



HAL
open science

Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss. Modèle thermodynamique et exemples naturels.

E. Le Goff

► **To cite this version:**

E. Le Goff. Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss. Modèle thermodynamique et exemples naturels.. Minéralogie. Université Rennes 1, 1989. Français. NNT : . tel-00655941

HAL Id: tel-00655941

<https://theses.hal.science/tel-00655941>

Submitted on 3 Jan 2012

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

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

E. LE GOFF

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-28-9

**conditions
pression - température
de la déformation
dans les orthogneiss :**

MODELE THERMODYNAMIQUE
ET EXEMPLES NATURELS

MEMOIRES ET DOCUMENTS

du Centre Armoricaïn

d'Etude Structurale

des Socles

n° 29



Rennes 1989

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

N°29

E. LE GOFF

**Conditions pression-température
de la déformation dans les orthogneiss :
Modèle thermodynamique et exemples naturels.**

**Thèse de l'Université de Rennes I
soutenue le 24 Février 1989**

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

1989



ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-28-9

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

E. LE GOFF (1989)

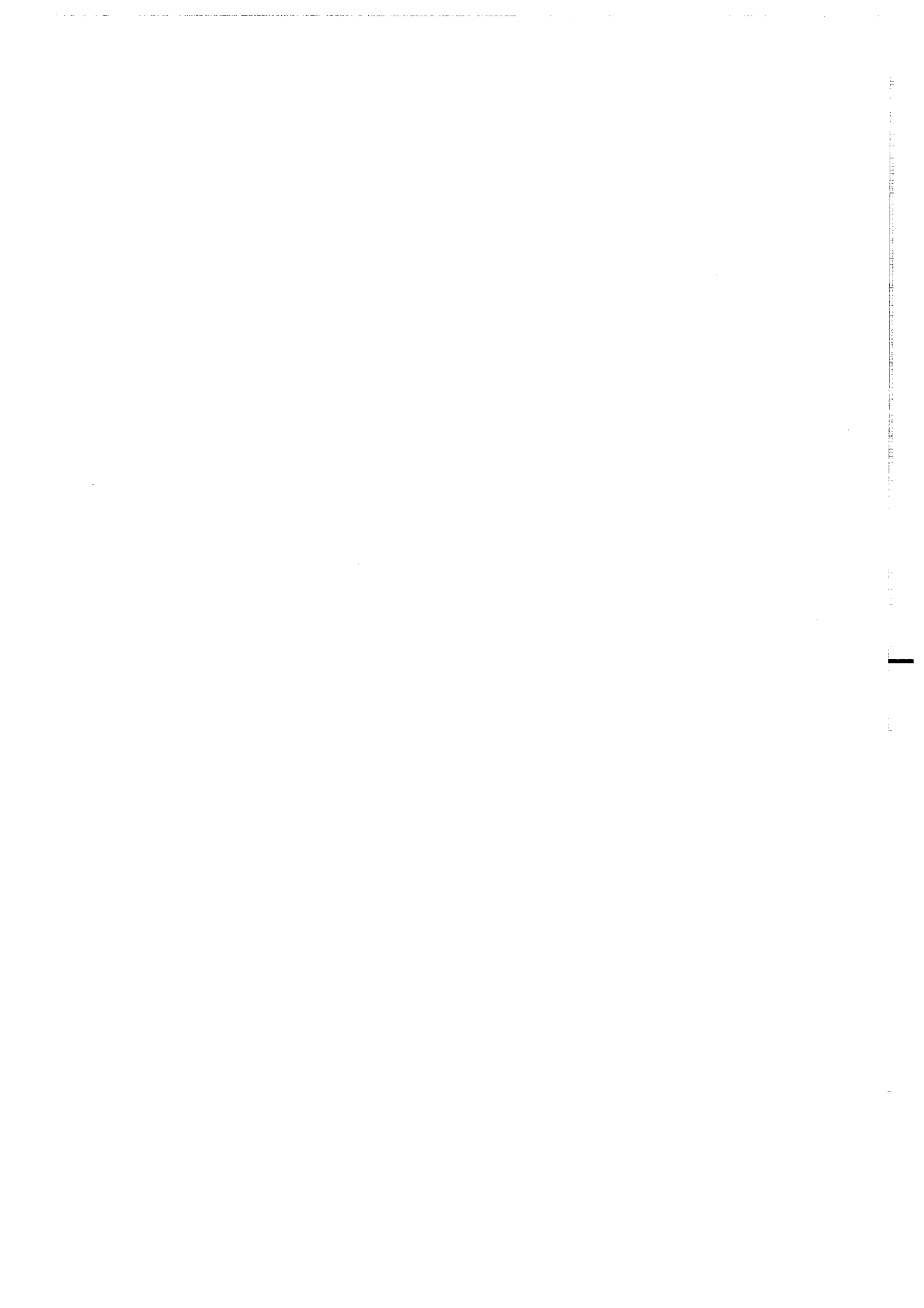
**Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss.
Modèle thermodynamique et exemples naturels.**

Mém. Docum.Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 29 ; 321 p.



Nombreuses sont les personnes qui par leur compétence et leur gentillesse ont contribué à l'élaboration de ce travail. Qu'elles en soient toutes remerciées.

A mes parents



Cette thèse a été financée par le Ministère de la Recherche et de la Technologie et le Conseil Régional de Bretagne. Je remercie à ce titre Messieurs M. Rault et M. Guégan.

La première partie de ce travail effectuée en deux ans a été de développer des méthodes nouvelles permettant d'estimer de façon qualitative et quantitative les conditions Pression-Température dans les granites déformés (Chapitres I, II, III, IV, A1 et A2).

L'année supplémentaire octroyée par le Conseil Régional de Bretagne m'a permis de tester sur des exemples naturels, les méthodes mises au point. Les exemples étudiés proviennent du Massif Armoricaïn (Nappe de Champtoceaux), des Alpes Occidentales (massif du Grand Paradis) et Centrales (massif du Gotthard). Les résultats obtenus sont présentés sous forme de publications (Chapitres V, VI et VII).



**P-T conditions within deformed granites:
thermodynamic model and natural examples**

Key-words : Metagranites - Orthogneisses - Phase relations
Geothermobarometry - Thermodynamic modelisation

Abstract

Deformed rocks of granitic to granodioritic composition constitute a large part of the material involved within collision zones. The aim of this thesis is to develop convenient methods for P-T estimates within orthogneisses.

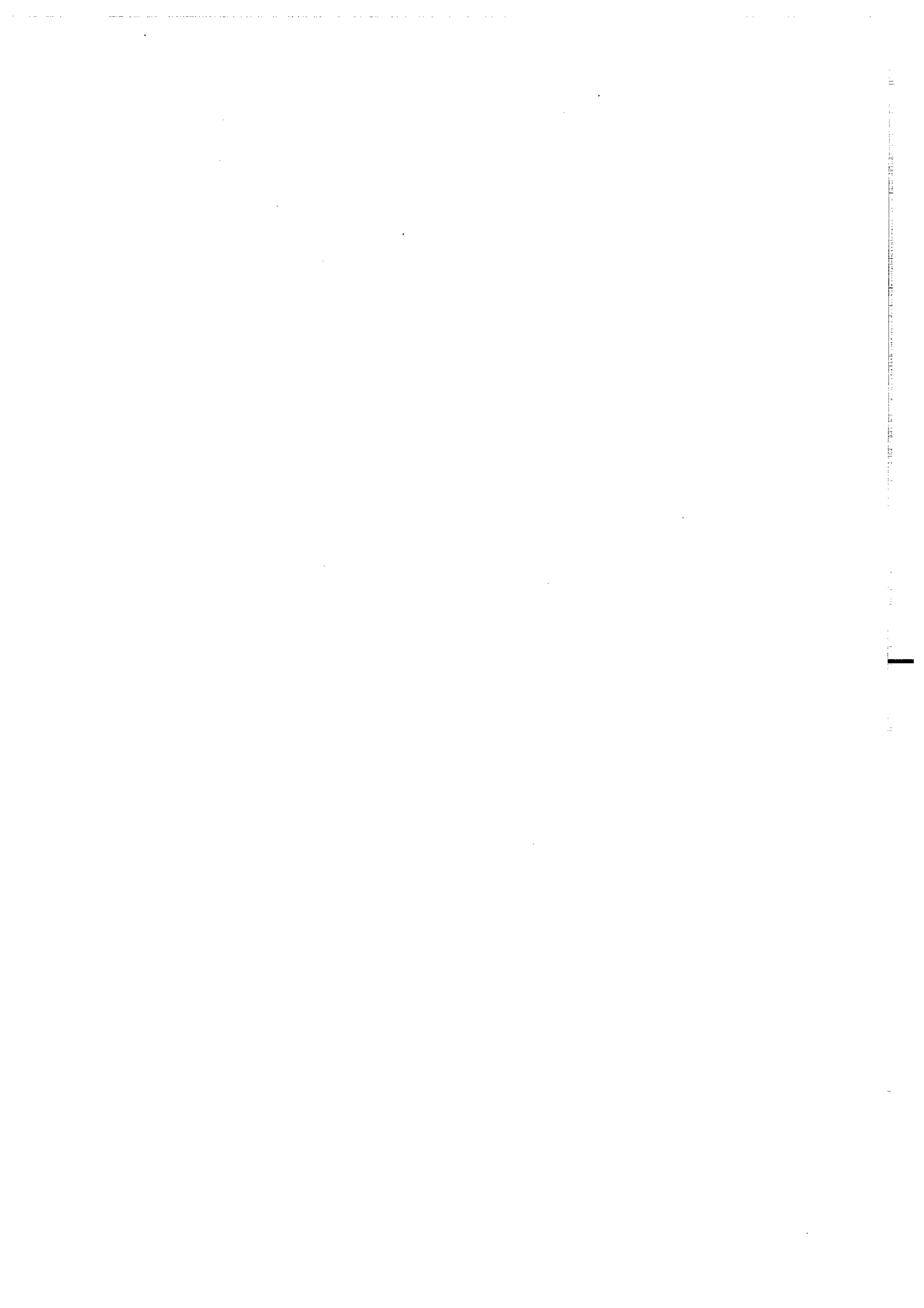
The analysis of syntectonic paragenesis within metagranites shows that they are controlled by:

- removal of biotite and albite (from low to high pressure);
- appearance of oligoclase and removal of epidote (from low to high temperatures).

Phase relations are discussed in the systems $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, KFMASH and KCFMASH. Within these systems, thermodynamic modelisation of equilibria allows to calculate P-T conditions of the deformation. Some examples are described:

- 1- The study of orthogneisses from the Gran Paradiso nappe (Western Alps) allows to calculate P-T conditions of the main deformation (500-550°C, 12 ± 2 kbar).
- 2- Analysis of synkinematic associations of leptynites from the Champtoceaux nappe (Hercynian Armorican massif) constrains the retrogressive history of these units.
- 3- The transition between greenschist and amphibolite facies is studied in the Central Alps. P-T conditions of the deformation in the Gotthard massif are in order of 530-550 °C, 5-7 kbar.

Results obtained are in agreement with previous P-T estimates and demonstrate that orthogneisses are suitable for the thermobarometry in metamorphic terrains.



SOMMAIRE

Introduction	1
Chapitre I: Détermination des conditions P-T dans les granites déformés : les données du problème.	3
1) Introduction	
2) Les granites déformés en faciès pumpélliite	
3) Les granites déformés en faciès éclogite	
4) Les granites déformés en faciès schiste vert, amphibolite à albite-épidote et schiste bleu de haut grade	
5) Les granites déformés en faciès amphibolite	
6) Les granites déformés en faciès amphibolite de haut grade et granulite	
7) Conclusions	
Chapitre II: Les relations de phases dans les métagranites: évolution des assemblages en fonction de la pression	17
1) Introduction	
2) La déstabilisation de la biotite	
2.1) <i>Le système KMASH</i>	
2.2) <i>Les relations de phases</i>	
2.3) <i>Les limites du système A*KF'</i>	
2.4) <i>L'effet de la substitution phengitique</i>	
3) La déstabilisation du plagioclase	
3.1) <i>Introduction</i>	
3.2) <i>Le système SiO_2-$NaAlSi_2O_6$</i>	
3.3) <i>Le système A*NF'</i>	
4) Discussion	
4.1) <i>L'absence de jadéite dans les orthogneiss du Grand Paradis et de Champtoceaux</i>	
4.2) <i>L'apparition de couronne réactionnelle entre biotite et plagioclase</i>	
4.3) <i>Conclusions</i>	
5) Conclusions	
Chapitre III: Les relations de phases dans les métagranites: évolution des assemblages en fonction de la température	43
1) Introduction	
2) Exemples naturels	
2.1) <i>Les Alpes centrales</i>	

- 2.2) *Haut Himalaya*
- 2.3) *Galice*
- 3) **Discussion**
 - 3.1) *La teneur en anorthite du plagioclase*
 - 3.2) *L'apparition des myrmékites*
 - 3.3) *La transition ordre/désordre dans le feldspath potassique*
 - 3.4) *Conclusions*
- 4) **Le multisystème A*C'F'**
 - 4.1) *Choix du système d'étude*
 - 4.2) *Le système A*C'F'*
 - 4.3) *Les associations critiques dans les méta-granites*
 - 4.4) *Le système A*CF' avec muscovite en excès*
- 5) **Application aux méta-granites**
 - 5.1) *L'effet de la composition des phases*
 - 5.2) *L'effet de la composition du plagioclase*
 - 5.3) *L'effet de la substitution phengitique dans la muscovite*
 - 5.4) *L'effet du fractionnement Fe-Mg*
 - 5.5) *L'effet de la composition du grenat*
 - 5.5.1) *Relations entre les phases An-Bio-Mus-Gt(Gro₅₀-Alm₅₀)*
 - 5.5.2) *Relations entre les phases An-Czo-Mus-Bio-Gt(Alm₇₀-Gro₃₀)*
 - 5.6) *Métastabilité des courbes dans le système A*C'F' vis à vis des courbes de fusion partielle*
- 6) **Le multisystème A*KF'**
 - 6.1) *Le système A*KF' n'impliquant pas l'orthopyroxène: application aux orthogneiss*
 - 6.2) *Le système A*KF' n'impliquant pas la muscovite*
- 7) **Conclusions**
 - 7.1) *la transition faciès schiste vert/amphibolite*
 - 7.2) *La transition amphibolite/amphibolite de haut grade/granulite*

Chapitre IV: Géothermobarométrie dans les méta-granites

85

- 1) **Introduction**
- 2) **Les réactions d'échange dans les méta-granites**
 - 2.1) *Le géothermomètre feldspath potassique- plagioclase*
 - 2.1.1) *Les modèles d'approximation binaire*
 - 2.1.2) *Les modèles ternaires*
 - 2.2) *Le géothermomètre plagioclase-muscovite*
 - 2.3) *Les géothermomètres grenat-biotite et grenat-phengite*
 - 2.4) *Le géothermobaromètre grenat-épidote*
 - 2.5) *Conclusions*
- 3) **Les réactions de transfert dans les orthogneiss**
 - 3.1) *Introduction*
 - 3.2) *Le système SiO₂-NaAlSi₂O₆*
 - 3.3) *Le système K₂O-CaO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O*

Tables
Figures

Chapitre VII: Géothermobarométrie des orthogneiss déformés en faciès amphibolite: application aux orthogneiss du Gotthard (Alpes centrales).

