



HAL
open science

Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses).

Didier Marquer

► To cite this version:

Didier Marquer. Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses).. Géochimie. Université Rennes 1, 1986. Français. NNT: . tel-00655965

HAL Id: tel-00655965

<https://theses.hal.science/tel-00655965>

Submitted on 3 Jan 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.

D. MARQUER

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-09-2

**transfert de matière
et déformation progressive
des granitoïdes**

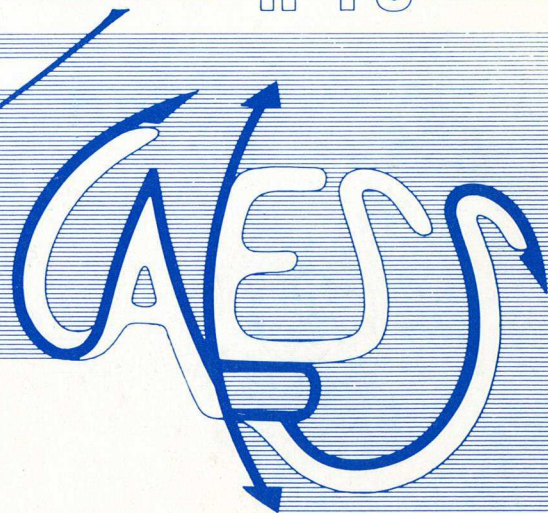
EXEMPLE DES MASSIFS DE L'AAR
ET DU GOTHARD
(ALPES CENTRALES SUISSES)

MEMOIRES ET DOCUMENTS

*du Centre Armoricaïn
d'Etude Structurale
des Socles*

n° 10

Rennes 1987



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

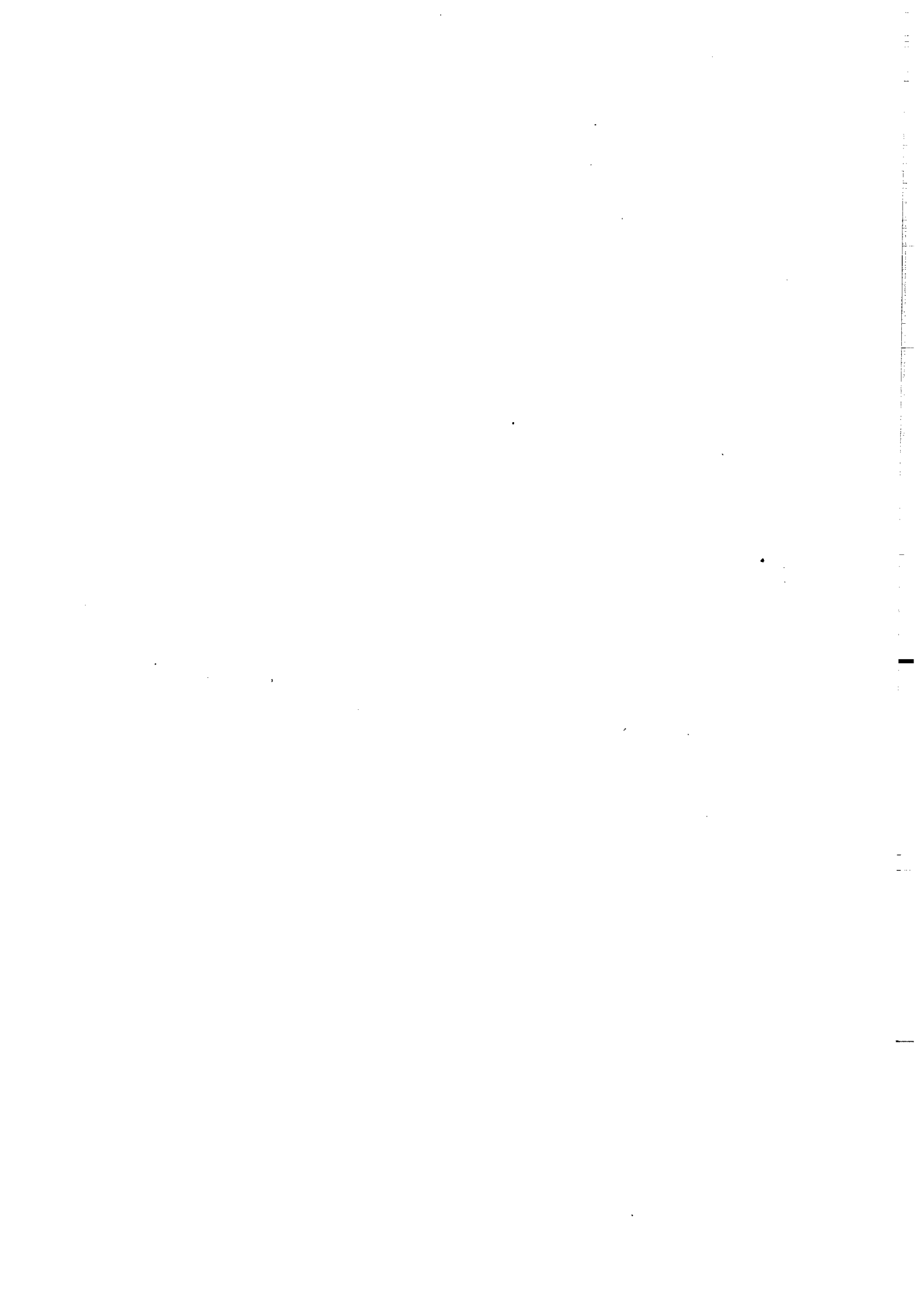
**N° 10
D. MARQUER**

**Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes.
Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard
(Alpes centrales Suisses).**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 21 Novembre 1986**

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

1987



ISSN : 0755-078 X

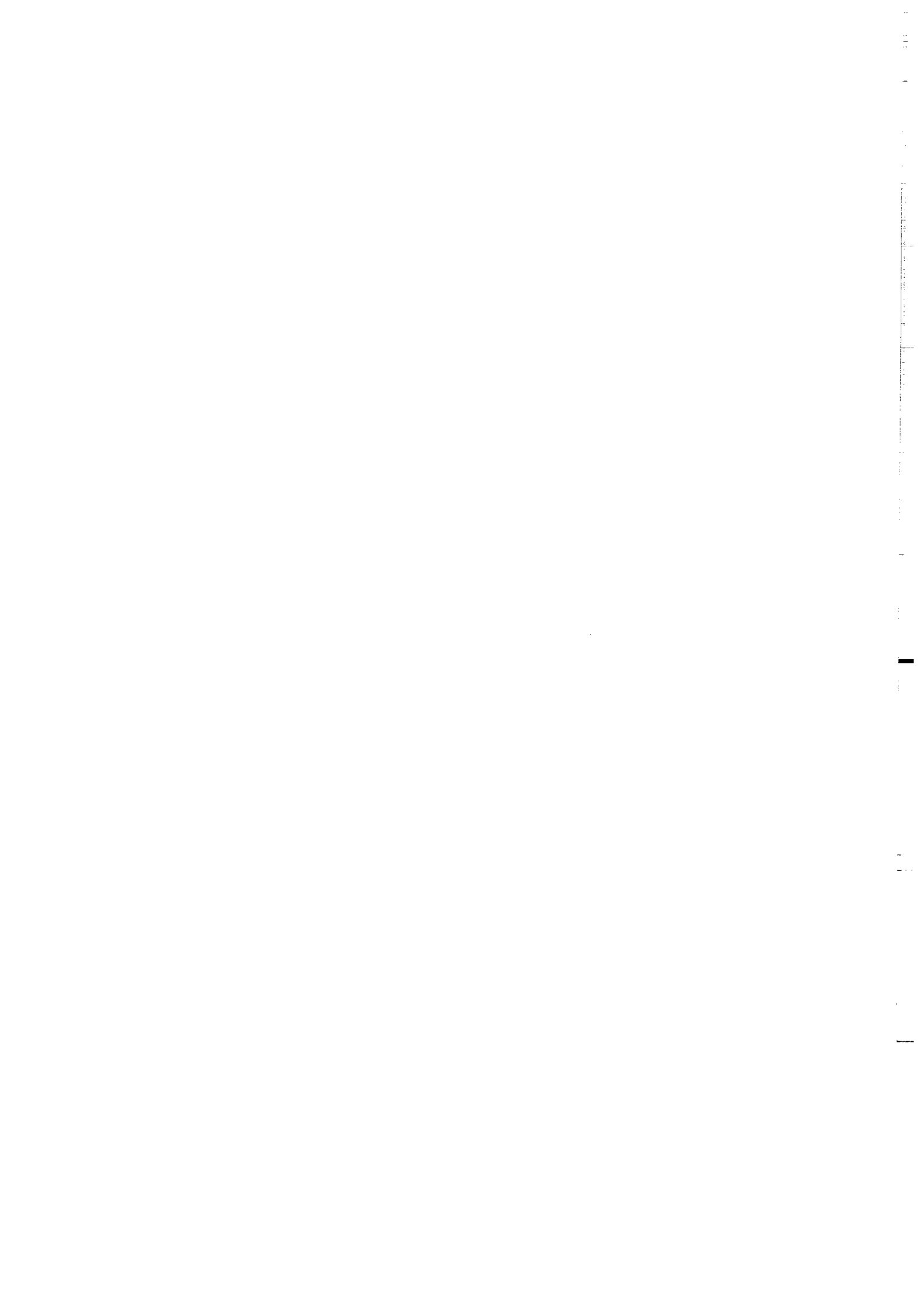
ISBN : 2-905532-09-2

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

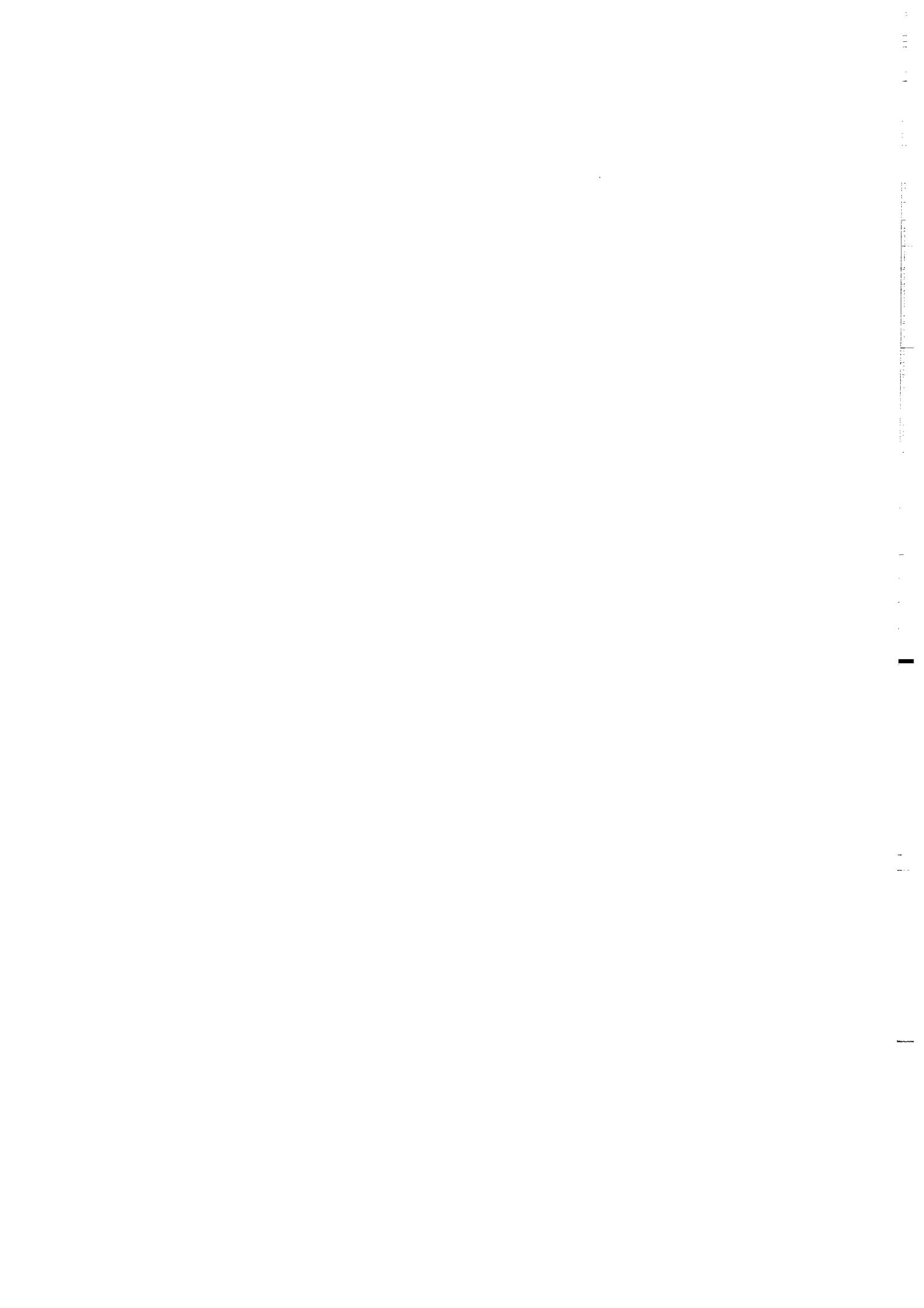
D. MARQUER (1987)

Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple
des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses).

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes 10 : 287 p.



Nombreuses sont les personnes qui par leur
Amitié et leurs compétences ont été mises
à contribution. Qu'elles reçoivent mes
plus vifs remerciements.



PLAN

<u>Introduction Générale :</u>	p	1
- 1ère Partie : <u>Généralités et Méthodologie</u>	p	3
- Introduction	p	5
- chap. 1 ; <u>Les données du problème : Mécanismes de déformation et Transferts de matière</u>	p	9
Introduction		
1-1. Mécanismes de déformation et lois de comportement.	p	12
1.11) Mécanismes de déformation		
1.12) Lois de comportement		
1-2. La phase fluide et son rôle	p	17
1.21) Source des fluides		
1.22) Distribution des fluides		
1.23) Rôle des fluides		
1-3. Comparaison des mécanismes de diffusion et d'infiltration.	p	22
1-4. Rôle de la déformation sur les transferts de matière	p	27
1-5. Méthode d'étude des mécanismes de déformation et de transport.	p	28
Conclusion		
- chap. 2 ; <u>Synthèse bibliographique des résultats relatifs aux transferts de matière dans les roches plutoniques.</u>	p	33
Introduction		
2-1. Données bibliographiques	p	37
2.11) éléments majeurs		
2.12) éléments traces et terres rares.		
2-2. Etat de référence.	p	42
2-3. Phase fluide	p	51
2-4. Phases minérales métamorphiques.	p	52
2-5. Causes des transferts de matière.	p	52
Conclusion		

- chap. 3 ; Méthodologie.

p 55

Introduction

3-1. Analyse de la déformation.

p 57

3.11) Utilisation des marqueurs ellipsoïdaux

3.12) Paramètres quantitatifs associés à la déformation finie.

3.121) Pourcentage de matrice macroscopique

3.122) Autres paramètres corrélés à la déformation finie.

Conclusion

3-2. Méthodes géochimiques

p 68

3.21) Caractérisation de l'état de référence

3.211) Analyse factorielle en composantes principales.

3.212) Diagrammes magmatiques

3.22) Bilans géochimiques

3.221) Méthode de Gresens

3.222) Diagramme pondéral normalisé.

3.23) Profils de variation

Conclusion

3-3. Méthodes d'étude minéralogique et pétrologique.

p 79

3.31) Minéralogie ; Analyses et formules structurales de minéraux.

3.311) Les biotites

3.312) Les micas blancs

3.313) Les feldspaths

3.314) Les minéraux accessoires

3.32) Equations minérales globales.

3.321) Analyse modale

3.322) Hypothèse de départ

3.323) Méthode

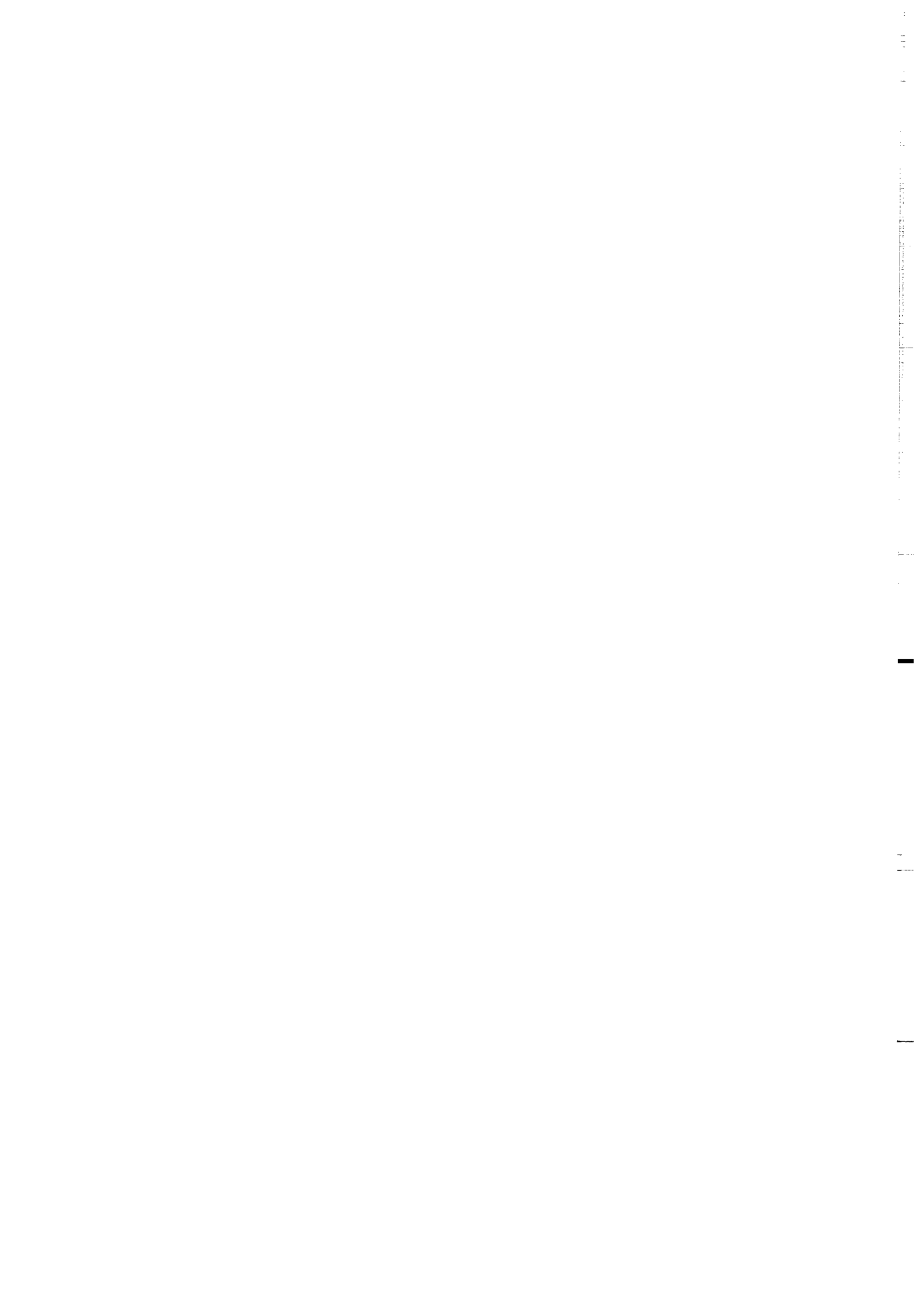
3.324) Exemple théorique de transformation minérale.

Conclusion

- 2ème Partie : <u>Résultats : Déformation et transferts de matière dans les granitoïdes des massifs de l'Aar et du Gothard</u>	p 97
- Introduction	
- chap. 1 ; <u>Structures et déformation des massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard.</u>	p 101
Introduction	
1-1. Métamorphisme et datation	p 105
1.11) Métamorphisme	
1.111) Aar	
1.112) Gothard	
1.12) Age de la déformation alpine	
1-2. Coupe sur une transversale Guttannen-Val bedretto	p 110
Introduction	
1.21) Mesures de déformation finie	
1.22) Relations déformation continue-discontinue : exemple Aar centre.	
1.221) Méthode	
1.222) Exemple Aar centre	
1.23) Aar sud	
1.24) Granite du Rotondo (Massif du Gothard).	
1.25) Synthèse des données : Coupe Guttannen-Nufenenstock.	
1-3. Coupe au col du Gothard	p 126
Introduction	
1.31) Mesures de déformation finie	
1.32) Gothard nord : Gamsboden et Fibbia nord.	
1.33) Gothard centre : Fibbia sud.	
1.34) Gothard sud : Tremola.	
1.35) Synthèse des données : Col du Gothard	
1-4. Modèle de déformation régionale	p 140
- chap.2 ; <u>Etude des transferts de matière en faciès schiste vert (Massif de l'Aar)</u>	p 143
Introduction	
2-1. Echantillonnage	p 147
2-2. Microstructures	p 147
2.21) Microstructures et déformation finie	
2.22) Microstructures et mécanismes de déformation	

2-3. Variations géochimiques et état de référence.	p 158
2.31) Effet de la composition initiale	
2.311) Analyse factorielle en composantes principales	
2.312) Diagrammes magmatiques	
2.32) Bilans géochimiques absolus	
2.321) Méthode de Gresens	
2.322) Diagrammes pondéraux normalisés.	
2-4. Variations géochimiques et déformation finie dans la granodiorite du Grimsel	p 171
2.41) Elements majeurs	
2.411) Elements immobiles	
2.412) Elements mobiles	
2.413) Allure des profils et conditions aux limites.	
2.414) La phase fluide	
2.42) Elements traces	
2.43) Terres rares	
2-5. Géochronologie et déformation : méthode Rb-Sr.	p 182
2-6. Minéralogie et pétrologie	p 188
2.61) Transformation de phases	
2.62) Evolution modale	
2.63) Evolution de la composition chimique des minéraux.	
2.631) Les biotites	
2.632) Les phengites	
2.633) Les feldspaths	
2.634) Les minéraux accessoires	
2.64) Equations minérales globales.	
2.641) Transition roche non déformée-orthogneiss	
2.642) Transition orthogneiss-ultramylonites.	
Conclusion	
- chap. 3 ; <u>Etude des transferts de matière en faciès amphibolite (Massif du Gothard).</u>	p 207
3-1. Microstructures et déformation finie	p 210
3-2. Géochimie	p 213
3.21) Variations magmatiques et variations associées à la déformation.	
3.22) Bilans géochimiques absolus.	
3-3. Comparaison avec le Massif de l'Aar.	p 216
Conclusion	

- chap. 4 ; <u>Discussion des modalités de transferts de matière pendant la mylonitisation.</u>	p 217
4-1. Relations entre les transferts de matière et la déformation.	
4-2. Conditions aux limites (système ouvert-fermé).	p 221
4-3. Mécanismes de transport.	p 225
4-4. Modèle d'évolution progressive des transferts de matière pendant la mylonitisation.	p 226
<u>Conclusions</u>	p 231
<u>Références bibliographiques</u>	p 237
<u>Annexes</u>	



INTRODUCTION GENERALE

Depuis de nombreuses années, différents travaux ont montré que certaines zones d'intense déformation (zones de cisaillement) peuvent être le siège d'une mobilité chimique et de transformations minéralogiques non négligeables. Ainsi, l'étude des interactions entre déformation et transferts de matière s'est avérée importante pour aborder des questions d'ordre (i) pratique ou (ii) théorique telles que :

(i) les méthodes de reconstitution des protolites ou les modalités de préconcentrations métallogéniques (Courrioux, 1983).

(ii) les modalités de déformation progressive à différentes échelles et l'interprétation des champs de déformation finie (Gratier, 1983) (ex. Δ volume).

Les interactions entre déformation, transformations minéralogiques et mobilités chimiques sont encore mal connues car elles dépendent de divers paramètres difficiles à isoler, tels que les conditions aux limites du système considéré (changement de volume, système ouvert ou fermé), les conditions physiques responsables de la stabilité ou de la destruction des associations minérales, la disponibilité et la composition des fluides, le type de mécanisme de transport, la nature des mécanismes de déformation à l'échelle du grain etc... Par ailleurs, l'étude de ces interactions n'est possible qu'à condition de pouvoir, d'une part, isoler les variations de composition strictement liées à la déformation, et, d'autre part, mesurer précisément l'intensité de déformation dans les échantillons analysés. Le respect de ces conditions limite actuellement la recherche des interactions entre déformation, transformations minéralogiques et mobilités chimiques, aux systèmes les plus simples. Parmi ceux-ci, l'orthogneissification et la mylonitisation de granitoïdes dans les conditions métamorphiques de bas à moyen degré ont été étudiés dans les massifs cristallins externes suisses.

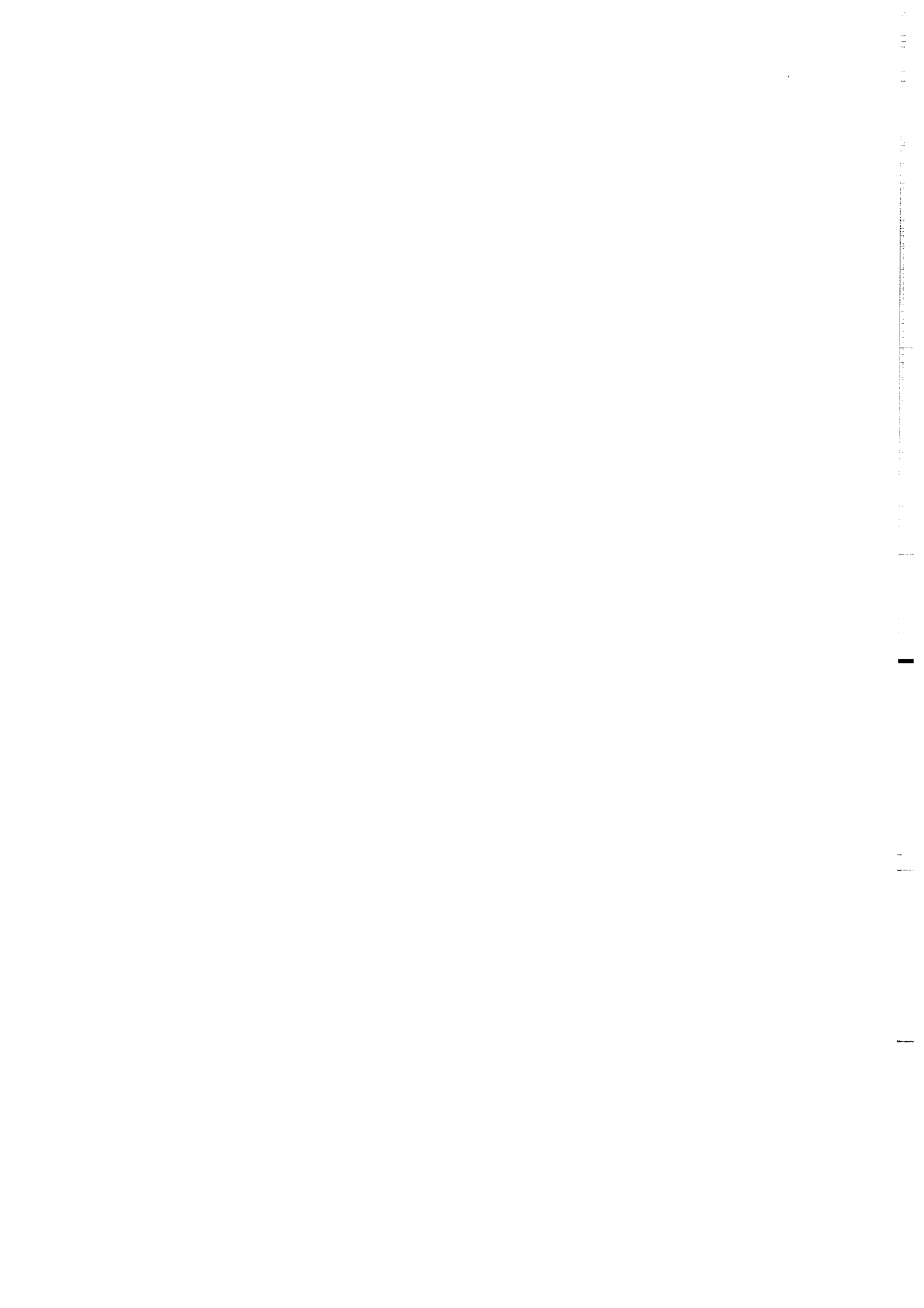
Ce mémoire se divise en deux parties :

La première partie résume l'état des connaissances sur les mécanismes de déformation et présente une synthèse bibliographique sur l'étude des transferts de matière dans les granitoïdes (S.P.). Au travers des résultats de ces deux premiers chapitres, une méthodologie est présentée.

La deuxième partie traite des exemples naturels du Massif de l'Aar et du Gothard où les analyses de la déformation finie et les analyses minéralogiques et chimiques ont pu être menées de pair. Les résultats de cette deuxième partie conduisent à un modèle d'évolution des transferts de matière associés à la déformation progressive des granitoïdes.

PARTIE I

GENERALITES ET METHODOLOGIE



PARTIE I

Introduction

Dans cette première partie, (i) l'étude des mécanismes de déformation et des conditions aux limites, (ii) la caractérisation de l'état de référence et (iii) les bilans des transferts de matière sont développés pour cerner ce problème des interactions entre Chimie - Minéralogie et Déformation. L'approche de ces trois principaux aspects de l'étude des transferts de matière (i), (ii) et (iii), nécessite le choix d'une méthode de quantification absolue des transferts. Dans cette introduction au problème général, les méthodes de bilans absolus sont successivement décrites.

L'estimation des transferts absolus ne peut pas être déduite directement de la comparaison des analyses chimiques ou minéralogiques exprimées en pourcentage (Fonteilles 1978). En règle générale, trois voies différentes conduisent à l'établissement de bilans de transferts absolus à l'échelle d'un système donné : (i) les bilans géométriques, (ii) les bilans minéralogiques et (iii) les bilans géochimiques.

(i) Bilans géométriques et déformation hétérogène

Les changements de volume, associés ou non à des transferts de matière, font partie intégrante de l'état de déformation finie. L'évaluation directe des variations de volume par l'analyse de la déformation est réalisable dans des cas particuliers lorsque la connaissance des formes initiales et finale d'un même objet est possible (ex. alternances stratigraphiques, épitaxie de fossiles, pseudomorphoses de minéraux) (Gardner, 1980, Munier, 1984, Sicard, 1984, 1986). Cette approche géométrique est difficilement applicable dans le cas des granitoïdes déformés.

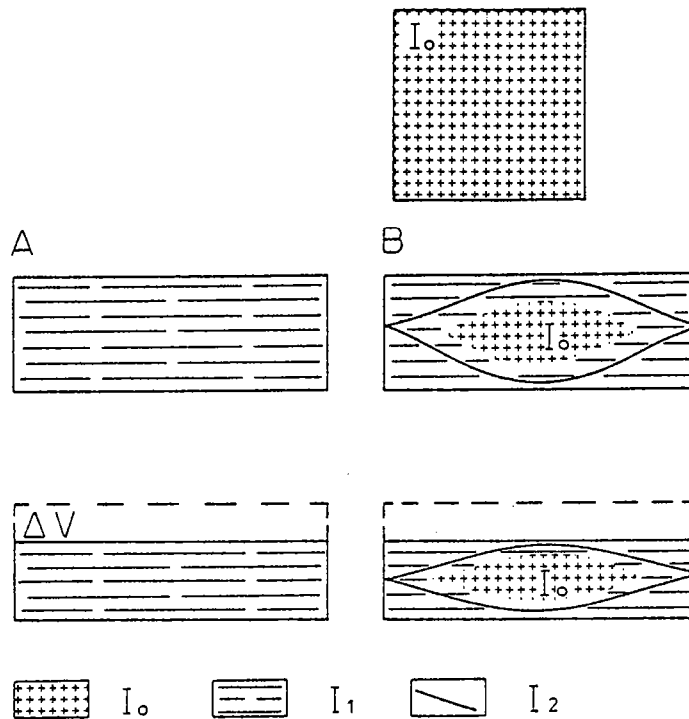


Fig. 1 Schéma présentant les différences qui résultent de la déformation homogène (A) ou hétérogène (B) pour des conditions aux limites différentes (avec ou sans changement de volume). (I_0 : état initial; I_1 : zones de moyenne déformation (orthogneiss); I_2 : zones de forte déformation (mylonites - ultramylonites).

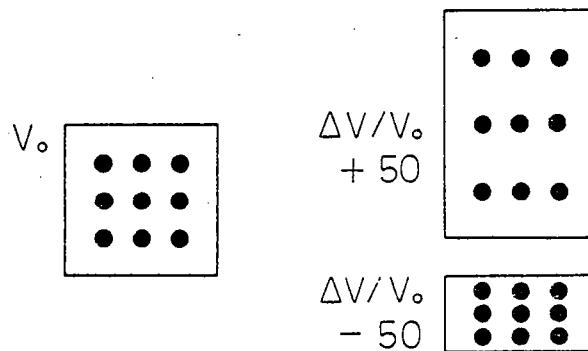


Fig. 2 Evaluation du changement de volume à partir des concentrations en minéraux insolubles.
 $\Delta V/V_0 = |(I_0/I_1) - 1|$ fd avec I_0 et I_1 : pourcentage de minéraux insolubles dans la zone initiale et déformée. fd : facteur correcteur prenant en compte les variations de densité des zones.
 . Ronds noirs : minéraux insolubles.

D'une manière générale, deux types de déformation peuvent être rencontrés pour une échelle donnée : (A) déformation homogène, (B) déformation hétérogène.

(A) Dans l'état fini, la déformation homogène ne conserve pas l'état de référence (fig. 1A).

(B) La déformation hétérogène, par contre, préserve dans certains cas cet état initial. La présence de gradients de déformation depuis des zones non déformées jusqu'à des zones de forte déformation (fig. 1B) permet d'aborder les problèmes de variation de volume et de transfert absolus par l'intermédiaire des bilans géochimiques ou minéralogiques.

Cette conservation de l'état de référence (témoin de la texture, de la minéralogie et de la composition chimique de la roche initiale) fait des zones de cisaillement des lieux privilégiés (des laboratoires naturels selon Etheridge, 1981) pour l'étude des processus de migration de matière associés à la déformation.

(ii) Bilans minéralogiques

Cette méthode développée dans les travaux de Lelong et Souchier, 1979, Gratier, 1983, 1984, et plus récemment par Potdevin et Caron, 1985, est basée sur l'estimation de la quantité des minéraux insolubles présents dans les échantillons non déformés et déformés des roches étudiées. La comparaison de ces teneurs en minéraux insolubles dans des roches d'intensité de déformation croissante permet l'estimation directe des changements de volume (fig. 2). Les détails concernant l'utilisation de cette technique sont décrits dans la thèse d'état de J.P. Gratier, 1984, seules les limites de la méthode sont rappelées ici :

- la répartition des minéraux insolubles doit être uniforme dans l'état non déformé;
- ces minéraux doivent être en quantité et de taille suffisante pour permettre la pratique de l'analyse modale;
- enfin, ces minéraux insolubles ne doivent pas participer aux réactions de transformation de phases.

Cette méthode d'analyse ne peut être retenue pour l'étude des transferts de matière associés à la déformation des granitoïdes dans les conditions métamorphiques envisagées dans cette étude (faible quantité de minéraux insolubles, transformations métamorphiques).

(iii) Bilans géochimiques

Cette dernière approche a été retenue. La méthode employée par Gresens, 1967, regroupe, dans une représentation graphique, des oxydes dont les rapports dans les différents faciès de déformation varient peu; ces éléments sont considérés comme immobiles (Carmichael, 1968; Kerrich, 1977; Ferry, 1982). J'ai développé et modifié ce moyen de calcul des variations de volume et des transferts absolus pour faciliter l'interprétation des résultats lorsque les éléments sont de teneurs fortement différentes dans les analyses de roches totales (ex. Majeurs - Traces) (cf. chap. 3).

Le choix des granitoïdes est subordonné au fait qu'ils contribuent à une grande part de la croûte continentale et qu'ils sont de bons marqueurs de la déformation à toutes les échelles. Cette première partie s'articule de la manière suivante :

Dans le premier chapitre, les mécanismes de déformation, de transport des éléments chimiques et les conditions aux limites des systèmes (ouvert ou fermé) sont abordés pour définir un moyen de détermination des mécanismes de transfert dominants.

Le deuxième chapitre est basé sur une synthèse bibliographique. Les problèmes de contexte métamorphique, du rôle de la phase fluide et surtout de l'état de référence sont analysés à partir d'exemples naturels.

Enfin, dans le troisième chapitre les méthodes d'analyse de la déformation et les méthodes géochimiques et minéralogiques utilisées pour traiter ce problème des transferts de matière dans les granitoïdes mylonitisés sont développées.

Chapitre 1 :

<u>Les données du problème : Mécanismes de déformation et Transferts de matière</u>	p 9
Introduction	
1-1. Mécanismes de déformation et lois de comportement.	p 12
1.11) Mécanismes de déformation	
1.12) Lois de comportement	
1-2. La phase fluide et son rôle	p 17
1.21) Source des fluides	
1.22) Distribution des fluides	
1.23) Rôle des fluides	
1-3. Comparaison des mécanismes de diffusion et d'infiltration.	p 22
1-4. Rôle de la déformation sur les transferts de matière	p 27
1-5. Méthode d'étude des mécanismes de déformation et de transport.	p 28
Conclusion	

Chapitre 1

LES DONNEES DU PROBLEME :

MECANISMES DE DEFORMATION ET TRANSFERT DE MATIERE

INTRODUCTION

La déformation des roches est contrôlée par des mécanismes physico-chimiques intra ou intercrystallins. L'ordre de grandeur et l'échelle des transferts de matière sont fonction des différents mécanismes de déformation impliqués. La recherche des mécanismes physiques de déformation plastique et des lois rhéologiques associées a fait l'objet de nombreux travaux théoriques et expérimentaux ces dernières années (Rutter, 1976; Durney, 1976, Nicolas et Poirier, 1976; Kirby, 1983, Gratier, 1984...). Si l'étude des lois de comportement et des mécanismes à l'échelle du grain pour certains minéraux a donné des résultats, les expériences sur des agrégats monominéraux (Mainprice et Paterson, 1983) ou sur des agrégats polycristallins (Dell Angello et Tullis, 1982) ne permettent pas de trouver de relations simples entre les lois de comportement à l'échelle du grain et celles de l'agrégat.

Ce chapitre décrit brièvement l'état des connaissances sur les mécanismes de déformation (cf. 11).

Les transferts géochimiques à l'échelle de l'échantillon sont associés à des mécanismes de déformation intercrystallins. Les principales caractéristiques liées à ces mécanismes de déformation sont résumées de la manière suivante :

- la phase fluide (cf. 12),
- comparaison des principaux mécanismes de transport (cf. 13),
- le rôle de la déformation sur les transferts de matière (cf. 14).

Enfin, les tests utilisables pour l'étude particulière des transferts de matière dans les gradients de déformation sont discutés (cf. 15).

1.1. MECANISMES DE DEFORMATION ET LOIS DE COMPORTEMENT

Dans ce mémoire, les interprétations et les conclusions traiteront en partie des mécanismes de déformation et des transferts associés. Si depuis ces dernières années, les mécanismes de déformation et les lois de comportement ont été décrites, les classifications qui en sont faites, dépendent surtout des échelles d'étude (échelle du cristal (Nicolas, 1984), échelle de l'agrégat (Gratier, 1984)). En plus du choix d'une terminologie adaptée à notre type d'étude, un résumé des différents mécanismes de déformation et des lois de comportement associées nous a permis de définir les paramètres mesurables susceptibles de contrôler le type de déformation enregistré par les roches (taille des grains, température ...). La connaissance de l'importance de certains paramètres dans les lois de comportement et les microstructures associées aux différents mécanismes, permettent de décrire les processus qui contrôlent l'évolution des gradients de déformation étudiés.

1.1.1. Mécanismes de déformation

Pour le type d'étude entreprise sur les relations entre les transferts et la déformation à l'échelle de gradients de déformation macro ou mésoscopiques, la terminologie de J.P. Gratier a été retenue (fig. 1-1; Tab. 1-1). Le cas particulier de la superplasticité (fig. 1-1) n'est pas considéré comme un mécanisme autonome dans la mesure où le glissement entre les grains peut être accommodé par l'un des trois types de déformation ci-dessus (tab. 1-1).

Un tableau récapitulatif présente ces différents types de mécanismes en fonction de leur degré de dépendance vis à vis des fluides, de la taille des grains, de la température et de la vitesse de déformation (fig. 1-3A), ainsi que quelques microstructures associées (tab. 1-1).

Certains mécanismes de déformation ne sont pas assistés de fluides tandis que pour d'autres, une phase fluide est nécessaire. La présence ou l'absence de fluide doit contrôler la distance des transferts de matière et il est plus probable d'observer des transferts d'échelle supérieure aux grains lorsque des mécanismes assistés de fluides sont dominants (fig. 1-2).

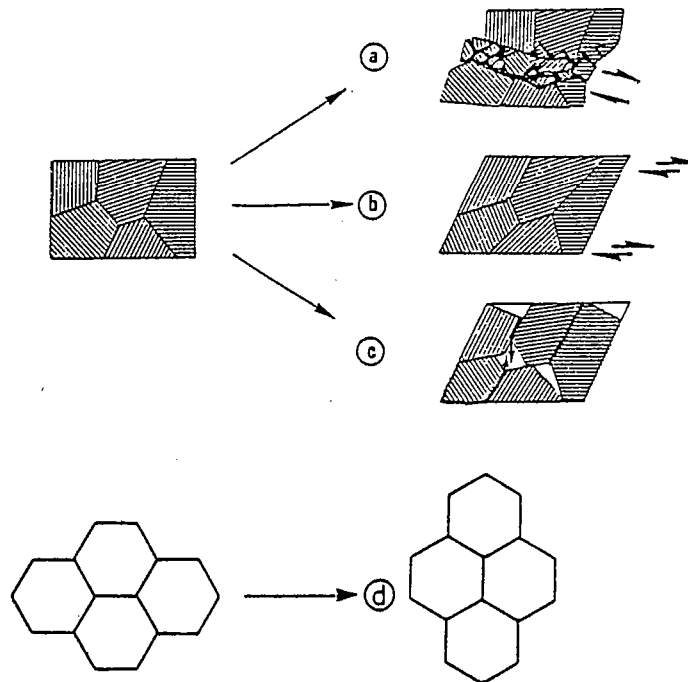


Fig. 1-1 Schématisation des trois principaux types de déformation et de la superplasticité (a) déformation cataclastique; (b) déformation plastique; (c) déformation avec transfert de matière; (d) superplasticité. (a),(b),(c) d'après Gratier, 1984, (d) d'après Ashby et Veral, 1973.

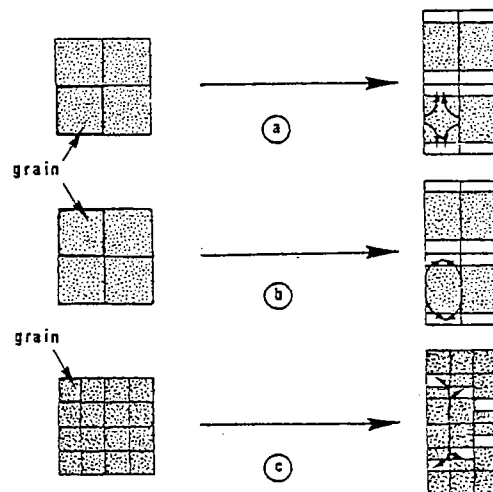


Fig. 1-2 Comparaison schématique des mécanismes de diffusion et de l'échelle des transferts associée (d'après Gratier, 1984).

a : fluage Nabarro-Herring; b : fluage de Coble. Pour ces deux mécanismes, il n'y a pas d'intervention de la phase fluide et le système est clos à l'échelle du grain. c : dissolution-cristallisation. Les transferts s'effectuent le long de chemins privilégiés par l'intermédiaire d'une phase fluide sur des distances variables.

	Mécanismes	Fluides	Température Taille des grains	$\dot{\epsilon}$ sec ⁻¹	Microstructures
Déformation Cataclastique	Fracturation	- non nécessaires	- Faible dépendance avec la température - Influence de la taille des grains.	Très rapide 10^{-7} 10^{-5}	Cracks Fractures
Déformation Plastique	Fluage de dislocations - glissement	- non nécessaires	- Basse température	assez rapide 10^{-6} 10^{-11}	Orientations préférentielles de réseau extinctions onduleuses, pliages, macles. Restauration sous grains Recristallisation, Néoblastes
	- montée		- Haute température	10^{-6} 10^{-11}	
Déformation avec Transfert de Matière	Fluage - diffusion - Nabarro-Herring - Coble	- non nécessaires	- Haute température - dépend de la taille des grains	Très lente 10^{-14} 10^{-16}	Pas d'orientations de réseau Différentiation chimique - Surface de dissolution - Zones abritées - Filons de minéraux insolubles.
	- Dissolution - Cristallisation	- nécessaires	- Basse température - dépend de la taille des grains	assez lente 10^{-11} 10^{-15}	

Tableau 1-1 Tableau récapitulatif des types de déformation, mécanismes et microstructures associées à l'échelle de l'agrégat (d'après la terminologie de Gratier, 1984).

Processus limitant la vitesse du fluage	Numéro du modèle	Facteurs du déplacement et des matériaux	Facteurs géométriques	Force motrice
Diffusion aux joints des domaines	D	$D_m \cdot \bar{c} \cdot V_s / R.T$	$\alpha \cdot w/d^3$	$\Delta \sigma_n$
Diffusion à travers les domaines	D'	$D_s \cdot \bar{c} \cdot V_s / R.T$	α'/d^2	$\Delta \sigma_n$
Réactions aux interfaces solide/fluide (dissolution, cristallisation)	R	$k' \cdot \bar{c} \cdot V_s / R.T$	$2/d$	$\Delta \sigma_n$
Infiltration à travers les domaines (gradient de charge fonction de la taille des domaines).	I	$K \cdot \Delta \bar{c}/n$	B/d^2	$\rho \cdot g \cdot \Delta h$
Infiltration à travers les domaines (gradient de charge indépendant de la taille des domaines).	I'	$K \cdot \Delta \bar{c}/n$	$2/d \Delta x$	$\rho \cdot g \cdot \Delta h$

Tableau 1-2 Tableau comparatif des paramètres intervenant dans les différents modèles, pour le calcul de la vitesse de déformation d'un cube de côté d avec un mécanisme de fluage par dissolution-cristallisation en système clos (d'après Gratier, 1984).

Le phénomène de dissolution-cristallisation est le seul mécanisme susceptible de ne pas conserver la masse à l'échelle de l'échantillon (Kerrich et al., 1977) et capable de combiner la différenciation minérale, les changements de volume et les modifications de composition.

1.1.2. Lois de comportement

Les lois de fluage sont définies pour un système clos. Ce système est ramené, dans les études théoriques, à l'échelle du grain (Nicolas et Poirier, 1976, Rutter, 1976, Gratier, 1984, Potdevin, 1984), ou de l'agrégat (Gratier, 1984). Ces lois mettent en relation les divers paramètres qui interviennent pendant la déformation avec la vitesse de déformation ($\dot{\epsilon}$). Mis à part le fluage cataclastique, qui est un cas particulier difficile à comparer aux autres mécanismes, il est intéressant de comparer les lois de fluage des différents mécanismes afin de noter les degrés d'importance des divers paramètres de ces équations. Notre intérêt s'est porté sur les lois de comportement des mécanismes avec transfert de matière (tab. 1-1).

Pour ces mécanismes de déformation avec transfert de matière, la diffusion est classiquement considérée comme contrôlant le processus. La vitesse du fluage dépend fortement de la géométrie des chemins de transfert. De ce fait, la taille des grains et l'épaisseur du film fluide sont des facteurs géométriques de grande importance. Les relations peuvent s'écrire :

$$\begin{aligned} \text{Nabarro Herring} &: \dot{\epsilon} \propto D_s \sigma_d V_s / RTd^3 \\ \text{Goble} &: \dot{\epsilon} \propto D_j \sigma_d w V_s / RTd^3 \\ \text{Dissolution cristallisation} &: \dot{\epsilon} \propto D_m \Delta \sigma_n \bar{c} w V_s / RTd^3 \end{aligned}$$

(pour un système clos à l'échelle des grains).

Avec D_s , D_j , D_m : coefficient de diffusion dans le solide, le long des joints de grains ou dans le fluide intergranulaire; $\Delta \sigma_n$: différence contraintes normale aux interfaces solide/fluide en dissolution et en croissance; \bar{c} : concentration du solide en solution dans le fluide intergranulaire; w , largeur du joint de grain; V_s : volume molaire du solide; d : diamètre des grains.

Dans le cas particulier de la dissolution-cristallisation, il est possible d'envisager que d'autres processus contrôlent la vitesse de déformation et la vitesse des transferts; les réactions aux interfaces (dissolution, cristallisation) et le phénomène d'infiltration en sont deux exemples. Des modèles de déformation et des lois de fluage sont proposées par J.P. Gratier (thèse, 1984), afin de comparer l'importance des divers paramètres impliqués dans les processus limitant la vitesse de fluage (tab. 1-2). Dans ce tableau, le paramètre d représente la taille du système clos; il est intéressant de noter que dans ce genre d'analyse, la mesure du chemin de transfert (w et d) est un paramètre de base de l'estimation des vitesses de déformation. (Des exemples quantitatifs explicites sont développés dans la thèse de Gratier, 1984).

D'après ce résumé, les paramètres importants qui peuvent intervenir sur les vitesses de fluage sont la taille du système clos, la géométrie des chemins transfert, la température, les solubilités des solides en solution et les vitesses de diffusion. Une représentation graphique du champ d'application de ces divers modes de fluage est définie sous le terme de carte de déformation. Deux types de représentations sont utilisés actuellement, elles reflètent l'influence de la taille des grains et de la température sur les mécanismes de déformation (fig. 1-3). L'intérêt de discriminer les divers paramètres susceptibles de modifier les lois de fluage réside dans le fait que seul le mécanisme le moins rapide contrôle la déformation de l'agrégat. Dans un mécanisme de dissolution-cristallisation, par exemple, les processus de dissolution ou de cristallisation seront en compétition avec les processus de transfert (diffusion ou infiltration) et le plus lent contrôlera la vitesse de déformation.

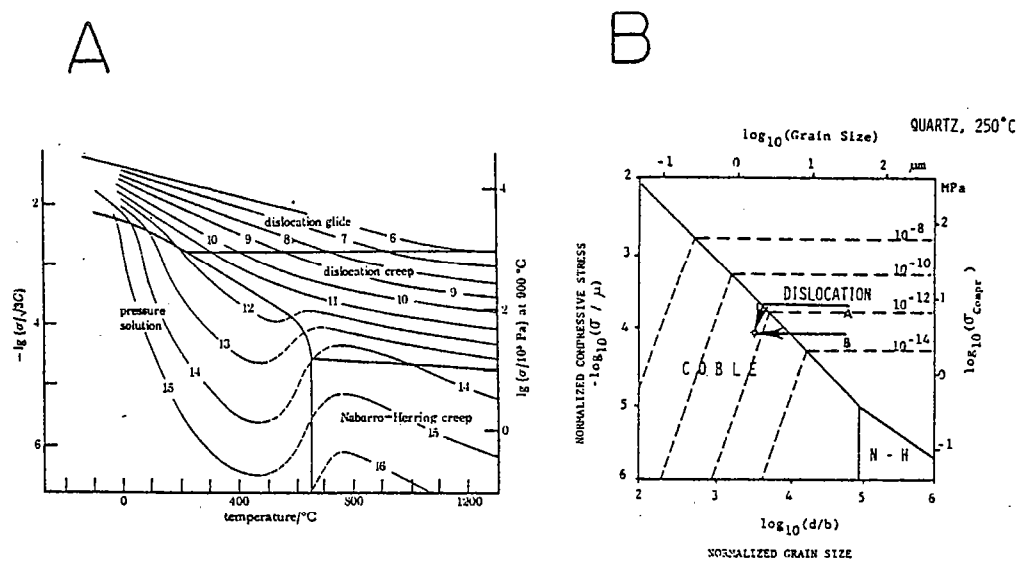


Fig. 1-3 Cartes de déformation en fonction de la température (A), de la taille des grains (B); (A) : Carte de déformation du quartz ($d = 100 \mu\text{m}$) (d'après Rutter, 1976). (B) : Carte de déformation du quartz à 250°C . Deux types d'évolution de la déformation sont représentés : (A) vitesse de déformation constante, (B) contrainte constante (d'après Mitra, 1984).

1.2. LA PHASE FLUIDE ET SON ROLE

Certains mécanismes définis précédemment nécessitent la participation de fluides : le type, la source, la distribution et le rôle des fluides sont importants à préciser pour fixer les conditions limites lors de la modélisation des transferts de matière pendant la déformation. La présence et la participation des fluides dans des conditions physico-chimiques et des milieux différents ont fait l'objet de nombreux travaux (Beach, 1976, Kerrich, 1977, Ferry, 1985, Mullis, 1979). Les réactions métamorphiques, qu'elles soient progrades ou rétrogrades, font souvent intervenir des minéraux hydratés. Dès lors, à partir des méthodes d'étude du métamorphisme (thermodynamique expérimentale, étude des inclusions fluides, équilibrage de réactions, ...) une estimation de la composition de la phase fluide peut être réalisée. Les constituants majeurs de la phase fluide sont respectivement H_2O pour les roches alumino-silicatées (pélites, granites), et le plus souvent CO_2 pour les roches calciques (carbonates). Ce dernier constituant tend par ailleurs à augmenter sa concentration lorsque la température s'élève (Fyfe et al., 1978).

1.2.1. Source des fluides

Deux types de sources majeures de fluides sont classiquement invoquées : (i) des fluides internes ou (ii) des fluides externes au système (Fonteilles, 1978).

(i) Les fluides internes au système sont des fluides piégés à l'intérieur des pores de la roche. Ces fluides sont en faible quantité dans les roches de moyenne profondeur et sont en équilibre avec les phases minérales adjacentes.

(ii) Les fluides de provenance externe sont exclusivement de deux sortes dans les domaines de moyenne profondeur (il est possible, en effet, de négliger les fluides de surface dans les niveaux structuraux internes). Lors du métamorphisme prograde, les réactions de déshydratation libèrent des fluides qui s'infiltreront vers des niveaux supérieurs et peuvent intervenir par des rééquilibrages avec les roches traversées (Fyfe, 1976). Enfin, l'autre source est mantellique et définie comme un mouvement ascendant dans la croûte des fluides en provenance du manteau.

1.2.2. Distribution des fluides

Du point de vue général, les fluides libres dans les roches sont essentiellement distribués dans les domaines intergranulaires. Ces milieux intersticiels, intermédiaires entre les minéraux, définissent la porosité. Lorsque la pression lithostatique augmente, les espaces vides occupés par les fluides diminuent; c'est le cas des mécanismes de compaction dans les domaines superficiels (fig. 1-4) (Angevine et al., 1983). Cette réduction du

volume des pores, génère l'expulsion de certaines quantités de fluides lorsque le système est ouvert, ou augmente la pression fluide dans la roche lorsque le système est clos en réponse à la déformation élastique du matériau.

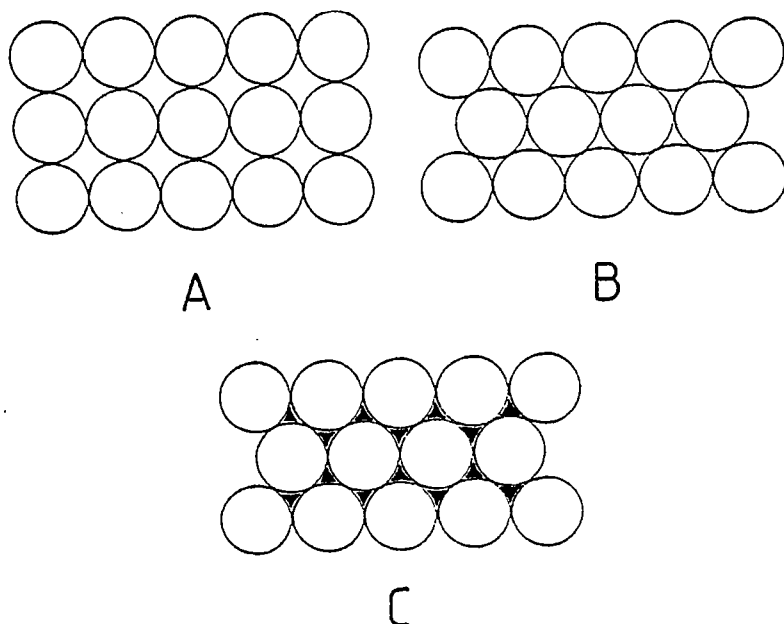


Fig. 1-4 Réduction de la porosité par compaction (Price, 1975)
 (a) Matériau non compacté
 (b) Matériau compacté : volume des vides diminué
 (c) Colmatage.

Enfin, la troisième étape de cette réduction de porosité par compaction réside en un colmatage des pores (fig. 1-4(c)) :

- soit à volume constant avec apport de matière,
- soit à masse constante par changement de forme des grains (changement de volume).

Dans ces deux cas, le mécanisme responsable de cette transformation est la dissolution-cristallisation. Les microstructures en limite de grains sont comparables au modèle proposé par White et White, 1984 (fig. 1-5).

Les milieux intergranulaires dans les domaines de pression intermédiaire restent mal connus. Leur importance est pourtant primordiale puisqu'ils définissent les chemins de transfert. Le modèle proposé par White et White, 1978, rend compte de la structure des limites de grains d'après des observations au microscope électronique à transmission (fig. 1-5). Ce modèle

admet la présence de fluides libres dans des cavités restreintes et soulève le problème du comportement du film fluide intergranulaire (f) et des relations d'interface entre fluide-solide. La phase de dispersion en limite de grain (Gresens, 1966) semble se comporter comme un milieu intermédiaire entre une phase fluide et une phase solide. Elle doit permettre des vitesses de diffusion intermédiaires entre les vitesses de diffusion dans les fluides libres et celles dans les solides (Potdevin, 1984). Durant la mylonitisation, une réduction importante de la taille des grains s'établit. Cette diminution de taille des phases minérales a pour conséquence d'augmenter la surface totale et le nombre des joints de grains. De cette manière, la déformation contribue à une accentuation de la porosité en limite de grains.

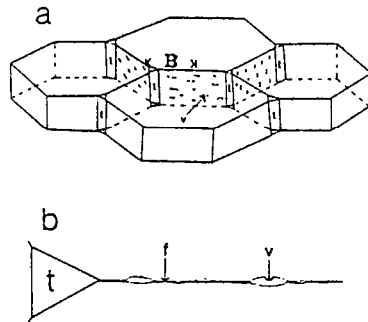


Fig. 1-5 Modèle de limite de grain (d'après White et White, 1981)

a : modèle tridimensionnel présentant les microcavités (V) et les tubules (t) ou micropores qui permettent les interconnexions en trois dimensions.
 b : la section (B) sur la figure (a) montre les dimensions et les relations entre les tubules ($< 5 \mu\text{m}$), les microcavités ($< 1 \mu\text{m}$) et le film fluide (f) ($< 30 \text{ \AA}$).

D'autres localisations de la phase fluide, essentiellement intragranulaires, existent :

- il s'agit tout d'abord des inclusions fluides (Jenatton, 1981, Gratier, 1984) qui correspondent à des fluides piégés dans des cavités minérales.
- et d'autre part, de la phase fluide constitutionnelle des minéraux hydratés qui peut être libérée lors des transformations métamorphiques.

Des mesures de porosité ont été effectuées sur plusieurs types de matériaux naturels. La porosité des roches dans les conditions de pression intermédiaire est faible (Fyfe, 1978), les estimations quantitatives effectuées sur des granitoïdes donnent des valeurs de l'ordre de 1 % (Brace, 1965).

1.2.3. Rôle des fluides

Il est possible de séparer le rôle de la phase fluide en deux types d'effets d'égale importance vis à vis de la déformation. Ce sont les effets mécaniques, et les effets physico-chimiques.

Les effets mécaniques se manifestent essentiellement par la fracturation hydraulique (pour revue, voir Gratier, 1984). Ce type de déformation dépend de la pression des fluides contenus dans les pores de la roche et de sa variation par rapport à la pression lithostatique. Le propre d'une phase fluide est de pouvoir transmettre les pressions; la pression fluide dans les roches doit approcher la pression lithostatique dans les diverses conditions métamorphiques (Fyfe et al., 1978). Cependant des pressions fluides élevées (>Plith.) peuvent apparaître et être responsables de la fracturation des roches (ex. compaction en système clos). L'influence de la pression fluide sur la transition ductile-fragile dans les conditions géologiques est mise en évidence pour des échantillons naturels (fig. 1-6). Dans cet exemple, si la pression fluide est identique à la pression lithostatique ($\lambda = 1$), les roches se situent dans le champ de la déformation cassante jusqu'à des profondeurs de 15 km.

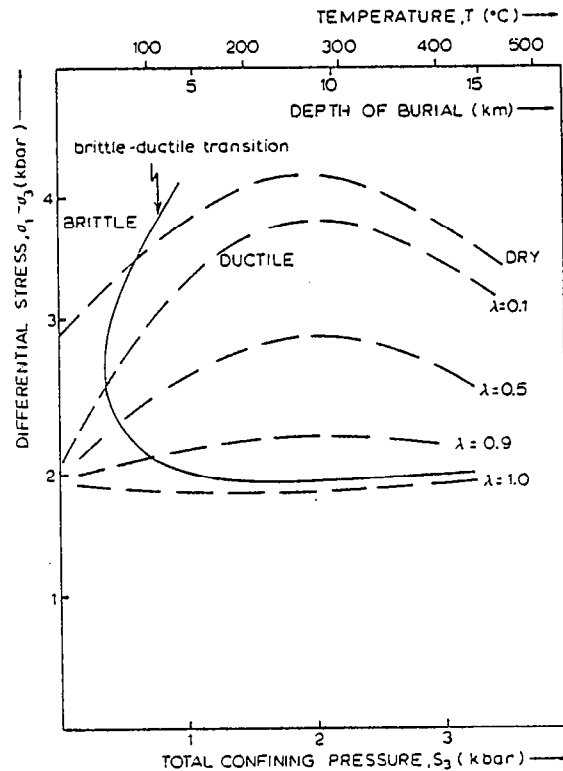


Fig. 1-6 Influence de la pression fluide des pores sur le mode de déformation pour des calcaires (Solnhofen Limestone). $\lambda = Pf/Ps$ (d'après Rutter, 1974, dans Fyfe et al., 1978).

Les effets physico-chimiques sont a priori favorisés par l'hydrolyse des liaisons Si-O des minéraux en réaction avec la phase fluide. Toutefois d'autres facteurs peuvent intervenir, tels que le pH, l'activité des autres composants, etc... (Hobbs, 1983). Ces effets sont décrits succinctement :

- La présence de fluides joue un rôle prépondérant dans les mécanismes de pression-solution définis par Sorby, 1908, et développés par Durney, 1976, McClay, 1977, Engelder et al., 1981, Green, 1983... Plus récemment, Gratier, 1984, et Potdevin, 1984, proposent le terme plus général de dissolution-cristallisation pour ce phénomène. Pour une revue générale et une approche théorique du phénomène de dissolution-cristallisation, il convient de se référer à ces deux derniers auteurs.
- De plus, la phase fluide favorise la recristallisation de certaines phases minérales (ex. quartz) permettant ainsi une localisation de la déformation dans des domaines à grain fin (Kirby, 1985) ou dans des zones composées de phases cristallisées plus ductiles que les minéraux primaires.
- Les fluides sont également considérés comme des défauts ou des impuretés lorsqu'ils sont situés dans les grains : les mécanismes intracristallins de diffusion et la recristallisation statique sont alors favorisés par leur présence (Hydrolytic Weakening; Tullis et Yund, 1980; Kirby, 1985).
- Enfin, le phénomène d'absorption sur les surfaces des fractures est contrôlé par la phase fluide qui aide la propagation des discontinuités et diminue ainsi l'énergie de surface des fractures (Parks, 1983, Segall, 1983).

Après avoir résumé les caractéristiques essentielles des deux types d'effets de la phase fluide dans les roches, le rôle de la phase fluide dans les mécanismes par dissolution-cristallisation est plus particulièrement développé. Lorsqu'un système n'est pas soumis à des forces tectoniques, le fluide est en équilibre avec les phases minérales environnantes. Si un déséquilibre apparaît (principalement par les instabilités tectoniques), la phase fluide se comporte de deux manières : (i) comme solvant vis à vis des minéraux présents et (ii) comme agent de transport des ions en solution.

(i) Le rôle de solvant (dissolution et recristallisation) est essentiellement fonction de l'activité des solutions et du temps d'interaction (vitesse de dissolution) (Jeanatton, 1981, Gratier, 1984).

(ii) Deux types de mécanismes de transport sont invoqués : Infiltration et Diffusion. La force motrice pour ces deux mécanismes est différente (cf. tab. 1-2). Les mécanismes d'infiltration sont contrôlés par le gradient de charge tandis que le gradient de concentration contrôle le mécanisme par diffusion.

Avant de comparer ces deux mécanismes de transport essentiels, une remarque doit être faite sur le rôle de la température pour compléter cette étude sur les déplacements de matière : les transferts de matière peuvent être également favorisés par des gradients thermiques qui provoquent des courants de convection (effet Soret). De plus les variations thermiques modifient les gradients de concentration et influencent, de ce fait, les mécanismes d'infiltration ou de diffusion (Jeanatton, 1981).

1.3. COMPARAISON DES MECANISMES D'INFILTRATION ET DE DIFFUSION

La majorité des auteurs (Korzhinskii, 1970, Fletcher et Hofman, 1974, Frantz et Weisbrod, 1974, Beach, 1976, Fonteilles, 1978, Fyfe, 1978, Etheridge et al., 1984, Gratier, 1984, Potdevin, 1984) s'accordent sur des bases naturelles ou théoriques, pour affirmer que seuls les modèles d'infiltration peuvent rendre compte de transferts de matière à grande échelle (métrique à kilométrique). Si ce Processus de Transport est plausible, il soulève tout de même des problèmes d'ordre géologique sur la source des fluides, leur quantité et leur devenir. Du point de vue quantitatif, même si ces auteurs invoquent des cellules de recyclage d'échelle crustale (Etheridge et al., 1984), le volume des fluides devant participer aux transferts de matière par un mécanisme d'infiltration est considérable. A titre d'exemple, la précipitation de quartz dans une fente de $6 \times 6 \times 0,13$ m est permise si $6.37 \cdot 10^{10}$ litres d'eau circulent à travers cette zone (Jenatton, 1981). Ce volume multiplié par le nombre de fentes de cristallisation dans les unités géologiques devient énorme. Le but de cette comparaison des mécanismes d'infiltration et de diffusion est d'évaluer l'échelle maximale des transferts par diffusion dans des domaines crustaux semi-profonds et de voir si ce mécanisme est compatible avec les données existantes (\vec{c} , D_{Diff} , d , w) par comparaison avec les modèles antérieurs.

L'infiltration consiste en un mouvement du fluide qui entraîne les particules. La distance de transport par ce mécanisme dépend essentiellement de la perméabilité (K) et du gradient de charge ($\partial h / \partial x$) (Fletcher et Hoffmann, 1974, Gratier, 1984).

La diffusion permet un mouvement des particules dans une phase fluide fixe, la distance de transport par diffusion dépend exclusivement du coefficient de diffusion (D_{Diff}) (Fletcher et Hoffmann, 1974, Gratier, 1984).

Les équations de distance de transport en fonction du temps s'écrivent alors d'après Fletcher et Hoffmann, 1974 :

$$X_D = \sqrt{2D_{Diff}\beta t} \quad \text{et} \quad X_I = (K \cdot \overrightarrow{VP} / \partial \beta) t$$

(avec \overrightarrow{VP} , gradient de charge et β , la porosité de la roche).

A partir de ces équations, il est possible de comparer les distances de transfert possible par ces deux mécanismes pour des gammes de valeurs d'échelle géologique (fig. 1-7) : d'après ce diagramme, des transferts de l'ordre du mètre ou de la centaine de mètres sont possibles pour des coefficients de diffusion de l'ordre de 10^{-8} m²/sec et des gammes de temps de l'ordre de 10^6 - 10^7 Ma. Ces valeurs du coefficient de diffusion de l'ordre de 10^{-8} - 10^{-10} m²/sec sont argumentées par des expériences de diffusion aux joints de grains d'une granodiorite pour des gammes de

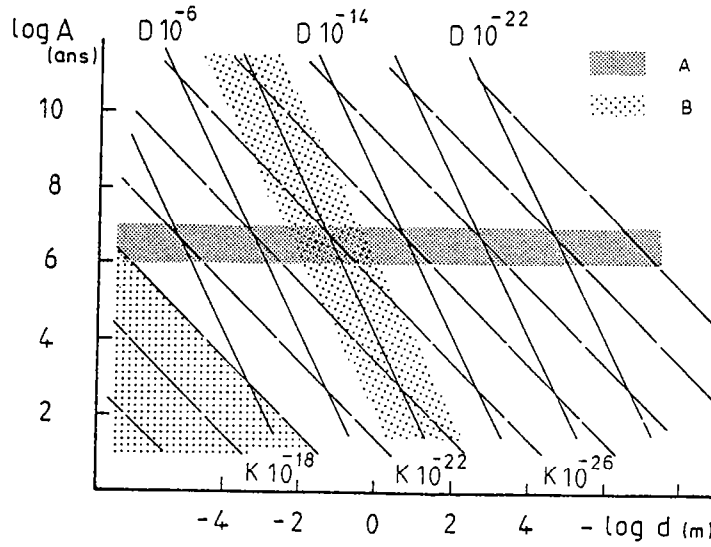


Fig. 1-7 Diagramme des distances de transport, en fonction du temps (log A) pour les mécanismes de diffusion et d'infiltration (modifié d'après Etheridge, 1984). A : gamme du temps nécessaire pour l'activité d'un mécanisme associé à la déformation. B : valeurs des coefficients de diffusion (10^{-8} m²/sec. - 10^{-12} m²/sec.) et des coefficients de perméabilité ($< 10^{-20}$ m²) dans des matériaux géologiques ($\partial = 10^{-4}$ Pa.s. (Dudziack et Franck, 1976, dans Jeanatton, 1981); VP = $\frac{\partial \eta}{\partial x} = 10$ MPa/m).

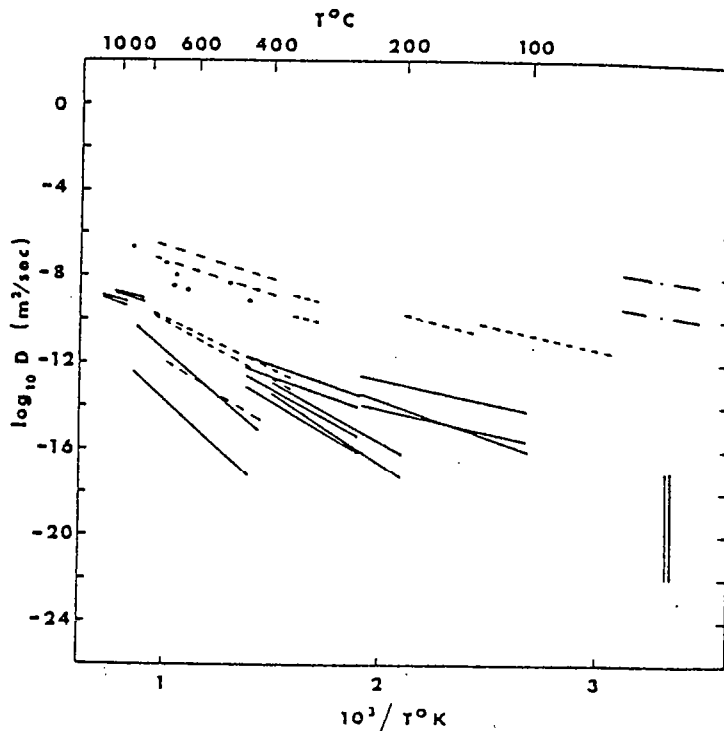


Fig. 1-8 Valeur des coefficients de diffusion, synthétisés par Fisher et Elliot (1974) dans Gratier (1984) :

- Tirets : diffusion aux joints de grains dans les métaux.
- Traits pleins : diffusion de cations dans les silicates.
- Points : diffusion aux joints de grains d'une granodiorite.
- Traits-points : diffusion dans des solutions aqueuses.

température de 600° à 400° (fig. 1-8) et renforcent cette idée de transfert à grande échelle par diffusion. Pour les gammes de valeur de perméabilité communément acceptées en géologie (fig. 1-9) (Brace, 1984), les transferts à l'échelle du mètre sont presque instantanés.

L'ordre de grandeur distance-temps des mécanismes de diffusion paraît satisfaisant (fig. 1-7). Cependant, les estimations des vitesses de déformation pour des systèmes de grande taille tendent vers des valeurs de 10^{-20} - 10^{-30} sec^{-1} , lorsque l'on extrapole les données de différents auteurs (Rutter, 1976, Gratier, 1984, Potdevin, 1984) (fig. 1-10). Ces valeurs de vitesse de déformation sont trop faibles si l'on considère les estimations des vitesses de déformation naturelle (fig. 1-11) (Pfinner et Ramsay, 1982). Ces auteurs définissent des valeurs de 10^{-12} - $10^{-14}/\text{sec}^{-1}$ pour une échelle de temps d'environ un million d'années. Dès lors, l'influence des coefficients de diffusion, de l'épaisseur du film fluide et de la taille du système clos deviennent des paramètres intéressants à faire varier. Ces paramètres sont interactifs et vont modifier drastiquement les valeurs des vitesses de déformation puisque la loi est de type : $\dot{\epsilon}_{\text{diff}} \propto D_{\text{diff}} w/d^n$ (avec $n = 2$ ou 3 , d : taille du système clos, w : épaisseur du film fluide, D_{diff} : coefficient de diffusion). Un dernier paramètre susceptible de faire varier ces lois de comportement n'a pas été pris en compte; il s'agit de la concentration du solide en solution (\bar{c}). La variation de ce paramètre doit également modifier la vitesse de déformation par diffusion, mais ces fluctuations restent encore mal connues et n'ont pas permis d'établir son influence.

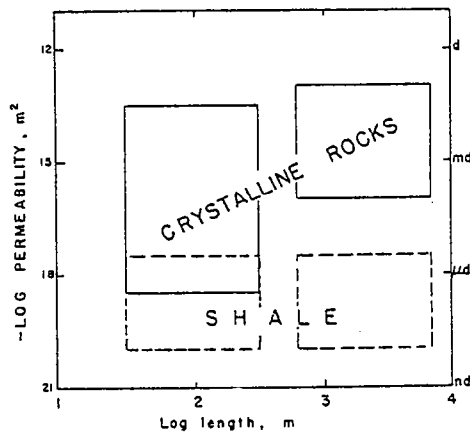


Fig. 1-9 Coefficients de perméabilité en fonction de l'échelle du système (Brace, 1984).

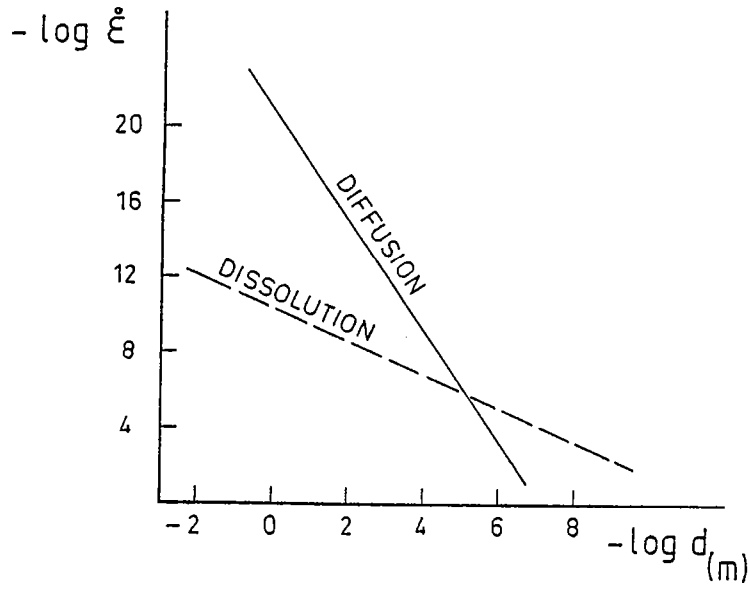


Fig. 1-10 Variation de la vitesse de déformation par diffusion et dissolution en fonction de la taille du système clos, (échelle en cm) (modifié d'après Potdevin, 1984) ex. $\dot{\epsilon}_{Diff} \approx 10^{-21} \text{ sec}^{-1}$ pour une taille du système de 1 m ($D_{diff} = 10^{-9} \text{ m}^2/\text{sec}$, $\Delta\sigma_n = 100 \text{ bar}$) (pour Quartz à 350°).

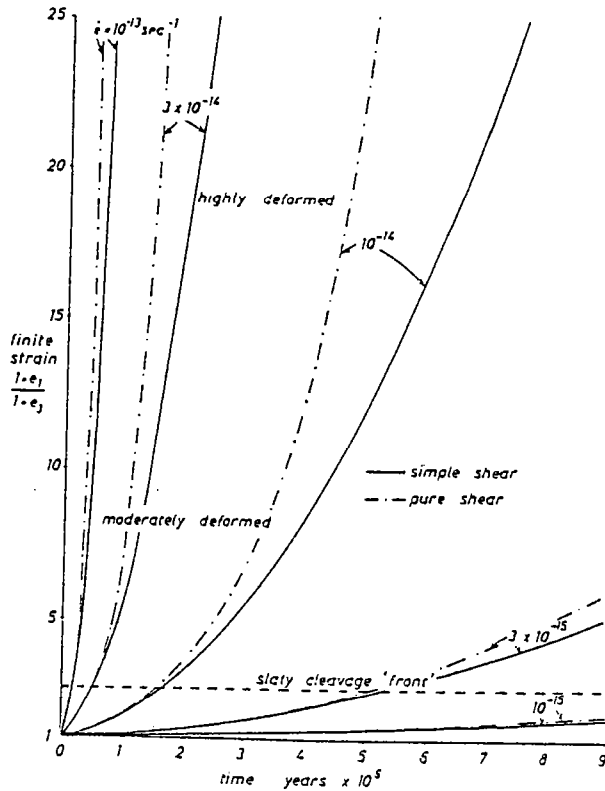


Fig. 1-11 Déformation finie en fonction d'intervalles de temps particuliers pour des vitesses de déformation variées (d'après Pfinner et Ramsay, 1982).

Les variations de deux paramètres (w , D_{diff}) sont utilisées pour étudier le comportement de la vitesse de déformation par diffusion en fonction de la taille du système. Un diagramme (fig. 1-12) compare les vitesses de déformation à travers les domaines ($1/d^2$) avec les vitesses de déformation aux joints des domaines (w/d^3) pour une variation théorique de l'épaisseur du film fluide (w) en fonction de la taille du système (d) (encart fig. 1-12). Ce modèle schématique montre qu'il est possible d'atteindre des vitesses de déformation compatibles avec les données géologiques pour des systèmes métriques à décimétriques. Une meilleure connaissance des valeurs des coefficients de diffusion et de l'épaisseur du film fluide dans les bandes de déformation devrait permettre de réaliser des modèles moins schématiques affirmant le rôle possible de la diffusion dans les transferts à grande échelle (centaine de mètres).

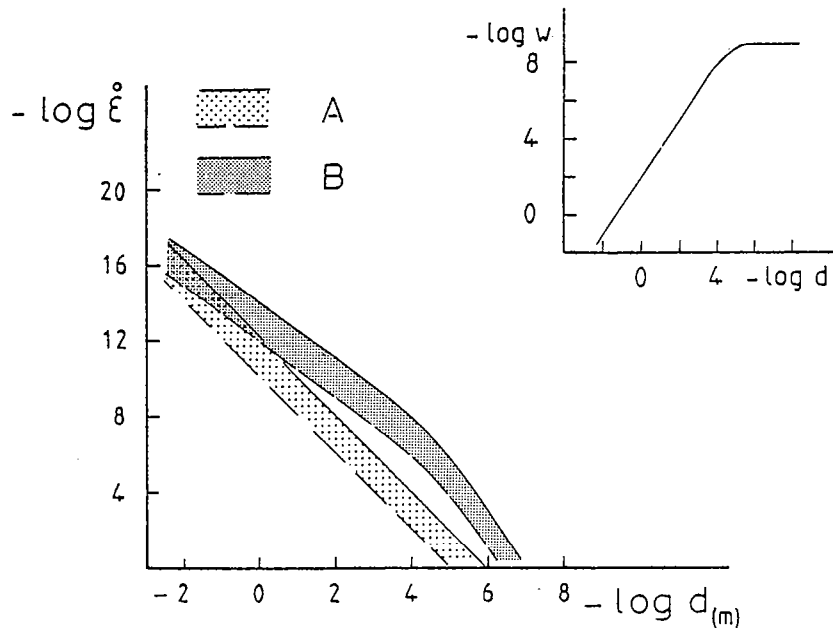


Fig. 1-12 Influence des paramètres de diffusion, de la taille du système clos et de l'épaisseur du film transporteur :
 - Vitesse de déformation par diffusion en fonction de la taille du système clos pour deux modèles :
 $\dot{\epsilon} \propto 1/d^2$ (A) et $\dot{\epsilon} \propto w/d^3$ (B)
 (pour quartz : $\Delta\sigma_n = 10$ MPa, $T^\circ = 200^\circ\text{C}$)
 Les lignes en tireté représentent des coefficients de diffusion : $10^{-8} \text{ m}^2/\text{sec}$;
 les lignes pleines : $10^{-10} \text{ m}^2/\text{sec}$.
 - En encart, modèle théorique de variation de l'épaisseur du film fluide en fonction de la taille du système.

1.4. ROLE DE LA DEFORMATION SUR LES TRANSFERTS DE MATIERE

La déformation par fracturation ou par recristallisation des minéraux permet une réduction de la taille des grains; la présence de petits grains en général plus ductiles est un facteur amollissant (White, 1976). De plus, la réduction de taille des grains conditionne l'activité des processus de déformation qui dépendent de la dimension des grains (White, 1976). Mitra en 1984, avec l'appui des données de Mohamed et al., 1974, montre qu'il est possible de définir une taille critique de grains correspondant au changement de mécanisme de déformation intra ou extracristallin et de suivre, lors de la diminution de la taille des grains, l'évolution des mécanismes de déformation (fig. 1-3).

Il est possible de regrouper en trois grands types, les processus d'amollissement correspondant à une réduction de taille des grains :

(i) La diminution de la taille des grains tend à réduire le chemin de diffusion pour les fluides, leur permet de pénétrer à l'intérieur des grains et facilite ainsi la déstabilisation des liaisons atomiques (Hydrolytic Weakening) (Kronenberg et Tullis, 1984). En parallèle, la surface offerte aux réactions augmente et favorise la mise en solution de matière lorsque les phases minérales sont en déséquilibre avec le fluide externe (Kerrick, 1977, Mitra, 1978, 1979, Gratier, 1984).

(ii) Les néoblastes sont souvent de petite taille et contiennent peu de dislocations. Ces nouveaux grains peuvent être le siège de déformations intracristallines (glissement de dislocation - montée si température suffisante), permettant ainsi une localisation de la déformation dans des zones à grains fins (Dell Angelo et Tullis, 1984, Yund et Tullis, 1984).

(iii) Enfin, les néoblastes peuvent s'arranger avec leurs voisins et faciliter les systèmes de glissement aux joints de grains. Cet effet contribue à l'amollissement par anisotropie minérale (White, 1977).

En règle générale, les effets de la réduction de taille des grains augmentent la surface de réaction et favorisent les transferts de matière. En effet, la localisation de la déformation dans des bandes de cisaillement modifie la structure de la roche et facilite ainsi les déplacements d'ions en augmentant la perméabilité du milieu.

Les réactions métamorphiques dans les zones de cisaillement génèrent le plus souvent des phases minérales plus ductiles que les minéraux de la roche initiale (Teall, 1985, Beach, 1976, Kerrich, 1977, White et Knipe, 1978, Robin, 1979, White et al., 1980, ...). Ce qui a mené certains auteurs à décrire les phénomènes d'amollissement comme le résultat essentiel des transformations métamorphiques (Rubie, 1983; White et Knipe, 1978).

Cependant les transitions de phase peuvent être considérées comme un mécanisme proche de la dissolution-cristallisation (cristallisation de nouvelles paragenèses et transferts à plus ou moins grande échelle) avec comme force motrice, d'une part, le déviateur de contrainte (induisant un gradient de potentiel chimique) mais également l'énergie libre de transformation (Rutter, 1983). En invoquant un mécanisme de déformation comme base des transformations métamorphiques, le phénomène d'amollissement par réaction métamorphique (Reaction Softening) (Rubie, 1983; White et Knipe, 1978) peut donc être décrit comme une partie intégrante de l'amollissement par déformation (Strain Softening) (Watt et Williams, 1983).

En conclusion, le rôle complexe des divers paramètres physico-chimiques (ΔT° , ΔP , variations métamorphiques, phase fluide, ...) montre l'interdépendance entre déformation, transformations minéralogiques et mobilité chimique. Afin de discerner l'influence des différents mécanismes de déformation dans le problème des transferts de matière. Une méthodologie d'approche est développée dans le paragraphe suivant.

1.5. METHODES D'ETUDE DES MECANISMES DE DEFORMATION ET DE TRANSPORT

L'étude générale de la déformation des roches et plus particulièrement l'étude des transferts de matière dans les roches déformées soulève le problème de la caractérisation (i) des mécanismes de déformation et (ii) des mécanismes de transport.

(i) Les mécanismes de déformation :

L'analyse des microstructures des différentes phases minérales renseigne sur la nature et l'évolution des mécanismes de déformation au cours de la déformation progressive.

(ii) Le problème du mécanisme de transport

L'étude des transferts corrélés aux profils de déformation dans des gradients de déformation à différentes échelles (centimètre jusqu'à la centaine de mètres) permet de définir le mécanisme de transport de la matière. Un exemple théorique illustre ce type d'approche :

Le développement local de zones de déformation (fentes, microfractures) pour une roche initiale de composition homogène et de structure isotrope, permet par interconnexion des pores de la roche (White et White, 1981) (i) une mobilisation des solutions "libres" contenues dans ces microcavités et (ii) un drainage de la phase fluide jusque dans la zone localisée (Gratier, 1984). Cette augmentation locale de la phase fluide associée aux conditions métamorphiques synchrones de la déformation peut favoriser les réactions et

la cristallisation des nouvelles phases minérales (fig. 1-13). Ces néogénèses modifient l'activité des ions en solution dans la zone de forte déformation. Un déséquilibre dans la phase fluide apparaît entre la zone déformée et la roche initiale.

Lorsque la déformation, augmente, le changement de structure de la roche se propage dans des domaines de taille plus importante. Dès lors, les équilibres fluide-minéraux (fonction des gradients d'activité) sont continus. Les transferts de matière et les réactions métamorphiques prennent de l'ampleur.

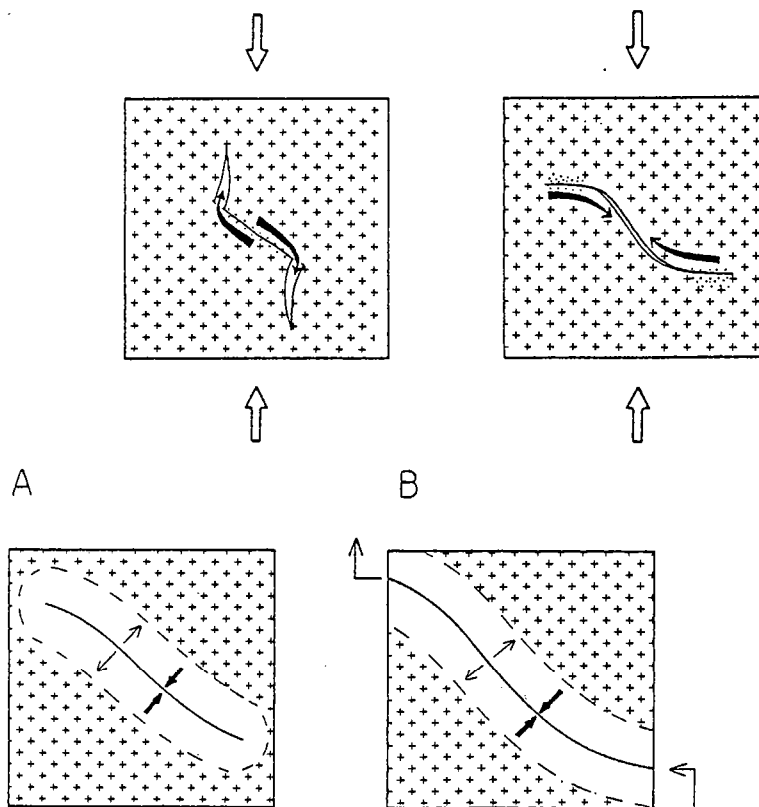


Fig. 1-13 Exemples schématiques de l'initiation de zones de déformation, dans un matériel homogène et isotrope, et représentation des transferts de fluides associés.

Evolution des transferts en système fermé (A) et en système ouvert (B) (\rightarrow : départ des éléments de la zone de déformation; \leftarrow : apport d'éléments dans la zone de déformation).

Le type de profil d'évolution de l'instabilité géochimique dépend fortement des conditions aux limites du système (fig. 1-14) :

(i) Système fermé : Pour une composition initiale donnée, les transferts d'ions en système fermé sont compensés de manière pondérale, afin de maintenir la composition globale du système déformé égale à la roche initiale : $S_g + S_p = 0$ (type III) (fig. 1-14).

(ii) Système ouvert : dans le cas d'un système ouvert, les bilans de transferts dans les zones déformées n'ont pas à refléter la composition initiale de la roche (type I et II) (fig. 1-14).

De plus ces types de profils permettent de caractériser le mécanisme de transport :

Type I : Percolation

Les variations de type I montrent des seuils de modification représentés par une cassure dans la courbe d'évolution et correspondent en règle générale aux lois de fronts métasomatiques (Korzhinskii, 1970, Fontelles, 1978).

Type II : Infiltration ou diffusion

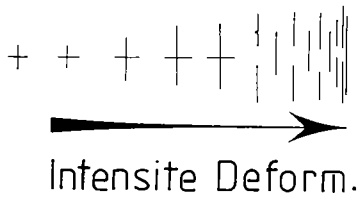
Le type II montre une évolution progressive des transferts lorsque l'intensité de déformation augmente. Dans ce type de profils, les mécanismes de transport par infiltration ou par diffusion ne sont pas différenciables. Seule la taille du système peut permettre de discriminer les deux mécanismes.

Type III : Diffusion

Cette évolution en système fermé est incompatible avec un mécanisme d'infiltration. En effet, un fluide en mouvement entraînant des particules (infiltration) ne peut être responsable à la fois de gains et de pertes d'un élément sur un même profil (fig. 1-14). Ce type de variations est associé à la diffusion des ions en solution.

En conclusion, les mécanismes de déformation et les mécanismes de transport peuvent être discriminés dans les zones déformées à partir de l'étude des microstructures et de l'étude quantitative des transferts géochimiques dans les gradients de déformation. Le chapitre suivant détaille plus précisément les problèmes pratiques rencontrés lors de la quantification des transferts dans les roches plutoniques déformées (synthèse bibliographique).

Fig. 1-14 Profils de variations pondérales des éléments chimiques dans deux systèmes (fig. 1-13). Les 3 types de profils de variations des éléments sont représentés sur une coupe dans un gradient de déformation (photo de zone de cisaillement en encart) (S_g : volume gagné; S_p : volume perdu) (barre d'échelle 2 m).



