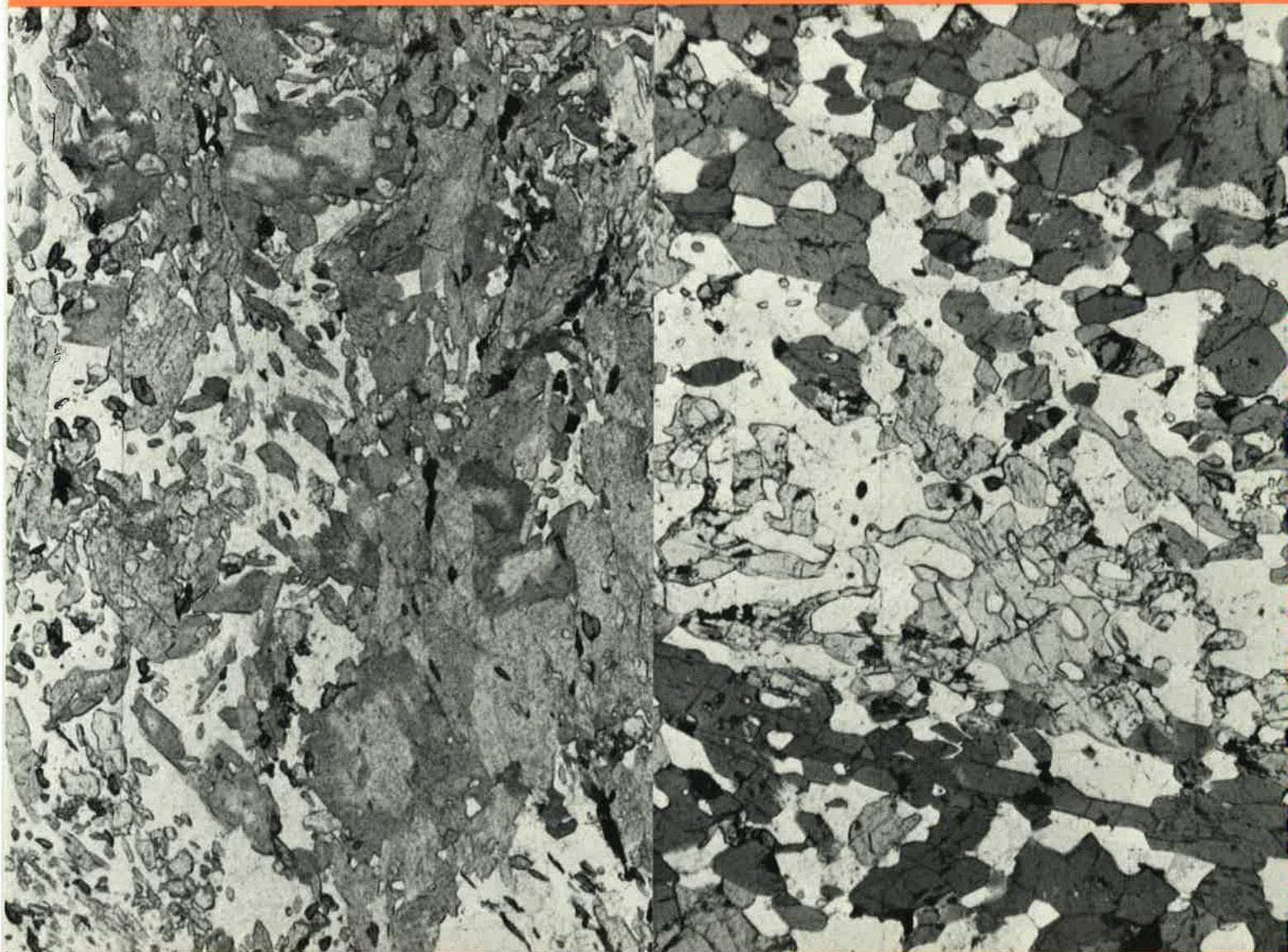


**Métamorphisme et géochimie
des roches mafiques
des Alpes ouest-centrales
(géoprofil Viège-Domodossola-Locarno)**

par Alberto Colombi



Université de Lausanne
Faculté des Sciences

Institut de Minéralogie
et de Petrographie

Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno)

thèse de doctorat
présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Lausanne

par **Alberto Colombi**

jury de thèse

H.-R. Pfeifer (directeur)
A. Steck (rapporteur de la faculté)
R. Oberhänsli, Berne (expert)
J. Laird, Durham/ New Hampshire (expert)

Mémoires de Géologie (Lausanne) No. 4 1989



Ce(tte) création est mise à disposition selon les termes de la
Licence Creative Commons 4.0 International
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>

Photo de couverture

Les deux bouts du géoprofil étudié sont représentés à l'aide de deux photos au microscope: à gauche un metabasalte du faciès amphibolite faible (région d'Antrona) avec les caractéristiques blastes d'hornblende chimiquement et optiquement zonés (actinote au coeur et magnésio-hornblende en bordure); à droite un metabasalte du faciès amphibolite élevé (région de Locarno) montrant une texture polygonale formée de blastes de pargasite, diopside et andésine.

ABSTRACT

This study presents petrological and geochemical data on the mafic rocks of the metamorphic Mesozoic ophiolites of the west-central Alps: the Valais Zone, the Antrona Zone, the Zermatt-Saas/Combin Zone and the region of Mt.Ziccher. Three groups of rock types have been discriminated based on bulk rock composition and field criteria: metabasalts, metamagnesiogabbros and metaferrogabbros.

The paleogeographic origin of the basaltic rocks was found to be transitional MORB according to the content of trace and rare earth elements.

From the first alpine metamorphic event (Cretaceous "Eoalpine" event), only a few relics have been preserved: omphacite-garnet in a symplectitic assemblage, barroisitic amphiboles and lawsonite pseudomorphs.

The major metamorphic event is Tertiary ("Mesoalpine") and exhibits a gradient from greenschist facies in the western part of the studied region to upper amphibolite facies in the eastern part. Minerals are systematically zoned, indicating a progressive evolution. The amphibole evolves from west to east from tremolite/actinolite to pargasite, and the plagioclase increases its anorthite content. The modal abundance of chlorite decreases towards the eastern part where clinopyroxene appears.

However, the three groups of rocks distinguished above each display a distinct evolution of mineral parageneses for the same metamorphic grade: the metamagnesiogabbros usually contain plagioclase richer in anorthite and amphibole poorer in aluminum and iron than the basalts.

In order to evaluate the increasing metamorphic grade, corresponding to these mineral changes, some calibrations were applied: garnet-biotite geothermometry on associated pelitic schists, calcite-dolomite geothermometry on associated carbonate rocks, garnet-amphibole geothermometry on mafic schists, an empirical geothermometer based on Ti content of the amphibole, and the reaction $AB = ed + 4QTZ$. Some isograds are mapped: oligoclase-, andesine- and anorthite-in for plagioclase; magnesiohornblende-, tschermakitic hornblende- and pargasite-in for amphibole; chlorite-out, clinopyroxene-out as well as the isotherms between 500 and 700°C.

RIASSUNTO

Gli scopi principali di questo studio definiscono due direzioni distinte e complementari: il primo consiste nello studio del chimismo di roccia totale dei diversi costituenti della sequenza metaofiolitica e il secondo nello studio dettagliato delle paragenesi metamorfiche.

Il dominio geografico di questo studio si estende lungo il geoprofilo Visp (VS-CH) - Domodossola (NO-I) - Locarno (TI-CH) nel quale si riconoscono quattro grandi complessi metaofiolitici: le metaofioliti della Zona Vallesana, la Zona d'Antrona, la Zona di Zermatt-Saas/Combin e le metaofioliti della regione di M.Ziccher.

Grazie allo studio della composizione chimica di roccia totale, si è potuto distinguere nella sequenza metaofiolitica, tre famiglie di rocce aventi delle caratteristiche evidenti: i metabasalti, i metamagnesiogabbri e i metaferrogabbri.

Lo studio degli elementi delle Terre Rare ci ha permesso di stabilire l'origine T-MORB (basalti transizionali di rughe medio-oceaniche) delle rocce basaltiche. Una leggera differenza, ma costantemente presente, nel tenore di alcuni elementi in tracce tra la Zona d'Antrona e la Zona di Zermatt-Saas/Combin è stata messa in evidenza.

Lo studio delle paragenesi metamorfiche concerne essenzialmente la fase mesoalpina tra la facies scisti verdi a Visp fino alle condizioni della facies anfibolite nella parte orientale del geoprofilo.

La caratterizzazione geochimica delle metaofioliti ci ha permesso di differenziare l'evoluzione metamorfica in funzione del chimismo della roccia: delle paragenesi distinte in rocce basaltiche e gabbroiche possono caratterizzare uno stesso grado metamorfico.

Alcuni fenomeni metamorfici sono stati messi in evidenza, in particolare: l'evoluzione regionale del chimismo dell'anfibolo e del plagioclasio (actinoto o tremolite con albite nelle regioni di Visp e Carcoforo, magnesio-orneblenda o orneblenda tschermakitica con oligoclasio o andesina nella regione di Antronapiana, orneblenda pargasitica e labradorite a P.Marcio e P.Ragno, pargasite o magnesio-hastingsite con andesina a M.Ziccher e a Cardada); la zonatura chimica tra cuore e bordura nell'anfibolo e nel plagioclasio (zonatura progradata con cuore actinolitico o tremolitico e bordura di orneblenda nell'anfibolo, nel plagioclasio un cuore sempre più sodico che la bordura); la pseudomorfosi d'epidoto in plagioclasio calcico (sovente anortite) nei metamagnesiogabbri; l'apparizione del clinopirosseno calcico nella facies anfibolite elevato come trasformazione dell'anfibolo.

Queste trasformazioni ci hanno permesso di localizzare le seguenti isograde: albite-out, oligoclasio-in, andesina-in, anortite-in nel plagioclasio; clorite-out et clinopirosseno-in; tremolite o actinoto-out, magnesio-orneblenda-in, orneblenda tschermakitica-in e pargasite-in nell'anfibolo.

Alfine di valutare quantitativamente la progressione del metamorfismo mesoalpino lungo il geoprofilo, sono state studiate diverse calibrizioni: l'equilibrio granato-biotite nelle metapeliti e l'equilibrio calcite-dolomite nei marmi associati alle metaofioliti; l'equilibrio granato-anfibolo nelle rare rocce mafiche a granato; il tenore in Ti nell'anfibolo e la reazione $AB = ed + 4QTZ$. Queste calibrizioni ci hanno permesso di localizzare le isoterme tra 500 et 700°C.

Per quel che concerne la fase eoalpina di alta pressione e bassa temperatura sono stati riconosciuti alcuni relitti: delle paragenesi a onfacite e granato, delle paragenesi con anfiboli a cuore barroisitico, delle paragenesi a glaucofane e granato, delle probabili pseudomorfosi di lawsonite.

Le metaofioliti studiate sono caratterizzate da un primo periodo di metamorfismo eoalpino di alta pressione e bassa temperatura rappresentato da rari relitti, seguito dal periodo mesoalpino caratterizzato da un'evoluzione progradata dalla facies scisti verdi fino alla facies anfibolite elevato: per poter inserire questi due periodi in uno stesso ciclo metamorfico, bisogna invocare una netta diminuzione sia della temperatura che della pressione dopo la fase eoalpina seguita da un nuovo aumento della temperatura soprattutto durante la fase mesoalpina.

RESUME

L'étude des roches mafiques a fortement progressé depuis l'introduction des moyens technologiques pouvant caractériser chimiquement les roches: à savoir la fluorescence des rayons X, pour la composition chimique des roches et la microsonde électronique pour la composition chimique des minéraux. Le présent travail intègre de manière complète ces deux puissants moyens avec l'examen des lames minces ainsi que les relevés et les observations de terrain.

Les principaux buts de cette étude définissent deux directions distinctes mais également complémentaires: la première consiste en l'étude du chimisme de roche totale des différents constituants de la séquence métaophiolitique et la deuxième en l'étude détaillée des paragenèses métamorphiques. Le domaine géographique de cette étude s'étend sur un géoprofil entre Viège (VS-CH) - Domodossola (NO-I) - Locarno (TI-CH) le long duquel quatre domaines métaophiolitiques affleurent: les métaophiolites de la Zone Valaisanne, la Zone d'Antrona, la Zone de Zermatt-Saas/Combin et les métaophiolites de la région de M.Ziccher (Zone d'Orselina et de Cardada).

Grâce à l'étude de la composition chimique de la roche totale, on a pu distinguer dans la séquence métaophiolitique, en dépit du métamorphisme, trois familles de roches ayant des caractéristiques évidentes: les metabasaltes, les métamagnésiogabbros et les métaferrogabbros.

L'étude des éléments des Terres Rares nous a permis d'établir l'origine T-MORB (basaltes de ride médio-océanique transitionnels) des roches basaltiques. Une légère différence, mais néanmoins présente, au niveau des éléments en traces a été mise en évidence entre la Zone d'Antrona et la Zone de Zermatt-Saas/Combin.

L'étude des paragenèses métamorphiques concerne essentiellement la distribution de la phase mésoalpine tertiaire, depuis les conditions du faciès schistes verts à Viège jusqu'aux conditions du faciès amphibolite élevé dans la partie orientale du géoprofil.

La caractérisation géochimique des métaophiolites, nous a permis de différencier l'évolution métamorphique en fonction du chimisme de la roche: des paragenèses distinctes dans les roches basaltiques et gabbroïques caractérisent un même degré métamorphique.

Quelques phénomènes métamorphiques ont été mis en évidence et en particulier: l'évolution régionale du chimisme de l'amphibole et du plagioclase (actinote ou trémolite avec albite dans la région de Viège et Carcoforo, magnésio-hornblende ou hornblende tschermakitique avec oligoclase ou andésine dans la région d'Antronapiana, hornblende pargasitique et labrador au P. Marcio et P. Ragno, pargasite ou magnésio-hastingsite et andésine à partir du M. Ziccher et Cardada); la zonation chimique entre coeur et bordure dans l'amphibole et le plagioclase (zonation prograde avec coeur d'actinote ou trémolite et bordure d'hornblende commune dans l'amphibole; dans le plagioclase un coeur toujours plus sodique que la bordure); la pseudomorphose d'épidote en plagioclase calcique (souvent l'anorthite) dans les métamagnésiogabbros; l'apparition du clinopyroxène calcique dans le faciès amphibolite élevé, comme transformation de l'amphibole.

Ces observations nous ont permis de localiser les isogrades suivantes: albite-out, oligoclase-in, andésine-in, anorthite-in, chlorite-out, clinopyroxène-in, trémolite ou actinote-out, magnésio-hornblende-in, hornblende tschermakitique-in et pargasite-in.

Afin d'évaluer quantitativement la progression du métamorphisme depuis la partie occidentale vers la partie orientale du géoprofil, différents essais de calibration ont été étudiés: la paire grenat - biotite dans les métapélites et la paire calcite - dolomite dans les calcschistes associés aux roches ophiolitiques; la paire grenat - amphibole dans les quelques roches mafiques contenant du grenat; la teneur en titane dans l'amphibole par rapport aux données expérimentales existantes; la réaction $AB = ed + 4QTZ$.

Ces calibrations ont permis de dessiner des isothermes entre 500 et 700°C, respectivement dans la partie Ouest et Est du géoprofil.

En ce qui concerne la phase éoalpine de haute pression et basse température précédant la phase mésoalpine, quelques reliques ont été repérées: des paragenèses à omphacite et grenat, des paragenèses avec des amphiboles à coeurs barroisitiques, des pseudomorphoses de lawsonite probable, des paragenèses à grenat et glaucophane.

Les métaophiolites étudiées sont donc caractérisées par une première période de métamorphisme éoalpin de haute pression et basse température représentée par quelques rares reliques, suivie d'une période mésoalpine caractérisée par une évolution prograde depuis les conditions du faciès schistes verts jusqu'aux conditions du faciès amphibolite élevé: afin de relier ces deux épisodes dans un même cycle métamorphique, il faut envisager une nette baisse de température et pression après la phase éoalpine suivie d'une nouvelle augmentation de la température lors de la phase mésoalpine.

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à remercier très particulièrement mon directeur de thèse, DR. H.R.FFEIFER. Depuis le début en avril 1984 et jusqu'à la rédaction finale, il a toujours été à mes côtés pour me conseiller, me motiver, m'aider dans tous les problèmes qui se posent lors d'un travail d'une si longue durée. Sa pertinence professionnelle dans nombreux aspects de la pétrologie métamorphique ainsi que son esprit scientifique m'ont été de grand support tout au long de mon travail. Grâce à lui et à son caractère très communicatif, j'ai eu l'occasion de connaître nombreuses personnes (par des contacts personnels ou dans les nombreux symposium auxquels on a toujours participé ensemble) qui m'ont stimulé dans ma recherche. Je lui suis également très reconnaissant pour son amitié et sa disponibilité. Le Centre d'Analyse Minérale (Univ. de Lausanne) qu'il dirige avec une grande efficacité a été à la base de la réussite du présent travail.

Je remercie le DR. R.OBERHANSLI (Univ. de Berne, membre du jury) qui m'a permis d'effectuer la plus grande partie des analyses chimiques des minéraux à la microsonde de l'Université de Berne. Très disponible et patient, il m'a toujours aidé avec les inévitables problèmes techniques qui se sont posés. J'ai également profité de sa grande compétence dans le domaine des roches mafiques ainsi que de son laboratoire pour la préparation des lames polies.

Le Professeur J.LAIRD (Univ. of New Hampshire, U.S.A, membre du jury) occupera une place particulière dans mes souvenirs: sa grande hospitalité et amitié lors de mon stage à Durham ainsi que sa compétence dans le domaine du métamorphisme des roches mafiques m'ont été de grand soutien.

J'aimerais remercier également toutes les personnes qui à titre divers, m'ont apporté leur soutien et en particulier:

- M. le Professeur A.STECK pour ses suggestions concernant la relation entre métamorphisme et tectonique dans le domaine pennique
- M. le Professeur S.AYRTON par les nombreuses discussions concernant les problèmes de pseudomorphoses
- M. le Professeur D.LADURON (Univ. Cath. Louvain-La-Neuve, Belgique) pour son intérêt à la Zone d'Antrona ainsi que pour la confédération de nombreuses lames polies dans son laboratoire
- M. le Professeur J.GABUS (GEOLEP, EPFL) ainsi que tous les membres de son laboratoire pour les quatre ans passé en tant qu'assistant dans l'enseignement de la géologie appliquée
- M. J.SAVARY pour sa compétence en informatique
- M. J.C.LAVANCHY avec sa gentillesse et compétence analytique m'a rendu de précieux et indispensables services
- M. R.ANSERMOZ pour la confédération des lames minces et lames polies
- M. G.BURRI responsable de la microsonde de l'Université de Lausanne
- M. le DR. S.COLOMBI, mon frère, pour sa collaboration et intuition dans les problèmes d'informatique
- mes PARENTS pour leur soutien moral
- ma femme SILVIA pour sa patience ainsi que pour la rédaction d'une partie du manuscrit

Ce travail a bénéficié du support financier des projets du Fond National Suisse pour la recherche scientifique no. 2.163-0.83 et no. 2.228-0.86. L'impression de ce travail a été possible grâce aux subsides du Rectorat de l'Université de Lausanne, de la Fondation du 450e anniversaire de l'Université de Lausanne ainsi que de la Fondation Dr. J. de Giacomi de l'Académie Suisse des Sciences Naturelles.

TABLES DES MATIERES

	ABSTRACT	i
	RIASSUNTO	ii
	RESUME	iii
	REMERCIEMENTS	v
1	INTRODUCTION	1
1.1	But de l'étude	1
1.2	Situation géologique et tectonique	1
1.3	Historique sur le métamorphisme régionale	2
1.4	Préambule concernant le métamorphisme de la séquence mafique	3
1.5	Nomenclature des roches	3
1.6	Mise en oeuvre	7
1.6.1	Microsonde électronique	7
1.6.2	Activation neutronique et ICP	8
1.6.3	Composition de la roche totale.....	9
1.7	Normalisation des minéraux	9
1.7.1	Abréviations, symboles et échanges.....	13
2	TEXTURE ET CHIMISME DES MINERAUX DES METAOPHIOLITES	17
2.1	Introduction	17
2.2	Viège/Simplon	19
2.3	Zwischenbergtal: Antrona Nord	19
2.4	Laggintal: Antrona Ouest	26
2.5	Région d'Antronapiana: Antrona Ouest	26
2.6	Région de Vanzone: Antrona Ouest	33
2.7	Région de Villadossola: Antrona Ouest	37
2.8	Région de Valle Anzasca: Zermatt-Saas Sud-Ouest	37
2.9	Région de Carcoforo/Val Sesia: Zermatt-Saas Sud-Ouest	37
2.10	Région du P.Tignolino: Zermatt-Saas Est	42
2.11	Région du P.Ragno: Zermatt-Saas Est	42
2.12	Région entre Val d'Ossola et A.Nava: Antrona Est	49
2.13	Région du P.Marcio et Druogno/Val Vigizzo: Antrona Est	54
2.14	Région de M.Ziccher	54
2.15	Région d'Arcegnò	60
2.16	Région de Cardada	62
2.17	Résumé de l'évolution métamorphique	65
2.17.1	Evolution des textures.....	65
2.17.2	Evolution des pourcentages modaux.....	66
2.17.3	Evolution de l'amphibole.....	68
2.17.4	Evolution du plagioclase.....	73
2.17.5	Evolution de la chlorite.....	77

2.17.6	Evolution de l'épidote	77
2.17.7	Evolution du clinopyroxène.....	80
3	ANALYSE DETAILLEE DE CERTAINS PHENOMENES METAMORPHIQUES	83
3.1	Relations chimique entre roche et plagioclase	83
3.2	L'occurrence du grenat.....	86
3.2.1	Textures et chimisme des roches à grenat.....	86
3.2.2	Relations entre grenat et amphibole.....	88
3.3	Pseudomorphoses probables de lawsonite.....	93
3.3.1	Introduction.....	93
3.3.2	Zone de Zermatt-Saas Ouest	94
3.3.3	Zone d'Antrona	94
3.3.4	Modélisation des relations entre grenat et lawsonite	97
3.4	Symplectites: reliques du faciès de haute pression	98
3.5	Influence de la composition de la roche sur l'amphibole	102
3.5.1	Lacune de composition	102
3.5.2	Chimisme de l'amphibole	103
3.6	Clinopyroxène dans le faciès amphibolite élevé.....	107
3.7	Transformation amphibole-clinopyroxène	108
3.8	Apparition de cummingtonite	110
3.9	Situation oxydo-réductrice.....	113
4	CHIMISME DE ROCHE TOTALE.....	115
4.1	Introduction	115
4.2	Identification des chimismes originels de la séquence métaophiolitique.....	115
4.2.1	Observations macro et microscopiques	115
4.2.2	Variations chimiques évidentes	116
4.2.3	Analyse multivariée	116
4.3	Les metabasaltes.....	121
4.3.1	Altération et/ou mobilité des éléments.....	121
4.3.2	Chimisme originel.....	124
4.3.3	Géotectonique.....	126
4.4	Roches gabbroïques.....	132
4.4.1	Introduction.....	132
4.4.2	Géochimie des roches gabbroïques.....	132
4.5	Reliques d'un métamorphisme antéalpin	135
4.5.1	Introduction.....	135
4.5.2	Amphibole de haute température	135
4.5.3	Les clinopyroxènes amphibolitisés des métamagnésiogabbros	136

5	ESSAIS DE CALIBRATION	139
5.1	Introduction	139
5.2	Calibration grenat-biotite	140
5.2.1	Résultats	142
5.3	Calibration grenat-amphibole	150
5.4	Calibration calcite-dolomite	154
5.5	Calibration avec les données expérimentales	155
5.5.1	Introduction	155
5.5.2	Calibration de la stabilité du clinopyroxène sans le faciès amphibolite	155
5.5.3	Analyse des données expérimentales	156
5.6	Calibration à l'aide des données thermodynamiques	160
5.6.1	Introduction	160
5.6.2	Calculs avec les données thermodynamiques disponibles	160
5.6.3	Calculs avec les échanges	164
5.6.4	Approche indirecte	166
5.7	Espace de réaction	171
5.7.1	Introduction	171
5.7.2	Utilisation de l'espace de réaction	173
6	CONCLUSION	181
6.1	Evolution métamorphique régionale	181
6.2	Evolution pression-température-temps	184
6.3	Résultats principaux du présent travail	187
	BIBLIOGRAPHIE	189
	ANNEXES	197
	Emplacement des échantillons	198
	Analyses de roche totale	
	Terres Rares.....	200
	Majeurs et traces	201
	Analyses d'amphiboles représentatives.....	215

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 But de l'étude

Les Alpes Centrales ont fait l'objet, ces dernières décennies, de nombreuses études fondamentales, d'une part pour la connaissance géologique régionale et d'autre part pour la connaissance détaillée des processus géologiques dans le domaine de la tectonique des nappes, des déformations, de la stratigraphie et du métamorphisme. De l'ensemble des Alpes Centrales, le domaine le moins étudié et pour lequel les données publiées sont les plus fragmentaires, est situé au Sud de la Ligne du Simplon et des Centovalli entre Viège (VS) et Locarno (TI).

Le but principal de cette étude est donc celui d'éclaircir, du point de vue pétrologique et géochimique, cette région dans le domaine particulier des roches à caractère métaophiolitique. Afin d'éviter toute influence du métamorphisme hercynien, cette étude porte uniquement sur les roches mésozoïques. Plus exactement il sera question de:

- a) étude de la répartition régionale du métamorphisme, avec la localisation des isogrades dans les domaines allant du faciès schistes verts au faciès amphibolite élevé;
- b) analyse des équilibres minéraux dans différents types de roches mafiques afin de déterminer et confirmer leur degré métamorphique;
- c) essais de calibration, dans un espace pression-température, des paragenèses observées;
- d) étude géochimique: caractérisation des roches originelles et de l'environnement paléotectonique.

1.2 Situation géologique et tectonique

Dans la région étudiée, quatre zones de métaophiolites peuvent se différencier: les métaophiolites appartenant à la Zone Valaisanne, celles appartenant à la Zone d'Antrona et celles rattachées à la Zone de Zermatt-Saas et du Combin s.s et celles de la région de M.Ziccher (carte 1-1 et 1-2).

Les métaophiolites appartenant à la Zone Valaisanne (affleurant entre Viège et le col du Simplon) sont pincées entre les nappes de Stalden, Visperterminen et Gebidum (Burri, 1979; Steck, 1987).

La Zone d'Antrona (Antrona Ouest) affleure dans le Laggintal, le Zwischenbergthal, la Val Loranco et la Val Antrona entre les nappes du Mont Rose, la nappe du Grand Saint Bernard et celle de Camughera-Moncucco. Elle représente la masse de métaophiolites la plus importante, en surface affleurante, de tout le géoprofil.

Cette Zone se prolonge en direction Est (Antrona Est), par celle anciennement dénommée *Zone des racines*, constituée par la zone verticale méridionale de Milnes et al. (1981), traversant le Val d'Ossola et identifiable jusqu'à Druogno/Val Vigizzo.

Les Zones de Zermatt-Saas et du Combin (cette dernière appelée en partie nappe de Tsaté par Sartori (1987)), affleure dans la Val Anzasca (Zermatt-Saas Sud-Ouest) et, comme la Zone précédente, entre le Val d'Ossola et la Val Loana (Zermatt-Saas Est); il s'agit d'affleurements de taille réduite se localisant entre la nappe du Mont Rose au Nord et le socle Sesia au Sud, qui ne prennent des proportions importantes que dans la région du P.Ragno. En fait, au vu de l'intense tectonique de cette *Zone verticale méridionale*, il est vraisemblable que ces affleurements sont constitués par l'intime association des Zones de Zermatt-Saas et du Combin s.s (Reinhardt, 1966; Schär, 1971).

Entre Malesco (Val Vigezzo) et Locarno, les Zones d'Antrona Est et de Zermatt-Saas Est sont constituées de très petits affleurements (de l'ordre de quelques mètres d'épaisseur) bordant au Sud et au Nord la nappe du Mont Rose, le tout très déformé et n'affleurant que très irrégulièrement (Colombi et Pfeifer, 1986, Pfeifer et al., 1989).

Au Nord de la Ligne des Centovalli, entre le synforme de Masera et Locarno et à l'intérieur de la Zone d'Orselina on reconnaît une masse importante de métaophiolites (Monte Ziccher; Knup, 1958) qui est vraisemblablement la continuation des Zones d'Isorno et de Bosco (Colombi, 1983). Quelques petits affleurements dont l'origine ophiolitique est par contre moins évidente se situent entre le bas de la Valle Onsernone et la région de Cardada, au Nord de Locarno (Kobe, 1956, 1984).

1.3 Historique sur le métamorphisme régionale

De nombreux auteurs se sont penchés sur le problème du métamorphisme dans la région qui fait l'objet du présent travail. Il me semble intéressant d'en rappeler ici, brièvement, les conclusions les plus significatives.

Bearth (1958) définit l'isograde albite-oligoclase (première apparition de l'oligoclase) dans la Zone d'Antrona et du M. Rose, pour différents types de roches, à l'aide de la platine universelle. Quelques années plus tard, (Bearth, 1962) il signale la présence du glaucophane dans la Zone d'Antrona.

Un apport décisif à la connaissance de la répartition du métamorphisme dans les Alpes Centrales a été effectué par Wenk et Keller (1969) qui présentent un cadre de la distribution du pourcentage maximum en anorthite dans les amphibolites. Cette étude, remarquable en tant que distribution régionale des observations dans la partie centrale des Alpes, manque d'informations précises sur la zone au Sud des lignes du Simplon et des Centovalli.

Wenk et Wenk (1984) présentent une carte de la répartition du pourcentage en anorthite dans les calcsilicates, marbres et calcschistes des Alpes Centrales. Wenk (1970) résume les connaissances sur la distribution topographique du métamorphisme progressif dans les Alpes Centrales, en ajoutant des nouvelles observations sur les migmatites et les aplites.

Reinhardt (1966) publie un remarquable travail de thèse sur la géologie et la pétrographie de la Zone du M. Rose, de la Zone de Sesia et du Canavese entre le Val d'Ossola et le Val Loana. Outre une cartographie détaillée, il présente des observations sur la présence et la localisation des minéraux du métamorphisme alpin dans la Zone de Sesia: il conclut par la mise en évidence d'un gradient métamorphique diminuant du Nord en direction de la ligne Insubrienne.

Wenk, Schwander et Stern (1974) présentent les premières analyses chimiques, à la microsonde électronique, des amphiboles des Alpes Centrales. Ils mettent en relation la variation chimique et modale des amphiboles et des plagioclases avec la composition chimique de la roche. Wetzel (1972, 1974) analyse le chimisme des amphiboles et des chlorites entre Zermatt et Antrona. Il reconnaît des zonations et des lacunes de composition dans les amphiboles.

D'autres auteurs se sont occupés de la géologie et tectonique régionale (Bearth 1939, 1957; Blumenthal, 1954; Burri 1979; Steck, 1980, 1984, 1987) ainsi que du métamorphisme et de la géochimie des roches vertes (Dietrich et Oberhänsli 1975; Dietrich, Vuagnat et Bertrand 1974; Ernst et Dal Piaz, 1978; Frey et al. 1980; Evans et al., 1981; Meyer, 1983; Heinrich, 1986; Wenk, Schwander et Wenk 1986).

Dans les Alpes, on a défini (Niggli, 1970; Ernst, 1973; Hunziker, 1970, 1974; Jäger, 1973; Trommsdorff, 1980, Hurford, 1986), pour ce qui concerne le métamorphisme mésozoïque, deux phases métamorphiques principales: une première, appelée *phase éoalpine*, de haute pression et faible à moyenne température rattachée à l'événement subductif de la chaîne alpine entre 70-120 Ma et une deuxième, appelée *phase mésoalpine*, caractérisée par un gradient métamorphique normal atteignant le faciès amphibolite élevé dans le domaine *lépontin* vers 35-40 Ma.

1.4 Préambule concernant le métamorphisme de la séquence mafique

A différence de la séquence pélitique dans laquelle les changements des conditions de P-T se caractérisent par l'apparition (ou disparition) de minéraux index facilement reconnaissables sur le terrain, la séquence mafique a un comportement plus subtile vis-à-vis des processus métamorphiques. Les variations de P-T sont, la plus part du temps, tamponnées par les échanges, ce qui signifie que, pour un large spectre de P-T, on observe toujours les mêmes phases: c'est leur composition chimique qui caractérise le faciès métamorphique, effet qui est évidemment plus difficilement appréciable sur le terrain.

Eskola (1920) fut le premier à différencier l'espace P-T en un ensemble de faciès, chacun desquels étant défini comme un ensemble de roches ayant recristallisé sous les mêmes conditions de P-T. Miyashiro (1973) subdivisa la notion de faciès en trois catégories d'après la pression (faible, moyenne et haute) en se basant essentiellement sur la séquence pélitique: une fois de plus, dans la séquence mafique la subdivision entre série de basse et de moyenne pression n'est pas reconnaissable de manière univoque (Laird et Albee, 1981; Hynes, 1982).

Comme Miyashiro (1973) le fait bien remarquer, les passages d'un faciès à l'autre ou d'une série à l'autre se font toujours de manière progressive, définissant ainsi une zone transitionnelle entre deux régimes P-T définis. Une zone transitionnelle est donc définie, selon cet auteur, par la présence de deux paragenèses rattachables à des conditions de P-T différentes affleurant l'une à côté de l'autre. Il ne faut pas confondre cette dernière notion, avec la notion de paragenèse relique où, typiquement, dans des minéraux zonés, les coeurs représentent d'autres conditions P-T que les bordures.

Un grand pas en avant dans l'approche de l'analyse du métamorphisme des roches mafiques a été effectué par Thompson (1982a,b) avec l'application de la notion d'échanges chimiques entre les phases minérales. Les premières applications de cette notion d'échange à des analyses chimiques effectuées à la microsonde électronique est à associer aux nombreux et fondamentaux travaux de Laird (1977, 1980) et Laird et Albee (1981). Ces auteurs ont utilisé pour la première fois la composition chimique de l'amphibole pour caractériser la notion de faciès.

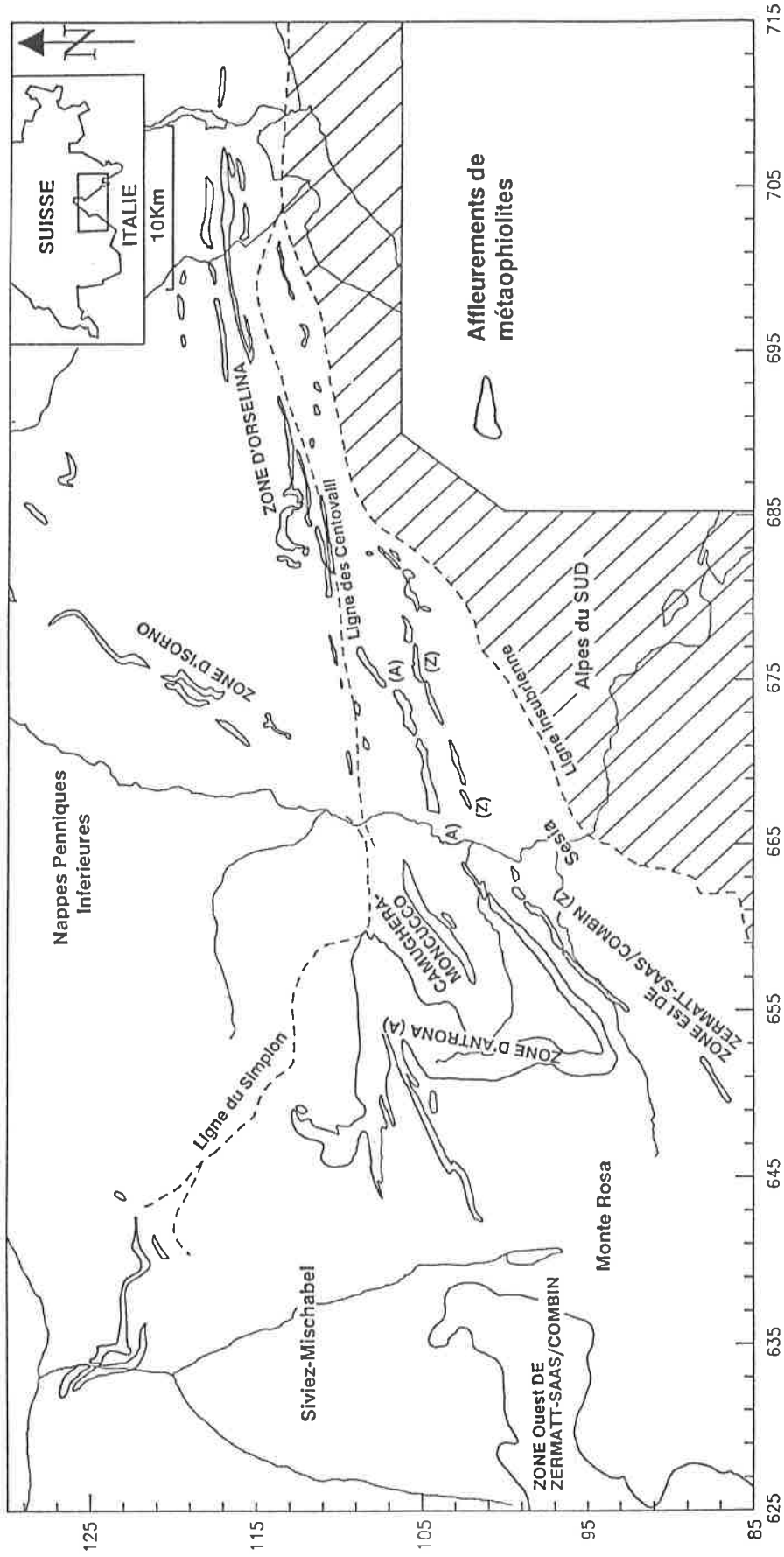
Les travaux de Laird (1977, 1980) ont rendu possible l'application de la notion d'espace de réaction (Thompson, 1982c) à l'analyse des roches mafiques métamorphiques entre le faciès schistes verts, amphibolites et schistes bleus (Thompson et al., 1982).

1.5 Nomenclature des roches

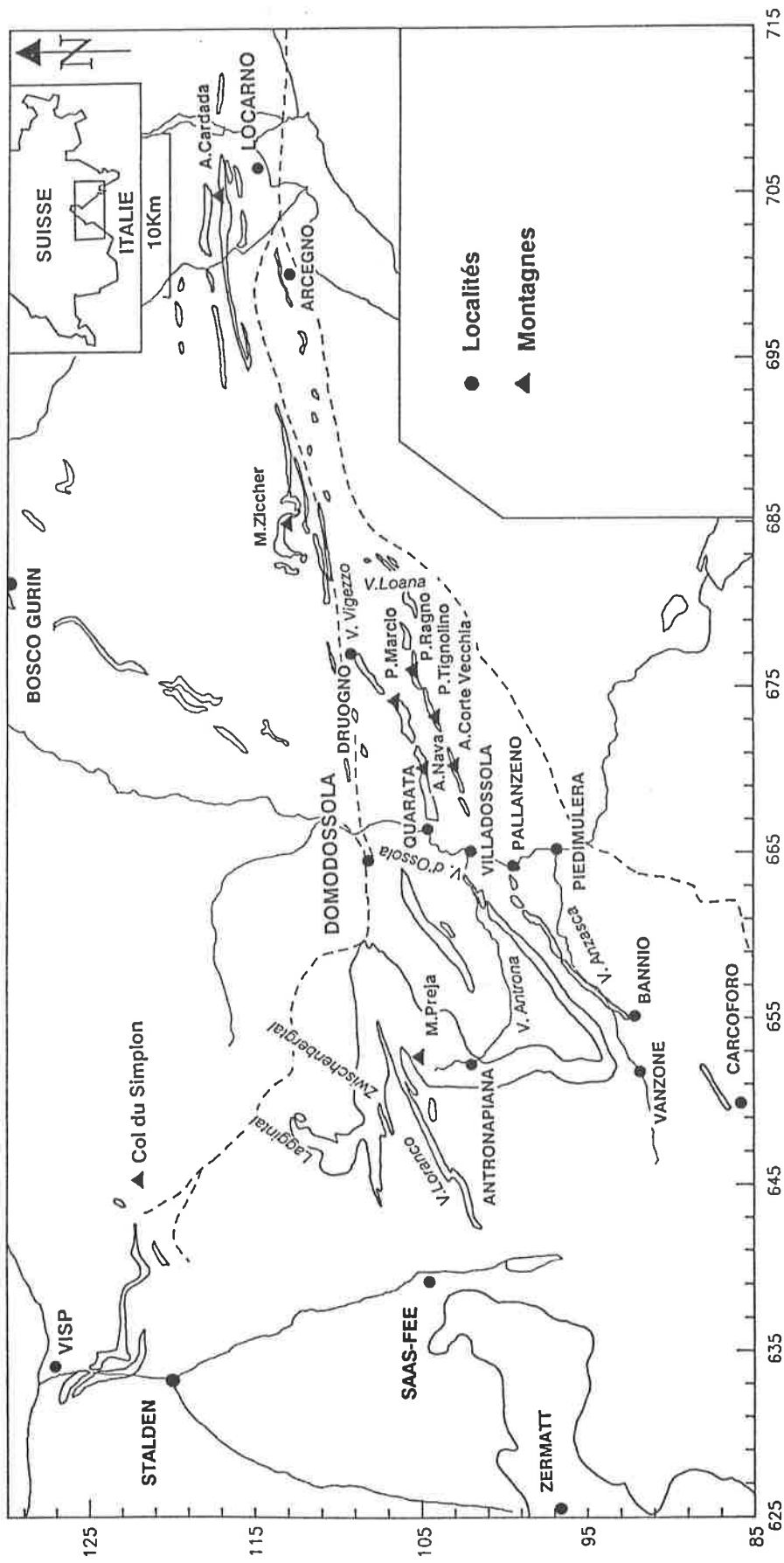
De manière générale, toute roche ayant subi un métamorphisme est caractérisée par deux aspects bien distincts: (a) sa composition chimique totale, qui dans le cas d'un processus isochimique est la même que la roche originelle et (b) sa paragenèse, qui reflète les conditions de P-T dans lesquelles elle a cristallisé. Dans le cas du polymétamorphisme, la présence de plusieurs paragenèses, représentant des conditions de P-T différentes dans la même roche, entraîne souvent des ambiguïtés supplémentaires.

La séquence mafique est caractérisée par une nomenclature classiquement reconnue mais qui peut se prêter, dans de nombreux cas, à des définitions peu précises (prasinite, amphibolite, éclogite, rétroéclogite, rétroamphibolite,...). Elle se base aussi bien sur des arguments métamorphiques que texturaux. Afin d'éviter de tomber dans cette ambiguïté, on utilisera ici le terme de roche ou schiste mafique (de l'anglais "*mafic schist*") dans le sens métamorphique suivant: roche ou schiste ayant comme constituant principal amphibole et plagioclase et pouvant contenir, en plus de nombreux constituants accessoires, chlorite, épidote, grenat et clinopyroxène en proportions variables.

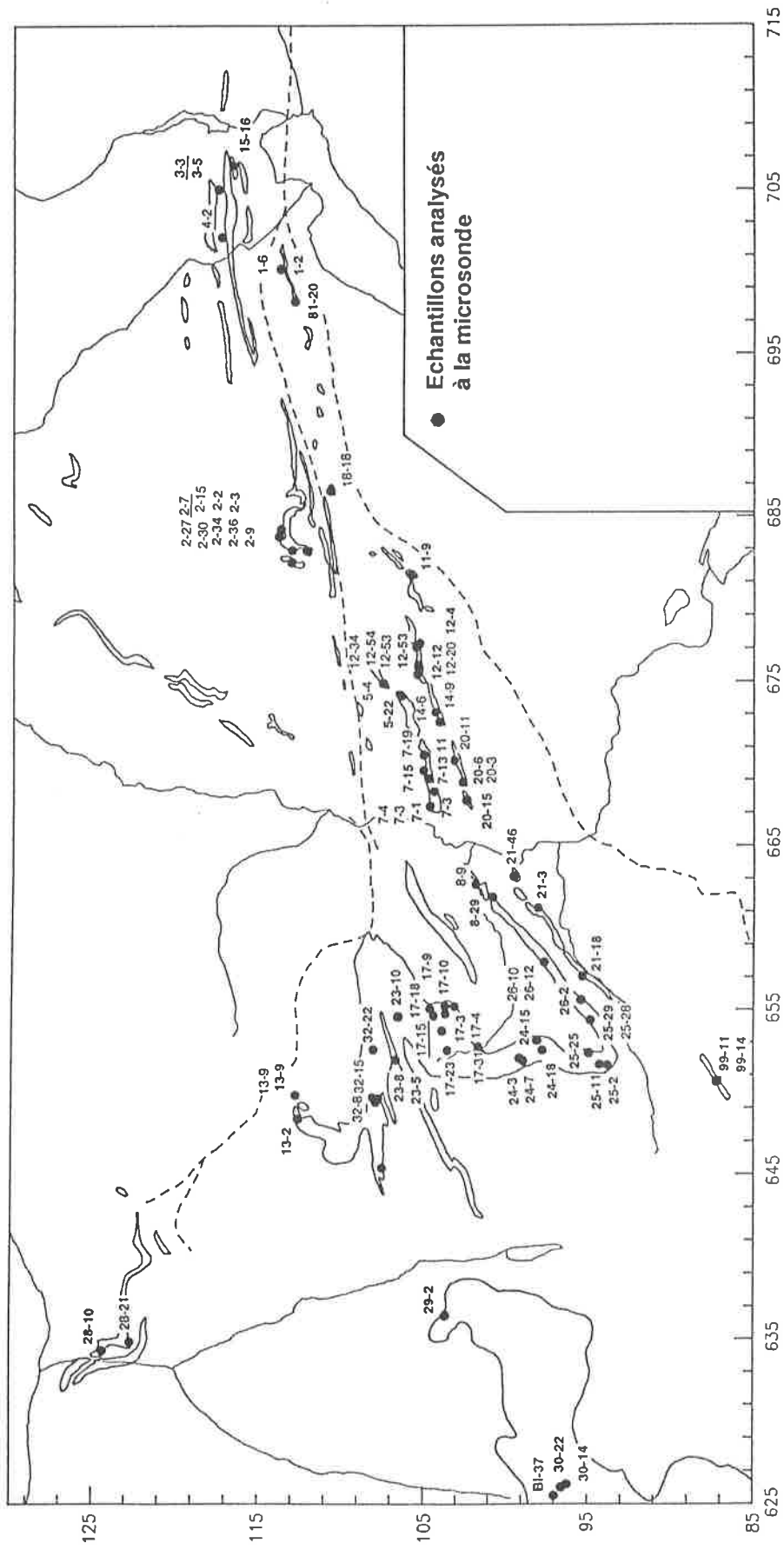
Cette étude fait ressortir, entre autre, l'importance d'une considération correcte de la composition chimique: pour cette raison, tout au long de ce travail, les roches à caractère basaltique, magnésio- et ferrogabbroïque ont fait l'objet d'analyses et de commentaires distincts.



Carte 1-1: Esquisse tectonique simplifiée, montrant les affleurements de métaophiolites le long du géoprofil.



Carte 1-2: Emplacement des localités citées dans le texte.



Carte 1-3: Emplacement des échantillons de roches mafiques analysés à la microsonde (métabasalts en gras, métamagnésiogabbros en italique et métaferrugabbros en souligné).

1.6 Mise en oeuvre

Deux saisons de terrain (1984 et 1985) ont été consacrées à un minutieux échantillonnage de tous les affleurements de métaophiolites le long du géoprofil Viège-Domodossola-Locarno. Pour cela, on a bénéficié d'une cartographie quasi complète (Bearth, 1957, 1973; Béglé-Lobrinus, 1985; Burri, 1979; Cornaz, 1988; Forster, 1947; Grellier, ms; Knup, 1958; Kobe, 1956; Kruhl, 1979; Müller, 1976; Pfeifer et al., 1989; Rheinardt, 1966; Vinard, 1986; Walther, 1950), à des échelles allant de l'esquisse tectonique aux relevés au 1:10000.

650 échantillons de roches mafiques, 37 de métapélites et 15 de calcschistes associées aux métaophiolites ont été collectés. Sur cette base, 410 lames minces ont été préparées pour les échantillons considérés comme représentatifs; après les observations et les déterminations au microscope optique, on a pu réduire à 91 les échantillons de roches mafiques pour lesquels des analyses chimiques à la microsonde de toutes les phases ont été effectuées (carte 1-3).

Afin de contrôler le chimisme des roches, on a analysé, par fluorescence RX, 160 échantillons et notamment tous les échantillons qui ont fait l'objet d'analyses par microsonde. En outre, 5 de ces échantillons ont été analysés par activation neutronique et 19 par ICP (spectrométrie par induction au plasma) pour doser quelques éléments appartenant au groupe des Terres Rares.

1.6.1 Microsonde électronique

L'échantillon se présente sous forme d'une lame mince polie, d'épaisseur minimale d'environ 20μ (30μ pour les carbonates), permettant d'analyser une surface plane¹⁾ de quelques μ carrés. Cette lame est recouverte d'une couche de carbone d'épaisseur comparable à celui des standards utilisés et dont la résistance entre deux points à la surface se situe entre 25 et 100 ohms. L'appareil utilisé dans cette étude est une microsonde ARL complètement automatique, pilotée par un ordinateur PDP11/23 à l'aide d'une série de logiciels. Deux types de logiciels ont été utilisés: un premier système développé par ARL à l'Université de Lausanne et un deuxième développé par J. Sommerauer (1982) à l'Université de Berne.

Dix éléments sont analysés pour les silicates²⁾ et cinq pour les carbonates³⁾; ils sont mesurés par groupes simultanés de 3-4, selon la configuration du programme de standardisation. Le jeu de standards utilisé était composé de minéraux naturels et synthétiques. L'avantage des standards naturels réside dans leur structure cristalline proche des minéraux analysés (par exemple une albite naturelle comme standard du Na pour mesurer les plagioclases) mais pouvant présenter parfois une certaine incertitude sur la teneur de l'élément même. L'avantage des standards synthétiques (souvent des oxydes) est évidemment leur composition chimique exacte mais avec une structure chimique souvent trop différente des silicates mesurés, ce qui peut entraîner quelques problèmes.

Une seule standardisation est utilisée pour les amphiboles, chlorites, épidotes, micas, grenats, pyroxènes et une partie des plagioclases: la plus grande partie des feldspaths a finalement été mesurée à l'aide d'une standardisation constituée uniquement par des feldspaths, qui s'est avérée nettement plus adaptée.

1) L'épaisseur constante de la lame n'est pas requise.

2) SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O.

3) CaCO₃, MgCO₃, MnCO₃, FeCO₃, SrCO₃.

Grâce au logiciel COMIC (Sommerauer, 1982) mis à disposition par l'Université de Berne, il est possible d'analyser de manière quantitative une série d'éléments à l'aide du système d'énergie dispersive (EDS). Ce système s'est montré valable pour les phases anhydres, mais on a rencontré un certain nombre de problèmes avec les phases contenant de l'eau. Pour cette raison l'EDS a été assez tôt écarté malgré l'avantage indiscutable du temps d'analyse total d'environ 25 secondes contre les 2-3 minutes du système classique comportant uniquement des spectromètres (cristaux). Lors de la standardisation, on effectue la recherche du pic pour chaque élément. Plusieurs moniteurs externes (grenat, pyroxène) et interne (sur la lame polie) sont utilisés pour contrôler à tout moment l'état de la standardisation. Les conditions de mesure ainsi que les standards utilisés sont présentés dans le tabl. 1-1.

Une correction *on-line* des résultats⁴⁾ nous donne les teneurs brutes, qui sont ensuite corrigées par la méthode Z.A.F.⁵⁾. Le logiciel SEMQ5 (Colombi, 1985) a été développé pour manipuler les données (assembler les phases, préparation des fichiers pour la correction, formatage des résultats,...).

1.6.2 Activation neutronique et ICP

Par activation neutronique on a dosé les éléments suivants: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Dy, Ho, Yb et Lu (analyses effectuées par P.Voldet, Département de Minéralogie, Univ. Genève). Par ICP, on a obtenus les éléments suivants: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb et Lu (analyses effectuées par K. Gonvindaraju, C.R.P.G, Nancy, France).

Tabl. 1-1: Conditions de mesures et standards utilisés à la microsonde

Tension: 15KV				
Courant de l'échantillon: 20-30 n-ampères (15 pour les carbonates)				
Temps de mesure: 20 secondes				
Diamètre du spot (surface analysée): 1-3 μ (20 pour les carbonates) (5 pour les plagioclases)				
Elém/fiche	DF01	DF23	DF70	LAUSANNE
SiO ₂	orthose	wollastonite	orthose	wollastonite
TiO ₂	synthétique	synthétique	--	synthétique
Al ₂ O ₃	synthétique	synthétique	anorthite	synthétique
FeO	augite	fayalite	--	synthétique
MnO	synthétique	synthétique	--	synthétique
MgO	forstérite	forstérite	--	synthétique
CaO	wollastonite	wollastonite	anorthite	wollastonite
Na ₂ O	augite	augite	albite	albite
K ₂ O	orthose	orthose	orthose	orthose
DF71				
CaCO ₃	calcite			
MgCO ₃	dolomite			
MnCO ₃	rhodonite			
FeCO ₃	sidérite			
SrCO ₃	strontianite			

⁴⁾ Dérive, fond continue, temps mort.

⁵⁾ Logiciel EMMA, Ordinateur CYBER Zürich (Sommerauer, 1982).

1.6.3 Composition de la roche totale

L'échantillon est broyé au carbure de tungstène jusqu'à une granulométrie d'environ 50-70 microns. A l'aide d'un spectromètre de fluorescence de RX (PW 1400 de Philips) les éléments majeurs⁶⁾ sont dosés sur une pastille fondue alors que les éléments traces⁷⁾ sont dosés sur une pastille pressée.

Les intensités brutes sont corrigées pour la dérive, le fond continu, l'interférence entre raies et l'effet de la matrice silicatée. Les Terres Rares mesurées par fluorescence, ont fait l'objet d'un étalonnage spécial. Le Ba est mesuré sur la raie L_{α} et L_{β} : on considère la teneur de L_{β} si TiO_2 est plus élevé que 0.5%, à cause de l'interférence avec le pic K_{α} du Ti. Le CO_2 est analysé par coulométrie (coulomat Stroehlein).

Le rapport Fe_2O_3/FeO est déterminé par colorimétrie (méthode de Wilson, 1960). En fait cette dernière détermination s'avère la plus délicate et la moins exacte, pouvant être entaché d'une erreur de l'ordre de 10% relatif. Le problème se situe probablement entre les facteurs suivants: faible prise initiale (environ 100 mg), granulométrie de la poudre, oxydation possible lors du broyage, dissolution incomplète de l'échantillon. La méthodologie complète est résumé dans le manuel manuscrit du Centre d'Analyse Minérale de l'Université de Lausanne (Pfeifer et Lavanchy, 1984).

1.7 Normalisation des minéraux

Après avoir corrigé les analyses provenant de la microsonde, elles se présentent sous la forme d'oxydes en pourcentage poids. Pour calculer la formule de chaque espèce minérale, deux possibilités se présentent: on peut se baser sur la distribution, dans la formule structurale, des cations ou sur celle des anions.

Les calculs avec les anions (normalisation à un nombre fixe d'oxygène) ne tiennent pas compte de la variation possible du degré d'oxydation du fer, ni des différents sites que certains atomes peuvent prendre dans la structure chimique propre à chaque minéral.

Les calculs avec les cations (balance des charges et taux de remplissage des sites) nous permettent par contre d'avancer des hypothèses dans le cas des minéraux présentant ces problèmes.

En normalisant avec les cations on admet les deux hypothèses suivantes:

- la formule du minérale est électriquement neutre:

$$\Sigma[\text{charge}^{\oplus}] + \Sigma[\text{charge}^{\ominus}] = 0$$

- la formule est stoechiométrique: chaque site structurale est toujours rempli à sa valeur théorique (exception: site A dans les amphiboles et les micas).

La normalisation avec les cations peut être résumée ainsi: une fois que la fraction atomique⁸⁾ de chaque élément est calculée, on la multiplie par un facteur qui dépend du nombre de cations constituant la formule, nombre qui peut être variable (amphibole, pyroxène, mica (Laird, 1977; Robinson et al., 1982)).

Toutes les analyses effectuées dans le présent travail ont été normalisées à l'aide de logiciels développés par Laird (1978)⁹⁾ et Colombi (1985)¹⁰⁾.

⁶⁾ SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , P_2O_5 , NiO.

⁷⁾ Nb, Zr, Y, Sr, U, Rb, Th, Pb, Ga, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, V, Ce, Nd, Ba, La, Sc, S.

⁸⁾ %poids/poids moléculaire, normalisé à 1 pour chaque analyse.

⁹⁾ Logiciels: AMPH3 et PXY3 modifié par Colombi, 1985 (AMPHIB et PYROX).

¹⁰⁾ Logiciels: FELDSP, CHLOR, BIOTTI, MICAB, EPIDOT, GARNET, CARBON.

Amphibole

La normalisation des amphiboles est sans doute la plus discutable et la plus complexe, vu le nombre d'espèces atomiques qu'elles peuvent incorporer et l'ubiquité des atomes dans leur structure:

"Amphibole has been described as a mineralogical 'garbage-can' or 'waste-basket' (Ernst, 1966) or 'sponge' (Engel and Engel, 1962) that does not discriminate among the constituents tossed into it: *a mineralogical shark in a sea of unsuspecting elements!*"
(Reviews in Mineralogy, vol. 9B, pag. 2, 1982)

La formule générale de l'amphibole peut s'écrire ainsi:



ou A, M et T désignent les sites cubiques, octaédriques et tétraédriques respectivement. Parmi les hypothèses qu'il faut admettre, les limites cristallochimiques suivantes sont considérées comme raisonnables (Robinson et al., 1982):

K	A	Fe ³⁺	M1,M2,M3
Na	A,M4	Cr ³⁺	M1,M2,M3
Ca	M4	Ti	M2
Mn	M1,M2,M3,M4	Al	M2,T1
Mg	M1,M2,M3,M4	Si	T1,T2
Fe ²⁺	M1,M2,M3,M4		

Il faut ensuite ajouter les limites chimiques concernant la répartition de FeO et Fe₂O₃, à savoir tout le fer = FeO et tout le fer = Fe₂O₃.

On peut normaliser les analyses d'amphiboles de cinq manières différentes¹¹⁾:

Hypothèse	facteur de multiplication
1) Σ cations - Na - K = 15	--> F1 = 15/(1 - K - Na)
2) Σ cations - K = 15	--> F2 = 15/(1 - K)
3) Σ cations - Ca - Na - K = 13	--> F3 = 13/(1 - Ca - Na - K)
4) fer total = Fe ²⁺	--> F4 = 46/ [charge [⊕]]
5) fer total = Fe ³⁺	--> F5 = 46/ [charge [⊖]]

En ce qui concerne les amphiboles étudiées dans le présent travail, l'option 5 n'a jamais été correcte. L'option 4 était quelque fois compétitive par rapport aux options 2 et 3, surtout pour les amphiboles ferromagnésiennes. L'option 3 (pas de composante cummingtonite) a l'avantage de répartir le Na dans les deux sites possibles (A et M4). Elle donne des bons résultats si Ca + Na^{tot} est plus grand que 2. L'option 2 peut être correcte pour autant que Ca + Na^{tot} soit plus petit ou égal à 2.

¹¹⁾ Les options 1,2 et 3 fixent l'emplacement du Na et le Fe³⁺ dans l'ordre respectif, tandis que les options 4 et 5 dans l'ordre inverse.

Lorsque $Ca + Na^{tot}$ est nettement plus petit que 2, l'option 3 donne une balance des charges toujours positive, vu que le site M4 n'est pas complété à 2 et donc n'est pas pris en considération. L'option 1 n'a jamais été prise en considération parce que la plupart du temps la charge[⊕] était plus grande que 46.

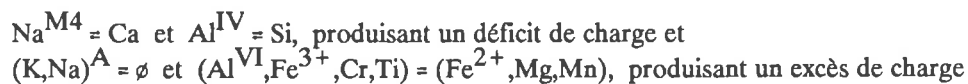
Généralement, il a fallu distinguer et choisir entre l'option 2 et 3, pour autant que la balance des charges était correcte dans les deux cas (à l'incertitude des analyses près)¹²⁾.

L'option 2 réduit le taux d'occupation du site A, réduit la quantité de Si et augmente l'oxydation du fer tandis que l'option 3 a évidemment l'effet contraire. Le fait que presque toutes les amphiboles analysées rentrent dans la catégorie des amphiboles calciques (0.5 à 2.5% poids de Na_2O en générale) augmente l'incertitude pour les normaliser: en effet dès que le Na_2O gravite autour de 4-5% poids, les choix diminuent fortement et le pourcentage CaO est presque tout de suite déterminant.

Une tentative pour palier à ce problème est d'estimer le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} . En connaissant ce rapport pour la roche totale de chaque échantillon mesuré à la microsonde et le pourcentage modal (compteur points par points) de chaque phase, on peut recalculer ce rapport pour les amphiboles: on renormalise ensuite les analyses, en ayant déterminé ainsi une des deux *inconnues* et de conséquence la distribution du Na est unique. Malheureusement, dans ce cas l'hypothèse qu'on applique est l'invariance du degré d'oxydation du fer entre le coeur et la bordure des blastes, ce qui n'est de loin pas toujours le cas.

Un autre essai a été effectué, en séparant les amphiboles de la roche et en analysant le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} avec la même méthode que pour la roche (colorimétrie) tout en tenant compte du pourcentage poids en FeO^{tot} mesuré à la microsonde. Une fois de plus cette méthode s'est avéré relativement correcte seulement pour les blastes non zonés.

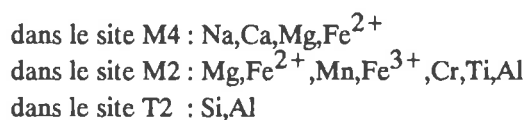
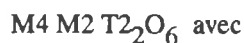
Ces deux dernières méthodes ayant servi uniquement comme contrôle qualitatif, le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} et la répartition du Na ont été calculés d'après les programmes de normalisation, sur la base des échanges suivants:



$$\text{On aura ainsi pour les options 1, 2 et 3:} \\ Fe^{3+} = 46 - \Sigma \text{ charge}^{\oplus} \text{ (avec } Fe^{tot} = Fe^{2+}), Fe^{2+} = Fe^{tot} - Fe^{3+} \\ Al^{IV} = 8 - Si, Al^{VI} = Al^{tot} - Al^{IV}$$

Pyroxène

La formule générale s'écrit:



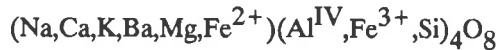
Trois possibilités limites ont été calculées pour chaque analyse, à savoir la normalisation à 4 cations, tout le fer en Fe^{2+} et tout le fer en Fe^{3+} . La normalisation à 4 cations s'est avérée correcte dans la totalité des analyses (type diopside et omphacite). Pour ce dernier cas :

$$Fe^{3+} = 12 - \Sigma \text{ charge}^{\oplus} \text{ (avec } Fe^t = Fe^{2+}) \text{ et } Al^{IV} = 2 - Si.$$

¹²⁾ Une tolérance de plus ou moins 0.1 dans la balance des charges est acceptée.

Feldspath

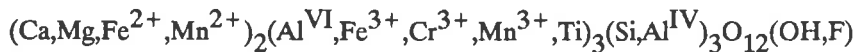
La formule générale s'écrit:



Les analyses ont été normalisées à 5 cations. Pour la plus part des feldspaths, le Ba a été analysé mais la concentration est toujours restée inférieure à 0.01% poids.

Epidote

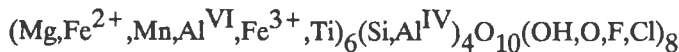
La formule s'écrit:



La substitution $\text{Ca} = \text{Ce}$ n'a pas été appréciée¹³⁾, tandis que la substitution $\text{Al}^{\text{VI}} = \text{Cr}$ a pu être observée dans quelques rares cas¹⁴⁾. La stoechiométrie implique que $\text{Al}^{\text{IV}} = 3 - \text{Si}$ et dans le cas où Ce^{3+} et Mn^{3+} sont négligeables, $\text{Fe}^{3+} = 3 - \text{Al}^{\text{VI}} - \text{Ti}$. De manière générale tout le fer est sous forme ferrique.

Chlorite

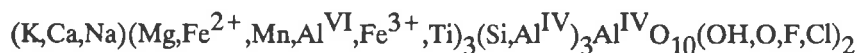
La formule théorique est:



en la normalisant à 10 cations on obtient: $\text{Al}^{\text{IV}} = 4 - \text{Si}$ et $\text{Fe}^{3+} = \text{Al}^{\text{IV}} - \text{Al}^{\text{VI}} - \text{Cr} - \text{Ti}$ ¹⁵⁾.

Biotite

Pour les mica tri-octaédriques, la formule:



est normalisée avec un nombre de cations variable; Σ cations - K - Na - Ca = 7, dont un facteur de normalisation $F = 7 / (1 - \text{Ca} - \text{K} - \text{Na})$. Afin de balancer les charges, $\text{Al}^{\text{IV}} - 1 = \text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ ¹⁶⁾, d'où on peut déduire $\text{Fe}^{2+} = \text{Al}^{\text{IV}} - 1 - \text{Al}^{\text{VI}} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ en sachant que $\text{Al}^{\text{IV}} = 4 - \text{Si}$.

13) Le Ce n'a pas été analysé.

14) Tawmawite, épidote chromifère, analysée dans des métamagnésiogabbros.

15) Vu l'association, dans tous les minéraux, entre Ti^{4+} et les R^{3+} , Tracy et Robinson (1977) ont suggéré de le traiter avec les radicaux $^{3+}$ sous la forme de 2Ti , tout en enlevant 1Ti aux radicaux R^{2+} .

16) Comme dans la structure chimique il y a toujours au moins 1Al^{IV} , seulement $(\text{Al}^{\text{IV}} \text{ totale} - 1)$ peut être échangé.

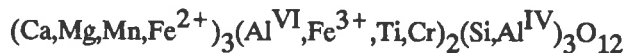
Mica blanc

Les micas diocataédriques possèdent la même formule théorique que les micas trioctaédriques, mais en général le site Y est occupé par l'Al. Elles sont normalisées à 6 cations + K + Na + Ca, dont un facteur résultant de $F=6/(1-Ca-K-Na)$.

Pour conserver la balance des charges due aux substitutions de tschermak (ou phengite), $(Mg, Fe^{2+}, Mn) = (Al^{VI}, Fe^{3+}, Ti)$ et du plagioclase $(Na, Si) = (Al, Ca)$ l'équation suivante peut s'établir: $Ca + Ti = 3 - Si + Fe^{2+} + Mg + Mn$, d'où suit que $Fe^{3+} = 3 - Si + Mg + Mn + Fe^t - Ca - Ti$.

Grenat

La formule théorique des grenats s'exprime par:



d'où par simple remplissage de site, $Fe^{3+} = 2 - Al^{VI} - Ti - Cr$. Le pourcentage en grossulaire est calculé ainsi: $\% GRO = (Ca - 2/3Cr - 2/3Fe^{3+}) / \Sigma \text{ cations dans Y}$; les autres pôles purs (pyrope, almandin, spessartine, andradite et uvarovite) se calculent simplement par la relations: cation considéré / Σ de tous les cations dans le site cristallographique respectif.

Carbonate

Les carbonates ont été mesurés uniquement dans le but de l'application du géothermomètre calcite-dolomite. Les pôles purs $CaCO_3$, $MgCO_3$, $MnCO_3$, $FeCO_3$ et $SrCO_3$ ont été calculés par la relation: cations / Σ des carbonates.

1.7.1 Abréviations, symboles et échanges

D'après Thompson (1982a), l'introduction de la notion d'échange et la description correspondante des phases minérales par un pôle pur plus un nombre adéquat d'échanges (espace de composition) simplifie le traitement des minéraux chimiquement complexes comme les amphiboles. A l'aide d'une transformation de composantes, il est possible de calculer la concentration des échanges (X_{ex}), par rapport à un pôle pur spécifique, dans les phases considérées (dérivé et généralisé d'après Thompson, 1982a, pag. 15) (voir tabl. 1-2).

Dans ce travail, on a utilisé les abréviations suivantes:

AB	= albite
ACT	= actinote = TR + 5fm
ALM	= almandin
AMP	= amphibole
AN	= anorthite = AB-pl
BAR	= barroisite = TR + 2tk + pl
BIO	= biotite
CARB	= carbonate
CC	= calcite
CHL	= chlorite
CPX	= clinopyroxène
CUM	= cummingtonite = TR-5mc

CZ	= clinozoïsite
DIOP	= diopside
DOL	= dolomite
ED	= édénite = TR+ed
EP	= épidote
GL	= glaucophane = TR+2tk+2pl
GR	= grenat
GROS	= grossulaire = PY+3mc
HAST	= hastingsite = TR+tk+ed+fa
HBL	= hornblende commune
JD	= jadeïte = DIOP+tk+pl
KAT	= kataphorite = TR+tk+ed+pl
LAW	= lawsonite
MIC	= mica blanc
OLIG	= oligoclase
OMP	= omphacite
OPX	= orthopyroxène
PARAG	= paragonite
PARG	= pargasite = TR+tk+ed
PL	= plagioclase
PS	= pistachite
PY	= pyrope
QTZ	= quartz
RIEB	= riébeckite = TR+2tk+2pl+2fa
SPES	= spessartine
SPH	= sphène
TR	= trémolite
TSCH	= tschermakite = TR+2tk
UVAR	= uvarovite
WIN	= winchite = TR+tk+pl
ZOI	= zoïsite
FM	= Fe ²⁺ +Mg+Mn
AF	= Al ^{VI} +Fe ³⁺ +Cr
ALK	= Na+K
tk	= Al ^{VI} Al ^{IV} Mg ₋₁ Si ₋₁
pl	= NaSiCa ₋₁ Al ₋₁
ed	= NaAlSi ₋₁
mc	= CaMg ₋₁
fm	= FeMg ₋₁
fa	= FeAl ₋₁

Tabl. 1-2: Concentrations des vecteurs d'échange dans les phases principales concernées
(calculés en moles)

Amphibole, Chlorite, Pyroxène, Grenat	
$TiFe_{-1}$	= Ti
$FeAl_{-1}$	= $Fe^{3+} + Cr + 2Ti$
$CrFe_{-1}$	= Cr
$FeMg_{-1}$	= $Fe^{2+} + Mn - Ti$
$MnFe_{-1}$	= Mn
Amphibole	
mc	= $[7 AF + 20 FM - 6 (Si + Ti) - 26 Ca - 13 ALK]/46$
tk	= $[14 Si + 60 Ti + 22 AF - 16 (FM + Ca) - 8 ALK]/46 = Fe^{3+} + Al^{VI} + Cr + 2 Ti$
pl	= $[14 (Si + Ti) + 15 ALK - AF - 16 (FM + Ca)]/46 = Na^{M4}$
ed	= $[AF + 16 (FM + Ca) + 31 ALK - 14 (Si + Ti)]/46 = Na^A$
KNa_{-1}	= K
Chlorite	
tk	= $[84 Si + 360 Ti + 13 AF - 10 (FM + Ca) - 5 ALK]/28 = Fe^{3+} + Al^{VI} + 2 Ti - 1$
Clinopyroxène	
mc	= $[3 AF + 6 FM - 6 Ca - 3 ALK]/12$
tk	= $[4 Si + 16 Ti + 6 AF - 4 (FM + Ca) - 2 ALK]/12$
pl	= $[4 (Si + Ti) + 4 ALK - 4 (FM + Ca)]/12$
Grenat	
mc	= $[8 (FM - Si - Ti) - 16 Ca - 8 ALK]/24$
Plagioclase	
pl	= $[ALK - AF - 2 FM - 2 Ca]/4 = - Ca$

CHAPITRE 2

TEXTURE ET CHIMISME DES MINÉRAUX DES METAOPHIOLITES

2.1 Introduction

La paragenèse *commune* de Laird (1980), à savoir amphibole + plagioclase + épidote + chlorite ± quartz ± phase-Ti ± oxyde ± carbonate ± Mica-K, s'observe depuis le faciès schistes verts jusqu'au début du faciès amphibolite, caractérisé par l'apparition de l'oligoclase. La même paragenèse sans chlorite s'observe ensuite jusqu'au début du faciès amphibolite à clinopyroxène. L'analyse des paragenèses et du chimisme des phases minérales mésoalpines sera différenciée d'après le chimisme de la roche (cercle: metabasalte; carré: métamagnésio-gabbro; triangle: métaferrogabbro).

Les roches à caractère metabasaltique se distinguent par une couleur vert claire à vert foncé, une granulométrie fine à très fine et l'absence de blastes de grande dimensions (centimétrique). Les roches à caractère métagabbroïque (les "flaser-gabbros" de Bearth, 1967) se caractérisent par une couleur nettement plus claire, une texture grossière et l'omniprésence de blastes trapus, souvent centimétriques, d'amphibole rappelant une pseudomorphose de clinopyroxène magmatique. Les quelques échantillons de métaferrogabbros, bien qu'étant trop peu nombreux pour être représentatifs, possèdent quelques traits caractéristiques à l'affleurement: une couleur très sombre associée à une très grande compacité.

Dans ce qui suit, cinq diagrammes seront présentés pour les amphiboles: $Al^{VI} + Fe^{3+} + Cr + Ti + Al^{IV}$ montrant la substitution octaédrique par rapport à l'échange $Al^{IV} = Si$; $100Na/(Ca+Na) + 100Al/(Si+Al)$ indépendant de la normalisation choisie; $Ti + Al^{IV}$ montrant la variation en titane; $Mg/(Mg+Fe^{2+}) + Al^{IV}$ pour la classification de Leake (1978); $Ca + Na^A + Na^{M4}$ montrant la répartition calculée du sodium. La nomenclature adoptée se base sur une classification établie par Leake (1978) dans laquelle on utilise un diagramme bivalent entre Si (ou Al^{IV}) et le rapport $Mg/(Mg+Fe^{2+})$, à l'intérieur de ce diagramme, sont définis des champs qui varient de dimensions et de nomenclature à dépendance du remplissage du site A par Na et K, du site M4 par Na+Ca, de la teneur en Ti et de la teneur en Fe^{3+} par rapport à celle de Al^{VI} . L'adjectif "ferroan" a été traduit par *ferreux* pour exprimer les domaines compris entre les pôles ferro- et magnésio-.

Pour la chlorite, on a repris le diagramme de Hey (1954): $Si + Fe^t/(Fe^t + Mg)$.

Pour le clinopyroxène, vu sa négligeable teneur en Na, on utilise le triangle de Poldervaart et Hess (1951): $Mg + Fe^{2+} + Ca$.

Pour le plagioclase, c'est le triangle $Ab + An + Or$ et pour l'épidote le diagramme binaire $Cz + Ps$ montrant la substitution $Al^{VI} = Fe^{3+}$.

La fig. 2-1, donne la nomenclature des amphiboles, chlorites et clinopyroxènes, pour les diagrammes utilisés. A chaque diagramme représentant la classification des amphiboles de Leake (1978) est associé une lettre (A,B,C ou D) indiquant dans quel diagramme de la fig. 2-1 doit se lire la composition chimique de la bordure de l'amphibole.

Puisque tous les minéraux qu'on va décrire dans ce chapitre sont d'origine métamorphique, pour ne pas alourdir le texte, le terme *idiomorphe* est utilisé en lieu et place de *idioblastique*.

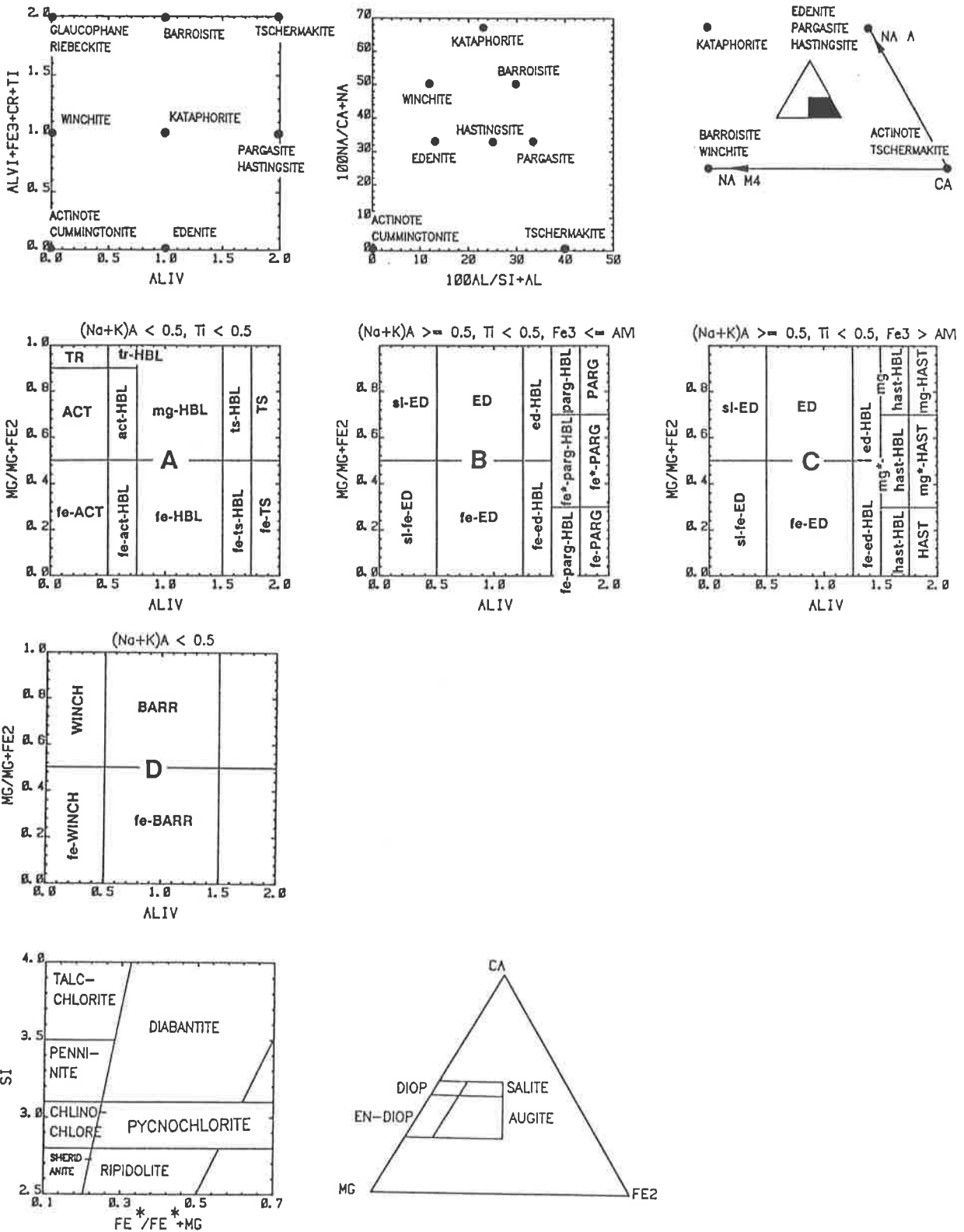


Fig. 2-1: Nomenclature des amphiboles, chlorites et clinopyroxènes dans les diagrammes utilisé.

2.2 Viège/Simplon (MA-28) (fig. 2-2 et 2-3)

Dans la région de Viège affleurent des schistes mafiques (Dietrich et Oberhänsli, 1975), appartenant à la Zone Valaisanne, décrits comme des prasinites, constituant le point de départ en faciès schistes verts du géoprofil étudié.

Des blastes, très souvent idiomorphes, d'amphiboles aciculaires, de dimensions variables entre 0.05 et 0.15 mm, optiquement non zonés, incolores à verts olives pâles s'associent à des poeciloblastes d'albite (entre 0.1 et 0.5 mm) contenant souvent des inclusions de sphène et d'amphibole. Ces inclusions sont rectilignes et elles peuvent ou pas être en continuité avec la schistosité principale externe aux poeciloblastes.

Chimiquement, l'amphibole se trouve dans le champ de l'actinote et ne montre qu'une très faible évolution. La chlorite, avec l'albite, forme la matrice dans laquelle l'amphibole et les autres phases sont incorporées. L'épidote est toujours xénomorphe, souvent équigranulaire, assez riche en Fe^{3+} , à inclusions de sphène. Le sphène est présent en amas formés de petits grains, souvent inférieurs à 0.1 mm et son pourcentage modal élevé indique bien qu'il représente la phase titanifère la plus importante et que la teneur en TiO_2 de la roche se trouve concentré dans cette phase (notamment, elle n'est pas encore incorporée dans l'amphibole ou dans l'ilménite). Le pourcentage modal d'albite et d'épidote dépend du chimisme total: l'albite étant la phase principale qui incorpore le Na, plus le chimisme de la roche est enrichi en Na plus le pourcentage modal d'albite augmente; cette même relation s'observe entre l'épidote et la teneur en Fe_2O_3 de la roche.

Des métamagnésio-gabbros n'ont pas été observés, par contre un métaferrogabbro a été analysé par fluorescence RX donnant un spectre caractéristique tant pour le chimisme total¹⁾ que pour sa minéralogie: absence d'amphibole et d'épidote, chlorite très ferrifère et sphène subidiomorphe (jusqu'à 0.2 mm).

Au col du Simplon, dans la prolongation Est de la Zone Valaisanne, on retrouve des affleurements comparables, soit chimiquement, soit minéralogiquement, à ceux de Viège. Il est intéressant de remarquer l'enrichissement de ces roches, ainsi que dans celles de Viège, en Na_2O totale, ce qui semble être une caractéristique des laves en coussin (Bearth et Stern, 1971; 1979), enrichissement qui ne s'observera plus dans la Zone d'Antrona.

2.3 Zwischenbergtal: Antrona Nord (MA-32) (fig. 2-2 et 2-4)

Métabasalte

L'amphibole se présente en baguettes de dimensions variables formant, avec la chlorite, la matrice de la roche. Elle peut être optiquement zonée avec un coeur incolore et une bordure vert bleuté (N_g) à vert olive pâle (N_p). Cette différence dans la couleur se traduit chimiquement par le passage de l'actinote (au coeur) à une magnésio-hornblende (en bordure). La variation chimique entre coeur et bordure peut être discontinue ou non (§ 3.5.1). Le vecteur tk ainsi que la teneur en Al^{IV} , Na et Ti augmente depuis le coeur vers la bordure.

Le fait que le vecteur tk soit essentiellement formé par Al^{VI} (le Fe^{3+} n'est jamais supérieur à 0.45) ainsi que la présence d'une quantité notable de Al^{IV} dans l'amphibole indiquent que la chlorite n'est désormais plus stable et qu'elle se décompose pour donner l'Al qui sera incorporé par l'amphibole et le plagioclase. L'importance modale de la chlorite diminue donc assez nettement: sa déstabilisation se manifeste aussi par la croissance de blastes d'amphiboles qui recoupent sa texture en gerbes. Le chimisme de la chlorite ne se différencie pas de celui de la région de Viège.

¹⁾ Appauvrissement en éléments traces compatibles et enrichissement en éléments traces incompatibles ainsi qu'en terres rares (§ 4.4).

Le plagioclase s'observe soit en texture poeciloblastique soit en petits granoblastes interstitiels accompagnant amphibole et chlorite dans la matrice. Son chimisme est caractérisé par une nette zonation (fig. 2-5), surtout dans les poeciloblastes, formant une bordure plus riche en Ca que le cœur. Cette bordure se situe déjà dans le champ de stabilité de l'oligoclase; elle peut être très mince (souvent inférieur à 0.01 mm), mais néanmoins toujours présente. La forme et la dimension de la lacune des péristérite seront discutées au chapitre 2.3.4. Il semble que la zonation du plagioclase soit du type diffusif (Tracy, 1982): l'enrichissement en Ca procède depuis l'extérieur vers l'intérieur du blaste, il y a donc une diffusion de l'échange *pl* depuis l'extérieur vers l'intérieur.

L'épidote forme des blastes granulaires à subidiomorphes, optiquement et chimiquement zonés. Le sphène est généralement présent en petits blastes subidiomorphes, montrant une recristallisation complète par rapport aux amas observables à Viège.

Métamagnésiogabbro

Les gros blastes caractéristiques d'amphiboles se présentent maintenant comme des porphyroclastes, peu zonés ou alors en amas de petits aiguilles provenant d'une pseudomorphose mésoalpine. S'agissant de clastes, il est souvent difficile d'interpréter la zonation chimique mais souvent elle a les mêmes tendances que dans les petits blastes: à savoir un cœur trémolitique et une bordure de hornblende trémolitique. Le chimisme de ces amphiboles, est nettement plus magnésien que dans les amphiboles des metabasaltes, ce qui se reflète essentiellement par des X_{Fe} et des X_{tk} plus faibles (moins de Fe^{3+} et Al^{VI}). Les petits blastes d'amphibole, souvent dans les ombres de pression des gros porphyroclastes, sont aussi des hornblendes trémolitique, dont le chimisme est plutôt comparable avec les bordures des porphyroclastes. Quelques fois on observe une réaction produisant un remplacement partiel de ces gros clastes par du plagioclase (fig. 2-6) qui pourrait être provoquée par des contraintes mécaniques ouvrant des fissures le long desquelles le plagioclase pourrait commencer sa recristallisation. Cette texture clastique ou porphyroclastique peut parfois devenir *blastomylonitique*, caractérisée par des gros clastes d'amphibole *nageant* dans une matrice très fine de plagioclase et d'épidote (éventuellement de chlorite).

Le plagioclase ne présente pas une texture poeciloblastique: il apparaît généralement comme phase interstitielle entre l'épidote et la chlorite de la matrice. Chimiquement la bordure est également dans le champ de l'oligoclase. La chlorite, comme l'amphibole, est plus magnésienne que dans les metabasaltes.

L'épidote se présente sous deux habitus: (a) des petits granoblastes prismatiques pauvres en Fe^{3+} formant, avec le plagioclase, la matrice de la roche et (b) des prismes trapus, subidiomorphes, se localisant de préférence près des clastes d'amphibole ou en inclusions dans ces derniers, très riches en Cr^{2+} . Ce dernier type d'épidote reflète le chimisme des roches gabbroïques (nettement plus riches en Cr_2O_3 que les metabasaltes) et il ne se retrouvera plus ailleurs.

L'échantillon 32-8 possède un chimisme de roche tout à fait particulier, qu'on pourrait classer comme troctolitique (gabbro à olivine, § 4.4.2), ainsi qu'une minéralogie pareillement intéressante. Comme sa composition modale le suggère, la principale phase calcique est l'amphibole. Le Na incorporé dans cette amphibole trouvera donc préférentiellement sa place dans le site A, vu qu'un maximum de Ca est incorporé dans le site M4: sa zonation vers une bordure édénitique, voire hornblende édénitique s'explique par le chimisme de la roche, plutôt que par des arguments métamorphiques (l'occupation du site A est préférentiellement fonction de la température, § 5.6.3).

²⁾ Jusqu'à 6-7% de Cr_2O_3 , produisant par substitution de l' Al_2O_3 , une épidote fortement pléochroïque dans les jaunes (Tawmawite).

Amphibole

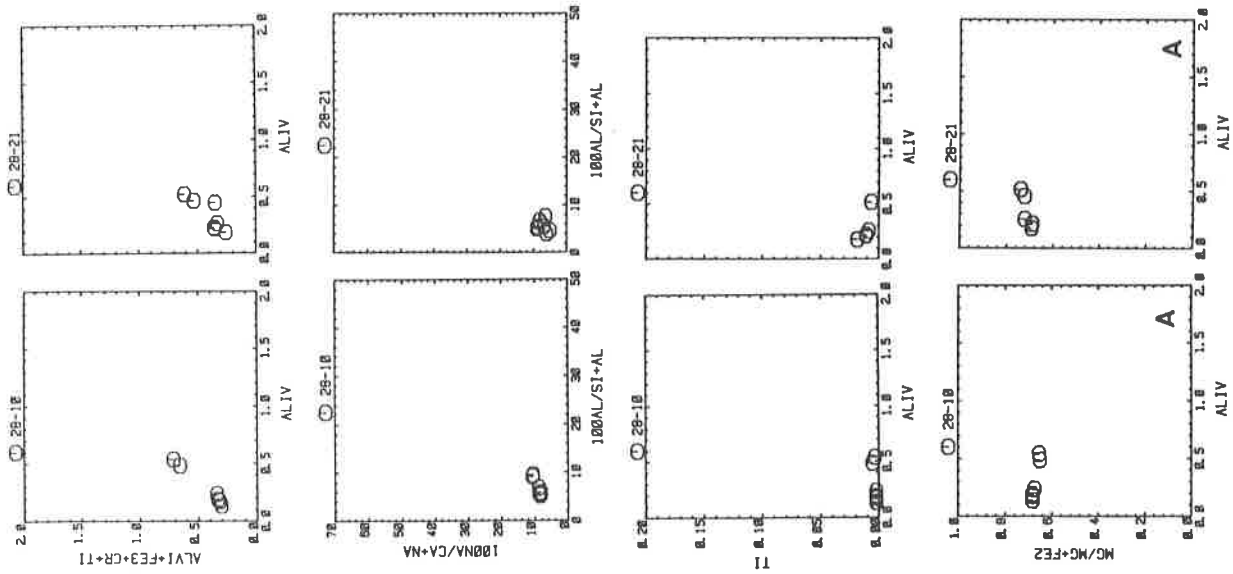
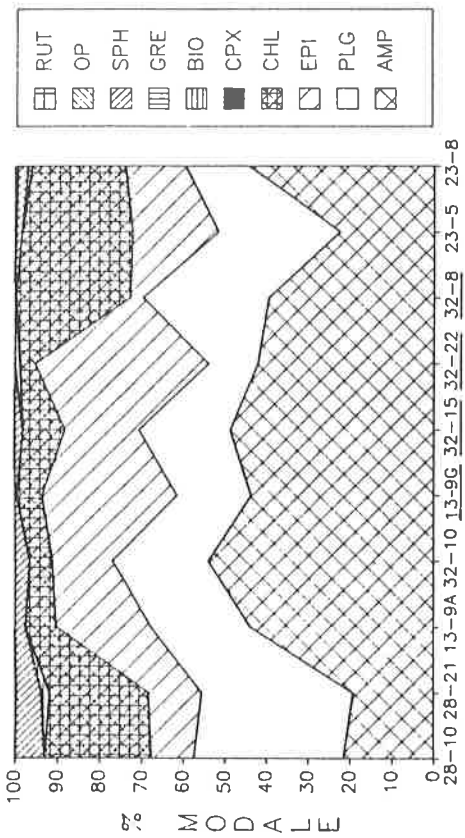


Fig. 2-3: Chimisme des phases minérales de Viège.

Visp/Antrona Nord



Visp/Antrona Nord

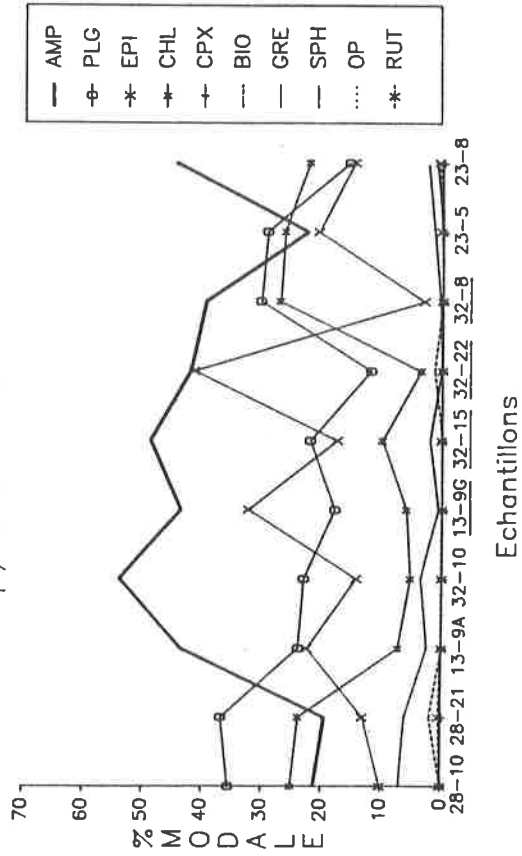
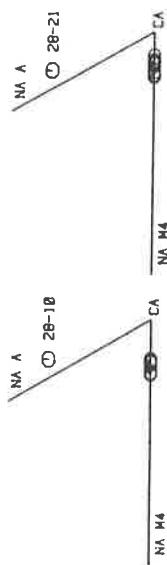
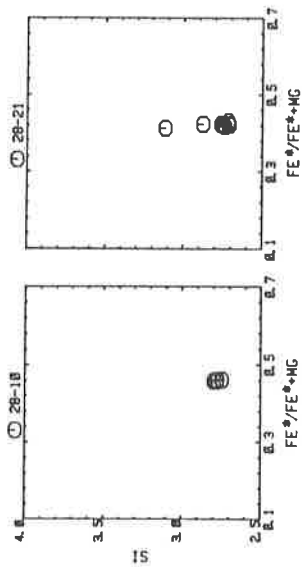


Fig. 2-2: Composition modale des échantillons de Viège, Laggintal, Zwischenbergtal et Antrona Nord. (métamagnésiogabbro en souligné continu), (A) diagramme cumulé, (B) diagramme non cumulé.

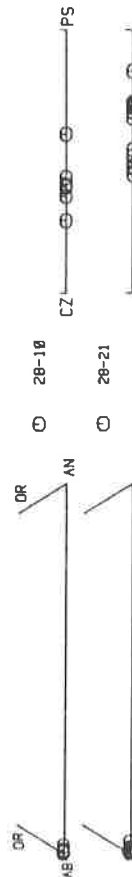
Amphibole



Chlorite



Plagioclase



Epidote



Amphibole

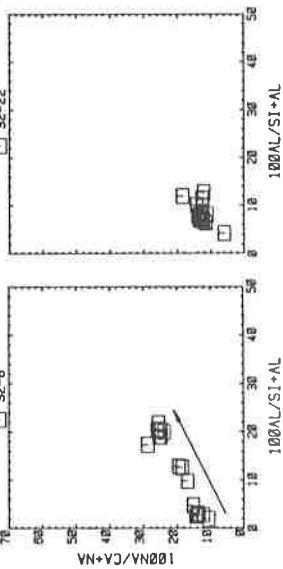
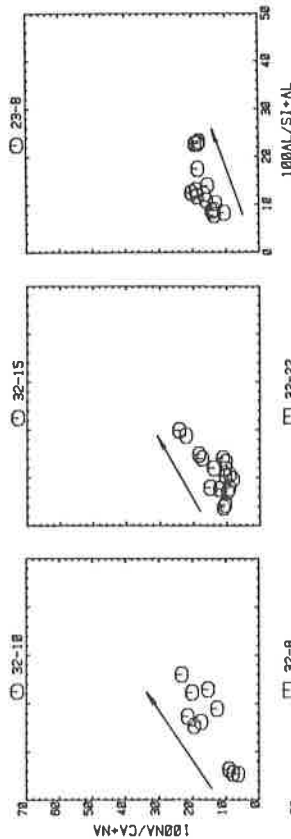
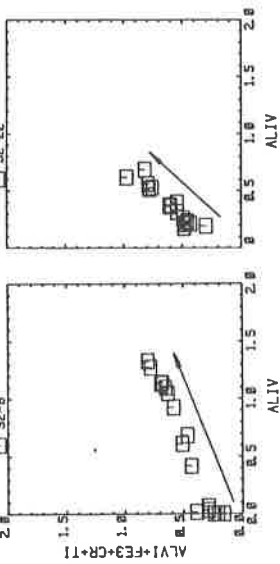
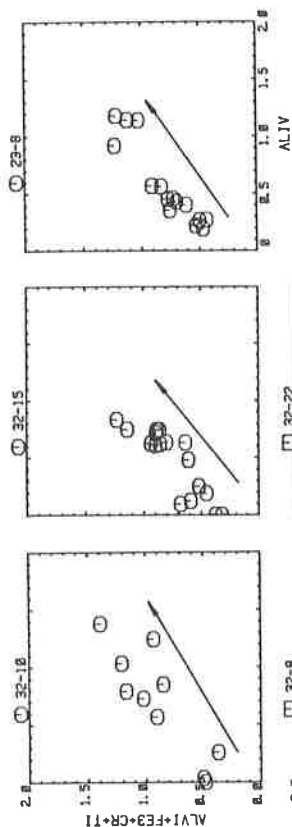
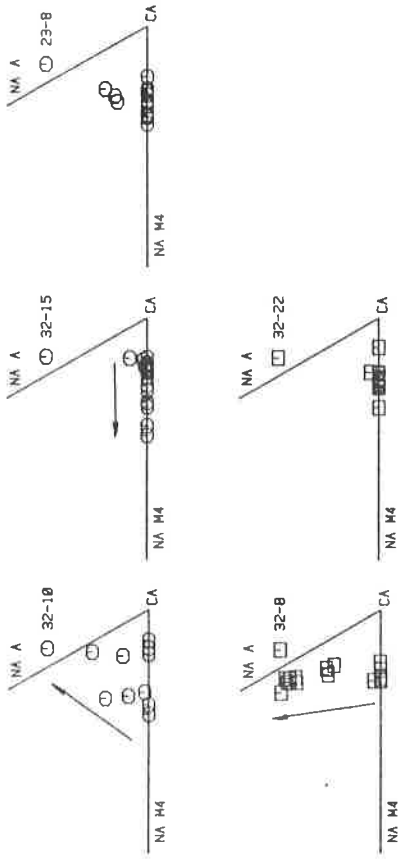


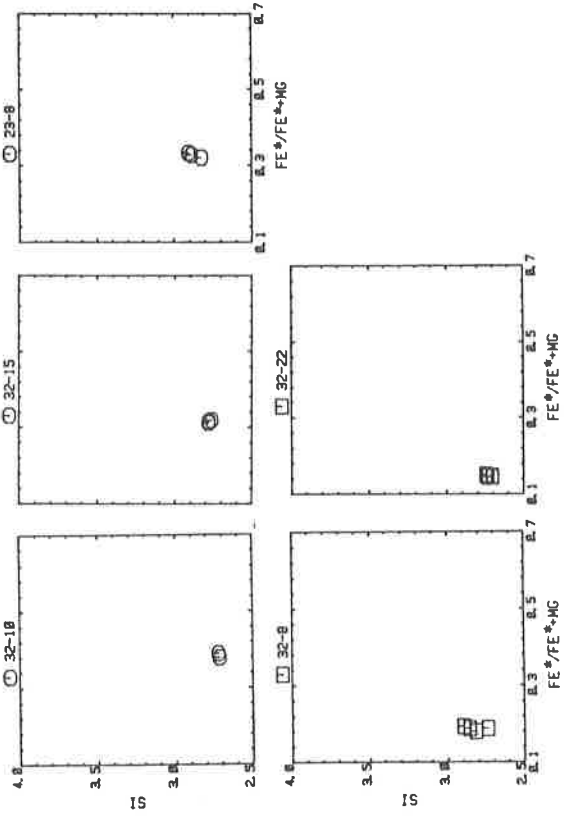
Fig. 2-4: Chimisme des phases minérales de Zwischenbergtal et Antrona Nord, (métabasaltes: cercle, métamagnésioabbro: carré, métaferrogabbro: triangle)

Fig. 2-3: Continuation.