177

- 1) Introduction
- 2) Contexte géologique
- 3) Conditions P-T e la déformation dans les orthogneiss du Gotthard
 - 3.1) *Introduction*
 - 3.2) *Pétrographie*
 - 3.3) *Minéralogie*
- 4) Les conditions P-T de la déformation
 - 4.1) *Les réactions d'échange*
 - 4.2) *Les réactions de transfert*
 - 4.2.1) *Le système $K_2O-MgO-FeO-SiO_2-H_2O$*
 - 4.2.2) *Le système $K_2O-CaO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$*
 - 4.3) *Estimation des conditions de la déformation rétromorphique*
 - 4.4) *Conclusions*
- 5) Comparaison avec les orthogneiss de l'Aar et de Maggia
 - 5.1) *Les orthogneiss de Maggia*
 - 5.2) *Les orthogneiss du massif de l'Aar*
- 6) Conclusions

Conclusions

213

Références bibliographiques

219

Abbréviations

239

Annexe 1: Analyse thermodynamique des équilibres de phases

241

- 1) Introduction
- 2) Les relations de phases
- 3) Les réactions d'échange et les réactions de transfert
- 4) Notion d'équilibration
- 5) Bases de la thermodynamique à l'équilibre
 - 5.1) *Energie libre de Gibbs et potentiel chimique*
 - 5.2) *Fonctions H, S, Cp et V*
- 6) Calcul de G°
 - 6.1) *Intégration suivant la température*

Chapitre V: Geothermobarometry in albite-garnet orthogneisses: a case study from the Gran Paradiso nappe (Western Alps).

117

Abstract

1) Introduction

2) Geological setting

3) Petrography

3.1) The Gran Paradiso orthogneisses

3.2) The studied samples

4) Mineralogy

5) P-T conditions of the deformation

5.1) Exchange reactions

5.2) Net-transfer reactions

5.3) A model system for phase equilibria in albite- and garnet-bearing orthogneisses

5.3.1) Effect of thermodynamic parameters of the endmembers

5.3.2) Effect of garnet solution models

5.3.3) Effect of analytical uncertainties

6) Discussion

6.1) Interpretation of results

6.2) High pressure transformations in granitic rocks from the Western alps: their significance

7) Conclusions

Appendix

Calculation method

Thermodynamic data and solution models

Thermodynamic parameters

Abbreviations

References

Tables

Figures

Chapitre VI: Petrology of the leptynites from the Hercynian Champtoceaux nappe (Brittany, France): constraints on P-T paths.

157

1) Introduction

2) Geological setting

3) Petrology and mineralogy

4) P-T estimates

4.1) Calculation methods

4.2) P-T estimates in unit 1

4.3) P-T estimates in unit 3

5) Discussion

6) Conclusions

References

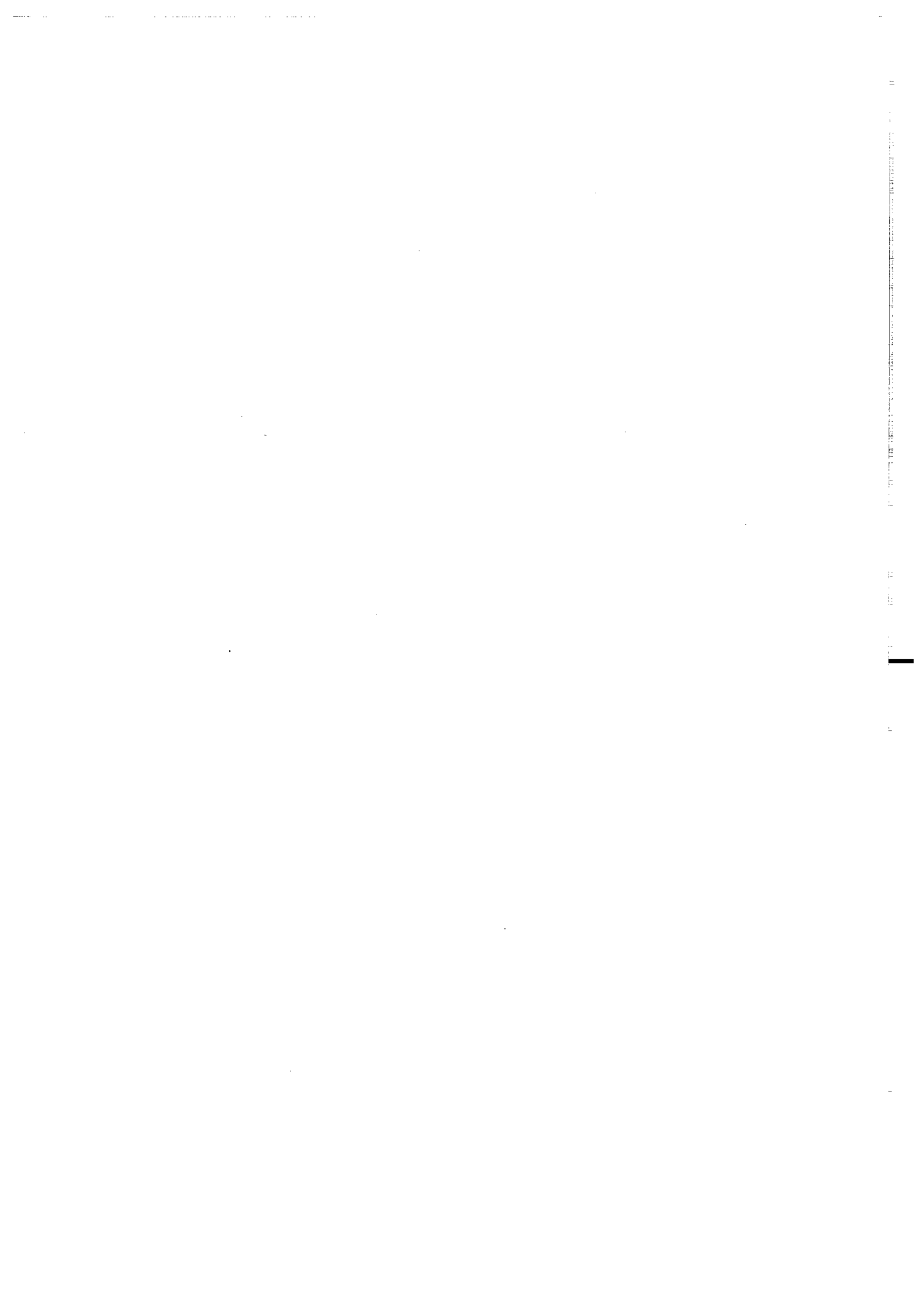
- 6.2) *Intégration suivant la pression*
 - 6.2.1) *Les phases solides*
 - 6.2.2) *La phase fluide*
- 6.3) *Calcul de G°*
- 7) Calcul de RTLnK
 - 7.1) *Activité et état standard*
 - 7.2) *Solution idéale, solution non-idéale*
 - 7.2.1) *La solution est idéale*
 - 7.2.2) *La solution est non-idéale*
- 8) Méthodes de calcul de la fraction molaire
- 9) Discussion

Annexe 2: Thermodynamique des solutions solides: application aux phases minérales et fluide des orthogneiss

257

- 1) Introduction
- 2) Les épidotes
- 3) Les chlorites
- 4) Les biotites
- 5) Les micas blancs
- 6) Les phases minérales accessoires
- 7) Le grenat
 - 7.1) *Modèles de solution solide binaire Grossulaire-Almandin*
 - 7.2) *Modèles e solution solide Grossulaire-Almandin-Spessartine*
- 8) Les feldspaths
 - 8.1) *Introduction*
 - 8.2) *Les feldspaths alcalins*
 - 8.3) *Les plagioclases*
 - 8.3.1) *Structure et composition*
 - 8.3.2) *Modèles de solution solide dans les plagioclases*
 - 8.3.3) *La solution solide ternaire*
- 9) La phase fluide
 - 9.1) *Introduction*
 - 9.2) *Méthodes d'étude de la phase fluide*
 - 9.3) *Composition de la phase fluide dans les orthogneiss*
 - 9.4) *Comportement de la solution H_2O-CO_2*

Annexe 3



Introduction

Introduction

De l'échelle de la croûte (Berger et Pitcher, 1970 ; Mitra, 1979 ; Berthé et al., 1979 ; Ramsay et Allison, 1979 ; Brun et Pons, 1981 ; Gapais et al., 1987) à celle du grain (Voll, 1976 ; Simpson, 1985 ; Gapais, 1987), de nombreuses études ont été consacrées aux granites déformés. Les raisons essentielles sont les suivantes:

- Les roches granitiques et granodioritiques représentent la composition moyenne de la croûte continentale supérieure.
- Elles constituent une part importante du matériel impliqué dans les domaines orogéniques, que les granites soient anté- ou syntectoniques.
- Initialement homogènes et isotropes, elles constituent de bons marqueurs des conditions cinématiques de la déformation (trajectoires de déformation, intensité, hétérogénéité et relations déformation-déplacements).
- Dans les granites, les microstructures associées à la déformation sont très sensibles aux paramètres physiques (pression et température) ainsi qu'à la présence ou à l'absence d'une phase fluide.

Ces travaux ont donc démontré que les granites sont de bons marqueurs de la déformation et qu'ils constituent des objets privilégiés pour l'étude du comportement moyen de la croûte continentale pendant les processus tectoniques. Etant donné que le comportement rhéologique est fortement dépendant des conditions P-T, il est nécessaire de connaître les valeurs de ces paramètres pendant la déformation. Tel est le point de départ de ce travail.

Dans les domaines orogéniques, la détermination des conditions pression-température est en général effectuée dans les métapélites ou les metabasites (cf. Thompson, 1976 ; Laird et Albee, 1981 ; Spear et Selverstone, 1984). Les granites ont rarement fait l'objet d'études thermobarométriques détaillées. En effet, dans les orthogneiss, la réponse à l'évolution P-T "**se traduit surtout par des variations de structure et par des variations du mode et de la composition des minéraux et non par de spectaculaires changements de paragenèse**" (Capdevila, 1969). Les objectifs de cette thèse sont donc de proposer des méthodes d'estimation des conditions P-T dans les orthogneiss et de les appliquer à quelques exemples naturels.

Deux approches sont indispensables pour estimer les conditions P-T d'un assemblage métamorphique.

1 - La première approche est fondée sur l'**analyse des relations de phases**. La synthèse des observations des paragenèses syncinématiques des granites déformés en faciès schiste vert, amphibolite, amphibolite de haut grade et élogite permet d'étudier les relations entre les phases et de mettre en évidence les transformations minéralogiques majeures. Ce sont:

- la disparition de la biotite et du plagioclase (des basses pressions vers les hautes pressions);
- la disparition de l'épidote et l'apparition de l'oligoclase (des basses températures vers les hautes températures).

Cette première étape de l'analyse, descriptive, doit être complétée par une deuxième étape, explicative, qui consiste en une modélisation des transformations observées dans les systèmes d'étude appropriés:

- systèmes $\text{SiO}_2\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8$ et KFMASH pour l'évolution des paragénèses des basses vers les hautes pressions,
- système KCFMASH pour les transformations paragénétiques depuis les basses vers les hautes températures.

2 - Si cette approche pétrologique "classique" permet de comparer des paragénèses minérales différentes, c'est-à-dire de les situer les unes par rapport aux autres dans l'espace P-T, elle est cependant insuffisante pour estimer de façon précise les conditions P-T de cristallisation d'assemblages identiques mais dont la composition des phases diffère. Aussi la seconde méthode est-elle **une modélisation thermodynamique des équilibres de phases** de manière à quantifier de façon précise les conditions P-T de cristallisation d'un assemblage donné.

Pour calculer une courbe d'équilibre, il est nécessaire de connaître les paramètres thermodynamiques des pôles purs et de choisir les modèles de solution solide appropriés afin de tenir compte de la composition réelle des phases, telle qu'elle a pu être mesurée à la microsonde électronique.

L'analyse des relations de phases dans les méta-granites et la modélisation thermodynamique des équilibres de phases sont présentés dans les premiers chapitres de ce mémoire. Cette étude est illustrée dans les chapitres suivants par des exemples naturels. Les orthogneiss choisis sont déformés en faciès amphibolite à albite-épidote (orthogneiss de la nappe du Grand Paradis, Alpes occidentales), en faciès amphibolite (orthogneiss du Gotthard et de Maggia, Alpes centrales), en faciès amphibolite de haut grade (leptynites de la nappe de Champtoceaux, Massif Armoricain).