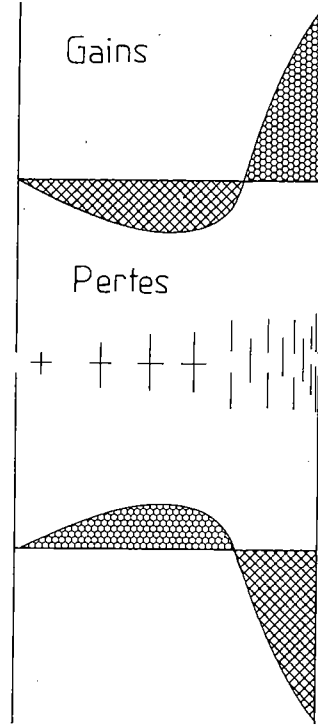
TYPE III

Sg 

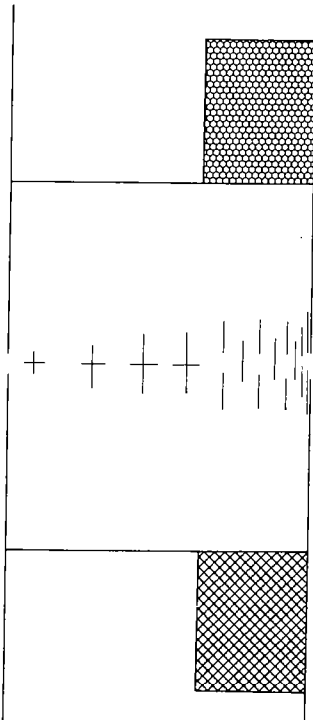
Sp 

Gains

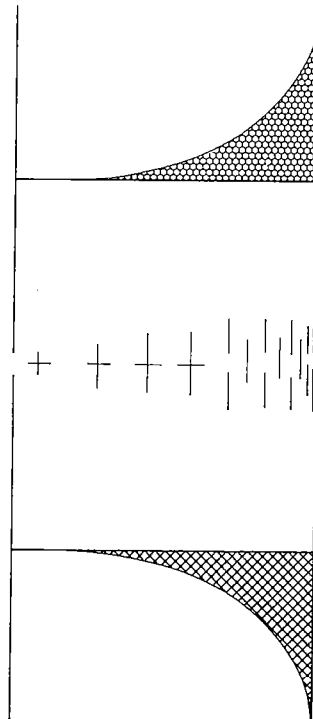
Pertes



TYPE I



TYPE II





Chapitre 2 :

<u>Synthèse bibliographique des résultats relatifs aux transferts de matière dans les roches plutoniques.</u>	p 33
Introduction	
2-1. Données bibliographiques	p 37
2.11) éléments majeurs	
2.12) éléments traces et terres rares.	
2-2. Etat de référence.	p 42
2-3. Phase fluide	p 51
2-4. Phases minérales métamorphiques.	p 52
2-5. Causes des transferts de matière.	p 52
Conclusion	

Chapitre 2

SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE DES RESULTATS RELATIFS AUX

TRANSFERTS DE MATIERE DANS LES ROCHES PLUTONIQUES

Depuis la fin du XIXe siècle, l'étude des variations minéralogiques et chimiques dans les zones de cisaillement a été entreprise de manière descriptive (Teall, 1885). Plus récemment, dans les années soixante dix, certains auteurs tels que Drury (1974) ou Beach (1976 et 1980) ont complété ces études et interprété les modifications chimiques en terme de métasomatisme localisé dans les zones de forte déformation (Korzhinskii, 1970, Fonteilles, 1978). Ce n'est qu'avec l'essor de la géologie structurale moderne et avec l'étude de la géométrie à toutes les échelles, de la mécanique et de la cinématique des bandes de cisaillement (Ramsay, 1967, 1980, Cobbold, 1977(I,II), Mitra, 1978) que sont étudiés les paramètres discriminants (Durney, 1976, Fyfe, 1976, Rutter, 1976, White et Knipe, 1978, Poirier, 1980, White et al., 1980) capables de contrôler les différents types de transferts physico-chimiques (Kerrick, 1977, Gratier, 1978, 1984). Bien que nombreux et variés, ces paramètres peuvent être regroupés en trois ensembles :

- (i) les mécanismes de déformation;
- (ii) les conditions métamorphiques synschisteuses (pression-température);
- (iii) l'abondance et la composition de la phase fluide aux limites ou à l'intérieur du système.

	Référence	Faciès métamorphique pendant la déformation	Nature de la roche initiale	Echelle	Localisation	Mobilité des éléments majeurs augmentation	Diminution
1	DRURY, 1974	Amphibolite	Granite	-	Lewisian Complex NW Ecosse	K ₂ O	CaO, P ₂ O ₅
2	BEACH, 1976	Amphibolite	Granulite	-	NW of Scourie Ecosse	K ₂ O	Na ₂ O, MgO, CaO Fe ₂ O ₃ *
3	BEACH, 1976	Amphibolite	Granite	-	NW of Scourie Ecosse	K ₂ O, MgO, Fe ₂ O ₃ *	Na ₂ O, CaO
4	BEACH, 1976	Amphibolite	Gabbro	-	Ben stac line Ecosse	K ₂ O, MgO	Na ₂ O, CaO, Fe ₂ O ₃ *
5	BEACH, 1976	Amphibolite	Granite (Anatectique)	-	Torrindon Ecosse	Na ₂ O	K ₂ O, CaO
6	KERRICH, et al.1977	Amphibolite	Adamellite	c.m.	Laghetti, Italie		Isochimique
7	KERRICH et al.1977	Schiste vert	Metabasalte	300 m	Yellowknife, Canada	K ₂ O, CaO	SiO ₂ , Na ₂ O
8	ROY, 1977	Amphibolite	Trondhjemitite	10 m	Bergen, Norvège	SiO ₂ , K ₂ O, MgO, Fe ₂ O ₃ *	Na ₂ O, CaO
9	ROY, 1977	Amphibolite	Granite	20 m	Sikkin, Hymalaya	K ₂ O, Na ₂ O, MgO	SiO ₂ , CaO, Fe ₂ O ₃ *
10	BOSSIERE, 1980	Amphibolite	Granite	3 m	Grande Kabylie Algérie	MgO	K ₂ O, Na ₂ O, CaO
11	KERRICH et al.1980	Schiste vert	Granite	-	Mieville, Suisse		Isochimique
12	KERRICH et al.1980	Schiste vert	Granite	-	Mieville, Suisse		Isochimique
13	BRODIE, 1981	Amphibolite	Metagabbro	5 m	Val d'Ossola, Italie		Isochimique
14	ETHRIDGE et al.1981	Amphibolite	Gneiss granitique	10 m	Arnaboll thrust, Ecosse	CaO	K ₂ O, SiO ₂
15	WILLIAMS-DIXON, 1982	Schiste vert	Granite	2 m	Loquirec, Bretagne	K ₂ O, Fe ₂ O ₃ *	SiO ₂ , Na ₂ O, CaO
16	DIXON-WILLIAMS, 1983	Schiste vert	Granite	10 m	Arnaboll thrust, Ecosse	K ₂ O	SiO ₂ , Na ₂ O, CaO
17	FLOYD et al. 1983	Amphibolite	Métabasite	cm	Ribigali, Ecosse	K ₂ O	Na ₂ O, CaO, MgO
18	FLOYD et al.1983	Amphibolite	Métabasite	4 m	Kimloch, Scotland	K ₂ O	Na ₂ O, CaO, MgO
19	BOULLIER, 1984	Schiste vert	Granulites alcalines	500 m	Adrar Ouzzein		Isochimique

Tableau 2-1 Récapitulatif bibliographique des études portant sur les interactions transferts géochimique - déformation (les travaux mentionnés sont ceux dont les analyses sont disponibles et les mobilités sont celles définies par les auteurs).

Afin de cerner ce problème général des transferts géochimiques et des changements minéralogiques dans de forts gradients de déformation, on présente ici un résumé des travaux antérieurs concernant les granitoïdes. La compilation bibliographique porte essentiellement sur les variations des éléments majeurs dans des zones de cisaillement développées dans des conditions métamorphiques variées (Schiste vert, Amphibolite). La gamme des roches initiales est comprise entre des gabbros (Brodie, 1981) et des granites (Roy, 1977). Cette étude bibliographique vise (i) à dégager l'existence ou l'absence de paramètres systématiques susceptibles de contrôler les transferts géochimiques à l'échelle des zones de déformation (acidité ou basicité de la roche de départ, les teneurs et la composition des fluides, le faciès métamorphique, les mécanismes de déformation, ...) et (ii) à définir le degré d'interaction entre les modifications géochimiques associées au fractionnement magmatique et celles contemporaines de la déformation.

Ce type d'étude permet de souligner les problèmes méthodologiques à résoudre lors de l'étude des transferts géochimiques associés à la déformation des granitoïdes.

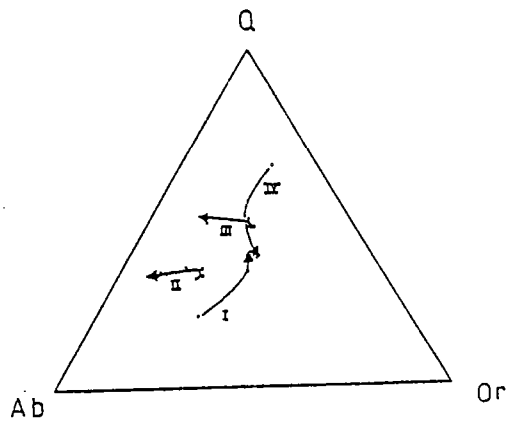
2.1. DONNEES BIBLIOGRAPHIQUES

2.1.1. Eléments majeurs

La synthèse effectuée porte sur 19 couples de roches orthodérivées dont les analyses sont disponibles dans les publications (tab. 2-1). Ces couples d'analyses représentent la mobilité géochimique maximale associée à la déformation dans chaque exemple étudié (comparaison entre la roche initiale non déformée et une roche très déformée). Cette analyse des données bibliographiques souligne en particulier les points suivant :

(i) Certains exemples correspondent à une déformation isochimique; l'immobilité des éléments majeurs semble indépendante de la composition de la roche de départ, de l'échelle considérée, et surtout des conditions métamorphiques, en particulier de la température (tab. 2-1).

(ii) Les éléments à tendance immobile sont identiques quelque soit le faciès métamorphique considéré; il s'agit de TiO_2 , MnO , P_2O_5 qui sont souvent présents en faible quantités et dont les variations marquées dans quelques analyses expriment sans doute les écarts initiaux dans les échantillons non déformés. Pour Al_2O_3 , de teneur plus importante dans les échantillons analysés, l'hypothèse classique d'immobilité en faciès schiste vert (Ferry, 1979, Kerrich et al. 1980) peut être étendue au faciès amphibolitique d'après la similitude des résultats de tous les travaux regroupés dans ce chapitre.



Lignée	Référence	Nature de la roche	Épaisseur du cisaillement	Localisation
I	ROY 1977	Trondheimita	8/10 m	SW des Calédonides norvégiennes (BERGEN)
II	SEACH 1976	Granite	?	Ecosse du Nord Scourie
III	ASHLEY <i>et al.</i> 1976	Granodiorite	300 m	New South Wales (sud)
IV	ROY 1977	Granite	20 m	Himalaya ceinture interne de Sikkim
z	KERRICH <i>et al.</i> 1977	Adamellite	centimétrique	Laghetf (nappe pennines des Alpes Suisses).

z Aucune évolution n'apparaît ; les auteurs considèrent le processus comme isochimique et isovolumétrique.

- accroissement de la teneur en albite normative sans changement important de la teneur en quartz (lignées II et III) ;
- augmentation de la teneur en orthose et quartz puis tendance à une différenciation en lits de composition surtout quartzreuse et en lits surtout phylliteux (lignée I) ;
- diminution de la teneur en quartz (lignée IV).

Fig. 2-1 Diagramme Q-Ab-Or des analyses de granite cisailé reprises de la littérature, le sens des flèches indique un cisaillement croissant (d'après Bossière, 1980).

Tableau des références décrites figure 2-1 et définition des "lignées" associées à la déformation C d'après Bossière, 1980).

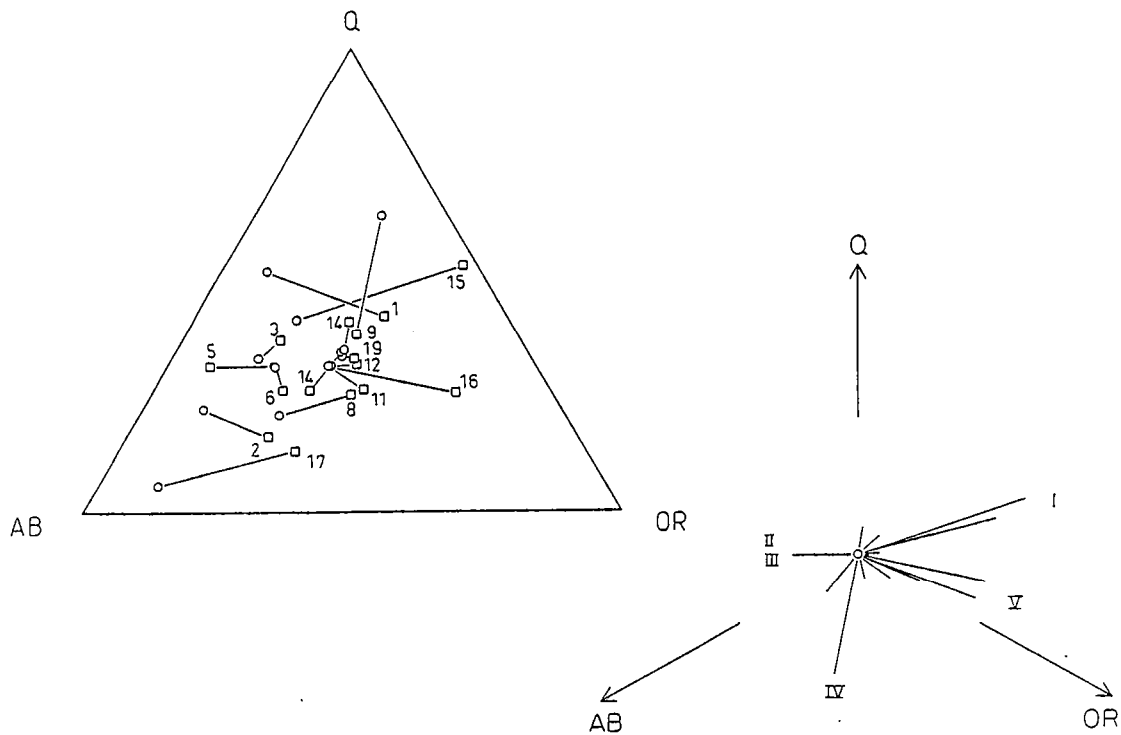


Fig. 2-2 Diagramme Q-Ab-Or représentant l'évolution avec la déformation des différentes analyses disponibles dans la littérature (Q normatif > 0 %). Le diagramme synthétique représente les diverses tendances évolutives du diagramme Q-Ab-Or normalisées à une composition initiale et doit être utilisé uniquement de manière descriptive. Cercles : Roche initiale; carrés : Roche déformée.

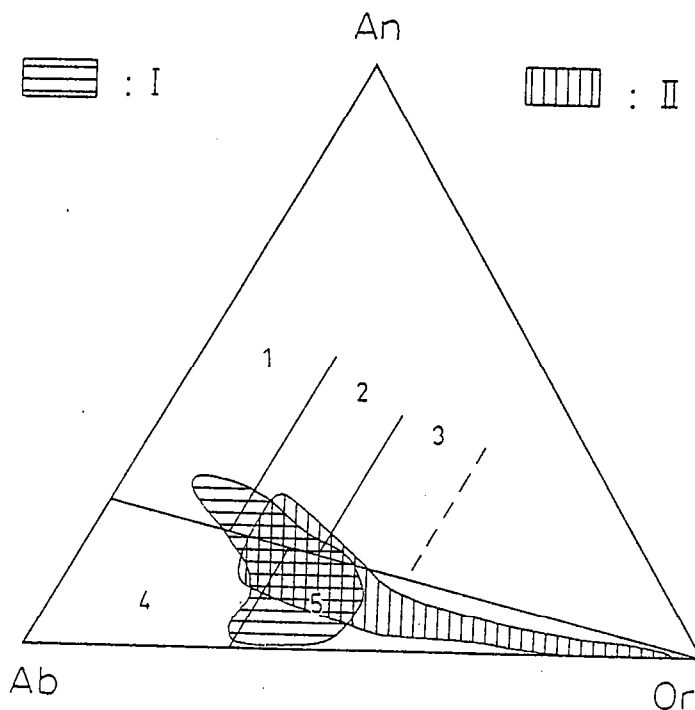


Fig. 2-3 Diagramme de O'Connors

- I : roches isotropes non déformées;
- II : roches mylonitisées à partir de l'état initial I;
- . 1 : tonalite; 2 : granodiorite; 3 : quartz monzonite; 4 : trondjhémite; 5 : granite.
- . Les roches sont représentées (12 couples isotropes - mylonites) pour une estimation du quartz normatif > 10 %.

(iii) Les éléments mobiles ne présentent pas de variations systématiques avec la mylonitisation quelque soit le type de roche et le faciès métamorphique impliqué. Les écarts à la roche initiale sont regroupés sur un diagramme normatif Q-Or-Ab pour les travaux menés sur les roches non basiques (Q normatif > 0). Dans ce type de diagramme, Bossière, 1980, avait isolé quatre lignées types évoluant avec la mylonitisation (tab. 2-2, fig. 2-1). La compilation effectuée confirme surtout l'évolution I définie par Bossière (faible augmentation en quartz normatif et forte augmentation en orthose normatif) mais ajoute une tendance enrichie seulement en orthose normatif (lignée V) non décrite par Bossière en 1980 (fig. 2-2).

Enfin, la répartition des faciès isotropes et déformés dans un diagramme normatif de O'Connor (An-Ab-Or) soulève le problème de l'utilisation des diagrammes géochimiques dans des séries magmatiques affectées par l'orthogneissification puisque les compositions chimiques des roches évoluent avec l'intensité de déformation (fig. 2-3).

2.1.2. Eléments traces et terres rares

Peu de travaux portent sur la mobilité de ces éléments dans les gradients de déformation, cependant certains auteurs ont mis en évidence des transferts d'éléments traces ou de terres rares dans certaines zones de cisaillement (tab. 2-2).

Tous ces auteurs s'accordent pour associer les modifications de teneur en éléments traces ou en terres rares à des phénomènes métasomatiques dans les zones de cisaillement en faciès rétrograde. La mobilité des éléments est reliée aux transformations de phases qui fractionnent de nouvelle manière les éléments. A titre d'exemple, la transition hornblende-biotite est exprimée dans les analyses chimiques par des variations du rapport Zr/Y et une diminution des terres rares lourdes (Dostal et al., 1980).

Auteurs	Faciès métamorphique	Type de Roche	Apports	Dépôts
DRURY, 1974	Amphibolite Amphibolite Schiste vert	Granite Roche basique Gneiss	Rb, Ba, Th Rb, Pb Ba, La, Ce	Sr, La
DOSTAL & al. 1980	Amphibolite	Roche ultrabasique	Rb, Zr, Nb, Hf, Ta Ba, Th, U LREE	Sc, Y HREE
FLYOD & WINCHESTER, 1983	Amphibolite	Métabasite	Rb, Ba	Sr
WINCHESTER & MAX, 1984	Amphibolite	Métaacide Métabasite	Nb, Y, Zr Rb, Nb, Zr, Sr, La	Sr, Ni Cr, Ni, Y, Ce, Nd

Tableau 2-2 Tableau récapitulatif des analyses bibliographiques portant sur les variations des éléments traces et terres rares au cours de la déformation.

Toutefois, Floyd et al. (1983) s'interrogent sur ces mobilités par rapport aux variations primaires magmatiques : ces éléments étant en faibles quantités dans les échantillons analysés, il convient de définir avec autant de rigueur que pour les éléments majeurs les gammes possibles d'hétérogénéités géochimiques initiales pour comparer des échantillons mylonitisés avec leurs homologues non déformés.

De plus, l'étude des modalités d'interaction géochimie-déformation est de très grande importance dans l'étude de la pétrogenèse des roches plutoniques et dans les interprétations en terme de sites géotectoniques à partir d'analyses géochimiques de roches déformées. En effet, certains éléments sont considérés immobiles pendant les épisodes de déformation (TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Y, Nb, et les terres rares) et sont employés dans les déterminations des sites géotectoniques (Pearce et Cann, 1973, Floyd et Winchester, 1975, Pearce, 1975, Smith et Smith, 1976, Winchester et Floyd, 1977). La perte de cohérence magmatique des éléments chimiques attestée par certains travaux (fig. 2-4) dans des zones de forte déformation en faciès métamorphique rétrograde (Dostal et al., 1980; Winchester et Max, 1984), pose le problème général des interprétations pétrogénétiques à partir de roches déformées.

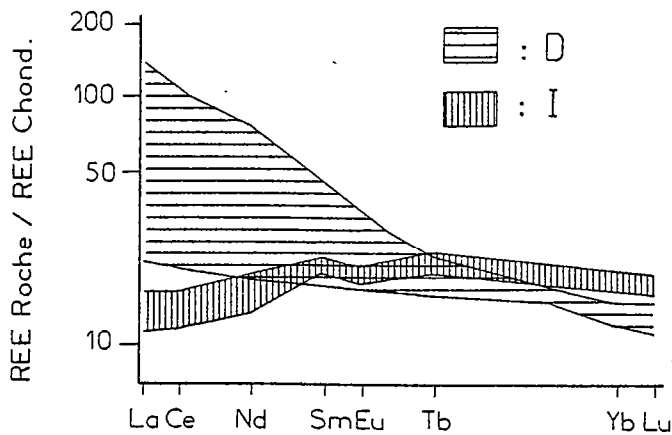


Fig. 2-4 Abondance de terres rares normalisées aux chondrites, dans les amphibolites de l'auréole du complexe de St Anthony. I : gamme de variation de quatre échantillons peu déformés. D : gamme de variation de cinq échantillons déformés. (d'après Dostal et al., 1980).

En conclusion, sur ces éléments de faible teneur dans les roches étudiées, il est important de souligner les points suivants : peu de travaux traitent des variations des éléments traces et des terres rares. Les évolutions des transferts pour ces éléments au cours de la déformation ne peuvent donc pas montrer de tendances statistiques générales. Cependant certaines études récentes attestent de modifications géochimiques importantes de ces éléments.

En conclusion aux données bibliographiques générales (majeurs, traces et terres rares), aucune variation systématique des éléments chimiques associée à la déformation ne peut être corrélée aux conditions métamorphiques, à la taille des zones déformées ou à la composition des roches initiales. Dans tout ce résumé bibliographique certains problèmes subsistent :

(i) La représentativité de l'état de référence et plus particulièrement des fluctuations magmatiques initiales dans l'étude de la mobilité chimique associée aux granitoïdes déformés (cf. 2.2.).

(ii) Le rôle de la phase fluide et des phases minérales métamorphiques (cf. 2.3 et 2.4).

(iii) La cause des transferts de matière (cf. 2.5.).

2.2. ETAT DE REFERENCE

Les auteurs ont souvent choisi d'étudier des roches orthodérivées dans des contextes de déformation hétérogènes parce qu'elles présentent des zones préservées qui conservent, dans les cas favorables, les qualités isotropes et homogènes de la roche initiale. Dans un massif plutonique, les gammes d'hétérogénéité de composition chimique de la roche de départ doivent être rigoureusement étudiées, au risque de confondre les transferts contemporains de la déformation et les variations chimiques dues à l'évolution magmatique. Les analyses disponibles dans les publications sont reportées dans deux diagrammes magmatiques (fig. 2-5) et sur des diagrammes pondéraux normalisés (cf. 3.2.3.) (fig. 2-6, 2-7, 2-8) pour permettre la comparaison des variations chimiques des roches de compositions initiales différentes.

Afin d'illustrer l'amplitude des variations chimiques associées à des évolutions magmatiques, deux roches sont retenues dans quatre lignées magmatiques types :

- A) 2 gabbros à deux pyroxènes (Graviou, 1984),
- B) 2 diorites, type St Quay (Graviou, 1984),
- C) tonalité et dacite (Lemaître, 1976),
- D) adamellite et granite (Lemaître, 1976).

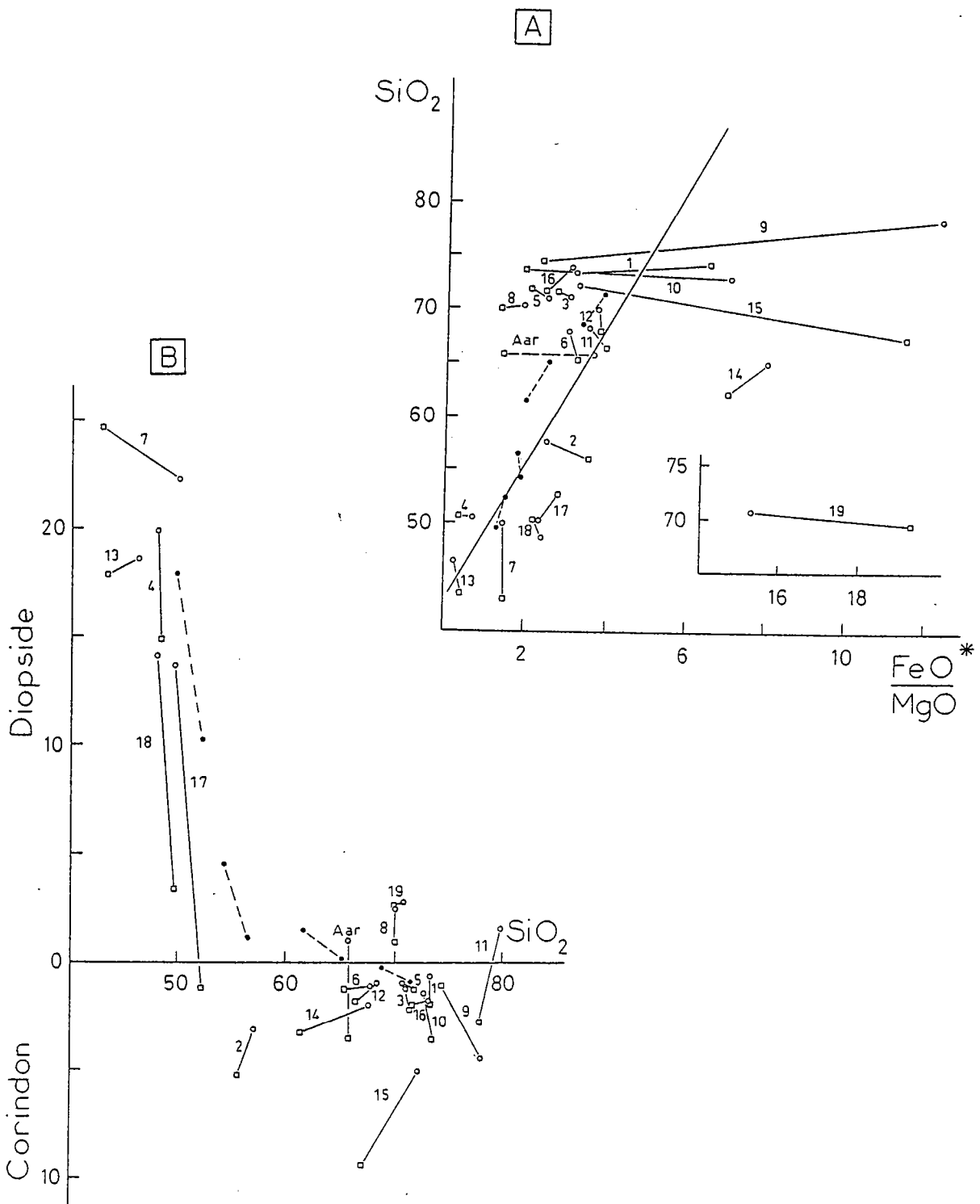


Fig. 2-5 (A) Diagramme de Myashiro : la droite ($\text{SiO}_2 = 6,4 \frac{\text{FeO}^*}{\text{MgO}} + 42,8$) est définie par Myashiro comme limite entre les lignées magmatiques tholéitiques et calco-alcalines.
 (B) Diagramme de Cawthorn : teneur en diopside et corindon normatif en fonction de SiO_2 .
 Symbolés dans (A) et (B) :
 Tirets : fractionnement magmatique pour quatre séries types (Lemaitre, 1976, Graviou, 1984).
 Traits : évolution avec l'intensité de déformation (o, roche initiale, -, roche déformée). Les numéros correspondent au tableau 2-1.

Les gammes de variations choisies représentent une augmentation moyenne de 3 % de SiO_2 .

Les fluctuations géochimiques associées aux fractionnements magmatiques sont représentées dans les diagrammes magmatiques (fig. 2-5) et l'évolution géochimique est comparée dans les diagrammes pondéraux normalisés (fig. 2-6). L'allure des droites (fig. 2-6) et la répartition des points (fig. 2-5) dans ces diagrammes symbolisent les fluctuations initiales pour des séries magmatiques plus ou moins différenciées (A, B, C, D; SiO_2 compris entre 50 et 70 %).

Pour chaque exemple bibliographique (tab. 2-1), la comparaison des analyses chimiques des roches non déformées et déformées de manière isochimique (fig. 2-7) ou avec des transferts de matière (fig. 2-8) montrent les conclusions majeures suivantes :

(i) On vérifie que lors des déformations isochimiques (Kerrick, 1980, Brodie, 1981, Boullier, 1984), les variations observées sont effectivement dans les gammes des fractionnements magmatiques (fig. 2-6, 2-7).

(ii) La déformation s'associe à des tendances évolutives différentes des tendances magmatiques (fig. 2-5). L'utilisation de diagrammes magmatiques est d'un grand intérêt. En effet, ce type de diagramme (fig. 2-5) associé aux diagrammes pondéraux normalisés permet de différencier les variations dues aux phénomènes magmatiques des transferts associés à la déformation. Pour exemple, le couple d'analyse n° 14 (Etheridge, 1981) définit des gammes de variations qui peuvent être d'ordre magmatique (fig. 2-8). Les possibles hétérogénéités de composition de la roche de départ incitent à prendre des précautions quant aux interprétations des transferts d'éléments chimiques pendant la déformation.

(iii) Enfin, l'importance des variations chimiques observées est indépendante de la composition initiale de la roche (fig. 2-8). Les types d'ions mobiles par contre semblent varier avec la composition de la roche initiale. Dans les roches acides, les éléments ferromagnésiens présentent de larges variations par rapport aux roches basiques (fig. 2-5A) tandis que la mobilité des éléments calco-alcalins semble plus importante dans les roches basiques (fig. 2-5B). Ces modifications sont le reflet de la teneur initiale des éléments dans ces différentes roches.

En conclusion, les diagrammes utilisés semblent appropriés (i) pour mettre en évidence l'homogénéité de l'état initial et (ii) différencier la mobilité géochimique associée à la déformation de celle engendrée par les processus magmatiques.

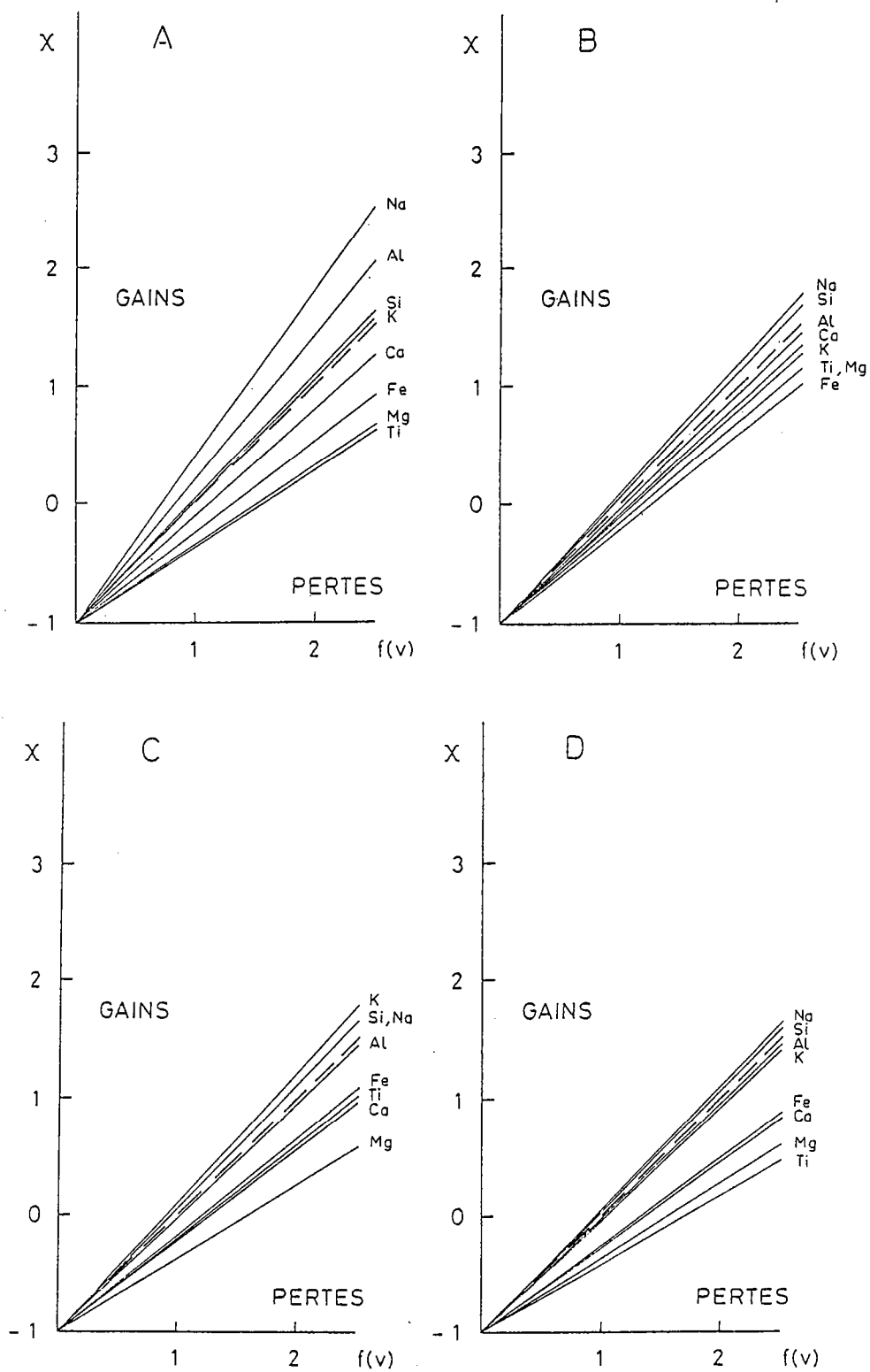


Fig. 2-6 Diagrammes pondéraux normalisés présentant les écarts de composition entre des roches magmatiques différentes.
 D, C : Lemaitre, 1976
 A, B : Gravioux, 1984.

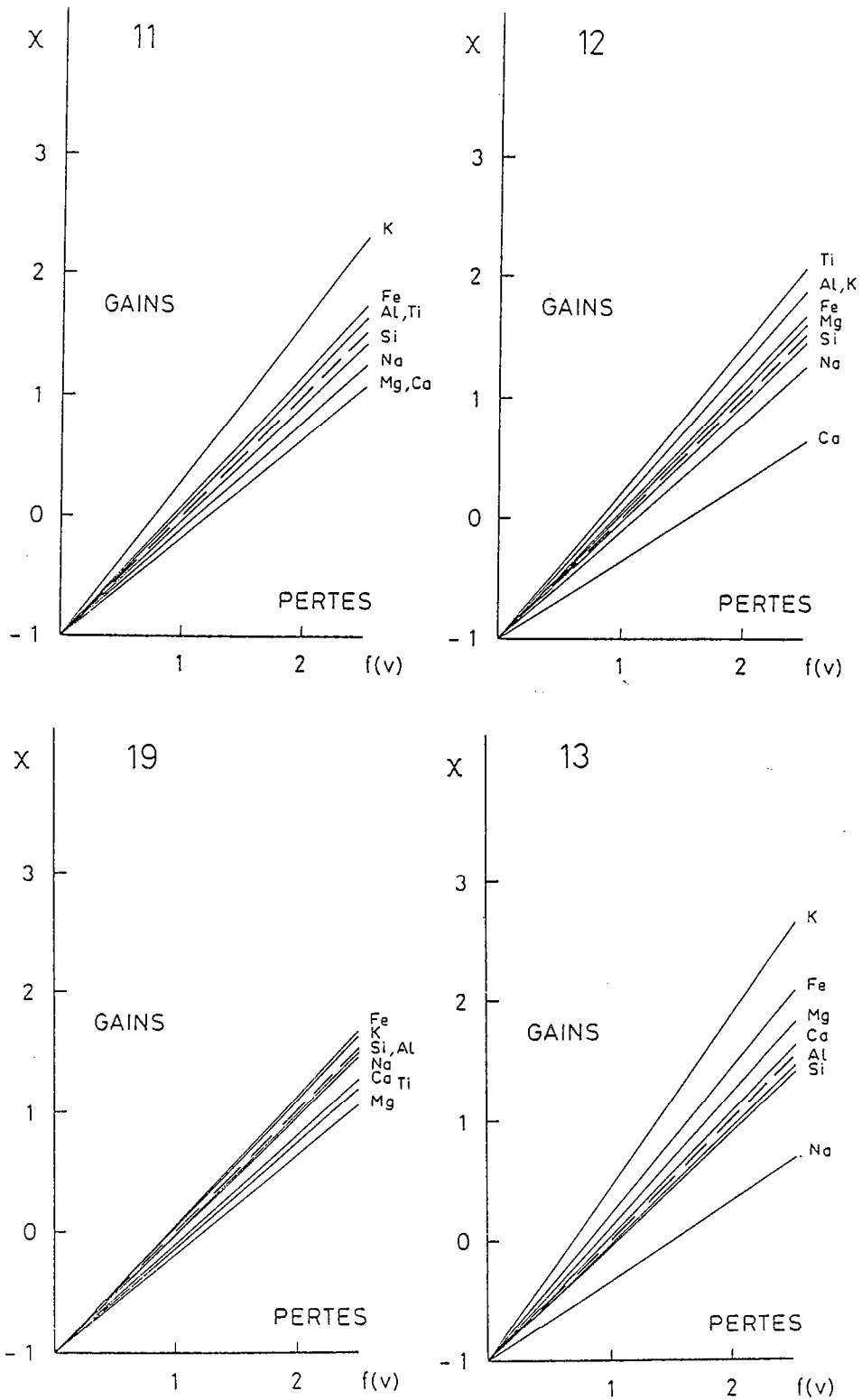


Fig. 2-7 Diagrammes des variations de la teneur en éléments majeurs pour les couples d'analyses isochimiques (cf. tableau 2-1, références numérotées).

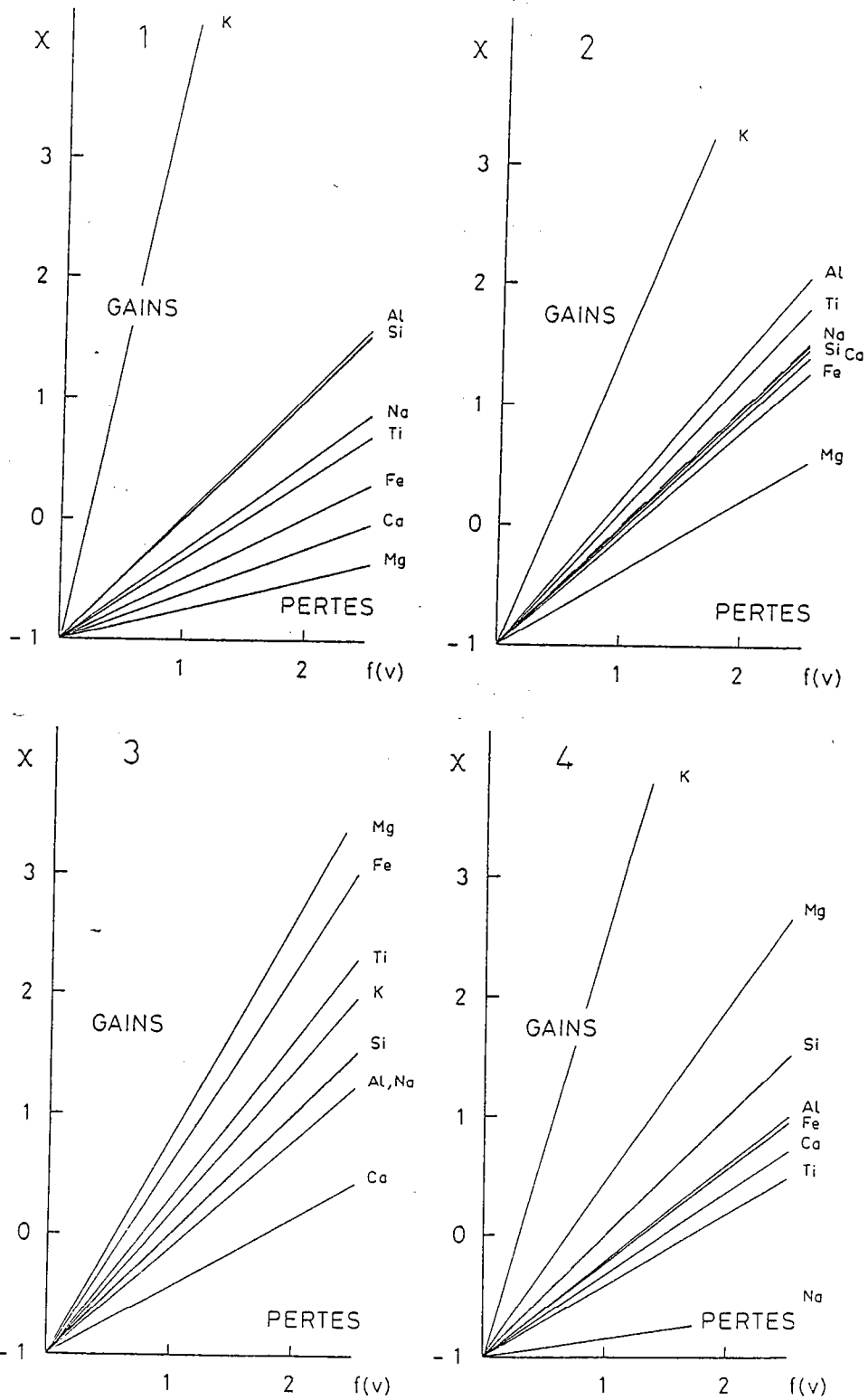
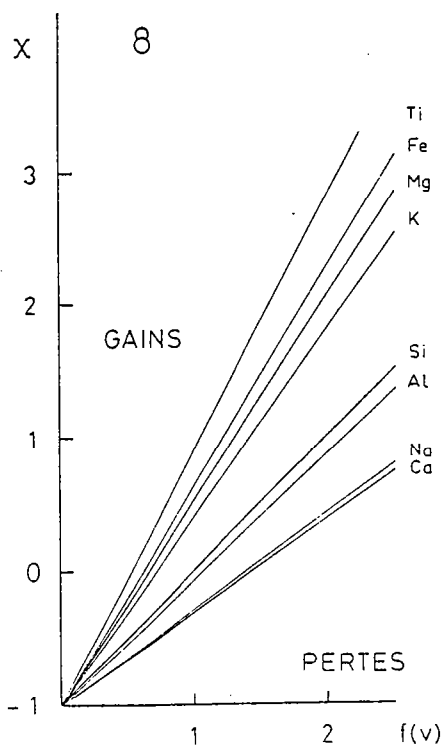
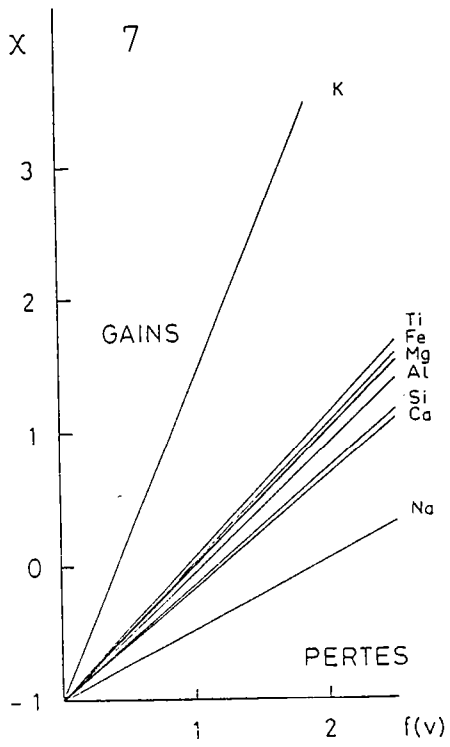
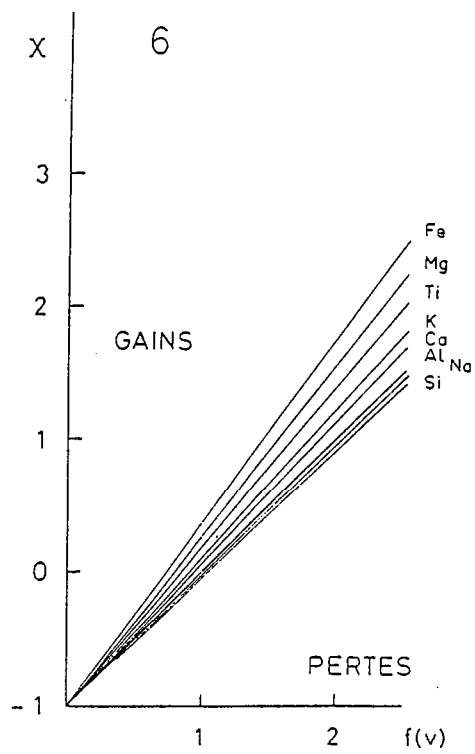
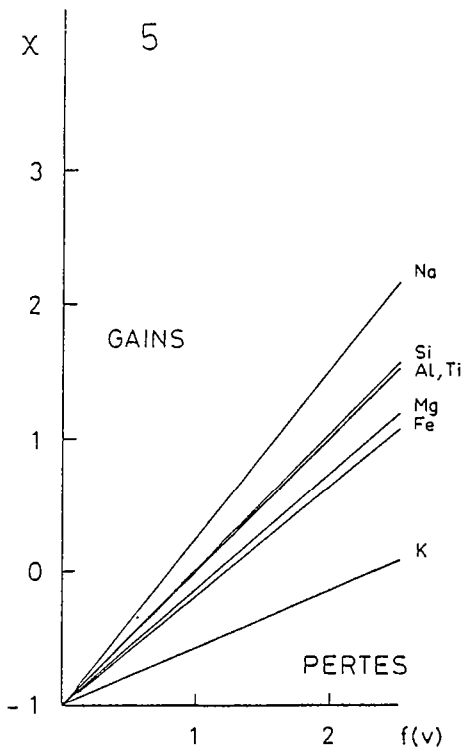
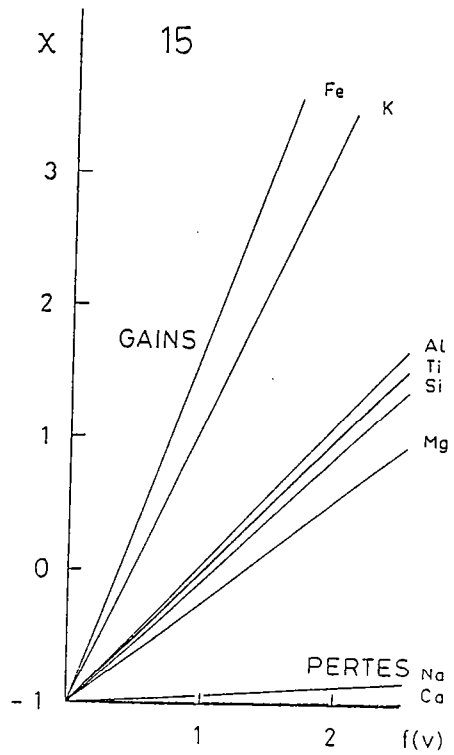
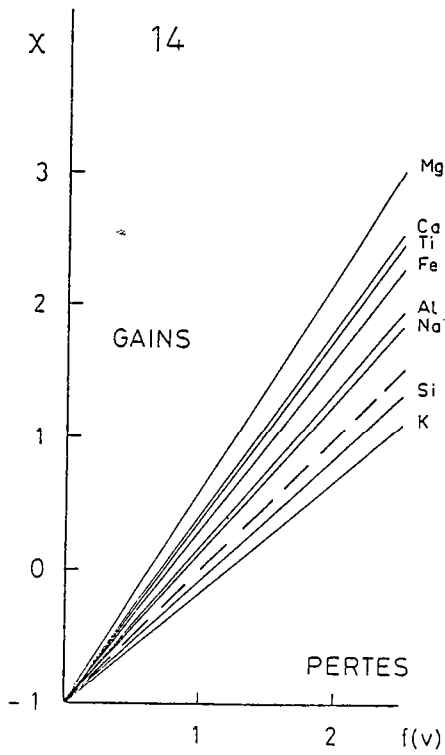
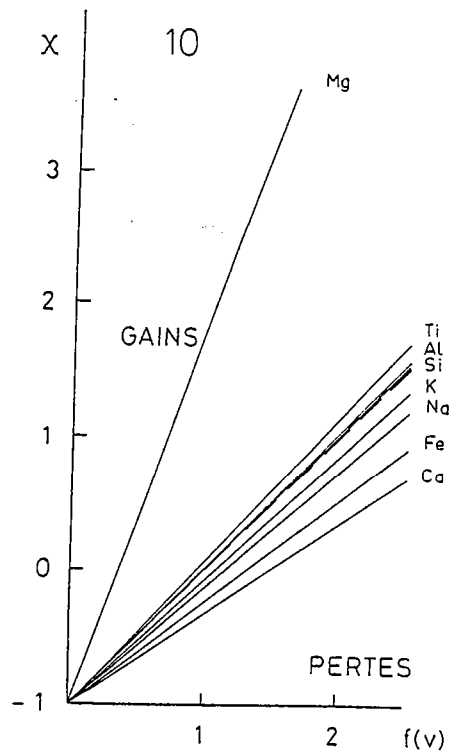
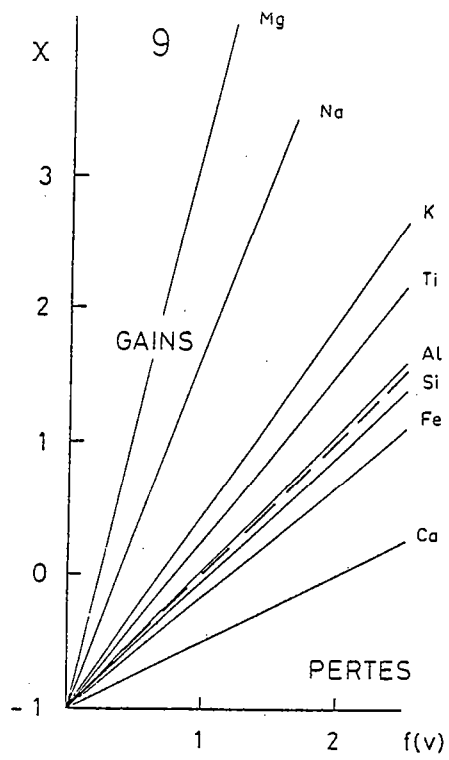
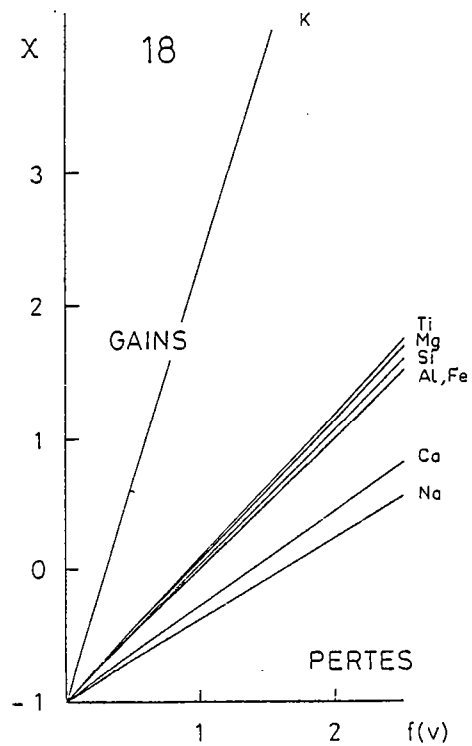
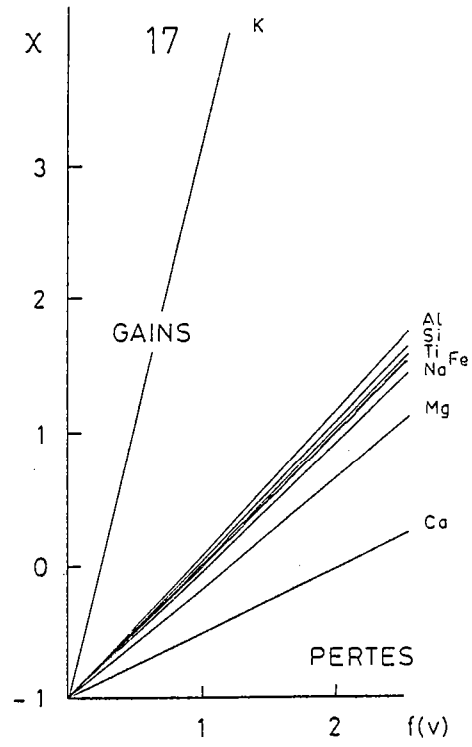
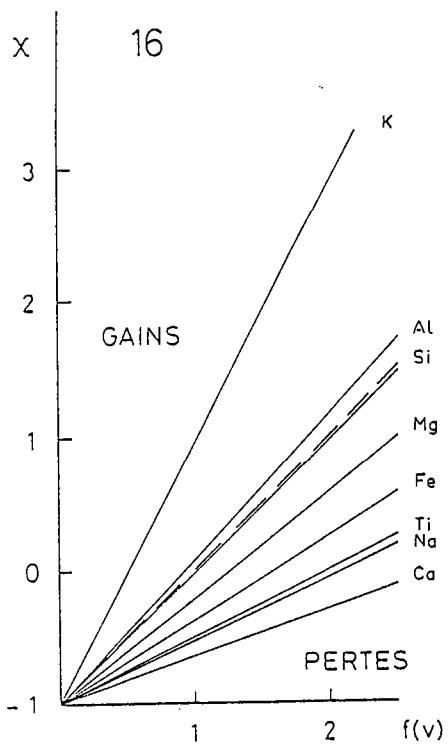


Fig. 2-8 Diagrammes représentant les variations de la teneur en éléments majeurs pour les couples d'analyses montrant une évolution avec la déformation (cf. tableau 2-1, références numérotées).







2.3. PHASE FLUIDE

Dans les analyses utilisées, seule la phase fluide incorporée dans les minéraux est analysée (eau de constitution). Son comportement en fonction des conditions métamorphiques et des teneurs en eau de la roche initiale est représenté dans un diagramme qui regroupe les analyses compilées dans ce chapitre (tab. 2-1). La répartition des points dans ce diagramme indique que :

(i) Les variations de la teneur en fluide ($\Delta P.F.$) au cours de la déformation sont indépendantes du grade métamorphique (fig. 2-9). Les modifications des fluides constitutionnels (essentiellement H_2O) ne sont donc pas corrélés avec la température.

(ii) La présence de transferts géochimiques apparaît également indépendante de la teneur initiale en eau de constitution (fig. 2-9).

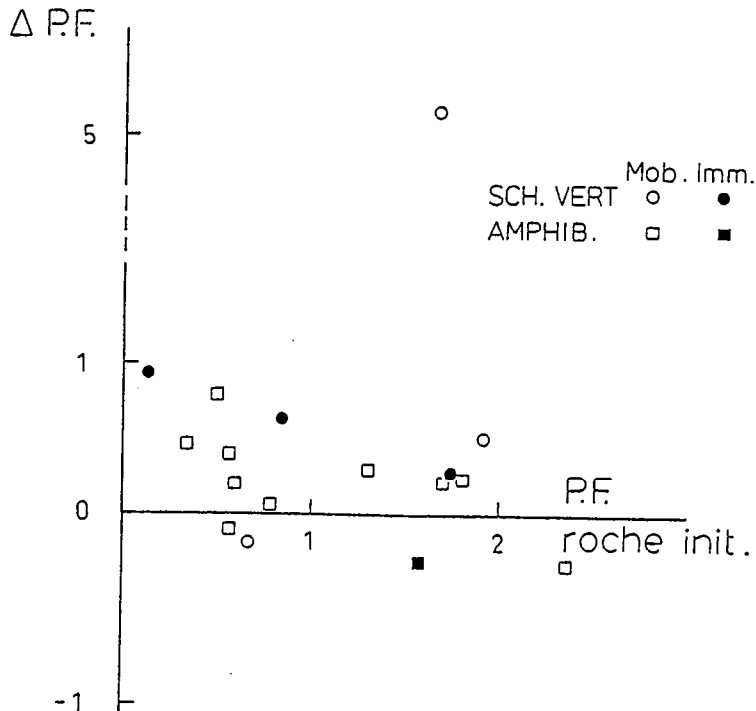


Fig. 2-9 Variation de l'hydratation au cours de la déformation en fonction de l'hydratation de la roche initiale (P.F. : perte au feu %; $\Delta P.F.$ = % P.F. dans roche déformée - % P.F. dans roche initiale). Les symboles pleins représentent les zones de déformation isochimique, les symboles vides, les zones de déformation avec transfert de matière.

De plus, il est intéressant de remarquer que certains couples de roches déformés à basse ou haute température présentant une mobilité des éléments majeurs (Roy, 1977, Dixon et Williams, 1983, Floyd, 1983) montrent une baisse de la teneur en fluides de constitution. Réciproquement des augmentations de fluides existent dans des couples de roches à faible mobilité en éléments majeurs (Kerrick 1980, Boullier, 1984).

La cause de ces évolutions est sans doute à rechercher dans les transformations métamorphiques et notamment dans le rôle des phases minérales hydratées sur l'existence de modifications de composition chimique de la roche initiale.

2.4. PHASES MINÉRALES METAMORPHIQUES

Les analyses des différents auteurs sont reportées sur un diagramme triangulaire K_2O , $CaO + Na_2O$, $Fe_2O_3^* + MgO$ (fig. 2.10). Les principaux minéraux des paragenèses initiales et ceux contemporains de la déformation (plagioclases, feldspath potassique, biotite, micas blancs, amphiboles) sont également représentés sur ce diagramme. Un regroupement statistique des tendances géochimiques montre de manière descriptive les évolutions générales pour une composition initiale fixée (fig. 2-10). De cette analyse et des études minéralogiques effectuées par les auteurs, il ressort que la tendance générale correspond à une diminution de la phase feldspathique au profit d'une association à micas blancs, biotite et dans certains cas amphibole.

Pour réaliser une recristallisation totale dans les faciès déformés et un changement global de composition chimique de la roche totale, deux conditions sont nécessaires :

- (i) L'apparition d'une nouvelle paragenèse stable (fonction des conditions thermodynamiques) de composition chimique différente de la roche initiale.
- (ii) La possibilité de transferts de cations d'échelle supérieure au pas d'échantillonnage par un mécanisme intergranulaire.

Ces derniers points sont résumés au travers des interprétations des différents auteurs (cf. 2-5).

2.5. CAUSES DES TRANSFERTS DE MATIERE

Les causes des transferts de matière le plus souvent invoquées par les auteurs dépendent des conditions aux limites du système (ouvert - fermé) :

(i) Pour certains, les zones de cisaillements fonctionnent comme des endroits privilégiés à la circulation des fluides et favorables aux mécanismes métasomatiques (Beach 1976, 1980, Etheridge, 1983, 1984). Pour ces auteurs, les transferts sont contrôlés par les équilibres géochimiques avec un fluide externe en système ouvert (Etheridge, 1981).

(ii) Pour d'autres, les mécanismes de déformation (Roy, 1977, Dixon et Williams, 1983, Floyd et Wineschester, 1983, Watt et Williams, 1983) et les transformations minéralogiques (White et Knipe, 1978) semblent être les facteurs déterminants dans le contrôle des transferts.

(iii) D'autre part, la possibilité de développer des zones de déformation en système fermé n'est pas exclue dans les conclusions de certains auteurs (Kerrick et al., 1980).

Dans toutes ces études publiées, il n'existe pas de profils des variations de teneur des éléments corrélés de manière quantitative à l'intensité de déformation ou à la distance (cf. Chap. 1.5.). L'étude des conditions aux limites des systèmes et des causes des transferts de matière nécessite une étude quantitative de la déformation et une méthodologie rigoureuse d'étude des transferts associés à la déformation.

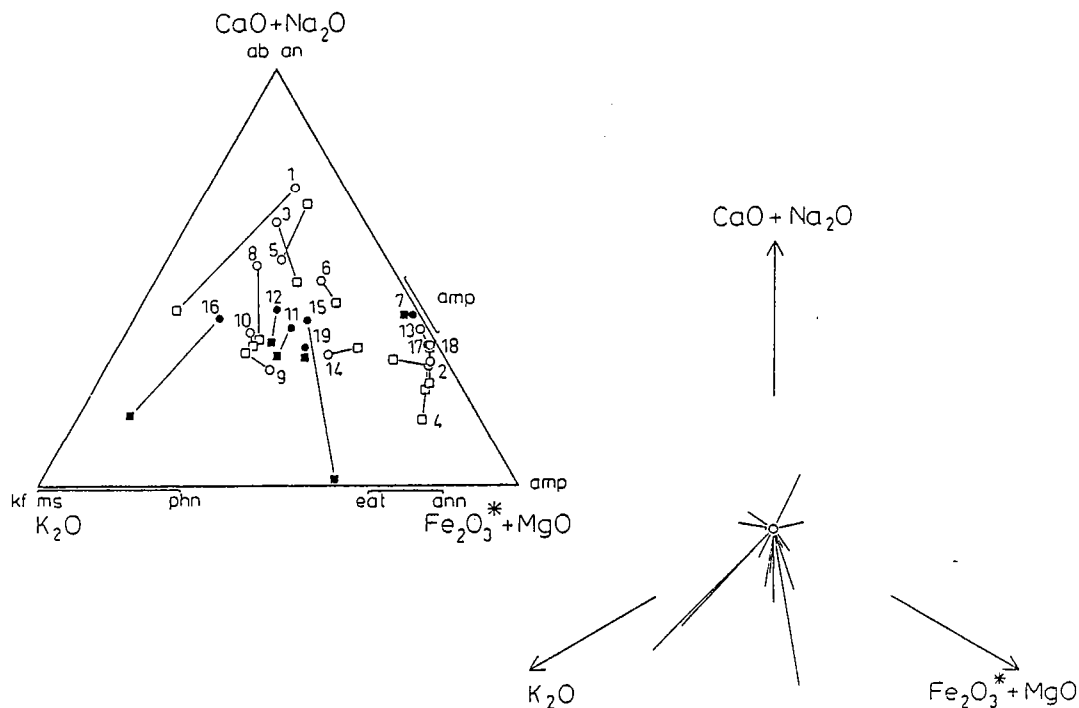


Fig. 2-10 Diagramme $\text{CaO}, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}, \text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ et regroupement statistique des variations chimiques pour une composition initiale fixe. Cercles : roche non déformée; carrés : roches déformées; symboles pleins : faciès schiste vert; symboles vides : faciès amphibolite.

En conclusion, les rôles des paramètres de la déformation, de l'histoire métamorphique et de la phase fluide sont intimement liés. Les études menées jusqu'à présent sont en majorité qualitatives et l'évolution des transferts avec la déformation ne semble pas toujours bien isolée des fractionnements magmatiques. Pour tenter de cerner les paramètres principaux agissant dans les zones de déformation avec transferts, il convient d'insister sur les problèmes majeurs suivants :

(i) Estimer l'intensité de déformation le long des profils de transfert afin de corrélérer la mobilité des ions à l'intensité de déformation, non plus de manière qualitative, mais quantitative.

(ii) Caractériser le champ de déformation finie à toutes les échelles et étudier avec précision les structures et les mécanismes de déformation dans les gradients de déformation (échelles des zones, réduction de la taille des grains, porosité, ...).

(iii) Caractériser correctement l'état de la roche initiale et s'assurer de l'homogénéité de départ des échantillons étudiés. En particulier déterminer l'échelle des variations magmatiques par rapport à la taille des zones de déformation pour ne pas subir les interactions entre les deux phénomènes géochimiques. De plus, la roche considérée comme initiale doit être indemne de déformation et de transferts, sinon la discussion sur les conditions aux limites du système (ouvert-fermé) n'est plus possible (fig. 1-14).

(iv) Enfin, déterminer une maille d'échantillonnage dans les séries progressivement déformées et jusqu'aux stades ultimes pour enregistrer les faibles variations dues à la déformation et les changements de mécanismes possibles. En d'autres termes, échantillonner des profils continus à la même échelle que celle des gradients de déformation.

Chapitre 3 :

Méthodologie.

p 55

Introduction

3-1. Analyse de la déformation.

p 57

- 3.11) Utilisation des marqueurs ellipsoïdaux
- 3.12) Paramètres quantitatifs associés à la déformation finie.
 - 3.121) Pourcentage de matrice macroscopique
 - 3.122) Autres paramètres corrélés à la déformation finie.

Conclusion

3-2. Méthodes géochimiques

p 68

- 3.21) Caractérisation de l'état de référence
 - 3.211) Analyse factorielle en composantes principales.
 - 3.212) Diagrammes magmatiques
- 3.22) Bilans géochimiques
 - 3.221) Méthode de Gresens
 - 3.222) Diagramme pondéral normalisé.
- 3.23) Profils de variation

Conclusion

3-3. Méthodes d'étude minéralogique et pétrologique.

p 79

- 3.31) Minéralogie ; Analyses et formules structurales de minéraux.
 - 3.311) Les biotites
 - 3.312) Les micas blancs
 - 3.313) Les feldspaths
 - 3.314) Les minéraux accessoires
- 3.32) Equations minérales globales.
 - 3.321) Analyse modale
 - 3.322) Hypothèse de départ
 - 3.323) Méthode
 - 3.324) Exemple théorique de transformation minérale.

Conclusion

Chapitre 3

METHODOLOGIE

Ce chapitre regroupe les méthodes plus particulièrement employées (cf. partie II) pour traiter les problèmes d'interaction entre déformation, géochimie et minéralogie soulevés dans les précédents chapitres (cf. 1 et 2).

Dans un premier temps, les méthodes d'analyse structurale et de déformation finie sont développées (cf. 3.1).

Puis, à partir d'exemples fictifs, les méthodologies d'étude des variations chimiques (cf. 3.2.), pétrographiques et minéralogiques (cf. 3.3.) sont présentées.

3.1. ANALYSE DE LA DEFORMATION

Introduction

L'étude des transferts de matière nécessite de connaître les relations structurales qui existent dans les domaines étudiés. Une démarche cartographique doit être effectuée à différentes échelles afin d'étudier si des modifications de structure existent pour diverses tailles d'objets considérés. A partir de ce travail de cartographie, trois résultats essentiels sont acquis :

- (1) Les zones préservées de la déformation sont mises en évidence.
- (2) Les zones d'échantillonnage sont effectuées dans des conditions structurales définies, loin des perturbations locales (filons, variations de faciès, enclaves, contacts intrusifs, ...).
- (3) Ces données permettent de choisir des gradients de déformation d'échelles variées indispensables dans l'étude des transferts.

En parallèle avec l'étude cartographique, différentes méthodes d'analyse de la déformation finie sont utilisées en géologie structurale. L'une d'elles est développée dans le sous chapitre 3.1.1. Utilisation des marqueurs ellipsoïdaux. De plus, la méthode d'estimation d'un paramètre corrélable de manière quantitative à l'intensité de déformation est présentée (cf. 3.1.2.).

3.1.1. Utilisation des marqueurs ellipsoïdaux

La présence dans les granitoïdes de marqueurs ellipsoïdaux tels que les enclaves homogènes permet de quantifier la déformation de la roche. Les estimations des rapports axiaux dans les plans principaux de déformation ($\lambda_1\lambda_2$, $\lambda_2\lambda_3$, $\lambda_1\lambda_3$) sont effectuées sur le terrain dans des faciès de déformation croissante. Les méthodes de calculs statistiques des rapports axiaux moyens pour chaque plan peuvent être employées sans corrections dues aux contrastes de viscosité entre les enclaves et la roche encaissante. En effet, il n'existe pas de réfraction de schistosité entre les deux matériaux, la mesure de la déformation finie à partir des enclaves est représentative du taux de déformation subi par l'échantillon.

Dès les stades orthogneissiques, les axes principaux des enclaves sont parallélisés à la schistosité ($\lambda_1\lambda_2$). La méthode de régression linéaire est alors employée sur la population des marqueurs pour définir le rapport axial moyen de l'ellipse de déformation finie dans chaque plan principal (fig. 3-1). Dans les roches les moins déformées, les enclaves montrent des fluctuations angulaires de leur grand axe par rapport aux axes de la déformation : la méthode de Dunnet a été employée (Dunnet 1969, Le Théoff, 1977). A partir des rapports axiaux moyens estimés dans les trois plans principaux de déformation, le calcul des différents paramètres quantifiant la forme et l'intensité de la déformation a été réalisé pour chaque échantillon (v. Annexe : Tableau de mesures).

forme

$$K = a - 1/b - 1 \quad (\text{Flinn, 1962})$$

$$\sqrt{V} = (\log b - \log a) / \log a + \log b \quad (\text{Hossack, 1968})$$

(paramètre de LODES)

Intensité

$$R = a + b - 1 \quad (\text{Waterson, 1968})$$

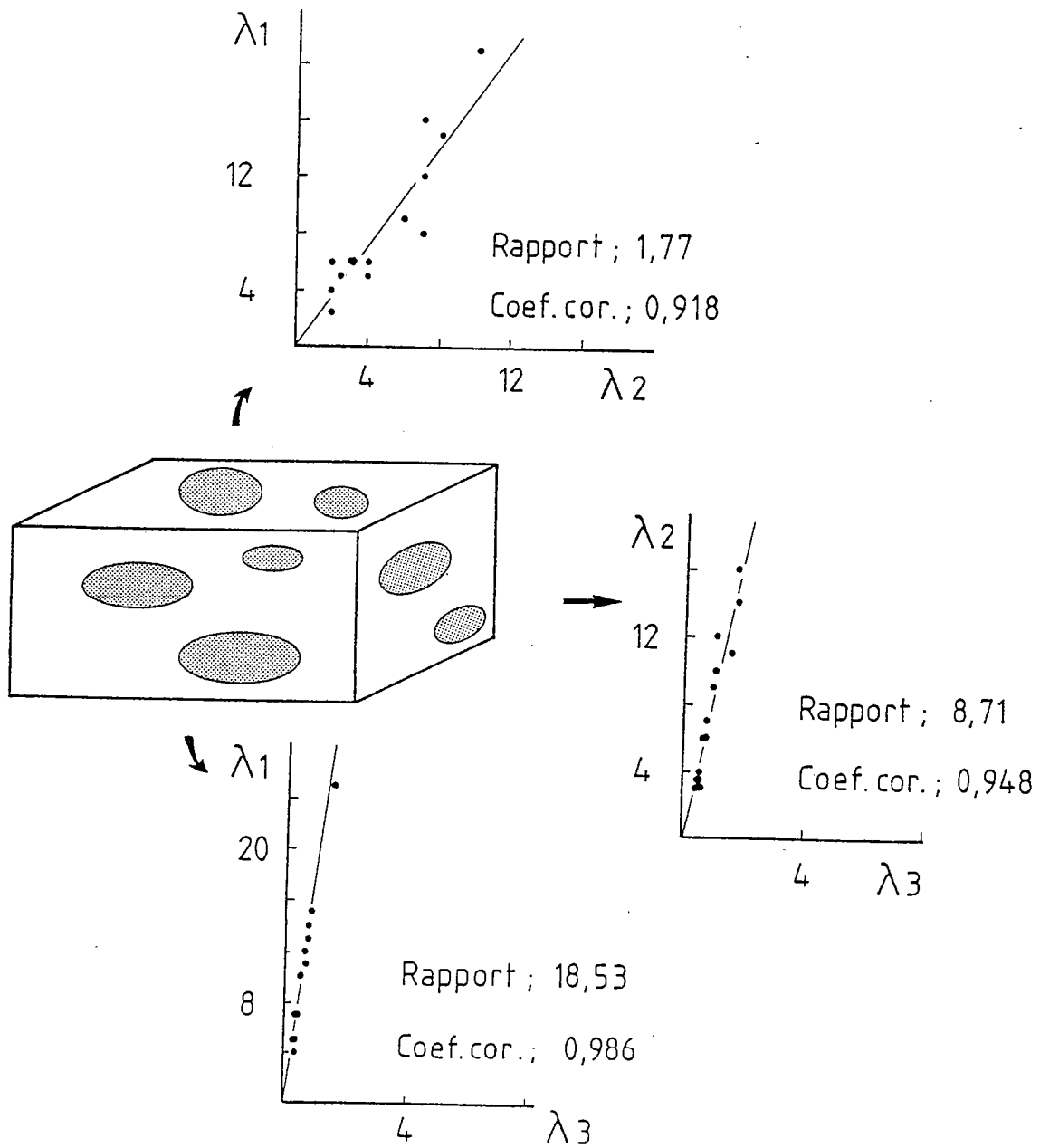


Fig. 3-1 Exemple d'utilisation de la méthode de régression linéaire dans trois plans principaux de déformation (λ_1/λ_2 ; λ_2/λ_3 ; λ_1/λ_3). (Les valeurs correspondent à l'échantillon ADS; granodiorite du Grimsel) ($\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ exprimés en cm).

$$\bar{\epsilon}_3 = \sqrt{3}/3 (\text{Log } a^2 + \text{Log } b^2 + \text{Log } ab^2)^{1/2} \quad (\text{Nadai, 1963})$$

(avec a et b exprimés respectivement par λ_1/λ_2 et λ_2/λ_3).

Ces rapports sont estimés sur le terrain et traités au laboratoire par un programme de calcul des paramètres de la déformation pour différents plans λ_1/λ_2 et λ_2/λ_3 , λ_1/λ_2 et λ_1/λ_3 , λ_1/λ_3 et λ_2/λ_3 .

La comparaison des résultats dans les différents plans permet d'éliminer les résultats aberrant dus aux problèmes de mesure statistique sur le terrain (nombre restreint de marqueurs pour un plan, effet biofresnel sur des plans proches d'un plan principal dans les échantillons peu déformés).

Ces divers paramètres permettent de construire des diagrammes qui mettent en relation la forme de l'ellipsoïde et l'intensité de déformation; celui retenu pour la représentation des données des Massifs de l'Aar et du Gothard est le diagramme logarithmique de Ramsay, 1967 (fig. 3-2).

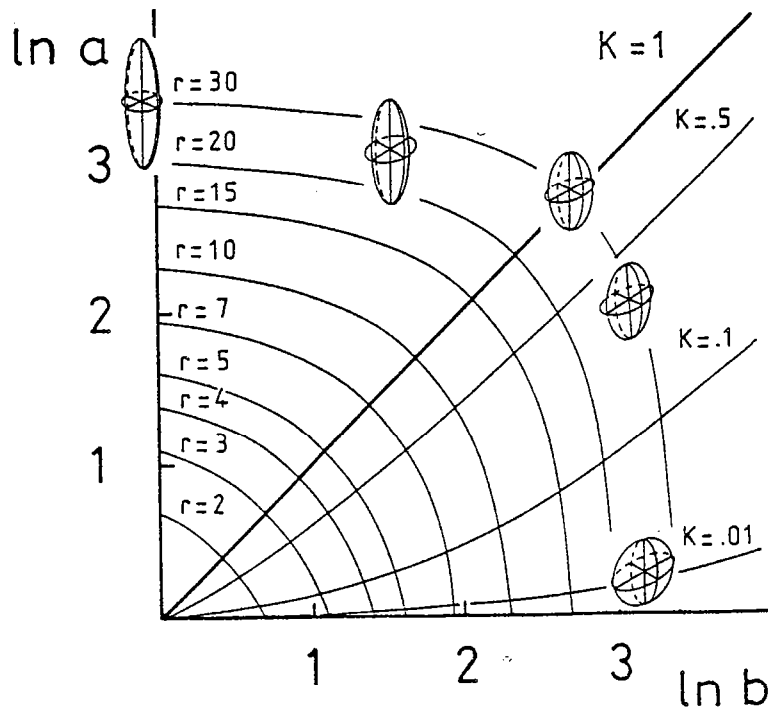


Fig. 3-2 Diagramme logarithmique (Ramsay, 1967). K et r sont les paramètres de Flinn et Waterson. $0 < K < 1$, aplatissement; $K = 1$, déformation plane; $1 < K < +\infty$, constriction.

3.1.2. Paramètre quantitatif associé à la déformation finie

Un des buts de cette étude est de quantifier les transferts par rapport à l'intensité de déformation, mais les échantillons analysés en géochimie ne comportent pas dans tous les cas des enclaves. Les mesures d'intensité de déformation finie n'ont donc pas pu être effectuées de façon directe pour tous les échantillons analysés. Plusieurs paramètres ont été testés afin de trouver une relation simple entre les modifications structurales et l'intensité de déformation. A partir des échantillons prélevés sur le terrain et dont l'intensité de déformation était connue (mesurée sur enclaves), il a été possible de chercher les corrélations entre les variations de l'intensité de déformation et différents paramètres tels que :

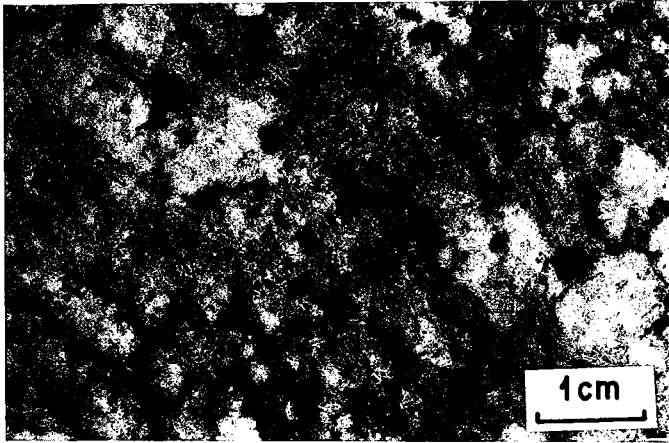
- le changement de densité,
- la réduction de taille des grains,
- le changement de texture macroscopique,
- le changement de texture microscopique.

3.1.2.1. Pourcentage de matrice macroscopique et déformation finie

Le changement progressif de texture macroscopique dans les gradients de cisaillement a été retenu pour sa forte corrélation à l'intensité de déformation, sa représentativité à l'échelle de l'échantillon et la facilité d'estimation statistique. Seule cette méthode est donc développée :

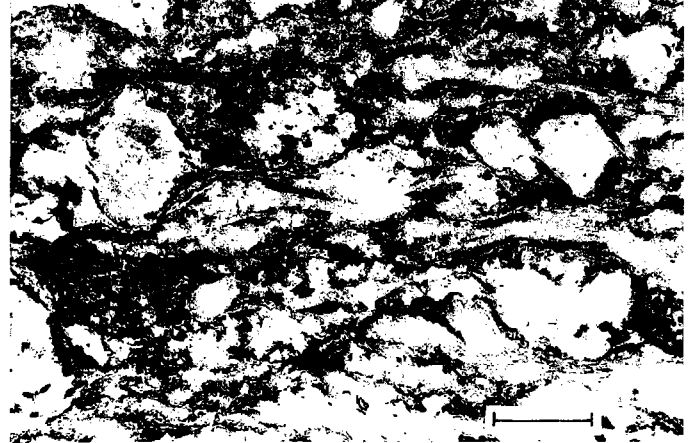
La déformation produit un matériel à grain fin ($< 30 \mu\text{m}$); ce matériel cristallin de composition différente et de taille réduite par rapport au matériel initial est défini sous le terme de matrice. Le pourcentage de matrice augmente avec l'intensité de déformation et les termes ultramylonitiques sont représentés par 100 % de matrice. L'estimation des valeurs de ce paramètre est effectuée de manière optique sur photographie de macroéchantillons agrandis trois fois dans une section λ_1/λ_3 représentative des faciès mesurés en déformation finie (fig. 3-3).

Afin de tester statistiquement cette méthode de comptage, la construction d'une charte visuelle correspondant à un matériel folié a été réalisée (fig. 3-4) pour divers pourcentages de matrice (taille des rectangles : 10 x 5 cm). Chaque modèle a été testé plusieurs fois à l'aide de grilles de même taille (10 x 5 cm) mais de pas différents (allant de .35 cm jusqu'à 2 cm) pour une orientation parallèle aux structures (fig. 3-5A). L'écart à la moyenne diminue avec les grilles de pas faible (augmentation des points de comptage) et aucune corrélation n'est observée avec le pourcentage de matrice (tab. 3-1). Afin de résoudre le problème de l'anisotropie du matériel, la méthode a été employée avec des grilles orientées à 45° des structures des modèles (fig. 3-5B). Les résultats obtenus sont plus satisfaisants et un test sur un modèle à 40 % de matrice avec une grille désorientée montre qu'avec des pas inférieurs à 1 cm (soit un nombre de points supérieur à 50 à chaque comptage), l'écart à la moyenne devient très faible



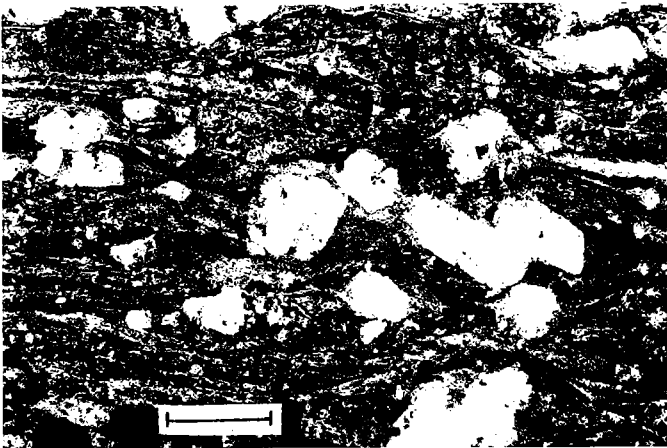
Stade isotrope

% matrice 4
 $\bar{\epsilon}_S$ 0,7



Stade orthogneissique

% matrice 41
 $\bar{\epsilon}_S$ 1,7



Stade mylonitique

% matrice 70
 $\bar{\epsilon}_S$ 2,7



Stade ultramylonitique

% matrice 95
 $\bar{\epsilon}_S$ 3,3

Fig. 3-3 Changement progressif de faciès avec l'intensité de déformation.

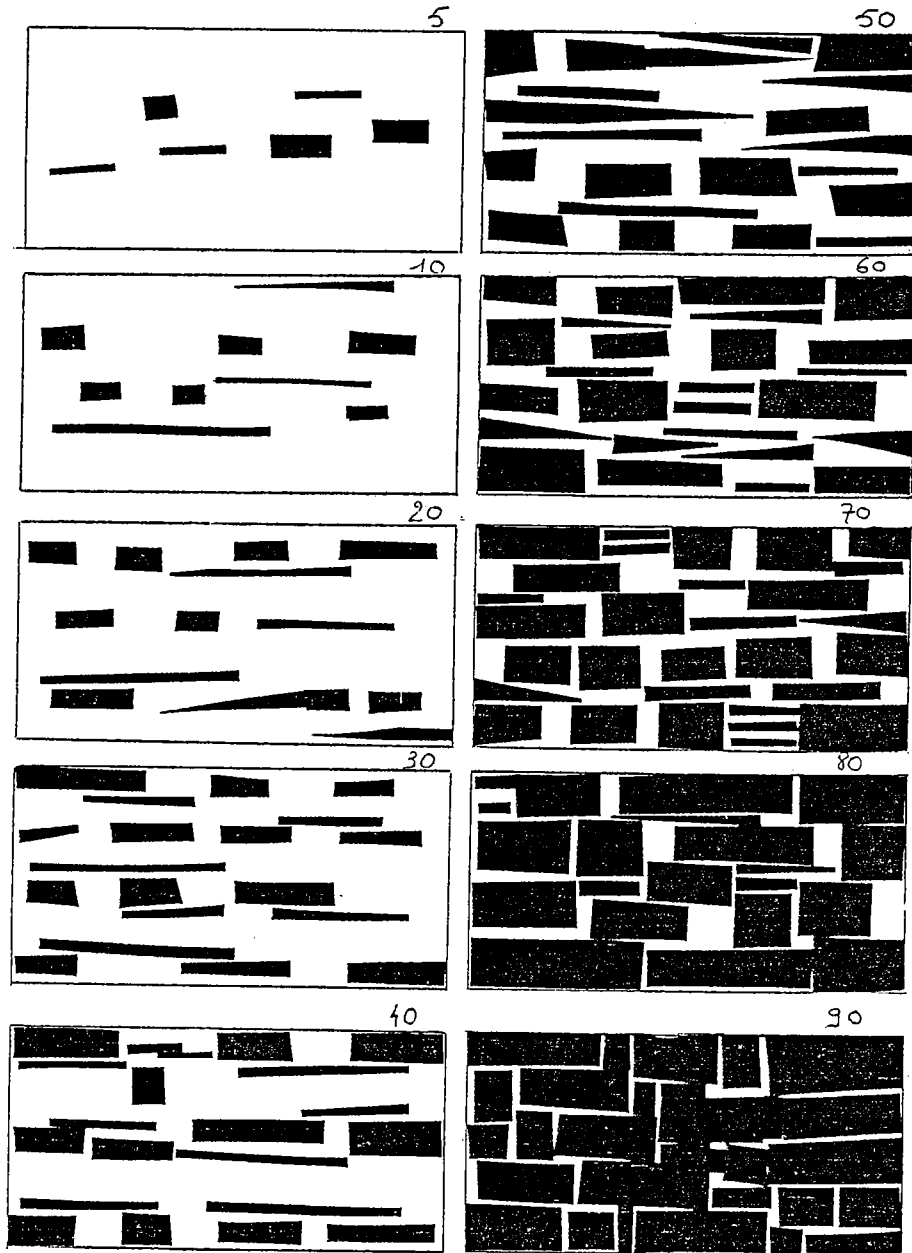


Fig. 3-4 Charte visuelle d'un matériel anisotrope pour certaines valeurs du % de matrice (Marquer, 1983, D.E.A.).

Pas	1.5	1	0.75	0.5	0.35	0.2	% Matrice
Ecart à la Moyenne	18.24	3.33	19.22	0.43	0.45	2.57	5
	16.47	3.64	13.97	5.22	3.61	1.02	10
	17.21	5.88	0.83	0.62	2.10	0.80	20
	15.56	1.94	1.84	3.29	8.51	2.04	30
	3.33	14.12	15.66	1.86	2.04	-	40
	13.33	1.88	0.27	0.72	0.90	0.30	50
	1.11	5.56	1.96	3.61	1.72	0.66	60
	0.56	2.14	0.72	0.88	2.26	0.32	70
	8.24	1.87	1.12	1.65	1.11	1.60	80
	8.75	0.91	0.67	5.76	3.60	1.30	90
Moyenne des Ecart	10.27	4.13	5.62	2.46	2.63	1.18	

Tableau 3-1 Comptage statistique des différents % de matrice pour des grilles de 10 x 5 cm de pas différents.

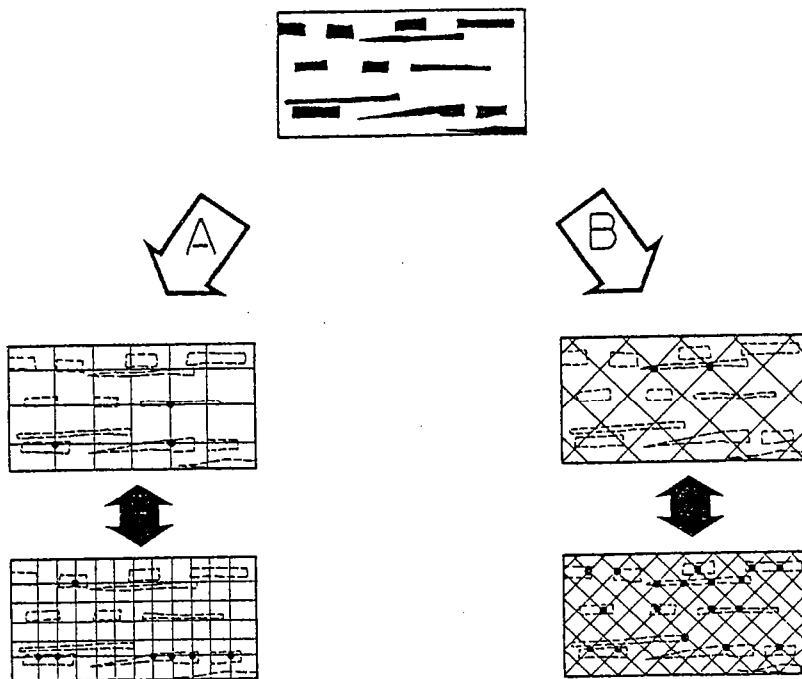


Fig. 3-5 Schématisation de la méthode de comptage statistique pour deux types de grilles.
 A : grille parallèle aux structures; B : grille à 45°. . points noirs : points comptés en matrice (cf. fig. 3-4).

(tab. 3-2, fig. 3-6). A l'aide des lois statistiques, il est alors possible de calculer pour un écart type le nombre de points nécessaires pour certains intervalles de sécurité (Azoulay et al., 1976). La grille retenue pour le comptage statistique des échantillons naturels est une grille de 420 points avec un pas de .75 cm et orientée à 45° de la foliation. Cette méthode est répétée 3 fois sur la surface de chaque échantillon. L'utilisation d'agrandissements photographiques et de matériel informatique (micro-ordinateur relié à une table à digitaliser) facilite et améliore la rapidité d'utilisation de cette méthode. Un intervalle de confiance de 5 % peut être défini. Il dépend essentiellement de la méthode statistique et de l'erreur optique sur les échantillons naturels. Comme toute méthode visuelle, elle dépend également de l'utilisateur, des travaux en cours sur la numération de sections d'échantillons et de traitement de l'image (Daniel T., DEA, 1986) devront permettre l'emploi de cette méthode de manière plus rigoureuse.

Pas	2	1.5	1	0.75	0.5	0.35
Ecart à la Moyenne	4.04	8.64	1.38	2.53	0.11	0.41
	3.33	0.48	0.87	1.11	0.87	0.13
	7.27	5.71	5.71	1.25	2.16	0.59
	10	4.44	4.09	2.89	3.15	3.78
	3.64	2.86	4.19	2.34	2.94	0.88
	4.55	5.00	2.27	2.63	3.18	1.10
Moyenne des Ecarts	5.48	4.52	3.08	2.12	2.06	1.15
Ech.	5.98	5.17	3.52	2.23	2.38	1.67

Tableau 3-2 Comptage statistique d'un modèle à 40 % de matrice pour différents pas d'une grille orientée à 45.

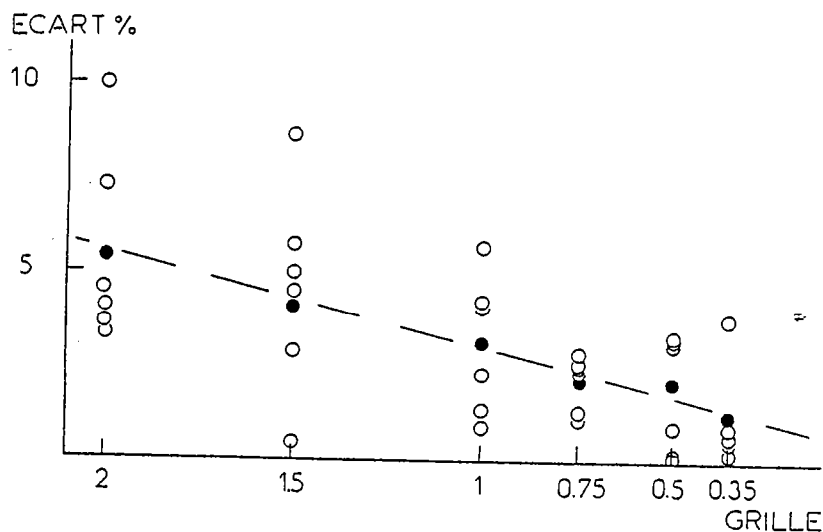


Fig. 3-6 Ecart à la moyenne pour un échantillon à 40 % de matrice : les ronds ouverts sont les écarts à la moyenne pour 6 comptages avec une grille orientée à 45° des structures et des pas de grille différents (2 cm - .35 cm). Les ronds noirs représentent les moyennes des écarts pour chaque pas de grille.

Le choix du paramètre d'intensité de déformation finie corrélé au pourcentage de matrice est réalisé de la manière suivante :

A partir des mesures de déformation finie et de l'estimation du pourcentage de matrice macroscopique, deux diagrammes sont établis qui mettent en relation R par rapport au % matrice et $\bar{\epsilon}_s$ par rapport au % matrice (fig. 3-7) dans l'exemple des zones déformées du massif de l'Aar (tab. de valeurs en annexe).

L'allure des courbes en fonction des deux paramètres de déformation finie est différente : logarithmique avec R et linéaire avec $\bar{\epsilon}_s$. Pour faciliter les interpolations de valeurs de l'intensité de déformation à partir des pourcentages de matrice calculés, le diagramme montrant une corrélation linéaire est choisi. Pour tous les échantillons analysés du point de vue géochimique dont l'absence d'enclaves ne permettait pas la quantification directe de la déformation sur le terrain, une valeur de l'intensité de déformation logarithmique $\bar{\epsilon}_s$ peut alors être estimée.