Amphibole



Chlorite



Amphibole

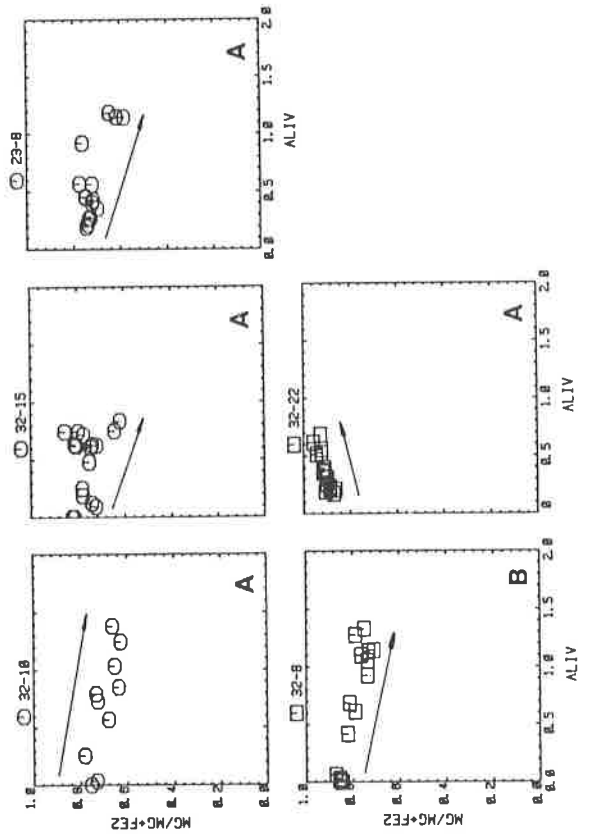
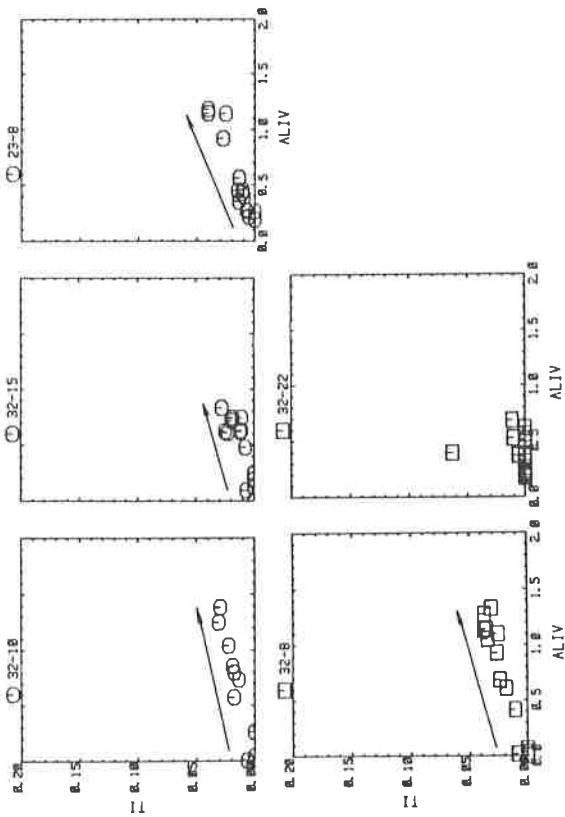


Fig. 2-4: Continuation.

Fig. 2-4: Continuation.

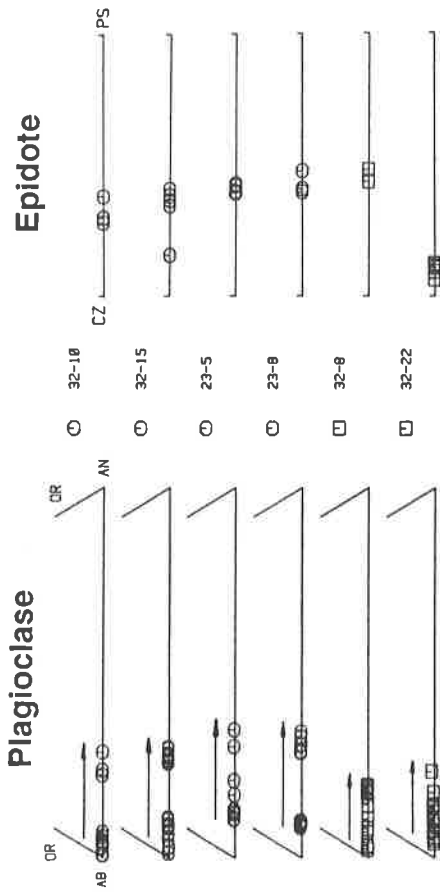


Fig. 2-4: Continuation.

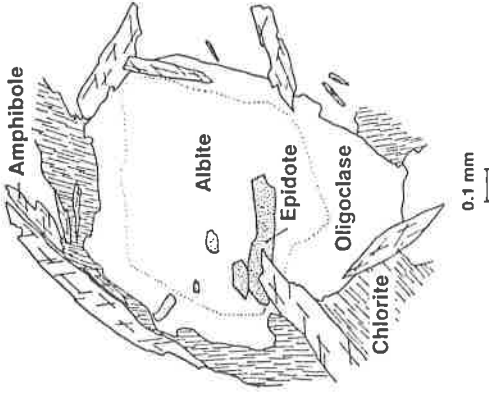


Fig. 2-5: Zonation chimique typique d'un poeciloblaste de plagioclase, montrant la lacune des périclites (32-8, Zwischenbergtal).

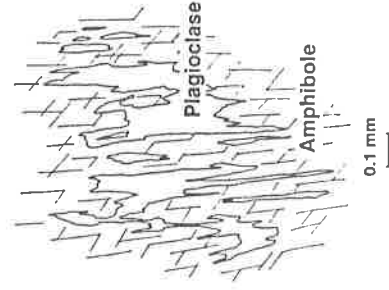
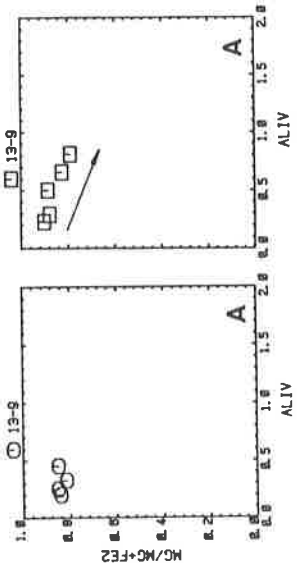
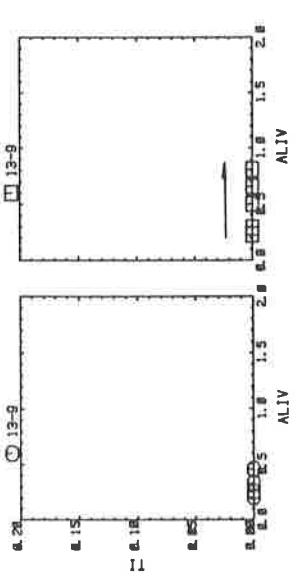
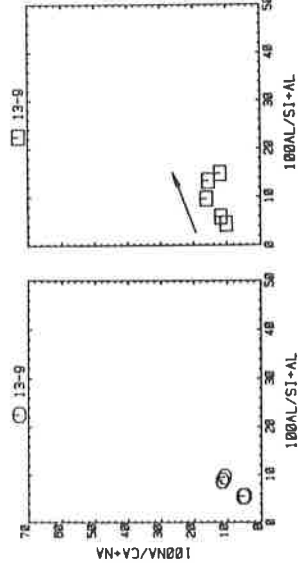
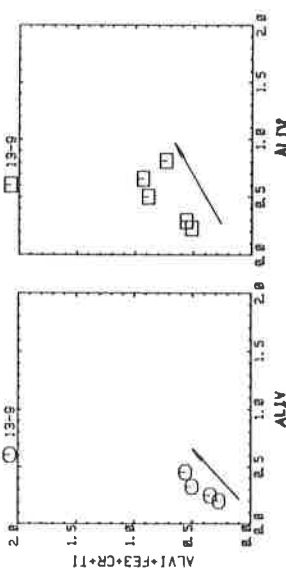
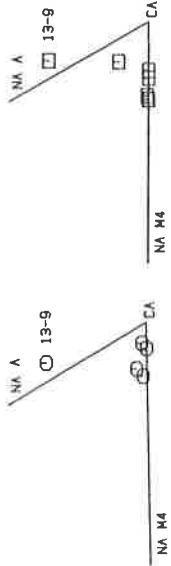


Fig. 2-6: Début de transformation des gros clastes d'amphiboles des métamagnésioabbros en plagioclase, surtout le long des clivages de l'amphibole (32-22, Zwischenbergtal).

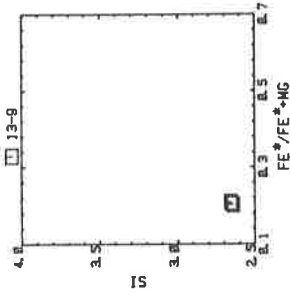
Amphibole



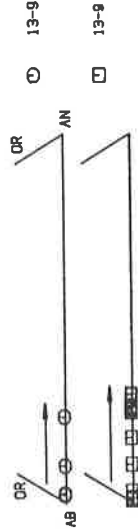
Amphibole



Chlorite



Plagioclase



Epidote



Fig. 2-7: Chimisme des phases minérales de Laggintal.

Fig. 2-7: Continuation.

2.4 Laggintal: Antrona Ouest (MA-13) (fig. 2-2 et 2-7)

Les mêmes tendances chimiques et texturales s'observent pour les metabasaltes et les métamagnésioabbros, notamment la présence d'une bordure d'oligoclase dans les poeciloblastes de plagioclase et la zonation de l'amphibole (coeur actinolitique et bordure d'hornblende actinolitique).

La région du Laggintal est caractérisée par une énorme quantité de paragenèses à grenat et à pseudomorphoses de grenat et probablement de *lawsonite* (§ 3.3).

2.5 Région d'Antronapiana: Antrona Ouest (MA-17, 24) (fig. 2-8, 2-9 et 2-10)

Les photos de la Pl. 2-1 reproduisent des textures typiques de metabasaltes et métamagnésioabbros jus'au faciès amphibolites moyen.

Métabasalte

Leur texture varie d'ocellaire à subocellaire (si le plagioclase conserve encore l'habitus poeciloblastique) à franchement nématoblastique.

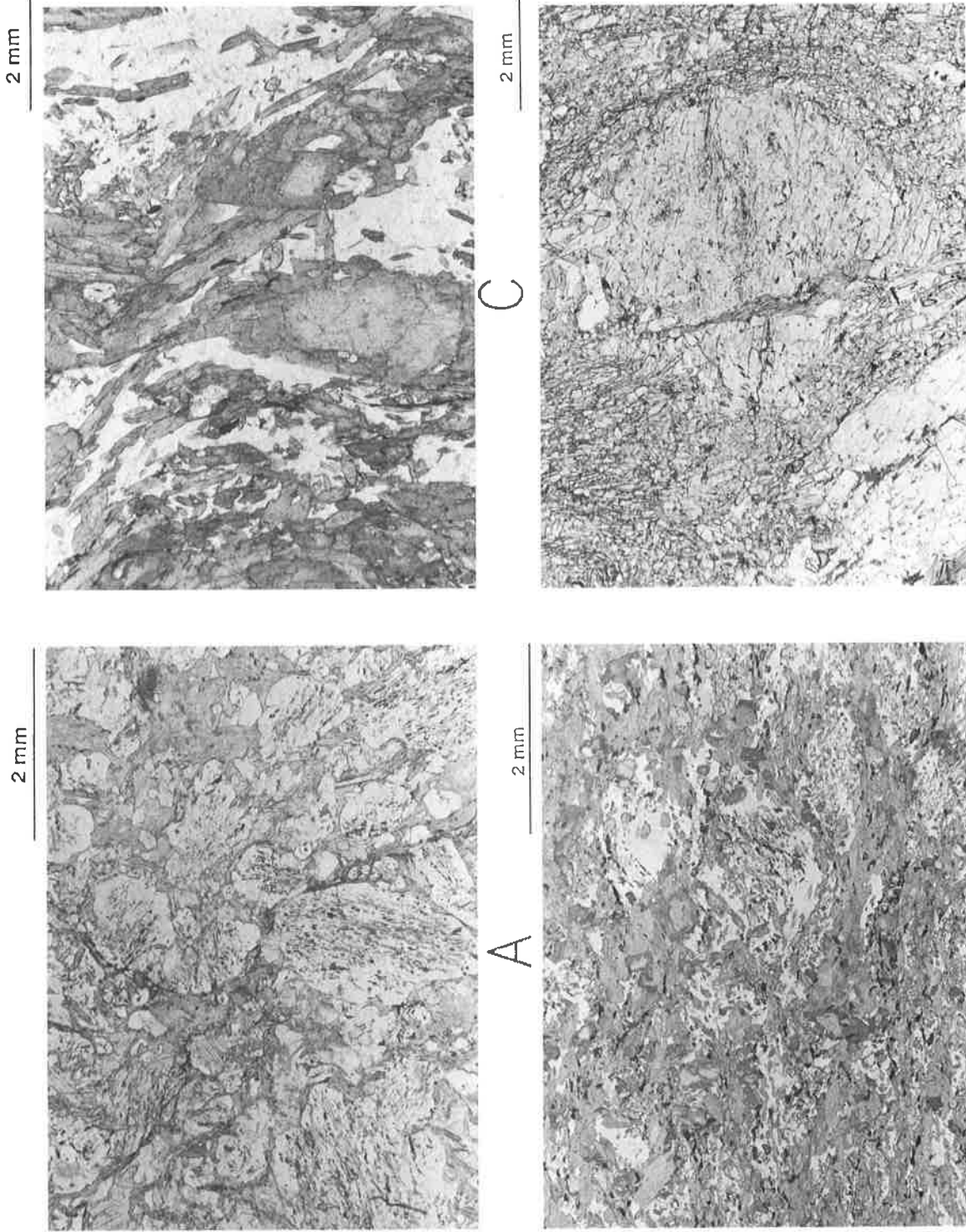
L'habitus de l'amphibole est caractérisé par des petites aiguilles trapues ou par des blastes prismatiques; une zonation chimique est présente dans la plupart des cas: un coeur d'actinote suivi par une bordure de magnésio-hornblende voire d'hornblende tschermakitique. Cette zonation peut être énorme compte tenu de la grandeur du blaste: la zonation de l'échantillon 17-3 se fait sur une distance coeur-bordure de 0.12 mm, celle du 17-23 sur une distance de 0.08 mm avec des variations de Al_2O_3 et SiO_2 de plus de 10% poids. Dans les tous petits blastes, cette zonation n'est plus présente et leur chimisme est comparable à la bordure des blastes zonés. Ces amphiboles sont caractérisées par un faible remplissage du site A par le Na. Néanmoins, il existe des amphiboles (échantillons 24-18) dont le coeur est constitué par une amphibole calco-sodique (barroisite-winchite) avec une bordure évoluant dans la même direction que celle décrite plus haut, à savoir vers une hornblende tschermakitique. Cette zonation particulière est continue, sans limites chimiques nettes, dans une texture où aucun autre indice relique de haute pression ne peut s'observer (symplectite ou grenats).

Un seul échantillon contenant une relique de glaucophane a été retrouvé à M. Preja dans une paragenèse contenant également du grenat (§ 3.4 et § 5.7.2).

Le pourcentage modal de chlorite diminue fortement, avec un chimisme qui ne varie que très peu par rapport aux zones précédentes.

Le plagioclase, bien que l'albite soit souvent encore présente dans la partie centrale des blastes, se situe dans le champ de l'oligoclase voire de l'andésine. Si des poeciloblastes sont présents, l'albite au coeur peut représenter encore un pourcentage volumique important par rapport à la bordure plus riche en Ca. L'importance de l'épidote comme fournisseur de Ca pour le plagioclase commence à se révéler: dans l'échantillon 17-23, la bordure d'un plagioclase en contact avec l'épidote est nettement plus riche en Ca (sur une distance de quelques μ).

L'épidote est plus ou moins zonée avec des bordures, lorsqu'elles sont identifiables comme telles, moins riches en Fe^{3+} que le coeur, pouvant témoigner des conditions de P-T progrades (Raith, 1976). Des gros grains (quelques mm de diamètre) subsphériques, très riches en Fe^{3+} (presque 100%PS, échantillon 17-10) proviennent de la pseudomorphose de grenat (§ 3.3).



Pl. 2-1: Textures des schistes mafiques jusqu'au faciès amphibolites moyen. (A) texture poeciloblastique d'un metabasalte dans le faciès schistes verts, 32-5, Col du Simplon; (B) début de disparition des poeciloblastes d'albite dans un metabasalte du faciès amphibolite moyen, 17-3, Antronapiano; (C) détail de la zonation typique des amphiboles, 17-12, Antronapiano; (D) texture typique d'un métamañesiogabbro, essentiellement constitué par des blastes centimétriques d'amphiboles dans une matrice d'épidote.

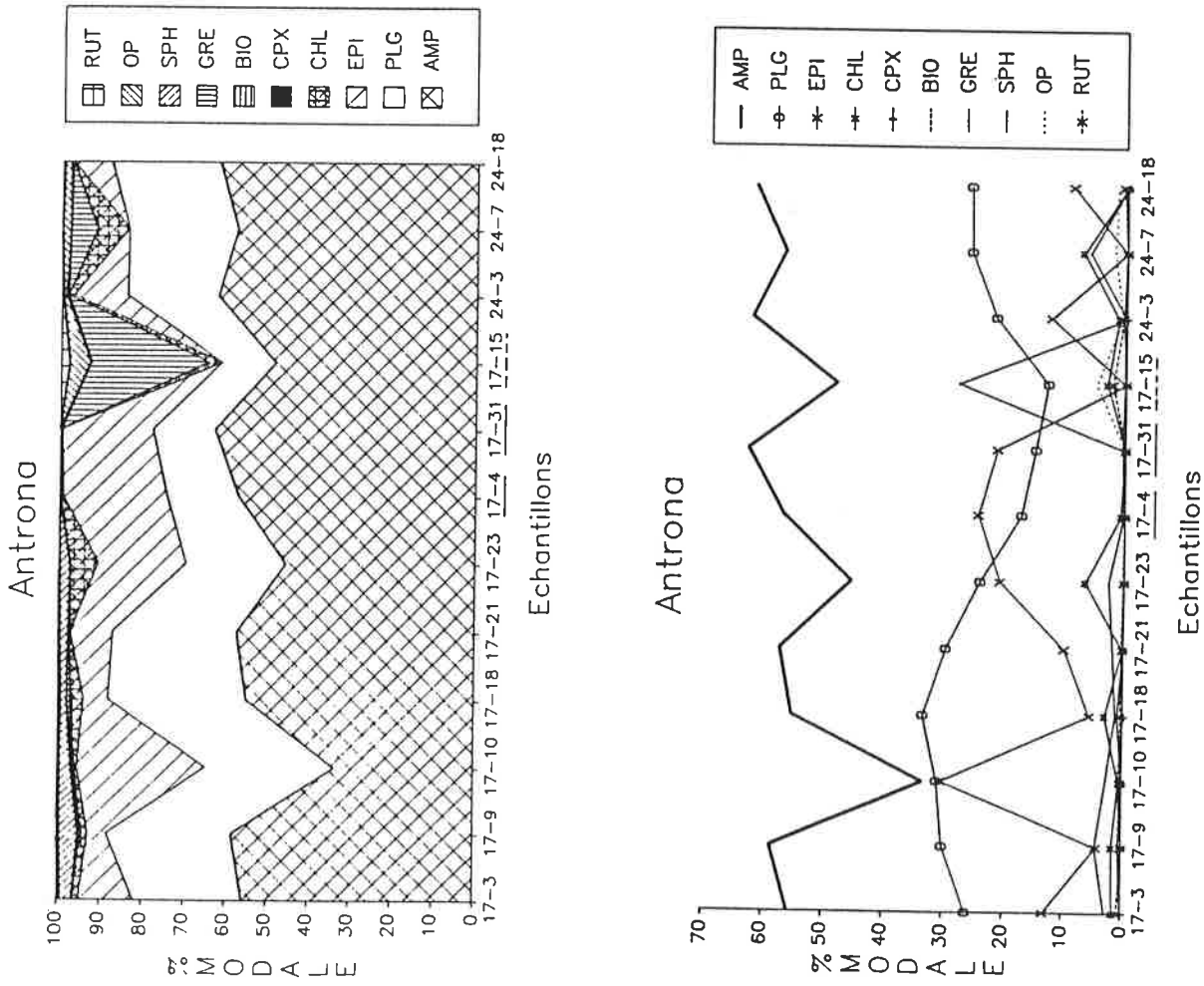


Fig. 2-8: Composition modale des échantillons du corps principale de la Zone d'Antrona (Antronapiana, Bacino dei Cavalli), (métaferrogabbro en souligné discontinu).

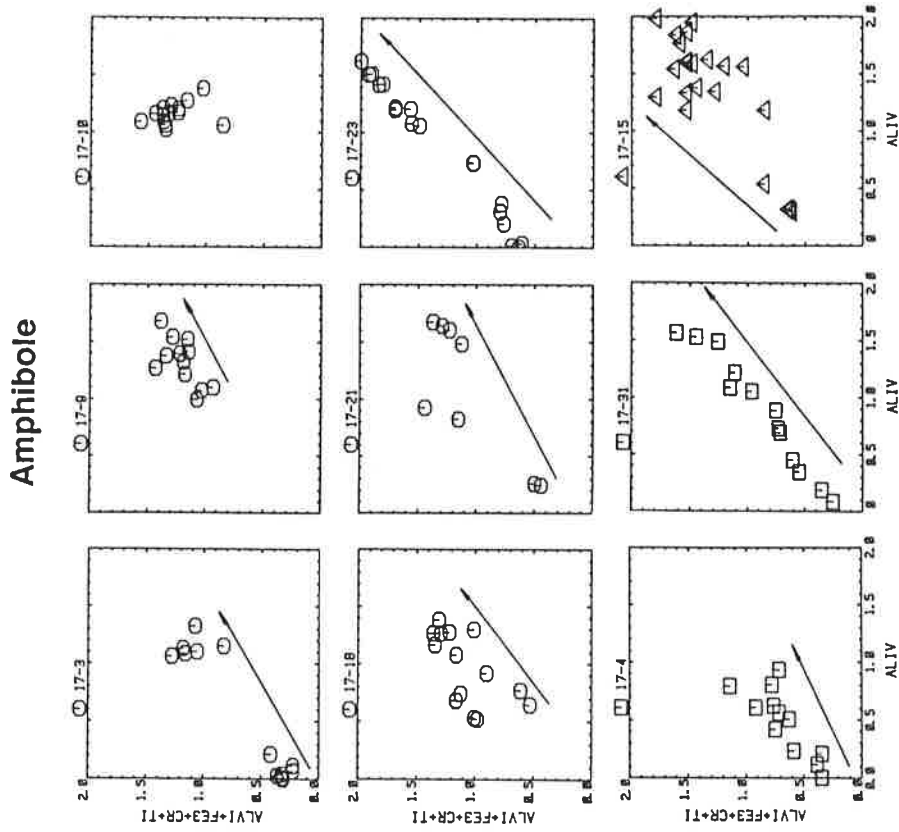
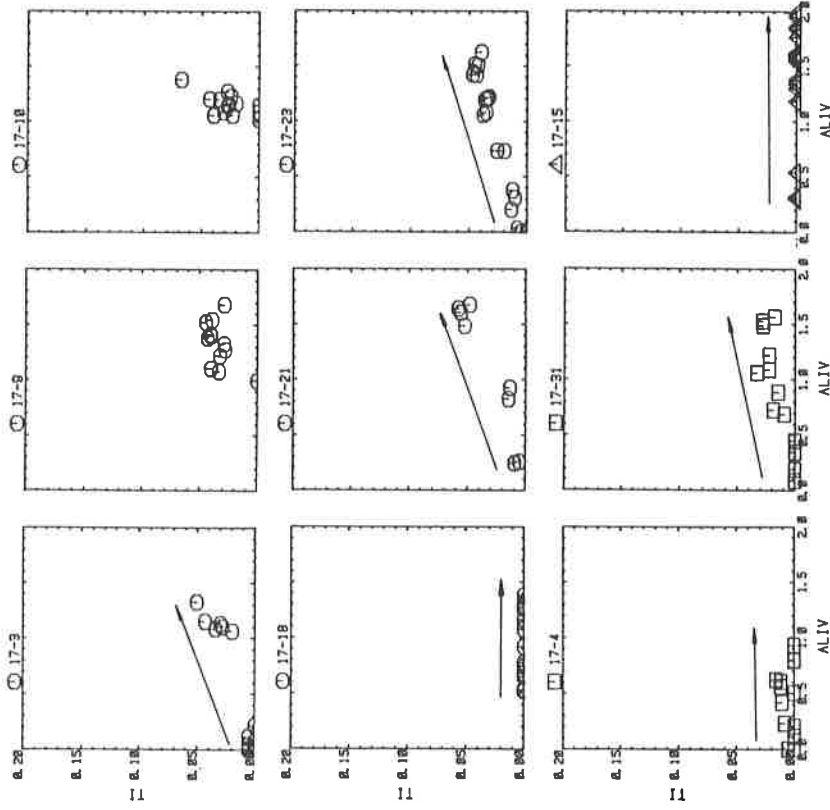


Fig. 2-9: Chimisme des phases minérales de la partie centrale du corps principale de la Zone d'Antrona (Antronapiana, Bacino dei Cavalli).

Amphibole



Amphibole

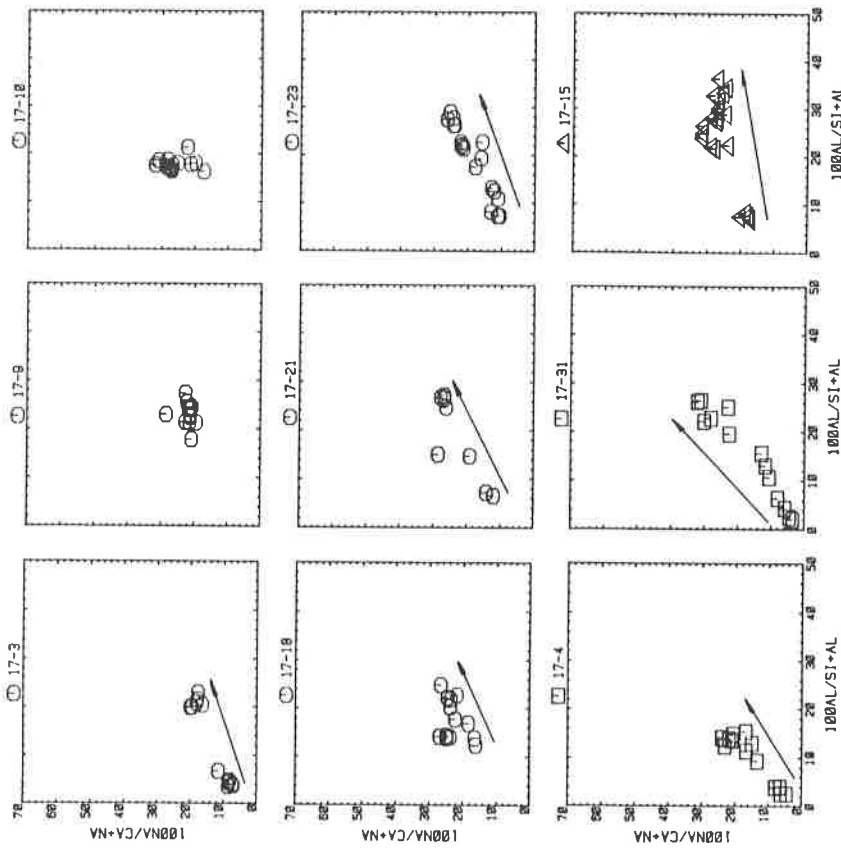


Fig. 2-9: Continuation.

Fig. 2-9: Continuation.

Amphibole

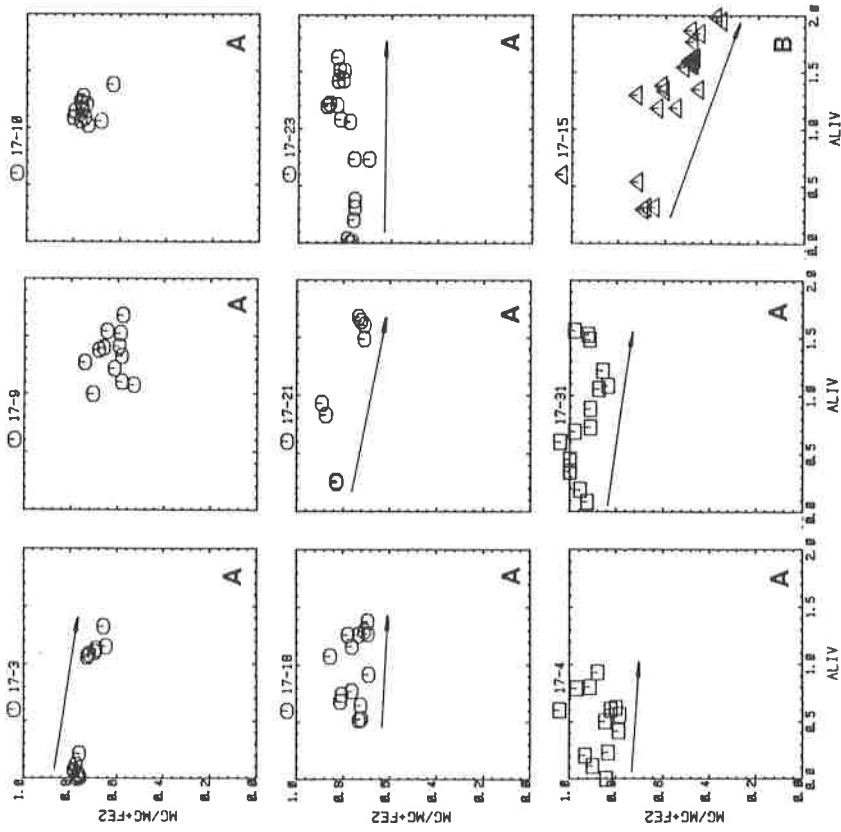


Fig. 2-9: Continuation.

Amphibole

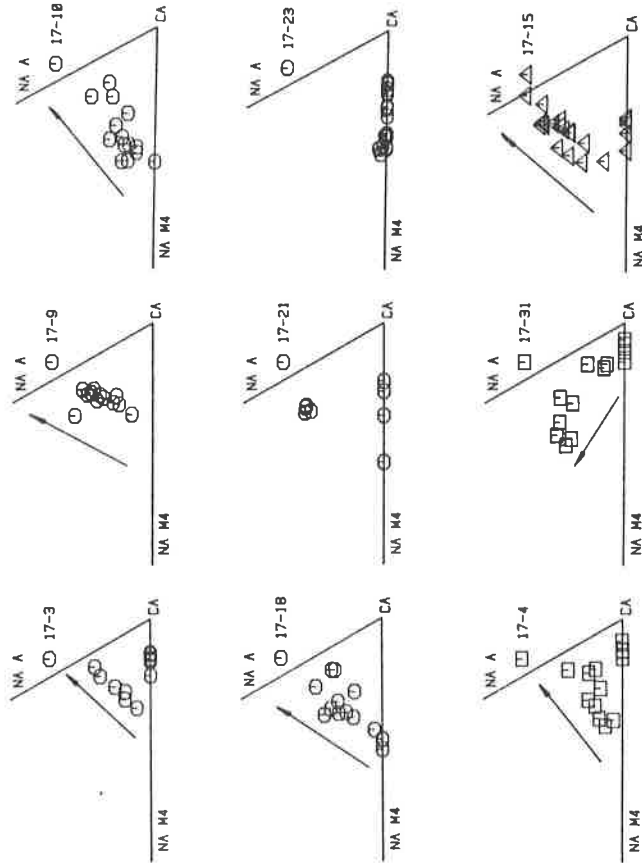


Fig. 2-9: Continuation.

Chlorite

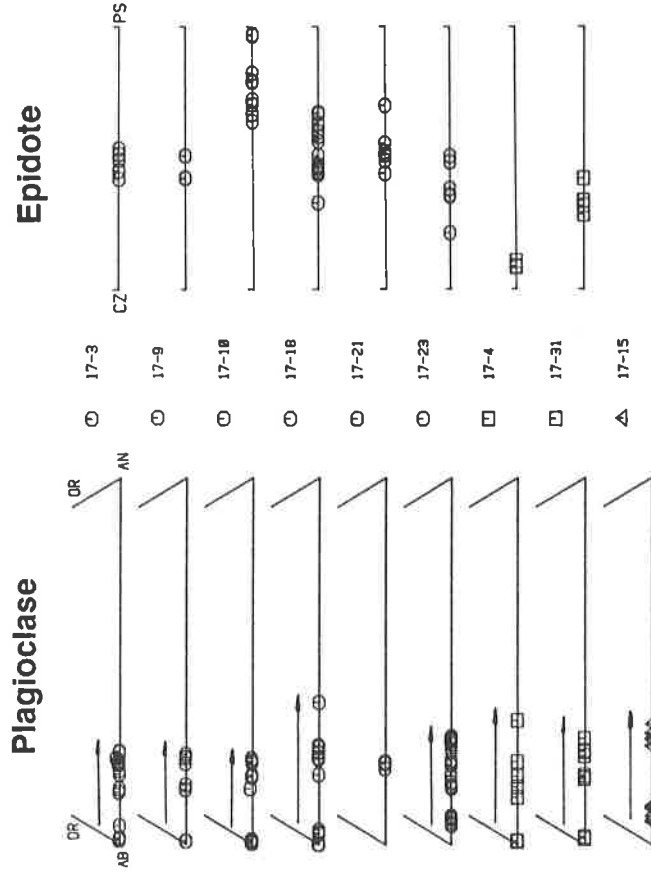
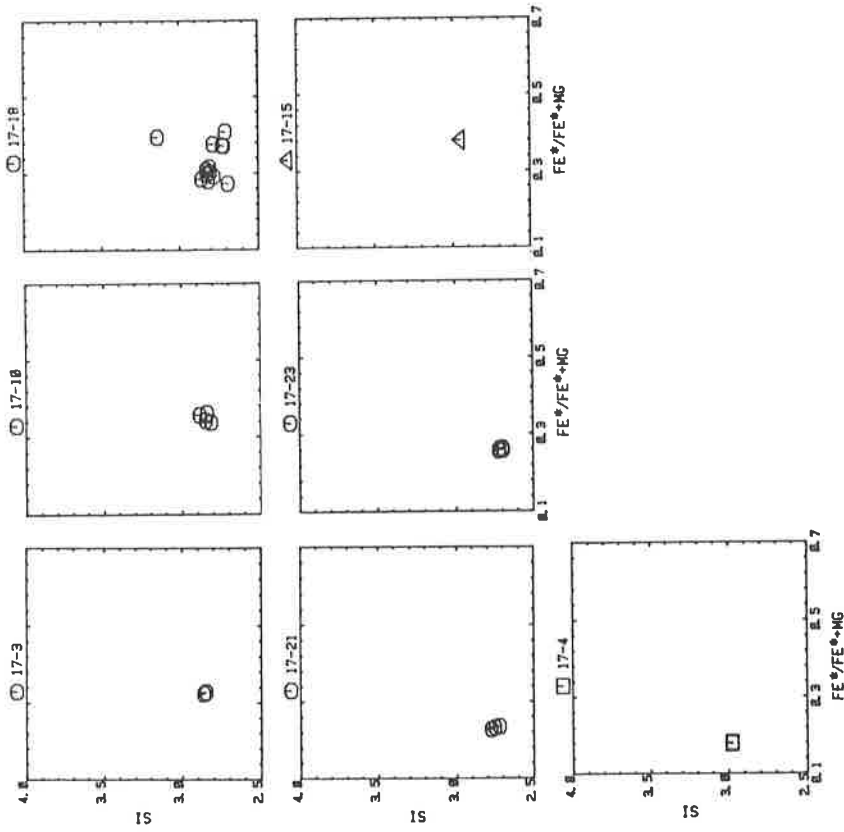
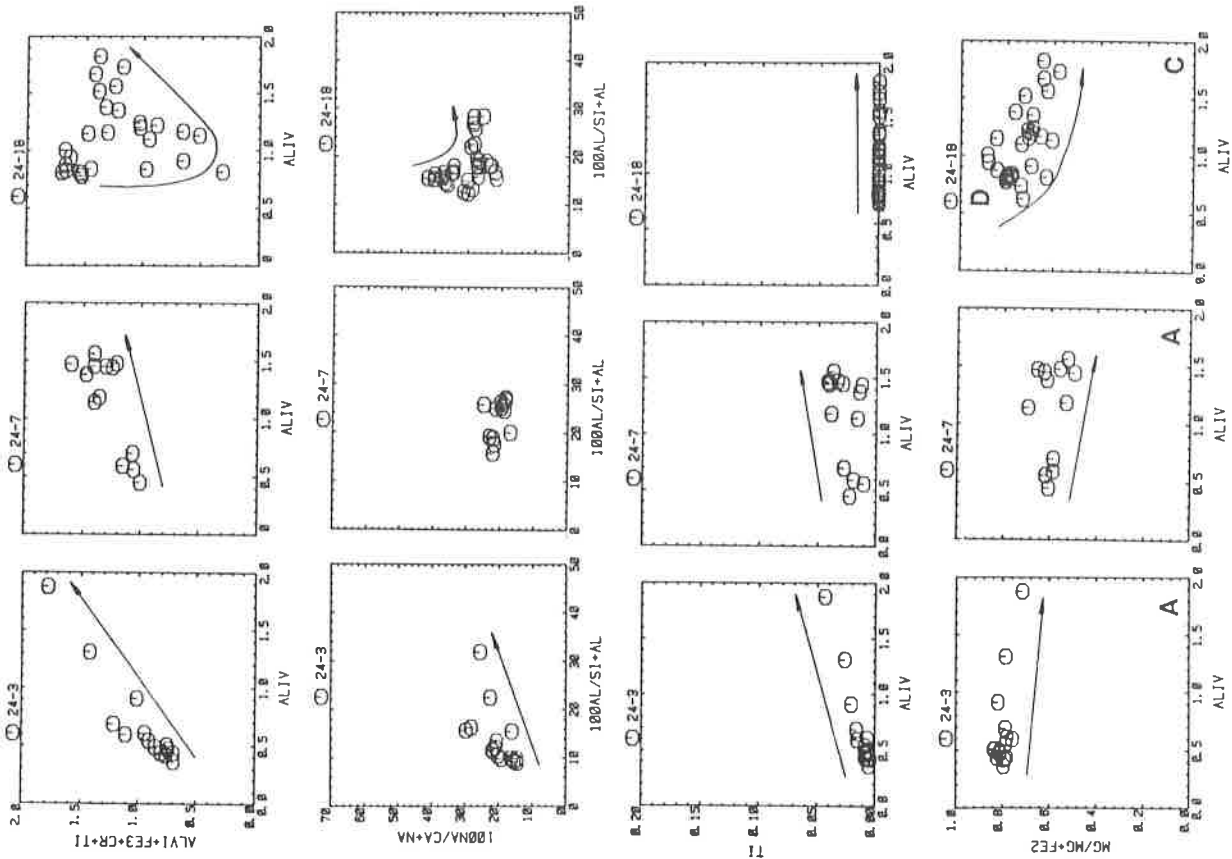


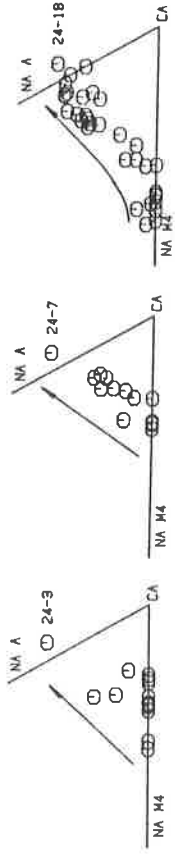
Fig. 2-9: Continuation.

Fig. 2-9: Continuation.

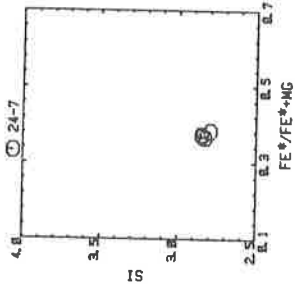
Amphibole



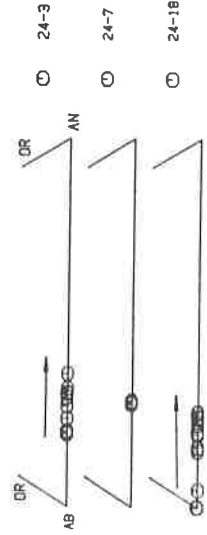
Amphibole



Chlorite



Plagioclase



Epidote

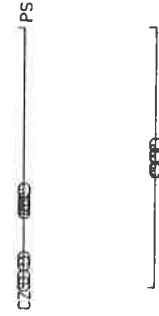


Fig. 2-10: Chimisme des phases minérales de la partie Sud du corps principal de la Zone d'Antrona (P. Vallareto).

Fig. 2-10: Continuation.

Métamagnésiogabbro

Les amphiboles se caractérisent par une zonation chimique entre coeur et bordure similaire à celle déjà décrite, à tendances magnésienne, avec un coeur de trémolite et une bordure de magnésio-hornblende voire dans quelques cas, sur une fine bordure (0.002 mm), de hornblende tschermakitique. Les petits blastes subidiomorphes, se localisant dans les ombres de pressions des gros clastes, ont un chimisme à peine plus évolué que les clastes.

Les plagioclases sont chimiquement comparables à ceux des metabasaltes si ce n'est par une teneur légèrement plus élevée en Ca dans la bordure par rapport à ces derniers; texturalement ils s'associent dans la matrice aux épidotes, au contact desquelles des zonations peuvent s'observer (fig. 2-11), sans avoir une texture poeciloblastique relique comme on peut encore la voir dans les metabasaltes.

Métaferrogabbro

Un échantillon de métaferrogabbro (17-15) a été mis en évidence. Sa paragenèse est caractérisée par un pourcentage modal élevé de grenat subidiomorphe et une amphibole très riche en fer et en aluminium, passant d'une ferro-tschermakite à une pargasite ferrugineuse, caractérisée par des blastes de grandes dimensions extrêmement zonés au contact des grenats (§ 3.2.2).

2.6 Région de Vanzone: Antrona Ouest (MA-25, 26) (fig. 2-12 et 2-13)

Métabasalte

Parmi les amphiboles montrant une zonation désormais *classique* (actinote ou trémolite au coeur et hornblende en bordure), il existe beaucoup d'échantillons où des reliques de la phase éoalpine sont préservées: sous forme de métaéclogites (Colombi et Pfeifer, 1986), ou sous forme de roches à symplectites et grenat. Ces amphiboles, légèrement bleutées, sont fortement zonées avec un coeur barroisitique et une bordure de hornblende pargasitique ferrugineuse, accompagnées souvent dans la matrice de petits blastes (0.05 mm) au chimisme similaire (échantillon 25-2). Comparable à la zonation rencontrée dans l'échantillon 24-18 de la Zone centrale d'Antrona, le chimisme au coeur de ces amphiboles n'est évidemment pas en équilibre avec les conditions métamorphiques de la phase mésoalpine mais il représente une relique d'un faciès de haute pression (§ 5.7.4).

Le plagioclase peut encore contenir, surtout si des poeciloblastes sont présents, de l'albite au coeur, mais autrement l'oligoclase voire l'andésine se généralise. On remarquera le rôle de l'épidote en tant que source de Ca pour le plagioclase, particulièrement évident dans l'échantillon 25-2 (fig. 2-14). La chlorite ne représente plus qu'une phase accessoire.

Métamagnésiogabbro

Les amphiboles sont toujours caractérisées par une zonation moins évoluée et plus magnésienne que dans les metabasaltes. Il est intéressant de noter que même dans les paragenèses où les clastes sont complètement recristallisés en formant des faisceaux ou gerbes d'amphiboles alignées dans la schistosité, leur chimisme reste constamment distinct de celui des metabasaltes; l'influence du chimisme total est évidente. Ces petits blastes d'amphiboles peuvent être plus évoluées que la bordure des clastes.

Le plagioclase se situe chimiquement dans le champ de l'andésine.

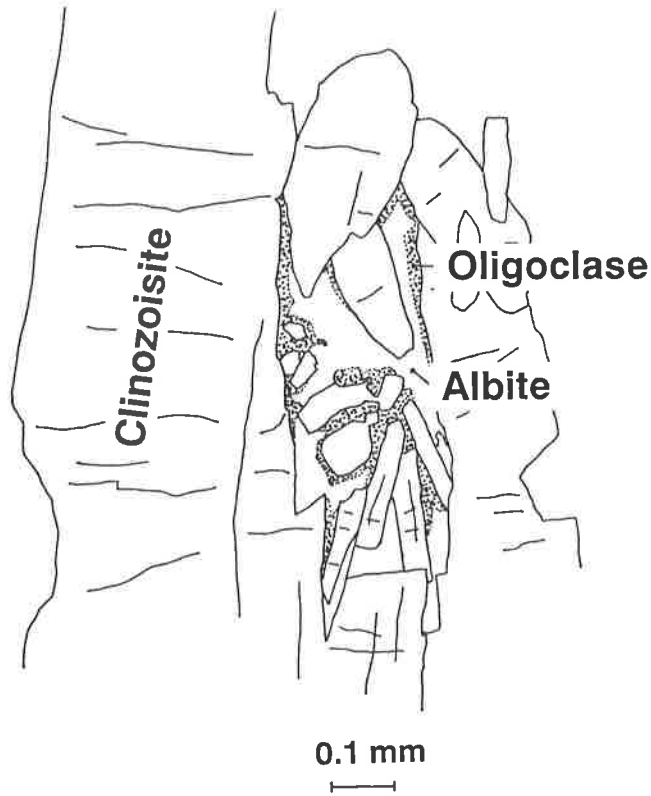


Fig. 2-11: Zonation chimique typique d'un plagioclase, dans un métamagnésio-gabbro, dans le faciès amphibolite faible à moyen (17-31, Antronapiana), (oligoclase en pointillé).

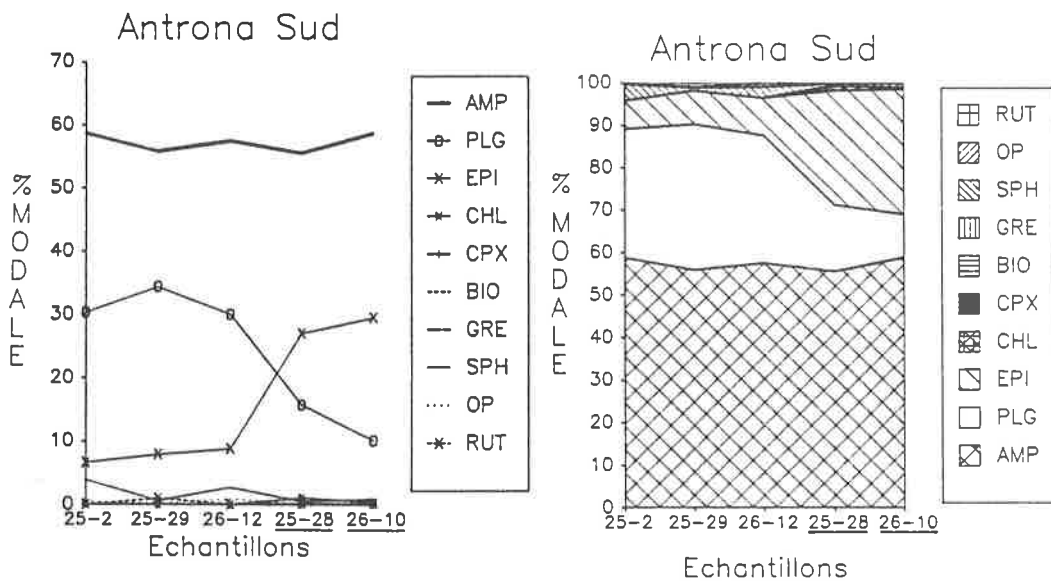
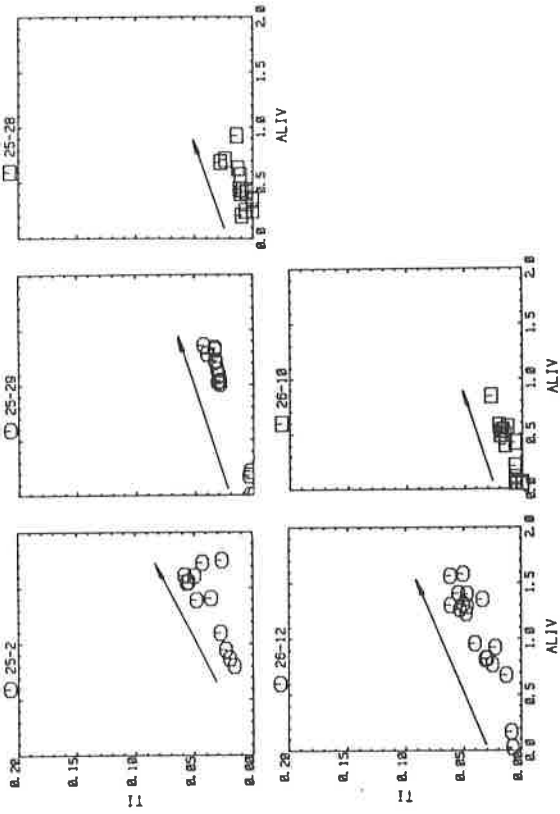


Fig. 2-12: Composition modale des échantillons de la partie Sud de la Zone d'Antrona (Vanzone).

Amphibole



Amphibole

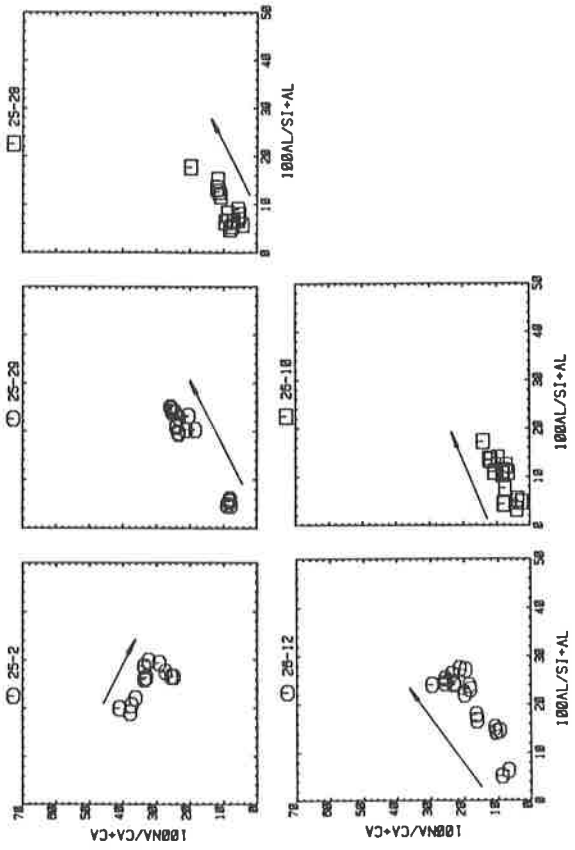
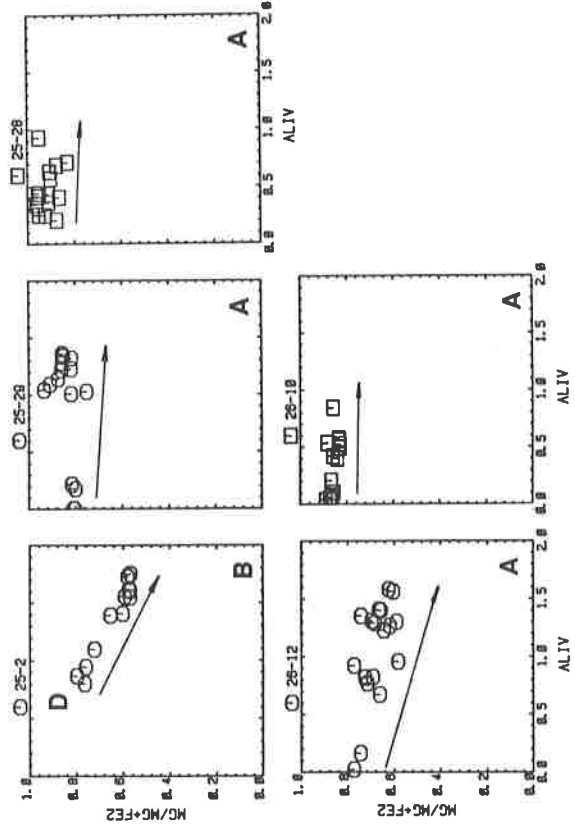
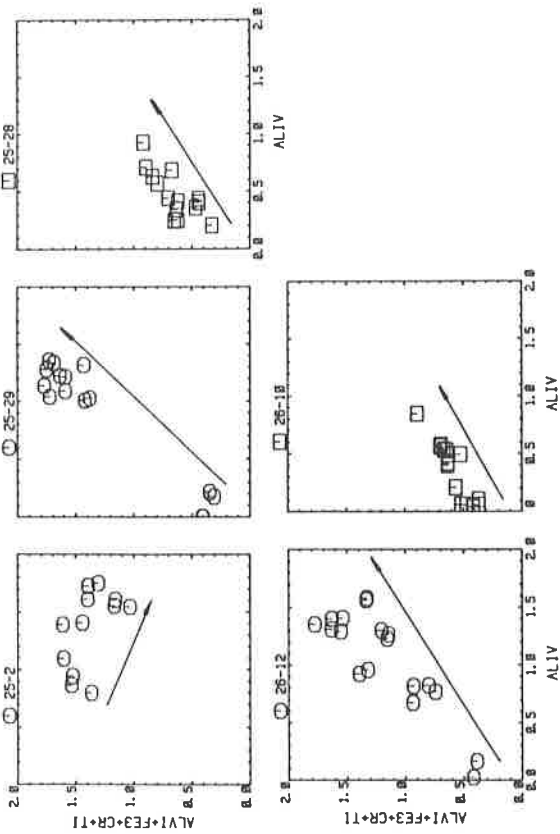
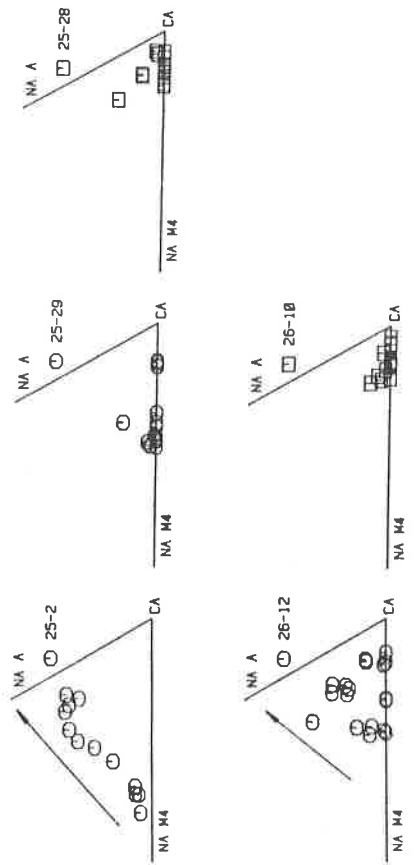


Fig. 2-13: Chimisme des phases minérales de la partie Sud de la Zone d'Antrona (Vanzone).

Fig. 2-13: Continuation.

Amphibole



Plagioclase

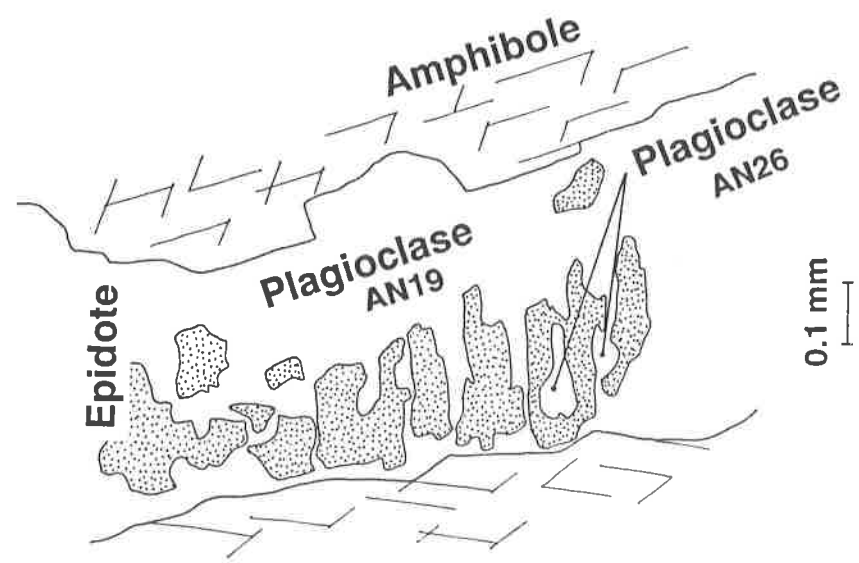
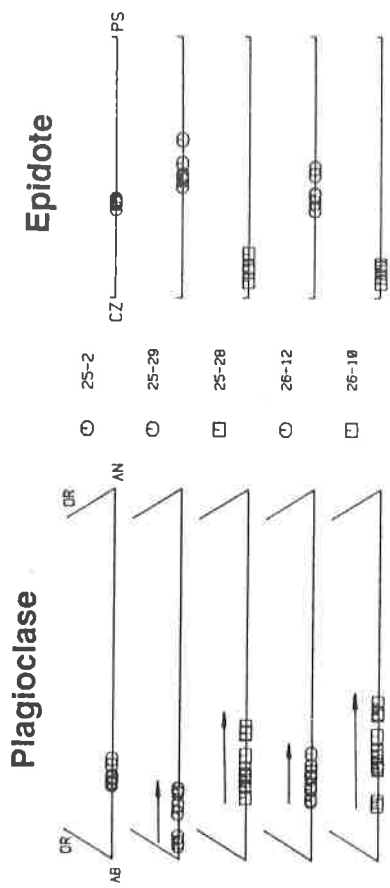


Fig. 2-14: Début de l'apparition des pseudomorphoses d'epidote en plagioclase calcique (25-2, Vanzone).

Fig. 2-13: Continuation.

2.7 Région de Villadossola: Antrona Ouest (MA-8) (fig.2-15 et 2-16)

Métabasalte

Les paragenèses *communes* contiennent des blastes d'amphiboles extrêmement zonés et riches en Al, à coeur d'actinote et bordure de hornblende tschermakitique ainsi que des petits blastes, de diamètre souvent inférieur à 0.05 mm, de chimisme comparable aux bordures des blastes zonés. On ne retrouve plus aucune paragenèse contenant les reliques d'un faciès de plus haute pression, qu'il s'agisse de la série barroisite-winchite au coeur des amphiboles ou qu'il s'agisse de paragenèses à grenat-omphacite.

Le plagioclase est nettement plus calcique et sa texture commence à se polygonaliser, bien qu'une forte zonation subsiste dans chaque petit grain (18-44%AN entre coeur et bordure).

Métamagnésiogabbro

Les amphiboles montrent la même signature chimique que celles décrites jusqu'ici, avec un enrichissement de plus en plus grand en Al et autres éléments tout en gardant un X_{Mg} élevé.

Le plagioclase montre les premières pseudomorphoses d'épidote, qui produisent du plagioclase très riche en anorthite (fig. 2-17 et § 3.1).

2.8 Région de Valle Anzasca: Zermatt-Saas Sud-Ouest (MA-21) (fig. 2-15 et 2-16)

Métabasalte

Des amphiboles légèrement moins évoluées (le long des principaux vecteurs) que dans la zone d'Antrona Sud s'observent: des bordures de magnésio-hornblende entourent des coeurs d'actinote dans des blastes de très petites dimensions (distance coeur-bordure de 0.06 mm dans l'échantillon 21-18).

La chlorite constitue une phase qui peut devenir relativement importante (en pourcentage modal), indiquant une baisse du degré métamorphique dans cette Zone, comparée à la Zone d'Antrona légèrement plus au Nord.

Le plagioclase est de nouveau caractérisé par des poeciloblastes à coeur d'albite, tout en ayant des bordures d'andésine.

Vers la sortie de la vallée d'Anzasca, à Pallanzeno, un échantillon (21-46), présente des amphiboles avec une zonation tout à fait particulière et qu'on retrouvera dans la prolongation orientale de cette même Zone (Zermatt-Saas Est). Un coeur brunâtre très riche en TiO_2 (jusqu'à 3%) et K_2O (jusqu'à 0.8%) est entouré à son tour par une zonation chimique *classique*, à savoir actinote suivie par une hornblende tschermakitique (fig. 2-18). Un coeur avec ce chimisme est indice de température très élevée (§ 4.5.2), éventuellement en relation avec une amphibole d'origine magmatique (Tagiri, 1977).

2.9 Région de Carcoforo/Val Sesia: Zermatt-Saas Sud-Ouest (MA-99) (fig. 2-15 et 2-19)

Métabasalte

On retrouve ici une paragenèse du faciès schistes verts avec de l'albite qui accompagne des blastes aciculaires d'actinote peu zonés, dont le chimisme se distingue des amphiboles de la région de Viège par un enrichissement en Na total et dans le site M4 ainsi qu'en Al.

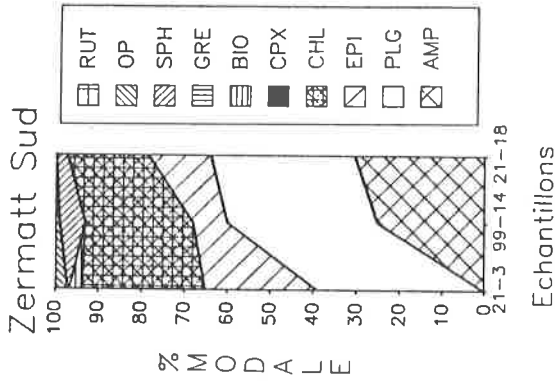
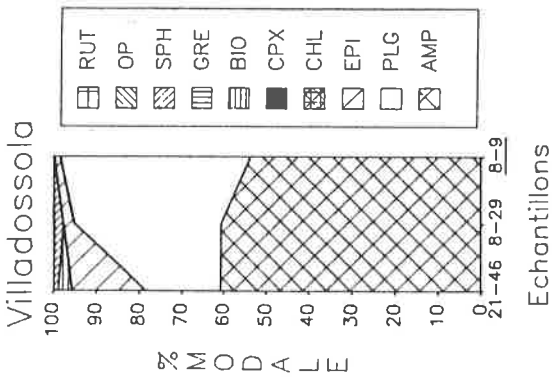
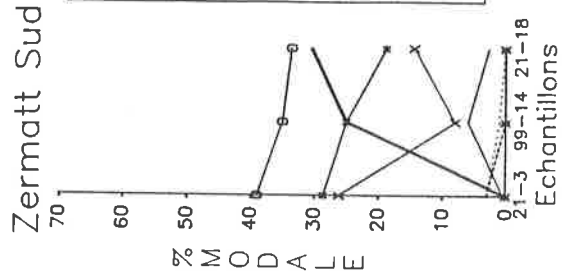
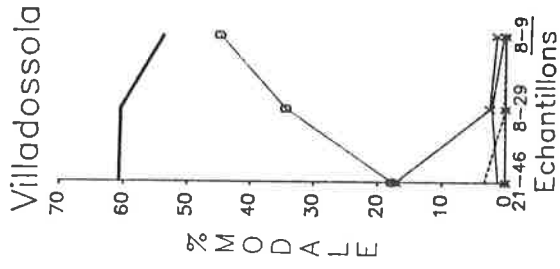
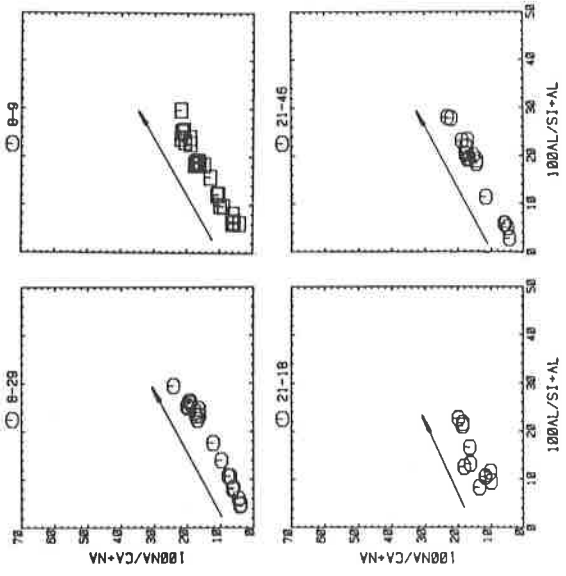
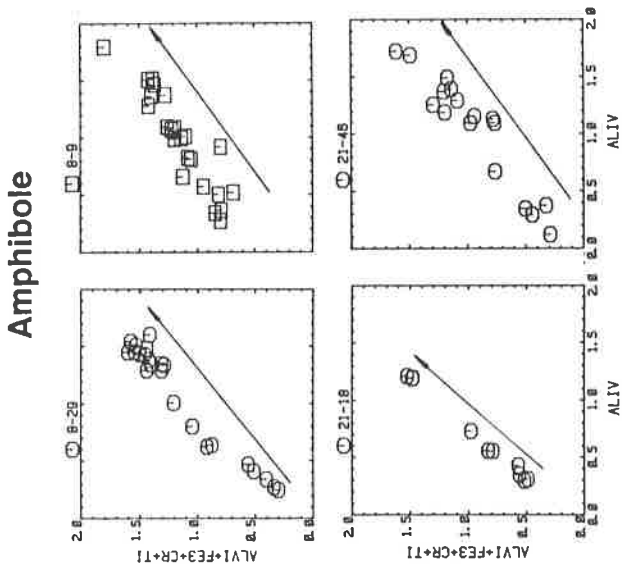
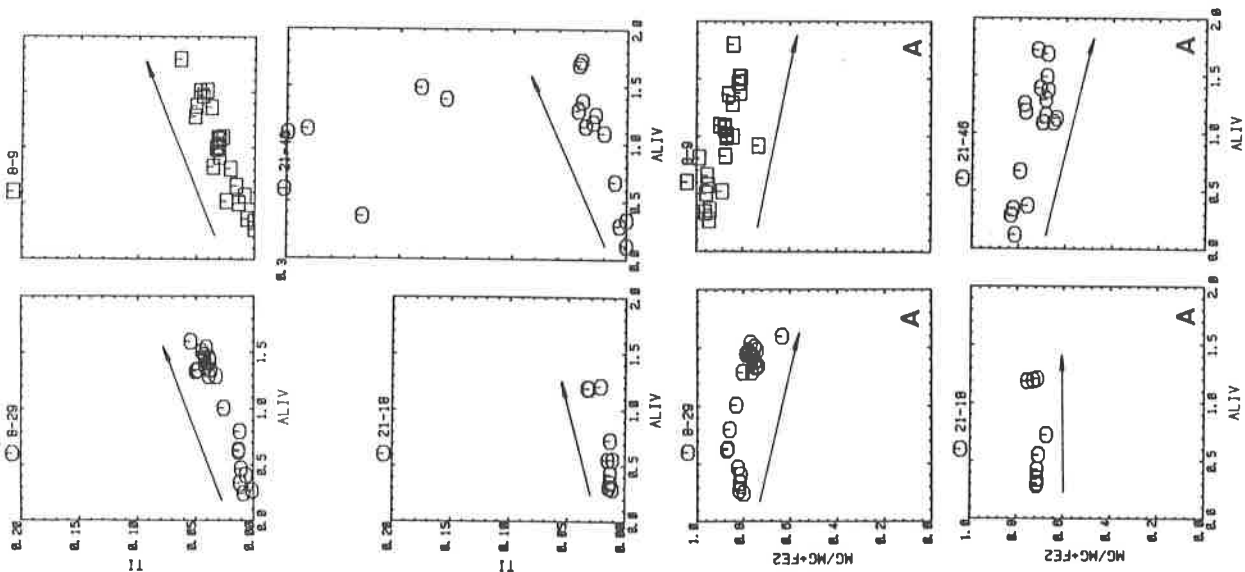


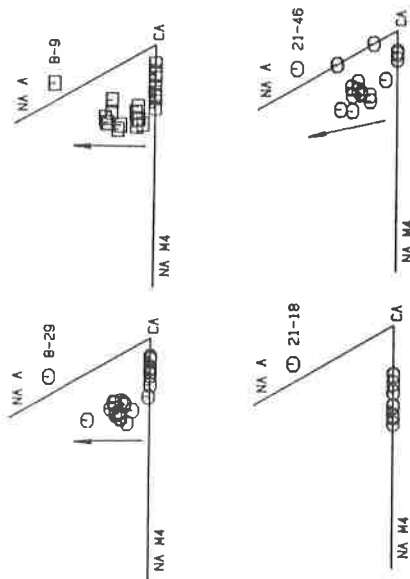
Fig. 2-15: Composition modale des échantillons des Zones des racines (Zones verticales méridionales) d'Antrona et Zermatt-Saas entre les affleurements à Sud-Ouest de Bannio, du V.Anzasca et du V.Antrona.

Fig. 2-16: Chimisme des phases minérales des Zones des racines d'Antrona et Zermatt-Saas entre le Val Anzasca et le Val Antrona.

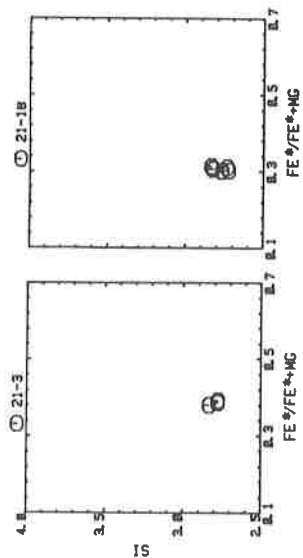
Amphibole



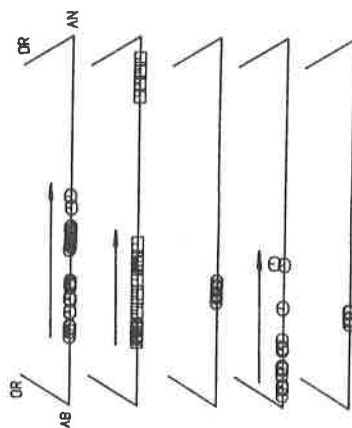
Amphibole



Chlorite



Plagioclase



Epidote

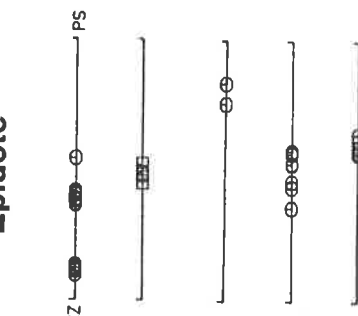


Fig. 2-16: Continuation.

Fig. 2-16: Continuation.

Amphibole

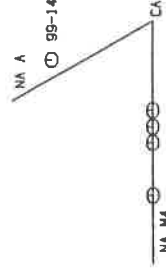
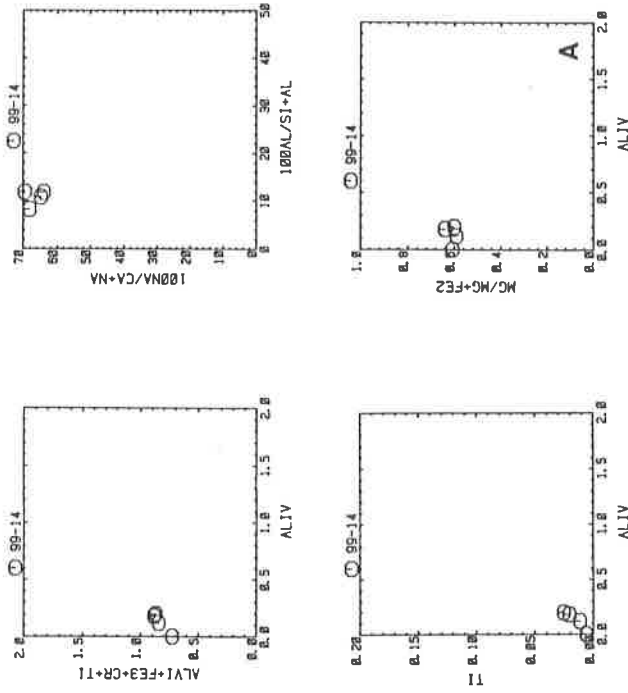


Fig. 2-19: Chimisme des phases minérales de la Zone des racines de Zermatt-Saas à Carcoforo/Val Sesia.

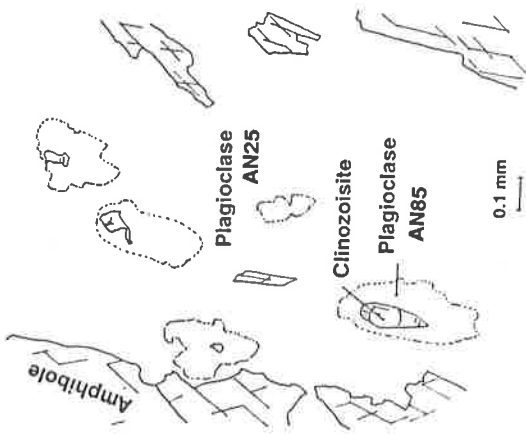


Fig. 2-17: Pseudomorphoses typiques d'épidote pauvre en Fe³⁺ en plagioclase calcique, dans les métamagnésioabbros (14-9, P.Tignolino).

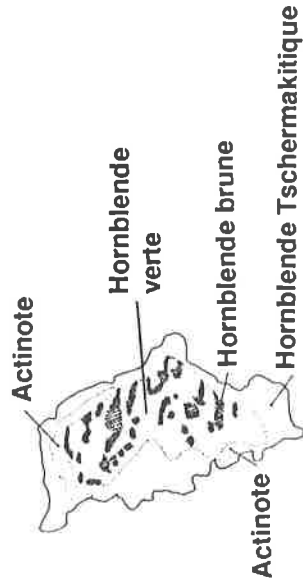


Fig. 2-18: Zonation exceptionnelle d'un blaste d'amphibole comportant, au coeur, le reste probable d'un événement ignée ou du métamorphisme océanique (21-46, Pallanzeno).

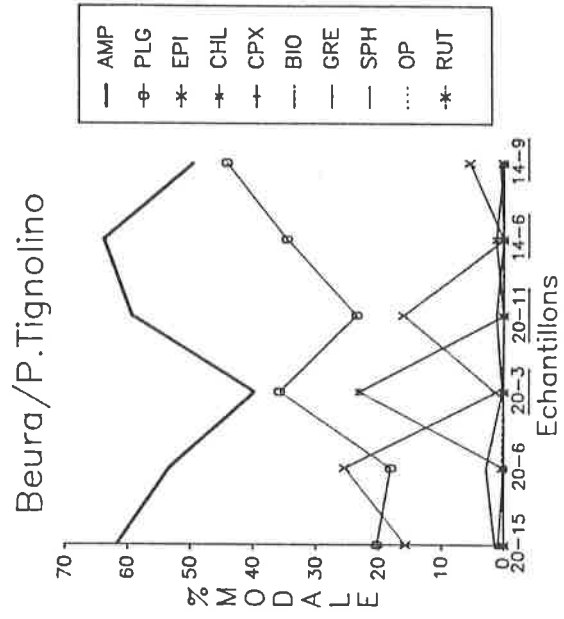
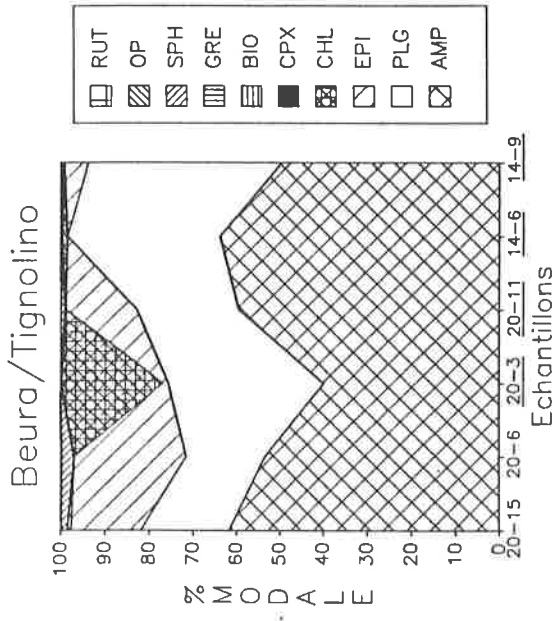


Fig. 2-20: Composition modale des échantillons de la Zone des racines de Zermatt-Saas entre le Val d'Ossola et le P.Tignolino.

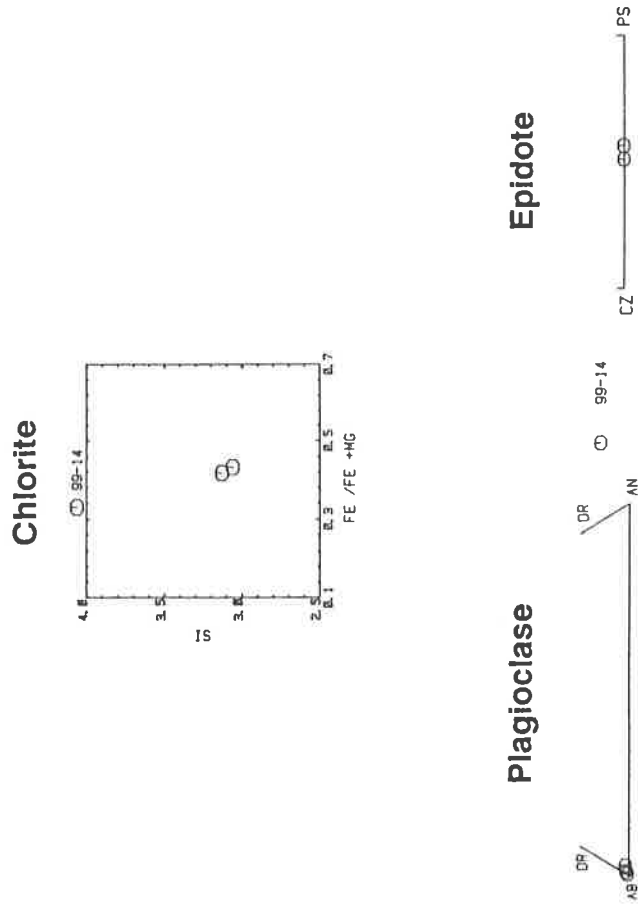


Fig. 2-19: Continuation.

2.10 Région du P.Tignolino: Zermatt-Saas Est (MA-20, 14) (fig. 2-20 et 2-21)

Métabasalte

L'essentiel des affleurements de cette région est constitué par des métamagnésio-gabbros et seulement quelques rares métabasaltes sont observables. Les amphiboles possèdent une zonation chimique *classique* constituée par des coeurs d'actinotes et des bordures de magnésio-hornblende voire de hornblende tschermakitique. Dans les bordures, le Na semble préférer l'occupation du site A. Les coeurs sont constituées par des actinotes légèrement plus évoluées par rapport aux coeurs observables dans la Zone d'Antrona Ouest.

Le plagioclase montre des textures de recuit évidentes. Les petits blastes, ou polygones, sont toujours zonés. La chlorite n'est plus qu'une phase subordonnée.

Métamagnésio-gabbro

Ces roches sont constituées par des assemblages d'amphiboles subidiomorphes, souvent en gerbes, dont les clastes, bien observables dans les autres régions, ne représentent plus qu'un pourcentage modal très faible de la roche. Leur chimisme est plus évolué que dans les régions plus à l'Ouest: des coeurs actinolitiques à trémolitiques sont entourées par des hornblendes tschermakitiques. On observe aussi la cristallisation de petits blastes, subidiomorphes ou en baguettes pouvant atteindre le chimisme d'une tschermakite voire d'une pargasite. Bien qu'ayant toujours l'empreinte magnésienne, ces amphiboles sont enrichies, vers la bordure, en Na et Ti surtout, presque au même titre que dans les métabasaltes. L'échantillon 20-11 présente des clastes d'amphiboles actinolitiques avec des coeurs contenant des *tâches* brunâtres, comparables à celles observées dans des métabasaltes de la Zone de Zermatt Sud-Ouest.

Le plagioclase trouve ici, surtout dans la région MA-14, sa stabilité dans le champ de l'anorthite presque pure. Sa pseudomorphose depuis l'épidote pauvre en Fe^{3+} devient désormais la règle.

La chlorite peut encore, surtout dans la région MA-14, être modalement importante (jusqu'à 20%): l'influence du chimisme total est évident ici et notamment par le fait que la chlorite, comme phase magnésienne, est textuellement plus stable dans les métamagnésio-gabbros que dans les métabasaltes.

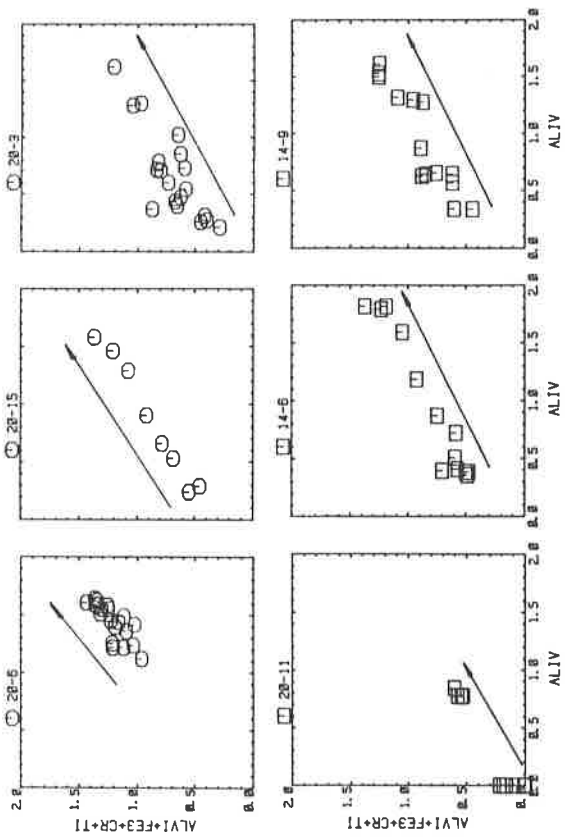
2.11 Région du P.Ragno: Zermatt-Saas Est (MA-12) (fig. 2-22 et 2-23)

Métabasalte

Ces métabasaltes sont constitués d'amphiboles xénoblastiques à bordures très irrégulières et d'amphiboles très petites, ayant un habitus subidiomorphe. Zonée *classiquement*, l'amphibole montre une évolution plus étendue que la région précédente: des coeurs actinolitiques voire à hornblende actinolitique et des bordures de hornblende tschermakitique à pargasitique ou encore pargasitique ferrugineuse. Il faut préciser que la bordure pargasitique ne constitue pas *encore* la règle mais plutôt l'exception. Des zonations, comparables à l'échantillon 21-46 (fig. 2-24), s'observent de manière presque régulière. Ce type d'amphibole n'a été rencontré que dans la partie sud du géoprofil étudié, et uniquement dans la Zone de Zermatt. Les conditions thermométriques résultant de ces coeurs seront analysées au chapitre 4.5.2.

Le clinopyroxène apparaît ici de manière irrégulière et sous deux faciès distincts: (a) comme inclusions, en continuité optique, dans des blastes d'amphibole relativement grands (taille millimétrique, fig. 3-16c) et (b) comme blastes de dimensions millimétriques, pseudomorphosés plus ou moins complètement, par l'amphibole. Ces textures de déséquilibre, notamment dans l'amphibole, rappellent des paragenèses reliques s'observant dans la région de Vanzone-S.Carlo, dans des roches à symplectites (§ 3.4). Le plagioclase montre une texture de polygonalisation composée de petits blastes zonés avec, comme toujours, des bordures plus riches en Ca que le coeur.

Amphibole



Amphibole

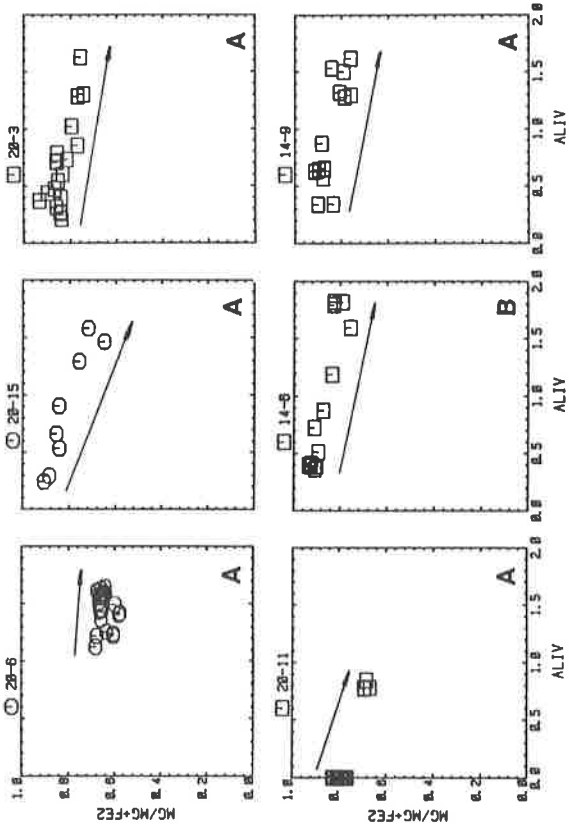
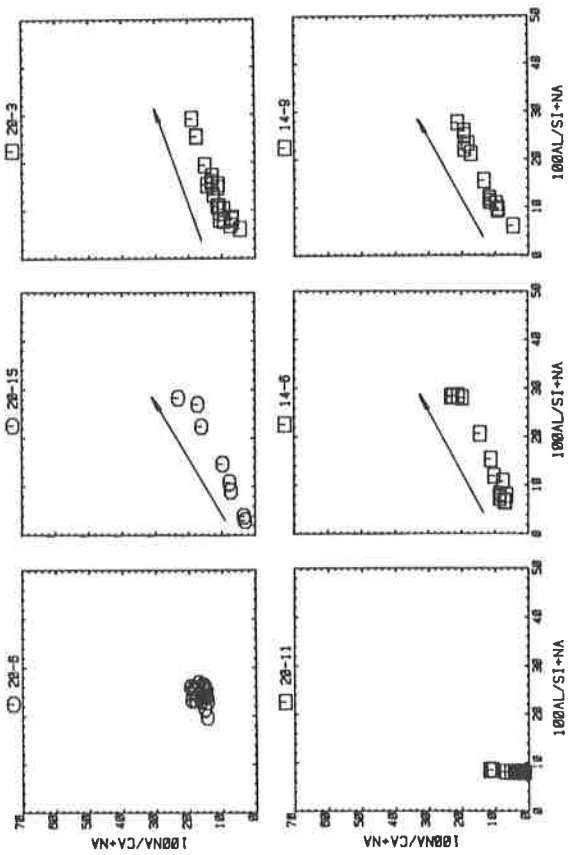
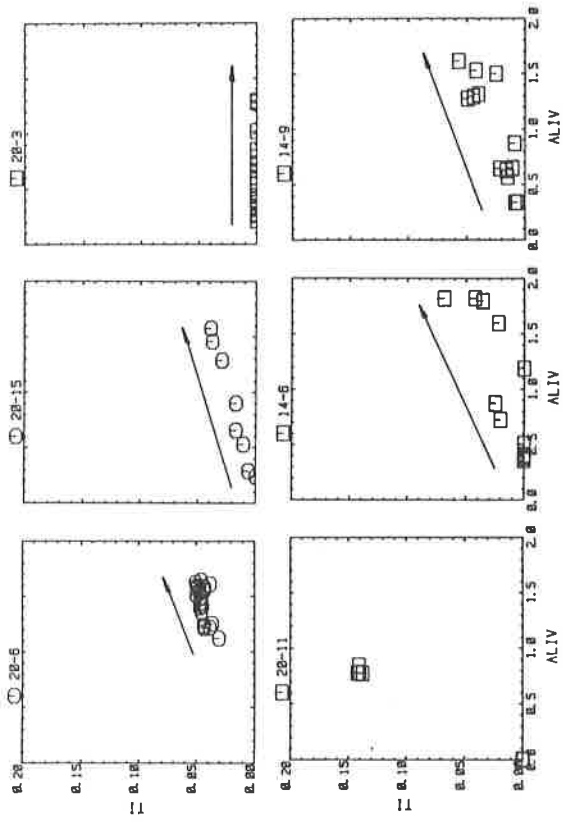
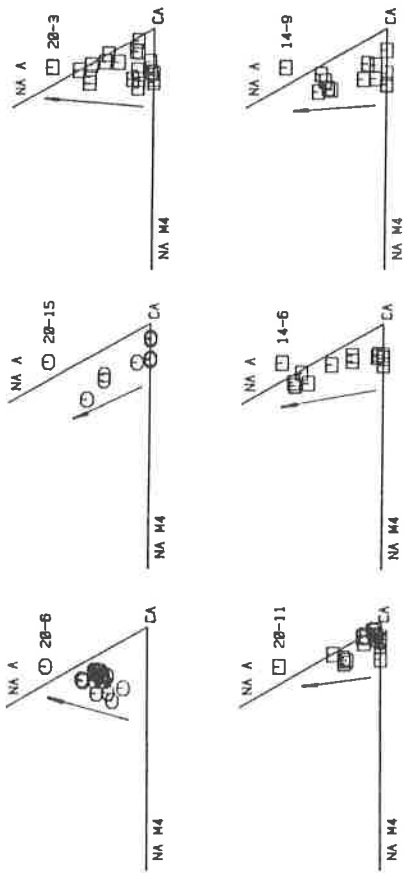


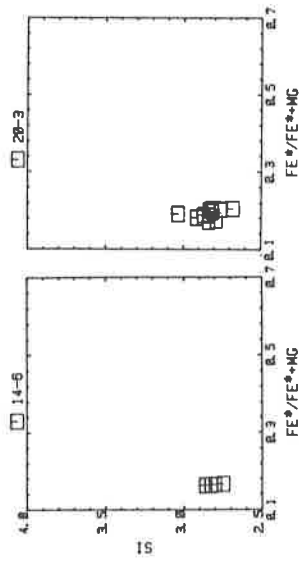
Fig. 2-21: Chimisme des phases minérales de la Zone des racines de Zermatt-Saas entre le Val d'Ossola et le P.Tignolino.

Fig. 2-21: Continuation.

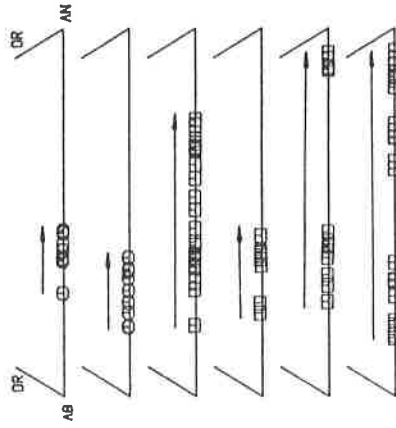
Amphibole



Chlorite



Plagioclase



Epidote

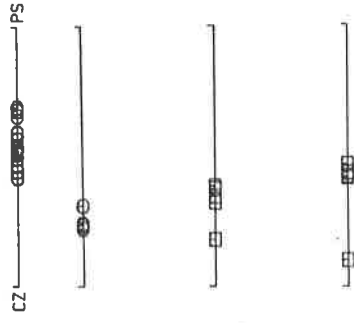


Fig. 2-21: Continuation.

Fig. 2-21: Continuation.

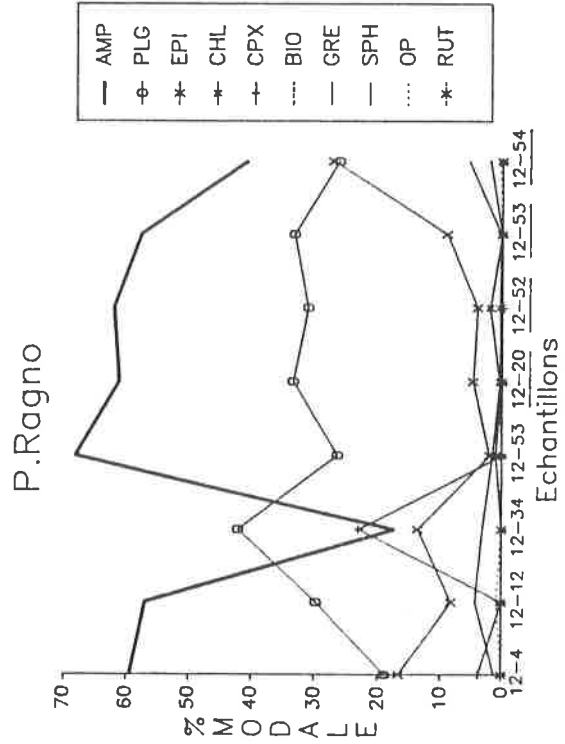
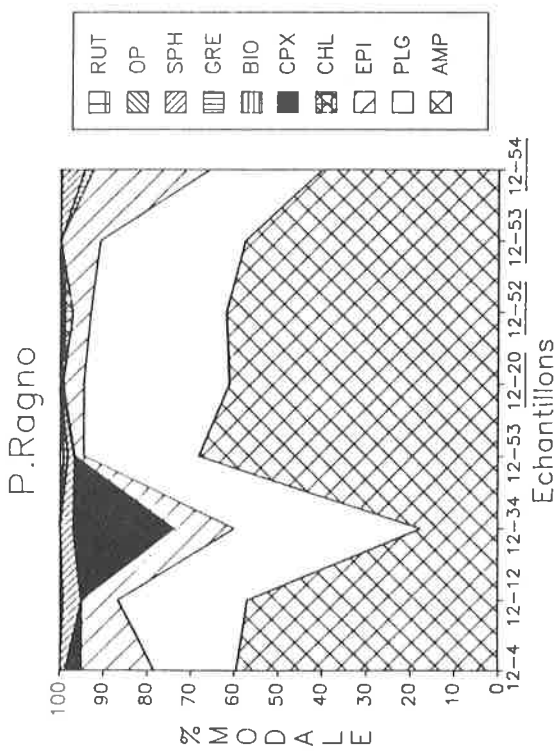


Fig. 2-22: Composition modale des échantillons de la Zone des racines de Zermatt-Saas dans la région du P.Ragno.

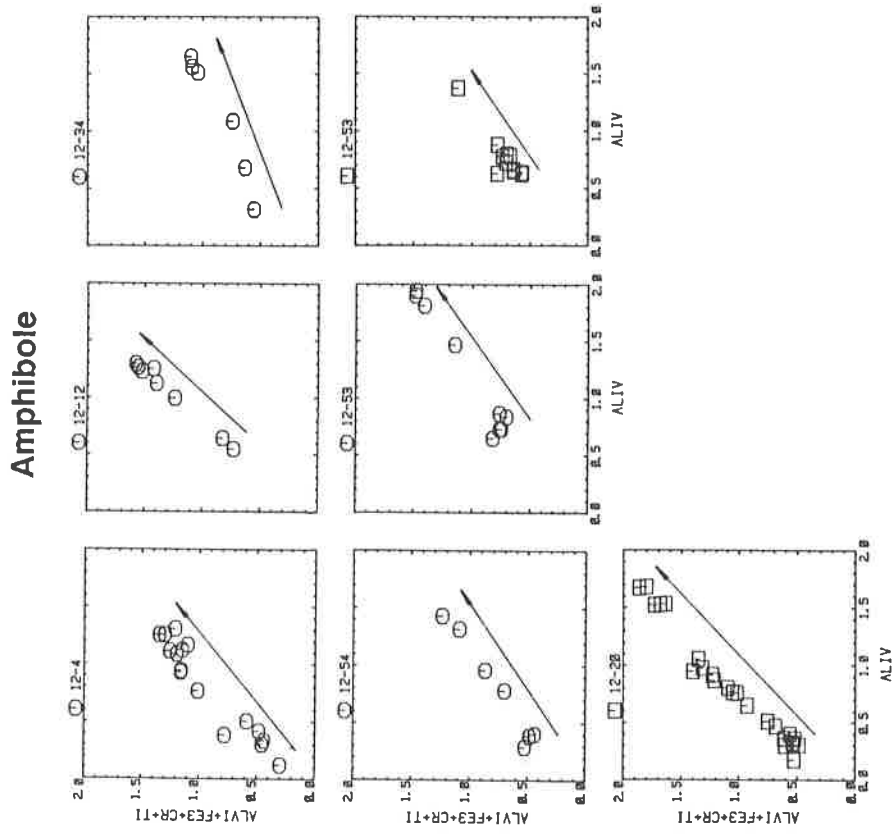


Fig. 2-23: Chimisme des phases minérales de la Zone des racines de Zermatt-Saas dans la région du P.Ragno.