Les résultats obtenus montrent que les méta-granites sont des objets appropriés pour estimer les conditions P-T de la déformation. Les études conjointes des champs de déformation, des microstructures et des relations de phases dans les orthogneiss permettent en outre de contraindre les conditions P-T à travers la transition fragile/ductile dans la croûte continentale.

Chapitre I

Détermination des conditions P-T dans les granites déformés: données du problème

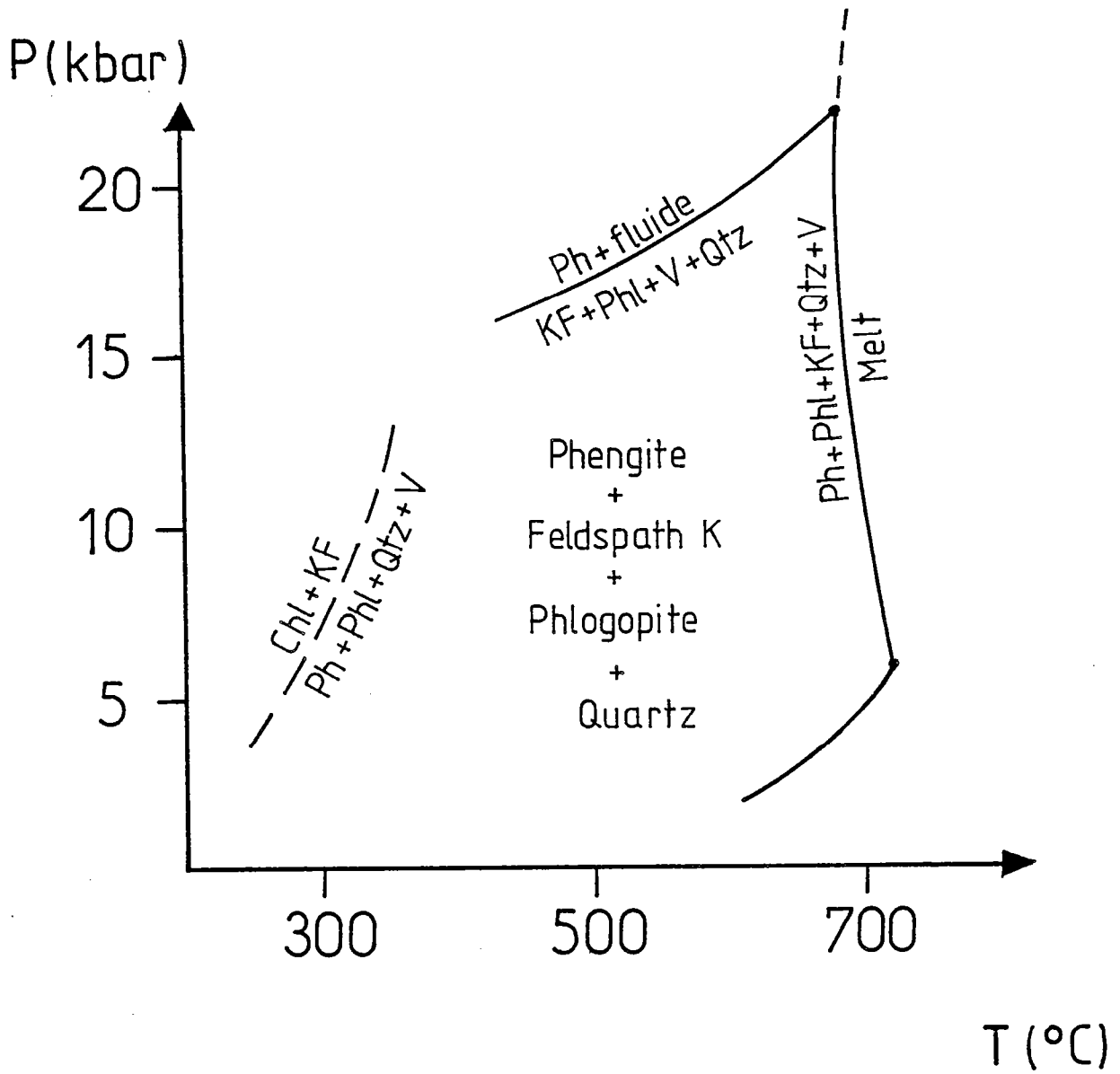


Fig. 1 : Champ de stabilité de l'association Qtz-FK-Phl-Ph- H_2O dans le système KMASH (Massonne et Schreyer, 1987).

Chapitre I

Détermination des conditions P-T dans les granites déformés: données du problème

1. Introduction

Dans les domaines orogéniques, les méthodes de détermination des conditions P-T sont bien développées dans les métapélites (cf. Thompson, 1976 ; Spear et Selverstone, 1984) et les metabasites (cf. Laird et Albee, 1981). Comparativement, peu d'auteurs se sont intéressés aux assemblages métamorphiques des roches de composition granitique et granodioritique (Frey et al., 1976 ; Droop, 1982 ; Andrieux, 1982 ; Ashworth et Evirgen, 1984 ; Gibbons et Horak, 1984 ; Hammerschlag, 1985 ; La Tour et Barnett, 1987, Evans et Patrick, 1987). Ces travaux épars se sont portés sur des granites déformés dans des conditions P-T particulières sans qu'aucune analyse globale permettant de comprendre les relations de phases dans les différents faciès métamorphiques n'est été proposée. Pour ce faire, une revue bibliographique des assemblages est nécessaire. Bien que les granites pré-, syn- ou post-tectoniques aient fait l'objet de nombreuses études structurales (cf. Berger et Pitcher, 1970 ; Mitra, 1979 ; Ramsay et Allison, 1979 ; Berthé et al., 1979 ; Brun et Pons, 1981 ; Gapais et al., 1987), peu d'auteurs ont décrit avec précision les phases minérales syncinématiques à l'équilibre. Pour cette raison, la revue bibliographique présentée ci-dessous ne peut être exhaustive. L'attention sera portée sur les paragenèses minérales syncinématiques.

Le désintérêt des pétrologues à l'égard des orthogneiss résulte de plusieurs faits :

(1) Les assemblages naturels observés présentent en général une variance forte (exemple : orthogneiss à Qtz-Pla-Mus-Bio) de sorte que toute modélisation thermodynamique des équilibres de phase est impossible. Ainsi, contrairement aux métapélites présentant une faible variance, la topologie des assemblages des roches de composition granitique dépend peu des conditions thermobarométriques. Dans le système $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, l'étendue du champ de stabilité de l'association à Qtz-FK-Bio-Ph illustre ce fait (Fig. 1). En réponse aux variations des conditions thermobarométriques, les phases minérales restent stables tandis que leur composition change. En d'autres termes, les paragenèses minérales enregistrent les variations des conditions P-T par l'intermédiaire de réactions continues en modifiant constamment leur composition minérale.

(2) Dans les orthogneiss, les minéraux ferromagnésiens coexistant à l'équilibre sont peu nombreux (en général Bio-Ph). En effet, dans les roches de composition granitique ou granodioritique, le faible rapport $(FeO + MgO) / (Al_2O_3 + K_2O + (FeO + MgO))$ ne permet pas l'association de phases telles que Mi-Ph-St, Bio-Ph-Ctd etc..(Fig. 2). En outre, les réactions d'échange Fe-Mg entre deux phases minérales (Gt-Ph, Gt-Bio) utilisées dans les métapélites à des fins de géothermobarométrie ne sont pas adéquates dans les orthogneiss (cf. chapitre IV).

La détermination précise des conditions P-T dans les orthogneiss ne peut se faire uniquement sur simple observation de la paragenèse minérale. Une modélisation thermodynamique des courbes d'équilibre prenant en compte la composition réelle des phases est nécessaire (cf. Annexes 1 et 2).

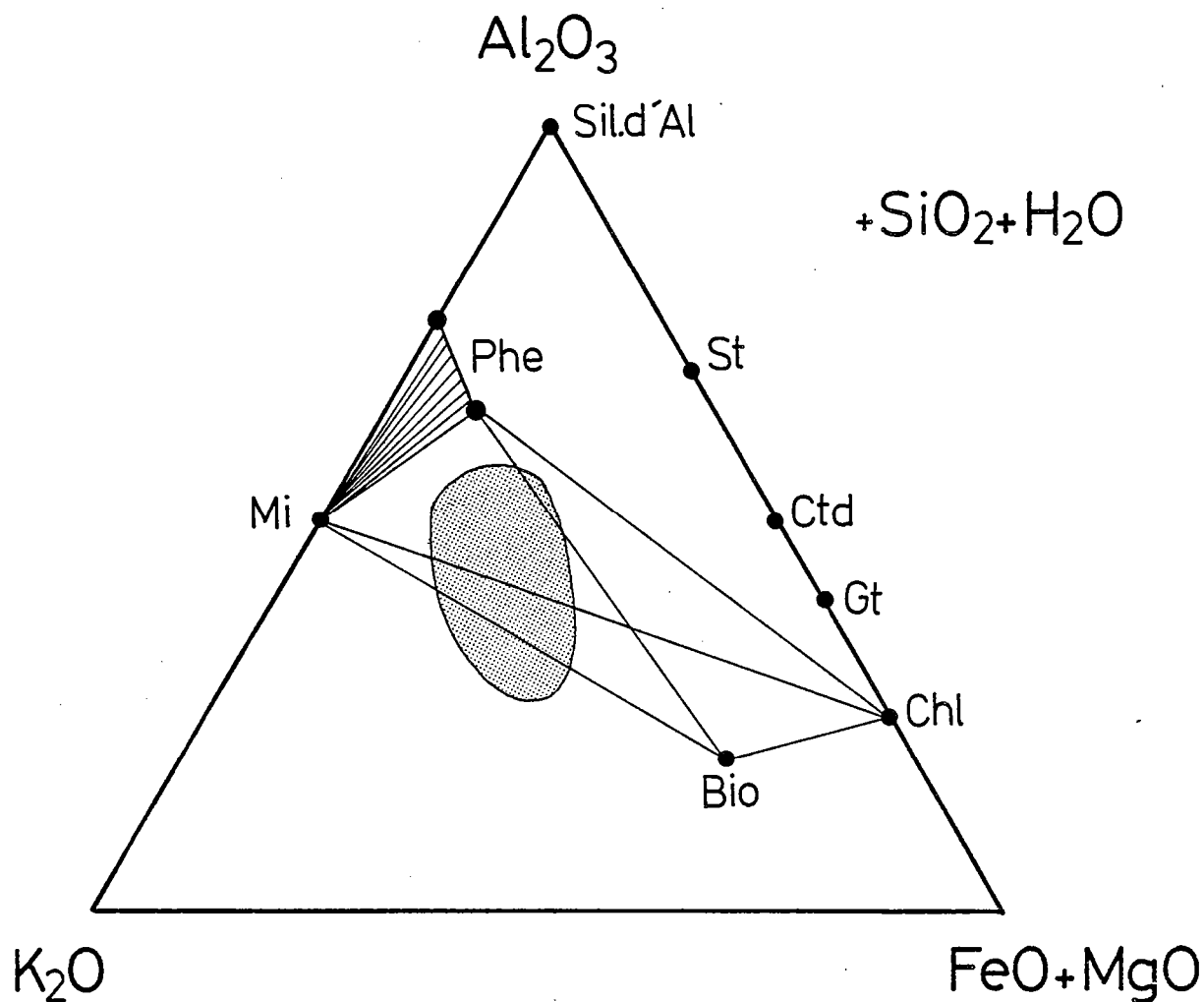


Fig. 2 : Projection dans le diagramme AKF des phases phengite, microcline, biotite, chlorite, grenat, cordiérite, chloritoïde, staurotite, silicate d'alumine. H_2O et Qtz sont en excès. Le champ en grisé représente dans ce diagramme, la position des roches de composition granitique et granodioritique.

Source	Facies	Conditions P-T	Paragenèse	Localisation
j Mc Caig (1984)	Pumpellyite	P = 2-3 kbar T = 250-400°C	Qtz-Mus-Ab-Chl	Massif de l'Hospitalet (Pyrénées)
k Kerrich et al. (1980)	"	P = 2 kbar T = 250°C	Qtz-FK-Ab-Qt-Mus Chl-Ep-Sph-Cc	Aiguilles rouges (Alpes occidentales)

Tableau 1 : Paragenèses observées dans les méta-granites de bas grade (Faciès pumpellyite).

Néanmoins, la comparaison des paragenèses observées dans différents contextes géologiques nous apporte des informations essentielles pour comprendre les relations de phase dans les granites déformés.

2. Granites déformés en faciès pumpéllite

Les paragenèses des orthogneiss de basse température ne sont données qu'à titre indicatif. Tout comme en faciès schiste vert, la déformation s'accompagne en général de variations géochimiques importantes (McCaig, 1984 ; Marquer, 1987) de sorte que les mylonites n'ont plus une composition de granite. Dans de telles conditions, les associations minéralogiques sont à Qtz-Ab-Mus-Chl (cf. McCaig, 1984) (Tableau 1 et Fig. 3 et 4). Bien évidemment, le plagioclase calcique et le feldspath potassique ne sont plus stables. La biotite se transforme en chlorite. Kerrich et al. (1980) décrivent les transformations minéralogiques isochimiques d'une zone de cisaillement en **faciès pumpéllite** ($P = 2$ kbar, $T = 250$ °C). L'association observée est à Qtz-FK-Ab-Ol-Mus-Chl-Ep-Sph-Ru-Cc. Dans de telles conditions thermobarométriques, le feldspath potassique et le plagioclase calcique ne peuvent pas être à l'équilibre. Les analyses des isotopes de l'oxygène et du rapport fer ferrique sur fer ferreux montrent que la déformation a eu lieu dans des conditions relativement "sèches" (Kerrich et al., 1980). Celles-ci peuvent inhiber les transformations minéralogiques et expliquer la persistance métastable de feldspath potassique et d'oligoclase.