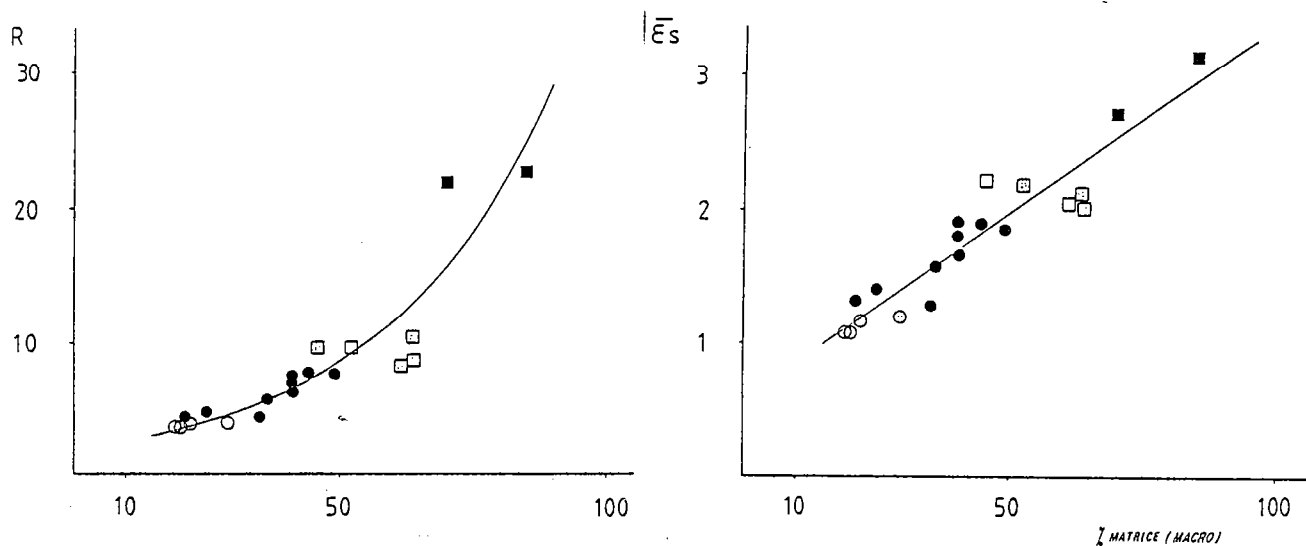


Fig. 3-7 Intensité de déformation finie en fonction de la teneur en matrice. ronds vides : roche peu déformées; ronds pleins : orthogneiss; carrés vides : mylonites; carrés pleins : ultramylonites. (A : coef. corrélation : 0,934; B : coef. corrélation : 0,933).

Dans toute l'étude qui va suivre, la nomenclature des roches progressivement déformées est la suivante :

% Matrice	Type de faciès
0 - 25	subisotrope
25 - 50	orthogneiss
50 - 70	mylonites
70 - 100	ultramylonites

La limite aux environs de 70 % de matrice est choisie à cause de l'évolution de type exponentiel qui existe à partir des stades mylonitiques (fig. 3-7). Ce changement d'allure de la courbe % matrice en fonction de R suggère des modifications de comportement rhéologique lorsque la teneur en clastes atteint des valeurs de 30 %.

A titre de comparaison, les nomenclatures des roches déformées par mylonitisation employées par différents auteurs sont regroupées dans le tableau 3-3. Les divisions arbitraires choisies dans ce mémoire sont approximativement identiques à celles de White, 1982.

	%matrix	Lapworth 1885	Teall 1918	Christie 1960	Spry 1969	Higgins 1971	Zeck 1974	Ikell & Etheridge 1973	Sibson 1977	White 1982					
foliated MYLONITIC ROCKS	10	augen-schist	sheared country rocks	mylonite blasto- mylonite	proto- mylonite	proto- mylonite	foliated hemi-and holo-clastite	A mylonite is a foliated rocks, com- monly lineated and containing mega- crystals, which occurs in narrow, planar zones of intense deformation. It is often finer grained than the surround- ing rocks into which it grades.	proto- mylonite	proto-mylonite	ductile (plastic) process : grain refinement by synec- tonic recrystallization				
	50	variegated schist								augen- schist quartz schist		mylonite	mylonite	mylonite	mylonite
	90	mylonite	mylonite												
													ultra- mylonite	ultra- mylonite	
				genetic interpretation : mylonitization = cataclastic process with later neomineralization and/or recrystallization											

Tableau 3-3 Historique des nomenclatures des roches déformées par mylonitisation employées par différents auteurs (d'après Heitzmann, 1985).

3.1.2.2. Autres paramètres corrélés à la déformation finie

Les autres méthodes d'estimation d'un paramètre associé au changement de structure de la roche et corrélable à l'intensité de déformation ont été développées pendant le travail de DEA (Marquer, 1983), seuls les résultats et les critiques de ces méthodes sont rappelés :

Une estimation du pourcentage de matrice a été réalisée au microscope optique sur des lames minces dans des sections λ_1/λ_3 pour 2 000 points de comptage et un pas de 1/3 mm pour chaque lame. Les résultats sont identiques à ceux de la méthode macroscopique, mais cette méthode n'a pas été retenue pour deux points essentiels : la moindre représentativité qui existe entre une lame mince et l'échantillon macroscopique et le maniement long et fastidieux de cette méthode.

L'observation de l'évolution de la taille des clastes au cours de la déformation a également été réalisée et met en évidence la diminution de la taille des grains avec la déformation (cf. Partie II). La corrélation de ce paramètre et son utilisation pour quantifier l'intensité de déformation est critiquable sur certains points : le comptage linéaire sur lames minces implique une estimation sphérique de la forme des grains, les transformations métamorphiques perturbent l'observation de la réduction de la taille des grains associée uniquement à la déformation intracristalline (ex. néoblastèse de quartz).

En conclusion de ce paragraphe, l'analyse de la géométrie des structures par rapport au champ de déformation régional permet un échantillonnage géochimique représentatif à différentes échelles. Une méthode est mise au point pour estimer l'intensité de déformation pour les échantillons analysés en géochimie qui ne comportent pas de marqueurs de déformation. Cette méthode est basée sur l'estimation macroscopique du pourcentage de matrice dans les différents faciès déformés.

3.2. METHODES GEOCHIMIQUES

Ces méthodes d'étude des variations et des transferts chimiques sont présentées de la manière suivante :

(1) Caractérisation de l'état de référence (cf. 3.2.1.) : la méthode de différenciation des variations chimiques associées à la déformation de celles liées au processus magmatique est décrite à partir de l'analyse statistique (ACP) (cf. 3.2.1.1.) et des diagrammes magmatiques (cf. 3.2.1.2.).

(2) Bilans géochimiques absolus (cf. 3.2.2.) : deux types de méthodes d'estimation des variations absolues sont présentées pour des exemples fictifs : 3.2.2.1.) Diagrammes de Gresens,
3.2.2.2.) Diagrammes pondéraux normalisés.

(3) Profils de variations (cf. 3.2.3.) : seuls les aspects pratiques de cette méthode sont abordés dans ce paragraphe, l'utilisation théorique de ce type de diagramme a été développée précédemment (cf. 1-5).

3.2.1. Caractérisation de l'état de référence

3.2.1.1. Analyse factorielle en composante principale : ACP

Les données géochimiques peuvent être traitées par différentes méthodes statistiques (Leymarie et al., 1975). Une méthode parfois retenue (Courrioux, 1983, 1984, Coffrant et al., 1986) est l'analyse factorielle en composante principale (Pearson, 1901, Hotelling, 1933, Lebart, 1973).

Son application aux phénomènes géologiques est discutée par Leymarie et al., 1975. Nous retiendrons que cette méthode basée sur le degré de corrélation des variables entre elles permet de regrouper ces variables (ex. éléments chimiques) selon des facteurs de poids différents. Ces facteurs (F_1 , F_2 ... F_n) reflètent les degrés de correspondances des éléments chimiques entre eux. Dans certains cas, ils peuvent refléter des corrélations entre éléments dues à des processus de différenciation géologiques (magmatisme, métasomatisme, modifications synschisteuses). L'utilisation du traitement statistique des données lisse les observations et peut permettre de définir si un ou plusieurs processus contrôlent les concentrations en éléments (Coffrant et al., 1986) (fig. 3-8).

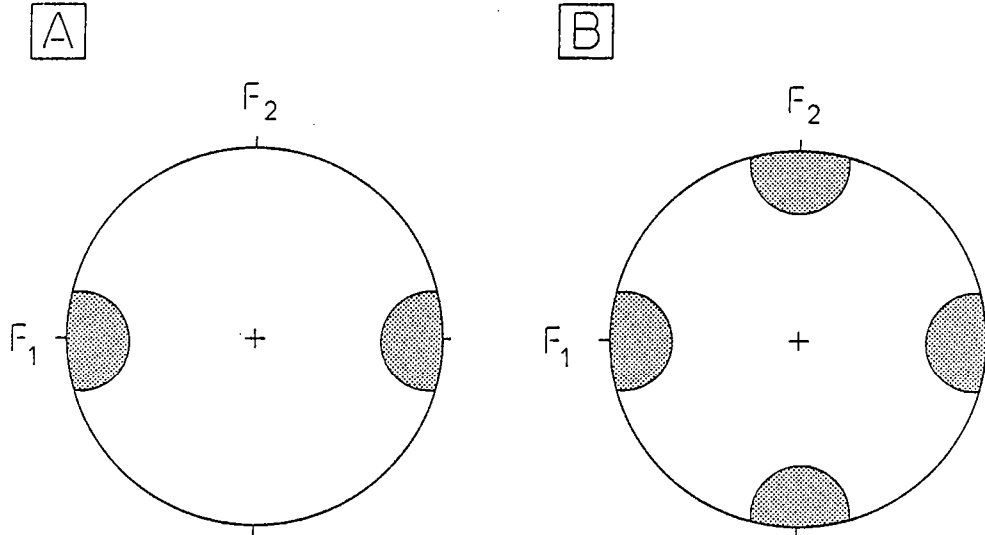


Fig. 3-8 Un type de représentation de l'analyse factorielle en composante principale : F_1 et F_2 représentent deux facteurs de poids statistiques différents associés aux processus de différenciation géochimique ($F_1 > F_2$). Les points situés proches de ces facteurs principaux (zones tramées) montrent une forte corrélation entre eux. A : un seul processus existe et détermine l'évolution de toutes variables; B : deux processus concourent et les variables affectées par chaque phénomène se regroupent sur deux facteurs (F_1 et F_2).

Dans notre étude, ce type d'analyse statistique est utilisé en première approche pour définir les degrés de corrélation entre les divers éléments chimiques (visualisation de la matrice de corrélation). L'utilisation de diagrammes magmatiques permettant de discriminer les processus magmatiques des autres phénomènes, doit suivre cette phase de traitement statistique des données.

3.2.1.2. Diagrammes magmatiques

- Diagrammes de Harker (paramètre de différenciation magmatique : SiO_2)

L'utilisation des diagrammes de Harker sur de larges gammes de variations magmatiques (granite - granodiorite) facilite l'estimation des trends magmatiques et des écarts magmatiques initiaux (fig. 3-9). Deux types théoriques d'évolution de la teneur d'un élément au cours de la déformation sont schématisés (fig. 3-10).

Ce type de diagramme permet de différencier dans des roches déformées, les oxydes analysés qui s'écartent des valeurs magmatiques initiales. Ces déviations doivent dépasser les fluctuations associées à la différenciation magmatique et être systématiques en fonction de l'intensité de déformation (même type de variation pour des faciès de déformation identiques).

Dans notre étude, les diagrammes de Harker sont utilisés pour choisir d'une part les échantillons de référence (bonnes corrélations magmatiques) et d'autre part, pour déterminer les oxydes qui sont affectés par la déformation.

- Diagrammes de Miyashiro et Cawthorn

Le diagramme de Miyashiro est un diagramme magmatique communément utilisé pour différencier les séries tholéitiques et calcoalcalines sur la base des variations de SiO_2 en fonction du rapport FeO^*/MgO (Miyashiro, 1974; % $\text{SiO}_2 = 6,4 \frac{\text{FeO}^*}{\text{MgO}} + 42,8$). Ce diagramme montre les variations des éléments ferromagnésiens avec la déformation lorsqu'elles existent (fig. 2-5A).

Le diagramme de Cawthorn permet de visualiser la mobilité des éléments calco-alcalins. Particulièrement le rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ puisque ce diagramme met en relation le diopside ou le corindon normatif en fonction de SiO_2 (Cawthorn, 1975). Ce diagramme est utilisé pour différencier des associations alumineuses et peralumineuses en pétrologie magmatique. L'évolution des échantillons déformés peut alors être comparée avec l'évolution magmatique (fig. 2-5B).

En conclusion, nous retiendrons que pour caractériser d'une manière géochimique l'état de référence, il est nécessaire de définir les évolutions magmatiques des différents oxydes et de ce fait d'obtenir des analyses chimiques d'échantillons non déformés pour une large gamme magmatique. La répartition des roches isotropes permet de tester l'homogénéité de la roche de départ vis à vis des processus magmatiques. Ces diagrammes permettent également (i) le choix d'une roche de référence, (ii) la quantification des

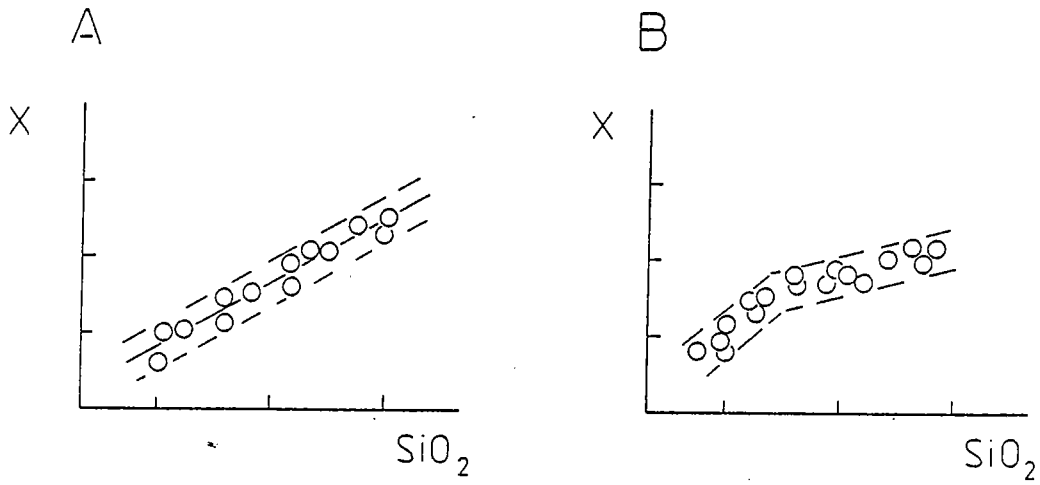


Fig. 3-9 Diagrammes de Harker. Ce type de diagramme, définit les écarts à la droite de tendance magmatique (A) et la forme de cette évolution (ex. cassures) (B) pour chaque oxydes (X) par rapport à un index de fractionnement magmatique (SiO_2).

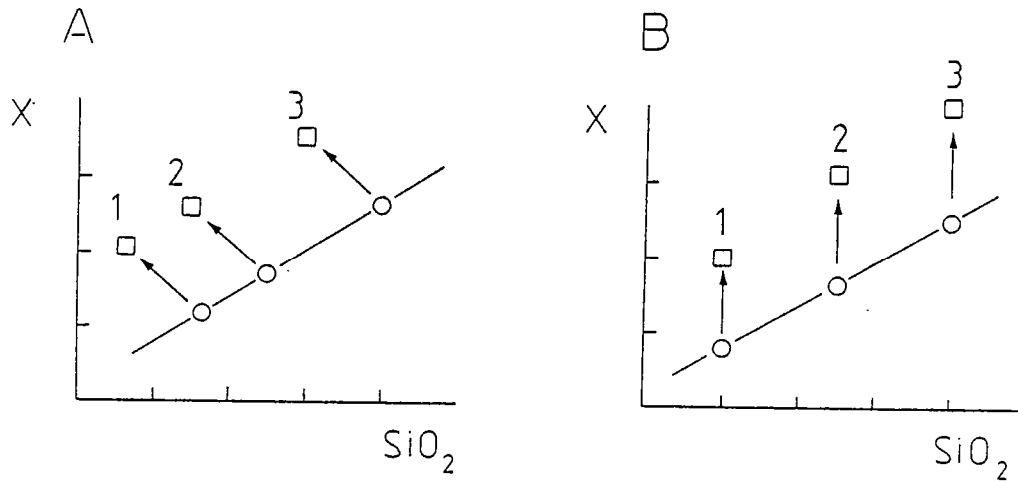


Fig. 3-10 Effet de la déformation dans des diagrammes de Harker pour des gradients de déformation théoriques (1,2,3). A : dans le cas où la teneur en SiO_2 diminue au cours de la déformation. B : cas où la teneur en SiO_2 n'est pas modifiée par la déformation. (X : % d'oxyde quelconque) (cercle : roche non déformée; carré : roche déformée).

fluctuations magmatiques et (iii) renseignent sur la représentativité géochimique des gradients de déformation. Enfin, à partir des diagrammes magmatiques, les variations associées à la déformation et aux processus magmatiques sont clairement mises en évidence.

3.2.2. Bilans géochimiques

Les analyses chimiques de roches totales ou de minéraux sont le plus souvent exprimées en pourcentages. La comparaison directe des analyses chimiques ne reflète les transferts absolus que lorsque les variations de volume et de densité entre les échantillons sont nulles (cf. fig. 2). L'utilisation d'une méthode qui met en relation les compositions chimiques des roches ramenées à 100 % avec leurs variations de volume ou de densité, rend possible l'estimation des modifications chimiques absolues. Cette méthode utilisée par Gresens, 1967, est développée (méthode de Gresens) et modifiée (diagramme pondéraux normalisés) pour des exemples théoriques dans ce chapitre. L'application aux exemples des massifs de l'Aar et du Gothard est illustrée dans la deuxième partie de ce mémoire.

3.2.2.1. Méthode de Gresens

Utilisation

Les différences géochimiques entre deux roches (I et II) peuvent s'exprimer pour chaque oxyde par la relation suivante (Gresens, 1967) :

$$X_n = fv (d_{II}/d_I) C_n^{II} - C_n^I \quad (1)$$

avec

X_n : gain ou perte absolue de l'élément n,
 fv : facteur volumique (volume de la roche II/volume de la roche I)
 d_{II}/d_I : rapport des densités des roches I et II,
 C_n^{II} : poids du composant n pour 100 g de roche II,
 C_n^I : poids du composant n pour 100 g de roche I.

La représentation graphique de l'équation de Gresens (1) dans un diagramme $X_n = f(fv)$ est effectuée pour la transition entre deux roches (RI et RII) composées des éléments A, B, C. Pour cet exemple théorique, les densités des roches I et II sont identiques ($d_{II}/d_I = 1$) (fig. 3-11). La composition de la roche II est calculée à partir d'une composition théorique de la roche initiale (RI) pour la transition :

RI + $\uparrow X_n \downarrow$ = RII
 RI - 30 B = RII
 (Perte absolue de 30 g de B)
 (voir tableau ci-dessous)

Composants	Roche I %	Roche II	Roche II %
C	10	10	14.3
B	40	10	14.3
A	50	50	71.4
Total	100	70	100

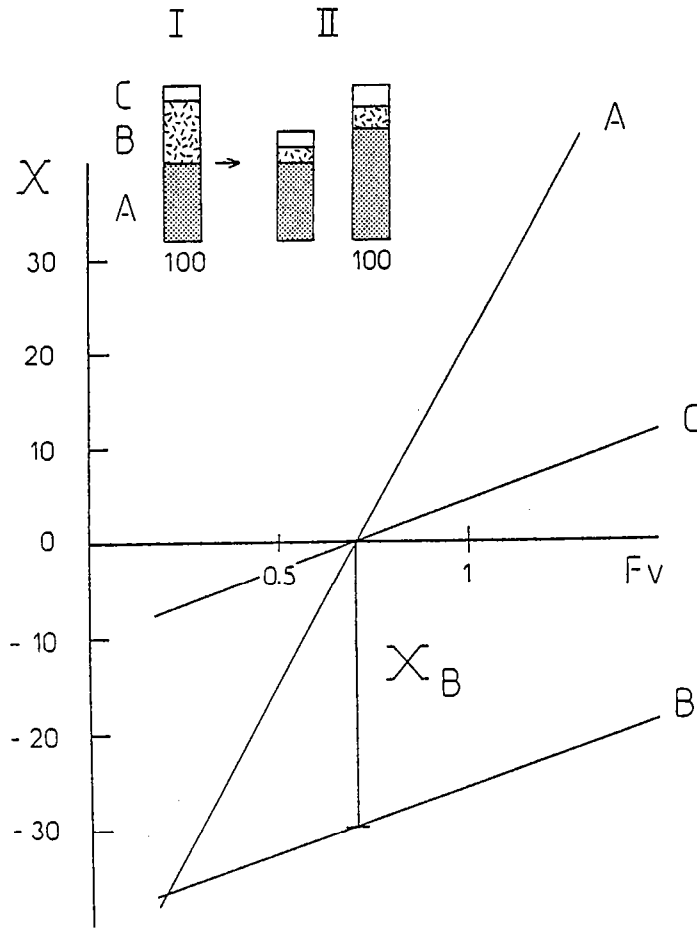


Fig. 3-11 Diagramme de Gresens, 1967. Pour la transition entre l'état I et II : Le comportement de chaque composant (A,B,C) de la roche s'exprime par une droite d'équation : $X_B = F_v \frac{dI}{dI} C_B^I - C_A^I$
 A, B, C : composition des roches I et II (cf. texte)
 X_B : perte pondérale absolue de l'élément B.
 $X^B = 0$, correspond à l'isochimisme et $F_v = 1$, au volume constant.

Les éléments immobiles sont des éléments de rapports identiques dans les deux roches considérées : $(A/C)_I = (A/C)_{II}$.

A partir du diagramme de Gresens, il est possible d'estimer cette perte de 30 g de B par la comparaison des modifications entre les roches I et II exprimées en pourcentage et pour A et C considérés comme éléments immobiles ($X = 0$) (fig. 3-11).

Le bilan global s'écrit :

$$100 \text{ g RI} - 30 \text{ g B} = 70 \text{ g RII}$$

Le facteur volumique est alors directement estimé : $f_v = 0,70$ (fig. 3-11).

Ce type de diagramme rend possible les estimations absolues des transferts et le calcul des modifications de volume pour des oxydes immobiles fixés. Il peut également être utilisé en fixant une variation de volume arbitraire.

Critiques

Ce type de méthode permet une estimation directe et simple des bilans pondéraux absolus. Dans la représentation de Gresens, les pentes des droites dépendent de la teneur de l'élément considéré dans la roche. L'utilisation de ce type de diagramme que ce soit pour comparer différentes roches (basiques ou acides) ou divers composants en proportions différentes dans les roches (comportement des éléments majeurs et traces) est imprécise pour les éléments en faibles concentrations. En effet, dans ce cas, les pentes des droites des éléments en faibles teneurs sont proches de l'horizontale ($X = 0$). Afin d'éliminer cet inconvénient, on propose ici un nouveau diagramme qui permet de visualiser et de différencier le comportement de tous les éléments (mobiles et immobiles). Ce diagramme, tout comme le diagramme de Gresens permet de calculer les bilans géochimiques absolus. Ses propriétés sont décrites ci-dessous.

3.2.2.2. Diagramme pondéral normalisé

Afin de comparer les transferts d'éléments chimiques analysés, présents en teneurs différentes dans deux roches, la formule proposée par Gresens, 1967, est normalisée à la teneur de l'élément considéré dans la roche initiale telle que :

$$\Delta X_n = f_v \frac{d_{II}}{d_I} \frac{C_n^{II}}{C_n^I} - 1 \quad (2)$$

ΔX_n est le pourcentage de variation par rapport à la roche initiale ($\Delta X = -1$; perte totale de 100 %; $\Delta X = 1$, gain de 100 % de la composition initiale)

tel que $X_n = \Delta X_n \times C_n^A$

Plusieurs modèles théoriques sont présentés afin de comprendre le fonctionnement de ce type de diagramme. Les transitions entre les deux roches (RI et RII) se font sans modification de densité ($d_{II}/d_I = 1$) (fig. 3-12).

A - Transferts isovolumiques - A immobile (fig. 3-12A)

Tableau de composition :

	RI ₁₀₀	RII ₁₀₀
C	10	40
B	40	10
A	50	50
Total	100	100

Les droites représentées sur la figure 3-12A sont tracées à partir de l'équation (2) et ont les significations suivantes :

A immobile : la droite qui correspond au comportement de cet élément est confondue avec une droite de pente 1 qui correspond à l'isochimisme relatif. Cette droite d'isochimisme relatif reflète une composition globale ramenée à 100 % toujours identique quelles que soient les variations de volume.

Perte de B et gain de C : les droites de comportement de B et de C sont respectivement situées dans le champ des pertes et des gains par rapport à la droite d'isochimisme relatif. Les gains et pertes absolus sont estimés en considérant ΔX_B et ΔX_C par rapport à l'ordonnée $\Delta X_A = 0$. (A immobile) (fig. 3-12A) :

$$\begin{aligned} \text{tel que } X_B &= C_B^I \times \Delta X_B = 40 \times -0,75 = -30 \text{ g,} \\ X_C &= C_C^I \times \Delta X_C = 10 \times 30 = +30 \text{ g.} \end{aligned}$$

Le bilan global peut alors s'écrire :

$$100 \text{ g RI} + 30 \text{ g C} = 100 \text{ g RII} + 30 \text{ g B} \quad (fv = 1).$$

B - Perte de volume et perte de B (fig. 3.12B)

Tableau de composition théorique (idem méthode de Gresens) (cf. 3.2.2.1.)

	RI %	RII absolu	RII %
C	10	10	14.3
B	40	10	14.3
A	50	50	71.4
Total	100	70	100

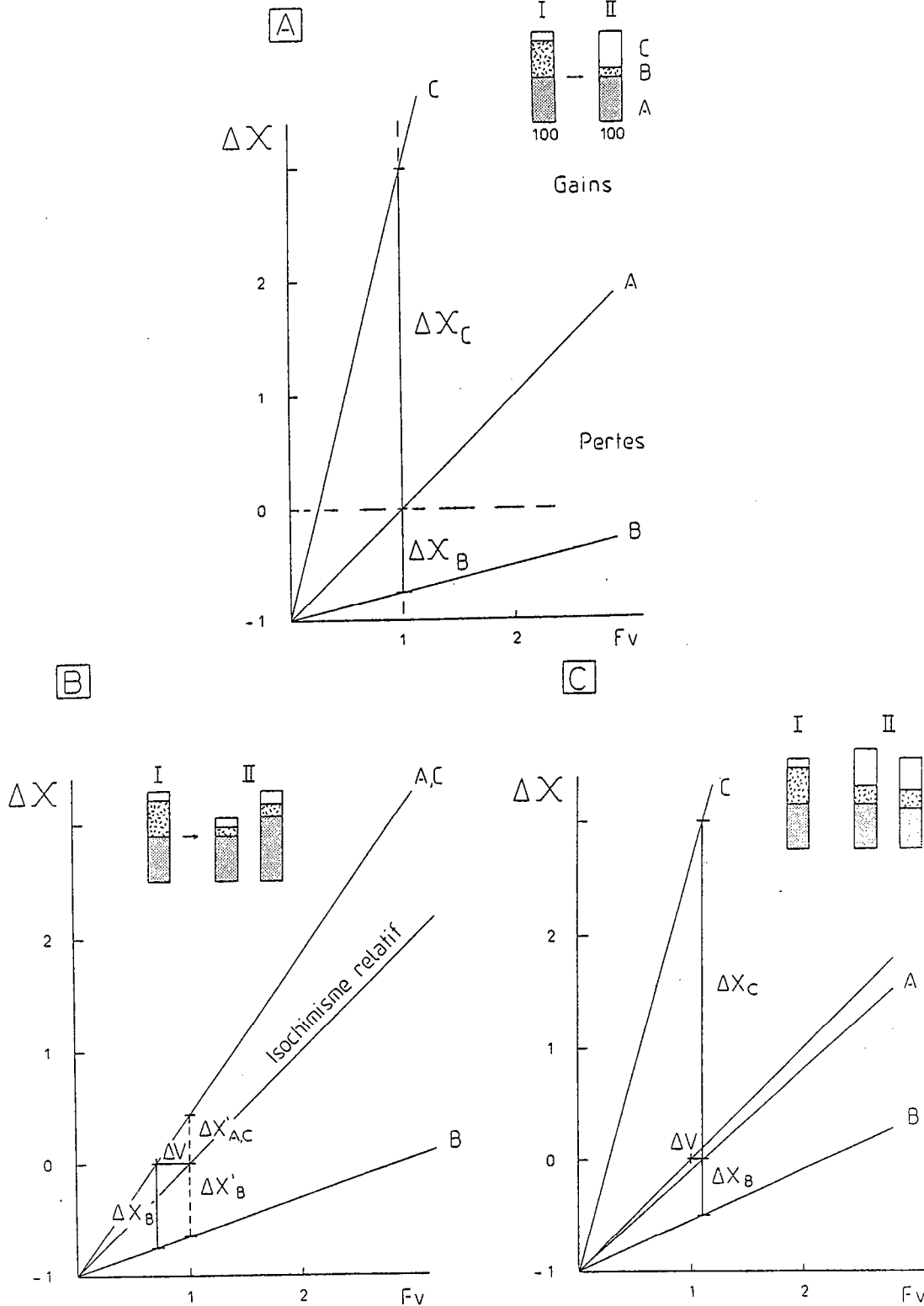


Fig. 3-12 Diagramme pondéral normalisé pour trois modèles fictifs de variations différents pour la transition roche I - roche II (explications dans le texte). ΔX , exprimé en % tel que $\Delta X = 1$, gain de 100 %.

A et C immobiles : Dans ce diagramme (fig. 3-12B) les droites représentant le comportement de A et C sont confondues et recoupent la droite d'isochimisme absolu ($\Delta X = 0$) pour un facteur volumique de 0.70. Les éléments montrent le même comportement et sont confondus sur ce type de diagramme quelque soit leurs pourcentages initiaux (comparer avec figure 3-11 : valeurs identiques). Les gains et pertes absolues sont donnés par l'écart à la droite représentative des éléments immobiles (A,C) et non pas par l'écart à la droite de pente égale à 1.

Variations relatives (fv = 1) : il est possible de calculer les variations relatives à partir du diagramme en définissant $\Delta X'_n$ pour fv = 1.

$$\begin{aligned} \text{soit } X'_A &= \Delta X'_A \times C_A^I = 1,43 \times 50 = 21,4 \text{ g} \\ X'_B &= \Delta X'_B \times C_B^I = -0,64 \times 40 = -25,7 \text{ g} \\ X'_C &= \Delta X'_C \times C_C^I = 1,43 \times 10 = 4,3 \text{ g} \end{aligned}$$

(X'_n étant les variations pondérales relatives)

Variations absolues : l'isochimisme absolu de A,C (intersection de leur droite de comportement avec $X = 0$) définit le facteur volumique associé à la transition de la Roche I à la Roche II mais également le paramètre ΔX_B qui correspond à la perte de B.

$$\text{tel que } X_B = \Delta X_B \times C_B^{II} = -30 \text{ g,}$$

le bilan global s'écrira alors :

$$100 \text{ g RI} - 30 \text{ g B} = 70 \text{ g RII (fv = 0.70)}$$

C - Gain de volume - A immobile (fig. 3-12C)

Tableau de composition

	RI %	RII absolu	RII %
C	10	40	36.36
B	40	20	18.18
A	50	50	45.45
Total	100	110	100

Ce modèle résume l'utilisation de ce type de diagramme à partir d'un élément considéré immobile (A). Le point d'intersection entre la droite de comportement de cet élément et la droite d'isochimisme ($\Delta X = 0$) définit un facteur volumique (fv = 1.1) (fig. 3-12C).

Les transferts pondéraux absolus peuvent être quantifiés ($\Delta X_B C_B^I$, $\Delta X_C C_C^I$) et l'équation des bilans géochimiques globaux s'écrit :

$$100 \text{ g RI} + 30 \text{ g C} = 110 \text{ g RII} + 20 \text{ g B} \quad (fv = 1.10)$$

Les principes de fonctionnement de ces deux types de diagrammes sont les mêmes :

(1) soit l'estimation des changements de volume et la quantification des transferts absolus peuvent être effectués pour un élément immobile fixé.

(2) soit le comportement des éléments (mobiles et immobiles) peut être estimé de manière quantitative pour un changement de volume fixé.

En conclusion, la quantification des bilans géochimiques absolus est effectuée de façon directe par la méthode de Gresens (X) et indirecte dans les diagrammes normalisés à la composition initiale (ΔX). Les avantages de cette nouvelle méthode par rapport à celle de Gresens sont principalement les suivants :

Les droites de comportement des éléments immobiles se regroupent proches d'un facteur volumique précis correspondant à la modification de volume du système.

Les droites qui représentent les éléments mobiles sont réparties dans des champs de gains et de pertes (fig. 3-12).

Enfin, le comportement des éléments de teneurs différentes peut être comparé. En particulier, la comparaison des variations chimiques absolues des éléments majeurs et traces peut être effectuée (ex. Ca/Sr, K/Rb, ...).

3.2.3. Profils de variations

Après avoir caractérisé la géochimie de la roche initiale (cf. 3.2.1.) et les transferts absolus (cf. 3.2.2.), il est nécessaire d'étudier l'évolution des modifications géochimiques de manière qualitative (allure des courbes de variation) ou quantitative (étude des variations pondérales) à partir de gradients de déformation échantillonnés sur le terrain. La représentation graphique de la mobilité des éléments chimiques dans ces zones déformées peut être effectuée sous forme de profils de variations des éléments en fonction de l'intensité de déformation ou de la distance. L'allure de ces profils nous renseigne sur le type des mécanismes de transferts impliqués et sur les conditions aux limites du système (ouvert-fermé) (cf. 1.5). Pour appréhender ces deux problèmes, il est nécessaire (i) de raisonner en terme de transferts absolus (cf. 3.2.2.) et (ii) de comparer les variations chimiques dans des zones continues d'échelles différentes. Le comportement des éléments peut être exprimé de deux manières :

(i) Variations d'un élément par rapport à la teneur initiale. Ces profils de variation des éléments chimiques ont été réalisés pour les éléments mobiles. Les variations sont exprimées de la manière suivante :

$$\Delta X = \frac{X_D - X_I}{X_I}$$

avec X_I : teneur de l'oxyde dans la roche initiale,
 X_D : teneur de l'oxyde dans la roche déformée.

(ii) Variation d'un rapport entre deux éléments : ce dernier type de profils de variation par rapport à l'intensité de déformation a été utilisé notamment pour étudier le degré d'oxydoréduction (Fe^{2+}/Fe total) des échantillons dans les gradients de déformation. L'évolution de ce rapport permet d'évaluer l'importance de circulations fluides externes au système (Kerrick, 1977, Studemeister, 1983).

En conclusion de ce paragraphe, l'étude des transferts géochimiques nécessite trois étapes essentielles :

- (1) la caractérisation de l'état de référence,
- (2) l'étude des bilans géochimiques absolus,
- (3) la réalisation de profils de variations.

Les méthodes géochimiques présentées dans ce paragraphe sont développées à partir d'exemples naturels dans la deuxième partie de ce mémoire (cf. II-2.2.). Les limites d'interprétation de ces méthodes, basées sur des diagrammes géochimiques, dépendent essentiellement des erreurs analytiques des méthodes d'analyse géochimique utilisées (cf. Annexe - Analyses chimiques).

3.3. METHODES D'ETUDE MINERALOGIQUE ET PETROLOGIQUE

La déformation est associée à des réactions métamorphiques qui font intervenir certains minéraux accessoires souvent considérés dans les bilans minéralogiques comme insolubles (ex. ilménite) (cf. intro. Partie I). De plus dans les granitoïdes, la quantité de ces minéraux accessoires est faible. Pour ces raisons, la méthode des bilans minéralogiques n'a pas pu être appliquée à notre étude.

Une méthode de résolution des équations globales de transformation a tout de même été utilisée. Elle permet de quantifier les transferts et les variations de volume à partir des données des analyses modales et minéralogiques. Dans ce chapitre (i) les méthodes d'acquisition des données nécessaires à la résolution des équations globales de transformation minérale sont expliquées et (ii) la méthode d'équilibration des équations minérales est développée selon le plan suivant :

3.3.1. Minéralogie : analyses et formules structurales de minéraux.

3.3.2. Equations minérales.

3.3.1. Minéralogie : analyses et formules structurales de minéraux

Ce paragraphe décrit succinctement la méthode utilisée pour la détermination de la composition chimique des minéraux et développe plus précisément les calculs des formules structurales des phases minérales. L'étude de l'évolution de la composition des minéraux est d'un double intérêt (i) pour la résolution des équations minérales, (ii) pour l'étude des modifications des différentes phases minérales au cours de la déformation.

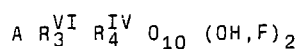
Les différents minéraux ont été analysés à la microsonde électronique du laboratoire de Brest. Ces analyses donnent des valeurs quantitatives des éléments majeurs constitutifs de la phase minérale sur une surface de $1 \mu\text{m}^2$. La totalité du Fer est exprimée sous forme divalente et la phase fluide n'est pas analysée. Pour chaque échantillon, les analyses de minéraux identiques sont traitées statistiquement : calcul des moyennes et des écarts types. Le grand nombre d'analyses permet de rejeter les analyses qui présentent un écart de l'ordre de $\pm 5\%$ par rapport au poids total du minéral.

Les formules structurales permettent de relier les analyses chimiques pondérales avec la structure du minéral. Les modifications de la formule structurale des minéraux avec l'augmentation de l'intensité de déformation peuvent alors être corrélées aux différents types de substitutions.

Les calculs des formules structurales sont exposés dans l'ordre suivant : biotites (3.3.1.1.), micas blancs (3.3.1.2.), feldspaths (3.3.1.3.), accessoires (3.3.1.4.), (chlorites, épidotes, opaques).

3.3.1.1. Les biotites

Les biotites sont des micas trioctaédriques dont la formule peut s'écrire :



Les radicaux tétraédriques (R^{IV}), octaédriques (R^{VI}) et le site A sont occupés par des cations selon la répartition suivante :

site A : K, Na, Ca.

site R_3^{VI} : Mg, Fe, Al, Mn, Ti, Cr.

site R_4^{IV} : Si, Al.

De nombreuses substitutions de cations existent à partir des pôles purs de biotites (annite, siderophyllite, phlogopite, eastonite). Dans certains cas, ces substitutions modifient le remplissage des sites et créent des lacunes dans le réseau. Il est important dans l'établissement des formules structurales d'appréhender la quantité de ces substitutions pour deux raisons : (i) l'estimation du Fer trivalent (Dymek, 1983) et (ii) l'obtention de valeurs précises des teneurs en cations. A titre d'exemple, l'influence des substitutions de titane et d'aluminium dans les biotites a été étudiée dans le comportement du géothermomètre biotite - grenat (Indares et Martignoles, 1985).

Différentes méthodes permettent d'exprimer les analyses pondérales de minéraux en nombre de cations (normalisation). Deux méthodes classiques, basées sur des hypothèses de départ précises sont employées et décrites ci-dessous.

(i) Normalisation à 11 oxygènes (total de la charge des cations : 22).

Cette méthode est basée sur le fait que tout le fer est sous la forme de Fe^{2+} . Le calcul des formules structurales par cette méthode n'est pas perturbé par les lacunes de remplissage mais aucune estimation quantitative du Fe^{3+} n'est possible. Cette expression des formules structurales a été retenue pour la résolution des équations globales dans lesquelles le fer est exprimé par simplification sous forme divalente.

(ii) Normalisation à 7 cations

Cette méthode tient compte des lacunes de substitution dans le site A. L'hypothèse de départ est une complète occupation des sites tétraédriques et octaédriques (Ludington et Munoz, 1975) telle que :

$$\text{total cations (IV, VI, A)} - (K + Na + Ca + 8a) = 7.0.$$

Dans ce type de normalisation moléculaire, la valence du fer et les variations de la phase fluide ne sont pas prises en compte. Lorsque la formule structurale comporte 10 oxygènes et 2(OH,F,Cl), l'estimation du fer trivalent sera égale au total des charges négatives (22) moins la charge totale des cations calculée à partir de la formule structurale. Par son hypothèse de base cette méthode tend vers une surestimation du fer trivalent lorsqu'il existe des lacunes de substitution causées par l'introduction d'aluminium ou de titane en site octaédrique.

D'autres méthodes de normalisation sont donc proposées : elles correspondent aux types de substitution suivants (Dymek, 1983) :

$$(1) (R^{2+})_{VI} + (Si^{4+})_{IV} = (Al^{3+})_{VI} + (Al^{3+})_{IV}$$

(substitution de Tschermak)

$$(2) 3(R^{2+})_{VI} = 2(Al^{3+})_{VI} + (\square)_{VI}$$

substitution diocta-trioctaédrique (Foster, 1960)

- (3) $2(R^{2+})^{VI} = (Ti^{4+})^{VI} + (\square)^{VI}$
 (Dymek et Albee, 1977, Tracy, 1978).
- (4) $(Si^{4+})^{IV} + \square^A = (K^+)^A + (Al^{3+})^{IV}$
 $2(Si^{4+}) + \square^A = (Ca^{2+})^A + 2(Al^{3+})^{IV}$
 (Carman, 1974)

\square , représente les lacunes de substitution.

Ces réactions de substitution ne sont pas les seules existantes dans le réseau des biotites, par contre ce sont celles qui modifient les estimations du Fe^{3+} et nécessitent des modifications dans le calcul des formules structurales. Les méthodes de normalisation sont résumées dans le tableau suivant :

Méthodes de normalisation	hypothèses de base	Justification
Norm. 7 cations + Ti	$\varepsilon_{cat} - (KNaCa) + Ti = 7.0$	1 lacune pour chaque cation Ti (3)
Norm. 7 cations + Al_6	$\varepsilon_{cat} - (KNaCa) + \frac{1}{2}(Al^{VI}) = 7.0$	chaque Al^{VI} est formé par la réaction (2)
Norm. 7 cations + $Al_{6/4}$	$\varepsilon_{cat} - (KNaCa) + 1/2(Al^{VI} - Al^{IV} + 1) = 7.0$	Al^{VI} substitué avec création de lacune est gardé (2) et Al^{VI} de la réaction (1) enlevé
Norm. 7 cations + Al_{xc}	$\varepsilon_{cat} - (KNaCa) + 1/2(Al^{VI} - Al^{IV} + K + Na + 2Ca) = 7.0$	Al^{VI} de la réaction (2) est gardé, Al^{VI} des réactions (1) et (4) est oté.

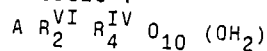
Les analyses de minéraux sont traitées pour chaque méthode décrite précédemment par un programme informatique. Les résultats de ce traitement des analyses chimiques de biotites aboutissent à différentes formules structurales (cf. Annexe : Données de biotites). Dymek dans son article de 1983 développe une méthode d'utilisation de diagrammes qui permet de retenir la formule structurale la plus représentative du chimisme du minéral. Ces différentes techniques (v. Dymek, 1983) sont utilisées pour les biotites analysées et un seul type de normalisation est retenu :

Normalisation à 7 cations + Ti + Al_{xc}

Cette méthode est utilisée pour estimer la quantité de Fe^{3+} dans les biotites analysées (cf. Partie II, chap. 2.3.2.).

3.3.1.2. Les micas blancs

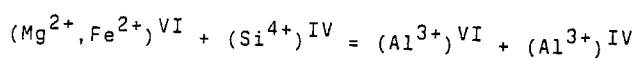
Les micas blancs sont des phyllosilicates dioctaédriques de formule structurale :



Les cations qui occupent les différents sites sont semblables à ceux décrits pour les biotites.

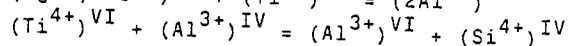
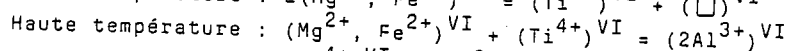
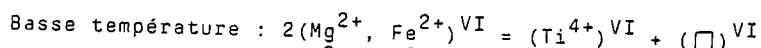
De nombreuses substitutions de cations existent. Une brève description de ces types d'échanges cationiques est donnée (d'après Guidotti, 1984) :

- Substitution phengitique (Tschermak)



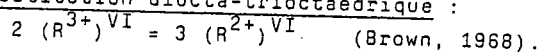
- Substitution de titane

La composition en titane augmente dans les micas blancs lorsque la température s'élève. De plus, la présence de titane dans les phyllosilicates est reliée à la cristallisation de phases saturées en titane (ilménite, rutile) (Guidotti, 1978, Tracy, 1978).



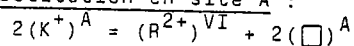
On notera que pour des cristallisations de micas blancs à basse température, il existe des lacunes de substitution associées au titane.

- Substitution diocta-trioctaédrique :



Ce type de substitution modifie le nombre de cations dans le site octaédrique; les valeurs de ce site peuvent alors s'échelonner entre 2 et 3, ce qui correspond à des pôles purs de type muscovite ou biotite (fig. 3-13).

- Substitution en site A :



Ce type d'échanges de cations provoque des lacunes de substitution dans les sites A. De plus, les éléments calco-alcalins K, Na, Ca peuvent se substituer dans ce même site.

Les solutions solides de micas dioctaédriques sont résumées dans le tableau suivant en fonction de leur degré de substitution phengitique et de site A.

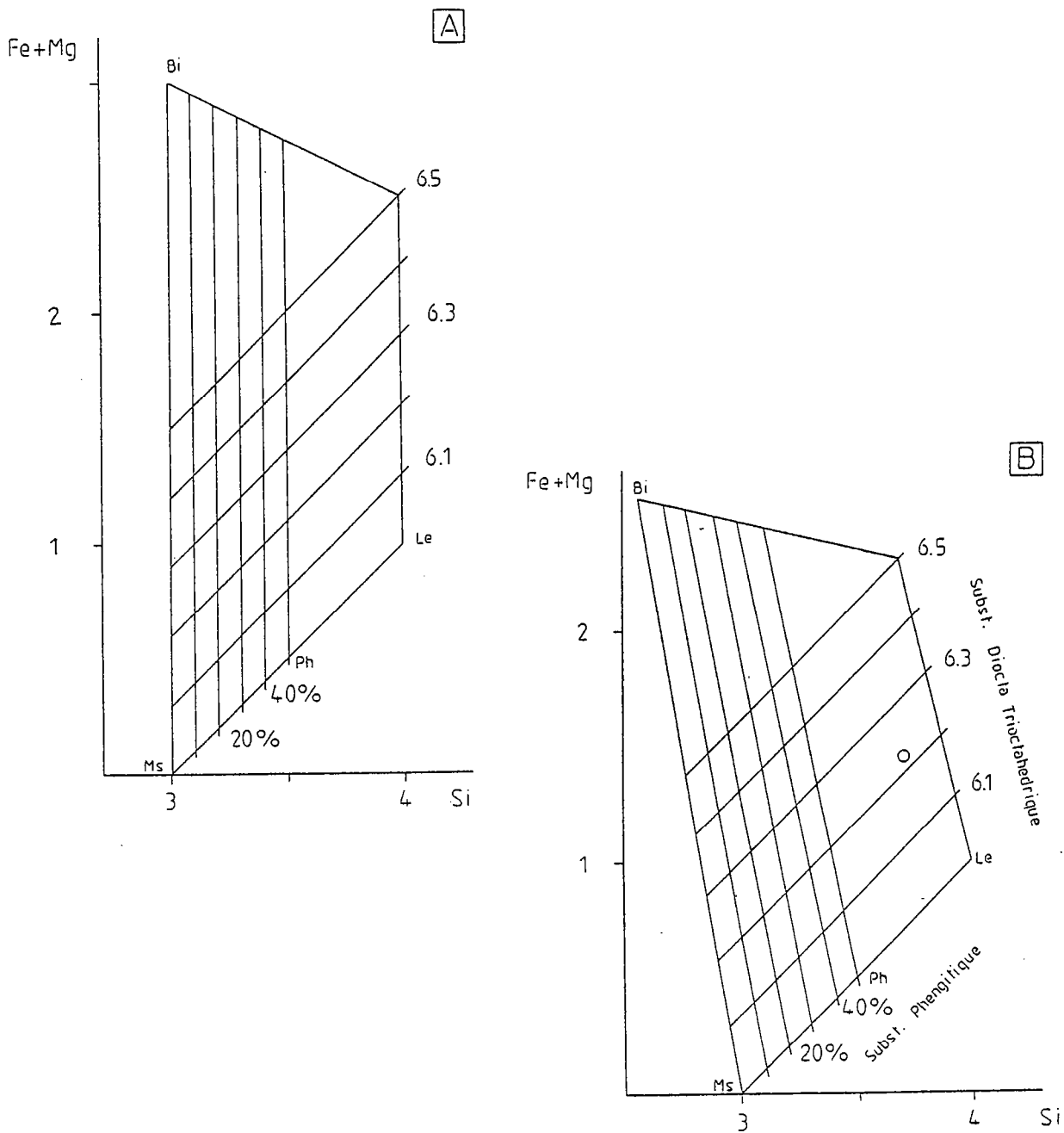


Fig. 3-13 Diagramme d'évolution des substitutions diocta-trioctaédriques et phengitiques pour des formules structurales de micas blancs dans deux types de normalisations : A : 11 oxygènes; B : 6 cations. O : analyse de formule structurale théorique représentant 85 % de substitution phengitique et 22 % de substitution diocta-trioctaédrique (somme cations = 6.22). Ms : muscovite, Ph : phengite; Le : leucophyllite, Bi : biotite.

Substitution de site A			
	K	Na	Ca
Substitution phengitique	Muscovite $KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$	Paragonite	Margarite
	Phengite $K(Mg,Fe)_{0.5}Al_{1.5}Al_{.5}Si_{3.5}O_{10}(OH)_2$		
	Leucophyllite $K(Mg,Fe)AlSi_4O_{10}(OH)_2$		

D'après ces généralités sur les micas blancs, plusieurs méthodes de calcul des formules structurales sont envisagées, toutes automatisées sur HP 86 .

- Normalisation à 11 oxygène

Cette méthode part du principe que tout le fer est sous forme divalente et ne permet pas d'estimation quantitative de Fe^{3+} . Par contre, les taux de substitutions diocta-trioctaédriques et phengitiques peuvent être estimés à partir de la formule structurale (fig. 3-13A).

- Normalisation à 6 cations

Ce type de normalisation évince les problèmes de lacunes dans les sites A. Elle peut s'exprimer de la façon suivante :

$$\text{Total cations (A + VI + IV) - (K, Na, Ca) = 6.0.}$$

Cette méthode de calcul des formules structurales permet l'estimation directe du Fe^{3+} lorsqu'il n'existe pas de substitutions diocta-trioctaédrique et aucunes lacunes de substitution associées à Ti.

- Normalisation à 6 cations + Ti

Cette méthode tient compte des substitutions et de la création de lacunes de réseau associées au titane, elle s'exprime par :

$$\text{Total cations (A + VI + IV) - (K, Na, Ca) + Ti = 6.0}$$

Ce type de normalisation permet d'estimer quantitativement le fer trivalent par l'intermédiaire d'un diagramme simple (fig. 3-14) qui fait intervenir et corrige le rôle de la substitution diocta-trioctaédrique.

- Méthode de calcul du Fe^{3+}

L'utilisation du diagramme silice en fonction de la somme du fer et du magnésium pour une normalisation à 6 cations + Ti permet la quantification des taux de substitution phengitique et diocta-trioctaédrique pour chaque analyse structurale (ex. cercle) (fig. 3-13B). Les reports de cette formule structurale fictive dans un diagramme de charge (VI + IV) en fonction de la somme du fer et du magnésium est effectué de deux manières :

(i) le report direct de la charge en fonction de la somme du fer et du magnésium donné par la formule structurale est visualisé par un carré sur la figure 3-14.

(ii) la valeur du taux de substitution diocta-trioctaédrique calculée sur le diagramme précédent (cercle sur fig. 3.13B) est reportée par rapport à la somme du fer et du magnésium sur le figure 3.14 (cercle).

La différence de charge entre les deux points correspond à une estimation quantitative du fer trivalent en nombre de cations (dans cet exemple fictif : $0.250 Fe^{3+}$) (fig. 3.14).

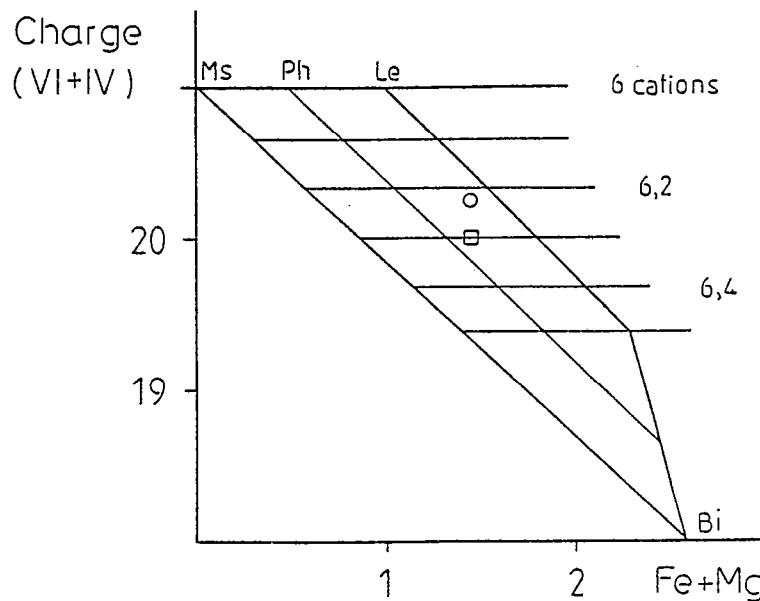


Fig. 3-14 Evolution de la charge des cations dans les sites IV et VI en fonction du nombre de cations Fe + Mg et représentation des taux de substitution diocta-trioctaédrique pour les micas blancs. Les symboles (cercle et carré) sont expliqués dans le texte. Ms : muscovite; Ph : phengite; Le : leucophyllite; Bi : biotite.

En conclusion, deux méthodes de calcul ont été retenues pour l'établissement de la formule structurale des micas blancs dans les granitoïdes déformés :

La normalisation basée sur 11 oxygènes permet d'obtenir des formules structurales utilisées pour l'écriture des équations minérales.

La normalisation à 6 cations + Ti donne une estimation de la quantité de Fe^{3+} présent dans les micas blancs.

3.3.1.3. Les feldspaths

La structure de ces minéraux peut s'exprimer ainsi :

feldspath potassique : (K, Na) $(AlSi_3O_8)$
 plagioclases : (Na, Ca) $(Al_{1-2}Si_{3-2}O_8)$.

La formule structurale est alors calculée sur la base de 8 oxygènes ($Z_4 O_8$). L'évolution des feldspaths par rapport à la déformation est décrite dans ce travail à l'échelle des zones de cisaillement, tandis que les modifications plus fines à l'échelle du minéral sont traitées en détail par F. Auffray pour des échantillons identiques.

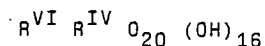
3.3.1.4. Les minéraux accessoires

Dans les exemples étudiés, les minéraux accessoires sont principalement : la chlorite, l'épidote et les minéraux opaques.

La chlorite

Ce minéral n'est pas en grande quantité dans les roches étudiées, cependant nous allons développer l'utilisation des diagrammes de classification des chlorites (Hey, 1954, Foster, 1962).

Une formule structurale basée sur 28 oxygènes peut être définie comme suit :



Trois types de substitution majeurs existent (Deer, Howie et Zussman, 1977) :

- (1) $(Si^{4+})^{IV} = (Al^{3+})^{IV}$ dans une gamme $(Si_7, Al) - (Si_4, Al_4)$
- (2) $(Mg^{2+})^{VI} = (Al^{3+})^{VI}$ dans une gamme $(Mg_{11}, Al) - (Mg_8, Al_4)$
- (3) $(Fe^{2+})^{VI} = (Mg^{2+})^{VI}$ dans une gamme $(Fe_0, Mg_{12}) - (Fe_{12}, Mg_0)$

Aucune donnée actuelle ne permet de déterminer dans quelle mesure les substitutions (1) et (2) sont équilibrées en charges (Deer, Howie et Zussman, 1977). L'estimation du fer trivalent n'est pas possible dans ces conditions.

Un diagramme tenant compte des substitutions (1), (2) et (3) fournit une classification des chlorites en fonction de leur formule structurale (Hey, 1954) (fig. 3-15). L'utilisation de ce diagramme doit se faire avec certaines précautions :

- il faut que la somme des sites octaédriques soit égale à 12;
- dans ce site, il faut raisonner avec 3 ions (Fe , Mg , Al^{VI}) : la somme de K , Na , Ca , Ti , Cr , Mn doit être ajoutée au fer analysé;
- par définition, ce diagramme est basé sur l'égalité des ions aluminium en sites octa et tétraédrique : le plus souvent la teneur en Al^{VI} est supérieure à celle en Al^{IV} à cause de substitutions mineures. Les cations en sites octaédriques excédentaires doivent alors être ajoutés au fer de sorte que :

$$\text{Fe}^* = \text{Al}_{\text{XC}} + \Sigma(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca}, \text{Ti}, \text{Cr}, \text{Mn}) + \text{Fe}^{2+},$$

$$\text{avec } \text{Al}_{\text{XC}} = \text{Al}^{\text{VI}} - \text{Al}^{\text{IV}}.$$

Le diagramme de Hey est transformé pour simplifier son utilisation (fig. 3-16, A et B) : les règles d'utilisation sont identiques et les oxychlorites sont différenciées des orthochlorites sur la base respective de $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 4\%$ et $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 4\%$. Dans les chlorites, l'estimation du fer trivalent est complexe car plusieurs réactions de substitution sont en compétition (Foster, 1962). Pour notre étude, la classification de Hey modifiée est utilisée mais aucune estimation du fer trivalent n'a été réalisée.

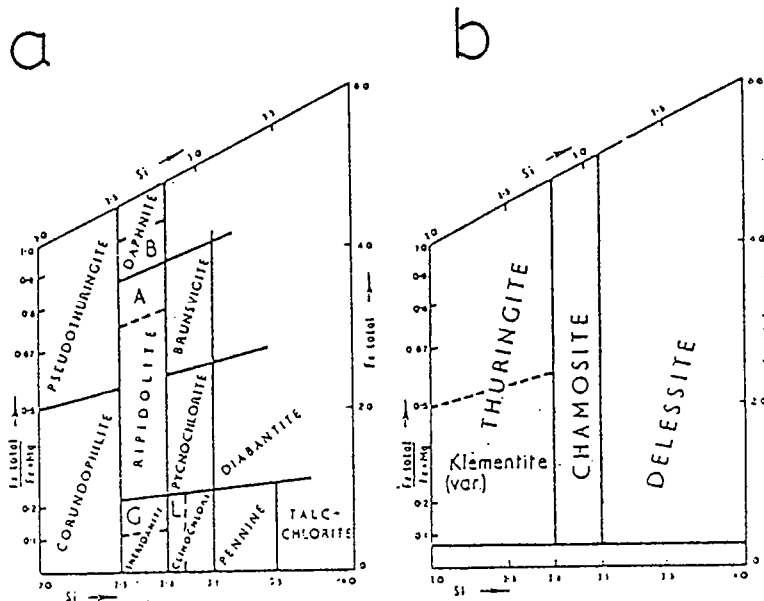


Fig. 3-15 Diagramme de classification des chlorites (d'après Hey, 1954). a : orthochlorites ($\text{Fe}_2\text{O}_3 < 4\%$); b : oxychlorites ($\text{Fe}_2\text{O}_3 > 4\%$). A : aphrosidérite; B : bavalite; G : grochauite; L : leuchtenbèrgite.

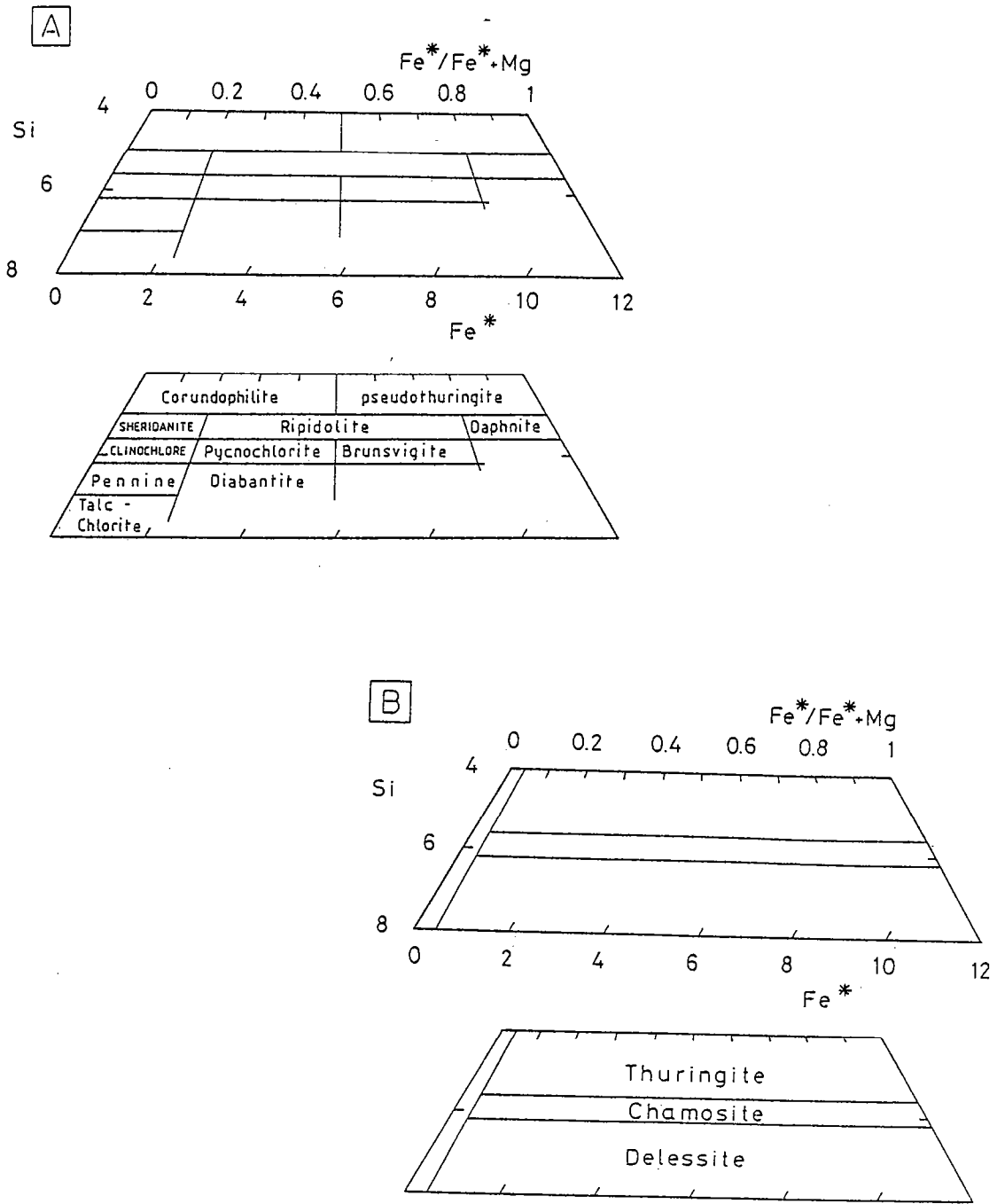


Fig. 3-16 Diagramme de classification des chlorites (modifié d'après Hey 1954). (Fe* = fer total sous forme divalente). A : orthochlorites; B : oxychlorites.

Les épidotes

La formule structurale des épidotes est de la forme $X_2 Y_3 Z_3 O_{12}(OH)$ pour une normalisation basée sur 12.5 oxygènes.

En général, les épidotes typiques des granitoïdes déformés sont les suivantes :

- zoisite et clinozoisite : $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$

- épidote (s.s.) : $Ca_2(Al_2, Fe^{3+})Si_3O_{12}(OH)$

De plus, l'allanite, une épidote magmatique complexe est parfois présente :

$(Ca, Mn^{2+}, Ce)_2(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_3(Si_3O_{12})(OH)$.

La substitution majeure exprimée dans les épidotes est du type :

$(Al^{3+})^{IV} (Fe^{3+})^{IV}$.

Deux types de formules structurales sont calculés sur la base de 12.5 oxygènes :

(i) la première méthode calcule le fer sous forme trivalente. L'expression de ces formules structurales est essentiellement utilisée à titre descriptif dans notre étude;

(ii) les formules structurales d'épidote sont également exprimées avec le fer sous forme divalente. Ces formules structurales sont utilisées uniquement pour l'équilibrage des équations minérales dans lesquelles le fer total est sous la forme divalente.

Les opaques

Les minéraux opaques peuvent être exprimés sous la forme suivante : $R_{3-4}O_6$. Leur formule structurale peut alors être calculée sur la base de 6 oxygènes :

- ilménite : $Fe_2Ti_2O_6$

- hématite : Fe_4O_6

- rutile : Ti_3O_6 .

A partir des analyses de minéraux, il est possible de déterminer la formule structurale des différentes phases minérales et de quantifier dans certains cas leurs degrés de substitution. Cette démarche est d'un grand intérêt pour suivre l'évolution des phases avec l'intensité de déformation, mais également pour estimer les volumes molaires des différents minéraux qui entrent dans les calculs de équations minérales. De plus, pour certaines phases minérales riches en fer, l'estimation du rapport Fe^{3+}/Fe total peut être mise en corrélation avec l'évolution du rapport d'oxydation de la roche totale (cf. Partie II, chap. 2.2. et 2.3.).

3.3.2. Equations minérales globales

3.3.2.1. Analyse modale

L'analyse modale permet de suivre l'évolution des transformations de phases dans les différents échantillons et renseigne sur le volume des minéraux présents pendant la déformation progressive. Deux méthodes d'analyse modale servent de base à l'équilibration des équations minérales :

- (i) méthode directe,
- (ii) méthode indirecte.

(i) Méthode directe : comptage linéaire

Pour chaque échantillon représentatif d'un faciès de déformation, un comptage linéaire est réalisé sur des traverses orientées à 45° de la schistosité et de 2.5 cm de longueur environ sur des lames minces orientées en sections $\lambda_1 \lambda_3$. Ces traverses sont effectuées à l'aide d'un compteur de point au microscope optique avec un grossissement identique depuis les échantillons non déformés jusqu'aux mylonites, et à un grossissement plus élevé pour les ultramylonites. Pour chaque phase minérale d'un échantillon donné, la taille des grains rencontrés sur une traverse et la densité des joints de grains (ex. quartz) ou de microfractures (ex. feldspaths) est quantifiée. A partir de ces données, un traitement statistique permet dans chaque faciès de déformation de déterminer l'analyse modale de la roche et les facteurs géométriques des différentes phases minérales, grain moyen, grain mini, grain maxi, nb joints de grains, nb microfractures... Cette méthode statistique donne une évaluation très précise du mode de la roche mais elle pose cependant certains problèmes :

- le comptage est effectué à faible grossissement dans des échantillons où une forte réduction de la taille des grains existe dans les bandes de déformation. Lorsque les grains sont trop fins par rapport à la résolution optique, ils sont assimilés à un pourcentage de matrice sans distinction modale des phases minérales présentes dans ces zones de forte déformation.
- de plus dans les roches très déformées, la taille et la recristallisation des grains ne permettent pas de distinguer facilement les types de minéraux (ex. confusion entre des grains de quartz et des grains d'albite).

(ii) Méthode indirecte : Evaluation géochimique du mode de la roche

Une méthode de calcul du mode de la roche à partir des analyses chimiques roche totales et des minéraux est réalisée pour résoudre le problème des indéterminations minérales dans les échantillons très déformés (cf. Méthode directe). Cette approche sert également de test de contrôle des analyses modales obtenues sur les échantillons moins déformés.

3.3.2.2. Hypothèses de départ

Après une quantification de la composition modale des roches et des compositions chimiques de minéraux pour trois états successifs de déformation (roche initiale, orthogneiss et ultramylonites), chaque transition de faciès est analysée :

- transition roche initiale (I) - orthogneiss (II)
- transition orthogneiss (I) - ultramylonite (II).

La résolution des équations de transformation est effectuée afin de retrouver le mode de la roche II, les variations de volume et les éléments mobiles associés aux réactions métamorphiques.

Pour chaque stade de départ (I) ou plus déformé (II), les modifications minéralogiques et les réactions métamorphiques sont contrôlées par l'intermédiaire de l'observation pétrographique. Pour la résolution des équations de transformation, les bases de départ sont les suivantes :

- Seuls les éléments et les minéraux majeurs sont pris en compte (les minéraux accessoires, Ti, Mn, P, ... sont exclus des calculs).
- L'aluminium est considéré immobile pour chaque transition, ce qui est concordant avec les résultats de nombreux auteurs (Carmichael, 1968, Ferry, 1979, 1983, Kerrich, 1980).
- Le fer est exprimé sous sa forme divalente.

De par cette expression du fer et le fait que les minéraux opaques soient exclus de cette analyse, la mobilité du fer dans les équations ne peut pas être considérée comme représentative du comportement du fer pendant les réactions de transformation.

3.3.2.3. Méthode

Les analyses modales de roches correspondent aux volumes respectifs des différentes phases minérales. Pour les trois stades de déformation, chaque analyse modale est convertie en moles de minéraux. Le volume de chaque phase minérale est estimé à partir des données thermodynamiques (Helgesson et al., 1979).

A partir de la roche de départ (I), les réactions exprimées en moles de minéraux sont équilibrées à aluminium constant en fonction des transformations de certaines phases observées en lames minces (ex. disparition de feldspaths potassiques, changement de composition des biotites, albitisation, ...). Le résultat de ces réactions doit approcher le plus fidèlement possible l'analyse modale de la roche finale (II). L'écriture des réactions à aluminium constant, si elle s'avère correcte, n'intègre pas certains éléments dans les compositions des minéraux. Ces éléments sont exprimés sous

forme ionique et correspondent aux éléments mobiles. La comparaison des éléments mobiles et immobiles avec les données géochimiques permet de discriminer si cette équation de réaction est valide.

Lorsque toutes ces conditions sont remplies, il est possible de calculer les modifications de volume associées à la réaction de transformation. Deux types de changement de volume sont appréhendés : le changement de volume de l'équation et le changement de volume de la roche totale, puisque le volume de la phase réactante dans la roche initiale n'est jamais égal à 100 % de la roche totale. Pour illustrer cette méthode de calcul, un exemple simple a été choisi.

3.3.2.4. Exemple théorique de transformations minéralogiques

L'exemple traité porte sur la transformation entre deux roches théoriques (RI et RII) constituées de trois phases minérales (tableau ci-dessous).

- Données (valeurs fictives) :

Analyse modale	RI	RII
feldspath potassique	50	0
quartz	35	60
muscovite	15	40

Formules structurales	volume molaire cm ³
KF : $KAlSi_3O_8$	108.87
quartz : SiO_2	22.68
Musco. : $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	140.71

(Helgesson, 1979)

- Transformation en moles pour la roche I :

vol. Modal = nombre de moles du minéral
vol. Molaire

RI	nb. moles
KF	4.59
Quartz	15.43
Musco.	1.07

- Equilibre de la réaction à partir de la roche initiale (I).

L'équilibre s'effectue à partir des formules structurales de minéraux et des hypothèses de base (Al constant) pour la disparition totale des feldspaths potassiques.

Apports (2) + 4.59 KF = Musco. + Quartz (1) + départ (2)				
3.06 (OH) ⁻	4.59 K ⁺	1.53 K ⁺	9.18 Si ⁴⁺	3.06 K ⁺
	4.59 Al ³⁺	4.59 Al ³⁺		
	13.77 Si ⁴⁺	4.59 Si ⁴⁺		
		3.06 OH ⁻		
équation (E) :				
3.06 (OH) ⁻ + 4.59 KF = 1.53 Musco. + 9.18 Quartz + 3.06K ⁺				

- (1) Si⁴⁺ est excédentaire à la transformation du feldspath potassique en muscovite et est totalement transformé en quartz (cf. analyse modale de la roche II)
- (2) Les apports et les départs représentent les ions mobiles susceptibles de modifier la géochimie de la roche totale.

Une comparaison des éléments mobiles et immobiles par rapport aux analyses chimiques peut être effectuée à ce stade de la méthode. De même une comparaison avec le mode de la roche II est souhaitable afin de confirmer l'hypothèse d'aluminium constant :

	RI moles	RII moles d'après (E)	RII volume (cm ³)	Mode RII 100 %
KF	4.59	0	0	0
Quartz	15.43	24.61	55.81	60.4
Musco.	1.07	2.60	<u>36.58</u>	39.6
			92.40	

Le passage de la roche initiale à la roche finale est contrôlé par l'équation (E) tel que :

- nb moles de $KF_{(II)}$ = moles $KF_{(I)}$ - 4.59 (E)
- nb moles de $Q_{(II)}$ = moles $Q_{(I)}$ - 9.18 (E)
- nb moles de $Musco_{(II)}$ = moles $Musco_{(I)}$ + 1.53 (E).

L'approximation est proche de l'analyse modale théorique, l'hypothèse d'aluminium constant dans ce cas est valable. L'estimation des variations de volume peut alors être développée de deux manières :

- (1) Variation de volume de la réaction pour l'hypothèse d'aluminium constant et K^+ , OH^- mobiles.

moles	4.59 KF	1.53 Musco + 9.18 Q	Δ volume
volume cm^3	49.97	21.53 + 20.82	- 15.25 %

- (2) Variations de volume de la roche totale :

Volume ₃ RI (cm^3)	Volume ₃ RII (cm^3)	Δ Volume
100	92.4	- 7.60 %

L'écart entre ces deux estimations de volume correspond à l'échelle du système considéré. Dans un cas, les variations sont à l'échelle d'une réaction alors que dans l'autre cas elles sont à l'échelle de la roche totale. Dans notre étude sur la mise en évidence des transferts à l'échelle des zones de cisaillement, seules les variations de volume de la roche totale seront considérées.

En conclusion, deux aspects principaux de l'étude des transferts de matière par l'intermédiaire des méthodes minéralogiques et pétrologiques ont été soulevés dans ce chapitre :

- (1) La possibilité, par cette voie, de suivre l'évolution du mode des roches et des compositions chimiques des minéraux en fonction de l'intensité croissante de la déformation.
- (2) L'équilibration des équations minérales entre divers stades de déformation croissante est réalisable. Cette méthode donne une estimation des transferts de cations et des changements de volumes globaux à l'échelle des gradients de déformation.

Cette utilisation des réactions métamorphiques permet d'expliquer les modifications géochimiques observées sur les bases d'un contrôle pétrographique en lame mince.

PARTIE II

RESULTATS

PARTIE II

RESULTATS : DEFORMATION ET TRANSFERTS DE MATIERE

DANS LES GRANITOIDES DES MASSIFS DE L'AAR ET DU GOTHARD

INTRODUCTION

Les buts de ce travail sont axés sur 3 thèmes principaux :

- (i) quantifier les transferts absolus de matière en fonction de l'intensité de déformation à travers les zones de cisaillement.
- (ii) comparer l'échelle des instabilités mécaniques et l'échelle des instabilités chimiques pour appréhender les conditions aux limites lors de la transformation des systèmes (changement de volume, systèmes ouverts-fermés, absence ou présence de fluides).
- (iii) étudier les interactions entre la déformation et le métamorphisme (s.l.) et discuter les mécanismes qui contrôlent les modifications des systèmes (diffusion, infiltration, percolation, réaction).

Les objets qui servent de base à cette étude sont les zones de cisaillement ductiles alpines des massifs de l'Aar et du Gothard. Dans ces deux massifs, les conditions métamorphiques synschisteuses sont respectivement en faciès schiste vert et faciès amphibolite.

Dans cette deuxième partie, le terme "système" est utilisé pour décrire les zones de cisaillement depuis la roche non déformée jusqu'aux ultramylonites. Dans cette étude, on traitera successivement les points suivants :

- 1) l'étude générale de la géologie des massifs cristallins externes. Elle conduit à définir les contextes structuraux et métamorphiques des zones étudiées.
- 2) l'étude des transferts dans le massif de l'Aar présente une application complète de la méthodologie développée dans la première partie. Ce chapitre est basé sur l'étude des variations géochimiques pour deux raisons essentielles :
 - (i) les variations pétrologiques en faciès schiste vert sont connues et prévisibles : elles existent dans le massif de l'Aar.
 - (ii) l'étude des variations chimiques permet d'étudier avec plus de précision le problème des transferts (cf. intro. Partie I).
- 3) Les résultats obtenus dans les granitoïdes du Gothard sont comparés à ceux du massif de l'Aar. Ils permettent d'observer les modifications de comportement de roches déformées dans des conditions métamorphiques différentes (température plus élevée).
- 4) Enfin, une discussion permet d'isoler certains paramètres prépondérants dans les interactions entre la déformation, le métamorphisme et les transferts de matière.

Chapitre 1 :

<u>Structures et déformation des massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard.</u>	p 101
Introduction	
1-1. Métamorphisme et datation	p 105
1.11) Métamorphisme	
1.111) Aar	
1.112) Gothard	
1.12) Age de la déformation alpine	
1-2. Coupe sur une transversale Guttannen-Val bedretto	p 110
Introduction	
1.21) Mesures de déformation finie	
1.22) Relations déformation continue-discontinue :	
exemple Aar centre.	
1.221) Méthode	
1.222) Exemple Aar centre	
1.23) Aar sud	
1.24) Granite du Rotondo (Massif du Gothard).	
1.25) Synthèse des données : Coupe Guttannen-Nufenenstock.	
1-3. Coupe au col du Gothard	p 126
Introduction	
1.31) Mesures de déformation finie	
1.32) Gothard nord : Gamsboden et Fibbia nord.	
1.33) Gothard centre : Fibbia sud.	
1.34) Gothard sud : Tremola.	
1.35) Synthèse des données : Col du Gothard	
1-4. Modèle de déformation régionale	p 140

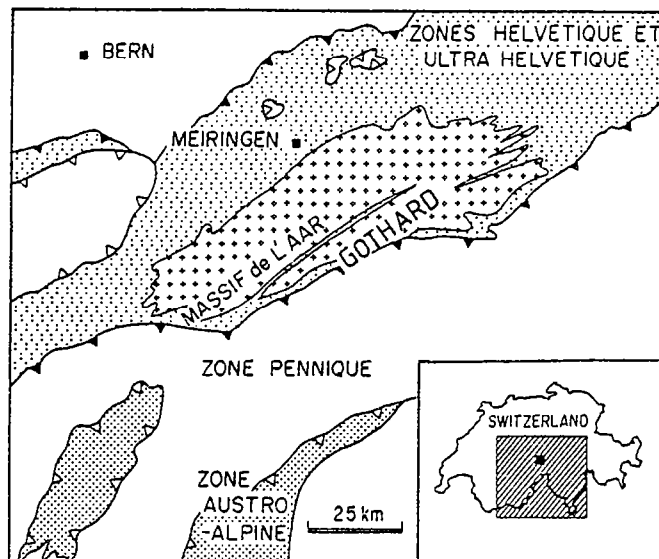


Fig. 1.1 Carte géologique simplifiée localisant la région étudiée (d'après Choukroune et Gapais, 1983).

Chapitre 1

STRUCTURES ET DEFORMATION DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

DE L'AAR ET DU GOTHARD

INTRODUCTION

Les massifs cristallins de l'Aar et du Gothard constituent un socle de matériel antéalpin dans le domaine helvétique (Alpes centrales) (fig. 1-1). Les Unités du socle antécarbonifère ont subi des déformations d'âge calédonien et hercynien dans des contextes métamorphiques de haute température (Arnold, 1970b, Steck, 1966, Von Raumer, 1984). De plus, de nombreuses intrusions granitiques attestent d'une activité magmatique importante pendant l'époque carbonifère supérieure et permienne (Jäger et Niggli, 1964, Wütrich, 1965, Arnold, 1970a). Les massifs cristallins externes ont par ailleurs subi les effets de la déformation alpine (Steck, 1966, 1968, 1984, Choukroune et Gapais, 1985). La structuration alpine est fortement exprimée et masque souvent les structures calédonno-hercyniennes (Steck, 1966, 1968, et Steck et al., 1979). Certaines reliques de ces anciennes structures ont cependant été décrites et étudiées en détail dans l'édifice antécarbonifère (Arnold, 1970b, Von Raumer, 1984).

La structuration alpine du massif de l'Aar et du Gothard est considérée classiquement, comme le terme de phases de déformation superposées (Steck et al., 1979, Huber et al., 1980, Steck, 1984) qui peuvent être résumées de la manière suivante : une déformation tangentielle chevauchante vers le Nord associée à la mise en place des Unités penniques, suivie de plissements kilométriques tardifs à vergence sud (rétrocharriage). Une étude récente dans la vallée de l'Aar a cependant montré que la déformation du granite de l'Aar pouvait être interprétée comme le résultat d'une seule déformation progressive (Choukroune et Gapais, 1983).

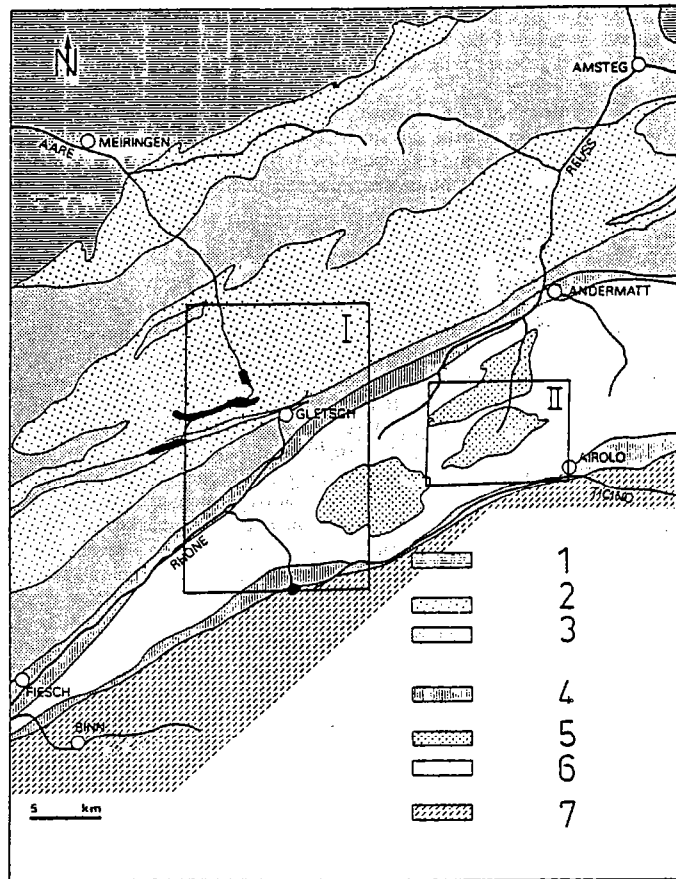


Fig. 1.2 Carte géologique des Massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard : les zones de cartographie détaillée sont localisées. I : Guttannen - Val Bedretto; II : col du Gothard.
 I : Helvétique . Massif de l'Aar : 2 : Granites hercyniens; 3 : socle cristallin indifférencié. Massif du Gothard : 4 : Mésozoïque et Permocarbone (zone d'Urseren et val Bedretto); 5 : Granites hercyniens; 6 : socle cristallin indifférencié. 7 : pennique (d'après Dillens et al., 1984).

Température	Méthode	Auteurs	Localité
460 - 515°	Isotopes de l'oxygène	Hoernes & Frederischen, 1980	Aar Sud (Andermatt)
450°	Transformation Triclinique (BT*) Monoclinique (HT*) Feldspath potassique.	Bambauer & Bernotat (1980, 1982)	Aar Sud (Grimsel, Göschenen)
430°	Inclusions fluides (rapport K/Na)	Poty et al. 1974	Aar Centre

Tableau 11-1 Méthodes de détermination de la température dans le massif de l'Aar.

Les relations structurales entre le socle antéalpin et la couverture mésozoïque sont décrites par les géologues suisses et permettent de reconstituer l'histoire cinématique des massifs de l'Aar et du Gothard (Wyss R., 1985 : pour la zone d'Urseren intermédiaire entre les deux massifs; Probst P., 1981 et Leu W., 1986 : pour la zone méridionale bordière du Gothard (Val Bedretto) fig. 1-2). Dans ce chapitre, seule la déformation alpine du socle, et plus particulièrement celle des granitoïdes de l'Aar et du Gothard est abordée. Deux zones sont étudiées en détail afin de présenter un modèle de déformation progressive des massifs cristallins externes (cf. 1.4.) :

- une coupe Guttanen - Val Bedretto (fig. 1-2; I) (cf. 1.2.),
- une coupe du col du Gothard (fig. 1-2; II) (cf. 1.3.).

En plus de l'intérêt géologique régional, ce type d'étude permet de localiser les échantillons prélevés dans les zones de cisaillement par rapport (i) au contexte structural (géométrie des structures, hétérogénéités magmatiques, interfaces géochimiques...) et (ii) au contexte métamorphique (conditions thermobarométriques).

1.1. METAMORPHISME ET DATATION

Les conditions thermodynamiques (P,T°) et l'âge de la déformation alpine sont ici discutés et précisés à travers une revue des données bibliographiques. De plus, les champs de stabilité des phengites et notamment les taux de substitutions phengitiques sont utilisés pour discuter les valeurs barométriques au Sud du massif de l'Aar.

1.1.1. Métamorphisme

Les Alpes centrales sont caractérisées par une intensification du degré de métamorphisme vers les zones plus internes de la chaîne (Frey et al., 1980). Au niveau des Massifs cristallins externes, ceci se marque par le passage progressif du faciès schiste vert de bas grade au Nord du massif de l'Aar au faciès amphibolite au Sud du Gothard (Steck et Burri, 1971, Steck, 1976, Frey et al., 1980).

Dans la région étudiée, plusieurs isogrades de métamorphisme ont permis de caler les conditions thermiques de manière relativement précise ($\pm 50^\circ\text{C}$) tandis que les valeurs barométriques restent plus floues (approximations à plusieurs kilobars) (Frey et al., 1980, p. 537). Ces données sont rappelées ci-dessous :

1.1.1.1. Aar

Les méthodes de détermination de la température utilisées par les différents auteurs sont résumées sous forme de tableau pour le massif de l'Aar (Tab. 11-1).

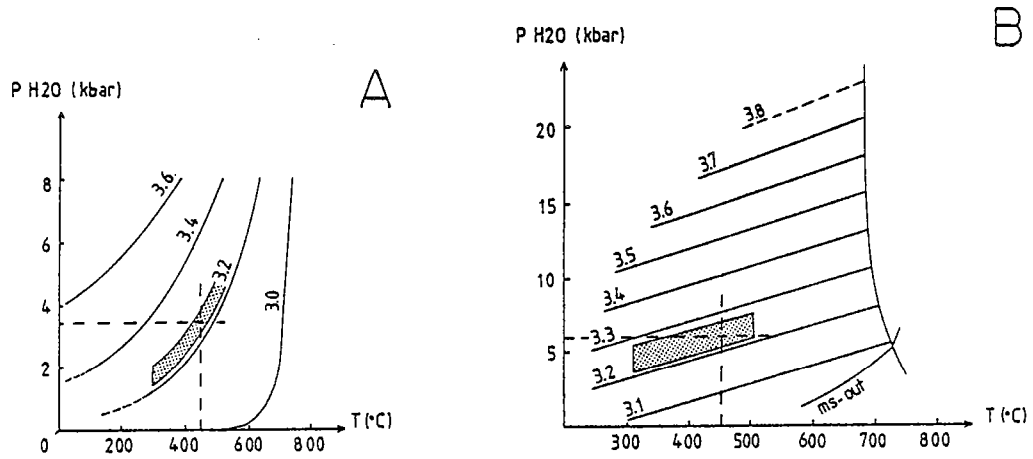


Fig. 11-1 Représentation graphique des taux de substitution phengitique dans les micas blancs dans deux diagrammes pression-température. A : Diagramme de Velde 1967; B : Diagramme de Massone, 1981. En pointillés, la gamme des substitutions phengitiques des zones de cisaillement de la granodiorite du Grimsel.

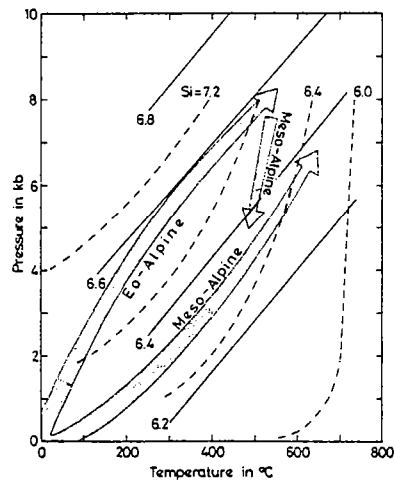


Fig. 11-2 Taux de substitution phengitique des micas blancs dans un diagramme Pression Température. Lignes pointillées : Velde 1967; Traits pleins : Massone 1981. Les gradients géothermiques durant les phases éoalpine et mésoalpine dans les Alpes centrales sont représentés par les flèches (d'après Frey et al., 1983).

Ces données thermométriques sont à utiliser avec prudence car seules les valeurs obtenues à partir de la méthode des isotopes de l'oxygène donnent des estimations absolues de température (Hoernes et Frederischen, 1980). La température de transformation structurale triclinique - monoclinique du feldspath potassique utilisée par Bambauer et Bernotat est déduite à partir des données thermiques globales de cette région, disponibles dans la littérature (Bernotat et Bambauer, 1982) et n'a donc pas une signification absolue. Quant aux valeurs obtenues par la méthode des inclusions fluides, elles donnent une estimation des conditions métamorphiques dans des matériaux syn ou post-déformation (veine de quartz) au centre du massif de l'Aar et reflètent donc des conditions minimales.

A partir de ces données, une température minimale de 450°C est couramment admise au Sud du massif de l'Aar (Frey et al., 1980). Les conditions barométriques sont définies approximativement par rapport aux isogrades régionales et aux valeurs de pressions minimales obtenues sur les inclusions fluides (2.8 Kb, Poty, 1974). La pression moyenne au Sud du massif de l'Aar est estimée aux environs de 3 Kb - 3,5 Kb (Frey et al., 1980).

Afin de compléter cette analyse barométrique au Sud du massif de l'Aar, une estimation des conditions métamorphiques a été réalisée à partir des courbes de stabilité des phengites. Les phengites analysées à la microsonde dans les zones déformées du massif de l'Aar sont reportées dans deux types de diagrammes de stabilité (fig. 11-1). Ce type de diagramme construit expérimentalement par Velde 1967 a été repris par Massone 1981 après les travaux sur les substitutions dans les micas blancs (Brown, 1968, Guidotti, 1973). En présence de feldspath potassique, de biotite et de quartz, le premier diagramme (fig. 11-1A) a une valeur thermobarométrique tandis que le second (fig. 11-1B) donne à la substitution phengitique une valeur uniquement barométrique. Les valeurs de pressions moyennes obtenues avec ces deux types de diagrammes pour une température de 450°C sont différentes; Diagramme A : 3,5 Kb; diagramme B : 6 Kb.

Ce type de problème a déjà été abordé sur la base des chemins pression-température dans le domaine lépontin (Frey, 1983) (fig. 11-2). Dans ce diagramme, les gradients géothermiques associés aux différents épisodes du métamorphisme alpin sont représentés. Les valeurs suggérées par la représentation de Velde (fig. 11-1A; 3,5 Kb) sont en concordance avec le métamorphisme régional mésoalpin tandis que les pressions estimées par la représentation de Massone (fig. 11-1B; 6 Kb) sont plus élevées et se rapprochent du gradient géothermique éoalpin. Si l'on accepte que la structuration des massifs cristallins externes est contemporaine des rétrocharriages qui affectent les nappes penniques emplacées pendant l'épisode éoalpin (Huber et al., 1980), le métamorphisme synchrone de la déformation au Sud du massif de l'Aar s'effectue alors dans des conditions mésoalpines avec des pressions de l'ordre de 3 à 3.5 Kb d'après les phengites analysées (fig. 11-1A et fig. 11-2).