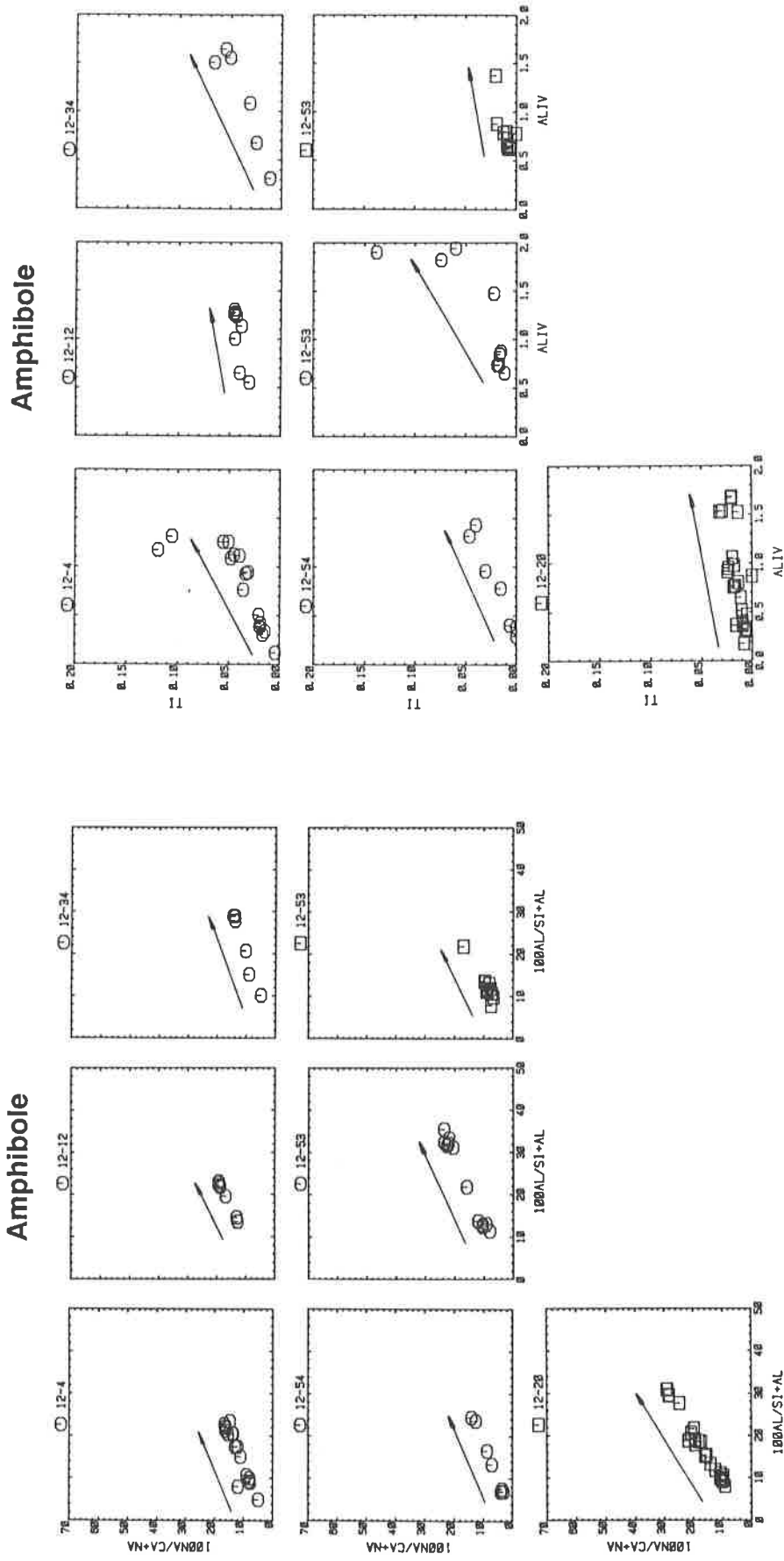
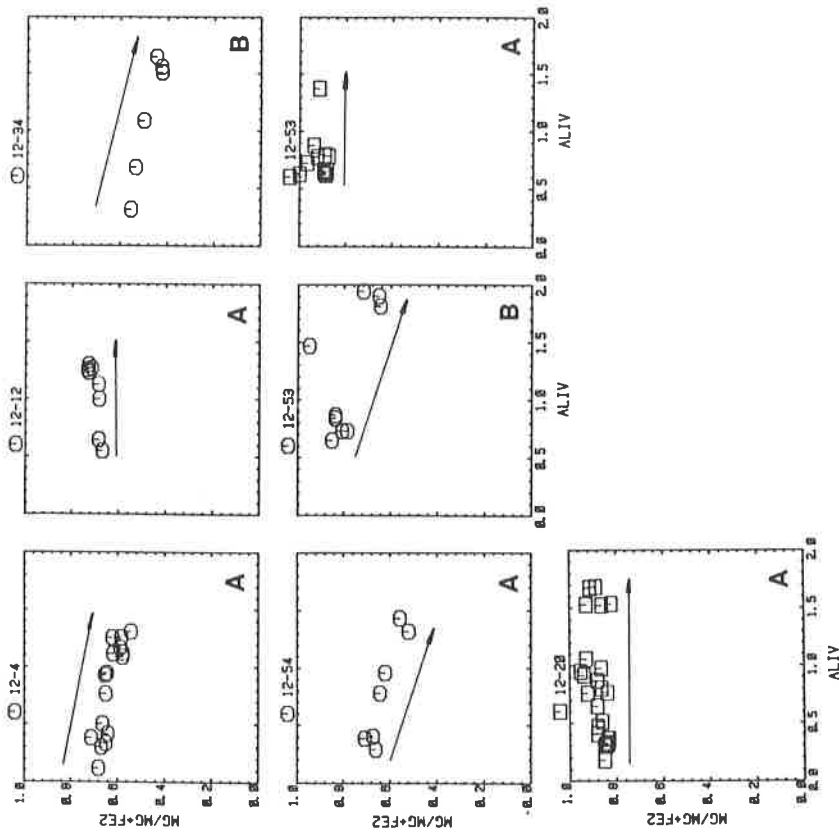


Fig. 2-23: Continuation.

Fig. 2-23: Continuation.

Amphibole



Amphibole

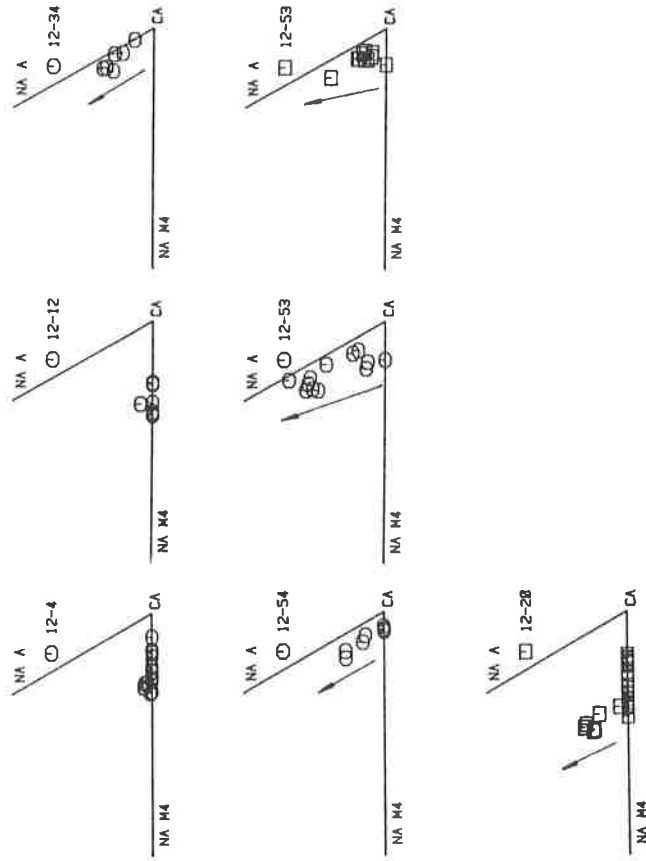


Fig. 2-23: Continuation.

Fig. 2-23: Continuation.

Clinopyroxène

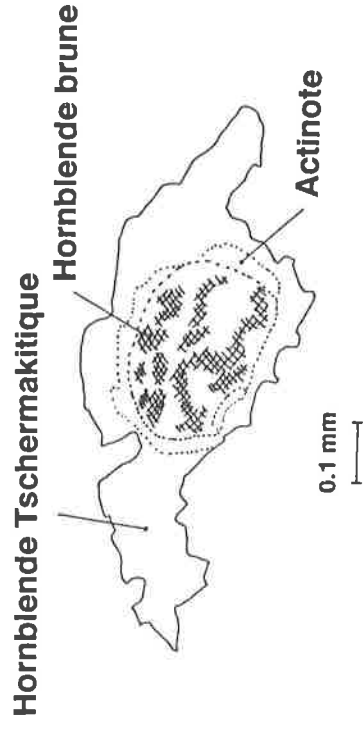
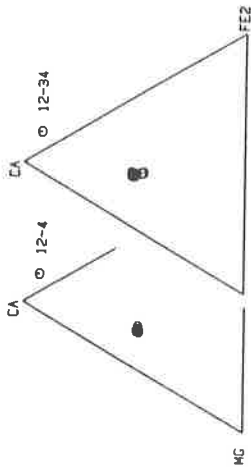


Fig. 2-24: Zonation comparable à la Fig. 2-18, comportant, au coeur, le reste probable d'un événement du métamorphisme océanique (12-4, P.Ragno).

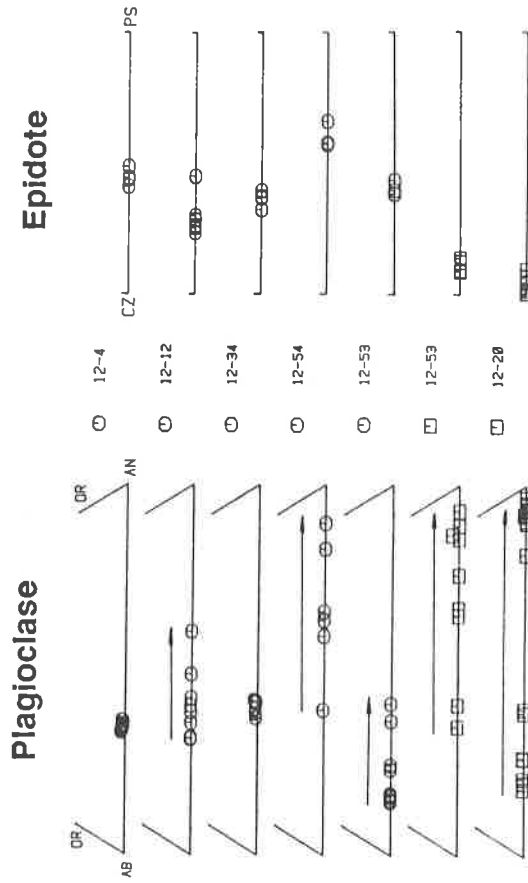


Fig. 2-23: Continuation.

Métamagnésiogabbro

Ces paragenèses sont constituées par des gerbes d'amphiboles, souvent subidiomorphes montrant des zonations chimiques coeur-bordures comparables à la région MA-14 et par des petits blastes de même composition chimique que la bordure des blastes zonés. L'enrichissement en Na^{A} (ainsi d'ailleurs qu'en Na total) accompagne celui en Ti. Le plagioclase atteint l'anorthite par pseudomorphose de l'épidote: les blastes qui ne sont pas en contact avec l'épidote montre une zonation très grande mais sans atteindre l'anorthite.

2.12 Région entre Val d'Ossola et A. Nava: Antrona Est (MA-7) (fig. 2-25 et 2-26)

Métabasalte

Ces roches sont caractérisées par des textures relativement bien restorées par les phénomènes de recuits du plagioclase, bien que les petits grains soient encore zonés individuellement.

L'amphibole est constituée par des petits blastes aciculaires, souvent subidiomorphes, pouvant présenter la zonation coeur-bordure du même style qu'observée ailleurs. Dans le cas de blastes zonés, des coeurs d'actinote sont entourés par des magnésio-hornblendes et exceptionnellement par des hornblendes tschermakitiques. Les blastes non zonés montre un chimisme de magnésio-hornblende. Dans cette région, de l'Ouest vers l'Est on observe une augmentation de Na^{A} , Al^{IV} , tk et Ti, qu'on va retrouver, de manière encore plus nette, dans la région MA-5.

Le plagioclase montre des zonations importantes à l'intérieur de chaque granoblaste formant la matrice polygonale. L'épidote s'observe toujours en grains xénomorphes; il est nettement déstabilisé aux dépens du plagioclase. L'échantillons 7-1 présente une texture à tendance ocellaire intéressante: dans ces ocelles on trouve du plagioclase, de la chlorite et de l'épidote. L'épidote est très riche en Fe^{3+} et la chlorite, que on ne retrouve d'ailleurs que dans ces ocelles, est relativement ferrifère: ces considérations pointent vers une texture de grenats reliques complètement pseudomorphosés.

Métamagnésiogabbro

Les métamagnésiogabbros, comme dans la Zone de Zermatt Est, ne montrent plus la texture caractérisée par la présence des clastes d'amphibole à chimisme très magnésien, mais ils révèlent une texture dominée par la présence de gerbes d'amphiboles souvent aciculaires. Ce phénomène, à savoir la disparition des clastes en faveur des blastes aciculaire, paraît être fonction de l'intense déformation liée à la *zone des racines* (ou *zone verticale méridionale*), plutôt qu'à l'évolution métamorphique: la destruction mécanique³⁾ des clastes favorise la recristallisation des plus petits blastes.

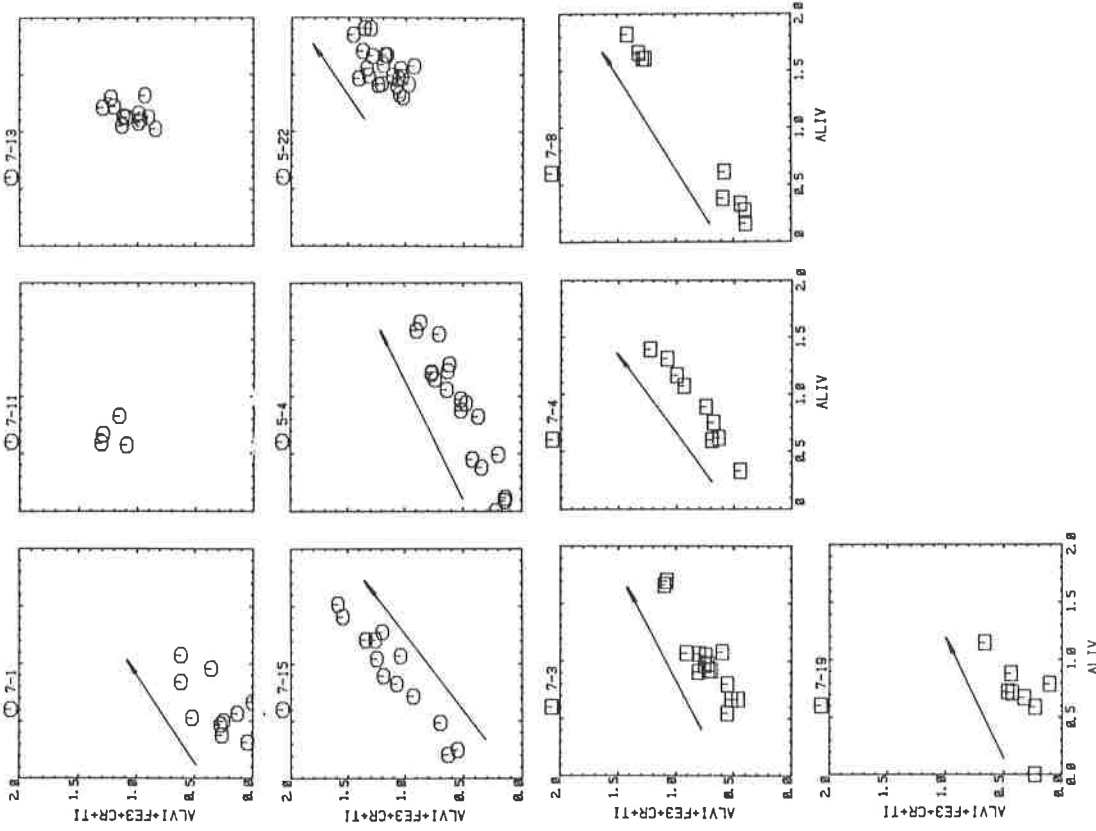
Les quelques clastes d'amphibole encore présents montrent un chimisme dominé par un coeur d'actinote ou magnésio-hornblende et une bordure de magnésio-hornblende voire d'hornblende pargasitique. Les blastes dérivant de leur recristallisation peuvent également être zonés, de manière discontinue, avec un chimisme coeur-bordure passant de l'actinote vers des hornblendes magnésiennes ou tschermakitiques. Toutes ces amphiboles sont caractérisées par des teneurs élevées en Na^{A} .

Le plagioclase peut, mais pas systématiquement, montrer la pseudomorphose en anorthite. Sa texture, comme dans les métabasaltes, tend à se polygonaliser.

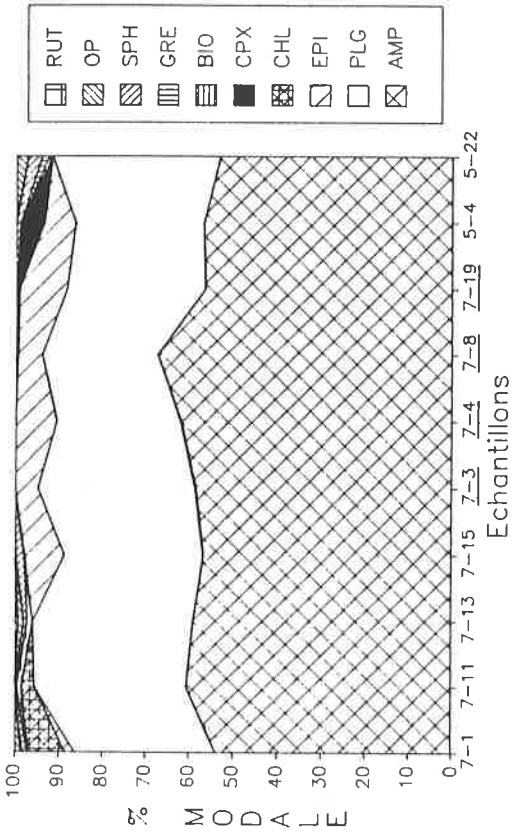
Le clinopyroxène fait son apparition, de manière exceptionnelle, dans l'échantillon 7-19, avec un habitus typique, constitué par des blastes d'amphiboles contenant le clinopyroxène sous forme des petits grains déchiquetés mais en continuité optiques entre eux. On peut aussi observer quelques rares grains xénoblastiques de clinopyroxène dans la matrice. Texturalement, ce clinopyroxène n'est pas en équilibre avec les autres phases et se trouve en inclusion dans de gros clastes d'amphibole: cette situation rappelle les paragenèses à symplectites de la région MA-25.

³⁾ On observe souvent des textures blastomylonitiques.

Amphibole



Quarata/P.Marcio



Quarata/P.Marcio

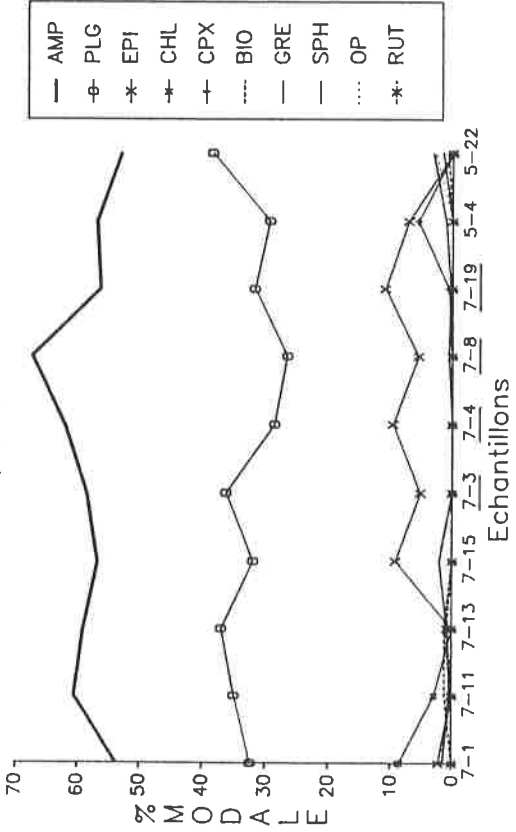


Fig. 2-26: Chimisme des phases minérales de la Zone d'Antrona entre le Val d'Ossola et le Val Vigizzo.

Fig. 2-25: Composition modale des échantillons de la Zone d'Antrona entre le Val d'Ossola et le Val Vigizzo.

Amphibole

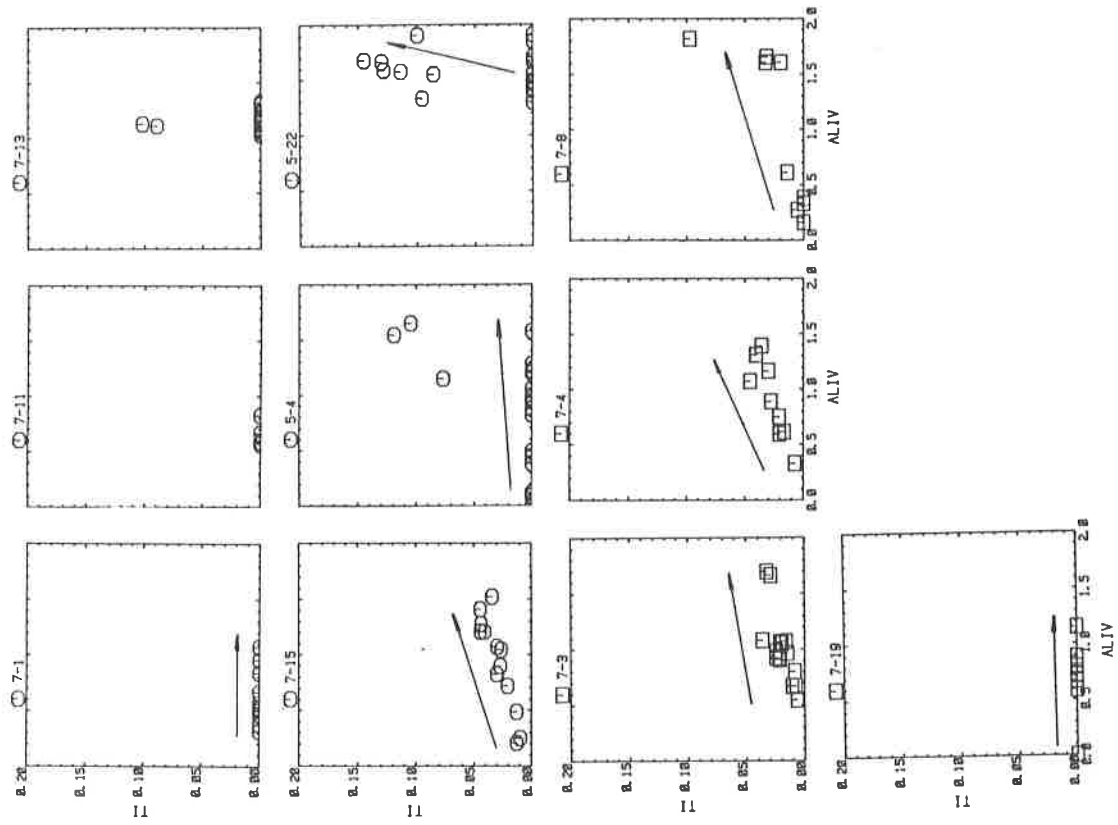


Fig. 2-26: Continuation.

Amphibole

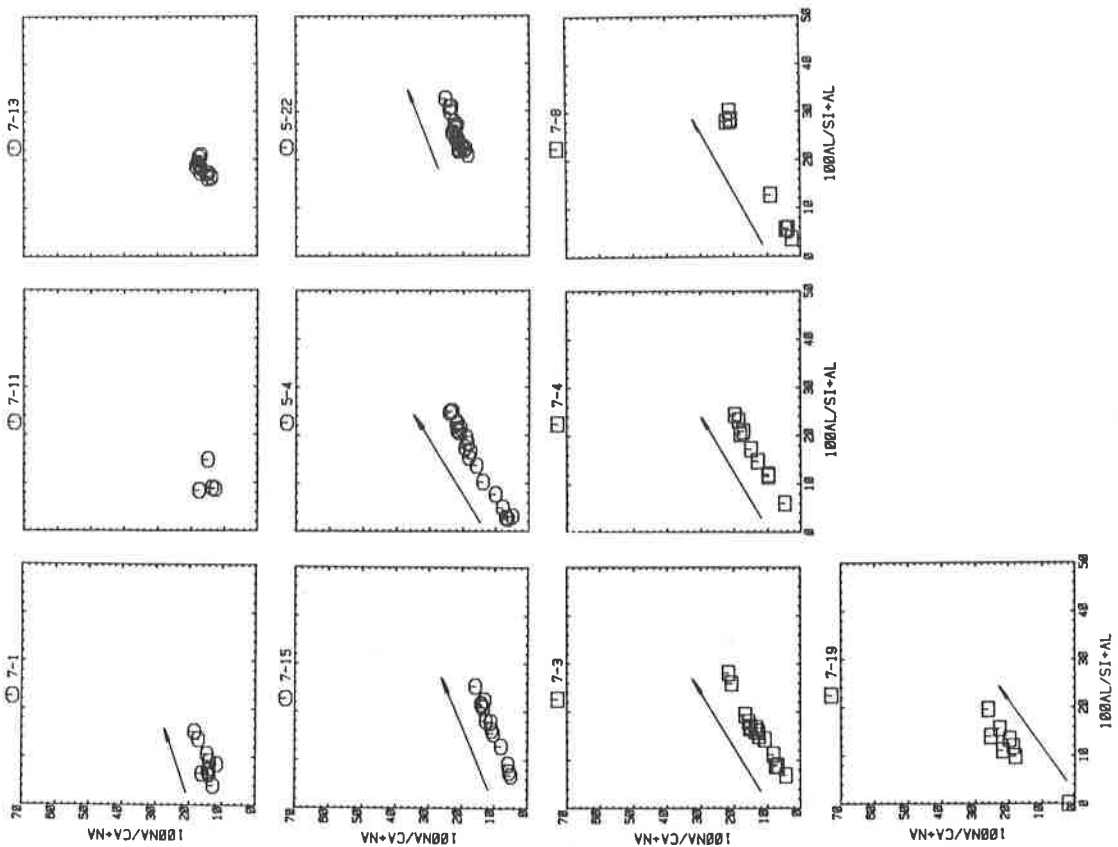
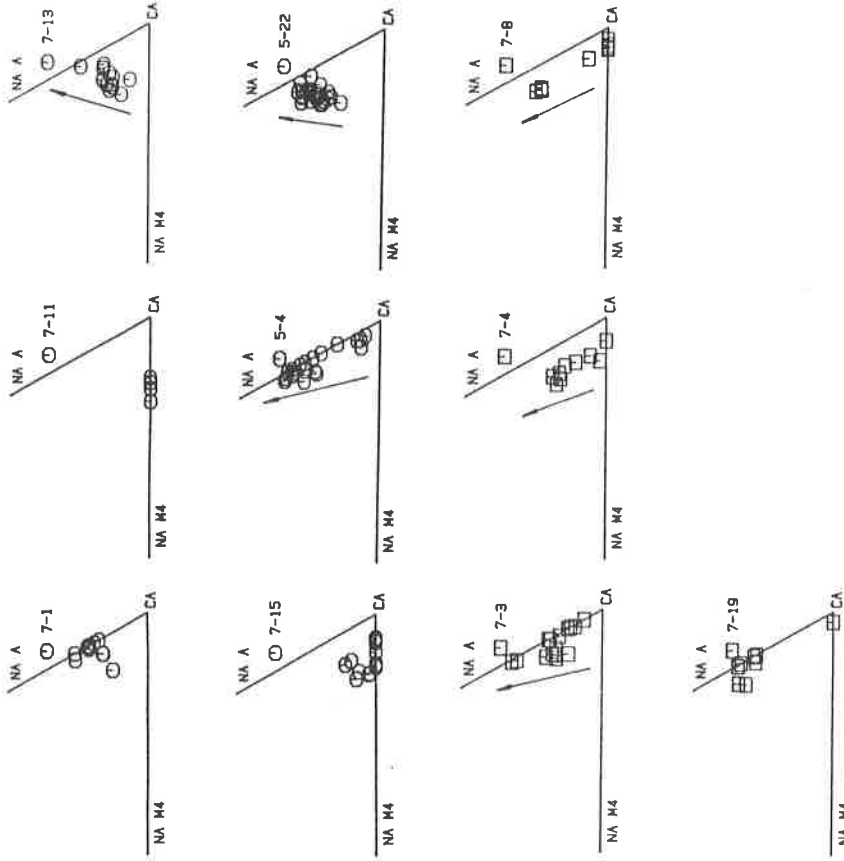
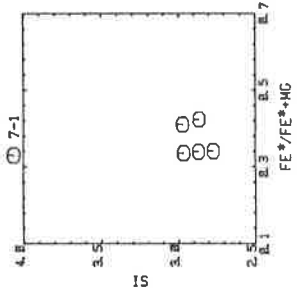


Fig. 2-26: Continuation.

Amphibole



Chlorite



Amphibole

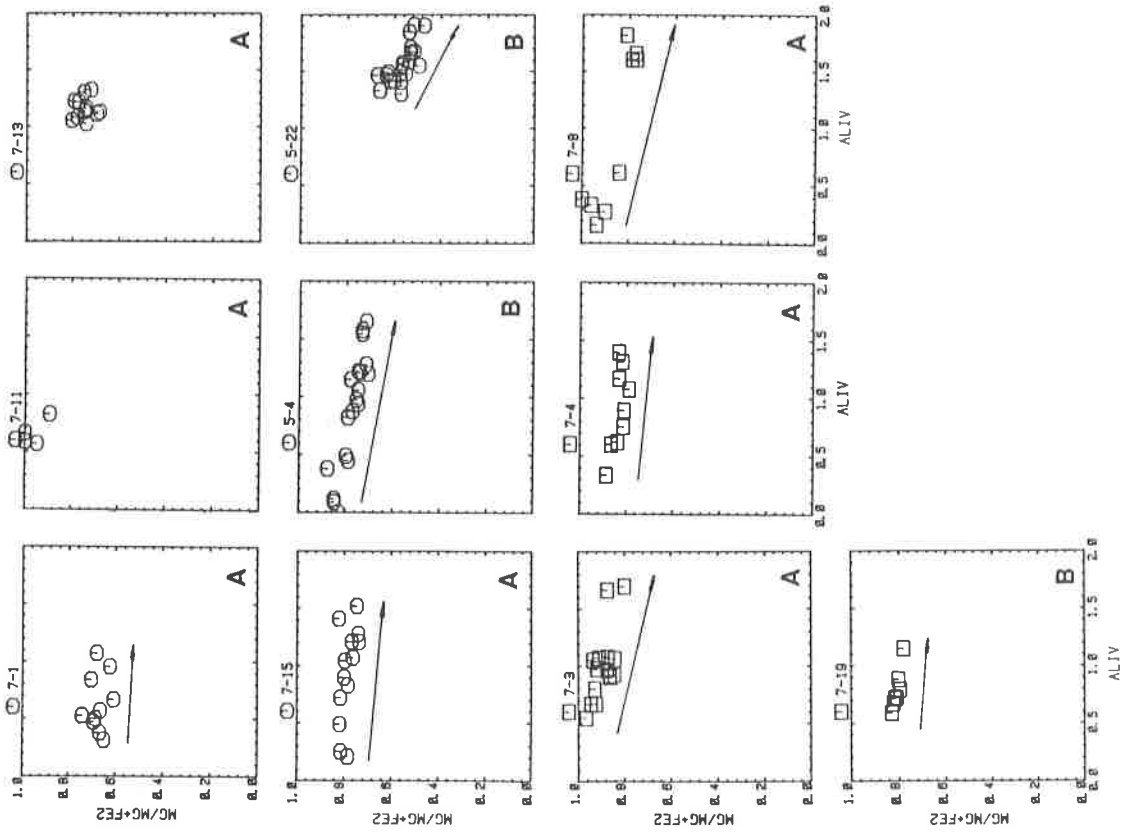


Fig. 2-26: Continuation.

Fig. 2-26: Continuation.

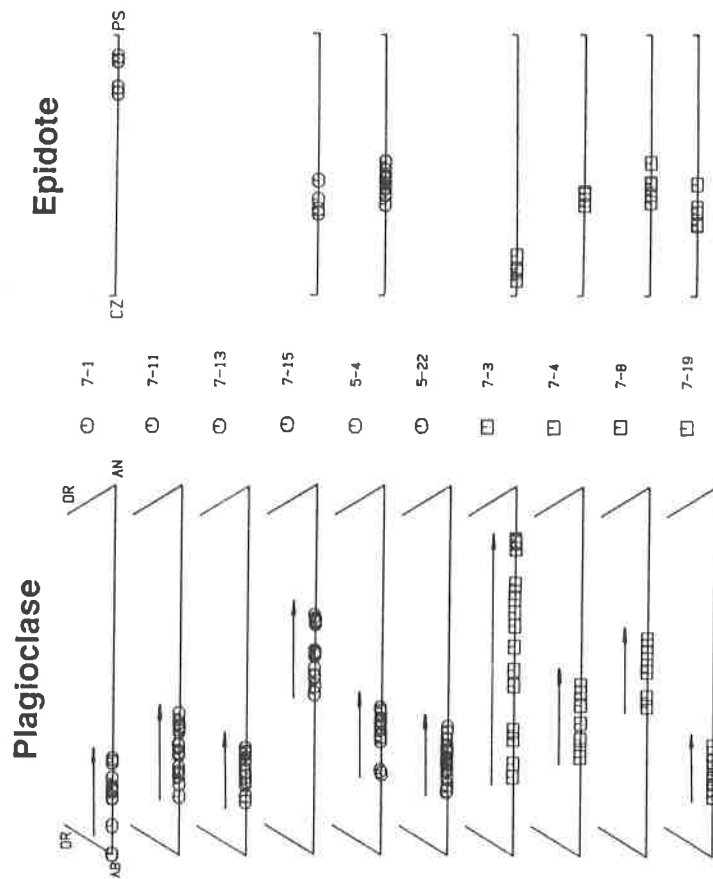
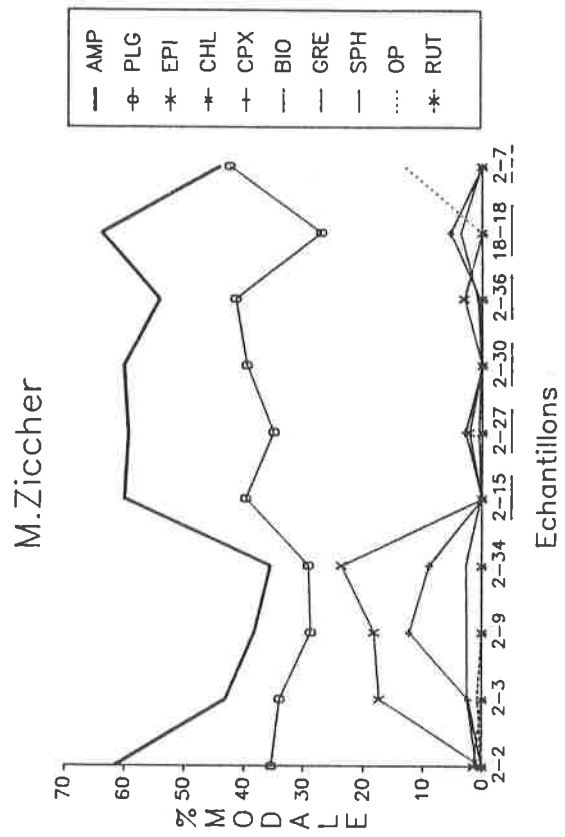
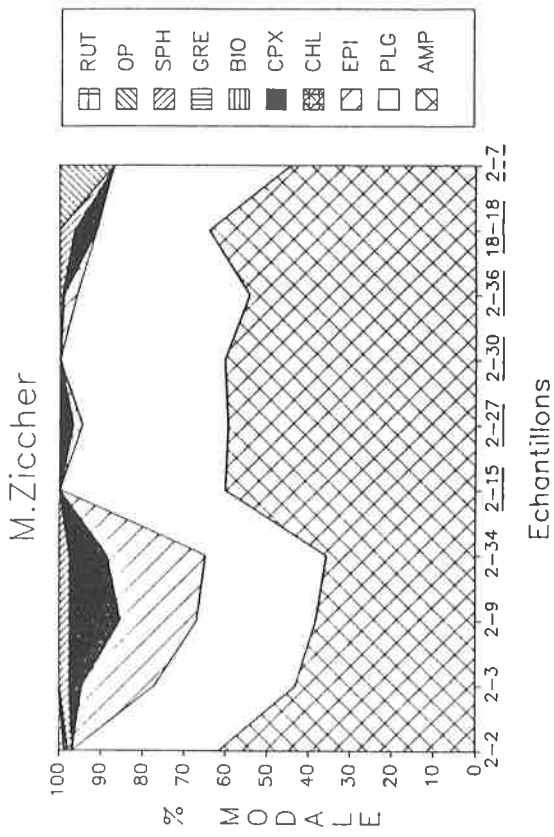


Fig. 2-26: Continuation.

Fig. 2-27: Composition modale des échantillons de la région du M. Ziccher.

2.13 Région du P.Marcio et Druogno/Val Vigezzo: Antrona Est (MA-7) (fig. 2-25 et 2-26)

Métabasalte

On observe ici, de manière générale, des roches à texture nettement mieux recristallisée que dans la région MA-7: ces textures sont souvent polygonales, granoblastiques ou nématoblastiques, formées par une mosaïque d'amphiboles et de plagioclases.

Des amphiboles de très petites dimensions (coeur-bordure inférieur à 0.05mm) peuvent présenter une zonation avec des coeurs actinolitiques et des bordures édénitique voire d'hornblende pargasitique, montrant un enrichissement en plus de celui en tk , de plus en plus important en Na^A ainsi qu'en d'autres éléments. Exceptionnellement la bordure peut atteindre la pargasite ferrugineuse.

Le clinopyroxène fait son apparition de manière inconstante et non systématique. Son habitus est également équivoque: surtout en inclusions dans des gros blastes d'amphibole, il ne semble pas être en équilibre avec la paragenèse. Le plagioclase se présente désormais en texture polygonale.

2-14 Région de M.Ziccher (MA-2) (fig. 2-27 et 2-28)

Les photos de la Pl. 2-2 reproduisent des textures typiques de métabasaltes et de métamagnésiogabbros dans le faciès amphibolites élevé.

Métabasalte

Ces roches sont caractérisées par des textures polygonales granoblastiques, formées par une mosaïque de plagioclase, amphibole, épidote et souvent de clinopyroxène. Ce genre de texture montre un rééquilibrage parfait et complet.

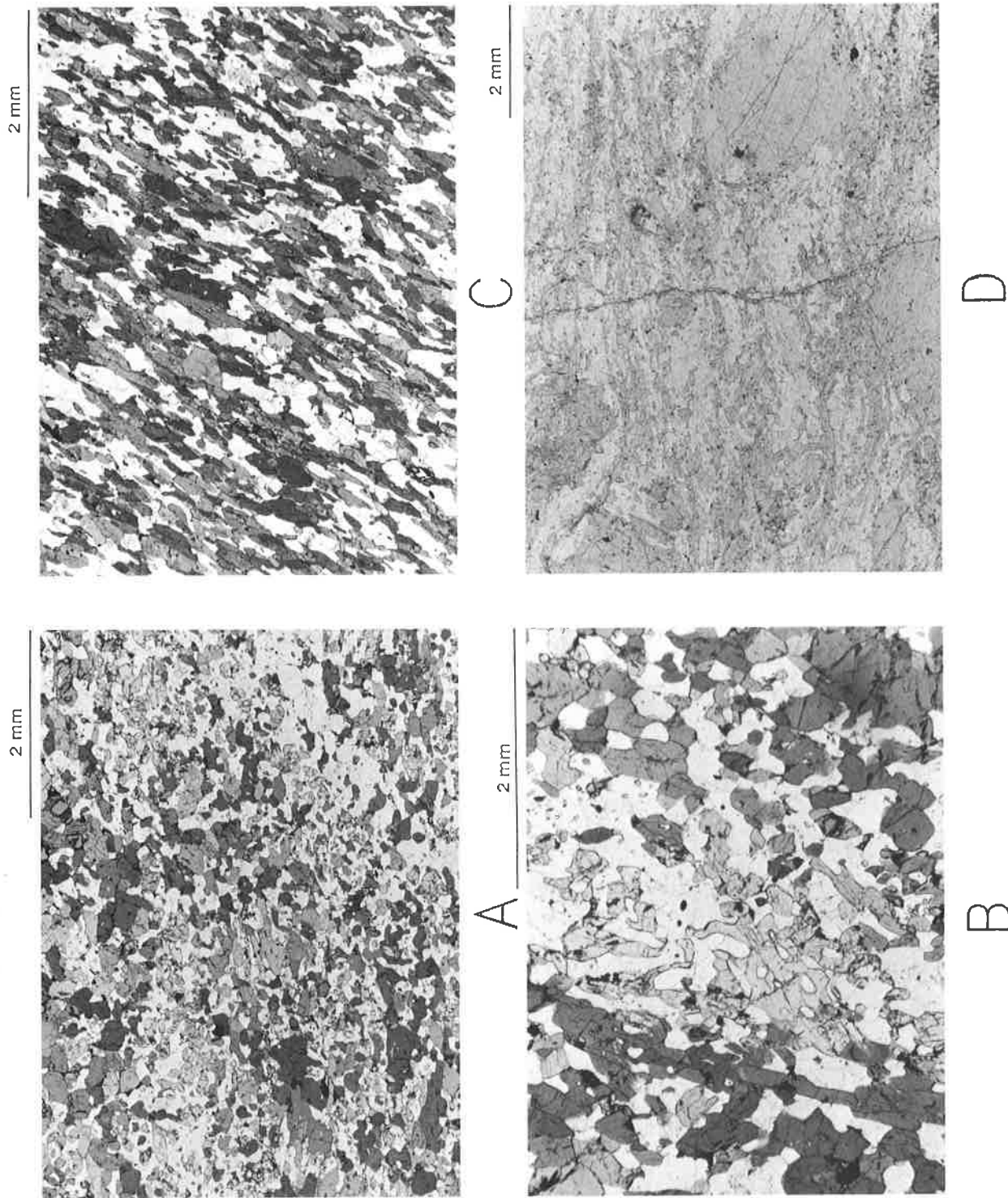
L'amphibole est caractérisée par des petits blastes idiomorphes à subidiomorphes, faiblement alignés dans la schistosité principale; ils sont de couleur vert à vert foncé et très peu zonés optiquement. Chimiquement, cette faible zonation optique se traduit par des variations de faible amplitude dans un chimisme déjà très évolué: des coeurs d'édénite voire d'hornblende édénitique et des bordures de pargasite ferrugineuse ou magnésio-hastingsite. On notera l'énorme enrichissement en Na (surtout Na^A) et en Ti vers la bordure.

Une autre type de zonation, optiquement nettement plus évidente, s'observe dans l'amphibole au contact avec le clinopyroxène: l'amphibole devient de plus en plus incolore à son contact: on passe depuis le chimisme décrit plus haut vers une actinote presque pure. Le problème de cette bordure réactionnelle sera traité en détail au chapitre 3.7.

Le plagioclase montre des textures polygonalisées par recuit avec une zonation toujours présente mais peu prononcés, évoluant du champ de l'oligoclase à celui de l'andésine: la bordure étant plus riche en Ca que le coeur.

L'épidote ne semble pas en déséquilibre, ni par sa texture qui est souvent constituée par des prismes subidiomorphes, ni par son pourcentage modal pouvant atteindre et dépasser 20%. Chimiquement zonée, elle semble avoir des bordures plus riches en Fe^{3+} que le coeur, mais le contraire s'observe tout aussi bien, à confirmer du fait que le pourcentage en PS dans l'épidote est une variable fortement influencée par la fugacité de l'oxygène de la phase fluide ainsi que par le chimisme de la roche.

Le clinopyroxène se situe chimiquement dans le champ du diopside; son occurrence, souvent à l'intersection de joints de plagioclase formant des angles d'environ 120° , montre un parfait état d'équilibre.



Pl. 2-2: Textures des schistes mafiques dans le faciès amphibolites élevé. (A) metabasalte isogradblastique à clinopyroxène et épidote, 15-16, Cardada; (B) détail de la transformation de l'amphibole en clinopyroxène, 15-16, Cardada; (C) metabasalte sans épidote et donc sans clinopyroxène, 2-2, M.Ziccher; (D) métamagnésio-gabbro avec une matrice d'amphibole dans une matrice de plagioclase, 2-15, M.Ziccher.

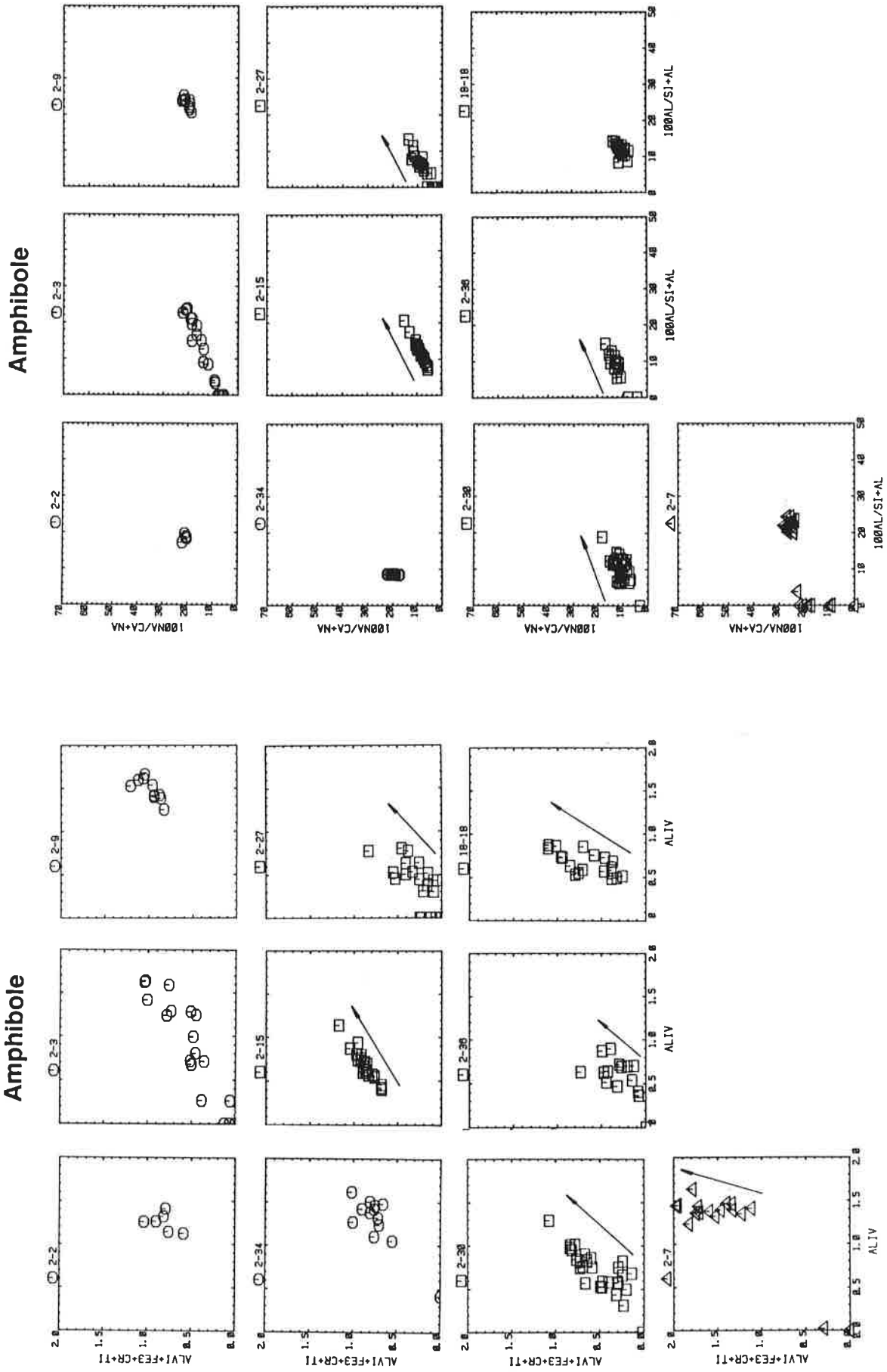


Fig. 2-28: Continuation.

Fig. 2-28: Chimisme des phases minérales de la région du M.Ziccher.

Amphibole

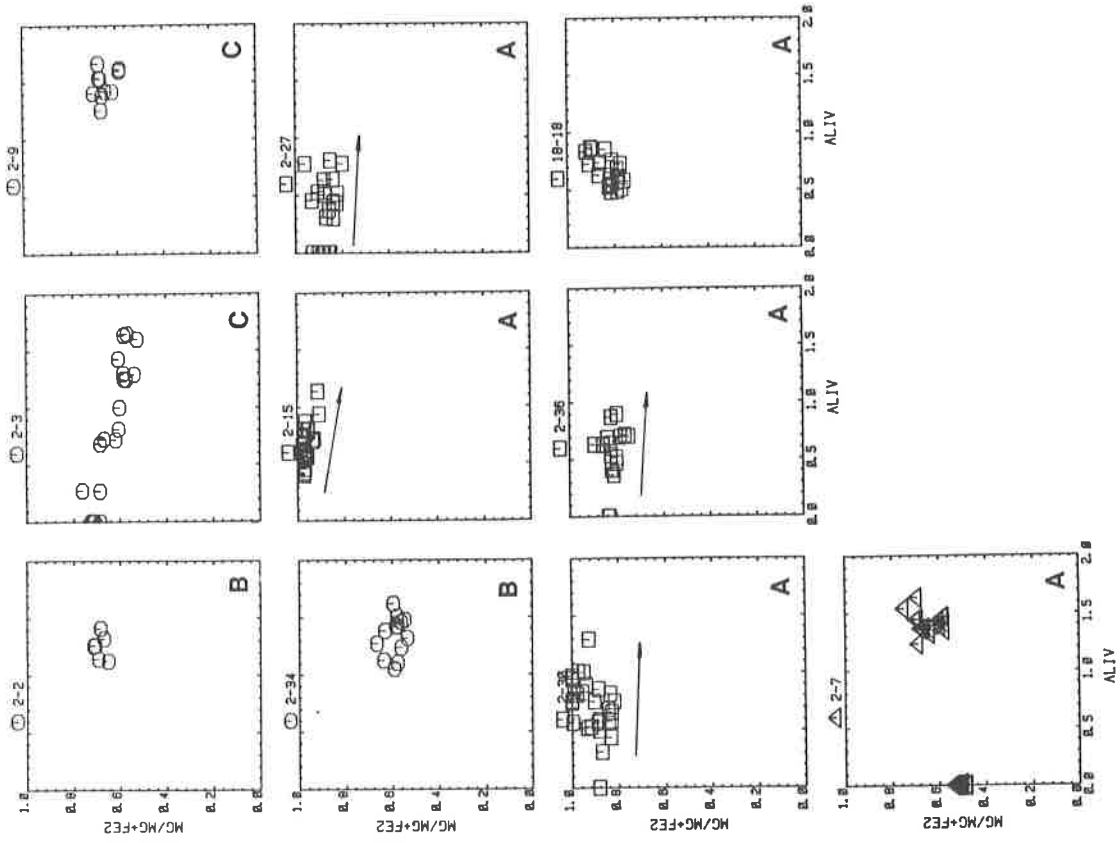


Fig. 2-28: Continuation.

Amphibole

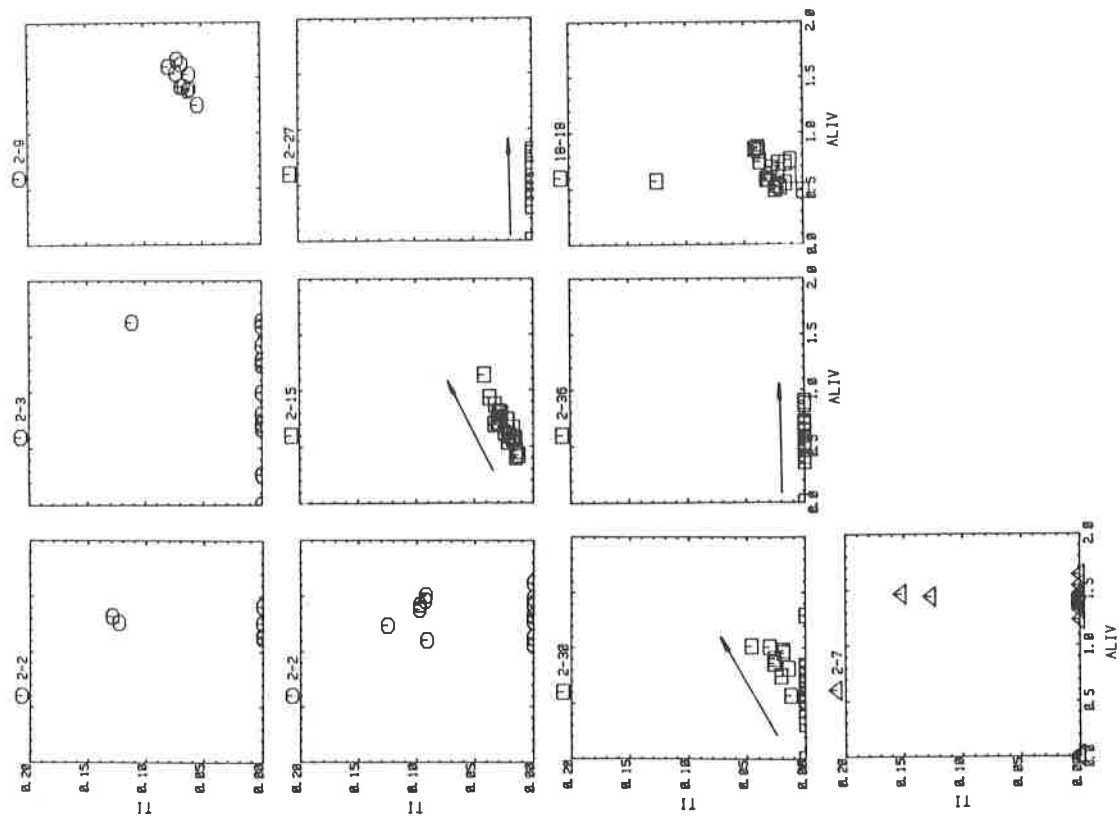
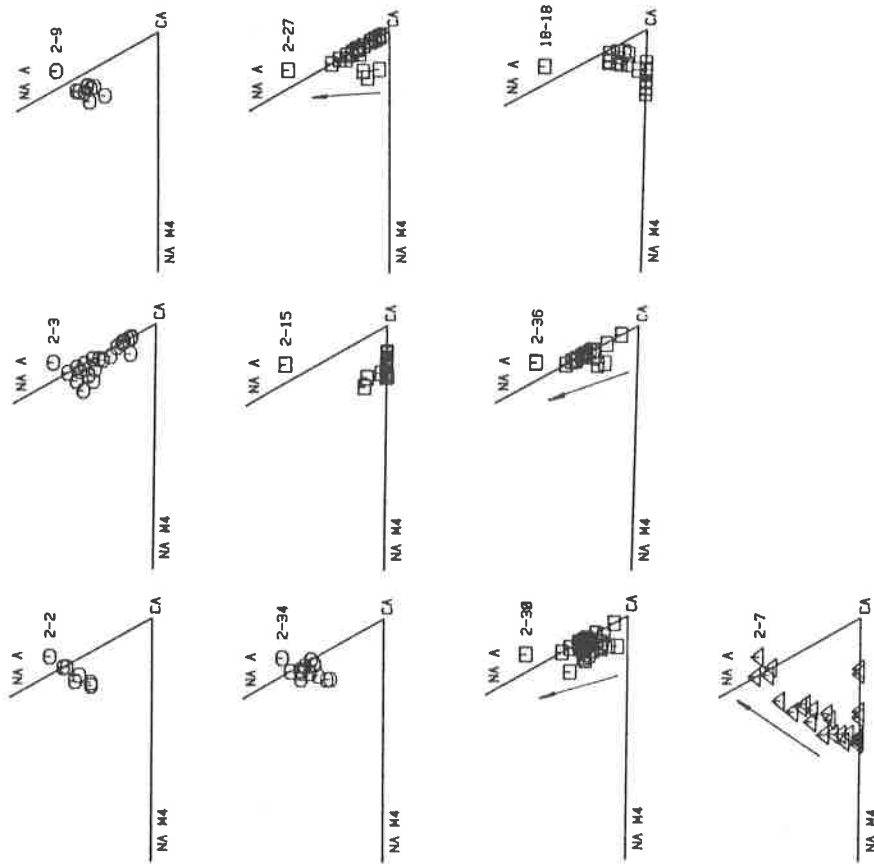


Fig. 2-28: Continuation.

Amphibole



Clinopyroxène

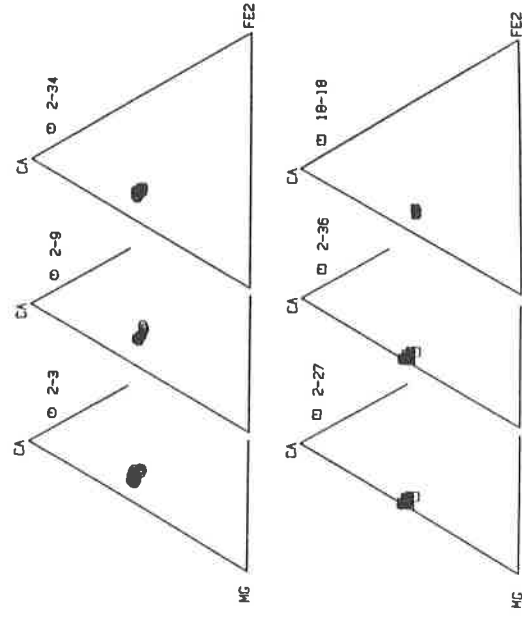


Fig. 2-28: Continuation.

Fig. 2-28: Continuation.

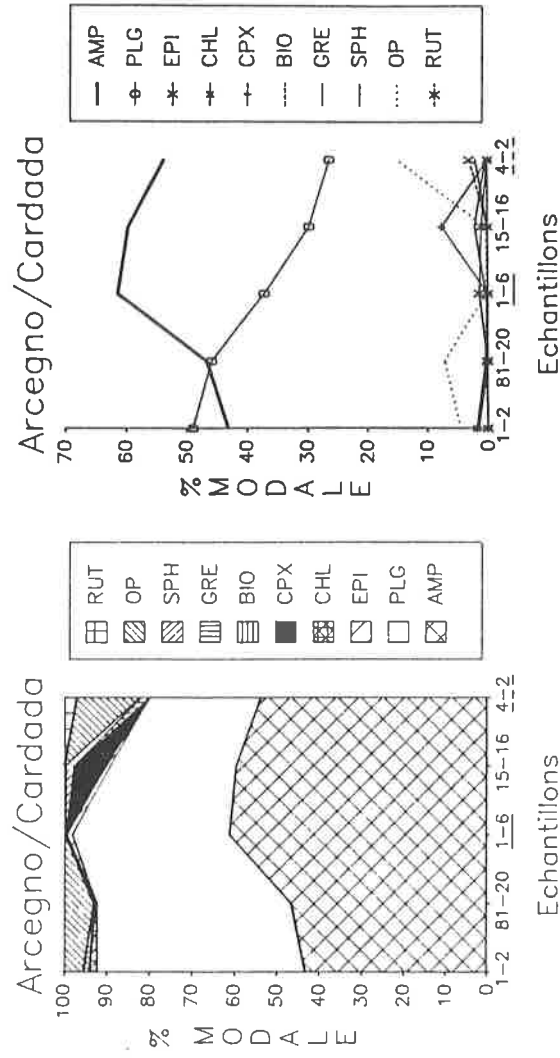
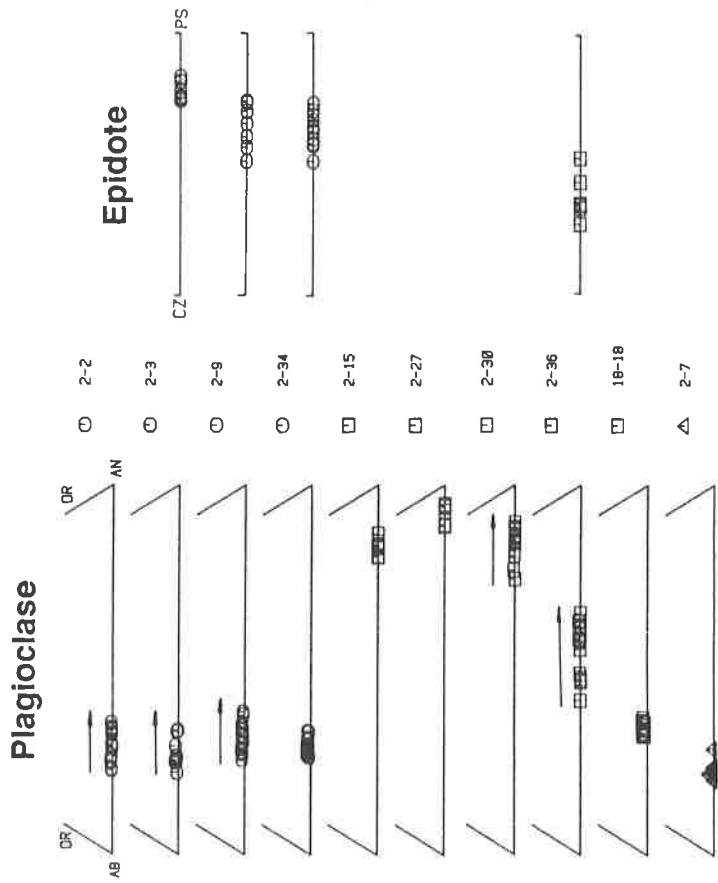


Fig. 2-29: Composition modale des échantillons de la région d'Arcegnò et Cardada.

Fig. 2-28: Continuation.

Métamagnésiogabbro

Bien que comportant encore quelques clastes d'amphiboles, ces derniers sont souvent remplacés par des amphiboles aciculaires ou en baguettes. Ces petites amphiboles ne se différencient chimiquement que très peu des clastes: des coeurs d'actinote ou d'hornblende trémolitique avec des bordures de magnésio-hornblende s'observent pour les deux types. Dans ces amphiboles, comme dans les metabasaltes, on note l'enrichissement en Na^A . Le plagioclase à texture parfaitement polygonale ne montre que de très faibles zonations pour des teneurs en anorthite dépassant les 90%. Il faut remarquer que la totalité du plagioclase possède des pourcentages élevés en AN et pas seulement, comme dans les régions précédentes, là où une pseudomorphose d'épidote est reconnaissable.

Le clinopyroxène apparaît de manière moins systématique que dans les metabasaltes. Sa texture est toutefois parfaitement en équilibre; le chimisme est nettement distinct, avec un X_{Mg} plus élevé que celui des clinopyroxènes des metabasaltes. L'épidote ne s'observe pratiquement plus, ayant disparu aux dépens du plagioclase calcique et/ou du clinopyroxène.

Métaferrogabbro

Un seul échantillon (2-7) a été repéré et analysé en détail. Il est caractérisé par l'occurrence de deux types d'amphiboles, soit en blastes individuels soit dans un même blaste avec alors une lacune de miscibilité bien évidente: on observe des *tâches* de forme irrégulière d'une amphibole dans l'autre, dans les deux sens (fig. 3-26a). Le chimisme de la première amphibole, de couleur vert à vert foncé, varie entre une magnésio-hornblende jusqu'à une hornblende tschermakitique, nettement plus riche en Fe^{3+} et Al que celles des metabasaltes. La deuxième, orthorhombique et incolore, est une cummingtonite idiomorphe à subidiomorphe. Le plagioclase se situe dans le champ de l'oligoclase, légèrement moins enrichi en Ca que dans les metabasaltes. Un pourcentage élevé d'opaques (ilménite) est caractéristique et correspond à la grande abondance de Ti et Fe dans le chimisme de la roche.

2.15 Région d'Arcegno (MA-1, 81) (fig. 2-29 et 2-30)

Métabasalte

La texture de ces roches est très fine, litée et composée principalement de prismes subidiomorphes d'amphibole formant un mosaïque avec le plagioclase.

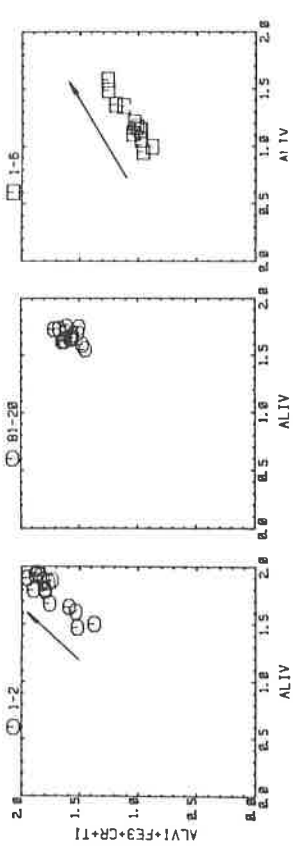
L'amphibole est une tschermakite très peu zonée. Le plagioclase se caractérise par une texture polygonale, composée de granoblastes légèrement zonés. L'épidote n'est présente qu'en tant que phase accessoire. Le grenat est présent pour la première fois en équilibre, sous forme de petits idioblastes. La chlorite est présente uniquement comme phase tardive, seule témoin d'une très légère rétro-morphose. Elle se distingue aisément des chlorites stables, dans les faciès métamorphiques de moindre intensité, par sa teneur non négligeable en Ti. Les seuls phénomènes évidents de rétro-morphose peuvent s'observer le long de la ligne des Centovalli où la chloritisation de l'amphibole peut parfois être très importante.

Métamagnésiogabbro

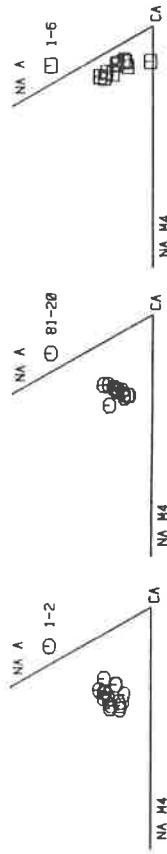
Un métamagnésiogabbro a pu être identifié et analysé. Il montre les mêmes caractéristiques chimiques et texturales des métamagnésiogabbros du M.Ziccher ou du P.Ragno.

L'amphibole est constituée par des clastes et des amas de prismes subidiomorphes de magnésio-hornblende. Le plagioclase montre des blastes zonés entre 35 et 70%AN et des nettes pseudomorphoses d'épidote pouvant atteindre 85%An. Ainsi que déjà présenté pour les régions MA-12, 14 et 20 on observe la même distinction par rapport à la région du M.Ziccher: à savoir le plagioclase ne montre des teneurs très riches en Ca qu'en étroite et reconnaissable association avec l'épidote alors que dans la région de M.Ziccher la totalité du plagioclase se rapproche de l'anorthite.

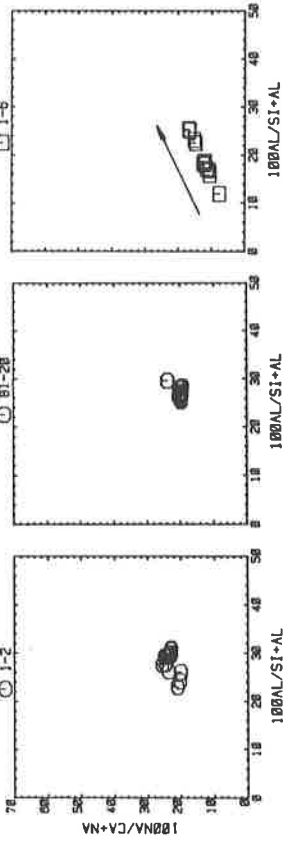
Amphibole



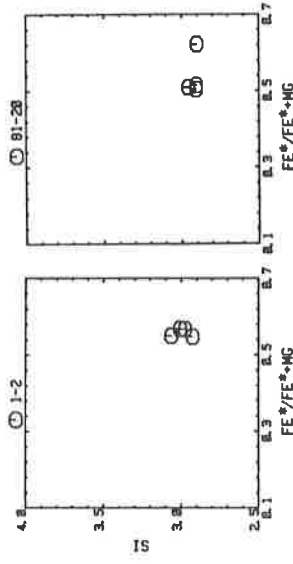
Amphibole



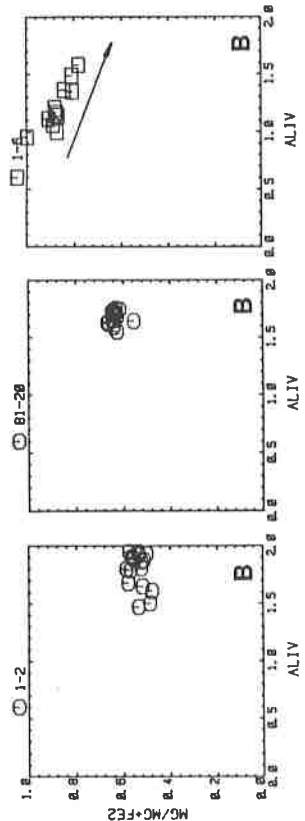
100NA/CA+NA



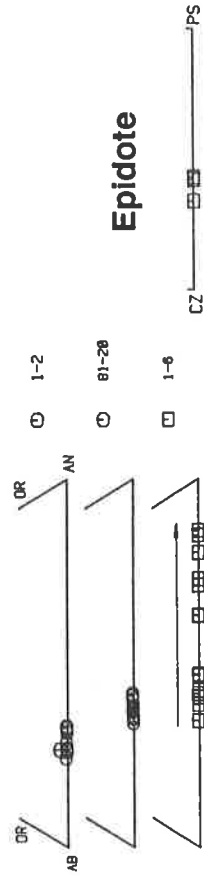
Chlorite



Amphibole



Plagioclase



Epidote

Fig. 2-30: Chimisme des phases minérales de la région d'Arcegnò.

Fig. 2-30: Continuation.

2.16 Région de Cardada (MA-3, 4, 15) (fig. 2-29 et 2-31)

Métabasalte

L'amphibole se situe à la limite entre les champs de la magnésio-hornblende et celui de la hornblende tschermakitique. Dans cette région, des échantillons contenant symplectites et grenats, interprétés comme des reliques d'un faciès de haute pression (Colombi et Pfeifer, 1986), ont été analysés: ces amphiboles ont un chimisme allant de pargasite ferrugineuse à tschermakite. Il semble que l'occurrence de la tschermakite soit restreinte aux petits prismes subidiomorphes.

Les granoblastes de plagioclase ne sont que légèrement zonés. Le clinopyroxène, chimiquement un diopside, est présent soit en texture symplectitique, en intercroissance avec le plagioclase dans les paragenèses reliques soit en texture équilibrée formant une parfaite mosaïque avec l'amphibole et le plagioclase (voir région du M.Ziccher).

La présence du grenat se caractérise par une texture et un chimisme relique, à l'évidence en voie de disparition.

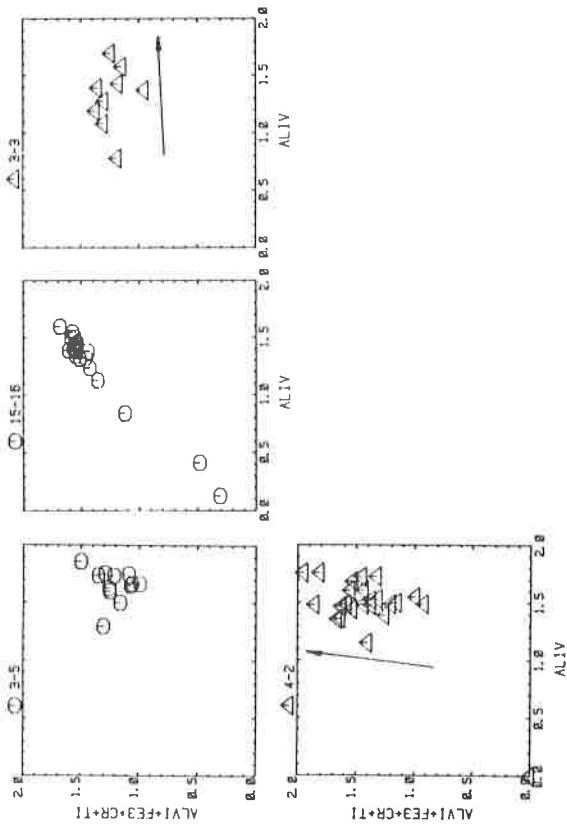
Métaferrogabbro

Deux métaferrogabbros ont été identifiés. Ils présentent une minéralogie ainsi que des phénomènes de réactions en liaison avec des reliques d'un faciès de haute pression.

Dans une texture pouvant être dominée par la symplectite, deux types d'amphiboles sont présentes: une ferro-pargasite ou tschermakite et une cummingtonite. Le plagioclase est aussi lié aux phénomènes symplectitiques, on peut en observer deux générations: (a) un oligoclase formant, avec le diopside, la symplectite et (b) une andésine produite par réaction entre le grenat et les autres phases (§ 3.4) se localisant à son contour.

Le grenat présente une texture réactionnelle, faisant participer le plagioclase et la symplectite; chimiquement il se distingue par un pourcentage relativement élevé en molécule pyrope. La symplectite est constituée par l'intercroissance de plagioclase peu calcique et de diopside provenant de la déstabilisation de l'omphacite (Colombi et Pfeifer, 1986).

Amphibole



Amphibole

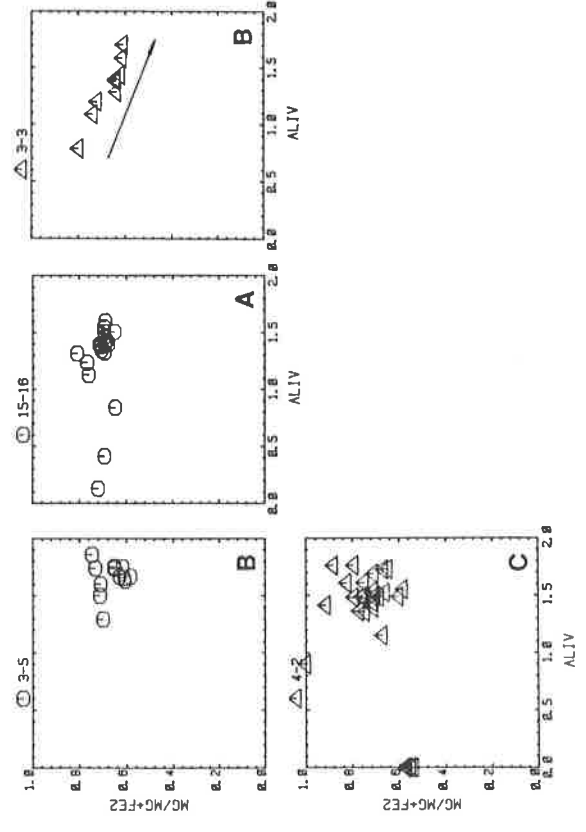
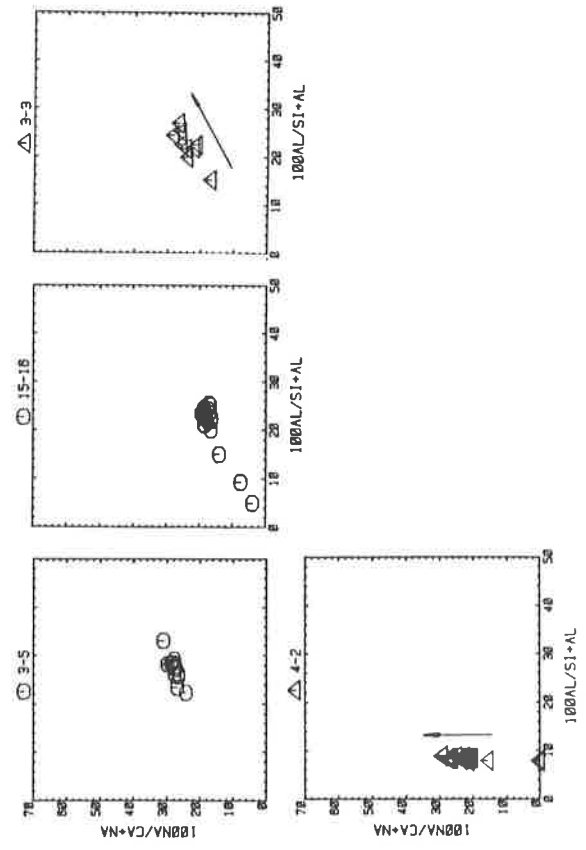
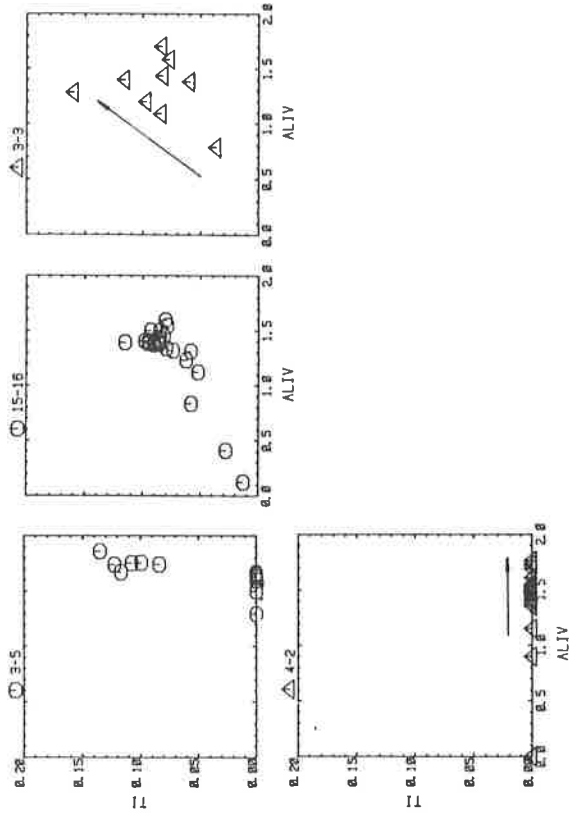
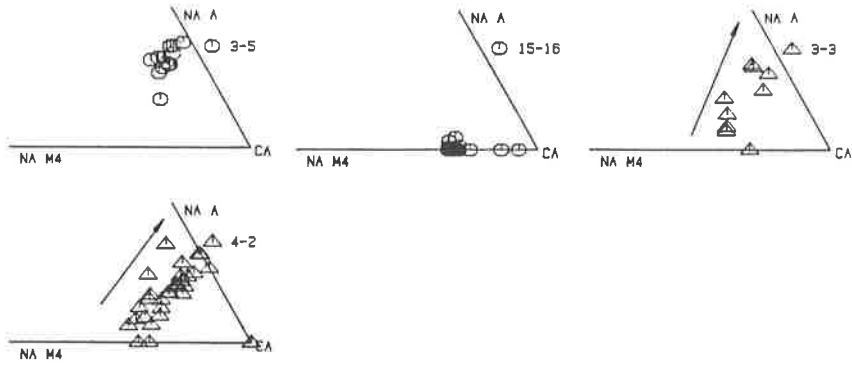


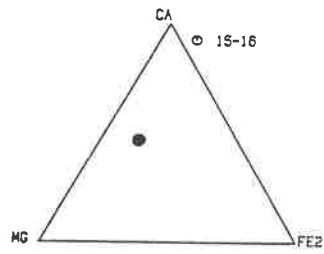
Fig. 2-31: Chimisme des phases minérales de la région de Cardada.

Fig. 2-31: Continuation.

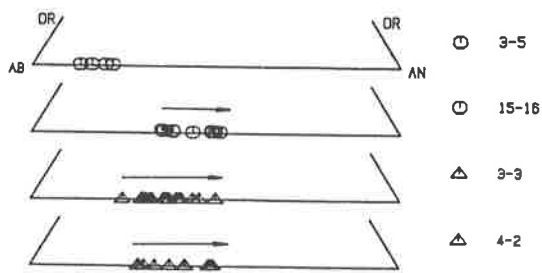
Amphibole



Clinopyroxène



Plagioclase



Epidote



Fig. 2-31: Continuation.

2.17 Résumé de l'évolution métamorphique

Après avoir présenté les résultats généraux, région par région, concernant surtout le chimisme des phases minérales, on va aborder l'analyse de l'évolution métamorphique dans son aspect régional, minéral par minéral.

On traitera ici uniquement le métamorphisme de la phase mésoalpine, laissant la phase éoalpine et ses reliques⁴⁾ pour une analyse ultérieure (§ 3.2, 3.3 et 3.4).

La paragenèse *commune* des schistes mafiques (Laird, 1980) ainsi que son occurrence sans chlorite (faciès amphibolite moyen à élevé) ou avec clinopyroxène, évolue tout au long du profil tant du point de vue de son chimisme que de l'abondance modale de ses phases: cette évolution dépend du gradient métamorphique ainsi que de la composition chimique totale. Le problème de l'interdépendance entre chimisme des phases minérales (surtout de l'amphibole) et chimisme de la roche sera détaillée dans le chapitre 3.5, mais il en sera tenu compte déjà dans cette présentation pour expliquer des observations intéressantes.

Les roches à caractère metabasaltique et métamagnésio-gabbroïque feront l'objet d'un commentaire distinct; la faible occurrence des métaferrogabbros ne permet pas une analyse systématique mais seulement quelques constatations ponctuelles néanmoins intéressantes.

2.17.1 Evolution des textures

Métabasaltes

Le long de tout le géoprofil on observe un changement textural évident parmi ce type de roche.

Dans la région de Viège et du Col du Simplon, on observe des textures poeciloblastiques dominées par l'habitus de l'albite. La matrice de la roche est constituée par la chlorite, avec quelques rares blastes aciculaires d'amphibole, qui moule les poeciloblastes d'albite.

Dans la région d'Antrona Nord, au Laggintal et au Zwischenbergtal, deux textures sont présentes: (a) des textures porphyroblastiques où les poeciloblastes d'albite zonée déterminent encore l'aspect grenu de la roche et (b) des textures nématoblastiques où le plagioclase (oligoclase), cristallisant entre les blastes d'amphibole et d'épidote, contribue à uniformiser la structure de la roche.

Dans la région d'Antronapiana. (MA 17 et 24), la texture poeciloblastique s'observe toujours tout en étant moins systématique: les roches sont composées de préférence de blastes d'amphibole zonée associés aux blastes d'épidote et de plagioclase interstitiel. Ces textures se maintiennent jusqu'au Val d'Ossola, où s'observent les premières textures caractérisées par un début de polygonalisation du plagioclase. Dans ces textures polygonales hétérogranulaires, les plagioclases ainsi que les blastes d'amphiboles, constituées par des petits prismes subidiomorphes, présentent une forte zonation chimique.

Entre le Val d'Ossola et le Val Vigizzo, les Zones d'Antrona et Zermatt affleurent subparallèlement. Les textures ont une évolution semblable: depuis l'Ouest vers l'Est, se manifeste une tendance vers la granoblastèse dominée par la formation d'une mosaïque de plagioclase renforcée par l'apparition, presque systématique, d'amphibole en petits prismes trapus.

Dans la région du M.Ziccher (Zone d'Isorno-Orselina) les textures deviennent définitivement granoblastiques équi-granulaires, renforcées par l'apparition des blastes granulaires de clinopyroxène. Cette texture s'observe jusqu'au dans la partie la plus à l'Est du profil, dans les régions de Cardada et Arcegno, où dans cette dernière région entre la ligne des Centovalli et la ligne Insubrienne, s'observent quelques signes de rétro-morphose, mises en évidence par la croissance de chlorite dans les clivages de l'amphibole.

⁴⁾ Concernant le grenat, symplectite et *lawsonite* surtout.

Métamagnésiogabbros

De même que pour les metabasaltes, la texture des métamagnésiogabbros évolue également le long du géoprofil depuis l'Ouest vers l'Est. La texture porphyroclastique, dominée par les gros clastes prismatiques d'amphibole, caractéristique de la partie occidentale du géoprofil, devient, à fur et à mesure que l'on s'approche de la partie orientale du géoprofil, une texture nématoblastique où les clastes d'amphibole ne représentent plus que des rares reliques ayant la plus part du temps recristallisés pour donner des gerbes d'amphiboles subidiomorphes. Par effet d'une intense déformation, on peut aussi observer des textures blastomylonitiques où l'amphibole recristallise en long prismes (rapport longueur/largeur supérieur à 20). Cette texture en gerbe se retrouve surtout dans les métamagnésiogabbros affleurant subparallèlement à la ligne Insubrienne ainsi que dans la région du M. Ziccher, près de la ligne des Centovalli.

Il est intéressant de noter que le plagioclase ne montre jamais un habitus poeciloblastique même à des conditions métamorphiques faibles, mais qu'il se présente toujours sous forme interstitielle, souvent entre les blastes d'épidote.

2.17.2 Evolution des pourcentages modaux

L'augmentation du gradient métamorphique depuis l'Ouest vers l'Est entraîne des modifications de l'abondance modale des phases, compte tenu de celles imputables au chimisme total.

La relation modale bien connue entre amphibole d'une part et chlorite et épidote d'autre part, se manifeste de manière évidente dans le géoprofil étudié: l'amphibole croît aux dépens de la chlorite et de l'épidote depuis les régions à faible degré métamorphique (Viège et Carcoforo/Bannio) vers la Zone d'Antrona Ouest et vers la partie orientale du profil. Pour les roches à caractère magnésiogabbroïque, en plus, dans la Zone d'Antrona Ouest et Antrona Sud, le pourcentage modal en épidote est toujours plus élevé que celui de plagioclase, alors que plus à l'Est on observe le contraire, voire même la disparition de l'épidote au profit d'un plagioclase calcique.

Le pourcentage modal du sphène diminue également, ce qui témoigne du transfert du Ti dans l'amphibole. Le clinopyroxène, bien qu'en étroite liaison avec l'épidote, apparaît comme phase stable uniquement dans la partie orientale du profil: l'épidote peut être tout à fait stable en association avec le clinopyroxène si le chimisme total est suffisamment calcique. Dans des roches où le Ca total n'est pas très abondant, on aura la disparition complète de l'épidote par des réactions de formation de plagioclase calcique et de clinopyroxène (surtout dans les métamagnésiogabbros).

D'Ouest en Est le pourcentage modal de la chlorite diminue rapidement tout en étant très sensible à la composition chimique de la roche et en particulier à celle des métamagnésiogabbros.

Dans la fig. 2-32 est résumé la variation du pourcentage modal des metabasaltes et des métamagnésiogabbros à l'aide de quelques échantillons représentatifs: on notera pour les métamagnésiogabbros l'étroite liaison entre l'épidote et le plagioclase alors que dans les metabasaltes on notera celle entre l'amphibole et l'apparition du clinopyroxène.

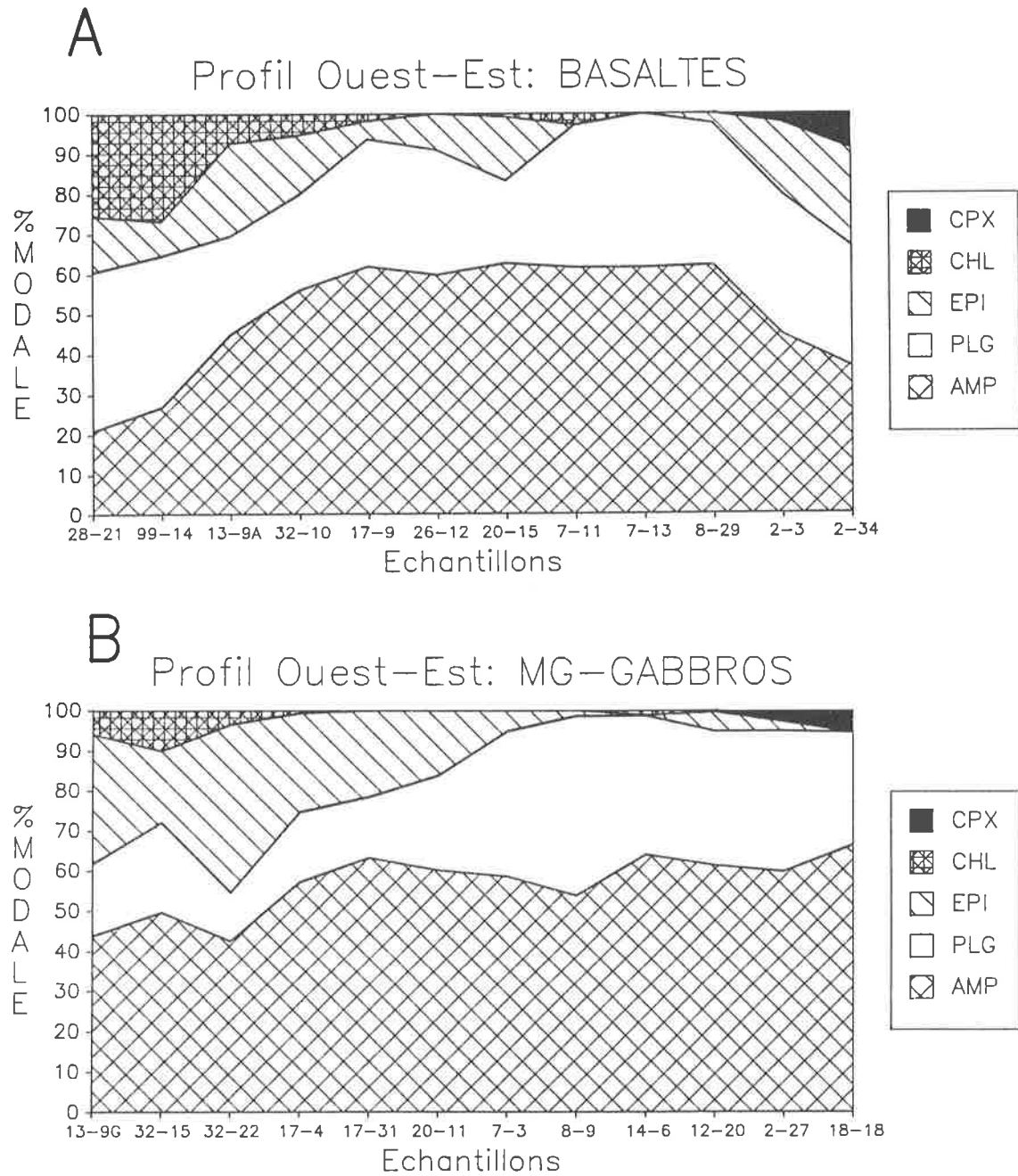


Fig. 2-32: Résumé de l'évolution modale le long du géoprofil pour les metabasaltes (A) et les métamagnésiogabbros (B) à l'aide d'échantillons représentatifs.

2.17.3 Evolution de l'amphibole

Parmi toutes les amphiboles analysées, on a pu observer les différents groupes d'amphiboles suivants:

- *les amphiboles calciques*: constituant la quasi totalité des amphiboles analysées dans les schistes mafiques; elles sont caractéristiques de la phase mésoalpine;
- *les amphiboles calco-sodiques*: constituées par la série barroisite-winchite, retrouvées uniquement en tant que coeur relique dans quelques blastes d'amphibole dont la bordure est constituée par une amphibole calcique; elles témoignant d'une phase liée à l'événement éoalpin;
- *les amphiboles sodiques*: un seul affleurement contenant de la glaucophane; évidente relique de la phase éoalpine;
- *les amphiboles ferro-magnésiennes*: associées uniquement au chimisme ferrogabbroïque dans le faciès amphibolite élevé.

L'*amphibole calcique* est le seul type présentant une répartition ainsi qu'une évolution chimique à l'échelle régionale: les commentaires qui suivront traiteront uniquement de cette famille d'amphibole. Dans la carte 2-1 est indiquée la classification (Leake, 1978) de la bordure la plus évoluée de chaque échantillon. Bien que grossières, les informations qu'on peut en faire ressortir sont les suivantes:

- deux régions sont caractérisées par des amphiboles actinolitiques (Viège et Carcoforo/Bannio) liées au faciès schistes verts.
- la Zone d'Antrona jusqu'à l'A.Nava ainsi que la Zone de Zermatt jusqu'au P.Tignolino avec des bordures d'amphibole évoluant depuis des magnésio-hornblendes à l'Ouest jusqu'à des hornblendes tschermakitiques à l'Est.
- les régions à partir du P.Marcio et du P.Ragno vers l'Est, où l'apparition de bordures enrichies en $(Na+K)^A$ caractérisent le domaine de stabilité des pargasites, des hornblendes pargasitiques et même des magnésio-hastingsites.

La bordure des amphiboles des métamagnésio-gabbros est légèrement moins évoluée, par rapport à celle du chimisme basaltique, dans la partie occidentale du géoprofil, alors qu'elle s'y rapproche dans la partie orientale.

Bien que mal distribuées, les amphiboles ferromagnésiennes confirment l'évolution du gradient métamorphique depuis la région d'Antrona Ouest vers la région du M.Ziccher. Dans les métaferrogabbros de la région d'Antrona Ouest on observe l'association grenat et amphibole calcique alors que dans le faciès amphibolite élevé de la région de M.Ziccher ou Cardada, le même type de roche présente, avec l'amphibole calcique et des reliques de grenat, une cummingtonite (§ 3.8).

Dans la carte 2-2, on a reporté la teneur en Ti dans la bordure des amphiboles analysées: en plus de l'augmentation depuis la partie occidentale vers la partie orientale du géoprofil, on notera que les teneurs les plus élevées s'observent à partir du P.Marcio et ensuite à M.Ziccher et à Cardada.

Diagrammes récapitulatifs

Les diagrammes de la fig. 2-33 sont un essai de schématisation de l'évolution régionale des amphiboles: sur l'axe horizontal est reporté la teneur en un élément donné et sur l'axe vertical sont regroupés des régions métamorphiquement comparables (l'indice utilisé a été le pourcentage en AN des plagioclases).

Les metabasaltes et les métamagnésio-gabbros sont distingués, dans une même régions, par un petit décalage vertical sur le diagramme. La bordure la plus évoluée de chaque régions, a été jointe afin d'en déceler une tendance générale régionale.

Métabasalte

La distribution du taux d'occupation du *site A* montre une nette tendance, avec des faibles teneurs pour les deux régions de Viège et Carcoforo/Bannio, suivies par des teneurs de plus en plus élevées en direction de la partie orientale du géoprofil (jusqu'aux affleurements à l'Est du Val d'Ossola), pour atteindre des teneurs nettement plus élevées à l'Est du P.Marcio et du P.Ragno jusqu'aux régions, situées au Nord de la ligne des Centovalli, de M.Ziccher et Cardada.

La teneur en Ti montre également une intéressante distribution avec les valeurs les plus élevées vers la partie orientale.

L'Al^{IV} montre un profil semblable: on note toutefois une plus faible différence entre la région occidentale et la partie orientale du géoprofil.

Le vecteur *tk* augmente rapidement au passage du faciès schistes verts dans la région de Zwischenbergthal et Laggintal et ensuite il reste constamment à des valeurs très élevées.

Métamagnésiogabbro

Dans tous ces diagrammes, on constate que ces roches ont la même tendance régionale que les métabasaltes, bien que dans le détail, ils se différencient par la teneur absolue: dans la partie occidentale du géoprofil, la teneur de ces principaux éléments est toujours inférieure aux métabasaltes⁵⁾ alors que vers la partie orientale on peut avoir des teneurs qui sont, au contraire, plus élevées⁶⁾. La nette différence de chimisme des amphiboles des métamagnésiogabbros et des métabasaltes se met très bien en évidence dans le diagramme montrant le comportement du Fe^{tot}.

Evolution des zonations

Toujours dans la fig. 2-33, on s'aperçoit que l'amplitude de la zonation chimique diminue depuis l'Ouest vers l'Est pour se stabiliser, dans la partie orientale, à des teneurs élevées, voire par l'absence d'une réelle zonation. De même, on constate que les zonations discontinues se localisent de préférence dans la partie occidentale du profil (région d'Antrona), à un gradient métamorphique faible à moyen alors que, à l'Est, dans le faciès amphibolite élevé on ne retrouve plus aucune zonation discontinue.

L'évolution chimique d'un blaste peut être caractérisée, de manière générale, par deux phénomènes simultanés ou non: la *croissance*, caractérisée par une composition chimique en équilibre à fur et à mesure avec les autres phases avec lesquelles il coexiste et la *diffusion* des échanges vers l'intérieur du blaste essayant d'équilibrer coeur et bordure. Si la vitesse de diffusion est plus grande, ou égale à la vitesse de croissance, le blaste ne sera pas zoné; dans le cas contraire la croissance s'effectue à une vitesse plus grande que la diffusion et le blaste présentera une zonation chimique reflétant les situations d'équilibre locales dans lesquelles il s'est trouvé tout au long de sa période de cristallisation.

Les régions orientales du géoprofil, avec des zonations relativement faibles et un chimisme évolué, peuvent s'expliquer par deux phénomènes: d'une part le gradient métamorphique élevé (cristallisation d'amphibole évoluées) et d'autre part le temps pendant lequel ces roches ont été sous l'effet de ce gradient: plus le temps est élevé, plus les phénomènes de diffusion vers l'intérieur du blaste sont importants, oblitérant ainsi toute relique aux coeurs des blastes.

Les régions occidentales, caractérisées par des zonations de grande amplitude, continues ou discontinues, seraient donc le témoin d'un plus faible gradient métamorphique qui pourrait être couplé à un plus faible temps "d'enfouissement" que les régions orientales. Cette hypothèse se voit vérifiée par les différences des âges des roches dans ces deux régions: 20-40 Ma pour Antrona et 15-20 pour Cardada (Hunziker et al., 1974).

⁵⁾ L'essentiel des amphiboles est constitué par les gros clastes.

⁶⁾ Essentiellement liés à la blastèse des petits prismes dérivant des clastes.