3. Les granites déformés en faciès éclogite

L'apparition de pyroxène sodique dans les assemblages métamorphiques des roches de composition granitique, constitue un repère inéluctable de la haute pression. De tels exemples sont connus dans les Alpes occidentales (Compagnoni et Mafféo, 1973) et en Corse (Lahondère, 1988) (Tableau 2).

Dans les métagranitoïdes du Monte Mucrone (Zone Sesia-Lanzo, Alpes occidentales), les transformations éclogitiques ont été particulièrement étudiées dans les granites, les granodiorites et les diorites non déformés (cf. Compagnoni et Maffeo, 1973 ; Girardeau, 1977 ; Hy, 1986 ; Koons et al., 1987) dans lesquels on reconnaît les anciens sites magmatiques. En particulier, les plagioclases sont pseudomorphosés par un assemblage à Qtz-Jd-Zo-Ph dans les métagranites (Hy, 1984) et à Qtz-Jd-Zo dans les métadiorites (Koons et al., 1987). La transformation la plus spectaculaire est le développement d'une couronne de grenat entre la biotite magmatique et le plagioclase. Dans les zones déformées des métagranites s'observent une alternance de lits de quartz et de lits riches en Jd_{80-100} -Zo-Ph-Gt ($Alm_{45-65}Gro_{30-50}$) (Hy, 1984). La phase titanée est le rutile qui est en général entouré par une couronne d'ilménite. Dans les métadiorites, la paragenèse est à Qtz-Jd₈₀₋₈₅-Zo-Ph-Gt ($Alm_{46-57}Gro_{38-52}$) -Ru/Sph ou Qtz-NaPyr (Jd_{80} et Jd_{50}) -Zo-Ph-Par-Gt (Gro_{34}) -Ru/Sph (Koons et al., 1987). La biotite est en général absente ou se présente sous forme relictuelle au même titre que le feldspath potassique. Les conditions P-T de la déformation sont de l'ordre de 550-600 °C pour des pressions supérieures à 14-16 kbar (Hy, 1984; Koons et al., 1987) (Fig. 4).

Des associations semblables ont été observées dans la vallée d'Aoste (Val Greysoney) (Vuichard, 1988). On reconnaît une association métamorphique primaire à Qtz + Na-Pyr + Gt + Ru. De même, en Corse, Lahondère (1988) décrit dans des métagranodiorites, une association à Qtz- Na-Pyr

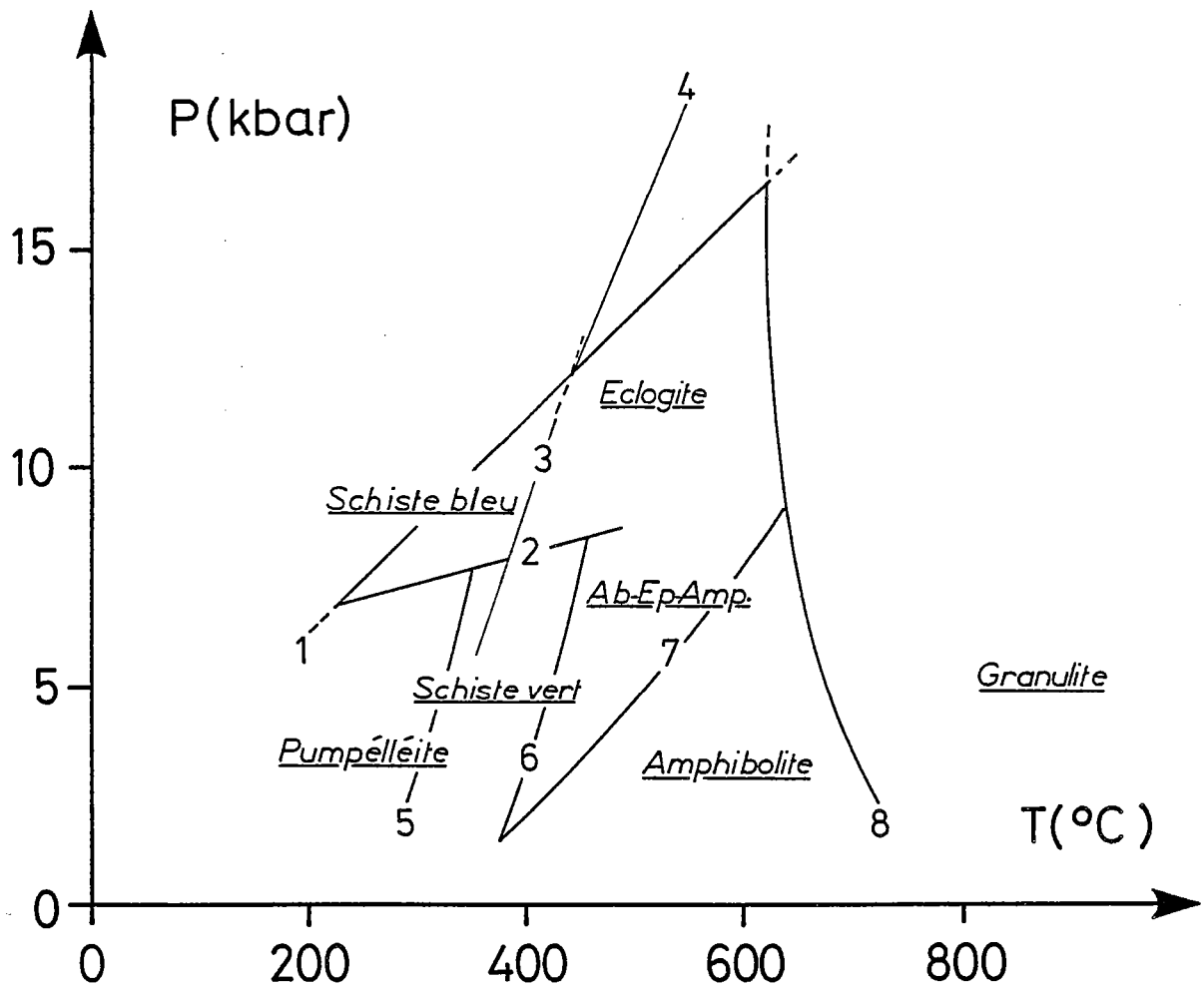


Fig. 3 : Localisation dans l'espace P-T des faciès métamorphiques. (1): $Ab = Jd + Qtz$ (Powell et Holland, 1985), (2): limite des faciès schiste bleu et schiste vert, $Czo + Gl + Qtz + H_2O = Tre + Chl + Ab$ (Maruyama et al., 1986), (3): $Law + Ab = Par + Zo + Qtz$, (4): $Law + Jd = Par + Zo + Qtz$, (5): limite des faciès schiste vert et pumpélléite, $Pm + Chl + Qtz = Czo + Tre + H_2O$ (Liou et al., 1987), (6): limite des faciès schiste vert et albite-épidote-amphibolite, $Czo + Chl + Tre = Hb + H_2O$ (Liou et al., 1987), (7): limite des faciès albite-épidote et amphibolite, $Czo + Chl + Ab + Qtz = Ol + Hb + H_2O$ (Liou et al., 1987), (8): solidus de l'association $Qtz-Or-Ab-H_2O$ (Johannes, 1984).

(Jd et/ou Omp) -Zo-Gt-Ru. Selon cet auteur, les conditions P-T sont de l'ordre de 15 kbar, 600 ± 50 °C (Fig. 4).

La paragenèse des roches de composition granitique déformées en faciès éclogite comprend donc Qtz + Na-Pyr + Zo + Ph + Gt + Ru \pm Par. Les caractéristiques minéralogiques essentielles sont les suivantes:

- Le plagioclase magmatique est transformé en jadéite/omphacite + zoïsite + phengite + quartz (cf. Compagnoni et Mafféo, 1973; Hy, 1984; Koons et al., 1987; Lahondère, 1988).
- Le feldspath potassique et la biotite magmatiques présentent en général un caractère relictuel et sont absents dans les zones très déformées. Une association à phengite et grenat se développe aux dépens de la biotite primaire. Ce dernier est très calcique (Gro_{40} - Alm_{50}) et provient également de la déstabilisation du plagioclase magmatique.
- La phase titanée stable est le rutile.

4. Les granites déformés en faciès schiste vert, amphibolite à albite-épidote et schiste bleu de haut grade

Les granites déformés en faciès schiste vert, amphibolite à albite-épidote et schiste bleu de haut grade présentent des paragenèses semblables.

Peu de données sont disponibles sur les paragenèses synchronématiques du faciès schiste vert observées dans les granites (Tableau 3 et Fig. 4). Etant donné qu'en faciès schiste vert, la déformation est fortement hétérogène (Voll, 1976; Choukroune et Gapais, 1983; Simpson, 1985; Gapais, 1987), les associations minérales décrites incluent dans la plupart des cas des phases minérales relictuelles telles que le feldspath potassique, le plagioclase calcique (oligoclase) et la biotite magmatiques. Néanmoins, un certain nombre de caractéristiques minéralogiques peuvent être dégagées:

- La paragenèse est à Qtz-Ab-Bio-Mus-Ep-Sph \pm Gt.
- Le plagioclase initial calcique n'est plus stable et se transforme en albite + épidote \pm grenat. Le grenat est constitué essentiellement des pôles grossulaire, almandin et spessartine (exemple: Gro_{33} - Alm_{33} - $Spess_{33}$; Steck et Burri, 1971).
- Le feldspath potassique est décrit comme relictuel (Simpson, 1985), faisant partie de la paragenèse synchronématique (Steck et Burri, 1971) ou bien encore pseudomorphosé par de l'albite (Marquer, 1987).
- En faciès schiste vert de bas grade, la biotite est relictuelle (Simpson, 1985) et se déstabilise en chlorite. Pour des conditions thermiques plus élevées, la biotite initiale peut recristalliser en un assemblage à biotite secondaire + phengite + sphène.

En faciès schiste bleu de haut grade et amphibolite à albite-épidote, la paragenèse observée est semblable (Qtz-Ab-Bio-Mus-Ep-Sph \pm Gt (Gro_{50} - Alm_{50}) (Tableau 3). Seul, diffère la composition du grenat qui est plus calcique. D'autre part, la chlorite n'y a jamais été décrite. Cependant, lorsque le métagranite n'est pas déformé, les textures sont comparables à celles du faciès éclogite, à savoir le développement d'une couronne réactionnelle entre le plagioclase et la biotite. De tels exemples sont connus dans la chaîne hercynienne (Massif Armoricaïn: métagranite de La Picherai (Lasnier et

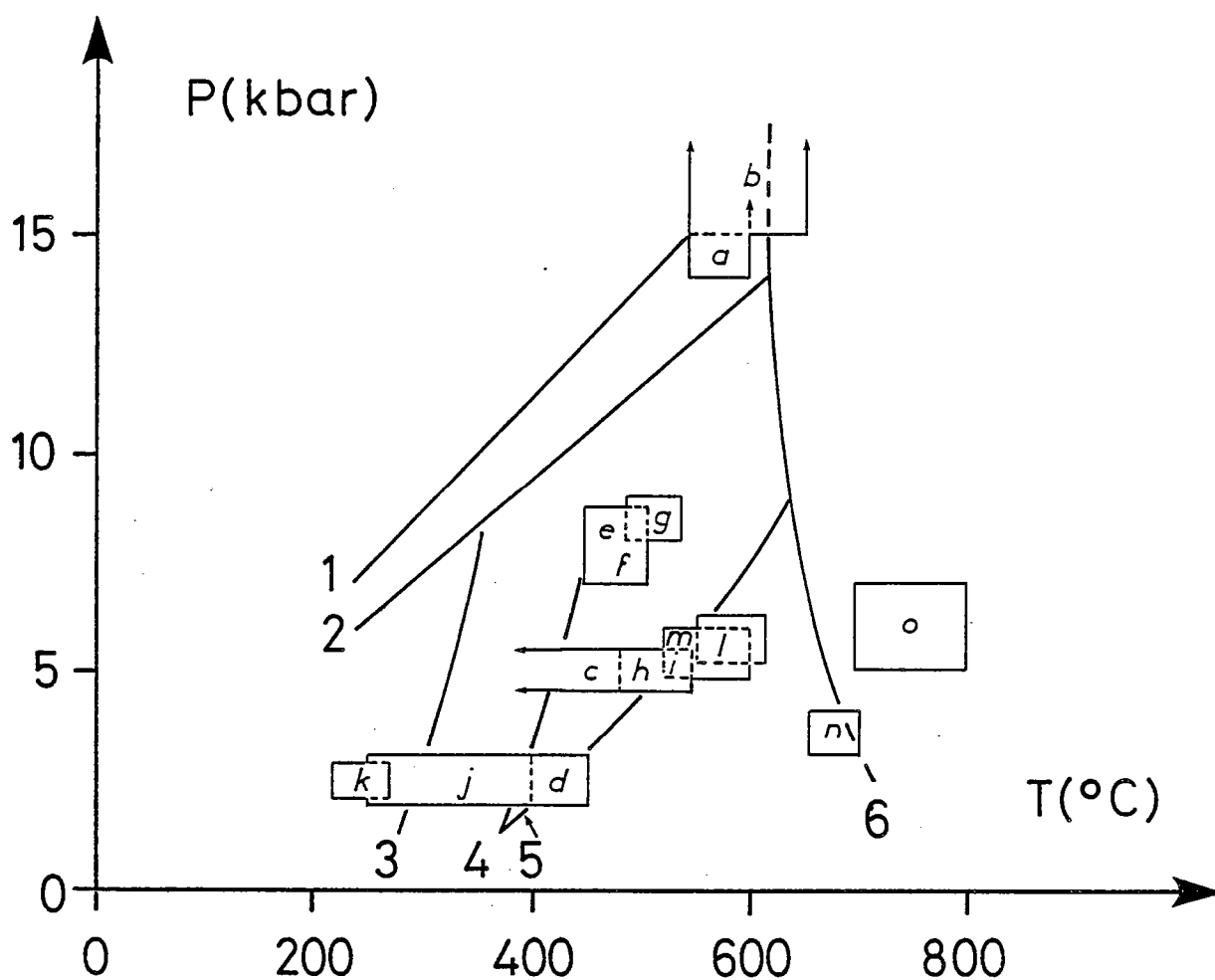


Fig. 4 : Localisation dans l'espace P-T des associations énumérées dans les tableaux 1, 2, 3, 4. (1): $Ab = Jd + Qtz$ (Powell et Holland, 1985); (2): $Ab = Jd_{50} + Qtz$ (Powell et Holland, 1985; Cohen, 1986); (3): limite des faciès pumpélléite et schiste vert, (4): limite des faciès schiste vert et albite-épidote-amphibolite, (5): limite des faciès albite-épidote et amphibolite d'après Liou et al. (1987); (6): solidus de l'association $Qtz-Or-Ab-H_2O$ (Johannes, 1984).