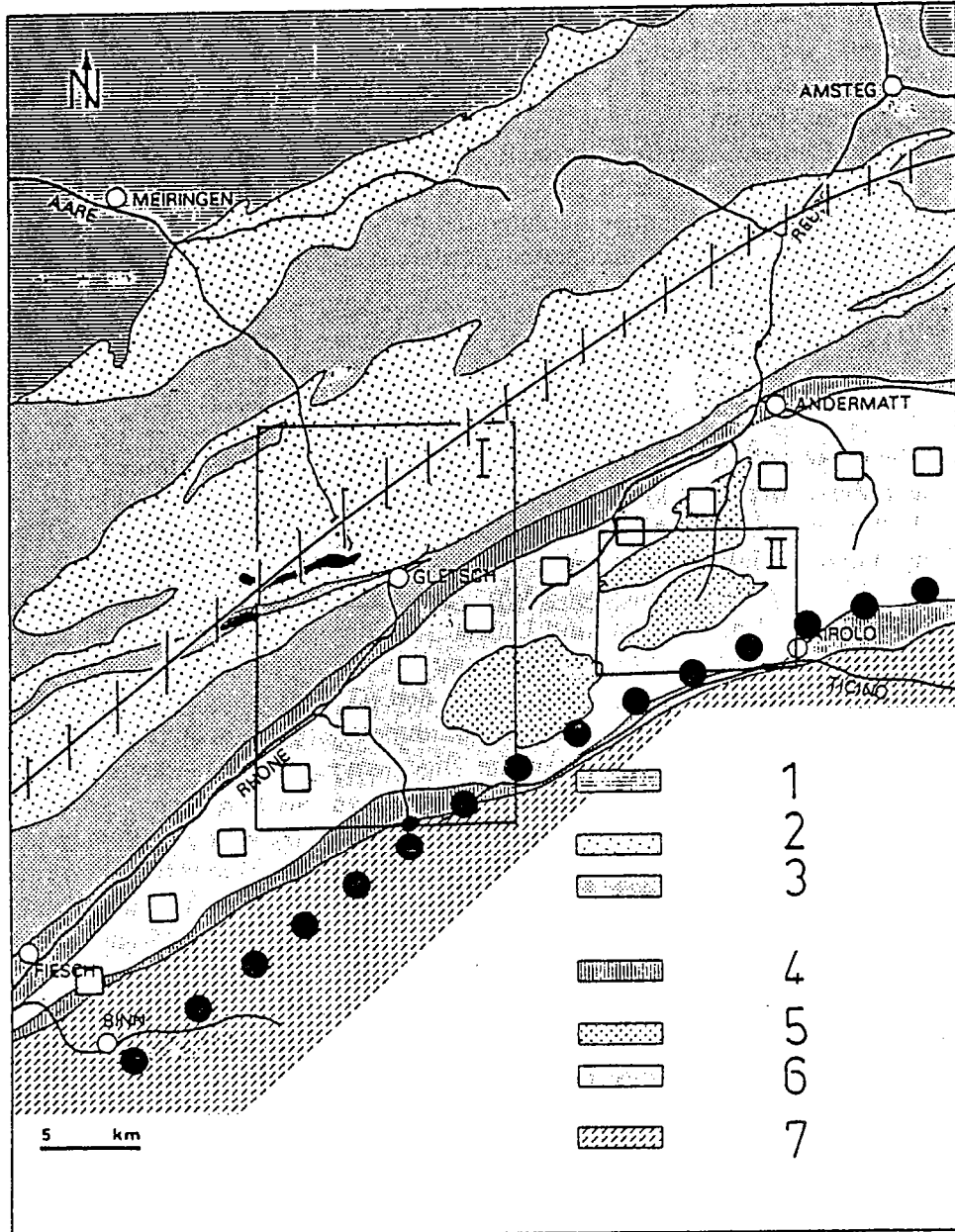


Fig. 11-3 Carte géologique (Dillens et al. 1984) (même légende que fig. 1-2). Répartition des isogrades : Trait barré : transformation du feldspath potassique (Bambauer et Bernotat 1982) (3-3,5 Kb, 450°C); carrés : transformation albite-oligoclase (Steck 1976); Points : apparition du staurotide (Frey 1974) (5,5 Kb, 550°C).

1.1.1.2. Gothard

La déformation du massif du Gothard s'effectue dans un contexte métamorphique plus élevé que celui de l'Aar :

Au Sud du massif du Gothard, l'isograde du staurotide est décrite et son apparition définit des conditions métamorphiques de 500-550°C pour 5,5 Kb (Steiger, 1962, Frey, 1974). La géométrie de cette isograde est représentée dans la région de Lukmanier par un plan d'orientation E-W penté de 14 à 21° vers le Nord et assimilable à une surface isotherme (Fox, 1975).

La transition albite/oligoclase est également observée sur la bordure nord du massif du Gothard (Steck, 1976).

En conclusion, les données métamorphiques essentielles pour l'étude poursuivie sont résumées sous forme de carte (fig. 11-3).

1.1.2. Age de la déformation alpine

Deux types d'arguments chronologiques convergent pour dater les événements tectoniques dans les massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard autour de 20-30 Ma :

- (i) Les données géochronologiques sur minéraux
- (ii) Les relations stratigraphie/structures au front du Massif de l'Aar.

(i) Les âges géochronologiques obtenus sur minéraux sont résumés dans le tableau 11-2. Ces âges correspondent aux passages de différentes isothermes et représentent des âges de refroidissement qui permettent une estimation minimale de l'âge de la déformation aux alentours de 20-30 Ma.

Température	Méthode	Auteur	Localité	Age
500 ± 50	K/Ar Amphiboles	Steiger, 1964	Gothard Sud (Tremola série)	23 - 30 MA
500 ± 50	K/Ar Amphiboles	Deutsch & al. 1985	Gothard Sud	26 - 37 MA
350°C	K/Ar Muscovites	Jäger & al. 1967	Gothard	18 - 30 MA
300 ± 50	Rb/Sr et K/Ar Biotites	Jäger & al. 1967	Aar Gothard	12 MA 19 MA

Tableau 11-2 Ages sur minéraux dans les massifs cristallins externes

(ii) Les relations structurales et stratigraphiques en front du massif de l'Aar ont fait l'objet de nombreux travaux (voir pour revue Breitschmid, 1982). Le début des chevauchements frontaux du socle cristallin du Massif de l'Aar sur le bassin molassique est daté oligocène supérieur - miocène inférieur (Trümpy, 1980, Breitschmid, 1982) et est en accord avec les données géochronologiques (fig. 11-4).

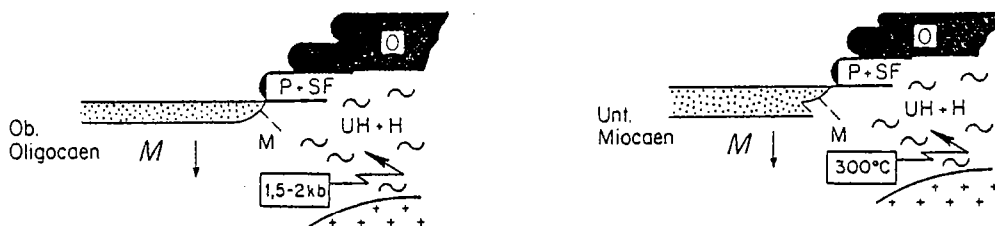


Fig. 11-4 Schématisation des relations structurales et stratigraphiques au front du Massif de l'Aar. (O : Austroalpin; P + SF : Penniniques; UH + H : Ultraschistes et Helvétiques; M : Molasse; Croix : Massif de l'Aar) (d'après Breitschmid 1982).

1.2. COUPE SUR UNE TRANSVERSALE GUTTANEN - VAL BEDRETTO

Introduction

La lithologie des Unités structurales présentées sur la carte (fig. 12-1) est décrite sommairement. Les références bibliographiques correspondent à des travaux récents très complets.

Les massifs de l'Aar et du Gothard sont constitués de gneiss, d'amphibolites et de granitoïdes hercyniens. Ils sont situés respectivement au Nord et au Sud de la vallée du Rhône (synthèse de Labhart, 1977).

La zone d'Urseren correspond à la couverture mésozoïque des massifs cristallins externes verticalisée entre le massif de l'Aar et du Gothard. Cette zone s'étend de Brig à Andermatt (Wyss R., 1985) et est observée dans notre région d'Ulrichen au col du Furka.

La zone de Nufenen est également constituée de roches sédimentaires mésozoïques appartenant à la couverture autochtone du Gothard et verticalisées à sa bordure sud au contact avec le domaine penninique (Probst P., 1981, Leu W., 1986).

Les cartes structurales révèlent un champ de déformation finie fortement hétérogène à différentes échelles (fig. 12-1, 12-2, 12-3). Nous reviendrons sur cet aspect de la déformation alpine après avoir décrit la déformation finie dans le massif de l'Aar.

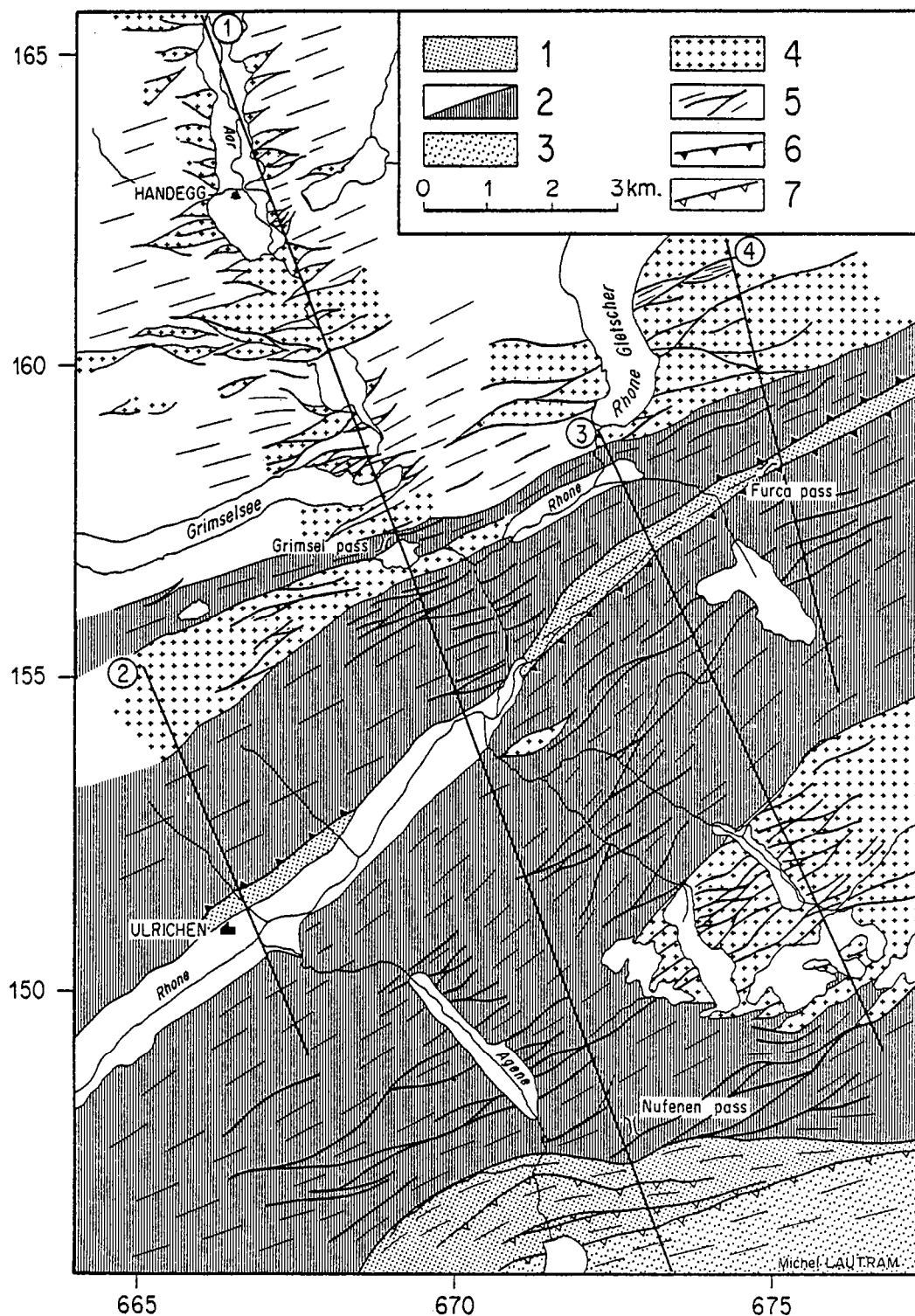


Fig. 12-1 Structures et trajectoires de la schistosité alpine. 1 : couverture mésozoïque; 2 : socle (gneiss, amphibolite et granitoïdes hercyniens); 3 : schistes lustrés penniques; 4 : granites peu déformés; 5 : trace de la schistosité et bandes de déformation; 6 : chevauchements majeurs associés à la déformation du socle; 7 : chevauchements précoces associés à la mise en place des nappes penniques.

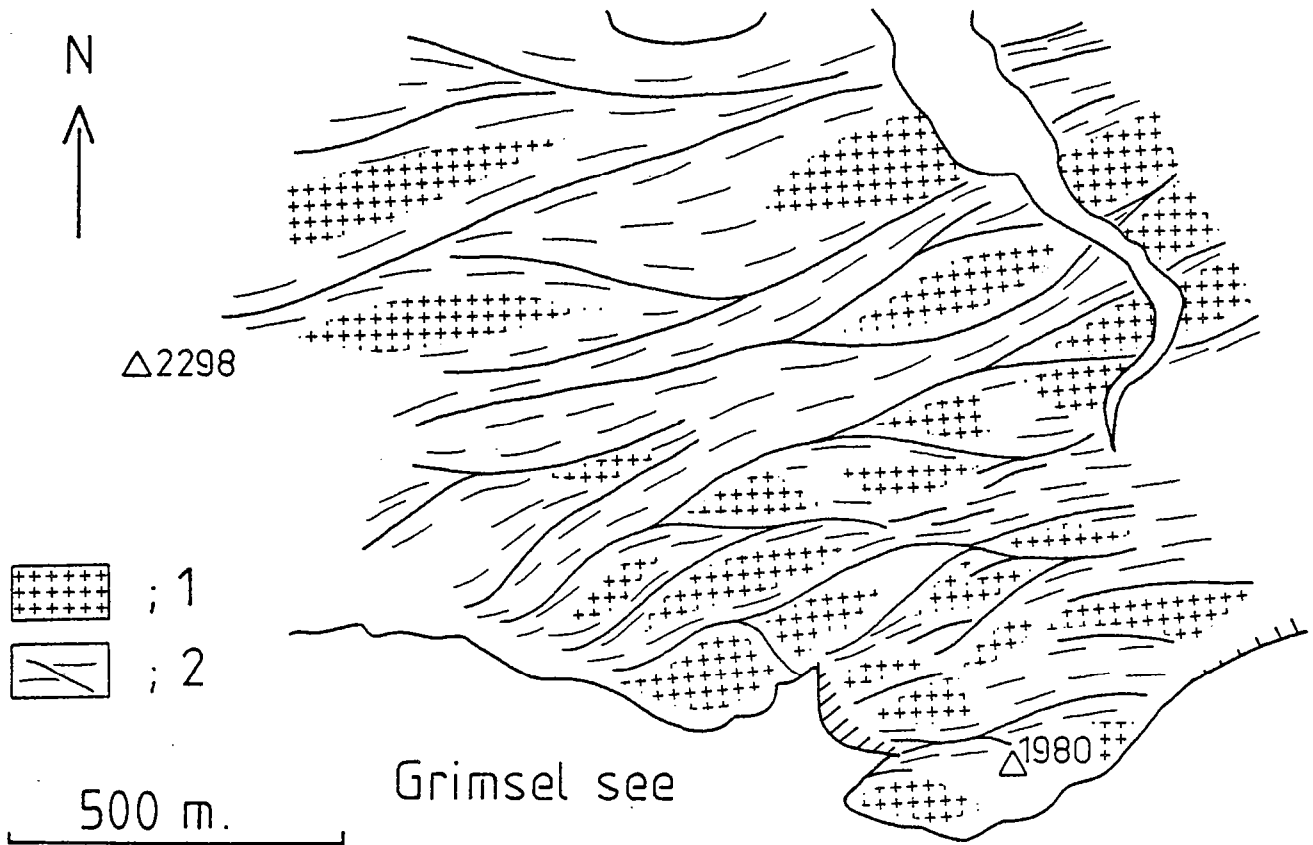


Fig. 12-2 Carte de trajectoire de la schistosité alpine dans la granodiorite du Grimsel.
 1 : granodiorite peu déformée; 2 : trace de la schistosité et bandes de déformation (coordonnées : 668/158. cf. fig. 12-1).

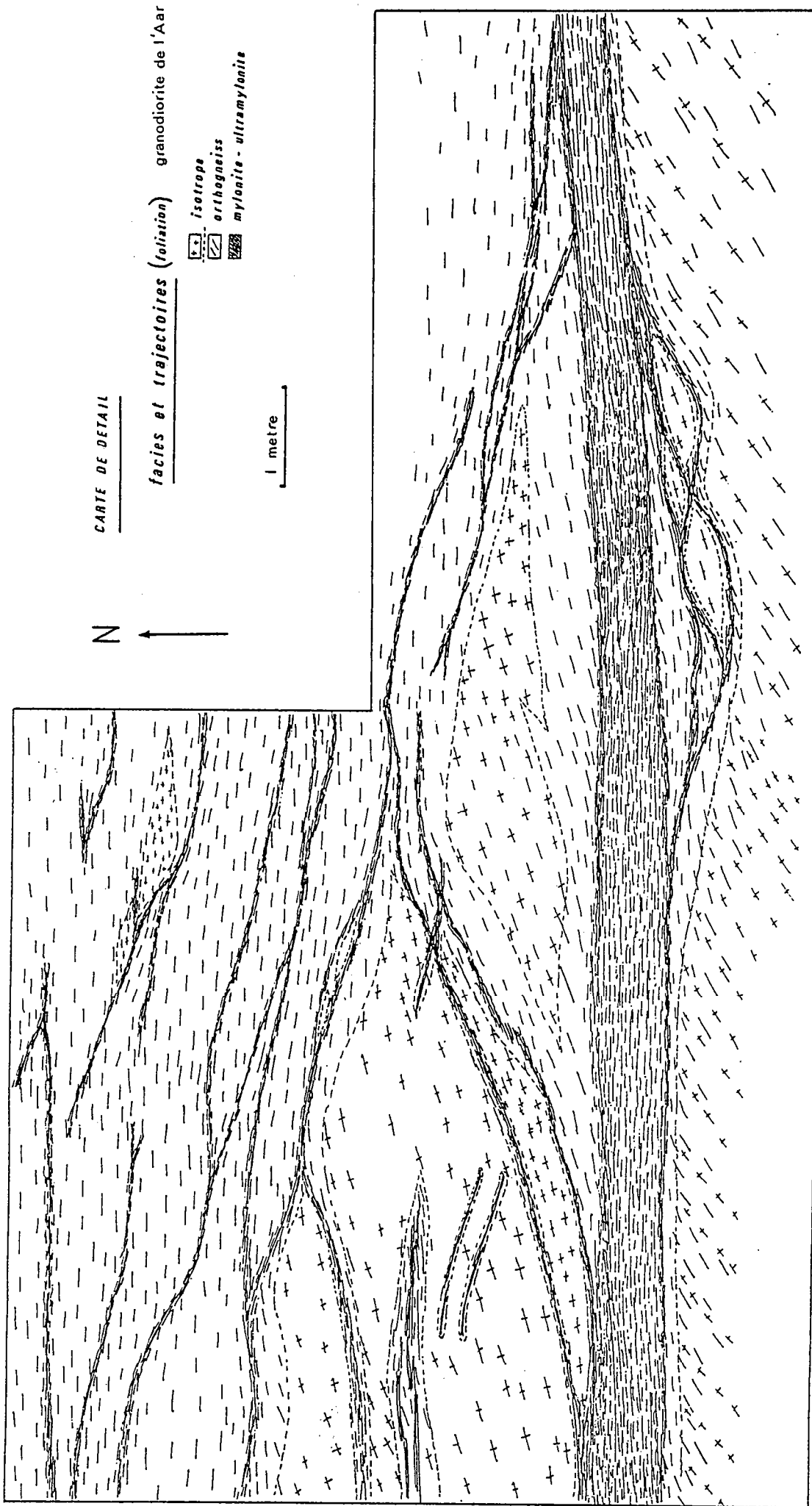


Fig. 12-3 Carte des trajectoires de schistosité dans la granodiorite du Grimsel (coordonnées : 668,8/158,5, cf. fig. 12.1).

1.2.1. Mesures de déformation finie

L'ellipsoïde de déformation finie associé à la déformation alpine régionale est mesuré dans différents faciès déformés des zones de cisaillement de l'Aar. Les mesures sont effectuées sur des enclaves mélanocrates présentes dans la granodiorite du Grimsel (fig. 12-4). Les résultats sont obtenus par la méthode développée dans la première partie (cf. I 3-11) et résumés dans un diagramme logarithmique (fig. 12-5). (Les résultats sont exprimés sous forme de tableaux en annexe).

Tous les échantillons analysés montrent une corrélation entre le changement de structure de la roche et l'intensité de déformation (ex. : isotrope : $r \approx 1.5$ et ultramytonites : $r \approx 20$) (cf. aussi Partie I, fig. 3-3). L'ellipsoïde de déformation finie représente la déformation continue enregistrée par le massif. Sa forme est de type aplatissement dans le massif de l'Aar (K moyen = 0,3) (fig. 12-5).

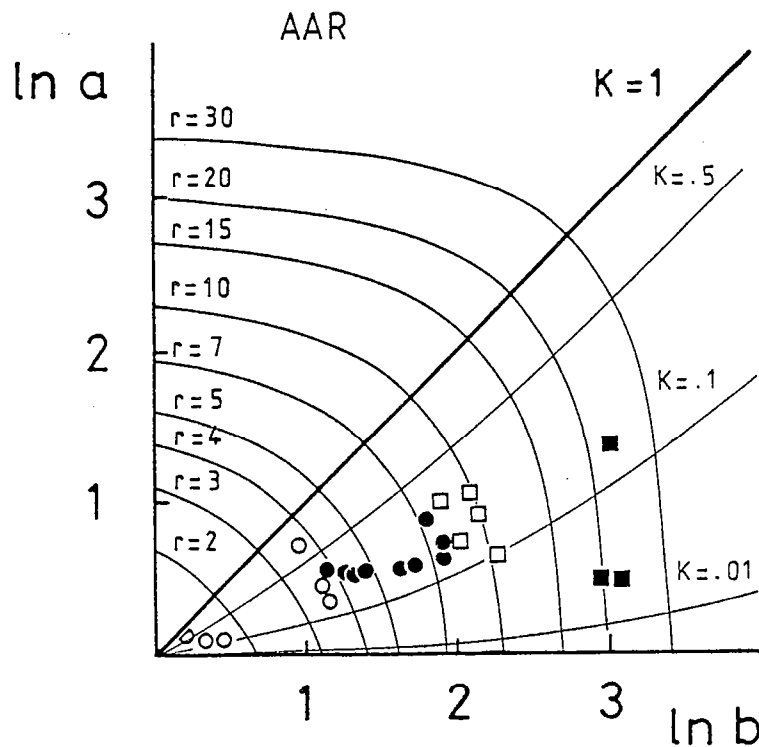
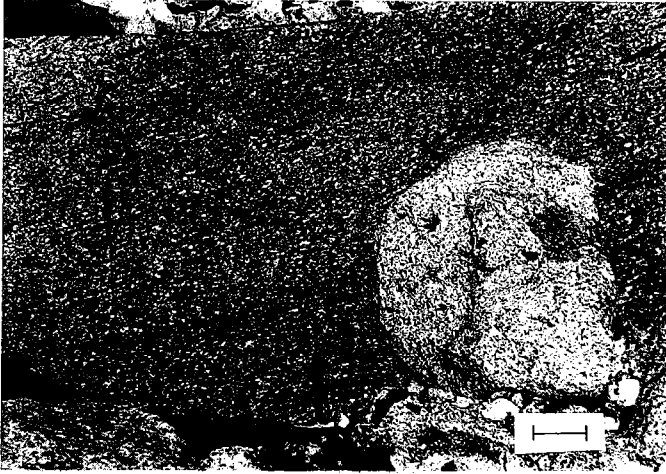


Fig. 12-5 Diagramme de Flinn logarithmique : $a = \lambda_1/\lambda_2$ et $b = \lambda_2/\lambda_3$, avec $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$ axes principaux de la déformation. Mesures de déformation : cercles ouverts : roche peu déformée; point : orthogneiss; carrés ouverts : mylonites; carrés noirs : ultramytonites.

a



b



Fig. 12-4 Marqueurs de déformation finie.
 a enclaves dans un plan $\lambda_1 \lambda_3$ (Granodiorite du Grimsel)
 b enclaves dans un plan $\lambda_1 \lambda_2$ (Granodiorite du Grimsel)(barre d'échelle:50 cm).

1.2.2. Relations déformation continue - discontinue : ex. Aar centre

1.2.2.1. Méthode

La méthode employée se réfère à des travaux récents sur les systèmes de glissement et leurs implications géologiques qui ne sont pas détaillés ici (cf. Cobbold et Gapais, sous presse; Gapais et Cobbold, sous presse, Cobbold et al., en préparation). Seules les bases des relations entre les orientations préférentielles des systèmes de glissement et la cinématique sont rappelées (cf. Gapais et al., 1986) :

(i) les lignes de glissement (modèle de fibres : Gapais et Cobbold, sous presse) tendent à occuper des orientations qui minimisent l'étirement et maximisent le cisaillement. En d'autres termes, elles sont proches des surfaces de non déformation finie de l'ellipsoïde de déformation (Ramsay, 1967) et déviées vers les directions de cisaillement maximal.

(ii) les surfaces de glissement sont des plans proches des surfaces de non déformation finie de l'ellipsoïde de déformation (Ramsay, 1967).

L'utilisation de ce type de modèle (modèle de fibres : Gapais et Cobbold, sous presse) pour décrire des systèmes de glissement tels que les zones de cisaillement suscite les approximations suivantes :

(i) le contrôle mécanique sur l'initiation ou la propagation des zones est négligé.

(ii) les zones de cisaillement sont considérées comme un matériel toujours amolli pendant la déformation.

Du point de vue méthodologique, les zones de cisaillement étudiées montrent les caractéristiques suivantes :

(1) Ce sont toutes des zones de cisaillement ductiles contemporaines de la déformation et du métamorphisme régional.

(2) Elles définissent un champ de discontinuités associé à une déformation régionale pénétrative exprimée par une foliation et une linéation d'étirement. Cette foliation et cette linéation sont soulignées par des orientations préférentielles des minéraux et des agrégats (porphyroclastes de feldspaths, micas, rubans de quartz) et par l'orientation préférentielle des enclaves. Elles définissent les axes principaux de la déformation finie ($\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$).

(3) Dans les zones intensément déformées, la linéation d'étirement est parallèle à des stries locales marquées par la recristallisation et l'allongement de certains minéraux. Ces structures attestent de déplacements le long de ces zones et définissent la direction locale de cisaillement.

A l'échelle locale, la géométrie d'une zone de cisaillement est donnée par 3 directions perpendiculaires caractéristiques : la direction de cisaillement (L), la normale au plan cisailant (N) et le pôle au plan de cisaillement (M) (fig. 12-6) (Truesdel et Toupin, 1960). Cette dernière direction est intéressante car sa direction dépend de la direction de cisaillement (L) et de l'orientation du plan cisailant. Ce type de représentation du déplacement sur des discontinuités a déjà été introduit en tectonique cassante par Arthaud (1969). Dans ce chapitre, les directions L, M et N pour chaque zone de cisaillement sont reportées sur des projections stéréographiques dans le plan de déformation finie $\lambda_1\lambda_3$.

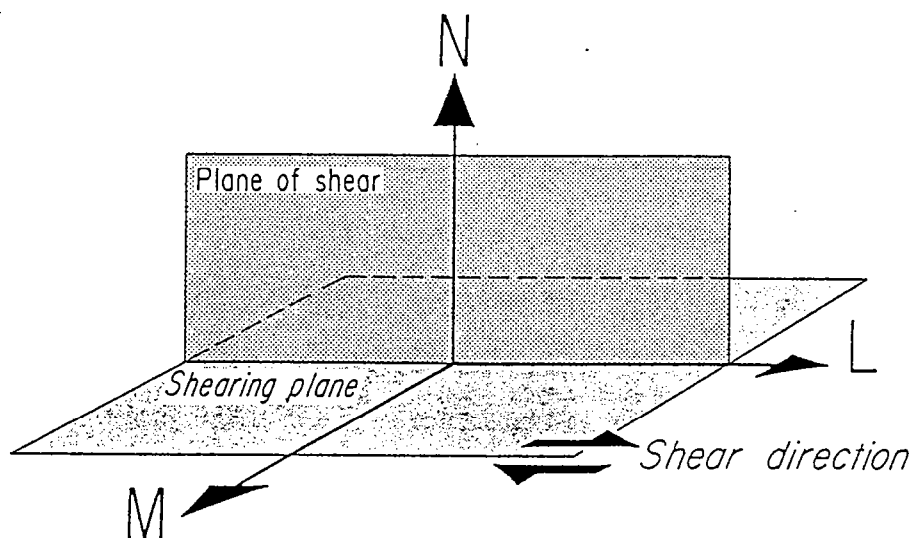


Fig. 12-6 Schéma représentant les trois directions utilisées pour décrire les zones de cisaillement : L : direction de cisaillement; M : pôle du plan de cisaillement; N : pôle au plan cisailant.

1.2.2.2. Exemple : Aar centre

La schistosité régionale a une orientation constante proche de N 70 (fig. 12-1). Cette schistosité et la linéation d'étirement sont généralement subverticales. La distribution spatiale des zones de cisaillement montre les caractéristiques suivantes :

- (1) La déformation finie est caractérisée par des zones d'intense déformation délimitant des domaines lenticulaires tridimensionnels de matériel peu déformé aplatis parallèlement à la schistosité régionale ($\lambda_1\lambda_2$)

quelque soit l'échelle d'observation (fig. 12-1, 12-2, 12-3, 12-7) (Mittra, 1979, Bell, 1981). Les zones de déformation intense correspondent à des zones de cisaillement ductiles. De nombreux critères de cisaillement permettent de déterminer le sens de cisaillement sur ces zones : trajectoires de la schistosité, relations c/s, bancs c', dissymétrie des zones abritées, rotation des minéraux ... (fig. 12-8) (Simpson et Schmid, 1983). La géométrie des lentilles montre une symétrie axée autour de λ_3 avec un léger étirement parallèle à λ_1 . En conséquence, les pôles des plans cisailants (N) se répartissent sur un petit cercle centré sur λ_3 (fig. 12-9). Ce haut degré de symétrie est exprimé par des surfaces courbes de géométrie comparable dans $\lambda_1\lambda_3$ et $\lambda_2\lambda_3$ (fig. 12-8).

- (2) La répartition symétrique des zones de cisaillement est accompagnée par une symétrie des directions de cisaillement (L) (fig. 12-9). Les points de mesures se répartissent sur le diagramme sur un petit cercle à faible angle du plan $\lambda_1\lambda_2$ et centré sur λ_3 . Sur ce diagramme, le sens de cisaillement change dans les zones en fonction de leurs orientations locales par rapport aux axes de la déformation finie :

. Les zones conjuguées autour de λ_1 caractérisent des orientations de zones de cisaillement conjuguées à fort angle du plan $\lambda_1\lambda_3$ et se recoupant sur λ_2 (cercles ouverts et fermés, fig. 12-9).

. Les zones conjuguées autour de λ_2 caractérisent des orientations de zones de cisaillement conjuguées à fort angle du plan $\lambda_2\lambda_3$ et se recoupant sur λ_1 (carrés ouverts et fermés, fig. 12-9).

- (3) Les changements des directions de cisaillement en fonction de l'attitude relative entre les plans cisailants et la schistosité permettent de construire le diagramme des pôles aux plans de cisaillement (M). Ce diagramme montre une répartition des points proches du plan de schistosité régional $\lambda_1\lambda_2$ (fig. 12-9).

A l'échelle du massif, la répartition des zones de cisaillement autour d'objets lenticulaires moins déformés renforce l'idée d'une déformation finie de type aplatissement, déjà suggérée par le résultat des mesures de déformation finie effectuées sur des marqueurs classiques (enclaves) (fig. 12-5).

Dans le domaine central de l'Aar, Choukroune et Gapais, 1983, proposent un modèle d'orthogneissification par aplatissement coaxial progressif (fig. 12-10). La symétrie orthorhombique des orientations préférentielles des zones de cisaillement est un argument supplémentaire en faveur de cette interprétation en terme d'histoire coaxiale de la déformation.

Fig. 12-7 Lentilles tridimensionnelles de matériel peu déformé à des échelles variées dans le massif de l'Aar (λ_1 vertical).
échelles : a : 70 cm; b : 50 cm; c : 1,58 m; d : 1 cm.

a



b



c



d



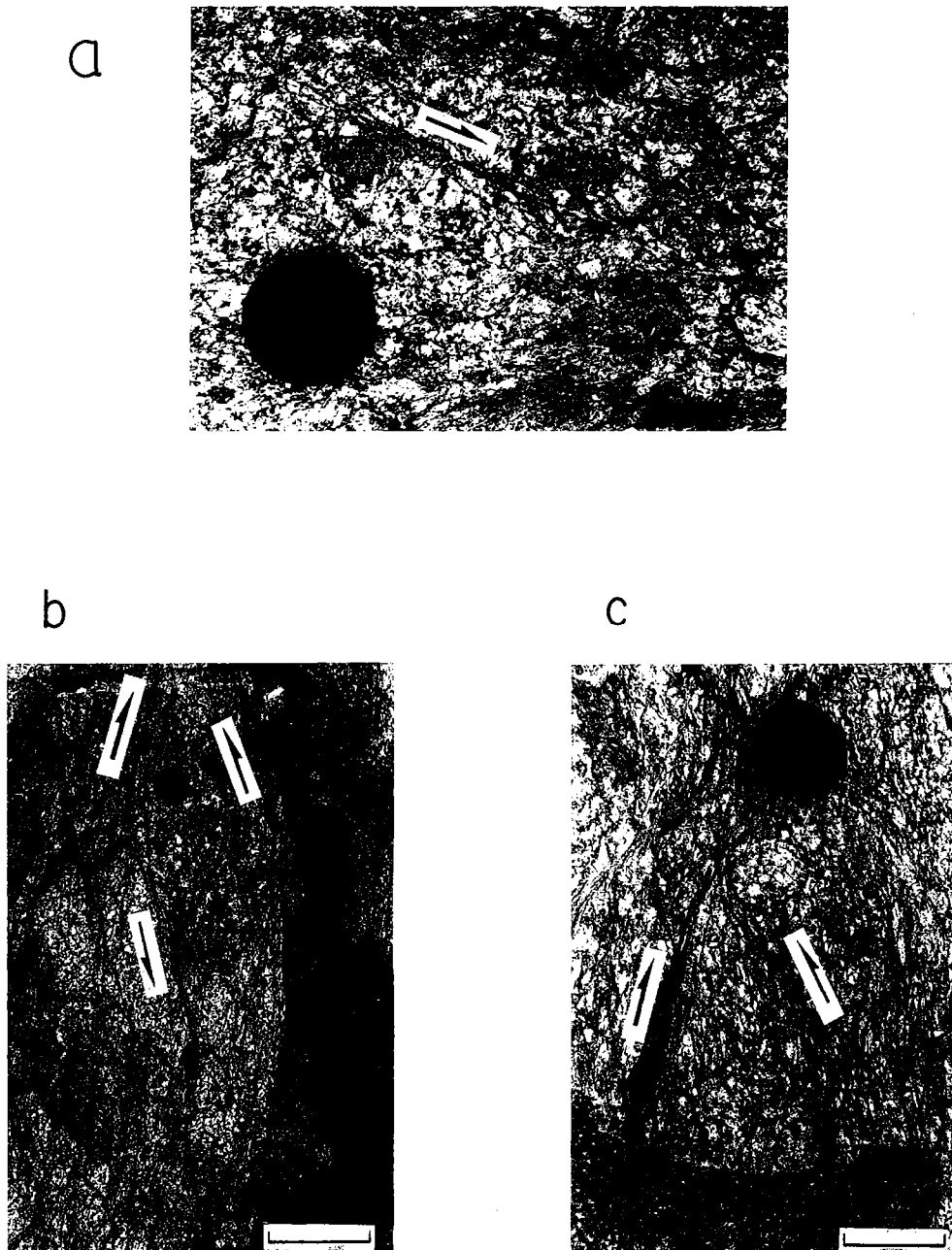


Fig. 12-8 Critères de cisaillement :
 a et b : zones de cisaillement respectivement dans un plan $\lambda_2\lambda_3$ et $\lambda_1\lambda_3$ (col du Furka).
 c : zone dextre dans la granodiorite du Grimsel (plan observé $\lambda_2\lambda_3$).

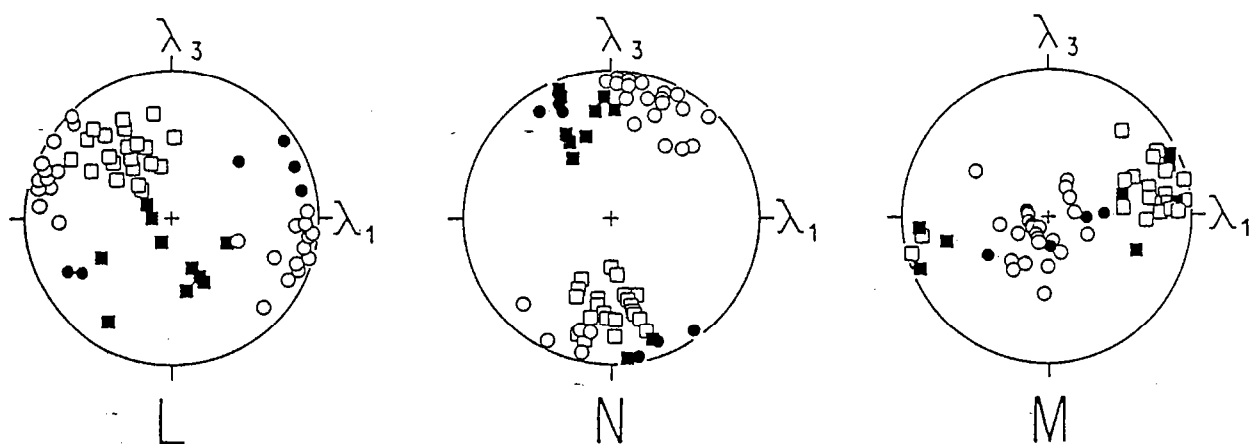
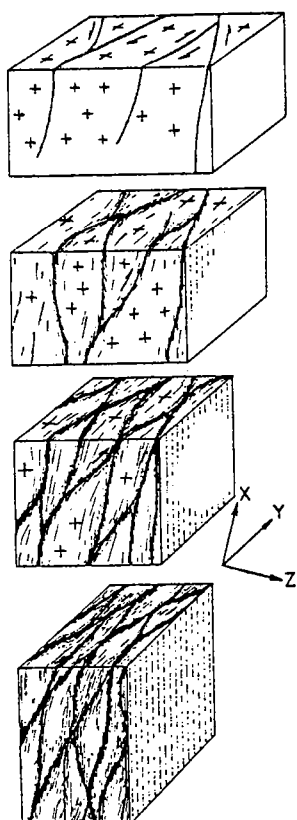


Fig. 12-9 Projection de Schmidt montrant la distribution des directions de cisaillement (L); des pôles des plans de cisaillement (M) et des pôles aux plans cisailants (N) dans le massif de l'Aar. Carrés ouverts : zones dextres; carrés fermés : zones senestres; cercles ouverts et cercles fermés : zones conjuguées sur λ_1 .

a



b

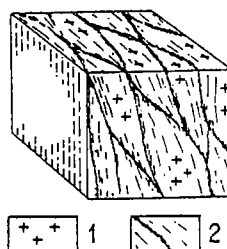
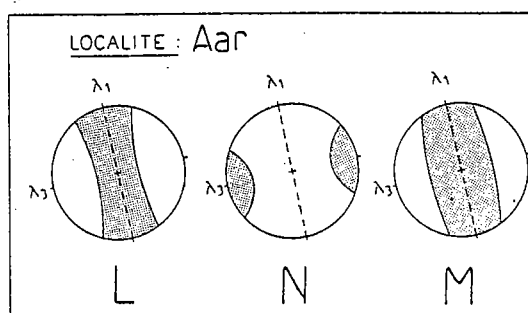


Fig. 12-10 Illustration des données majeures sur les zones de cisaillement du massif de l'Aar :

- a) blocs diagrammes schématisant la déformation progressive des granitoïdes du massif de l'Aar (Choukroune et Gapais, 1983).
 b) diagrammes stéréographiques schématisant la répartition des directions L, M, N pour un état de déformation finie. Bloc diagramme : 1 : roche non déformée; 2 : zones de cisaillement.

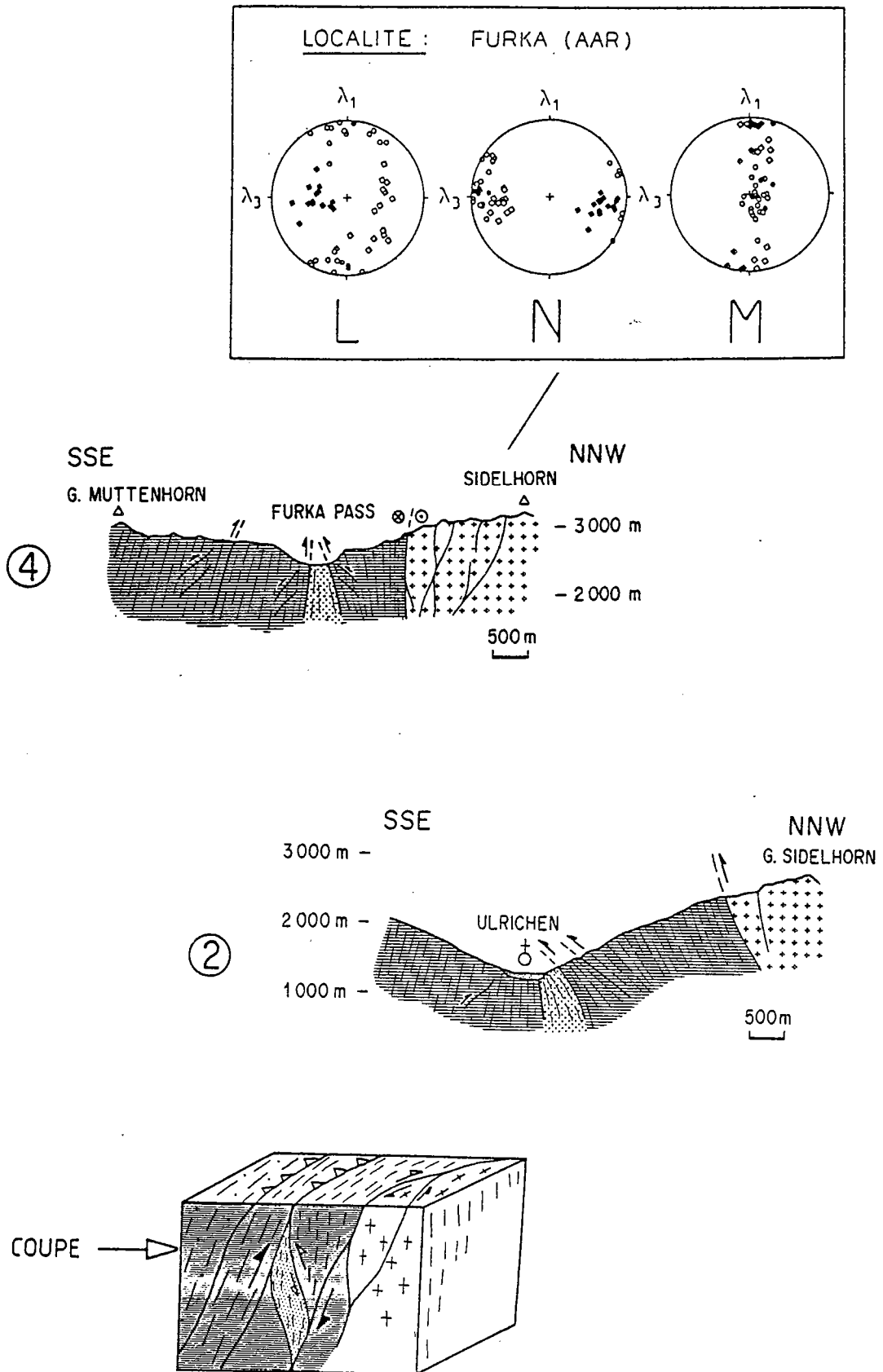


Fig. 12-11 Coupes structurales : les symboles et la localisation se réfèrent à la figure 12-1.
 Projection de Wulff ramenée dans un plan $\lambda_1\lambda_3$ montrant la distribution des zones de cisaillement (même légende que fig. 12-9).
 Bloc diagramme schématisant les inversions locales du sens de cisaillement en bordure de la zone d'Urseren.

1.2.3. Aar Sud

Les mesures des directions L, N, M effectuées dans la granodiorite du Grimsel, à proximité de l'interface entre le massif de l'Aar et la zone d'Urseren montrent une répartition identique des orientations préférentielles des zones de cisaillement (comparer fig. 12-11 et 12-9 et voir aussi fig. 12-13).

A grande échelle, le pendage des interfaces socle-couverture varie longitudinalement en fonction de la position par rapport aux domaines lenticulaires orthogneissiques plus compétents. Les sens de chevauchement s'inversent en fonction des variations du pendage des interfaces. Ce type de relation entre l'orientation des structures et le sens de cisaillement s'observe sur la bordure sud du massif de l'Aar, où l'interface entre le socle et les sédiments mésozoïques montre du SW vers le NE des variations longitudinales de pendage et des inversions des sens de cisaillement :

- lorsque l'interface socle-couverture est pentée vers le Nord, des zones de cisaillement chevauchantes vers le Sud sont exprimées sur la bordure sud du Massif de l'Aar (fig. 12-11).
- lorsque l'interface socle-couverture est pentée vers le Sud, les zones de cisaillement sont chevauchantes vers le Nord (fig. 12-12).

1.2.4. Granite du Rotondo (Massif du Gothard)

La répartition géométrique des zones de cisaillement dans le granite du Rotondo est également identique à celle du domaine central de l'Aar (comparer fig. 12-12 avec fig. 12-9). Cette symétrie orthorhombique des orientations préférentielles des zones de cisaillement atteste du caractère coaxial et en aplatissement de la déformation finie du massif du Gothard.

Toutefois, les chevauchements à vergence sud ou nord sont plus particulièrement exprimés dans le massif du Gothard et contribuent à un étirement vertical des domaines lenticulaires plus important selon λ_1 .

1.2.5. Synthèse des données : Coupe Guttannen - Nufenen Stock

La coupe de la figure 12-13 montre que les chevauchements vers le Nord sont localisés près des interfaces nord des massifs de granitoïdes hercyniens de l'Aar et du Gothard tandis que les chevauchements à vergence sud s'expriment à proximité des bordures sud de ces massifs. Cette géométrie contribue à l'obtention de structures à double vergence autour des noyaux de granitoïdes moins déformés et définit la structure globale à double déversement des massifs cristallins externes suisses (Büchi et Trümpy, 1976).

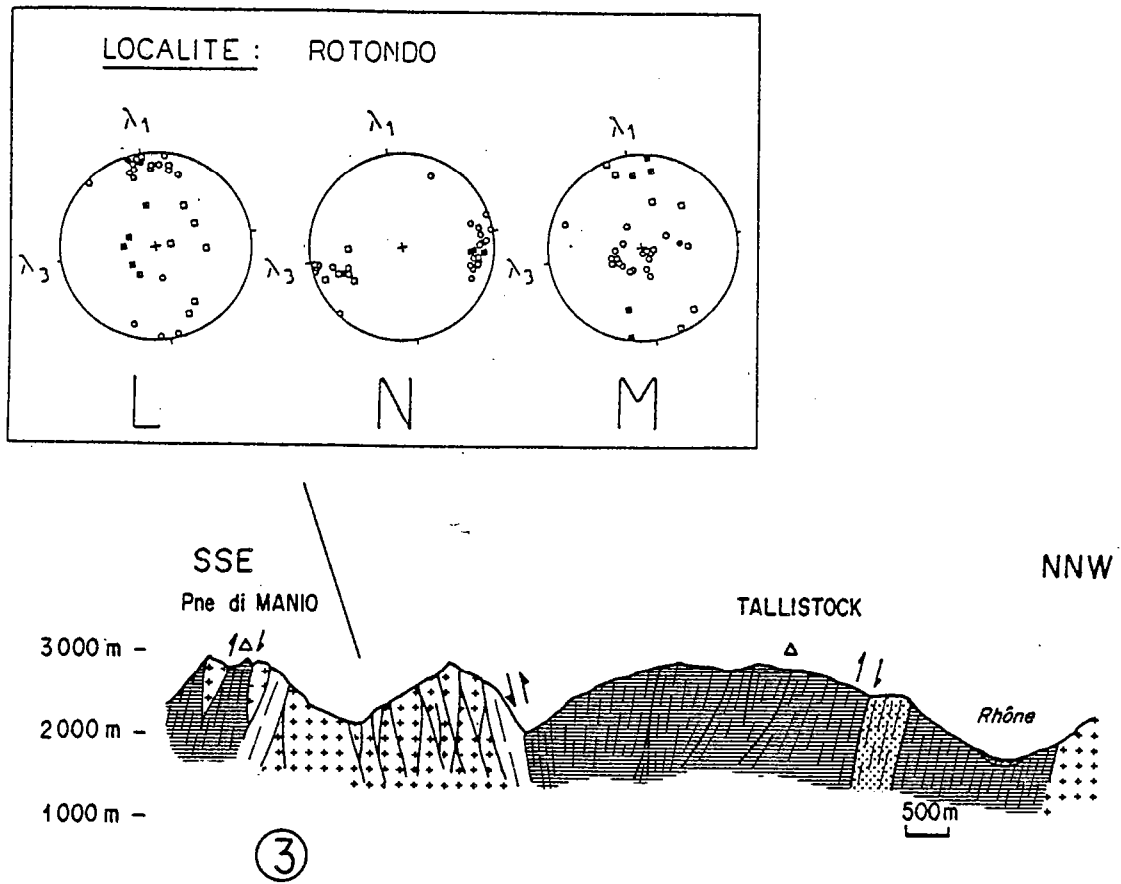


Fig. 12-12 Coupe structurale : les symboles et la localisation se réfèrent à la figure 12-1.

En encart : distribution des zones de cisaillement dans le granite du Rotondo (projection de Wulff) (mêmes symboles que figure 12-9).

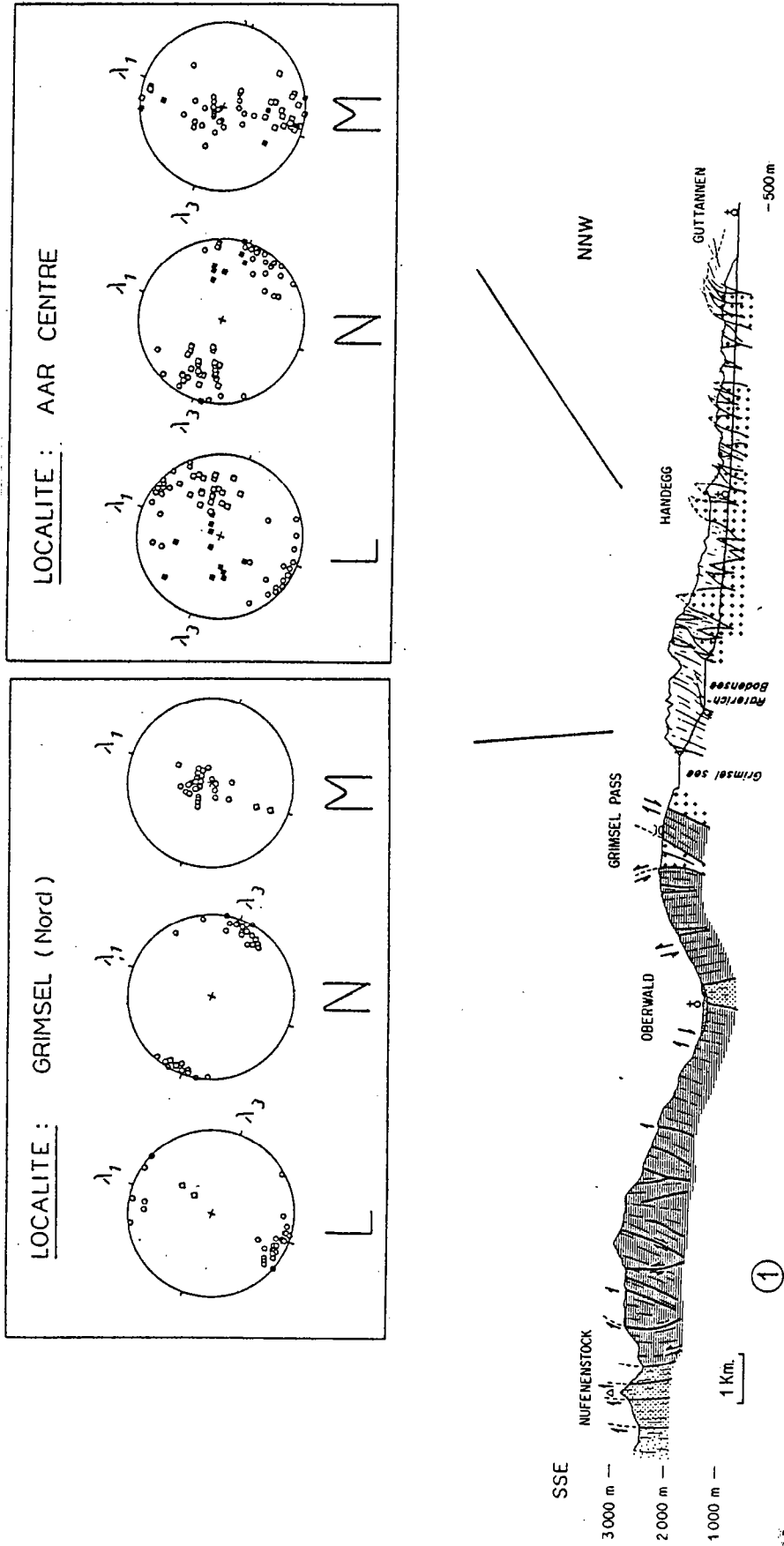


Fig. 12-13 Coupe structurale : les symboles et la localisation se réfèrent à la figure 12-1.
 En encart : distribution des zones de cisaillement (projection Wulff) (légende identique à la figure 12-9).

Certains arguments structuraux sont en faveur d'un double déversement compatible avec une seule déformation :

- Les zones de cisaillement étudiées sont synschisteuses,
- la déformation continue (mesurée sur enclaves) est compatible avec le champ de déformation discontinu comme le souligne la répartition géométrique des zones de cisaillement autour des domaines lenticulaires préservés de la déformation.

L'étude structurale et l'analyse des orientations préférentielles des zones de cisaillement synschisteuses permettent de conclure à l'existence d'une seule phase de déformation majeure par aplatissement (Choukroune et Gapais, 1983) et globalement coaxiale dans cette région. Cet épisode de déformation contribue à l'aspect en double déversement de ce segment de chaîne alpine (Marquer et Gapais, 1985).

1.3. COUPE AU COL DU GOTHARD

Introduction

Lorsque l'on progresse vers l'Est du massif jusqu'à la zone du col du Gothard (fig. 1-2, II), les structures alpines sont plus intensément développées et les zones préservées moins importantes.

La lithologie est présentée sur la carte géologique (fig. 13-1). Trois différents granites hercyniens (Fibbia, Tremola, Gamsboden) sont intrusifs dans un socle antéhercynien composé de gneiss et d'amphibolites (Labhart, 1977). L'ensemble du massif est affecté par la déformation alpine (Labhart, 1977) et seules certaines parties des intrusions granitiques ont préservé leurs structures et textures magmatiques. Ces reliques sont accessibles au Mont Prosa et au col du Gothard pour le granite de Fibbia et au Sud du col du Gothard pour le granite de Tremola.

Le champ de déformation est hétérogène à toutes les échelles (fig. 13-2 et 13-3). Les zones de forte déformation, conjuguées dans les plans principaux $\lambda_1\lambda_3$ et $\lambda_2\lambda_3$, délimitent des lentilles tridimensionnelles de matériel peu déformé (fig. 13-3).

La schistosité est en éventail à l'échelle du massif du Gothard : la foliation est de direction moyenne N 60 et son pendage s'inverse aux environs du lac de Lucendro (fig. 13-4). La linéation d'étirement est en général subverticale.

L'agencement des zones de cisaillement définit un double déversement à l'échelle du Massif. Nous reviendrons sur cet aspect de la déformation alpine après avoir décrit la déformation finie du Massif du Gothard.

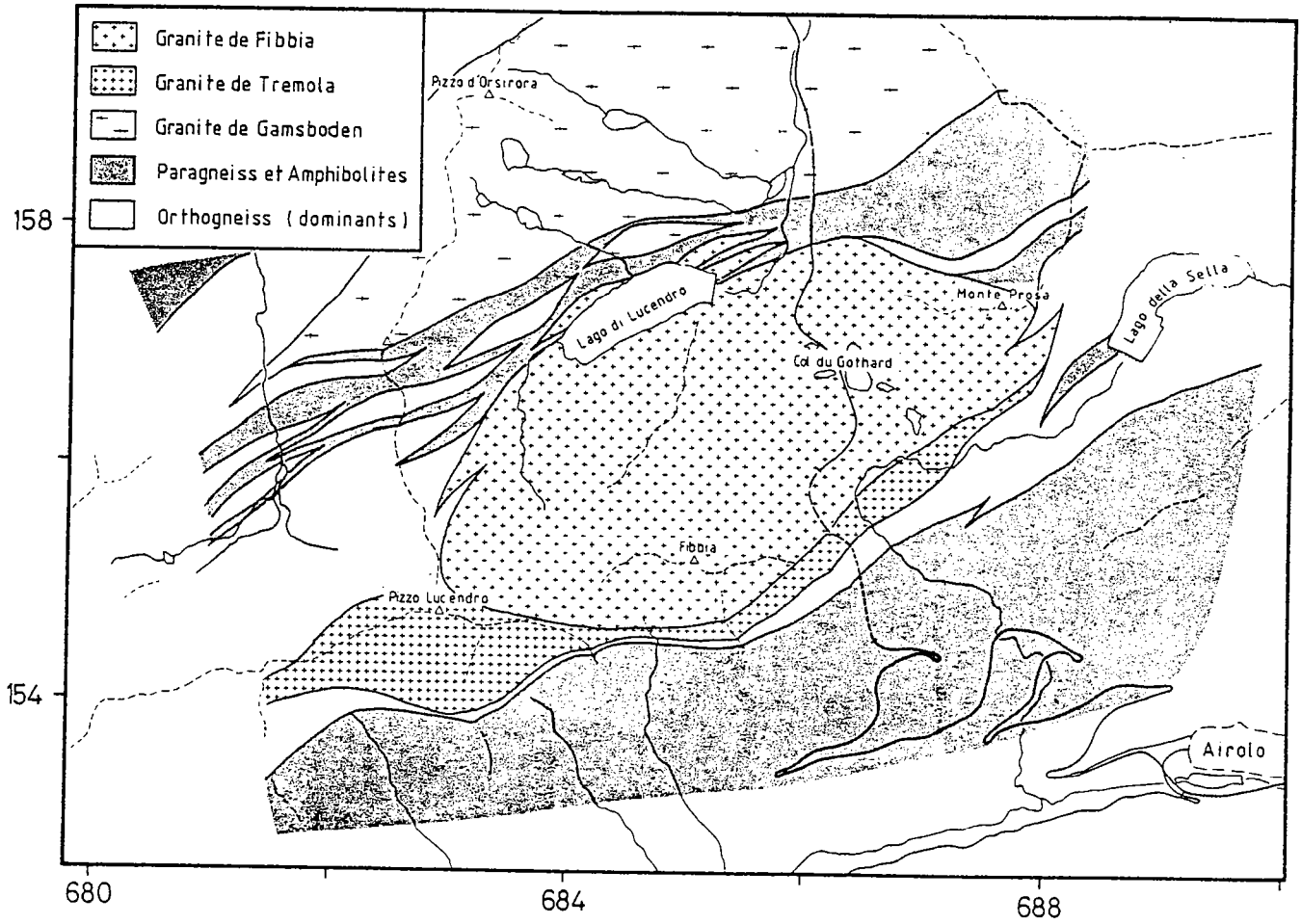


Fig. 13-1 Carte géologique de la zone du col du Gothard.

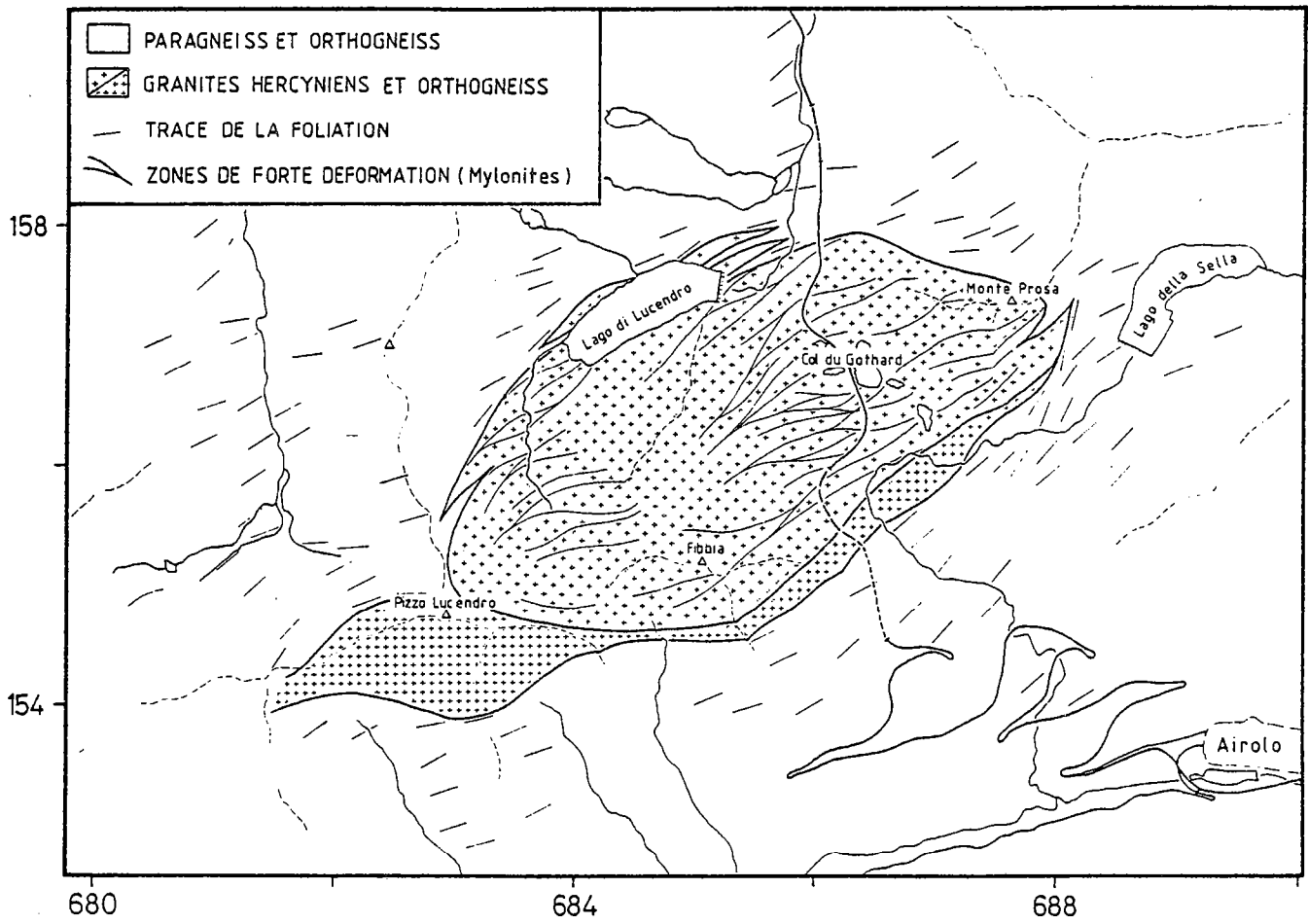
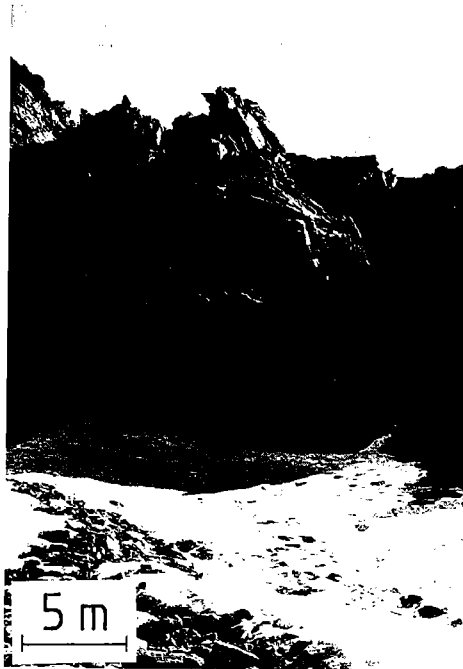


Fig. 13-2 Carte structurale de la déformation alpine.

a



b



c



d

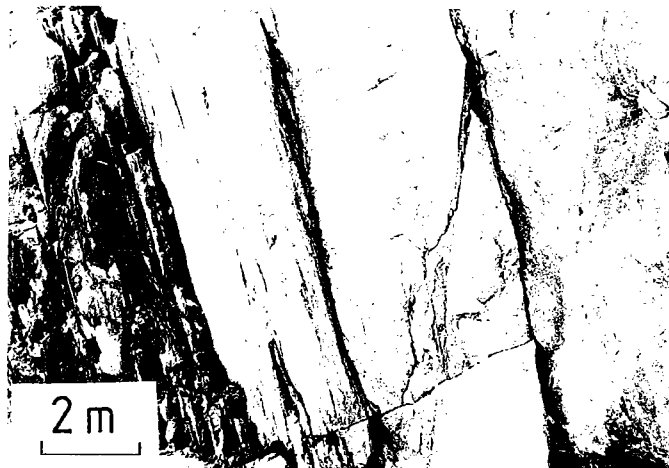


Fig. 13-3 A : lentille dans le granite de Fiazza (Monte Prosa).
 B : Lentille asymétrique dans Fiazza (Sud) (plan $\lambda_1\lambda_3$).
 C : Zones de déformation conjuguées dans le granite du Rotondo (plan $\lambda_2\lambda_3$).
 D : Gradient de déformation au col du Gothard.

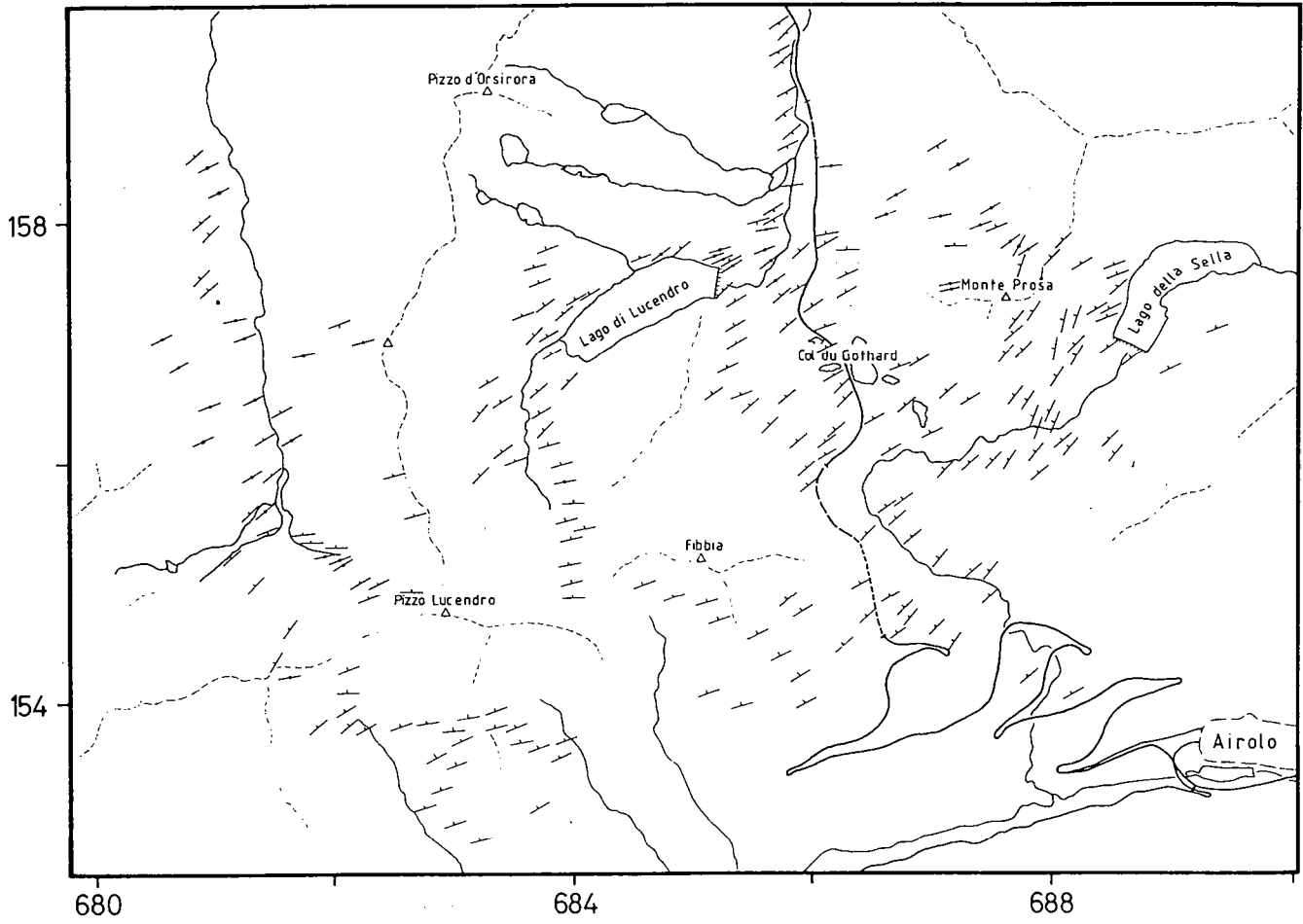


Fig. 13-4 Carte des mesures de foliation (pendage de la foliation : 60° - 90°).

1.3.1. Mesures de déformation finie

Comme pour le massif de l'Aar, les mesures de déformation finie sont obtenues à partir de la forme des enclaves authigènes mélanocrates présentes dans certains faciès du granite de Fibbia. Ces mesures sont réparties dans le champ de l'aplatissement avec une valeur moyenne de K (0.3) comparable à celle du massif de l'Aar (cf. 1.2.1.) (fig. 13.5).

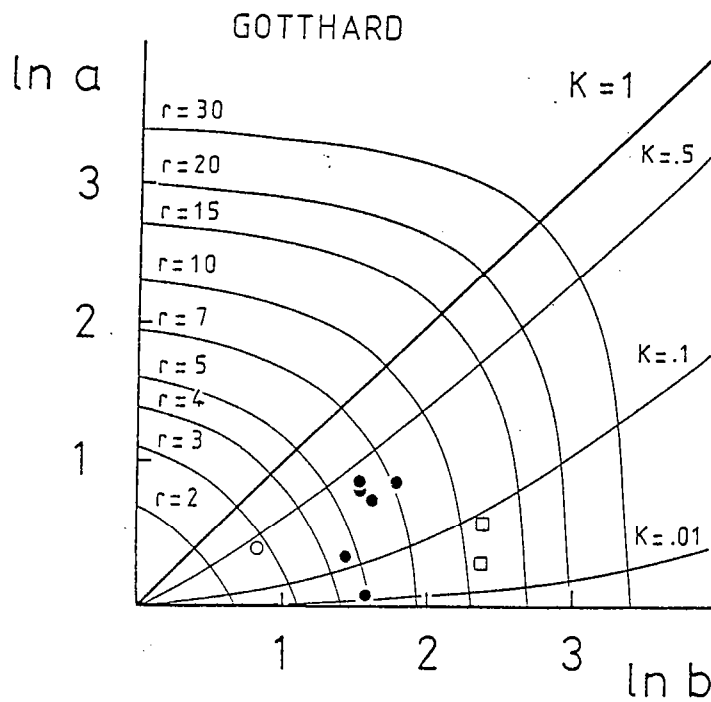


Fig. 13-5 Diagramme de Flinn logarithmique : granite de Fibbia (mêmes symboles que figure 11-8).

1.3.2. Gothard Nord : Gamsboden et Fibbia nord

Dans cette partie du massif, la schistosité est fortement pentée vers le Sud (90° - 70°). La répartition géométrique des zones de cisaillement est comparable à celle du massif de l'Aar (cf. fig. 12-7 et fig. 13-3) cependant certaines différences (i, ii) peuvent être remarquées :

- (i) Les lentilles de matériel peu déformé sont intensément aplaties parallèlement à la schistosité régionale (fig. 13-6A). Cette géométrie s'exprime par un regroupement des pôles aux plans cisailants autour de λ_3 (fig. 13-6B). Cette répartition des zones de cisaillement peut être corrélée à l'intensité de déformation plus importante subie par le massif du Gothard par rapport au massif de l'Aar (comparer fig. 13-6B et fig. 12-9; Diagramme N) pour des valeurs de K comparables (fig. 13-5 et 12-5).
- (ii) Les lentilles sont asymétriques :
- la schistosité agit localement comme un plan cisailant (fig. 13-6A). Il en résulte une répartition des pôles des plans cisailants (N) parallèles à λ_3 et des directions de cisaillement (L) parallèles à λ_1 (fig. 13-6B).
 - les directions de cisaillement sont orientées vers la direction d'étirement λ_1 (fig. 13-6B). Les zones de cisaillement conjuguées sur λ_2 (carrés sur la fig. 13-6B (L)) ne sont pas comparables avec celles du massif de l'Aar (fig. 12-9 (L)) même si les valeurs de K sont semblables. De ce fait, la répartition des pôles aux plans de cisaillement (M) est différente et montre un regroupement supplémentaire des pôles autour du plan $\lambda_2\lambda_3$. (Dans le massif de l'Aar, les pôles aux plans de cisaillement sont uniquement répartis selon le plan $\lambda_1\lambda_2$) (comparer les figures 13-6B et 12-9; diagrammes M).
 - un sens de cisaillement domine sur les surfaces de lentilles (fig. 13-7). Ce sens de cisaillement dominant et les glissements sur la schistosité correspondent à une composante de cisaillement locale vers le Nord dans cette partie du massif du Gothard (fig. 13-6B, ronds ouverts; fig. 13-8C). Les zones de cisaillement conjuguées sont présentes mais faiblement exprimées (fig. 13-6B, ronds noirs).

Cette asymétrie des lentilles peut être interprétée comme l'expression d'un aplatissement non coaxial. Sur cette bordure nord du massif du Gothard, les sens de cisaillement locaux sont dirigés vers le NW.

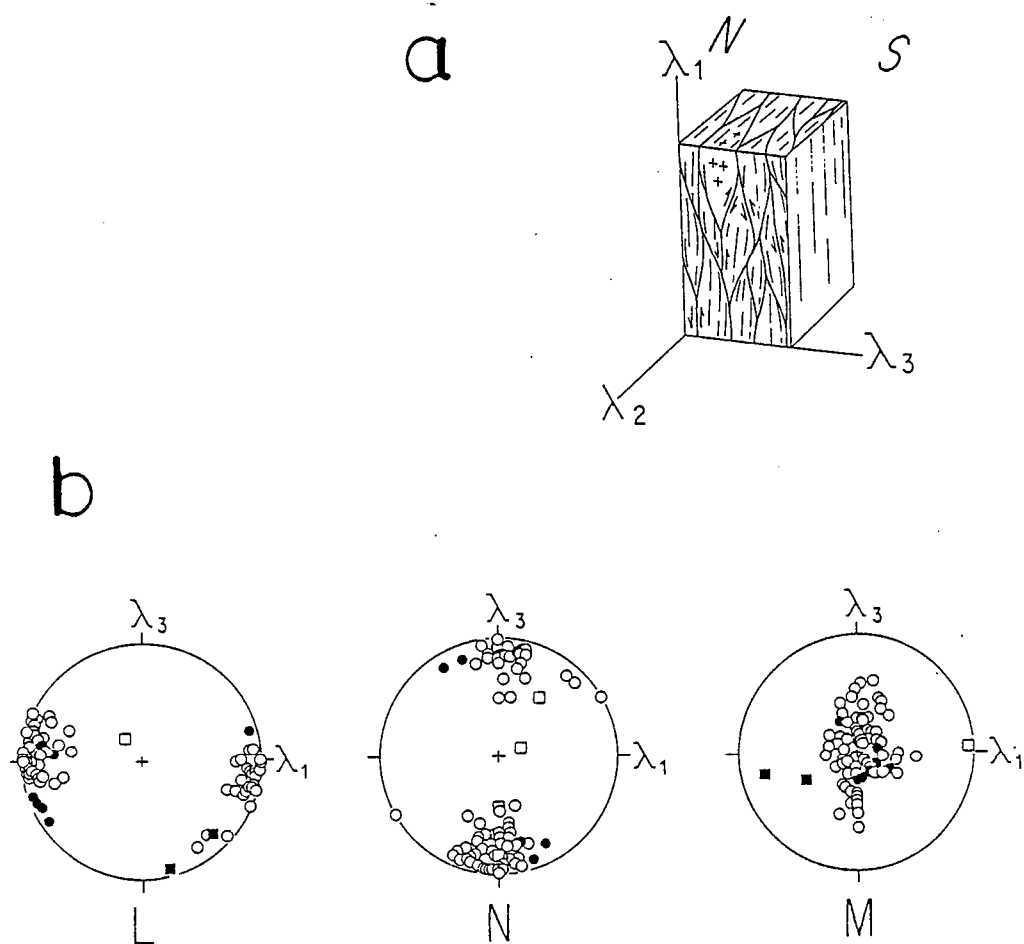


Fig. 13-6 A : Bloc diagramme schématisant l'agencement des zones de cisaillement dans la zone nord du massif du Gochard.
 B : Projection de Schmidt montrant la distribution des zones de cisaillement (mêmes symboles que sur la figure 12-9).

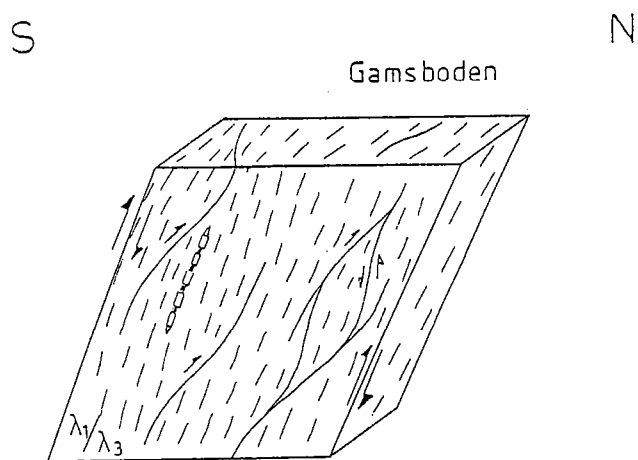


Fig. 13-7 Gamsboden : bloc diagramme schématisant les principales zones de cisaillement et le glissement sur la schistosité.

1.3.3. Gothard centre : Fibbia sud

Dans cette partie du massif, la schistosité est verticale ou pend vers le Nord. Les orientations préférentielles des zones de cisaillement (fig. 13-12; Gothard centre) montrent des répartitions similaires aux diagrammes étudiés dans la région nord du Gothard avec toutefois une différence majeure : les glissements sur la schistosité sont de type failles normales (fig. 13-8B et ronds noirs sur la fig. 13-12).

Cette assymétrie des lentilles peut être interprétée comme le résultat d'un aplatissement non coaxial associé à une composante de cisaillement locale vers le SE (fig. 13-8B). Ce caractère chevauchant vers le SE de la bordure méridionale du massif est par ailleurs clairement exprimé dans les Unités au Sud du granite de Fibbia (cf. paragraphe 1.3.4.).

En remarque pour la suite de notre étude, il est important de noter que certaines zones de cisaillement au col du Gothard développées en faciès amphibolite ont été réactivées tardivement dans des conditions de plus bas degré.

1.3.4. Gothard sud : Tremola

Le granite de Tremola est peu déformé dans son ensemble. Les zones de cisaillement sont très localisées et leur répartition géométrique est difficilement interprétable au premier abord. Cependant, certaines observations microstructurales permettent de comprendre les répartitions statistiques observées sur les diagrammes stéréographiques (fig. 13-12). La présence locale de décrochements senestres d'orientation moyenne N 10 (carrés noirs, fig. 13-12) et de chevauchements plats cisailants vers le Sud (ronds ouverts déviés vers λ_3 ; fig. 13-12 (L) et fig. 13-10(a)) sont responsables de cette répartition complexe des zones de cisaillement. Lorsque l'on fait abstraction de ces orientations, la géométrie des orientations préférentielles des zones de cisaillement devient comparable aux diagrammes précédents (cf. Gothard centre).

Ces structures décrochantes (N 10) ou chevauchantes exprimées dans le granite de Tremola sont le reflet du comportement de l'interface entre le granite de Tremola et les gneiss de la bordure sud du massif du Gothard. La carte des trajectoires de la schistosité alpine met en évidence un couloir de déformation orienté N 10 à l'Est du Monte Prosa qui prend "en écharpe" la bordure sud du granite de Tremola (fig. 13-9 et fig. 13-4). Ce couloir de déformation s'adapte progressivement à la direction régionale de la schistosité (N 60) et devient chevauchante vers le Sud-Est. Cette zone de décrochevement senestre est responsable de la superposition de structures de décrochements senestres dans les paragneiss et orthogneiss à l'Ouest du "Lago della stella" mais également de chevauchements plats dans le granite de Tremola (fig. 13-10). La minéralogie des bandes de déformation de Tremola est identique dans les zones de cisaillement plates et verticales. De plus, ces bandes de déformation se recoupent mutuellement quelque soit leur pendage (fig. 13-11).

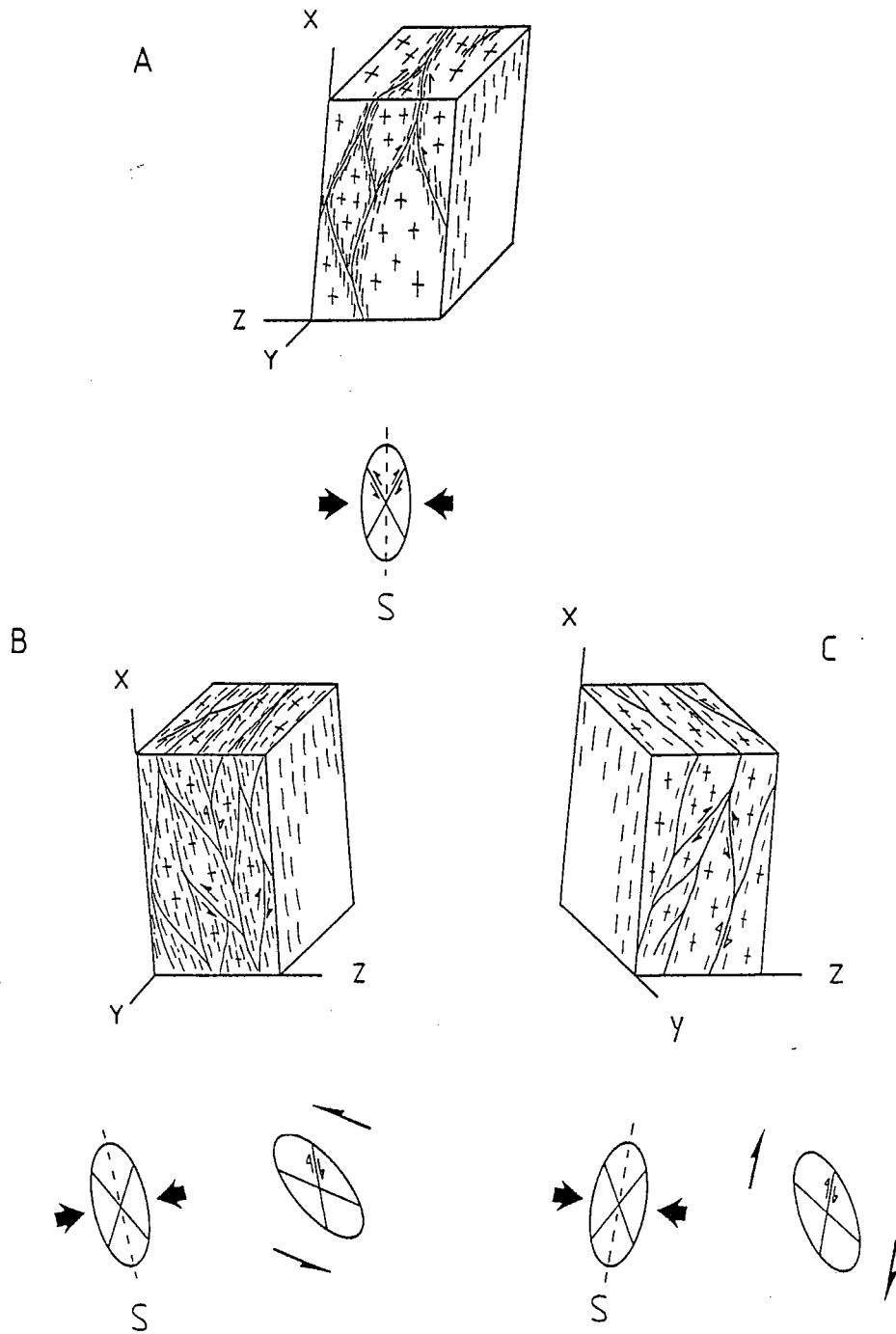


Fig. 13-8 Blocs diagrammes schématisant la géométrie des bandes de déformation et les régimes de déformation associés à ces structures. A : massif de l'Aar; B : Granite de Fibbia (Sud); C : Granite de Gamsboden (Nord).

Le Champ de déformation finie et les observations microstructurales peuvent être interprétés dans cette zone par la différence de compétence des matériaux déformés (granites compétents (Fibbia - Tremola), paragneiss du Sud du Gothard, moins compétents). L'observation de la déformation finie du granite de Tremola permet une interprétation en terme d'aplatissement non coaxial fortement chevauchant vers le Sud.

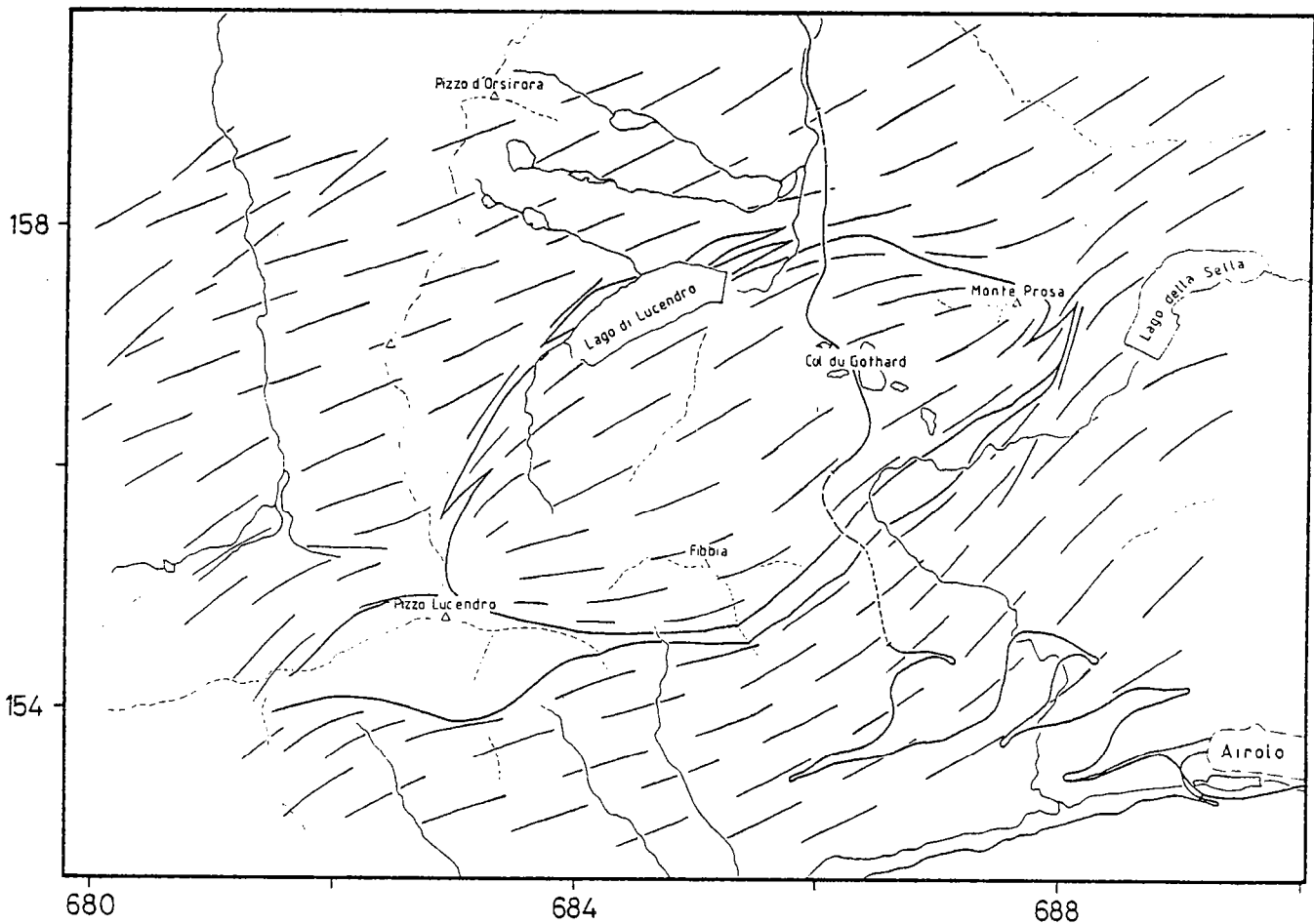


Fig. 13-9 Carte de trajectoires de la schistosité alpine.

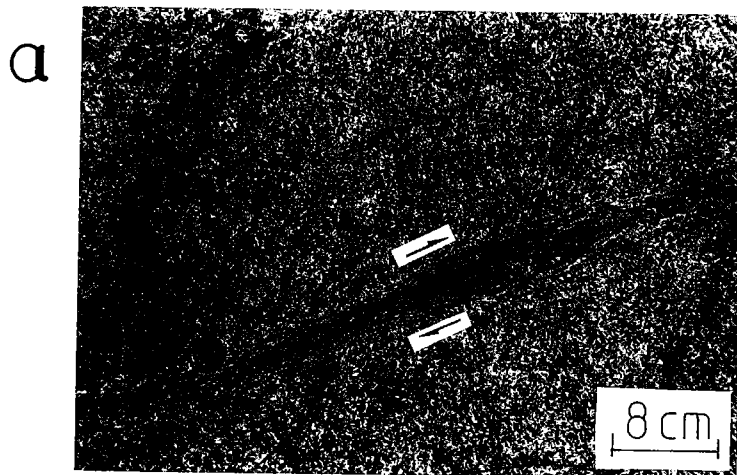


Fig. 13-10 Zones de cisaillement au Sud du col du Gothard :
a - Chevauchements plats dans le granite de Tremola.
b - Zone senestre à l'Ouest du Lago della stella.