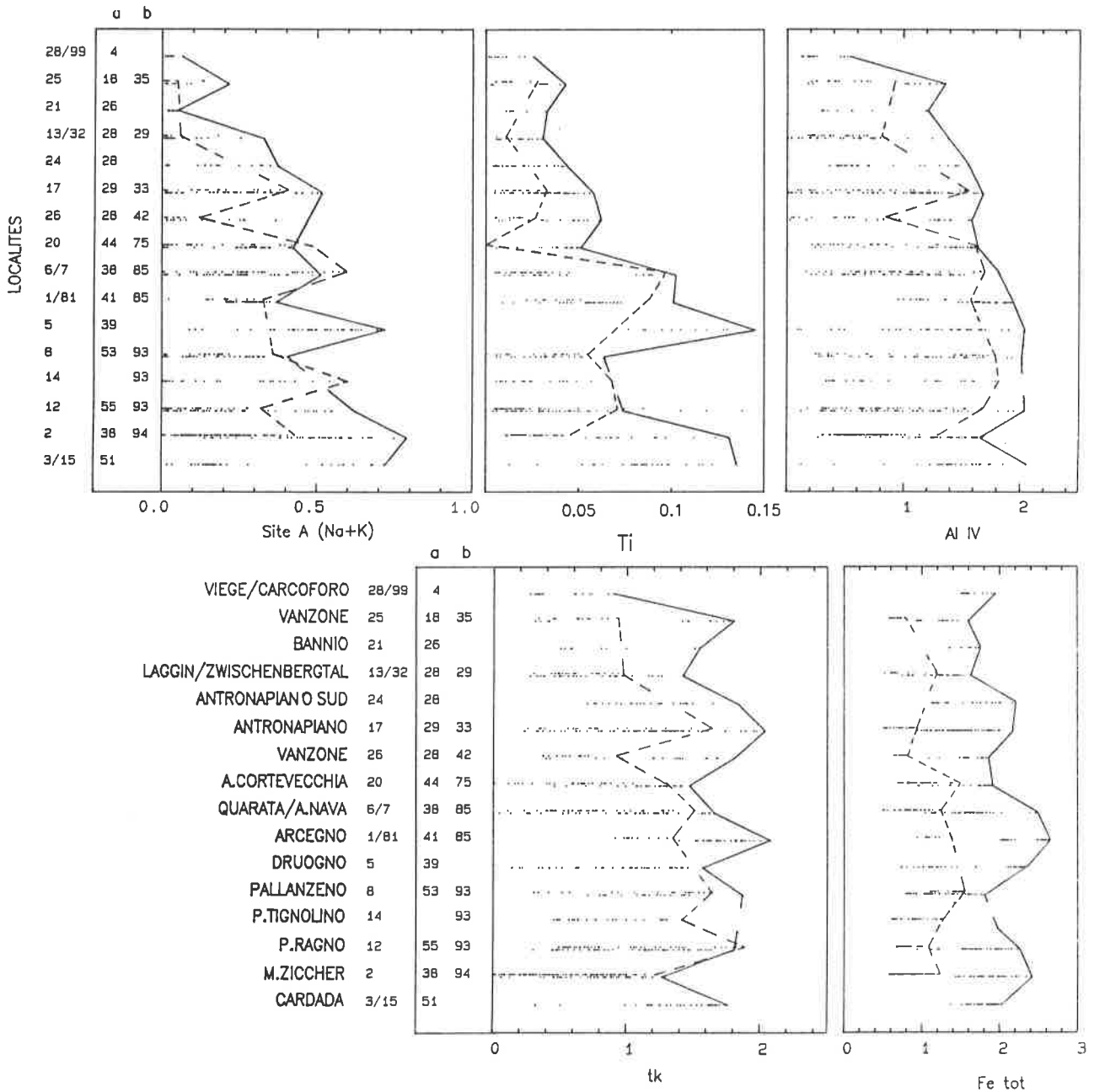
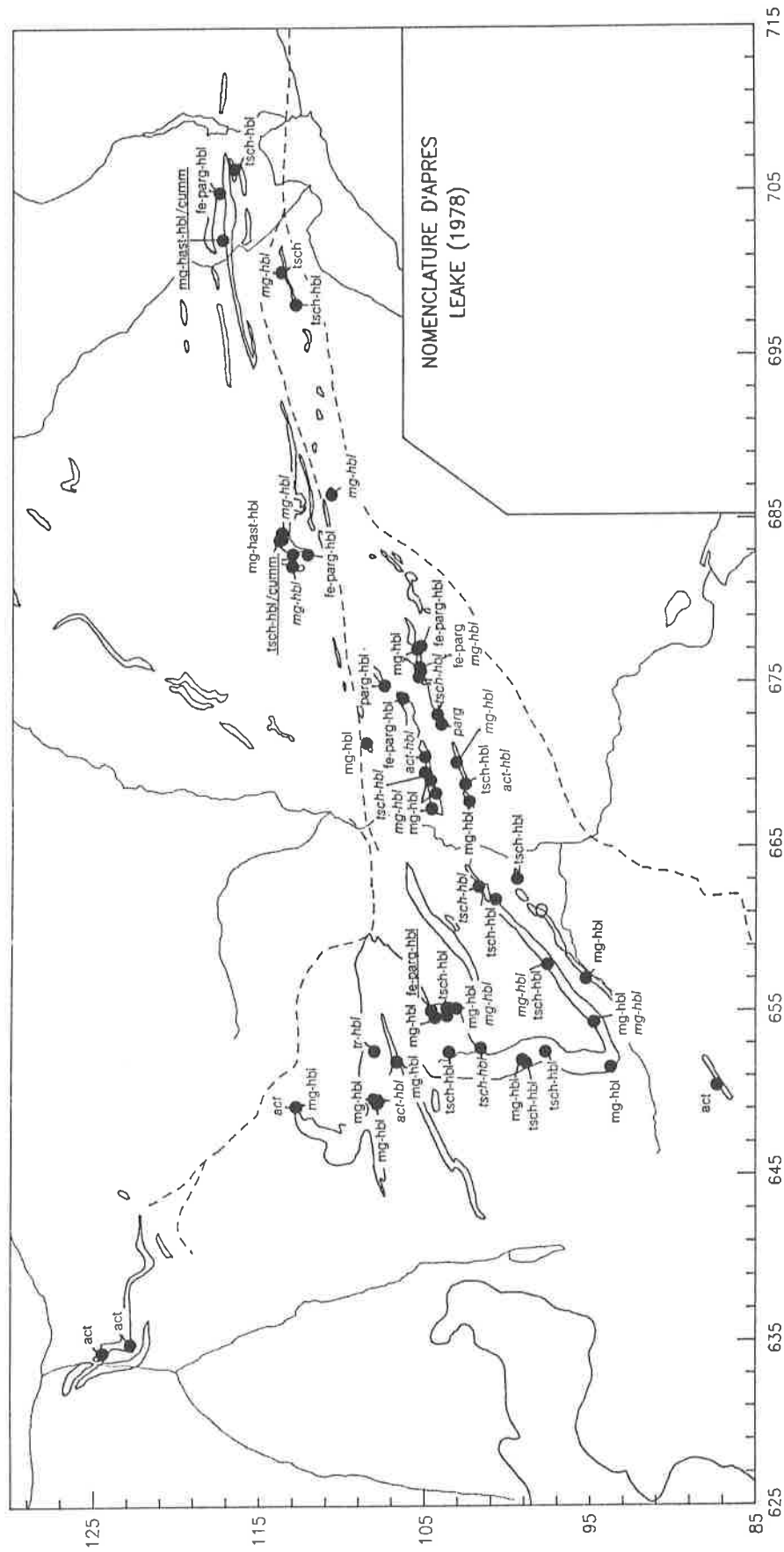
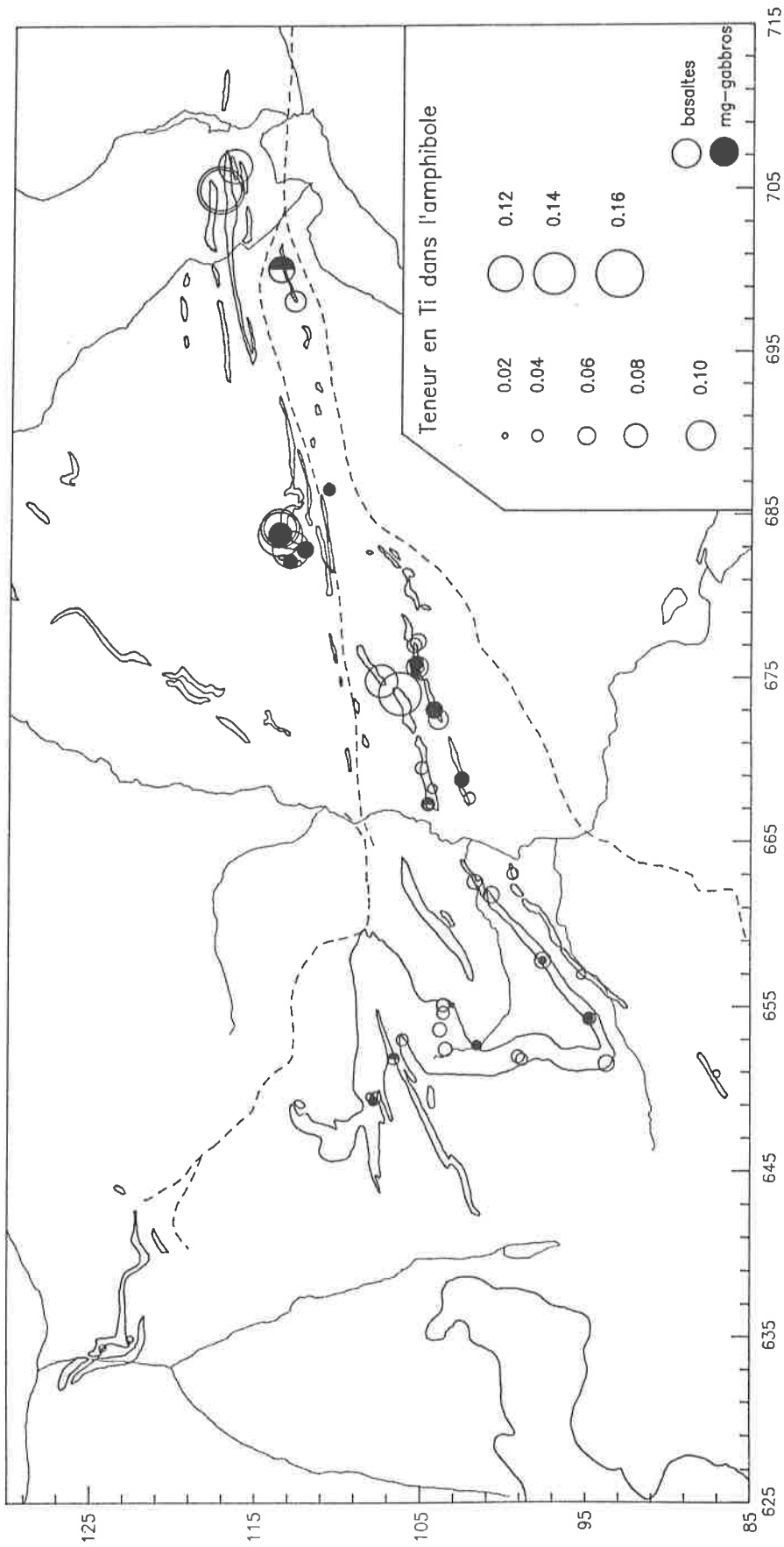


Fig. 2-33: Diagrammes résumant l'évolution régionale du chimisme de l'amphibole d'après le %AN du plagioclase associé (a: metabasaltes, b: metamagnésiogabbros). Chaque point représente une analyse à la microsonde; les analyses dans les metamagnésiogabbros sont légèrement décalées vers le bas. L'évolution des bordures maximales des amphiboles des metamagnésiogabbros est renforcé par un trait discontinue, celle dans les metabasaltes par un trait continu.



Carte 2-1: Classification (Leake, 1978) de la bordure des amphiboles analysées le long de tout le géoprofil dans les metabasaites, les métamagnésioabbro (en italique) et les métaferrogabbro (en souligné).



Carte 2-2: Répartition régionale de la teneur en Ti de la bordure des amphiboles dans les metabasites et dans les métamagnésio-gabbros.

2.17.4 Evolution du plagioclase

Evolution chimique et texturale

L'évolution chimique du plagioclase dépend de trois facteurs principaux: (a) le gradient métamorphique régionale, (b) la composition chimique de la roche (basaltique ou gabbroïque) et, pour les roches gabbroïques, le type d'épidote (teneur en Fe^{3+}). L'évolution texturale se rattache presque uniquement aux changements du gradient métamorphique.

La carte 2-3 montre la variation chimiques des bordures du plagioclase le long de tout le géoprofil pour les metabasaltes et métamagnésio-gabbros. De manière générale les plagioclases sont caractérisés par une zonation chimique entre coeur et bordure définissant une évolution prograde: le coeur est toujours plus sodique que la bordure.

Métabasalte

Les régions à faibles gradient métamorphique (Viège et Carcoforo/Bannio) sont caractérisées par un plagioclase albitique à texture poeciloblastique non zoné. Son pourcentage modal peut atteindre 40%, du fait qu'il constitue la phase sodique la plus importante avant que des réactions continues ou discontinues enrichissent l'amphibole en sodium.

La Zone d'Antrona Ouest est caractérisé par un plagioclase avec une texture également poeciloblastique mais dans laquelle les blastes sont zonés avec oligoclase, voire déjà andésine, en bordure tout en conservant de l'albite au coeur. Cette texture est souvent associée à une blastèse interstitielle, produisant des petits blastes xénomorphes de plagioclase avec un chimisme comparable aux bordures des poeciloblastes zonés. L'isograde de la première apparition d'oligoclase de Bearth (1958) doit donc être déplacée vers le Nord et placée entre les métaophiolites au Col du Simplon et les premiers affleurements dans le Laggintal où l'oligoclase est déjà présent.

A Villadossola on observe les premières textures à tendance granoblastique, composées de polygones d'un plagioclase fortement zoné (oligoclase au coeur et début labrador en bordure). On atteint ici, notamment, le pourcentage AN maximum pour les metabasaltes. Cette texture et chimisme se poursuivent jusqu'au Val Vigizzo.

Dans la région du M.Ziccher ainsi que plus à l'Est, la texture polygonale se perfectionne, en devenant pratiquement isogranoblastique entre plagioclase, amphibole, épidote et clinopyroxène; la zonation de chaque grain diminue fortement par rapport aux régions précédentes, avec, en même temps, une diminution du pourcentage en AN, en relation avec l'apparition du clinopyroxène stable (§ 3.7).

Métamagnésio-gabbro

La texture du plagioclase, dans ce type de roche, n'évolue pas de manière aussi spectaculaire que dans les metabasaltes. Il ne montre jamais une texture poeciloblastique mais toujours une occurrence interstitielle et zonée, souvent entre les blastes d'épidote.

Son pourcentage modal ainsi que son chimisme sont contrôlés par l'avancement le long de la réaction $EPI = PLG$, dont on peut distinguer trois paliers le long du géoprofil:

- a) à l'Ouest du Val d'Ossola, le pourcentage modal de plagioclase est inférieur à celui de l'épidote et sa teneur en Ca dans la bordure n'est que légèrement supérieure par rapport au plagioclase des metabasaltes associés.

- b) A partir de Villadossola, où on observe les premières pseudomorphoses d'épidote produisant un plagioclase très calcique, en direction du P.Ragno (Zone de Zermatt Est) et du P.Marcio (Zone d'Antrona Est) deux populations de plagioclase peuvent coexister dans les métamagnésiogabbros: une première, à texture granoblastique, chimiquement comparable à celle des metabasaltes et une deuxième, beaucoup plus calcique et dont la texture montre très nettement son origine par remplacement de l'épidote.
- c) A partir de la région du M.Ziccher et plus à l'Est, le chimisme s'établit vers des teneurs en Ca très élevées et la texture de remplacement d'épidote disparaît pour laisser la place à une texture granoblastique. Dans la région d'Arcegno, qui confirme l'existence d'un gradient métamorphique du Nord vers le Sud, les métamagnésiogabbros montrent encore les évidences des pseudomorphoses d'épidote observables plus à l'Ouest.

Lacune de miscibilité

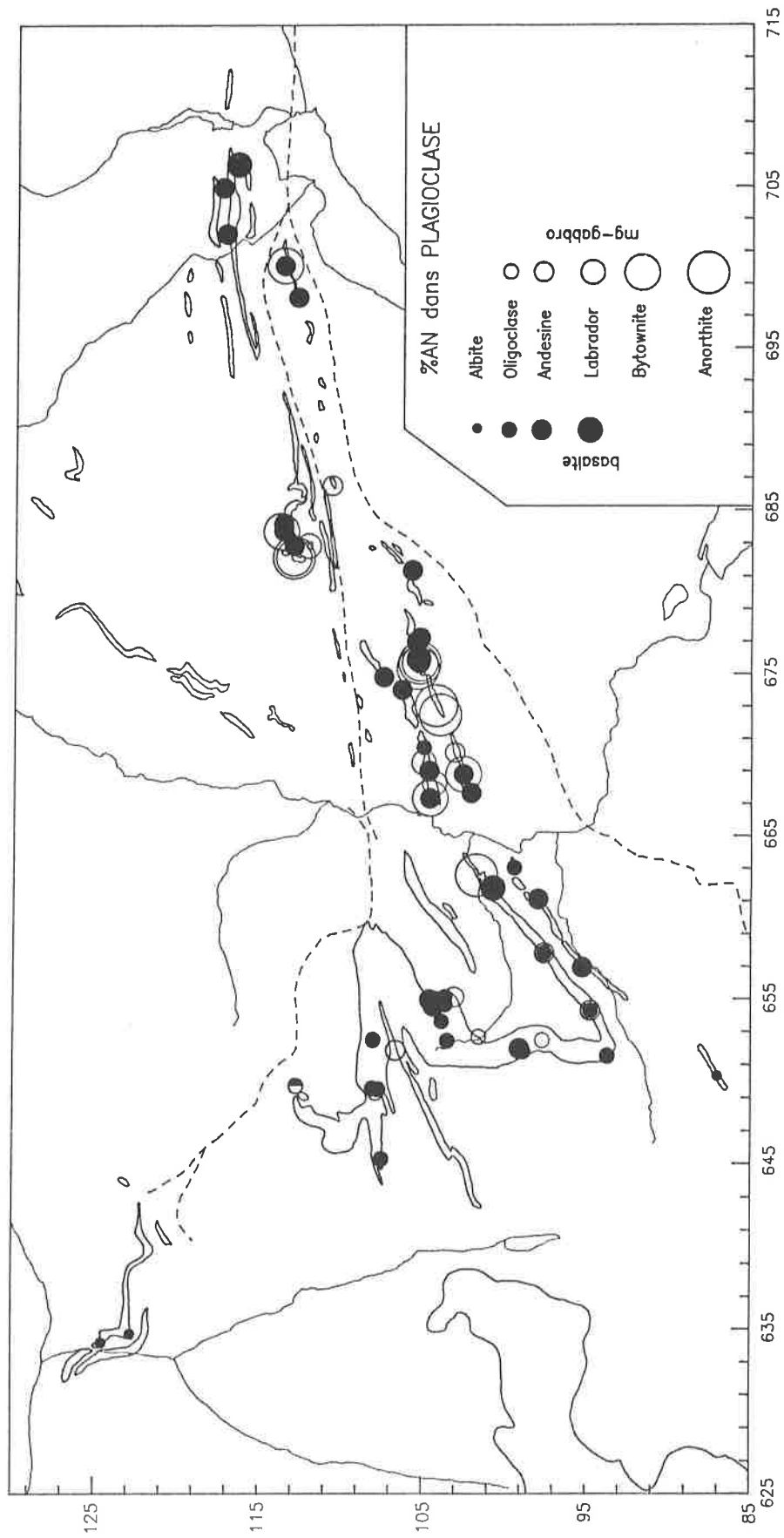
La lacune des péristérites a été mise en évidence dans la partie occidentale du géoprofil. Une première constatation de caractère régional peut s'établir en regardant l'occurrence de la lacune: depuis la région du Laggintal, elle s'étend jusqu'à la région de Carcoforo/Bannio, depuis là et vers l'Est elle disparaît.

La forme de la lacune des péristérites (fig. 2-34 et 2-35) change en fonction du gradient métamorphique. Aux conditions du faciès schistes verts elle disparaît déjà au delà de 430°C et 2Kb (Maruyama et al, 1982): elle se caractérise par une zonation du côté albite relativement étendue (entre 0 et 8%AN) ainsi que par une courbure gauche peu prononcée. Aux pressions plus élevées, entre 3.5 et 5.7Kb, elle disparaît au-dessus de 520°C (Crawford, 1966, Nord et al, 1978, Spear, 1980) et au-dessus de seulement 570°C pour des pressions entre 7 et 10Kb (Enami, 1981): la forme de ces lacunes montre un redressement subvertical de la partie gauche, réduisant en même temps le champ de l'albite à 0-2%AN.

L'analyse de la fig. 2-34⁷⁾ montre l'amplitude des pourcentages AN de part et d'autre de la lacune pour les régions depuis Viège jusqu'à Carcoforo/Bannio. Une constatation évidente concerne l'amplitude du champ albitique (à gauche de la lacune): elle est moins étendue pour la partie centrale de la Zone d'Antrona. Cette tendance peut s'expliquer par une augmentation de pression dans cette partie par rapport aux régions au Nord et au Sud, seule possibilité pour préserver la lacune à des températures supérieures à 430°C.

D'après la fig. 2-35, peuvent être approximées des conditions entre 380-430°C et 2Kb pour les régions de Zwischenbergtal, Laggintal et Carcoforo/Bannio ainsi qu'entre 480-510°C et jusqu'à 6Kb pour la partie centrale d'Antrona.

⁷⁾ Définie de manière semblable qu'expliqué pour les amphiboles (voir fig. 2-32).



Carte 2-3: Répartition régionale du chimisme de la bordure des plagioclases dans les metabasites et dans les métamagmatic gabbros.

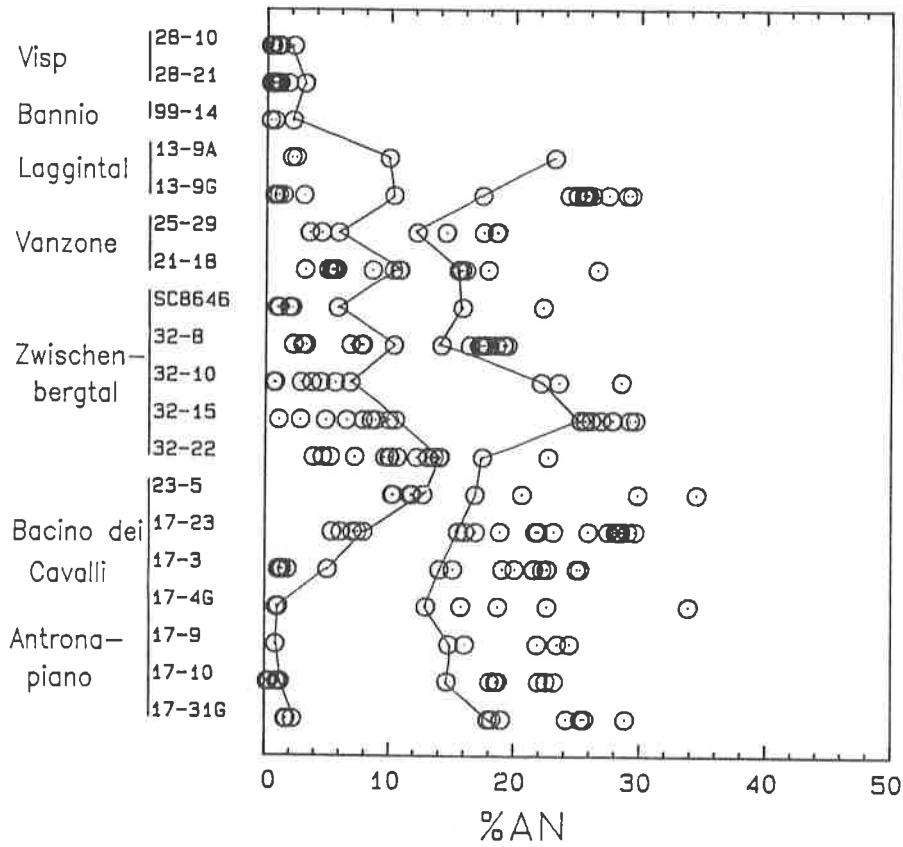


Fig. 2-34: Topologie de la lacune des péristérités dans les plagioclases de la partie occidentale du géoprofil. Les localités sont ordonnées par rapport au degré métamorphique croissant.

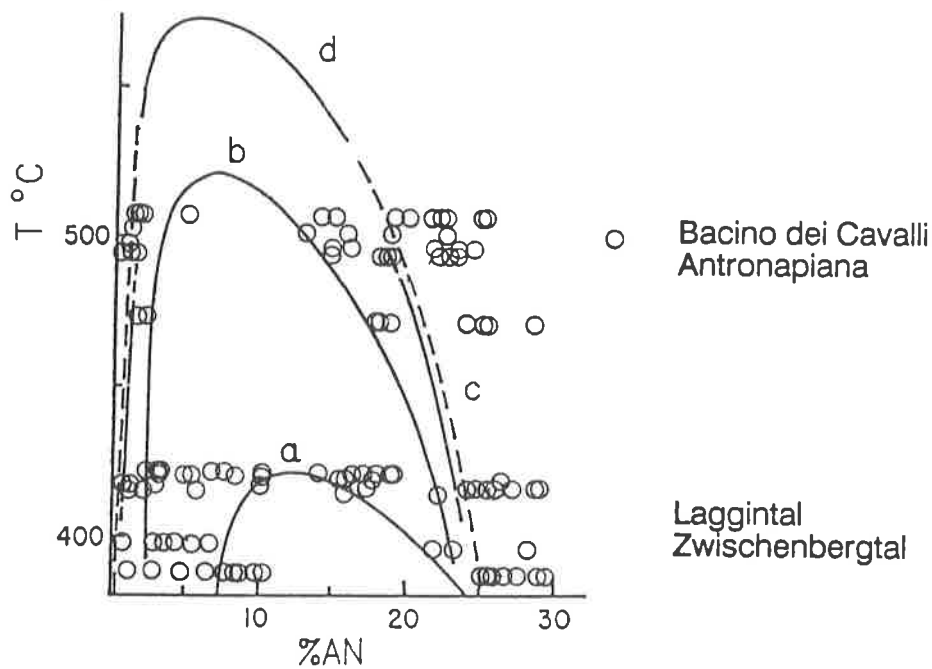


Fig. 2-35: Report des analyses des plagioclase de la fig. 2-34 sur un diagramme comportant la forme de la lacune des péristérités pour différentes pressions (a: 2Kb, Maruyama et al. 1982; b: 3.5-5.7Kb, Crawford, 1966, Nord et al. 1978, Spear 1980; c: 7-10Kb, Enami, 1980).

2.17.5. Evolution de la chlorite

L'évolution régionale de la chlorite se manifeste essentiellement par la variation de son pourcentage modal, plutôt que par des variations chimiques, qui d'après Laird (1980) consisteraient dans une augmentation du vecteur tk avec le gradient métamorphique.

La carte 2-4 montre que, pour les metabasaltes, depuis des régions à plus 20% modal de chlorite (Viège, Antrona Nord et Bannio) on passe rapidement à des teneurs inférieures à 5% dans la partie centrale d'Antrona pour disparaître presque complètement à l'Est du Val d'Ossola. Cette rapide déstabilisation de la chlorite déjà dans la Zone d'Antrona centrale se relie à l'énorme développement du vecteur tk dans l'amphibole, qui assume rapidement des teneurs presque maximales.

Cette carte montre, en plus, que la composition chimique totale joue un rôle important sur le champ de stabilité de la chlorite: dans les métamagnésiogabbros elle subsiste à des conditions métamorphiques plus élevées que dans les metabasaltes. On retrouve de la chlorite texturalement stable jusqu'aux P.Marcio et P.Ragno.

La chlorite hérite le chimisme de la roche dans laquelle elle cristallise: la fig. 2-36 montre la nette dépendance du rapport Fe/Mg entre chlorite et roche totale. Dans les metabasaltes elle varie entre des ripidolites et pyrochlorite, tandis que dans les métamagnésiogabbros ce sont les phases plus riches en magnésium qui prévalent, sheridanite et clinocllore.

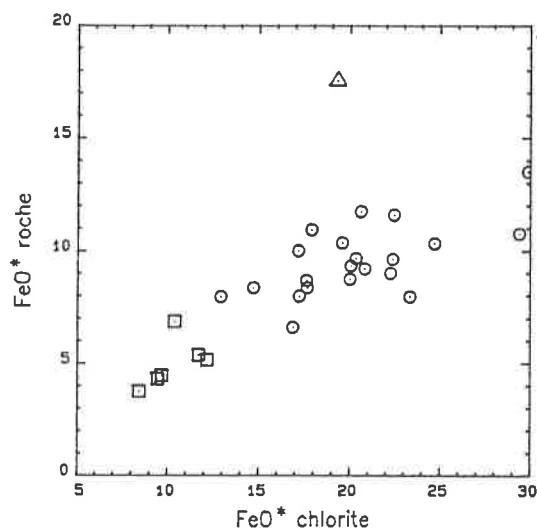
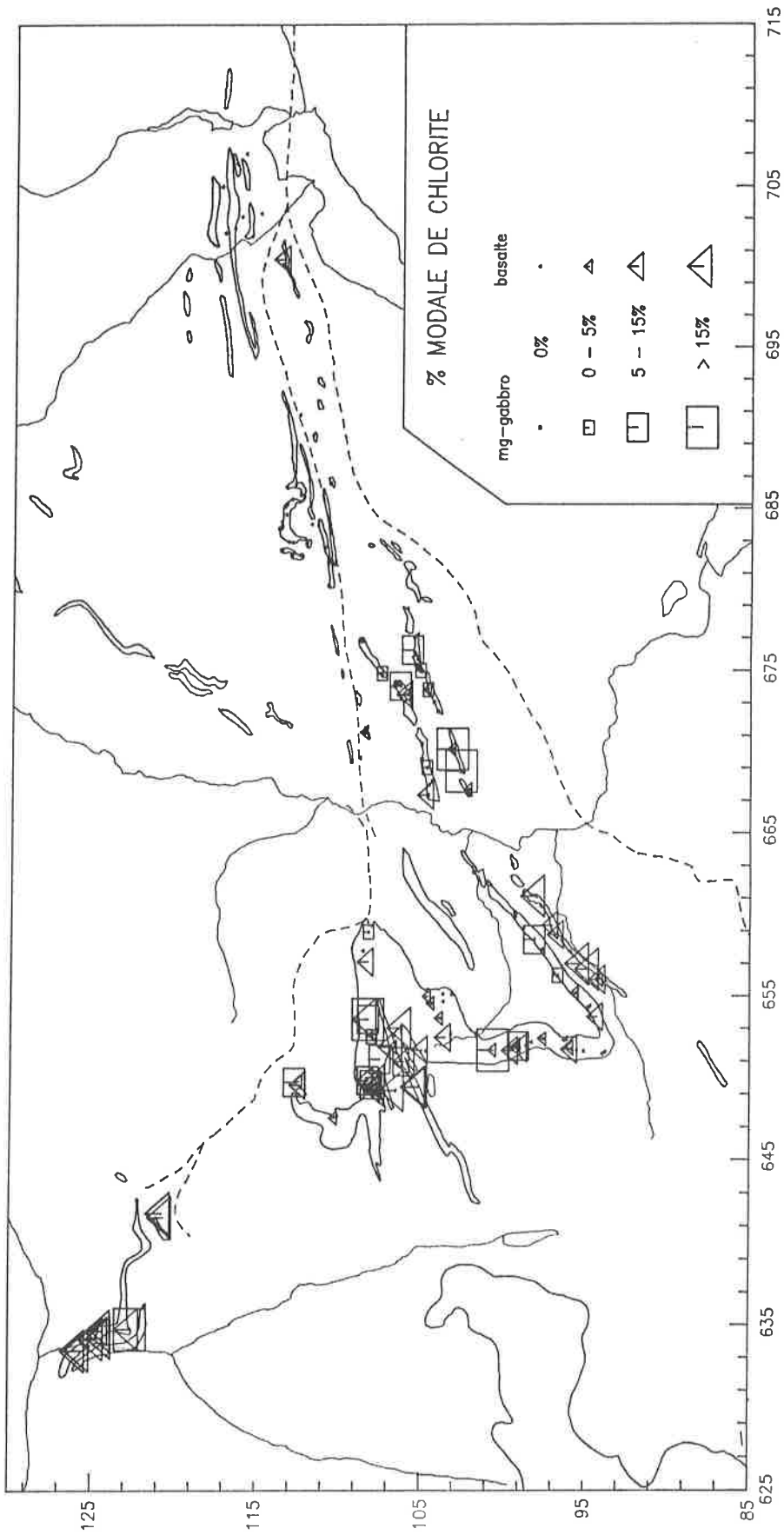


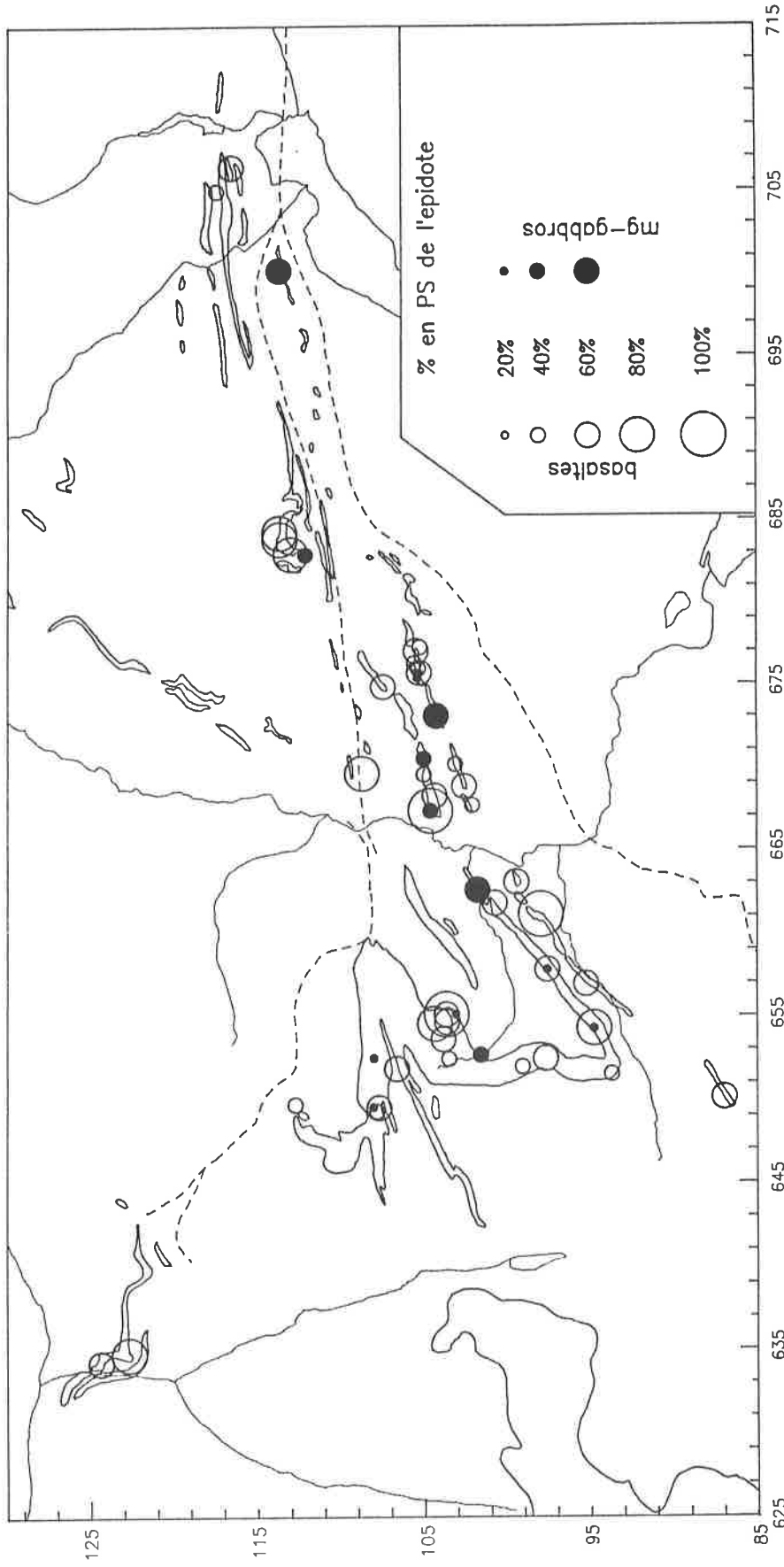
Fig. 2-36: Dépendance du chimisme de la chlorite à celui de la roche, représenté par la teneur en FeO^{tot} (metabasaltes: cercle, métamagnésiogabbro: carré, métaferrogabbro: triangle).

2.17.6 Evolution de l'épidote

Comme montré sur la carte 2-5, aucune évolution systématique du chimisme de l'épidote n'a été mise en évidence: les teneurs avoisinant 100%PS sont toujours liées aux remplacements de grenat très riche en fer; la forte dépendance du chimisme de l'épidote à celui de la roche se confirme à l'échelle régionale par les teneurs toujours très faibles en PS des épidotes des métamagnésiogabbros par rapports aux metabasaltes.



Carte 2-4: Répartition régionale de l'occurrence de la chlorite, pour les metabasites et les métamagabbros.



Carte 2-5: Répartition régionale du chimisme de la bordure des épidotes dans les métabasites et dans les métamagnésiogabbros.

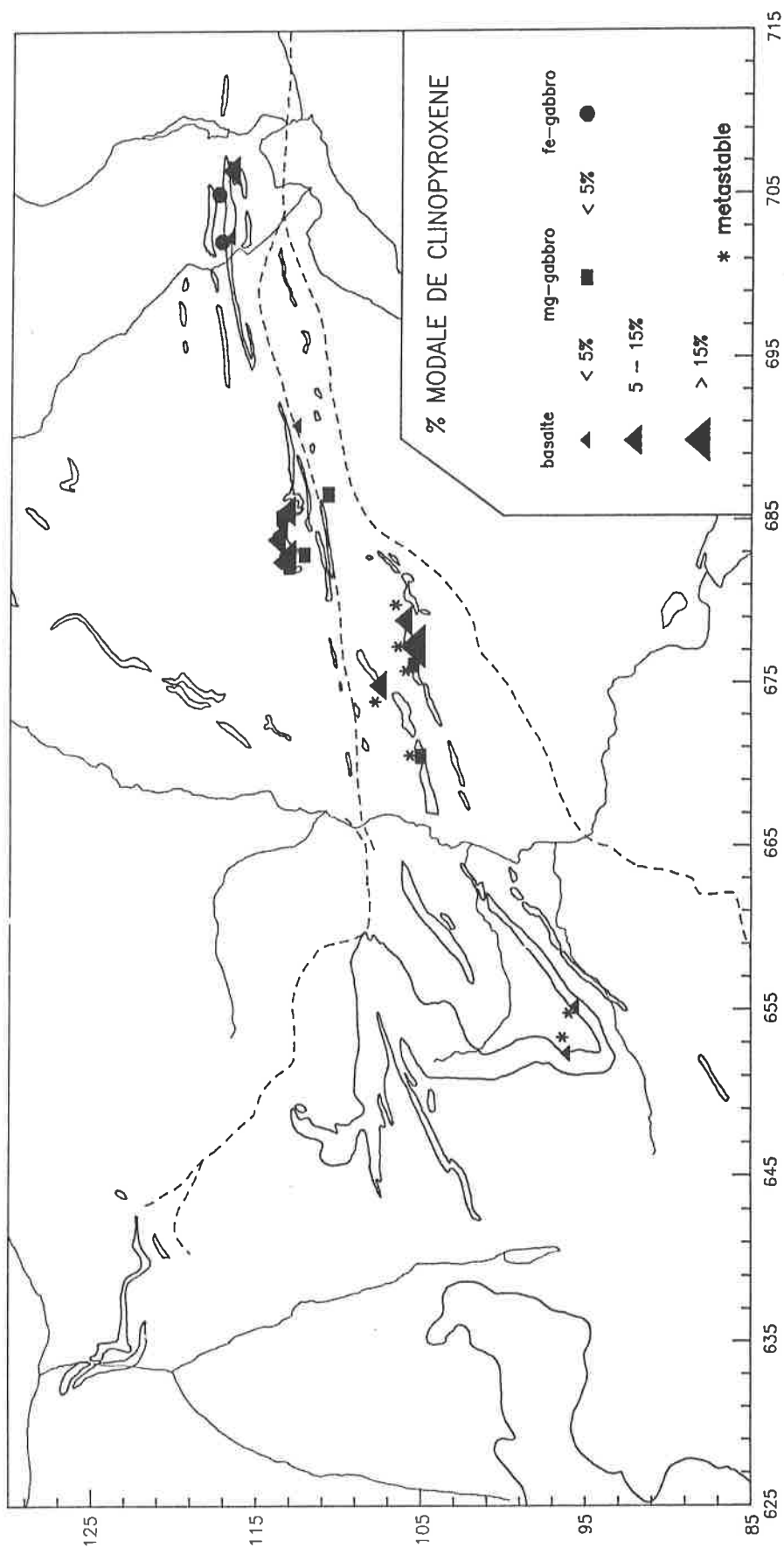
2.16.7 Evolution du clinopyroxène

Le clinopyroxène apparaît dans deux contextes texturalement et métamorphiquement distincts:

- a) comme phase stable dans le faciès amphibolite élevé, produit par des réactions faisant intervenir toutes les autres phases et en particulier l'amphibole. Son apparition est dépendante du chimisme total, surtout les rapports entre Ca et Fe-Mg (§ 3.7);
- b) comme phase relique, produite par la démixion de symplectite (voire omphacite) en pyroxène calcique et plagioclase sodique, dans des paragenèses qui ont subi la haute pression.

La carte 2-6 montre l'apparition et le pourcentage modal du clinopyroxène. Son apparition, texturalement stable, se fait à partir de la région du M.Ziccher pour continuer vers l'Est tout en restant au Nord de la ligne des Centovalli. Dans les régions comprises entre le Val d'Ossola et le Val Vigizzo, il n'apparaît que de manière rélictuelle, très souvent à l'intérieur des blastes xénomorphes d'amphiboles (voir fig. 3-16).

Le pyroxène d'origine symplectitique sûre, s'observe dans la région de Vanzone ainsi que dans celle de Cardada, dans des roches contenant encore des reliques évidentes d'une phase de haute pression.



Carte 2-6: Présence du clinopyroxène calcique dans les trois types de roches (* clinopyroxène métastable).

CHAPITRE 3

ANALYSE DETAILLEE DE CERTAINS PHENOMENES METAMORPHIQUES

3.1 Relation chimique entre roche et plagioclase

L'évolution du chimisme du plagioclase dans diverses séquences métamorphiques a déjà été utilisé depuis longtemps pour caractériser la progression du métamorphisme (Wenk, 1962; Wenk et Keller, 1969, Wenk et Wenk, 1984, Wenk et al, 1986). La remarquable étude régionale de Wenk et Keller (1969), faisant ressortir l'allure *concentrique* des isogrades dans les Alpes Centrales, souffre néanmoins, dans le détail, du manque d'analyse du chimisme de la roche totale qui aurait pu expliquer des phénomènes qui, bien observés par ces auteurs, sont restés mal expliqués.

Deux types de roches, à savoir les metabasaltes et les métamagnésio-gabbros, influencent la composition chimique du plagioclase de manière tout à fait distincte. Comme on peut le constater dans le diagramme AB-AN-OR (fig. 3-1), les métamagnésio-gabbros sont caractérisés par des plagioclases à pourcentage AN *normatifs* plus élevé que les roches à caractère basaltique. Cette distinction, due au chimisme de la roche totale, constitue un point de départ différent pour les basaltes et les magnésio-gabbros dans leur évolution métamorphique respective. La fig 3-2 montre parfaitement que seul les métamagnésio-gabbros peuvent cristalliser un plagioclase métamorphique très calcique, s'approchant de AN100, alors que dans les metabasaltes il n'excède guère AN60. L'évolution du plagioclase, exposée dans le chapitre 2, est simplifiée dans le tabl. 3-1.

Tabl. 3-1: Evolution du pourcentage anorthite du plagioclase en fonction du degré métamorphique ainsi que du chimisme de la roche.

faciès roche	schistes verts	amphibolite faible	amphibolite moyen	amphibolite élevé
basalte	AB	AB/OLIG	AND/LABR	AND
mg-gabbro	AB	AB/OLIG ±AND	AND/LABR ±AN	AN

C'est uniquement à partir du faciès amphibolite moyen, que le plagioclase présente une évolution sélective, en relation avec la déstabilisation de l'épidote. Bien que comportant la mise en jeu de l'amphibole, la progression le long de la réaction suivante peut expliquer les pseudomorphoses d'épidote en anorthite observées à partir du faciès amphibolite moyen:



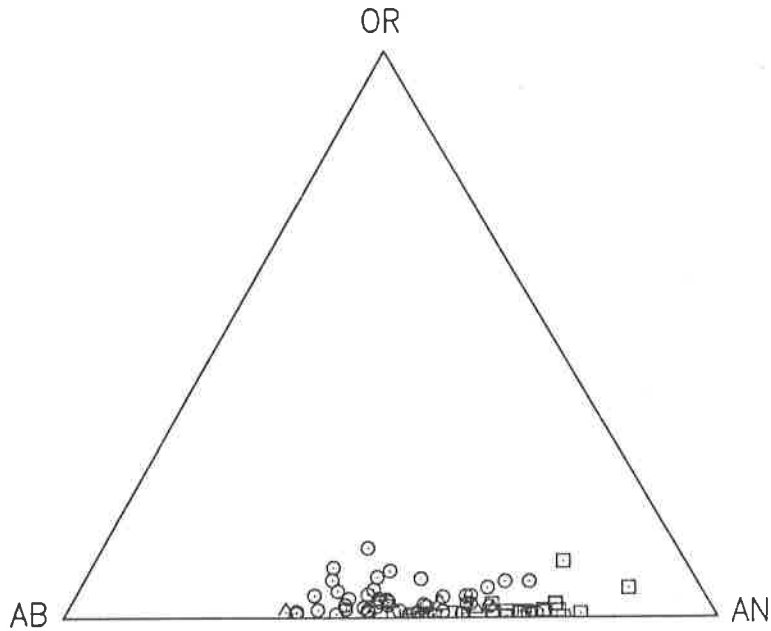


Fig. 3-1: Pourcentages normatifs des feldspaths dans les metabasalts (cercles), les métamagnésio-gabbros (carrés) et métaferrogabbros (triangles). Norme CIPW anhydre, calculée avec le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ mesuré pour chaque échantillon.

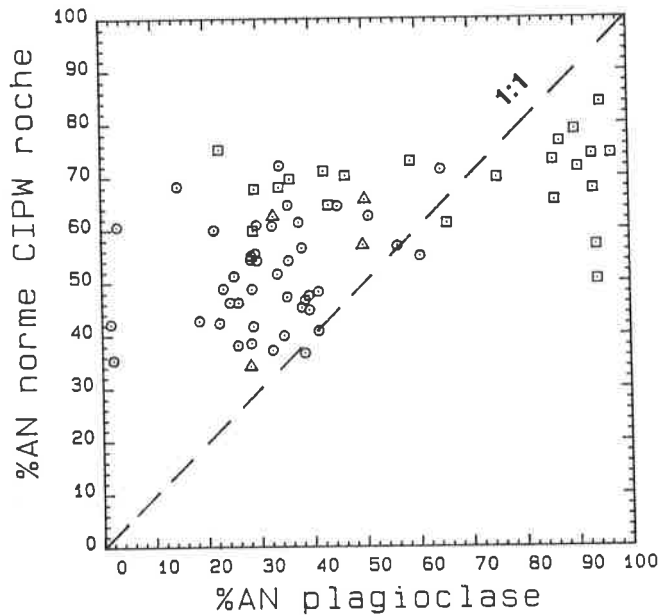


Fig. 3-2: Relation entre la bordure la plus calcique des plagioclases et les pourcentages normatifs en anorthite des metabasalts, métamagnésio- et métaferrogabbros (cercles, carrés et triangles respectivement).

Cette réaction s'effectue complètement si l'épidote n'a pas de Fe^{3+} (pôle CZ) alors qu'elle présente des stades d'avancements incomplets si on est en présence d'épidote avec un pourcentage PS non négligeable. Cela s'observe bien dans la fig. 3-3, où le plagioclase et l'épidote de quelques métamagnésio-gabbros sont reportés dans un diagramme ACF modifié¹⁾: plus l'épidote s'approche du pôle clinozoïsite, plus le plagioclase devient calcique; la complète progression de la réaction 3.1, entraîne la disparition totale de l'épidote. Un exemple est présenté dans la fig. 3-4, où à l'intérieur de l'épidote en voie de disparition on observe un plagioclase nettement plus calcique que dans la matrice de la roche. La constatation d'énormes zonation du plagioclase au contact avec de la clinozoïsite cité dans Wenk et Keller (1969) est à imputer, quasi certainement, au chimisme magnésio-gabbroïque.

Dans le faciès amphibolite élevé à clinopyroxène, si les roches magnésio-gabbroïques sont suffisamment riches en CaO, on peut aussi observer l'apparition, avec l'anorthite, du clinopyroxène. Contrairement à Wenk et Keller (1969), pour lesquels l'apparition du clinopyroxène était à mettre en relation avec un plagioclase plus élevé que AN50, on a démontré ici que la teneur élevée en anorthite dans le plagioclase est principalement reliée au chimisme total. L'apparition du clinopyroxène dans la région du M.Ziccher entraîne, d'ailleurs, une diminution du pourcentage AN, la cristallisation du clinopyroxène nécessitant une partie du CaO à disposition.

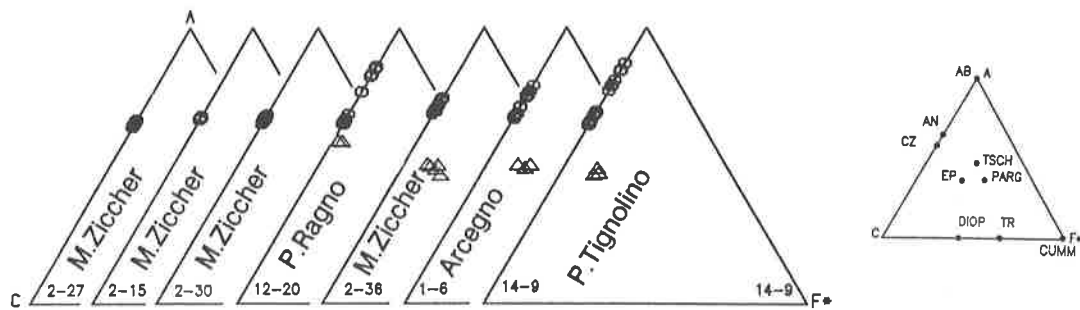


Fig. 3-3: Relation chimique entre le plagioclase (cercle) et l'épidote (triangle) de quelques métamagnésio-gabbros représentatifs pour un degré métamorphique comparable, (A = Al_2O_3 , C = CaO, F* = MgO + MnO + FeO^{tot}).

¹⁾ Le pôle F* est constitué de MgO, MnO et FeO tot, afin de mettre en évidence la variation en Fe^{3+} de l'épidote.

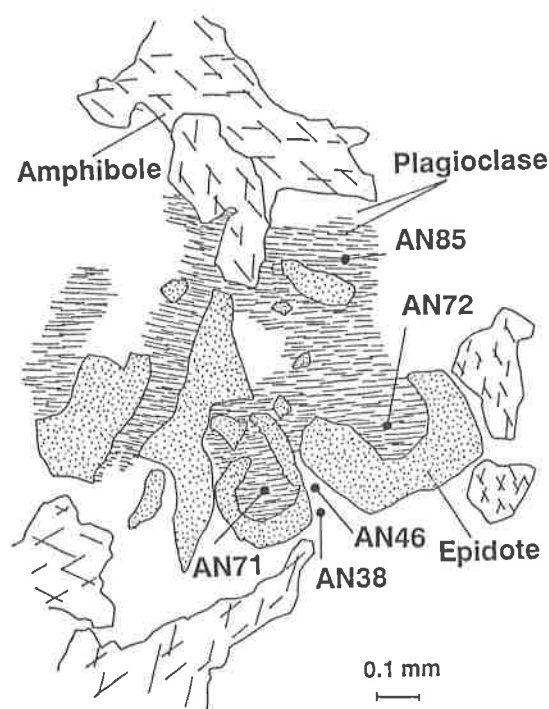


Fig. 3-4: Relation texturale et chimique entre plagioclase et épidote dans un métamagnésio-gabbro de la localité d'Arcegno (partie orientale du géoprofil). Le plagioclase à l'intérieur des blastes d'épidote est nettement plus calcique que dans la matrice.

3.2 L'occurrence du grenat

3.2.1 Texture et chimisme des roches à grenat

Sur l'ensemble des schistes mafiques étudiés, seulement un très faible pourcentage est caractérisé par une paragenèse contenant du grenat et sa présence n'est pas toujours très évidente à interpréter. Parmi ces paragenèses, il faut distinguer celles où le grenat est présent en tant que phase en équilibre, celle où sa présence n'est liée qu'au chimisme de roche totale et celles où il représente une relique d'une phase métamorphique antérieure (qu'il s'agisse d'un événement métamorphique distinct ou bien d'une phase de P-T intermédiaire dans un même faciès métamorphique).

En fonction de son pourcentage modal, on peut distinguer deux types d'occurrences essentielles du grenat: un premier type à faible teneur modale (inférieur à 2-3%) qu'on peut définir comme *accessoire* et un deuxième type avec une teneur modale plus élevée que 10%, constituant une composante importante de la paragenèse.

Grenat accessoire

Dans les roches contenant du grenat comme *accessoire*, on peut distinguer des paragenèses où le grenat est en équilibre avec les autres composantes de la paragenèse et des paragenèses où le grenat est texturalement en déséquilibre et où il constitue une relique.

Parmi tous les échantillons observés, un seul contient du grenat néoformé, dans le faciès amphibolite élevé (échantillon 1-2, localité d'Arcegno). Cette paragenèse est constituée de petits (0.5 mm de diamètre) blastes idiomorphes de grenat, sans inclusion, très riches en molécule almandin (fig. 3-5a), d'une amphibole peu zonée, riche en Al et Fe (tschermakite à ferro-tschermakite) et d'un plagioclase avec AN35. Dans ce cas, la présence du grenat est à la fois due au degré métamorphique élevé ainsi qu'à la composition chimique de la roche (rapport $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO} = 3.57$): par comparaison, dans le même contexte métamorphique, l'échantillon 81-20, n'a pas de grenat, l'amphibole est moins riche en fer, bien que très évoluée également (fig. 2-30) mais le rapport $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ de la roche n'est que 2.72.

Les échantillons caractérisés par la présence de grenat textuellement et chimiquement en déséquilibre, témoignent d'une phase métamorphique antérieure. Ces grenats s'observent dans des paragenèses communes du faciès amphibolite moyen à AMP-PLG-EP-CHL. Le chimisme de l'amphibole n'est pas perturbé par la présence du grenat; la seule phase *dépendant* du grenat est la chlorite que localement est enrichie en fer quand elle résulte de la pseudomorphose du grenat (fig. 3-6). Il faut noter qu'aucune relation entre le grenat et le chimisme de la roche ne peut être mise en évidence, le pourcentage modal du grenat étant trop faible.

Le chimisme des grenats *accessoires* textuellement rélictuels se distingue de celui des grenats *accessoires* textuellement à l'équilibre du faciès amphibolite élevé par une plus faible concentration en pyrope et par une teneur en almandin nettement moins élevée (fig. 3-5a).

Grenat non accessoire

Les grenats concernés dans les phénomènes de pseudomorphoses importantes (notamment en EP-PARAG-CHL) seront traités au paragraphe 3.3. Parmi les roches où le grenat constitue une phase importante, on l'observe très souvent en association avec une symplectite (§ 3.4) et parfois également avec de l'omphacite. Dans ces paragenèses, le grenat peut constituer jusqu'à 30% modal de la roche, avec un chimisme (fig. 3-5b) caractérisé par une teneur élevée en pyrope. Son association avec l'omphacite le met en relation avec le faciès de haute pression (Colombi et Pfeifer, 1986). Dans les roches dépourvues de texture symplectitique et dont le chimisme du grenat est très faible en pyrope, on explique sa présence par l'effet du métamorphisme mésoalpin sur un chimisme de roche totale ferrogabbroïque (§ 3.8).

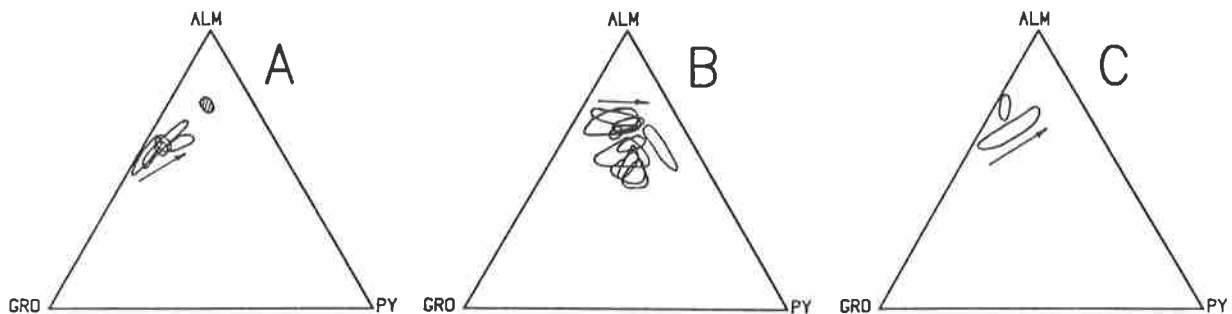


Fig. 3-5: Résumé synthétique de la composition chimique de tous les grenats observés. (a) roches sans symplectites, grenat *accessoire*, en texture relictuelle mise à part le domaine hachuré correspondant aux grenats *néoformés* dans le faciès amphibolite élevé (1-2, Arcegno), (b) roches à symplectite et en partie à omphacite, (c) roches à chimisme ferrogabbroïque sans symplectite, grenat abondant. La flèche indique l'évolution chimique depuis le cœur vers la bordure.

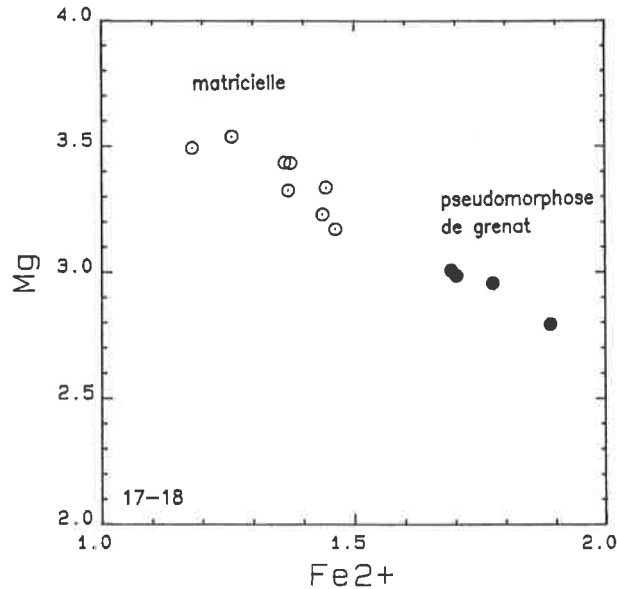


Fig. 3-6: Composition chimique de la chlorite dans un échantillon du faciès amphibolite moyen (17-18, Antronapiana), provenant respectivement de la matrice et de la pseudomorphose d'un grenat relictuel présent.

3.2.2 Relations entre grenat et amphibole

Dans les paragenèses où le grenat représente une phase importante, on observe très souvent une interaction évidente entre l'amphibole et le grenat, dans les zones où ces deux blastes sont en *contact*. On peut distinguer deux types d'interaction: a) développement d'une zonation chimique en bordure de l'amphibole et b) production d'autres phases résultant de réactions chimiques détruisant le grenat. Les phénomènes de zonation chimiques importantes au contact entre le grenat et l'amphibole s'observent dans la localité de Vanzone/S.Carlo dans les conditions du faciès amphibolite moyen (phénomènes également observés par Wahli-Wenger (1985) dans les roches mafiques de l'Egginer/Saas Fee), alors que les phénomènes de réaction s'observent uniquement dans la région de Cardada aux conditions du faciès amphibolite élevé (à clinopyroxène si la composition de la roche le permet).

La zonation de l'amphibole au contact du grenat

La bordure des amphiboles en contact avec les grenats est caractérisée par une forte coloration bleu-verte à proximité immédiate du grenat et sur une distance de quelques dizaines de μ seulement (fig. 3-7). Cette zonation concerne essentiellement Si, Al, Fe et Mg. Le tabl. 3-2 donne un aperçu des variations chimiques (exprimées en valeurs formulaires) entre coeur et bordure de l'amphibole, pour des échantillons représentatifs: l'Al montre une très forte variation surtout sous la forme tétraédrique, bien supérieure aux variations observables dans les zonations progrades des paragenèses *communes* (fig. 3-8). Le Mg montre également une forte variation; le rapport $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ très élevé dans la bordure de l'amphibole est responsable de la différence de couleur observée: il ne s'agit pas d'une augmentation absolue du FeO^{tot} à l'approche du grenat, mais d'une diminution du MgO. Pour des grenats xénomorphes, il est parfois difficile de distinguer un coeur et une bordure mais dans le cas positif, on observe une augmentation du pourcentage en pyrope vers la bordure, en fonction du chimisme de l'amphibole par la réaction d'échange suivant:



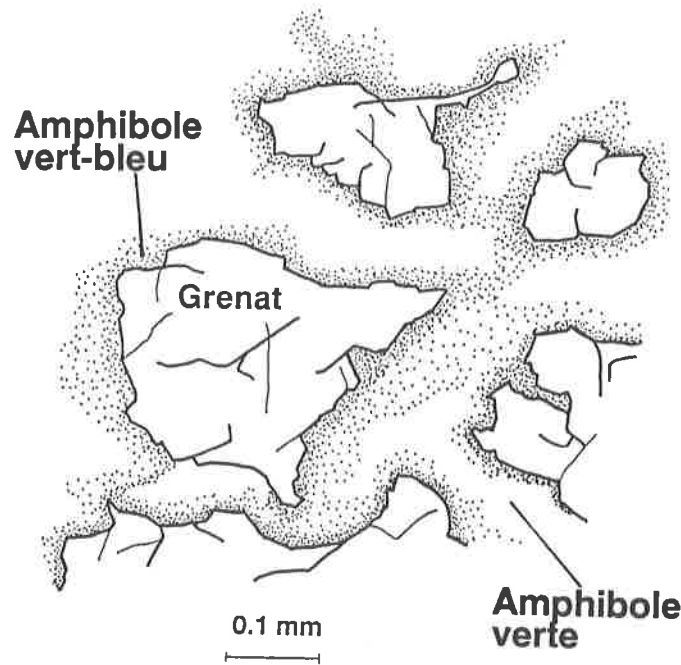
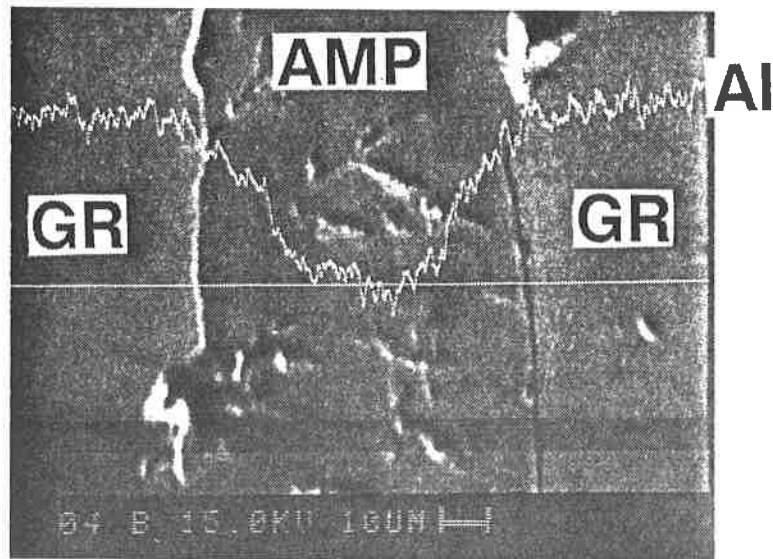


Fig. 3-7: Morphologie de la zonation chimique de l'amphibole au contact du grenat dans un métaferrogabbro (17-15, Antronapiana).

Tabl. 3-1: Zonations chimiques de l'amphibole au contact du grenat pour quatre échantillons représentatifs. (17-15: métaferrogabbro à paragenèse mésoalpine; 25-11, 25-25, 26-2: metabasaltes à paragenèse relictuelle, symplectitique)

Amphibole		Si	Al ^{tot}	Mg	Fe ^{tot}
17-15	centre	7.68	0.57	3.00	1.78
	bord	6.16	3.06	1.51	2.22
25-11	centre	7.78	1.26	2.93	1.18
	bord	6.88	2.42	2.02	1.64
25-25	centre	7.97	0.43	3.22	1.65
	bord	6.33	2.58	1.60	2.45
26-2	centre	7.91	0.70	3.50	0.88
	bord	6.20	2.93	1.54	2.29

A



B

	COEUR	CONTACT AVEC GR
SiO ₂	46.07	40.02
TiO ₂	0.10	0.13
Al ₂ O ₃	10.75	18.73
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00
FeO t	16.77	18.22
MnO	0.29	0.26
MgO	10.79	6.23
CaO	9.05	9.86
Na ₂ O	1.67	2.65
K ₂ O	0.16	0.31
H ₂ O stoec	2.30	2.30
Total	97.98	98.71

Fig. 3-8: (a) Profil qualitatif à la microsonde sur le pic de l'aluminium sur une section comportant une amphibole entre deux grenat dans un métaferrogabbro (17-15, Antronapiana), (b) composition chimique extrême de l'amphibole au centre et au contact avec le grenat.

L'amplitude de la zonation de l'amphibole (différence entre coeur et bordure) semble être en relation avec le chimisme de la roche (fig. 3-9): plus le rapport $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ dans la roche diminue, plus le coeur de l'amphibole est riche en MgO; en d'autres termes, la lacune de composition dans l'amphibole se rétrécit avec l'augmentation de ce rapport. Les diagrammes de la fig. 3-10 montrent un résumé des caractéristiques chimiques de la bordure des amphiboles: dans les paragenèses à symplectite et/ou omphacite, l'évolution vers des amphiboles calco-sodiques (barroisite, winchite) confirme des conditions de P assez élevées (§ 5.7.2). Contrairement à la zonation des amphiboles des paragenèses *communes* qu'on peut définir comme zonation prograde (temoignant donc d'équilibres reliques lors de l'augmentation des conditions métamorphiques), celle qu'on peut observer au contact des grenats semble être une zonation par diffusion (ou rééquilibration) depuis le grenat vers le centre de l'amphibole: la zonation dans la bordure de l'amphibole suit les bordures les plus irrégulières du grenat. Il est intéressant de noter que dans les amphiboles qui ne sont pas en contact direct avec les grenats, mais néanmoins dans la même paragenèse, on n'observe pas cette zonation par diffusion. La phase fluide présente lors de ces réactions ne pouvait pas être très importante (rapport roche/fluide très petit): d'une part parce que seulement un faible volume d'amphibole réagit avec le grenat et d'autre part parce que les amphiboles isolées gardent leur chimisme à l'abri de l'influence des échanges possibles avec le grenat.

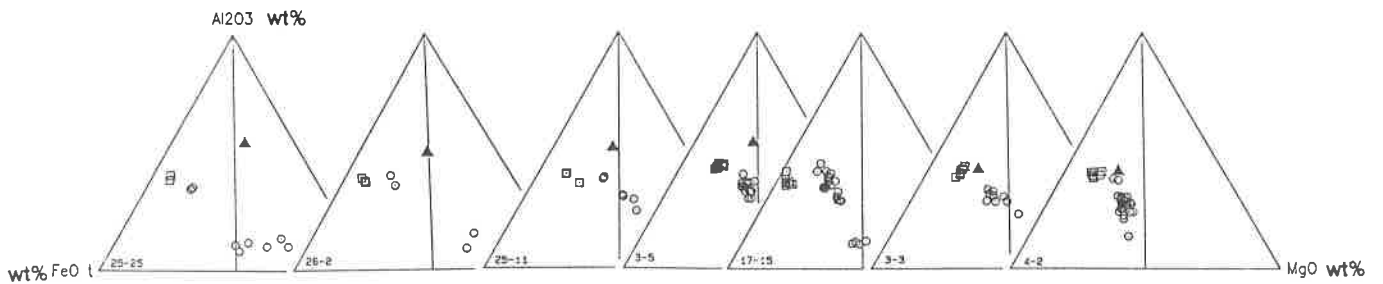


Fig. 3-9: Relation entre chimisme du grenat (carrés), zonation de l'amphibole (cercles) et chimisme de la roche (triangle).

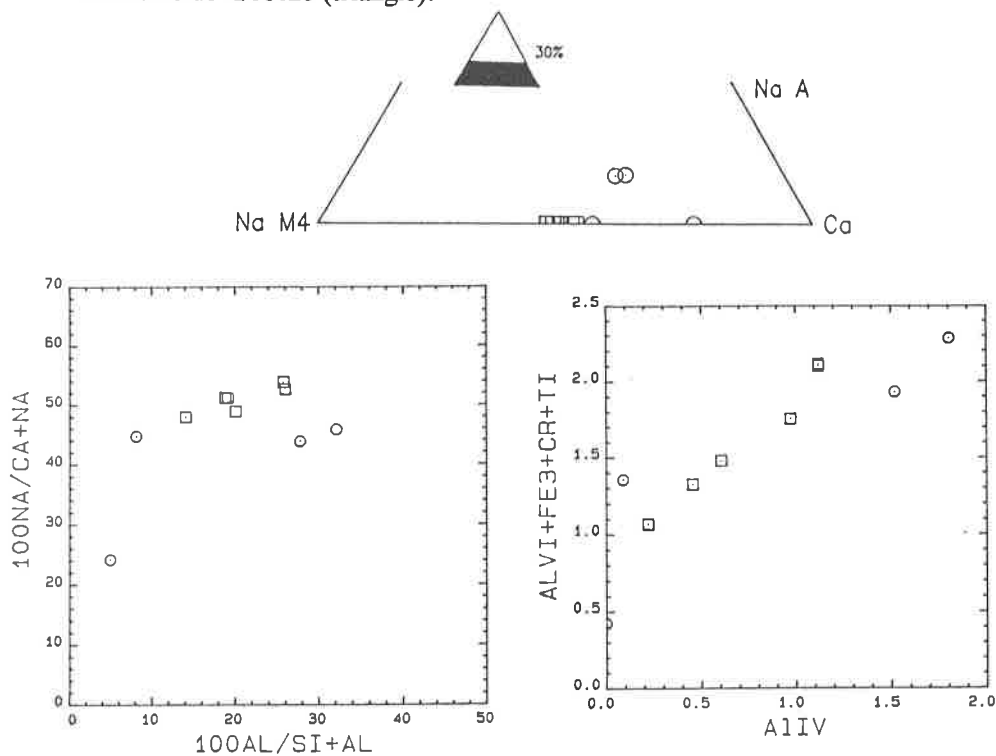


Fig. 3-10: Chimisme des amphiboles dans les paragenèses symplectitiques (25-11, 26-2, région de Vanzone; cercles: metabasalts, carrés: metamagnésioabbros).

Le type de déstabilisation d'un grenat de haute pression semble donc dépendre du degré métamorphique auquel elle a lieu: aux conditions du faciès amphibolites moyen la disparition de grenat entraîne des zonations chimiques importantes de l'amphibole à son contact alors que dans le faciès amphibolite élevé elle produit véritablement de nouvelles phases.

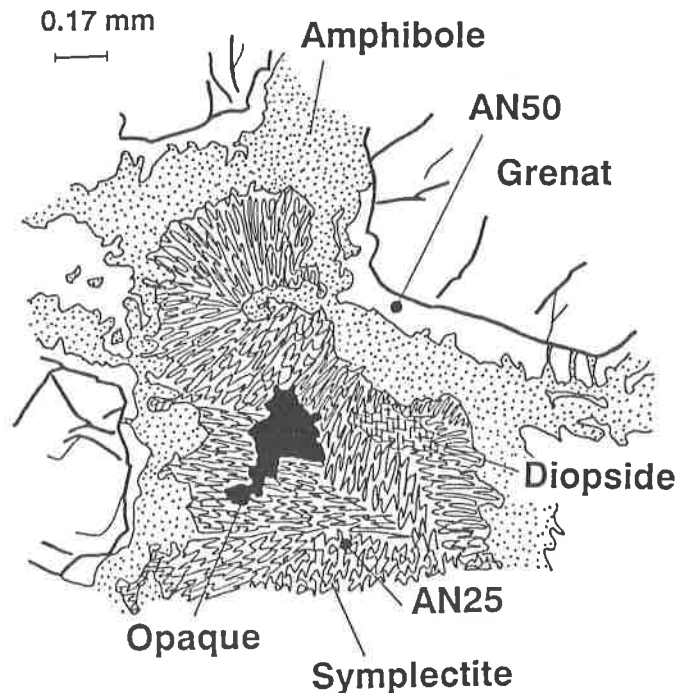


Fig. 3-12: Texture symplectitique (diopside-plagioclase) entre la bordure réactionnelle du grenat (3-5, région de Cardada). Le plagioclase est plus calcique dans la bordure réactionnelle que dans la symplectite.

3.3 Pseudomorphoses probables de lawsonite

3.3.1 Introduction

Parmi les pseudomorphoses observables dans les schistes mafiques, les plus courantes concernent le grenat qui est normalement remplacé par de la chlorite. Exceptionnellement on peut observer des pseudomorphoses à habitus sublosangiques, qui par leur texture ainsi que par leur composition mineralogique, semblent indiquer la *lawsonite* comme minéral relique (Bearth, 1962; Höck, 1974).

Afin de mieux comprendre et interpréter les textures résultants de ces phénomènes de pseudomorphoses, observables surtout dans la région d'Antrona Nord (Laggintal et Zwischenbergthal), quelques échantillons de la Zone de Zermatt-Saas (Zermatt village) ont été analysés en détail: la collaboration avec S. Ayrton (Université de Lausanne) a été particulièrement stimulante dans l'analyse de ce problème.

Deux types de pseudomorphoses ont fait l'objet d'analyses à la microsonde: (a) la transformation du grenat en épidote ou épidote et chlorite et (b) la transformation entre une hypothétique *lawsonite* en clinzoïsité ou clinzoïsité, paragonite et albite. Ces deux réactions semblent s'effectuer à volume constant. La première réaction (grenat \approx épidote) a été étudiée dans le but de la dépister de la deuxième, métamorphiquement plus intéressante. L'éventualité de prouver la présence de *lawsonite* relique dans la Zone d'Antrona serait très intéressante dans la mesure où cet indice est révélateur des conditions d'un métamorphisme relique de haute pression.

3.3.2 Zone de Zermatt-Saas Ouest

Ces échantillons proviennent d'affleurements entourant le village de Zermatt: le critère de l'échantillonnage a été celui de reconnaître des schistes mafiques tachetés, à grenat et ayant des pseudomorphoses losangiques de minéraux blanchâtres. Ces roches sont caractérisées par une paragenèse en équilibre dans le faciès schistes verts à AB-AMP-EP-CHL±SPH±CC ayant, en proportions modales variables, du grenat, de la symplectite et du glaucophane représentant les restes de l'événement éoalpin bien reconnu dans la Zone de Zermatt-Saas.

Les pseudomorphoses qui dérivent du grenat se distinguent par un habitus subsphérique, voire subautomorphe (fig. 3-13a) ainsi que par leur mineralogie: on y décèle de l'épidote très riche en Fe^{3+} disposée soit radialement, soit en texture équigranulaire; parfois il peut s'y ajouter de la chlorite enrichie en Fe^{2+} par rapport à celle de la matrice. A l'échelle de la lame mince, on peut observer, quasiment côte à côte, des grenats parfaitement sains et des pseudomorphoses complètes en épidote; ce qui pourrait être dû à une faible activité du fluide ne pouvant engendrer ces pseudomorphoses que très localement.

Les pseudomorphoses pouvant provenir de la *lawsonite*²⁾ sont caractérisées par des assemblages de clinzoïsite ou de pistachite très peu ferrifère disposés radialement ou en prismes de taille relativement grossière (fig. 3-14a). La présence presque systématique de paragonite (quelques fois interstratifiée avec de la chlorite et/ou muscovite, fig. 3-15) et/ou d'albite, montre qu'une réaction postérieure faisant intervenir une phase sodique s'est effectuée: la paragonite et l'albite se logeant entre les prismes de clinzoïsite.

L'élément qui permet de distinguer ces deux types de pseudomorphoses, mises à part les évidences texturales, qui d'ailleurs ne sont pas toujours évidentes, est la composition chimique de l'épidote: l'épidote en association avec le grenat est nettement plus riche en Fe^{3+} que celle produite aux dépens de la *lawsonite* (tabl. 3-3).

Parmi les pseudomorphoses constituées de EP-PARAG-AB provenant de la *lawsonite*, l'épidote montre parfois des enrichissements jusqu'à PS40: cet enrichissement pourrait être mis en relation avec des réactions contemporaines transformant le grenat toujours présent dans ces paragenèses.

3.3.3 Zone d'Antrona

Dans quelques schistes mafiques à grenat des régions du Laggintal et du Zwischenbergtal on reconnaît des pseudomorphoses en épidote très riche en Fe^{3+} (fig. 3-13b) ainsi que des pseudomorphoses en EP-PARAG-AB/OLIG±CHL (fig. 3-14b). Comme établi pour les échantillons de la Zone de Zermatt-Saas Ouest, les épidotes riches en Fe^{3+} résultent de la déstabilisation du grenat, alors que celles observables dans les nids avec PARAG-PLG rappellent la texture de la *lawsonite*. La présence de blastes isolés de paragonite entourées d'épidote, peut se reconduire à des pseudomorphoses de *lawsonite* complètement réarrangées et redistribuées dans une symplectite plus ou moins recristallisées en amphibole et plagioclase.

Les nids en EP-PARAG-PLG, aussi bien à Zermatt village que dans la Zone d'Antrona, représente donc une relique du faciès éoalpin de haute pression.

²⁾ La *lawsonite* reste toujours hypothétique: sa présence n'a jamais été prouvée que par des évidences texturales.

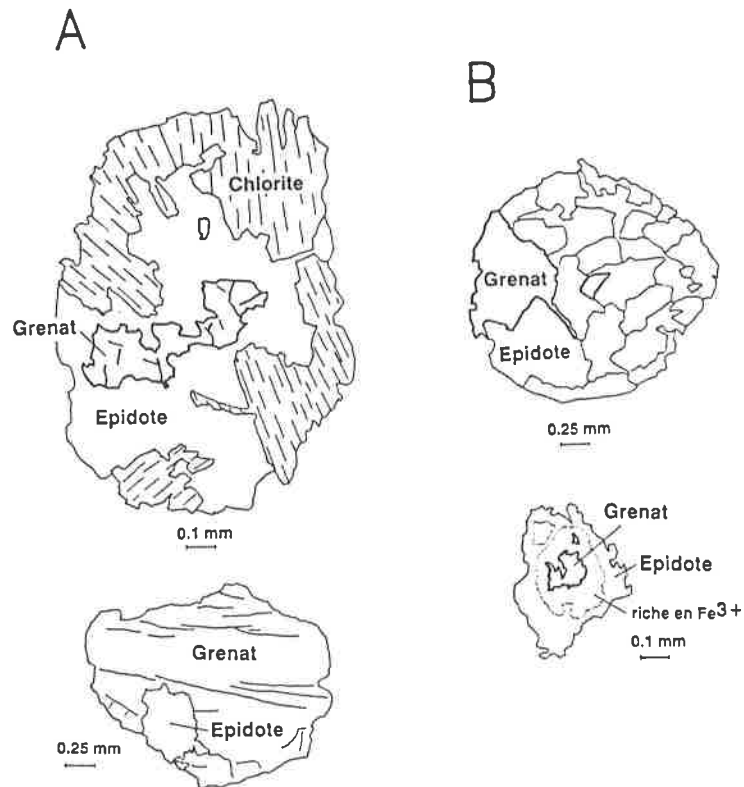


Fig. 3-13: Textures des pseudomorphoses de grenat dans (a) la Zone de Zermatt-Saas à Zermatt village (BI-37) et (b) la Zone d'Antrona au Laggintal (13-1).

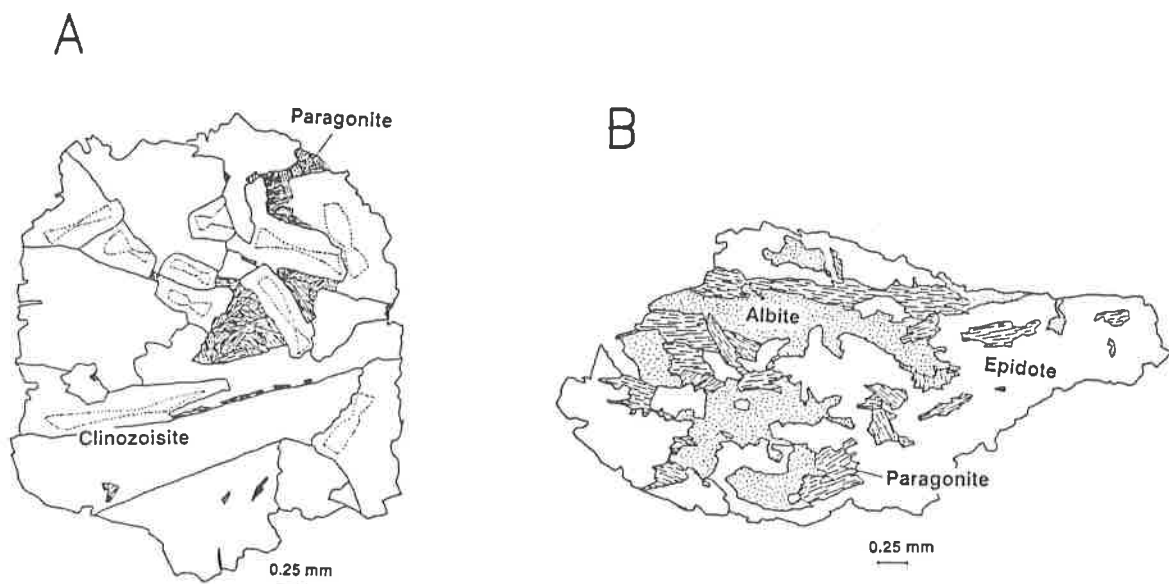


Fig. 3-14: Textures des pseudomorphoses de *lawsonite* hypothétiques: (a) Zone de Zermatt-Saas à Zermatt village (29-2), (b) Zone d'Antrona au Laggintal (13-2).

Tabl. 3-3: Composition chimique des phases mise en jeu dans les phénomènes de pseudomorphoses de grenat et *lawsonite*.

Pseudomorphoses de grenat							
%wt	a) en chlorite		b) en epidote		c) en chlorite et epidote		
	30-14GR1.1	30-14CH1	13-2GR1.4	13-2EP1	BI37GR1	BI37CH1	BI37EP1.1
SiO ₂	37.75	26.32	37.59	40.34	38.77	25.90	38.99
TiO ₂	0.21	0.10	0.08	0.11	0.15	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.47	22.74	21.69	24.99	22.93	21.30	23.80
Cr ₂ O ₃	0.05	0.04	0.09	0.00	0.07	0.00	0.00
FeO t	29.35	21.32	28.65	14.24	23.90	25.04	13.90
MnO	0.79	0.11	0.93	0.37	0.82	0.45	0.38
MgO	1.61	16.47	2.13	0.39	4.51	16.73	0.00
CaO	9.60	0.04	10.12	20.11	11.04	0.08	22.51
H ₂ O stoec		12.50		1.80		12.50	1.80
Total	100.83	99.64	101.28	102.35	102.19	102.00	101.38
CZ				26.29			17.70
EP				73.71			82.30
GROS	27.09		27.89		30.09		
PY	6.32		8.17		17.10		
SPES	1.76		2.03		1.77		
ALM	64.67		61.64		50.85		
UVA	0.16		0.27		0.20		

Pseudomorphoses de <i>lawsonite</i>				
%wt	d) en clinozoisite		e) en epidote, paragonite et albite	
	30-22EP1.1	29-2EP1.1	29-2MI1.1	29-2PL1
SiO ₂	39.60	39.11	48.28	68.51
TiO ₂	0.00	0.78	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	32.01	30.92	39.16	20.59
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO t	0.82	4.74	0.25	0.06
MnO	0.03	0.16	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	24.81	23.96	0.14	0.26
Na ₂ O		0.0	7.49	11.98
K ₂ O		0.0	0.46	0.00
H ₂ O stoec	1.80	1.80	4.00	
Total	99.07	101.47	99.78	101.44
CZ	94.41	73.98	% AN	1.18
EP	5.59	26.02	% AB	98.82

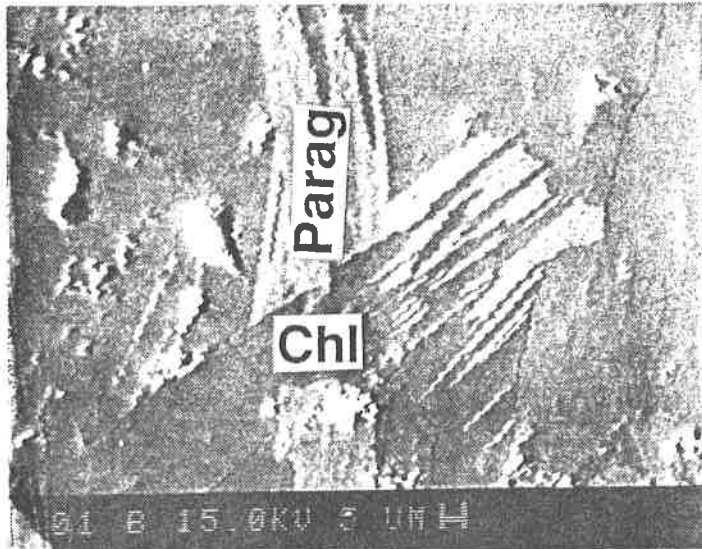


Fig. 3-15: Intercroissance de paragonite et chlorite dans les pseudomorphoses de *lawsonite* (13-2, Laggintal).

3.3.4 Modélisation des relations entre grenat et lawsonite

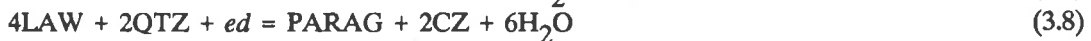
Une réaction transformant le type de grenat analysé (tabl. 3-3) en épidote, avec perte de Fe et gain de Ca, texturalement à volume constant, peut être schématisée à l'aide du vecteur CaFe_{-1} :



La réaction entre lawsonite et clinozoïsite peut se schématiser ainsi:



On voit qu'on ne peut pas balancer stoechiométriquement la réaction 3.6 sans faire intervenir un fluide contenant le Ca indispensable pour expliquer les pseudomorphoses constitués complètement de clinozoïsite. Bien sûr, avec l'intervention de la paragonite et/ou de l'albite des réactions stoechiométriquement correctes peuvent s'établir, par exemple:



L'intérêt de ce genre de réactions simples, dont seul la balance des charges et des masses est prise en compte, est de vérifier si un fluide est indispensable en tant qu'agent pour véhiculer les échanges, sur une distance qui reste finalement très faible (quelques μ). L'alternative serait l'apport d'espèces dissoutes (dans ce cas Ca^{2+}) sans lesquels la réaction ne semble pas possible. Pour les pseudomorphoses de *lawsonite*, on pourrait donc invoquer les deux possibilités suivantes: circulation d'un fluide chargé en Ca^{2+} qui percole à travers la roche et qui favoriserait la réaction 3.6 (les pseudomorphoses entièrement constituées de clinozoïsite) ou circulation d'un fluide dont l'action pourrait être celle de véhiculer l'échange *ed* de l'amphibole (réaction 3.8).

3.4 Symplectites: reliques du faciès de haute pression

Les symplectites sont définies comme une intercroissance secondaire de deux minéraux dont l'un est contenu dans l'autre en texture vermiforme (Bard, 1980). Très souvent, il n'est pas possible de discerner la minéralogie de la symplectite, vue sa petite taille.

Dans le cas de roches polymétamorphiques, elles peuvent être un témoins ou une relique de conditions de P-T différentes entre la paragenèse formant la matrice et la paragenèse à l'intérieur de la symplectite (si elle existe encore): elles témoignent de réactions solide - solide (Bard, 1980) prograde ou rétrograde dans la roche.

Dans le cas où aucun minéral n'est préservé à l'intérieur de la symplectite, une analyse chimique qualitative³⁾ permet une évaluation de l'origine du minéral. On peut modéliser une telle analyse à l'aide de phases pures, par la méthode du moindre carré⁴⁾.

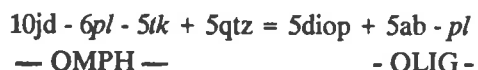
Trois types de symplectites ont été observées et modélisées: elles peuvent être engendrées par (a) l'omphacite, (b) la glaucophane et (c) la paragonite.

a) Symplectites provenant d'omphacite.

Des blastes d'omphacite parfaitement bien conservés on été mis en évidence (Colombi et Pfeifer, 1986) dans la zone d'Antrona et dans la zone de Furgg au Val Loranco.

Pour avoir une idée de la composition chimique de l'omphacite qui a engendrée la symplectite dans les échantillons dépourvus d'omphacite, une modélisation sur diopside, jadéite, ferrosilite⁵⁾ et quartz a été calculée. Les résultats obtenus figurent dans le tabl. 3-4a. Ces résultats confirment la teneur assez élevée en molécule JD et donc d'une relique du faciès eoalpin dans les paragenèses à symplectite, même si l'omphacite n'est plus présente. Il faut préciser que les pourcentages en molécule JD ainsi calculés sont approximés par excès, parce qu'il n'a pas été possible de différencier le pôle acmite (NaFe³⁺) qui utiliserait une partie de Na égale à la teneur en Fe³⁺ éventuellement présente.

D'autres symplectites semblent également provenir d'une pseudomorphose d'omphacite: il s'agit de l'intercroissance de clinopyroxène calcique et d'albite (voire oligoclase) en symplectites grossières. Ces symplectites se retrouvent aussi bien dans des paragenèses du faciès amphibolite élevé à clinopyroxène, où l'on pourrait interpréter la présence du clinopyroxène symplectitique comme *phase stable*, que dans le faciès amphibolite moyen (sans clinopyroxène). Par exemple dans la région de Vanzone, l'existence de ces symplectites hors du faciès amphibolite à clinopyroxène démontre que l'assemblage symplectitique diopside-albite n'est pas dû aux conditions métamorphiques mésoalpines mais qu'il représente bien une étape relictuelle issue de l'omphacite (cf. réaction 3.3). Une réaction qui produit diopside et oligoclase aux dépens de l'omphacite se schématise facilement par la relation suivante:



³⁾ L'analyse se fait sur une surface de 10-15 µ, en balayage. La précision de l'analyse dépend fortement de l'état de surface de la symplectite (polissage de deux phases intimement liées).

⁴⁾ Il s'agit de résoudre un système d'équations linéaires, qui dans la plupart des cas peut être surdimensionné. Dans le cas qui nous intéresse, les coefficients des équations sont constitués par les pourcentages poids des phases utilisés pour la modélisation, le terme constant correspond à l'analyse de la symplectite, les variables (ou inconnues) aux pourcentages modaux des phases pures et, enfin, le nombre d'équations est constitué par le nombre d'oxydes.

⁵⁾ Tout le fer de la symplectite doit être considéré comme étant à l'état bivalent, n'ayant aucun critère pour le choix d'une répartition entre les deux valences possibles.

La fig. 3-16 schématise les textures parmi lesquelles ont été retrouvés ce type de symplectite. Chimiquement, les clinopyroxènes calciques reliques ne se distinguent nettement des clinopyroxènes produits par le faciès amphibolite élevé que dans les paragenèses à symplectite: dans ces dernières paragenèses on note un faible enrichissement en JD (fig. 3-17). L'occurrence de clinopyroxène dans des blastes d'amphiboles hors faciès amphibolite à CPX peut ainsi s'expliquer en tant que relique du métamorphisme éoalpin. La présence de ces reliques peut se détecter jusqu'à l'extrémité Est du géoprofil (A. Cardada).

b) Symplectite provenant de glaucophane

La présence de glaucophane n'a pu être mise en évidence que dans un seul échantillon (23-10, Monte della Preja) dans la Zone d'Antrona (Bearth, 1973, Oberhänsli, 1986). Elle se trouve dans une texture symplectitique, accompagnée de grenats, partiellement recristallisée dans une paragenèse commune du faciès amphibolite moyen. La symplectite entourant la glaucophane est chimiquement discernable de celle décrite dans le paragraphe précédent: la Σ ($\text{MgO} + \text{FeO}^{\text{tot}}$) est plus élevée et la teneur en CaO est moins abondante (tabl. 3-4b). La modélisation a été faite en utilisant glaucophane et ferroglaucophane (pour les pôles magnésien et ferrique respectivement), la faible teneur en CaO a été modélisée dans la clinzoïsité.

c) Symplectite provenant de paragonite

La paragonite s'observe dans les pseudomorphoses de *lawsonite* (§ 3.3) et dans quelques paragenèses communes où les blastes de paragonite sont entourés par l'épidote pouvant également être en relation avec les pseudomorphoses de *lawsonite*. Dans un échantillon (26-2, Vanzone) elle est entourée par une symplectite qui se laisse modéliser en PARG-CZ-QTZ (tabl. 3-4c).

Le but de ces essais de quantification de la texture symplectitique, a été d'identifier le minéral primitif, ce qui peut être intéressant dans le cas où il représente une relique d'un faciès de haute pression. Il est intéressant d'attirer l'attention sur le fait qu'il n'a pas été possible de modéliser ces trois types de symplectites différemment de ce qui a été fait ici. L'ensemble de minéraux retenus pour chaque type de modélisation a été déterminé, entre autres, par comparaison des erreurs relatives sur la symplectite recalculée et la symplectite mesurée.

Tabl. 3-4: Modélisation de quelques symplectites typiques à l'aide de la méthode du moindre carrée. Pour chaque analyses, la colonne de gauche est la symplectite mesurée et la colonne de droite la symplectite recalculée.

a) recalculé comme omphacite								
%wt	25-25SY1		24-15SY1		24-15SY1		25-11SY1	
SiO ₂	65.74	/65.74	55.50	/55.50	55.83	/55.83	64.56	/64.56
TiO ₂	0.00		0.00		0.00		0.16	
Al ₂ O ₃	9.64	/10.22	8.95	/8.76	8.54	/8.40	12.06	/11.43
Cr ₂ O ₃	0.00		0.00		0.00		0.00	
FeO tot	3.54	/3.54	5.79	/5.79	5.51	/5.51	5.15	/5.15
MnO	0.16		0.00		0.00		0.04	
MgO	3.68	/3.85	7.53	/5.33	7.96	/5.52	7.71	/6.65
CaO	5.48	/5.36	5.83	/7.41	5.94	/7.68	8.51	/9.26
Na ₂ O	7.18	/6.21	5.01	/5.32	4.89	/5.10	5.91	/6.94
K ₂ O	0.00		0.14		0.08		0.09	
Total	95.42	/94.42	88.75	/88.11	88.75	/88.04	104.2	/103.9
diopside		22		32		34		35
ferrosillite		7		12		11		9
jadéite		43		39		38		44
quartz		28		17		17		13

b) recalculé comme glaucophane				c) recalculé comme paragonite				
%wt	23-10SY1		23-10SY2		26-2SY2		26-2SY3	
SiO ₂	66.10	/66.10	64.97	/64.97	46.72	/46.72	48.44	/48.44
TiO ₂	0.07		0.00		0.00		0.00	
Al ₂ O ₃	11.92	/12.55	9.68	/11.37	28.77	/28.71	27.74	/27.74
Cr ₂ O ₃	0.00		0.00		0.00		0.00	
FeO tot	6.45	/6.53	7.79	/6.86	0.12		0.10	
MnO	0.18		0.30		0.00		0.00	
MgO	7.74	/7.89	9.91	/8.25	0.31		1.37	
CaO	2.93	/2.06	3.17	/0.85	8.98	/9.05	8.87	/8.86
Na ₂ O	7.27	/5.92	5.77	/6.20	3.22	/3.50	3.40	/3.36
K ₂ O	0.00		0.00		0.00		0.00	
Total	102.65	/101.1	101.6	/98.5	88.12	/87.95	89.93	/88.40
FE-GL		26		28	PARAG		48	46
GL		50		53	C-ZOI		38	37
C-ZOI		8		3	QTZ		14	17
QTZ		16		16				

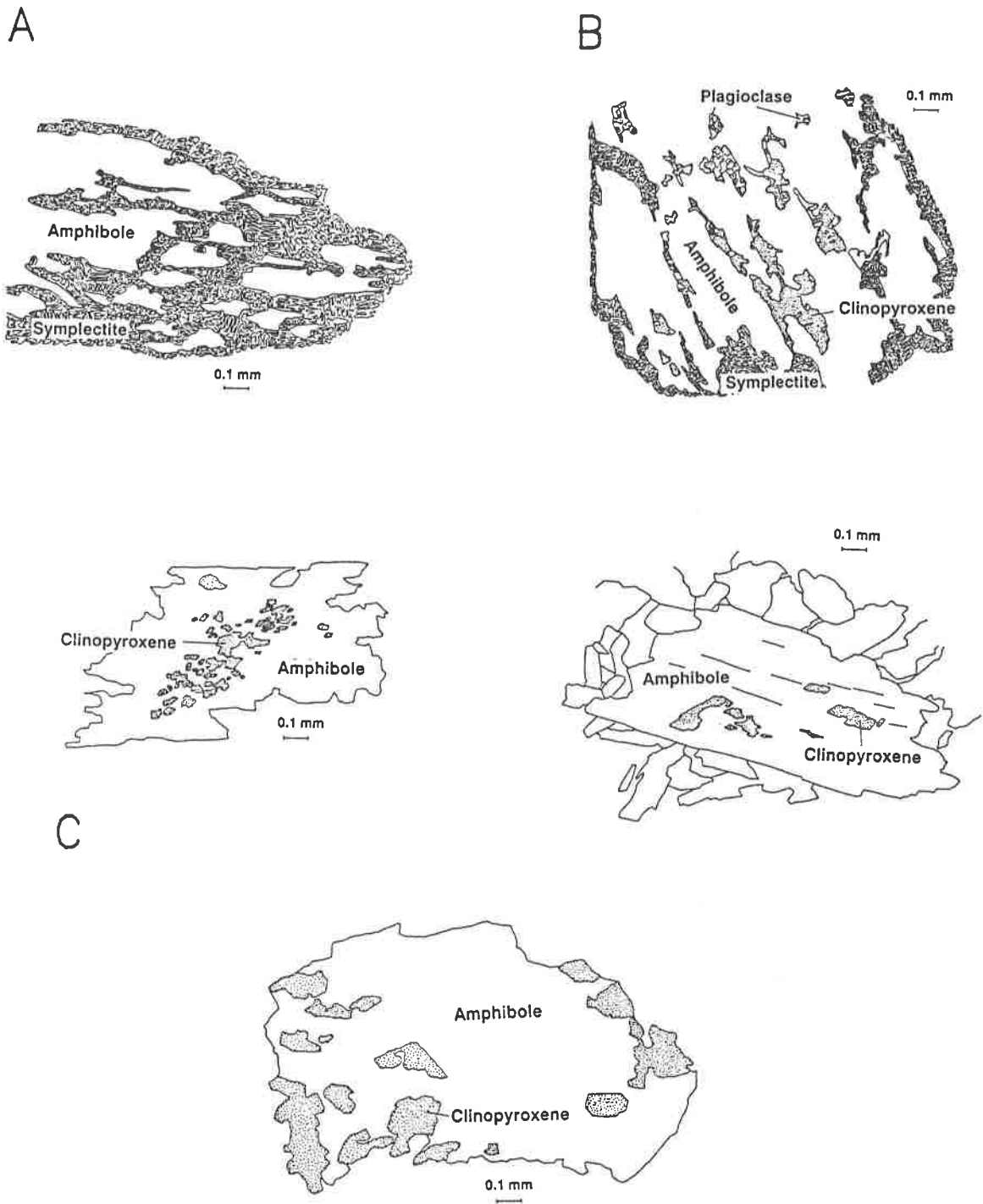


Fig. 3-16: Textures typiques dans lesquelles apparait le clinopyroxène calcique *relique*. (a) symplectite indiscernable autour d'un blaste d'amphibole, (b) symplectite et diopside autour d'un blaste d'amphibole, (c) inclusions de diopside dans des blastes d'amphibole interprétés comme relique de recristallisation de symplectite (a et b: 25-25, Vanzone; c: 7-19, A.Nava et 12-4, P. Ragno).