Source	Roche	Paragénèse	Conditions P-T	Localisation
a Koons et al. (1987)	Diorite	Qtz-Jd (80-85)-Zo Ph - Gt (Alm57-Gro38) Ru/Sph	Pmin = 14-16 kbar T = 500-560°C	Monte Muçrone (Alpes occidentales)
	"	Qtz-Jd(80)/Jd(50) Zo-Ph-Par-Gt(Gro34) Ru/Sph		
a Hy (1984)	Granite	Qtz-Jd(90-100)-Zo-Ph Gt(Alm45-65-Gro30-50)	Pmin = 14-16 kbar T = 550-600°C	
b Lahondère	Granodiorite	Qtz-Jd/Omph-Zo Gt-Ru	Pmin = 15 kbar T = 600 50°C	Farinole (Corse)

Tableau 2 : Paragénèses observées dans les métagranites de haute pression.

al., 1973), Galice : métagranite de l'unité de Malpica-Tuy (Ilbarguchi et Gironés, 1985)) et dans la chaîne alpine (Mont Rose: Monié, 1985). Ces textures disparaissent dans les métagranites déformés.

L'absence de phase caractéristique de la haute pression telle que la jadéite ou l'omphacite a longtemps suggéré que les pressions atteintes lors de la déformation étaient faibles. Cependant, cette association couvre une large gamme des pressions allant de 5 à 13 kbar pour des températures de l'ordre de 450 à 550 °C (Fig.4 et cf. chapitre II et V).

5. Les granites déformés en faciès amphibolite

Le faciès amphibolite se marque dans les métagranites par la stabilité du plagioclase calcique (oligoclase) et du feldspath potassique. Cette observation avait auparavant été faite par Voll (1976). La paragenèse commune des roches de composition granitique est constituée de Qtz-FK-Ph-Bio-Sph (Tableau 4 et Fig. 4). En plus de ces phases, s'observent successivement à température croissante, l'association à Oligoclase + Epidote \pm grenat puis oligoclase seul. Lorsqu'il est présent, le grenat est essentiellement constitué des pôles grossulaire et almandin dans les proportions voisines de 50-50. Le plagioclase stable est de l'oligoclase. Cependant, la coexistence d'albite et d'oligoclase est parfois observée (Ashworth et Evirgen, 1984; Steck, 1976 et cf. chapitre V). Elle est expliquée par la lacune de la péristérite (Steck, 1976) ou par la rétro-morphose des néoblastes d'oligoclase en albite (Ashworth et Evirgen, 1984). Les myrmékites à plagioclase calcique et quartz sont décrites lorsque l'oligoclase apparaît (cf. Simpson, 1985).

6. Les granites déformés en faciès amphibolite de haut grade et granulite

Les granites déformés en faciès amphibolite de haut grade peuvent être subdivisés en deux groupes: les granites syntectoniques dont la paragenèse minérale peut être syn- mise en place du pluton granitique et les granites pré-tectoniques. Les granites syntectoniques présentent une minéralogie variée dépendant de la composition du magma parent et des conditions P-T de mise en place (ex: Qtz + Ol + FK + Bio, Bio + Mus, Bio + Mus + Gt) (cf. Burg et al., 1984 ; Courrioux, 1984 ; Searle et Fryer, 1986 ; Blummenfeld, 1986). Les granites pré-tectoniques sont parfois portés dans des conditions P-T de très haut grade métamorphique. Lorsqu'ils sont suffisamment hydratés, une fusion partielle peut avoir lieu. C'est par exemple le cas dans les orthogneiss de S^t Alyre-es-Montagne (Massif Central) (Marquer et al., 1987) et d'Avegno (Alpes Centrales) (Gapais et Le Goff, 1988) dans lesquels, la fusion est localisée dans des zones de cisaillement. Dans ces zones, la paragenèse est à Qtz-FK-Ol-Bio-Cd-Sill (cf. Blummenfeld, 1986; Marquer et al., 1987) ou Qtz-FK-Ol-Bio-Mus.

A haute température, les caractéristiques essentielles sont donc:

- la stabilité de la phase feldspathique (FK et Ol), de la biotite.
- la présence ou non des phases Mus, Sill, Cd, Gt dépend des conditions P-T et de la composition de la roche. Notons que contrairement au faciès de plus bas grade, le grenat est essentiellement ferreux avec un pourcentage moléculaire en almandin supérieur à 70 et une teneur en grossulaire négligeable. L'épidote est absente.

	Source	Facies	Conditions P-T	Paragenese	Localisation
c	Steck (1966, 1976), Steck et Burri (1971)	Schiste vert / Ab-Ep-Amp	P ~ 5 kbar** T ~ 500°C	Qtz-FK-Ab-Bio-Ph Ep Gt (Alm33-Gro33- Spess 33) Chl	Aar (Alpes Centrales)
c	Marquer (1985)	Schiste vert/ Ab-Ep-Amp	P ~ 5 kbar T ~ 500°C	Qtz-Ab-Bio-Ph-Ep Sph	Aar (Alpes Centrales)
d	Mc Caig (1984)	Schiste vert/ Ab-Ep-Amp	P = 2-3 kbar T = 400-450°C	Qtz-FK-Ab-Bio-Mus Ep	Massif de Aston (Pyrénées)
e	Evans et Patrick (1987)	Schiste bleu/ Ab-Ep-Amp	P = 7-9 kbar T = 450-500°C	Qtz-FK-Ab-Bio-Ph Ep-Sph Qtz-Ab-Bio-Ph-Ep Gt (Alm 75-67 Gro25-21)Sph	Seward Peninsula (Alaska)
f	Lahondère (1988)	Schiste bleu/ Ab-Ep-Amp	P = 7-9 kbar T = 450-500°C	Qtz-Jd (38-55)-Ph-Zo Gt (Gro50-Alm50)-Sph	Farinole (Corse)
g	Frey et al. (1976)	Schiste bleu/ Ab-Ep-Amp	P ~ 8 kbar** T ~ 500°C	Qtz-Ab-FK-Ab-Bio-Ph Ep-Gt (Gro50-Alm 50)	Mont Rose (Alpes occidentales)
h	Droop (1982)	Ab-Ep-Amp	P = 5 kbar T = 470°C-500°C	Qtz-FK-Ab-Bio-Ph Ep cc	East Tauern Window (Autriche)
i	Ashworth et Evirgen (1984)	Ab-Ep-Amp	P = 5 kbar T = 530-550°C	Qtz-FK-Ab-Bio-Ph Gt (Gro50-Alm50) Sph	Menderes Massif

Tableau 3 : Paragénèses observées dans les métagranites de basse et moyenne pression (Schiste vert, Schiste bleu, Albite-épidote-amphibolite). ** : estimations P-T proposées par nous-mêmes.

	Source	Facies	Conditions P-T	Paragenèse	Localisation
l	Steck (1976)	Amphibolite	P = 6 kbar** T = 560°C	Qtz-FK-01-Mus-Bio Gt	Matorello (Alpes Centrales)
l	Günther (1976)	Amphibolite	P = 6 kbar** T = 560°C	Qtz-FK-01-Bio Mus - Ep	Matorello (Alpes Centrales)
m	La Tour et Barnett	Amphibolite	P = 5-6 kbar T = 500-600°C	Qtz-FK-01-Bio-Bas Sph	Idaho batholith (Western Montana)
n	Blumenfeld (1986)	Amphibolite haut grade	P = 3-4 kbar T = 650-700°C	Qtz-FK-01-Bio-Cd Sill	Vosges
o	Marquer et al. (1988)	Amphibolite haut grade		Qtz-FK-01-Bio-Cd Sill	St Alyre es Montagne (Massif Central)
p	Le Metour (1976)	Amphibolite haut grade		Qtz-FK-01-Bio-Gt	Roguedas (Massif Sud Armoricaïn)

Tableau 4 : Paragénèses observées dans les métagranites en faciès amphibolite et amphibolite de haut grade. ** : estimations P-T proposées par nous-mêmes.

La limite entre faciès amphibolite de haut grade et **granulite** est subtile. Dans les deux cas, les roches de composition granitique se situent dans le champ de la fusion lorsque $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ (Fig. 4). L'absence de fusion est en général expliquée par $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{Totale}}$.

Dans les granitoïdes ayant cristallisé en faciès granulite ou ayant été déformés à la limite des faciès amphibolite de haut grade et granulite, la minéralogie rencontrée dépend de la composition de la roche. Par exemple, dans les faciès dioritiques, le feldspath potassique peut être absent alors que dans les faciès granitique, il est omniprésent. Le plagioclase a une composition d'andésine (cf. Andrieux, 1982). En plus des phases Qtz-FK-Pla peuvent se rencontrer les associations suivantes: Bio-Dis, Bio-Opx-Gt, Opx-Cpx, Opx-Cpx-Bio, Opx-Gt (cf. Matejovska, 1967; Turner, 1980; Janardhan et al., 1982; Andrieux, 1982) (Tableau 4).

7. Conclusions

Dans les différents faciès métamorphiques, un certain nombre de caractéristiques minéralogiques des méta-granites peuvent être soulignés.

Le plagioclase stable à haute température est l'oligoclase (faciès amphibolite) ou l'andésine (faciès granulite). A basse température, le plagioclase magmatique calcique (oligoclase) se déstabilise en un assemblage à $\text{Ab} + \text{Ep} \pm \text{Gt}$. A pression élevée, il se transforme en pyroxène sodique (Jd/Omp) + $\text{Zo} + \text{Gt} \pm \text{Ph}$ (Fig. 5). **Le feldspath potassique** magmatique commence à recristalliser en faciès amphibolite pratiquement en même temps que l'oligoclase (Fig. 5). **La biotite** est absente à haute pression. Lorsqu'elle est observée, elle est toujours relictuelle. A basse température, elle est remplacée par de la chlorite (Fig. 6). **Le mica blanc** présente un champ de stabilité très vaste. A basse pression, il a une composition de muscovite et peut disparaître à haute température au profit d'un **silicate d'alumine** (Fig. 6). A plus haute pression, le mica blanc est une **phengite**. **L'épidote** provient de la déstabilisation de l'oligoclase. On la rencontre à haute et basse pression et jusqu'au milieu du faciès amphibolite (Fig. 7). **Le grenat** peut être présent dans tous les faciès. Cependant, dans les faciès éclogite, schiste bleu, schiste vert, albite-épidote-amphibolite et le début de l'amphibolite, il est essentiellement calcique et ferreux et provient comme l'épidote de la déstabilisation du plagioclase calcique. En faciès amphibolite de haut grade, le grenat a par contre une teneur en grossulaire négligeable et est très riche en amandin (Fig. 7). La phase titanée stable à haute pression est **le rutile** qui se transforme en **sphène** à basse pression. Enfin, les phases **Cd, Sill/Dis, Opx** peuvent être présentes en faciès amphibolite de haut grade et granulite.

Un certain nombre de phases minérales telle que le Na-pyroxène sont caractéristiques de conditions P-T données. Cependant, en règle générale, la simple observation des paragenèses ne permet pas de déterminer avec précision les conditions P-T. Ceci est particulièrement vrai dans les faciès schiste bleu de haut grade, schiste vert, amphibolite à albite-épidote dans lesquels l'association minérale observée est identique. La détermination des conditions P-T nécessite alors une modélisation thermodynamique des équilibres de phases (cf. Annexes 1 et 2).

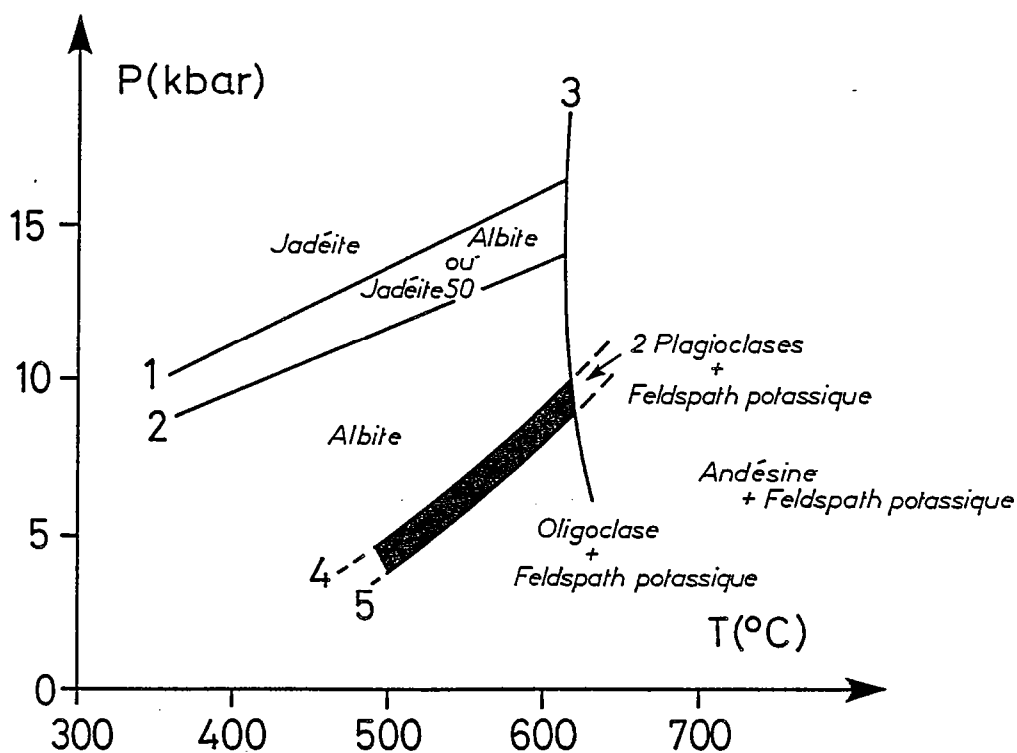


Fig. 5 : Localisation dans l'espace P-T, de la stabilité des feldspaths alcalin et plagioclase. (1): $Ab = Jd + Qtz$ (Powell et Holland, 1985); (2): $Ab = Jd_{50} + Qtz$ (Powell et Holland, 1985; Cohen, 1986); (3): solidus de l'association $Qtz-Or-Ab-H_2O$ (Johannes, 1984); (4): Apparition de l'oligoclase dans les métabasites, (5): limite des faciès albite-épidote et amphibolite dans les métabasites, champ grisé: coexistence de deux plagioclases (Maruyama et al., 1983).