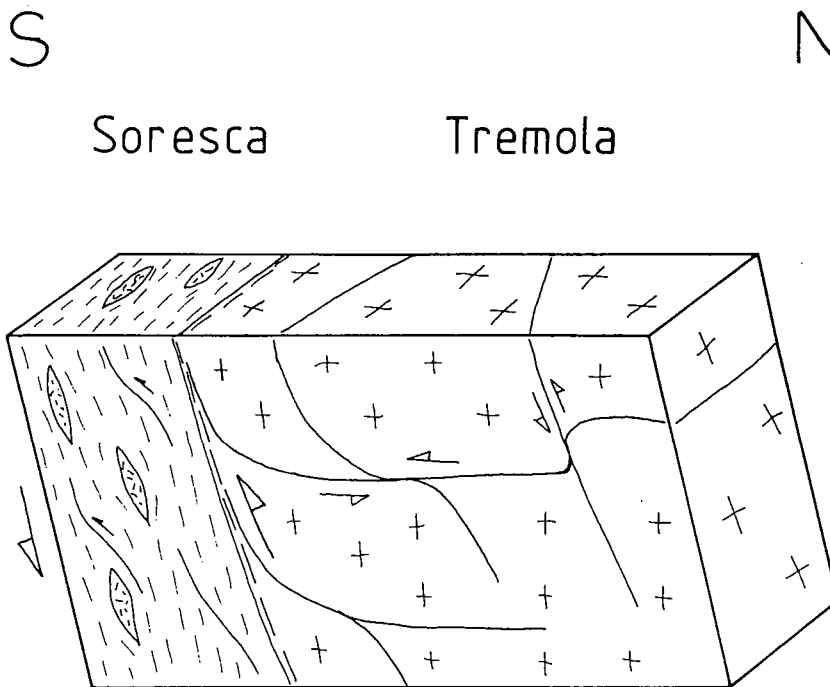


Fig. 13-11 Bloc diagramme schématisant la déformation au Sud du Massif (bordure sud du Granite de Tremola).

1.3.5. Synthèse des données : col du Gothard

Nos observations conduisent à décrire le massif du Gothard comme une structure à double déversement (fig. 13-12). Ce double déversement dans la zone du col du Gothard est dissymétrique car la composante de chevauchement à vergence sud est plus importante que dans la région de Nufenen Pass (comparer fig. 12-13 et fig. 13-12). Ces observations sont d'ailleurs en concordance avec les données des auteurs qui ont travaillé plus à l'Est dans la région de Lukmanier (Takur, 1973). Elles sont interprétées comme une amplification du chevauchement à vergence interne ("rétrocharriage") de l'Ouest vers l'Est à l'interface entre le Sud du massif du Gothard et le domaine pennique (fig. 13-13).

En conclusion, le double déversement à l'échelle du massif du Gothard s'effectue dans des conditions métamorphiques contemporaines au Nord et au Sud du massif. L'analyse des structures et des orientations préférentielles de zones de cisaillement permet de conclure à l'existence d'une seule phase de déformation par aplatissage et raccourcissement horizontal globalement coaxial à l'échelle du massif du Gothard.

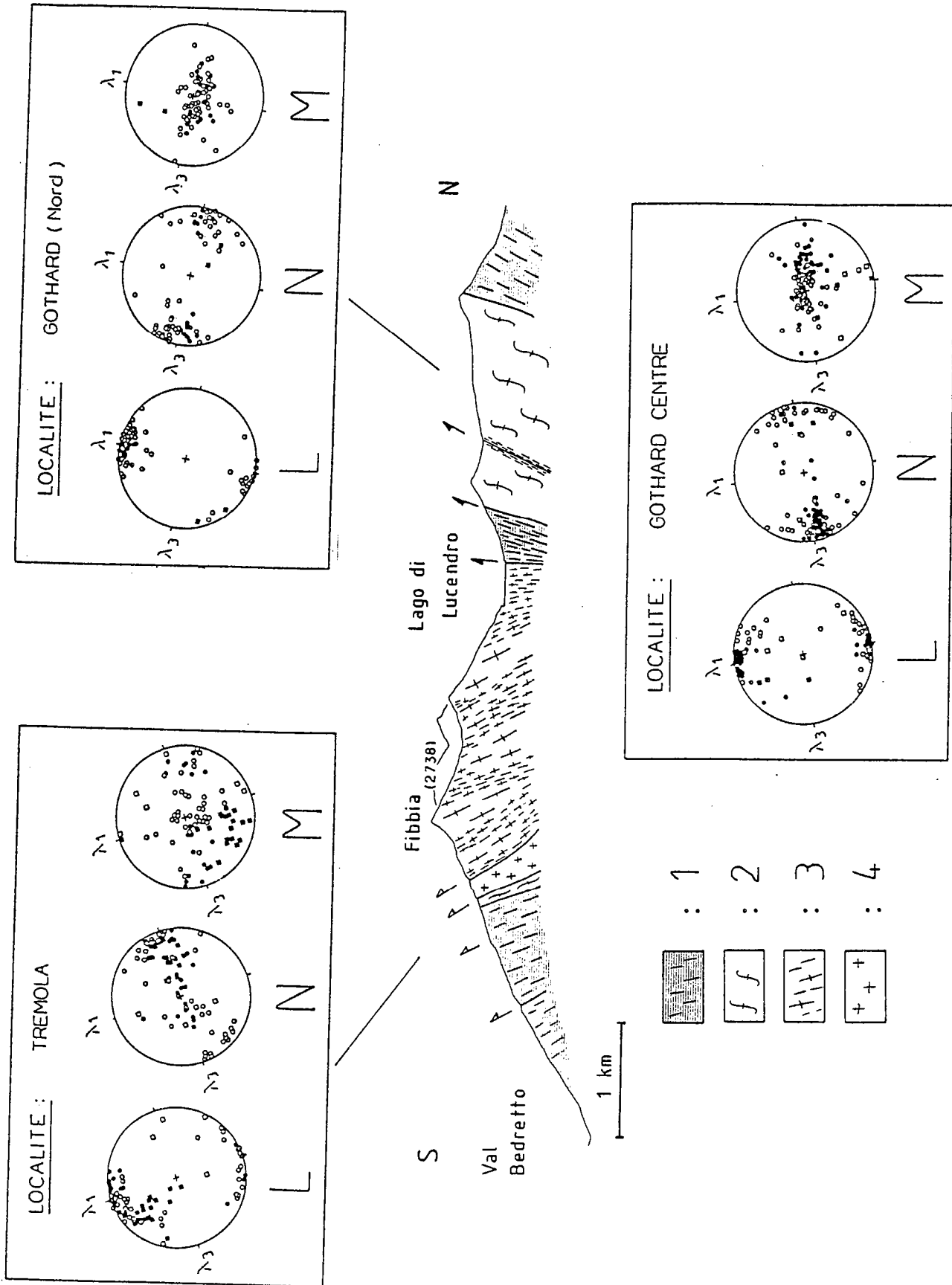


Fig. 13-12 Coupe structurale du Massif du Gothard au niveau du col du Gothard (fig. 1-2).
 1 : Gneiss et amphibolites; 2 : granite de Gamsboden; 3 : granite de Fibbia; 4 : granite de Tremola. En encart diagrammes stéréographiques (projection de Wulff) (même légende que figure 12-9).

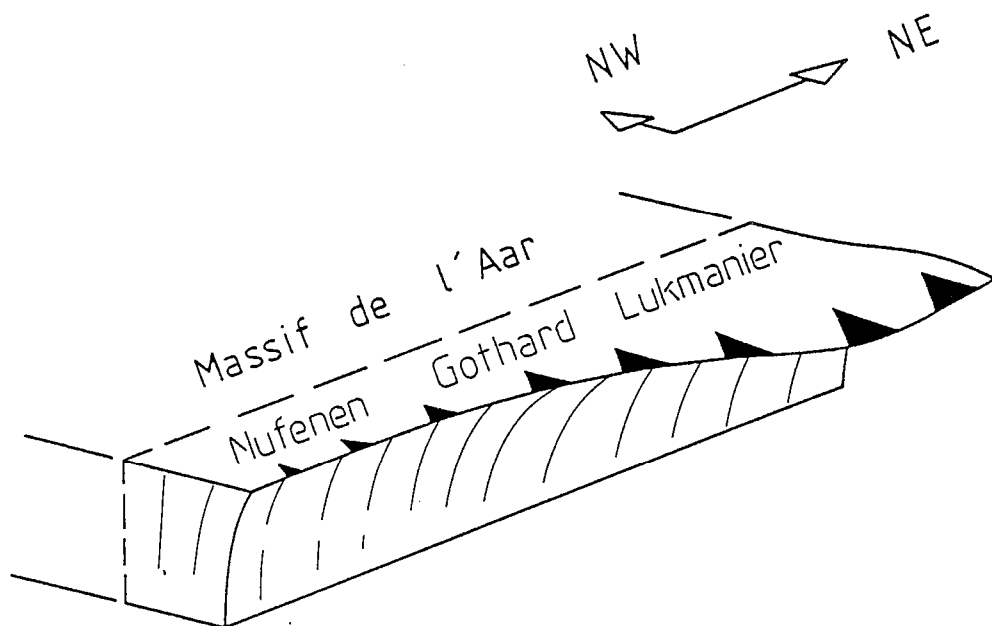


Fig. 13-13 Bloc diagramme schématisant l'amplification de la composante de chevauchement à l'interface sud du massif du Gothard.

1.4. MODELE DE DEFORMATION REGIONALE

Les données de géologie générale dans les massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard sont nombreuses et les conclusions majeures des paragraphes précédents doivent être rappelées avant d'accéder au modèle proposé :

- Dans les massifs de l'Aar et du Gothard, l'étirement est vertical et le champ de déformation finie hétérogène est interprété comme une évolution progressive de la déformation pendant le raccourcissement horizontal (Choukroune et Gapais, 1983). La déformation globale des massifs cristallins externes est alors considérée comme un aplatissement coaxial à l'échelle de la croûte donnant lieu à la structure en double déversement observée actuellement (Marquer et Gapais, 1985).

- Le métamorphisme contemporain de ces événements s'est développé dans les conditions du faciès schiste vert ou amphibolite selon la situation spatiale considérée (fig. 11-3) et l'âge des événements tectono-métamorphiques est situé aux environs de 20-30 Ma.

D'autres données sont disponibles et permettent de mieux contraindre le modèle à l'échelle de la croûte. En effet les données géophysiques (mouvements crustaux récents, gravité, sismique, géothermique) renseignent sur les structures profondes non accessibles au géologue de terrain (Mueller et al., 1980). L'interprétation de ces données suggère la présence d'un chevauchement crustal sous les massifs cristallins externes (Hsü, 1979) (fig. 14-1), ce type de structure serait alors responsable d'un épaissement crustal sous le domaine pennique et du basculement différentiel des domaines externes et internes des Alpes suisses (15° - 20° sur un axe situé au front du Massif de l'Aar) (Hsü, 1979). Un tel basculement est par ailleurs compatible avec les modèles tectoniques de Bradbury et Nolen-Hocksema, 1985 ou de Hurford, 1986.

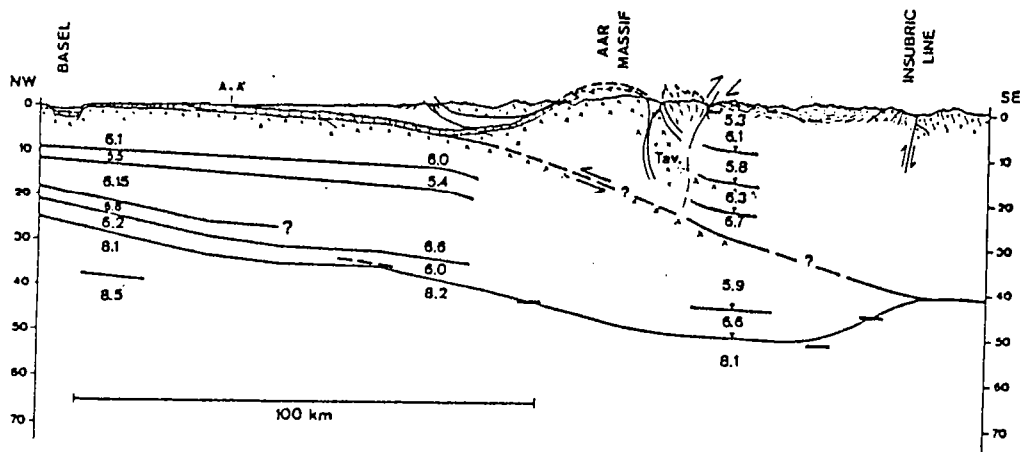


Fig. 14-1 Structure crustale actuelle intégrant les données géophysiques (répartition des vitesses sismiques) (Mueller et al. 1976) (modifié d'après Hsü 1979).

Un schéma régional à l'échelle crustale de la déformation des massifs cristallins externes est proposé.

Le modèle différencie deux étapes principales (fig. 14-2) :

- (i) mise en place des unités internes sur le socle externe non déformé.
- (ii) raccourcissement hétérogène du socle externe avec un fort étirement vertical.

Ce type d'évolution rend compte des structures en double déversement du domaine externe et du développement de plis de grande amplitude au niveau du front pennique (Thakur, 1973, Steck et al., 1979, Huber et al., 1980, Probst, 1981, Leu, 1986).

En conclusion de ce chapitre de Géologie générale basée essentiellement sur des données structurales, il est important de souligner que cette étude des structures et de la déformation, jointe aux travaux de cartographie a permis de retenir des gradients de déformation favorables pour l'étude des transferts de matière dans un contexte tectonométamorphique correctement défini (carte de situation en annexes).

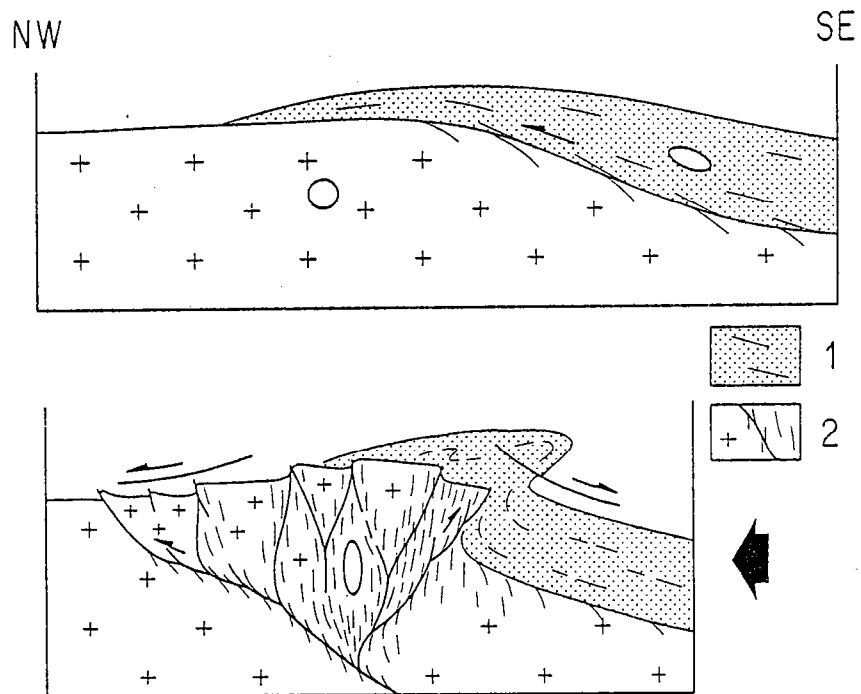


Fig. 14-2 Modèle de déformation progressive du socle externe. 1 : domaine interne; 2 : domaine externe. Cercles et ellipses schématisant l'état de déformation moyen.

Chapitre 2 :

<u>Etude des transferts de matière en faciès schiste vert (Massif de l'Aar)</u>	p 143
Introduction	
2-1. Echantillonnage	p 147
2-2. Microstructures	p 147
2.21) Microstructures et déformation finie	
2.22) Microstructures et mécanismes de déformation	
2-3. Variations géochimiques et état de référence.	p 158
2.31) Effet de la composition initiale	
2.311) Analyse factorielle en composantes principales	
2.312) Diagrammes magmatiques	
2.32) Bilans géochimiques absolus	
2.321) Méthode de Gresens	
2.322) Diagrammes pondéraux normalisés.	
2-4. Variations géochimiques et déformation finie dans la granodiorite du Grimsel	p 171
2.41) Elements majeurs	
2.411) Elements immobiles	
2.412) Elements mobiles	
2.413) Allure des profils et conditions aux limites.	
2.414) La phase fluide	
2.42) Elements traces	
2.43) Terres rares	
2-5. Géochronologie et déformation : méthode Rb-Sr.	p 182
2-6. Minéralogie et pétrologie	p 188
2.61) Transformation de phases	
2.62) Evolution modale	
2.63) Evolution de la composition chimique des minéraux.	
2.631) Les biotites	
2.632) Les phengites	
2.633) Les feldspaths	
2.634) Les minéraux accessoires	
2.64) Equations minérales globales.	
2.641) Transition roche non déformée-orthogneiss	
2.642) Transition orthogneiss-ultramylonites.	
Conclusion	

Chapitre 2

ETUDE DES TRANSFERTS DE MATIERE EN FACIES SCHISTE VERT

(Massif de l'Aar)

INTRODUCTION

L'effet de la déformation dans les zones de cisaillement du massif de l'Aar s'exprime de différentes manières :

- réduction de la taille des grains,
- néogénèses minérales (micas, quartz, épidote),
- variations géochimiques.

Afin de comprendre l'interaction de ces différents paramètres, ce chapitre est développé de la manière suivante :

- présentation des zones d'échantillonnage (cf. 2.1.).
- étude des microstructures et des mécanismes de déformation; notamment la corrélation entre % matrice et déformation finie (cf. 2.2.).

Ensuite, les variations chimiques sont présentées de la façon suivante :

- caractérisation de l'état de référence et bilans absolus (cf. 2.3.).
- Etude précise des variations géochimiques dans la granodiorite du Grimsel (cf. 2.4.).
- Etude de l'effet de la déformation sur la méthode géochronologique Rb-Sr (cf. 2.5.).

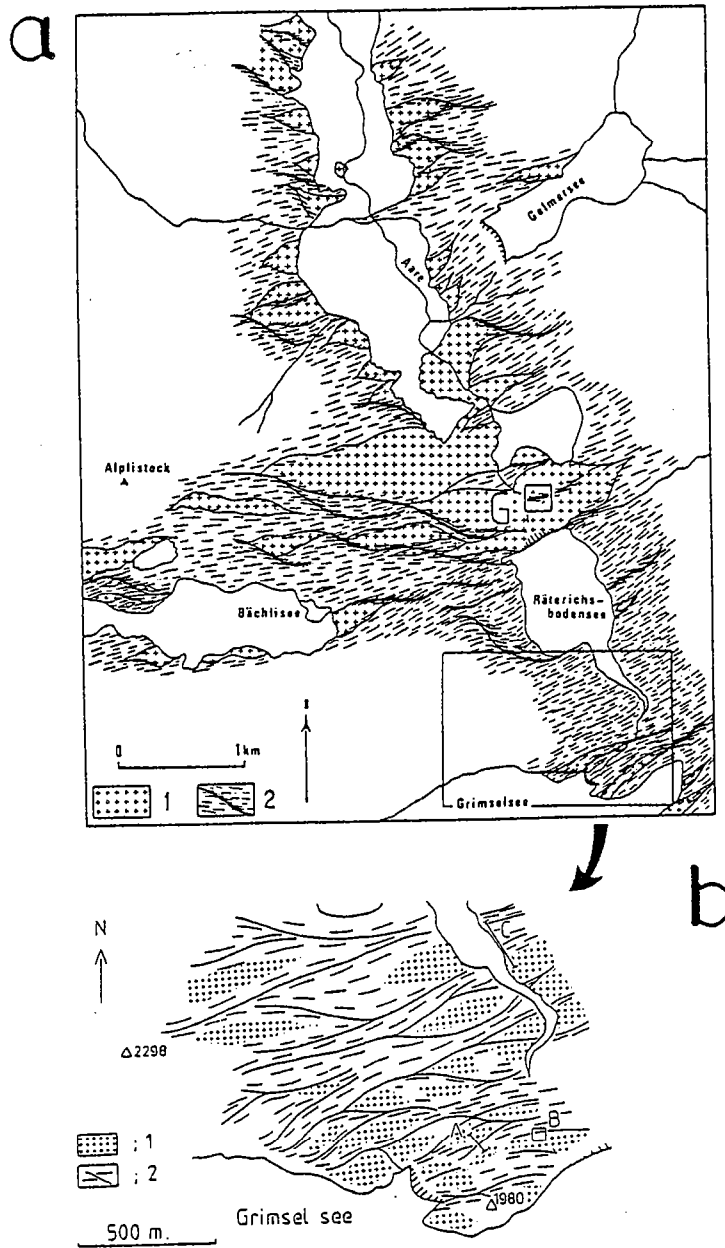


Fig. 21-1 Localisation des zones de cisaillement étudiées dans le massif de l'Aar :
 a : G : granite de l'Aar; l'encart au Nord du Grimselsee correspond à la figure
 b.
 b : Coupe A : 80 m; Coupe B : 3 m; Coupe C : 200 m.

Enfin pour comprendre les raisons des variations géochimiques, l'étude de la minéralogie et des réactions de transformations minérales dans ces zones de cisaillement est abordée (cf. 2.6.).

2.1. ECHANTILLONNAGE

Les échantillonnages dans le massif de l'Aar ont été effectués à différentes échelles (fig. 21-1) :

- un gradient de déformation dans le granite de l'Aar montrant le passage progressif du matériel non déformé aux ultramylonites sur une distance de 30 mètres (fig. 21-1a);
- trois zones de cisaillement de tailles variées dans la granodiorite du Grimsel. A = 80 m; B = 3 m et C = 200 m (fig. 21-1b).

Les symboles utilisés dans les différents diagrammes de cette partie consacrée aux résultats sont les suivants (cf. partie I, § 3.1.2.1.) :

- roches peu déformées (subisotropes)
- orthogneiss
- mylonites
- ultramylonites.

2.2. MICROSTRUCTURES

L'étude des microstructures et de la déformation dans les zones de cisaillement nous permettent (i) d'appréhender l'évolution des mécanismes de déformation dominants dans les gradients de déformation et (ii) de définir une loi permettant de relier l'intensité de déformation à un paramètre structural (% de matrice). Cette dernière méthode permet ainsi de déterminer une intensité de déformation dans tous les échantillons prélevés sur lesquels des mesures directes de déformation finie ne sont pas possible (cf. partie I, § 3.1.2.). Nous commencerons par décrire les résultats de cette méthode (cf. 2.2.1.) avant d'aborder le problème des mécanismes de déformation (cf. 2.2.2.).

2.2.1. Microstructures et déformation finie

Les mesures de déformation finie ont été effectuées essentiellement dans divers faciès de la granodiorite du Grimsel (fig. 3.3., chap. I) ce qui a permis de déterminer une corrélation entre le pourcentage de matrice analysé dans ces divers échantillons et l'intensité de déformation (fig. 22-1) (cf. méthode, partie I). Ce type de résultat montre la fiabilité qui existe entre

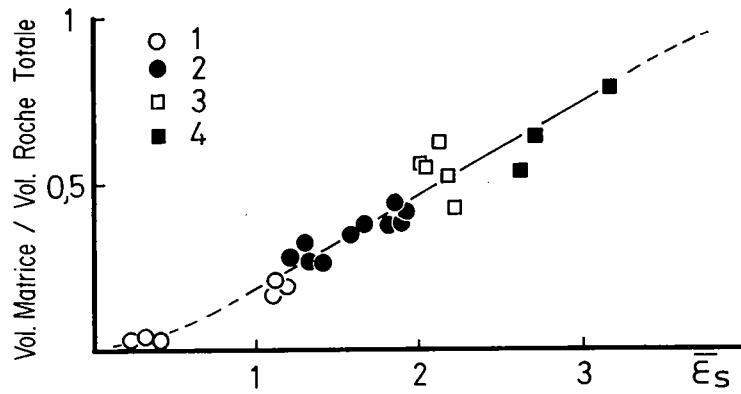


Fig. 22-1 Diagramme représentant le pourcentage de matrice en fonction de l'intensité de déformation finie dans la granodiorite du Grimsel.
1 : roche peu déformée; 2 : orthogneiss; 3 : mylonites; 4 : ultramylonites.

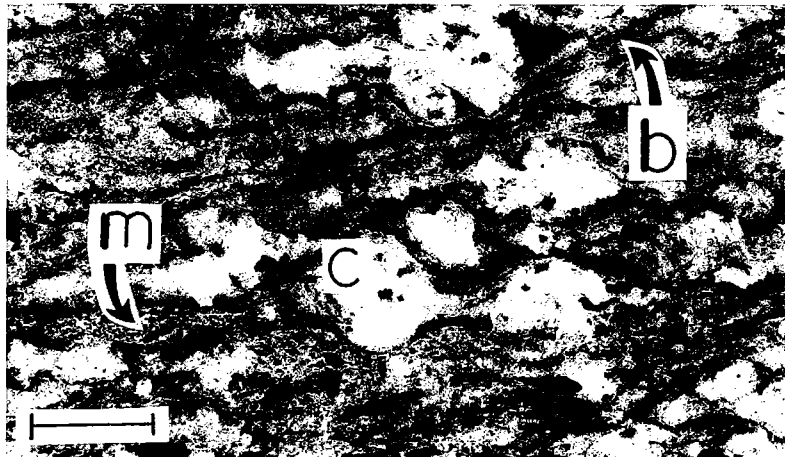


Fig. 22-2 Microstructures dans un échantillon d'orthogneiss de la granodiorite du Grimsel (échelle : 1 cm).
C : clastes; m : matrice; b : bandes de déformation.

le changement de structure de la roche et le degré de déformation finie atteint. De plus, l'évolution microstructurale et notamment l'augmentation des bandes de déformation (fig. 22-2) (corrélées au % de matrice) renseigne sur le degré de porosité interconnectée (Etheridge et al., 1983) de la roche (perméabilité, taille des chemins de transferts) (fig. 22-3a). Ce degré de connection des bandes de déformation augmente modérément pour les orthogneiss, puis de manière importante dans les échantillons de mylonites et d'ultramylonites (fig. 22-3b).

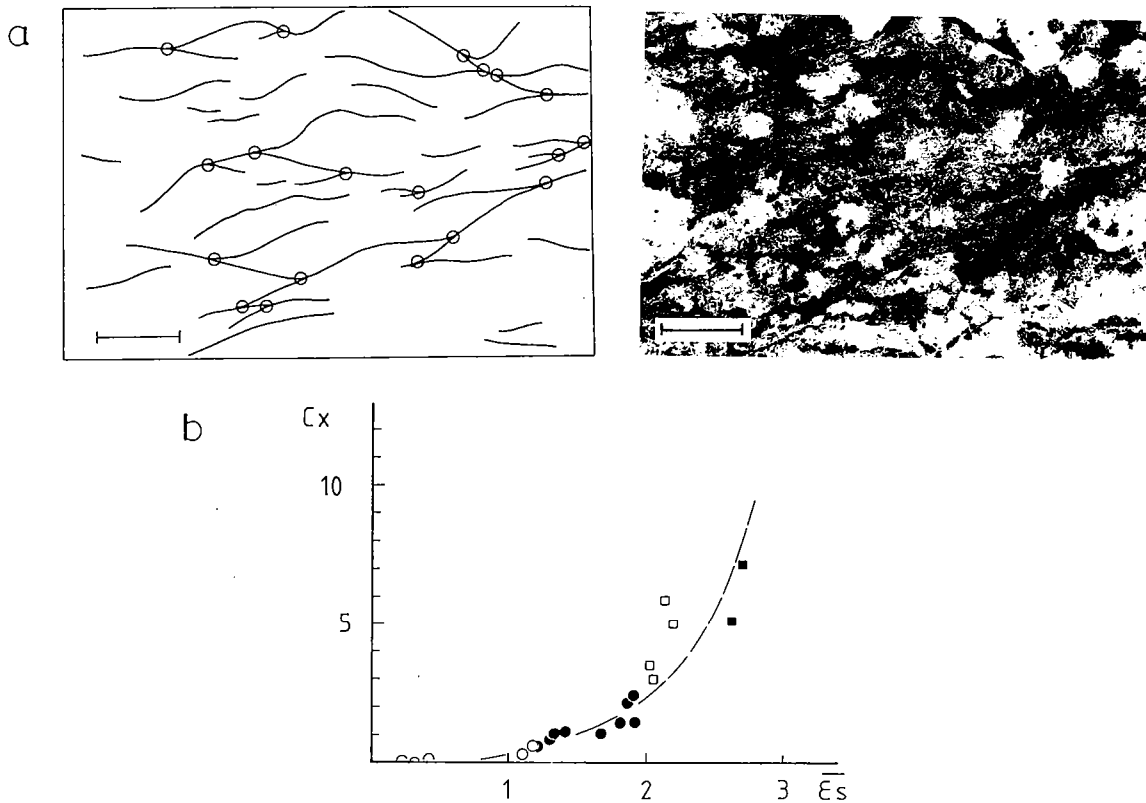


Fig. 22-3 Degré de connection des bandes de déformation (C_x).
 a : Repérage des intersections des bandes de déformation dans l'échantillon AD6 (cercles). b : diagramme du degré de connections (C_x) en fonction de l'intensité de déformation finie. C_x = nombre de connections/unité de surface (cm^2). (échelle 1 cm) (mêmes symboles fig. 22-1).

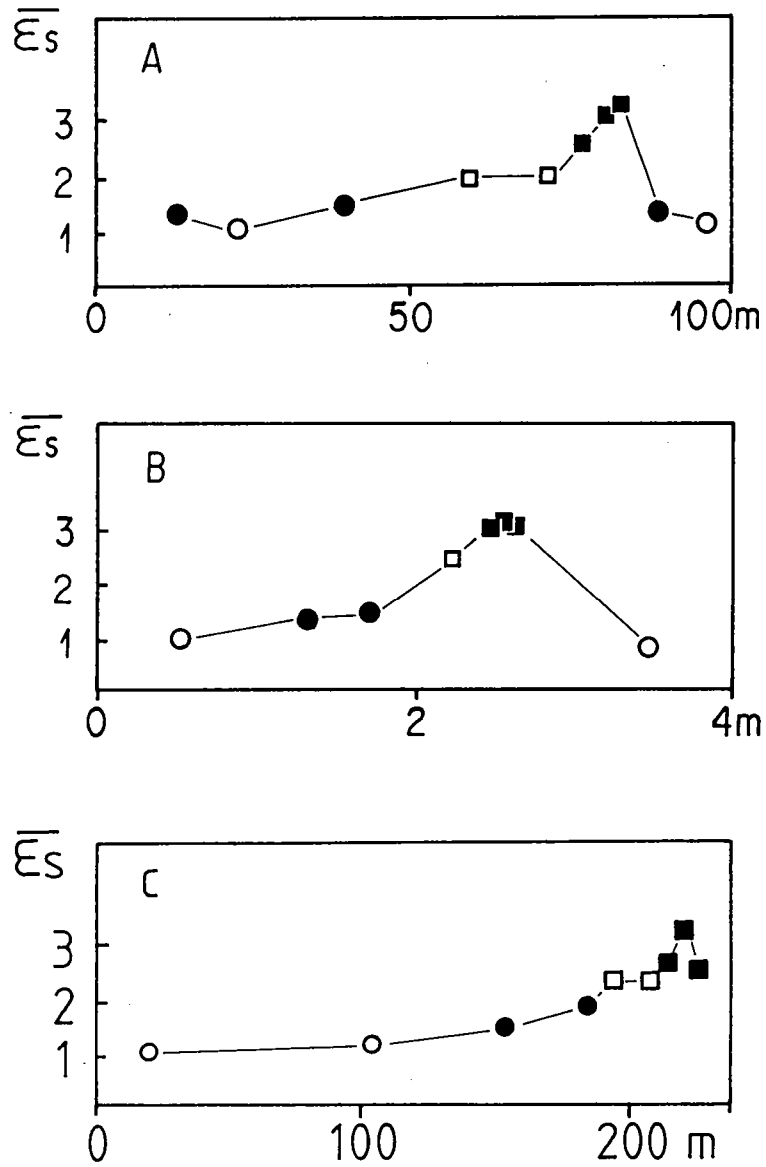


Fig. 22-4 Profils d'intensité de déformation dans les trois gradients de déformation échantillonnés dans la granodiorite du Grimsel (symboles fig. 22-1).

Deux données supplémentaires sont nécessaires pour l'établissement de modèles expliquant l'évolution des transferts de matière et les bilans d'échanges géochimiques (cf. partie II, § 2.3.2.).

Il s'agit dans un premier temps des variations de densité. Dans les zones de cisaillement de la granodiorite du Grimsel, ces variations sont comprises entre 2.71 et 2.73 pour les roches étudiées (voir méthode de mesure de densité, Marquer 1983). Ces écarts sont négligeables du point de vue géologique.

Et dans un deuxième temps du problème de l'échelle des zones de cisaillement : à partir des données des différentes zones de cisaillement, trois profils distance-déformation ont été établis dans les trois gradients de déformation de la granodiorite (fig. 22-4). Une normalisation par rapport à la distance montre l'identité des trois profils et la cohérence entre les différentes zones (fig. 22-5). Le caractère remarquable des zones de cisaillement du massif de l'Aar permet une démarche analytique identique quelque soit l'échelle considérée et sera discuté plus loin, lors de l'établissement de modèles de transfert (cf. ch. 4).

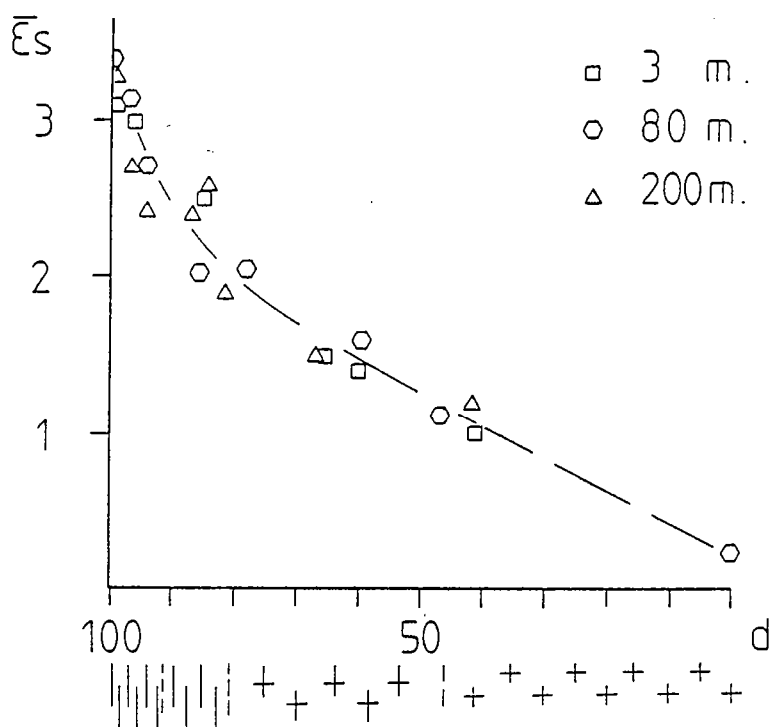


Fig. 22-5 Evolution de l'intensité de la déformation pour les trois zones d'échantillonnage dans la granodiorite du Grimsel normalisées par rapport à la distance (multipliée par 100).

2.2.2. Microstructures et mécanismes de déformation

Après avoir décrit les relations entre microstructures et déformation finie (fig. 22-1) nous pouvons étudier l'évolution des microstructures dans des faciès de déformation croissante et les corrélérer aux mécanismes de déformation présents dans les différents faciès. Pour cela deux approches complémentaires ont été effectuées :

- (i) l'observation directe des microstructures en lame mince qui permet de définir les mécanismes de déformation présents dans différents échantillons.
- (ii) l'approche statistique de l'évolution granulométrique qui permet de définir des seuils de comportement des différentes phases minérales.

(i) Microstructures

L'analyse des microstructures des différentes phases minérales dans les échantillons progressivement déformés montre que plusieurs mécanismes de déformation sont en compétition :

- d'une part, en fonction des phases minérales observées : les types de mécanismes de déformation mis en jeu peuvent être différents selon les minéraux considérés. Dans un même échantillon, la déformation des grains de quartz est essentiellement ductile (extinction onduleuse; sous grains, néoblastes), tandis qu'elle est cassante pour les clastes de feldspath et les biotites magmatiques de grande taille.
- d'autre part en fonction de la taille des minéraux : les mécanismes peuvent être de type fragile pour des grains de taille importante puis devenir ductile lorsque la taille des grains diminue. Les feldspaths présentent ce type de comportement avec une évolution depuis une déformation fragile qui tronçonne les clastes et réduit leur taille jusqu'à des déformations plastiques s.s. (torsion de réseau, création de sous grains aux bordures) ou des déformations avec transfert de matière (albitisation des feldspaths potassiques (cf. § 2.6.)).
- de plus, l'apparition de nouvelles phases minérales (micas blancs, biotites secondaires, épidote, chlorite) implique l'activité de mécanismes de déformation avec transferts de matière intercrystallins.

Tous ces mécanismes coexistent dans les échantillons déformés de la granodiorite du Grimsel et agissent de façon variable en fonction des proportions des phases minérales impliquées. Par exemple : le feldspath et le quartz montrent des comportements différents et un changement de leurs proportions relatives au cours de la déformation. Il est alors intéressant d'établir la relation entre ces deux derniers paramètres afin de comparer le comportement de la roche (ex. mobilités chimiques) et celui des phases minérales (ex. mécanismes intra ou intercrystallins) en fonction de l'intensité de déformation finie.

(ii) Evolution granulométrique de deux phases minérales majeures.

Dans cette étude des transferts de matière, l'analyse des microstructures est focalisée sur la dualité entre les mécanismes intracristallins et intercrystallins. L'évolution granulométrique des phases majeures de la roche peut nous renseigner sur la prépondérance de ces mécanismes en fonction de l'intensité de déformation finie. Pour mieux comprendre l'évolution d'une phase minérale par rapport à la déformation, un modèle théorique représente trois types d'évolution (fig. 22-6).

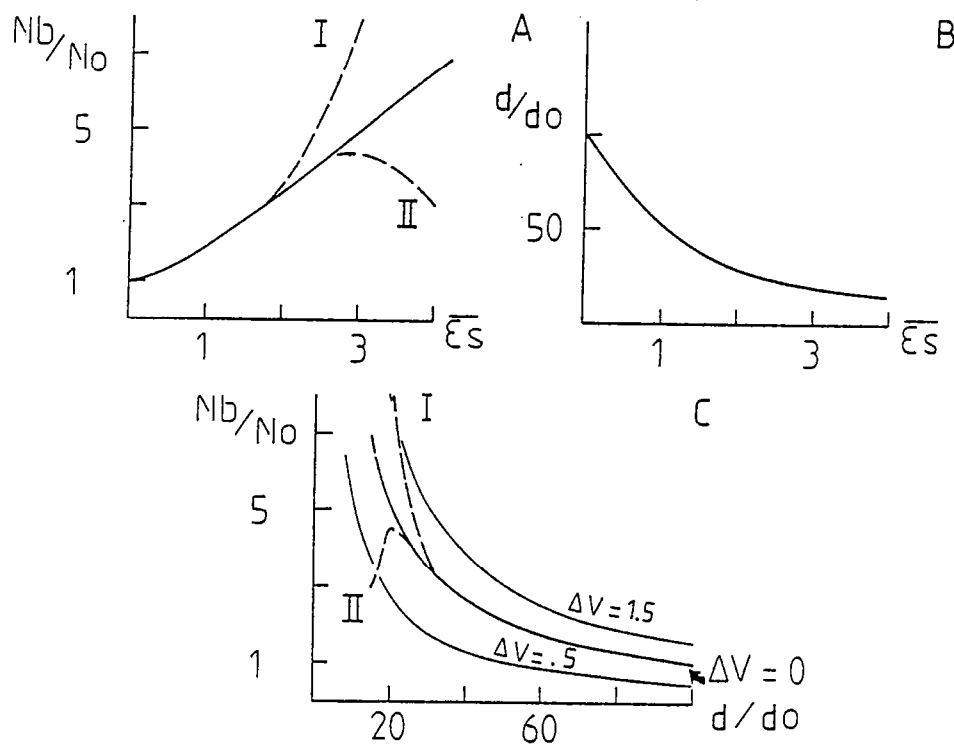


Fig. 22-6 Illustration des modifications de la taille (B), du nombre des grains (A) et mise en évidence des modifications de volumes (C) au cours de la déformation.
 N_b/N_o : nombre de grains/nombre de grains initiaux.
 d/d_o : taille des grains/taille initiale
 ΔV : perte ou gain de volume théorique.
 courbes en traits épais : déformation sans transformations minérales ($\Delta V = 0$).
 courbes en pointillés : déformation avec transformations minérales (I : gains et II : pertes).

Pour un profil donné de réduction de la taille des grains d'une phase minérale au cours de la déformation (fig. 22-6B), ce modèle schématisé permet d'évaluer les variations de volume de cette phase ($\Delta V : f(nb,d)$). Ces profils sont construits pour une déformation isovolumique de la roche totale. L'utilisation de ces différents types de diagrammes est présentée :

- dans notre exemple, les deux diagrammes A et C (fig. 22-6) montrent l'évolution d'une phase minérale affectée d'une déformation (réduction de la taille des grains) sans transformations minéralogiques (trait épais) et deux évolutions qui correspondent à un gain (I) ou une perte (II) de cette phase pendant la déformation (traits pointillés).

- sur le diagramme C (fig. 22-6) des abaques de variations de volume sont représentées :

(i) la courbe théorique de réduction de la taille des grains sans réactions minérales suit une courbe de variation de volume nulle ($\Delta V = 0$).

(ii) Pour les évolutions fictives des phases minérales I et II définies sur le diagramme A, les changements de volume (ΔV) sont respectivement de 1.5 et 0.5 pour les minéraux I et II.

- l'intérêt de ce type de diagramme est de pouvoir donner une première approximation du seuil de transformation des phases minérales lorsqu'il existe (accès à la déformation intercrystalline). Par exemple : $\bar{\epsilon}_s = 2$ pour la courbe I et $\bar{\epsilon}_s = 3$ pour la courbe II (fig. 22-6A).

en remarque : sur des diagrammes de ce type, il est possible de mettre en évidence des changements de volume de la roche totale dans des cas simples (sans réactions de transformation par exemple) lorsque les courbes de variations pour les différents minéraux suivent toutes une même courbe de variation volumique.

Cette méthode d'étude granulométrique est appliquée à six échantillons de déformation croissante (AD26, AD13, AD3, AD19, AD21, AD23a, zone A dans la granodiorite du Grimsel), les résultats obtenus sont analysés pour les plagioclases et le quartz dans les trois diagrammes.

La taille moyenne des grains diminue avec la déformation, atteignant des valeurs de 100 μm pour les plagioclases et de 30 μm pour les quartz dans les échantillons d'ultramylonite (fig. 22-7). L'allure des courbes (tenir compte de l'échelle logarithmique dans la figure A) montre une inflexion pour une intensité de déformation comprise entre $\bar{\epsilon}_s = 1.5$ et 2. Cette cassure, notamment pour les plagioclases correspond à la transition ductile-fragile observée en lame mince et doit s'accompagner d'un amolissement à l'échelle du grain (Mittra 1978-1979).

Le nombre des grains de plagioclase (fig. 22-8A) augmente jusqu'à des intensités de déformation correspondant à la limite mylonite-ultramylonites ($\bar{\epsilon}_s \approx 2.5$) puis diminue par la suite dans les termes ultimes de la déformation ($\bar{\epsilon}_s \approx 2.5$). Le nombre de cassures (cracks) dans cette phase minérale est également représenté sur ce diagramme et montre une décroissance qui correspond au changement de comportement du minéral (fragile-ductile) pour une intensité de déformation de $\bar{\epsilon}_s : 1.5 - 2$.

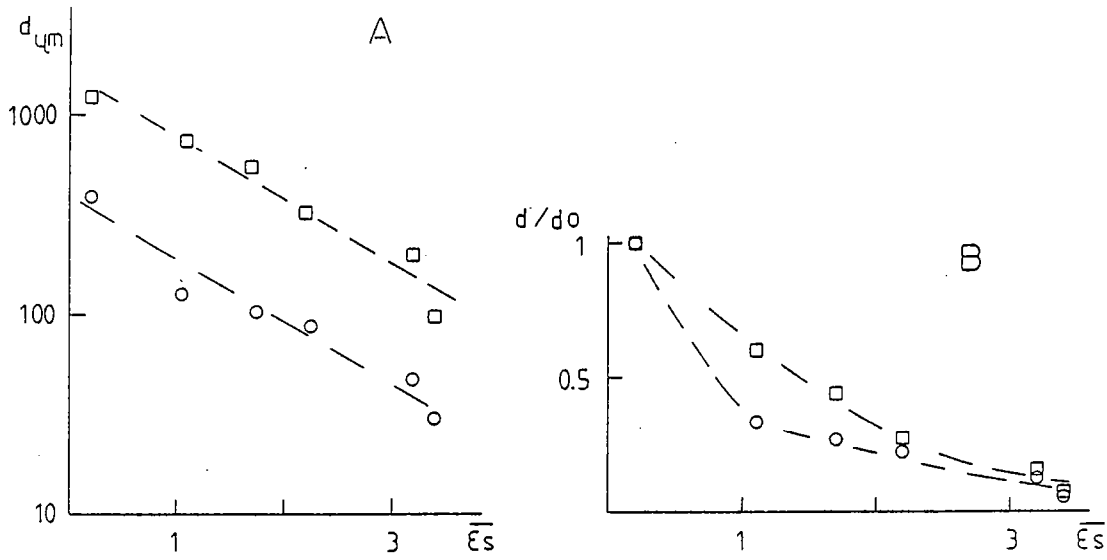


Fig. 22-7 Evolution de la taille des grains en fonction de l'intensité de déformation pour 6 échantillons progressivement déformés.
 A : taille des grains par rapport à l'intensité de déformation finie (μm). B : taille normalisée par rapport à la taille initiale (d/d_0) en fonction de l'intensité de déformation finie. carrés : plagioclases; cercles : quartz.

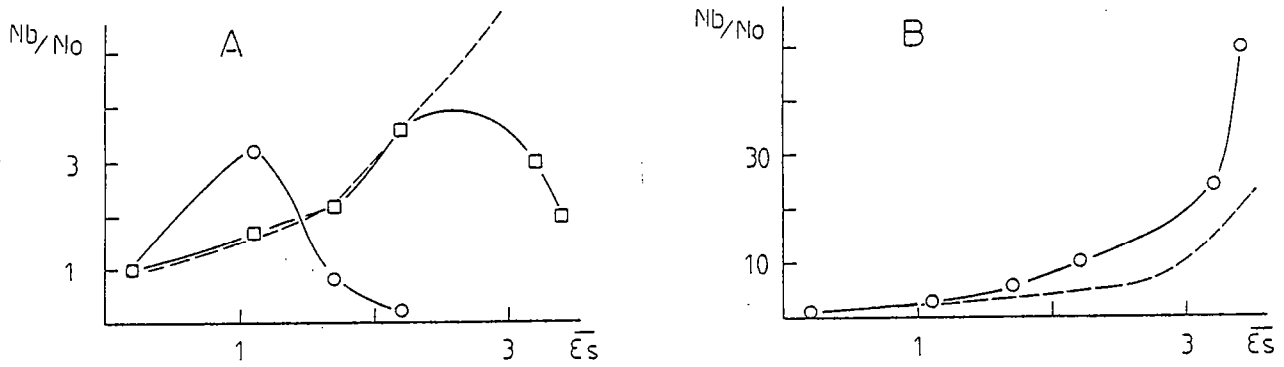


Fig. 22-8 Diagramme d'évolution du nombre de grains (clastes et néoblastes) par rapport au nombre de grains initiaux en fonction de la déformation.
 A : plagioclases; carrés : minéraux; cercles : cracks. B : quartz.
 Le trait pointillé représente la courbe théorique d'évolution isovolumique.

Pour le quartz, l'augmentation du nombre de grains s'écarte rapidement de la courbe de déformation sans modification minéralogique ($\Delta V = 0$). Cette évolution atteste d'une augmentation en volume du quartz dans les échantillons déformés à partir d'une intensité de déformation de l'ordre de $\bar{\epsilon}_s \approx 1.2$ (fig. 22-8B).

La figure 22-9 synthétise l'évolution des deux phases minérales avec la déformation croissante et les changements de volume associés. Ces diagrammes montrent :

- à l'échelle du grain : la taille critique à laquelle les transformations minéralogiques deviennent prépondérantes.
- à l'échelle de l'échantillon : la réduction de la taille initiale des grains pour observer une évolution caractéristique des transferts de matière intergranulaire (cf. 2.4.). (Dans les deux exemples : une réduction de 70 % de la taille initiale des grains de quartz et de feldspath est nécessaire) (fig. 22-9-A et B).

Cette méthode permet une estimation des changements de volume des différentes phases minérales lorsque le volume total de la roche reste constant (par exemple $vV_{\text{quartz}} = 3$) (fig. 22-9A). De plus les seuils de déformation finie et la taille critique des grains qui correspondent à la déformation avec transfert de matière intergranulaire et aux réactions minéralogiques peuvent être estimés directement.

Cependant, il convient d'insister sur le problème de l'albitisation des feldspaths potassiques qui modifie le comptage statistique des plagioclases dans les faciès orthogneissiques (cf. 2.6.). En effet, dans ce stade de déformation, le nombre de plagioclase correspond aux plagioclases initiaux et aux feldspaths potassiques albitisés, une surestimation de la phase plagioclasique doit donc être prise en compte dans les orthogneiss. Cet effet est responsable du décalage des deux seuils limites entre les feldspaths et le quartz : au niveau des mylonites ($\bar{\epsilon}_s > 2$) pour les plagioclases et au niveau orthogneiss ($\bar{\epsilon}_s > 1.2$) pour le quartz (fig. 22-8). En fait à la vue de ces diagrammes, les transformations minérales semblent en compétition avec les autres mécanismes de déformation dès les stades orthogneissiques ($\bar{\epsilon}_s > 1.2$) puis pour des intensités de déformation supérieure à 2.5 les réactions minérales deviennent primordiales (fig. 22-8 et 22-9).

En conclusion sur l'étude des microstructures dans les zones de cisaillement de la granodiorite du Grimsel, certains traits généraux peuvent être dégagés.

Deux types d'effets dus au changement de structure et à la déformation interne des minéraux sont responsables de l'amollissement local des zones de cisaillement :

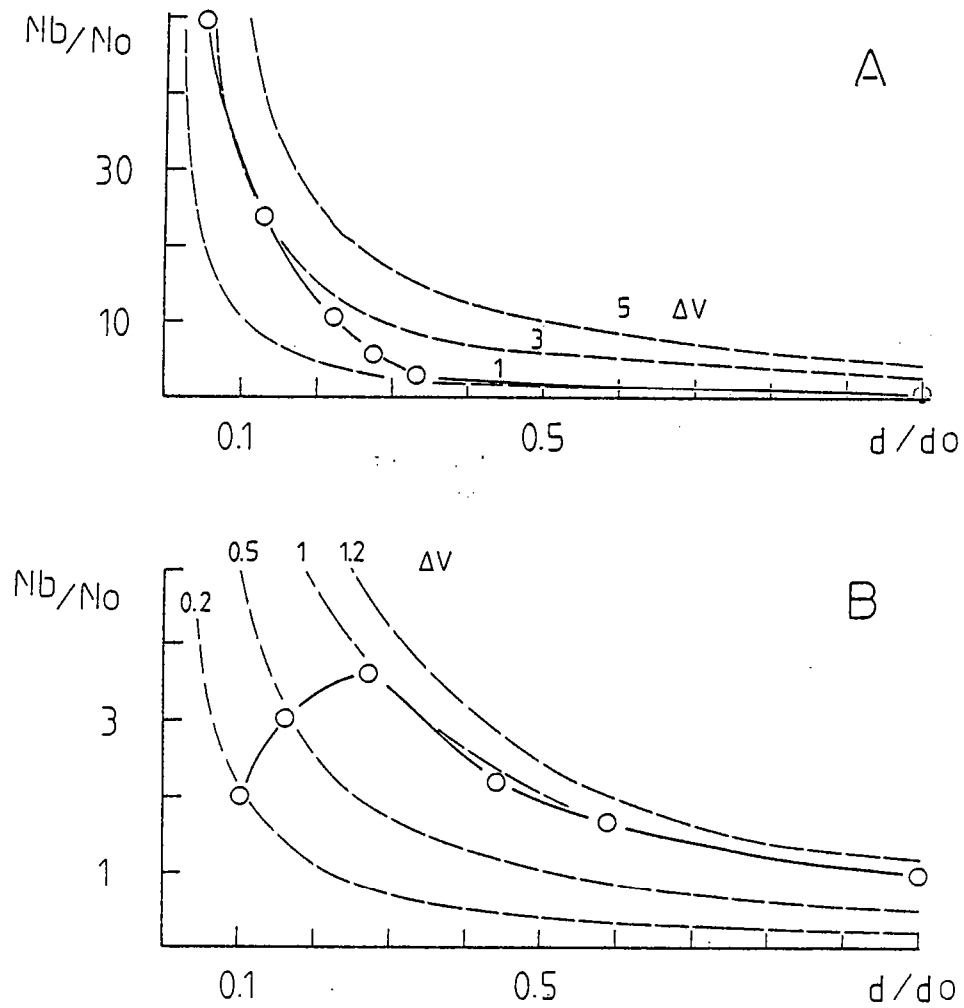


Fig. 22-9 Diagramme montrant le rapport entre la taille et le nombre des grains pour des échantillons de plus en plus déformés.
 A : quartz; B : plagioclases.
 Les courbes théoriques (pointillés) correspondent aux changements de volume associés à ces modifications granulométriques.

(1) la taille des grains diminue, ce qui contribue à augmenter la surface de réaction des grains et favorise les mécanismes de déformation avec transfert de matière intergranulaires.

(2) dès les stades précoces, la localisation de la déformation dans des bandes de déformation et leur anastomose créent un réseau de circulation des fluides qui facilite les communications à l'échelle des zones de cisaillement (fig. 22-3b).

Ces deux effets cumulés facilitent les réactions minérales et les possibilités de transfert dans les zones déformées, en augmentant la porosité interconnectée et la perméabilité (Etheridge et al., 1983).

Dans un premier temps ($\bar{\epsilon}_s < 1.2$) les mécanismes de types fragiles ou ductiles sont responsables du changement de structure de la roche (réduction importante de la taille des clastes, fig. 22-7) et sont le reflet de la dominance des mécanismes de déformation intracristallins. Puis, pour des intensités de déformation plus importantes ($\bar{\epsilon}_s > 2.5$) les réactions minéralogiques deviennent prépondérantes (fig. 22-8) et les mécanismes de déformation intergranulaires dominants. Dans les faciès de déformation intermédiaire, les différents mécanismes de déformation coexistent, ce domaine jouant alors le rôle d'état transitoire.

L'importance des différents mécanismes de déformation intergranulaire peut également être évaluée à partir de l'étude des transferts géochimiques en fonction de l'intensité de déformation. Cette approche est développée dans le chapitre suivant.

2.3. VARIATIONS GEOCHIMIQUES ET ETAT DE REFERENCE

L'étude des transferts géochimiques et notamment la comparaison des faciès déformés avec les roches non déformées suppose de connaître l'état de référence.

Dans un premier temps, nous évaluerons la part des modifications géochimiques associées aux processus magmatiques de celle engendrée par la déformation, afin d'isoler des gradient de déformation qui montrent des gammes restreintes de fractionnement magmatique (cf. 2.3.1.).

L'échantillonnage géochimique a été effectué dans des zones de cisaillement d'échelles variées afin d'étudier les transferts de matière pendant l'orthogneissification des granitoïdes. Des roches non déformées ont également été prélevées dans différents faciès magmatiques pour mettre en évidence les fluctuations initiales et l'évolution magmatique du massif étudié. La forme des échantillons prélevés dans les gradients de déformation a

été différente entre les zones déformées et les roches isotropes. Cette précaution a été prise afin de respecter les modifications progressives des faciès déformés et d'assurer une représentativité des échantillons par rapport à l'intensité de déformation (fig. 23-1). Le poids des échantillons a toujours été identique, de l'ordre de 7 à 10 kg.

Les méthodes d'analyse géochimique et les collaborations scientifiques sont résumées dans le tableau ci-dessous :

	Majeurs	Traces	Terres Rares	Isotopes Sr
Fluorescence X	Rennes St Etienne	Rennes St Etienne		
Activation neutronique		Rennes Saclay Y. Georget	Rennes Saclay Y. Georget	
Dilution isotopique			Rennes J. Bernard-Griffith	Rennes J.J. Peucat

Les tableaux d'analyses chimiques et les valeurs des erreurs analytiques sont en annexe.

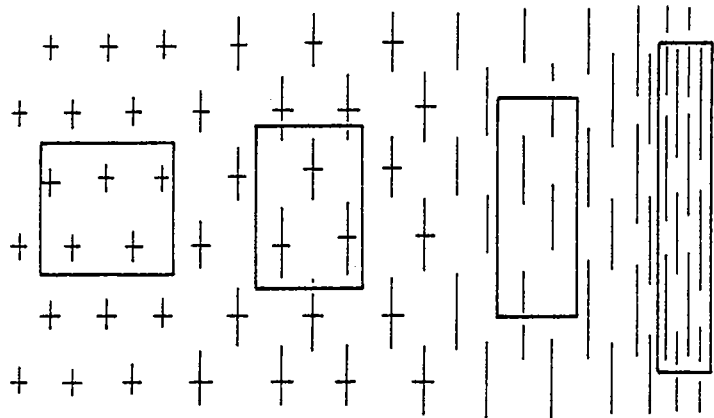


Fig. 23-1 Schéma représentant la forme des échantillons prélevés dans les zones de cisaillement afin de préserver la représentativité des différents faciès.

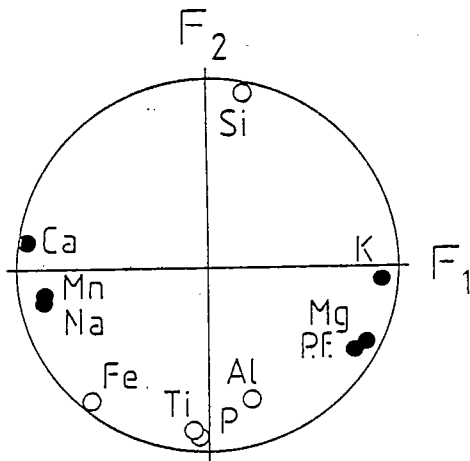
2.3.1. Effet de la composition initiale

2.3.1.1. A.C.P. : L'analyse factorielle en composante principale (ACP) a été réalisée sur 22 individus et 11 variables dans deux zones progressivement déformées de la granodiorite du Grimsel (fig. 23-2) (cf. partie I, 3.2.1.) (en collaboration avec J.L. Potdevin et D. Coffrant, Lyon). Deux facteurs principaux (F_1 et F_2) à peu près d'égale importance (80% de la variance totale du système) se dégagent de cette méthode :

- le premier facteur est associé à la déformation (bonne corrélation avec $\bar{\epsilon}_s$) et oppose essentiellement CaO, MnO, Na₂O à MgO, K₂O et l'eau constitutionnelle des minéraux;

- le deuxième facteur correspond à l'évolution magmatique et oppose SiO₂ à Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅ et Al₂O₃.

Cette analyse permet de différencier deux groupes d'éléments en corrélation avec les deux facteurs principaux. Il reste cependant à évaluer de manière quantitative les transferts associés à l'épisode magmatique de ceux synchrones de la déformation.



MATRICE DES CORRELATIONS

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
SiO ₂	1.00	-.71	-.79	-.14	-.19	-.26	.04	-.79	-.79	-.39
Al ₂ O ₃	-.71	1.00	.27	.39	-.09	-.04	.30	.45	.64	-.12
Fe ₂ O ₃	-.79	.27	1.00	-.19	.40	.50	-.42	.79	.64	.68
MgO	-.14	.39	-.19	1.00	-.86	-.57	.70	.27	.29	-.63
CaO	-.19	-.09	.40	-.86	1.00	.60	-.73	-.03	.02	.70
Na ₂ O	-.26	-.04	.50	-.57	.60	1.00	-.89	-.02	.07	.61
K ₂ O	.04	.30	-.42	.70	-.73	-.89	1.00	.10	.02	-.60
TiO ₂	-.79	.45	.79	.27	-.03	-.02	.10	1.00	.84	.20
P ₂ O ₅	-.79	.64	.64	.29	.02	.07	.02	.84	1.00	.03
MnO	-.39	-.12	.68	-.63	.70	.61	-.60	.20	.03	1.00
LOI	-.21	.32	-.10	.84	-.83	-.42	.62	.25	.25	-.51

Fig. 23-2 Représentation graphique de l'analyse factorielle en composante principale pour deux facteurs de poids important et matrice des corrélations. F_1 : facteur déformation; F_2 : facteur magmatique. Points : éléments associés à F_1 ; cercles : éléments associés à F_2 .

2.3.1.2. Diagrammes magmatiques : Les diagrammes de la figure 23-3 permettent de distinguer deux tendances évolutives différentes :

- d'une part, l'évolution magmatique : elle est soulignée par la distribution des roches non déformées pour une large gamme de variations de silice (granodiorite du Grimsel : SiO_2 - 65 %, granite de l'Aar : SiO_2 - 75 %).

- d'autre part, une évolution liée à la déformation : elle présente les caractères suivants :

- une diminution importante du rapport FeO^*/MgO au fur et à mesure de la déformation croissante (fig. 23-3A).

- une augmentation du pourcentage de corindon normatif dans les échantillons déformés (fig. 23-3B).

Cette tendance peralumineuse des roches déformées fait passer les roches analysées du champ calco-alcalin dans le champ des granites alumineux. Ce type d'évolution dans les zones de cisaillement a déjà été remarqué par d'autres auteurs (Hickmann, 1984) et pourrait être une voie de recherche dans la pétrogenèse de certains granites associés à des zones de cisaillement d'échelle crustale.

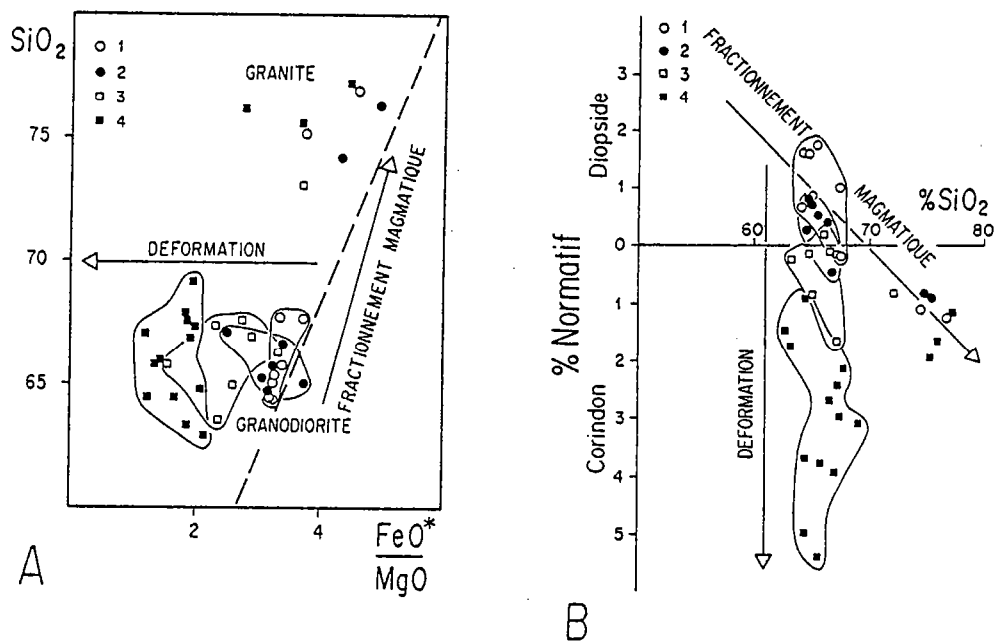


Fig. 23-3 A : diagramme de Miyashiro (1974); B : diagramme de Cawthorn et al. (1975).
1 : roches peu déformées (subisotropes); 2 : orthogneiss; 3 : mylonites; 4 : ultramylonites.

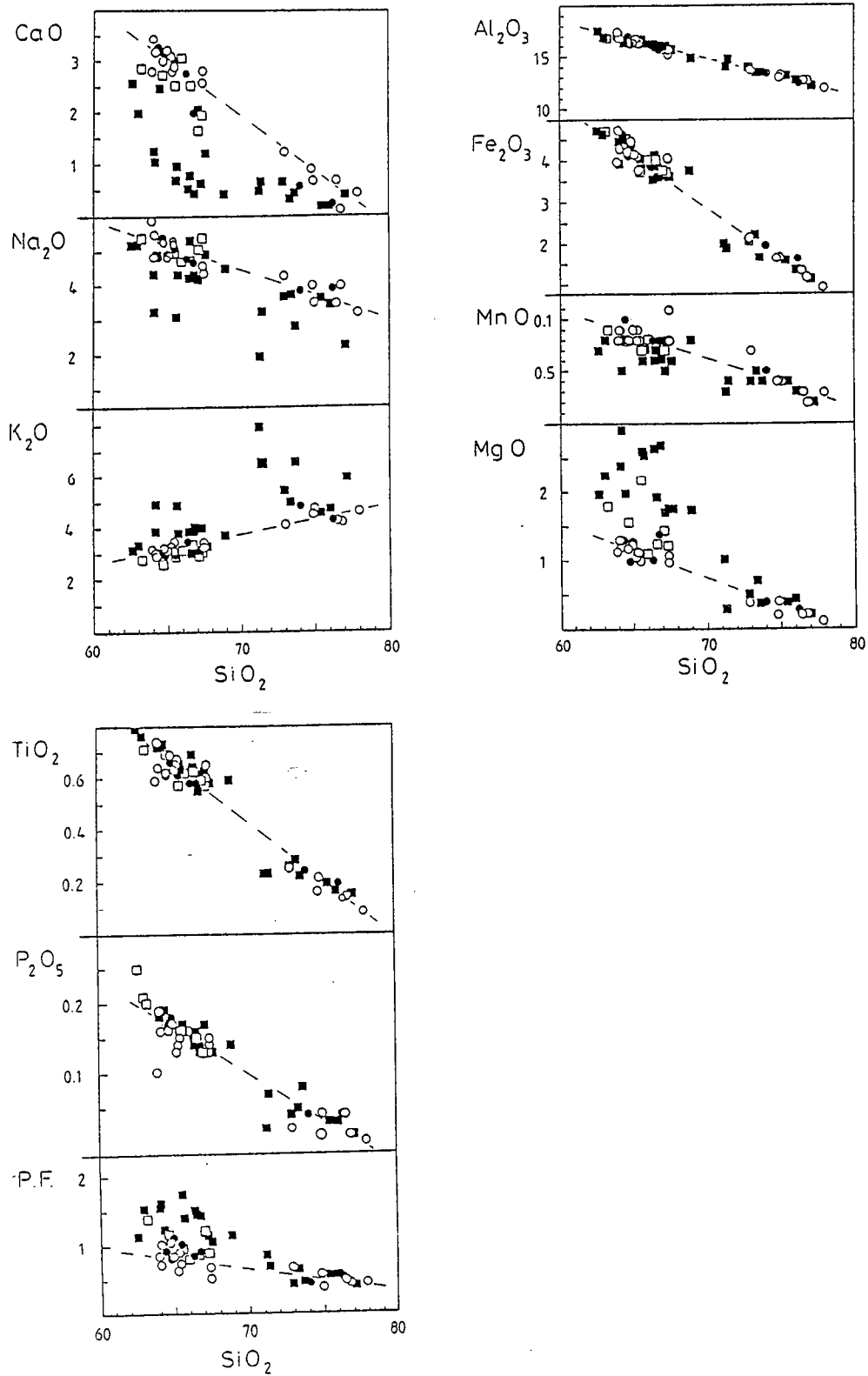


Fig. 23-4 Diagrammes de Harker. Pour les échantillons de la granodiorite du Grimsel et du Granite de l'Aar (mêmes symboles que fig. 23-3).

Dans les diagrammes de Harker (fig. 2.3-4.), la distribution des roches non déformées (cercles) permet de définir l'évolution magmatique et les gammes des fluctuations initiales. Ces diagrammes reflètent qualitativement le comportement des différents oxydes par rapport aux processus magmatiques et à la déformation. A partir de ces diagrammes, deux types de comportements sont définis (fig. 23-4).

(i) Certains oxydes montrent des corrélations magmatiques quel que soit le degré de déformation des échantillons. C'est le cas du titane, du phosphore, du fer et de l'alumine qui présentent des corrélations négatives avec la silice. Ces éléments ne présentent pas de mobilité apparente avec la déformation.

(ii) Pour les autres oxydes, seuls les points représentatifs des roches non déformées montrent des corrélations magmatiques. Les roches fortement déformées (mylonites et ultramylonites) montrent une augmentation en potassium-magnésium et une diminution en calcium, sodium et manganèse.

Une remarque est nécessaire pour expliquer l'absence d'échantillons aux alentours de 70 % de SiO_2 :

Dans le massif de l'Aar, la basicité des intrusions magmatiques augmente du Nord vers le Sud de manière presque continue depuis le granite de l'Aar jusqu'à la granodiorite du Grimsel. La lacune observée (SiO_2 - 70 %) entre les granodiorites et les granites résulte d'un échantillonnage incomplet au niveau du Räterichsbodensee (cf. fig. 21-1).

A partir de ces premières données sur l'évolution magmatique et les modifications géochimiques associées à la déformation, seules certaines réflexions et remarques sur la mise en évidence des processus de différenciation magmatique sont effectuées. (une étude plus approfondie est en cours sur la totalité du massif de l'Aar, U. Schatelger, thèse en cours).

Un processus de différenciation par cristallisation fractionnée (fig. 23-5) permet d'expliquer l'évolution du fractionnement magmatique observé pour les roches peu déformées (fig. 23-3, 23-4). La cristallisation fractionnée à partir d'un mélange riche en hornblende et plagioclase est classiquement invoquée dans ce type de plutonites calco-alcalines (Cawthorn et al., 1975; Clarke, 1981). Cependant, le fractionnement uniquement à partir d'un mélange à amphibole-plagioclase ne peut pas expliquer la tendance observée dans certains diagrammes (fig. 23-6). Ce caractère se reflète par exemple dans l'évolution de K_2O et de CaO en fonction de SiO_2 . Une autre association minérale semble être responsable de ce type d'évolution magmatique par cristallisation fractionnée, il s'agit d'un mélange de biotite-oligoclase + amphibole comme l'indiquent les diagrammes de Harker où sont figurés les compositions chimiques des phases minérales magmatiques (fig. 23-6). (Les biotites et plagioclases sont analysés à la microsonde de Brest; cf. 26; l'amphibole est tirée des données des séries calco-alcalines du Trégor, P. Graviou, 1984). La participation d'un pyroxène magmatique n'a pas été prise en compte, son intervention dans un mélange pyroxène - biotite - oligoclase pour ce type d'évolution serait négligeable au vu des diagrammes de Harker.

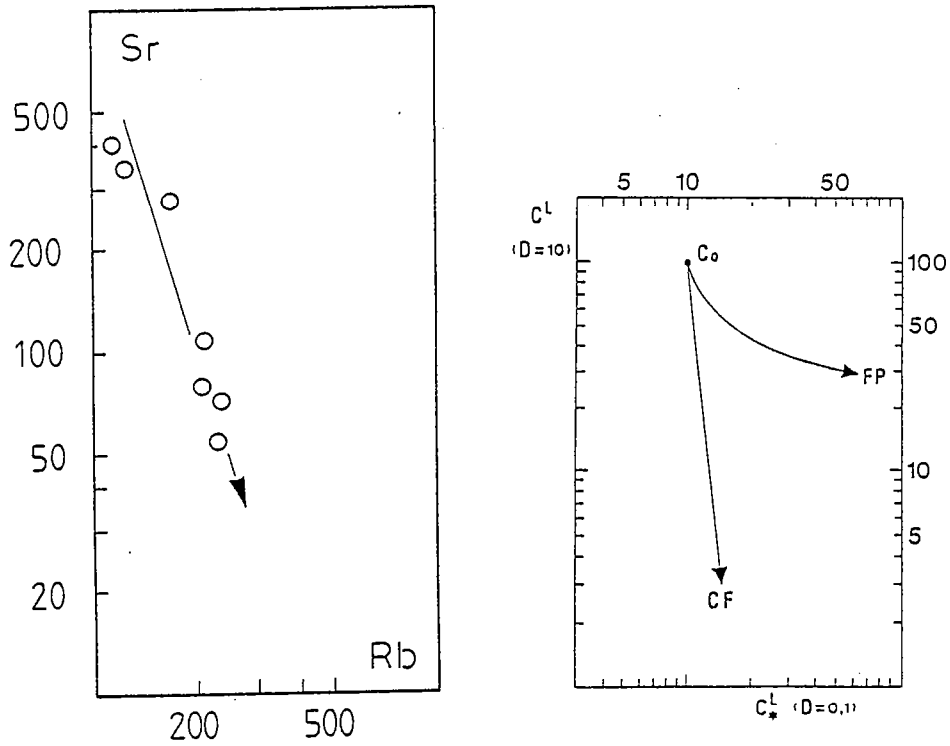


Fig. 23-5 Diagrammes permettant de distinguer les processus de fusion partielle (FP) et de cristallisation fractionnée (CF) à partir de l'évolution des teneurs en éléments compatibles (Sr) et incompatibles (Rb) (cf. 2.4.2.) (modèle d'après Graviou, 1984). Les cercles représentent des échantillons non déformés de granodiorite et granite.

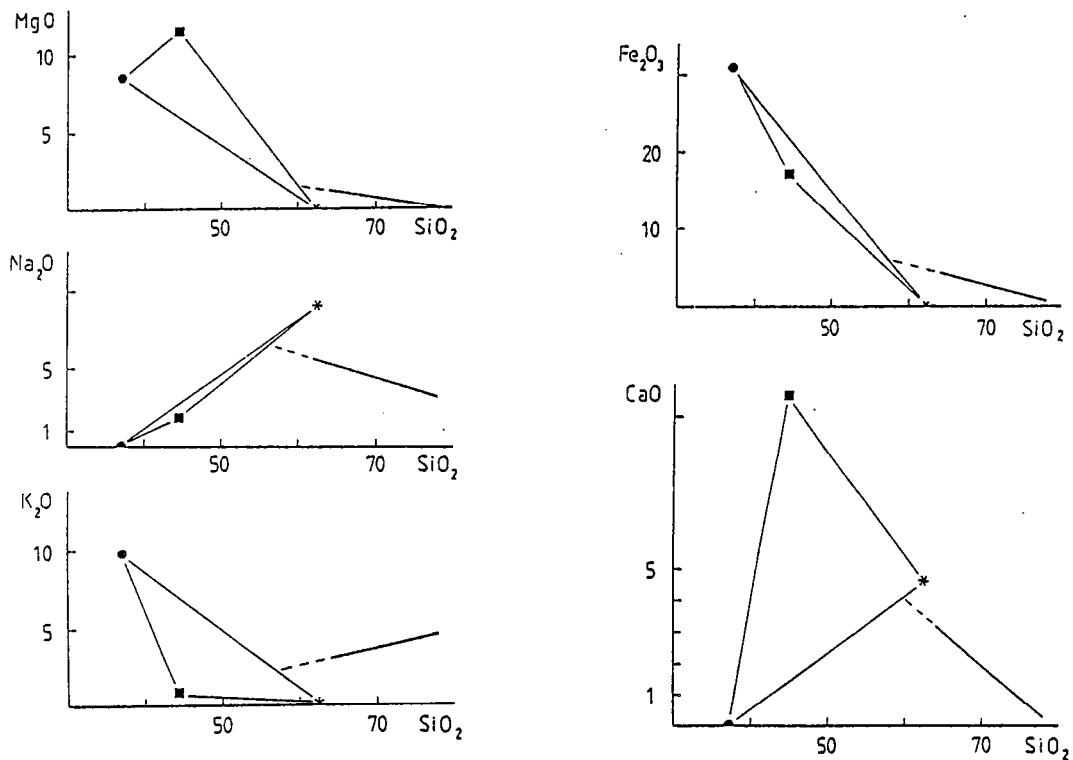


Fig. 23-6 Diagrammes de Harker pour quelques oxydes.
 Trait plein et trait pointillé : tendance magmatique (cf. fig. 24-3). Point : biotite; carré : amphibolite de lignée calco-alkaline (d'après Graviou, 1984); astérisque : oligoclase.

En conclusion à l'étude des variations magmatiques initiales, nous devons souligner que la composition chimique et la minéralogie magmatique (Stalder, 1964) varient de manière continue et dans des proportions supérieures à l'échelle de l'échantillon. Cette observation pétrologique à l'échelle du massif (granite de l'Aar et granodiorite du Grimsel) et la géométrie des structures identiques à toutes les échelles (cf. 1.2.) infirme l'éventualité de localisation de la déformation sur des hétérogénéités magmatiques ou post-magmatiques.

De plus, la mylonitisation modifie considérablement les teneurs de certains éléments majeurs, jusqu'à oblitérer la mémoire du fractionnement magmatique dans les échantillons dans les échantillons fortement déformés. Ce phénomène est fondamental lors des essais de reconstitution des protolithes.

2.3.2. Bilans géochimiques absolus

Avant d'aborder dans le détail les transformations chimiques associées à la déformation dans la granodiorite du Grimsel, il est important de soumettre les analyses chimiques de faciès progressivement déformés aux méthodes de bilans géochimiques (cf. partie I, § 3.2.2.). Ces méthodes explicitées dans la partie précédente révèlent les modifications de volume associées aux transferts de matière et permettent de raisonner en terme de variation absolue. Les deux méthodes de bilans géochimiques sont utilisées pour trois faciès de déformation de la granodiorite du Grimsel et deux échantillons du granite de l'Aar (tab. 23-1). Les modifications de densité sont négligeables (cf. 2.2.1.) et les équations de Gresens (i) (Gresens, 1967) ou des diagrammes pondéraux normalisés (ii) se simplifient :

$$(i) X_n = fv c_n^{II} - C_n^I \quad (ii) \Delta X_n = fv \frac{C_n^{II}}{C_n^I} - 1$$

Granodiorite du Grimsel			
faciès	roche isotrope	orthogneiss	ultramylonite
échantillons	AD13 AD14	AD16 AD25 AD22	AD23a
$\bar{\epsilon}_s$	0.9	2.2	3.4
Granite de L'Aar			
faciès	roche isotrope		ultramylonite
échantillons	AcIIIa		AcIIIc
$\bar{\epsilon}_s$	0.2		3.3

Rq : Les échantillons utilisés pour appliquer ces deux méthodes sont représentatifs quelle que soit l'échelle des modifications géochimiques observées.

Tab. 23-1 Echantillons utilisés pour les méthodes de bilans géochimiques (analyses ramenées à 100 %).

2.3.2.1. Méthode de Gresens

Le diagramme de Gresens est utilisé pour comparer les variations chimiques des éléments majeurs dans la granodiorite du Grimsel pour des transformations roche isotrope - orthogneiss - ultramylonites (fig. 23-7).

Les éléments immobiles (Si, Al, Ti, P et dans une moindre mesure Fe^{3+}) sont représentés par des droites qui minimisent les pertes et les gains de ces oxydes pour un facteur proche de 1. Ces éléments sont considérés immobiles car leurs rapports respectifs dans les différents faciès varient peu

(Gresens, 1967), de plus, cette hypothèse est compatible avec les observations classiques d'immobilité d' Al_2O_3 en faciès schistes verts (Ferry, 1979, Kerrich et al., 1980).

En d'autres termes, l'immobilité de ces oxydes pendant la déformation reflète des changements de volume très faibles. En particulier, pour Al_2O_3 constant, la déformation s'accompagne d'une faible diminution de volume n'excédant pas environ 5 %, ce qui compte tenu des imprécisions géologiques, revient à raisonner à volume constant pour toute l'évolution du système.

La mobilité des éléments qui varient avec la déformation est différente pour les deux transformations isotrope - orthogneiss et orthogneiss - ultramylonite (fig. 23-7 A et B). Ces deux transformations sont résumées ci-dessous par l'écriture des bilans globaux pour un facteur volumique égal à 1 :

Diagramme A

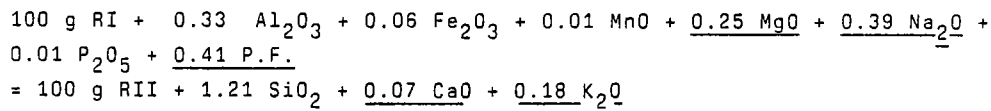


Diagramme B

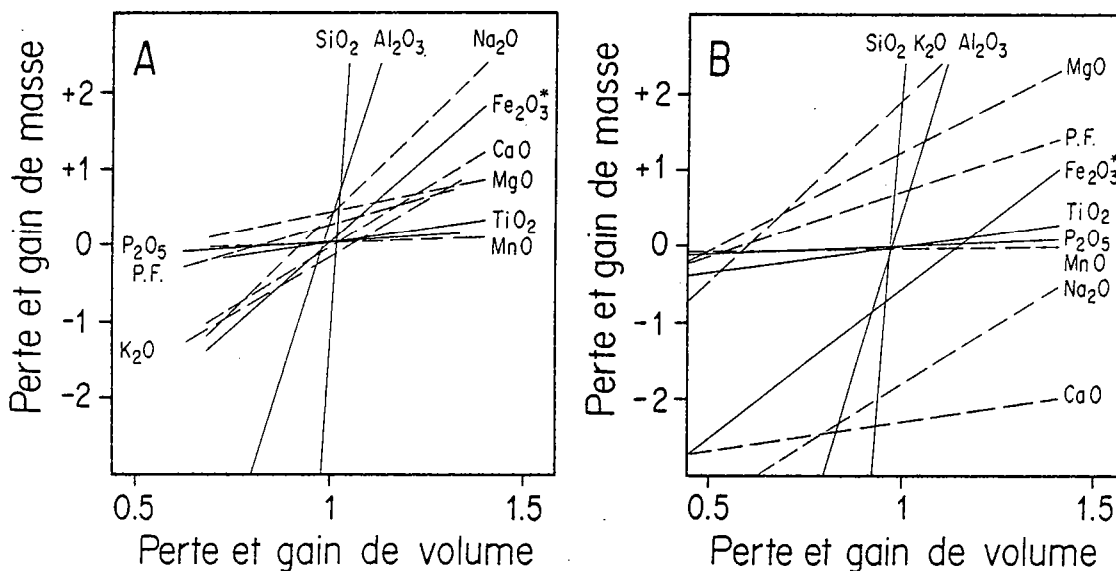
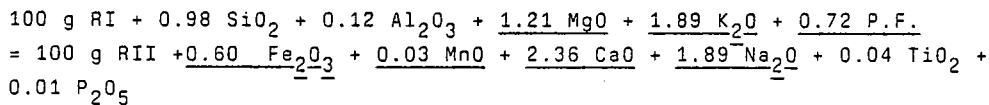


Fig. 23-7 Diagramme de Gresens pour la granodiorite du Grimsel.
 A : transition roche isotrope - orthogneiss.
 B : transition orthogneiss - ultramylonite.
 Tiretés : éléments mobiles; traits pleins : éléments immobiles.

Les tendances soulignées par l'observation des diagrammes de Harker se retrouvent quantifiées de manière absolue par la méthode de Gresens :

- augmentation du MgO,
- diminution de MnO et CaO.

La mobilité de K_2O et Na_2O suit des variations antagonistes dans les deux diagrammes présentés (fig. 23-7 A et B). Lorsque l'un des oxydes diminue, l'autre augmente d'une quantité pondérale similaire :

- augmentation de Na_2O et diminution de K_2O (Diag. A),
- augmentation de K_2O et diminution de Na_2O (Diag. B).

2.3.2.2. Diagrammes pondéraux normalisés

Pour des transformations entre une roche peu déformée et une ultramylonite, les diagrammes pondéraux normalisés sont utilisés afin de comparer (i) le comportement des éléments traces avec celui des éléments majeurs dans la granodiorite du Grimsel (fig. 23-8 GD) et (ii) les modifications géochimiques associées à la déformation entre les faciès granitiques et granodioritiques (comparaison des deux diagrammes G et GD, figure 23-8).

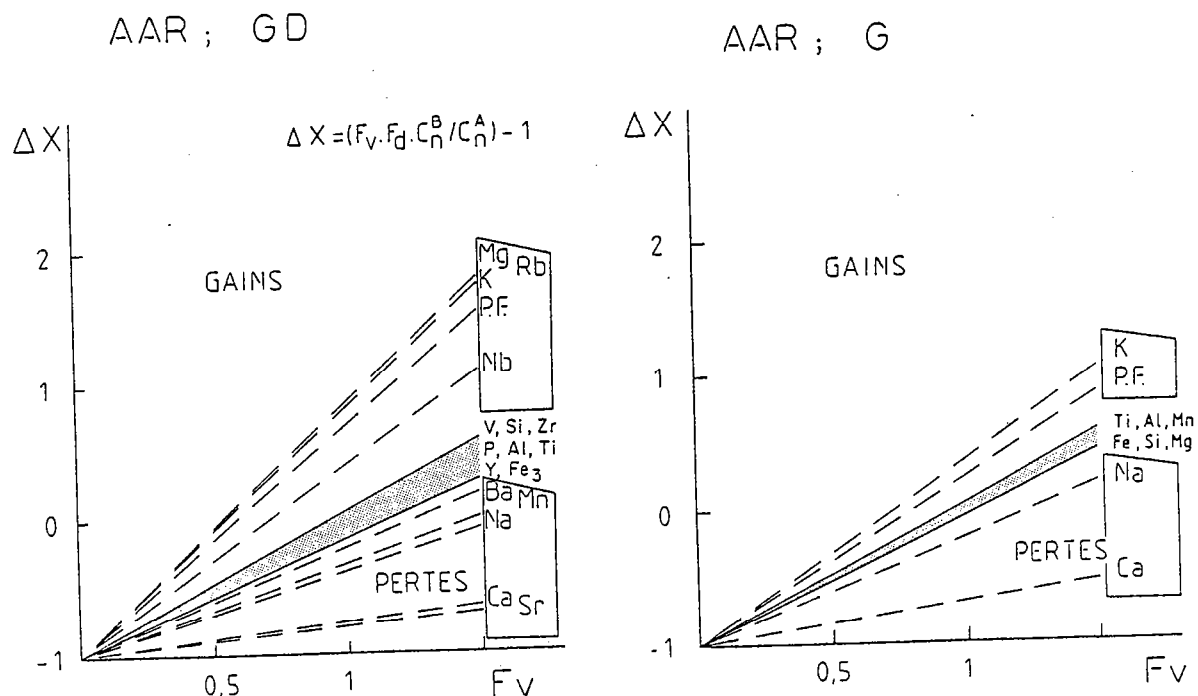


Fig. 23-8 Diagrammes pondéraux normalisés : la zone tramée représente les gammes de variation des éléments immobiles.
G : granite; GD : grnaodiorite.

(i) Deux éléments traces présentent des variations importantes au cours de la déformation : il s'agit d'une part du rubidium qui augmente et d'autre part du strontium qui diminue.

De plus ces éléments traces varient de façon proportionnelle avec le potassium et le magnésium (Rb) et le calcium (Sr) (fig. 23-8, GD). Ce genre de corrélation entre éléments est à rapprocher de modifications minéralogiques majeures dans les zones de cisaillement (cf. 26).

Deux autres éléments traces varient en une moindre mesure. Il s'agit du baryum qui diminue et du niobium qui augmente faiblement. Les valeurs des écarts (ΔX) de ces derniers éléments restent cependant proches des fluctuations magmatiques (cf. § 2.4.2.).

(ii) La comparaison du comportement des éléments majeurs mobiles au cours de la déformation dans le granite de l'Aar (fig. 23-8 G) et la granodiorite du Grimsel (fig. 23-8 GD) montre une similitude des variations pour K_2O , Na_2O , CaO et l'eau de constitution.

Les autres éléments majeurs dans le granite de l'Aar se comportent comme des éléments immobiles et reflètent comme pour la granodiorite du Grimsel un changement de volume nul au cours de la déformation ($\Delta X = 0$ pour $F_v = 1$; zone tramée, fig. 23-8).

En conclusion, mis à part le comportement de MgO (stable dans le granite), les modifications chimiques dans la granodiorite du Grimsel et le granite de l'Aar sont similaires au cours de la mylonitisation :

- Certains éléments peuvent être considérés comme constants. Ce sont la silice, l'alumine, le titane, le phosphore et en moindre mesure le fer.
- Certains éléments sont mobiles. Ils représentent des gains ou des pertes absolues des oxydes suivants :
 - gains : K_2O , MgO , Rb, eau de constitution et en moindre mesure Nb
 - pertes : Na_2O , CaO , Sr et en moindre mesure Ba, Mn.

Les transferts de matière synchrones de la déformation s'effectuent à volume constant.

Cette démarche préliminaire visant à définir le degré d'homogénéité de départ des échantillons déformés et l'estimation absolue des transferts de matière, permet d'aborder maintenant l'étude plus complète des variations chimiques dans les trois profils de déformation de la granodiorite du Grimsel.

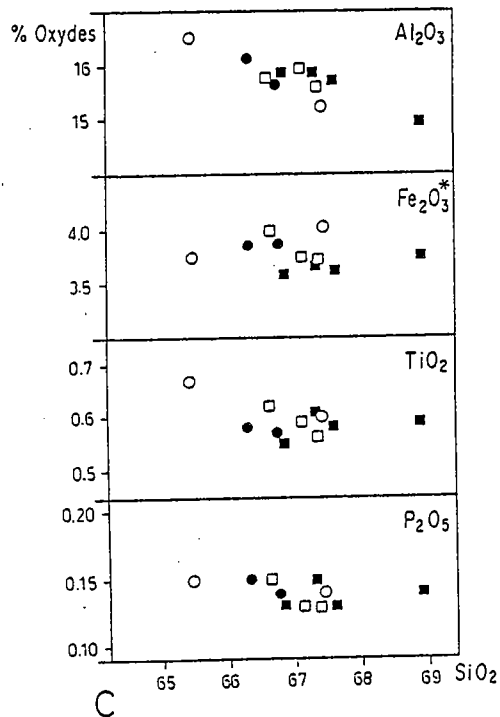
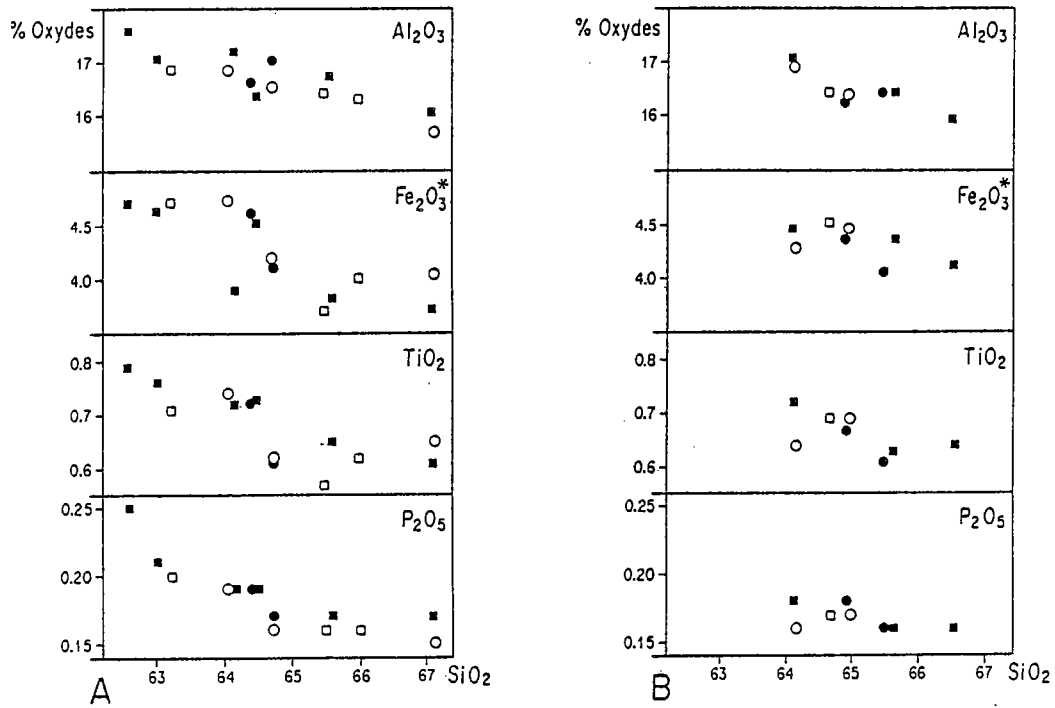


Fig. 24-1 Variations des éléments immobiles avec la déformation dans trois zones de cisaillement de la granodiorite du Grimsel.
 A : 80 m; B : 3 m; C : 200 m. (voir localisation fig. 21-1b).
 Ronds blancs : roches peu déformées (subisotropes); ronds noirs : orthogneiss;
 carrés blancs : mylonites; carrés noirs : ultramylonites.

2.4. VARIATIONS GEOCHIMIQUES ET DEFORMATION FINIE DANS LA GRANODIORITE DU GRIMSEL

L'étude des modifications géochimiques respectivement associées à l'évolution magmatique et à la déformation a permis de retenir trois zones de cisaillement d'échelles différentes dans la granodiorite du Grimsel, dont les gammes de variations magmatiques sont faibles (fig. 24-1). L'étude complémentaire des variations chimiques associées à la déformation est développée dans ces trois gradients de déformation.