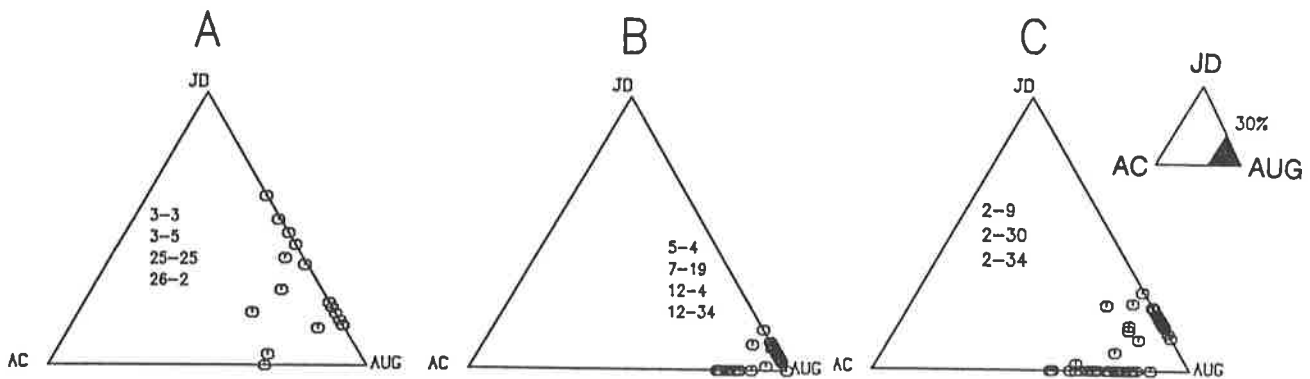


Fig. 3-17: Composition chimique des clinopyroxènes calciques. (a) dans des paragenèses symplectitiques, dans le faciès amphibolite moyen et élevé; (b) en inclusion dans des blastes d'amphibole, hors faciès amphibolites à CPX; (c) dans le faciès amphibolites élevé, en texture parfaitement équilibrée.

3.5 Influence de la composition de la roche sur l'amphibole

3.5.1 Lacune de composition

Le problème de l'existence d'une lacune de composition ou de miscibilité entre le pôle actinotremolite et l'hornblende *commune* a fait l'objet de nombreuses discussions dans la littérature. La coexistence de ces deux types d'amphiboles en blastes distincts, en équilibre dans la même paragenèse, constitue la définition même de la notion de lacune de miscibilité (Tagiri, 1977). La présence, dans le même blaste, d'une zonation optiquement et chimiquement discontinue se définit comme une lacune de composition, qui n'est pas forcément reliée à une véritable lacune de miscibilité.

Cette lacune de composition est aussi bien fonction du gradient métamorphique que de la composition de la roche (Misch et Rice, 1975; Tagiri, 1977; Grapes et Graham, 1978; Maruyama et al., 1983). Elle diminue son amplitude, en direction du pôle ACT/TR, et finalement elle disparaît à 420 °C et 2Kb, 450 °C et 3Kb (Maruyama et al., 1983), 600 °C et 5Kb (Misch et Rice, 1975). Ces limites ont été déterminées pour des rapports FeO^{tot}/MgO relativement élevés (≈ 0.9); la lacune peut disparaître avant ces conditions de P-T pour des rapports FeO^{tot}/MgO plus faibles (d'après ces mêmes auteurs vers ≈ 0.7).

Parmi les blastes d'amphibole présentant la zonation *classique* (§ 2.1), on peut observer des zonations continues (passage graduel entre le chimisme du cœur et celui de la bordure) et des zonations discontinues, pour un degré métamorphique équivalent (même localité topographique) mais dans des échantillons différents.

Les blastes à zonation discontinue présentent une lacune de composition très bien identifiable, constituée par un cœur incolore entouré, avec des limites nettes, par une amphibole bleu-verte abruptement plus riche en Al (fig. 3-18) et Na surtout. Ce type de zonation s'observe surtout dans la Zone d'Antrona Ouest, au début du faciès amphibolite, mais on en trouve également plus à l'Est, notamment au P.Marcio et au P.Ragno où des températures supérieures à 600 °C ont été atteintes, alors que Maruyama et al. (1983) en limite l'existence au domaine de stabilité des deux plagioclases sodiques indiquant des valeurs plus faibles que 520 °C pour des pressions de l'ordre de 5-6Kb.

La présence de cette lacune, dont la partie externe indique des conditions métamorphiques plus élevées que celles indiquées par les coeurs (fig. 5-15), prouve le caractère relictuel des coeurs ACT/TR observables le long de tout le géoprofil: au cours de la phase mésoalpine, l'amphibole aurait ainsi été caractérisée par une première période de cristallisation à des faibles conditions métamorphiques, produisant la lacune, suivie par une période à gradient plus élevé, produisant les zonations chimiques observées.

La diminution théorique de l'amplitude, voire la disparition même, de la lacune pour des faibles valeurs du rapport $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ de la roche ferait supposer son absence pour les roches magnésioabbroïques ($\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO} \approx 0.4$) alors qu'en réalité dans quelques unes de ces roches on peut parfaitement l'observer. Le diagramme de la fig. 3-19 suggère une relation entre la présence de cette lacune et le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ plutôt qu'avec $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$: ceci explique sa présence dans des magnésioabbros, pour autant, bien entendu, que le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ soit plus petit que 0.335. Bien que la présence de la lacune de composition soit plus fréquente au faciès amphibolite moyen, le facteur déterminant semble être essentiellement le chimisme de la roche.

3.5.2 Chimisme de l'amphibole

L'influence du chimisme metabasaltique et métagabbroïque sur l'amphibole a déjà été mise en évidence dans le chapitre 2. Pour mieux caractériser ces relations, on a établi des diagrammes en reportant, pour quelques oxydes sur l'axe *horizontal* la teneur maximale dans la bordure de chaque blaste d'amphibole et sur l'axe *vertical* la teneur correspondante dans la roche (fig. 3-21, 3-22). Comme la teneur de ces oxydes se corrèle positivement avec un gradient métamorphique croissant (§ 2.3.3) il est important d'en déceler la part due au chimisme de la roche. Les teneurs en FeO^{tot} , MgO et MnO montrent une très bonne corrélation avec les teneurs correspondantes dans la roche (fig. 3-20), en différenciant bien les trois types de chimisme: basaltique, magnésio et ferrogabbroïque. Pour FeO^{tot} et MgO , on note une corrélation positive interne à chaque type de roche, rendant donc ces deux oxydes faiblement utiles dans la caractérisation du métamorphisme. Les teneurs en Na_2O et K_2O (fig. 3-21) ne sont que grossièrement influencées par les trois types de chimisme et ne montrent pas de corrélation à l'intérieur de chaque type. Dans les diagrammes avec Al_2O_3 et TiO_2 (fig. 3-22), on remarque un nuage de points correspondant à l'absence de toute corrélation entre roche et amphibole. Cette constatation est importante surtout pour le Ti, puisque sa variation peut être mise en relation avec celle du gradient métamorphique surtout pour ce qui concerne la température (Raase, 1974, § 5.6.3, carte 2-2 et carte 5-3).

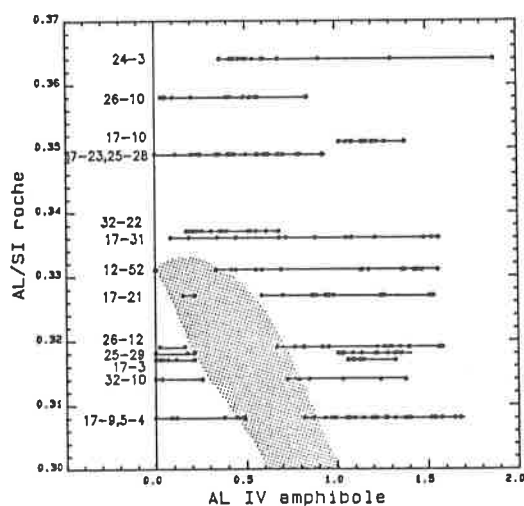
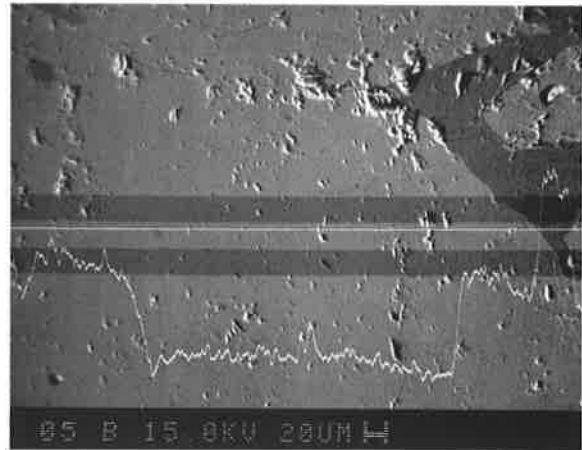
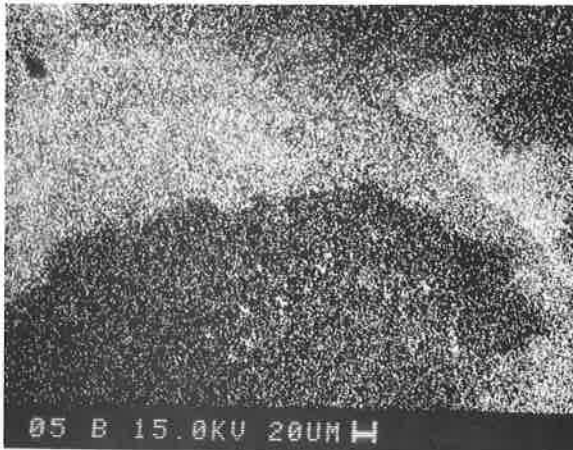
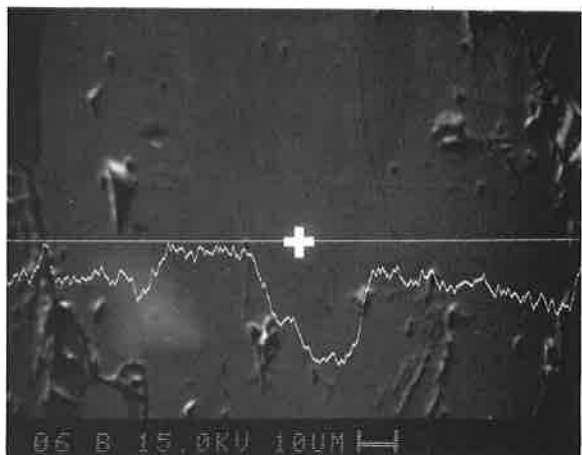
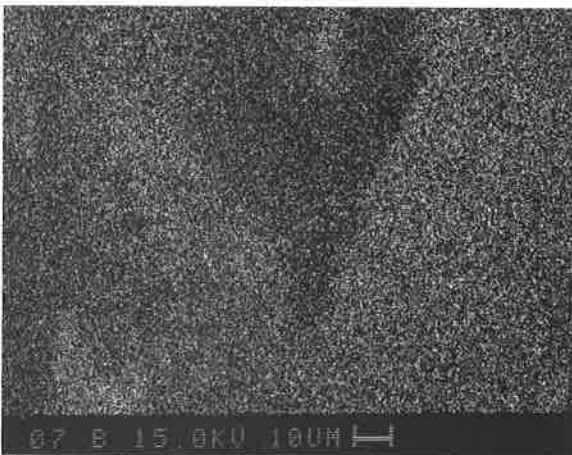


Fig. 3-19: Possible relation entre la lacune de composition observée dans les amphiboles et la composition chimique de la roche (AL/SI: Al_2O_3 % poids/ SiO_2 % poids).

Vanzone (25-29)



Antronapiano (24-3)



P.Marcio (5-4)

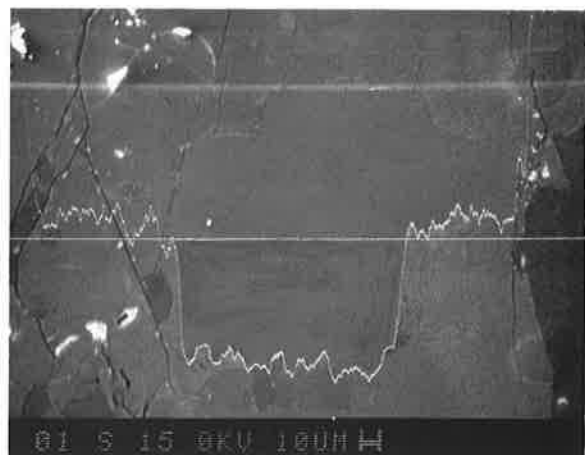
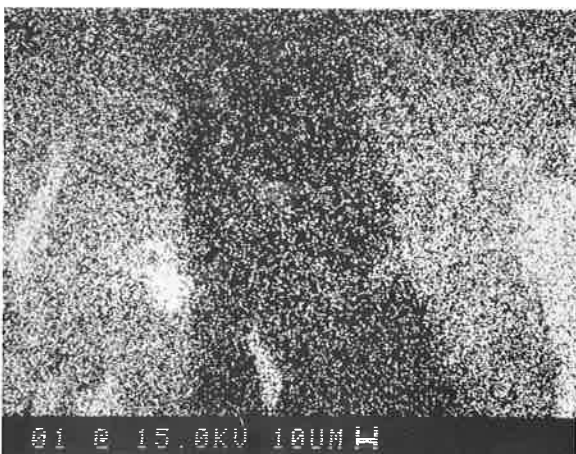


Fig. 3-18: Distribution qualitative de l'aluminium dans quelques échantillons montrant une zonation chimique discontinue de l'amphibole: à droite le long d'un profil et à gauche sur la surface du blaste.

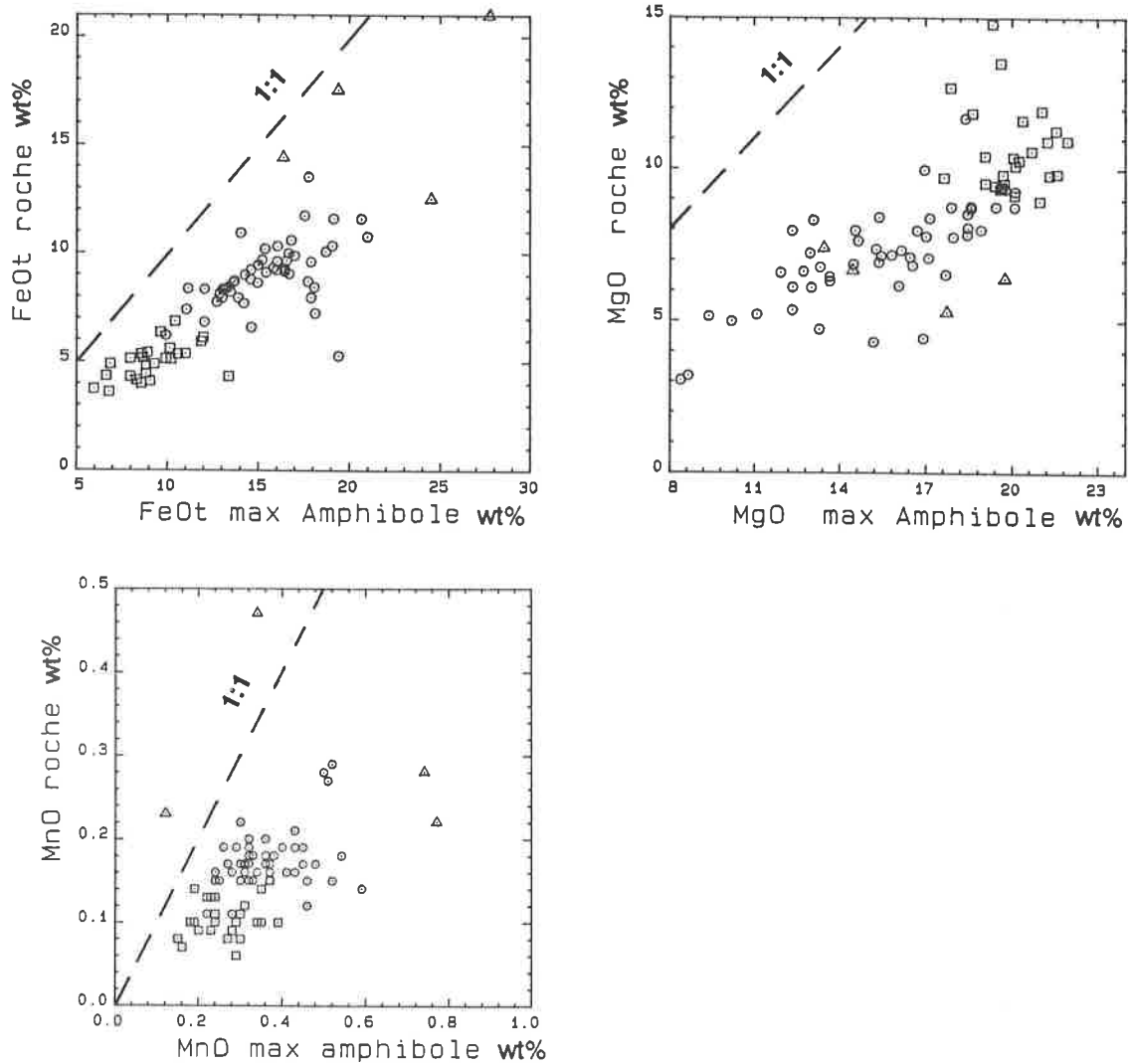


Fig. 3-20: Relation entre les teneurs en FeO^{tot} , MgO et MnO des bordures des amphiboles, provenant de tout le géoprofil, et les même oxydes dans les roches respectives (cercles: metabasalts, carrés: métamagnésio-gabbros et triangles: métaferrogabbros).

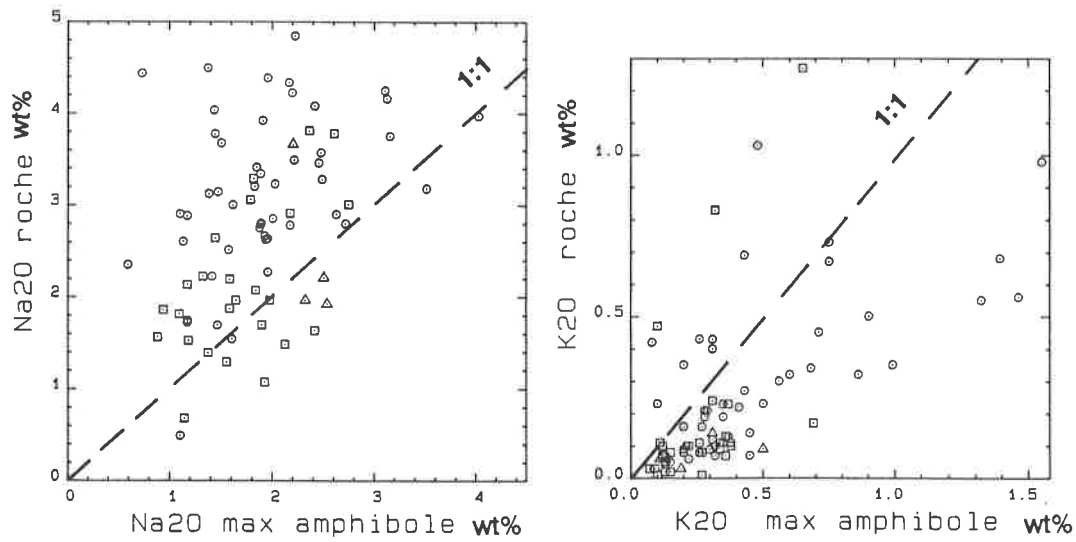


Fig. 3-21: Relation entre les teneurs en Na_2O et K_2O des bordures des amphiboles et les roches respectives (cercles: metabasaltes, carrés: metamagnésiogabbros et triangles: métaferrogabbros).

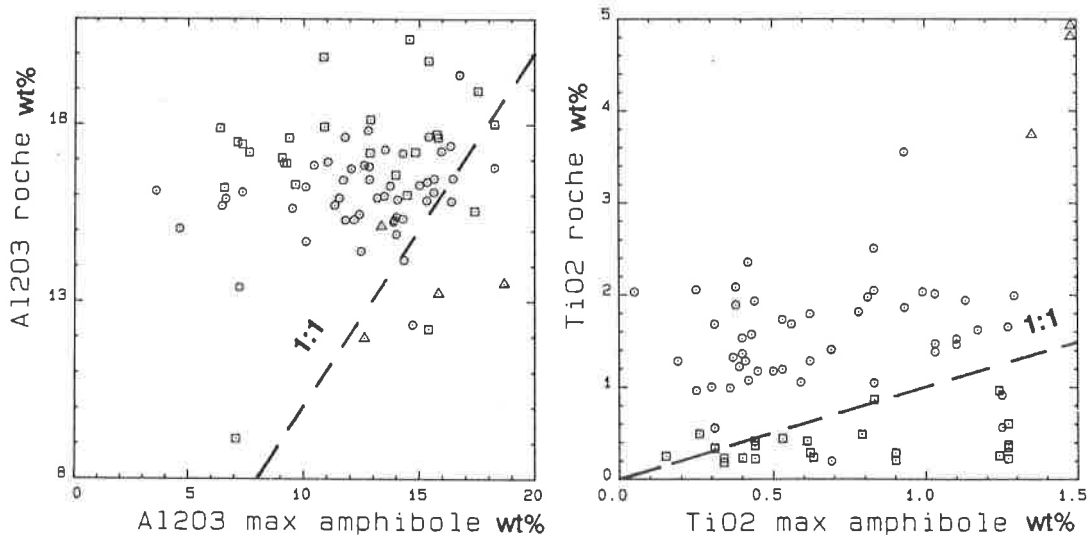


Fig. 3-22: Relation entre les teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 des bordures des amphiboles et les roches respectives (cercles: metabasaltes, carrés: metamagnésiogabbros et triangles: métaferrogabbros).

3.6 Clinopyroxène dans le faciès amphibolite élevé

Le faciès amphibolite élevé est caractérisé par la présence du clinopyroxène, aussi bien dans les metabasaltes que dans les métagabbros. Néanmoins, sa présence n'est pas ubiquiste: il existe des paragenèses ne contenant pas le clinopyroxène qui suggèrent un contrôle chimique par la roche.

Une première constatation évidente concerne la relation entre clinopyroxène et épidote: toute paragenèse à EP contient du CPX alors que l'inverse n'est pas vérifié dans tous les cas, ce qui fait supposer une réaction où l'épidote intervient comme réactant permettant d'expliquer son absence dans les paragenèses à CPX par son utilisation complète. Le problème se réduit donc à trouver le lien chimique entre la présence d'épidote (et/ou clinopyroxène) et le chimisme de la roche.

Bien évidemment, ce problème concerne les oxydes majeurs CaO, MgO et FeO^{tot} . Dans le diagramme de la fig. 3-23 on peut constater que les paragenèses à EP (et/ou CPX) se localisent dans un champ distinct de celui des roches sans EP. En outre, on constate que plus on s'éloigne de la limite entre les deux champs en direction des teneurs de plus en plus élevées en CaO/FMO, les pourcentages modaux de EP et CPX augmentent de manière significative, montrant ainsi leur relation stricte avec le chimisme de la roche. Deux paragenèses sans EP mais avec CPX se situent aussi dans le champs à gauche de la ligne de référence, montrant ainsi que l'absence de EP n'est pas due au chimisme de la roche, mais à une réaction produisant le clinopyroxène au détriment de l'épidote, qui disparaît ainsi de la paragenèse.

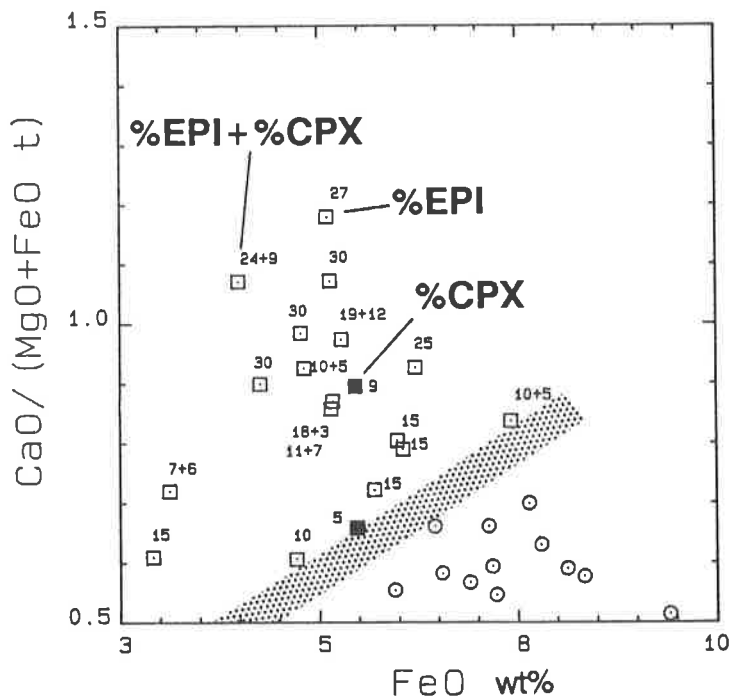


Fig. 3-23: Relation entre la présence ou absence d'épidote et/ou clinopyroxène (% modal) et le chimisme de la roche. Echantillons sans épidote et sans diopside (cercles), échantillons avec épidote et/ou diopside (carrés), échantillons sans épidote mais avec diopside (carrés noirs).

3.7 Transformation amphibole-clinopyroxène

Différents travaux récents, parmi lesquels Stoddard (1985) et Barink (1984), traitent de l'apparition du clinopyroxène dans les amphibolites à la limite du faciès amphibolite et du faciès granulite en invoquant, parmi les phases participantes aux réactions, le grenat et le plagioclase. Le premier de ces auteurs, notamment, a mis en évidence l'apparition de CPX et OPX aux dépens de l'amphibole à partir de 725°C et 5Kb en relation avec le grenat ou le plagioclase en fonction du chimisme de la roche. Il est intéressant de noter que ces auteurs ne font pas intervenir l'épidote dans leurs équilibres, alors que, comme cela est expliqué au paragraphe 3.6, la présence du clinopyroxène est strictement liée à celle de l'épidote.

Dans son travail expérimental, Spear (1981) a synthétisé du clinopyroxène produit par la déstabilisation de l'amphibole. Il décrit la réaction ainsi:

"The reaction primarily involves the breakdown of the tremolite component in the amphibole to produce clinopyroxene and minor breakdown of the glaucophane component to produce plagioclase; the pargasite and Ti-rich components are concentrated in the residual hornblende"

(Amer.J.Sci, vol 281 pag.720)

Cette hypothèse se voit parfaitement vérifiée dans les diagrammes de la fig. 3-24, où on voit effectivement que la bordure de l'amphibole en contact avec le clinopyroxène est une actinote, avec une teneur résiduelle en Al qu'on retrouve dans le clinopyroxène. Ce contact est visualisé dans la fig. 3-25, représentant un profil qualitatif continu d'Al₂O₃ au contact entre un blaste d'amphibole et un blaste de clinopyroxène. Dans l'échantillon 5-15, une roche calcsilicatée, bien que le clinopyroxène puisse apparaître à une température inférieure, le mécanisme est strictement le même: les blastes d'amphibole qui se localisent à l'intérieur de grands blastes de CPX, possèdent une zonation *inverse*⁶⁾ (fig. 3-26).

De la fig. 3-25, on peut conclure qu'une fois une amphibole de type trémolite ou actinote est produite, il reste à équilibrer uniquement le rapport Ca/Mg et à répartir l'excès de Si de l'amphibole à fin de produire le clinopyroxène. Les deux réactions suivantes peuvent en expliquer le mécanisme:



ou en faisant intervenir l'épidote, comme à M.Ziccher,



Dans la transformation de l'amphibole en TR, les échanges *tk*, *pl* et *ed* sont transférés dans l'amphibole résiduelle en formant ainsi des pargasites ou des magnésio-hastingsites. Une partie de l'échange glaucophane (*tk + pl*) peut ainsi contribuer (Spear, 1981) à produire un plagioclase relativement plus sodique que dans les paragenèses ne contenant pas le CPX (à M.Ziccher on n'excède pas AN35).

⁶⁾ Un coeur d'hornblende avec une bordure trémolitique ou actinolitique, contrairement à ce qu'on peut observer le long de tout le géoprofil.

La zonation *inverse* dans l'amphibole s'observe uniquement dans les paragenèses où le clinopyroxène est texturalement stable. Dans les paragenèses où le clinopyroxène se localise à l'intérieur de gros blastes d'amphibole (P.Ragno, P.Marcio) ou bien dans un contexte clairement symplectitique (Vanzone, Cardada) aucune zonation ne s'observe au contact des deux minéraux (§ 3.4). On peut ainsi caractériser le clinopyroxène *néoformé* dans le faciès amphibolite élevé par la présence d'un contact AMP-CPX *actif* (mise à zéro de tous les $X_{\text{échanges}}$ dans l'amphibole, produisant une trémolite ou une actinote) alors que la présence de CPX d'occurrence relictuelle se caractérise par un contact AMP-CPX *passif*.

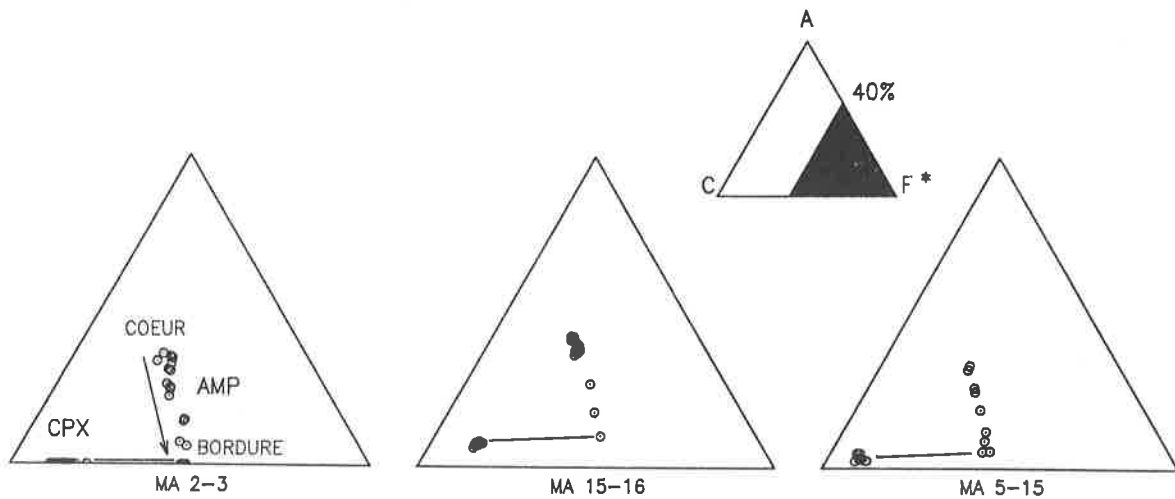


Fig. 3-24: Variation de la composition chimique des blastes d'amphibole, du coeur vers la bordure, en contact avec le clinopyroxène. La teneur comparable d' Al_2O_3 dans l'amphibole et le clinopyroxène démontre la formation du CPX aux dépens de l'amphibole. Flèche: direction vers la bordure, la ligne sub-horizontale relie les compositions à l'équilibre; (A= Al_2O_3 , C=CaO, F* = $\text{MgO} + \text{MnO} + \text{FeO}^{\text{tot}}$, %wt).

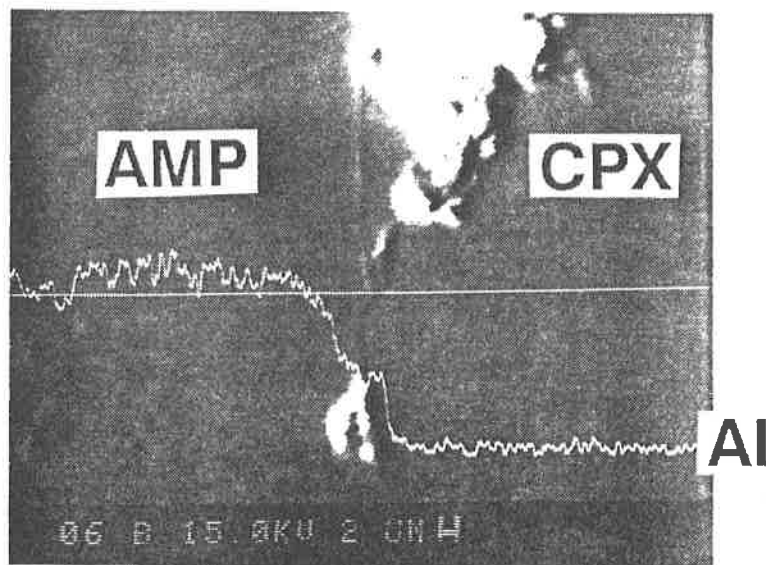


Fig. 3-25: Profils qualitatifs à la microsonde sur le pic de l'aluminium, au contact entre un blaste d'amphibole et de clinopyroxène: on note que la teneur de cet élément dans la région du contact est sensiblement la même dans l'amphibole que dans le clinopyroxène (15-16, Cardada).

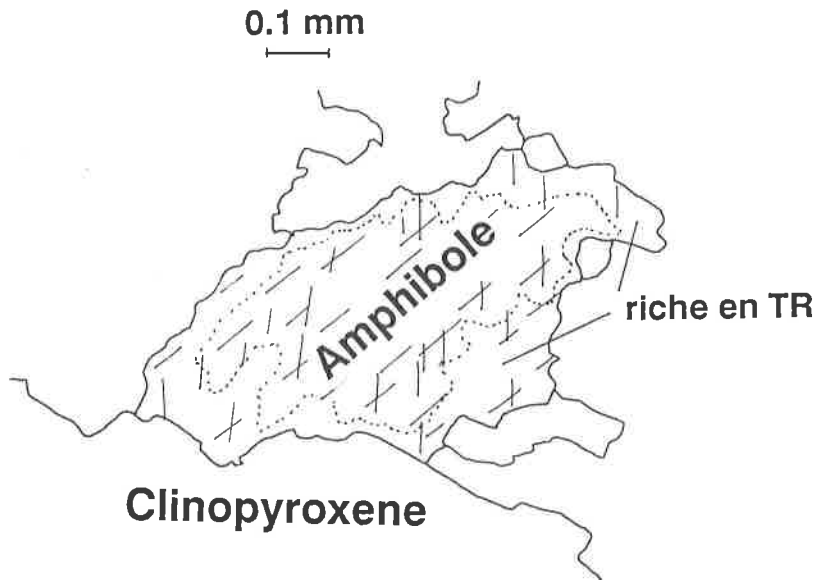


Fig. 3-26: Zonation optique dans un blasté d'amphibole entouré par des blastés de clinopyroxène, dans un calcsilicate.

3.8 Apparition de cummingtonite

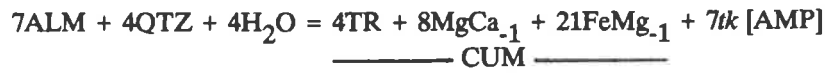
Dans un récent travail de Hoinkes et Mogessie (1986), l'apparition de cummingtonite dans des roches mafiques a été mise en évidence à des conditions de 550°C et 5Kb (thermométrie GRE-BIO et CC-DOL) dans des paragenèses contenant encore de la chlorite. Ces auteurs expliquent la présence de ce minéral par des réactions continues et discontinues surtout associés à la disparition de chlorite comme phase ferromagnésienne, tout en limitant son occurrence au chimisme de roches pauvres en Ca et Al et riches en Mg.

Schmutz (1976), dans le complexe mafique-ultramafique de Chiavenna, cite de la cummingtonite dans les roches mafiques et ultramafiques mais sans la faire intervenir dans l'évolution métamorphique des paragenèses de la séquence mafique.

Dans le géoprofil étudié, la cummingtonite apparaît aux conditions du faciès amphibolite élevé à CPX (650°C, voir chapitre 5) mais **uniquement** pour la composition de roche définie comme ferrogabbroïque. Dans la fig. 3-27, on peut remarquer que la composition de la roche se situe toujours dans le champ délimité par les phases présentes dans la paragenèse: (a) les métaferrogabbros dans le champ délimité par CaAMP-CUM-PLG±GR et (b) les metabasaltes et métamagnésiogabbros dans celui délimité par CaAMP-PLG-EP±CPX.

Contrairement à Hoinkes et Mogessie (1986), la chlorite n'étant plus stable aux conditions métamorphiques rencontrées à M.Ziccher, l'apparition de la cummingtonite doit être reliée à la disparition du grenat qui se trouve dans la paragenèse stable des métaferrogabbros aux conditions du faciès amphibolite faible à moyen (CaAMP-PLG-CHL-GR) constituant la phase ferromagnésienne la plus importante. Aux conditions métamorphiques plus élevées, c'est la paragenèse à CaAMP-CUM-PLG, avec des blastés idiomorphes de CUM, et à CaAMP-CUM-PLG-GR, où le GR ne constitue que des rares reliques avec la CUM se localisant dans la bordure de l'amphibole calcique au contact du grenat, qui forme la paragenèse stable (fig. 3-28).

Une réaction continue peut se formuler pour expliquer la formation de CUM associée à l'enrichissement en *tk* dans l'amphibole calcique déjà existante:



Dans la fig. 3-29 on trouve l'évolution depuis le faciès schistes verts jusqu'au faciès amphibolite élevé des paragenèses des ferrogabbros, seuls roches où on a constaté l'apparition de la cummingtonite.

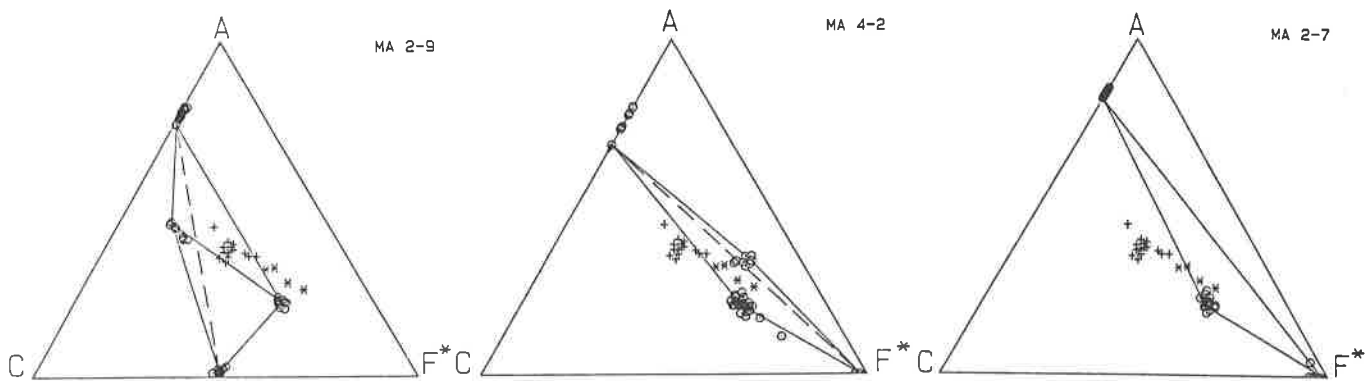


Fig. 3-27: Représentation de trois paragenèses typiques dans le faciès amphibolite élevé (2-9: metabasalte à CaAMP-PLG-EP-CPX et 4-2, 2-7: métaferrogabbros à CaAMP-CUMM-PLG±GR) ainsi que de la composition chimique de tous les metabasaltes (+) et de tous les métaferrogabbros (*). Cercles = phases minérales (A = Al_2O_3 , C = CaO, F = $\text{MgO} + \text{MnO} + \text{FeO}^{\text{tot}}$; %wt).

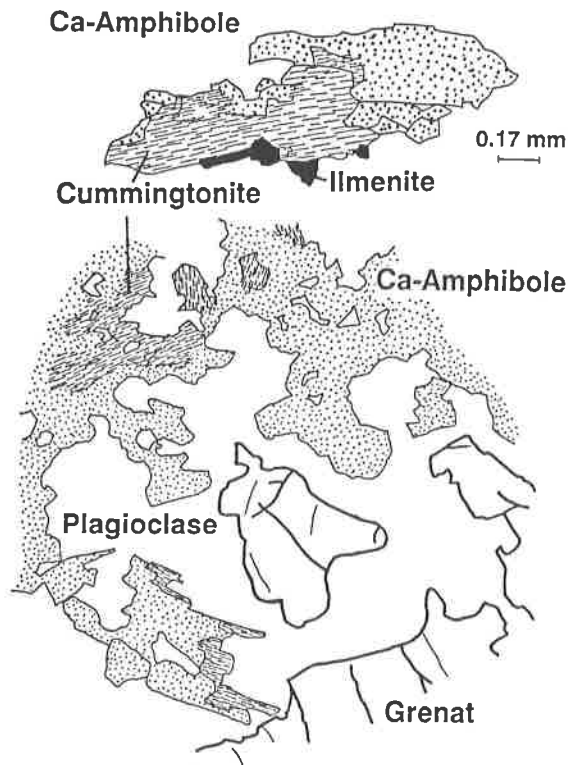


Fig. 3-28: Occurrence de la cummingtonite dans des paragenèses du faciès amphibolite élevé. (a) en blastes subidiomorphes pouvant présenter une nette lacune de composition avec l'amphibole calcique (2-7, M. Ziccher), (b) dans la bordure réactionnelle des grenats (4-2, Cardada).

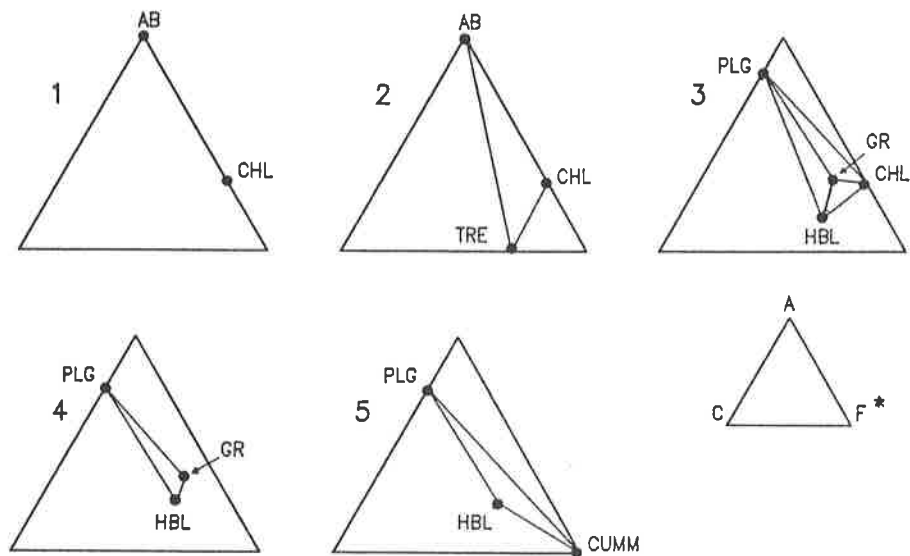


Fig. 3-29: Evolution, dans le diagramme ACF, du chimisme ferrogabbroïque entre le faciès schistes verts (1) et le faciès amphibolite élevé (à CPX) (5).

3.9 Situation oxydo-réductrice

Les phénomènes d'oxydation étant liés à une plus ou moins grande circulation de fluide dans la roche (rapport fluide/roche variable), on admet généralement qu'avec un métamorphisme croissant, l'état d'oxydation de la roche et donc des phases qui la composent, diminue (Abraham et al., 1974; Ferry, 1986; Graham et al., 1983; Wood et al., 1986).

Un premier diagramme (fig. 3-30a) montre un phénomène qu'il peut être intéressant de rappeler: les roches à paragenèses schistes verts contiennent plus que 3% et jusqu'à 6% de H₂O, dus à la teneur élevée de chlorite, alors que les roches à paragenèses du faciès amphibolite en contiennent moins que 2%, cela indépendamment du type de chimisme de roche totale. L'abrupte augmentation du vecteur *tk*, ou tout simplement d'Al₂O₃, dans l'amphibole au début du faciès amphibolite (région d'Antrona Nord) correspond donc bien à la disparition massive de chlorite dont témoigne la diminution en H₂O dans la roche totale.

Sur le deuxième diagramme (fig. 3-30b) on observe, pour les trois types de roches rencontrées dans le géoprofil, une forte variation du rapport d'oxydation (Abraham et al., 1974). Cette énorme variation ne correspond pas à des localisations topographiques spécifiques: en d'autres termes, il n'existe pas de région (ou de zone métamorphiquement comparable) où, pour un chimisme de roche donnée, ce rapport d'oxydation soit comparable; il n'y a donc pas eu d'homogénéisation locale de l'état d'oxydation. Cette constatation appuie l'hypothèse que le rapport fluide/roche, lors du métamorphisme régional, a été suffisamment élevé pour conserver le rapport d'oxydation proche au rapport original (magmatique ?). La phase fluide, ne semble pas avoir joué un rôle prépondérant dans une éventuelle modification du chimisme de la roche, ce qu'on peut en partie confirmer par la présence constante des blastes zonés (amphibole et plagioclase) qui démontre l'action limitée des phénomènes de diffusion pouvant s'établir entre coeurs et bordures de chimismes distincts.

Le fait qu'aucune variation systématique régionale du pourcentage PS dans l'épidote n'a été mise en évidence, supporte cette dernière hypothèse et, en particulier, que l'épidote reflète la composition chimique de la roche totale⁷⁾ plutôt que l'évolution métamorphique régionale (§ 2.16.6).

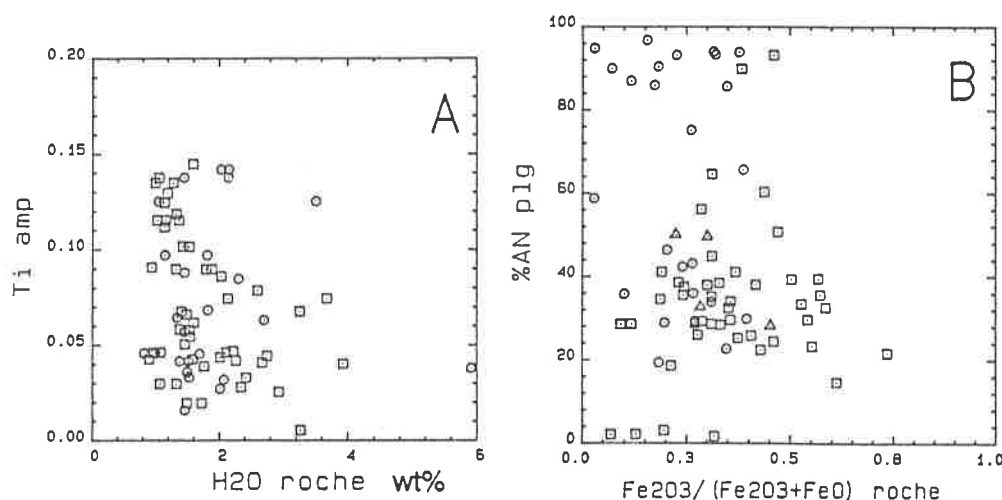


Fig. 3-30: (a) Variation de la teneur en H₂O dans les metabasaltes (cercles) et les metamagnésio-gabbros (carrés) depuis des paragenèses du faciès schistes verts jusqu'au faciès amphibolite élevé. (b) Variation du rapport d'oxydation en fonction du degré métamorphique croissant (cercles: metabasaltes, carrés: metamagnésio-gabbros et triangles: métaferrogabbros).

⁷⁾ Clinozoïsite dans les metamagnésio-gabbros, épidote à pourcentage PS variable dans les metabasaltes, pourcentage PS très élevé dans les pseudomorphoses de grenat et très faibles dans celles de *lawsonite*.

CHAPITRE 4

CHIMISME DE ROCHE TOTALE

4.1 Introduction

Les analyses de roche totale effectuées dans le cadre de ce travail ont trois buts. Le premier est l'établissement d'une éventuelle relation entre le chimisme de la roche totale et le chimisme des principaux minéraux: pour cela tous les échantillons analysés à la microsonde ont fait l'objet d'une analyse de roche totale. Le deuxième est de caractériser chimiquement les divers membres métaophiolitiques en les correlant, si possible, au chimisme de roches des domaines ophiolitiques non métamorphiques. Le troisième but est de caractériser la paléotectonique des metabasaltes ainsi que la minéralogie originelle des roches mafiques rencontrées.

On rappellera que toutes les observations et tous les diagrammes mis au point par des auteurs comme Pearce (1982, 1984) travaillant dans le contexte de la recherche de l'héritage paléotectonique des ophiolites, se réfèrent à des roches n'ayant subi qu'un très faible métamorphisme ou une *altération* océanique. L'application des conclusions de ces auteurs à des roches ayant atteint des faciès de hautes pressions et hautes températures (phase éoalpine et phase mésoalpine respectivement) doivent donc être dûment motivées et justifiées.

Le long de ce géoprofil, quatre domaines tectoniques se distinguent et seront différenciés dans la pluparts des diagrammes qui suivront: a) les métaophiolites de Visp-Simplon (domaine Valaisan); b) la Zone d'Antrona; c) la Zone de Zermatt-Saas intimement liée à la Zone du Combin s.s. (nappe de Tsaté, Escher, 1988) dans la *zone des racines* et d) les métaophiolites de M.Ziccher (Zone d'Isorno-Orselina). Les roches mafiques affleurants à Cardada n'étant pas forcément d'origine ophiolitique, elles ne sont pas traitées dans ce chapitre; quelques analyses représentatives sont données dans Colombi et Pfeifer (1986).

L'article de Pfeifer, Colombi et Ganguin (1988) présente une comparaison entre les deux domaines métaophiolitiques des Alpes Ouest centrales les plus importants du point de vue de surface d'affleurement. Basée sur une analyse de la géochimie de roche totale, cette étude s'appuie sur les mêmes analyses que dans ce travail. Ce qui suit est donc un complément de certains aspects non abordés dans cet article.

4.2 Identification des chimismes originels de la séquence métaophiolitique

Les roches de la séquence métaophiolitiques rencontrées le long de ce géoprofil peuvent se différencier de trois façons, complémentaires: a) selon des observations macro- et microscopiques effectuées sur le terrain, en lame mince et à la microsonde, b) par des variations évidentes de la composition chimique de la roche totale et c) à l'aide de la statistique multivariée.

4.2.1 Observations macro et microscopiques

Les observations macro et microscopiques (cf. chap. 2) suffisent pour différencier la quasi totalité des échantillons en deux catégories: roches à caractères basaltiques et roches à caractères gabbroïques.

Les analyses à la microsonde effectuées sur les amphiboles, permettent également de distinguer, là où le doute subsiste, entre un chimisme basaltique et un chimisme gabbroïque: le rapport FeO/MgO dans les amphiboles est toujours plus faible dans les roches gabbroïques et cela même si les amphiboles ont recristallisé en une texture fine et homogène.

Les métaferrogabbros sont difficiles à reconnaître sans l'utilisation de la géochimie sur roche totale (teneur très élevés en fer et titane) ou l'analyse des amphiboles à la microsonde (apparition de cummingtonite, § 3.8).

4.2.2 Variation chimiques évidentes

Plusieurs diagrammes basés sur les éléments majeurs font bien ressortir les trois groupes suivants: les metabasaltes, les métamagnésiogabbros et les métaferrogabbros.

Le diagramme AFM (fig. 4-1) montre de manière distincte trois domaines peu superposés: les métaferrogabbros ont des rapports $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ entre 2 et 3 ainsi que des teneurs en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) très faibles, les métamagnésiogabbros sont caractérisés par des rapports $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ autour de 0.5 et les metabasaltes se situent entre ces deux extrêmes.

Le diagramme $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO} + \text{TiO}_2$ (fig. 4-2) définit également ces trois domaines (Miyashiro et Shido, 1975; complété par Piccardo, 1983), en les caractérisant d'après leur teneur en TiO_2 : les métamagnésiogabbros n'ont jamais plus que 1% de TiO_2 alors que les métaferrogabbros n'ont jamais des teneurs inférieures à 3%.

Dans le diagramme $\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ (fig. 4-3) de Pearce (1984) est représenté le champ de composition d'un liquide basaltique. Les gabbroïdes sortent de ce champ de manière évidente : à droite, vers les teneurs élevées en TiO_2 , les métaferrogabbros et à gauche, vers les faibles teneurs en TiO_2 , les métamagnésiogabbros. Quelques metabasaltes sortent aussi de ce champ: ces quelques roches ont vraisemblablement subi des altérations qui ont pu en modifier la composition chimique (§ 4.3.1).

Le tabl. 4-1 montre les valeurs moyennes ainsi que la variabilité (minimum et maximum) de ces trois types de roches ainsi que de deux métatroctolites. On remarquera que certains éléments ou rapport entre éléments, sont particulièrement efficace dans la discrimination entre basaltes, magnésiogabbros et ferrogabbros respectivement: TiO_2 (1.54, 0.43, 5.78 %poids), $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$ (1.22, 0.51, 2.51), Cr (264, 833, 63 ppm). De plus, les éléments traces (Rb, Sr, Cr, Sc, Cu, V, Zr, Ba) sont caractérisés par des faibles teneurs dans les métaferrogabbros alors qu'ils sont nettement plus élevés dans les métamagnésiogabbros. Les REE ainsi que le Ni ont au contraire des teneurs plus élevées dans les métaferrogabbros: cela s'explique par la genèse de ces roches qui représentent des cumulats produits lors d'une ultime phase de cristallisation fractionnée augmentant la concentration des éléments incompatibles dans le bain résiduel.

4.2.3 Analyse multivariée

Ayant à disposition un aussi grand nombre d'échantillons, l'application d'une méthode statistique, visant à confirmer ces différents groupes de roches, peut apporter une confirmation.

L'analyse multivariée permet de quantifier l'appartenance à différents groupes par le calcul d'un nombre réduit de facteurs, suffisant pour représenter la plus grande partie de la variabilité des échantillons. En effectuant cette analyse sur les majeurs on obtient les facteurs figurants dans le tabl. 4-2.

On remarquera que les quatre premiers facteurs représentent déjà plus que 80% de la variabilité. En effectuant l'extraction de ces quatre facteurs on obtient les relations du tabl. 4-3.

	Basaltes: 90 échantillons				Gabbros: 36 échantillons				Troctolites: 2 échantillons				Fe-gabbroïdes: 7 échantillons			
	MOY	D.S.	MIN	MAX	MOY	D.S.	MIN	MAX	MOY	D.S.	MIN	MAX	MOY	D.S.	MIN	MAX
Éléments majeurs (% oxydes)																
SiO ₂	48.42	1.68	41.70	54.55	49.41	1.41	46.53	52.77	45.04	1.35	43.69	46.39	43.28	0.82	41.77	44.22
TiO ₂	1.54	0.35	0.70	2.51	0.43	0.19	1.19	1.19	0.16	0.02	0.14	0.18	5.78	1.84	3.21	10.92
Al ₂ O ₃	16.28	0.99	12.33	23.66	16.83	1.41	9.13	20.41	19.49	0.42	19.07	19.91	12.96	1.04	11.21	15.13
Fe ₂ O ₃	3.24	1.12	0.36	6.64	1.55	0.78	0.12	4.54	1.81	0.53	1.28	2.34	5.12	1.93	1.43	9.95
FeO	5.88	1.11	3.20	10.75	3.78	0.80	1.76	6.51	4.03	1.67	2.35	5.70	11.46	1.21	9.01	12.90
MnO	0.17	0.02	0.11	0.29	0.11	0.02	0.06	0.22	0.09	0.01	0.08	0.10	0.28	0.06	0.22	0.47
MgO	7.17	1.29	3.55	11.67	10.08	1.05	7.31	13.50	13.73	1.06	12.67	14.79	6.40	0.79	5.28	7.92
CaO	11.08	1.83	6.02	17.31	12.87	1.23	9.38	15.00	6.42	2.43	3.99	8.86	8.79	1.14	6.69	10.78
Na ₂ O	3.25	0.70	0.49	6.45	2.21	0.66	0.68	4.05	3.39	0.39	3.00	3.78	2.52	0.64	1.74	3.66
K ₂ O	0.29	0.19	0.01	1.37	0.20	0.18	0.01	1.27	0.00	0.01	0.00	0.01	0.09	0.07	0.00	0.28
P ₂ O ₅	0.18	0.08	0.02	0.68	0.04	0.04	0.01	0.52	0.05	0.03	0.02	0.08	0.57	0.49	0.07	2.07
H ₂ O	1.82	0.58	0.90	3.93	1.69	0.49	0.71	3.68	5.17	0.74	4.44	5.91	1.65	0.67	0.67	3.99
CO ₂	0.32	0.42	0.00	5.94	0.10	0.08	0.02	0.72	0.13	0.02	0.11	0.15	0.66	1.03	0.02	4.28
Cr ₂ O ₃	0.04	0.01	0.00	0.09	0.13	0.09	0.00	0.74	0.06	0.03	0.03	0.09	0.01	0.01	0.00	0.03
NiO	0.01	0.01	0.00	0.06	0.03	0.01	0.00	0.07	0.07	0.03	0.04	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
Éléments traces (ppm)																
Ba β	50	34	<13	276	30	28	<13	295	54	<13	42	65	71	19	45	123
Ba α	62	31	16	283	29	32	<2	301	6	2	3	8	82	26	41	140
Rb	7	6	<4	47	11	11	<4	64	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	7
Sr	236	90	92	738	225	70	97	717	130	26	104	156	113	51	37	246
Pb	<2	<7	<2	30	<2	<2	<2	7	<2	<2	<2	<2	3	2	<2	11
Th	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
U	6	4	<4	70	4	<4	<4	15	4	<4	4	4	<8	4	5	17
La	7	6	<4	54	<4	<4	<4	20	<4	<4	<4	<4	9	6	<4	21
Ce	22	16	<6	245	7	6	<6	30	12	<6	9	15	27	22	<6	61
Nd	15	8	<3	61	4	4	<3	19	<3	<3	<3	3	24	18	<3	69
Y	34	9	8	93	13	6	<5	38	12	<5	9	14	53	28	22	130
Zr	134	40	44	314	36	28	8	189	18	<4	17	18	134	36	72	234
V	195	39	97	297	96	30	40	431	37	12	26	49	358	98	112	492
Cr	264	75	25	484	833	452	16	3192	374	95	279	469	63	34	17	183
Ni	105	30	15	315	183	55	27	332	375	56	319	431	35	10	20	53
Co	39	4	28	55	30	5	13	64	39	10	29	49	55	8	47	73
Cu	64	53	<5	1388	46	34	<5	229	22	9	13	30	41	31	6	131
Zn	78	20	27	156	51	29	8	152	57	14	43	70	123	28	78	174
Ga	17	3	4	28	11	<3	<3	18	9	<3	7	11	25	7	6	38
Sc	34	5	5	52	32	8	5	52	5	5	<1	10	55	9	38	66
S	95	135	<6	1320	50	86	<6	1050	<6	<6	<6	<6	561	644	<6	1955

Tabl. 4-1: Moyenne, déviation standard, minimum et maximum des principaux types de roches (basaltique, magnésio-gabbroïque, troctolitique et ferrogabbroïque) pour les majeurs et les traces. Les teneurs en dessous des limites de détection sont indiquées par (<).

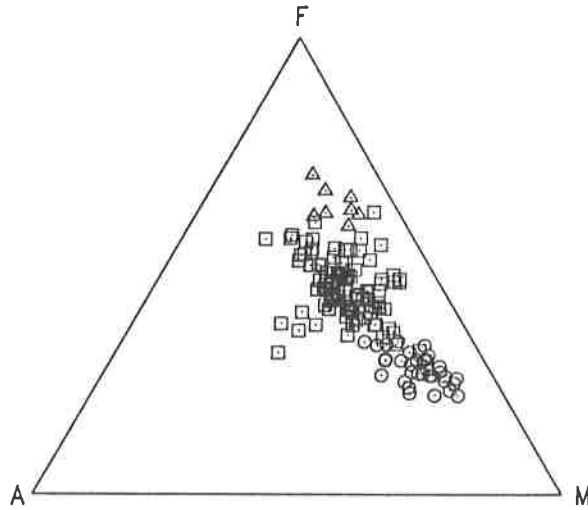


Fig. 4-1: Les trois types de roches se distinguent parfaitement, à savoir les metabasaltes (carrés), les métamagnésio-gabbros (cercles) et les métaferrogabbros (triangles). $A = Na_2O + K_2O$, $M = MgO$, $F = FeO^t$.

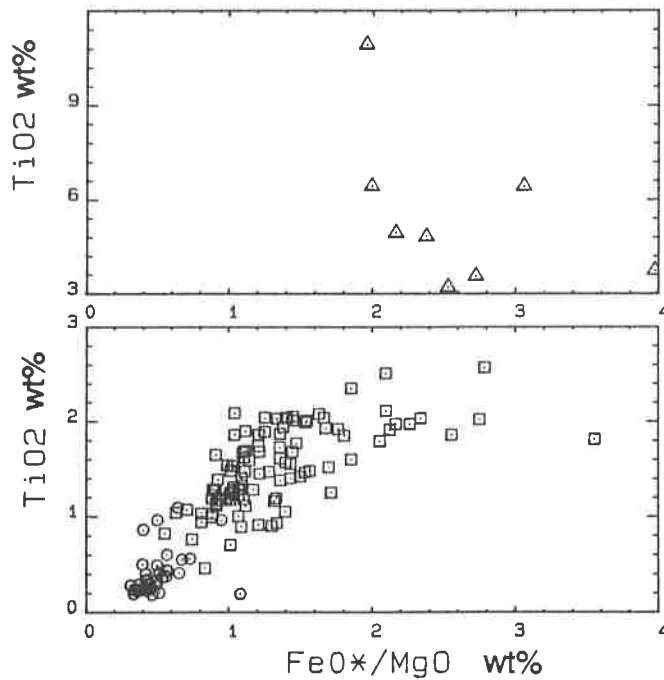


Fig. 4-2: Distinction à l'aide de la teneur en TiO_2 et du rapport Fe/Mg . Les métaferrogabbros sont représentées avec une échelle différente vue leur teneurs très élevées en TiO_2 . Metabasaltes: carrés, métamagnésio-gabbros: cercles et métaferrogabbros: triangles.

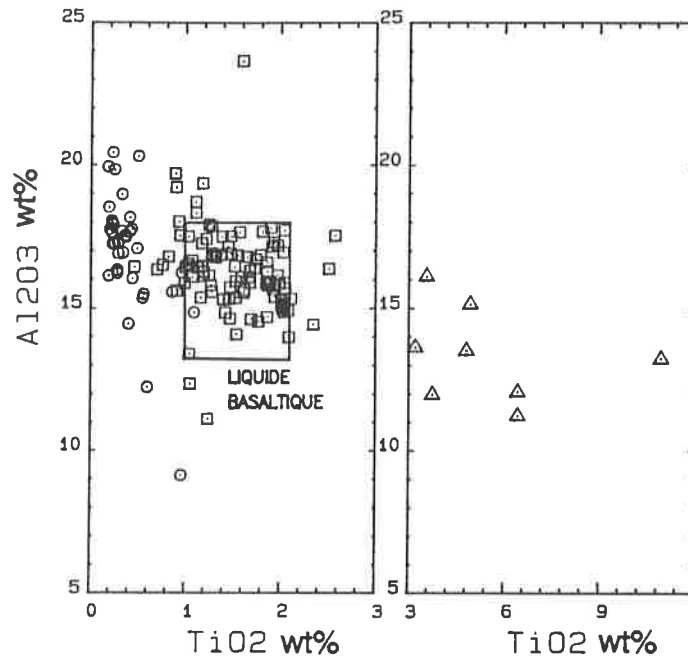


Fig. 4-3: Le rectangle au milieu du diagramme représente la gamme des liquides basaltiques (Pearce, 1984). Métabasaltites: carrés, métamagnésio-gabbros: cercles et métaferrogabbros: triangles.

Tabl. 4-2: Analyse multivariée sur la totalité des échantillons métaophiolitiques.

Facteur	Vecteur propre	% variabilité	% cumulé
1	3.42758	38.1	38.1
2	1.93198	21.5	59.6
3	1.14310	12.7	72.3
4	1.02941	11.4	83.7
5	0.62471	6.9	90.6
6	0.38428	4.3	94.9
7	0.26091	2.9	97.8
8	0.15150	1.7	99.5
9	0.04653	0.5	100.0

Tabl. 4-3: Composition des facteurs calculés par l'analyse multivariée.

	FACTEUR 1	FACTEUR 2	FACTEUR 3	FACTEUR 4
FeO ^t	.93659	.15682	.07302	.13781
MnO	.83975	.08451	.06826	.24080
TiO ₂	.83673	.10117	-.02420	.20294
SiO ₂	-.63195	.33664	.40925	.40002
CaO	-.15395	-.91046	.01823	-.12745
Na ₂ O	.05390	.90481	.16427	-.13287
K ₂ O	-.03380	.06108	.86515	.10752
MgO	-.60588	-.11490	-.61042	.24405
Al ₂ O ₃	-.36185	.03449	-.04842	-.88960

On remarquera que le 38.1% (F1) de la variabilité entre basaltes, magnésio-gabbros et ferrogabbros est à imputer essentiellement au FeO^{tot}, TiO₂, SiO₂ et au MgO alors que Na₂O et K₂O représentent le 21.5% (F2). En utilisant ces deux facteurs discriminants on obtient le diagramme de fig. 4-4 dans lequel les trois types de roches sont parfaitement discriminés.

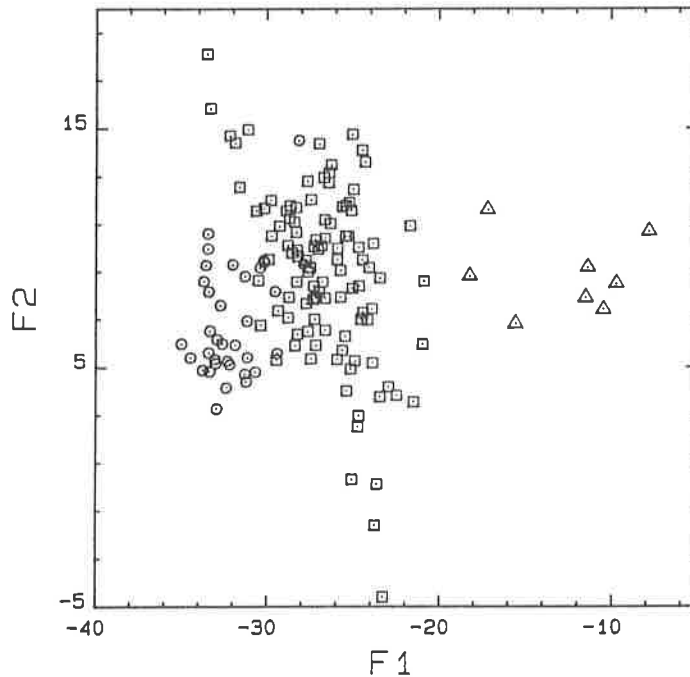


Fig. 4-4: Discrimination entre métabasaltés (carrés), métamagnésio-gabbro (cercles) et métaferrogabbros (triangles) à l'aide de deux facteurs représentant $\approx 60\%$ de la variabilité. $F1 = 0.93659 \cdot \text{FeO}^t + 0.83975 \cdot \text{MnO} + 0.83673 \cdot \text{TiO}_2 - 0.63195 \cdot \text{SiO}_2 - 0.15395 \cdot \text{CaO} + 0.05390 \cdot \text{Na}_2\text{O} - 0.0338 \cdot \text{K}_2\text{O} - 0.60588 \cdot \text{MgO} - 0.36185 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$. $F2 = 0.15682 \cdot \text{FeO}^t + 0.08451 \cdot \text{MnO} + 0.10117 \cdot \text{TiO}_2 - 0.33664 \cdot \text{SiO}_2 - 0.91046 \cdot \text{CaO} + 0.90481 \cdot \text{Na}_2\text{O} - 0.06108 \cdot \text{K}_2\text{O} - 0.1149 \cdot \text{MgO} + 0.03449 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$

4.3 Les metabasaltes

4.3.1 Altération et/ou mobilité des éléments

Toute séquence ophiolitique observable sur le terrain a été affectée par de nombreux épisodes ayant pu modifier le chimisme des différents types de roche la composant. Avant d'utiliser certains éléments dans des buts de classifications il est important de vérifier si ces éléments, ou même la composition chimique totale, ont été mobiles lors d'une phase d'altération, que ce soit pendant un métamorphisme océanique ou un métamorphisme orogénique.

De manière générale, les éléments majeurs, à l'exception de TiO_2 et Al_2O_3 sont considérés comme étant facilement mobiles alors que les traces et les REE réagissent de manière nettement plus inerte aux phénomènes métamorphiques et sont donc considérées comme immobiles. Il est néanmoins très important de vérifier cette tendance dans le détail et pour chaque élément puisqu'on se trouve dans un terrain polymétamorphique ayant atteint des pressions ainsi que des températures élevées.

Pearce (1984) suggère de tester la mobilité avec des diagrammes covariants: s'il existe une bonne corrélation entre les deux éléments sur les axes, il n'y a pas eu de phénomènes modifiant leur teneur de manière *aléatoire*. En examinant deux à deux tous les éléments on peut ainsi en détecter les anomalies.

Les diagrammes des fig. 4-5A,B,C et D montrent un exemple de la corrélation existant entre quelques traces et confirment, aux exceptions près, la relative immobilité des éléments reconnus comme tels. Dans les diagrammes de fig. 4-5E et F, on peut observer, par contre, le nuage de points produit par les teneurs très variables du K_2O , indiquant et confirmant sa grande prédisposition pour les phénomènes d'altération (mobilité). Dans ces diagrammes on pourra aussi remarquer la caractéristique des échantillons provenant de la Zone de Zermatt-Saas/Combin et en partie de la Zone Valaisanne de mal se corréler, indiquant pour ces deux Zones une mobilité des éléments plus prononcée que dans le cas de la Zone d'Antrona et des métaophiolites de M.Ziccher. Cette mobilité est sans doute à mettre en relation avec la présence de laves en coussin suggérant des échanges importants avec l'eau de mer.

Un autre moyen pour tester la possible mobilité d'un élément est de le confronter avec un *indice d'altération* (Pearce, 1984) comme par exemple l' H_2O ou le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$: toute corrélation entre l'élément à tester et un de ces indices indique une mobilité. Dans le diagramme de fig. 4-6A on peut confirmer l'immobilité du TiO_2 par la présence d'un nuage de points excluant une quelconque corrélation avec le Na_2O , oxyde qui peut facilement être altéré par le métamorphisme. L'usage de ces *indices d'altérations* doit toutefois être sujet à caution et critique parce que, comme on voit dans le diagramme de fig. 4-6B, le K_2O (reconnu comme mobile) ne semble pas se corréler de manière particulière avec le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$.

On peut mieux interpréter, après cette analyse, le diagramme $\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ de fig. 4-7 (détail de la fig. 4-3) où l'on constate que les échantillons qui sortent du champ du liquide basaltique sont constitués par les échantillons se corrélant mal dans les diagrammes de la fig. 4-5 (surtout dans la Zone de Zermatt-Saas/Combin et la région de Visp) et non pas parce que le chimisme s'éloigne de la composition basaltique proprement dite.

La spilitisation, en tant qu'altération océanique, est liée aux laves en coussin (Bearth, 1959, 1979). Le diagramme $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ (Vallance, 1974) s'utilise pour reconnaître ce phénomène. Dans la fig. 4-8 on constate que seuls les échantillons de Visp et de Zermatt-Saas/Combin sont proches ou à l'intérieur du champ des spilites. Dietrich et Oberhänsli (1975) pour la région de Visp et Bearth (1959) pour la région de Zermatt-Saas ont reconnus des structures de laves en coussin, alors que dans la Zone d'Antrona et dans la région de M.Ziccher aucune structure semblable n'a été trouvée au cours de cette étude. Avec ce diagramme on confirme la tendance vers l'altération typique des laves en coussin de quelques échantillons de la Zone de Zermatt-Saas/Combin ainsi que de la Zone Valaisanne.

En dépit d'un probable métamorphisme océanique et du métamorphisme alpin polyphasé, la plus grande partie de ces metabasaltes ont gardés intacts leurs caractéristiques géochimiques.

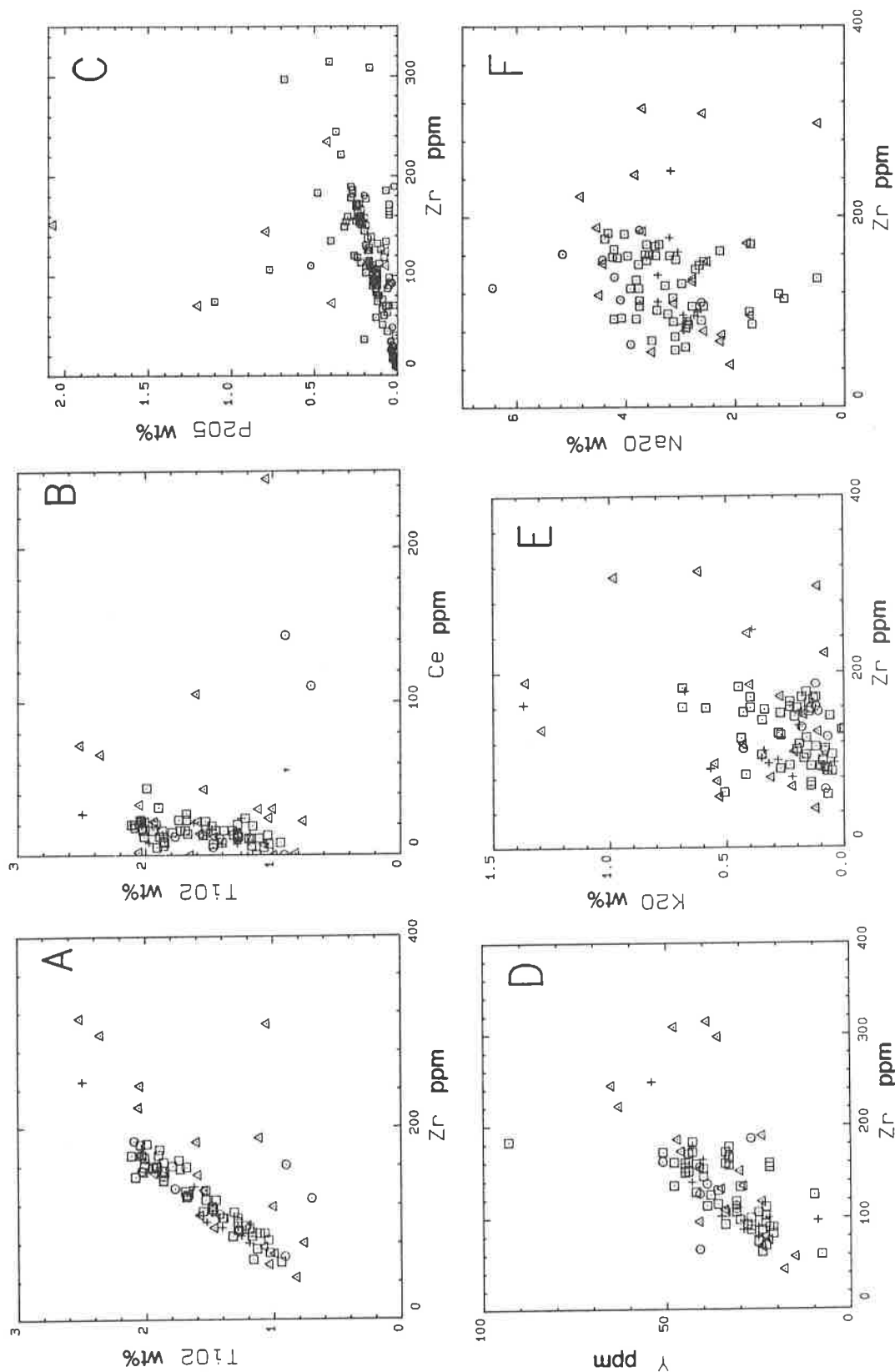


Fig. 4-5: Test de mobilité pour quelques éléments dans les metabasaltes. Une bonne corrélation indique l'absence de phénomènes de mobilité (A, B, C et D) alors que le cas contraire (E et F) indique la présence de phénomènes ayant modifié les teneurs de manière non négligeable. On notera comme les analyses s'écartant le plus de la corrélation moyenne appartiennent aux régions de Visp et à la Zone de Zermatt-Saas/Combin. Région de Visp: cercles, Zone de Zermatt-Saas/Combin: carrés, Zone d'Antrona: triangles et région de M. Ziccher: croix.

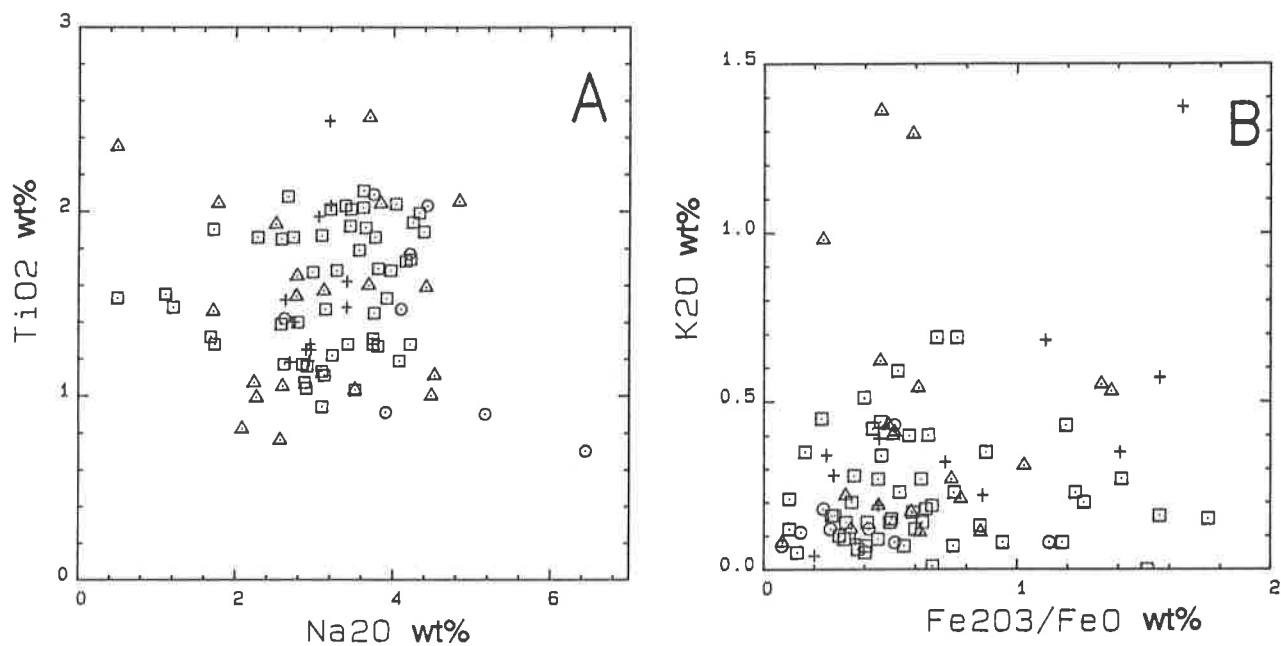


Fig. 4-6: Test de mobilité avec un élément ou un rapport sensible à l'altération: toute corrélation indique la mobilité de l'élément concerné. Région de Visp: cercles, Zone d'Antrona: carrés, Zone de Zermatt-Saas/Combin: triangles et région de M.Ziccher: croix.

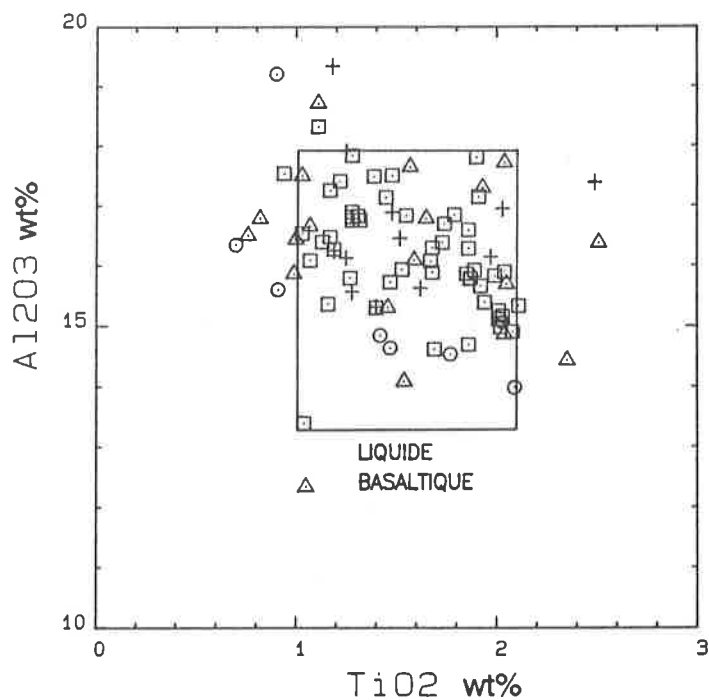


Fig. 4-7: Détail du champ du liquide basaltique (Pearce, 1985) pour les échantillons metabasaltiques des quatre régions ophiolitiques. Région de Visp: cercles, Zone d'Antrona: carrés, Zone de Zermatt-Saas/Combin: triangles et région de M.Ziccher: croix.

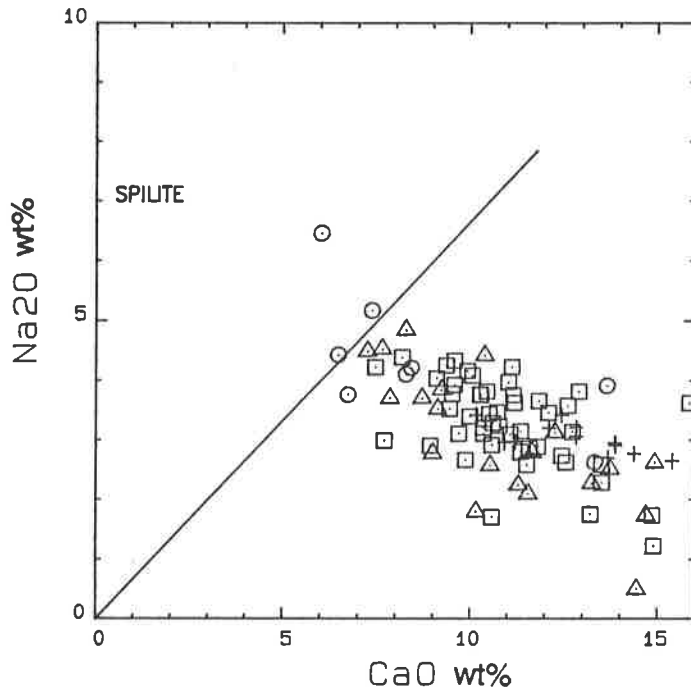


Fig. 4-8: Définition du champ des spilites (rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO} > 0.66$). Quelques échantillons de la Zone de Zermatt-Saas/Combin (triangles) et des métaophiolites de Visp (cercles) se rapprochent à ce champ.

4.3.2 Chimisme originel

Les diagrammes $\text{Nb}/\text{Y} + \text{Ti}/\text{Y}$ (Pearce, 1982, 1984) de la fig. 4-9 et $\text{Cr} + \text{SiO}_2$ (Miyashiro et Shido, 1985) de la fig. 4-10, discriminent parfaitement le caractère tholéïtique des metabasaltes analysés, avec une très légère tendance, pour quelques échantillons de la Zone Zermatt-Saas/Combin, vers le domaine calco-alcalin. Une fois de plus cette tendance est à mettre en parallèle avec une plus grande variabilité qui a déjà été montrée (§ 4.3.1) pour cette Zone.

Dans le but d'essayer de préciser la paragenèse volcanique, des données sur des basaltes à olivine, des basaltes à clinopyroxène et des ferrobasaltes océaniques (Hekinian, 1982) ont été compilées. Le diagramme $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO} + \text{TiO}_2$ de la fig. 4-11A montre les domaines des ces trois types de roches: on ne peut différencier de manière certaine que le champ des ferrobasaltes de celui formé par l'assemblage des basaltes à olivine et des basaltes à clinopyroxène. Dans le diagramme de la fig. 4-11B sont reportés nos échantillons: on remarquera que la quasi totalité des analyses se localisent dans le champ des basaltes à olivine et/ou clinopyroxène. Les trois analyses dans le champ des ferrobasaltes sont à corréler avec la variabilité normale de la composition chimique plutôt qu'à un véritable chimisme ferrobaltique.

Il est intéressant de signaler qu'en calculant le pourcentage *normatif*¹⁾ d'olivine et de clinopyroxène des analyses de la littérature, on ne discrimine pas de manière évidente les basaltes à olivine des basaltes à clinopyroxène ce qui explique la difficulté de distinguer plusieurs types de basaltes métamorphiques.

1) Norme CIPW anhydre, utilisant le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ mesuré.

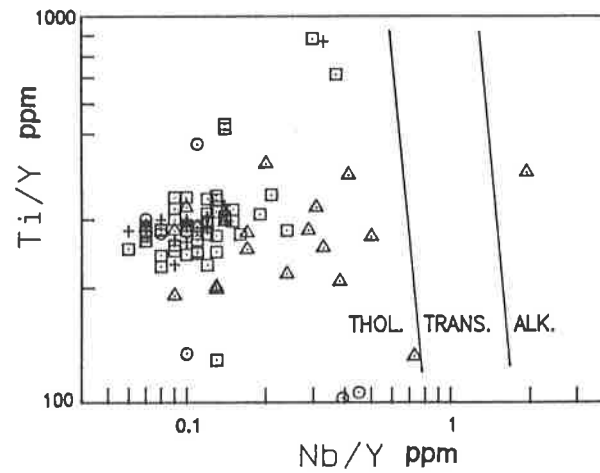


Fig. 4-9: Discrimination entre le champ tholéïtique et alkalin à l'aide des éléments traces (Pearce, 1982, 1984). Région de Visp: cercles, Zone d'Antrona: carrés, Zone de Zermatt-Saas/Combin: triangles et région de M.Ziccher: croix.

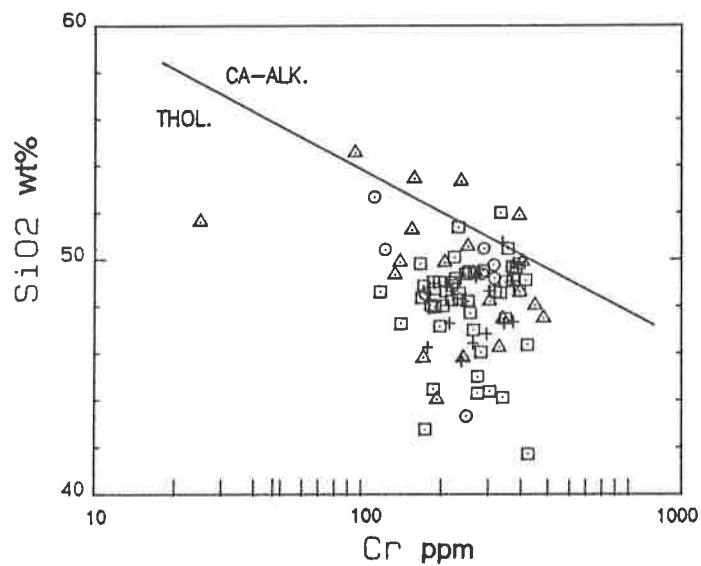


Fig. 4-10: Discrimination entre le champ tholéïtique et calco-alkalin par Miyshiro et Shido (1975). Région de Visp: cercles, Zone d'Antrona: carrés, Zone de Zermatt-Saas/Combin: triangles et région de M.Ziccher: croix.

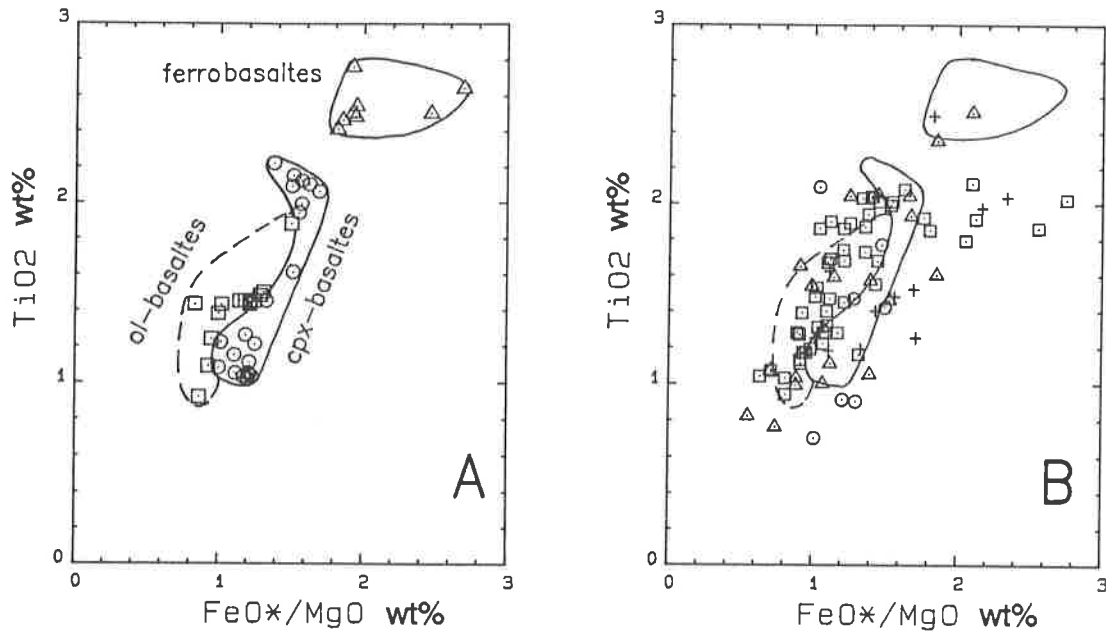


Fig. 4-11: Essai d'établissement de la paragenèse originale des metabasaltes. (A) Données de Hekinian (1982): basaltes à olivine (carrés), basaltes à clinopyroxène (cercles) et ferrobasaltes (triangles). (B) Données du présent travail. Région de Visp: cercles, Zone d'Antrona: carrés, Zone de Zermatt-Saas/Combin: triangles et région de M.Ziccher: croix.

4.3.3 Géotectonique

Depuis la publication classique de Pearce et Cann (1973), beaucoup de travaux ont été effectués dans le but de retrouver le contexte géotectonique des metabasaltes. Les domaines géotectoniques les plus importants sont au nombre de trois: les basaltes d'origine continentale (WPB), les basaltes de ride médio-océanique (MORB) et les basaltes d'arc volcanique (VAB). Parmi les diagrammes, proposés par la littérature, on en a choisi deux (fig. 4-12 et fig. 4-13) qui confirment l'origine médio-océanique des metabasaltes des quatre domaines ophiolitiques étudiés, notamment des régions de Visp et de M.Ziccher, qui n'ont jamais été étudiés de ce point de vue.

Plus récemment des auteurs se sont intéressés à une discrimination plus fine à l'intérieur du domaine des basaltes du type MORB, en essayant de caractériser, par rapport aux chondrites, des basaltes *normaux* (N-MORB; Sun et al., 1979; Wood et al., 1979), des basaltes enrichis en éléments hygromagmatophiles (E-MORB ou P-MORB, *plume* basalte) et des basaltes transitionnels par l'absence d'une frontière nette entre ces deux types (T-MORB; Beccaluva et al., 1984).

Les N-MORB sont caractéristiques des segments médio-océaniques normaux alors que les E- ou P-MORB sont caractéristiques de segments associés à des protubérances du manteau dans la croûte.

Pour représenter ce type de distinction, ainsi que les données concernant les REE, on utilise souvent des diagrammes de normalisation, dans lesquelles les données sont d'abord normalisées par rapport à une roche de référence (N-MORB, chondrite, manteau primordial) et ensuite représentées dans une séquence définie (les éléments à faible potentiel ionique vers la droite et ceux à potentiel ionique élevé vers la gauche du diagramme, cf. Pearce, 1984; Masson, 1986). Ce type de diagramme présente en plus l'avantage de visualiser plusieurs éléments en même temps.

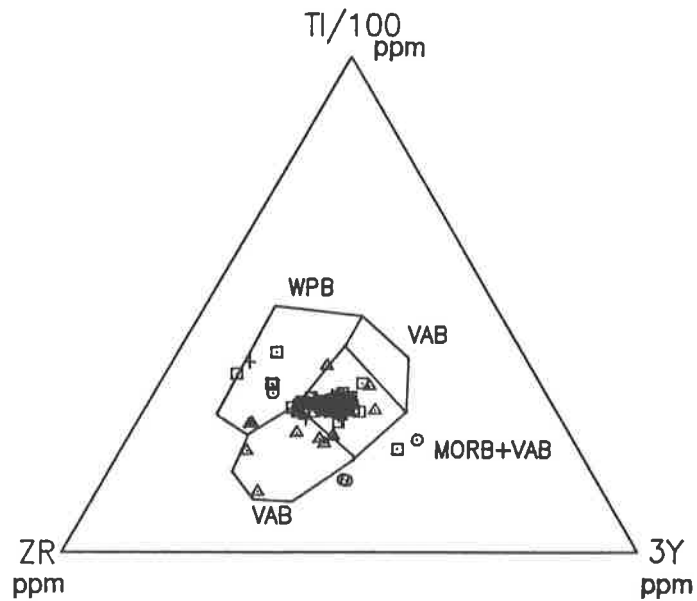


Fig. 4-12: Diagramme de Pearce et Cann (1973) discriminant les basaltes de ride médioocéanique et d'arc insulaire des basaltes continentaux. Région de Visp: cercles, Zone d'Antrona: carrés, Zone de Zermatt-Saas/Combin: triangles et région de M.Ziccher: croix.

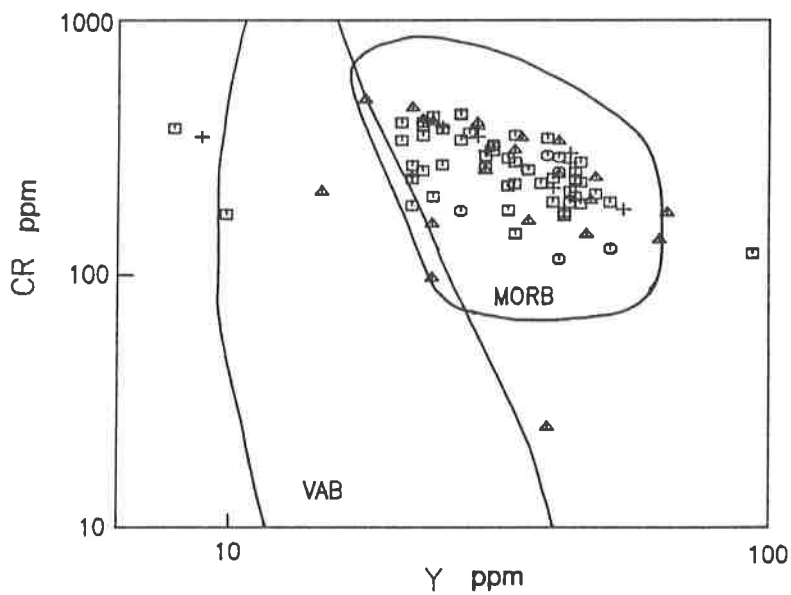


Fig. 4-13: Diagramme de Pearce et Norry (1979) discriminant les basaltes de ride médioocéanique des basaltes d'arc insulaire. Région de Visp: cercles, Zone d'Antrona: carrés, Zone de Zermatt-Saas/Combin: triangles et région de M.Ziccher: croix.

Dans les diagrammes de fig. 4-14 et fig. 4-15 on a utilisé deux roches différentes pour normaliser les échantillons pour lesquels on disposait des analyses des REE; un N-MORB de Pearce (1980) et une chondrite de Coryell et al. (1963) complétée par des données de Sun et al. (1979). Dans le diagramme de fig. 4-14A on peut observer l'allure des analyses de référence par rapport au N-MORB de Pearce (1980), au T-MORB de Sun et al. (1979), Wood et al. (1979) et au P-MORB de Wood et al. (1979). Dans les fig. 4-14B à 4-14F sont reportés des échantillons représentatifs des quatre domaines tectoniques normalisés par rapport au N-MORB (Pearce, 1980). Ces échantillons ont fait l'objet d'analyses complètes, à savoirs éléments majeurs et traces (par fluorescence des RX) et REE (par ICP et activation neutronique).

Une première constatation est évidente: aucun échantillon ne présente la morphologie typiques des N-MORB. Pour les régions de Visp, M.Ziccher et la Zone d'Antrona, on peut observer une tendance vers des basaltes transitionnels. La Zone de Zermatt-Saas/Combin dans la *zone des racines* à l'Est, comme celle de Zermatt-Saas à Zermatt et à la Täsch-Alp (Pfeifer et al. 1988), présentent une plus nette tendance vers des T-MORB, voir même vers des P-MORB. Cette tendance est en partie due aux teneurs élevées en K_2O et Ba, relevant la partie gauche du diagramme et provoquant une morphologie de type P-MORB, mais qu'on peut expliquer aussi par des phénomènes de mobilité.

Dans les diagrammes de la fig. 4-15, sont représentés les mêmes échantillons que dans la figure précédente, mais normalisés par rapport à une chondrite (Coryell et al., 1963; Sun et al., 1979) et selon une séquence comportant uniquement les REE qui comptent parmi les éléments les moins susceptibles aux phénomènes de métasomatose.