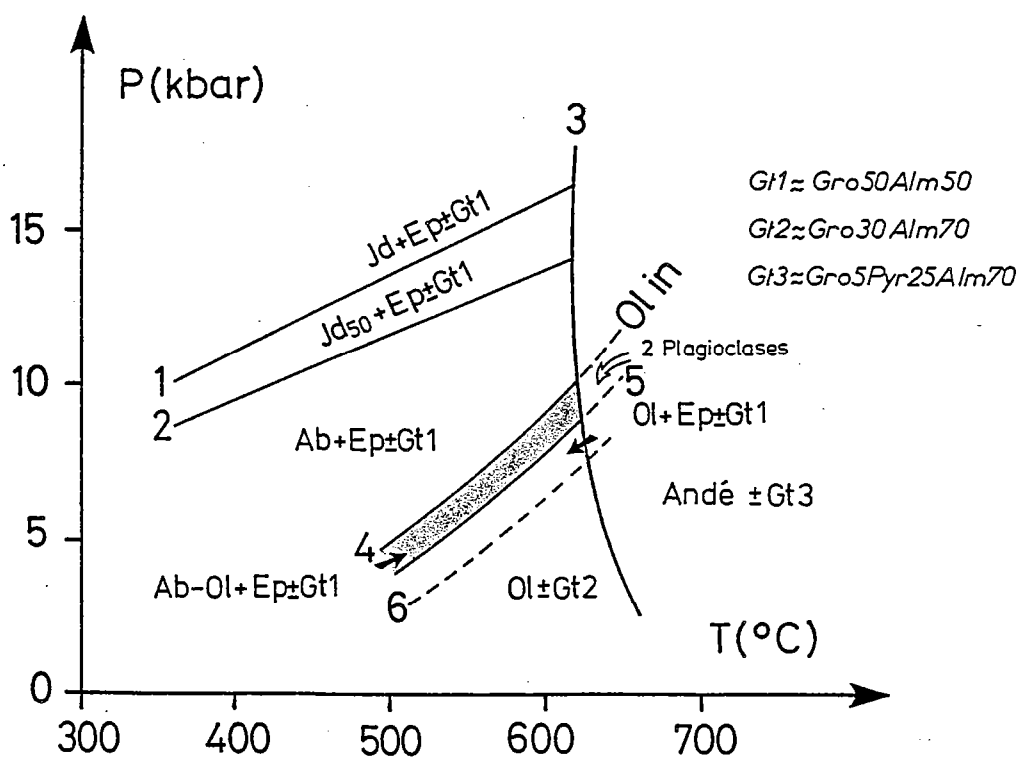


Fig. 6 : Localisation dans l'espace P-T, de la stabilité des phases Ab, Ol, Ep, Gt. (1): $Ab = Jd + Qtz$ (Powell et Holland, 1985); (2): $Ab = Jd_{50} + Qtz$ (Powell et Holland, 1985; Cohen, 1986); (3): solidus de l'association $Qtz-Ab-Or-H_2O$ (Johannes, 1984); (4): Apparition de l'oligoclase dans les métabasites, (5): limite des faciès albite-épidote et amphibolite dans les métabasites (champ grisé: coexistence de deux plagioclases) (Maruyama et al., 1983); (6): limite probable de l'épidote dans les métagranites.

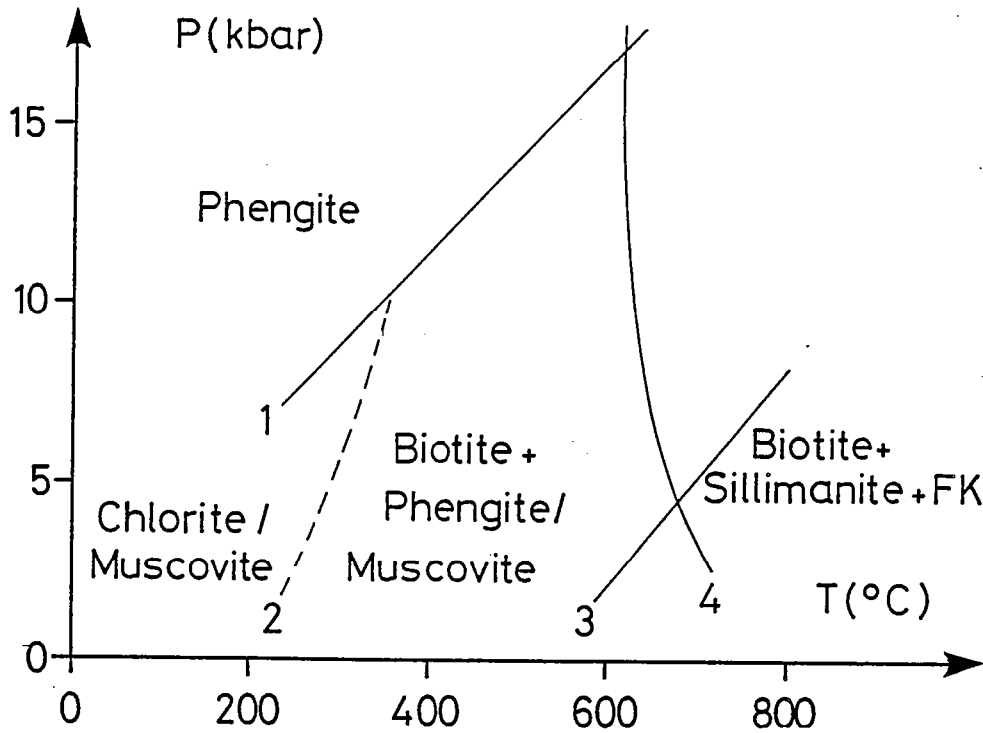


Fig. 7 : Localisation dans l'espace P-T, de la stabilité des phases biotite, muscovite, phengite et chlorite. (1): $Ab = Jd + Qtz$ (Powell et Holland, 1985); (2): limite des faciès pumpélléite et schiste vert dans les métabasites (Liou et al., 1987); (3): $Mus + Qtz = Sill + FK + H_2O$ (Powell et Holland, 1985); (4): solidus de l'association $Qtz-Or-Ab-H_2O$.

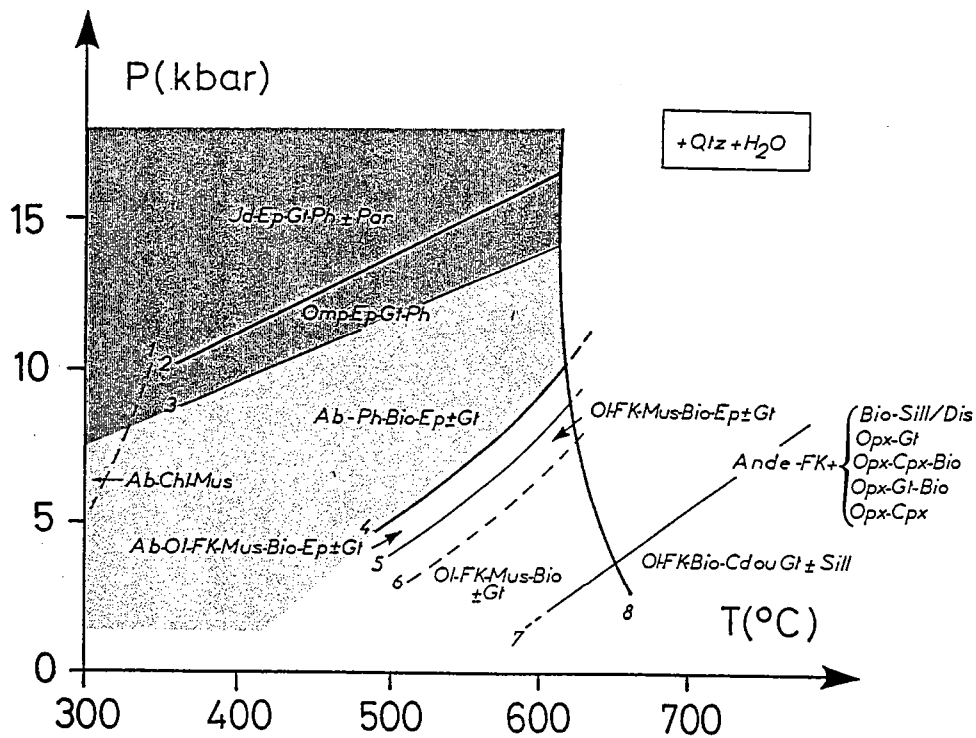


Fig. 8 : Associations minérales rencontrées dans les métagranites d'après les paragénèses énumérées dans les tableaux 1, 2, 3, 4.

(1): limite des faciès pumpélléite et schiste vert dans les métabasites (Liou et al., 1987); (2): $Ab = Jd + Qtz$ (Powell et Holland, 1985); (3): $Ab = Jd_{50} + Qtz$ (Powell et Holland, 1985; Cohen, 1986); (4): Apparition de l'oligoclase dans les métabasites (Maruyama et al., 1983); (5): limite des faciès albite-épidote et amphibolite dans les métabasites (Maruyama et al., 1983); (6): limite probable de stabilité de l'épidote dans les métagranites; (7): $Mus + Qtz = Sill + FK + H_2O$ (Powell et Holland, 1980); (8): solidus de l'association $Qtz-Or-Ab-H_2O$ (Johannes, 1984).

La figure 8 récapitule les différentes associations que l'on peut observer. Trois champs peuvent être distingués:

- le champ où le plagioclase est calcique (oligoclase): basse pression-haute température
- le champ où le plagioclase est albitique: basse et moyenne pression
- le champ où le plagioclase n'est plus stable et est remplacé par un pyroxène sodique: haute pression

La plupart des transformations minéralogiques que l'on observe dans les méta-granites sont liées à la phase feldspathique et en particulier au plagioclase. Deux transitions gouvernent ces transformations. Ce sont la transition **Basse Pression / Haute Pression** et la transition **Basse Température / Haute Température** qui vont être examinées en détail dans les chapitres II et III. Elles peuvent s'exprimer schématiquement par les réactions " $Ab = Jd + Qtz$ " (BP/HP) et " $Ab + Ep \pm Gt = OI$ " (BT/HT).

Chapitre II

Les relations de phases dans les métagranites: évolution des assemblages en fonction de la pression

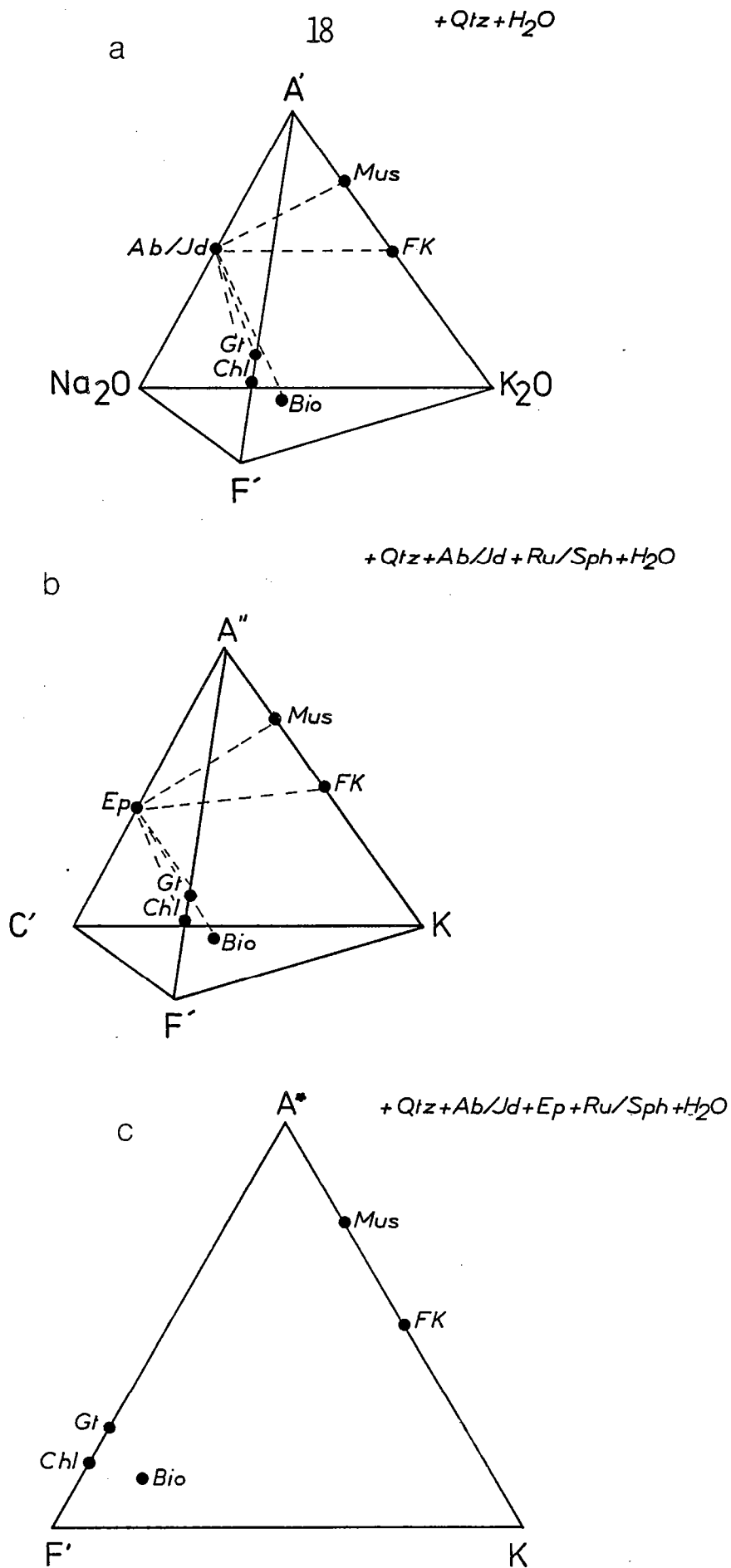


Fig. 9 : Projections des phases Mus, FK, Gt, Chl, Bio à partir d' Ab/Jd sur le plan A'FK(a); des mêmes phases à partir d'Ep-Ru/Sph sur le plan A''KF' (b); représentation des phases projetées sur le plan A*FK. $A' = Al_2O_3 + Fe_2O_3$, $A'' = A' - Na_2O$, $A^* = A'' - 3/4 C', K = K_2O$, $C' = CaO - TiO_2$, $F' = FeO + MnO + MgO$ (c).