2.4.1. Eléments majeurs

2.4.1.1. Eléments immobiles

Les éléments immobiles décrits précédemment sont reportés dans des diagrammes en fonction de l'intensité de déformation pour les trois profils de déformation dans la granodiorite du Grimsel (fig. 24-2). Les fluctuations du pourcentage des divers oxydes se rapprochent d'une droite de pente nulle lorsque l'intensité de déformation est en abscisse, ce résultat est en parfait accord avec les conclusions d'isovolumicité des modifications géochimiques dans les zones de cisaillement du massif de l'Aar.

2.4.1.2. Eléments mobiles

Les courbes de la figure 24-3 illustrent l'importance des migrations d'éléments mobiles en fonction de la déformation, et sont calculées en considérant l'aluminium immobile. Au préalable, nous pouvons noter que dans tous les cas, leur allure, et donc leur interprétation, restent inchangées même si l'on admet une variation de volume total d'environ 5 % et une variation de la teneur en Al_2O_3 d'environ 1 % du poids total de la roche (fig. 23-7). Ces courbes montrent que les teneurs en éléments mobiles Ca, Na, K, Mg et l'eau de constitution varient de manière continue et analogue dans les trois zones étudiées : à une intensité de déformation donnée correspond une composition chimique caractéristique.

Les variations de teneurs en éléments mobiles, absentes ou non détectables dans les roches peu ou non déformées, sont modérées jusque dans les mylonites ($\bar{\epsilon}_s < 2.5$), puis sont considérablement accentuées pour des déformations plus importantes. En référence au paragraphe précédent sur les microstructures, il semble raisonnable d'attribuer cette non linéarité des relations structures/teneurs à un effet de la structure de la roche sur l'importance des migrations d'éléments mobiles.

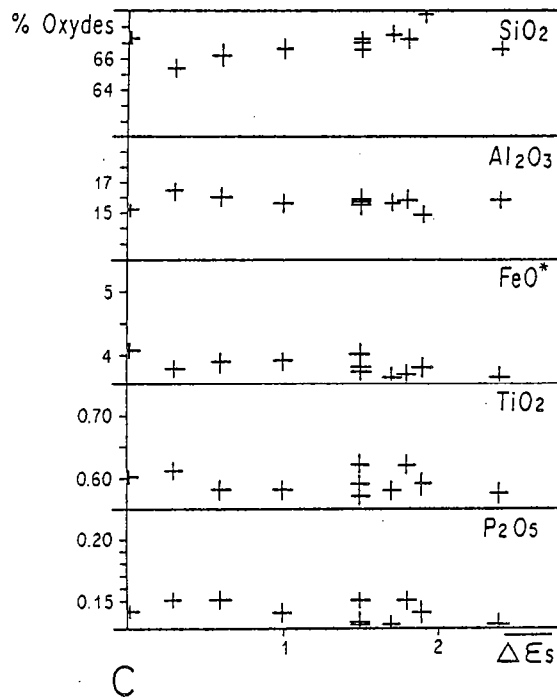
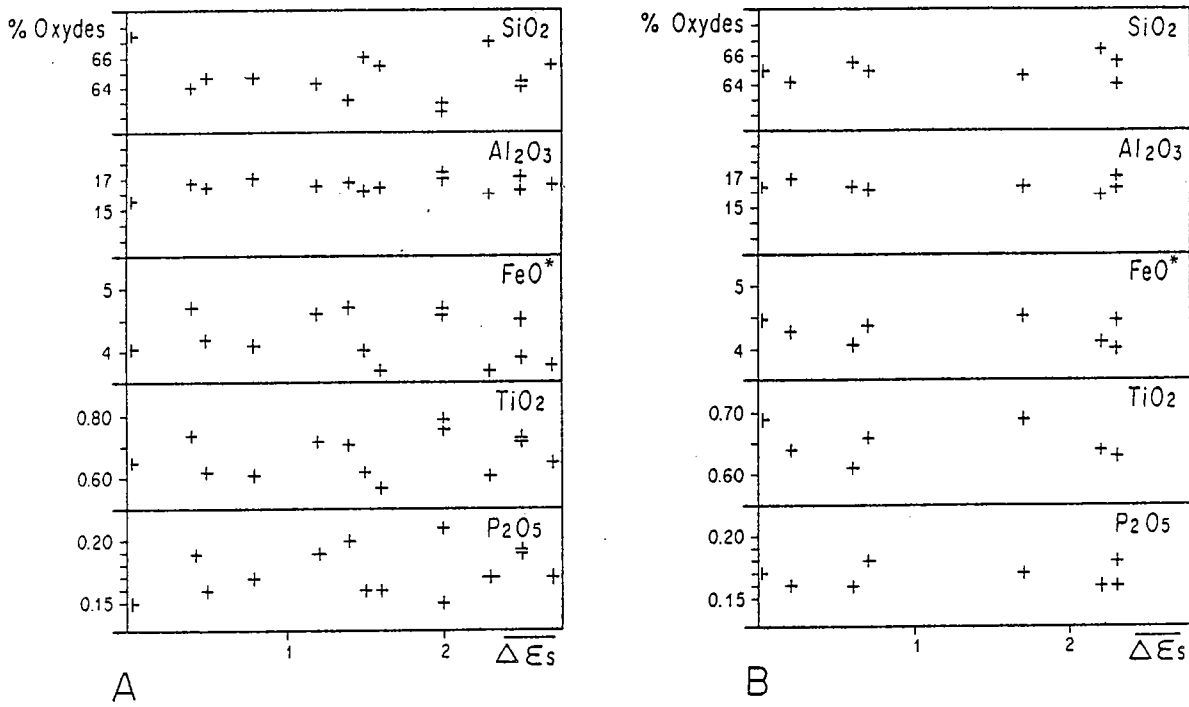


Fig. 24-2 Oxydes immobiles par rapport à l'intensité de déformation pour les trois zones de cisaillement de la granodiorite du Grimsel.
 A : 80 m; B : 3 m; C : 200 m.

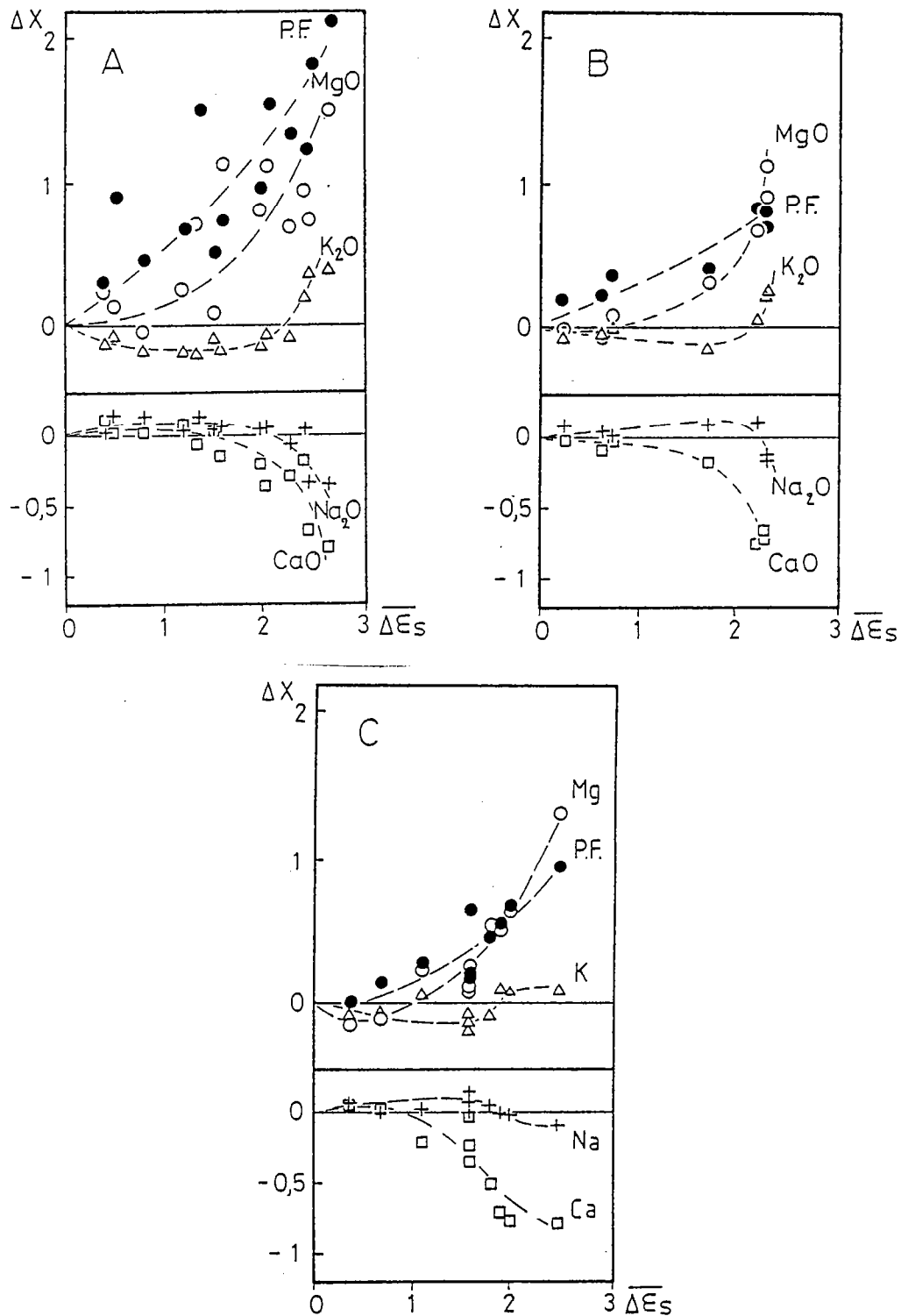


Fig. 24-3 Profils de variations des éléments mobiles en fonction de l'intensité de déformation dans les trois zones considérées. A : 80 m; B : 3 m; C : 200 m.
 - Après normalisation par rapport à Al_2O_3 , les écarts ΔX aux teneurs initiales sont reportés en fonction de l'écart à l'intensité de déformation ($\Delta \bar{\epsilon}_s$) dans l'état de référence.
 - L'échantillon le moins déformé de chaque zone est pris comme état de référence (point 0,0).
 - La taille des symboles utilisés (ronds, carrés, triangles) est supérieure à l'erreur analytique.

Par ailleurs, les relations observées soulignent le comportement spécifique de chaque oxyde, la forme des profils déformation/teneur, ainsi que la quantité de déformation totale à partir de laquelle les variations de teneur deviennent sensibles, diffèrent suivant l'élément considéré (ex. MgO et K₂O) (fig. 24-3). Ces différences doivent être rapportées au comportement propre à chaque phase minérale impliquée et seront développées dans le paragraphe 26 de ce chapitre.

2.4.1.3. Allure des profils et conditions aux limites

Dans le chapitre consacré aux méthodes d'étude des transferts de matière dans les zones de cisaillement, nous avons vu qu'il était possible de différencier les mécanismes majeurs de transferts et d'appréhender les conditions aux limites du système (ouvert - fermé) (partie I, cf. 15). Dans ce paragraphe, seul l'aspect qualitatif de ces diagrammes est abordé, la quantification des transferts et notamment l'équilibre des variations dans certains de ces profils en fonction de la distance roche non déformée - ultramylonite sera développé dans un modèle d'évolution progressive des transferts (cf. ch. 4).

En référence à la figure 1-14 de la première partie (cf. 1.5.), deux types de variations des éléments dans les profils de variation peuvent être définis (fig. 24-3) :

- une évolution de type II pour CaO et MgO,
- une évolution de type III pour Na₂O et K₂O.

L'antagonisme dans le comportement de K₂O et Na₂O se manifeste par une perte de potassium et un gain de sodium dans les orthogneiss, puis une inversion des concentrations se produit dès les stades mylonitiques avec un gain de potassium et une perte de sodium jusque dans les ultramylonites. Ce genre d'évolution commune à ces éléments quelle que soit la dimension des zones déformées est typique de modifications chimiques en système fermé et correspond à des échanges de matière à l'intérieur du système considéré (fig. 1-14 - partie I).

2.4.1.4. La phase fluide

La phase fluide analysée dans les inclusions fluides est essentiellement sous forme d'eau (Frey, 1980). Au cours de la déformation, l'eau de constitution montre une constante augmentation (fig. 24-3). Ce phénomène peut s'expliquer par un piégeage de l'eau disponible au fur et à mesure de la déformation et par la cristallisation de nouvelles phases hydratées (cf. 2.6.).

Le rapport du fer divalent - fer total en fonction de l'intensité de déformation est constant dans les zones de cisaillement de la granodiorite du Grimsel (fig. 24-4). L'équilibre du rapport Fe^{2+}/Fe^* depuis la roche initiale non déformée jusqu'aux ultramylonites est un argument en faveur de faibles circulations de fluides externes au système dans ces zones de cisaillement (Kerrick, 1980). La participation des fluides magmatiques initialement piégés dans la granodiorite non déformée (porosité initiale; cf. Partie I, 1.2.2.) semble être une hypothèse pour expliquer cette augmentation en eau de constitution.

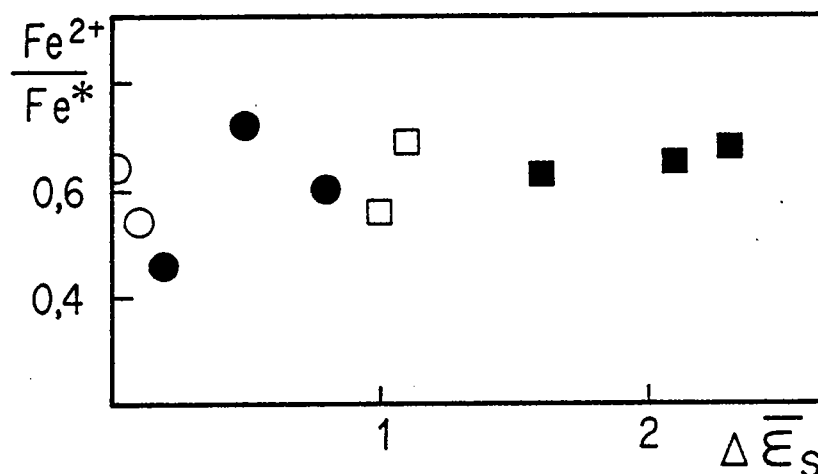


Fig. 24-4 Etat d'oxydation du fer en fonction de l'intensité de déformation finie. (mêmes symboles fig. 24-1). Fe^* : fer total sous forme Fe^{3+} .

2.4.2. Eléments traces

De nombreux éléments chimiques sont présents en faible quantité dans les granitoïdes. Ces composants mineurs sont associés à certaines phases minérales selon diverses manières (le plus souvent sous forme de solutions solides). Depuis de nombreuses années, ils sont utilisés en géochimie afin de caractériser les processus de pétrogenèse des roches ignées. Le propos de ce paragraphe est d'étudier l'influence de la mylonitisation sur les modifications des concentrations géochimiques en éléments traces dans la granodiorite du Grimsel.

Les diagrammes magmatiques de type Harker permettent de comparer l'évolution géochimique associée au fractionnement magmatique de celle développée pendant la déformation (fig. 24-5). Sur cette figure, deux éléments montrent des variations de composition lorsque la déformation est forte, il s'agit d'une faible augmentation du rubidium et d'une diminution globale du strontium. Cette tendance à une mobilité du couple rubidium-strontium a déjà été remarquée dans les diagrammes pondéraux normalisés (fig. 23-8).

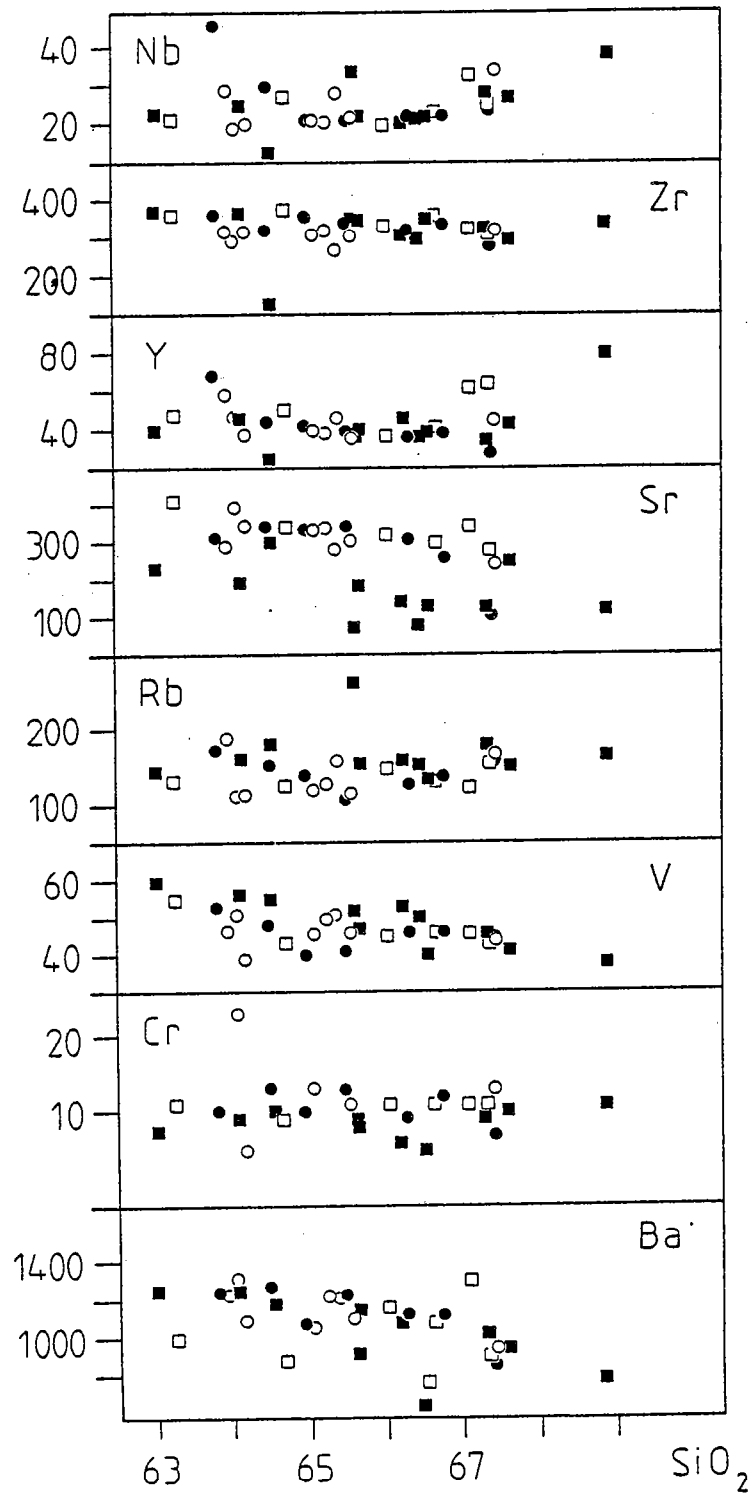


Fig. 24-5 Diagrammes de Harker pour les éléments traces en fonction de SiO_2 (mêmes symboles fig. 24-1).

Dans ce dernier diagramme (fig. 23-8), le niobium et le baryum semblent également évoluer avec la déformation. A la vue des diagrammes magmatiques (fig. 24-5), la répartition aléatoire des points correspondants aux échantillons déformés dans le diagramme Nb/SiO₂ montre que les variations de cet élément entrent dans les gammes des fluctuations magmatiques. Tandis que pour le baryum, les effets cumulés de l'évolution magmatique (tendance compatible de Ba) et d'une diminution de sa teneur dans les ultramylonites (fig. 24-6) semblent responsables de l'allure du diagramme Ba/SiO₂. La répartition des points d'analyse des autres éléments dans les diagrammes de Harker (fig. 24-5) symbolisent des évolutions magmatiques sans perturbations associées à la déformation.

Une application courante de l'étude des éléments traces en pétrologie consiste en l'établissement de diagrammes permettant de comparer deux types majeurs de processus magmatiques (cristallisation fractionnée - fusion partielle) par des modèles basés sur les équations de fractionnement des éléments compatibles et incompatibles (Graviou, 1984). Les modifications pour le strontium très mobile et le baryum moins mobile pendant la déformation sont illustrées dans ces diagrammes en fonction du niobium considéré comme élément incompatible (fig. 24-6) :

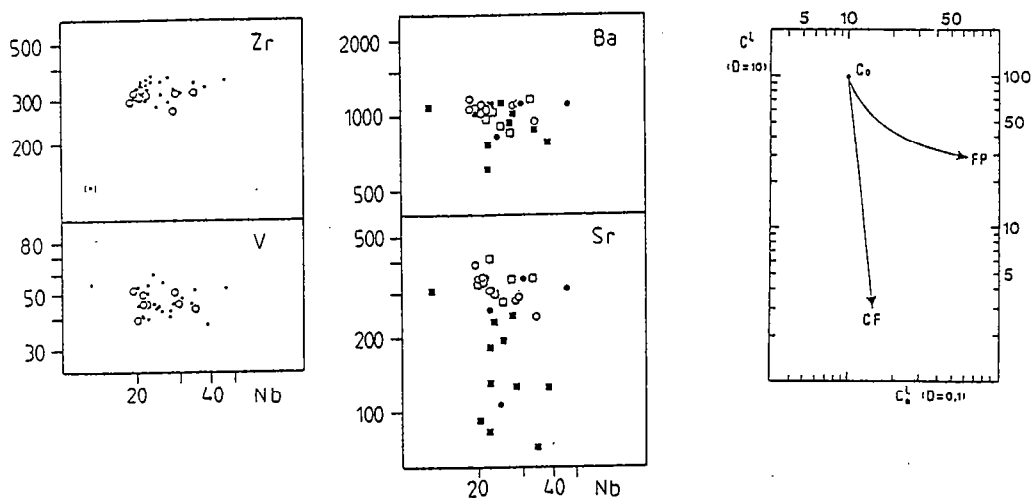


Fig. 24-6 Diagrammes de variation des éléments compatibles en fonction du Niobium (élément incompatible) et modèle d'évolution des processus principaux de fractionnement magmatique (FP : fusion partielle; CF : cristallisation fractionnée). (d'après Graviou, 1984) (même symboles fig. 24-1).

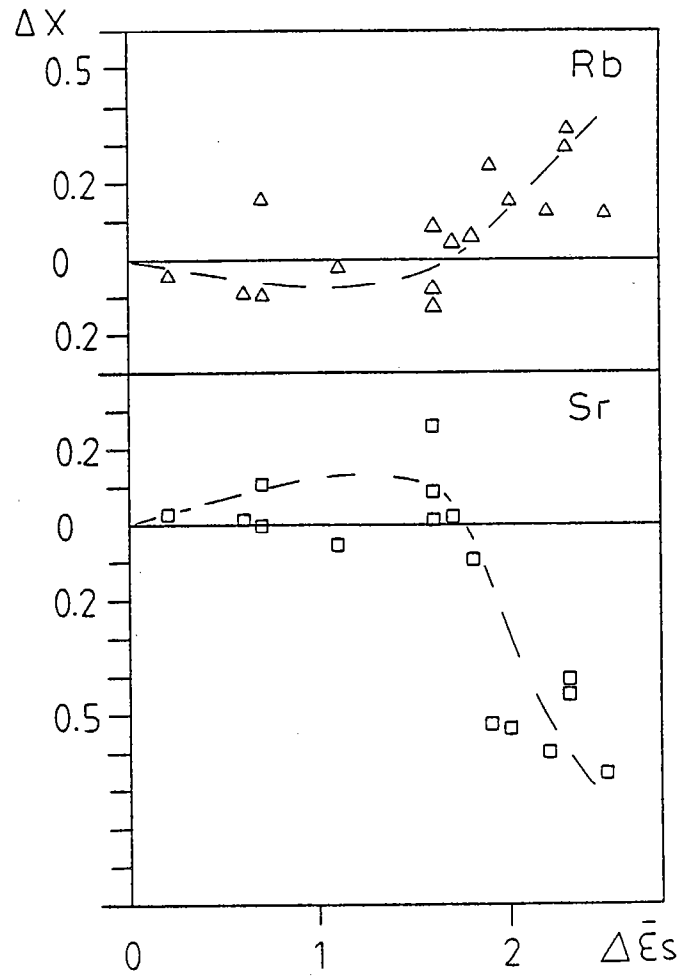


Fig. 24-7 Profils de variations du rubidium et du strontium en fonction de l'intensité de déformation.
Le point (0,0) correspond à la moyenne des deux échantillons non déformés de ces deux gradients de déformation.

Fluctuations magmatiques

Deux éléments compatibles (Zr et V) sont choisis pour illustrer la gamme des fluctuations initiales pour les éléments traces pendant la déformation (fig. 24-6).

Effet de la déformation

Les modifications sont peu importantes pour le baryum mais deviennent extrêmes pour le strontium. Pour les faibles gammes de variations magmatiques choisies, les variations chimiques associées à la mylonitisation pour certains éléments traces (Ba et Sr, fig. 24-6) modifient radicalement la répartition des points dans ces diagrammes. La répartition des points correspondants aux roches déformées est analogue à celle observée dans les processus de cristallisation fractionnée (fig. 24-6).

Le comportement "inerte" de la plupart des éléments traces vis à vis de la déformation en fait des marqueurs géochimiques favorables pour la reconstitution des protolithes. Toutefois, certains éléments traces (Rb, Sr, Ba) montrent une mobilité pendant les processus de mylonitisation et devront être utilisés en pétrologie magmatique exclusivement dans les roches non déformées.

Les variations du rubidium et du strontium pour les deux zones d'échantillonnage d'échelles extrêmes (3 m, 200 m) sont reportées sur des profils en fonction de l'intensité de déformation finie (fig. 24-7). Le caractère remarquable des similitudes entre les courbes de la figure 24-3 et 24-7 doit être souligné :

- Les variations du strontium et du rubidium montrent des tendances de type III au long de ces profils de déformation qui sont compatibles avec un système fermé pour ces éléments (cf. partie I, § 15).

- Ces variations étaient prévisibles :

- Le rubidium, communément associé aux modifications de concentration du potassium montre un profil de variation identique (fig. 24-3);

- Le strontium, pour sa part montre un comportement similaire à CaO et notamment il diminue dans les mêmes proportions pour de fortes intensités de déformation (fig. 23-8).

2.4.3. Terres rares et déformation

La distribution des éléments du groupe des lanthanides (terres rares) est également utilisée en géochimie dans l'étude des processus pétrogénétiques. Ces éléments sont associés aux différentes phases minérales magmatiques. Leur répartition et les coefficients de distribution (K_D) varient en fonction de ces phases. En règle générale, les minéraux accessoires tels que le zircon, l'allanite, l'apatite ou la monazite montrent des concentrations en terres rares importantes.

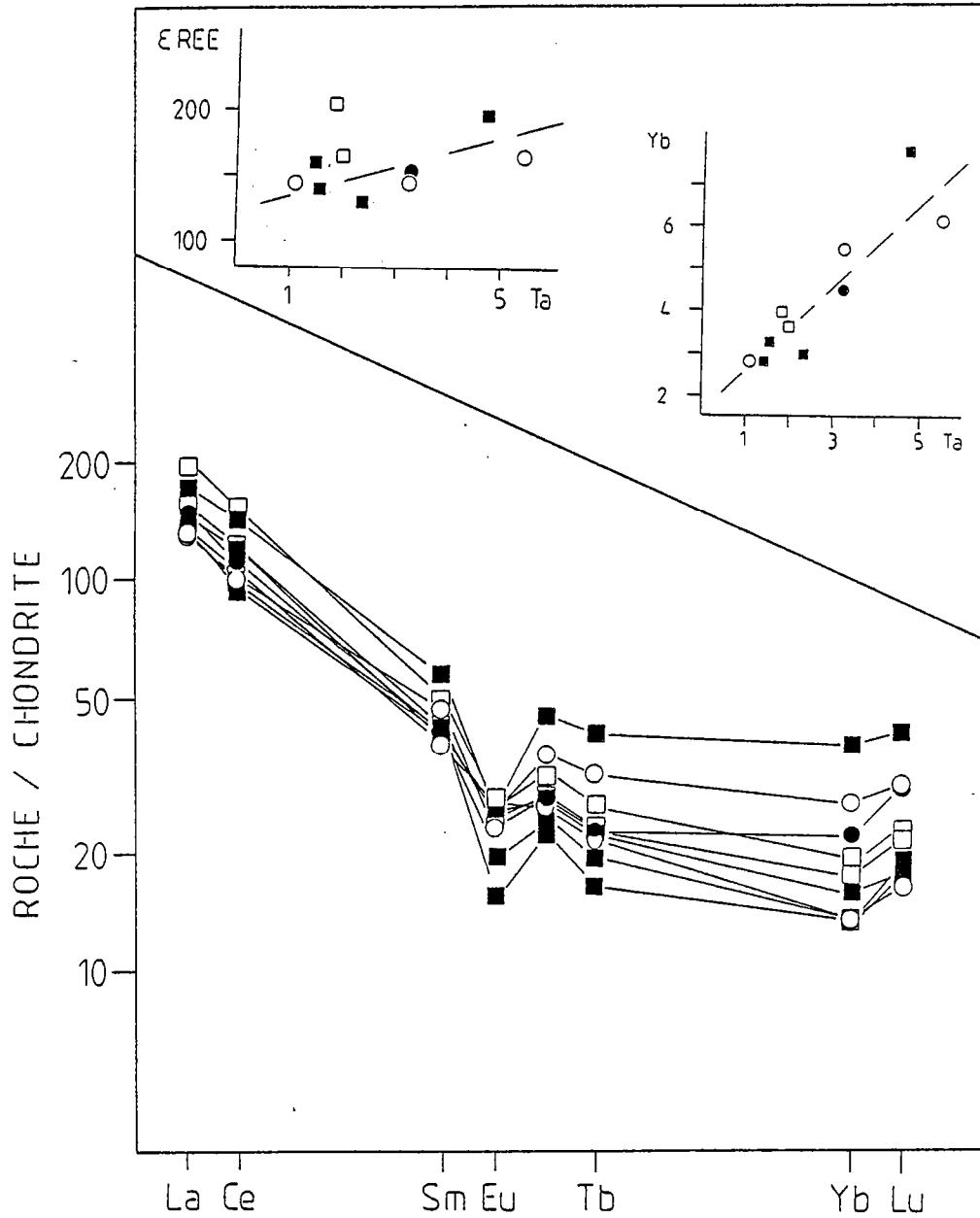


Fig. 24-8 Comparaison des spectres de terres rares dans les échantillons déformés et non déformés de la granodiorite du Grimsel (activation neutronique). En encart : évolution de la somme des terres rares et de Yb en fonction du Ta (élément incompatible). (zone A, fig. 21-1) (mêmes symboles fig. 24-1).

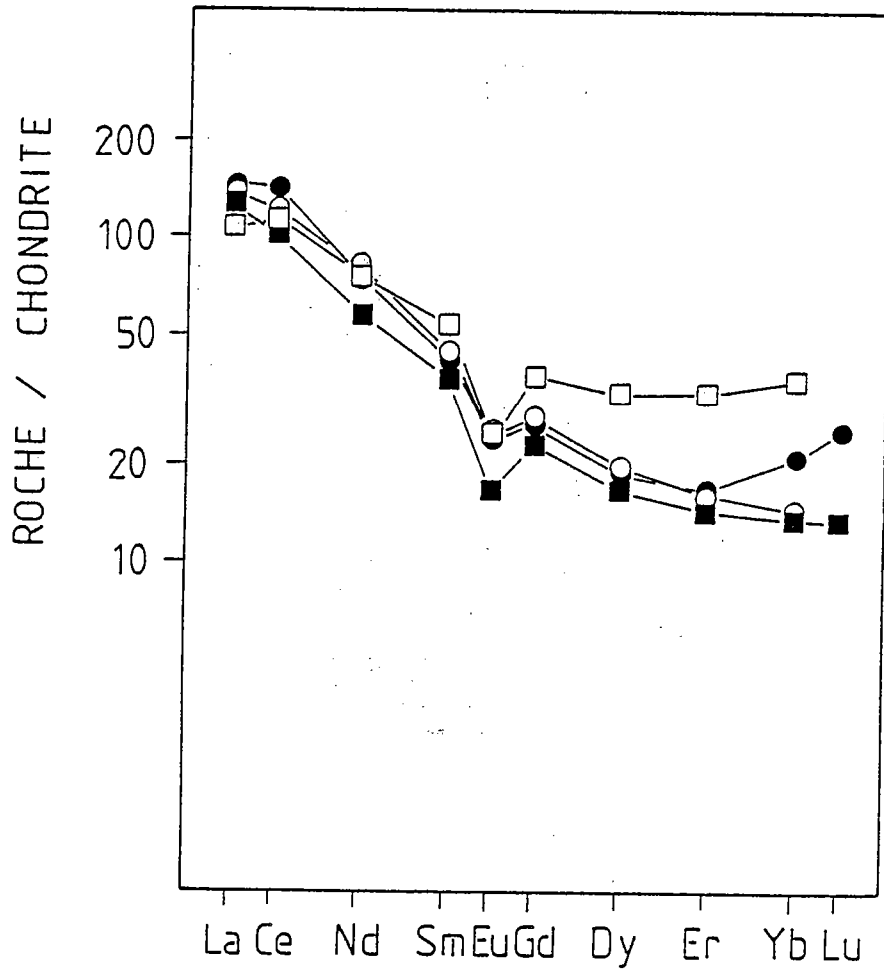


Fig. 24-9 Comparaison des spectres de terres rares dans les échantillons déformés et non déformés de la granodiorite du Grimsel (dilution isotopique) (zone A, fig. 21-1) (mêmes symboles fig. 24-1).

Dans les termes magmatiques intermédiaires, les terres rares sont le plus souvent considérées comme des éléments incompatibles. Ce phénomène est vérifié dans ce travail par l'étude de leur comportement en fonction du tantale (Ta, dosé en activation neutronique) élément trace fortement incompatible. Dans les deux diagrammes présentés, les corrélations sont positives avec Ta (fig. 24-8).

(i) $\sum \text{REE}/\text{Ta}$: Ce diagramme représente en grande partie l'évolution des terres rares légères (La - Sm) en fortes concentrations dans ces échantillons. La pente de la droite montre que la somme des terres rares et le tantale augmentent conjointement.

(ii) Yb/Ta : le comportement incompatible des terres rares lourdes s.l. (Gd - Lu) est reflété dans ce type de diagramme (corrélation positive avec le tantale).

Sur ces diagrammes à deux éléments, aucune variation systématique ne peut être corrélée à l'augmentation de l'intensité de déformation. Ce résultat est observé dans le diagramme des spectres de terres rares (fig. 24-8, fig. 24-9). Pour la construction de ces diagrammes, les données des concentrations de terres rares sont normalisées à la valeur chondritique (Massuda et al., 1973) divisée par 1.2 (Taylor et al., 1977, Jahn et al., 1980). Les terres rares se comportent comme des éléments immobiles pendant la déformation, la répartition des spectres de terres rares reflète exclusivement les fluctuations magmatiques initiales. Leurs fortes concentrations dans les minéraux accessoires de petite taille et le plus souvent non affectés par la déformation semble être une explication au comportement immobile des terres rares vis à vis des processus de mylonitisation.

2.5. GEOCHRONOLOGIE ET DEFORMATION : METHODE Rb/Sr

Un autre aspect de cette étude des transferts de matière dans les granitoïdes déformés a porté sur le problème des datations absolues des événements tectoniques. D'un point de vue général, deux types d'évolution peuvent être caractérisés :

(1) le cas des déformations synchrones de la mise en place des roches plutoniques (intrusions syntectoniques). Dans ces roches déformées, les âges obtenus correspondent le plus souvent aux événements tectoniques (Bossière, 1980, Peucat, 1983).

(2) le cas des déformations postérieures aux intrusions magmatiques. Dans ce type d'évolution les interactions entre géochronologie et déformation semblent plus complexes.

Notre intérêt s'est focalisé sur ce deuxième type d'étude des datations de zones déformées. A partir des méthodes K-Ar ou Rb-Sr sur roche totale, certains auteurs affirment dater une période de rehomogénéisation isotopique synchrone des déformations enregistrées par les granitoïdes (Harper, 1967, Dietrich, 1969, Hunziker, 1970, Abbot, 1972, Steinitz et Jäger, 1981, Hickmann, 1984, Steiner, 1984). Dans ces exemples, la mobilité du couple rubidium-strontium augmente avec la déformation, ce qui se traduit le plus souvent par une élévation du rapport Rb/Sr. Ce type d'évolution géochimique associé à la déformation s'exprime dans des diagrammes Rb-Sr par l'obtention d'âges plus récents que l'âge des roches initiales non déformées (fig. 25-1). Cependant, il est intéressant de citer les travaux récents d'Etheridge et al., 1981. Ces auteurs montrent que le rapport Rb/Sr diminue dans certaines roches déformées. Ces évolutions sont expliquées par des variations géochimiques de ces éléments dans les zones de cisaillement au cours de la déformation en présence de fluides (Etheridge et al., 1981). A la vue des discussions et conclusions des précédents auteurs (non développées dans ce mémoire) sur la datation des événements tectoniques à partir de roches déformées, le débat reste largement ouvert.

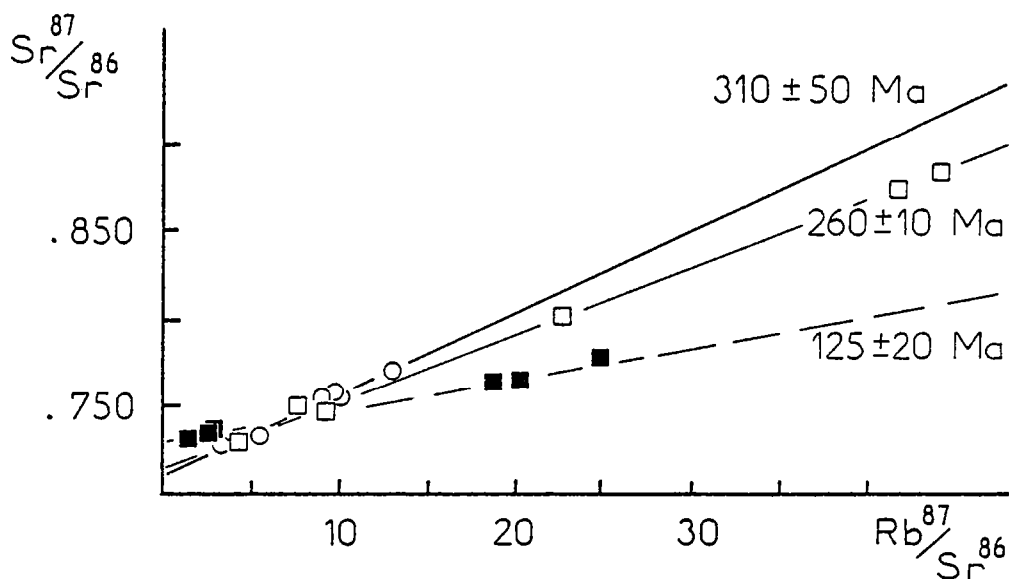


Fig. 25-1 Compilation des données isotopiques roche totale dans la nappe du Mont Rose (Alpes centrales) (Hunziker, 1970). Les isochrones représentées sont données par l'auteur. (cercles : granite peu déformé; carrés ouverts : gneiss; carrés pleins : gneiss fortement déformés, front de la nappe du Mont Rose) (d'après Hunziker, 1970).

L'étude des transferts géochimiques associés à la déformation ayant été précisément caractérisée dans le massif de l'Aar, nous avons choisi de mener une étude géochronologique par la méthode rubidium-strontium sur roches totales dans les zones de cisaillement de la granodiorite du Grimsel et du granite de l'Aar (collaboration avec Jean-Jacques Peucat).

Les échantillons non déformés ont été prélevés dans des faciès magmatiques différents, depuis la granodiorite jusqu'aux aplites, afin de présenter une gamme de variations magmatiques la plus étendue possible. Les points représentatifs de ces échantillons s'alignent sur une isochrone définissant un âge de $291 \text{ Ma} \pm 10 \text{ Ma}$ et un rapport isotopique initial de $0,7054 \pm 0,0006$ (fig. 25-2). Ce résultat est par ailleurs en parfait accord avec l'âge permo-carbonifère des intrusions du massif de l'Aar (Wütrich, 1965). L'indice de déviations pondérées est fort (MSWD = 7) mais ce phénomène peut être expliqué par une homogénéisation isotopique initiale incomplète ou par une faible modification des teneurs en Sr et Rb postérieure à l'intrusion des plutons.

Les aplites s'alignent sur une droite correspondant à un âge de 250 Ma, cette donnée géochronologique ne doit pas être retenue comme un âge de mise en place; il est en effet improbable qu'un délai de 40 Ma sépare la mise en place des aplites de celle des granites. L'explication de cette déviation des termes les plus acides et tardifs (relations structurales et magmatiques) est plutôt la conséquence d'une ouverture tardive du système Rb-Sr, tel que par exemple l'interaction locale de fluides tardi-magmatiques associés aux intrusions aplitiques.

La datation de l'événement magmatique est facilement identifiable dans le massif de l'Aar aux vues des analyses des roches non déformées. Pour l'étude des modifications isotopiques associées à la déformation, deux gradients ont été choisis dans la granodiorite du Grimsel (zone A et B) et un gradient de déformation dans le granite de l'Aar (fig. 21-1). Les analyses des roches prélevées dans ces gradients de déformation montrent un alignement parallèle des points dans la granodiorite et le granite (fig. 25-2). Cette évolution reflète essentiellement une forte augmentation du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et est corrélée aux variations géochimiques de Rb et Sr observées précédemment. De plus, il est intéressant de noter que certains points se situent à gauche de l'isochrone : ils correspondent à une diminution du rapport Rb/Sr de quelques échantillons. Ce phénomène peut être relié avec les faibles augmentations de Sr et diminution de Rb observées dans les premiers stades de la déformation (fig. 24-7). Ces deux droites symbolisent respectivement des âges à 100 et 110 Ma pour le granite et la granodiorite. Or, l'âge de la déformation alpine dans le massif de l'Aar est situé aux alentours de 20-30 Ma sur divers arguments géologiques (cf. 1.1.). Cet alignement aux environs de 100 Ma des points correspondant aux roches déformées ne constitue en aucun cas l'âge de l'événement tectonique responsable de la déformation enregistrée par les différents faciès échantillonnés.

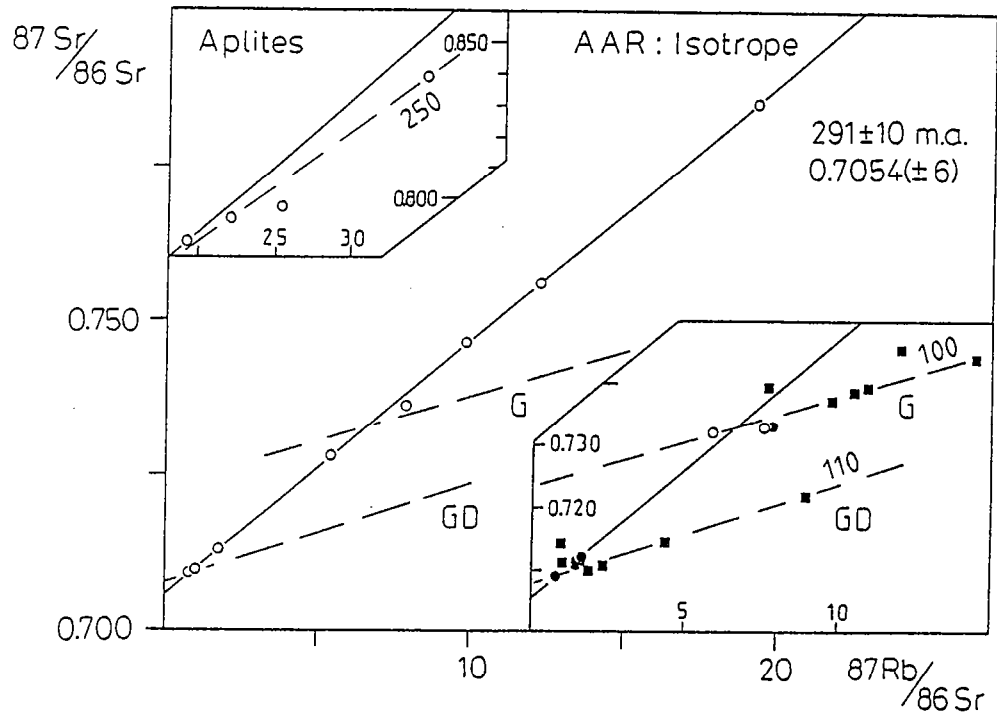


Fig. 25-2 Diagramme Rb-Sr dans le granite de l'Aar, la granodiorite du Grimsel et les filons aplitiques.
 En encart en bas à droite : évolution des roches totales dans les faciès déformés (mêmes symboles fig. 24-1).

Deux modèles simples (fig. 25-3) permettent de discuter les résultats observés (fig. 25-2) :

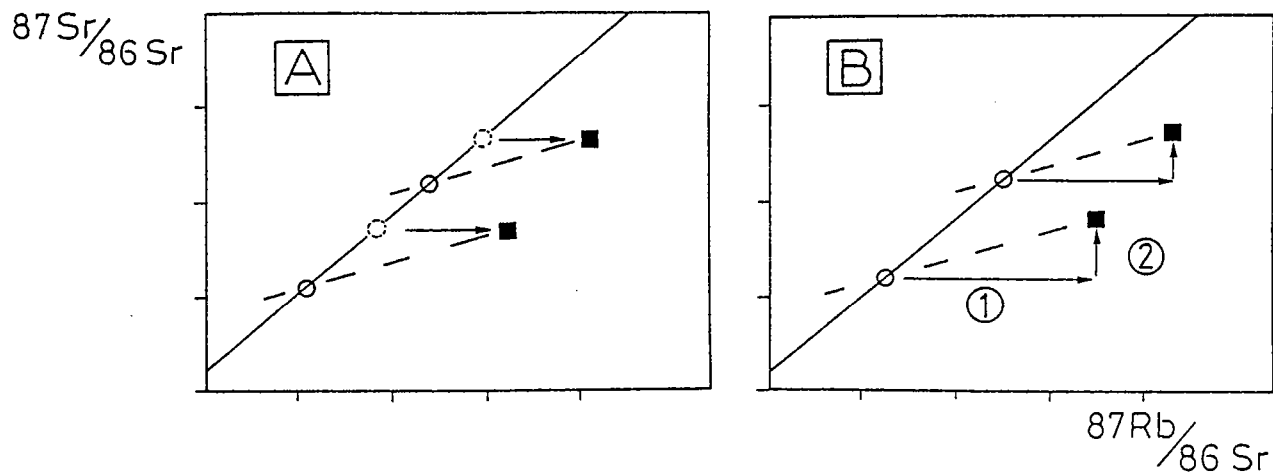


Fig. 25-3 Deux modèles schématiques permettent d'expliquer l'augmentation du rapport isotopique dans les ultramylonites (explications dans le texte). Cercle : roche non déformée; carrés : ultramylonites; cercle pointillé : roche initiale dans le modèle A.

Modèle A

Ce modèle est basé sur la constance du rapport isotopique ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) pendant la déformation. Les ultramylonites reflètent exclusivement la mobilité du rapport géochimique (Rb/Sr). Pour observer l'évolution des roches de l'Aar dans un diagramme Rb-Sr, la roche initiale (cercle pointillé) qui correspond à la roche déformée (carrés noirs) doit se situer systématiquement au dessus des roches non déformées échantillonnées (cercle) (fig. 25-3A).

Modèle B

Le deuxième modèle envisagé fait intervenir deux réactions minérales combinées (Bielski et al., 1979) :

- la réaction 1 (fig. 25-3B) favorise l'augmentation du rapport géochimique,
- la réaction 2 (fig. 25-3B) induit une augmentation du rapport isotopique.

Initialement, la roche déformée se situe dans des gammes de rapports isotopiques et géochimiques proches de la roche non déformée (cercle, fig. 25-3B).

Si le modèle A est admis :

Le rapport Rb/Sr initial de l'échantillon d'ultramylonites de granodiorite est proche de celui des granites (Rb/Sr \sim 4-5) alors que les granodiorites non déformées analysées sont définies par des rapports de l'ordre de 1-2 (fig. 25-2).

De plus, les échantillons d'ultramylonites de granite montrent un rapport isotopique systématiquement plus élevé (Rb/Sr \sim 9-10) que les roches non déformées échantillonnées dans le même gradient de déformation (fig. 25-2).

Dans ce type de modèle, les rapports géochimiques (Rb/Sr) et isotopiques (Sr/Sr) des roches déformées doivent être tous supérieurs aux échantillons non déformés analysés dans les mêmes gradients de déformation.

Par ailleurs, les autres méthodes d'analyse géochimique développées dans ce chapitre ont montré l'homogénéité de composition initiale dans les divers gradients de déformation. Les rapports initiaux des ultramylonites de granodiorite et de granite doivent alors se situer respectivement aux alentours de 1-2 et 6-7 (Rb-Sr) par analogie avec les roches non déformées analysées dans la granodiorite et le granite (fig. 25-2).

Le Modèle B par contre permet de retrouver l'homogénéité initiale des échantillons avant déformation. Des modifications des rapports isotopiques dans les zones de cisaillement ont déjà été décrites (Etheridge et al., 1981) et des modèles développés sur les bases de réactions combinées (Bielsky, 1979). Une telle approche pourrait être tentée en envisageant une étude isotopique des différentes phases minérales dans les gradients de déformation du granite de l'Aar et de la granodiorite du Grimsel.

La méthode géochronologique rubidium-strontium ne semble pas adaptée pour dater directement la déformation hétérogène des granitoïdes dans des conditions métamorphiques de faible grade pour deux raisons essentielles :

Tout d'abord, la difficulté d'homogénéisation totale du système s'explique par le caractère hétérogène de la déformation à l'échelle inférieure à celle de l'échantillon (présence de bandes de déformation et de zones préservées dans les orthogneiss).

De plus, l'homogénéisation isotopique, développée dans les modèles d'étude du métamorphisme est contrôlée par la diffusion des éléments. Ce mécanisme est thermiquement activé et dans des conditions métamorphiques du faciès schiste vert des roches de l'Aar, une homogénéisation isotopique totale est sans doute difficilement réalisable.

Les analyses sur minéraux dans les échantillons de la granodiorite du Grimsel sont en cours de réalisation et devront permettre d'appréhender le modèle des réactions combinées avec des données quantitatives.

Après avoir mis en évidence les transferts de matière par des méthodes géochimiques, il est nécessaire de relier la mobilité des éléments chimiques aux transformations minéralogiques dans les gradients de déformation. Une approche minéralogique complémentaire à l'étude géochimique est développée dans ce qui suit.

2.6. MINERALOGIE ET PETROGRAPHIE

2.6.1. Transformations de phases

La majeure partie des réactions observées dans la granodiorite du Grimsel sont rétro-morphiques et correspondent à des conditions P T° du faciès schiste vert (Stalder, 1964, Steck, 1966). Les transformations minérales sont progressives depuis des associations magmatiques dans les roches non déformées jusqu'à des minéralogies de gneiss pélitiques dans les ultramylonites. Les modifications minérales entraînent essentiellement une déstabilisation des clastes feldspathiques présents dans l'état non déformé et instables sous les conditions de pression et température de la déformation (fig. 26-1). La diminution de la phase feldspathique est associée à trois phénomènes classiquement observés dans les granitoïdes mylonitisés en présence d'une phase fluide riche en eau (Ferry, 1979, Mitra, 1978, Dixon et Williams, 1983).

- (i) une albitisation des feldspaths potassiques dès les stades orthogneissiques.
- (ii) une albitisation de l'oligoclase associée à la cristallisation d'épidote dans les bandes de déformation des échantillons orthogneissifiés.
- (iii) ces transformations (1) et (2) s'accompagnent, aussi, d'une transformation des feldspaths néoformés (albite) et clastiques au profit d'un assemblage micas blancs - quartz. Cette destruction de la phase feldspathique s'observe à tous les stades de la déformation.

Ces transformations métamorphiques sont pour la plupart localisées dans les bandes de déformation autour des clastes feldspathiques (fig. 26-2). Dans les faciès orthogneissifiés ($\bar{\epsilon}_s < 2$), des cristallisations locales de chlorites et parfois de calcite peuvent apparaître en association avec les néoblastes de quartz, d'albite, d'épidote et de micas blancs dans les bandes de déformation.

Les biotites magmatiques montrent également des modifications métamorphiques : cristallisations de biotites secondaires à leur périphérie et d'exsolutions d'aiguilles de rutile dans les coeurs des biotites primaires (sagenitisation) (fig. 26-2). Ce type d'évolution d'un assemblage à opaques - biotite magmatique vers une association à biotite secondaire - sphène - rutile reflète un équilibre local de plus basse température (450°C) favorable à l'exsolution du titane incorporé au réseau des biotites magmatiques (Dymek, 1983).

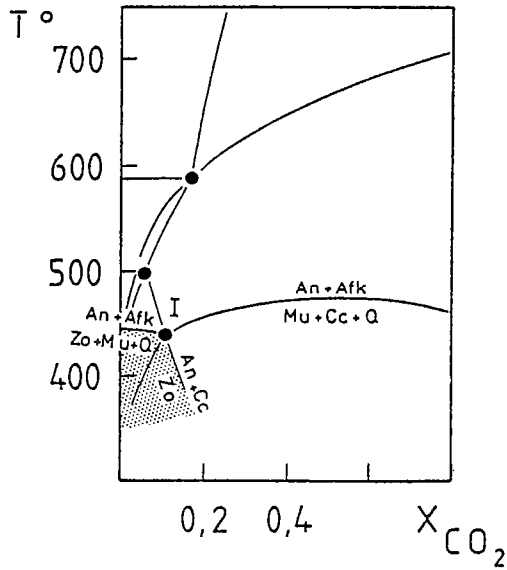


Fig. 26-1 Diagramme T° en fonction de la fraction molaire de CO_2 , dans la phase fluide pour un système $CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - K_2O - H_2O - CO_2$, illustrant la limite de stabilité de l'assemblage muscovite²+ quartz (+ calcite ou + zoisite) pour une pression de 2 Kb (Hewitt, 1973; Johannes et Orville, 1972). La zone tramée correspond aux associations minérales dans la granodiorite étudiée (d'après Bailey et al., 1976, p. 248).

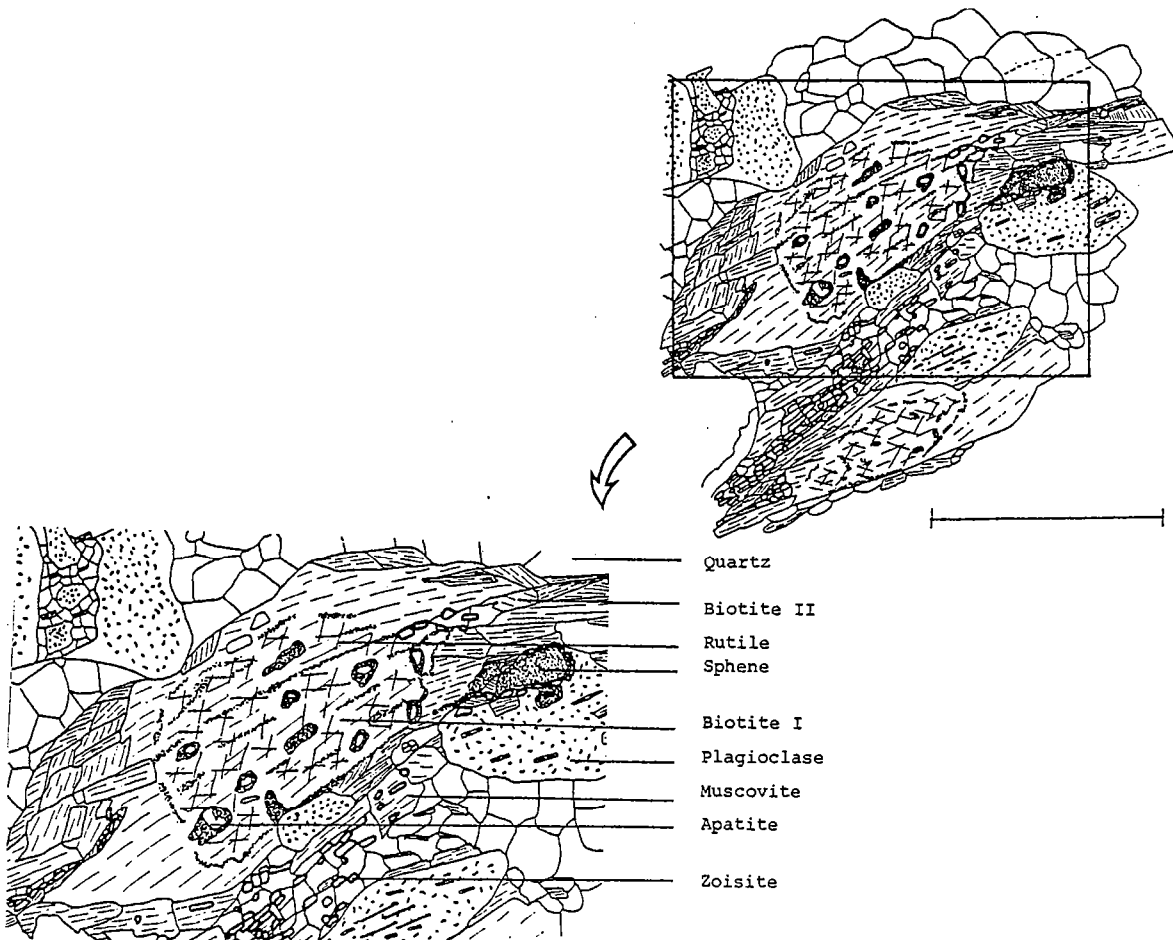


Fig. 26-2 Relations microstructurales entre une biotite primaire et des biotites secondaires dans un échantillon d'orthogneiss de la granodiorite du Grimsel (échelle : 1 mm).

Le champ de stabilité des assemblages minéraux présents dans la granodiorite du Grimsel déformée est reporté dans un diagramme T° en fonction de la fraction molaire de CO_2 dans la phase fluide pour un système $CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - K_2O - H_2O - CO_2$ ($P = 2 \text{ Kb}$) (fig. 26-1); l'extrapolation de ce diagramme pour les conditions métamorphiques alpines ($P = 3,5 \text{ Kb}$) élève les courbes de transformation des feldspaths ($An + Afk$) (température plus élevée pour le point I). Cette modification du diagramme est compensée, dans notre exemple, par la faible teneur en An des plagioclases présents dans la granodiorite de Grimsel ($An \sim 20 \%$) (Storre et al., 1982). Le point invariant I est alors peu modifié. Ce diagramme met en évidence la forte teneur en H_2O de la phase fluide ($XCO_2 < 0.1$).

2.6.2. Evolution modale

L'évolution modale de la roche avec l'augmentation de l'intensité de déformation peut être suivie sur les tableaux d'analyses modales directes ou indirectes (tableaux 26-1 et 26-2). Ce dernier tableau est réalisé pour trois étapes fondamentales de la mylonitisation de la granodiorite du Grimsel, en utilisant conjointement les analyses chimiques des phases minérales et les analyses chimiques des roches totales correspondantes; une bonne corrélation entre les données observées en lame mince (tableau 26-1) et cette interprétation géochimique (tableau 26-2) existe. L'analyse modale indirecte permet d'évaluer la répartition modale de la matrice et dans les stades ultimes de la déformation, la proportion d'albite présente.

Tab. 26-1 Analyses modales par la méthode directe de roches progressivement déformées (cf. I, 3.3.2.).

Echantillon Es	AD 26 0.2	AD 13 1.1	AD 3 1.7	AD 19 2.2	AD 21 3.2	AD 23a 3.4
Quartz	19	22	28	20	15	} 53
Plagioclase	49	49	45	45	30	
Felds. potassique	16	14	6	-	-	-
Biotites	13	13	8	11	5	19
Phensites	-	-	2	4	6	28
Epidote	-	-	2	1	1	-
Matrice	3	3	8	18	39	-

Tab. 26-2 Analyses modales par la méthode indirecte de trois roches types progressivement déformées (cf. I, 3.3.2.).

Faciès Es	non déformée 0.7	orthogneiss 2.0	ultramylonite 3.4
Quartz	21.5	20	27
Plagioclase	50 (oligo.)	45.5 (Ab)	28.5 (Ab)
Felds. potassique	12	-	-
Biotites	13.5	11	13.5
Phengite	-	14	30
Epidotes	2	8	0
Accessoires	1	1.5	1.5

L'évolution progressive des transformations minérales avec l'intensité de déformation croissante (fig. 26-3) peut être résumée en trois étapes successives qui serviront de base pour les bilans minéralogiques (fig. 26-4).

(i) Avant la déformation, la granodiorite est une roche à grain moyen composée d'environ 20 % de quartz, 50 % d'oligoclase, 15 % de feldspath potassique, 13 % de biotite brune et d'accessoires (Steck, 1966).

(ii) Progressivement dans le matériel orthogneissique ($\bar{\epsilon}_s > 1.2$), les feldspaths potassiques s'albitisent puis disparaissent dans les stades mylonitiques. En parallèle, l'albitisation affecte également l'oligoclase. Ce phénomène est reflété dans les bandes de déformation par des cristallisations de néoblastes d'albite et d'épidote (transf. 1 : fig. 26-4).

(iii) Puis, jusqu'aux termes ultramylonitiques, la phase albitique et la matrice recristallisée se modifient par une diminution de l'albite et la disparition de l'épidote. Cette transformation s'effectue au profit des phyllosilicates qui tendent à constituer 50 % du volume total de la roche (transf. 2 : fig. 26-4).

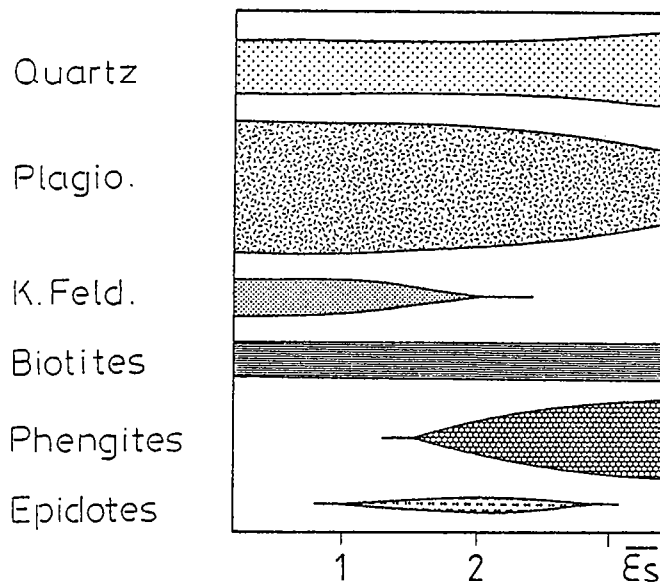


Fig. 26-3 Evolution des phases minérales avec l'intensité de déformation (données compilées à partir des tableaux 26-1 et 26-2).

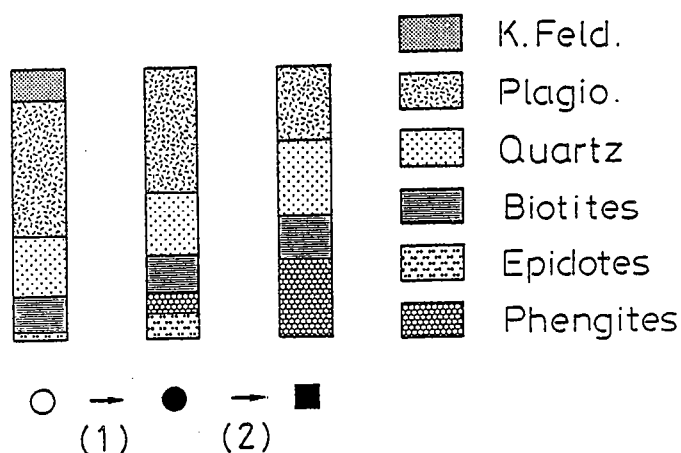


Fig. 26-4 Trois stades majeurs de déformation et leur composition modale : (1) transition roche non déformée (○) - orthogneiss (●); (2) transition orthogneiss (●) - ultramylonites (■).

2.6.3. Evolution de la composition chimique des phases minérales

Les diverses phases minérales présentes dans les différents faciès déformés de la granodiorite du Grimsel ont été analysées à la microsonde (voir méthodologie, partie I, 3.3.1.), afin de dégager deux aspects principaux :

- (i) une estimation des formules structurales et du fer trivalent lorsque les méthodes le permettent;
- (ii) une étude de l'évolution géochimique des différents minéraux en fonction du degré de mylonitisation.

2.6.3.1. Les biotites

Des biotites de types différents sont analysées dans des échantillons de déformation croissante (v. analyses en annexe). Ces types différents correspondent à des sites de cristallisations particuliers qui peuvent être décrits en trois catégories principales :

- BI : les biotites magmatiques, automorphes, de grande taille et le plus souvent sagenitisées (cf. fig. 26-2);
- BII : les biotites fines cristallisées en bordure des biotites primaires. Ces biotites périphériques sont de petite taille et correspondent aux biotites secondaires décrites (fig. 26-2);
- BIII : enfin, les biotites présentes dans les bandes de déformation des ultramylonites et qui, accompagnées de néoblastes de phengites, soulignent la foliation métamorphique en alternance avec des niveaux quartzo-albitiques.

Ces différents types de biotites caractérisées par des localisations typiques font toutes partie du groupe des biotites s.s. (fig. 26-5). De plus, sur ce diagramme, une baisse du rapport fer/magnésium est montrée par les biotites situées dans les bandes de déformation.

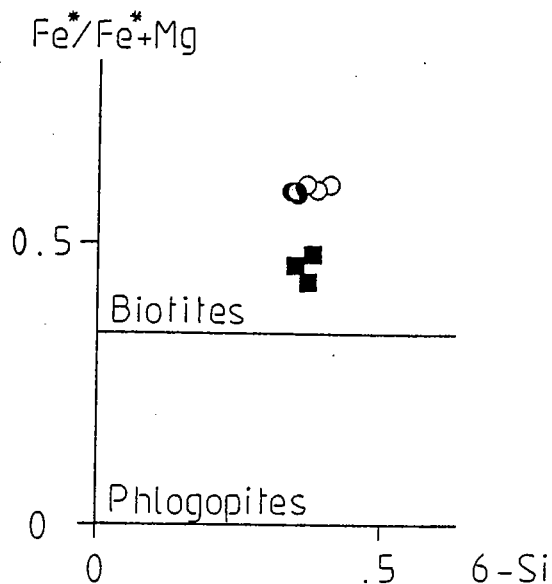


Fig. 26-5 Nomenclature des biotites analysées dans un diagramme prenant en compte les substitutions de silicium et le rapport fer - magnésium. (normalisation à 11 oxygènes) (Fe^* : fer total sous forme divalent).
 cercles ouverts : biotites magmatiques; cercles demi-ouverts : biotites périphériques; cercles fermés : biotites dans les bandes de déformation des orthogneiss; carrés noirs : biotites des ultramylonites.

Les modifications du rapport fer/magnésium observées sur la figure précédente peuvent être visualisées en étudiant les variations de Mg et Fe^* en fonction de l'augmentation de l'intensité de déformation (fig. 26-6). L'évolution de ces deux éléments est antagoniste lorsque la déformation augmente et est reflétée par l'augmentation du magnésium et la diminution du fer total.

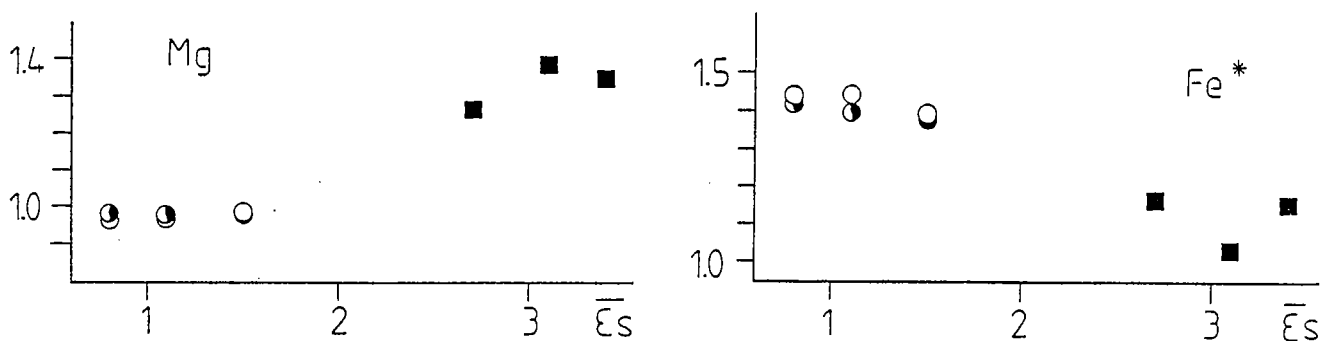


Fig. 26-6 Diagrammes d'évolution du fer et du magnésium en fonction de l'intensité de déformation (en ordonnée le nombre de cations) (normalisation à 11 oxygènes).
 mêmes symboles que fig. 26-5.

L'échange de ces deux éléments (environ 0.5 cations) au fur et à mesure de la déformation s'effectue clairement à partir des stades mylonitiques ($\bar{\epsilon}_s > 2$). Dans les échantillons de roche peu déformée et d'orthogneiss, les biotites magmatiques sont en équilibre avec les biotites périphériques pour ces deux éléments (même rapport Fe/Mg). L'augmentation du magnésium est en accord avec les données géochimiques roches totales, tandis que la diminution du fer total dans les biotites, à partir des stades mylonitiques, est sans doute à relier à la cristallisation massive des phengites (consommatrices de fer) (v. analyses en annexes) (fig. 26-3).

Cette diminution du fer total soulève le problème de l'évolution du rapport fer ferrique - fer ferreux avec l'augmentation de l'intensité de déformation. Le fer trivalent est estimé par normalisation des analyses chimiques de biotites à 7 cations + Ti + Alxc (Dymek 1983; partie I, § 3.3.1.). Le rapport fer trivalent - fer total reste constant depuis les biotites magmatiques jusqu'aux biotites des ultramylonites (fig. 26-7) et dans une gamme de valeurs d'environ 20 % du fer total. Cette évolution est par ailleurs en accord avec les données géochimiques sur roche totale (fig. 24-4) et argue en faveur d'un équilibre oxydo-réducteur dans les zones de cisaillement de la granodiorite.

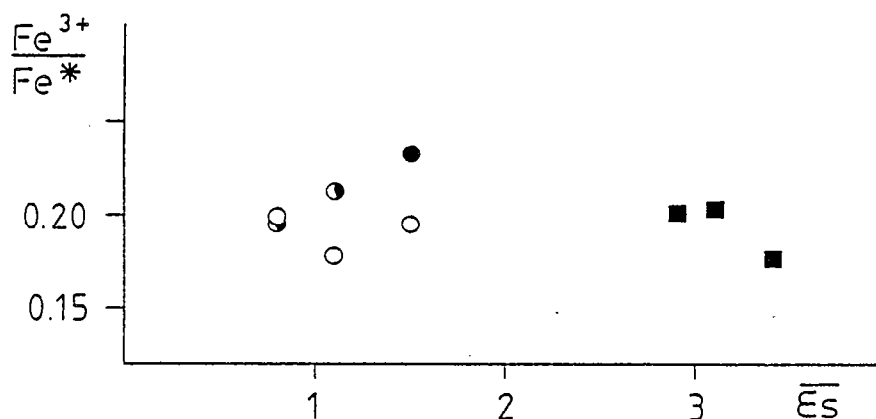


Fig. 26-7 Diagramme d'évolution du rapport fer trivalent - fer total en fonction de l'intensité de déformation (normalisation à 7 cations + Ti + Alxc). mêmes symboles que fig. 26-5.

2.6.3.2. Les phengites

Les phengites apparaissent sous forme de petits néoblastes dans les bandes de déformation des échantillons fortement déformés ($\bar{\epsilon}_s > 2$). Leurs formules structurales basées sur 11 oxygènes sont constantes et les situent entre des compositions de phengites s.s. et de muscovite s.s. (20 - 30 % de substitution phengitique et 5 - 7 % de substitution diocta-trioctaédrique) (fig. 26-8).

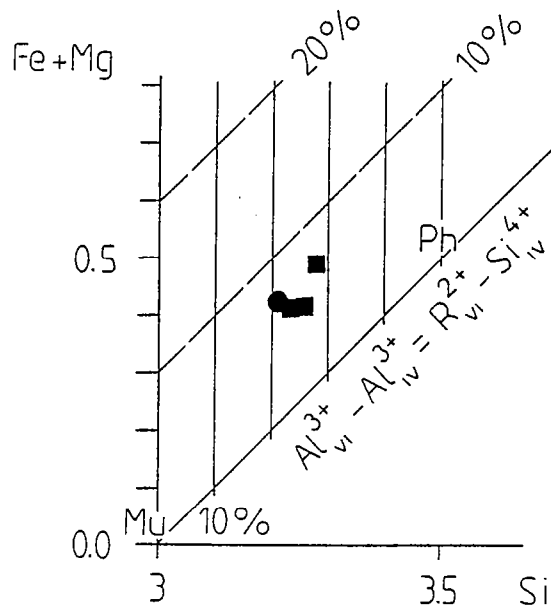


Fig. 26-8 Diagramme d'évolution des substitutions dioctaédriques - trioctaédriques et phengitiques pour des formules structurales de micas blancs à 11 oxygènes. Mu : muscovite; Ph : phengite. Ronds noirs : micas dans orthogneiss; carrés noirs : micas dans ultramylonites.

Une estimation du fer trivalent est réalisée à partir de normalisations des analyses chimiques à 6 cations + Ti (voir Partie I, 3.3.1.). Les quantités de Fe^{3+} sont estimées à partir de deux diagrammes combinés (fig. 26-9 - 26-10) et fixent des valeurs très faibles de Fe^{3+} de l'ordre de .03 à .05 cations. Ces valeurs permettent de calculer le rapport fer ferrique - fer total : elles se situent dans le même ordre de grandeur que les rapports de biotites ($\sim 20\%$) ($Fe^{3+}/\text{fer total analysé} \sim 0,2$; v. analyses de phengites en annexe).

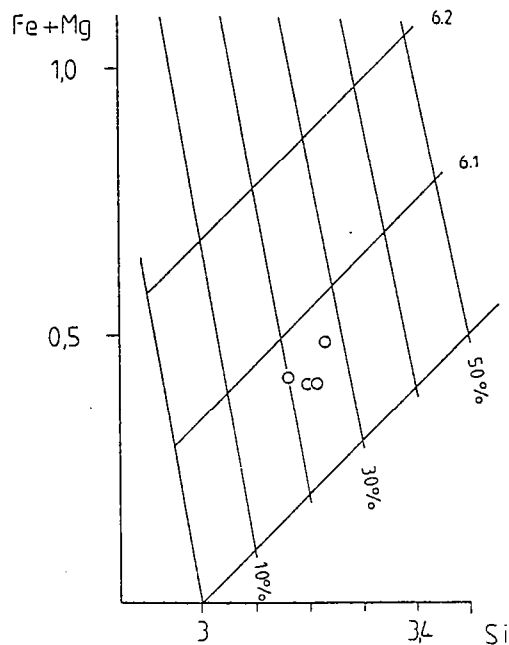


Fig. 26-9 Diagramme d'évolution des substitutions diocta-trioctaédriques et phengitiques pour les formules structurales de micas blancs normalisées à 6 cations.

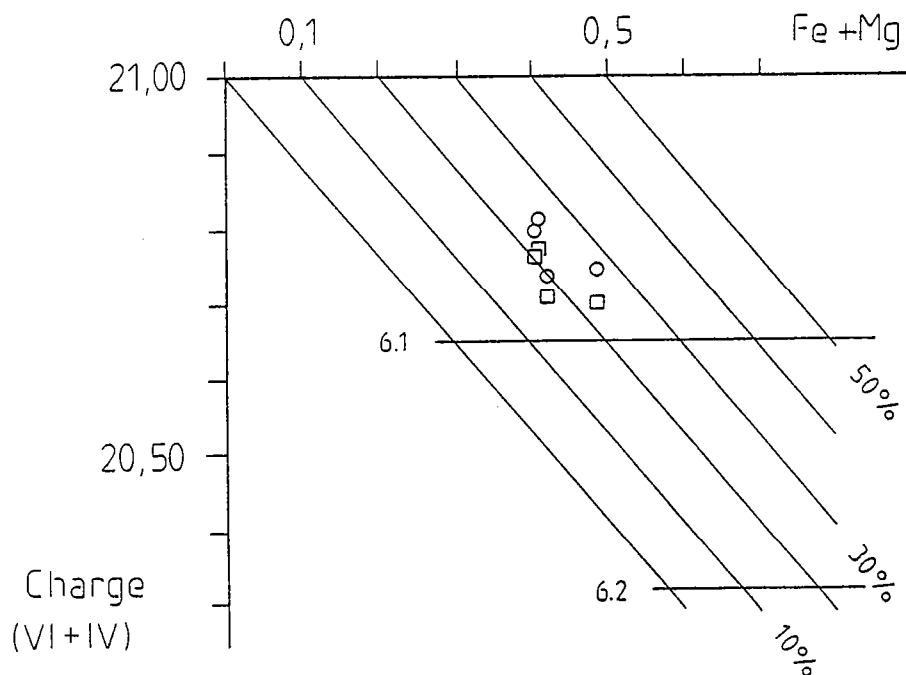


Fig. 26-10 Evolution de la charge des cations dans les sites diocta et trioctaédriques en fonction du nombre de cations Fe + Mg. Représentation des taux de substitution diocta-trioctaédrique et phengitique. (explication de la détermination de Fe^{3+} partie I, § 3.3.1.).

2.6.3.3. Les feldspaths

Les résultats sur les feldspaths sont donnés brièvement, une étude plus précise de cette phase minérale est entreprise par F. Auffray (thèse en cours).

Feldspath potassique

Ce minéral se présente dans les échantillons peu déformés sous forme de cristaux automorphes de grande taille, souvent perthitiques et zonés, puis disparaît progressivement avec la déformation en se transformant en albite, tout en préservant sa structure magmatique (Stalder, 1964). Cette transformation, localisée à la périphérie des clastes dans les roches peu déformées (v. analyses en annexe), se développe progressivement par diffusion et remplacement du potassium par du sodium dans le réseau cristallin des feldspaths des roches orthogneissifiées (voir *).

* Deux techniques ont été utilisées pour détecter la présence (i) des feldspaths potassiques dans les orthogneiss et les roches peu déformées et (ii) de l'albite dans les ultramylonites :

(i) Coloration du feldspath potassique en lame mince et sur sections de roches dans des plans λ_1, λ_2 : après attaque de 1 à 2 minutes à l'acide fluorhydrique (40 %), lavage à l'eau et séchage, les lames ou les sections de roches sont trempées dans un bain de solution saturée de cobaltinitrite de sodium ($6 \text{ g}/10 \text{ cm}^3$) durant 2 à 3 minutes. Les feldspaths potassiques se colorent alors en jaune.

(ii) Diagrammes de poudres en diffraction (appareil Philips à anticathode de cobalt, interprétation des résultats à l'aide du fichier ASTM).

Plagioclases

Le plagioclase magmatique est de l'oligoclase et se présente sous forme de cristaux automorphes parfois zonés et le plus souvent séricitisés. Trois échantillons de roches progressivement déformées ont été choisies pour étudier les variations de composition des plagioclases avec l'intensité de déformation (v. analyses en annexe). L'évolution chimique de ces minéraux montre une tendance progressive à l'albitisation des différents domaines analysés (coeur et périphérie des clastes, néoblastes dans les bandes de cisaillement) (fig. 26-11).

Pour les roches peu déformées ($\bar{\epsilon}s < 1.2$), le coeur des plagioclases garde un fort pourcentage d'anorthite tandis que les teneurs diminuent progressivement vers la périphérie jusqu'à des cristallisations d'albites dans des bandes de déformation locales (fig. 26-11).

Dans les orthogneiss ($1.2 < \bar{\epsilon}s < 2$), le coeur des clastes feldspathiques tend à devenir albitique et les bordures de minéraux montrent des compositions similaires aux néogénèses localisées dans les bandes de déformation (fig. 26-11).

Enfin, dans les termes ultramytonitiques, seuls les néoblastes d'albite sont présents et montrent des teneurs en anorthite très faibles ($\sim 2\%$) (fig. 26-11).

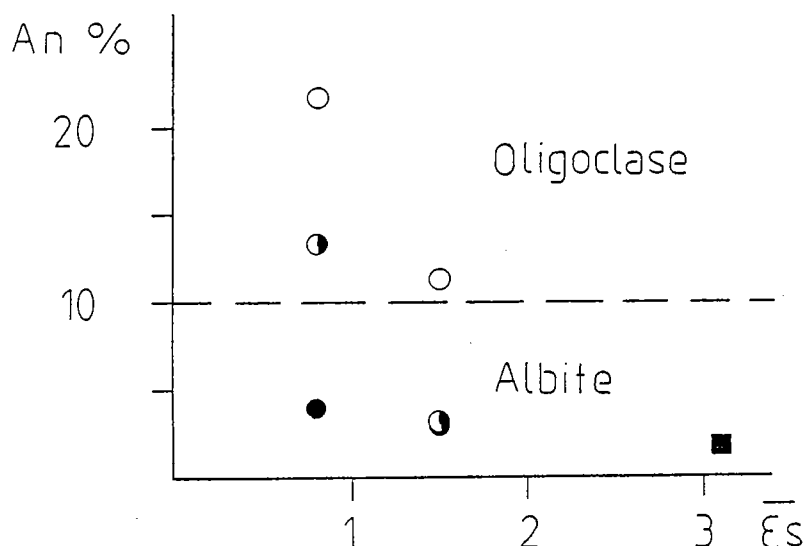


Fig. 26-11 Evolution du pourcentage d'anorthite dans les plagioclases en fonction de l'intensité de déformation.
Cercles ouverts : coeurs des clastes; cercles demi-ouverts : périphérie des clastes; points noirs et carrés noirs : néoblastes.

Relation avec la géochimie de la roche totale

L'albitisation globale de la roche (coeur et périphérie des clastes néoblastes dans la matrice) s'effectue dès les faciès orthogneissiques ($\bar{\epsilon}_s > 1.2$), la diminution du calcium des plagioclases (% An) est alors accompagnée par des cristallisations d'épidotes dans les bandes de déformation (fig. 26-3). L'albitisation de la phase feldspathique (KF et oligoclase) dans les orthogneiss se corrèle parfaitement avec les migrations des éléments chimiques dosés dans les analyses de roches totales pour des intensités de déformation inférieures à $\bar{\epsilon}_s = 2$ (diminution de K_2O et augmentation de Na_2O). Lorsque l'intensité de déformation augmente, ces tendances chimiques générales s'inversent en association avec la déstabilisation de l'albite au profit des phengites (voir figures 24-3 et 26-3).

2.6.3.4. Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires ont été analysés afin d'intégrer leurs compositions chimiques dans les bilans minéralogiques (épidotes) ou plus simplement pour connaître leur formule structurale (chlorite - opaques).

Chlorites

Les chlorites sont rares, de petite taille, et essentiellement localisées dans les bandes de déformation. L'estimation du fer trivalent n'a pas été effectuée. Elles se situent dans les champs des brunsvigites ($Fe^{3+} < 4\%$) ou des chamoisites ($Fe^{3+} > 4\%$) (fig. 26-12). Par analogie avec les autres phases minérales ferromagnésiennes, dans lesquelles le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} est de l'ordre de 20 %, ces chlorites ne devraient pas posséder plus de 4 % de fer trivalent et seraient alors définies comme des brunsvigites (fig. 26-12A) (v. analyses en annexe).

Epidotes

Les formules structurales des épidotes (basées sur 12.5 oxygènes et en supposant la totalité du fer sous forme trivalente) donnent une estimation du fer supérieure à 3 %. Les zoisites et clinozoisites observées en lame mince au microscope optique ont des compositions chimiques qui les rapprochent des épidotes s.s. ($Fe^{3+} > 3\%$) (v. analyses en annexe).

Opaques

Ces minéraux sont présents dans les différents faciès et sont de composition chimique constante. Il s'agit d'ilménite (v. analyses en annexe).

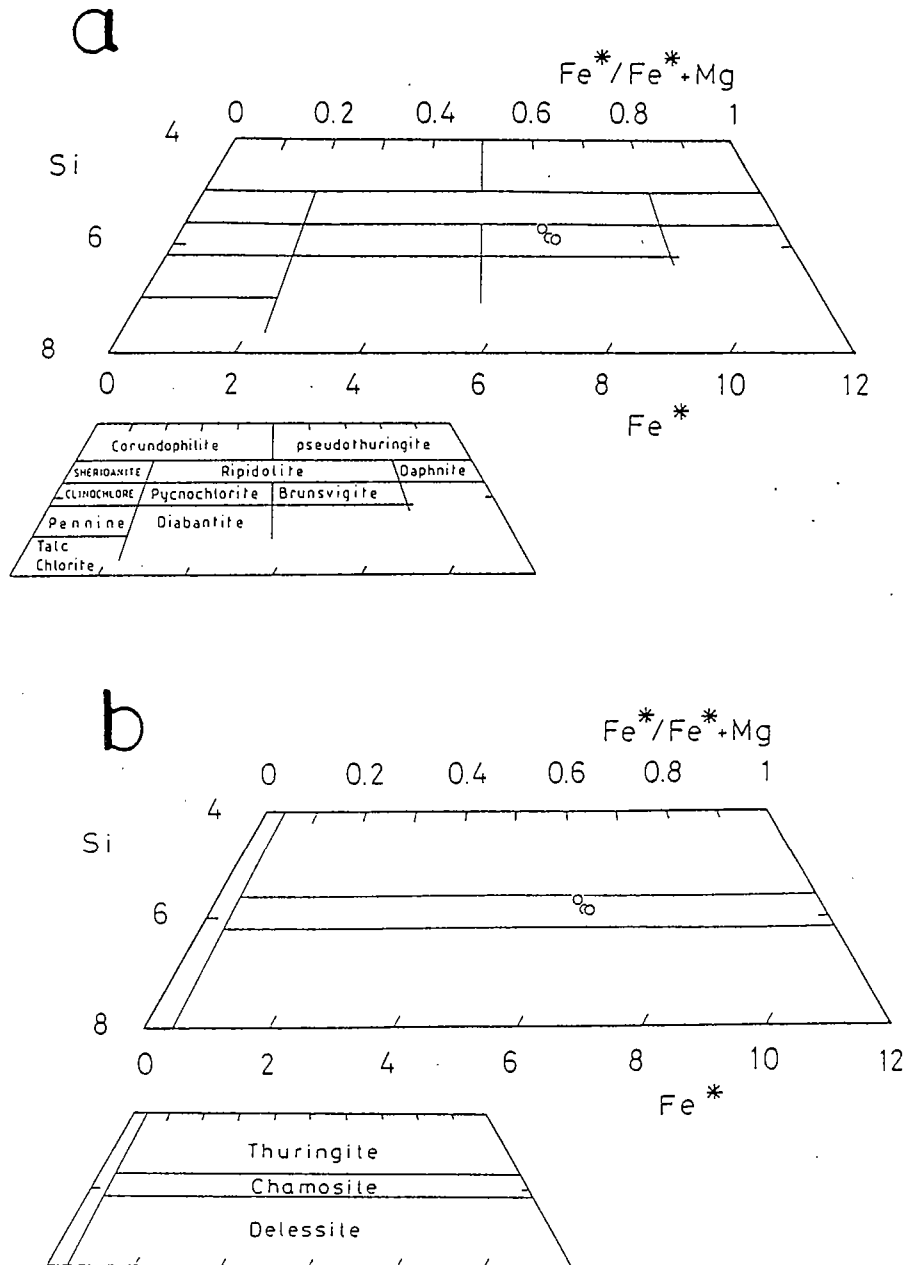
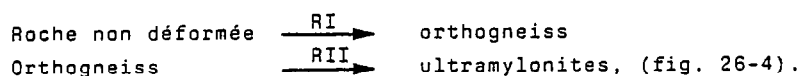


Fig. 26-12 Diagramme de classification des chlorites (modifié d'après Hey, 1954). Fe^* : fer total sous forme divalente. A : orthochlorites; B : oxychlorites.

2.6.4. Equations minérales globales

L'établissement des bilans minéralogiques responsables des changements de compositions globales de la roche est possible si : (i) les cations sont fournis par la somme des réactions locales au sein de la roche, et (ii) l'équilibre global des transferts dans les roches est réalisé par l'intermédiaire des différentes réactions localisées dans les différents sites réactionnels (Carmichael 1969, Ferry 1979).

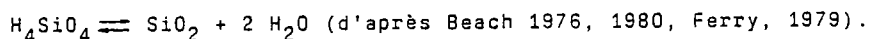
Les réactions de transformation des phases minérales sont établies pour deux étapes majeures de la déformation RI et RII :



Les différentes données géochimiques nécessaires à l'élaboration des équations sont résumées sous forme de tableaux (tab. 26-3, 26-4, 26-5). Nous rappellerons ci-dessous les simplifications effectuées dans l'étude de ce système (cf. aussi partie I, § 3.3.2.) :

- Seuls les éléments majeurs sont pris en compte (à l'exception de Mn, Ti, P).
- Le fer est exprimé sous forme totale divalente, cette simplification semble raisonnable puisque le rapport fer ferrique/fer ferreux est constant dans les échantillons et les minéraux des zones analysées.
- Enfin, seules les phases minérales majeures et l'épidote sont prises en compte; les minéraux accessoires et la chlorite (- 1 %) ne sont pas inclus dans ce modèle d'équations minérales.

Les transformations des phases minérales dans les deux réactions envisagées sont établies à aluminium constant selon la méthode proposée dans la première partie (cf. § 3.3.2.). Dans cette méthode, les rapports entre les phases minérales produites doivent être en proportions identiques à l'analyse modale et correspondre à des réactions observées en lame mince. Par ailleurs, dans toutes les réactions envisagées, le quartz augmente avec la déformation. La silice quitte probablement les sites feldspathiques sous forme d'ions en solution pour cristalliser dans des endroits différents. Par convention, les équations sont équilibrées avec une phase fluide sous forme H_2O et la silice en solution (acide silicique) peut alors s'exprimer de la manière suivante :



Oxydes	Roche ($\bar{E}s = 0.7$)	Oligoclase 50 %	Felds. potas. 12 %	Biotite 13.5 %	Quartz 21.5 %	Epidote 2 %
SiO ₂	66.08	62.48	63.48	37.00	100	38.80
Al ₂ O ₃	16.33	23.36	18.43	16.60	-	26.51
FeO*	3.97	-	-	27.87	-	9.04
MnO	0.08	-	-	0.39	-	0.23
MgO	1.15	-	-	8.59	-	-
CaO	3.13	4.61	-	-	-	22.81
Na ₂ O	4.61	9.09	1.00	0.10	-	-
K ₂ O	3.16	0.23	15.56	9.76	-	-
TiO ₂	0.69	-	-	1.90	-	0.08
P ₂ O ₅	0.17	-	-	-	-	-
P.F.	0.62	-	-	-	-	-
Total	100	99.77	98.46	96.21	100	97.47
Volume Molaire		100.50	108.87	149.66	22.69	139.2

. Echantillons AD 13 - A 14. vol.; Molaire d'après Robie, Hemingway & Fischer 1979 (Ibar, 298.15 K) (cm³/moles⁻¹).

- B
- Oligoclase: (Na .78 Ca .22) (Al 1.22 Si 2.77) O₈
- Feldspath Potassique: (K .93 Na .09) (Al 1.02 Si 2.98) O₈
- Biotite: (N .01 K .94) (Mg .96 Fe 1.38 Mn .02 Al .26 Ti .11) (Si 2.79 Al 1.21) O₁₀ (OH)₂ (Dymek, 1983).
- Epidote: (Ca 1.95) (Fe²⁺ .6 Mn .1 Al 2.49) (Si 3.09 O 12) (OH)

Tab. 26-3 Données des analyses géochimiques utilisées pour la roche non déformée (A) et formules structurales de minéraux correspondantes (B).