Comme dans la figure précédente, aucune Zone ne présente l'allure typique des N-MORB avec l'appauvrissement caractéristique en REE légères (LREE) (fig. 4-15A). Les métaophiolites de Visp, M.Ziccher et de la Zone d'Antrona (fig. 4-15B,C et D) ont ici un caractère franchement transitionnel avec une allure sub-horizontale alors que les échantillons de Zermatt-Saas/Combin dans la *zone des racines* et à la Täsch-Alp (Pfeifer et al. 1988), fig. 4-15E et F) se caractérisent par une allure qui s'écarte, de manière non négligeable, de l'horizontale indiquée par un faible enrichissement en LREE. On notera, également, la morphologie des métamagnésio-gabbros, avec de très faibles teneurs en REE, ainsi que celle des métaferrogabbros, caractérisés, eux, par des teneurs très élevés (fig. 4-15B,C et D).

Certains rapports inter-éléments peuvent également être utilisés pour caractériser les MORB (nombreuses références dans Masson, 1986). Le tabl. 4-4 présente les plus intéressants. La plupart de ces rapports varient entre les caractéristiques de N-MORB et T-MORB avec toutefois, pour les rapports se chevauchant le moins (Ba/Zr, Zr/Y, La/Yb), une légère tendance vers les T-MORB un peu plus prononcée pour la Zone de Zermatt-Saas/Combin (dans la *zone des racines* et à Zermatt/Täsch-Alp). Le contraste net pronostiqué par Beccaluva et al. (1984) entre la Zone de Zermatt/Saas et Antrona n'existe donc pas, pour ce qui concerne les Terres Rares (cf. Pfeifer et al., 1988).

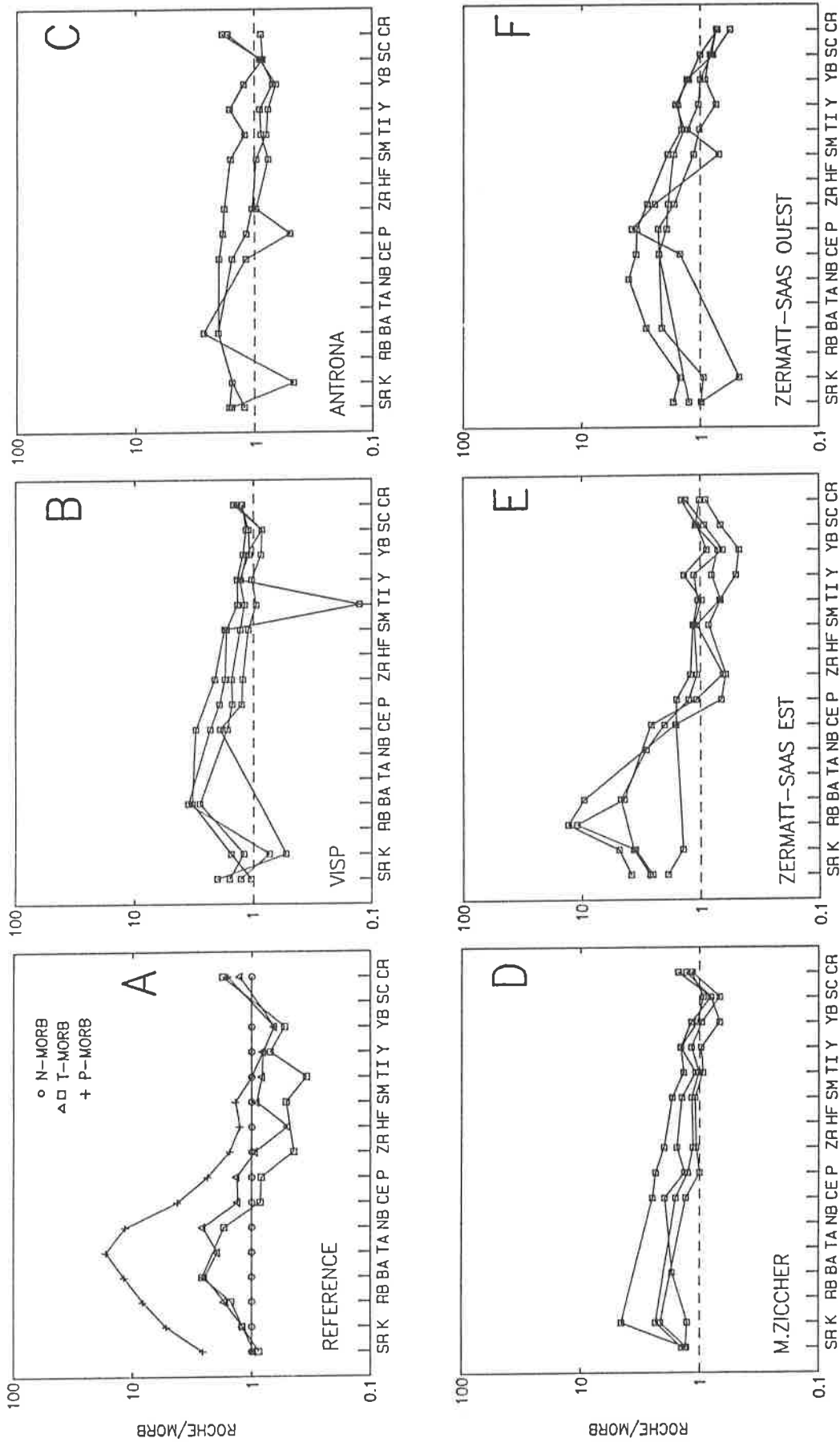


Fig. 4-14: Normalisation des analyses avec le N-MORB de Pearce (1980). Les teneurs inférieures à deux fois la limite de détection (seulement pour les analyses XRF) n'ont pas été tenues en considération. (A) Analyses de références; N-MORB (cercles), T-MORB (triangles et carrés) et P-MORB (croix). (B) Echantillons provenant de Visp, (C) Antrona, (D) Ziccher, (E) Zermatt-Saas/Combin dans la zone des racines et (F) Zermatt-Saas à la Täsch Alp (Pfeifer et al. 1988). Métabasites: carrés, métamagnésioabbros: cercles et métaferrogabbros: triangles. Les teneurs utilisées pour la normalisation sont les suivantes: SR 120, K 0.15, RB 2, BA 20, TA 0.18, NB 3.5, CE 10, P 0.12, ZR 90, HF 2.4, SM 3.3, TI 1.5, Y 30, YB 3.4, SC 40 et CR 30.

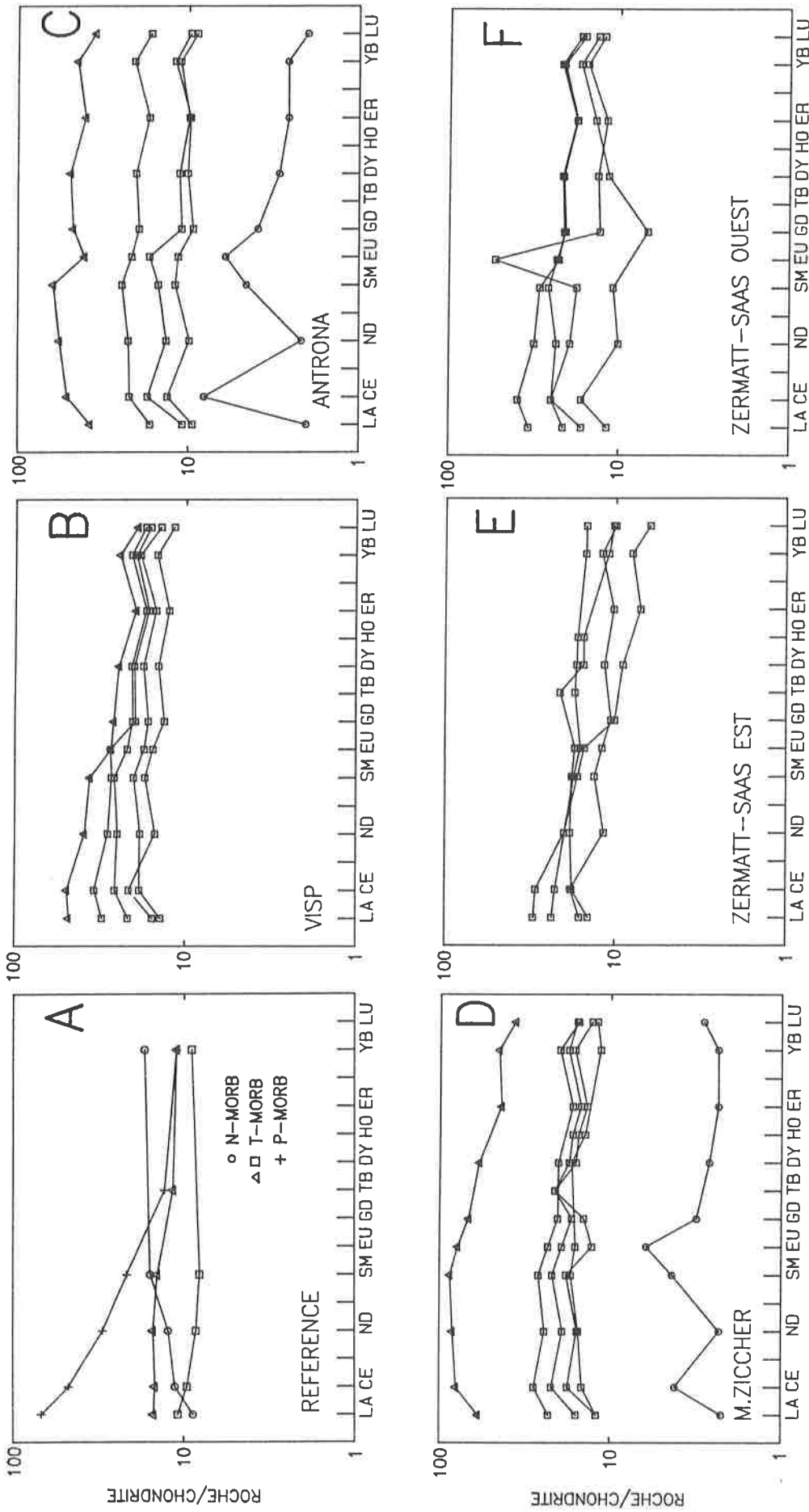


Fig. 4-15: Normalisation des analyses avec la CHONDRITE de Coryell (1963) et Sun et al (1979). Même légende que la Fig. 4-14. Les teneurs utilisées pour la normalisations sont les suivantes: LA 0.34, CE 0.89, PR 1, ND 0.65, SM 0.2109, EU 0.081, GD 0.28, TB 0.052, DY 0.325, HO 0.078, ER 0.213, TM 1, YB 0.2 et LU 0.035.

Tabl. 4-4: Rapports interéléments de quelques metabasaltes représentatifs des quatre régions métaophiolitiques étudiées. L'indice n signifie teneur normalisé avec le N-MORB de Pearce (1980). Les caractéristiques des trois type de MORB sont également reportées (teneur de Massone, 1986).

	Zr/Nb	Ba _n /Zr	Zr/Y	La _n /Yb _n	La _n /Sm _n	Ce _n /Yb _n	La _n /Ce _n	La/Nb	Y/Nb
a) Métaophiolites de Visp									
28-5	45.67	0.41	3.51	0.76	0.69	1.01	0.75	1.58	13.69
28-8	36.67	0.23	3.55	1.06	0.90	1.45	0.73	1.76	11.53
28-10	51.67	0.45	3.78	1.04	0.83	1.25	0.84	2.45	15.96
28-21	63.00	0.34	4.97	1.58	1.13	1.76	0.90	3.48	14.92
b) Zone de Antrona									
23-8	2.67	1.13	1.00	0.79	0.79	1.11	0.71	1.07	8.29
17-10	18.00	0.33	1.97	0.81	0.68	1.07	0.75	0.71	6.18
17-21	31.33	0.43	4.09	0.97	0.72	1.55	0.62	1.22	8.78
c) Métaophiolites de M.Zischer									
2-2	32.00	0.09	3.31	0.90	0.72	1.25	0.72	1.79	14.18
2-3	34.00	0.10	2.91	1.16	0.87	1.41	0.82	2.60	16.70
2-9	12.67	0.53	1.17	1.05	0.71	1.27	0.83	0.34	2.42
2-34	2.67	1.13	1.00	0.74	0.66	1.10	0.68	1.36	12.68
d) Zone de Zermatt-Saas/Combin (Zone des Racines)									
21-10	9.60	0.98	2.34	3.76	1.81	3.64	1.03	1.02	1.97
21-46	36.33	0.16	3.21	1.35	1.22	1.52	0.89	1.84	9.19
12-4	17.86	0.23	5.43	1.57	1.34	1.50	1.05	0.57	2.93
12-12	41.75	0.25	3.48	1.31	0.80	1.63	0.80	1.22	8.50
e) Zone de Zermatt-Saas (Zermatt village-Täsch Alp)									
30-14	30.86	0.10	6.97	1.55	1.16	1.79	0.87	1.64	6.96
30-30	∞	0	6.73	0.78	0.64	1.18	0.67	∞	∞
ZS168	30.86	0.10	6.96	0.69	1.08	0.98	0.71	0.57	4.81
ZS169	∞	0	6.73	1.38	1.20	1.62	0.86	∞	∞
Valeurs caractéristiques									
N-MORB	17-78	0.07	1.4-4.2	0.2-1.1	0.4-1	< 10	< 1	1.0	4.6-22
T-MORB	5-15	0.6-1	3.1-7.7	1.4-4.3	0.7-2		> 1	0.6-0.8	3.1-7.7
P-MORB	3.5-6.8	1-1.2	7.1-7.9	4.8-6.9	1.1-2.6	≈ 10		0.5-0.6	2-7

4.4 Roches gabbroïques

4.4.1 Introduction

Contrairement aux roches basaltiques, pour les gabbroïdes il n'existe pas des diagrammes permettant de remonter à leur origine géotectonique. Il n'est donc pas possible d'appuyer les considérations effectuées sur les metabasaltes par des arguments provenant de l'interprétation des métagabbros. Dans le domaine étudié, les paragenèses ignées des métagabbros ont entièrement recristallisé, laissant uniquement à la composition chimique de roche totale, la possibilité d'en définir différents types.

4.4.2 Géochimie des roches gabbroïques

Plusieurs auteurs, parmi lesquels Serri (1980) et Beccaluva et al. (1984), ont proposé des diagrammes spécifiques discriminant les métagabbros en deux grandes catégories: les métamagnésio- et les métaferrogabbros. Dans le complexe gabbroïque des Appennins du Nord, Serri (1980) distingue dans les métamagnésiogabbros les chimismes suivants (avec une teneur en MgO décroissante): des troctolites, des gabbros à olivine, des gabbros (à clinopyroxène et plagioclase, *normaux*) et des gabbros à orthopyroxène (norites). Parmi les ferrogabbroïdes, il distingue des métaferrogabbros et des métaferrodiorites. Les gabbros intermédiaires sont représentés par ce qu'il appelle des gabbronorites. Cet auteur a effectué ces distinctions essentiellement sur la base des reliques magmatiques primaires dans les paragenèses, confirmées par les analyses géochimiques par la suite, en excluant toute roche nettement caractérisée par une paragenèse métamorphique.

Pour essayer de discriminer parmi ces groupes, de nombreuses données de la littérature sur différents types de gabbros pour la plupart océaniques, ont été compilées (Bertrand et al., 1987; Coleman, 1977; Hekinian, 1982; Koller, 1985; Serri et al., 1985; Sinton, 1980; Thompson, 1973). On a ainsi obtenu des diagrammes qui montrent trois groupes, à savoir des ferrogabbros, des gabbros normaux, des gabbros à olivine et/ou troctolites (fig. 4-16, 4-17 et 4-18). Le rapport $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO})$ de l'abscisse, représente le degré de fractionnement pour chaque étape de cristallisation (Serri, 1980): plus la cristallisation fractionnée a évolué, plus la composition du *résidu* sera riche en FeO^{tot} . Dans la fig. 4-18 l'indice de cristallisation (IC) est représenté par la $\Sigma(\text{AN} + \text{DIOP} + \text{FORST})^2$.

Ces trois diagrammes vérifient tous, par rapport aux données de la littérature, la bonne discrimination des métaferrogabbros. Pour les métamagnésiogabbros, la tendance est généralement vers des gabbros normaux, avec toutefois un certain débordement vers le champ des gabbros à olivine, donc plus magnésien (pour une partie de la région de M. Ziccher). Seuls quatre échantillons (tous de Zwischenbergtal, Zone d'Antrona) semblent avoir un chimisme nettement magnésien, suggérant celui des troctolites; ces échantillons, d'ailleurs, ne se distinguent pas particulièrement sur ces diagrammes, les troctolites et les gabbros à olivine de la littérature formant un champ unique. Des roches similaires ont été trouvées dans la Zone de Zermatt-Saas au Täschthal (Ganguin, 1988; Pfeifer et al., 1988).

Pour distinguer les ferrodiorites des ferrogabbros, Serri (1980) suggère de tester le contenu en apatite, sensiblement plus élevé dans les ferrodiorites. Le diagramme $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO}) + \text{P}_2\text{O}_5$ de la fig. 4-19 montre, effectivement que deux échantillons avec une teneur en P_2O_5 plus élevée que 0,8, pourrait se classer parmi les ferrodiorites. Il faut toutefois se méfier de la possible mobilité du P_2O_5 associée à des teneurs élevées: effectivement le diagramme $\text{Zr} + \text{P}_2\text{O}_5$ (cf. fig. 4-5) montre bien que les échantillons avec des hautes teneurs en phosphore sont ceux qui se corrélaient très mal avec le Zr, indiquant une altération possible et non pas une signature géochimique importante.

²⁾ AN = anorthite normative, DIOP = diopside normatif, FORST = forsterite normative + fayalite normative convertie en forstérite. Norme CIPW anhydre, utilisant le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ mesuré.

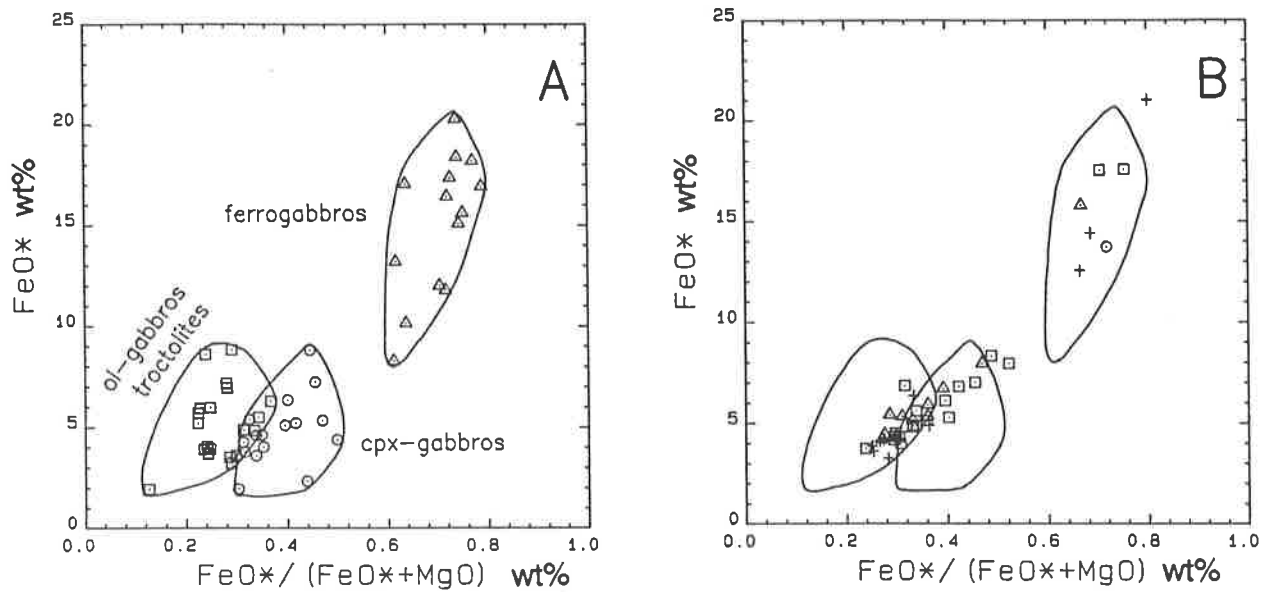


Fig. 4-16: (A) Discrimination entre les ferrogabbros (triangles), les gabbros normaux (cercles) et les gabbros à olivine et/ou troctolites (carrés) pour les données de la littérature basée sur la teneur en Fe et Mg. (B) Données relatives à ce travail. Région de Visp: cercles, Zone d'Antrona: carrés, Zone de Zermatt-Saas/Combin: triangles et région de M.Ziccher: croix.

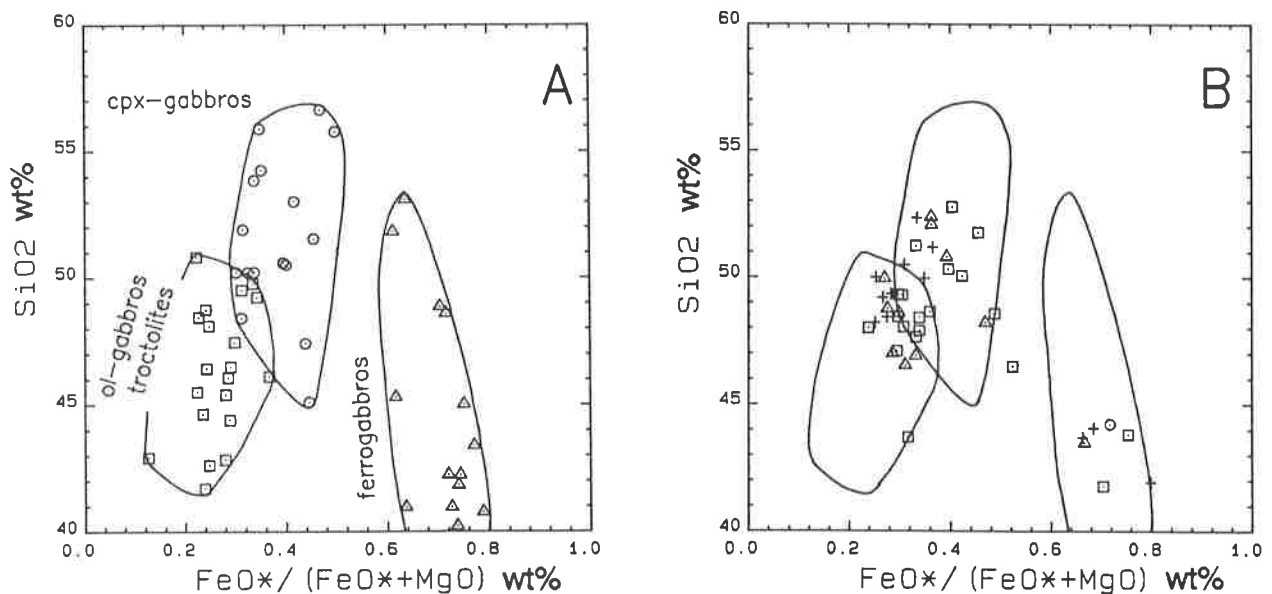


Fig. 4-17: Discrimination des roches gabbroïques à l'aide de la teneur en SiO_2 (légende cf. fig. 4-16).

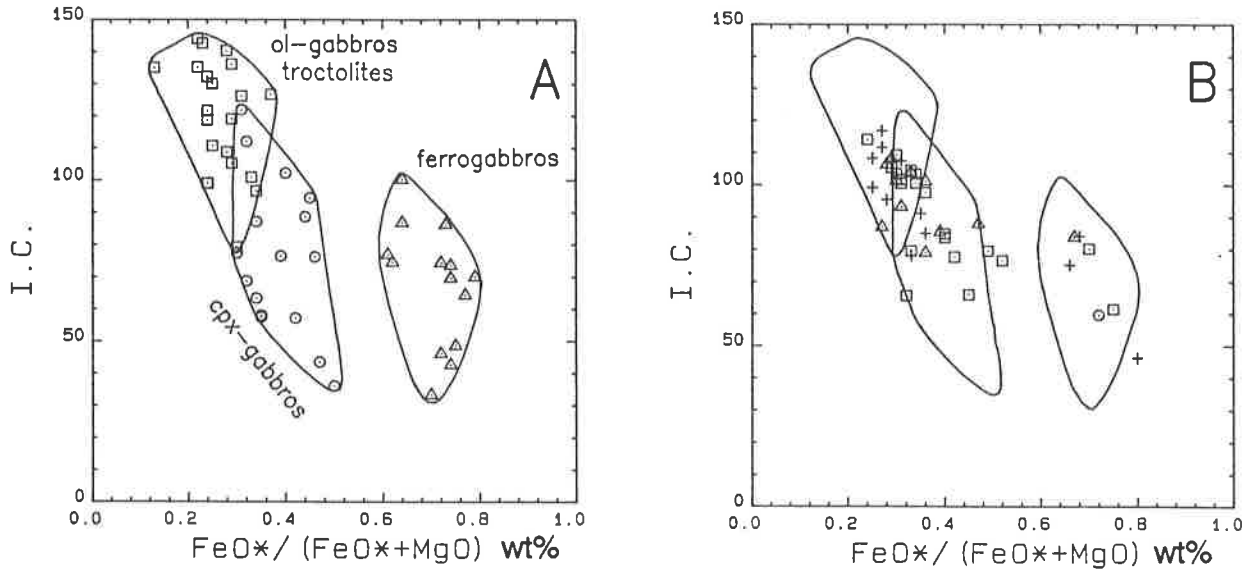


Fig. 4-18: Discrimination des roches gabbroïques à l'aide de l'indice de cristallisation I.C. (légende cf. fig. 4-16).

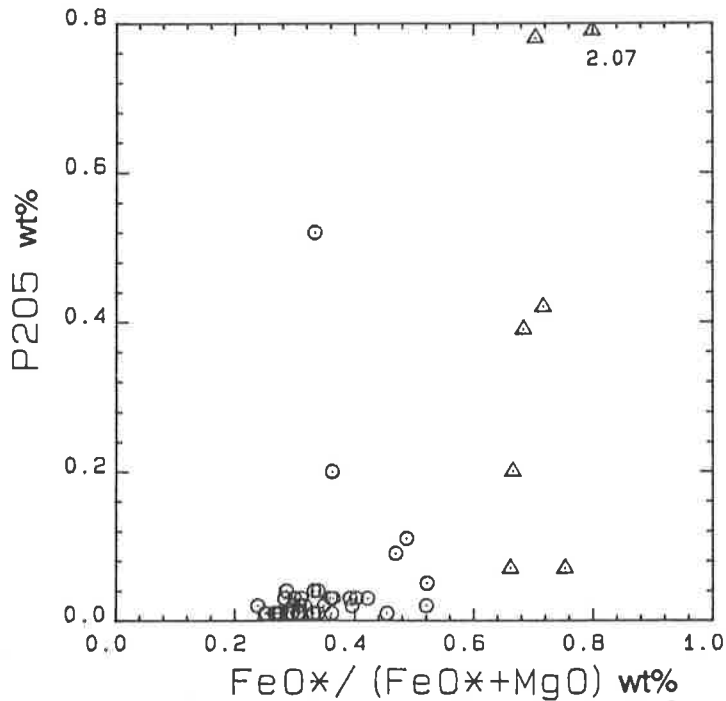


Fig. 4-19: Mise en évidence de possible métaferrodiorites caractérisées par des hautes teneurs en apatite (Serri, 1980). Métabasalts: carrés, métamagnésio-gabbros: cercles et métaferrogabbros: triangles.

4.5 Reliques d'un métamorphisme antéalpin

4.5.1 Introduction

Dans tout le domaine étudié, aucune relique magmatique véritable n'a été identifiée. Seuls quelques reliques de ce que l'on pourrait appeler un *métamorphisme océanique* ont été identifiées.

Des paragenèses métamorphiques s'étalant du faciès schistes verts au faciès amphibolite se retrouvent actuellement dans les domaines océaniques les plus variés: à la frontières entre plaques divergentes (rides médio-océaniques), à la frontière entre plaques océaniques convergentes (possibilité d'observer des paragenèses de haute pression), le long de failles transformantes et dans des régions intraplaques (zones des fractures, souvent caractérisées par un métamorphisme cataclastique) (Hekinian, 1982). La plus grande partie des ophiolites métamorphiques des domaines non orogéniques est formée par des faciès de faible degré métamorphique s'étalant depuis des paragenèses à zéolites et prehnite-pumpellite jusqu'au faciès schistes verts. Le faciès amphibolite faible, caractérisé par des températures élevées mais des pressions relativement faibles, semble être atteint dans la partie inférieure de la pile de croûte océanique, loin des plaques divergentes. Le métamorphisme cataclastique, se produisant dans les zones de fractures, semble être le seul à atteindre les conditions du faciès granulite. Dans Hekinian (1982, pag. 284) on lit:

"One occurrence of cataclastic metamorphism was mentioned by Miyashiro et al. (1971) in a sample from dredge haul taken at the junction of the Median Valley with the Atlantis Fracture Zone. It is a metagabbro showing a gneissic and banded structure and containing *brown hornblende*. This rock was classified as belonging to the granulite or pyroxene-hornfels facies."

Il est évident que le métamorphisme régional orogénique tend à oblitérer la phase océanique de moindre intensité et que seuls des reliques d'un métamorphisme océanique de plus haute intensité auront une chance d'être préservées intactes. Ce qui signifie, dans la géotrasverse étudiée, que des reliques de haute température (faciès granulite par exemple) auraient pu s'échapper à la recristallisation complète lors des phases métamorphiques alpines.

4.5.2 Amphibole de haute température

Dans la Zone de Zermatt-Saas/Combin de la *Zone des racines*, quelques échantillons, aussi bien des metabasaltes que des métamagnésio-gabbros, contiennent des amphiboles particulières dans une paragenèse toute à fait *commune*. Elles sont caractérisées par des coeurs, ou tâches brunâtres, voir franchement opaques, xénomorphes (cf. fig. 2-24), bordées par une amphibole dont la zonation chimique est tout-à-fait comparable aux zonations observées tout au long de cette étude.

Dans le tableau 4-5, sont reportés trois échantillons avec trois analyses chimiques représentatives pour, respectivement: (a) le coeur brun foncé riche en Ti, (b) la bordure incolore entourant le coeur brun et (c) la partie *externe* d'amphibole verte. La température a été calculée à l'aide du géothermomètre basé sur le teneur en Ti (§ 5.5).

On notera immédiatement la température très élevée des parties représentant les coeurs brunâtres: une teneur aussi élevée en Ti ne se retrouvera pas, ou plus, même dans les amphiboles du faciès amphibolite élevé (régions de M.Ziccher ou Cardada). Le chimisme de ces coeurs s'apparente beaucoup à celui des amphiboles synthétisées par Helz (1973), à des températures comprises entre 800 et 900°C. Ces températures, montrent effectivement des valeurs très élevées (représentant le métamorphisme antéalpin) qui sont totalement différentes des températures indiquées par les bordures (formées lors du pic métamorphique mésoalpin). Pourtant, ces températures sont trop élevées pour un métamorphisme *océanique*. Il pourrait également s'agir d'un phénomène tardi-magmatique (cf. gabbros de Muretto, Gautschi, 1980). Ce qui semble, de plus, très intéressant, c'est que la présence de cet ancien coeur, entouré par une amphibole dont la zonation chimique est identique à celle retrouvée dans tout le domaine étudié (amphibole incolore actinolitique au centre et amphibole verte en bordure), exclu la possibilité que ce coeur actinolitique soit une relique d'un métamorphisme océanique dans le faciès schistes verts, mais bien la relique d'une phase précoce du métamorphisme mésoalpin.

Il peut être intéressant de souligner que les échantillons présentant ces reliques d'amphiboles de haute température, s'observent *uniquement* dans la Zone de Zermatt-Saas/Combin.

4.5.3 Les clinopyroxènes amphibolitisés des métamagnésiogabbros

Les gros blastes trapus d'amphiboles trémolitiques caractérisants la paragenèse des métamagnésiogabbros, rappellent par leur habitus, des porphyrocristaux de clinopyroxène ayant pu faire partie de la paragenèse magmatique. En effet, la plupart des métamagnésiogabbros rentrent dans la catégorie des gabbros normaux (à clinopyroxène calcique et plagioclase, § 4.4.2).

Dans tout le profil étudié, aucune relique de clinopyroxène magmatique n'a pu être mise en évidence³⁾. Par contre, dans la Zone de Zermatt-Saas (Egginer, Val de Saas, VS), un métamagnésiogabbro (DB-16, collecté par J. Wahli-Wenger, 1985), de chimisme de roche totale à tendance troctolitique, contient du clinopyroxène de type diallage dans une paragenèse à CHL-EP (tabl. 4-6). L'habitus de ce clinopyroxène est identique à celui qui caractérise les blastes d'amphiboles des métamagnésiogabbros présentés dans ce travail. La présence de cette relique⁴⁾, prouve bien que les blastes trapus d'amphiboles des métamagnésiogabbros constituent le produit d'une réaction transformant le clinopyroxène en amphibole. Un doute subsiste quant à la période lors de laquelle cette *amphibolitisation* aurait eu lieu: à savoir lors du métamorphisme océanique ou lors du métamorphisme alpin?

³⁾ Les inclusions de clinopyroxène observées dans quelques blastes d'amphibole, ont été mises en relation avec la phase éoalpine de haute pression (§ 3.4)

⁴⁾ Dans cette région de la Zone de Zermatt-Saas, le clinopyroxène métamorphique n'est évidemment pas stable.

Tabl. 4-5: Reliques du métamorphisme antéalpin dans des amphiboles chimiquement zonées: (a) coeur brun indiquant une température plus élevée que les températures atteintes par le métamorphisme alpin; (b) amphibole incolore entourant (a) et correspondant au stade schistes verts; (c) bordure d'amphibole verte ayant enregistré les conditions du pic métamorphique local.

	Métabasaites			Métamagnésio-gabbro				
	P. Ragno			Piedimulera (V.Anzasca)			A.Corte Vecchia	
	12-4 AM2.3	12-4 AM2.6	12-4 AM2.8	21-46 AM1.7	21-46 AM1.1	21-46 AM1.3	20-11 AM1	20-11 AM1.1
	a	b	c	a	b	c	a	b
Si	6.83	7.88	6.89	6.91	7.88	6.63	7.22	7.89
Ti	0.12	0.00	0.04	0.30	0.00	0.04	0.14	0.00
Al	1.75	0.41	1.78	1.55	0.22	1.99	1.20	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ³⁺	0.39	0.00	0.55	0.00	0.19	0.55	0.00	0.19
Fe ²⁺	1.59	1.54	1.42	1.45	0.86	1.22	1.35	0.96
Mn	0.04	0.03	0.03	0.07	0.04	0.04	0.02	0.03
Mg	2.28	3.30	2.30	2.72	3.81	2.54	3.05	3.94
Ca	1.72	1.74	1.69	2.06	1.87	1.82	1.95	2.00
Na	0.31	0.09	0.26	0.35	0.08	0.42	0.23	0.02
K	0.18	0.01	0.18	0.06	0.01	0.08	0.11	0.01
OH stoec	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Total	17.04	17.22	17.13	17.47	16.96	17.31	17.30	17.03
Al ^{IV}	1.17	0.12	1.11	1.09	0.12	1.37	0.78	0.00
Al ^{VI}	0.59	0.29	0.66	0.46	0.10	0.62	0.43	0.00
oct ³⁺	1.10	0.30	1.25	0.77	0.29	1.20	0.57	0.19
Na ^{M4}	0.28	0.09	0.26	0.00	0.08	0.18	0.05	0.00
Na ^A	0.04	0.00	0.00	0.35	0.00	0.24	0.19	0.02
SiO ₂	47.64	54.59	47.06	47.49	56.89	46.60	48.91	56.21
TiO ₂	1.10	0.04	0.36	2.76	0.00	0.37	1.26	0.00
Al ₂ O ₃	10.36	2.42	10.30	9.03	1.34	11.84	6.92	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.06	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	16.50	12.78	16.04	11.91	9.02	14.80	10.94	9.74
MnO	0.29	0.22	0.24	0.54	0.36	0.33	0.18	0.24
MgO	10.65	15.35	10.55	12.52	18.45	11.98	13.86	18.83
CaO	11.22	11.24	10.78	13.24	12.59	11.91	12.34	13.31
Na ₂ O	1.12	0.32	0.93	1.23	0.31	1.52	0.82	0.09
K ₂ O	1.01	0.08	0.94	0.31	0.04	0.42	0.58	0.05
H ₂ O stoec	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30
Total	102.19	99.34	99.50	101.40	101.30	102.07	98.17	100.77
T°C	716	457	556	896	<450	556	737	<450

Tabl. 4-6: Chimisme de la paragenèse d'un métamagnésio-gabbro de la Zone de Zermatt-Saas (DB-16, Egginer, Val de Saas) contenant des reliques de clinopyroxène calcique magmatique.

	CPX1	EP1.1	CH1
Si	1.93	3.04	2.77
Ti	0.02		
Al	0.14	2.67	2.47
Cr	0.01		
Fe ³⁺		0.33	
Fe ²⁺	0.12		0.33
Mn	0.01	0.01	0.01
Mg	0.87		4.43
Ca	0.86	1.91	
Na	0.04		
OH stoec		1.00	8.00
Total	4.00	9.00	18.00
SiO ₂	52.76	40.20	29.52
TiO ₂	0.69		
Al ₂ O ₃	3.14	29.92	22.30
Cr ₂ O ₃	0.38		
FeO	4.01	5.89	4.16
MnO	0.20	0.17	0.16
MgO	16.03		31.66
CaO	21.96	23.62	
Na ₂ O	0.63		
H ₂ O stoec		1.80	12.50
Total	99.80	101.60	100.30

CHAPITRE 5

ESSAIS DE CALIBRATION

5.1 Introduction

Parmi les buts principaux concernant les essais de calibration de toute étude sur le métamorphisme on peut citer les trois suivants:

- (a) compréhension des phénomènes régissant les transformations minérales (réactions, fluides,...) entre différents domaines de pressions et températures;
- (b) modélisation quantitative des réactions dans un espace P-T, en fonction des données thermodynamiques disponibles;
- (c) détermination des pressions et températures maximales du *pic métamorphique* par des géothermomètres et géobaromètres basées sur des réactions naturelles, des réactions expérimentales ou des échanges entre deux ou plusieurs minéraux.

Le dernier point est tout spécialement intéressant lors d'une étude, comme celle-ci, à caractère régional, dans laquelle un gradient métamorphique varie de manière significative d'un bout à l'autre du géoprofil. Plusieurs possibilités sont envisageables pour essayer de quantifier les paramètres P-T: (a) échanges entre paires de minéraux en contact (GR-BIO, CC-DOL,...), (b) calibration et intersection de réactions dans l'espace P-T, (c) calibration d'un espace de réaction. Les données expérimentales existantes (effectuées uniquement sur des compositions basaltiques) nous apportent des renseignements très utiles sur la dépendance entre la composition chimique des phases principales et les conditions de P-T expérimentales. Ces données peuvent être utilisées directement pour corrélérer les paramètres physiques et les teneurs des oxydes de certaines phases, ou indirectement comme base de départ pour des calculs plus complets (espace de réaction).

La séquence mafique étudiée le long de ce géoprofil, avec des paragenèses variant depuis le faciès schistes verts jusqu'au faciès amphibolite élevé, se caractérise par la rareté de *calibrateur* potentiel par rapport d'une part à d'autres séquences, notamment la séquence pélitique, et d'autre part à cause de l'absence du faciès granulite (riche en géothermomètres d'échanges).

Divers auteurs ont donc apporté leur contributions pour essayer de calibrer cette tranche de P-T dans la séquence mafique. On citera ici les derniers développements de J.B.Thompson jr. (1982a,b) concernant l'espace de réaction; l'application de ce concept aux roches mafiques par ce même auteur ainsi que J.Laird et A.B.Thompson (1982); les travaux de Holland et Richardson (1979) sur la possibilité de palier aux manques de données thermodynamiques concernant les amphiboles. Effectivement, l'absence d'informations thermodynamiques sur la pluparts des amphiboles, la complexité des substitutions et le fait qu'elles ne s'observent pratiquement jamais en tant que *pôles purs* rendent difficile le positionnement de réactions, dans l'espace P-T, contenant par exemple des hornblendes, contrairement aux séquences ultramafiques et carbonatées dans lesquelles les minéraux présents sont souvent proches du chimisme des pôles purs.

Dans ce chapitre, on analysera les thèmes suivants:

- (a) la calibration de la paire grenat-biotite dans les métapélites associées aux métaophiolites,
- (b) la calibration de la paire grenat-amphibole dans les rares amphibolites à grenat
- (c) l'évaluation du géothermomètre calcite-dolomite sur les quelques marbres à dolomite présents,
- (d) des essais utilisant les données expérimentales existantes,
- (e) la méthode de Holland et Richardson (1979),
- (f) l'espace de réaction de J.B.Thompson jr. (1982a,b).

Pour ce qui concerne les reliques de la phase éoalpine, on ne traitera ici que du chimisme des reliques de glaucophane; la paire OMPH-GR dans les métaéclogites étant traitée dans Colombi et Pfeifer (1986).

5.2 Calibration grenat-biotite

Un échantillonnage de schistes pélitiques, associées aux métaophiolites, a été effectué dans le but d'avoir des informations concernant la température par une méthode relativement classique et bien expérimentée. La complexité de la géologie, surtout dans la partie Est du géoprofil (Zone de Zermatt-Saas/Combin), nous a empêché d'échantillonner systématiquement les métapélites au contact des métaophiolites: dans certains cas l'appartenance à des unités différentes, où trop éloignées des affleurements de métaophiolites, peuvent rendre difficile l'interprétation des températures obtenues.

Des problèmes chimiques limitent l'application de ce géothermomètre et notamment l'éloignement parfois significatif de la composition purement ferromagnésienne de la biotite et du grenat ainsi que la chloritisation de la biotite (détectable par la baisse de la teneur en K_2O).

Seuls des échantillons parfaitement frais et absents de toute altération (chloritisation) ont été pris en considération pour ne pas être influencé par la sensibilité de ce géothermomètre à la rétomorphose. Les échantillons présentant de gros grenats ont été également écartés, si un choix pouvait se faire, dans le but d'éviter l'enregistrement d'une histoire métamorphique trop complexe.

L'échange utilisé dans ce géothermomètre peut s'écrire de la façon suivante:



L'évaluation indispensable du Fe^{3+} (§ 1.3) aussi bien dans le grenat que dans la biotite peut apporter un erreur, mais qui reste toutefois en dessous de l'incertitude finale sur la température.

Six calibrations ont été utilisées. On peut en distinguer deux catégories: (a) des calibrations partant de l'hypothèse d'une répartition idéale de l'échange $FeMg_{-1}$, dépendant uniquement de la température et non pas de la présence d'autres éléments et (b) des calibrations où les auteurs ont essayé de tenir compte de l'influence que d'autres éléments, surtout dans le grenat, pouvaient avoir sur l'échange $FeMg_{-1}$. Cette deuxième méthode, tend à augmenter la température obtenue d'une valeur proportionnelle à la teneur des éléments considérés (cf. Ganguly, 1979). Le tabl. 5-1 reporte les formules utilisées par l'application de ces calibrations.

Tabl. 5-1: Formules utilisées.

$Kd_1 = [X_{Fe}^{2+}/X_{Mg}]^{BI} \cdot [X_{Mg}/X_{Fe}^{2+}]^{GR}, Kd_2 = 1/Kd_1$ $Kd_3 = [X_{Fe}^{2+}/X_{Mg}]^{GR} \cdot [X_{Mg}/X_{Fe}^{2+}]^{AMP}$
AMP, GR, BI
$X_{Fe}^{2+} = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$ $X_{Mg} = Mg / (Fe^{2+} + Mg)$
GR
$X_{Mn} = \%SPES/100$ $X_{Ca} = \%GROS/100$
BI
$X_{Ti} = Ti / (Ti + Al^{VI} + Fe^{2+} + Mg + Mn)$ $X_{Al^{VI}} = Al^{VI} / (Ti + Al^{VI} + Fe^{2+} + Mg + Mn)$
constantes
<p>P = pression (bars)</p> <p>R = gaz parfait (cal/°K)</p>

a) Ganguly (1979)

$$T(^{\circ}C) = \frac{1586 \cdot X_{Ca}^{GR} + 1308 \cdot X_{Mn}^{GR} + 2089 + 0.00956 \cdot P}{0.78198 - \ln(KD_1)} - 273$$

Cette expression est une modification de la calibration de Ferry et Spear (1978) par l'introduction de l'effet de X_{Mn} et X_{Ca} dans le grenat proposée par Ganguly (1979). Elle a été utilisée, avec succès, par Pigage et Greenwood (1982), montrant ainsi qu'une correction doit être appliquée lorsqu'on s'éloigne des conditions idéales de la calibration originale. Ferry (1986) suggère, par contre, que cette correction, en particulier celle due au Mn, peut avoir une incertitude de 100%, n'apportant donc rien au problème, tout en étant conscient qu'une correction devrait être nécessaire. L'incertitude sur la température est de $\pm 50^{\circ}C$.

b) Ferry et Spear (1978)

$$T(^{\circ}C) = \frac{12454 + 0.057 \cdot P}{(4.662 - 3 \cdot R \cdot \ln(Kd_1))} - 273$$

Cette relation se base sur une calibration expérimentale entre 550 et 800°C à 2Kb, faisant intervenir des solutions solides purement ferromagnésiennes de grenat et biotite. L'incertitude est de $\pm 50^\circ\text{C}$. Cette expression, comme la précédente, dépend de la pression de manière très faible, voir négligeable: $\pm 2\text{Kb}$ correspondent à $\pm 8^\circ\text{C}$ pour des températures entre 500 et 800°C.

c) Perchuk(1981)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{3650}{\ln(\text{Kd}_2) + 2.57} + 252.25 \cdot (X_{\text{Mn}}^{\text{GR}} - 0.035) - 273$$

Cette expression tient compte de la présence du Mn dans le grenat pouvant se substituer au Mg et/ou au Fe^{2+} ($\text{Mn}=\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}$). D'après cet auteur, l'incertitude sur la température serait de $\pm 7^\circ\text{C}$.

d) Thompson(1976)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{2749}{\ln(\text{Kd}_2) + 1.56} - 273$$

Cette expression est déduite (Hammerschlag, 1985) d'une relation semi-quantitative (graphique) basée sur des paragenèses naturelles à des températures entre 500 et 750°C avec une incertitude de $\pm 50^\circ\text{C}$.

e) Goldmann et Albee (1977)

$$T^2(^{\circ}\text{C}) = \frac{-0.177 \cdot 5.57 \cdot 10^6}{\ln(\text{Kd}_1) + 1.22 \cdot X_{\text{Mn}}^{\text{GR}} + 2.14 \cdot X_{\text{Ca}}^{\text{GR}} - 1.4 \cdot X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{BI}} - 0.942 \cdot X_{\text{Ti}}^{\text{BI}} + 1.59 \cdot X_{\text{AlVI}}^{\text{BI}} + 0.492} - 273$$

Ce géothermomètre se base sur une corrélation entre la température obtenue par le rapport isotopique $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ entre quartz et magnétite dans des roches métamorphiques contenant des grenats et des biotites.

f) Holdaway et Lee (1977)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{6150 + 0.0246 \cdot P}{R \cdot \ln(\text{Kd}_2) + 3.93} - 273$$

Basé sur des observations expérimentales et naturelles, ce géothermomètre a été développé dans des schistes pélitiques à cordiérite (entre 650 et 830°C). L'incertitude se situe aussi à $\pm 50^\circ\text{C}$.

5.2.1 Résultats

Le tabl. 5-2 contient toutes les paires grenat-biotite analysées et calibrées selon les six géothermomètres présentés; pour les calibrations nécessitant la pression, une valeur de 5Kb a été introduite.

Une analyse rapide de ces valeurs révèle une très bonne homogénéité des calibrations de Ferry et Spear, Perchuk, Thompson, Holdaway et Lee. La calibration de Goldmann et Albee donne toujours les valeurs les plus faibles, ce qui semble dû à la remise à zéro du géothermomètre isotopique lors d'événements rétrogrades (Ghent et Robbins, 1979). La calibration de Ganguly, par contre, peut donner des valeurs nettement plus élevées que toutes les autres. Effectivement, cette dernière se distingue par des températures d'autant plus élevées que X_{Ca} et X_{Mn} sont élevées dans le grenat. D'après ses calculs théoriques, Ganguly propose de corriger l'équation de Ferry et Spear en ajoutant des termes tenant compte de la concentrations des deux éléments cités: pour des teneurs en X_{Ca} et X_{Mn} inférieurs à 0.05, la différence de température se situe au environ de 50°C en plus pour Ganguly; si une de ces deux teneurs s'approche de sa limite supérieur expérimentale (environ 0.2) la différence s'élève au environ de 100°C et si les deux teneurs sont simultanément aux alentours de 0.2 la différence de température peut atteindre 200°C, donnant dans ces cas des valeurs vraiment trop élevées (fig. 5-1). La correction appliquée par Ganguly paraît donc correcte si $(X_{Ca} + X_{Mn})$ est plus petit que 0.1, mais dès qu'on s'éloigne significativement de cette limite, les températures ainsi obtenues ne semblent plus représenter des valeurs correctes.

En présence de Mn et Ca à des teneurs significatives dans le grenat, deux attitudes peuvent finalement être adoptées:

- (a) appliquer la correction de Ganguly tout en veillant à que les teneurs de ces deux éléments soient faibles, quitte à écarter quelques mesures,
- (b) utiliser Ferry et Spear en étant conscient d'être en dehors des conditions expérimentales établies lors de la calibration.

Perchuk et Lavrent'eva (1983) ont recalibré l'échange GR-BI à l'aide de données expérimentales entre 575° et 950°C pour 6Kb, donnant ainsi une nouvelle expression faisant intervenir le ΔV de la réaction (5.1) pour lequel deux valeurs sont proposées par ces auteurs. L'application de cette relation donne des températures oscillant d'environ $\pm 20^\circ\text{C}$ par rapport aux valeurs obtenus avec Ferry et Spear et elle n'est donc plus discutée dans ce travail.

Ganguly et Saxena (1984) ont étudié la non idéalité de l'échange FeMg_{-1} entre grenat, biotite et cordierite pour en développer une relation complexe entre la température et le $K_d^{\text{GR-BI}}$ faisant intervenir les paramètres de Margule W_{Ca} , W_{Mn} , W_{Fe} , W_{Mg} pour le grenat. Chipera et Perkins (1988) ont appliqué cette relation en comparant les résultats avec des calibrations plus classiques: elle se montre d'une application discutable, à cause de la grande variabilité des valeurs obtenues par rapport aux autres méthodes utilisées. Elle varie souvent de 100 à 150°C, voire plus, en dessous ou en dessus de la calibration de Ferry et Spear.

Dans le présent travail, deux calibrations sont prises en considérations: Ganguly, pour la limite supérieure et Ferry et Spear pour la limite inférieure (représentative pour les trois autres). Sur la carte 5-1 sont représentés les couples de températures et, malgré l'évident écart entre les deux, on peut observer deux tendances: (a) une augmentation de la température de l'Ouest vers l'Est d'environ 100-150°C et (b) un gradient Nord-Sud, entre la ligne des Centovalli et la ligne Insubrienne dans la région de P.Ragno et P.Marcio, avec les températures les plus élevés vers la ligne Insubrienne.

Tabl. 5-2: Résultats de la géothermométrie sur la paire grenat-biotite. Pour chaque analyse sont reportées la valeur du K_d^{GR-BI} , la teneur en Ca et Mn du grenat ainsi que la température calculée d'après les six calibrations. Les paires utilisant les analyses aux coeurs des grenats sont notées par un C (* = X_{Ca} et/ou X_{Mn} plus élevés que les limites de la calibration de Ganguly).

ECHANTILLONS		K_d^{GR-BI}	X_{Ca}	X_{Mn}	Ganguly	Ferry, Spear	Perchuk	Thompson	Goldman, Albee	Holdaway, Lee
2-37BI1	2-37GR1	0.160	0.052	0.034	593	544	549	537	503	555
2-37BI1.1	2-37GR1.1	0.172	0.051	0.032	616	568	562	555	510	571
2-37BI1.2	2-37GR1.2	0.172	0.070	0.032	627	567	562	555	532	571
2-37BI2	2-37GR1.4	0.175	0.045	0.030	616	572	564	558	519	574
2-37BI3	2-37GR2	0.174	0.050	0.033	619	571	565	557	516	573
2-37BI3.1	2-37GR2.1	0.159	0.055	0.032	592	542	548	536	502	554
MOYENNE					610	560	558	549	513	566
2-37BI1.1	2-37GR1.3C	0.193	0.062	0.027	661	606	583	584	544	597
MOYENNE					661	606	583	584	544	597
5-32aBI1	5-32GR1	0.152	0.040	0.032	567	527	537	524	487	543
5-32aBI1.1	5-32GR1.2	0.148	0.038	0.034	558	519	534	518	480	538
5-32aBI2	5-32GR2	0.143	0.058	0.034	560	510	527	511	482	531
5-32aBI3	5-32GR3	0.142	0.036	0.038	547	508	527	509	480	530
5-32aBI4	5-32GR4	0.133	0.068	0.036	546	491	516	496	477	517
5-32aBI5	5-32GR5	0.137	0.064	0.036	551	497	519	501	477	522
MOYENNE					554	508	526	509	480	530
5-32BIa1.1	5-32GR1.1C	0.150	0.040	0.031	562	523	536	521	483	541
MOYENNE					562	523	536	521	483	541
5-32bBI1	5-32GR1	0.174	0.070	0.059	646	572	564	558	536	574
5-32bBI1.1	5-32GR1.1	0.154	0.072	0.058	603	531	540	527	506	546
5-32bBI2	5-32GR2	0.168	0.074	0.059	634	559	555	548	539	565
5-32bBI3	5-32GR3	0.181	0.072	0.059	661	584	571	567	533	583
MOYENNE					636	561	557	550	528	567
5-33BI1	5-33GR1.1	0.213	0.101	0.086	761	644	603	611	568	622
5-33BI1.1	5-33GR1.2	0.159	0.097	0.095	648	542	548	535	491	554
5-33BI2	5-33GR2.1	0.195	0.087	0.089	717	612	585	588	534	601
5-33BI2.1	5-33GR2.2	0.177	0.080	0.091	675	577	568	562	515	578
MOYENNE					700	593	576	574	527	588
5-33BI1	5-33GR1C	0.197	0.127	0.066	733	614	586	589	554	603
5-33BI2	5-33GR2C	0.226	0.065	0.088	764	668	614	628	561	637
MOYENNE					748	641	600	608	557	620
5-34BI1	5-34GR1	0.173	0.040	0.096	643	569	564	556	504	572
5-34BI4	5-34GR2	0.153	0.032	0.093	594	529	543	526	468	545
5-34BI5	5-34GR3	0.149	0.041	0.098	594	522	539	520	469	540
MOYENNE					610	540	548	534	480	552
5-34BI1	5-34GR1.1C	0.197	0.028	0.090	682	615	589	590	528	603
MOYENNE					682	615	589	590	528	603
6-15BI2	6-15GR1	0.130	0.041	0.123	563	483	515	490	498	512
6-15BI1	6-15GR1.1	0.128	0.064	0.104	564	480	513	488	482	510
MOYENNE					563	481	514	489	490	511
7-25BI1	7-25GR1	0.149	0.027	0.034	556	523	536	521	473	540
7-25BI1	7-25GR1	0.147	0.027	0.034	550	518	533	517	470	537
7-25BI2	7-25GR2	0.140	0.025	0.035	535	504	524	506	462	527
7-25BI2	7-25GR2	0.155	0.025	0.035	566	534	542	529	479	548
7-25BI3	7-25GR3	0.151	0.029	0.034	560	526	538	523	479	543
7-25BI5	7-25GR3.2	0.151	0.025	0.036	559	527	537	524	483	543
MOYENNE					554	522	535	520	474	539

ECHANTILLONS		K _d ^{GR-BI}	X _{Ca}	X _{Mn}	Ganguly	Ferry, Spear	Perchuk	Thompson	Goldman, Albee	Holdaway, Lee
7-25BI1	7-25GR1.1C	0.167	0.036	0.042	601	558	556	547	505	565
7-25BI3	7-25GR3.1C	0.157	0.029	0.030	570	538	545	532	487	551
MOYENNE					585	548	550	539	496	558
8-31BI1	8-31GR1.1	0.137	0.089	0.025	562	499	521	502	483	523
8-31BI1.2	8-31GR1	0.127	0.066	0.030	528	477	506	485	464	507
8-31BI1.1	8-31GR1.1	0.132	0.089	0.025	550	488	514	493	481	515
8-31BI2	8-31GR2	0.152	0.088	0.025	593	528	538	525	491	544
8-31BI2.1	8-31GR2	0.150	0.088	0.025	587	523	534	521	501	541
8-31BI3	8-31GR3	0.141	0.056	0.028	552	506	525	508	470	528
8-31BI3.1	8-31GR3.1	0.140	0.076	0.027	561	505	525	507	478	527
MOYENNE					561	503	523	505	481	526
8-31BI1.1	8-31GR1.2C	0.125	0.102	0.020	540	474	505	483	474	505
MOYENNE					540	474	505	483	474	505
8-32BI1	8-32GR1.1	0.131	0.077	0.042	549	486	513	492	478	514
8-32BI1.1	8-32GR1	0.162	0.074	0.039	612	547	550	539	516	557
8-32BI1.2	8-32GR2	0.145	0.061	0.038	567	513	530	513	486	533
8-32BI2	8-32GR3	0.160	0.028	0.046	584	544	550	537	498	555
8-32BI3	8-32GR4	0.139	0.079	0.044	569	503	523	505	490	526
8-32BI3.1	8-32GR4.1	0.155	0.079	0.038	601	535	543	530	507	549
8-32BI4	8-32GR5	0.148	0.060	0.052	580	520	535	518	499	538
MOYENNE					580	521	534	519	496	538
8-32BI4	8-32GR5.1C	0.157	0.097	0.044	618	538	545	532	531	551
MOYENNE					618	538	545	532	531	551
12-39BI1	12-39GR1	0.170	0.057	0.049	623	563	559	551	520	568
12-39BI2	12-39GR2	0.148	0.057	0.050	577	519	535	518	483	538
12-39BI3	12-39GR3	0.156	0.058	0.051	596	536	543	531	504	549
12-39BI4	12-39GR4	0.151	0.068	0.045	588	525	537	523	499	542
12-39BI4.1	12-39GR4	0.148	0.068	0.045	582	520	535	519	498	538
12-39BI5	12-39GR5	0.146	0.049	0.048	569	517	532	516	490	536
MOYENNE					589	530	540	526	499	545
12-39BI1	12-39GR1.1C	0.175	0.031	0.050	618	573	566	559	513	575
12-39BI5	12-39GR5.1C	0.149	0.039	0.049	570	523	536	521	490	540
MOYENNE					594	548	551	540	501	557
12-51BI2	12-51GR2	0.152	0.028	0.044	566	528	540	525	471	544
12-51BI2.3	12-51GR2	0.154	0.028	0.044	570	531	542	527	469	546
12-51BI3	12-51GR3	0.162	0.026	0.047	588	548	552	540	486	558
12-51BI3.1	12-51GR3	0.157	0.026	0.047	577	538	546	532	479	551
MOYENNE					575	536	545	531	476	549
12-51BI1	12-51GR1C	0.196	0.031	0.054	662	612	588	588	525	601
12-51BI1.1	12-51GR1C	0.184	0.031	0.054	639	591	576	572	515	587
12-51BI1.1	12-51GR1.1C	0.202	0.033	0.055	675	623	593	596	540	608
MOYENNE					658	608	585	585	526	598
14-10BI1	14-10GR1	0.173	0.061	0.033	625	569	564	556	503	573
14-10BI2	14-10GR2	0.213	0.034	0.027	683	644	606	612	537	622
14-10BI3	14-10GR3	0.218	0.034	0.029	693	653	610	618	537	628
14-10BI4	14-10GR4	0.197	0.084	0.028	684	614	588	589	545	602
14-10BI5	14-10GR5	0.208	0.033	0.027	673	635	601	605	526	617
14-10BI6	14-10GR6	0.199	0.039	0.030	661	619	592	593	526	606
MOYENNE					669	622	593	595	529	608
14-10BI1	14-10GR1.1C	0.283	0.027	0.034	815	772	670	701	626	701
MOYENNE					815	772	670	701	626	701
16-21BI1	16-21GR1.1	0.147	0.064	0.189	648	519	533	518	559	538
MOYENNE					648	519	533	518	559	538

ECHANTILLONS		K _d ^{GR-BI}	X _{Ca}	X _{Mn}	Ganguly	Ferry, Spear	Perchuk	Thompson	Goldman, Albee	Holdaway, Lee
16-21BI1	16-21GR1C	0.173	0.067	0.177	703	570	559	556	607	573
MOYENNE					703	570	559	556	607	573
17-43BI1	17-43GR1	0.179	0.120	0.015	664	580	569	564	566	580
17-43BI1.1	17-43GR1.1	0.155	0.295	0.009	715 *	534	541	529	638	548
17-43BI1.2	17-43GR1.3	0.156	0.189	0.028	664	536	542	531	563	550
17-43BI2	17-43GR2	0.187	0.119	0.004	674	595	578	575	578	590
17-43BI2.1	17-43GR2	0.178	0.119	0.004	656	579	568	563	571	579
17-43BI3	17-43GR2.1	0.183	0.107	0.012	663	588	574	571	563	586
17-43BI3	17-43GR2.1	0.191	0.107	0.012	680	604	584	582	577	596
MOYENNE					666	573	565	559	579	575
17-43BI1.2	17-43GR1.2C	0.158	0.185	0.037	670	540	545	534	567	552
MOYENNE					670	540	545	534	567	552
20-11BI1	20-11GR1	0.176	0.033	0.028	609	574	567	560	485	576
20-11BI2	20-11GR2	0.171	0.030	0.036	602	565	562	553	481	569
20-11BI3.1	20-11GR3	0.226	0.040	0.023	709	668	619	629	539	638
20-11BI4	20-11GR4	0.215	0.041	0.026	691	648	608	614	543	625
MOYENNE					652	613	589	589	512	602
20-11BI1	20-11GR1.1C	0.173	0.079	0.028	633	569	564	556	504	572
20-11BI3.1	20-11GR3.1C	0.198	0.095	0.026	693	617	591	591	536	604
MOYENNE					663	593	577	573	520	588
20-21BI1	20-21GR1	0.202	0.034	0.023	659	624	595	597	531	609
20-21BI1.1	20-21GR1	0.191	0.034	0.023	638	603	582	581	519	595
20-21BI2	20-21GR2	0.214	0.033	0.022	681	646	606	613	531	623
20-21BI2.1	20-21GR2	0.215	0.033	0.022	682	647	607	614	529	624
20-21BI3	20-21GR3	0.203	0.026	0.021	655	627	596	599	519	611
20-21BI3.1	20-21GR3	0.204	0.026	0.021	657	628	596	600	519	612
20-21BI3	20-21GR3.1	0.195	0.042	0.015	646	610	586	587	515	600
20-21BI4	20-21GR4	0.184	0.029	0.023	620	590	575	571	491	586
20-21BI5	20-21GR5	0.192	0.041	0.025	646	605	583	583	520	597
20-21BI5.1	20-21GR5	0.193	0.041	0.025	647	606	583	584	512	597
20-21BI6	20-21GR6	0.203	0.037	0.020	660	625	594	597	533	610
MOYENNE					653	619	591	593	519	605
20-21BI1	20-21GR1.1C	0.223	0.040	0.019	700	662	614	624	560	633
MOYENNE					700	662	614	624	560	633
21-43BI1	21-43GR1	0.209	0.271	0.009	824 *	636	600	605	725	617
21-43BI2	21-43GR2	0.183	0.210	0.040	744	588	572	570	618	585
21-43BI4	21-43GR4	0.207	0.173	0.032	767	633	598	603	643	615
21-43BI5	21-43GR5	0.214	0.233	0.012	812	646	607	613	703	623
21-43BI6	21-43GR6	0.224	0.145	0.025	779	664	615	625	649	635
MOYENNE					775	633	598	603	667	615
21-43BI1	21-43GR1.1C	0.131	0.247	0.010	629	485	512	491	536	513
21-43BI3	21-43GR3C	0.140	0.283	0.013	674 *	505	525	507	586	527
21-43BI3.1	21-43GR3C	0.146	0.283	0.013	688 *	516	532	515	598	535
21-43BI6	21-43GR6.1C	0.136	0.015	0.101	551	495	523	499	458	521
MOYENNE					590	500	523	503	544	524
25-35BI2	25-35GR2	0.192	0.157	0.032	726	606	584	583	568	597
25-35BI5	25-35GR4	0.165	0.114	0.060	655	554	556	545	513	562
25-35BI6	25-35GR5	0.220	0.145	0.018	767	656	611	620	604	630
25-35BI7	25-35GR6	0.216	0.102	0.032	738	650	609	616	563	626
MOYENNE					721	616	590	591	562	603

ECHANTILLONS		K _d ^{GR-BI}	X _{Ca}	X _{Mn}	Ganguly	Ferry, Spear	Perchuk	Thompson	Goldman, Albee	Holdaway, Lee
25-25BI1.1	25-35GR1C	0.199	0.247	0.030	798	618	590	592	645	605
25-35BI2	25-35GR2.1C	0.230	0.229	0.013	845	676	621	634	682	643
25-35BI6	25-35GR5.1C	0.250	0.089	0.014	785	711	641	659	605	664
25-35BI7	25-35GR6.1C	0.220	0.284	0.017	864 *	658	611	621	711	631
MOYENNE					809	665	615	626	660	635
32-18BI2	32-18GR1	0.108	0.205	0.030	557	436	480	452	489	477
32-18BI3	32-18GR2	0.086	0.141	0.034	469	386	448	411	418	438
32-18BI4	32-18GR2.2	0.087	0.129	0.025	462	389	449	413	412	440
32-18BI3.1	32-18GR3	0.105	0.184	0.022	536	431	476	448	473	473
32-18BI3.2	32-18GR3.1	0.106	0.187	0.021	539	432	479	449	469	474
MOYENNE					512	414	466	434	452	460
32-18BI3	32-18GR2.1C	0.085	0.122	0.023	453	384	447	409	408	437
MOYENNE					453	384	447	409	408	437
38-8BI1.1	38-8GR1.1	0.174	0.217	0.065	741	571	560	557	564	574
MOYENNE					741	571	560	557	564	574
LO-44BI1	LO44GR1	0.169	0.140	0.032	665	562	559	551	569	568
LO44BI1.1	LO44GR1.1	0.174	0.117	0.028	659	571	563	558	554	574
LO44BI1.1	LO44GR1.1	0.180	0.117	0.028	672	583	570	566	564	582
LO44BI2	LO44GR2	0.173	0.063	0.046	633	569	564	556	522	573
LO44BI2.1	LO44GR2	0.178	0.063	0.046	642	578	569	563	533	579
LO44BI2.1	LO44GR2	0.167	0.063	0.046	620	558	557	547	518	565
LO44BI3	LO44GR3	0.153	0.067	0.040	589	529	539	526	507	545
LO44BI4	LO44GR4	0.164	0.114	0.027	635	551	553	543	529	560
MOYENNE					639	562	559	551	537	568
45-4BI1	45-4GR1	0.129	0.253	0.034	640 *	482	509	489	508	511
45-4BI1.2	45-4GR1.2	0.104	0.262	0.055	588 *	428	473	445	469	471
45-4BI2	45-4GR2	0.107	0.258	0.039	586 *	434	476	450	470	475
45-4BI2.1	45-4GR2.1	0.119	0.243	0.038	610	460	494	472	497	495
MOYENNE					610	451	488	464	486	488
45-4BI1.2	45-4GR1.1C	0.107	0.253	0.058	593 *	434	478	451	472	476
MOYENNE					0	434	478	451	472	476
45-6BI1	45-6GR1	0.108	0.374	0.150	700 *	437	470	453	623	478
45-6BI1.1	45-6GR1.1	0.102	0.374	0.148	681 *	424	461	442	590	468
45-6BI2	45-6GR2	0.110	0.374	0.149	706 *	442	470	457	614	482
45-6BI3	45-6GR3	0.110	0.387	0.143	709 *	441	471	456	613	480
MOYENNE					0	436	468	452	610	477
46-2BI1	46-2GR1.2	0.173	0.192	0.118	750	569	556	556	522	573
46-2BI2	46-2GR1.3	0.140	0.196	0.127	678	504	522	506	490	527
46-2BI3	46-2GR2	0.154	0.207	0.106	708	532	538	528	514	547
MOYENNE					712	535	538	530	508	549
46-2BI1	46-2GR1.4C	0.143	0.198	0.147	695	510	526	511	487	531
MOYENNE					695	510	526	511	487	531
48-3BI1	48-3GR1	0.128	0.171	0.087	614	479	508	486	518	509
48-3BI1.1	48-3GR1.1	0.117	0.162	0.093	586	456	494	468	485	492
48-3BI2	48-3GR2	0.134	0.161	0.101	631	492	514	497	521	518
48-3BI2.1	48-3GR2.1	0.128	0.167	0.113	626	480	507	487	517	510
MOYENNE					614	476	505	484	510	507
48-4BI1.1	48-4GR1.1	0.145	0.138	0.045	617	514	530	514	479	534
48-4BI1.3	48-4GR1.3	0.157	0.137	0.042	641	538	544	532	493	551
MOYENNE					629	526	537	523	486	542
48-4BI1.1	48-4GR1C	0.150	0.066	0.086	606	524	538	522	464	541
MOYENNE					606	524	538	522	464	541

ECHANTILLONS		K_d^{GR-BI}	X_{Ca}	X_{Mn}	Ganguly	Ferry, Spear	Perchuk	Thompson	Goldman, Holdaway, Albee	Lee
48-7BI1	48-7GR1	0.076	0.318	0.201	592 *	363	425	392	504	420
48-7BI1.2	48-7GR1.2	0.069	0.306	0.194	560 *	346	417	377	479	406
48-7BI2	48-7GR2	0.069	0.302	0.192	557 *	346	416	376	482	406
MOYENNE					0	351	419	381	488	410
48-7BI1	48-7GR1.1C	0.101	0.329	0.060	616 *	421	469	439	537	465
MOYENNE					0	421	469	439	537	465
48-8BI1	48-8GR1	0.174	0.124	0.039	668	570	563	557	509	573
48-8BI2	48-8GR2	0.237	0.138	0.025	801	687	626	642	589	650
MOYENNE					734	628	594	599	549	611
SC-BI1	SC-GR1.3	0.112	0.264	0.006	589 *	445	484	459	542	484
MOYENNE					0	445	484	459	542	484
SC-BI1	SC-GR1.1C	0.060	0.325	0.053	484 *	321	397	355	444	386
MOYENNE					0	321	397	355	444	386

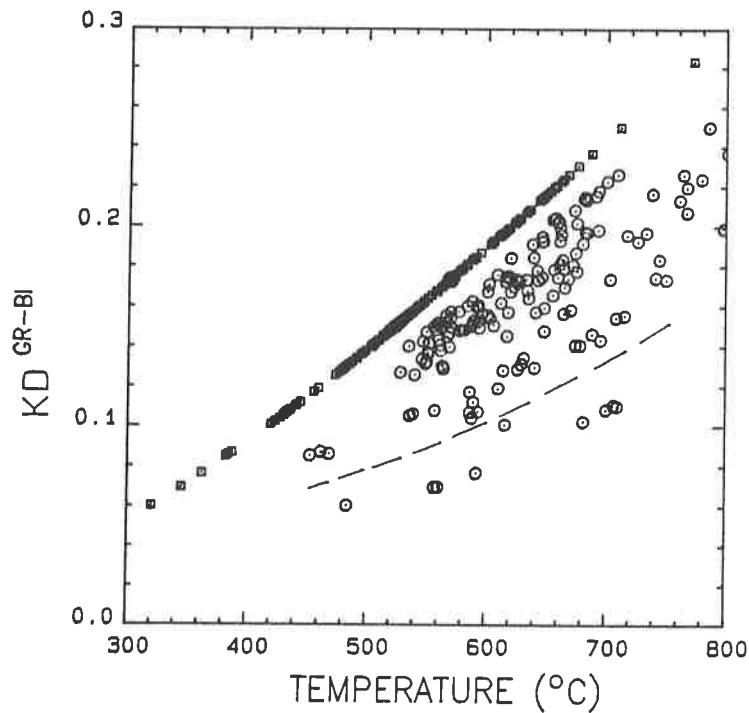
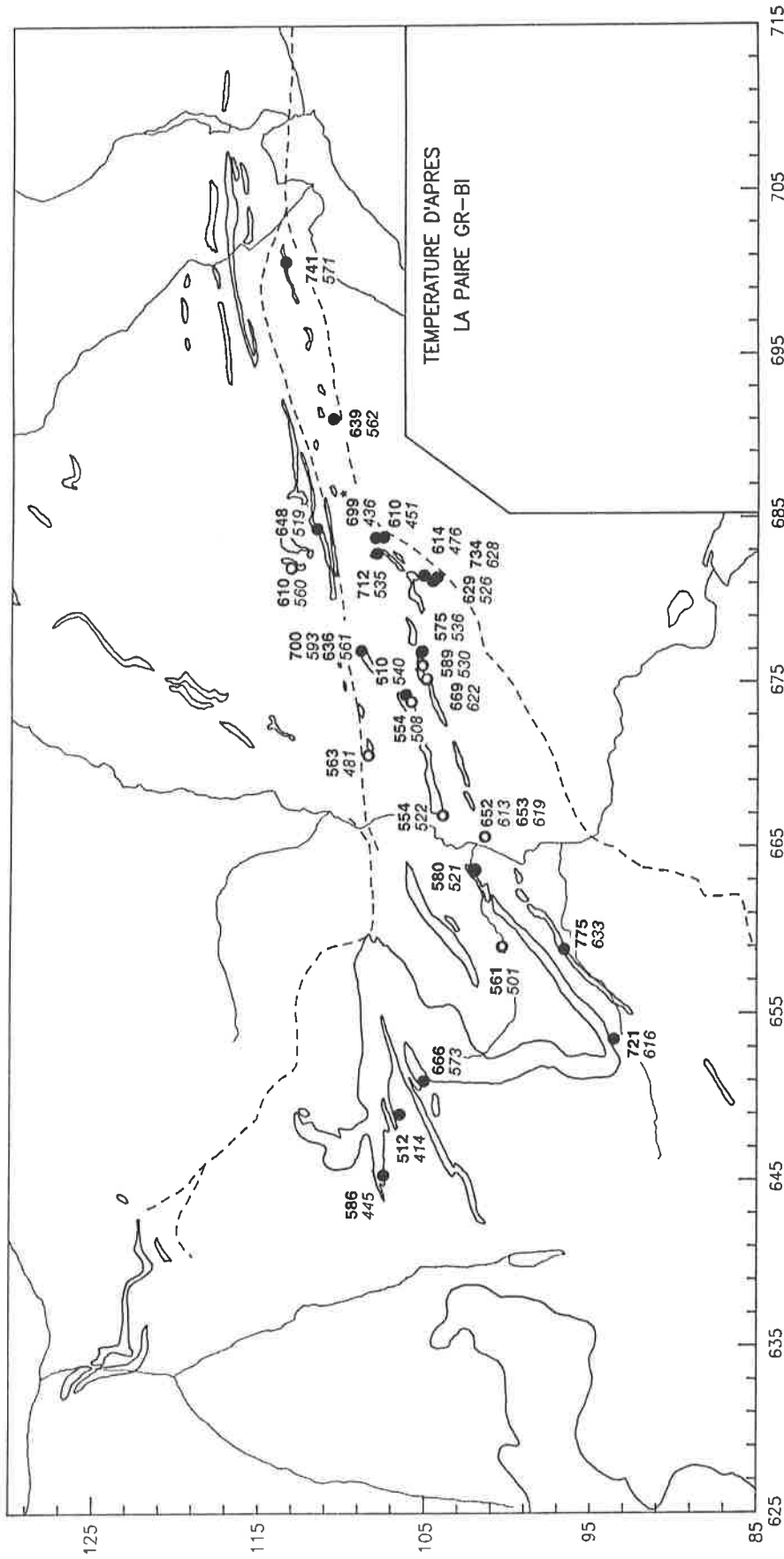


Fig. 5-1: Comparaison entre les températures obtenues avec la calibration de Ferry et Spear (1978) (carrés) et celle de Ganguly (1979) (cercles). Les cercles en dessous de la ligne discontinue caractérisent les grenats ayant des X_{Mn} ou des $X_{Ca} > 0.2$ (limite de la calibration).



Carte 5-1: Evolution régionale des températures obtenues à l'aide du géothermomètre grenat-biotite. Les valeurs maximales sont représentées par la calibrations de Ganguly (1979) (en gras), les valeurs minimales par la calibration de Ferry et Spear (1978) (en italique). * = $X_{Mn}[GRE]$ ou $X_{Ca}[GRE] > 0.2$. Les symboles vides représentent des paragenèses contenant la staurolite.

5.3 Calibration grenat-amphibole

Graham et Powell (1984):

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{2880 + 3280 \cdot X_{\text{Ca}}^{\text{GR}}}{\ln(Kd_3) + 2.426} - 273$$

Cette relation a été établie en comparant le $Kd^{\text{GR-AMP}}$ avec la température obtenue par le géothermomètre GR-CPX (Ellis et Green, 1979) dans des paragenèses naturelles à HBL-GR-CPX des faciès amphibolite et granulite ainsi que quelques données expérimentales. La bonne corrélation entre ces deux paramètres ($Kd^{\text{GR-AMP}}$ et T) a permis à l'auteur d'établir la relation ci-dessus. Sa validité est restreinte, d'après l'auteur, aux températures plus petites que 850°C et pour des grenats avec une teneur en X_{Mn} inférieure à 0.1.

Dans le paragraphe 3.2 on a montré la forte interdépendance du rapport Fe/Mg dans l'amphibole et dans la roche totale. Afin de tester si le chimisme de la roche peut influencer la température, on a établi les deux diagrammes de la fig. 5-2. Aucune corrélation ne s'observe entre température et chimisme total confirmant ainsi la possible utilisation de ce géothermomètre. Le tabl. 5-3 montre les résultats de toutes les paires GR-AMP mesurées et la carte 5-2 montre la distribution des températures moyennes de chaque échantillon. On confirme, avec cette méthode, le gradient Ouest-Est avec un ΔT d'environ 200°C plus élevé dans la partie orientale que dans la partie occidentale du géoprofil.

Disposant de quelques échantillons de métapélites où grenat, amphibole et biotite font partie de la paragenèse, il peut être intéressant de comparer les températures obtenues avec les deux types de géothermomètres: GR-BI et GR-AMP respectivement. Dans cinq échantillons on observe de l'amphibole et de la biotite en contact simultanément avec le même grenat: le tabl. 5-4 ainsi que la fig. 5-3 montrent les températures calculées.

Tabl. 5-4: Comparaison des températures calculées avec amphiboles et biotites en contact avec le même grenat.

échantillon	<i>Graham et Powell</i>	<i>Ganguly</i>	<i>Ferry et Spear</i>
45-4	592	610	451
SC	616	589	445
45-6	635	695	436
46-2	637	712	535
38-8	656	741	571

La meilleure corrélation s'établit entre la calibration GR-AMP et la correction de Ganguly (1979): la relation de Ferry et Spear (1978) donnant définitivement des températures trop faibles dès que Mn et Ca sont présents dans le grenat.

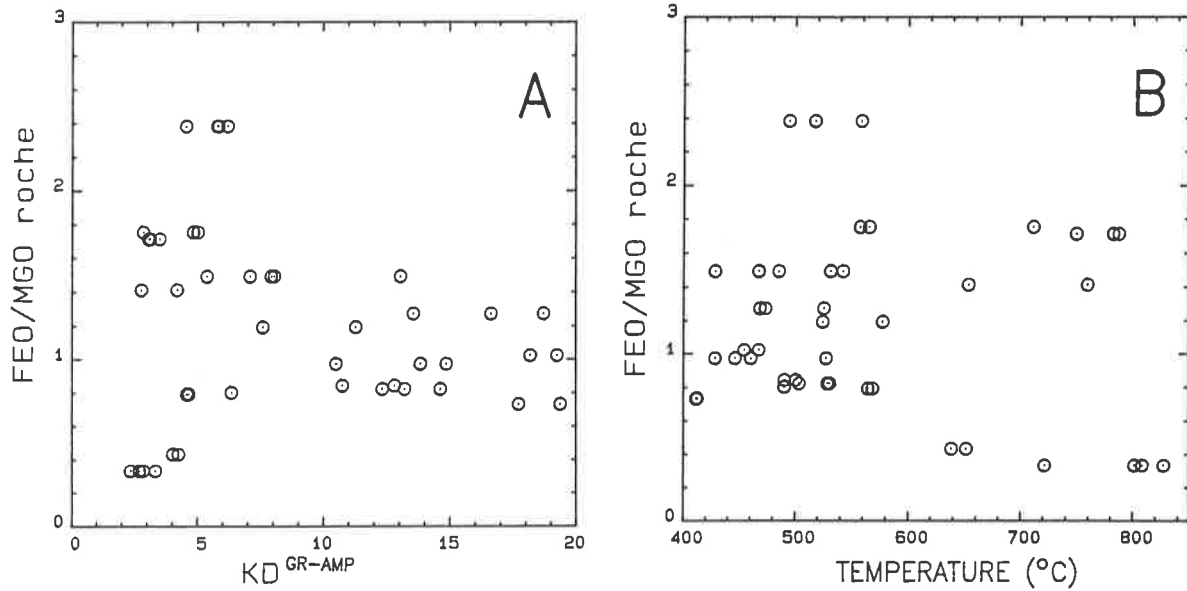


Fig. 5-2: (A) Relation entre le rapport FeO/MgO de la roche et le Kd^{GR-AMP} , (B) ainsi qu'avec la température calculée d'après Graham et Powell (1984).

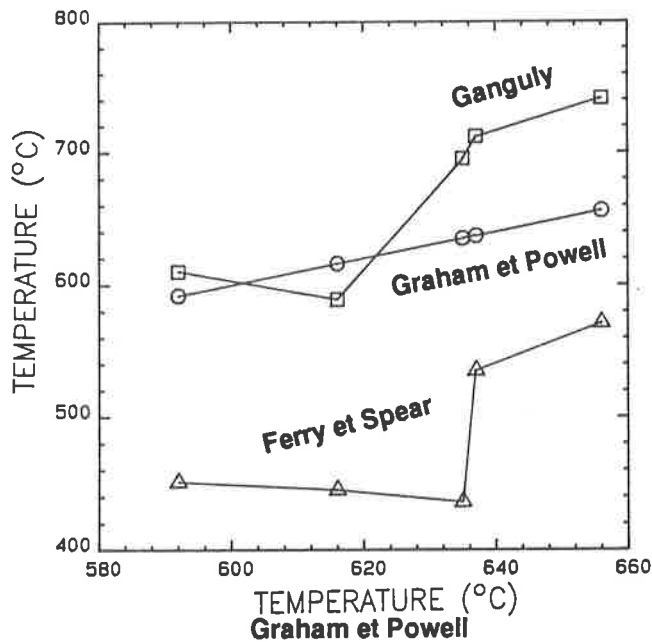
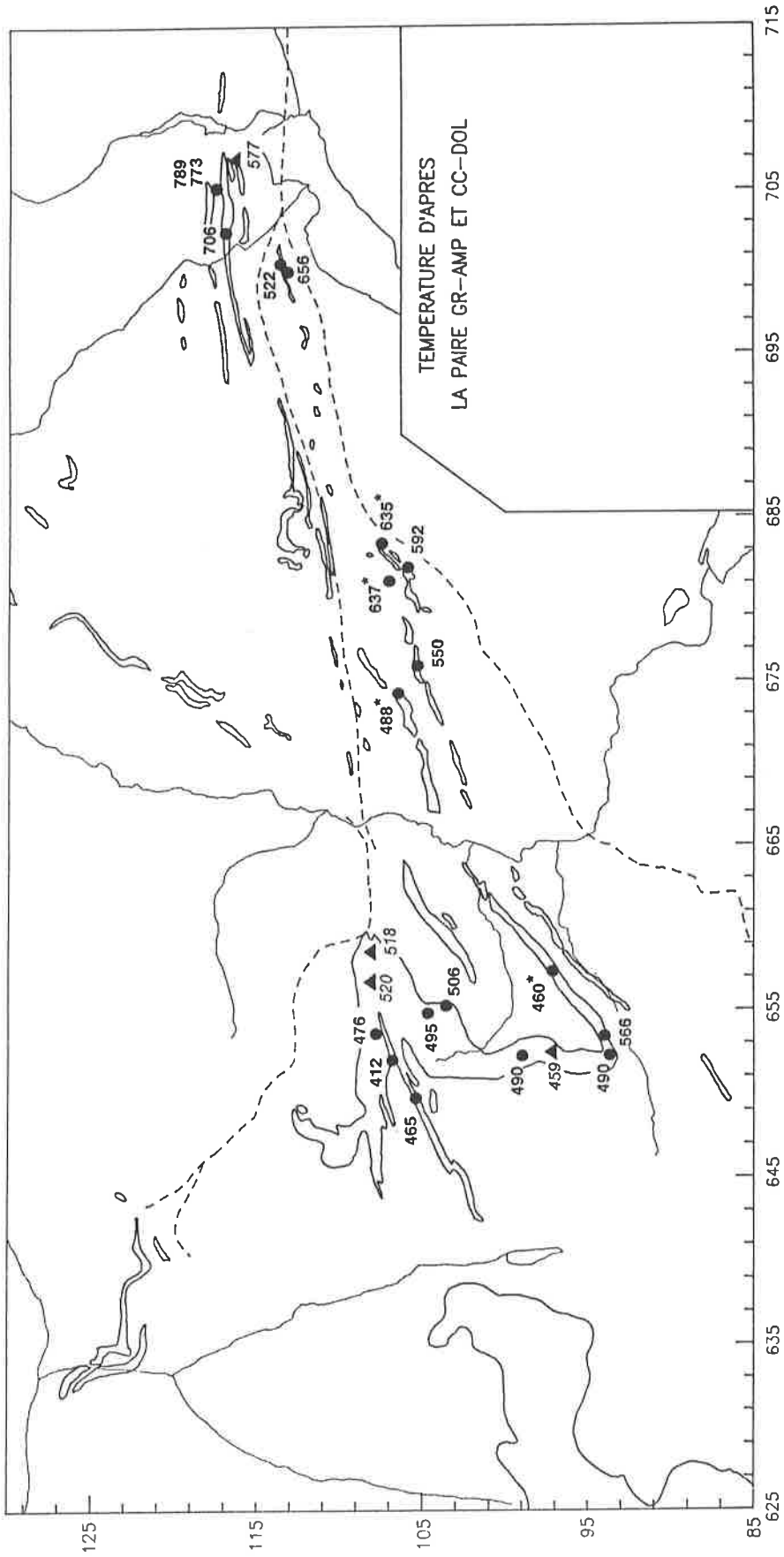


Fig. 5-3: Corrélation entre les températures obtenues avec Ferry et Spear (1978) (triangles) et Ganguly (1979) (carrés) par rapport à celles obtenues avec Graham et Powell (1984) (cercles) dans cinq paragenèses où biotites et amphiboles sont en contact avec le même grenat.

Tabl. 5-3: Résultats de la géothermométrie sur la paire grenat-amphibole. Pour chaque analyses sont reportées le K_d^{GR-AMP} , la teneur en Ca du grenat ainsi que la température calculée.

Echantillon	KD^{GR-AMP}	X_{Ca}	T (°C)
MA 1-2	4.560	0.122	558
MA 1-2	5.830	0.132	517
MA 1-2	5.790	0.130	517
MA 1-2	6.200	0.117	494
MA 3-3	3.065	0.269	787
MA 3-3	3.120	0.269	782
MA 3-3	3.500	0.269	749
MA 3-5	2.350	0.223	827
MA 3-5	3.340	0.223	721
MA 3-5	2.860	0.261	801
MA 3-5	2.700	0.249	808
MA 4-2	2.780	0.208	759
MA 4-2	4.200	0.213	653
MA 5-22	13.560	0.347	525
MA 5-22	16.620	0.314	473
MA 5-22	18.700	0.332	468
MA 12-54	7.590	0.276	577
MA 12-54	11.280	0.301	524
MA 17-9	12.330	0.332	530
MA 17-9	13.210	0.346	528
MA 17-9	14.620	0.332	503
MA 17-15	5.020	0.145	557
MA 17-15	4.830	0.145	565
MA 17-15	2.850	0.164	711
MA 17-18	10.750	0.254	500
MA 17-18	12.810	0.280	490
MA 23-8	17.710	0.229	412
MA 23-8	19.360	0.246	411

MA 24-7	7.920	0.162	485
MA 24-7	5.380	0.143	542
MA 24-7	13.050	0.190	428
MA 24-7	7.090	0.197	531
MA 24-7	8.050	0.140	467
MA 25-11	6.350	0.117	490
MA 25-25	4.255	0.198	638
MA 25-25	4.027	0.198	651
MA 26-2	4.587	0.135	568
MA 26-2	4.662	0.135	564
MA 26-12	18.170	0.325	467
MA 26-12	19.230	0.316	454
MA 32-20	14.290	0.242	449
MA 32-20	18.280	0.244	417
MA 32-20	7.758	0.263	563
A 28	14.850	0.268	460
A 28	10.500	0.288	527
A 28	13.840	0.231	446
A 28	13.830	0.203	428
45-4	7.826	0.302	590
45-4	7.078	0.280	593
SC	6.218	0.280	620
SC	6.296	0.274	612
SC coeur	10.681	0.325	550
45-6	8.013	0.363	630
45-6	8.447	0.377	629
45-6	8.133	0.390	646
46-2	4.168	0.184	631
46-2	3.688	0.187	663
46-2	4.572	0.196	619
46-2	4.467	0.211	637



Carte 5-2: Evolution régionale des températures moyennes obtenues à l'aide du géothermomètre grenat-amphibole (cercles, Graham et Powell, 1984) et calcite-dolomite (triangles, Rice, 1977). * = $X_{Mn} [GRE] > 0.1$.

5.4 Calibration calcite-dolomite

Rice (1977) d'après Goldsmith et Newton (1969)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{-3892}{\ln(X_{\text{Mg}}^{\text{CC}}) - 1.832} - 273$$

Les quelques très rares marbres à dolomite localisés dans les calcschistes affleurant dans les métaophiolites, ont fait l'objet d'analyses chimiques à la microsonde sur les blastes de calcite pour en déterminer la teneur en Mg. La teneur en calcite magnésienne présente une lacune de miscibilité qui à été mise en relation avec la température de cristallisation par les auteurs cités. Ce géothermomètre semble pouvoir se rééquilibrer facilement lors de la descente de température depuis le pic métamorphique (Essene, 1982) et il ne donne que très difficilement des températures élevées (en dessus de 600°C).

Le tabl. 5-5 montre toutes les analyses effectués et la carte 5-2 montre la distribution de la température maximale de chaque échantillon. Il s'agit des températures les plus faibles trouvées. Dans la partie occidentale, néanmoins et pour la raison citée dans le paragraphe précédent, les températures semblent assez correctes alors que l'échantillons à l'Est du géoprofil donne une température nettement trop faible.

Tabl. 5-5: Résultats de la géothermométrie sur la paire calcite-dolomite. Pour chaque mesure sont reportées la teneur en dolomite (%) et la température calculée.

Echantillon	%DOL[CC]	T (°C)
15-19CA1	5.74	557
15-19CA1	6.44	577
15-19CA1	5.69	555
15-19CA1	5.77	558
15-19CA1.1	4.83	527
15-19CA2	3.85	491
15-19CA2	3.47	476
15-19CA3	5.43	547
15-19CA3	4.92	530
15-19CA3.1	5.30	543
15-19CA3	5.10	536
24-22CA1	0.68	297
24-22CA1	1.37	363
24-22CA2	3.07	459
24-22CA2	3.08	459
24-22CA2.2	2.67	440
24-22CA2	0.85	317
24-22CA3	2.57	435
24-22CA3	2.74	444
32-25CA1	3.94	495
32-25CA1.1	3.39	473
32-25CA1	3.62	482
32-25CA2	2.23	417
32-25CA2	2.82	447
32-25CA2.2	4.61	520
32-25CA3	3.71	486
32-25CA3.1	3.60	482
32-25CA3	3.68	485
32-27CA1	1.18	347
32-27CA1.1	1.89	398
32-27CA1	1.29	356
32-27CA1.3	0.94	325
32-27CA1	1.09	340
32-27CA1.5	1.56	376
32-27CA2	1.46	369
32-31CA1	3.41	474
32-31CA1.1	2.89	451
32-31CA2	3.29	468
32-31CA2.1	2.20	416
32-31CA2.2	2.81	447
32-31CA2	2.80	446
32-31CA2.4	4.57	518
32-31CA2	2.41	427

5.5 Calibration à l'aide des données expérimentales

5.5.1 Introduction

Nombreux auteurs se sont occupés de la synthèse expérimentale des paragenèses qu'on rencontre dans la nature entre le faciès schistes verts et le faciès amphibolite élevé, voir granulite. Le tabl. 5-6 résume les résultats essentiels concernant la stabilité des phases synthétisées.

Tabl. 5-6: Conditions de synthèse des principales phases minérales des schistes mafiques.

minéral	P(Kb)	T(C)	Tampon ¹⁾	Auteur
<i>chlorite out</i>	2	550	QFM	Liou et al. (1974)
	5	575	QFM	"
	5	525	NNO	Apted et Liou (1983)
	7	550	NNO	"
	7	560	QFM	"
	7	535	HM	"
<i>épidote out</i>	2	635	HM	Liou (1973)
	3	680	HM	"
	5	750	HM	"
	5	650	NNO	Apted et Liou (1983)
	7	675	NNO	"
<i>amphibole out</i>	1	910	HM	Spear (1981)
	1	920	QFM, WM	"
<i>plagioclase out</i>	5	876	QFM, HM	Helz (1973) PG
	5	900	QFM, HM	Helz (1973) 1921
	5	876	QFM	Helz (1973) 1801
	5	925	HM	"
<i>clinopyroxène in</i>	1	720	HM	Spear (1981)
	1	768	QFM	"
	2	735	HM	"
	2	788	QFM	"
	3	738	HM	"
	3	790	QFM	"
	5	875	QFM	Helz (1973) PG, 1921
	5	925	HM	"
	5	970	QFM	Helz (1973) 1801
	5	965	HM	"

5.5.2 Calibration de la stabilité du clinopyroxène dans le faciès amphibolite

L'apparition du CPX dans le faciès amphibolite élevé a été calibrée par Kretz et Jen (1978) de manière très approximative avec le $KD^{CPX-AMP}$ en utilisant des calibrations sur des paragenèses naturelles ainsi que les données expérimentales de Helz (1973). L'aspect graphique de cette calibration (cf. fig. 2, Kretz et Jen, 1978) la rend pratiquement inutilisable. Aucun résultat correct n'a été trouvé.

¹⁾ QFM: quartz-fayalite-magnétite; NNO: Ni-NiO; HM: hématite-magnétite; WM: wüstite-magnétite.

5.5.3 Analyse des données expérimentales

Les données expérimentales concernant les systèmes basaltiques utilisées dans ce travail proviennent des travaux de Moody et al. (1983), Spear (1981), Apter et Liou (1983), Helz (1973, 1976) et Liou et al. (1974) (cf. tabl. 5-6). En analysant en détail toutes ces données par rapport à la P-T de chaque étape de synthèse, on peut mettre en évidence des corrélations simples permettant d'apporter de précieuses informations semi-quantitatives. Parmi les relations possibles entre P-T et la teneur en quelques éléments spécifiques, on a choisi deux cas donnant des résultats assez intéressants. Ce choix a été fait de manière à exclure toute influence de la normalisation de l'amphibole.

Relation entre Ti et température

Plusieurs auteurs, outre ceux cités plus haut, ont remarqué la relation existante entre le teneur en Ti de l'amphibole et la température (Raase, 1974; Otten, 1984). En utilisant les données expérimentales complètes, on a pu établir le diagramme de fig. 5-4 où des corrélations simples ont été calculées. En admettant une erreur de $\pm 50^\circ\text{C}^2$) les approximations linéaires suivantes donnent des résultats intéressants:

$$\text{a) } \text{Ti} < 0.08 \quad T(^{\circ}\text{C}) = 2816 \cdot \text{Ti} + 445$$

$$\text{b) } \text{Ti} > 0.08 \quad T(^{\circ}\text{C}) = 980 \cdot \text{Ti} + 600$$

Dans le domaine de température du métamorphisme régional (jusqu'au faciès amphibolite élevé), la pente de la droite reliant la teneur en Ti à la température est très élevée, ce qui augmente la sensibilité entre ces deux composantes; en d'autres termes, des faibles ΔTi peuvent donner des ΔT importants. Appliqué aux teneurs en Ti mesurées le long du géoprofil (cf. carte 2-2), les températures ainsi calculées et reportées dans la carte 5-3, confirment les résultats obtenus jusqu'ici.