Chapitre II

Les relations de phases dans les métagranites: évolution des assemblages en fonction de la pression

1. Introduction

Nous avons vu au chapitre I que les associations minérales de basse température, dans les métagranites sont :

- Qtz-Ab-Mus-Chl \pm Ep (faciès pumpéllite) ou Qtz-Ab-Bio-Ph-Ep \pm Gt \pm FK (faciès schiste vert, schiste bleu et albite-épidote-amphibolite) pour la basse et moyenne pression et
- Qtz-Jd/Omp-Czo-Gt-Ph \pm FK pour la haute pression.

Les transformations associées à la transition entre la basse et la haute pression concernent donc la biotite et le plagioclase. D'autres modifications, telles que la variation de composition du mica blanc, ont lieu sans que l'observation au microscope ne les laisse supposer. Toutes ces transformations minéralogiques peuvent être expliquées à partir de systèmes d'étude appropriés.

2. La déstabilisation de la biotite

2.1. Le système KFMASH

Les relations de phases dans le système KFMASH ont fait l'objet de nombreux travaux en particulier dans les métapélites, dans des faciès métamorphiques de bas et moyen grade (cf. Mather, 1970 ; Brown, 1975 ; Myashiro et Shido, 1985). Ce système est approprié à la fois pour étudier les relations de phases à température croissante et pour expliquer d'expliquer **la disparition de la biotite** à la transition Basse Pression/Haute Pression. Par conséquent, un certain nombre d'observations faites ici seront rappelées dans le chapitre sur la transition Basse Température/Haute Température.

Dans un tel système théorique et pour des roches de composition granitique, les phases susceptibles de coexister sont le feldspath potassique, la biotite, la muscovite, la chlorite et le grenat. La présence de quartz, d'épidote, d'albite ou de jadéite ou bien encore d'une phase titanée (rutile/sphène) permet une projection à partir de ces phases qui sont alors considérées comme étant en excès.

Les constituants FeO, MgO, MnO sont rassemblés en un seul constituant FeO'. Cette hypothèse n'est justifiée que lorsque le rapport $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})$ est identique dans la roche et tous les minéraux ferromagnésiens. Nous verrons que cette simplification introduit parfois des erreurs. De même, Al_2O_3 et Fe_2O_3 sont combinés en un seul constituant A'. Les phases albite ou jadéite sont les seules phases incorporant Na_2O (Fig. 9a). Elles peuvent de ce fait être considérées en excès de sorte que le constituant A' devient $\text{A}^* = \text{A}' - \text{Na}_2\text{O}$ (Fig. 9b). Il en est de même des phases rutile et sphène qui incorporent le titane. Lorsque la phase titanée est le sphène contenant du calcium, le constituant CaO devient $\text{C}' = \text{CaO} - \text{TiO}_2$ (Fig. 9b). La phase fluide est supposée contenir seulement H_2O . Par conséquent, on suppose H_2O en excès. A la transition basse pression/haute pression, les métagranites contiennent tous de l'épidote qui dès lors, est un point de projection (Fig. 9b). La projection des phases

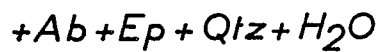
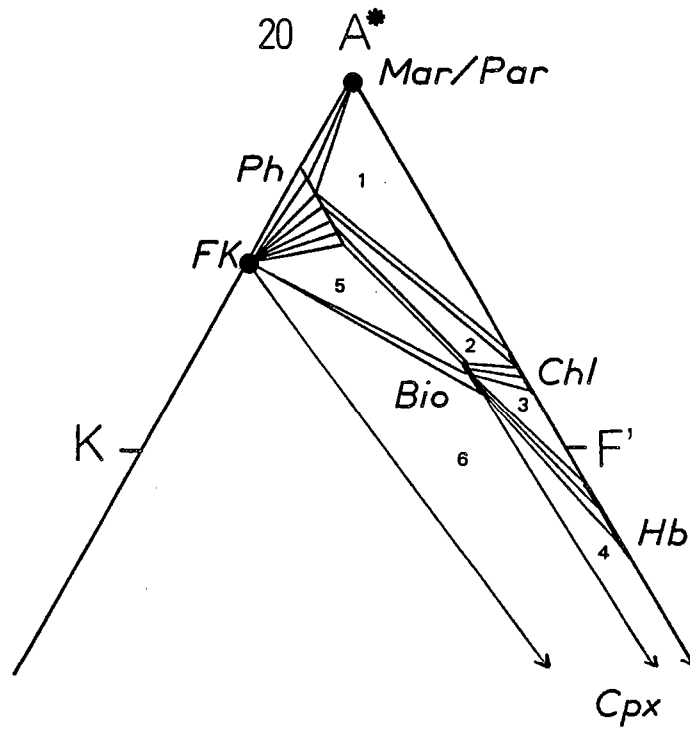


Fig. 10 : Projection schématique A^*KF' en présence des phases Ab, Ep, Qtz et H_2O montrant les associations divariantes en faciès albite-épidote-amphibolite. $A^* = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - 3/4 CaO - Na_2O$, $F' = FeO + MgO + MnO$. 1: métapélites calcaro-alumineuses, 2: métapélites calcaires et métatuffs, 3: metabasaltes, 4: dolomites impures, 5: métagranites et métonalites, 6: métasyénites. (d'après Droop, 1982).

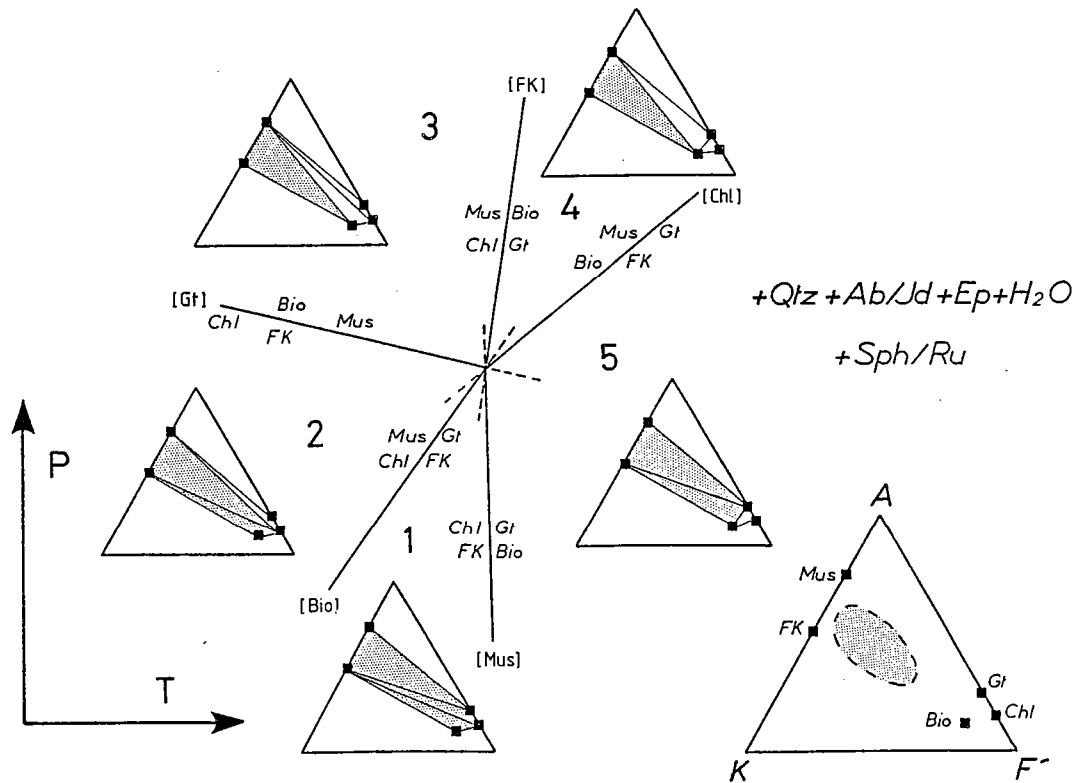
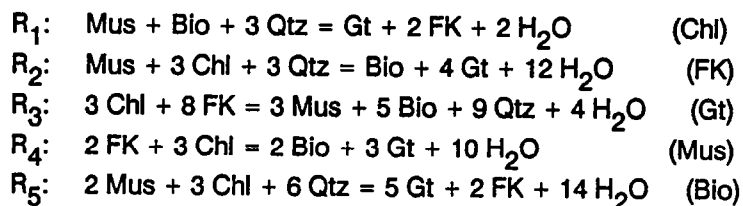


Fig. 11 : Représentation schématique des relations de phases dans le système A^*KF' avec les phases Qtz-Ab/Jd-Ep-Sph/Ru- H_2O en excès. Le domaine en gris représente le champ des roches granitiques et granodioritiques.

FK, Mus, Bio, Gt, Chl dans le nouveau système A*KF' avec Ab/Jd, Ru/Sph, Ep, Qtz et H₂O en excès est représentée sur la figure 9c. En faciès albite-épidote-amphibolite, Droop (1982) propose un système de projection semblable (Fig. 10).

2.2. Les relations de phases

Dans le système A*KF', les équilibres de phases sont schématisés sur la figure 11. Cinq réactions univariantes sont définies:



Elles séparent des domaines dans lesquels les associations à trois phases sont divariantes (Fig. 11). Considérons les roches de composition granitique représentées par les domaines grisés dans le triangle A*KF' (Fig. 11). Pour les roches de cette composition, les associations divariantes sont

- Champ 1: FK-Bio-Chl, FK-Chl-Gt, FK-Mus-Gt*
- Champ 2: FK-Bio-Chl, FK-Chl-Mus*
- Champs 3 et 4: FK-Bio-Mus*
- Champ 5: FK-Bio-Gt*, FK-Gt-Mus*

Les associations affublées d'un astérisque sont celles qui ont été décrites dans les métagranites.

D'un point de vue qualitatif, les **associations critiques** qui sont caractéristiques de conditions P-T données sont peu nombreuses dans le système A*KF'. Ce sont les associations FK-Chl-Gt, FK-Bio-Gt et FK-Chl-Mus; les deux premières correspondent à des champs situés vers les hautes températures tandis que la dernière occupe un domaine de plus basse température. Si FK-Bio-Gt et FK-Chl-Mus sont connus dans les métagranites (cf. chapitre I, Tableaux 1 et 4), l'association FK-Chl-Gt n'y a jamais été observée. En fait, cette association occupe un domaine de faible dimension dans le système A*KF' (Fig. 11, champ 2) et correspond plus volontiers à des roches de composition pélitique. Il en est de même de l'association FK-Bio-Chl localisée dans les champs 1 et 2 (Fig. 11).

L'association à FK-Bio-Mus occupe une large portion de l'espace P-T et explique pourquoi elle est communément observée dans les métagranites. Par ailleurs, l'association à FK-Mus-Gt est prédite dans le système A*KF' vers les hautes températures.