Oxydes	Roche ($\bar{E}s = 20$)	Albite 45.5	Phengite 14%	Biotite 11%	Epidote 8 %	Quartz 20 %
SiO ₂	64.87	67.95	47.65	36.32	38.80	100
Al ₂ O ₃	16.66	20.56	30.76	16.93	26.51	
FeO*	4.02	-	3.73	21.50	9.04	
MnO	0.09	-	0.06	0.49	0.23	
MgO	1.40	-	2.15	8.51	-	
CaO	3.06	0.68	-	-	22.81	
Na ₂ O	5.00	10.92	0.19	0.10	-	
K ₂ O	2.98	0.13	10.57	9.63	-	
TiO ₂	0.69	-	0.17	1.59	0.08	
P ₂ O ₅	0.18	-	-	-	-	
P.F.	1.03	-	-	-	-	
Total	100	100.24	95.28	95.07	97.47	100
Volume Molaire		100.07	140.71	149.66	139.20	22.69

. Echantillons AD 16, AD 25, AD 22 ; volume molaire idem tableau 26.3.

- B
- Albite: (Na .92 Ca .03) (Al 1.05 Si 2.96) O₈
- Phengite: (Na .02 K .91) (Mg .22 Fe .21 Al 1.65) (Si 3.21 Al .79) O₁₀ (OH)₂
- Biotite: (Na .01 K .94) (Mg .97 Fe 1.37 Mn .03 Al .29 Ti .09) (Si 2.77 Al 1.23) O₁₀ (OH)₂
- Epidote: (Ca 1.95) (Fe²⁺ .6 Mn 0.1 Al 2.49) (Si 3.09 O 12) (OH)

Tab. 26-4 Données des analyses géochimiques utilisées pour les orthogneiss (A) et formules structurales de minéraux correspondantes (B).

Oxydes	Roche (Es 3-4)	Albite 28.5%	Phengite 30%	Biotite 13%	Quartz 27%
SiO ₂	65.85	67.74	48.93	37.45	100
Al ₂ O ₃	16.78	20.33	29.15	16.21	
FeO*	3.42	-	4.03	18.31	
MnO	0.06	-	-	0.32	
MgO	2.62	-	2.65	12.01	
CaO	0.70	0.38	-	-	
Na ₂ O	3.12	11.32	0.14	0.06	
K ₂ O	4.87	0.08	10.68	9.99	
TiO ₂	0.65	-	0.31	1.55	
P ₂ O ₅	0.17	-	-	-	
P.F.	1.75	-	-	-	
Total	100	99.85	95.89	95.81	100
Volume Molaire		100.07	140.71	149.66	22.69

. Echantillons AD 23a; volume molaire idem tableau 26.3

B

Albite : (Na .96 Ca .02) (Al 1.05 Si 2.96) O₈

Phengite : (Na .02 K .91) (Mg .26 Fe .23 Al 1.58) (Si 3.28 Al .72) O₁₀ (OH)₂

Biotites : (Na .01 K .94) (Mg 1.34 Fe 1.14 Mn 0.02 Al .23 Ti .09) (Si 2.80 Al 1.20) O₁₀ (OH)₂

Tab. 26-5 Données des analyses géochimiques utilisées pour les ultramylonites (A) et formules structurales des minéraux correspondantes (B).

2.6.4.1. Transition roche non déformée - orthogneiss (réaction I)

Le nombre de moles de chaque phase minérale peut être calculé à partir du tableau 26-3 et exprimé sous la forme suivante (tab. 23-6) :

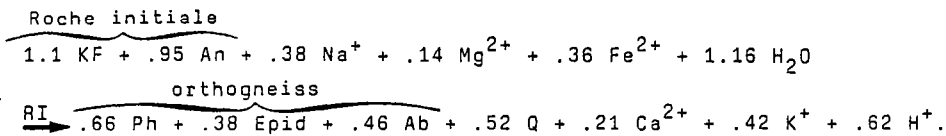
Phase	Mode	nb moles
Quartz	21,5	9,47
Oligoclase	50	5,00
Feldspath K	12	1,10
Biotite I	13,5	,90
Epidote	2	,14

(avec 5,00 Oligoclase : 1,1 An + 3,9 Ab)

Tab. 23-6 : Tableau de répartition en volume (Mode) et en Moles des différentes phases minérales des roches non déformées

Le volume des phases majeures est alors de 989.16 cm^3 , les 11 cm^3 manquant correspondent aux minéraux accessoires non pris en compte (1 % modal).

Les réactions observées en lame mince tendent vers une disparition totale des feldspaths potassiques et du pôle anorthite de l'oligoclase au profit d'une association à épidote, albite, phengite et quartz. Dans l'albite des orthogneiss, il reste le plus souvent 0.03 moles de calcium qui correspondent à 0.15 moles d'anorthite (v. analyses en annexe). De ce fait, dans les réactions de déstabilisation des plagioclases, seules 0.95 moles d'anorthites sont utilisées. Une réaction globale de transformation minérale entre ces deux faciès à aluminium constant et répondant aux contraintes de départ s'exprime de la façon suivante :



Cette transformation minérale modifie le mode de la roche initiale (tab. 26-7). La comparaison entre les pourcentages des différentes phases minérales obtenues par la réaction RI (tab. 26-7) et ceux définis par les méthodes d'analyse modale directe ou indirecte (tab. 26-1, 26-2) montre un fort degré de similitude :

	Mode calculé (RI)	Moles
Quartz	23	9.89 (9.47 + .52)
Albite	46	4.51 (4.05 + .46)
Biotite II	14	.90
Phengite	9.5	.66
Epidote	7.5	.52 (.14 + .38)

Tab. 26-7 : Tableau de répartition en volume (Mode) et en moles des différents minéraux dans les orthogneiss

Les gains (apports externes) et les pertes (départs externes) des différents éléments dans cette réaction vont également dans le même sens que ceux observés par la géochimie des éléments majeurs :

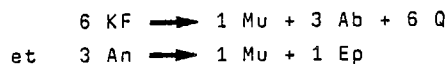
- gains : Na^+ , Mg^{2+} , H_2O ,
- pertes : K^+ , Ca^{2+} .

En remarque, il convient de souligner que les variations du fer ne peuvent pas être prises en compte puisque cet élément entre dans la composition de certains minéraux accessoires qui n'interviennent pas dans la réaction globale théorique (ex. ilménite, chlorite).

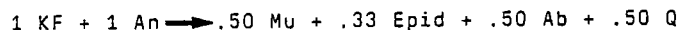
Cette transformation souligne les commentaires suivants :

(1) cette transformation s'effectue avec une perte de volume très faible d'environ 1.4 %, en effet le volume global de la roche après transformation est de l'ordre de 975.55 cm^3 . Cette variation de volume est négligeable compte tenu des simplifications inhérentes à la méthode d'établissement des réactions minérales.

(2) enfin, cette transformation qui correspond à l'albitisation et l'épidotisation de la roche initiale est à rapprocher des équations établies pour des pôles purs à aluminium et silice constants dans un système $\text{K}_2\text{O}, \text{Na}_2\text{O}, \text{CaO}, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}$:

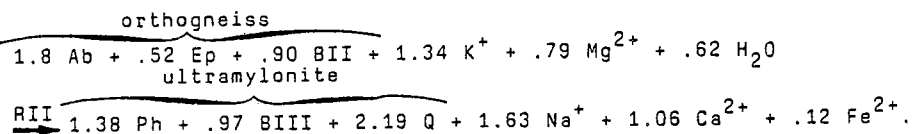


de telle sorte que :



2.6.4.2. Transition orthogneiss - ultramylonites (Réaction II)

La réaction de transformation est établie d'après le nombre de moles de chaque phase présente dans les orthogneiss (tab. 26-7). Cette transformation minérale correspond essentiellement à la disparition de 40 % d'albite (1.8 moles) et à la disparition totale d'épidote au profit des phengites (fig. 26-3), de plus le changement de composition chimique des biotites est pris en compte sans modification de leur volume global au cours de la déformation (fig. 26-3). La réaction globale peut alors s'écrire de la manière suivante:



Cette transformation minérale aboutit à une roche de composition minérale (tab. 26-8) comparable avec les analyses modales précédentes (tab. 26-1, 26-2).

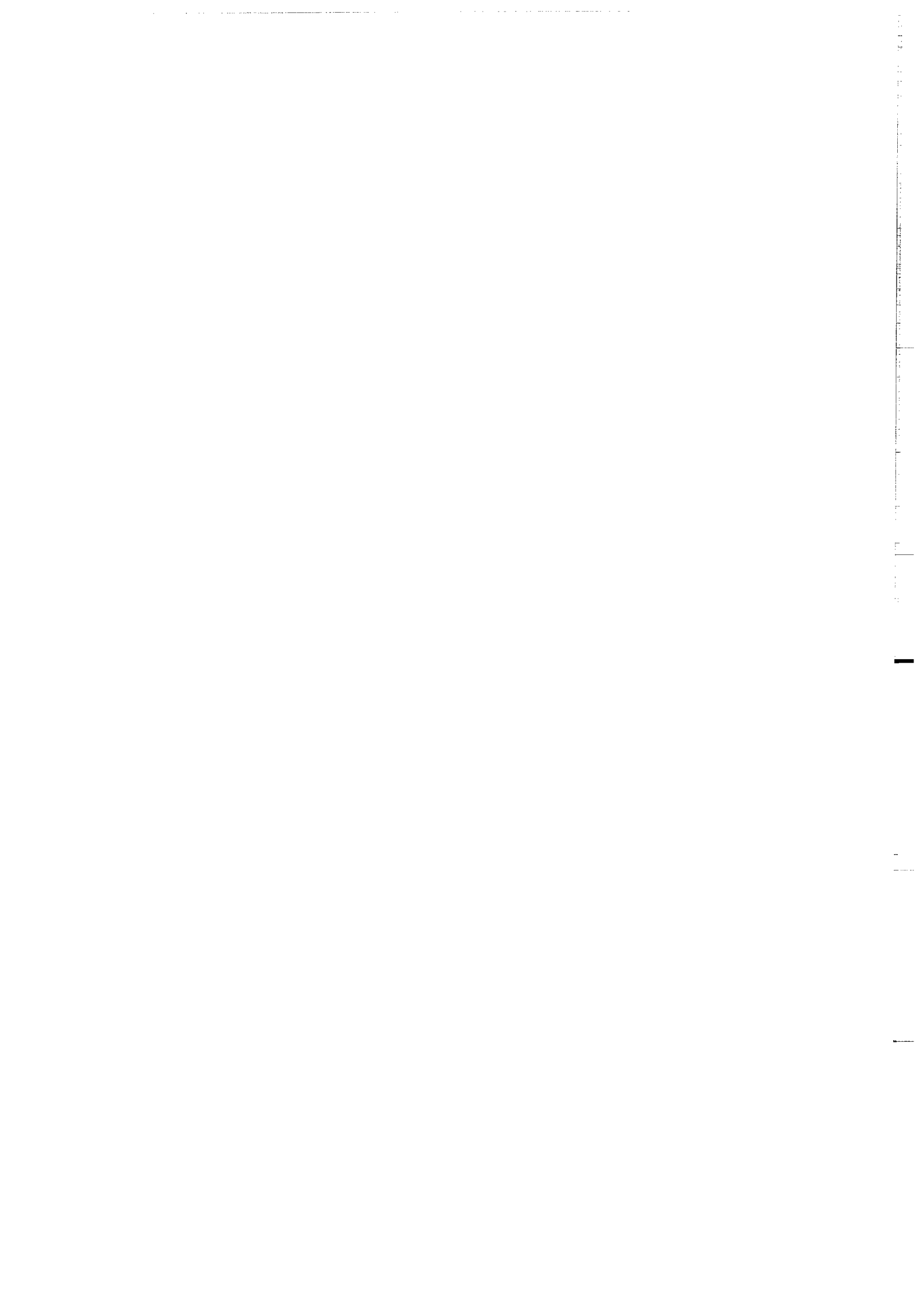
	Mode calculé (RII)	Moles
Quartz	28	12.08 (9.89 + 2.19)
Albite	27.75	2.71 (4.51 - 1.80)
Phengite	29.4	2.04
Biotite III	14.85	.97

Tab. 26-8 : Tableau de répartition en volume (Mode) et en Moles des différentes phases minérales des ultramylonites

Les transferts d'éléments chimiques associés à cette équation minérale sont également en accord avec les données géochimiques des éléments majeurs (gains : K, Mg et perte : Ca, Na). Pour la même raison qu'au paragraphe précédent, la mobilité du fer ne peut être considérée.

Enfin, la variation de volume total associée à ce type de transformation est faible et correspond à un gain de volume de 0.2 % environ (volume des ultramylonites : 977, 6 cm³).

En conclusion, ce modèle de transformations minérales permet d'expliquer les transferts des éléments géochimiques et de quantifier les réactions minérales développées pendant la déformation. Les résultats majeurs de ce chapitre seront rappelés ultérieurement, lors de la discussion sur les modalités des transferts de matière (cf. chap. 4).



Chapitre 3 :

<u>Etude des transferts de matière en faciès amphibolite (Massif du Gothard).</u>	p 207
3-1. Microstructures et déformation finie	p 210
3-2. Géochimie	p 213
3.21) Variations magmatiques et variations associées à la déformation.	
3.22) Bilans géochimiques absolus.	
3-3. Comparaison avec le Massif de l'Aar.	p 216
Conclusion	

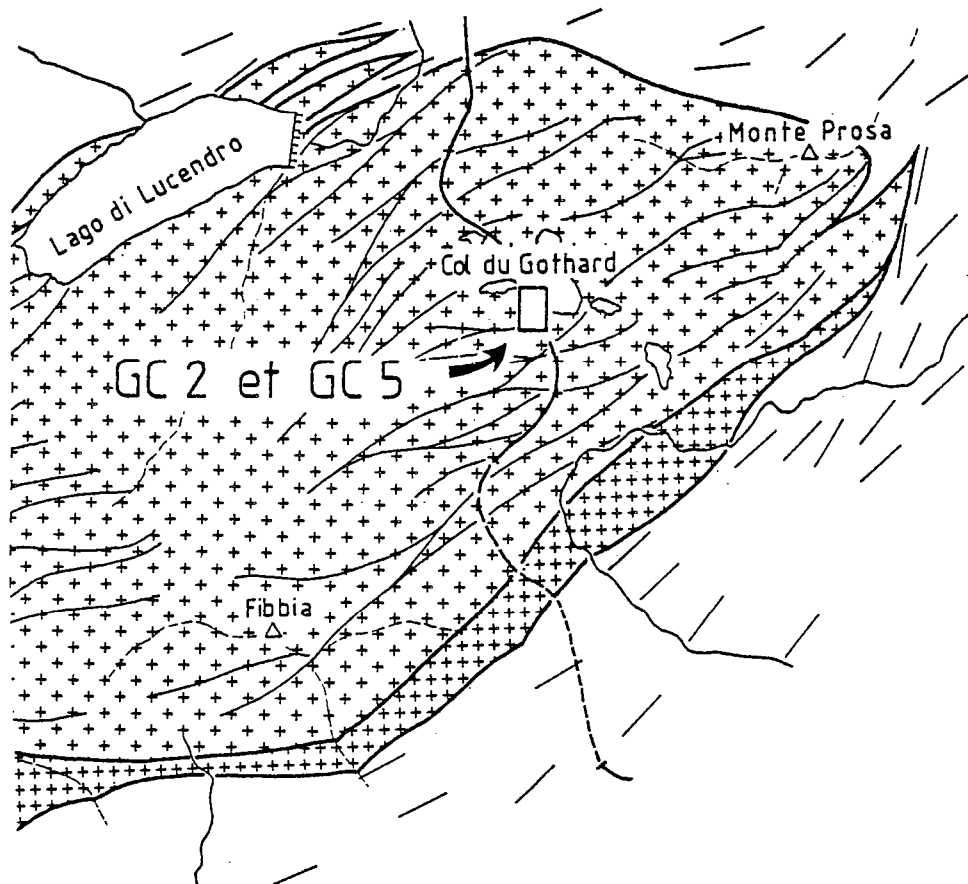


Fig. 31-1 Localisation des zones d'échantillonnage géochimique (Gc2 : 60 m; Gc5 : 8 m)
(cf. fig. 13-2).

Chapitre 3

ETUDE DES TRANSFERTS DE MATIERE EN

AMPHIBOLITE FACIES (MASSIF DU GOTHARD)

INTRODUCTION

Dans la région étudiée, les granitoïdes hercyniens du massif du Gothard ont subi une déformation ductile hétérogène d'âge Alpin (cf. chap. 1). Le massif du Gothard est fortement déformé dans son ensemble. Les zones préservées de déformation sont moins nombreuses que dans le massif de l'Aar. Les gradients de déformation échantillonnés se situent au coeur du Massif dans le granite de Fibbia (fig. 31-1).

Dans ce chapitre, les modifications chimiques associées à la déformation dans les conditions du faciès amphibolite ($P : 5 - 5,5 \text{ Kb}$; $T^\circ : 500 - 550^\circ$) (cf. chap. 1, partie II) sont étudiées et comparées à celles enregistrées dans le massif de l'Aar.

- 3.1. Microstructures et déformation finie.
- 3.2. Géochimie.
- 3.3. Comparaison avec le massif de l'Aar.

3.1. MICROSTRUCTURES ET DEFORMATION FINIE

L'intensité de déformation est mesurée sur des enclaves magmatiques présentes dans les différents faciès déformés du granite de Fibbia (cf. Partie I, § 3.1.). Le pourcentage de matrice dans ces roches montre une très bonne corrélation avec l'intensité de déformation (fig. 31-2) (cf. méthode, partie I, chap. 3.1.). Le pourcentage de matrice est utilisé pour quantifier l'intensité de déformation dans les échantillons non pourvus de marqueurs de déformation (fig. 31-3) dans les deux gradients de déformation étudiés dans le granite de Fibbia (fig. 31-4) (Gc2 et Gc5, respectivement à l'échelle de 60 m et 8 m).

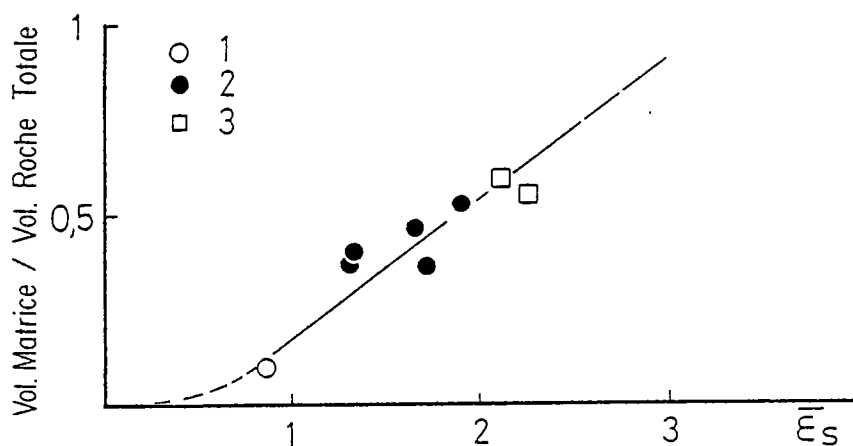


Fig. 31-2 Relation entre le pourcentage de matrice et l'intensité de déformation finie dans le granite de Fibbia (coeff. corr. : 0.923).
 1 : roches peu déformées (subisotropes); 2 : orthogneiss; 3 : mylonites.

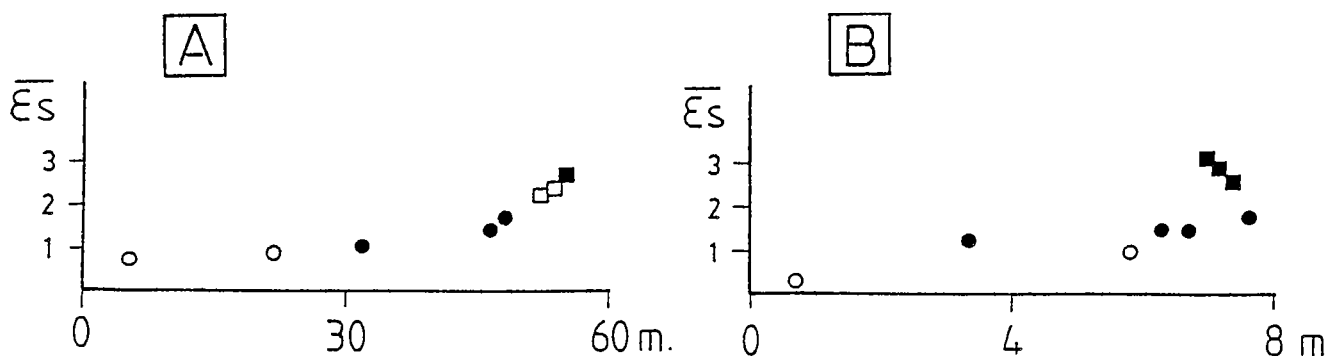
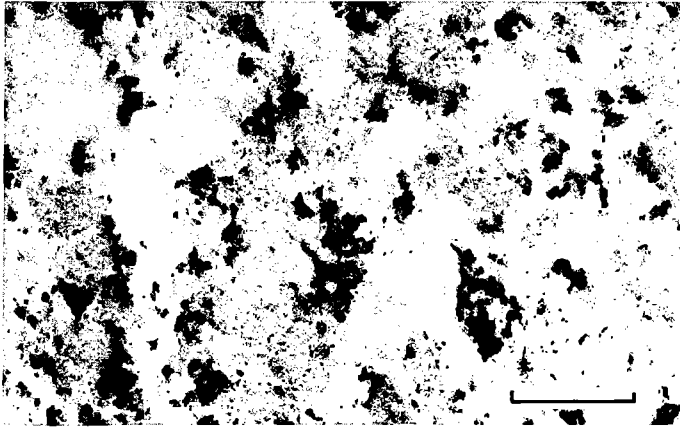
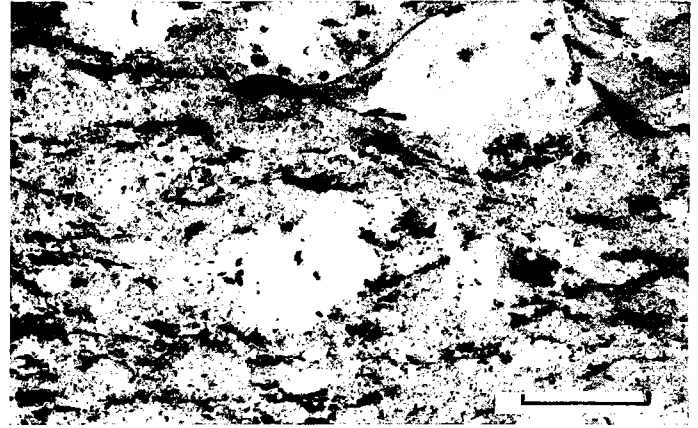


Fig. 31-4 Profils intensité de déformation - distance pour les deux sites étudiés.
 A : Gc2; B : Gc5. (mêmes symboles que fig. 31-2).



Stade isotrope

% matrice 2
 $\overline{\epsilon_s}$ 0,3



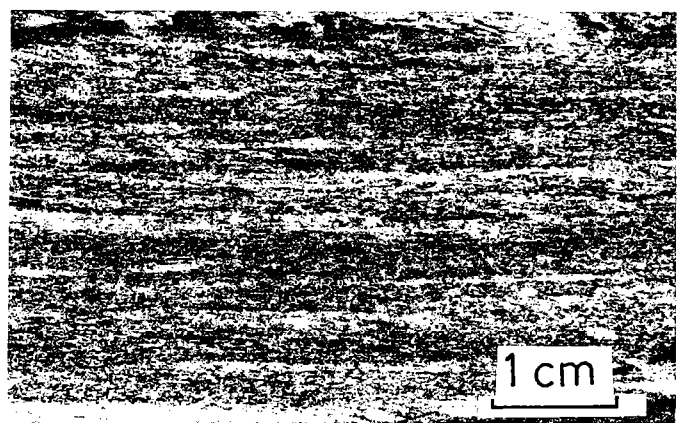
Stade orthogneissique

% matrice 37
 $\overline{\epsilon_s}$ 1,5



Stade orthogneissique

% matrice 50
 $\overline{\epsilon_s}$ 1,8



Stade ultramylonitique

% matrice 99
 $\overline{\epsilon_s}$ 3,1

Fig. 31-3 Exemples de corrélation entre pourcentage de matrice et intensité de déformation dans quatre faciès types du granite de Fibbia ($\overline{\epsilon_s}$ dans le stade ultramylonitique est estimé à partir du pourcentage de matrice calculé (cf. relation fig. 31-2).

La corrélation entre le paramètre de structure (% de matrice) et l'intensité de la déformation ($\bar{\epsilon}_s$) dans le granite de Fibbia est comparable à celle observée dans la granodiorite du Grimsel (schiste vert) et dans la granodiorite de Lukmanier (amphibolite faciès : col de Lukmanier, massif du Gothard) (fig. 31-5). En d'autres termes, quelle que soit la roche de départ (granite ou granodiorite) et le faciès métamorphique (schiste vert - amphibolite), le changement de structure de la roche (rapport clastes/matrice) s'effectue de manière identique lorsque l'intensité de déformation augmente dans les granitoïdes étudiés. Ce résultat montre que les changements de structures dépendent essentiellement de l'intensité de déformation finie. De ce fait, la généralisation de cette méthode pourrait permettre de quantifier l'intensité de déformation dans les granitoïdes déformés de manière ductile.

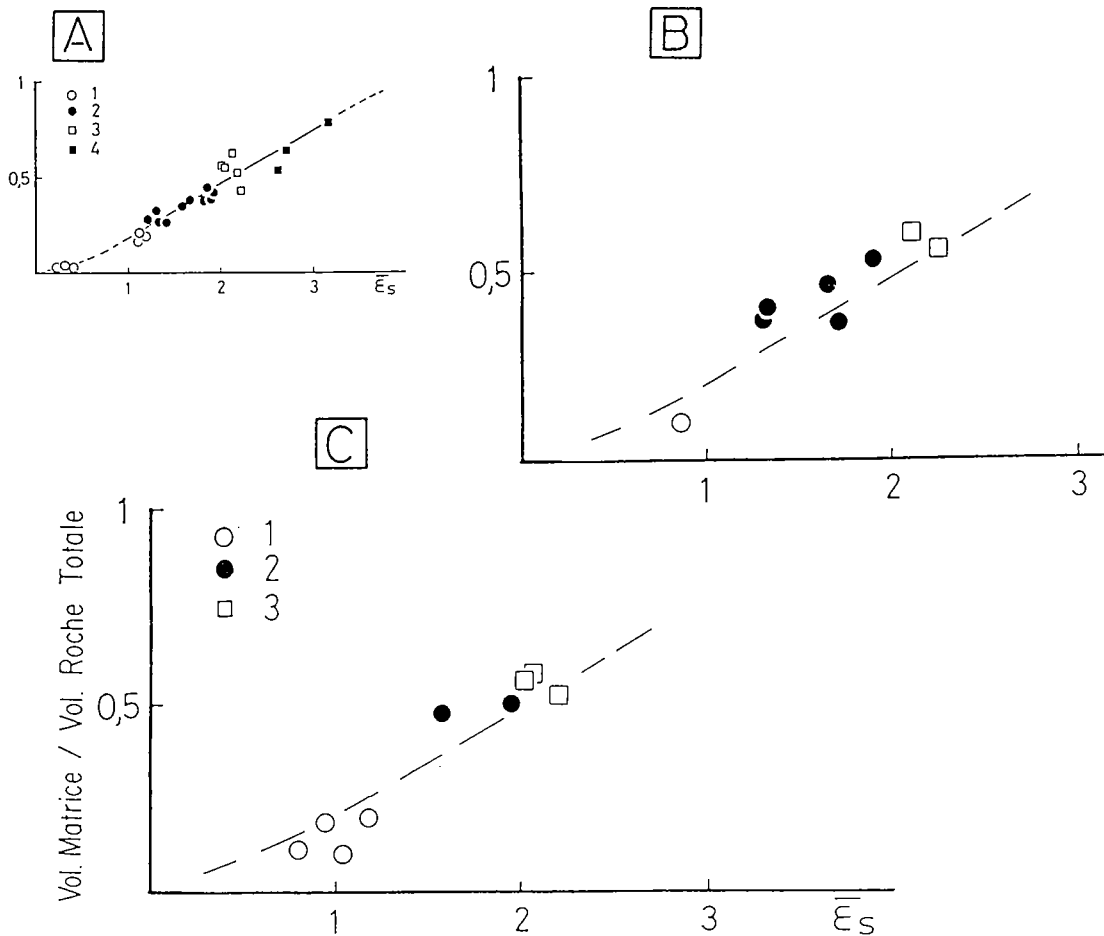


Fig. 31-5 Comparaison des relations entre pourcentage de matrice et intensité de déformation dans les granitoïdes étudiés.
 A : rappel des données dans la granodiorite du Grimsel; B : granite de Fibbia; C : granodiorite de Lukmanier. (coeff. corr. : 0.954).
 Dans les trois diagrammes, la droite en tirets (B et C) représente l'évolution des échantillons dans la granodiorite du Grimsel (A). (mêmes symboles que fig. 31-2).

3.2. GEOCHIMIE

Les éléments majeurs ont été analysés dans les divers faciès de déformation des deux zones étudiées (Gc2 et Gc5). Dans le gradient de déformation Gc2, certains échantillons déformés montrent des cristallisations tardives de plus bas degré métamorphique (biotite verte, albite, micas blancs, épidote) par rapport aux conditions de déformation en faciès amphibolite. Afin de comparer le comportement géochimique des granitoïdes dans des conditions thermo-dynamiques différentes de celles du Massif de l'Aar, les résultats présentés dans cette thèse regroupent uniquement les roches dont la texture ne montre pas de modifications minéralogiques tardives aux conditions amphibolitiques (v. analyses en annexe).

La méthodologie est identique à celle développée dans la première partie de ce travail :

- (1) caractérisation de l'état de référence et des modifications associées soit au fractionnement magmatique, soit à la déformation.
- (2) bilans géochimiques absolus.

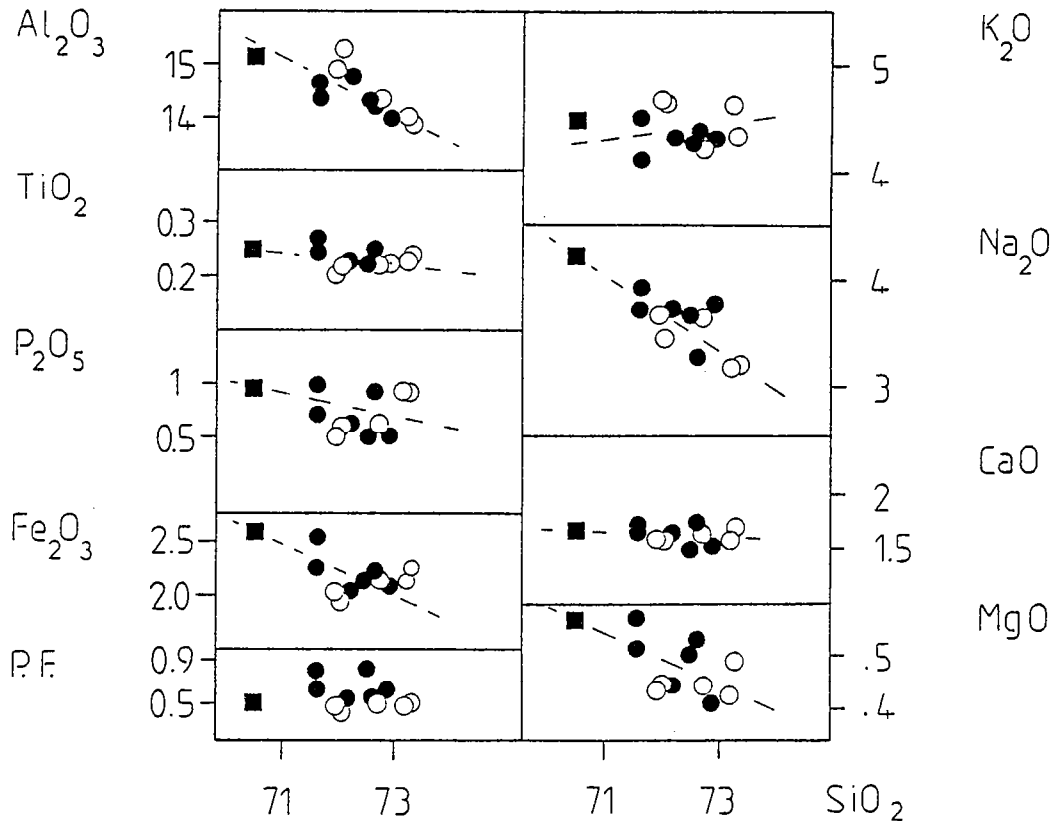


Fig. 32-1 Diagrammes de Harker pour les échantillons non déformés et déformés du granite de Fibbia.

Ronds blancs : roches peu déformées (subisotropes); ronds noirs : orthogneiss; carrés noirs : ultramylonites.

3.2.1. Variations magmatiques et variations associées à la déformation

L'analyse factorielle en composante principale n'est pas développée vu le nombre réduit d'échantillons analysés.

Les analyses d'éléments majeurs sont reportées dans deux types de diagrammes magmatiques :

- diagrammes de Harker (fig. 32-1),
- diagrammes de Miyashiro (fig. 32-2).

Les modifications géochimiques observées sur ces deux types de diagrammes correspondent aux gammes de variations magmatiques (comparer avec fig. 23-3 et 23-4). Aucune mobilité relative associée à la déformation ne semble affecter les échantillons déformés du granite de Fibbia.

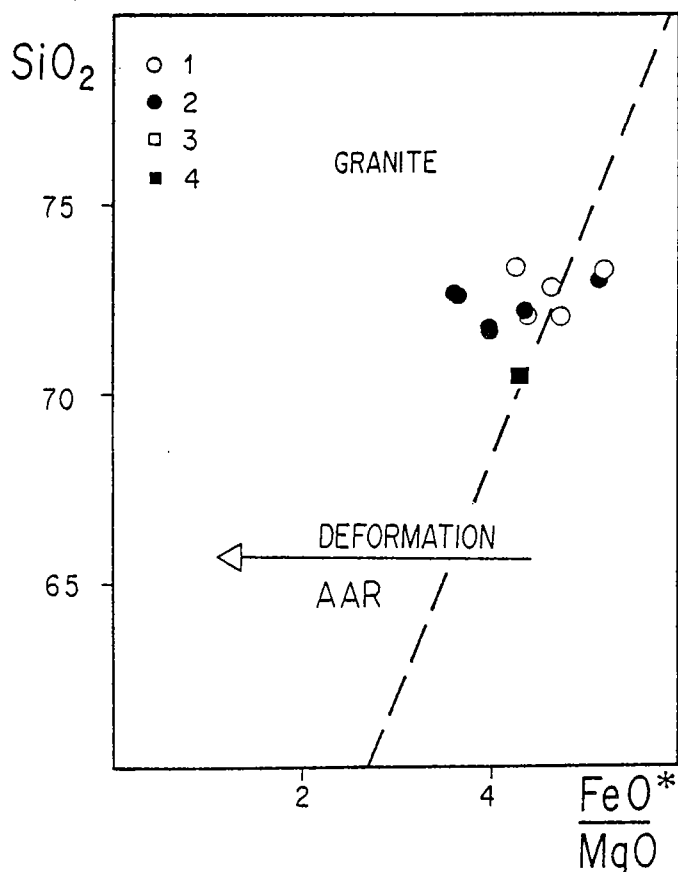


Fig. 32-2 Diagramme de Miyashiro : les analyses de roches non déformées et déformées effectuées dans le granite de Fibbia sont reportées avec les mêmes symboles que figure 32-1. Pour comparaison l'évolution des modifications géochimiques associées à la déformation dans le Massif de l'Aar est représentée par une flèche.

3.2.2. Bilans géochimiques absolus

Les analyses de deux échantillons non déformés (Gc5a - Gc2b) sont reportées dans un diagramme pondéral normalisé (fig. 32-3, A) (cf. Partie I, § 3.2.2.). Les analyses chimiques de ces deux roches présentent un écart en silice ($\pm 1,3$ % environ) dû à la différenciation magmatique. Les modifications des teneurs en éléments majeurs associées au fractionnement magmatique sont visualisés par la zone tramée (fig. 32-3).

Le même type de diagramme est utilisé pour comparer les modifications géochimiques entre une roche non déformée (GcIIb) et une ultramylonite (Gc5f) (fig. 32-3B). L'écart de la teneur en silice dans ces deux échantillons est du même ordre que dans le diagramme précédent (± 1.5 % environ).

En d'autres termes, les modifications absolues de teneurs en éléments majeurs associées à la déformation (fig. 32-3B) se situent dans la même gamme que les variations magmatiques (fig. 32-3A).

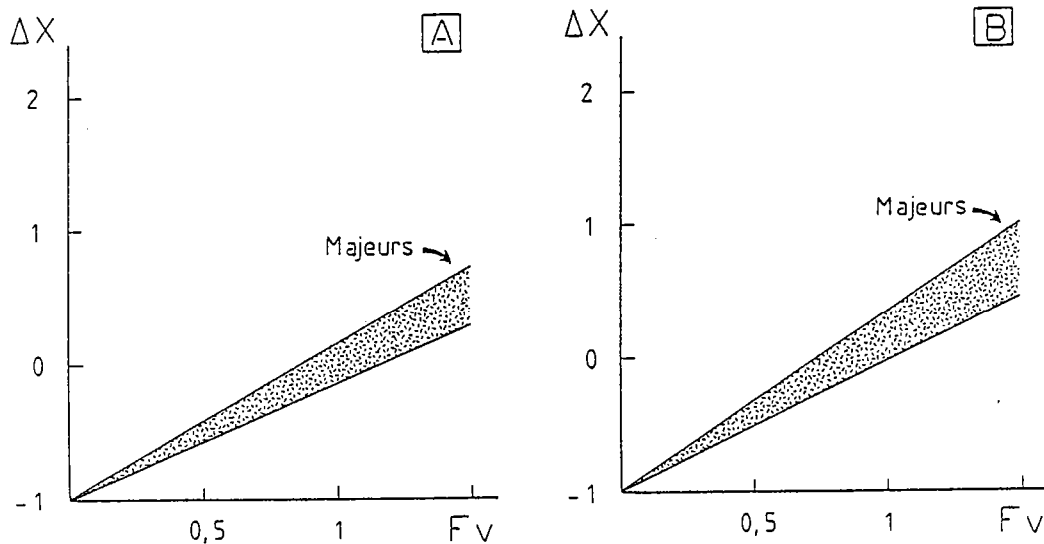


Fig. 32-3 Diagrammes pondéraux normalisés comparant les variations absolues des éléments majeurs dans le granite. La trame correspond au champ de répartition des droites de comportement des divers oxydes.
 A : variations magmatiques : comparaison des analyses entre deux roches isotropes ($\Delta\text{SiO}_2 = 1.3$ %). B : variations avec la déformation : comparaison des analyses entre une ultramylonite et une roche peu déformée ($\Delta\text{SiO}_2 = 1.5$ %).

En conclusion, les bilans géochimiques montrent qu'il n'existe pas de transferts de matière à l'échelle de l'échantillon dans les gradients de déformation du granite de Fibbia développés en faciès amphibolite. L'immobilité des éléments majeurs ne nécessite pas d'entreprendre d'autres méthodes d'investigation géochimique. Une comparaison des résultats obtenus dans les massifs du Gothard et de l'Aar est directement effectuée sur la base d'arguments pétrographiques.

3.3. COMPARAISON AVEC LE MASSIF DE L'AAR

Les relations microstructurales en fonction de la déformation finie sont approximativement identiques dans les deux massifs étudiés (cf. Partie II, § 2.2. et fig. 31-5). Les différences majeures sont les conditions de métamorphisme; respectivement en faciès schiste vert pour le massif de l'Aar et amphibolite pour le massif du Gothard.

Pour une composition initiale à peu près identique et une même teneur en eau de constitution, les zones de fortes déformations dans les deux massifs ne montrent pas les mêmes comportements chimiques :

- isochimisme pour le granite de Fibbia (fig. 32-3);
- mobilité de certains éléments majeurs pour le granite de l'Aar (cf. § 2.4.1.).

Dans les conditions de métamorphisme schiste vert, les gradients de déformation du massif de l'Aar sont caractérisés par la déstabilisation d'une grande partie de la phase feldspathique au profit de phyllosilicates (cf. 2.6.). Dans le massif du Gothard (amphibolite faciès), l'association minérale des zones déformées est semblable à la paragenèse de la roche initiale. En effet, dans les zones de cisaillement du granite de Fibbia, l'association stable dans les conditions métamorphiques de la déformation est la suivante : oligoclase, feldspath potassique, biotite brune, quartz \pm grenat.

La déformation ductile enregistrée par la phase feldspathique s'effectue par des transferts de matière à l'échelle de l'agrégat (présence de myrmécites en bordure des feldspaths potassiques, néoblastes d'oligoclase) ou à l'échelle des grains (macles mécaniques, extinctions onduleuses). En d'autres termes, dans les roches déformées du granite de Fibbia, les mécanismes de déformation intracristallins sont dominants et favorisent la réduction de la taille des grains sans modifier la composition chimique de la roche totale.

En conclusion à l'étude des transferts de matière dans les zones déformées des massifs de l'Aar et du Gothard, le fait suivant peut être établi : lorsque la composition initiale est métastable dans des conditions métamorphiques données (ex. Massif de l'Aar), une déformation est nécessaire pour permettre les transferts géochimiques à l'échelle de l'échantillon en présence de fluides. L'évolution géochimique est alors contrôlée par les types de réactions métamorphiques (ex. déstabilisation de la phase feldspathique dans le Massif de l'Aar). Dans le chapitre suivant, les modalités des transferts de matière au cours de la déformation sont abordées sous forme de discussion.

Chapitre 4 :

<u>Discussion des modalités de transferts de matière pendant la mylonitisation.</u>	p 217
4-1. Relations entre les transferts de matière et la déformation.	
4-2. Conditions aux limites (système ouvert-fermé).	p 221
4-3. Mécanismes de transport.	p 225
4-4. Modèle d'évolution progressive des transferts de matière pendant la mylonitisation.	p 226

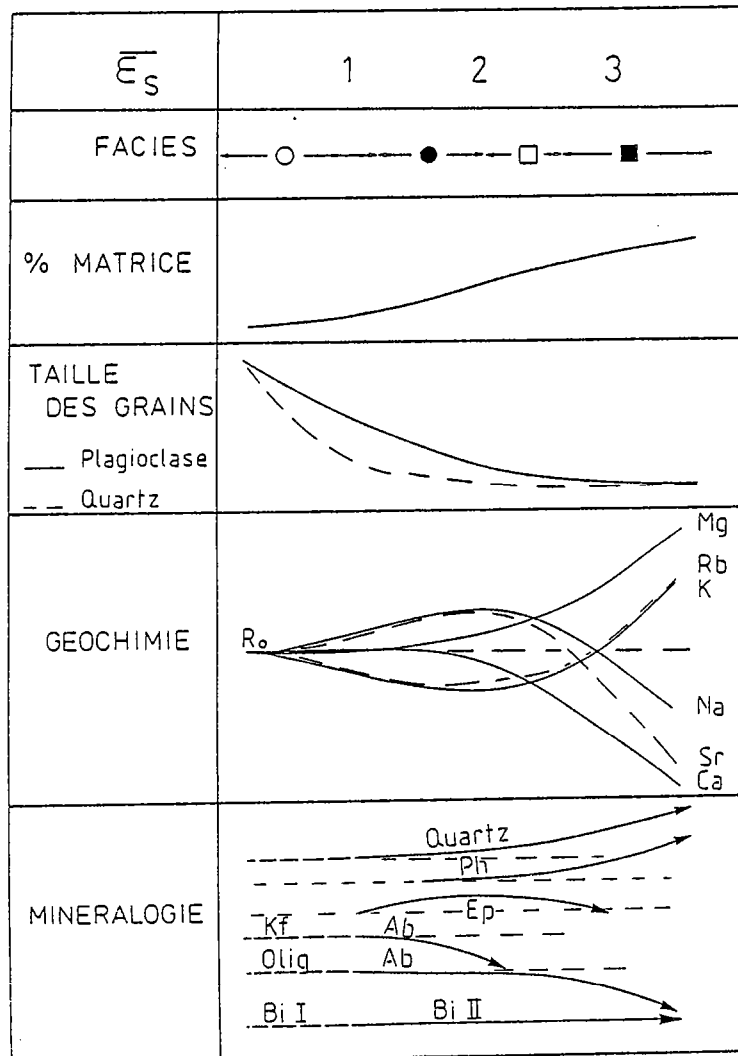


Fig. 41-1 Tableau schématique de l'évolution des différents caractères de la granodiorite du Grimsel en fonction de la déformation ($\bar{\epsilon}_s$).
(cercles : roches peu déformées; ronds noirs : orthogneiss; carrés ouverts : mylonites; carrés noirs : ultramylonites).

Chapitre 4

DISCUSSION DES MODALITES DES TRANSFERTS DE MATIERE

PENDANT LA MYLONITISATION

Ce chapitre repose essentiellement sur les résultats obtenus dans les zones de cisaillement de la granodiorite du Grimsel. Après un rappel sous forme de tableau des caractères physico-chimiques associés à la mylonitisation de cette granodiorite, les interprétations des relations entre les variations géochimiques, minéralogiques et la déformation, ainsi que les modalités des transferts de matière dans les zones de cisaillement sont abordées dans ce chapitre.

4.1. RELATIONS ENTRE LES TRANSFERTS DE MATIERE ET LA DEFORMATION

Les résultats obtenus dans l'étude de la granodiorite du Grimsel servent de base à la discussion développée dans ce chapitre et sont synthétisés sur la figure 41-1. Ils montrent :

- une forte corrélation entre le changement de structure de la roche (% matrice) et l'intensité de déformation finie.
- une brusque réduction de la taille des grains pour des intensités de déformation correspondant aux faciès peu déformés et aux orthogneiss. Puis dans les stades intensément déformés, une constance de la taille des minéraux.

- une évolution progressive des transformations minéralogiques au cours de la déformation.
- la nécessité d'atteindre une quantité minimale de déformation pour que les transferts débutent.
- des variations des éléments chimiques identiques pour une intensité de déformation finie donnée.
- la similarité de tous ces caractères quelque soit l'échelle des zones de cisaillement considérées (cf. chap. 2).

Les observations montrent également la coexistence de différents mécanismes de déformation et la prédominance de certains en fonction de l'intensité de déformation finie (cf. § 2.2.2.). Cette observation conduit à diviser arbitrairement les gradients de déformation en deux zones de mécanismes de déformation dominants différents : (i) une zone à diffusion cristalline dominante, (ii) une zone à transferts intercrystallins dominants.

(i) Orthogneiss : diffusion intracrystalline

Pour des intensités de déformation faibles ($\bar{\epsilon}_s$ 1,2 - 2), les transformations minéralogiques enregistrées par les roches sont reflétées essentiellement par le changement de composition de la phase feldspathique (albitisation) et par la cristallisation en faible quantité de nouveaux minéraux (épidotisation) (fig. 41-1). Dans les premiers stades de la déformation ($\bar{\epsilon}_s < 2$) la taille des clastes magmatiques diminue de manière considérable et les transferts de matière à l'échelle de l'échantillon sont faibles (fig. 41-1). Le mécanisme de déformation par diffusion intracrystalline domine dans ce faciès de déformation et implique des transferts de matière localisés à l'échelle du grain ou de l'agrégat.

La réduction importante de la taille des grains augmente le phénomène de porosité interconnectée (Etheridge, 1983) et conduit pour une certaine quantité de déformation ($\bar{\epsilon}_s \sim 2$) à un seuil critique des valeurs surface/volume des phases minérales (réduction de la taille des grains de 70 %) qui favorisent les mécanismes par diffusion intercrystallins. Cette transition fragile-ductile (réduction brutale de la taille des grains) au niveau des orthogneiss doit s'accompagner d'un amollissement à l'échelle du grain (Mittra 1978, 1979) qui permet d'activer les réactions en libérant certains éléments mobiles (fig. 41-1).

(ii) Mylonites - ultramylonites : transferts intercrystallins

A partir d'une certaine quantité de déformation ($\bar{\epsilon}_s > 2$), la taille moyenne des grains est faible et reste constante, les modifications géochimiques et minéralogiques augmentent de manière continue avec l'intensité de

déformation croissante (fig. 41-1). L'augmentation du nombre des bandes de déformation (% matrice > 50 %, fig. 41-1) crée un réseau de communication anastomosé entre les différents faciès (cf. § 2.2.1.). Dans les faciès mylonitiques et ultramylonitiques, les modifications de structure de la roche (réduction de la taille des grains, augmentation et anastomose des bandes de déformation) facilite les transferts de matière à une échelle supérieure à celle de l'échantillon (fig. 41-1).

En résumé, les effets de la déformation interne sont de deux types : au préalable la déformation active les réactions fluide/solide puis elle favorise les transferts de matière par l'intermédiaire d'un changement de structure de la roche au cours de la mylonitisation.

4.2. CONDITIONS AUX LIMITES DU SYSTEME

Les profils de variation pour les éléments majeurs mobiles sont construits en fonction de la distance par rapport à la roche initiale (fig. 42-1). La distance est exprimée en pourcentage à partir de la compilation des trois gradients de déformation d'échelles différentes étudiés (fig. 22-5). Les changements de volume associés à la déformation sont négligeables (cf. 2.3.2.). Les courbes théoriques de variation des éléments en fonction de la distance pour le cas d'un système fermé sont construites de telle sorte que l'aire des gains en teneurs d'oxydes soit égale à celle des pertes pour le même élément (fig. 42-1). La teneur initiale dans la roche de départ théorique (R'_0) de chaque élément mobile est obtenue en fixant les hypothèses de base suivantes :

- un volume d'ultramylonites donné (10 %),
- des variations maximales (gains et pertes) fixées dans les orthogneiss et les ultramylonites.

Quelques échantillons types des trois zones échantillonnées dans la granodiorite du Grimsel sont représentés sur ce diagramme (fig. 42-1) :

- faciès orthogneiss : ACIIc, ACIIId, ACIb,
- faciès mylonite : ACIIe, ACIe,
- faciès ultramylonite : ACIIg, ACIh, AD23a.

Les faits suivants sont établis :

- le comportement du potassium et du sodium semble compatible avec un modèle d'évolution des transferts en système fermé (fig. 42-1).
- En revanche, le magnésium et le calcium ne peuvent suivre directement ce type d'évolution sans faire intervenir une modification de la roche initiale (écart entre R_0 et R'_0) (fig. 42-1).

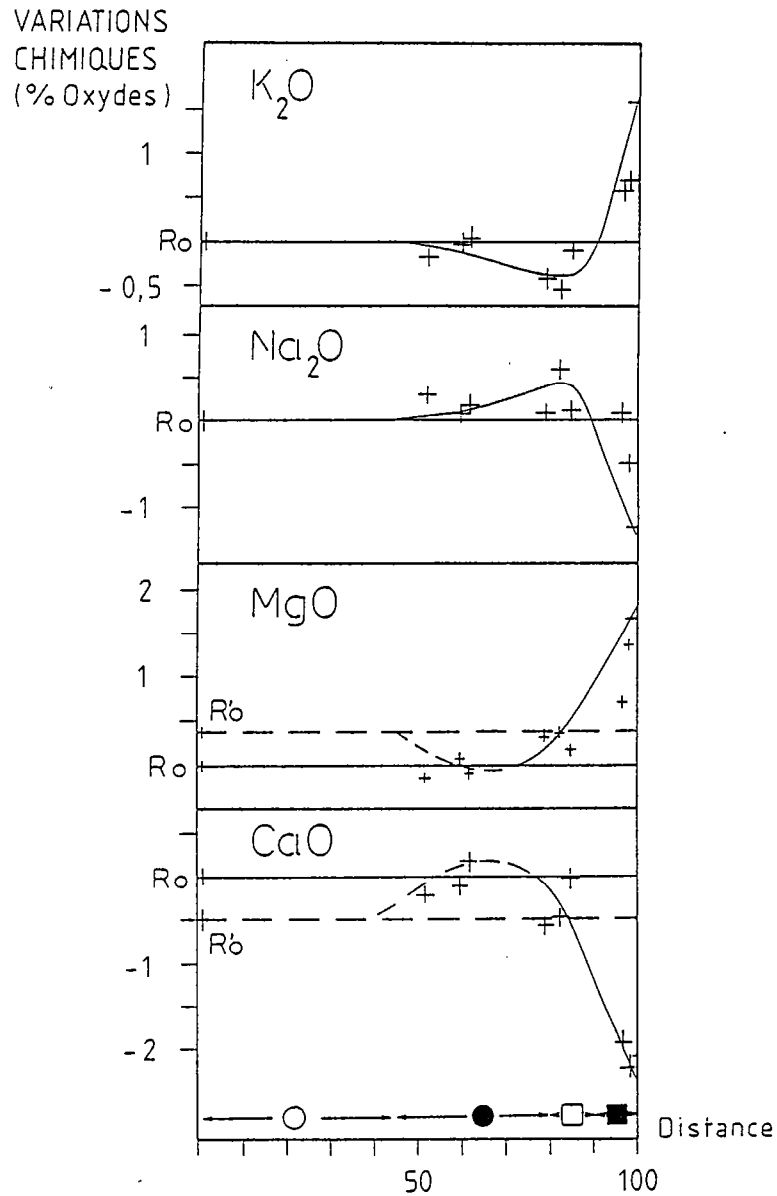


Fig. 42-1 Profils de variations des éléments majeurs mobiles dans les zones de cisaillement de la granodiorite du Grimsel en fonction de la distance (%). R_0 : roche non déformée échantillonnée; R'_0 : roche non déformée théorique (pour K_2O et Na_2O : $R'_0 = R_0$). Les variations chimiques sont exprimées comme l'écart à la roche initiale. La taille des symboles (croix) est fonction de l'erreur analytique. (Faciès : mêmes symboles fig. 41-1). Pointillés : courbe théorique et système fermé pour une composition R'_0 .

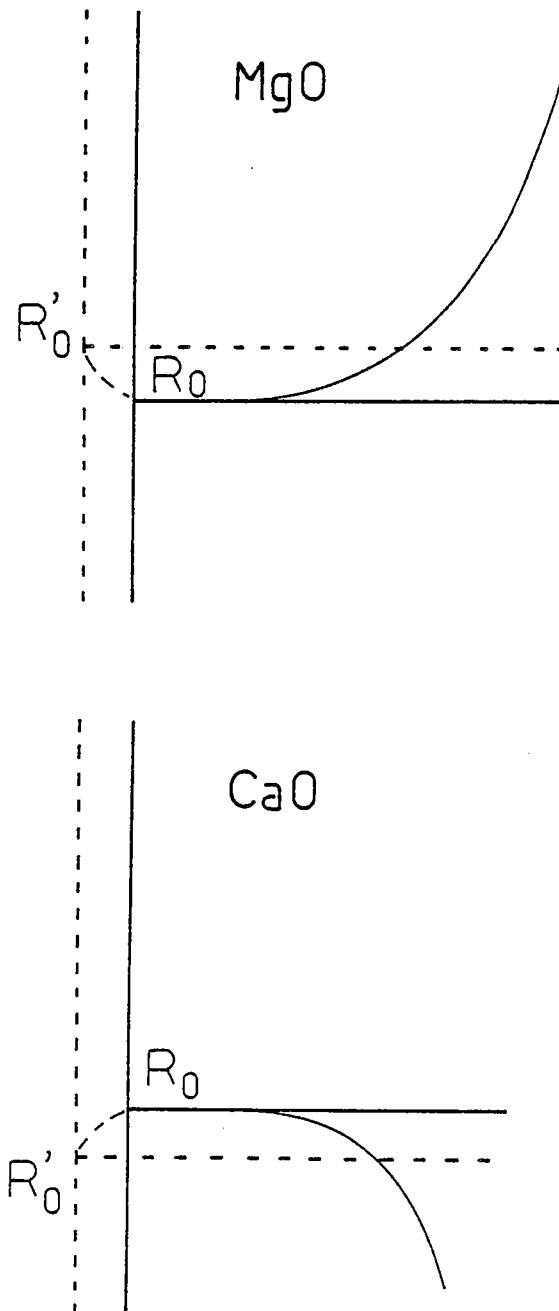


Fig. 42-2 Modèle schématisant les modifications des profils de variation par l'intervention d'enclaves magmatiques dans la roche initiale. R_0 : roche initiale sans enclaves (roche analysée). R'_0 : roche initiale avec enclaves magmatiques pauvres en CaO et riches en MgO.

L'observation du comportement de ces derniers éléments suggère une augmentation du MgO et une diminution du CaO au cours de la déformation (variation par rapport à R_0). Une hypothèse de faible contamination ne peut pas être totalement exclue (système ouvert pour CaO et MgO). Cependant d'autres arguments plaident en faveur de contaminations externes au système négligeables :

(i) d'une part, certaines zones de cisaillement d'échelle décimétrique, englobées dans une masse de roche non déformée, montrent des variations minéralogiques similaires aux gradients échantillonnés.

(ii) d'autre part, les profils de variation du strontium et du rubidium (fig. 24-7), montrent des variations antagonistes comparables à celles du potassium et du sodium (fig. 41-1). En particulier le comportement du Sr, communément associé à la mobilité du calcium, suit une évolution en système fermé au cours de la déformation.

(iii) enfin, dans les orthogneiss, l'albitisation de la phase feldspathique conduit à la cristallisation d'épidotes et à la présence de calcite dans les bandes de déformation. Ces observations permettent d'envisager une saturation du calcium dans les roches faiblement orthogneissifiées et un apport de cet élément dans les orthogneiss.

Deux hypothèses pourraient expliquer cet écart entre les teneurs initiales en Ca et Mg de la roche de départ (R'_0 et R_0 : fig. 42-1) :

(i) les échantillons peu déformés ont été prélevés dans les faciès dépourvus d'enclaves. Le rôle géochimique de ces enclaves pourrait être responsable de ces modifications (fig. 42-2).

(ii) l'existence de mobilité de calcium et de magnésium dès les faciès peu déformés servant de roche de référence ne peut également pas être exclue.

En effet, une faible diminution de MgO et une faible augmentation de CaO (associées à (i) ou (ii)) dans les roches non déformées prises comme roches initiales (R_0) expliqueraient le décalage par rapport à une roche théorique initiale (R'_0) et compenserait les variations de ces éléments dans les mylonites et ultramylonites (fig. 42-2).

Au travers de ces observations, le système étudié peut être considéré pour K_2O et Na_2O et en moindre mesure pour CaO et MgO comme un système fermé à l'échelle des zones de cisaillement.

4.3. MECANISMES DE TRANSFERT

Deux processus fondamentaux de transfert intergranulaire en présence de fluides peuvent être envisagés (Fletcher et Hoffmann, 1974) : (i) diffusion des ions dans la phase fluide stationnaire, ou (ii) mouvement convectif du fluide par rapport au milieu solide (infiltration) (cf. chap. I, 1 §). D'après les modèles théoriques, seul ce dernier apparaît pouvoir rendre compte de transformations chimiques à très grande échelle (Fletcher et Hoffmann, 1974; Frantz et Weisbrod, 1974; Etheridge et al., 1984; Gratier, 1984) et ceci d'autant plus facilement que le système est ouvert et qu'on envisage un lessivage par percolation dans les zones déformées (Beach, 1976; Fonteilles, 1978; Etheridge et al., 1983).

Les observations montrent que les variations structurales (% matrice), chimiques et minéralogiques sont indépendantes de la taille des zones de déformation, donc des distances de transferts d'ions en solution. Une implication directe de ce caractère majeur est que les transformations chimiques ne doivent pas être limitées par la vitesse de transfert, mais plutôt par les vitesses de réaction fluide/solide (Gratier, 1984). Compte tenu de la grande dimension de certaines zones, ceci tend à plaider en faveur de mécanismes d'infiltration ou, a fortiori, de percolation métasomatique. Cependant nos observations incitent à infirmer une interprétation par simple percolation et contamination localisées dans les zones mylonitiques. Ce sont d'abord le caractère peu mobile de SiO_2 à grande échelle, le caractère faible des changements de composition globale, ainsi que le caractère très progressif des transformations en fonction de l'intensité de la déformation quelle que soit l'échelle considérée. De plus, les mêmes transformations s'observent dans des zones décimétriques isolées, c'est à dire des zones de déformation embryonnaires totalement englobées dans du matériel homogène non déformé et non transformé. Enfin, la constance du rapport fer ferreux/fer ferrique évoque une faible circulation des fluides dans les gradients de déformation (Kerrick, 1980).

De tous ces arguments, il ressort que la migration des fluides, et donc la migration d'ions en solution, doit plus répondre à des effets de réactions locales (néogénèses de phyllosilicates) qu'à des effets de percolation généralisée (Etheridge et al., 1984).

Par ailleurs, nous avons souligné le caractère singulier du comportement antagoniste de K_2O et de Na_2O (cf. 4.2.1.). Les profils observés pour ces éléments dans l'état déformé ne nécessitent pas de contamination extérieure et impliquent non seulement l'infiltration, mais aussi la diffusion d'ions dans la phase fluide jusqu'à l'échelle hectométrique (cf. Partie I, § chap. 1).

4.4. MODELE D'EVOLUTION PROGRESSIVE DES TRANSFERTS DE MATIERE PENDANT LA MYLONITISATION

Modèle de localisation d'une zone de cisaillement

Plusieurs types de modèles de créations et d'évolution des zones de cisaillement peuvent être envisagés (ex. fig. 44-1).

- a) Déformation homogène puis localisation,
- b) Localisation d'une zone de cisaillement puis amplification.

Seul le modèle b est utilisé dans ce paragraphe pour les raisons suivantes :

- Structures : dans la région étudiée et quelle que soit l'échelle, les zones déformées observées montrent des faciès progressivement déformés depuis des roches peu déformées jusqu'aux ultramylonites.
- Géochimie : le modèle b est retenu également afin de respecter le lien entre l'instabilité chimique et la déformation finie observée quelle que soit l'échelle considérée.

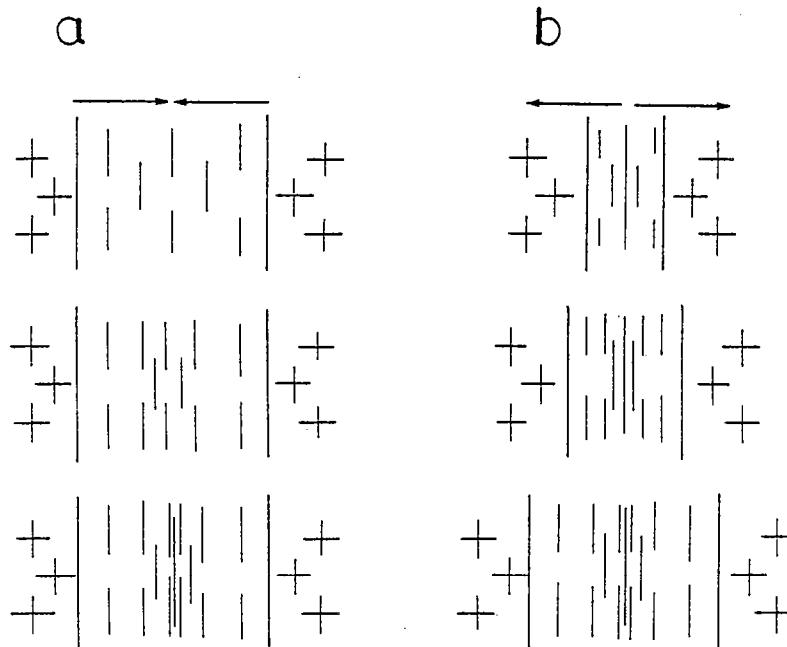


Fig. 44-1 Modèles schématiques de création et d'évolution d'une zone de cisaillement (explications dans le texte).

Modèle d'évolution des transferts

Les observations effectuées reviennent à considérer, à l'échelle d'une zone déformée, le domaine mylonitique comme un puit dans lequel les fluides intergranulaires sont drainés par infiltration à travers les domaines moins déformés. Ceci a permis d'envisager un modèle de transferts de matière par déformation dans lequel les réactions fluide/solide contrôlent le processus et les variations chimiques sont induites par la diffusion des cations en système fermé. Pour que la déformation se localise et s'accompagne de transformations chimiques et minéralogiques avec transfert de matière, les conditions préalables nécessaires sont les suivantes :

- (1) un matériel mécaniquement instable.
- (2) la présence d'une hétérogénéité locale à partir de laquelle la bande de déformation va se propager et s'amplifier (ex. petit domaine amolli, microfracture...) (fig. 44-1b).
- (3) une association minérale initiale en équilibre avec une phase fluide intergranulaire et métastable dans les conditions PT de la déformation.

L'évolution d'un tel modèle peut être scindée en trois étapes successives (fig. 42-2).

(1) Initiation : à partir d'un matériel initial homogène et isotrope, la localisation d'une zone amollie et plus poreuse favorise la circulation du fluide interstitiel vers ce domaine déformé.

(2) Réactions minérales et transferts chimiques

Les réactions solide/fluide dans la zone déformée impliquent la cristallisation de nouvelles phases minérales stables par rapport aux conditions thermodynamiques (P,T,activité des ions). Les réactions minérales s'effectuent à aluminium constant (volume constant) et nécessitent la migration de certains cations pour équilibrer ces transformations de phases (cf. 2.6.4.). Dans ce type de modèle (système fermé), l'activité de chaque cation dans la phase fluide tend à se réhomogénéiser dans le gradient de déformation. Ces modifications de l'activité des ions en solutions permettent la cristallisation dans les zones adjacentes de nouvelles phases différentes de celles des zones très déformées (Wintsh, 1975). La cristallisation de phyllosilicates, par exemple; libère des cations Na^+ dans les zones fortement déformées. L'homogénéisation, à l'échelle du gradient de déformation, de la teneur en sodium de la phase fluide conduit à une modification de l'activité du sodium en solution dans les roches adjacentes et favorise notamment l'albitisation observée dans les orthogneiss.

Les transformations minérales et les transferts de matière sont une conséquence de l'instabilité mécanique. Si cette instabilité ne se propage pas les transferts s'arrêtent.

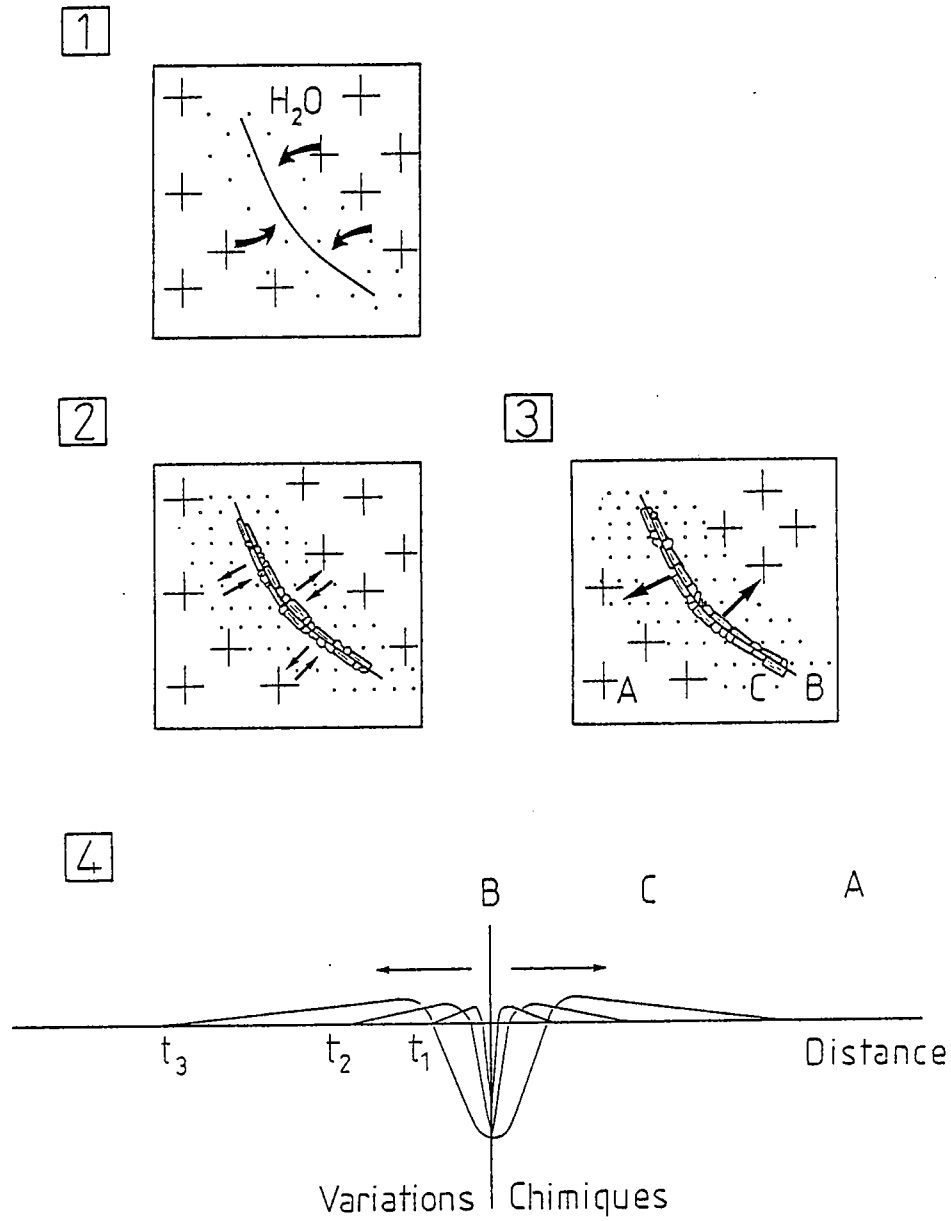


Fig. 44-2 Schémas d'illustration de l'initiation (1), des transferts (2) et de la propagation (3) des zones de cisaillement. Evolution d'un profil de variation pour un élément chimique dans un modèle de diffusion des ions en système fermé lors de la propagation de la zone de cisaillement (4). A : zone non déformée; B : zone très déformée; C : zone intermédiaire (explications dans le texte).

(3) Propagation

Le processus s'amplifie au cours de la déformation progressive. Cette amplification est favorisée dans les zones déformées par un effet amollissant dû en grande partie à la petite taille des néoblastes et à la cristallisation de phases hydratées (phyllosilicates) qui accentuent la ductilité des phases recristallisées (White et Knipe, 1978; Robin, 1979). La proportion des volumes de roches correspondant à des faciès de déformation précis reste constante lors de la propagation en système fermé comme le reflète l'évolution des profils de variation pour un élément en fonction de la distance à la zone de cisaillement (fig. 44-1, (4)).

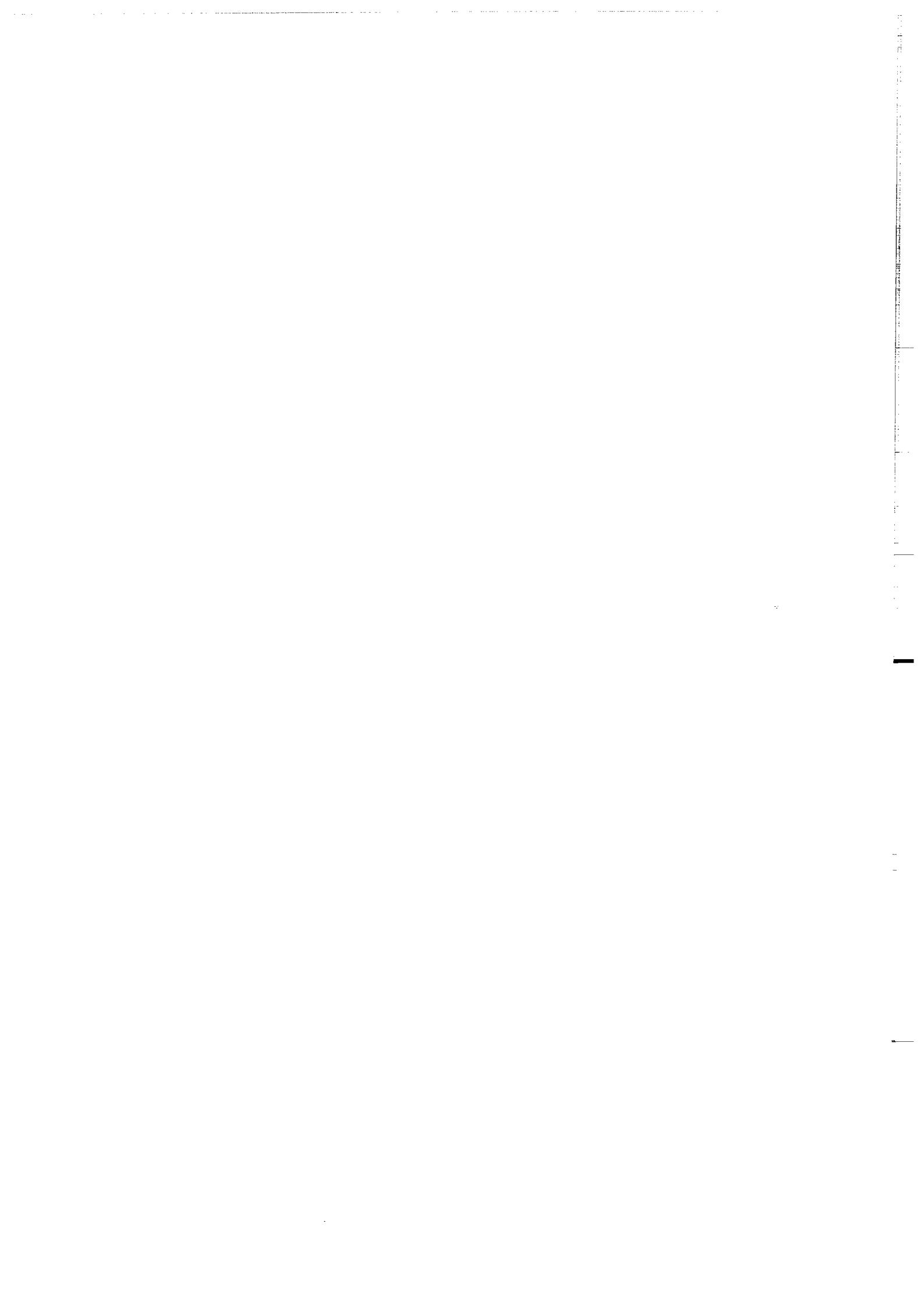
Dans l'état fini, trois domaines principaux peuvent être définis (fig. 44-4, 3 et 4) :

(1) un domaine (A) non déformé où le fluide est immobile et où les réactions sont négligeables.

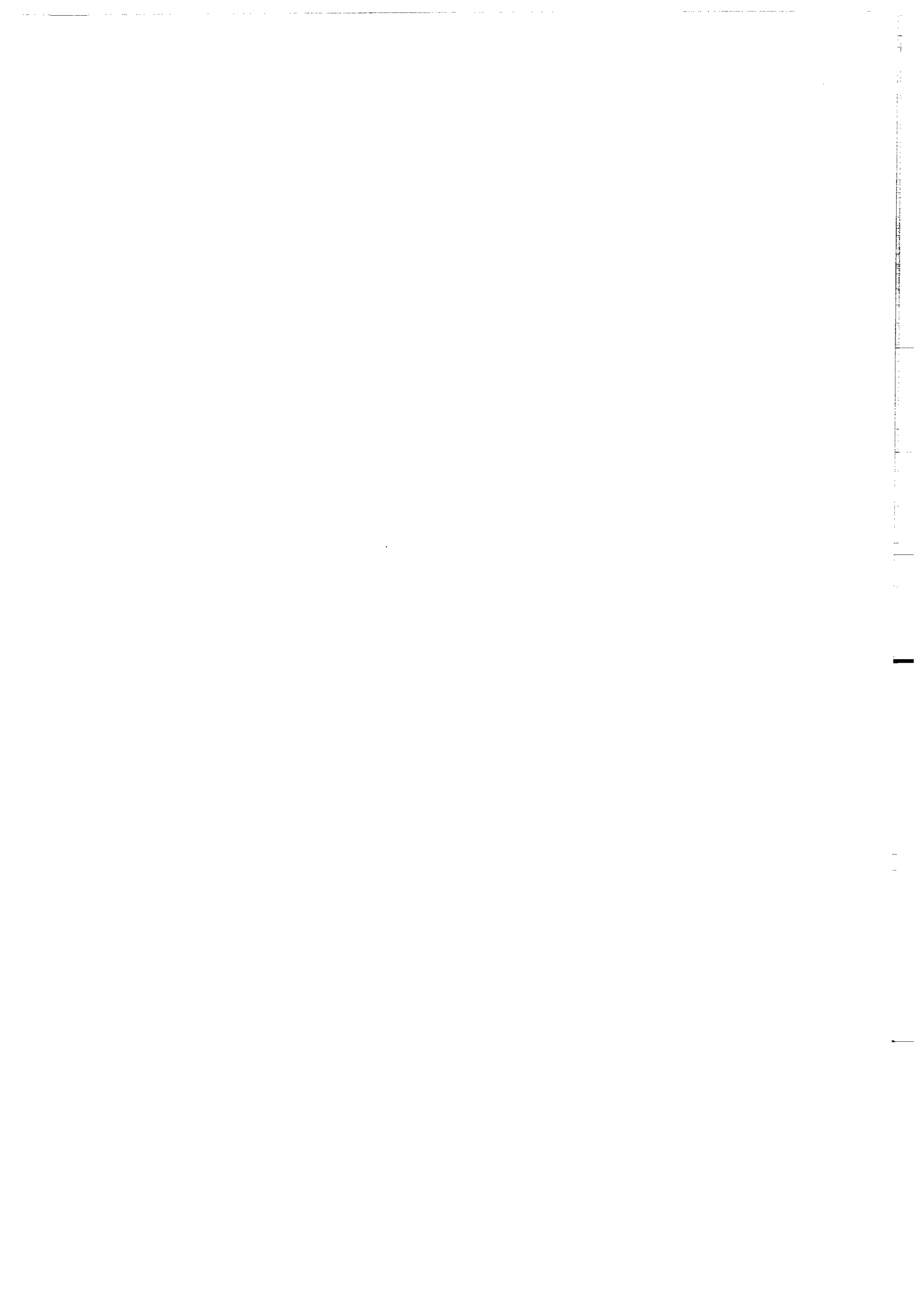
(2) un domaine (B) très déformé vers lequel les fluides sont drainés et où on tend vers un équilibre fluide/solide (transformations minéralogiques totales).

(3) un domaine (C) transitoire où la diffusion des ions en solution et les réactions métamorphiques contribuent, par échange d'ions avec le domaine (B), à un tamponnage entre les domaines (A) et (B).

Ce type de modèle permet d'expliquer les traits majeurs des zones considérées, à savoir leur propagation latérale au cours de la déformation progressive (élargissement), l'absence de transformations chimiques dans le matériel non déformé, le volume limité d'ultramylonites (10 % des zones), l'allure des profils de variations chimiques, et surtout le fait que les perturbations chimiques sont de même échelle que les hétérogénéités du champ de déformation total.



CONCLUSIONS



CONCLUSIONS

Afin de comprendre les interactions entre les transferts de matière et la déformation, une méthode d'étude a été développée. Celle-ci est basée sur l'observation des modifications géochimiques associées à la déformation progressive des granitoïdes dans des conditions métamorphiques intermédiaires. L'analyse structurale, les méthodes géochimiques et pétrographiques employées permettent de proposer un modèle d'évolution progressive des transferts de matière au cours de la mylonitisation.

Pour conclure ce mémoire, les résultats obtenus dans le massif de l'Aar (faciès schiste vert) et le massif du Gothard (faciès amphibolite) sont tout d'abord rappelés :

- (1) Structure et déformation : L'analyse structurale a permis le choix de zones d'échantillonnage d'échelles variées, caractéristiques et représentatives de la déformation enregistrée par les granitoïdes étudiés (homogénéité de la roche initiale, une seule phase de déformation, localisation des zones de cisaillement par rapport au contexte général). De plus, le changement de structure de la roche (% matrice) montre une corrélation remarquable avec l'intensité de déformation finie. L'évolution de ce pourcentage au cours de la déformation est identique dans les deux massifs étudiés.
- (2) Evolution des transferts dans les zones de cisaillement du massif du Gothard : aucune mobilité des éléments chimiques n'est associée à la mylonitisation en faciès amphibolite. La stabilité des paragenèses initiales au cours de la déformation est responsable du comportement isochimique des zones de cisaillement dans le granite de Fibbia.
- (3) Evolution des transferts dans les zones de cisaillement du massif de l'Aar :
A un état de déformation finie donnée, correspondent une structure et une composition chimique caractéristique. Le comportement spécifique de chaque élément mobile est analogue quelque soit l'échelle considérée. En particulier, on note :

- une augmentation du K_2O , MgO et Rb ,
- une diminution de Na_2O , CaO et Sr .

Ces modifications géochimiques associées à la déformation ne sont pas sans importance lors des essais de reconstitution pétrogénétique à partir de granitoïdes déformés.

L'évolution des transformations métamorphiques dans les zones de cisaillement en faciès schiste vert permet d'interpréter ces variations chimiques.

La méthode $Rb-Sr$ sur roche totale ne peut pas être employée pour dater les événements tectonométamorphiques dans des conditions de bas grade. En effet, la mobilité géochimique du couple $Rb-Sr$ dans les zones déformées conditionne les résultats observés.

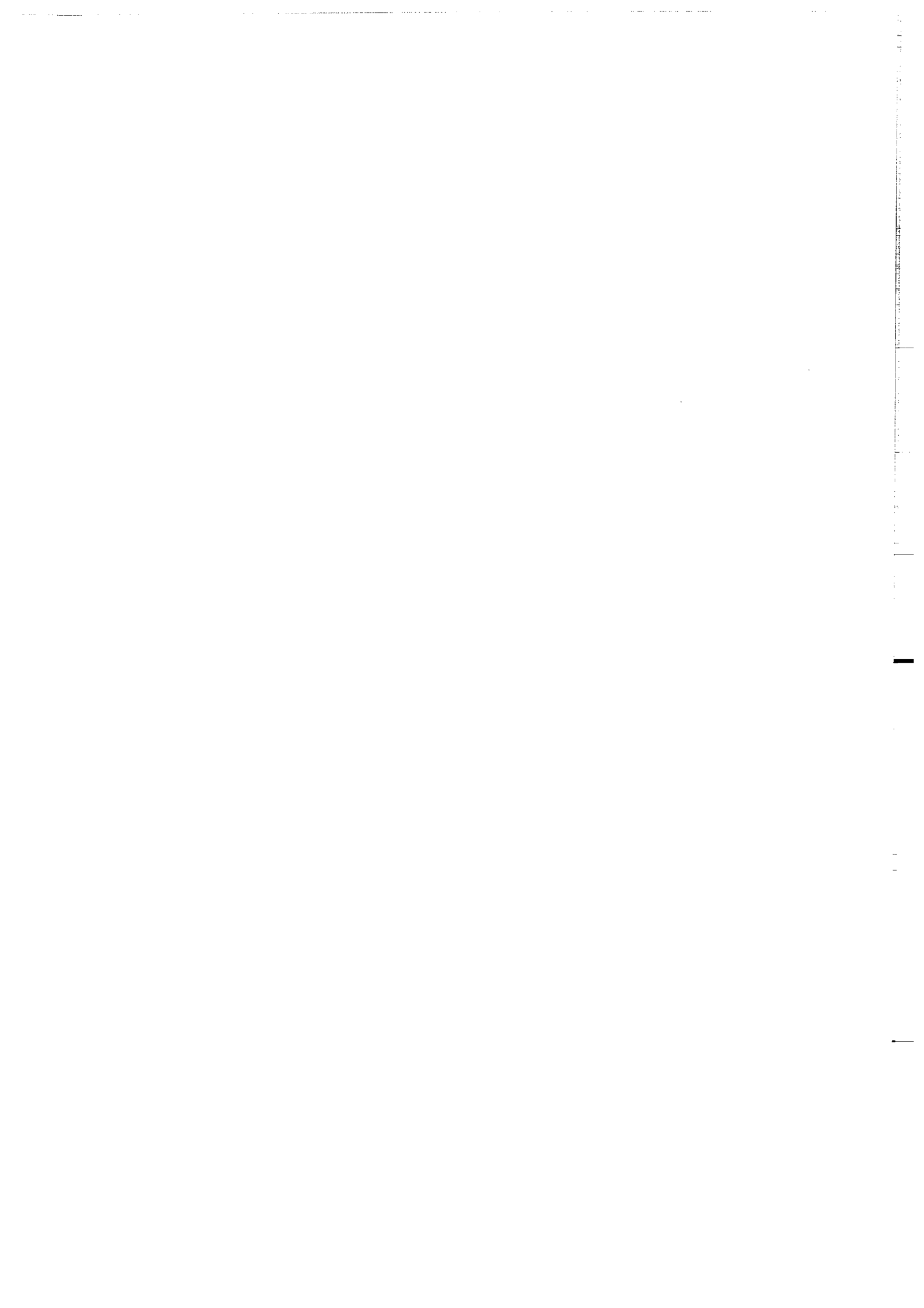
A partir de ces observations, les conclusions majeures sont les suivantes :

- (1) Les changements de structure à l'échelle microscopique et macroscopique (interconnection des bandes de déformation) modifient les chemins de transfert et favorisent le transport des ions en solution. L'échelle des transferts de matière dépend alors de la dimension des zones déformées. La déformation contrôle la possibilité des transferts de matière.
- (2) La déformation peut induire des modifications chimiques importantes lorsque les associations minérales initiales sont métastables vis à vis des conditions métamorphiques (P , T° , activité des ions en solution). Les transformations minéralogiques contrôlent alors les types d'éléments mobiles.
- (3) Le comportement de certains éléments mobiles (K , Na , Sr , Rb et en moindre mesure Ca et Mg ; cf. 4-2) semble être compatible avec un système fermé et isovolumique à l'échelle des zones de cisaillement. Dans ce cas, la diffusion est le mécanisme principal de transport des ions en solution.

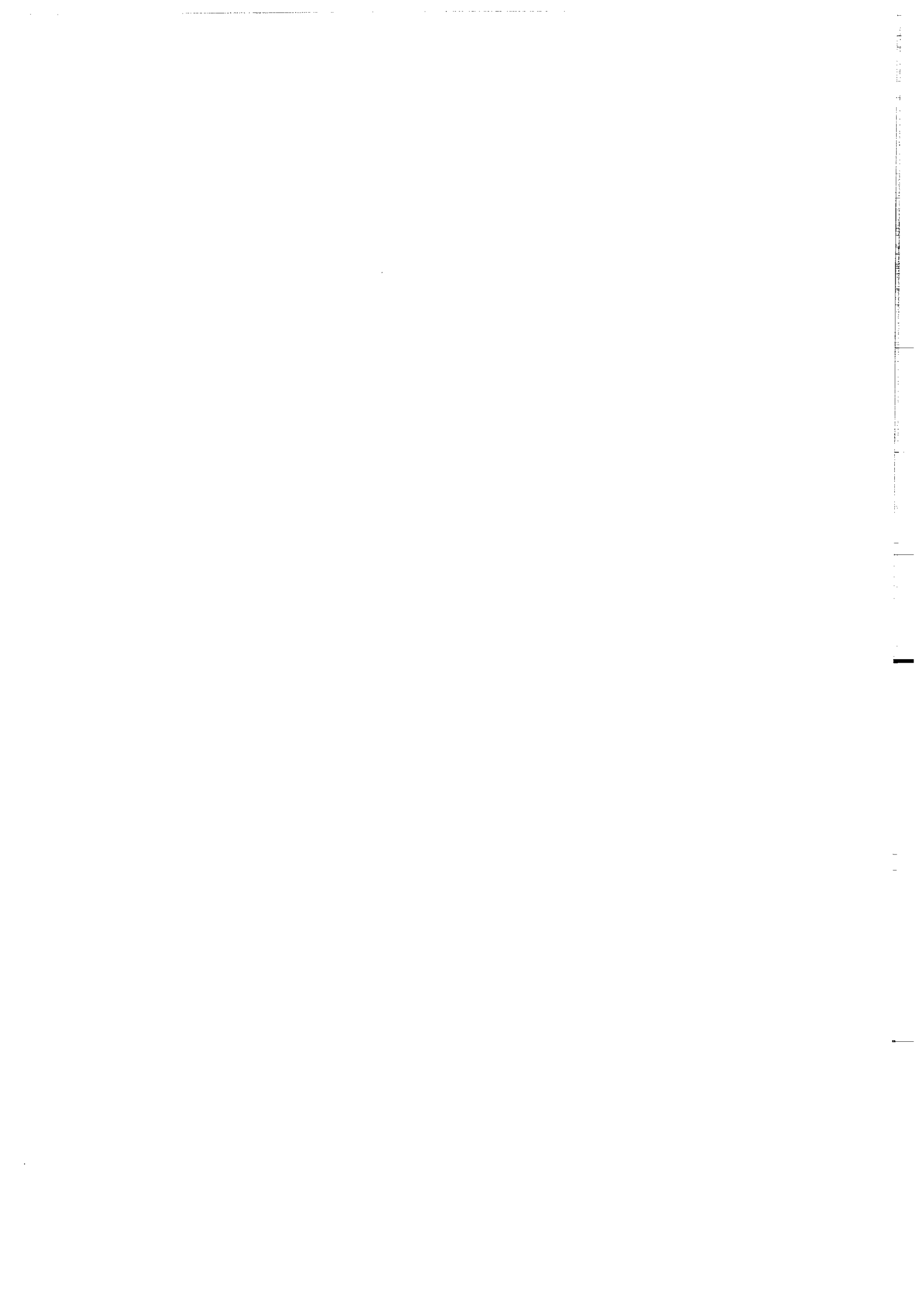
Certains problèmes subsistent et mériteraient des extensions à cette étude :

En particulier, le problème des fluides et les interactions fluide/roches n'ont été abordés que succinctement dans ce mémoire. L'analyse des isotopes stables de l'oxygène devrait permettre de mieux cerner ces interactions fluide/roche dans les zones mylonitiques étudiées. (Analyses en cours de réalisation en collaboration avec S. Fourcade). De plus, l'étude approfondie de l'évolution des réactions métamorphiques dans les zones de cisaillement permettrait de déterminer l'existence de gradients de composition de la phase fluide à travers les zones de déformation (activité des ions en solution, PH , POH , cf. Ferry, 1979). Ces travaux devraient enrichir nos connaissances sur les circulations fluides dans la croûte continentale.

Enfin, l'étude du comportement des isotopes dans les zones de forte déformation n'est pas sans importance pour la datation des événements tectoniques. Actuellement des analyses isotopiques sur minéraux (méthode Rb-Sr, coll. J.J. Peucat) sont en cours de réalisation dans les échantillons du massif de l'Aar. Les résultats de ces analyses devraient permettre de comprendre les modalités de transferts du couple Rb-Sr et ainsi de préciser les limites d'utilisation de la méthode de datation minéraux/roche totale dans les zones déformées.



References
bibliographiques



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABBOTT, J.T. (1972) - Rb-Sr study of isotopic redistribution in a precambrian Mylonite-Bearing Shear zone, Northern Front Range, Colorado. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V.83, p.487-494.
- ANGEVINE, C.L. & TURCOTTE, D.L. (1983) - Porosity reduction by pressure solution : a theoretical model for quartz arenites. *Geol. Soc. Amer., Bull.* V.94, p.1129-1134.
- ARNOLD, A. (1970) - a) On the history of the Gotthard Massif (Central Alps, Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.* Vol. 63/1, p.29-30.
- ARNOLD, A. (1970) - b) Die gesteine der region Nalps-Curnera im nördöstlichen Gotthardmassiv, ihre metamorphose und ihre Kalksilikatfels Einschlüsse. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz., N.F.* 138, 128.
- ARTHAUD, F. (1969) - Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de faille. *Bull. Soc. géol. France*, 7ème série, XI, p.729-7737.
- ASHBY, M.F. & VERRAL, R.A. (1973) - Diffusion accomodated flow and superplasticity. *Acta. Metall.*, 21, p.149-163.
- AUFFRAY, F. (1986) - Thèse en cours. Rennes.
- AZOULAY, E. & COHEN, D. (1976) - Cours et exercices de statistique. 7ème édition (revue et augmentée). Ed., Soc. Edit. Enseign. Sup. Paris, ISBN 2 - 7181-6051-X.
- BAILEY, D.K. & MAC DONALD, R. (1976) - The evolution of the crystalline rocks. Academic Press Inc. (London), 484 pages.
- BAMBAUER, H.V. & BERNOTAT, W.H. (1982) - The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic region. I part. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 62, 185-230.
- BEACH, A. (1976) - The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early proterozoic shear zones in The Lewisian Complex. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 280, p.569-604.
- BEACH, A. (1980) - Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. *J. Struct. Geol.*, Vol.2, n°1/2, p.257-263.
- BELL, TH. (1981) - Foliation Development the contribution geometry and significance of progressive bulk, inhomogeneous Shortening. *Tectonophysics*, 75, p.273-296.
- BERNOTAT, V.W. & BAMBAUER, H.V. (1980) - Die Microcline/Sanidin-isograde in Aar und Gotthardmassiv. *Eclogae Geol. Helv.*, Vol.73/2, p.559-561.
- BIELSKI, M., JAGER, E. & STEINITZ, G. (1979) - The geochronology of Iqua Granite (Wadi Kid Pluton), Southern Sinai. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p.159-165.
- BOSSIERE, G. (1980) - Un complexe métamorphique polycyclique et sa blastomylonitisation. Etude pétrologique de la partie occidentale du massif de Grande Kabylie. Thèse de Doctorat d'Etat. Institut des Sciences de la Nature de l'Univ. de Nantes.