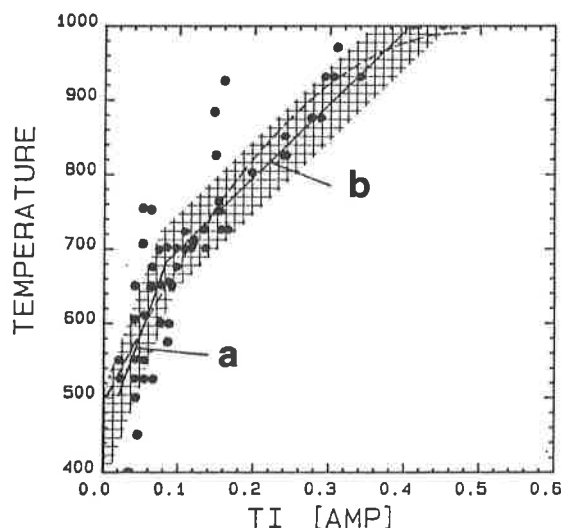
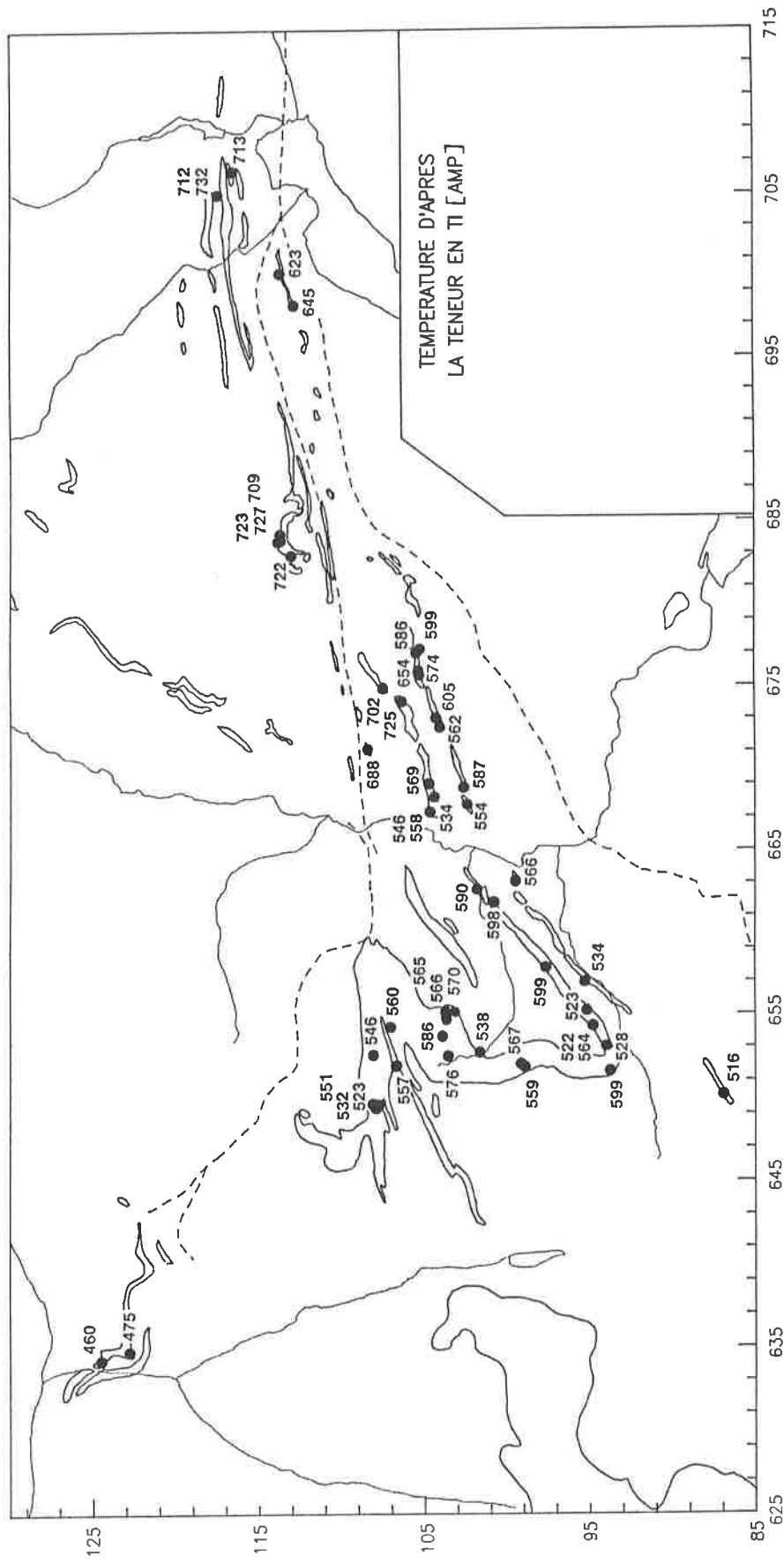


Fig. 5-4: Calibration obtenue en corrélant la teneur en Ti (normalisée) avec la température de synthèses des amphiboles expérimentales de Spear (1981), Apter et Liou (1983) et Helz (1973, 1976). La trame correspond à l'incertitude de $\pm 50^\circ\text{C}$, la ligne discontinue correspond à un essai de modélisation quadratique.

2) du même ordre de grandeur que la plupart des calibrations géothermométriques



Carte 5-3: Evolution régionale des températures obtenues à l'aide du géothermomètre basé sur la teneur en Ti de l'amphibole (cf. carte 2-2).

Relation entre Ti et Al^{IV} avec P-T

En compilant des données naturelles, Hynes (1982) a mis en évidence une dépendance entre Ti, Al^{tot} et la pression. Un essai de corrélations entre Al^{IV} et P-T a également été fait par Nabelek et Lindsley (1985) en utilisant les données expérimentales de Helz (1973) et Spear (1981), mais avec un résultat peu utilisable.

En corrélant la teneur en Al^{IV} des amphiboles expérimentales avec la température (fig. 5-5A) on note une intéressante variation de la *pente* en fonction de la pression: un enrichissement à degré variable en fonction de la pression. En substituant la température par le Ti, on peut établir le diagramme de fig. 5-5B. Afin de calibrer un diagramme d'utilisation simple et immédiate, on peut schématiser semi-quantitativement la relation entre P-T/Ti/ Al^{IV} dans la fig. 5-5C.

Dans le domaine de température qui nous intéresse ($< 800^{\circ}C$) la pente de la variation de Ti et Al^{IV} par rapport à la pression est linéaire. On constate ainsi que plus la pression augmente, plus la teneur en Al^{IV} est élevée pour une même température. En utilisant le $\log(Ti)$ cette observations se généralise jusqu'à $1000^{\circ}C$ (fig. 5-6A et B). La comparaison de la fig. 5-6 avec la fig. 5-7 permet de constater que le régime de pression dans tout le domaine étudié se situe à des pressions moyennes.

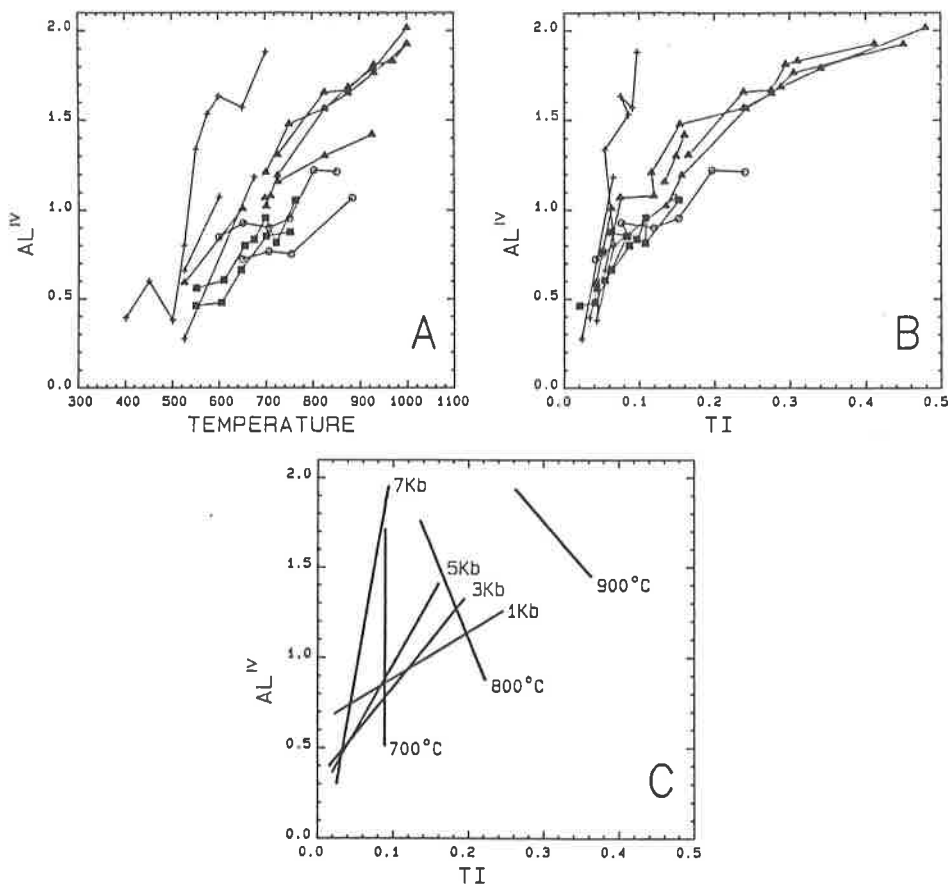


Fig. 5-5: Calibration empirique de la dépendance entre P-T et la teneur en Al^{IV} des amphiboles, basées sur les données expérimentales de Spear (1981), Apted et Liou (1983) et Helz (1973, 1976); cercles: 1Kb, carrés: 3Kb, triangles: 5Kb, crois: 7Kb. (A) relation entre la température et la teneur en Al^{IV} . (B) relation entre la teneur en Ti et celle en Al^{IV} . (C) Schématisation de (B) avec une esquisse des isothermes et des isobares.

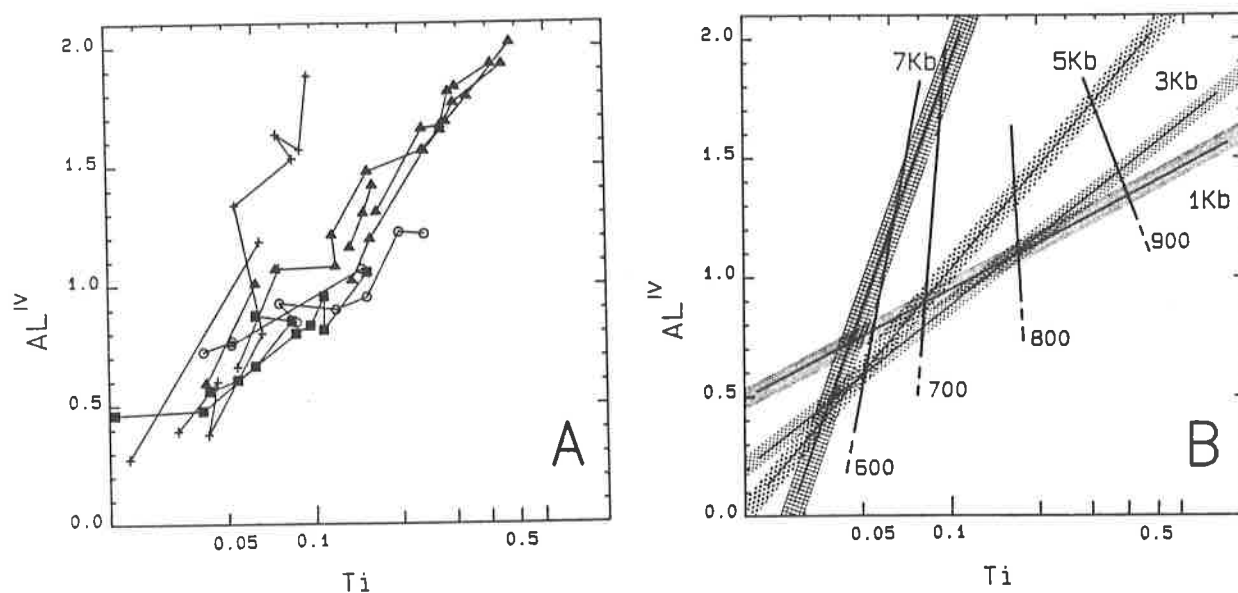


Fig. 5-6: Même relation que dans la Fig. 5-5 mais linéaire jusqu'à 1000°C en utilisant le $\log(Ti)$. (A) Données brutes et (B) schématisation.

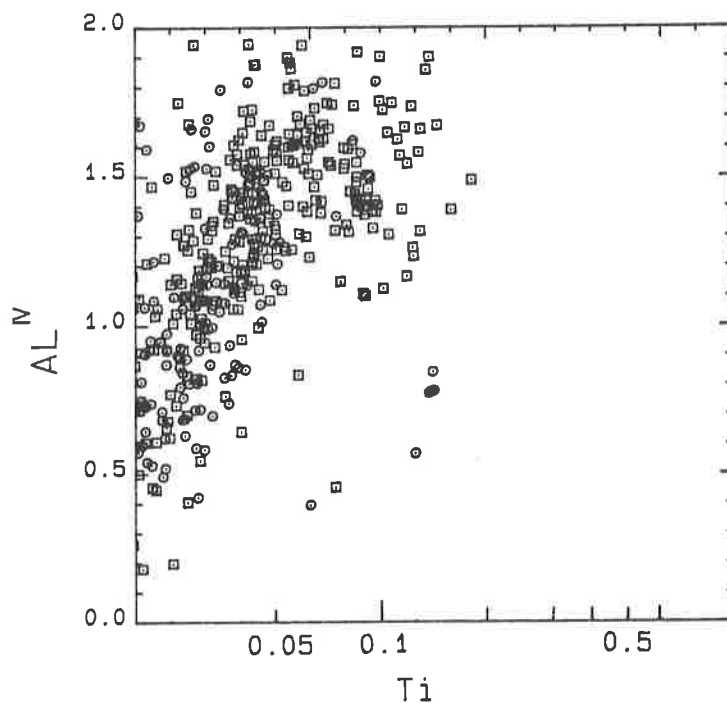


Fig. 5-7: La totalité des amphiboles des paragenèses mésoalpines analysées dans ce travail montrent, en comparaison avec la fig. 5-6, des pressions moyennes aux environs de 7Kb. Cercles: métamagmatic gabbros, carrés: metabasalts.

5.6 Calibration à l'aide des données thermodynamiques

5.6.1 Introduction

Les paragenèses caractérisées par l'apparition et/ou la disparition de minéraux index, très proche chimiquement de la composition de phases pures comme dans le système carbonaté et ultramafique, permettent de situer les réactions produisant ces minéraux dans un espace P-T à condition que toutes les données thermodynamiques³⁾ soient disponibles. Dans le système mafique, et plus particulièrement dans le faciès amphibolite, cette procédure s'avère plus difficile; d'une part par le manque de plusieurs paramètres thermodynamiques sur les amphiboles et d'autre part par la caractéristique des paragenèses mafiques dans lesquelles l'apparition et/ou disparition de minéraux index est partiellement remplacée par la variation des échanges qui tamponnent ainsi le système chimique (surtout l'amphibole et le plagioclase). Néanmoins, les quelques méthodes présentées ci-après, peuvent nous donner des informations qualitatives, voir semi-quantitatives.

5.6.2 Calculs avec les données thermodynamiques disponibles

Les seuls données complètes existantes sur les amphiboles se limitent à la trémolite et à la pargasite (Helgeson et al., 1978). Très récemment, Holland (1988) a calculé un ensemble de données pour la glaucophane à l'aide de calibrations expérimentales et d'estimations théoriques. Il a ensuite vérifié le modèle avec une réaction calibrée expérimentalement par Maruyama et al. (1986) sur la synthèse de la glaucophane. De manière très simplifiée, une topologie spécifique des réactions dans un diagramme P-T (T sur l'abscisse et P sur l'ordonnée) sera recherchée à fin d'en tirer des conclusions semi-quantitatives, à savoir: (a) des réactions à pente sub-verticale pouvant être utilisées comme géothermomètres et (b) des réactions à pente sub-horizontale pouvant donner des informations géobarométriques. Parmi les réactions faisant intervenir TR et PARG, on a choisi une réaction de déstabilisation d'une paragenèse schistes verts (a) et une réaction s'effectuant dans le faciès amphibolite à clinopyroxène (b). A l'aide des données proposées par Holland (1988) il est maintenant possible de calibrer des réactions faisant intervenir la glaucophane (c). L'activité de chaque phase a été calculée en accord avec l'hypothèse d'une répartition idéale des éléments entre les sites cristallographiques (tabl. 5-5).

Tabl. 5-5: Calcul des activités des phases minérales principales. []: site vide; A, M1, M2, M3, M4, T1 et T2: sites cristallographiques.

$a_{gl} = (X_{[],A}) \cdot (X_{Na,M4})^2 \cdot (X_{Mg,M13})^3 \cdot (X_{Al,M2})^2 \cdot (X_{Si,T1})^4$
$a_{tr} = (X_{[],A}) \cdot (X_{Ca,M4})^2 \cdot (X_{Mg,M13})^3 \cdot (X_{Mg,M2})^2 \cdot (X_{Si,T1})^4$
$a_{ed} = 9.48 \cdot (X_{Na,A}) \cdot (X_{Ca,M4})^2 \cdot (X_{Mg,M13})^3 \cdot (X_{Mg,M2})^2 \cdot (X_{Al,T1}) \cdot (X_{Si,T1})^3$
$a_{parg} = (X_{Na,A}) \cdot (X_{Ca,M4})^2 \cdot (X_{Mg,M13})^3 \cdot (X_{Mg,M2}) \cdot (X_{Al,M2}) \cdot (X_{Al,T1})^2 \cdot (X_{Si,T1})^2$
$a_{czo} = (X_{Ca})^2 \cdot (X_{Al,M1})$
$a_{ab} = (X_{Na})$
$a_{diop} = (X_{Ca}) \cdot (X_{Mg}) \cdot (X_{Si})^2$
$a_{chl} = (X_{Mg})^5 \cdot (X_{Al})^2 \cdot (X_{Si})^3$

³⁾ ΔG° , ΔH° , ΔS° , ΔV° , ΔC_p°

Bien que d'autres formulations plus complexes existent pour quelques pôles pures, afin de garder une cohérence globale on a choisie cette simple modélisation.

a) AB-CZOI-CHL-TR=PARG-QTZ-H₂O

Cette réaction a été calculée pour quelques échantillons de la régions d'Antrona (17-9, 17-21, 24-7) et deux échantillons de la Zone de Zermatt-Saas/Combin, à A.Nava (20-3) et P.Tignolino (14-6). Le résultat est présenté dans la fig. 5-8. Ces températures confirment bien le gradient en direction Est mais leurs valeurs absolues sont bien trop faibles.

b) AB-CZOI-TR=PARG-DIOP-QTZ-H₂O

Cette réaction caractérise l'apparition du clinopyroxène dans le faciès amphibolite élevé, l'augmentation du X_{parg} ($X_{\text{parg}} = X_{\text{ed}} + X_{\text{tk}}$) dans l'amphibole restante provoquée par la diminution du $X_{\text{pl}}[\text{PLG}]$ ainsi que la disparition de l'épidote qui fourni le Ca pour le clinopyroxène. La fig. 5-9 montre la calibration de cette réaction pour des metabasaltes à paragenèse PARG-AN35-EP60-CPX et des métamagnésiogabbros à paragenèse PARG-AN95-EP20-CPX.

Trois observations intéressantes peuvent être faites:

- (a) la pente très forte de cette réaction la rend apte à l'utilisation comme géothermomètre,
- (b) les températures ainsi indiquées confirment les résultats obtenus par les autres méthodes décrites dans ce chapitre sur cette région (600-670 °C),
- (c) les différentes paragenèses des deux types de roches (metabasaltes et métamagnésiogabbros) indiquent la même température, révélant bien que leur minéralogie distincte est uniquement due aux différences dans le chimisme total.

c) AB-CHL-TR=GL-CZOI-QTZ-H₂O

Un seul échantillon présente de la glaucophane (avec grenat et paragonite) relique dans une paragenèse du début du faciès amphibolite de la Zone d'Antrona (23-10, M.Preja). La calibration qualitative de cette paragenèse dans la fig. 5-10 indique, pour des températures aux alentours de 500°C, des pressions supérieures à 10 Kb. Schliestedt et al. (1987) ont également appliqué cette méthode pour quantifier le passage schiste bleu-schiste vert avec des résultats satisfaisants. Dans Maruyama et al. (1986, fig. 11, pag. 13) la teneur en Al^{tot} de la glaucophane est mise en relation avec la pression ainsi qu'avec le X_{Fe}^{2+} de la chlorite. D'après ce diagramme, pour la glaucophane d'Antrona, on obtient une pression aux environ de 7Kb (tabl. 5-6).

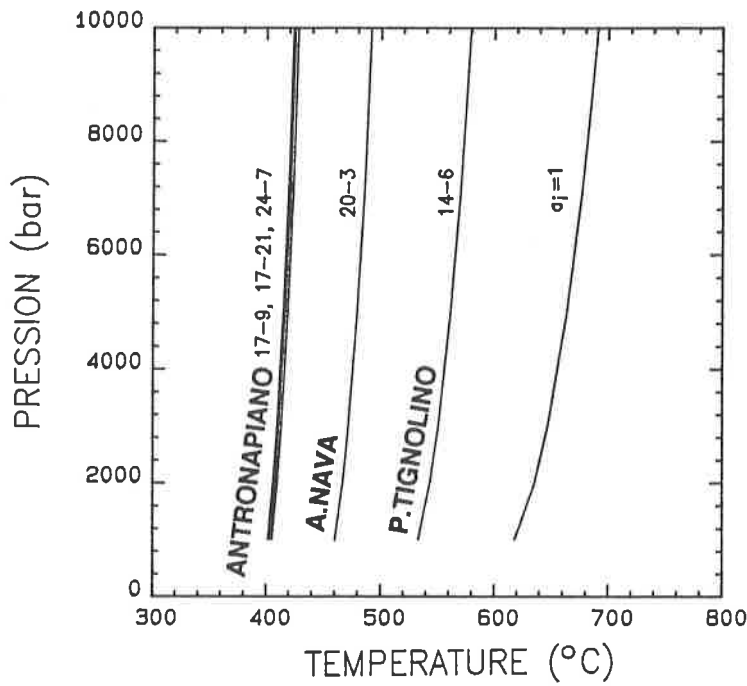


Fig. 5-8: Calibration de la réaction $25AB + 12CZ + 7CHL + 13TR = 25PARG + 86QTZ + 22H_2O$; la réaction avec les phases pures (activités=1) est représentée uniquement pour référence .

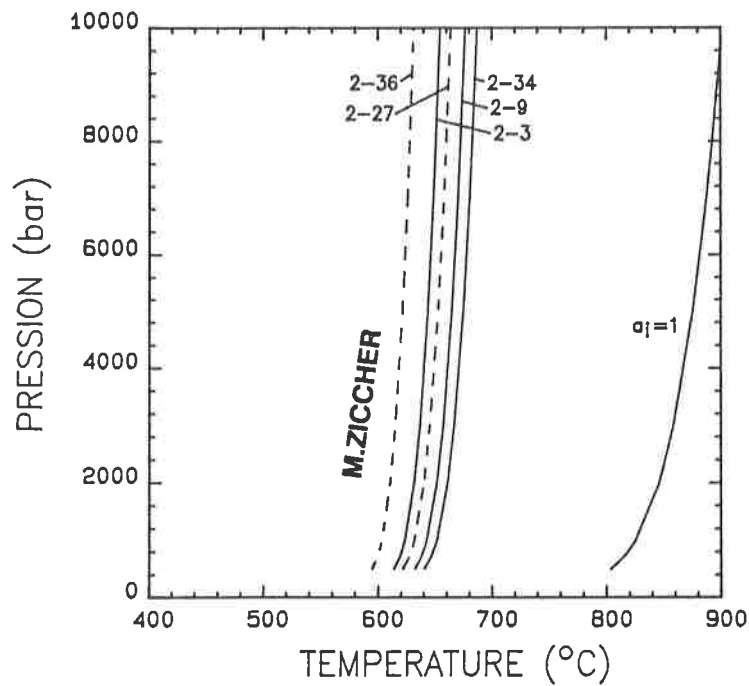


Fig. 5-9: Calibration de la réaction $9AB + 6CZ + 10TR = 9PARG + 14DIOP + 43QTZ + 4H_2O$; les metabasalts (en trait continu) et les metamagnésio-gabbros (en trait discontinu) indiquent des températures tout à fait comparables.

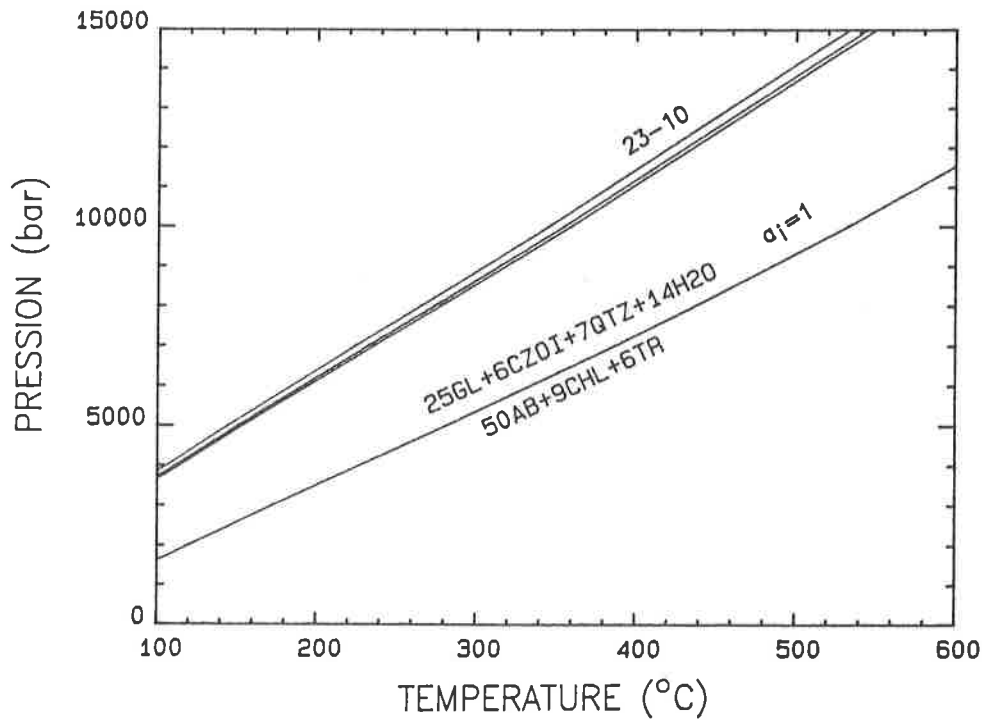


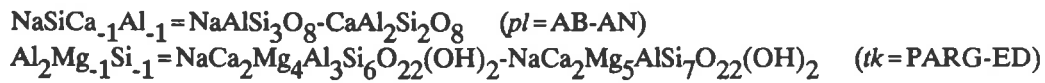
Fig. 5-10: Calibration de la réaction $50AB + 9CHL + 6TR = 25GL + 6CZ + 7QTZ + 14H_2O$. La glaucophane de l'échantillon 23-10 (Zone d'Antrona) indique, pour une température entre 400 et 500°C, une pression entre 11 et 13Kb.

Tabl. 5-6: Echantillon 23-10 (Zone d'Antrona): analyses de glaucophane (AM1, 1.1, 1.2) et de l'amphibole verte l'entourant (AM2). Les pressions reportées en bas, sont déduite du diagramme de Maruyama et al. (1986).

%wt	AM1	AM1.1	AM1.2	AM1.3	AM2
SiO ₂	60.48	60.42	60.80	60.78	49.73
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16
Al ₂ O ₃	9.51	10.47	10.18	10.32	10.26
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO t	9.61	8.53	9.46	9.40	15.65
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21
MgO	11.42	11.64	11.48	10.73	11.88
CaO	0.68	0.24	0.25	0.28	8.78
Na ₂ O	6.77	7.20	7.25	7.17	1.92
K ₂ O	0.05	0.00	0.00	0.00	0.18
H ₂ O stoec	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30
Total	100.82	100.80	101.72	100.98	101.07
P (Kb)	6.5	7	6.9	7	-

5.6.3 Calculs avec les échanges

Thompson (1982a) définit l'échange comme une expression produite par la *différence* entre deux pôles purs, comme par exemple:



En appliquant cette définition, on peut calculer les paramètres thermodynamiques des échanges. Cette procédure, théoriquement correcte, permettrait de positionner dans l'espace P-T des réactions exprimées par des échanges et des phases additives (§ 5.7). Pour palier à l'insuffisance de données sur les amphiboles, il faut faire intervenir d'autres phases, pour produire les échanges qui nous intéressent: en effet, avec TR et PARG (seules pôles purs connus thermodynamiquement) on obtient uniquement la $\Sigma(tk + ed)$.

L'approche de Thompson (1978) permet d'exploiter la modularité cristallographique des amphiboles et des pyroxènes pour lesquelles une phase peut s'exprimer comme une fonction linéaire d'autres phases. On fera par la suite l'hypothèse que les propriétés thermodynamiques sont conservées lors de ce genre de construction (cette approche est en partie aussi utilisé par Holland, 1988).

Pour calculer les échanges qui nous intéressent, les réactions suivantes sont utilisées:

$$\text{AB} = \text{AN} + pl \quad \text{avec } pl = \text{NaSiCa}_{-1}\text{Al}_{-1} \quad (5.2)$$

$$\text{DIOP} + tk + pl = \text{JD} \quad \text{avec } tk = \text{Al}_2\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-1} \quad (5.3)$$

$$\text{TR} + tk + ed = \text{PARG} \quad \text{avec } ed = \text{NaAlSi}_{-1} \quad (5.4)$$

Avec la réaction (5.2) on trouve les valeurs pour pl , avec la réaction (5.3) on trouve tk et la (5.4) nous donne ed . En utilisant les valeurs dans Helgeson et al. (1978) on peut ainsi calculer les propriétés thermodynamiques des échanges qui nous intéressent (tabl. 5-7).

Pour tester la validité de ces valeurs on peut comparer les résultats obtenus avec des réactions exprimées à la fois avec et sans échanges, comme par exemple les réactions 1 et 2 de la fig. 5-11. Cette figure montre la bonne correspondance entre les deux méthodes.

Tabl. 5-7: Propriétés thermodynamiques de quelques échanges, calculés avec les données de Helgeson et al. (1978). (1) cal/mole, (2) cal/mole · K°, (3) cm³/mole, (4) cal/mol · K° · K°, (5) cal · K°/mole).

	G° ₁₎	S° ₂₎	V° ₃₎	a ₁₎	b ₄₎	c ₅₎
<i>pl</i>	67990	0.41	-0.72	-1.611	-8.94 · 10 ⁻³	-0.43 · 10 ⁵
<i>tk</i>	-23435	-2.71	-4.97	-3.03	4.47 · 10 ⁻³	-3.44 · 10 ⁵
<i>ed</i>	-53048	31.52	5.55	20.61	-2.01 · 10 ⁻³	8.83 · 10 ⁵

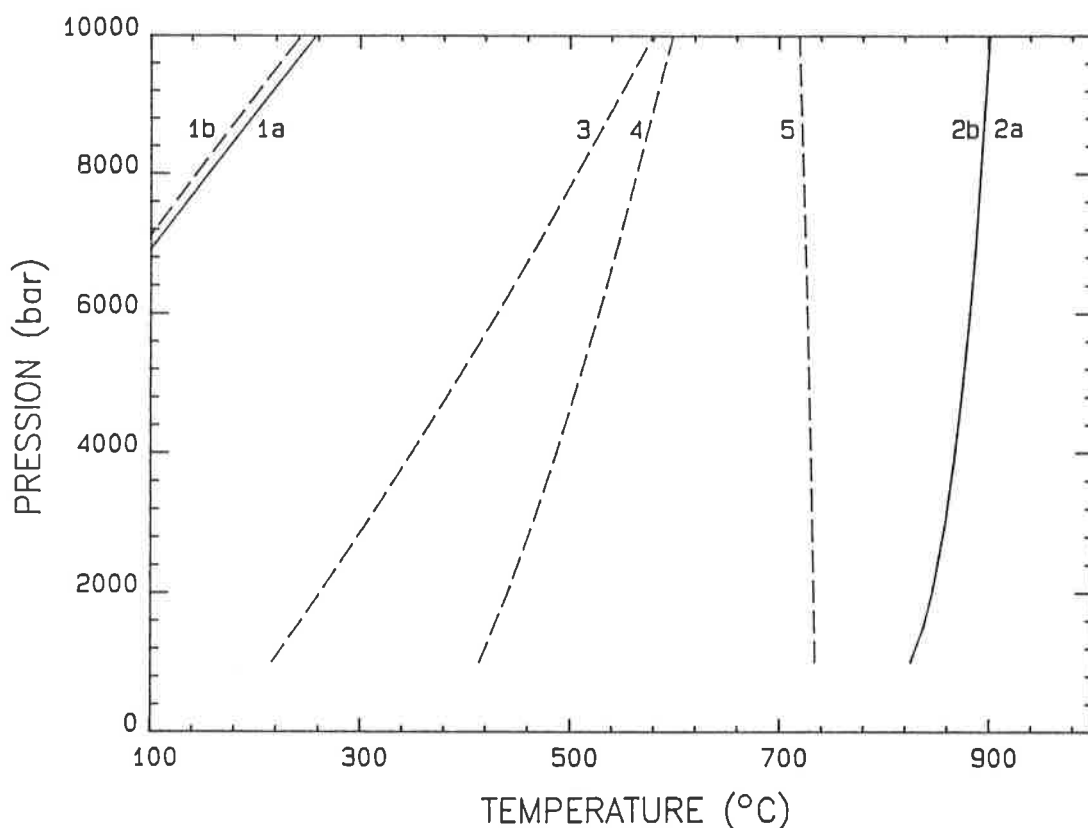


Fig. 5-11: Calibrations des réactions contenant des échanges et notamment deux réactions (1,2) exprimées avec et sans échanges. (1a) $AB = JD + QTZ$, (1b) $AB = DIOP + tk + pl + QTZ$, (2a) $9AB + 6CZ + 10TR = 9PARG + 14DIOP + 43QTZ + 4H_2O$, (2b) $9AB + 6CZ + TR = 9ed + 9tk + 14DIOP + 43QTZ + 4H_2O$, (3) $22AB + 2CHL = 6CZ + 5TR + 15tk + 22pl + 7QTZ$, (4) $12CZ + 7CHL + 14QTZ = 12TR + 25tk + 22H_2O$, (5) $AB = ed + 4QTZ$

Equilibre $AB = ed + 4QTZ$

Toujours dans la fig. 5-11, on notera comme la réaction 5 ($AB = ed + 4QTZ$) possède une très forte pente, ce qui fait d'elle un éventuel géothermomètre dont on va en préciser les caractéristiques. La dépendance du remplissage du site A dans l'amphibole par rapport à la température a été mis en évidence par des travaux expérimentaux récents. La topologie de la réaction 5 (fig. 5-11) semble effectivement bien se prêter à une analyse plus détaillée.

L'activité des échanges est un concept qui n'a pas encore été abordé et il sera défini ici comme le rapport entre l' $X_{\text{échange}}$ divisé par son maximum théorique dans la phase concernée, par exemple dans l'amphibole on aura:

$$a_{ed} = X_{ed}/1, \quad a_{tk} = X_{tk}/2, \quad a_{pl} = X_{pl}/2$$

Le diagramme de la fig. 5-12 montre la position de cette réaction pour différentes valeurs du Kd, définit plus bas. On notera que plus l' a_{ed} est petite, plus on se déplace vers la partie gauche du diagramme (faibles températures) et que plus l' a_{AB} est faible, plus on se déplacera vers des températures élevées. Pour tester ce géothermomètre potentiel, on a recalibré quelques paragenèses expérimentales pour lesquelles les conditions de P-T sont connues. Ces résultats sont montrés dans la fig. 5-13: les températures ainsi obtenues sont généralement à $\pm 50^\circ\text{C}$ ce qui prouve la validité de l'approche.

Cette réaction se prête, à simplicité, à une rapide évaluation semi-qualitative de la température d'une paragenèse contenant amphibole et plagioclase; les relations suivantes en permettront l'usage:

$$a_{ed} = (\text{Na} + \text{K})^A, a_{AB} = X_{\text{Na}} = (100 - \%AN)/100$$

$$Kd = (a_{ed} \cdot a_{\text{QTZ}}^4) / a_{AB} = a_{ed} / a_{AB} = 100 \cdot (\text{Na} + \text{K})^A / (100 - \%AN)$$

Le défaut principal de cette méthode se localise dans la dépendance directe de la normalisation choisie pour l'amphibole, dans le cas où plusieurs choix sont possibles. A défaut de données thermodynamiques sur l'édénite, cette méthode peut néanmoins donner des résultats fort intéressants. Dans la carte 5-4 est reportée la répartition du Kd ainsi que la température calculée.

5.6.4 Approche indirecte

Pour terminer cette discussion sur quelques possibilités offertes par les calculs thermodynamiques d'un système pétrologique complexe, on citera l'approche de Holland et Richardson (1979). Toujours dans la situation où un ensemble complet de paramètres thermodynamiques n'est pas encore disponible pour les amphiboles, ces auteurs ont présenté une idée simple et élégante: le manque de données, généralement le ΔH° d'une ou de plusieurs phases, est compensé par la connaissance de la température et pression dans une situation d'équilibre qui peut être, par exemple, la bordure de l'amphibole avec les conditions P-T du pic métamorphique.

De manière générale, une fois calculé le Kd d'une réaction, on sait que:

$$\Delta G^\circ = -R \cdot T \cdot \ln(Kd) + n \cdot R \cdot T \cdot \ln(f_{\text{H}_2\text{O}}) \quad (5.5)$$

$$\Delta G^\circ = \Delta H^\circ - T \cdot \Delta S^\circ + \Delta V_s^\circ \cdot (P-1) + \int_{298}^T \Delta C_p^\circ \cdot dT - T \int_{298}^T (\Delta C_p^\circ / T) dT \quad (5.6)$$

En connaissant P et T à l'équilibre, on peut égaliser (5.5) et (5.6), ce qui nous donne le ΔH° . Ayant ces données, on peut calculer P et T figées à l'intérieur de l'amphibole, dans le cas où elle montre une zonation chimique coeur-bordure. Dans les cas où le ΔC_p° est aussi une inconnue, Powell (1978) préconise une relation dans laquelle $\Delta C_p^\circ = -13 \text{ J}^\circ\text{K}/\text{mole}$ par mole de H_2O libérée par la réaction considérée. Une incertitude de $\pm 50^\circ\text{C}$ et $\pm 1\text{Kb}$ sur les conditions de la bordure de l'amphibole considérée comme étant à l'équilibre, n'apportent pas des modifications substantielles sur le ΔH° ainsi calculé.

Pour tester la validité de la méthode, on a recalibré, par l'intersection de deux réactions, des données expérimentales dont le résultats est reporté dans le fig. 5-14. On notera que les valeurs de T correspondent, à quelques exceptions près, aux valeurs expérimentales avec une erreur comparable à la géothermométrie classique. Les quelques valeurs nettement différentes sont très vraisemblablement à imputer à des amphiboles non rééquilibrées lors de la synthèse. Les pressions semblent correspondre nettement moins correctement que les températures, avec des erreurs de $\pm 2\text{Kb}$.

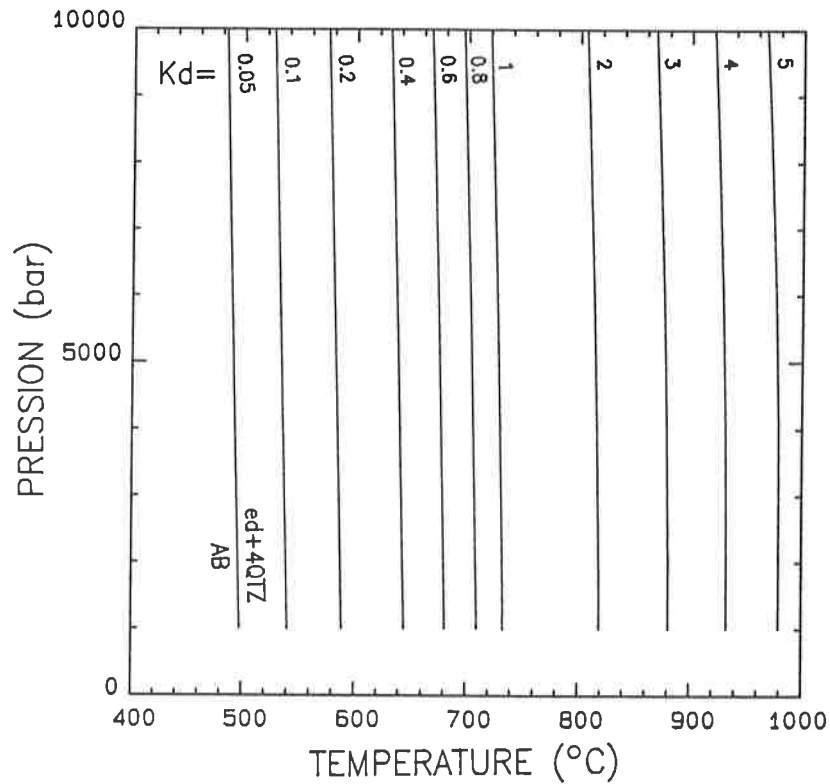


Fig. 5-12: Calibration de la réaction $AB = ed + 4QTZ$. Le K_d est représenté pour le domaine de température qui nous intéresse.

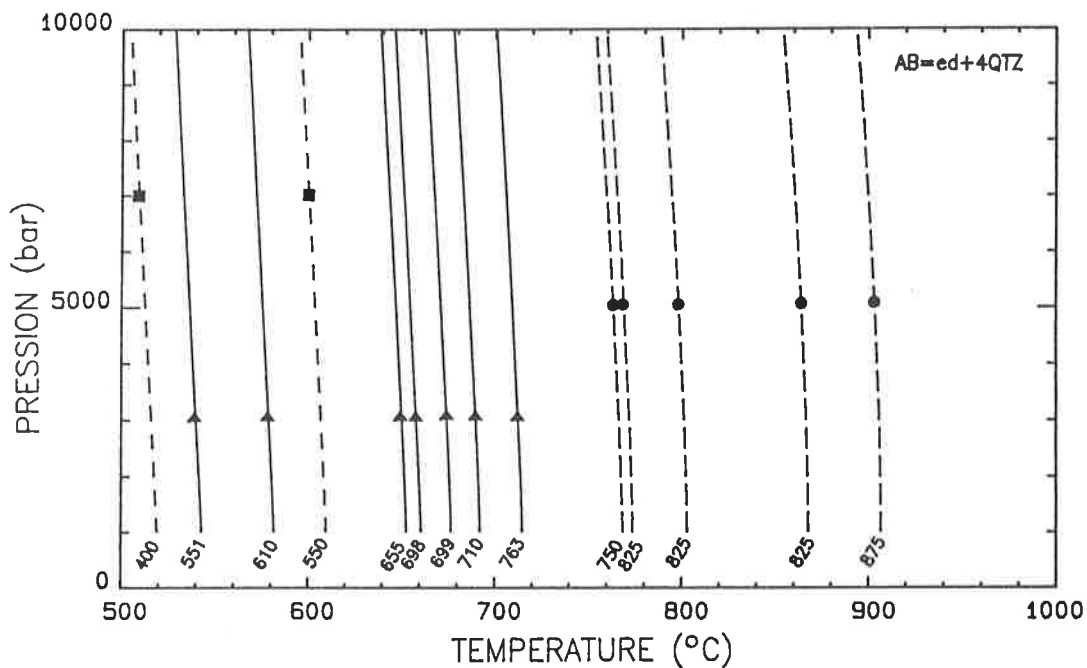
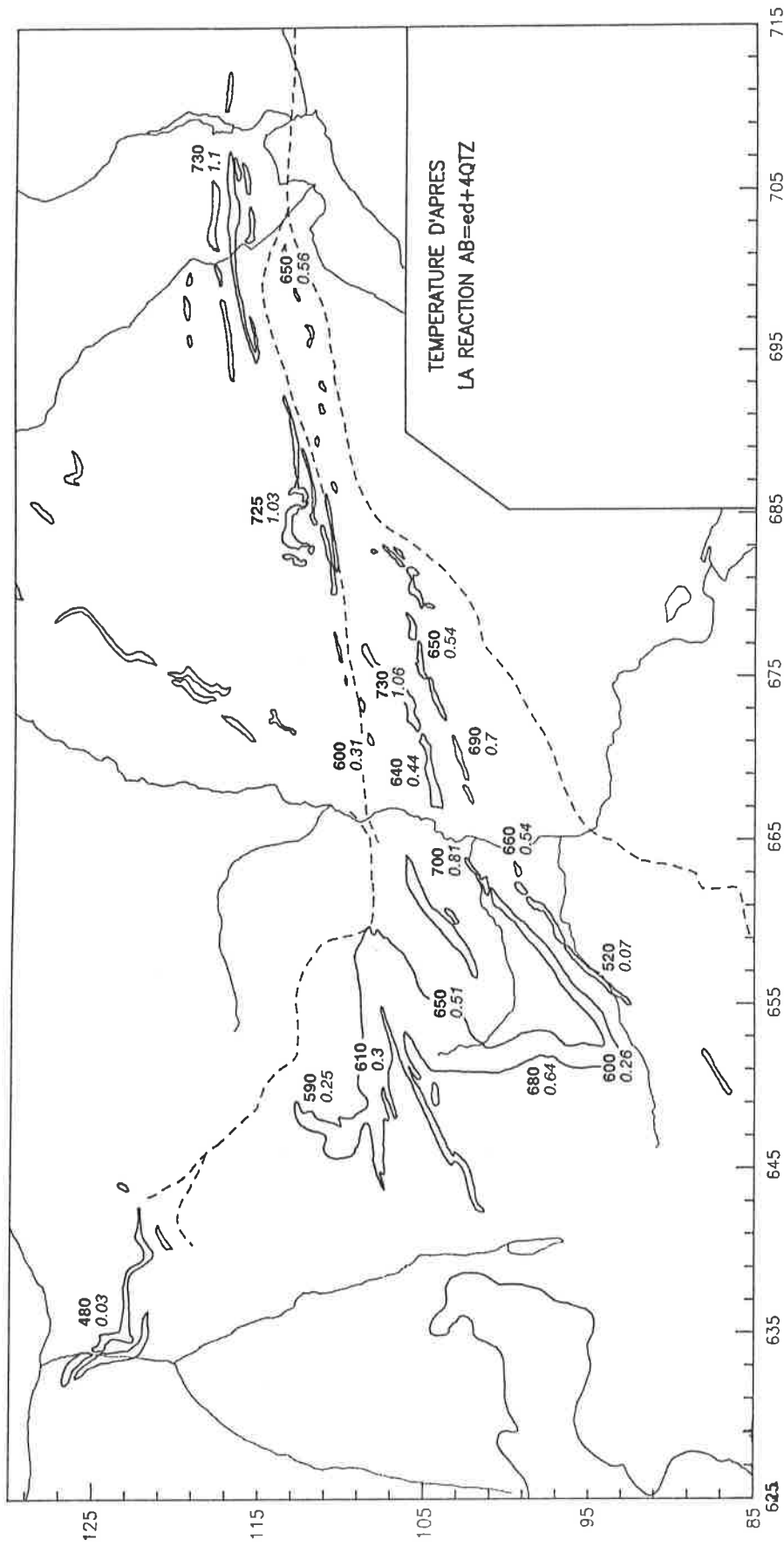


Fig. 5-13 Calibration des données expérimentales de Spear (1981, triangles, courbes continues), Apted et Liou (1983, carrés, courbes discontinues) et Helz (1973, 1976, cercles, courbes discontinues fines) à l'aide de la fig. 5-12. La plupart de ces résultats se situent dans une fourchette de $\pm 50^{\circ}C$ par rapport à la température de synthèse. Les températures expérimentales sont indiquées sur chaque courbe calculée.



Carte 5-4: Evolution régionale des Kd de la réaction $AB = ed + 4QTZ$ et des températures obtenues à l'aide du géothermomètre basé sur la répartition du Na entre amphibole et plagioclase.

Résultats

La fig. 5-15 montre la variation possible de P-T entre coeur et bordure de deux amphiboles, une du début du faciès amphibolite (MA 17-21, Antrona) et l'autre dans la partie élevée du faciès amphibolite (5-4, P.Marcio): on peut constater pour les deux échantillons une différence de température entre coeur et bordure d'environ 150°C et 250°C respectivement. Pour ces deux échantillons, on obtiendrait une température au coeur d'environ 300°C qui correspondrait aux conditions d'une phase schistes verts. Cette situation est présente de manière caractéristique le long de tout le géoprofil, aussi bien aux coeurs des amphiboles que des plagioclases, témoignant d'une évolution prograde entre coeur et bordure.

En utilisant l'intersection de deux autres réactions, on peut appliquer la même méthodologie aux amphiboles ayant un coeur très riche en Na, indiquant une relique de la phase éoalpine, constituées de barroisite et non pas de trémolite comme dans les amphiboles *communes*. Les diagrammes de la fig. 5-16 montrent, en effet, une pression bien plus élevée pour le coeur que pour la bordure de ces deux échantillons provenant de la région de Vanzone (Antrona). Evidemment, et comme déjà soulevé par Trzcinski et al. (1984), la valeur absolue de ces pressions est nettement trop élevée; ce qu'il faut néanmoins retenir c'est la présence de relique, dans les coeurs d'amphibole dont la bordure est en équilibre avec le faciès régionale mésoalpin, indiquant des pressions relativement élevées, trop élevées pour un gradient normal et donc à rattacher à la phase éoalpine. Ceci dans une paragenèse autrement parfaitement recristallisée en HBL-AN25-CHL-EP.

Pour confirmer ces observations, dans la fig. 5-17 ces deux échantillons sont reportés dans un diagramme mis au point par Laird (1977): les coeurs de ces amphiboles se trouvent bien dans le domaine des pressions moyennes à élevées.

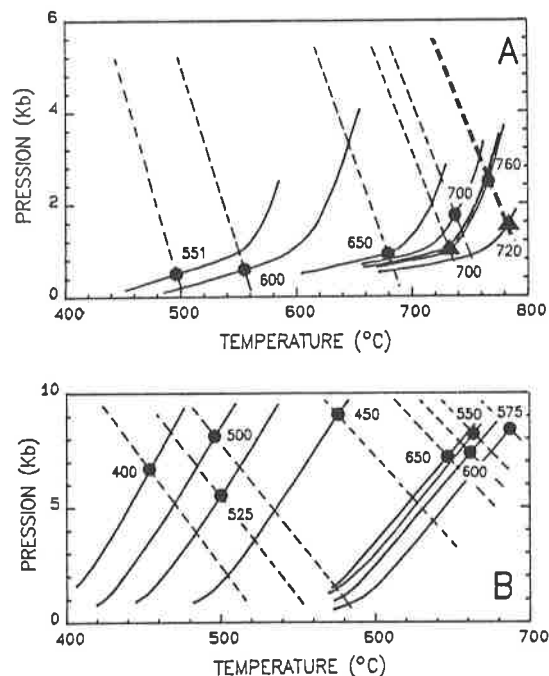


Fig. 5-14: Comparaison des températures obtenues avec la méthodes de Holland et Richardson (1979) sur des paragenèses expérimentales par l'intersection des deux réactions $TR + AB = ED + 4QTZ$ (en trait discontinu) et $25AB + 12CZ + 7CHL + 13TR = 25PARG + 86QTZ + 22H_2O$ (en trait continu). (A) Données de Spear (1981) avec calibrations sur une amphibole synthétisée à 760°C et 3Kb, triangles = 5Kb; (B) données de Apter et Liou (1983) avec calibrations sur 650°C et 7Kb.

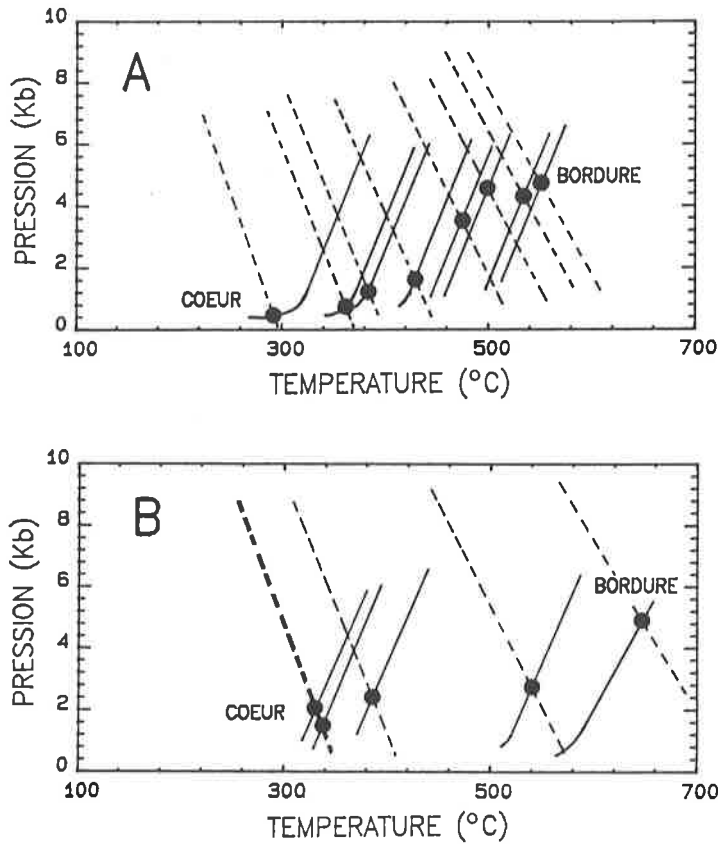


Fig. 5-15: Variation de la température entre coeur et bordure d'une amphibole de la Zone d'Antrona. (A) à l'Est du géoprofil (17-21) calibrée pour une bordure à 550°C et 5Kb et (B) à l'Ouest du géoprofil (5-4) calibrée à 650°C et 5Kb.

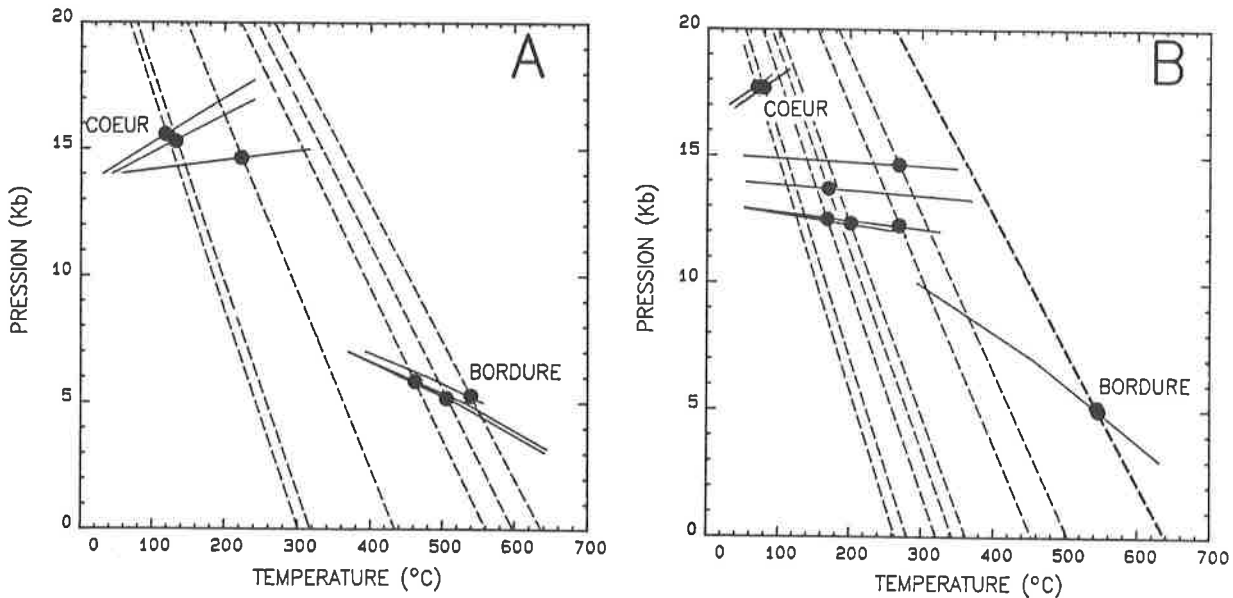


Fig. 5-16: Application de la même méthode avec les deux réactions $TR + AB = ED + 4QTZ$ (en trait discontinu) et $6TR + 50AB + 9CHL = 25GL + 6CZ + 7QTZ + 14H_2O$ (en trait continu) sur deux paragenèses de la Zone d'Antrona calibrées pour une bordure à 550°C et 5Kb contenant, aux coeurs, une amphibole barroisitique indiquant des pressions, bien que trop élevées en valeur absolue, en relation avec la phase éoalpine. a) 25-2, b) 24-18.

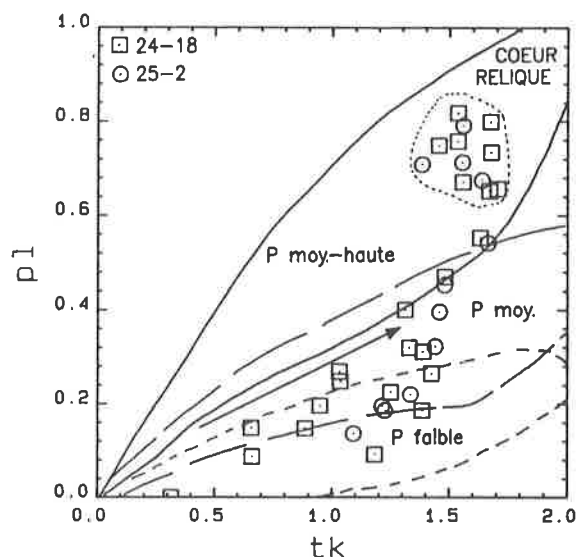


Fig. 5-17: Dans le diagramme de Laird (1977), les coeurs barroisitiques ces deux échantillons de la Zone d'Antrona se localisent bien dans le champ des pressions moyennes à élevées confirmant ainsi la présence rélictuelle de la phase éoalpine de haute pression.

5.7 Espace de réaction

5.7.1 Introduction

Thompson (1982a,b) a présenté une méthodologie très élégante pour traiter la complexité de certains systèmes pétrologiques métamorphiques, caractérisées par une évolution chimique continue des phases composant les paragenèses.

On ne citera ici qu'un bref et incomplet aperçu du traitement théorique, renvoyant le lecteur aux articles suivants: Thompson (1982 a,b,c), Thompson et al. (1982), Laird (1982, 1986), Colombi (1987, 1988).

Une phase chimique peut être représentée par l'intermédiaire d'un pôle pur (composante additive, N_{ad}) auquel on ajoute le nombre et la quantité nécessaire d'échanges (composante échange, vecteur, N_{ex}). Une amphibole pourra donc se définir par:

$$AMP = TR + \nu_i \cdot X_{ex}^j$$

où les ν_i correspondent aux i coefficients à appliquer aux j X_{ex} transformant la TR dans l'amphibole idéalisée par AMP. Les valeurs des X_{ex} se calculent pour n'importe quel pôle pur et n'importe quel sous-ensemble d'échanges par une transformation de composantes (§ 1.3.1).

Selon cette procédure, on peut formuler toute réaction comportant des phases non pures par une réaction constituée d'un ensemble de phases pures et d'échanges: on distingue ainsi des réactions continues, faisant intervenir uniquement des échanges et des réactions discontinues comportant des échanges et des composantes additives.

L'évolution d'une paragenèse métamorphique peut se rattacher au concept de progression le long d'une réaction décrivant une évolution métamorphique prograde ou rétrograde. Une réaction discontinue est caractérisée par une progression qui est en fonction de la composition chimique totale et de la composition chimique des phases composant la roche. On peut calculer cette progression, ou avancement, de deux manières différentes. La première consiste à considérer les pourcentages modaux des phases additives dans la réaction; la relation liant les i % modaux finaux (n_i) avec les i % modaux initiaux (n_i^0) et les avancements (ξ) le long des k réactions est la suivante (Ferry, 1984):

$$n_i = n_i^{\circ} + \sum_k \nu_{ik} \cdot \xi_k$$

Les données nécessaires pour cette première méthode sont uniquement les valeurs des pourcentages modaux.

La deuxième possibilité consiste à utiliser la valeur des échanges ainsi que la composition chimique totale de la roche. Cette deuxième méthode, utilisée dans le présent travail, n'est applicable qu'avec la connaissance complète de tous les paramètres chimiques du système. La relation reliant l'avancement le long d'une réaction avec la valeur des échanges se calcule comme suit.

Si n_{ox} est le nombre d'oxygène et n_{mol} le nombre de moles respectivement des composantes additives et échanges, les variations du nombre d'oxygène (N_{ox}) pour les j composantes additives et du nombre de moles (N_{mol}) pour les jj échanges dans une réaction, est défini par les relations:

$$N_{\text{ox}}[n_{\text{ad}}]_j = n_{\text{ox}}[n_{\text{ad}}]_j / \sum_j n_{\text{ox}}[n_{\text{ad}}] \quad (5.7)$$

$$N_{\text{mol}}[n_{\text{ex}}]_{jj} = n_{\text{mol}}[n_{\text{ex}}]_{jj} / \sum_j n_{\text{ox}}[n_{\text{ad}}] \quad (5.8)$$

Les Δn_{ad} et les Δn_{ex} sont définis par la variation, sur toutes les réactions du système, des N_{ox} et N_{mol} respectivement:

$$\Delta n_{\text{ad}} = \sum_k N_{\text{ox}}[n_{\text{ad}}] \cdot \xi_k \quad (5.9)$$

$$\Delta n_{\text{ex}} = \sum_k N_{\text{mol}}[n_{\text{ex}}] \cdot \xi_k \quad (5.10)$$

La quantité initiale d'une phase additive (n_{ad}°) nous permet de définir la relation suivante:

$$\Delta n_{\text{ad}} = n_{\text{ad}} - n_{\text{ad}}^{\circ} \quad (5.11)$$

La variation des échanges est aussi définie par:

$$\Delta n_{\text{ex}} = X_{\text{ex}} \cdot n_{\text{ad}} / N_{\text{ox}}[n_{\text{ad}}] \quad (5.12)$$

Afin d'éliminer les n_{ad} inconnus, on isole de (5.11) et (5.12):

$$n_{\text{ad}} = \Delta n_{\text{ad}} + n_{\text{ad}}^{\circ} \quad (5.13)$$

$$n_{\text{ad}} = N_{\text{ox}}[n_{\text{ad}}] \cdot \Delta n_{\text{ex}} / X_{\text{ex}} \quad (5.14)$$

En égalisant (5.13) et (5.14) on élimine les n_{ad} et on trouve:

$$N_{\text{ox}}[n_{\text{ad}}] \cdot \Delta n_{\text{ex}} = X_{\text{ex}} \cdot \Delta n_{\text{ad}} + X_{\text{ex}} \cdot n_{\text{ad}}^{\circ} \quad (5.15)$$

En remplaçant finalement les Δn_{ad} et les Δn_{ex} par les relations (5.9) et (5.10) on obtiendra une relation faisant intervenir uniquement la valeurs des échanges (X_{ex}) et la valeurs des phase additives initiales (n_{ad}°) permettant de calculer l'avancement le long des réactions:

$$N_{\text{ox}}[n_{\text{ad}}] \cdot \sum_k N_{\text{mol}}[n_{\text{ex}}] \cdot \xi_k = X_{\text{ex}} \cdot \sum_k N_{\text{ox}}[n_{\text{ad}}] \cdot \xi_k \quad (5.16)$$

L'avancement le long d'une réaction peut s'arrêter pour trois principales raisons: (a) si on atteint une situation d'équilibre métamorphique, (b) si une des phases réactantes est complètement utilisée et (c) si un des échanges atteint sa capacité maximale.

Ces considérations ont été exploitées par Thompson (1982c) pour la définition du polyèdre de réaction formé par un volume, dans l'espace de réaction, dans lequel une paragenèse peut évoluer. L'origine d'un tel espace de réaction est définie par une paragenèse qui n'est pas encore affectée par les réactions sur les axes de base. Les faces délimitant le polyèdre de réaction représentent la disparition des N_{ad} et les capacités *maximales* et *minimales* des échanges. La présence ainsi que l'orientation des faces sont fonction uniquement de la composition chimique totale. Une roche, dont la paragenèse aura évolué le long des réactions définies sur les axes, sera représentée par un point à l'intérieur du polyèdre de réaction: les coordonnées du vecteur se reliant à l'origine représentent les avancements le long des réactions de base. Ce n'est que pour des problèmes de représentation graphique qu'on restreint à trois le nombre de réactions considérées en même temps.

Dans Colombi (1988), un ensemble de programmes pour IBM-PC et PDP-11 est présenté, permettant l'automatisation complète de la construction de l'espace de réaction et en particulier: le choix des réactions de bases, les calculs des règles d'avancement le long des réactions choisies, la définition des faces du polyèdre de réaction, le calcul des coordonnées des paragenèses dans l'espace ainsi que la représentation graphique finale à trois ou à deux dimensions.

5.7.2 Utilisation de l'espace de réaction

Deux utilisations principales ont été mises en évidence pour des réactions décrivant une évolution prograde:

- (a) une calibration avec des données expérimentales disponibles ainsi qu'avec des données provenant de paragenèses naturelles,
- (b) la forme et la topologie du polyèdre, en tant qu'élément permettant de prévoir l'évolution à des conditions métamorphiques plus élevées de celles définies à son origine.

Calibration

La calibration de l'espace de réaction a débuté par les travaux de Thompson et al. (1982) et Laird (1982, 1986) avec les données expérimentales de Moody et al. (1983), Apted et Liou (1983), Liou et al. (1974) ainsi que par une comparaison avec les paragenèses des métapélites associées aux schistes mafiques du Vermont (U.S.A.).

Dans ces travaux, le polyèdre de réaction a été modélisé sur une composition chimique moyenne dans lequel on calculait la position des paragenèses expérimentales et naturelles dont les compositions chimiques ne correspondaient pas forcément à celle utilisée pour la construction du polyèdre.

Dans l'approche présentée ici, la progression de chaque paragenèse a été calculée en tenant compte de sa propre composition chimique totale; ce qui revient, en d'autres termes, à calculer un polyèdre pour chaque paragenèse.

Dans la fig. 5-18 est représenté un essai de calibration de l'espace de réaction pour des paragenèses à AMP-PLG-CHL-EPI-QTZ, constitué par les mêmes réactions que dans Thompson et al. (1982) et Laird (1986) s'appliquant au passage du faciès schistes verts au faciès amphibolite faible à moyen et schiste bleu. En (A) on a utilisé pour chaque échantillon sa composition chimique totale, alors qu'en (B) on a modélisé les échantillons sur la composition chimique d'un metabasalte et en (C) sur celle d'un métamagnésio-gabbro. On peut constater que dans le diagramme (A) les échantillons représentant des températures similaires se regroupent mieux dans les deux autres (B et C). C'est pour cette raison que dans ce travail on utilise la composition chimique propre à chaque échantillon lors du calcul de sa position dans l'espace de réaction.

Dans la fig. 5-19 on a ajouté les données expérimentales au même espace de réaction que dans la fig. 5-18.

Pour les paragenèses dépourvues de CHL (faciès amphibolite moyen et élevé) il faut concevoir d'autres réactions ne faisant pas intervenir cette phase. Dans le système ouvert NCMASH (Na_2O , CaO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 et H_2O) avec AMP-PLG-EPI-QTZ, on ne peut pas trouver un nombre de réactions linéairement indépendantes égale au nombre d'échanges utilisés⁴⁾, contrairement au cas précédent. Cette condition s'avère nécessaire si on veut pouvoir résoudre un système d'équations carré (donc ni sous-dimensionné avec moins d'échanges que de réactions et ni sur-dimensionné dans le cas contraire). Si le système est sur-dimensionné, on peut toujours trouver une solution approximée, mais c'est une option que, dans ce cas, n'apporterait plus des résultats suffisamment fiables. Par contre si on sait qu'un des échanges est très peu *actif* on peut l'éliminer des calculs ce qui nous donnera finalement un système carré facile à résoudre.

On peut définir un système ouvert dans NCMASH avec AMP-PLG-EPI-QTZ et *tk-pl-ed-mc* avec les trois réactions suivantes:

- (a) $\text{AB} = \text{ed} + 4\text{QTZ}$
- (b) $6\text{CZ} + \text{TR} + 5\text{tk} + 14\text{pl} + 7\text{QTZ} = 14\text{AB} + 4\text{H}_2\text{O}$
- (c) $2\text{CZ} = \text{TR} + 3\text{tk} + 2\text{mc} + \text{QTZ}$

Ces réactions déterminent un système à trois inconnues (les avancements le long des trois réactions) et quatre équations (les échanges): un examen attentif des analyses des amphiboles calciques naturelles et expérimentales nous révèle que l'échange *mc* (CaMg_{-1}) est souvent très faible ($X_{\text{mc}} < 0.005$), on peut donc exclure cet échange, sans produire une trop grande erreur, ce qui nous conduit finalement à un système carré de troisième ordre.

La fig. 5-20 montre la calibration de ces trois réactions à l'aide (a) des mêmes données expérimentales que dans la fig. 5-19 avec en plus les données de Helz (1973, 1976) et (b) avec les données naturelles toujours calibrées avec la teneur en Ti dans l'amphibole. Ces deux dernières figures démontrent la validité du concept d'espace de réaction et, bien que non définitive, son utilisation possible comme géothermomètre ou géobaromètre en fonction des réactions choisies.

Ce qui demeure intéressant dans cette approche quantitative est la prise en compte de toutes les données caractérisant une roche: sa composition chimique totale ainsi que celles de toutes les phases composant sa paragenèse.

Une calibration plus fine sera possible avec une plus grande masse de données expérimentales, notamment avec différentes compositions chimiques totales afin de bien mettre en évidence la relation roche=minéral.

⁴⁾ par exemple trois réactions avec les trois échanges *tk*, *pl*, *ed*

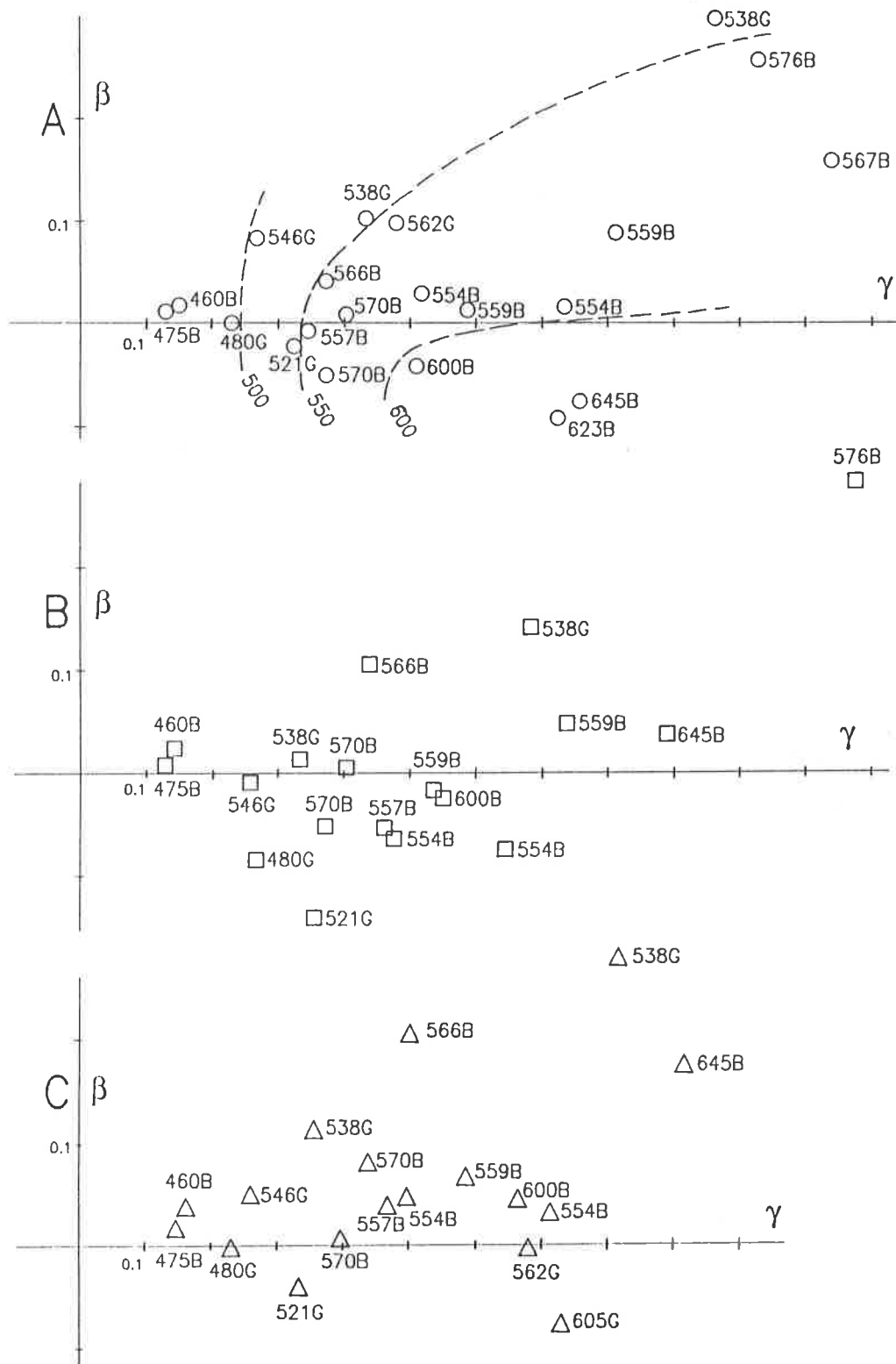


Fig. 5-18: Espace de réaction basé sur les trois réactions α) $AB = ed + 4QTZ$, β) $22AB + 2CHL = 5TR + 15k + 22pl + 6CZ + 7QTZ$, γ) $12CZ + 7CHL + 14QTZ = 12TR + 25k + 22H_2O$. Projection le long de α sur le plan $\beta\gamma$. La température de ces échantillons a été calculée par la teneur en Ti de l'amphibole. (A) Modélisation avec pour chaque échantillon sa propre composition chimique de roche totale, (B) tous les échantillons modélisés avec la composition d'un metabasalte (17-9) et (C) avec la composition d'un métamagnésio-gabbro (17-4). Pour ne pas surcharger le diagramme, on a évité de reporter les projections des polyèdres de réaction.

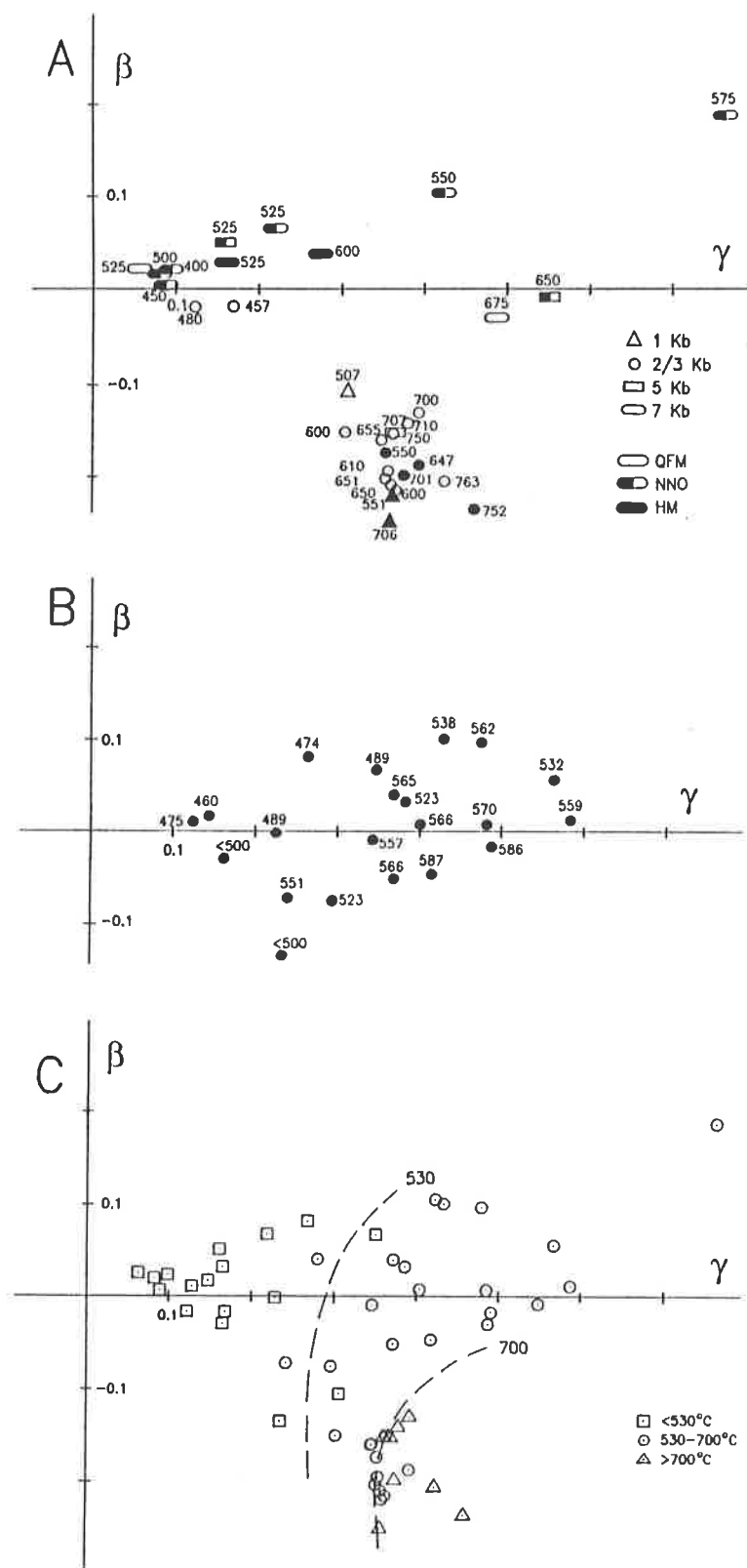


Fig. 5-19: Même espace de réaction que dans la fig. 5-18. (A) données expérimentales de Apter et Liou (1983), Liou et al. (1974) et Spear (1981); (B) paragenèses naturelles de ce travail calibrées avec la teneur en Ti de l'amphibole (§ 5.5) et (C) superposition des deux précédents diagrammes avec une esquisse des isothermes.

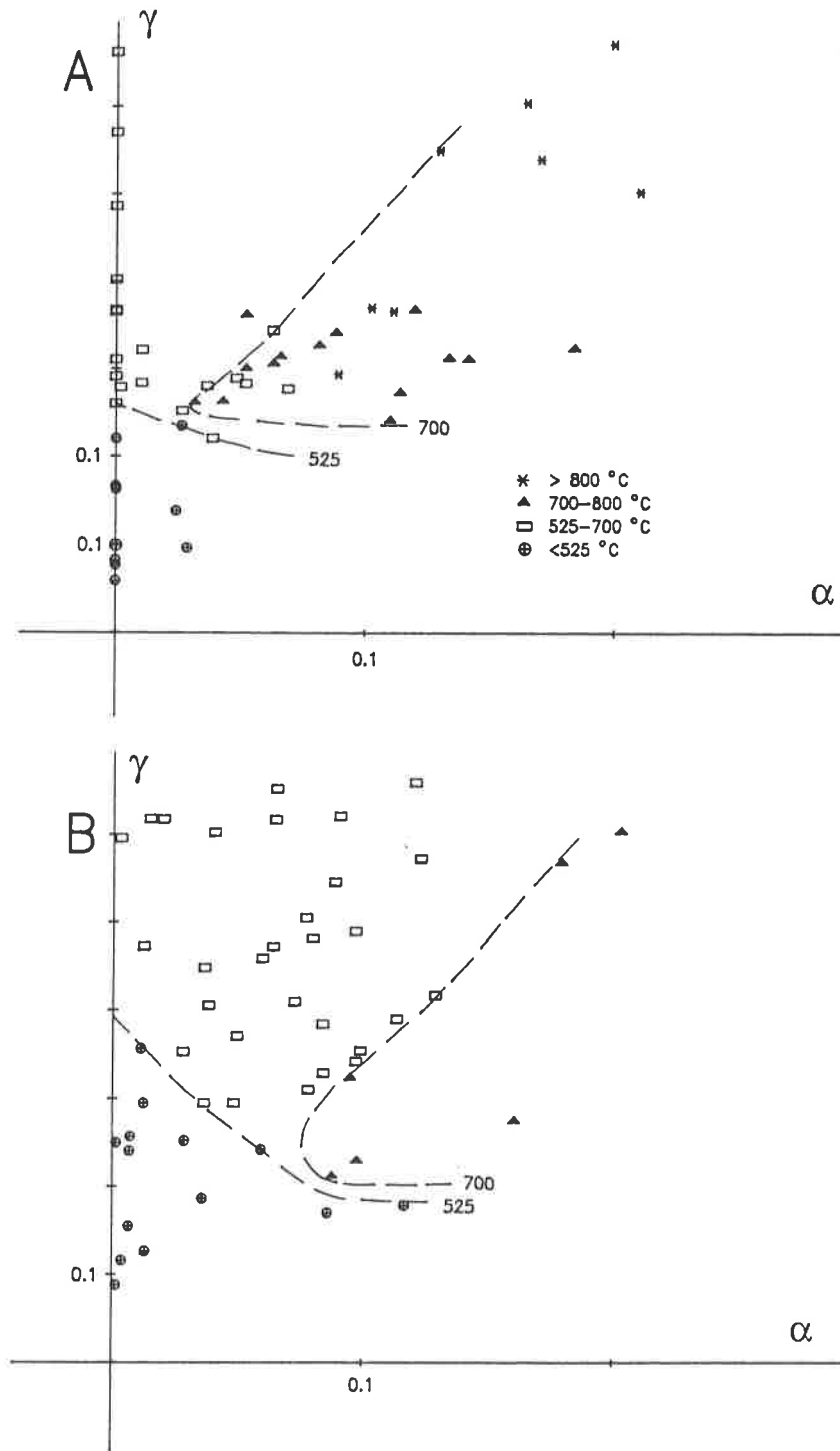


Fig. 5-20: Espace de réaction basé sur les trois réactions $\alphaAB = ed + 4QTZ$, β) $6CZ + TR + 5tk + 14pl + 7QTZ = 14AB + 4H_2O$ et γ) $2CZ = TR + 3tk + 2mc + QTZ$ projeté sur le plan $\alpha\gamma$. (A) données expérimentales de Apter et Liou (1983), Liou et al. (1974), Spear (1981) et Helz (1973, 1976); (B) paragenèses naturelles de ce travail calibrées avec la teneur en Ti de l'amphibole.

Forme du polyèdre de réaction

La définition du polyèdre de réaction (§ 5.7.1) permet d'interpréter sa forme (volume et orientation des faces) à des fins prévisionnelles, à savoir, la manière dont certaines phases pourraient évoluer, ayant à disposition leur propre composition chimique, le long des réactions de base.

Sur la fig. 5-21 sont représentés, pour les mêmes réactions que dans la fig. 5-18, deux exemples du polyèdre de réaction pour deux types de roches fréquemment rencontrées dans le géoprofil étudié: les metabasaltes et les métamagnésiogabbros dont les paragenèses, pour différents degrés métamorphiques, ont été présentées dans le chapitre 2. Les différences entre les paragenèses de ces deux types de roches vis-à-vis du métamorphisme peuvent s'expliquer en partie par l'analyse du polyèdre de réaction.

Les metabasaltes ne possèdent que rarement la face $[pl-]$ alors qu'elle est toujours présente dans les métamagnésiogabbros. La face $[pl-]$ représente la progression complète de l'échange pl (AN100% pour le plagioclase). Dans les métamagnésiogabbros, la progression vers un plagioclase très calcique n'est limitée que par la capacité maximale de l'échange pl (formation potentielle de AN) alors que dans les metabasaltes, d'autres faces, notamment la face $[QTZ]$, sont *active* avant $[pl-]$, ce qui signifie en d'autres termes que pour la composition basaltique c'est la faible quantité de quartz disponible qui empêché la formation d'un plagioclase très calcique.

Les metabasaltes sont souvent dépourvus de la face $[AB]$ et donc leur progression le long des réactions α et β ne sont pas limitées par la quantité *initiale* d'albite. L'évolution de l'amphibole n'est finalement limitée que par la face $[sh]$ ⁵⁾ alors que dans les métamagnésiogabbros elle est limitée par une plus faible quantité d'albite *initiale*. Cela peut expliquer, jusqu'au faciès amphibolite moyen, pourquoi les amphiboles des roches gabbroïques sont moins évoluées que celles des metabasaltes.

Toujours dans la fig. 5-21 on peut remarquer comme les métamagnésiogabbros sont caractérisés par un polyèdre avec un volume nettement plus important que les metabasaltes. Un volume important est synonyme de paragenèse monotone même pour des grandes progressions le long des réactions de base. Ces progressions se traduiront par des grandes zonations chimiques des minéraux.

Dans les metabasaltes, par contre, le faible volume indiquerait des zonations chimiques moins étendues ainsi qu'une tendance à une plus grande variabilité des phases dans la paragenèse, vu que, pour une progression comparable aux roches gabbroïques, les metabasaltes sortiront plus facilement de leur polyèdre de réaction, synonyme de perte d'une phase (ou limite de la capacité d'un échange) éventuellement liée au gain d'une nouvelle phase (CPX dans le faciès amphibolite élevé, par exemple).

⁵⁾ limite d'existence des clin amphiboles: $X_{pl} = X_{tk} + X_{ed}$

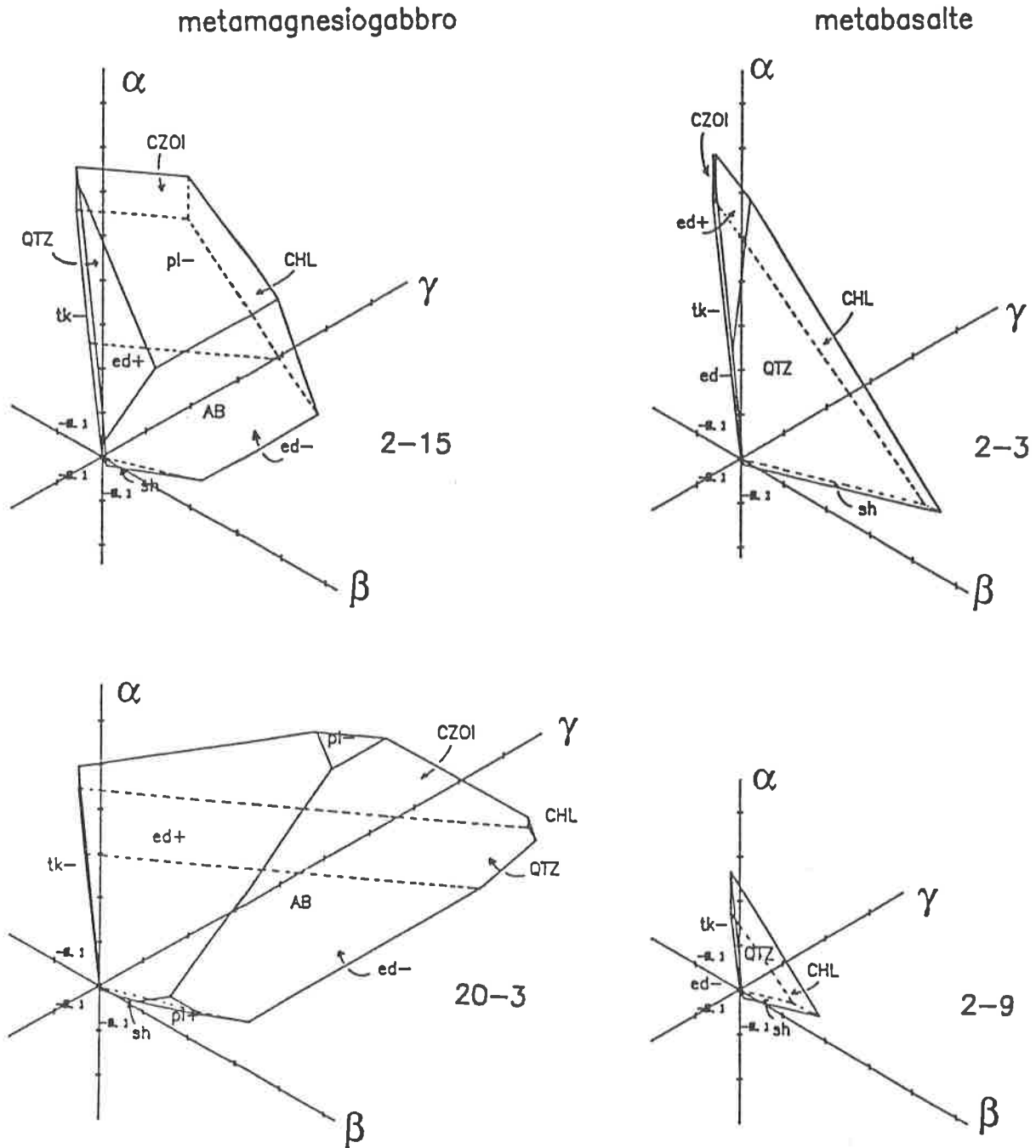


Fig 5-21: Forme du polyèdre de réaction basé sur l'espace de réaction de Fig. 5-18 (α) $AB = ed + 4QTZ$, β) $22AB + 2CHL = 5TR + 15tk + 22pl + 6CZ + 7QTZ$, γ) $12CZ + 7CHL + 14QTZ = 12TR + 25tk + 22H_2O$). Deux échantillons de métamagnésiogabbros et deux de metabasaltes sont représentés. Les limites des faces cachées par la perspective sont en trait discontinu.

CHAPITRE 6

CONCLUSION

6.1 Evolution métamorphique régionale

Dans la figure 6-1 et 6-2, on résume l'évolution des isogrades le long du géoprofil Viège-Domodossola-Locarno. Tilley (1925) a défini l'isograde comme une ligne sur une carte marquant la première apparition d'un nouveau minéral index du métamorphisme ou un nouveau assemblage. Selon cette définition d'une part et comme le système mafique est caractérisé surtout par l'évolution d'échanges chimiques entre les mêmes minéraux d'autre part, la seule véritable isograde serait l'apparition du clinopyroxène dans le faciès amphibolite élevé et éventuellement l'apparition de l'oligoclase au début du faciès amphibolite.

Bien que moins facilement localisables, les changements dans le chimisme de l'amphibole et le plagioclase ont été tracés.

Dans la fig. 6-2 sont reportées les isothermes résultant des calibrations développées dans ce travail, à savoir la relation entre température et teneur en Ti dans l'amphibole et la calibration de la réaction $AB = ed + 4QTZ$.

Pour ce qui concerne la calibration grenat-biotite dans les métapélites, il est évident que selon l'équation utilisée on obtient des températures relativement différentes et notamment les valeurs localement très élevées (> 700°C au V.Anzasca, P.Marcio, P.Ragno et à Arcegno; cf. carte 5-1) sont à imputer à une excessive correction de la calibration de Ganguly (1979).

La calibration grenat-amphibole (Graham et Powell, 1984) semble donner des températures en moyenne plus faible même que celle de Ferry et Spear (1978), exception faite pour deux échantillons à Cardada qui montrent des températures nettement trop élevées (> 770°C !).

La calibration de la réaction $AB = ed + 4QTZ$ donne des températures trop élevées dans la région occidentale du géoprofil (Zone d'Antrona E): le fait d'avoir choisi des modèles simples pour le calcul des activités semble jouer un rôle important surtout lorsque les activités d'anorthite et edenite sont faibles.

La calibration basée sur la teneur en Ti dans l'amphibole montre l'évolution régionale la plus cohérente, avec néanmoins quelques valeurs relativement élevées (> 700°C au P.Marcio): pour des pressions de l'ordre de 6-7 Kb, à ces températures on devrait observer un début d'anatexis dans les roches granitiques. Cela est bien observable dans la région de Cardada où nombreuses pegmatites sont présentes, mais au M.Ziccher et au P.Marcio les températures ainsi trouvées peuvent être un peu trop élevées.

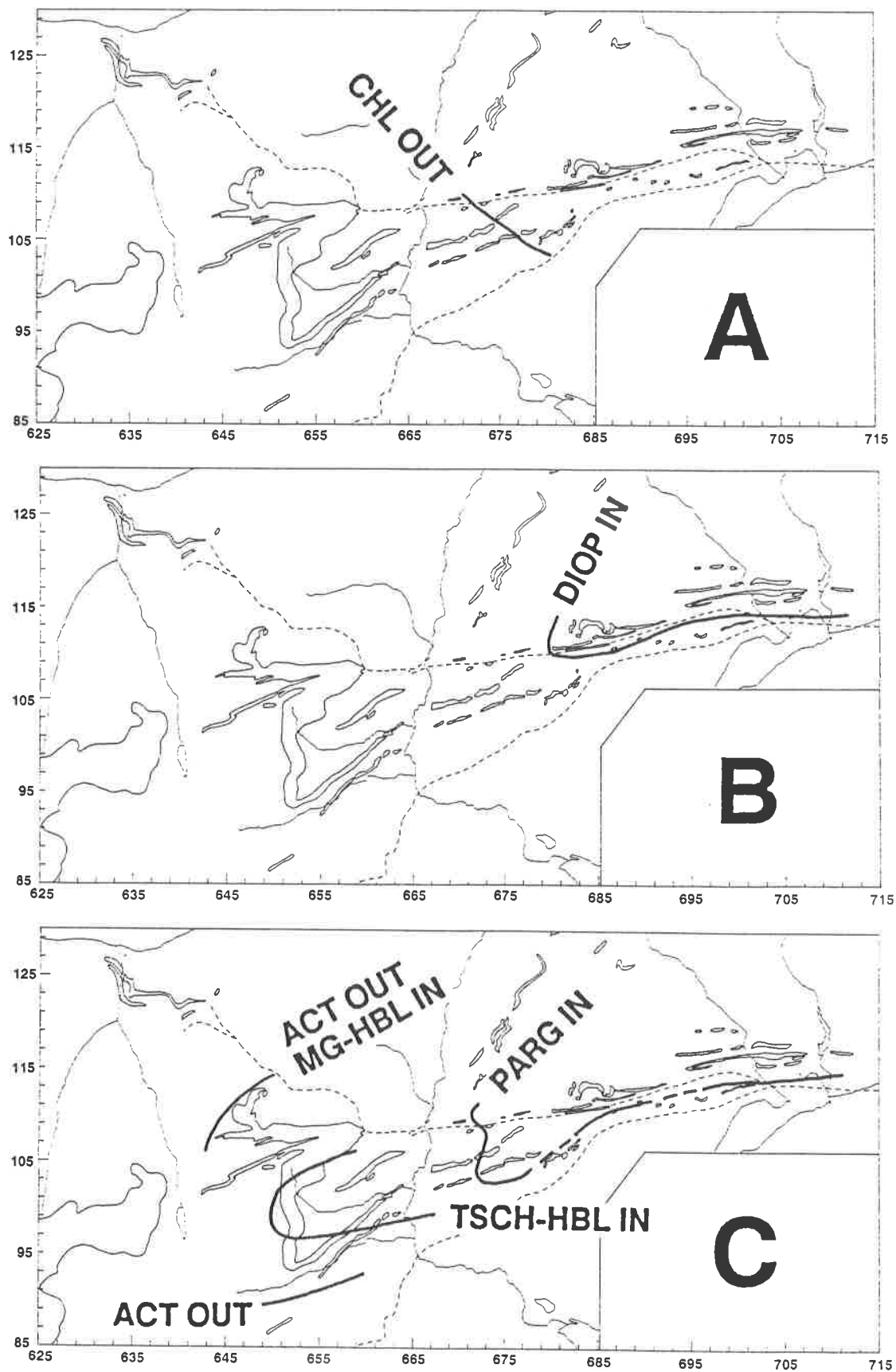


Fig. 6-1: Localisation des *isogrades* le long du géoprofil étudié. (A) Disparition de la chlorite. (B) Apparition de clinopyroxène dans une paragenèse à l'équilibre. (C) Evolution du chimisme de l'amphibole d'après la nomenclature de Leake (1978).

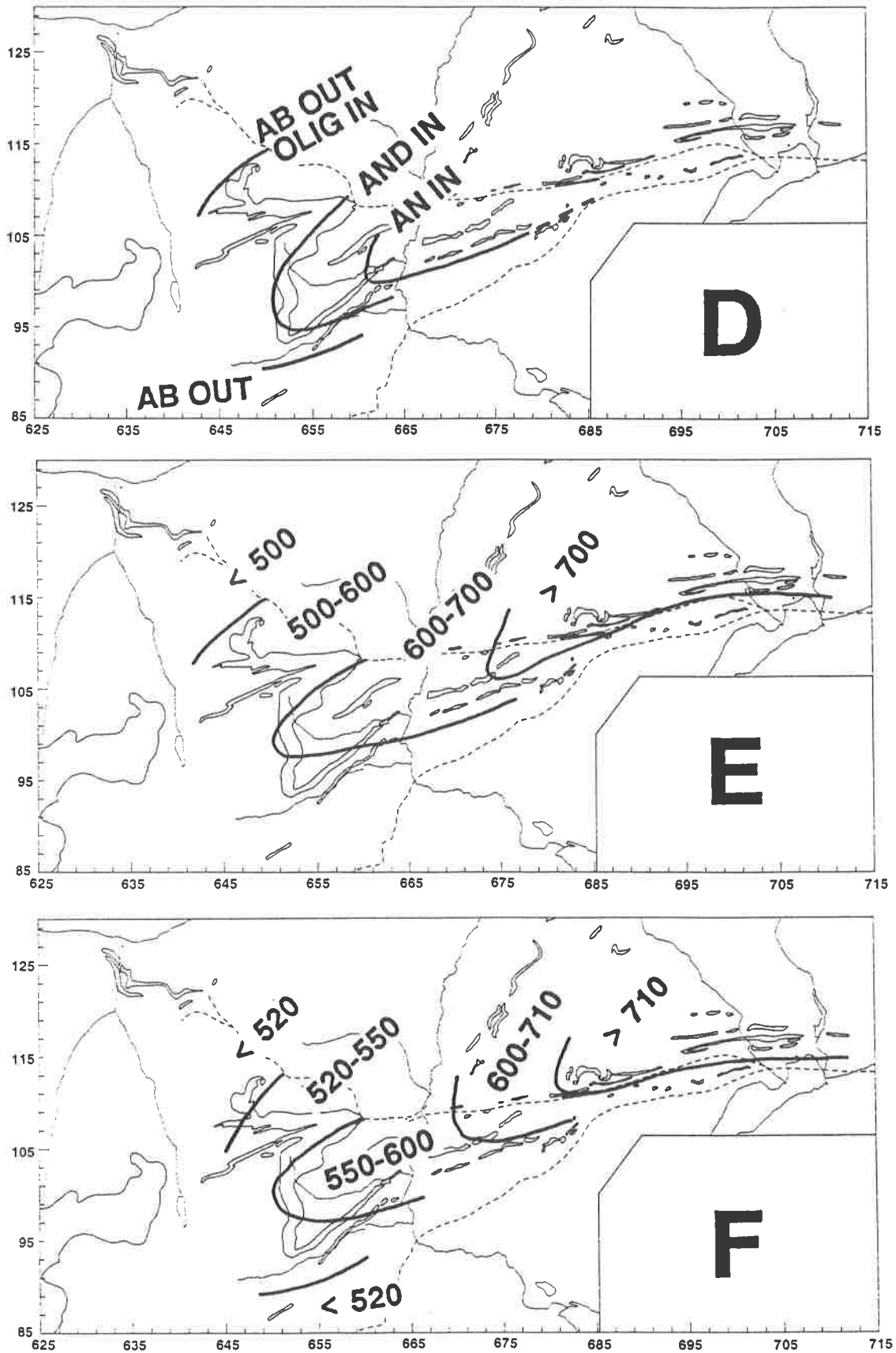


Fig. 6-2: Localisation des *isogrades* le long du géoprofil étudié. (D) Apparition d'oligoclase et andésine dans la bordure des blastes de plagioclase, avec souvent encore un cœur albitique. Apparition d'anorthite, comme pseudomorphose d'épidote dans les métamagnésio-gabbros. (E) Répartition de la température obtenue à l'aide de la calibration de la réaction $AB=ed+4QTZ$. (F) Répartition de la température basée sur la teneur en titane dans l'amphibole.

6.2 Evolution pression-température-temps

De manière tout à fait générale, les caractéristiques de la plupart des domaines métamorphiques connus, peuvent se résumer par les trois situations paléodynamiques suivantes:

- faciès de moyenne pression: engendrés par un épaissement crustal dont la mise en surface est effectuée uniquement par érosion;
- faciès de haute pression: engendré par l'enfouissement par subduction suivi par une *rapide* remontée;
- faciès de faibles pression: engendré par la mise en place de batholite avec un considérable apport de chaleur.

Dans la fig. 6-3 (Thompson et Ridley, 1987; Thompson et England, 1984), est schématisée l'évolution spatio-temporelle d'une roche ayant atteint un faciès de haute pression (par subduction) et étant remontée ensuite à la surface. Pour une remontée rapide (chemin I), on aura conservation de l'assemblage de haute pression et basse température, pour une remontée lente (moins de 1 mm/a), la roche se réchauffe, effaçant ainsi le faciès de haute pression pour ne présenter que celui de moyenne pression. Dans ce cas, T_{max} est atteinte après P_{max} lors de la remontée des isogrades. A ce schéma classique d'une évolution rétrograde, il faut ajouter le problème de l'évolution prograde, que beaucoup d'auteurs ont négligé dans leur modélisation. Notamment, dans différents articles inspirés de Thompson et England (1984), le problème de l'histoire prograde est considéré comme épaissement *instantané* de la croûte dans tous les modèles ou encore on ne présente que l'évolution rétrograde des roches (Thompson et Ridley, 1987, pag. 34).

Dans un de ces articles, Day (1987) caractérise l'évolution d'un terrain lors d'un enfouissement (par subduction ou épaissement de la croûte) par une **première période** de temps dans laquelle il reste en profondeur, en se chauffant; une **deuxième période** dans laquelle il commence à remonter vers la surface et pendant laquelle il passe vers un point à T_{max} (représentant le pic *thermique* métamorphique) et une **troisième longue période** de refroidissement jusqu'à la surface. Dans ces modèles, l'érosion est juste suffisante pour enlever la quantité de roche qui remonte. Ce qui est très intéressant de constater, c'est que plus la période de *non remontée* est grande, plus T_{max} sera élevée. De plus, on constate que la remontée est un important élément pour la distribution des isogrades (Day, 1987, fig. 12): des remontées différentielles peuvent donner naissance à des paragenèses et des âges distincts dans des régions topographiquement rapprochées.

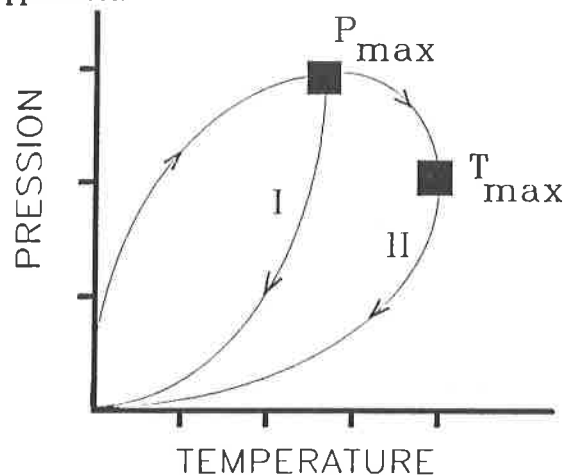


Fig. 6-3: Schéma repris de Thompson et Ridley (1987) montrant le décalage entre P_{max} et T_{max} lors d'une évolution P-T-t d'un terrain subducté en fonction de la vitesse de remontée: dans le chemin II, à vitesse lente, la roche atteint une température plus élevée que la température à P_{max} .

Dans le géoprofil Viège-Domodossola-Locarno, on doit reconstruire une évolution P-T-t constituée par la phase éoalpine de haute pression suivie par son chemin rétrograde ainsi que par la phase mésoalpine prograde depuis le faciès schistes verts jusqu'au faciès amphibolite élevé (fig. 6-4; cf. Schmid et al., 1987).

Dans les travaux de Hurford et Hunziker (1985, fig. 2), Martinotti et Hunziker (1984, fig. 6) et Hurford et al. (1988, comm. pers.) on retrouve une augmentation possible de température vers 35-40 Ma, qui pourrait correspondre à notre évolution prograde, mais qui reste néanmoins très limitée (150-200°C).

Dans les diagrammes synthétiques de la fig. 6-4, on présente une évolution possible P-T-t le long du géoprofil considéré. La phase de haute pression et basse température provoquée par la subduction au Crétacé aurait donné naissance aux paragenèses à omphacite-grenat-albite (phase éoalpine) qu'on ne retrouve plus que sous la forme de "boudins" de métaéclogite à l'intérieur de grandes masses d'amphibolites. Au début de la remontée on passe vers une température maximale (pour la phase éoalpine) qui s'est manifestée par la présence de glaucophane ainsi que d'amphibole à chimisme barroisitique-winchitique (chemin a) toujours à des pressions moyennes à élevées. La zonation chimique des blastes d'amphiboles, nous montre que la remontée vers la surface s'est déroulée de manière différentielle: dans la partie occidentale du géoprofil, on a atteint les conditions du faciès schistes verts ou amphibolite faible alors que dans la partie orientale il ne semble pas qu'on ait atteint des conditions inférieures au faciès amphibolite moyen. Depuis ces conditions, un métamorphisme prograde se développe (phase mésoalpine), atteignant le faciès amphibolite moyen dans la partie Ouest et le faciès amphibolite élevé dans la partie Est du géoprofil.

Le rattachement à la **phase mésoalpine prograde** de moyenne pression peut s'effectuer par trois possibles chemins: (I) dans la partie occidentale du géoprofil avec le développement de paragenèses parfaitement recristallisées dans le faciès schistes verts (c) suivies par des paragenèses stables dans le faciès amphibolite moyen; (II) dans la partie orientale du géoprofil, où on n'a pas atteint des conditions de température aussi faibles comme point de départ de l'évolution prograde, avec des paragenèses du faciès amphibolite élevé à clinopyroxène (d). On ne peut pas exclure que localement on ait pu passer depuis les paragenèses (b) aux paragenèses (d) sans faire intervenir une phase prograde.

La partie orientale du géoprofil (domaine des Alpes *Lépointines*) est caractérisée par des âges entre 15 et 30 Ma (Hurford, 1986), alors que dans la partie occidentale on retrouve des âges entre 30 et 35 Ma: la région de Locarno est donc restée enfouie plus longtemps que la partie Ouest (Zone d'Antrona), développant ainsi un faciès amphibolite élevé avec des amphiboles chimiquement peu zonées alors qu'à Antrona les zonations des amphiboles sont nettement plus développées. On pourrait imaginer une surface de remontée depuis l'Ouest vers l'Est inclinée vers le bas dans sa partie orientale, permettant ainsi une remontée différentielle des divers compartiments.

Néanmoins, il ne faut pas considérer la différence de la période de temps passée en profondeur entre la partie Ouest et Est comme la seule responsable du gradient métamorphique observé: dans la région du Simplon, au Nord de la ligne du même nom, on retrouve des âges bien plus jeunes que dans la région de Locarno (8-15 Ma, Hunziker, comm. pers.), sans pour autant y observer un métamorphisme plus intense.

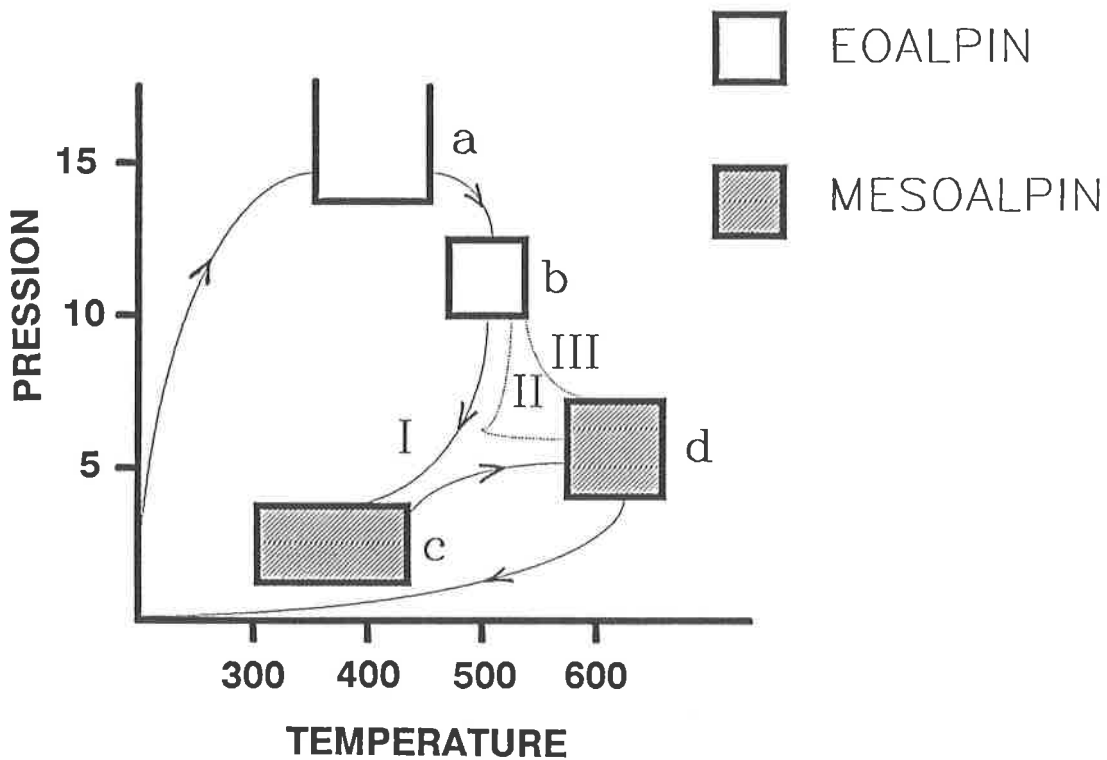


Fig. 6-4: Evolution possible P-T-t le long du géoprofil Viège-Domodossola-Locarno. Après la phase éoalpine de haute pression il faut invoquer, en plus de l'évolution rétrograde normale (chemin a et I), une période lors de la phase mésoalpine où la température a augmenté afin d'expliquer toutes les paragenèses (traitées dans ce travail) qui montrent invariablement des conditions de température plus élevées dans les bordures (600-700°C) des blastes d'amphiboles et plagioclases par rapport aux températures indiqués par les coeurs (400-500°C).

6.3 Résultats principaux du présent travail

L'apport original de ce travail peut être résumé par les points suivants:

- mise en évidence des différences chimiques dans les roches mafiques des métaophiolites: basaltes, magnésioabbros et ferrogabbros.
- mise en évidence du comportement différentiel de ces trois types de roches lors d'un métamorphisme prograde.
- quantification de la relation $EPI = PLG$, ainsi que de la relation entre la composition chimique de la roche et celle du plagioclase, dans les métamagnésioabbros.
- quantification de l'influence du chimisme de la roche sur celui de l'amphibole.
- quelques détails sur l'apparition du clinopyroxène ainsi que sa genèse depuis l'amphibole dans le faciès amphibolite élevé.
- présence de clinopyroxène calcique hors faciès amphibolite à CPX comme relique de la décompression de la phase éoalpine.
- mise en évidence du faciès amphibolite faible déjà dans la région de Laggintal et Zwischenbergtal par la présence d'oligoclase.
- quelques nouvelles méthode de calibration des paragenèses mafiques utilisant les données expérimentales et thermodynamiques.
- début d'utilisation pratique de l'espace de réaction de Thompson.
- évolution régionale des *isogrades* le long du géoprofil Viège-Domodossola-Locarno.

BIBLIOGRAPHIE

- Abraham, K., Hörmann, P.K. et Raith, M. (1974): Progressive metamorphism of basic rocks from the southern Hohe Tauern area, Tyrol (Austria). *Jb. Miner. Abh.* 122/1, 1-35.
- Apted, M.J. et Liou, J.G. (1983): Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. *Amer. J. Sci.* 283A, 328-354.
- Bard, J.P. (1980): *Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques*. Masson.
- Barink, H.W. (1984): Replacement of pyroxene by hornblende, isochemically balanced with replacement of plagioclase by garnet, in a metagabbro of upper-amphibolite grade. *Lithos* 17, 247-258.
- Bearth, P. (1939): Ueber den Zusammenhang von Monte Rosa- und Bernhard-Decke. *Eclogae geol. Helv.* 32/1, 101-111.
- (1956): Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 279-290.
- (1957): Die Umbiegung von Vanzone (Valle Anzasca). *Eclogae geol. Helv.* 50/1, 161-170.
- (1958): Ueber einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 38/2., 363-373.
- (1959): Ueber Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 39/1-2, 267-286.
- (1962): Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 42/1, 127-137.
- (1967): Die Ophiolite der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Matér. Carte géol. Suisse* 132.
- (1973): Gesteins- und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 53, 299-333.
- Bearth, P. et Stern, W. (1971): Zum Chemismus der Eklogite und Glaukophanite von Zermatt. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 51, 349-359.
- et ——— (1979): Zur Geochemie von Metapillows der Region Zermatt-Saas. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 59, 349-373.
- Beccaluva, L., Dal Piaz, G.V. et Macciotta, G. (1984): Transitional to normal MORB affinities in ophiolitic metabasites from the Zermatt-Saas, Combin and Antrona units, western alps: implications for the paleogeographic evolution of the western Tethyan basin. *Geol. Mijnbouw* 63, 165-177.
- Béglé, P. et Lobrinus, S. (1985): *Géologie et pétrographie du Val Loranco (Zone d'Antrona)*. Travail de diplôme, Université de Lausanne, non publié.
- Bertrand, J., Dietrich, V., Nievergelt, P. and Vugnat, M. (1987): Comparative major and trace element geochemistry of gabbroic and volcanic rock sequences, Montgenèvre ophiolite, Western Alps. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 67/1-2, 137-146.
- Blumenthal, M.M. (1952): Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona. *Eclogae geol. Helv.* 45, 219-263.
- Burri, M. (1979): Les formations valaisannes dans la région de Visp. *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 789-802.
- Chipera, S.J. et Perkins D. (1988): Evaluation of biotite-garnet geothermometers: application to the English River subprovince, Ontario. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 40-48.
- Coleman, R.G. (1977): *Ophiolites, ancient oceanic lithosphere?* Springer Verlag.
- Colombi, A. (1983): Contribution à l'étude géologique de la région de Bosco Gurin (TI). Travail de diplôme, Université de Lausanne, non publié.
- (1985): SONDE et SEMQ5: programmes de normalisation pour les analyses à la microsonde électronique. Centre d'Analyse Minérale, Université de Lausanne, non publié.
- (1987): Espace de réaction: conception, utilisation et calibration pour les roches mafiques métamorphiques. *Terra Cognita*, 7/2-3, 285-286.
- (1989): RSPACE: A set of programs to completely define the REACTION SPACE of J.B.Thompson, Jr., *Computer and Geosci.*, 15/3, 403-440.
- Colombi, A. et Pfeifer, H.R. (1986): Ferrogabbroic and basaltic meta-eclogites from the Antrona mafic-ultramafic complex and the Centovalli-Locarno region (Italy and Southern Switzerland) - First results. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 66, 99-110.

- Cornaz, S. (1988): Géologie et Petrographie du Zwischenbergthal (Haut-Valais). Travail de diplome, Université de Lausanne, non publié.
- Coryell, C.D., Chase, J.W. et Winchester, J.W. (1963): A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare-earth abundance patterns. *J. Geophys. Res.* 68, 559-566.
- Crawford, M.L. (1966): Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, USA and South Westland, New Zealand, with inferences about peristerite solvus. *Contrib. Mineral. Petrol.* 13, 269-294.
- Day, H.W. (1987): Controls on the apparent thermal and baric structure of mountain belts. *J. Geol.* 95, 807-824.
- Dietrich, V. et Oberhänsli, R. (1975): Die Pillow-Laven des Vispertalet. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 55, 79-87.
- Dietrich, V., Vuagnat, M. et Bertrand, J. (1974): Alpine metamorphism of mafic rocks. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 54, 291-332.
- Ellis, D.J. et Green, D.H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 13-22.
- Enami, M. (1981): On sodic plagioclase in some rocks of the Sanbagawa Metamorphic belt in the Bessi district, Shikoku, Japan. *Proc. Jpn. Acad.* 57 ser. B. 188-193.
- Engel, A.E.J. et Engel, C.G. (1962): Hornblendes formed during Progressive Metamorphism of Amphibolites, northwest Adirondack Mountains, New York. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 73, 1499-1514.
- Ernst, W.G. (1966): Amphibole phase relations. In Smith, J.V. ed., *Short Course Lecture Notes: Chain Silicates.* Amer. geol. Inst.
- Ernst, W.G. (1973): Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 84, 2053- 2058.
- Ernst, W.G. & Dal Piaz (1978): Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil- St. Jaques area, Italian Western Alps. *Amer. Mineral.* 63, 621-640.
- Escher, A. (1988): Structure de la nappe du Grand St.Bernard entre le Val de Bagnes et les Mischabels. *Rapp. géol., Serv. hydr. géol. nat. Suisse.*
- Eskola, P. (1920). The mineral facies of rocks. *Norsk. Geol. Tidsskr.* 6, 143-194.
- Essene, E.J. (1982): Geologic thermometry and barometry. In *Reviews in Mineralogy (Min. Soc. Am.)* 10, 153-195.
- Evans, B.W., Trommsdorff, V. & Goles, G.G. (1981): Geochemistry of high- grade eclogites and metarodingites from the Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 301- 311.
- Ferry, J.M. (1984): Phase composition as a measure of reaction progress and an experimental model for the high-temperature metamorphism of mafic igneous rocks. *Amer. Mineral.* 69, 677-691.
- Ferry, J.M. (1986): Infiltration of aqueous fluid and high fluid:rocks ratio during greenschist facies metamorphism: a reply. *J. Petrol.* 27/3, 695-714.
- Ferry, J.M et Spear, F.S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 113-117.
- Forster, R. (1947): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 27, 249-471.
- Frey, M., Bucher, K., Frank, E. et Mullis, J. (1980): Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso - a review. *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 527-546.
- Frey, M., Hunziker, J.C., Jäger, E. and Stern, W.B. (1983): Regional distribution of white K-Mica polymorphs and their phengite content in the Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83, 185-197.
- Ganguin, J. (1988): Contribution à la caractérisation du métamorphisme polyphasé de la Zone de Zermatt-Saas Fee. Thèse de doctorat, ETH Zürich, no. 8731.
- Ganguly, J. (1979): Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 43,1021-1029.
- Ganguly, J., Saxena, S.K. (1984): Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *Amer. Mineral.* 69, 88-97.
- Gautschi, A. (1980): Metamorphose und Geochemie der basischen Gesteine des Bergeller Ostrandes (Graubünden, Schweiz/Provinz Sondrio, Norditalien). Thèse de doctorat, ETH Zürich, non publié.

- Ghent, E.D. et Robbins, D.B. (1979): Geothermometry, geobarometry and fluid compositions of metamorphosed calc-silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia. *Amer. Mineral.* 64, 874-885.
- Goldman, D.S. et Albee, A.L. (1977): Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with quartz and magnetite. *Amer. J. Sci.* 277, 750-767.
- Goldsmith, J.R. et Newton, R.C. (1969): P-T-X relations in the system $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$ at high temperature and pressure. *Amer. J. Sci.* 269A, 160-190.
- Graham, C.M. et Powell, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona schist, southern California. *J. metamorph. Geol.* 2, 13-31.
- Graham, C.M., Greig, K.M., Sheppard, S.M.F. et Turi, B. (1983): Genesis and mobility of the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ fluid phase during regional greenschist and epidote amphibolite facies metamorphism: a petrological and stable isotope study in the scottish Dalradian. *J. geol. soc. London* 140, 577-599.
- Grapes, R.H. et Graham, C.M. (1978): The actinolite-hornblende series in metabasites and the so-called miscibility gap: A review. *Lithos* 11, 85-97.
- Hammerschlag, J.G. (1985): Métamorphisme progressif dans la séquence quartzofeldspathique, profil Aar-Bergell (Alpes Centrales). Thèse de doctorat, Université de Lausanne, non publié.
- Heinrich, C. (1986): Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the central alpine Adula nappe. *J. Petrol.* 27, 123-154.
- Hekinian, R. (1982): Petrology of the ocean floor. Elsevier Oceanography Series, Netherlands.
- Helgeson, H.C., Delany, J.M., Nesbitt, H.W. et Bird, D.K. (1978): Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. J. Sci.*, 278, 1-221.
- Helz, R.T. (1973): Phase relations of basalts in their melting range at $\text{PH}_2\text{O} = 5\text{kb}$ as a function of oxygen fugacity. *J. Petrol.* 14/2, 249-302.
- (1976): Phase relations of basalts in their melting ranges at $\text{PH}_2\text{O} = 5\text{kb}$. Part II. Melt compositions. *J. Petrol.* 17/2, 139-193.
- Hey, M.H. (1954): Nomenclature of chlorites and oxidized chlorites. *Mineral. Mag.* 30, 270-292.
- Höck, V. (1974): Lawsonitpseudomorphosen in den Knotenschiefern der Glocknergruppe (Salzburg-Kärnten, Österreich). *Der Karinthin* 71, 110-119.
- Hoinkes, G. et Mogessie, A. (1986): Coexisting cummingtonite and calcic amphibole in amphibolites from the Schneeberg Complex, Tyrol, Austria. *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.* 35, 33-45.
- Holdaway, M.S. et Sang Man Lee (1977): Fe-Mg Cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, 175-198.
- Holland, T.J.B. (1988): Heat capacity and thermodynamic data for glaucophane: preliminary phase relations and applications to high pressure petrology, comm. pers.
- Holland, T.J.B. et Richardson, S.W. (1979): Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 143-148.
- Hunziker, J.C. (1970): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclogae geol. Helv.* 63/1, 151-161.
- Hunziker, J.C. (1974): Rb-Sr and K-Ar age determinations and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Inst. Geol. Università Padova* 31, 1-54.
- Hurford, A. (1986): Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps and a age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 413-427.
- Hurford, A.J. et Hunziker J.C. (1985): Alpine cooling history of the Monte Mucrone Eclogites (Sesia-Lanzo Zone): Fission track evidence. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 65/2-3, 299-323.
- Hurford, A.J., Hunziker, J.C. et Stöckert, B. (1988): Low temperature history reconstruction for the Western Alps. *Comm. pers.*
- Hutchinson, C.S. (1978): Ophiolite metamorphism in northeast Borneo. *Lithos* 11, 195-208.
- Hynes, A. (1982): A comparison of amphiboles from medium- and low-pressure metabasites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 81, 119-125.
- Jäger, E. (1983): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae Geol. Helv.* 66, 11-21.
- Knup, P. (1958): Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigizzo und Onsernone. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 38, 83-236.
- Kobe, H. (1956): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Tessiner Wurzelzone zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 36, 83-236.

- (1984): Geologische Karte zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia. Serv. géol. Suisse, non publié.
- Koller, F. (1985): Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. *Jb. geol. Bundesanst. Wien* 128, 83-150.
- Kretz, R. et Jen, L.S. (1978): Effect of temperature on the distribution of Mg and Fe²⁺ between calcic pyroxene and hornblende. *Canad. Mineralogist* 16, 533-537.
- Kruhl, J.H. (1979): Deformation und Metamorphose des südwestlichen Finero-Komplexes (Ivrea-Zone, Norditalien) und der nördlich angrenzenden Gneiszone. Thèse de doctorat, Bonn, non publié.
- Laird, J. (1977): Phase Equilibria in Mafic Schist and the Polymorphic History of Vermont. Ph. D. Thesis, Calif. Inst. of Technol., Pasadena.
- (1978): AMPH3 and PYX3, FORTRAN IV programs for the normalisation of amphiboles and pyroxenes. Program Library of Petrol., ETH Zürich.
- (1980): Phase Equilibria in Mafic Schist from Vermont. *J. Petrol.* 21/1, 1-37.
- (1982): Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks: greenschist facies to amphibolite facies. In *Reviews in Mineralogy (Min. Soc. Am.)* 9B, 113-135.
- (1986): Mafic schist: Pursuit of a P, T calibration using whole rock experiments and rocks from the Vermont. *Geol. Soc. Amer. Abstracts with programs* vol. 18, pag. 28.
- Laird, J. et Albee, A. (1981): High pressure metamorphism in mafic schist from northern Vermont. *Amer. J. Sci.* 281, 97-126.
- Leake, B.E. (1978): Nomenclature of Amphiboles. *Canad. Mineralogist.* 16, 501-520.
- Liou, J.G. (1973): Synthesis and stability relations of epidote, Ca₂Al₂FeSi₃O₁₂(OH). *J. Petrol.* 14/3, 381-413.
- Liou, J.G., Kuniyoshi, S. et Ito, K. (1974): Experimental studies of relations between greenschist and amphibolite facies in basaltic system. *Amer. J. Sci.* 274, 613-632.
- Martinotti, G. et Hunziker, J.C. (1984): The Austroalpine system in the Western Alps: a review. *Mem. Soc. geol. ital.* 29, 233-250.
- Maruyama, S., Moonsup, C. et Liou, J.G. (1986): Experimental investigation of blueschist-greenschist transition equilibria: pressure dependence of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles - a new geobarometer. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 164, 1-16.
- Maruyama, S., Liou, J.G. et Suzuki, K. (1982): The peristerite gap in low-grade metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 81, 268-276.
- Maruyama, S., Suzuki, K. et Liou, J.G. (1983): Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressure. *J. Petrol.* 24/4, 283-604.
- Masson, B. (1986): Etude géochimique et pétrogénétique des ophiolites des Zones d'Antrona et de Bannio (Italie). Diplôme Université Catholique de Louvain-La-Neuve, non publié.
- Meyer, J. (1983): Mineralogie und Petrographie des Allalingabbros. Thèse de doctorat, Universität Basel, non publié.
- Milnes, A.G., Greller, M. et Müller, R. (1981): Sequence and style of major post nappe structures, Simplon-Pennine Alps. *J. Struct. Geol.* 3, 411-420.
- Misch, P. et Rice, J.M. (1975): Miscibility of tremolite and hornblende in progressive skagit metamorphic suite, north Cascades, Washington. *J. Petrol.* 16/1, 1-21.
- Miyashiro, A. (1973): *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen et Unwin. London.
- Miyashiro, A., Shido, F. (1975): Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium and nickel. *Amer. J. Sci.* 275, 265-278.
- Miyashiro, A., Shido, F. and Ewing, M., (1971): Metamorphism in the Mid-Atlantic ridge near 24° and 30° N. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 268, 589-603.
- Moody, J.B., Meyer, D. and Jenkins, J.E. (1983): Experimental characterization of greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. *Amer. J. Sci.* 283, 48-92.
- Müller, R. (1976): Zur Geologie des Antrona-Mulde östlich von Antronapiana. Diplôme, Universität Zürich, non publié.
- Nabelek, C.R. et Lindsley, D.H. (1985): Tetrahedral Al in amphibole: A potential thermometer for some mafic rocks. *Geol. Soc. Amer. Abstr.* 17, 673.
- Niggli, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. *Fortschr. Mineral.* 47, 16- 26.
- Nord, G.L., Hammarstrom, J. et E-an, Z. (1978): Zoned plagioclase and peristerite formation in phyllites from Southwestern Massachusetts. *Amer. Mineral.* 63, 947-955.

- Oberhänsli, R. (1986): Blue amphiboles in metamorphosed Mesozoic mafic rocks from the central Alps. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 164, 239-247
- Otten, M.T. (1984): The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, 189-199.
- Pearce, J.A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. *Proc. Internat. Ophiolite Symp., Cyprus*, 261-272.
- (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in: *Andesites*, R.S. Thorpe ed., J. Wiley and Sons, Chichester, 525-547.
- (1984): A 'users guide' to basalt discrimination diagrams, non publié.
- Pearce, J.A. et Cann, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planet. Sci. Lett.* 19, 290-300.
- Pearce, J.A. et Norry, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, 33-47.
- Perchuk, L.L. (1981): Correction of the biotite-garnet thermometer for Mn=Mg+Fe isomorphism in garnet. Translated from: *Doklady Akademii Nauk SSSR* 256/2, 441-442.
- Perchuk, L.L. et Lavrent'eva, I.V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In *Kinetics and Equilibrium in mineral reactions*, S.K. Saxena ed., 199-240.
- Pfeifer, H.R., Arreazza A. et Lavanchy, J.C. (1984): *Manuel du Centre d'Analyse Minérale*. Université de Lausanne, non publié.
- Pfeifer, H.R., Colombi, A. et Ganguin, J. (1988): Zermatt- Saas and Antrona Zone: a geochemical comparison of polymetamorphic ophiolites of the Central Alps. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.*, 69, 217-236.
- Pfeifer, H.R. et Colombi, A. (1989): Carte géologique de l'atlas 1:25000, feuille 1312 Locarno.
- Piccardo, G.B. (1983): Genesi delle ofioliti dell'Appennino settentrionale. *Mem. Soc. geol. ital.* 25, 75-89.
- Pigage, L.C. et Greenwood, H. J. (1982): Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem. *Amer. J. Sci.* 282, 943-969.
- Poldervaart, A. et Hess, H.H. (1951): Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.* 59, 472-489.
- Powell, R. (1978): *Equilibrium thermodynamics in petrology, an introduction*. Harper et Row, New York, London.
- Raase, P. (1974): Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 45, 231-236.
- Raith, M. (1976): The Al-Fe(III) Epidote miscibility gap in a metamorphic profile through the penninic series of the Tauern window, Austria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 57, 99-117.
- Reinhardt, B. (1966): *Geologie und Petrographie der Monte-Rosa Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien)*. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 42/2, 553-678.
- Rice, J. (1977): Progressive metamorphism of dolomitic limestone in the Marysville contact aureole, Montana. *Amer. J. Sci.* 277, 1-24.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W. et Doolan, B.L. (1982): Phase Relations of Metamorphic Amphiboles: Natural Occurrence and Theory. In *Reviews in Mineralogy (Min. Soc. Am.)* 9B, 1-211.
- Sartori, M. (1987): Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais). *Ecloag. geol. Helv.* 880, 789-814.
- Schär, G. (1971): *Strukturelle Geologie der Monte Rosa- und der Sesia-Zone im mittleren Tocetal (Provincia Novara, Italia)*. Diplôme, ETH-Zürich, non publié.
- Schliestedt, M. and Matthews, A. (1987): Transformation of blueschist to greenschist facies rocks as a consequence of fluid infiltration, Sifnos (Cyclades), Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, in press.
- Schmid, S., Zingg, A. & Handy, M. (1987): The kinematics of movements along the insubric line and the emplacement of the Ivrea zone. *Tectonophysics* 135, 47- 66.
- Schmutz, H.U. (1976): *Der Mafit-Ultramafit-Komplex zwischen Chiavenna und Val Bondasca*. *Mat. Carte geol. Suisse* 149, 1-73.
- Serri, G. (1980): Chemistry and petrology of gabbroic complexes from the northern Apennine ophiolites. *Proc. Internat. Ophiolite Symp., Cyprus*, 296-313.

- (1981): The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. *Earth Planet. Sci. Lett.* 52, 203-212.
- Serri, G., Hébert, R. et Hekinian, R. (1985): Chemistry of ultramafic tectonites and ultramafic to gabbroic cumulates from the major oceanic basins and the northern Apennines ophiolites. *Ophiolite* 10/1, 63-76.
- Sinton, J.M. (1980): Petrology and evolution of the Red Mountain ophiolite complex, New Zealand. *Amer. J. Sci.* 280A, 296-328.
- Sommerauer, J. (1982): COMIC-ED manuel, microprobe control and data acquisition program. ETH Zürich.
- Spear, F.S. (1980): NaSi-CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.* 72, 33-41.
- (1981): An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Amer. J. Sci.* 281, 697-734.
- Steck, A. (1980): Deux directions principales de flux synmétamorphiques dans le Alpes centrales. *Bull. géol. Lausanne*, 252.
- (1984): Structures de déformation tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55-100.
- (1987): Le massif du Simplon. Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 67, 27-45.
- Stoddard, E.F. (1985): Zoned plagioclase and the breakdown of hornblende in pyroxene amphibolites. *Canad. Mineralogist* 23, 195-204.
- Sun, S.S., Nesbitt, R.W. et Sharaskin, A.Y. (1979): Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 44, 119-138.
- Tagiri, M. (1977): Fe-Mg partition and miscibility gap between coexisting calcic amphiboles from the Southern Abukuma Plateau, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.* 62, 271-281.
- Thompson, A.B. (1976): Mineral reaction in pelitic rocks: I. prediction of P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *Amer. J. Sc.* 276, 401-424.
- Thompson, A.B. et England, P.C. (1984): Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.* 25/4, 894-928.
- et —— (1984): Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblage in metamorphic rocks. *J. Petrol.* 25/4, 929-955.
- Thompson, A.B. et Ridley, J.R. (1987): Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. London. A* 321, 27-45.
- Thompson, G. (1973): Trace-element distributions in fractionated oceanic rocks, 2. gabbros and related rocks. *Chem. geol.* 12, 99-111.
- Thompson, J.B. Jr. (1978): Biopyriboles and polysomatic series. *Amer. Mineral.* 63, 239-249.
- (1982a): An introduction to the mineralogy and petrology of the biopyriboles. In *Reviews in Mineralogy (Min. Soc. Am.)* 9A, 141-188.
- (1982b): Composition space: an algebraic and geometric approach. In *Reviews in Mineralogy (Min. Soc. Am.)* 10, 1-32.
- (1982c): Reaction space: an algebraic and geometric approach. In *Reviews in Mineralogy (Min. Soc. Am.)* 10, 33-52.
- Thompson, J.B. Jr., Laird, J. et Thompson, A.B. (1982): Reactions in amphibolite, greenschist and blueschist. *J. Petrol.*, 23/1, 1-27.
- Tilley, C.E. (1925): A preliminary study of metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland. *Quart. J. geol. Soc. London* 81, 100-112.
- Tracy, R.J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In *Reviews in Mineralogy (Min. Soc. Am.)* 10, 355-394.
- Tracy, R.J., Robinson, P. (1977): Zoned titanium augite in alkali olivine basalts from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite. *Amer. Mineral.* 62, 634-645.
- Trommsdorff, V. (1980): Alpine metamorphism and Alpine intrusions. In *Geology of Switzerland: a guide book, part A*. Wepf et Co. Publishers, Basel.

- Trzcinski, W.E. Jr., Carmichael, D.M. et Helmstaedt, H. (1984): Zoned sodic amphibole: petrologic indicator of changing pressures and temperature during tectonism in the Bathurst Area, New Brunswick, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.* 85, 311-320.
- Vallance, T.G. (1974): Spilitic degradation of tholeiitic basalts. *J. Petrol.* 15, 79-96.
- Vinard, P. (1986): Géologie et pétrographie du Laggintal (Valais). Travail de Diplôme, Université de Lausanne, non publié.
- Wahli-Wenger, J. (1985): Etudes pétrographiques et minéralogiques du versant entre Mittaghorn et Egginer (Val de Saas, Valais). Travail de Dipôme, Université de Lausanne, non publié.
- Walther, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 30/1, 1-144.
- Wenk, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 42, 139-152.
- (1970): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin. *Fortschr. Mineral.* 47, 34-51.
- Wenk, E. et Keller, F. (1969): Isograde in Amphibolitserien de Zentralalpen. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 49/1, 158-199.
- Wenk, E. et Wenk, H.R. (1984): Distribution of plagioclase in carbonate rocks from the tertiary metamorphic belt of the central alps. *Bull. minéral.* 107, 357-368.
- Wenk, E., Schwander, H. et Stern, W. (1974): On Calcic amphiboles and amphibolites from the Lepontine alps. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 54/1, 97-149.
- Wenk, E., Schwander, H. et Wenk, H.R. (1986): Alkali feldspar and coexisting plagioclase in metamorphic carbonate rocks from the central alps. *N. Jb. Mineral. Abh.* 155/1, 89-108.
- Wetzel, R. (1972): Zur Mineralogie und Petrographie der Furgg-Zone (Monte Rosa-Decke). *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 52/2, 161-237.
- (1974): Hornblenden aus der Albit- bis Albitoligoklaszone zwischen Zermatt und Domodossola. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 54/1, 151-207.
- Wetzel, R. et Stern, W.B. (1973): Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies. *Mineral. petrogr. Mitt.* 53/2, 273-298.
- Wieland, H. (1966): Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italia). *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 46, 189-303.
- Wood, A.D., Joron, J.L. and Treuil, M. (1979): A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Plan. Sci. Lett.* 45, 326-336.
- Wood, B.J. et Graham, C.M. (1986): Infiltration of aqueous fluid and high fluid: rock ration during greenschist facies metamorphism: a discussion. *J. Petrol.* 27/3, 751-761.

ANNEXES

A: Emplacements des échantillons

B: Analyses des Terres Rares

C: Analyses des Majeurs et traces

D: Compositions chimiques d'amphiboles représentatives

(Le fichier complet des analyses des minéraux à la microsonde est déposé à la bibliothèque du Centre d'Analyse Minérale, Université de Lausanne)

A: Emplacements des échantillons

N°Zone	Coordonnés		N°Echant.	N°Zone	Coordonnés		N°Echant.
191	700.19	113.65	1-1/5	69	681.45	105.70	11-1/10
140	684.23	113.66	2-1/3	70	681.61	105.96	11-11/12
144	683.79	113.80	2-12/15	72	681.96	106.58	11-13/14
145	683.89	112.96	2-16	71	682.80	106.79	11-15/19
154	682.48	113.65	2-17/20	81	679.42	104.72	11-20/23
155	682.14	112.48	2-21/22	82	679.46	104.94	11-24/27
156	682.20	113.03	2-23/31	83	679.66	105.28	11-28
157	682.99	113.25	2-32/33	86	680.31	105.61	11-29/32
158	682.94	112.99	2-34/35	87	680.22	105.88	11-33/35
159	682.92	112.11	2-36	89	682.69	108.23	11-36/38
247	681.85	113.78	2-37a,b	73	677.08	105.43	12-1/4
248	683.16	114.23	2-38	77	675.99	105.30	12-12/14
249	683.51	113.74	2-39/41	78	675.34	105.17	12-15/18
141	683.99	113.62	2-4-6	79	675.43	105.36	12-19/20
250	681.91	113.62	2-42	80	678.03	105.44	12-21
142	683.85	113.65	2-7/8	84	679.12	106.03	12-22
143	683.81	113.72	2-9/11	85	678.88	105.86	12-23/24
170	705.02	117.39	3-1/13	88	679.91	106.91	12-25/26
172	702.43	116.62	3-14	93	675.08	105.06	12-27/30
171	702.13	117.21	4-1/4	98	672.94	106.21	12-31
60	674.89	107.44	5-1/5	253	677.48	105.14	12-31
90	674.29	106.46	5-19	254	677.30	105.21	12-32/38
91	674.02	106.65	5-20/21	255	677.10	105.30	12-39/47
92	674.10	106.31	5-22/24	230	675.54	105.08	12-48/49
133	676.77	108.88	5-25	74	676.64	105.43	12-5
134	676.87	108.75	5-26/29	239	676.51	105.29	12-51a,b
229	673.68	105.78	5-30/33	240	676.33	105.55	12-52
238	676.88	108.63	5-30a/33a	241	675.75	105.25	12-53/54
232	674.12	106.06	5-34	242	676.40	105.15	12-55a,b,c
233	674.98	107.59	5-35/36	75	676.34	105.31	12-6/8
62	674.22	106.66	5-6	76	676.16	105.41	12-9/11
64	673.58	105.89	5-7/18	9	647.57	110.31	13-1/2
65	673.28	109.02	6-1	202	649.81	112.43	13-3/4
252	669.63	108.73	6-13/15	203	649.59	112.39	13-5/8
66	671.24	108.47	6-2/12	204	649.76	112.75	13-9/10
67	667.37	104.59	7-1/5	94	673.89	104.59	14-1/4
100	669.07	104.65	7-10/13	231	675.21	105.14	14-10/14
101	669.57	104.99	7-14/17	95	673.59	104.34	14-5
102	670.52	104.98	7-18/22	96	672.54	103.99	14-6/7
103	668.01	104.53	7-23/24	97	673.12	104.23	14-8/9
237	666.93	103.83	7-25a,b,c,d	181	701.95	115.56	15-1/2
99	668.29	104.33	7-6/9	186	704.18	116.08	15-12/13
68	662.64	101.75	8-1/11	187	706.46	116.49	15-14/16
110	658.51	98.07	8-12/14	188	707.06	115.91	15-17
111	659.22	98.71	8-15/18	182	703.25	114.97	15-3/4
112	659.95	99.22	8-19/21	183	703.36	114.99	15-5/6
113	660.15	99.26	8-22/24	184	703.15	115.18	15-7/8
114	660.63	99.84	8-25	185	703.15	116.17	15-9/11
115	660.92	99.98	8-26/28	146	686.51	112.83	16-1/3
116	661.85	100.72	8-29/30	150	684.65	113.39	16-11/13
245	659.20	100.46	8-31	151	685.59	113.05	16-14/16
135	663.66	102.53	8-31/33	152	685.91	112.50	16-17
246	663.21	101.96	8-32a,b	153	686.24	112.37	16-18/19
173	696.60	112.25	10-1/4	257	684.06	111.82	16-20/21
176	692.75	111.34	10-14/16	147	686.41	113.38	16-4/5
177	692.89	111.53	10-17/18	192	699.35	113.38	16-4/5
178	692.97	111.41	10-19/21	148	685.28	113.37	16-6/7
179	693.13	111.50	10-22/24	149	685.16	113.50	16-8/10
180	691.37	111.44	10-25/27	12	654.74	103.63	17-1/3
174	696.31	112.07	10-5/7	106	655.41	104.60	17-11/14
175	695.65	112.16	10-8/13	107	655.03	104.59	17-15

N°Zone	Coordonnés		N°Echant.	N°Zone	Coordonnés		N°Echant.
13	654.62	104.36	17-16/18	35	651.74	100.58	24-22/24
14	653.70	103.85	17-19/21	217	650.50	100.18	24-24
31	652.51	103.51	17-22/24	25	652.00	99.03	24-4/5
32	652.73	103.16	17-25/27	26	651.97	98.98	24-6
33	652.65	101.75	17-28	27	651.88	98.85	24-7
34	652.76	101.58	17-29/32b	28	652.23	98.21	24-8
218	652.36	104.31	17-33a,b	36	652.47	97.76	24-9/14
219	649.44	105.28	17-34/38	39	651.63	93.71	25-1/4
220	649.47	105.20	17-39	42	651.76	95.46	25-13
104	655.19	103.08	17-4/8	43	651.89	95.85	25-14/15
221	649.50	105.12	17-40	44	651.80	95.79	25-16/18
222	649.49	105.26	17-41	45	652.35	96.27	25-19/20
223	651.04	104.97	17-42/43	46	652.51	96.08	25-21/23
224	651.09	104.92	17-44/45	47	652.40	96.10	25-24/25
105	655.19	103.65	17-9/10	48	654.49	94.62	25-26/27
160	684.01	111.40	18-1/3	50	653.80	94.19	25-30/31
163	680.27	110.75	18-11/15	52	653.71	94.05	25-32/33
164	686.61	110.66	18-16/20	51	653.74	94.12	25-34a,b
161	682.65	111.00	18-4/7	251	653.51	93.71	25-35a,b
162	681.71	110.80	18-8/10	40	651.52	93.89	25-5/6
165	689.60	111.75	19-1/2	41	651.70	95.04	25-7/12
166	690.85	112.55	19-3/4	49	654.37	94.75	25/28/29
108	668.86	102.55	20-1/7	129	655.25	95.55	26-1/4
234	667.71	102.07	20-15/19	132	656.08	94.06	26-14/20
235	665.72	100.50	20-20a,b,c	130	656.32	96.64	26-5/8
236	665.44	101.55	20-21a,b,c	131	657.90	97.57	26-9/13
109	670.20	103.09	20-8/14	6	673.61	106.21	27-23/24
117	661.19	97.95	21-1/4	1	633.35	126.01	28-1/4
120	659.16	97.09	21-11/12	6	634.57	124.46	28-12/17
121	659.39	96.97	21-13/14	7	635.15	123.14	28-18/20b
122	657.78	95.86	21-15/17	8	634.68	122.73	28-21/23
123	657.03	95.24	21-18/20	2	633.38	125.76	28-5/6
124	656.69	94.64	21-21/23	3	633.67	124.55	28-7
136	663.11	99.41	21-24/25	4	634.05	124.89	28-8
225	658.00	95.32	21-26/35	5	634.15	124.42	28-9/11b
226	658.34	95.29	21-36/37	200	641.74	120.86	31-1/4
227	658.41	94.90	21-38/40	201	641.49	120.75	31-5/7
228	663.26	98.76	21-41/42	205	649.87	108.25	32-1/3
244	658.77	96.80	21-43a,b,c,d,e	208	649.62	108.07	32-12/15
118	660.56	97.65	21-5/7	209	651.17	107.53	32-16/17
119	658.82	96.63	21-8/10	210	649.25	106.55	32-18/20
125	658.98	108.23	22-1/4	211	648.95	106.96	32-21
126	657.13	108.27	22-5/6	212	652.56	108.03	32-22
127	657.81	108.55	22-7	213	652.67	107.90	32-23/26
10	658.57	110.94	22-8	214	652.93	107.82	32-27
11	658.83	110.34	22-9	215	653.62	108.25	32-28/30
15	650.83	106.11	23-1	243	655.55	108.42	32-31
19	653.09	106.11	23-10/11	206	649.57	107.72	32-4/8
20	653.11	105.87	23-12	207	649.35	107.86	32-9/11
21	652.59	105.46	23-13/14	189	701.60	113.84	81-1/2
22	651.75	104.92	23-15	193	699.22	113.25	81-11/14
23	651.69	104.70	23-16/17	194	699.06	113.24	81-15/16
16	651.03	106.05	23-2/4	196	698.81	113.00	81-17,19
17	651.93	106.65	23-5/8	195	699.06	113.44	81-18
18	652.63	106.59	23-9	197	698.23	112.78	81-20
24	652.06	99.08	24-1/3	190	700.52	113.54	81-3/5
37	652.43	97.51	24-15/17	256	690.94	110.21	LO44-1
38	652.56	97.68	24-18a,b	257	651.00	87.00	99-11/14
29	652.03	98.58	24-19/20				
30	651.71	99.40	24-21				
216	654.46	99.46	24-22/23				

B: Analyses des Terres Rares

a) Métaophiolites de Visp		b) Zone de Antrona								
		28-5 B	28-8 B	28-10 B	28-21 M	28-20 F	23-8 B	17-10 B	17-21 B	17-4 M
La	4.74	5.29	7.34	10.43	16.43	3.21	5.59	3.67	0.69	12.87
Ce	16.50	18.99	22.97	30.37	44.08	11.77	19.75	15.41	7.15	45.85
Nd	11.97	9.77	16.28	18.55	25.39	6.42	14.69	8.77	1.41	37.13
Sm	4.24	3.63	5.51	5.72	7.65	2.52	5.19	3.17	0.96	13.13
Eu	1.41	1.25	1.77	2.23	2.21	0.93	1.74	1.37	0.49	3.32
Gd	4.61	3.72	5.69	5.48	7.37	2.63	5.47	3.07	1.09	13.33
Tb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dy	5.71	4.67	6.69	6.46	7.96	3.29	6.60	3.67	0.95	16.06
Ho	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Er	3.17	2.66	3.62	3.48	4.16	2.07	3.62	2.10	0.55	8.61
Yb	3.68	2.94	4.14	3.88	4.85	2.39	4.14	2.23	0.52	8.99
Lu	0.49	0.41	0.60	0.56	0.67	0.34	0.58	0.31	0.07	1.24
Y	41.06	34.59	47.87	44.76	54.09	24.87	49.47	26.34	6.49	111.31

c) Métaophiolites de M.Ziccher		d) Zone de Zermatt-Saas/Combin (Zone des Racines)					e) Zone de Zermatt-Saas					
		2-2 B	2-3 B	2-9 B	2-34 B	2-15 M	2-7 F	21-10 B	21-46 B	12-4 B	12-12 B	30-14
La	5.38	7.80	4.10	4.09	0.76	20.22	10.23	5.52	8.00	4.90	11.48	5.64
Ce	19.59	24.84	13.00	15.82	3.72	70.97	25.95	16.27	20.00	16.00	34.71	22.19
Nd	12.37	15.78	10.00	10.18	1.50	54.41	12.97	7.61	0.00	12.00	20.44	15.18
Sm	4.62	5.57	3.60	3.83	0.92	18.30	3.51	2.80	3.70	3.80	6.16	5.49
Ee	1.56	1.88	1.30	1.04	0.50	6.34	1.23	0.97	1.30	1.40	1.83	1.88
Gd	4.72	5.70	0.00	4.02	0.88	18.92	2.83	2.98	0.00	0.00	5.91	5.78
Tb	1.10	0.00	0.00	1.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.10	0.00	0.00
Dy	5.68	6.57	5.50	5.17	0.86	19.11	2.94	3.78	5.50	5.00	7.02	6.90
Ho	1.30	0.00	1.10	1.20	0.00	0.00	0.00	0.00	1.30	1.20	0.00	0.00
Er	3.18	3.55	0.00	2.93	0.50	9.31	1.52	2.19	0.00	0.00	3.80	3.77
Yb	3.53	3.96	2.30	3.24	0.47	9.03	1.60	2.41	3.00	2.20	4.36	4.23
Lu	0.55	0.54	0.42	0.45	0.10	1.27	0.22	0.35	0.52	0.36	0.59	0.56
Y	42.55	50.09	29.00	38.05	6.00	140.21	19.69	27.56	41.00	34.00	48.73	49.98

C: Analyses des Majeurs et traces

Basaltes	1-2G	2-2	2-3	2-9	2-11	2-18	2-25	2-26	2-33	2-34	5-6	5-22G
Eléments majeurs (% poids)												
SiO2	51.19	49.24	46.80	47.25	48.86	48.64	45.67	49.05	50.70	46.40	48.25	48.62
TiO2	1.81	1.62	2.03	1.40	1.19	1.48	1.18	1.25	1.28	1.52	1.74	1.99
Al2O3	17.66	15.62	16.94	15.31	16.24	16.88	19.33	16.12	15.56	16.45	16.69	15.83
Fe2O3	3.92	2.96	5.74	3.78	4.16	1.83	1.72	2.34	1.43	5.61	3.05	1.92
FeO	7.23	6.55	5.17	5.29	4.82	7.42	6.22	6.45	7.14	3.99	5.70	8.34
MnO	0.19	0.17	0.17	0.17	0.15	0.17	0.18	0.16	0.16	0.17	0.15	0.28
MgO	3.03	8.28	4.42	6.07	6.43	5.80	7.01	8.43	8.12	5.33	6.99	6.56
CaO	7.52	10.17	12.84	14.36	13.86	12.44	13.68	11.21	10.92	15.38	11.12	9.58
Na2O	4.38	3.41	3.20	2.75	2.94	3.41	2.69	2.96	2.95	2.63	4.22	4.33
K2O	1.03	0.19	0.68	0.32	0.22	0.34	0.28	0.09	0.04	0.35	0.23	0.45
P2O5	0.77	0.16	0.28	0.12	0.12	0.17	0.12	0.13	0.14	0.15	0.22	0.48
H2O	2.03	1.19	1.14	2.60	1.17	1.36	1.71	1.22	1.44	1.14	1.24	1.59
CO2	0.05	0.08	0.07	0.04	0.15	0.05	0.00	0.00	0.04	0.05	0.06	0.05
Cr2O3	0.00	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.01
NiO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
Total	100.81	99.69	99.54	99.52	100.36	100.07	99.82	99.44	99.97	99.21	99.72	100.03
Eléments traces (ppm)												
Ba	498	34	<13	<13	<13	32	44	14	<13	<13	42	58
Rb	472	44	54	34	27	52	68	26	22	44	60	84
Sr	18	4	7	<4	4	<4	6	<4	<4	7	<4	13
Pb	398	157	157	154	179	193	438	164	167	169	365	258
Th	22	11	<2	<7	<2	3	<2	<2	<7	<7	<7	17
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	2	<2	<8	<8
Nb	10	4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<8	<4	<4	12
La	18	<4	6	<4	<4	<4	<4	<4	<4	6	<4	22
Ce	48	21	20	7	8	17	13	24	7	13	23	44
Nd	34	17	10	10	6	7	7	6	5	7	15	47
Y	46	43	43	29	25	30	22	29	9	35	33	93
Zr	106	139	178	96	80	111	100	87	97	102	166	183
V	108	200	220	206	184	199	153	178	170	199	203	194
Cr	33	270	296	345	377	302	238	370	340	263	219	118
Ni	22	102	109	113	122	122	64	111	89	118	131	90
Co	33	39	65	44	41	42	41	38	31	44	39	40
Cu	19	36	65	61	79	17	51	143	79	70	30	96
Zn	124	77	96	84	75	92	67	83	47	97	68	130
Ga	27	20	19	17	16	17	16	18	5	16	17	24
Sc	28	37	32	32	30	34	28	37	33	27	35	38
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	185	588	<6	<6	<6	<6

Basaltes	6-12	6-13	6-14	7-1	7-5	7-13	7-11	7-12	7-15	7-16	7-22	7-24
Eléments majeurs (% poids)												
SiO ₂	47.55	45.56	47.05	48.63	48.04	51.36	52.00	49.18	48.56	47.47	44.48	47.14
TiO ₂	1.24	2.50	1.61	2.04	1.92	1.86	1.04	2.01	1.28	1.39	2.02	1.91
Al ₂ O ₃	11.11	15.98	15.53	15.89	15.66	14.69	13.39	15.11	16.81	17.48	14.98	17.14
Fe ₂ O ₃	4.63	7.55	1.82	4.06	3.52	2.57	2.29	2.83	2.47	1.84	5.62	4.61
FeO	4.14	4.78	9.41	5.95	6.65	6.90	5.32	8.13	5.46	6.57	4.71	6.06
MnO	0.21	0.18	0.23	0.17	0.19	0.15	0.17	0.20	0.15	0.16	0.25	0.19
MgO	7.99	3.17	8.13	6.85	5.57	7.61	11.67	6.90	7.06	8.91	3.55	4.81
CaO	18.25	14.50	9.86	9.10	12.10	9.52	8.93	10.36	13.20	11.52	15.86	11.84
Na ₂ O	1.01	1.54	2.05	4.03	3.45	3.77	2.90	3.20	1.74	2.58	3.62	3.65
K ₂ O	0.45	0.56	0.22	0.69	0.59	0.06	0.42	0.20	0.09	0.16	0.43	0.69
P ₂ O ₅	0.13	0.47	0.22	0.27	0.30	0.19	0.13	0.24	0.15	0.13	0.31	0.22
H ₂ O	1.51	1.88	2.27	1.79	1.33	1.43	1.32	1.25	2.75	1.51	1.32	1.36
CO ₂	1.38	0.77	1.06	0.34	0.03	0.08	0.10	0.04	0.03	0.08	2.90	0.03
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04	0.04	0.07	0.03	0.04	0.06	0.03	0.03
NiO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.06	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	99.65	99.49	99.48	99.85	99.40	100.25	99.81	99.68	99.80	99.87	100.09	99.69
Eléments traces (ppm)												
Ba β	329	254	57	57	15	27	21	24	<13	<13	29	36
Ba	353	285	38	72	51	44	23	44	28	24	60	70
Rb	5	19	7	14	10	<4	26	<4	<4	<4	<4	17
Sr	308	336	271	166	175	185	359	272	165	92	229	214
Pb	8	62	35	<7	<7	11	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Th	2	16	4	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2	<2	<2
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Nb	10	43	14	<4	<4	4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
La	12	37	21	9	7	9	<4	<4	6	<4	4	<6
Ce	16	57	22	23	20	6	13	22	13	16	16	12
Nd	27	56	42	18	10	16	7	23	8	7	11	12
Y	96	69	49	43	22	44	21	45	27	34	45	44
Zr	191	270	113	182	159	150	83	159	100	106	154	160
V	208	243	201	233	237	218	110	233	185	170	249	269
Cr	97	217	76	208	183	232	333	226	334	349	186	198
Ni	37	134	69	92	65	92	315	73	122	128	83	71
Co	16	54	46	40	30	34	38	40	37	35	43	42
Cu	102	33	22	43	19	13	21	53	65	51	16	32
Zn	20	143	113	95	82	81	57	95	66	72	107	111
Ga	23	35	25	18	8	19	12	21	17	15	21	21
Sc	29	29	42	37	33	39	21	36	31	35	35	37
S	131	43	<6	118	<6	68	<6	274	<6	<6	<6	<

Basaltes	8-2	8-14	8-21	8-29	11-9	12-4A	12-12	12-18A G	12-34	12-53A	12-54	13-9A
Eléments majeurs (% poids)												
SiO ₂	48.29	44.12	48.65	49.12	47.94	46.23	48.21	49.89	53.30	47.45	53.44	49.82
TiO ₂	1.85	1.55	1.28	1.17	1.97	1.46	1.57	2.04	1.00	1.65	2.35	1.07
Al ₂ O ₃	15.86	16.83	16.75	16.47	17.19	15.30	17.64	14.86	12.30	16.78	14.42	16.08
Fe ₂ O ₃	6.01	4.85	3.02	2.39	6.13	6.41	4.01	5.17	1.40	4.07	3.16	1.84
FeO	4.26	5.15	3.02	5.96	6.07	4.81	5.16	6.99	5.90	4.76	5.11	4.54
MnO	0.22	0.17	0.15	0.16	0.20	0.20	0.21	0.24	0.10	0.17	0.15	0.11
MgO	5.36	6.65	8.81	8.70	5.12	6.91	6.28	7.00	5.10	9.26	4.29	8.74
CaO	13.51	17.31	10.51	11.59	10.18	14.68	12.27	10.15	14.90	11.67	14.43	11.81
Na ₂ O	2.58	1.11	3.43	2.85	3.67	1.72	3.12	1.78	2.60	2.78	0.49	2.88
K ₂ O	0.27	0.08	0.17	0.05	0.30	0.55	0.21	0.27	0.90	0.11	0.11	0.07
P ₂ O ₅	0.23	0.17	0.13	0.13	0.14	0.15	0.19	0.24	0.10	0.12	0.68	0.12
H ₂ O	1.31	1.83	1.53	1.54	0.94	1.33	0.97	1.44	1.40	1.06	1.08	2.11
CO ₂	0.07	0.10	0.03	0.02	0.11	0.05	0.11	0.09	0.00	0.07	0.23	0.16
Cr ₂ O ₃	0.05	0.06	0.00	0.04	0.00	0.04	0.05	0.01	0.00	0.03	0.02	0.05
NiO	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02
Total	99.89	100.00	99.59	100.19	99.97	99.86	100.01	100.17	99.00	99.99	99.98	99.42
Eléments traces (ppm)												
Ba B	28	<13	20	<13	179	94	17	85	153	30	16	23
Ba	55	39	35	23	195	113	43	106	176	44	50	27
Rb	<4	<4	<4	<4	<4	6	<4	6	34	4	5	<4
Sr	183	194	153	157	518	320	225	148	554	161	738	147
Pb	<7	17	<7	<7	20	25	<7	23	12	<7	13	<7
Th	2	<2	<2	2	4	<2	7	3	14	<2	7	2
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	35	<8	<8	<8
Nb	<4	<4	<4	<4	9	10	<4	23	9	4	70	4
La	<4	13	6	5	10	7	<4	11	245	10	37	<4
Ce	8	14	14	10	27	12	14	23	21	<6	66	<6
Y	11	7	11	5	18	9	16	23	23	24	46	7
Nd	40	39	23	24	30	41	34	46	48	35	36	21
Zr	153	113	102	87	107	96	109	172	308	132	297	90
V	278	239	177	172	245	230	253	260	127	175	181	147
Cr	235	339	393	415	64	330	304	140	237	341	158	392
Ni	116	123	93	109	65	125	105	69	92	112	73	130
Co	44	45	35	37	39	55	41	43	43	35	32	33
Cu	26	7	1388	91	14	42	30	48	41	54	5	36
Zn	102	100	51	60	101	105	57	135	123	33	63	27
Ga	21	23	11	16	26	23	20	24	18	12	20	12
Sc	35	30	37	34	35	43	37	41	22	36	5	27
S	<6	<6	135	124	<6	<6	<6	571	<6	608	162	<6

Basaltes	14-3	15-16	16-11	16-13	16-14	16-17 G	17-1	17-3	17-10	17-6	17-9G	17-11
Éléments majeurs (% poids)												
SiO ₂	49.89	45.94	47.31	46.24	47.26	54.90	48.55	49.48	48.01	50.45	49.37	47.94
TiO ₂	0.76	1.38	1.25	2.49	1.97	2.28	1.87	1.47	1.79	1.27	2.01	1.86
Al ₂ O ₃	16.50	16.85	17.90	17.38	16.14	13.11	15.78	15.72	16.84	15.79	15.25	16.59
Fe ₂ O ₃	3.89	4.58	5.56	3.24	6.64	4.72	6.49	3.36	5.63	2.28	4.63	5.30
FeO	3.79	5.15	3.71	7.12	4.03	9.43	3.71	5.62	4.58	5.56	5.43	6.05
MnO	0.16	0.17	0.16	0.13	0.16	0.25	0.15	0.16	0.19	0.15	0.15	0.20
MgO	9.81	6.81	5.00	5.49	4.62	2.54	7.03	7.75	4.70	8.38	6.60	4.23
CaO	10.54	13.79	13.87	12.11	12.83	6.91	11.08	11.36	12.61	10.45	10.73	12.45
Na ₂ O	2.57	2.22	2.90	3.19	3.05	2.09	3.09	3.14	3.57	3.81	3.46	2.73
K ₂ O	0.31	0.50	0.57	0.39	1.37	1.29	0.15	0.12	0.23	0.14	0.13	0.35
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.15	0.23	0.24	0.58	0.25	0.17	0.22	0.14	0.25	0.20
H ₂ O	1.00	1.16	1.08	1.59	1.16	1.84	1.06	1.37	1.41	1.68	1.03	1.25
CO ₂	0.04	0.05	0.06	0.08	0.10	0.03	0.05	0.08	0.06	0.03	0.06	0.52
Cr ₂ O ₃	0.09	0.05	0.08	0.01	0.03	0.00	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05	0.03
NiO	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01
Total	99.48	98.79	99.47	99.69	99.61	99.97	99.32	99.88	99.88	100.18	99.16	99.71
Éléments traces (ppm)												
Ba β	<13	65	26	19	71	259	<13	27	40	16	17	27
Ba	38	86	56	58	96	260	30	38	65	30	39	50
Rb	<4	8	8	<4	24	43	<4	<4	6	<4	<4	4
Sr	174	380	207	476	399	234	151	184	145	127	184	234
Pb	<7	30	<7	<7	<7	11	<7	<7	14	<7	<7	<7
Th	<2	2	<2	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2	<2	2
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Nb	<4	4	<4	<4	<4	10	<4	4	4	<4	<4	<4
La	<4	<4	4	14	<4	24	6	5	5	4	<4	5
Ce	22	7	<6	27	8	55	16	7	15	12	12	9
Nd	5	9	7	21	15	46	17	11	16	8	18	12
Y	23	39	25	54	40	67	22	36	48	28	44	40
Zr	80	100	90	248	163	283	155	115	160	93	169	145
V	188	226	189	266	245	194	218	198	235	168	244	226
Cr	404	341	373	177	215	29	234	254	203	356	247	189
Ni	198	152	135	72	91	16	78	124	89	114	103	82
Co	38	46	43	42	48	35	32	40	44	36	39	42
Cu	38	43	29	239	28	29	16	7	41	88	43	52
Zn	50	72	103	82	123	162	75	80	22	53	89	97
Ga	14	24	15	25	19	28	8	18	19	14	19	24
Sc	37	41	27	44	37	48	34	33	34	33	35	30
S	213	<6	<6	566	<6	<6	24	<6	<6	<6	<6	<6

Basaltes	17-12	17-18G	17-21	17-23	20-4	20-6	20-9	20-13	20-15	21-3	21-18	21-2
Eléments majeurs (% poids)												
SiO2	49.68	47.27	49.63	46.34	48.03	45.79	47.48	51.25	48.59	44.04	54.55	51.87
TiO2	1.13	1.28	1.19	1.17	1.07	1.93	0.82	1.11	0.99	1.60	1.00	1.54
Al2O3	16.39	17.83	16.27	17.25	16.65	17.29	16.78	18.71	15.86	23.66	16.43	14.08
Fe2O3	3.19	2.12	3.55	4.76	2.79	3.28	1.67	2.18	1.94	3.21	2.24	3.20
FeO	5.09	7.07	4.73	4.04	4.57	7.23	4.82	4.71	5.99	6.29	4.55	5.44
MnO	0.15	0.16	0.15	0.15	0.13	0.19	0.13	0.13	0.16	0.14	0.14	0.14
MgO	8.73	8.39	8.06	8.74	10.00	6.08	11.44	5.95	8.75	4.95	6.14	8.40
CaO	10.36	7.46	10.06	12.56	11.30	13.74	11.56	7.64	13.24	7.85	7.25	9.00
Na2O	3.10	4.22	4.08	2.62	2.24	2.51	2.09	4.53	2.27	3.69	4.49	2.77
K2O	0.14	0.10	0.23	0.08	0.54	0.19	0.12	1.36	0.22	0.40	0.43	1.29
P2O5	0.12	0.04	0.14	0.13	0.09	0.21	0.06	0.28	0.07	0.07	0.24	0.40
H2O	1.30	3.26	1.54	2.22	1.80	1.46	2.30	1.86	1.76	3.75	2.42	1.59
CO2	0.07	0.11	0.15	0.02	0.03	0.07	0.03	0.08	0.20	0.12	0.05	0.08
Cr2O3	0.06	0.03	0.06	0.08	0.03	0.04	0.06	0.03	0.05	0.03	0.02	0.06
NiO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
Total	99.53	99.36	99.86	100.18	99.27	100.02	99.38	99.83	100.12	99.81	99.96	99.87
Eléments traces (ppm)												
Ba β	16	42	40	19	46	20	<13	225	34	273	100	276
Ba	30	9	39	21	51	54	18	225	42	283	84	279
Rb	<4	<4	4	<4	17	<4	<4	47	11	13	17	39
Sr	149	314	194	252	189	215	150	493	126	544	322	233
Pb	<7	<7	<7	<7	<2	<7	<2	<7	<7	14	<7	<7
Th	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	4	<2	13	<2	2
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	13	<8	<8
Nb	<4	4	<4	<4	<4	<4	<4	7	4	18	8	9
La	<4	34	8	<4	<4	5	<4	18	<4	54	12	20
Ce	<6	21	11	6	7	22	<6	30	<6	105	30	43
Nd	<3	58	8	7	7	11	<3	14	3	54	17	27
Y	25	34	23	27	22	41	18	24	24	47	24	29
Zr	74	93	94	91	76	153	44	189	69	185	118	135
V	166	11	172	149	138	256	110	118	160	198	97	161
Cr	370	297	382	421	450	242	484	155	395	192	95	390
Ni	132	28	132	133	202	83	233	81	154	81	43	116
Co	37	141	40	36	38	41	38	30	41	35	30	40
Cu	29	9	22	17	355	22	97	31	5	24	5	53
Zn	68	70	81	63	50	90	57	64	80	110	72	121
Ga	15	20	17	19	17	22	11	11	15	28	16	17
Sc	31	<1	36	29	28	36	24	24	30	27	18	36
S	<6	<6	<6	304	<6	<6	14	136	<6	685	<6	<6

Basaltes	21-5G	21-10	21-15	23-8G	23-10G	24-3	24-4G	24-7G	24-8	24-10G	24-15	24-18
Eléments majeurs (% poids)												
SiO2	51.61	49.86	50.54	41.70	42.75	47.71	48.18	45.02	48.73	49.51	49.39	48.87
TiO2	2.51	1.03	1.59	1.32	1.89	1.22	1.67	2.08	2.11	1.69	1.28	1.94
Al2O3	16.38	17.49	16.08	16.75	15.92	17.40	16.07	14.90	15.33	14.61	16.89	15.39
Fe2O3	2.99	4.39	3.02	4.04	6.48	2.06	2.75	1.08	4.35	3.46	1.18	3.40
FeO	6.49	3.20	5.18	7.28	4.15	6.46	7.67	10.75	6.71	5.19	7.28	6.81
MnO	0.21	0.14	0.16	0.16	0.17	0.18	0.14	0.29	0.18	0.11	0.15	0.19
MgO	4.38	8.06	6.90	9.96	7.96	7.77	9.23	7.20	5.07	7.43	7.12	7.15
CaO	8.71	9.13	10.39	10.57	8.17	10.78	7.70	9.88	11.20	12.90	10.29	9.36
Na2O	3.70	3.52	4.42	1.69	4.39	3.23	2.98	2.66	3.62	3.81	3.75	4.25
K2O	0.62	0.17	0.62	0.17	0.16	0.09	0.28	0.21	0.40	0.01	0.35	0.14
P2O5	0.41	0.13	0.22	0.06	0.19	0.05	0.19	0.32	0.25	0.07	0.12	0.20
H2O	1.55	2.54	1.65	3.93	2.67	2.01	2.68	2.26	1.31	0.99	1.72	1.49
CO2	0.05	0.11	0.02	0.70	4.11	0.04	0.03	1.69	0.83	0.05	0.03	0.05
Cr2O3	0.00	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.05	0.03	0.07	0.03	0.02
NiO	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	99.61	100.18	100.40	98.28	99.03	99.02	99.62	98.40	100.13	99.91	99.58	99.26
Eléments traces (ppm)												
Ba β	178	88	26	53	70	27	47	66	42	<13	178	43
Ba	211	82	30	31	55	31	33	67	55	27	182	47
Rb	18	22	<4	<4	5	<4	<4	11	8	<4	5	<4
Sr	397	304	299	185	213	195	190	165	125	143	182	216
Pb	<7	<7	<7	7	<2	<2	<2	23	<7	<2	<2	<7
Th	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Nb	16	<4	<4	4	7	4	<4	11	<4	<4	<4	4
La	40	9	4	<4	8	4	4	5	5	5	5	8
Ce	72	24	22	16	12	24	14	18	20	16	20	16
Nd	57	9	10	4	16	5	16	14	14	8	10	16
Y	39	15	30	27	33	30	36	45	51	30	25	42
Zr	314	58	151	87	177	98	130	149	171	134	106	158
V	262	121	176	119	146	170	184	259	255	183	137	215
Cr	25	206	252	424	174	257	253	272	189	288	266	172
Ni	15	67	74	223	49	89	233	91	97	65	94	58
Co	36	37	36	54	37	39	41	46	44	34	38	38
Cu	32	<5	<5	110	61	213	63	17	64	<5	76	48
Zn	86	80	54	89	80	80	89	156	108	32	108	84
Ga	22	16	15	17	17	18	18	25	21	16	18	19
Sc	31	27	37	35	41	35	41	48	39	39	33	44
S	1320	14	<6	258	351	147	<6	<6	<6	<6	670	171

Basaltes	28-5	28-8	28-10	28-14	29-1	31-1	31-2	31-5	32-10	32-15A	81-1	81-9
Eléments majeurs (% poids)												
SiO ₂	50.45	49.75	49.37	49.18	48.51	43.30	50.41	52.67	48.61	49.04	51.81	45.10
TiO ₂	1.77	1.42	2.03	1.47	2.09	0.91	0.90	0.70	1.40	2.03	1.17	1.53
Al ₂ O ₃	14.53	14.84	15.05	14.63	13.98	15.60	19.20	16.34	15.30	15.16	16.43	15.35
Fe ₂ O ₃	1.90	4.92	1.33	3.23	3.07	2.44	1.55	3.06	1.03	1.02	1.65	1.65
FeO	8.02	4.37	9.11	6.26	7.37	4.70	5.87	5.00	7.78	9.09	4.29	8.78
MnO	0.16	0.17	0.27	0.15	0.18	0.19	0.14	0.14	0.17	0.26	0.26	0.25
MgO	6.61	5.87	7.35	7.15	9.72	5.70	5.58	5.25	7.96	7.40	7.34	9.91
CaO	13.33	13.33	6.47	8.28	6.73	13.65	7.37	6.02	11.36	9.99	9.45	13.32
Na ₂ O	4.21	2.62	4.43	4.10	3.75	3.91	5.17	6.45	2.79	3.39	3.00	1.22
K ₂ O	0.18	0.08	0.11	0.43	0.12	0.08	0.12	0.07	0.05	0.12	0.62	0.29
P ₂ O ₅	0.18	0.15	0.23	0.17	0.27	0.09	0.05	0.10	0.14	0.23	0.20	0.19
H ₂ O	2.87	1.95	3.27	3.06	3.85	2.76	3.33	2.96	2.13	1.87	1.65	1.69
CO ₂	0.29	1.41	0.53	1.41	0.04	5.94	0.18	3.66	0.12	0.22	0.06	0.04
Cr ₂ O ₃	0.04	0.05	0.03	0.05	0.06	0.02	0.01	0.01	0.04	0.03	0.07	0.06
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.05
Total	99.64	99.82	99.59	99.58	99.77	99.30	99.88	99.74	98.89	99.77	99.75	99.43
Eléments traces (ppm)												
Ba β	56	25	70	62	57	44	63	65	24	28	227	88
Ba	63	53	52	63	71	36	44	37	33	36	225	107
Rb	<4	<4	<4	15	<4	<4	4	<4	<4	<4	18	<4
Sr	189	239	152	159	96	161	236	105	135	107	449	544
Pb	<7	<7	7	<7	<7	26	15	11	<7	<7	<7	11
Th	3	<2	5	2	<2	<2	11	7	<2	<2	<2	<2
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Nb	<4	<4	<4	<4	<4	<4	23	16	5	5	4	12
La	<4	5	8	<4	4	<4	51	42	<4	<4	8	20
Ce	12	11	17	<6	20	<6	143	110	8	22	35	20
Nd	11	9	16	9	15	34	58	61	10	13	7	22
Y	39	31	41	31	27	41	51	41	31	43	20	26
Zr	137	110	155	113	186	66	161	126	106	171	36	103
V	266	225	280	217	283	140	206	119	186	219	117	184
Cr	289	315	284	317	174	248	123	112	319	187	320	318
Ni	126	123	92	126	103	164	98	89	79	82	83	210
Co	47	43	50	45	44	43	32	30	37	40	34	47
Cu	71	57	51	60	<5	68	118	15	33	6	6	7
Zn	95	78	83	88	57	77	83	56	60	53	81	149
Ga	17	18	20	14	8	17	23	14	15	16	16	22
Sc	44	34	46	41	37	23	18	18	33	35	31	25
S	<6	<6	148	<6	<6	<6	204	<6	<6	<6	<6	<6

Basaltes	81-13	81-15	81-16	81-20	99-11	99-14
Éléments majeurs (% poids)						
SiO ₂	52.55	61.30	49.18	44.56	45.81	49.35
TiO ₂	0.93	0.66	2.57	3.55	2.04	2.05
Al ₂ O ₃	18.01	17.33	17.53	16.09	17.71	15.69
Fe ₂ O ₃	1.88	2.11	5.06	5.16	3.04	0.64
FeO	5.41	3.69	6.26	8.85	5.89	8.73
MnO	0.12	0.12	0.18	0.19	0.14	0.18
MgO	5.31	2.24	3.88	4.96	6.88	6.43
CaO	7.20	6.08	8.14	10.13	9.23	8.27
Na ₂ O	3.93	3.89	3.65	3.34	3.84	4.84
K ₂ O	2.58	1.05	0.66	0.32	0.41	0.08
P ₂ O ₅	0.26	0.18	1.10	1.20	0.37	0.34
H ₂ O	1.52	0.95	1.14	1.53	3.71	2.93
CO ₂	0.04	0.04	0.03	0.11	0.11	0.11
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.77	99.64	99.38	100.00	99.20	99.65
Éléments traces (ppm)						
Ba β	502	369	231	173	100	74
Ba	496	383	241	204	102	68
Rb	56	23	13	6	16	4
Sr	289	327	578	466	537	197
Pb	18	<7	<7	35	30	30
Th	2	<2	2	6	2	<2
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Nb	6	5	5	11	6	8
La	16	17	21	12	17	22
Ce	40	40	55	38	33	<6
Nd	24	11	30	49	32	39
Y	33	17	11	44	65	63
Zr	120	111	74	70	244	221
V	138	99	213	493	240	232
Cr	85	<14	<14	41	171	134
Ni	31	8	<7	30	98	57
Co	28	15	24	59	38	37
Cu	22	11	<5	28	76	49
Zn	91	66	94	121	77	107
Ga	20	18	11	31	23	22
Sc	33	14	16	37	27	39
S	<6	<6	<6	171	<6	80

Mg-gabbros	2-12	2-15	2-19	2-27	2-28	2-30	2-36	5-4	5-16	7-4	7-8	7-3
Éléments majeurs (% poids)												
SiO ₂	50.48	49.98	48.19	48.41	49.33	49.18	49.94	50.05	51.77	48.39	47.88	48.03
TiO ₂	0.29	0.23	0.19	0.23	0.50	0.22	0.36	0.56	0.46	0.41	0.20	0.23
Al ₂ O ₃	16.88	17.93	18.50	17.88	20.28	17.61	17.49	15.46	16.41	18.14	17.72	20.41
Fe ₂ O ₃	0.33	0.42	0.49	0.12	0.18	0.29	2.05	4.09	4.54	1.01	0.16	1.43
FeO	4.26	3.21	3.40	4.03	3.08	3.83	3.26	3.13	2.92	3.97	5.46	2.69
MnO	0.11	0.07	0.07	0.08	0.06	0.11	0.10	0.22	0.11	0.06	0.13	0.08
MgO	10.17	10.59	11.46	10.93	8.20	11.27	9.53	9.33	8.41	9.52	10.92	8.94
CaO	13.95	14.07	12.76	15.00	13.52	14.18	12.77	11.60	9.38	14.24	13.45	14.36
Na ₂ O	1.45	1.52	2.11	0.68	1.85	1.29	2.64	3.49	4.05	1.96	1.69	1.96
K ₂ O	0.01	0.01	0.20	0.47	0.51	0.07	0.07	0.67	0.55	0.11	0.13	0.11
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0.04	0.01	0.02
H ₂ O	1.52	1.52	1.90	1.38	1.83	1.00	0.82	1.28	0.99	1.69	1.81	1.50
CO ₂	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.07	0.09	0.03	0.04	0.03
Cr ₂ O ₃	0.11	0.10	0.29	0.20	0.11	0.20	0.05	0.07	0.02	0.19	0.05	0.14
NiO	0.03	0.01	0.06	0.05	0.01	0.07	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02
Total	99.81	99.70	99.66	99.50	99.53	99.36	99.14	100.08	99.71	99.78	99.65	99.95
Éléments traces (ppm)												
Ba B	<13	<13	<13	<13	<13	<13	<13	92	121	<13	<13	16
Ba	3	<2	3	5	21	6	6	100	109	9	<2	6
Rb	<4	10	10	27	37	<4	<4	26	38	5	<4	8
Sr	196	194	283	289	255	276	171	237	364	209	123	235
Pb	<7	<2	<7	<7	<2	<2	<7	18	<7	<7	<7	<7
Th	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Nb	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	4	<4	<4	<4	4
La	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	4	<4	<4	<4
Ce	11	<6	<6	<6	<6	<6	<6	8	8	<6	<6	<6
Nd	<3	4	4	<3	<3	<3	<3	3	4	<3	<3	<3
Y	9	8	6	5	11	8	9	26	10	9	8	12
Zr	10	8	9	9	30	10	16	40	40	25	8	19
V	83	65	53	68	96	65	83	122	84	93	56	62
Cr	694	762	1804	1073	932	851	380	403	381	1136	525	866
Ni	190	173	312	240	161	267	165	119	204	155	185	148
Co	27	13	26	25	22	31	29	36	34	31	43	27
Cu	49	73	30	20	84	<5	70	5	229	34	172	29
Zn	29	8	20	24	16	33	31	134	106	29	99	29
Ga	11	<3	9	9	11	10	12	16	10	12	11	13
Sc	41	30	21	34	35	29	32	49	27	39	15	25
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	1050	<6

Mg-gabbros	7-19	7-17B	8-9	12-15	12-20	12-52	12-53G	13-9G	14-2	14-6	14-9	16-9
Eléments majeurs (% poids)												
SiO ₂	51.24	49.31	50.32	49.94	46.90	46.98	48.57	48.63	48.21	48.75	52.39	51.18
TiO ₂	0.28	0.33	0.41	0.29	0.33	0.86	0.22	0.37	1.19	0.23	0.44	0.43
Al ₂ O ₃	16.30	17.65	17.63	17.25	18.95	15.56	18.01	17.43	16.11	17.22	16.01	17.72
Fe ₂ O ₃	1.98	3.00	2.39	2.69	0.81	1.00	1.43	1.43	2.76	1.02	1.74	1.32
FeO	3.03	1.80	3.96	1.76	4.43	4.51	3.03	3.84	5.47	3.51	3.77	3.70
MnO	0.10	0.08	0.13	0.09	0.11	0.14	0.08	0.09	0.15	0.10	0.10	0.14
MgO	9.70	10.64	9.34	11.29	10.39	13.50	10.10	9.13	9.01	11.61	9.41	8.52
CaO	11.79	14.13	11.44	11.47	13.80	12.33	14.09	13.59	11.89	12.94	11.00	12.43
Na ₂ O	3.81	1.56	3.06	3.20	1.63	1.07	2.91	2.13	2.48	1.48	3.29	2.95
K ₂ O	0.03	0.04	0.02	0.09	0.24	0.83	0.10	0.02	0.09	0.23	0.08	0.07
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.02	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03	0.09	0.01	0.01	0.03
H ₂ O	1.15	0.71	1.34	1.33	2.07	2.30	1.45	2.14	1.79	1.82	1.46	1.08
CO ₂	0.14	0.05	0.05	0.09	0.15	0.03	0.06	0.34	0.05	0.04	0.07	0.07
Cr ₂ O ₃	0.07	0.28	0.01	0.16	0.05	0.14	0.21	0.08	0.07	0.74	0.00	0.09
NiO	0.03	0.05	0.02	0.04	0.01	0.05	0.04	0.03	0.03	0.07	0.00	0.02
Total	99.66	99.65	100.14	99.70	99.76	99.46	100.33	99.28	99.39	99.77	99.77	99.75
Eléments traces (ppm)												
Ba β	17	<13	17	17	<13	63	16	16	24	<13	<13	<13
Ba	11	2	15	17	13	60	5	6	8	9	14	10
Rb	<4	<4	<4	<4	9	64	6	<4	26	12	<4	<4
Sr	100	158	177	267	228	153	218	180	190	172	192	178
Pb	<7	<7	7	<7	<7	21	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Th	<2	<2	<2	<2	<2	2	2	<2	2	<2	<2	<2
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Nb	4	<4	4	4	<4	4	4	4	4	<4	<4	<4
La	<4	<4	<4	<4	4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Ce	12	<6	<6	11	25	<6	<6	<6	16	<6	<6	6
Nd	<3	<3	3	<3	4	4	12	<3	13	<3	<3	<3
Y	12	8	17	14	6	31	9	11	<5	6	12	18
Zr	15	16	28	25	16	33	21	48	51	11	15	18
V	91	82	98	83	66	100	77	76	92	64	104	107
Cr	384	1415	109	898	484	905	1684	607	496	3192	16	555
Ni	150	261	119	191	198	291	244	176	128	289	57	123
Co	25	28	34	26	31	33	25	31	28	31	27	21
Cu	25	24	33	16	90	27	8	15	34	<5	41	24
Zn	28	27	50	27	46	57	33	26	73	42	91	148
Ga	11	11	15	11	12	14	12	11	8	10	13	10
Sc	38	33	34	38	26	35	26	22	26	27	43	46
S	<6	<6	<6	<6	240	<6	<6	<6	11	<6	159	<6

Mg-gabbros	17-4	17-7	18-18	20-1	20-3	20-11	23-5	25-25	25-28	26-10	28-21	32-8
Éléments majeurs (% poids)												
SiO2	49.28	47.08	52.34	50.80	46.53	52.08	46.49	52.77	48.43	47.63	51.12	43.69
TiO2	0.25	0.40	0.96	1.09	0.25	0.60	0.89	0.55	0.34	0.49	0.19	0.18
Al2O3	17.20	14.43	9.13	14.85	19.81	12.21	19.68	15.34	16.90	17.05	16.11	19.91
Fe2O3	3.06	1.32	0.64	2.15	1.43	1.61	2.73	2.06	1.19	1.20	1.58	1.28
FeO	0.09	2.96	5.77	4.79	4.05	4.47	5.49	3.42	3.26	3.80	6.51	5.70
MnO	0.09	0.10	0.13	0.13	0.10	0.14	0.12	0.12	0.09	0.10	0.18	0.10
MgO	9.79	9.93	12.68	10.43	11.83	10.42	7.29	7.83	10.28	9.81	7.31	14.79
CaO	14.43	13.90	12.25	11.14	9.73	13.22	9.65	13.44	14.00	14.60	11.19	3.99
Na2O	2.07	1.77	1.86	2.68	2.19	1.56	3.07	2.90	1.87	1.81	2.35	3.78
K2O	0.03	0.03	1.27	0.13	0.09	0.17	0.12	0.07	0.10	0.05	0.23	0.01
P2O5	0.01	0.01	0.52	0.03	0.03	0.20	0.05	0.03	0.01	0.04	0.02	0.02
H2O	1.46	1.45	1.05	0.98	3.51	2.03	3.58	1.33	2.15	2.01	3.68	5.91
CO2	0.06	0.06	0.40	0.06	0.04	0.72	0.44	0.08	0.13	0.03	0.26	0.11
Cr2O3	0.14	0.24	0.14	0.21	0.02	0.01	0.03	0.04	0.10	0.07	0.01	0.09
NiO	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.10
Total	99.27	93.71	99.17	99.51	99.63	99.44	99.65	99.99	98.87	98.71	100.76	99.66
Éléments traces (ppm)												
Ba	<13	<13	295	<13	19	52	46	<13	16	16	65	65
Ba	9	17	301	17	8	54	30	13	17	17	133	8
Rb	<4	<4	61	<4	<4	8	5	<4	<4	<4	<4	<4
Sr	225	97	717	187	215	582	267	210	157	211	125	104
Pb	<7	<7	7	<7	<7	11	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Th	<2	<2	<2	<2	<2	7	<2	<2	<2	<2	<2	<2
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Nb	<4	<4	<4	<4	<4	15	4	<4	4	4	<4	4
La	<6	7	17	<4	<4	20	<4	<4	4	4	8	4
Ce	<6	10	30	10	<6	30	12	<6	<6	<6	24	9
Nd	<3	6	16	3	<3	19	3	<3	<3	<3	18	<3
Y	8	8	20	14	8	32	21	17	12	17	38	9
Zr	8	12	110	29	15	180	70	25	23	34	189	18
Y	71	101	114	123	40	53	97	143	86	109	431	49
Cr	949	1126	1183	872	207	60	226	149	842	534	336	469
Ni	184	131	299	172	332	27	134	155	181	136	154	431
Co	26	23	33	34	35	22	38	55	28	33	64	49
Cu	48	7	69	<5	163	5	42	26	51	35	59	13
Zn	26	24	80	51	37	152	67	41	31	38	91	70
Ga	9	6	11	13	10	17	14	13	11	12	18	11
Sc	32	45	36	39	5	10	17	52	37	41	34	10
S	<6	<6	79	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	278	<6

Mg-gabbros	32-15G	32-22
Éléments majeurs (% poids)		
SiO ₂	48.56	47.99
TiO ₂	0.96	0.28
Al ₂ O ₃	16.23	16.20
Fe ₂ O ₃	3.08	1.34
FeO	5.55	2.52
MnO	0.11	0.10
MgO	8.76	11.92
CaO	10.72	14.59
Na ₂ O	3.00	1.39
K ₂ O	0.10	0.11
P ₂ O ₅	0.11	0.02
H ₂ O	2.34	2.70
CO ₂	0.09	0.02
Cr ₂ O ₃	0.08	0.26
NiO	0.02	0.03
Total	99.71	99.47
Éléments traces (ppm)		
Ba β	32	16
Ba	28	8
Rb	<4	4
Sr	193	149
Pb	<7	<2
Th	<2	<8
U	<8	4
Nb	4	<4
La	<4	<6
Ce	<6	<3
Nd	7	8
Y	18	19
Zr	80	80
V	131	2574
Cr	604	231
Ni	137	24
Co	38	28
Cu	15	18
Zn	55	7
Ga	12	38
Sc	27	<6
S	<6	<6

D: Compositions chimiques d'amphiboles représentatives

AMPHIBOLES CARACTERISTIQUES											
Viège	Antronapiano			Villadossola			P.Tignolino				
	17-23/1.4 bas/C	17-23/4.3 bas/B	17-4/3.1 mg-g/C	17-4/3.3 mg-g/B	8-29/1.1 bas/C	8-29/1.5 bas/B	8-9/2.1 mg-g/C	8-9/2.1 mg-g/B	20-15/1 bas/C	20-15/1.1 bas/B	
SiO2	55.06	49.58	57.26	54.99	56.47	54.87	47.14	55.32	49.45	54.74	46.64
TiO2	0.02	0.36	0.08	0.08	0.00	0.01	0.30	0.06	0.31	0.06	0.27
Al2O3	2.56	11.71	3.83	4.80	1.26	2.26	11.55	3.28	9.49	1.87	11.38
CR2O3	0.04	0.00	0.06	0.06	0.26	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	12.59	11.54	8.46	6.20	5.47	9.30	12.10	7.42	9.42	7.97	11.16
MNO	0.33	0.18	0.34	0.18	0.00	0.32	0.30	0.16	0.19	0.33	0.25
MGO	15.25	12.99	17.88	17.37	21.31	18.58	13.36	19.16	15.33	19.00	13.75
CAO	11.40	10.21	9.85	12.21	12.97	11.82	11.35	11.66	11.35	12.45	12.20
NA2O	0.57	1.60	0.68	1.04	0.34	0.27	1.27	0.38	1.34	0.24	1.29
K2O	0.05	0.14	0.06	0.03	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06	0.04	0.30
H2Ostoec	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30
TOTAL	100.17	100.61	100.80	99.26	100.42	99.77	99.80	99.80	99.24	99.00	99.54
Si	7.87	6.94	7.97	7.77	7.77	7.73	6.71	7.64	7.00	7.71	6.71
Ti	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03
Al	0.43	1.93	0.63	0.80	0.20	0.38	1.94	0.53	1.59	0.31	1.93
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3	0.00	0.58	0.00	0.00	0.31	0.23	0.75	0.61	0.51	0.42	0.40
Fe2	1.50	0.77	0.98	0.73	0.32	0.87	0.69	0.24	0.60	0.52	0.94
Mn	0.04	0.02	0.04	0.02	0.00	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.03
Mg	3.25	2.71	3.71	3.66	4.37	3.90	2.83	3.94	3.24	3.99	2.95
Ca	1.75	1.53	1.47	1.85	1.91	1.78	1.73	1.73	1.72	1.88	1.88
Na	0.16	0.43	0.18	0.29	0.09	0.07	0.35	0.10	0.37	0.07	0.36
K	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06
Al4	0.13	1.06	0.03	0.23	0.20	0.27	1.29	0.36	1.00	0.29	1.29
Al6	0.30	0.88	0.60	0.57	0.00	0.10	0.65	0.17	0.59	0.02	0.65
oct+3	0.30	1.50	0.61	0.59	0.34	0.34	1.44	0.79	1.14	0.45	1.08
NaM4	0.16	0.43	0.18	0.15	0.09	0.07	0.27	0.10	0.28	0.07	0.12
NaA	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.08	0.00	0.09	0.00	0.24

bas = basalte, mg-g = magnésio/gabbro, fe-g = ferrogabbro; /C = coeur, /B = bordure

AMPHIBOLES CARACTERISTIQUES											
P. Tignolino			P. Marcio			P. Ragno			M. Ziccher		
14-9/2.2 mg-g/C	14-9/2.3 mg-g/B	5-22/9 bas/C	5-22/10 bas/B	12-12/1.1 bas/C	12-12/3.2 bas/B	12-20/1.5 mg-g/C	12-20/2.1 mg-g/B	2-9/1 bas/C	2-9/7 bas/B	2-15/1.2 mg-g/C	2-15/4.2 mg-g/B
SiO2	54.93	46.85	45.94	51.16	46.57	55.69	46.30	42.87	45.15	54.21	49.62
TiO2	0.08	0.41	0.87	0.37	0.42	0.06	0.28	0.64	0.56	0.17	0.40
Al2O3	3.02	12.05	11.09	7.35	11.78	4.74	16.34	12.18	10.77	5.20	10.89
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.10	0.41	0.01	0.01	0.45	0.35
FEO	6.26	9.57	13.95	12.59	14.48	6.41	8.59	14.39	14.01	5.34	6.80
MNO	0.11	0.14	0.44	0.35	0.35	0.20	0.16	0.25	0.18	0.10	0.09
MGO	19.64	14.30	11.92	13.65	11.62	19.05	13.19	12.04	12.43	19.72	16.88
CAO	12.65	12.47	11.65	10.54	10.28	11.13	10.65	12.21	12.26	12.14	12.08
NA2O	0.33	1.52	1.73	0.87	1.35	0.68	2.31	1.88	1.67	0.52	1.19
K2O	0.05	0.25	0.33	0.12	0.28	0.07	0.31	0.71	0.68	0.02	0.10
H2Ostoec	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30
TOTAL	99.37	99.86	100.22	99.35	99.49	100.43	100.84	99.48	100.02	100.17	100.70
Si	7.66	6.71	6.67	7.36	6.70	7.69	6.47	6.34	6.62	7.44	6.86
Ti	0.01	0.04	0.10	0.04	0.05	0.01	0.03	0.07	0.06	0.02	0.04
Al	0.50	2.03	1.90	1.25	2.00	0.77	2.69	2.12	1.86	0.84	1.78
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.05	0.00	0.00	0.05	0.04
Fe3	0.28	0.17	0.39	0.17	0.82	0.00	0.41	0.51	0.32	0.49	0.45
Fe2	0.46	0.97	1.31	1.34	0.92	0.74	0.60	1.27	1.39	0.12	0.33
Mn	0.01	0.02	0.05	0.04	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01
Mg	4.09	3.05	2.58	2.93	2.49	3.92	2.75	2.65	2.72	4.03	3.48
Ca	1.89	1.91	1.81	1.62	1.59	1.65	1.59	1.93	1.93	1.78	1.79
Na	0.09	0.42	0.49	0.24	0.38	0.18	0.63	0.54	0.47	0.14	0.32
K	0.01	0.05	0.06	0.02	0.05	0.01	0.06	0.13	0.13	0.00	0.02
Al4	0.34	1.29	1.33	0.64	1.30	0.31	1.53	1.66	1.38	0.56	1.14
Al6	0.16	0.74	0.57	0.60	0.70	0.47	1.16	0.46	0.48	0.28	0.64
oct+3	0.45	0.96	1.06	0.82	1.58	0.48	1.64	1.05	0.87	0.84	1.18
NaM4	0.09	0.09	0.19	0.24	0.38	0.18	0.41	0.07	0.07	0.14	0.21
NaA	0.00	0.33	0.30	0.00	0.00	0.00	0.22	0.47	0.40	0.00	0.11

bas = basalte, mg-g = magnésiogabbro, fe-g = ferrogabbro; /C = coeur, /B = bordure

AMPHIBOLES CARACTERISTIQUES							
M.Ziccher	Cardada			Arcegno			
2-7/1 fe-g	3-5/3.1 bas/C	3-5/5 bas/B	4-21 fe-g	1-2/1.1 bas/C	1-2/3 bas/B	1-6/1 mg-g/C	
1-6/4 mg-g/B							
SiO2	42.65	42.84	51.79	41.43	42.59	46.18	50.71
TiO2	0.90	1.25	0.00	0.50	0.53	0.42	0.21
Al2O3	13.85	14.88	0.00	14.53	12.80	11.35	5.80
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
FEO	24.81	13.18	24.49	20.65	19.98	9.74	8.04
MNO	0.13	0.21	0.67	0.26	0.29	0.25	0.21
MGO	11.04	12.16	18.58	7.58	8.39	14.86	19.41
CAO	11.55	11.40	1.38	10.72	10.30	12.24	12.48
NA2O	2.42	2.43	0.14	1.90	1.78	1.16	0.57
K2O	0.26	0.23	0.00	0.47	0.34	0.16	0.05
H2Ostoec	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30	2.30
TOTAL	100.06	100.88	99.35	100.34	99.30	98.71	99.78
Si	6.25	6.14	7.74	6.14	6.32	6.64	7.05
Ti	0.10	0.13	0.00	0.06	0.06	0.05	0.02
Al	2.39	2.52	0.00	2.54	2.24	1.92	0.95
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe3	0.55	0.71	0.00	1.03	1.14	0.58	0.93
Fe2	1.28	0.87	3.06	1.53	1.34	0.59	0.00
Mn	0.02	0.03	0.07	0.03	0.04	0.03	0.02
Mg	2.41	2.60	3.58	1.67	1.86	3.18	4.02
Ca	1.81	1.75	0.19	1.70	1.64	1.89	1.86
Na	0.69	0.68	0.04	0.55	0.51	0.32	0.15
K	0.05	0.04	0.00	0.09	0.06	0.03	0.01
Al4	1.75	1.86	0.00	1.86	1.68	1.36	0.95
Al6	0.64	0.66	0.00	0.68	0.57	0.56	0.00
oct+3	1.29	1.50	0.00	1.77	1.76	1.19	0.96
NaM4	0.19	0.25	0.00	0.30	0.36	0.11	0.14
NaA	0.50	0.43	0.04	0.25	0.15	0.21	0.01

bas = basalte, mg-g = magnésiogabbro, fe-g = ferrogabbro; /C=coeur, /B = bordure