- BRACE, W.F. (1984) - Permeability of crystalline rocks : new in situ measurements. *J. of Geoph. Res.* Vol.89, B6, p.4327-4330.
- BRADBURY, H.J. & NOLEN-HOEKSEMA, R.C. (1985) - The leontine Alps as an evolving metamorphic core complex during A-type subduction : Evidence from Heat flow, Mineral cooling ages, and tectonic modeling. *Tectonics*, vol.4, n°2, p.187-211.
- BREITSCHMID, A. (1982) - Diagenese und schwache metamorphose in den sedimentaren Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter see, Urirotstock). *Eclogae Geol. Helv.*, Vol.75/2, p.331-380.
- BRODIE, K.H. (1980) - Variations in mineral chemistry across a shear zone in phlogopite peridotite. *J. Struct. Geol.* Vol.2, n°1/2, p.165-272.
- BROWN, E.H. (1968) - The Si^{4+} content of natural phengites : a discussion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 17, p.78-81.
- BUCHI, V.P. und TRUMPY, R. (1976) - Bemerkungen zum geologischen profil längs der geotraverse Basel - Chiasso. *Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt.*, 56, p.589-603.
- CARMAN, J.H. (1974) - Synthetic sodium phlogopite and its two hydrates : stabilities, properties, and mineralogic implications. *American Mineral.* 59, p.261-273.
- CARMICHAEL, D.M. (1969) - On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz bearing pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, V.20, p.244-267.
- CAWTHORN, G.R., STRONG, D.F. & BROWN, P.A. (1975) - Origin of corundum-normative intrusive and extrusive magmas. *Nature*, vol.259, January 15, 1976, p.102-104.
- CHOUKROUNE, P. & GAPAIS, D. (1983) - Strain pattern in the Aar granite (Central Alps); orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *J. Struct. Geol.* vol.5, n°3/4, p.411-418.
- CLARKE, D.B. (1981) - The mineralogy of peraluminous granites : A review *Canadian Mineralogist*, vol.19, p.3-17.
- COBBOLD, P.R. (1977) - Description and origin of banded deformation structure. I regional strain, local perturbations and deformation bands. *Can. J. Earth Sci.*, 14, p.1721-1731.
- COBBOLD, P.R. (1977) - Description and origin of banded deformation structures. II. Rheology and the growth of banded perturbation. *Can. J. Earth Sci.*, 14, p.2510-2523.
- COBBOLD, P.R., & GAPAIS, D. - Slip system domains. I. Plane strain kinematics arrays of coherent bands with twinned fibre orientation. *tectonophysics*, in press.
- COFFRANT, D., POTDEVIN, J.L., LARDEAUX, J.M. & MARQUER, D. (1986) - Utilisation de l'analyse en composantes principales pour l'étude des relations entre déformation et différenciation chimique dans les roches métamorphiques. 11ème R.S.T., Clermont-Ferrand, 1986.
- COURRIOUX, G. (1983) - Metallogénie ; le tungstène dans le granite hercynien de Pueutedeume (Galice, Espagne). Relations entre teneurs et déformation. *C.R.Acad. Sci., Paris*, t.296, p.1523-1526.
- COURRIOUX, G. (1984) - Etude d'une évolution magmatique et structurale dans le contexte d'une zone de cisaillement ductile active : exemple du linéament granitique hercynien de Pueutedeume. (Galice, Espagne). Thèse 3ème Cycle, Nancy, 218 p.

- DANIEL, T. (1986) - Analyse de la déformation des granites : utilisation du traitement de l'image. *Mém. DEA*, 35 p.
- DEER, HOWIE & ZUSSMAN (1977) - An introduction to the Rock Forming Minerals. Longmans, London. 528 p.
- DELL ANGELO, L.N. & TULLIS, J.A. (1982) - Textural strain softening in experimentally deformed aplite. *Trans. Am. Geophys. Union*, 63.
- DEUTSCH, A. & STEIGER, R.H. (1985) - Hornblende K-Ar ages and the climax of tertiary metamorphism in the leontine Alps (South Central Switzerland); an old problem reassessed. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72, p.175-189.
- DIETRICH, R.V., FULLAGAR, P.D. & BOTTINO, M.L. (1969) - K/Ar and Rb/Sr dating of tectonic events in the appalachians of Southwestern Virginia : *Geol. Soc. Amer. Bull.*, V.80, p.307-314.
- DILLEN, H., GIJBELS, R., STALDER, H.A. & EDENHARTER, A. (1984) - Untersuchung einiger spurenelemente in alpine Kluftpyriten mit der ionenmikroskopie. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 64, p.27-48.
- DIXON, J. & WILLIAMS, G. (1983) - Reaction softening in mylonites from the arnaboll Thrust Sutherland. *Scott. J. Geol.*, 19, (2), p.157-168.
- DOSTAL, J., STRONG, D.F., JAMIESON, R.A. (1980) - Trace element mobility in the mylonite zone within the ophiolite aureole, St Anthony Complex, New foundland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49, p.188-192.
- DRURY, S.A. (1974) - Chemical changes during retrogressive metamorphism of Lewisian Granulite facies rocks from Coll and Tiree. *Scott. J. Geol.*, 10, (3), p.237-256.
- DUDZIACK, K.H. & FRANCK, E.V. (1966) - Messungen der Viskosität des wassers bis 560°C und 3500 kbar. *Ber. Bunsenges Phys. Chem.*, 70, p.1120-1128.
- DUNNET, D. (1969) - A technique of finite strain analysing using elliptical particles. *Tectonophysics*, 7, p.117-136.
- DURNEY, W.D. (1972) - Solution-Transfer, an important Geological deformation mechanism. *Nature*, vol.235, p.315-316.
- DURNEY, W.D. (1976) - Pressure solution and crystallisation deformation. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 283, p.229-240.
- DYMEK, R.F. & ALBEE, A.L. (1977) - Titanium and Aluminium in Biotite from high-grade archean gneisses. Lango, West Greenland. *Transactions Amer. Geophys. Union (EOS)*, 58, p.535.
- DYMEK, R.F. (1983) - Titanium, Aluminium and Interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Amer. Mineral.* vol. 68, n°9 & 10, p.880-899.
- ENGELDER, R., GEISER, P.A. & ALVAREZ, W. (1981) - Penrose Conference report : Role pressure solution and dissolution in geology. *Geology*, 9, p.44-45.
- ETHERIDGE, M.A. & COOPER, J.A. (1981) - Rb/Sr isotopic and geochemical evolution of a recrystallized shear (mylonite) zone at broken Hill. *Contr. Mineral. Petrol.*, 78, p.74-84.
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J., & VERNON, R.H. (1983) - The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metamorphic Geol.*, 1983, 1, p.205-226.
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J., & COX, S.F. (1984) - High fluid pressures during regional metamorphism and deformation : implications for mass transport and deformation mechanisms. *J. of Geoph. Res.* vol. 89, n°B6,

P-4344-4358.

FERRY, J.M. (1979) - Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from South Central Maine, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, p.125-139.

FERRY, J.M. (1982) - A comparative geochemical study of pelitic schists and metamorphosed carbonate rocks from South Central Maine, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, p.59-72.

FERRY, J.M. (1983) - Mineral reactions and element migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro Formation, South Central Maine, USA. *Amer. Mineralogist*, vol.68, p.334-354.

FISCHER, G.W. & ELLIOT, D. (1974) - Criteria for quasi-steady diffusion and local equilibrium in metamorphism. In "Geochemical Transport and Kinetics". *Carnegie Inst. Washington*. Eds. Hofmann, A.W. Giletti, B.J. Oder, H.S. and Yund, R.A., 353 p.

FLETCHER, R.C. & HOFMANN, W.H. (1974) - Simple models of diffusion and combined diffusion - infiltration metasomatism. In "Geochemical Transport and Kinetics". *Carnegie Inst. Washington*, Eds. Hofmann, A.W., Giletti, B.J., Yoder, H.S. and Yund, R.A., 353 p.

FLINN, D. (1962) - On folding during three dimensional progressive deformation. *Q.J. Geol. Soc. Lond.* 118, p.385-428.

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975) - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 27, p.211-218.

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1983) - Element mobility associated with meta-shear zones within the Ben Hope Amphibolite Suite, Scotland. *Chemical Geology*, 39, p.1-15.

FONTEILLES, M. (1978) - Les mécanismes de la métasomatose. *Bull. Mineral.*, 101, p.166-194.

FOSTER, M.D. (1960) - Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 345-B, p.11-48.

FOSTER, M.D. (1962) - Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 414 A, p.1-33.

FOX, J.S. (1975) - Three dimensional isograds from the Lukmanier pass, Switzerland, and their tectonic significance. *Geol. Mag.*, 112, (6), p.547-626.

FRANTZ, J.A., WEISBROD, A. (1974) - Infiltration metasomatism in the systems $K_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O-HCl$. In "Geochemical transport and kinetics" - *Carnegie Inst. Washington*. Eds. Hofmann, A.W., Giletti, B.J., Yoder, H.S., and Yund, R.A.

FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANCK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JAGER, E. & NIGGLI, E. (1974) - Alpine Metamorphism of the Alps a Review. *Schweiz Mineral Petrogr. Mitt.*, 54.2/3, p.277-290.

FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. (1980) - Alpine metamorphism along the geotransverse Basel-chiasso a review. *Eclogae Geol. Helv.* vol. 73/2, p.527-546.

FREY, M., HUNZIKER, J.C., JAGER, E., & STERN, W.B. (1983) - Regional distribution of white K mica polymorphs and their phengite content in the Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, p.185-197.

FYFE, M. (1976) - Chemical aspects of rock deformation. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 283, p.221-228.

- FYFE, W.S., PRICE, N.J., THOMPSON, A.B. (1978) - Fluids in the earth crust, Developments in geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 383 p.
- GAPAIS, D., BALE, P., CHOUKROUNE, P., COBBOLD, P., MAHDJOUR, Y. & MARQUER, D. (1986) - Bulk kinematics from shear zone patterns; some field examples. (sous presse).
- GAPAIS, D. & COBBOLD, P.R. - Slip system domains. II. kinematic aspect of fabric development in polycrystalline aggregates. Tectonophysics, in press.
- GARDNER, L.R. (1980) - Mobilisation of Al and Ti during weathering isovolumetric geochemical evidence. *Chem. geol.* 30, p.151-166.
- GEORGET, Y. (1986) - Nature et Origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées (granites à deux micas - roches basiques): exemple des granitoïdes cadomiens et hercyniens du Massif Armoricain (France). *Mém. Doc. C.A.E.S.S.*, (à paraître).
- GRATIER, J.P. (1978) - Mise en évidence de relations entre changement de composition chimique et intensité de déformation dans les roches à schistosité. *Bull. Soc. Géol. France*, 1979, (7), t.XXI, n°1, p.95-104.
- GRATIER, J.P. (1983) - Estimation of volume changes by comparative chemical analyses in heterogenously deformed rocks. (folds with mass transfer). *J. Struc. Geol.*, vol.5, n°3/4, p.329-339.
- GRATIER, J.P. (1984) - La déformation des roches par dissolution-cristallisation : aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure. *Thèse d'Etat, Univ. Grenoble*.
- GRAVIOUX, P. (1984) - Pétrogenèse des magmas calco-alcalins; exemple de la région trégorroise (Massif Armoricain). *Thèse 3ème cycle, Rennes*, 236 p.
- GREEN, H.W.II. (1983) - Some causes and mechanisms of "pressure solution" Creep. *J. of Geoph. Res.*, 89, B6, p.4313-4318.
- GRESENS, R.L. (1966) - The effect of structurally produced pressure gradients on diffusion in rocks. *J. Geol.*, 74, p.307-321.
- GRESENS, R.L. (1967) - Composition - volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2, p.47-65.
- GUIDOTTI, C.V. (1973) - Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, p.33-42.
- GUIDOTTI, C.V. (1978) - Compositional variation of muscovite in medium to high grade metapelites of northwestern Maine. *Amer. Mineral*, 61, p.431-434.
- GUIDOTTI, C.V. (1984) - Micas in metamorphic rocks. *Reviews in mineralogy*, vol. 13, (micas) p.357-467. *Mineral. Soc. America*.
- HARPER, C.T. & LANDIS, C.A. (1967) - K-Ar ages from regionally metamorphosed rocks, South Island, New Zealand, and some tectonic implication. *Earth Planet. Sci. Letters*, v.5, p.413-422.
- HEITZMANN, Von Peter (1985) - Kakirite, kataclasite, mylonite zur nomenklatur der metamorphite mit verformungsgefügen. *Eclogae Geologica Helv.*, vol.78, n°2, p.273-286.
- HELGESON, H.C., DELANY, J.M., NESBITT, M.H. & BIRD, D.K. (1978) - Summary and critique of the

thermodynamic properties of rock forming minerals. *Amer. Journ. Sciences*, vol.278 A, p.1-229.

HEWITT, D. & WONES, D.R. (1975) - Physical properties of some synthetic Fe Mg Al trioctahedral Biotites. *Amer. Mineral.*, vol. 60, p.854-862.

HEY, M.H. (1954) - A review of the chlorites. *Miner. Magazine*, vol.30, n°224, p.277-292.

HICKMAN, M.H. (1984) - Rb-Sr chemical and isotopic response of gneisses in late archean shear zones of the Limpopo mobile belt, Southern Africa. *Precambrian Res.*, 24, p.123-130.

HOBBS, B.E. (1983) - Point defect chemistry of minerals under an hydrothermal environment. *J. of Geoph. Res.*, 89, B6, p.4026-4038.

HOERNES, S. & FRIEDRISCHEN, H. (1980) - Oxygen and hydrogen isotopic composition of alpine and prealpine minerals of the Swiss Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, p.19-32.

HOSSACK, J.R. (1968) - Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (S. Norway). *Tectonophysics*, 5, p.315-339.

HOTELLING, H. (1933) - Analysis of a complex of statistical variables into principal components. *J. Educ. Psy.* vol.24, p.417-441.

HSU, K.J. (1979) - Thin-Skinned plate tectonics during nealpine orogenesis. *Amer. Journ. Science*, vol.279, p.353-366.

HUBER, M., RAMSAY, J. & SIMPSON, C. (1980) - Deformation in the Maggia and Antigorio nappes Lepontines Alps. *Eclogae Geol. helv.*, vol.73/2, p.593-606.

HUNZIKER, J.C. (1970) - Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, vol.63/1, p.151-161.

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. Mineral. Petrol.*, vol. 92, n°4, p.413-427.

INDARES, A. & MARTIGNOLES, J. (1970) - Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies : the influence of Ti and Al in Biotite. *Amer. Mineral.*, 70, p.272-278.

JAGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967) - Alters bestimmungen an Glimmer der zentral Alpen. *Beitr. zw. Geol. Karte der Schweiz. N.F.L.*, 134, p.1-67.

JAHN, B.M., AUVRAY, B., BLAIS, S., CAPDEVILA, R., CORNICHE, J., VIDAL, F. & HAMEURT, J. (1980) - Trace element geochemistry and petrogenesis of finnish greenstone belts. *J. Petrol.* 21, p.201-244.

JAVOY, M. (1977) - Stable isotopes and geothermometry. *J. Geol. Soc. London*, 133, p.609-639.

JENATTON, L. (1981) - Microthermometrie des inclusions fluides des cristaux associés à l'ouverture de fentes alpines. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 147 p.

JOHANNES, W., & ORVILLE, P.M. (1972) - Zur stabilität der mineralparagenesen Muskovit + calcit + quartz, Zoisit + muskovit + quartz, Anorthit + kalifeldspar und anorthit + calcit. *Fortschr. Miner.*, 50, (1), p.46-47.

KERRICH, R., FYFE, W.S., GORMAN, B.E., ALLISON, I. (1977) - Local modification of rock chemistry by deformation. *Contrib. Mineral. petrol.*, 65, p.183-190.

- KERRICH, R., ALLISON, I., BARNETT, R.P., MOSS, S., STARKEY, J. (1980) - Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mievville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p.221-242.
- KIRBY, S.H. (1983) - Rheologie of the lithosphere. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, vol.21, n°6, p.1458-1487.
- KIRBY, S.H. (1985) - Rocks mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophysics*, 119, p.1-27.
- KORZHINSKII, D.S. (1970) - Theory of metasomatic zoning. Clarendon press. Oxford. Printed in Great Britain by the Pitman Press, bath. 162 p.
- KRONENBERG, & TULLIS, (1984) - Flow strenghts of quartz : grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening. *J. of Geoph. Res.*, 89, B6, p.4281-4297.
- LABHART, T.P. (1977) - Aarmassiv und Gotthardmassiv. *Sammlung Geologischer Führer*, Band 63. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- LEBART, L. & FENELON, J.P. (1973) - Statistiques et Informatique appliquées. Dunold Edit. Paris, 457 p.
- LELONG, F., & SOUCHIER, B. (1979) - Les bilans d'altération dans les sols. *Sci. Sol.*, p.267-279.
- LEMAITRE, R.W. (1976) - The chemical variability of some common igneous rocks. *Journ. of Petrol.*, 17, pp.589-637.
- LE THEOFF, B. (1977) - Marqueurs ellipsoïdaux et déformation finie. Applications aux synclinaux de Bretagne centrale et aux "mantle gneiss dômes" de Kuopio (Finlande). Thèse 3ème cycle, Rennes, 96 p.
- LEU, W. (1986) - Die Penninischen Sedimente in der Region Bedretto Baceno Visp. Thèse Doctorat Université de Bern.
- LEYMARIE, P., ISNARD, P. & DE BEAUCOURT, F. (1975) - Le traitement automatique des données géochimiques. *Sci. de la terre, Fr., Série Informatique géologique, Mém. n°6*, 70 p.
- LUDINGTON, S., & MUNOZ, J.L. (1975) - Application of fluorhydroxyl exchange data to natural micas. (abstr.). *Geol. Soc. America*, abstract with program, 7, p.1179.
- MAC CLAY, K.R. (1977) - Pressure solution and Cobble creep in rocks and minerals; a review. *J. Geol. Soc. Lond.*, 39, p.175-192.
- MAINPRICE, D.H. & PATERSON, M.S. (1983) - Experimental studies of the role of water in the plasticity of quartzite. *J. of Geoph. Res.*, n°89, B6, p.4257-4269.
- MARQUER, D. (1983) - Variations minéralogiques et chimiques d'un granite progressivement déformé. Exemple du Massif de l'Aar (Alpes Centrales). D.E.A., Rennes.
- MARQUER, D., GAPAIS, D., & CAPDEVILA, R. (1985) - Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en faciès schistes verts (Massif de l'Aar, Alpes Centrales). *Bull. Mineral.*, 108, p.209-221.
- MARQUER, D., & GAPAIS, D. (1985) - Les massifs cristallins externes sur une transversale Guttanen - Val Bedretto (Alpes Centrales) : Structures et histoire cinématique. *C.R.Acad. Sc. Paris*, t.301, série II, n°8, p.543-546.

- MARTIN, H. (1985) - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne ; contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande Orientale. *Mém. Doc. C.A.E.S.S.*, n°1.
- MASSONE, H.J. (1981) - Phengite; eine experimentelle untersuchung ihres Druck - Temperatur Verhaltens im K_2O MgO Al_2O_3 SiO_2 HCl . Dissertation zur Erlangung des Doktor grades, *Universität Bochum*, 211 p.
- MASSUDA, A., NAKAMURA, N., & TANAKA, T. (1973) - Fine structures of mutually normalized rare earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, p.239-244.
- MILNES, A.G. & PFIFFNER, A. (1977) - Structural development of the infrahelvetic complex eastern Switzerland. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 70/1, p.83-95.
- MILNES, A.G. & PFIFFNER, A. (1980) - Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St Gallen - Como. *Eclogae Geol. helv.*, vol.73/2, p.619-633.
- MITRA, G. (1978) - Ductile deformation zones and mylonites. The mechanical processes involved in the deformation of cristalline basement rocks. *Amer. Journ. Sciences*, vol.278, p.1057-1084.
- MITRA, G. (1979) - Ductile deformation zones in Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strains. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, part 1, v.90, p.935-951.
- MITRA, G. (1984) - Brittle to ductile transition due to large strains along the white rock thrust. Wind River Mountain Wyoming. *J. Struct. Geol.*, vol. 6, n°1/2, p.51-61.
- MIYASHIRO, A. (1974) - Volcanic rock series in Island arcs and active continental margins. *Amer. Journ. Science*, vol.274, p.321-355.
- MOHAMED, F.A., & LANGDON, T.G. (1974) - Deformation mechanism maps based on grain size. *Trans. Metall. Soc.*, 5, p.2339-2345.
- MUELLER, S.T. (1982) - Deep structure and recent dynamics in the Alps. in *Moutain Building processes* by K.J. HSU, 263 p. Academic Press.
- MULLIS, J. (1979) - The systeme methane - water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. *Bull. Mineral.*, 102, p.526-536.
- MUNIER, J.L. (1984) - Déplacements et déformations dans l'avant pays d'une chaîne de collision. Méthodes d'études et modélisation : exemple du Jura. Thèse 3ème cycle, *Grenoble*. 163 p.
- NADAI, A. (1963) - Theory of flow and fracture of solids. Vol. 2, *Engineering Societies Monographs*. Mac Graw-Hill, New York, N.Y., 705 p.
- NICOLAS, A., & POIRIER, J.P. (1976) - Cristalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. *Wiley-Intersciences, Londres* 444 p.
- NICOLAS, A. (1984) - Principes de Tectonique. *Masson*, 196 p.
- PARKS, G.A. (1983) - Surface and interfacial free energies of quartz. *J. of Geoph. Res.*, 89-B6, p.3997-4008.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Sci. Lett.*, 19 ; p.290-300.
- PEARCE, J.A. (1975) - Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tetono physics*,

25, p.41-68.

PEARSON, K. (1901) - On lines and planes of closest fit to systems of points in space. *Phil. Mag.*, vol. 2, n°11, p.559-572.

PEUCAT, J.J. (1982) - Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricaïn et en grande Kabylie. *Thèse Etat, Rennes*, ronéo, 172 p.

PFIFFNER, O.A. & RAMSAY, J.G. (1982) - Constraints on geological strain rates; Arguments from finite strain states of Naturally deformed rocks. *J. of Geoph. Res.* vol.87, n°B1, p.311-321.

POTDEVIN, J.L. (1984) - Métamorphisme et tectonique dans les schistes lustrés à l'est de Corte (Corse). 3ème partie : déformation par dissolution - cristallisation. *Thèse 3ème cycle, Lyon*, 82 p.

POTDEVIN, J.L. & CARON, J.M. (1986) - Transferts de matière et déformation synmétamorphique dans un pli. I : Structures et bilans de Matière. *Bull. Mineral.* 109, 4, p.395-410.

POIRIER, J.P. (1980) - Shear localisation and shear instability in Materials in the ductile field. *J. Struct. geol.*, 2, p.135-142.

POTY, B.P., STALDER, H.A., & WEISBROD, A.M. (1974) - Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54, p.400-405.

PRICE, N.J. (1975) - Fluids in the crust of the earth. *Sciences progress Oxford*, 62, p.59-87.

PROBST, P. (1980) - Die Bünderschiefer des Nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. *Beitr. Geol. karte der Schweiz. N.F.*, 153, p.1-64.

RAMSAY, J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. Ed. Graw Hill, New York, 568 p.

RAMSAY, J.G. (1980) - Shear zone geometry, a review. *J. Struct. Geology*, vol.2, n°1/2, p.83-99.

RAUMER, J.F. von (1984) - The external Massifs relics of variscan basement in the Alps. *Geologische Rundschau*, 73, 1, p.1-31.

ROBIE, R.A., HEMINGWAY, B.S. & FISHER, J.R. (1979) - Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298. 15 K and 1 bar pressure at higher temperatures. *Geol. Surv. Bull.*, 1452.

ROBIN, P.Y.F., (1979) - Theory of metamorphic segregation and related processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol., 43, p.1587-1600.

ROY, S. (1977) - Deformation and chemical processes in mylonite genesis. *Geologiska före ningens Stokholm Förhandlingar*, vol. 99, p.3-9.

RUBIE, D.C. (1983) - Reaction enhanced ductility; The role of Solid-solid univariant reactions in deformation of the crust and mantle. *Tectonophysics*, 96, p.331-352.

RUTTER, E.H. (1976) - The kinetics of rock deformation by pressure solution. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 283, p.203-219.

RUTTER, E.H. (1983) - Pressure solution in nature, theory and experiment. *J. Geol. Soc. London*, vol. 140, p.725-740.

SCHATELGER, V. (1986) - Thèse en cours, Bern.

- SEGALL, P. (1983) - Rate dependant extensional deformation resulting from crack growth in rocks. *J. of Geoph. Res.*, 89, B6, p.4185-4195.
- SICARD, E., POTDEVIN, 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* 298, II, 10, p.453-458.
- SICARD, E., CARON, J.M., POTDEVIN, J.L. & DECHOMETS, R. (1986) - Transfert de matière et déformation synmétamorphique d'un pli. Pseudomorphoses de lawsonite et caractérisation des fluides intertidaux. *Bull. Miner.*, n°109, 4, p.411-422.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. (1983) - An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. America Bull.*, v.94, p.1281-1288.
- SMITH, R.E., & SMITH, S.E. (1976) - Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32, p.114-120.
- SORBY, H.C. (1908) - On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks. *Geol. Soc. Lond. Quart. J.*, 64, p.171-232.
- STALDER, H.A. (1964) - Petrographische und mineralogische untersuchungen im Grimselgebiet. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 44/1, p.187-398.
- STECK, A. (1966) - Petrographische und Tektonische untersuchungen am zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. *Beitr. Geol. Karte, Schweiz. N.F.*, p.130.
- STECK, A. (1968) - Die alpidischen strukturen in den zentralen Aaregraniten des Westlichen Aarmassivs. *Eclogae Geol. Helv.*, vol.61/1, p. 19-48.
- STECK, A., & BURRI, G. (1971) - Chemismus und paragenesen von granaten aus granitgneisen der grünschiefer - und Amphibolitfazies der zentral alpen. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 51, 2/3, p.534-538.
- STECK, A. (1976) - Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der peristeritlücke aus alpinmetamorphen granitgneisen des Gotthardmassivs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, p.269-292.
- STECK, A., RAMSAY, J.G., MILNES, A.G., & BURRI, M. (1979) - Compte rendu de l'excursion de la Société géologique Suisse et la Société Suisse de Minéralogie et Pétrographie en Valais et en Italie Nord du 2 au 5 Octobre 1978. *Eclogae Geol. helv.*, vol. 72/1, p.287-311.
- STECK, A. (1984) - Structures de déformations tertiaires dans les Alpes Centrales. (Transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 77, n°1, p.55-100.
- STEIGER, R.H. (1962) - Petrographie und geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St Gotthard und Lukmanier pass. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 42, p.381-577.
- STEIGER, R.H. (1964) - Dating of orogenic phases in the central alps by K-Ar ages of hornblende. *J. of Geophys. Res.*, 69, 24, p.5407-5421.
- STEINER, V.H. (1984) - Radiometrische Alterbestimmungen an gesteinen der Maggia decke (Penninikum der zentral alpen). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 64, p.227-259.
- STEINITZ, G., & JAGER, E. (1981) - Rb-Sr & K-Ar studies on rocks from the suretta nappe; eastern switzerland. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 61, p.121-131.

- STORRE, B., JAHANNES, W., & NITSCH, K.H. (1982) - The stability of zoisite in H₂O-CO₂ mixtures. *N. Jb. Miner. Mh.*, H9, p.395-406.
- STUDEMEISTER, P.A. (1983) - The redox state of iron; a powerful indicator of hydrothermal alteration. *Geosciences Canada*, vol.10, n°4, p.189-194.
- TAYLOR, S.R. & GORTON, M.P. (1977) - Geochemical application of spark source mass spectrography. III. Element sensitivity, precision and accuracy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, p.1375-1380.
- TEALL, J.J.H. (1885) - The metamorphosis of dolerite into hornblende schist. *Q. M. Geol. Soc. London*, 41, 133-145.
- THAKUR, V.C. (1973) - Events in Alpine deformation and Metamorphism in the northern pennine zone and Southern Gotthard massif regions Switzerland. *Geol. Rundsch.*, 62, 549-563.
- TRUESEDEL, C. & TOUPIN, R. (1960) - The classical field theory. *Handbuch der Physic. Encyclopedia of Physics*. S. Flügge (ed.), 3 (1), p.226-793.
- TULLIS, J., & YUND, R.A. (1980) - Hydrolytic weakening of experimentally deformed westerly granite and hale albite rock. *J. Structural Geology*, vol. 2, n°4, p.439-451.
- TRACY, R.J. (1978) - High grade metamorphic reactions and partial melting in Pelitic schist, West-Central Massachussets. *American Journ. of Sciences*, 278, p.150-178.
- TRUMPY, (1980) - Geology of Switzerland, a guide book. Part A : an outline of the geology of Switzerland. Wepf Basel.
- VELDE, B. (1967) - Phengite micas : synthesis, stability and natural occurrence. *Amer. J. Sci.*, 10, p.886-913.
- WATTERSON, J. (1968) - Homogeneous deformation of the gneisses of Vesterland, SW Greenland. *Medd. Gronland*, 175, 72 p.
- WATTS, M.J., & WILLIAMS, G.M. (1983) - Strain geometry, microstructure and mineral chemistry in metagabbro shear zones : a study of softening mechanisms during progressive mylonitisation. *J. Struct. geol.*, vol.5, n°5, p.507-517.
- WHITE, J.C. & WHITE, S.H. (1981) - On the structure of grain boundaries in tectonites. *Tectonophysics*, 78, p.613-628.
- WHITE, S.H. (1976) - The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 283, p.69-86.
- WHITE, S.H. (1977) - Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*, vol.39, p.143-170.
- WHITE, S.H., & KNIPE, R.J. (1978) - Transformation and reaction enhanced ductility in rocks. *Jp Geol. Soc. Lond.*, vol. 135, p.513-516.
- WHITE, S.H., BURROWS, S.E., CARRERAS, J., SHAW, N.D., & HUMPHREYS, F.J. (1980) - On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.* vol.2, n°1/2, p.175-187.
- WILLIAMS, G., & DIXON, J. (1982) - Reaction and geometrical softening in granitoid mylonites. *Textures and Microstructures*, 4, p.223-239.

WINCHESTER, J.A., & FLOYD, P.A. (1977) - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. geol.*, 20, 325-343.

WINCHESTER, J.A., & MAX, M.D. (1984) - Element mobility associated with syn-metamorphic shear zones near Scotchport, NW Mayo, Ireland. *J. Metamorphic Geol.*, 2, p.1-11.

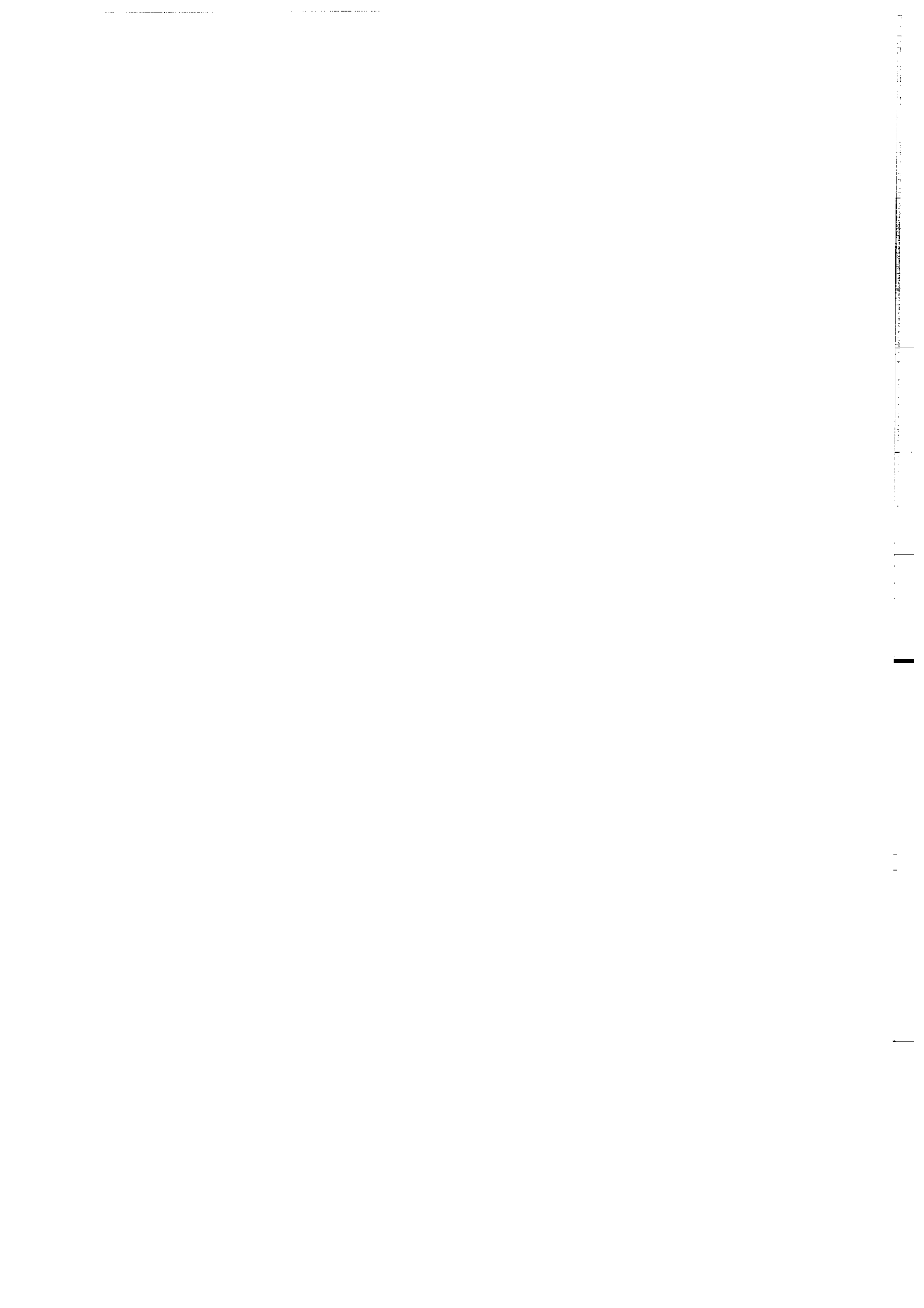
WINTSH, R. (1975) - Solid-fluid equilibria in the system $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - Al_2SiO_5 - SiO_2 - H_2O - HCl$. *Journ. of Petrol.* vol. 16, part 1, p.57-79.

WITHRICH, H. (1965) - Rb-Sr altersbestimmungen an Alpinmetamorphüberprägten Aarmassiv. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 45, 875-971.

WYSS, R. (1985) - Die Urseren zone zwischen Ulrichen und Oberalpsee und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. Thèse de Doctorat Université de BERN, p.1-169.

YUND, R.A., & TULLIS, J. (1984) - Grain size reduction weakening of feldspars due to dynamic recrystallisation. *Eos. trans. Am. geophys. Union*, 65, p.279.

ANNEXES



I Mesures de déformation finie

Mesures de déformation finie dans le massif de l'Aar (granodiorite du Grimsel : AD) et le massif du Gothard (granite de Fiazza : GD; granodiorite de Lukmanier : LD; orthogneiss de Gamsboden : Gamsb.). (X, Y, Z : axes principaux de la déformation).

Ech.	K	r	γ	$\overline{\epsilon s}$	X/Y	Y/Z	X/Z	X	Y	Z	% matrice
AD 26	0,79	1,36	0,11	0,23	1,16	1,20	1,39	1,17	1,01	0,84	3
27	0,25	1,50	0,56	0,32	1,10	1,40	1,54	1,19	1,09	0,77	4
28	0,22	1,68	0,59	0,42	1,12	1,56	1,75	1,25	1,11	0,71	5
15	0,19	3,58	0,53	1,11	1,42	3,16	4,49	1,85	1,30	0,41	17
13	0,29	3,56	0,41	1,12	1,58	3,00	4,74	1,96	1,24	0,41	21
11	0,69	3,62	0,13	1,18	2,07	2,55	5,28	2,22	1,07	0,42	20
2	0,36	3,82	0,33	1,21	1,76	3,10	5,46	2,13	1,21	0,39	28
6	0,27	4,25	0,41	1,30	1,70	3,60	6,12	2,18	1,28	0,36	33
18	0,25	4,37	0,43	1,33	1,68	3,70	6,22	2,19	1,30	0,35	27
12	0,23	4,76	0,45	1,41	1,71	4,07	6,96	2,28	1,34	0,33	27
14	0,19	5,72	0,48	1,59	1,76	4,99	8,78	2,49	1,42	0,28	35
3	0,18	6,25	0,49	1,67	1,79	5,46	9,77	2,60	1,45	0,27	37
10	0,18	7,09	0,47	1,81	1,92	6,21	11,91	2,84	1,48	0,24	38
1	0,29	7,38	0,34	1,92	2,42	5,96	14,42	3,27	1,35	0,23	41
22	0,15	7,55	0,50	1,86	1,88	6,68	12,56	2,87	1,53	0,23	44
17	0,19	7,67	0,45	1,91	2,06	6,62	13,64	3,04	1,48	0,22	39
16	0,32	8,18	0,30	2,05	2,75	6,33	17,42	3,63	1,32	0,21	56
7	0,17	8,62	0,45	2,02	2,13	7,49	15,95	3,24	1,52	0,20	55
19	0,20	9,79	0,40	2,19	2,50	8,35	20,88	3,74	1,50	0,18	52
25	0,26	9,73	0,33	2,23	2,86	8,05	23,02	4,04	1,41	0,18	52
5	0,11	10,16	0,56	2,13	1,89	9,29	17,56	3,21	1,70	0,18	62
29	0,04	19,32	0,71	2,62	1,65	18,68	30,75	3,70	2,24	0,10	54
20	0,03	21,99	0,72	2,72	1,64	21,35	35,01	3,86	2,35	0,11	64
21	0,16	22,70	0,36	3,16	4,03	19,67	79,27	6,84	1,70	0,09	79

ECH.	K	r	γ	$\overline{\epsilon s}$	X/Y	Y/Z	X/Z	X	Y	Z	% Matrice
GD 1	0,08	11,84	0,61	2,24	1,79	11,05	19,81	3,29	1,83	0,17	56
GD 2	0,04	11,39	0,77	2,10	1,37	11,02	15,14	2,75	2,00	0,17	60
GD 3	0,38	5,97	0,28	1,71	2,37	4,60	10,90	2,95	1,25	0,26	36
GD 4	0,13	4,63	0,61	1,34	1,42	4,21	5,98	2,04	1,43	0,35	40
GD 5	0,36	5,57	0,30	1,65	2,23	4,61	9,81	2,82	1,26	0,28	46
GD 6	0,27	7,29	0,35	1,90	2,35	5,94	13,96	3,20	1,36	0,22	53
GD 7	0,27	6,08	0,37	1,69	2,08	5,00	10,40	2,78	1,34	0,26	
GD 8	0,02	4,93	0,90	1,32	1,08	4,85	5,25	1,78	1,64	0,35	36
GC IIa	0,04	2,75	0,33	0,88	1,50	2,25	3,38	1,72	1,14	0,51	10
GAMSB	0,36	9,61	0,26	2,27	3,26	7,35	23,95	4,27	1,31	0,17	
LD 1	0,56	7,11	0,16	1,95	3,20	4,91	15,70	3,69	1,15	0,24	50
LD 2	0,02	3,64	0,94	1,06	1,04	3,60	3,75	1,57	1,51	0,42	20
LD 3	0,27	3,79	0,43	1,19	1,59	3,20	5,10	2,01	1,26	0,40	29
LD 4	0,60	7,40	0,14	2,01	3,40	5,00	17,00	3,87	1,13	0,22	56
LD 5	0,65	5,18	0,13	1,58	2,65	3,53	9,35	2,91	1,10	0,32	47
LD 6	0,10	3,14	0,73	0,96	1,19	2,95	3,50	1,60	1,36	0,46	28
LD 7	0,53	3,58	0,21	1,16	1,90	2,68	5,10	2,13	1,12	0,41	
LD 8	0,60	2,60	0,19	0,83	1,60	2,00	3,20	1,72	1,07	0,54	21
LD 9	0,42	8,90	0,22	2,20	3,35	6,55	21,94	4,19	1,25	0,20	52
LD 10	0,62	7,68	0,13	2,06	3,55	5,13	18,20	4,01	1,13	0,22	57

II.1

II Analyses chimiques roches totales

(éléments majeurs et traces, terres rares) :

Les techniques analytiques par fluorescence X et dilution isotopique sont développées dans la thèse d'Hervé Martin (1985, annexe I : techniques analytiques) et l'analyse par activation neutronique instrumentale est exposée dans la thèse d'Yvon Georget (1986, annexe I : méthodes d'analyse). Seules les précisions des mesures pour les divers éléments sont rappelées ci-dessous :

Eléments majeurs et traces en fluorescence X

La plus grande partie des analyses a été effectuée à Rennes par M. Le Coz et M. Lemoine. Les échantillons Aar 1, 2, 3, 4 et ACIIIc,b,h ont été analysés à St Etienne.

Précision analytique

Oxyde	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
Précision	2 %	3 %	3 %	3 %	2 %	3 %	2 %	2 %	10 %

	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Ba
Teneurs > 20ppm	5 %	5 %	5 %	3 %	3 %	5 %	5 %	5 %	5 %
Teneurs < 20ppm	10 %	10 %	10 %			10 %	10 %	10 %	

Terres rares analysées par dilution isotopique :

Les dosages ont été effectués au C.A.E.S.S. de Rennes avec la collaboration de J. Bernard-Griffiths.

Précision analytique :

Elément	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
Précision	3 %	2 %	2 %	2 %	2 %	3 %	2 %	2 %	2 %	3 %

Traces et terres rares en activation neutronique

Les analyses ont été obtenues au laboratoire Pierre Süe, groupe des sciences de la terre, Saclay (CEA CEN, Gif sur Yvette) avec la collaboration de Y. Georget.

Précision analytique

Elément	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Rb	Na ₂ O	Sb	Cr
Précision	3 %	7 %	3 %	2 %	3 %	6 %	2 %	2 %	2 %	< 1 %	10 %
Elément	Co	Ni	Sc	Fe ₂ O ₃	La	Ce	Eu	Tb	Sm	Yb	Lu
Précision	4 %	8 %	2 %	2 %	1 %	2 %	7 %	4 %	2 %	6 %	11 %

II. 2

Analyses chimiques d'éléments majeurs dans le granite de Fibbia ($\bar{\epsilon}$ s : intensité de déformation finie) (col du Gothard).

N°Ech.	Gc 2a	Gc 2b	Gc 2c	Gc 2d	Gc 2e	Gc 2f	Gc 2g	Gc 3a	Gc 3c	Gc 3d	Gc 3e	Gc 3f
N° Ana	7767	7668	7669	7670	7671	7672	7673	8046	4048	8049	8050	8051
$\bar{\epsilon}$ s	0,80	0,95	1,05	1,30	1,55	1,45	1,40	0,30	1,0	1,5	1,45	3,10
SiO ₂	72,06	72,21	72,97	72,54	72,44	71,41	72,79	72,36	72,21	70,96	70,94	69,20
Al ₂ O ₃	15,28	14,91	14,35	14,78	14,29	14,28	13,93	13,67	13,81	13,97	14,49	14,89
Fe ₂ O ₃	1,94	2,02	2,11	2,05	2,12	2,52	2,07	2,22	2,11	2,19	2,21	2,53
MnO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,07	0,03	0,07	0,06	0,08
MgO	0,40	0,43	0,44	0,44	0,50	0,57	0,41	0,48	0,41	0,52	0,50	0,55
CaO	1,52	1,56	1,61	1,63	1,47	1,63	1,51	1,68	1,56	1,70	1,66	1,62
Na ₂ O	3,58	3,67	3,65	3,76	3,60	3,91	3,77	3,14	3,13	3,22	3,67	4,15
K ₂ O	4,45	4,69	4,23	4,34	4,26	4,10	4,30	4,29	4,59	4,29	4,45	4,41
TiO ₂	0,20	0,22	0,22	0,22	0,23	0,27	0,22	0,24	0,23	0,24	0,24	0,25
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,07	0,05	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09
P.F.	0,43	0,47	0,50	0,54	0,82	0,78	0,63	0,49	0,47	0,55	0,62	0,49
Total	99,98	100,29	100,20	100,42	99,84	99,59	99,73	98,74	98,64	97,80	98,94	98,26

Analyses chimiques d'éléments majeurs dans le granite de l'Aar ($\bar{\epsilon}$ s : intensité de déformation finie) (Ac III : zone G).

N°Ech.	A6	A7	A8	A11	Ac III a	Ac III m	Ac III f	Ac III i	Ac III b	Ac III c	Ac III h
N° Ana.	6676	6677	6678	6680	7292	7304	7297	7300	7293	7294	7299
$\bar{\epsilon}$ s	0,8	1,3	2,65	3,15	0,2	1,95	2,8	3,3	3,4	3,3	3,3
SiO ₂	76,75	75,30	75,85	75,02	74,40	74,73	72,14	77,15	71,03	73,65	70,31
Al ₂ O ₃	12,73	12,35	12,88	13,21	13,19	13,61	13,79	12,22	14,80	13,56	14,01
FeO	1,18	1,63	1,37	1,59	1,66	1,99	2,05	1,14	1,89	1,67	1,97
MnO	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,02	0,04	0,04	0,03
MgO	0,23	0,30	0,44	0,39	0,40	0,41	0,50	0,23	0,30	0,38	1,01
CaO	0,14	0,25	0,21	0,21	0,67	0,60	0,66	0,43	0,68	0,46	0,49
Na ₂ O	4,01	3,87	3,48	3,61	3,49	3,91	3,64	2,28	3,22	2,84	1,94
K ₂ O	4,26	4,30	4,74	4,57	4,78	4,93	5,40	6,01	6,52	6,59	7,85
TiO ₂	0,14	0,19	0,16	0,19	0,21	0,24	0,25	0,15	0,23	0,22	0,23
P ₂ O ₅	0,01	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,01	0,07	0,08	0,02
PF	0,43	0,32	0,56	0,56	0,37	0,43	0,43	0,39	0,69	0,46	0,84
Total	99,90	98,78	99,75	99,42	99,21	100,94	98,99	100,01	99,47	100,25	99,02

II-3

N° Ech.	Ac Ia	Ac Ib	Ac Ic	Ac Id	Ac Ie	Ac If	Ac Ig	Ac Ih	Ac Ii	Ac Ij	Ac IGD
N° Ana.	7228	7229	7230	7231	7232	7233	7234	7235	7225bis	7262	7227
$\bar{E}s$	1,2	1,5	1,9	2,6	2,4	2,4	2,4	2,7	2,8	3,3	0,9
SiO ₂	65,26	66,64	66,18	67,81	66,72	66,61	66,91	66,73	69,02	66,33	67,31
Al ₂ O ₃	16,46	16,22	15,56	15,82	15,83	15,48	15,93	15,78	15,02	15,81	15,23
Fe ₂ O ₃ *	3,75	3,89	3,84	3,64	4,01	3,69	3,76	3,64	3,79	3,59	4,05
MnO	0,08	0,08	0,08	0,06	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,06	0,11
MgO	0,99	1,03	1,38	1,77	1,25	1,21	1,45	1,75	1,74	2,69	1,08
CaO	2,88	2,76	1,98	1,22	2,53	1,93	1,66	0,63	0,45	0,44	2,58
Na ₂ O	5,22	4,79	4,62	4,97	4,72	5,34	5,07	4,63	4,48	4,27	4,59
K ₂ O	3,47	3,51	3,86	3,26	3,37	3,01	2,94	3,99	3,72	3,96	3,45
TiO ₂	0,67	0,58	0,57	0,58	0,62	0,56	0,59	0,61	0,59	0,55	0,60
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,14	0,13	0,15	0,13	0,13	0,15	0,14	0,13	0,14
P.F.	0,74	0,85	0,90	1,05	0,86	0,88	1,21	1,12	1,15	1,42	0,68
Total	99,67	100,50	99,11	100,31	100,14	98,92	99,72	99,11	100,18	99,25	99,82
Nb	22	22	22	27	23	25	33	28	38	20	34
Zr	307	326	333	299	360	317	326	333	340	310	322
Y	36	36	38	44	41	54	62	35	80	46	45
Sr	309	308	259	248	300	280	348	128	127	93	243
Rb	117	128	139	151	131	155	124	178	165	160	169
Co	7	7	6	6	7	6	6	6	5	6	6
V	46	46	46	41	46	43	46	46	38	53	44
Ni	0	0	2	0	0	0	1	1	1	0	2
Cr	11	9	12	10	11	11	11	9	11	6	13
Ba	1103	1131	1127	943	1086	916	1309	1032	793	1091	950

N° Ech.	Ac IIa	Ac IIb	Ac IIc	Ac IId	Ac IIe	Ac IIf	Ac IIg	Ac IIh
N° Ana.	7226	7255	7256	7257	7258	7259	7260	7261
$\bar{E}s$	0,8	1,0	1,4	1,5	2,5	3,0	3,1	3,1
SiO ₂	64,42	63,87	65,30	64,50	64,39	66,40	65,68	63,63
Al ₂ O ₃	16,25	16,80	16,38	16,13	16,34	15,86	16,41	16,89
Fe ₂ O ₃	4,43	4,25	4,05	4,34	4,50	4,11	4,03	4,43
MnO	0,09	0,09	0,08	0,09	0,08	0,07	0,07	0,08
MgO	1,21	1,18	1,11	1,27	1,56	1,93	2,56	2,37
CaO	3,17	3,16	2,98	3,07	2,70	0,80	0,96	1,25
Na ₂ O	4,78	5,47	5,09	4,87	5,37	5,31	4,32	4,31
K ₂ O	3,09	2,90	2,93	3,08	2,59	3,04	3,80	3,86
TiO ₂	0,68	0,64	0,61	0,66	0,69	0,64	0,63	0,71
P ₂ O ₅	0,17	0,16	0,16	0,18	0,17	0,16	0,16	0,18
P.F.	0,83	1,02	1,01	1,11	1,15	1,46	1,40	1,54
Total	99,01	99,54	99,70	99,30	99,54	99,78	100,02	99,25
Nb	21	20	21	21	27	22	22	25
Zr	313	320	341	354	378	351	343	369
Y	40	38	39	42	51	39	40	46
Sr	336	348	341	333	342	133	184	196
Rb	120	115	109	140	125	135	155	161
Co	1	0	1	0	1	1	5	4
V	46	39	41	40	43	40	47	56
Ni	5	5	4	4	9	1	6	3
Cr	13	5	13	10	9	5	8	3
Ba	1042	1087	1228	1078	879	766	1157	1254

Analyses chimiques d'éléments majeurs et traces dans la granodiorite du Grimsel ($\bar{E}s$: intensité de déformation finie; Ac I : zone C; Ac II : zone B).

II. 4

Analyses chimiques d'éléments majeurs et traces dans la granodiorite du Grimsel ($\bar{\epsilon}_s$: intensité de déformation finie; AD et A : zone A).

N°Ech	A 14	AD 13	AD 11	A 15	AD 25	AD 22	AD 16	A 18	AD 20	A 17	A 19	AD 21	A 20	AD 23a
N° Ana.	6681	7313	7253	6682	7364	7321	7360	6684	7361	6683	6685	7362	6686	7363
$\bar{\epsilon}_s$	0,70	1,1	1,2	1,5	2,2	1,9	2,1	2,3	2,7	2,7	3	3,2	3,2	3,4
SiO ₂	66,82	63,40	64,25	64,30	66,02	63,39	62,43	66,00	61,85	62,15	66,90	64,13	63,70	65,45
Al ₂ O ₃	15,55	16,65	16,39	16,92	16,30	16,36	16,63	16,53	16,72	17,45	16,02	16,29	17,07	16,68
Fe ₂ O ₃ *	4,01	4,67	4,17	4,08	4,02	4,54	4,65	4,55	4,53	4,68	3,72	4,50	3,89	3,77
MnO	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,10	0,09	0,07	0,08	0,07	0,05	0,08	0,05	0,06
MgO	0,97	1,29	1,16	0,98	1,09	1,28	1,77	2,19	2,20	1,95	1,68	1,97	2,89	2,60
CaO	2,78	3,40	2,97	3,15	3,04	3,23	2,80	2,54	1,95	2,55	2,07	2,47	1,04	0,70
Na ₂ O	4,32	4,79	5,24	5,34	4,73	4,77	5,31	5,00	5,08	5,16	4,17	4,86	3,23	3,10
K ₂ O	3,23	3,02	3,19	2,90	3,15	2,92	2,76	2,91	3,26	3,14	3,08	3,04	4,89	4,84
TiO ₂	0,64	0,73	0,62	0,61	0,62	0,71	0,70	0,57	0,75	0,78	0,61	0,73	0,71	0,65
P ₂ O ₅	0,15	0,19	0,16	0,17	0,16	0,19	0,20	0,16	0,21	0,25	0,17	0,19	0,19	0,17
P.F.	0,51	0,71	1,03	0,80	0,80	0,91	1,36	0,95	1,50	1,12	1,21	1,21	1,60	1,74
Total	99,06	98,94	99,25	99,33	100,01	98,31	98,70	100,68	98,13	99,30	99,68	99,47	99,20	99,76
Nb		19			20	30	22		23			13		34
Zr		296			338	325	369		376			135		351
Y		38			37	45	49		41			22		38
Sr		398			326	346	417		231			304		72
Rb		114			148	151	134		144			182		264
Co		6			7	7	7		8			8		7
V		51			45	48	55		60			55		52
Ni		3			1	0	0		0			1		0
Cr		23			11	13	11		7			10		9
Ba		1308			1140	1255	985		1244			1178		896

Analyses chimiques de terres rares (+ tantale) en activation neutronique dans la granodiorite du Grimsel (zone A).

N°Ech.	AD26	AD13	AD22	AD25	AD16	AD29	AD20	AD21	AD23a
N° Ana.	7679	7313	7321	7364	7360	7682	7361	7362	7363
$\bar{\epsilon}_s$	0,2	1,1	1,9	2,2	2,1	2,6	2,7	3,2	3,4
Ta	3,25	1,10	3,27	1,99	1,84	1,45	1,53	4,74	2,36
La	42,1	42,9	47,6	49,9	64,0	46,7	43,5	55,6	41,5
Ce	83,8	88,2	92,6	100,3	124,5	98,4	82,6	117,6	76,0
Eu	1,68	1,94	1,83	1,68	1,89	1,39	1,76	2,00	1,09
Tb	1,57	1,07	1,12	1,11	1,29	0,95	1,10	2,01	1,09
Sm	9,11	7,41	7,86	8,21	9,47	7,52	8,11	11,06	7,74
Yb	5,44	2,81	4,46	3,57	3,95	2,81	3,23	7,75	2,79
Lu	0,96	0,53	0,98	0,69	0,76	0,58	0,57	1,30	0,64

II. 5

Analyses de terres rares en dilution isotopique dans la granodiorite du Grimsel (zone A).

N°Echantillon N°Analyse	AD 13 7313	AD 22 7321	AD 21 7362	AD 23a 7363
La	42,81	46,24	33,50	40,61
Ce	98,43	116,00	92,20	81,12
Nd	42,29	44,80	45,17	34,27
Sm	8,38	8,10	10,02	7,02
Eu	1,80	1,74	1,76	1,21
Gd	7,40	6,87	9,52	6,00
Dy	6,44	6,16	10,83	5,49
Er	3,46	3,57	7,20	3,05
Yb	3,04	4,37	7,58	2,89
Lu	-	0,81	-	0,44

Analyses chimiques complémentaires dans le massif de l'Aar (AD : granodiorite du Grimsel;
Aar : granites et aplites).

N°Ech.	AD 26	AD 27	AD 28	AD 29	Aar 1	Aar 2	Aar 3	Aar 4
N° Ana.	7679	7680	7681	7682	7283	7284	7285	7286
\bar{Es}	0,2	0,3	0,4	2,62	-	-	-	-
SiO ₂	63,73	65,52	65,25	66,39	74,50	76,48	72,36	78,09
Al ₂ O ₃	17,38	16,38	16,79	16,29	12,98	12,74	13,69	12,07
Fe ₂ O ₃	3,96	4,12	4,15	3,54	1,65	1,35	2,14	0,94
MnO	0,08	0,09	0,08	0,06	0,21	0,21	0,39	0,13
MgO	1,13	1,12	1,05	2,65	0,04	0,03	0,07	0,03
CaO	2,78	2,81	3,09	0,55	0,91	0,70	1,24	0,46
Na ₂ O	5,88	5,34	4,92	4,23	3,99	3,50	4,25	3,25
K ₂ O	3,18	3,15	3,28	3,87	4,52	4,29	4,13	4,70
TiO ₂	0,59	0,65	0,63	0,69	0,01	0,04	0,02	0,00
P ₂ O ₅	0,10	0,14	0,13	0,14	0,16	0,13	0,25	0,08
P.F.	0,85	0,90	0,63	1,50	0,56	0,47	0,66	0,43
Total	99,66	100,22	100,00	99,91	99,53	99,94	99,20	100,18
Nb	29	28	21	22				
Zr	321	272	324	301				
Y	60	47	39	37				
Sr	293	284	340	83				
Rb	189	158	126	154				
Co	9	9	10	9				
V	46	51	50	50				
Ni	3	8	4	2				
Cr								
Ba	1219	1200	1201	619				

II.6

COMPOSITION ISOTOPIQUE DU STRONTIUM :

Les analyses ont été effectuées au CAESS de Rennes par J.J. Peucat (Spectrométrie)

GRANITE DE L'AAR ET APLITES :

ECHANTILLONS		Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (\pm 2\sigma)$
Roches non-déformées					
7283	Aar 1	240	72,2	9,78	0,74643 (7)
7284	Aar 2	231	55,0	12,2	0,75617 (10)
7285	Aar 3	216	177	5,34	0,72798 (8)
7286	Aar 4	186	28,2	19,2	0,78532 (22)
7287	Aar 5	194	22,1	25,3	0,79670 (7)
7288	Aar 6	244	90,2	7,85	0,73592 (6)
7289	Aar 7	276	23,2	34,8	0,8395 (2)
7290	Aar 8	241	31,8	22,1	0,7928 (8)
Zone déformée					
7292	AC III a	209	79,5	7,61	0,73345 (10)
7293	AC IIIa	303	114	7,71	0,7398 (2)
7294	AC III c	258	69,3	10,8	0,73966 (8)
7295	AC III d	254	69,4	10,62	0,73936 (16)
7298	AC III g	263	78,3	9,76	0,73722 (13)
7299	AC III h	356	70,6	14,6	0,7438 (5)
7300	AC III i	220	53,2	12,0	0,74518 (11)
7305	AC III n	232	86,1	7,83	0,73381 (13)
7307	AC III p	227	114	5,77	0,73232 (9)

GRANODIORITE DU GRIMSEL (Zones A,B,C) :

ECHANTILLONS		Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (\pm 2\sigma)$
Roches non-déformées					
7310	AC I GD	168	277	1,75	0,71309 (10)
7313	AD 13	115	399	0,84	0,70895 (8)
7326	AC II a	125	343	1,06	0,70937 (13)
Orthogneiss					
6682	A 15	170	341	1,44	0,71151 (14)
7253	AD 11	191	344	1,60	0,71177 (10)
7254	AD 12	180	325	1,60	0,71124 (12)
7321	AD 22	166	350	1,37	0,71085 (11)
7324	AC II cd	106	359	0,858	0,70920 (8)
Ultramytonites					
7323	AC II fg	111	321	1,00	0,71123 (8)
7325	AC II h	148	188	2,28	0,71095 (4)
7362	AD 21	135	401	0,97	0,71445 (13)
7363	AD 23a	241	71,8	8,97	0,72203 (13)
7361	AD 20	144	234	1,8	0,71039 (5)
6686	A 20	212	138	4,4	0,71419 (9)

III Analyses chimiques de minéraux et formules structurales

Méthode analytique

Microsonde électronique : les analyses chimiques de minéraux ont été réalisées à Brest (Ifremer) sur une microsonde électronique automatisée de marque Camebax. Le volume analysé est de l'ordre de $1 \mu\text{m}^3$. Les caractéristiques de l'appareil sont les suivantes : temps de comptage : 6 secondes (15 Kv - 15 mA). Les concentrations inférieures à 0.2 % ne sont pas considérées comme significatives. Les teneurs en fluides ne sont pas analysées.

Plagioclases

Echantillon Locus % Oxydes (ccart-type)	AC IIa Coeur 12 ana.	AC IIa Périphérie 2 ana.	AC IIa Bandes 6 ana.	AC IIb Coeur 2 ana.	AC IIb Périphérie 28 ana.	AC IIg Bandes 12 ana.
SiO ₂	62,480 (0,72)	65,720 (1,20)	67,450 (0,33)	65,540 (0,16)	68,120 (0,83)	67,740 (0,45)
Al ₂ O ₃	23,360 (0,45)	21,820 (0,26)	20,260 (0,24)	21,370 (0,28)	20,500 (0,50)	20,330 (0,21)
TiO ₂	0,010 (0,02)	0,000 -	0,000 -	0,000 -	0,020 (0,03)	0,010 (0,01)
Cr ₂ O ₃	0,030 (0,05)	0,000 -	0,000 -	0,000 -	0,000 -	0,040 (0,04)
MgO	0,020 (0,02)	0,010 (0,01)	0,030 (0,02)	0,000 -	0,20 (0,05)	0,020 (0,02)
FeO	0,110 (0,07)	0,000 -	0,010 (0,01)	0,200 (0,15)	0,040 (0,06)	0,030 (0,03)
MnO	0,040 (0,04)	0,000 -	0,000 -	0,030 (0,02)	0,000 -	0,000 -
CaO	4,610 (0,48)	2,560 (0,64)	0,810 (0,22)	2,410 (0,08)	0,560 (0,32)	0,380 (0,14)
Na ₂ O	9,090 (0,49)	9,300 (0,78)	11,000 (0,35)	10,520 (0,09)	10,950 (0,39)	11,320 (0,32)
K ₂ O	0,230 (0,12)	0,120 (0,03)	0,130 (0,08)	0,140 (0,04)	0,130 (0,21)	0,080 (0,03)
Somme	99,980	99,530	99,690	100,210	100,340	99,950
Norm. 8 oxyg.						
Si	2,771	2,891	2,958	2,882	2,964	2,962
Al	1,221	1,131	1,048	1,108	1,051	1,048
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Mg	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001
Fe	0,004	0,000	0,000	0,007	0,001	0,001
Mn	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ca	0,219	0,121	0,038	0,114	0,026	0,018
Na	0,782	0,793	0,936	0,897	0,924	0,960
K	0,013	0,007	0,007	0,008	0,007	0,004
Somme	5,015	4,943	4,989	5,017	4,975	4,995
An %	21,88	13,24	3,90	11,28	2,74	1,84

III. 2

Analyses de feldspaths potassiques

Coeur : 10 analyses

N° ANALYSE : 1

N° LAME MINCE : AD13

	% POIDS D'OXYDES	%MOLECULAIRE
SiO ₂	063.480	1.056
Al ₂ O ₃	018.470	0.181
TiO ₂	000.000	0.000
Cr ₂ O ₃	000.010	0.000
MgO	000.010	0.000
FeO	000.000	0.000
MnO	000.010	0.000
CaO	000.000	0.000
Na ₂ O	000.970	0.016
K ₂ O	015.560	0.165
SOMME	098.490	1.419

NORM. 8 OXYGENES

Si	2.979
Al	1.020
Ti	0.000
Cr	0.000
Mg	0.001
Fe	0.000
Mn	0.000
Ca	0.000
Na	0.090
K	0.932
SOMME	005.022

Périphérie : 3 analyses.

	% POIDS D'OXYDES	%MOLECULAIRE
SiO ₂	068.490	1.140
Al ₂ O ₃	019.270	0.189
TiO ₂	000.000	0.000
Cr ₂ O ₃	000.060	0.000
MgO	000.010	0.000
FeO	000.000	0.000
MnO	000.020	0.000
CaO	000.640	0.011
Na ₂ O	010.770	0.174
K ₂ O	000.060	0.001
SOMME	099.320	1.516

NORM. 8 OXYGENES

Si	3.005
Al	0.997
Ti	0.000
Cr	0.002
Mg	0.001
Fe	0.000
Mn	0.001
Ca	0.030
Na	0.916
K	0.003
SOMME	004.955

III.3

Formules structurales de biotites par différents types de normalisation (n° Analyse correspond aux biotites primaires (1) ou biotites secondaires (2)).

FORMULES STRUCTURALES DE BIOTITES				FORMULES STRUCTURALES DE BIOTITES			
N° ANALYSE :		1		N° ANALYSE :		2	
N° LAME MINCE :		AD 13		N° LAME MINCE :		AD 13	
	% POIDS D'OXYDES	%MOLECLAIRE		% POIDS D'OXYDES	%MOLECLAIRE		
SiO2	37.000	0.616	SiO2	36.400	0.606		
Al2O3	16.600	0.163	Al2O3	16.860	0.165		
TiO2	01.900	0.024	TiO2	01.770	0.022		
Cr2O3	00.030	0.000	Cr2O3	00.010	0.000		
MgO	08.590	0.213	MgO	08.460	0.210		
FeO*	21.870	0.304	FeO*	22.460	0.313		
MnO	00.390	0.005	MnO	00.430	0.006		
CaO	00.010	0.000	CaO	00.010	0.000		
Na2O	00.100	0.002	Na2O	00.080	0.001		
K2O	09.760	0.104	K2O	09.760	0.104		
SOMME	96.250	1.431	SOMME	96.240	1.427		
	NORM. 11 OXYGENES	NORM. 7 CATIONS		NORM. 11 OXYGENES	NORM. 7 CATIONS		
Si	2.826	2.896	Si	2.793	2.851		
Al IV	1.174	1.104	Al IV	1.207	1.149		
Al VI	0.321	0.427	Al VI	0.318	0.408		
Ti	0.109	0.112	Ti	0.102	0.104		
Cr	0.002	0.002	Cr	0.001	0.001		
Mg	0.978	1.002	Mg	0.957	0.988		
Fe	1.397	1.431	Fe	1.441	1.471		
Mn	0.025	0.026	Mn	0.028	0.029		
Ca	0.001	0.001	Ca	0.001	0.001		
Na	0.015	0.015	Na	0.012	0.012		
K	0.951	0.974	K	0.953	0.975		
SOMME	7.799	7.990	SOMME	7.826	7.988		
CHARGE	22.000	22.540	CHARGE	22.000	22.457		
	NORM. 7 CATIONS+Ti	NORM. 7 CATIONS+Ti+Alxc		NORM. 7 CATIONS+Ti	NORM. 7 CATIONS+Ti+Alxc		
Si	2.850	2.789	Si	2.809	2.761		
Al IV	1.150	1.211	Al IV	1.191	1.239		
Al VI	0.358	0.263	Al VI	0.343	0.269		
Ti	0.110	0.108	Ti	0.103	0.101		
Cr	0.002	0.002	Cr	0.001	0.001		
Mg	0.986	0.965	Mg	0.973	0.956		
Fe	1.409	1.378	Fe	1.450	1.425		
Mn	0.025	0.025	Mn	0.028	0.028		
Ca	0.001	0.001	Ca	0.001	0.001		
Na	0.015	0.015	Na	0.012	0.012		
K	0.959	0.938	K	0.961	0.944		
SOMME	7.865	7.695	SOMME	7.871	7.736		
CHARGE	22.185	21.706	CHARGE	22.128	21.748		

FORMULES STRUCTURALES DE BIOTITES				FORMULES STRUCTURALES DE BIOTITES			
N° ANALYSE :		1		N° ANALYSE :		2	
N° LAME MINCE :		AD 20		N° LAME MINCE :		AD 23 *	
	% POIDS D'OXYDES	%MOLECLAIRE		% POIDS D'OXYDES	%MOLECLAIRE		
SiO2	37.330	0.621	SiO2	37.450	0.623		
Al2O3	17.110	0.168	Al2O3	16.210	0.159		
TiO2	01.420	0.018	TiO2	01.550	0.019		
Cr2O3	00.020	0.000	Cr2O3	00.050	0.000		
MgO	11.320	0.281	MgO	12.010	0.298		
FeO*	18.560	0.258	FeO*	18.310	0.255		
MnO	00.330	0.005	MnO	00.320	0.005		
CaO	00.000	0.000	CaO	00.000	0.000		
Na2O	00.060	0.001	Na2O	00.060	0.001		
K2O	09.970	0.106	K2O	09.900	0.105		
SOMME	96.120	1.458	SOMME	95.860	1.465		
	NORM. 11 OXYGENES	NORM. 7 CATIONS		NORM. 11 OXYGENES	NORM. 7 CATIONS		
Si	2.809	2.863	Si	2.825	2.873		
Al IV	1.191	1.137	Al IV	1.175	1.127		
Al VI	0.327	0.411	Al VI	0.267	0.339		
Ti	0.080	0.082	Ti	0.088	0.089		
Cr	0.001	0.001	Cr	0.003	0.003		
Mg	1.279	1.279	Mg	1.350	1.373		
Fe	1.168	1.191	Fe	1.155	1.175		
Mn	0.021	0.021	Mn	0.020	0.021		
Ca	0.000	0.000	Ca	0.000	0.000		
Na	0.009	0.009	Na	0.009	0.009		
K	0.937	0.976	K	0.933	0.969		
SOMME	7.834	7.985	SOMME	7.845	7.978		
CHARGE	22.000	22.424	CHARGE	22.000	22.372		
	NORM. 7 CATIONS+Ti	NORM. 7 CATIONS+Ti+Alxc		NORM. 7 CATIONS+Ti	NORM. 7 CATIONS+Ti+Alxc		
Si	2.830	2.780	Si	2.837	2.799		
Al IV	1.170	1.220	Al IV	1.163	1.201		
Al VI	0.340	0.281	Al VI	0.284	0.228		
Ti	0.081	0.080	Ti	0.088	0.087		
Cr	0.001	0.001	Cr	0.003	0.003		
Mg	1.279	1.256	Mg	1.356	1.338		
Fe	1.177	1.156	Fe	1.160	1.143		
Mn	0.021	0.021	Mn	0.021	0.020		
Ca	0.000	0.000	Ca	0.000	0.000		
Na	0.009	0.009	Na	0.009	0.009		
K	0.964	0.947	K	0.957	0.944		
SOMME	7.892	7.751	SOMME	7.877	7.773		
CHARGE	22.164	21.767	CHARGE	22.089	21.798		

FORMULES STRUCTURALES DE BIOTITES

N° ANALYSE : 1		N° LAME MINCE : AC II a	
	% POIDS D'OXYDES	%MOLECULAIRE	
SiO2	36.640	0.610	
Al2O3	16.130	0.158	
TiO2	02.000	0.025	
Cr2O3	00.150	0.001	
MgO	08.550	0.212	
FeO*	21.900	0.305	
MnO	00.460	0.006	
CaO	00.050	0.001	
Na2O	00.120	0.002	
K2O	09.600	0.102	
SOMME	95.580	1.422	

	NORM. 11 OXYGENES	NORM. 7 CATIONS	
Si	2.824	2.891	
Al IV	1.176	1.109	
Al VI	0.290	0.291	
Ti	0.116	0.119	
Cr	0.009	0.009	
Mg	0.982	1.005	
Fe	1.412	1.445	
Mn	0.030	0.031	
Ca	0.002	0.003	
Na	0.018	0.018	
K	0.944	0.966	
SOMME	7.803	7.987	
CHARGE	22.000	22.518	

	NORM. 7 CATIONS+Ti	NORM. 7 CATIONS+Ti+Alxc	
Si	2.842	2.789	
Al IV	1.158	1.211	
Al VI	0.318	0.237	
Ti	0.117	0.115	
Cr	0.009	0.009	
Mg	0.989	0.970	
Fe	1.421	1.394	
Mn	0.030	0.030	
Ca	0.002	0.002	
Na	0.018	0.018	
K	0.950	0.952	
SOMME	7.854	7.707	
CHARGE	22.143	21.729	

FORMULES STRUCTURALES DE BIOTITES

N° ANALYSE : 2		N° LAME MINCE : AC II a	
	% POIDS D'OXYDES	%MOLECULAIRE	
SiO2	36.430	0.606	
Al2O3	16.410	0.161	
TiO2	01.800	0.023	
Cr2O3	00.020	0.000	
MgO	08.360	0.207	
FeO*	22.150	0.298	
MnO	00.390	0.005	
CaO	00.010	0.000	
Na2O	00.080	0.001	
K2O	09.760	0.104	
SOMME	95.410	1.416	

	NORM. 11 OXYGENES	NORM. 7 CATIONS	
Si	2.817	2.883	
Al IV	1.183	1.117	
Al VI	0.313	0.414	
Ti	0.105	0.107	
Cr	0.001	0.001	
Mg	0.964	0.986	
Fe	1.433	1.466	
Mn	0.026	0.026	
Ca	0.001	0.001	
Na	0.012	0.012	
K	0.963	0.983	
SOMME	7.817	7.998	
CHARGE	22.000	22.511	

	NORM. 7 CATIONS+Ti	NORM. 7 CATIONS+Ti+Alxc	
Si	2.859	2.781	
Al IV	1.161	1.219	
Al VI	0.347	0.259	
Ti	0.106	0.103	
Cr	0.001	0.001	
Mg	0.971	0.951	
Fe	1.444	1.414	
Mn	0.026	0.025	
Ca	0.001	0.001	
Na	0.012	0.012	
K	0.970	0.951	
SOMME	7.878	7.717	
CHARGE	22.172	21.720	

FORMULES STRUCTURALES DE BIOTITES

N° ANALYSE : 1		N° LAME MINCE : AC II d	
	% POIDS D'OXYDES	%MOLECULAIRE	
SiO2	36.750	0.612	
Al2O3	16.920	0.166	
TiO2	01.610	0.020	
Cr2O3	00.020	0.000	
MgO	08.540	0.207	
FeO*	21.240	0.296	
MnO	00.490	0.007	
CaO	00.020	0.000	
Na2O	00.090	0.001	
K2O	09.680	0.103	
SOMME	95.160	1.412	

	NORM. 11 OXYGENES	NORM. 7 CATIONS	
Si	2.832	2.906	
Al IV	1.168	1.094	
Al VI	0.369	0.483	
Ti	0.093	0.096	
Cr	0.001	0.001	
Mg	0.958	0.983	
Fe	1.369	1.405	
Mn	0.032	0.033	
Ca	0.002	0.002	
Na	0.013	0.014	
K	0.952	0.976	
SOMME	7.788	7.992	
CHARGE	22.000	22.575	

	NORM. 7 CATIONS+Ti	NORM. 7 CATIONS+Ti+Alxc	
Si	2.867	2.791	
Al IV	1.133	1.209	
Al VI	0.422	0.306	
Ti	0.094	0.092	
Cr	0.001	0.001	
Mg	0.969	0.944	
Fe	1.386	1.349	
Mn	0.032	0.032	
Ca	0.002	0.002	
Na	0.014	0.013	
K	0.963	0.958	
SOMME	7.884	7.677	
CHARGE	22.270	21.685	

FORMULES STRUCTURALES DE BIOTITES

N° ANALYSE : 2		N° LAME MINCE : AC II d	
	% POIDS D'OXYDES	%MOLECULAIRE	
SiO2	36.320	0.604	
Al2O3	16.930	0.166	
TiO2	01.390	0.020	
Cr2O3	00.060	0.000	
MgO	08.510	0.211	
FeO*	21.500	0.299	
MnO	00.490	0.007	
CaO	00.010	0.000	
Na2O	00.100	0.002	
K2O	09.630	0.102	
SOMME	95.140	1.412	

	NORM. 11 OXYGENES	NORM. 7 CATIONS	
Si	2.806	2.869	
Al IV	1.194	1.131	
Al VI	0.348	0.445	
Ti	0.092	0.094	
Cr	0.004	0.004	
Mg	0.980	1.002	
Fe	1.389	1.421	
Mn	0.032	0.032	
Ca	0.001	0.001	
Na	0.015	0.015	
K	0.949	0.971	
SOMME	7.811	7.987	
CHARGE	22.000	22.496	

	NORM. 7 CATIONS+Ti	NORM. 7 CATIONS+Ti+Alxc	
Si	2.821	2.772	
Al IV	1.159	1.228	
Al VI	0.387	0.295	
Ti	0.093	0.091	
Cr	0.004	0.004	
Mg	0.989	0.968	
Fe	1.402	1.372	
Mn	0.032	0.032	
Ca	0.001	0.001	
Na	0.015	0.015	
K	0.958	0.958	
SOMME	7.880	7.715	
CHARGE	22.197	21.722	

III.5

FORMULES STRUCTURALES DE BIOTITES

N° ANALYSE :

N° LAME MINCE : AC II g

	% POIDS D'OXYDES	%MOLECLAIRE
SiO2	37.230	0.620
Al2O3	17.300	0.170
TiO2	01.310	0.016
Cr2O3	00.020	0.000
MgO	12.330	0.306
FeO*	16.280	0.227
MnO	00.400	0.006
CaO	00.020	0.000
Na2O	00.080	0.001
K2O	09.260	0.098
SOMME	94.230	1.444

	NORM. 11 OXYGENES	NORM. 7 CATIONS
Si	2.817	2.865
Al IV	1.183	1.135
Al VI	0.360	0.435
Ti	0.075	0.076
Cr	0.001	0.001
Mg	1.390	1.414
Fe	1.030	1.048
Mn	0.026	0.026
Ca	0.002	0.002
Na	0.012	0.012
K	0.894	0.909
SOMME	7.789	7.923
CHARGE	22.000	22.377

	NORM. 7 CATIONS+Ti	NORM. 7 CATIONS+Ti+Alx6
Si	2.835	2.790
Al IV	1.165	1.210
Al VI	0.387	0.319
Ti	0.075	0.074
Cr	0.001	0.001
Mg	1.399	1.377
Fe	1.037	1.020
Mn	0.026	0.025
Ca	0.002	0.002
Na	0.012	0.012
K	0.899	0.885
SOMME	7.838	7.715
CHARGE	22.138	21.792

III_6

Formules structurales de micas blancs par différents types de normalisation.

FORMULES STRUCTURALES DE MICAS BLANCS

N° ANALYSE : 1
N° LAME MINCE : ACII d

	% POIDS D'OXYDES	%MOLECLAIRE
SiO2	47.650	0.793
Al2O3	30.760	0.302
TiO2	00.170	0.002
Cr2O3	00.010	0.000
MgO	02.150	0.053
FeO*	03.730	0.052
MnO	00.060	0.001
CaO	00.000	0.000
Na2O	00.190	0.003
K2O	10.570	0.112
SOMME	95.290	1.318

NORM. 11 OXYGENES

Si	3.210
Al IV	0.790
Al VI	1.654
Ti	0.009
Cr	0.001
Mg	0.216
Fe	0.210
Mn	0.003
Ca	0.000
Na	0.023
K	0.909
SOMME	7.026
CHARGE	22.000

NORM. 6 CATIONS NORM. 6 CATIONS+TI

Si	3.162	3.157
Al IV	0.838	0.843
Al VI	1.568	1.560
Ti	0.008	0.008
Cr	0.001	0.001
Mg	0.213	0.212
Fe	0.207	0.207
Mn	0.003	0.003
Ca	0.000	0.000
Na	0.024	0.024
K	0.893	0.894
SOMME	6.919	6.909
CHARGE	21.667	21.636

FORMULES STRUCTURALES DE MICAS BLANCS

N° ANALYSE : 1
N° LAME MINCE : AD 20

	% POIDS D'OXYDES	%MOLECLAIRE
SiO2	47.670	0.793
Al2O3	30.130	0.296
TiO2	00.220	0.003
Cr2O3	00.000	0.000
MgO	02.230	0.056
FeO*	03.230	0.043
MnO	00.030	0.001
CaO	00.000	0.000
Na2O	00.210	0.003
K2O	10.690	0.113
SOMME	94.430	1.310

NORM. 11 OXYGENES

Si	3.233
Al IV	0.763
Al VI	1.646
Ti	0.011
Cr	0.000
Mg	0.228
Fe	0.183
Mn	0.003
Ca	0.000
Na	0.028
K	0.926
SOMME	7.025
CHARGE	22.000

NORM. 6 CATIONS NORM. 6 CATIONS+TI

Si	3.197	3.192
Al IV	0.803	0.808
Al VI	1.580	1.570
Ti	0.011	0.011
Cr	0.000	0.000
Mg	0.225	0.224
Fe	0.181	0.181
Mn	0.003	0.003
Ca	0.000	0.000
Na	0.027	0.027
K	0.915	0.913
SOMME	6.942	6.929
CHARGE	21.742	21.702

FORMULES STRUCTURALES DE MICAS BLANCS

N° ANALYSE : 1
N° LAME MINCE : ACII g

	% POIDS D'OXYDES	%MOLECLAIRE
SiO2	47.980	0.798
Al2O3	29.980	0.294
TiO2	00.190	0.002
Cr2O3	00.000	0.000
MgO	02.640	0.063
FeO*	02.580	0.036
MnO	00.080	0.001
CaO	00.000	0.000
Na2O	00.180	0.003
K2O	10.420	0.111
SOMME	94.050	1.311

NORM. 11 OXYGENES

Si	3.233
Al IV	0.747
Al VI	1.649
Ti	0.010
Cr	0.000
Mg	0.267
Fe	0.146
Mn	0.003
Ca	0.000
Na	0.024
K	0.901
SOMME	7.002
CHARGE	22.000

NORM. 6 CATIONS NORM. 6 CATIONS+TI

Si	3.212	3.207
Al IV	0.788	0.793
Al VI	1.578	1.569
Ti	0.010	0.010
Cr	0.000	0.000
Mg	0.263	0.263
Fe	0.144	0.144
Mn	0.003	0.003
Ca	0.000	0.000
Na	0.023	0.023
K	0.890	0.889
SOMME	6.913	6.902
CHARGE	21.722	21.688

FORMULES STRUCTURALES DE MICAS BLANCS

N° ANALYSE : 1
N° LAME MINCE : AD 23 a

	% POIDS D'OXYDES	%MOLECLAIRE
SiO2	48.930	0.814
Al2O3	29.130	0.286
TiO2	00.210	0.004
Cr2O3	00.000	0.000
MgO	02.450	0.066
FeO*	04.030	0.056
MnO	00.020	0.000
CaO	00.000	0.000
Na2O	00.140	0.002
K2O	10.680	0.113
SOMME	95.910	1.342

NORM. 11 OXYGENES

Si	3.279
Al IV	0.721
Al VI	1.581
Ti	0.016
Cr	0.000
Mg	0.263
Fe	0.226
Mn	0.001
Ca	0.000
Na	0.018
K	0.913
SOMME	7.020
CHARGE	22.000

NORM. 6 CATIONS NORM. 6 CATIONS+TI

Si	3.231	3.223
Al IV	0.769	0.777
Al VI	1.500	1.486
Ti	0.013	0.013
Cr	0.000	0.000
Mg	0.261	0.260
Fe	0.223	0.222
Mn	0.001	0.001
Ca	0.000	0.000
Na	0.018	0.018
K	0.900	0.897
SOMME	6.918	6.900
CHARGE	21.680	21.624

III.7

Formules structurales des minéraux accessoires.

FORMULES STRUCTURALES DE CHLORITE

N° ANALYSE	:	BANDE			
N° LAME MINCE	:	ACIID			
		% POIDS D'OXYDES	%MOLECLAIRE		
SiO2	:	026.780	0.446		
Al2O3	:	018.880	0.185		
TiO2	:	000.020	0.000		
Cr2O3	:	000.030	0.000		
MgO	:	011.620	0.288		
FeO	:	029.150	0.406		
MnO	:	000.880	0.012		
CaO	:	000.000	0.000		
Na2O	:	000.080	0.001		
K2O	:	000.020	0.000		
SOMME	:	087.460	1.339		

NORM. 28 OXYGENES

Si	:	5.788			
Al	:	4.811			
Ti	:	0.003			
Cr	:	0.005			
Mg	:	3.743			
Fe	:	5.269			
Mn	:	0.161			
Ca	:	0.000			
Na	:	0.034			
K	:	0.006			
SOMME	:	019.820			

FORMULES STRUCTURALES DE EPIDOTE

				COMP	
				COMP	
		% POIDS D'OXYDES	%MOLECLAIRE		
	:	038.803	0.646		
	:	026.507	0.260		
	:	000.080	0.001		
	:	000.030	0.000		
	:	000.010	0.000		
	:	009.040	0.126		
	:	000.227	0.003		
	:	022.807	0.407		
	:	000.010	0.000		
	:	000.020	0.000		
	:	097.533	1.443		

NORM. 12.5 OXYGENES

	:	3.092			
	:	2.490			
	:	0.005			
	:	0.002			
	:	0.001			
	:	0.602			
	:	0.015			
	:	1.947			
	:	0.002			
	:	0.002			
	:	008.159			

FORMULES STRUCTURALES DE OPAQUES

N° ANALYSE	:	COMP			
N° LAME MINCE	:	COMP			
		% POIDS D'OXYDES	%MOLECLAIRE		
SiO2	:	000.873	0.015		
Al2O3	:	000.013	0.000		
TiO2	:	051.417	0.644		
Cr2O3	:	000.000	0.000		
MgO	:	000.197	0.005		
FeO	:	040.307	0.561		
MnO	:	006.043	0.085		
CaO	:	000.297	0.005		
Na2O	:	000.023	0.000		
K2O	:	000.000	0.000		
SOMME	:	099.170	1.315		

NORM. 6 OXYGENES

Si	:	0.044			
Al	:	0.001			
Ti	:	1.957			
Cr	:	0.000			
Mg	:	0.015			
Fe	:	1.706			
Mn	:	0.259			
Ca	:	0.016			
Na	:	0.002			
K	:	0.000			
SOMME	:	004.000			

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). 140 F
- N°2 - G. QUERRE - Palingenèse 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). 85 F
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl., (1985). 55 F
- 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). 55 F
- 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). 70 F
- 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). 55 F
- 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). 115 F
- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). 95 F

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).

100 F

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).

120 F

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 :

1 volume : 15,00 F.

Total

Frais d'envoi

Montant total

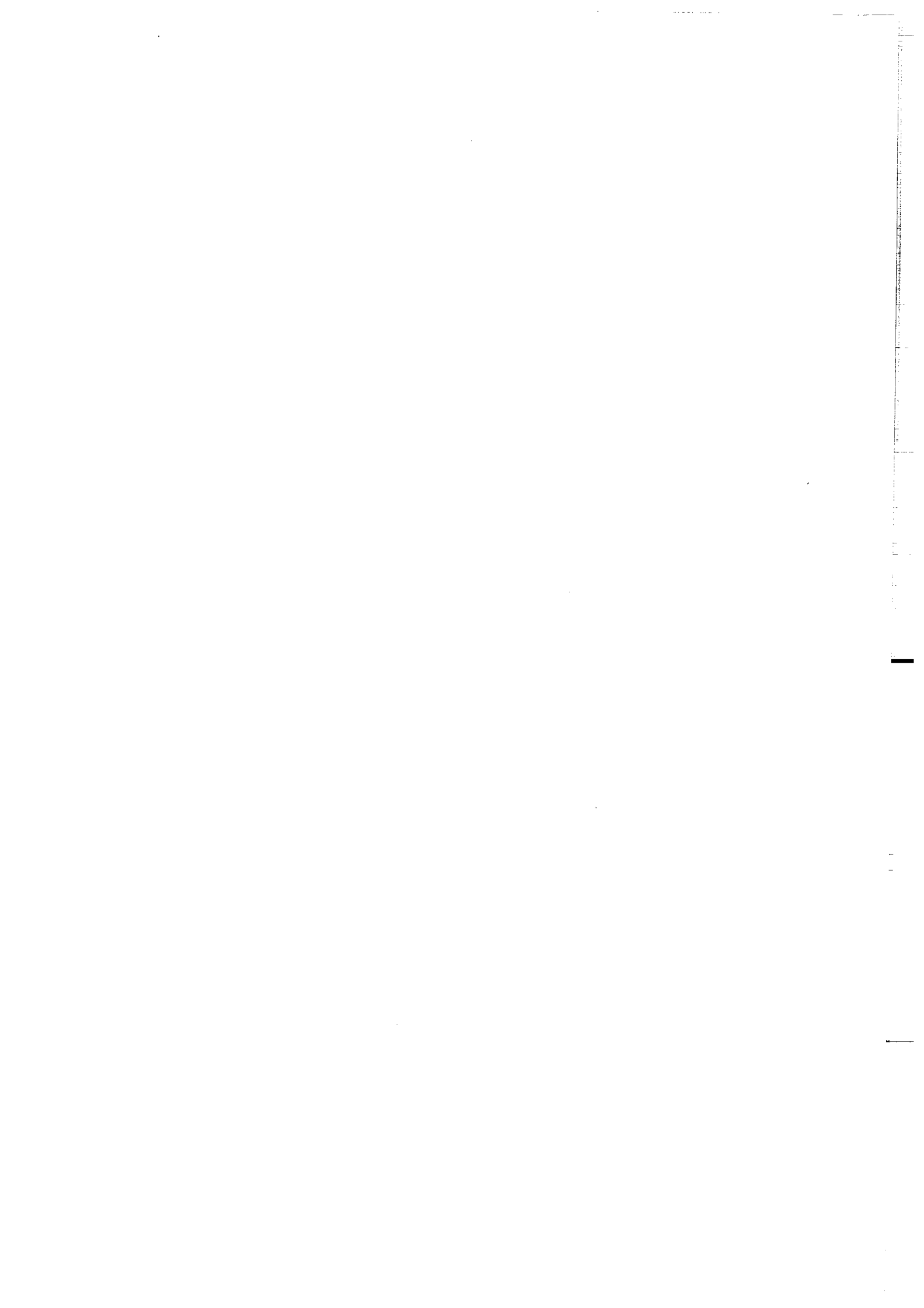
Veillez établir votre chèque au nom de l'Agent Comtable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.

Imprimé au CAESS

Dépôt Légal

1er trimestre 1987







Résumé :

Cette thèse contribue à l'étude des transferts de matière dans les zones de cisaillement ductiles. Ce travail est essentiellement basé sur l'étude des variations géochimiques associées à la déformation des granitoïdes. Il a pour but :

- (1) La caractérisation de l'état de référence,
- (2) L'étude des variations géochimiques absolues en fonction de l'intensité de déformation finie,
- (3) L'étude des conditions aux limites du système (système ouvert-fermé changements de volume),
- (4) La compréhension des processus de transfert dans les zones de cisaillement (mécanismes de déformation, de transport...).

Dans la première partie, les généralités et la méthodologie propre à cette étude sont développées. La seconde partie présente les résultats observés dans les massifs de l'Aar et du Gothard de la manière suivante :

- (1) Les zones de cisaillement du granite de Fibbia (massif du Gothard), déformées dans les conditions du faciès amphibolite ($500-550^{\circ}-5$ Kb), ne montrent pas de mobilité géochimique au cours de la déformation.
- (2) Les zones de cisaillement de la granodiorite du Grismel (massif de l'Aar), déformées dans les conditions du faciès schiste vert ($450^{\circ}-3-3,5$ Kb) montrent des variations chimiques dans les roches fortement déformées telles que les teneurs en K_2O , MgO , Rb augmentent et Na_2O et CaO , Sr diminuent.
- (3) Ces variations sont directement corrélées aux modifications minéralogiques associées aux conditions métamorphiques synschisteuses.
- (4) Les mobilités géochimiques, les variations minéralogiques, et le changement progressif de structure des roches sont parfaitement corrélés à l'intensité de déformation finie quelle que soit l'échelle considérée.
- (5) Les transferts de matière associés à la mylonitisation s'effectuent de manière isovolumique.

Ces différents résultats font l'objet d'une discussion sur les modalités des transferts de matière dans les zones de cisaillement et permettent l'élaboration d'un modèle d'initiation et de propagation des instabilités mécaniques et géochimiques en système fermé.

Mots Clés : Granitoïdes, orthogneiss, mylonitisation, déformation hétérogène, pétrographie, géochimie.