Les paramètres thermodynamiques des phases dans le système purement ferreux n'étant pas toujours disponibles, j'ai calculé à titre indicatif les courbes dans le système purement magnésien en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985) (Fig. 12). Dans le système purement magnésien, les champs 1 et 2 n'ont pas de signification géologique. Cependant, dans les associations naturelles, les phases ne sont pas pures. En particulier, dans les métagranites, les phases minérales sont très peu magnésiennes de sorte que les courbes (FK), (Chl), (Mus) et (Bio) (Fig. 12) sont fortement déplacées vers les basses températures et la courbe (Gt) vers les hautes pressions. En d'autres termes, le point invariant du système purement magnésien se déplace vers les basses

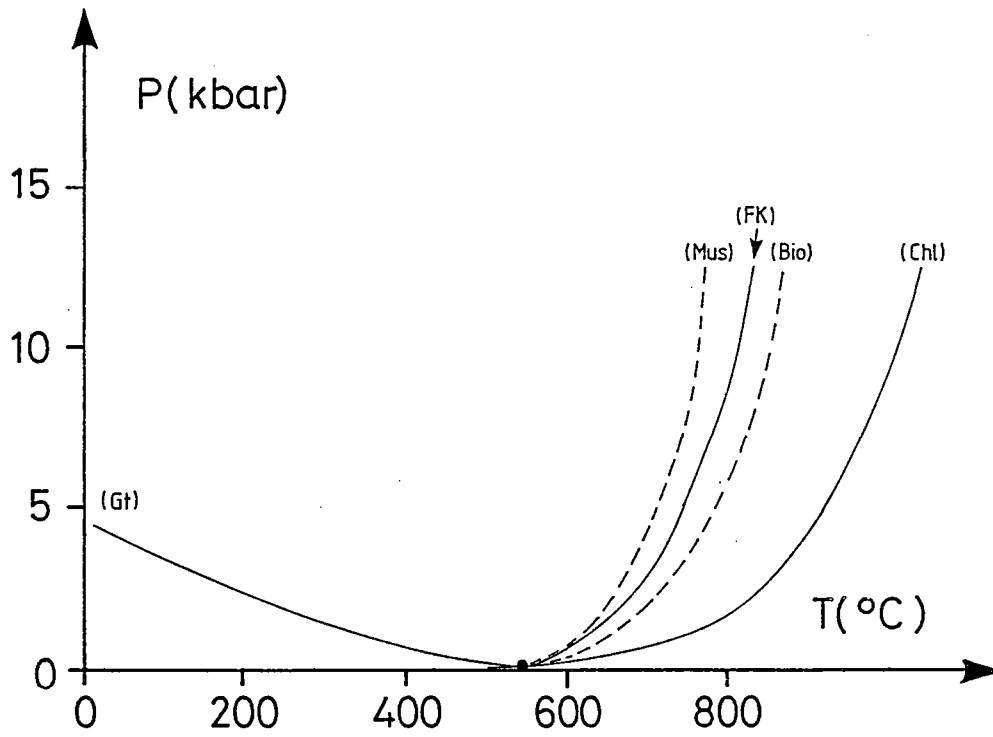


Fig. 12 : Courbes d'équilibre R_1 à R_5 dans le système A*KM purement magnésien calculées en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985).

températures lorsqu'intervient le constituant FeO.

2.3. Les limites du système A*KF'

Le système présenté ci-dessus possède un certain nombre de limitations:

1. La première est liée au rassemblement des constituants FeO et MgO. La conséquence immédiate est que des associations observées dans les assemblages naturels apparaissent univariantes dans le système A*KF'. En effet, l'association à FK-Bio-Mus-Gt est commune dans les orthogneiss (exemple des métagranites du Grand Paradis et du Mont Rose, cf. chap.V). Bien que la variance de cette association à FK-Bio-Mus-Gt vaille 1 dans le système A*KF', aucune texture réactionnelle n'est observée. Cependant, si le rapport FeO/MgO n'est pas identique dans toutes les phases ferromagnésiennes et la roche, les constituants FeO et MgO doivent être considérés séparément de sorte que le système devient A*KFM. Dans ce nouveau système, l'association FK-Bio-Mus-Gt est divariante.
2. La seconde limitation non moins importante est que le système présenté fait référence à des phases minérales ayant une composition de pôle pur. En particulier, on sait que les micas blancs forment une solution solide entre les pôles muscovite et céladonite (cf. Velde, 1967 ; Mather, 1970 ; Brown, 1975 ; Myashiro et Shido, 1985 ; Massonne et Schreyer, 1987). Pour chaque phase minérale, la prise en compte de la composition réelle de la phase déplace les équilibres vers le côté opposé de la phase considérée (cf. Annexe 2) et modifie la topologie des assemblages. Ce dernier point fera l'objet du paragraphe II.2.5. mais auparavant je voudrais aborder le problème de la stabilité du feldspath potassique en faciès schiste vert et pumpélliyte.
3. La troisième limitation concerne la stabilité du feldspath potassique. Pour les roches de composition granitique, les associations prédites par le système A*KF' contiennent toutes du feldspath potassique. Cependant, en faciès schiste vert (cf. chapitres I et III), il est considéré différemment selon les auteurs. Dans les métagranites, il est parfois décrit à l'équilibre avec la paragenèse métamorphique (cf. Steck et Burri, 1971; Steck, 1976), en tant que phase relictuelle ou entièrement pseudomorphosé par de l'albite (Marquer, 1987). De même, en faciès schiste bleu de haut grade, amphibolite à albite-épidote et élogite, le feldspath est présent mais ne recristallise pas (cf. Voll, 1976 ; Hy, 1984 ; Simpson, 1985 ; Gapais, 1987). Bien que Steck et Burri (1971) aient décrit du feldspath potassique participant à la paragenèse métamorphique, dans des orthogneiss déformés en faciès schiste vert, il semble peu probable que pour de telles conditions thermiques le feldspath soit stable. On l'observe encore dans les métagranites non déformés mais lorsque la déformation s'accroît, il est entièrement "albitisé" (Marquer, 1987). Toutefois, la recristallisation locale de microcline peut avoir lieu en faciès pumpélliyte et schiste vert mais dans des conditions spécifiques telles que la recristallisation sous contraintes, lorsqu'existent de très forts gradients de potentiel chimique d'une espèce donnée (cf. Beach, 1982 ; Gapais et Le Goff en prép.).

L'hypothèse la plus simple pour expliquer la présence du feldspath potassique à basse température (en faciès schiste vert, schiste bleu de haut grade, amphibolite à albite-épidote et élogite) dans les métagranites est que le feldspath potassique y persiste métastablement. L'absence d'une phase minérale ou fluide empêche la transformation du feldspath. De ce fait, le feldspath potassique est

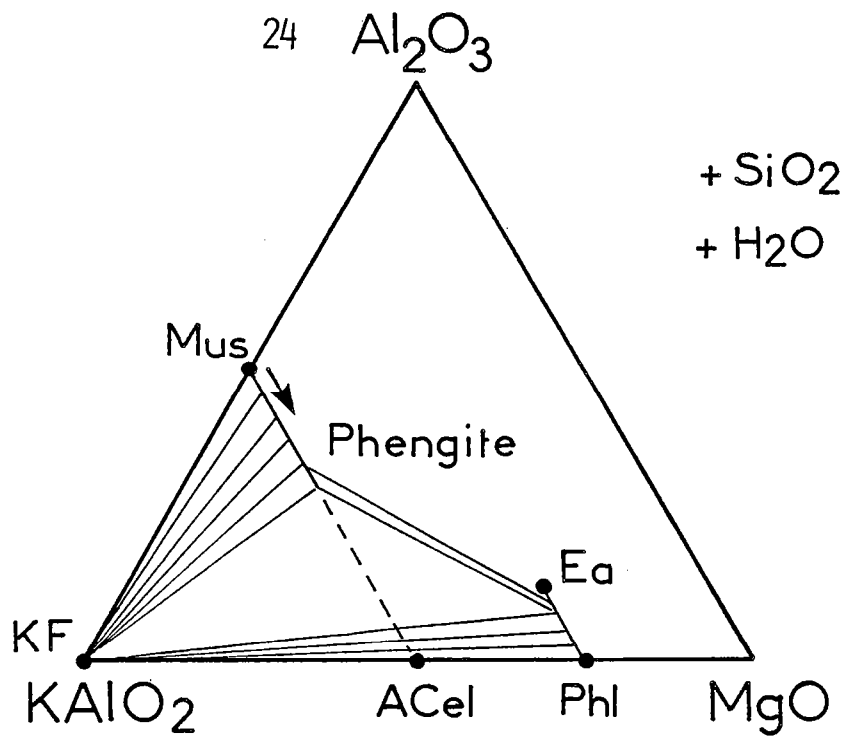


Fig. 13 : Représentation du système Al_2O_3 - KAlO_2 - MgO montrant la substitution phengitique entre le pôle muscovite et le pôle céladonite (d'après Massonne et Schreyer, 1987). La flèche symbolise le sens de la substitution phengitique.

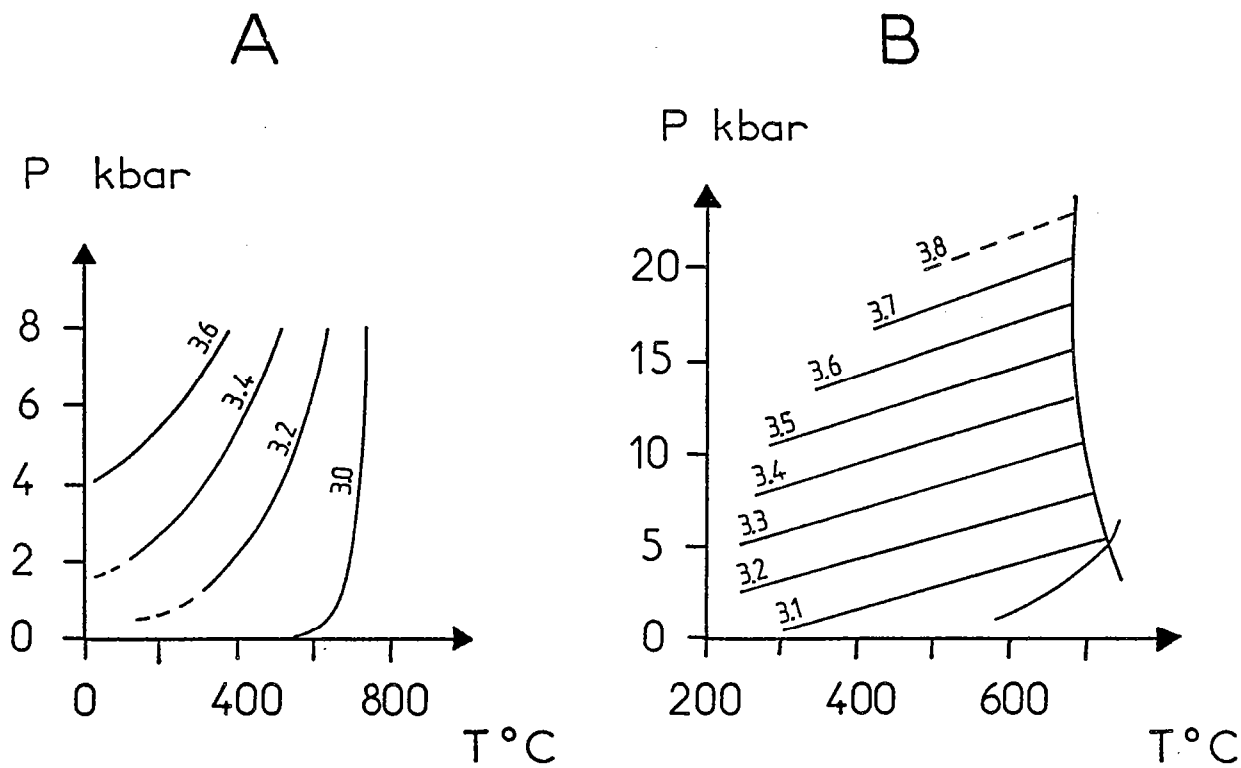


Fig. 14 : Courbes d'iso-valeurs de la substitution phengitique représentée par la teneur en Si du mica blanc, obtenu expérimentalement dans le système purement magnésien par Velde (1967) (A) et Massonne et Schreyer (1987) (B).

métastable ou "en cours de déstabilisation" jusqu'au moment de sa recristallisation, en faciès amphibolite. Cependant, lorsqu'il n'est pas albitisé, il tamponne l'assemblage métamorphique et participe à ce titre aux réactions métamorphiques.

2.4. L'effet de la substitution phengitique

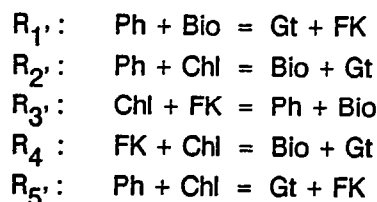
Les micas blancs forment une solution solide entre le pôle muscovite ($\text{KAl}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) et céladonite ($\text{KMgAlSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$). Dans le système KMASH, l'extension de la substitution phengitique entre ces deux pôles, représentée par le vecteur d'échange MgSiAl_{-2} , a été étudiée à partir d'assemblages naturels (Mather, 1970 ; Brown, 1975 ; Myashiro et Shido, 1985) et expérimentalement (Velde, 1965 et 1967 ; Massonne et Schreyer, 1987) (Fig. 13). Pour des conditions P-T données, la valeur de la substitution phengitique est maximale dans le système KMASH en présence des assemblages Qtz-FK-Bio ou Qtz-Bio-Chl (Fig. 13). Les travaux expérimentaux de Velde (1965, 1967) et Massonne et Schreyer (1987) ont montré qu'en présence de l'assemblage à Qtz-FK-Phl, la valeur de la substitution phengitique dans le mica blanc est fortement dépendante de la pression de sorte que l'équilibre R_6



constitue potentiellement un bon baromètre. Dans les orthogneiss, cette courbe d'équilibre est d'autant plus intéressante que l'association à Qtz-FK-Bio-Ph est souvent observée. La figure 2 (chapitre I) représente l'étendue du champ de stabilité de cette paragenèse (d'après Massonne et Schreyer (1987)).

Cette dépendance de la pression est liée au fait que les minéraux dans lesquels l'aluminium est en site octaédrique ont tendance à être plus stables à haute pression que les minéraux dans lesquels l'aluminium à une coordination 4 (Powell et Evans, 1983). Velde (1967) et Massonne et Schreyer (1987) proposent ainsi dans l'espace P-T, le géobaromètre de la substitution phengitique représentés par les courbes d'iso-valeurs de Si (Fig. 14). L'analyse de ce géobaromètre sera effectuée au chapitre IV.

Que deviennent les relations de phases dans le système $\text{A}^*\text{KF}'$, lorsque le mica blanc n'est pas une muscovite mais une phengite ? Considérons à titre d'exemple une phengite de composition $\text{K}(\text{Fe},\text{Mg})_{0.5}\text{Al}_2\text{Si}_{3.5}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Dans le système $\text{A}^*\text{KF}'$, avec Qtz et H_2O en excès, la topologie des assemblages est modifiée par rapport à la figure 11 (Fig. 15). Les courbes de réaction univariantes sont cette fois-ci



Dans l'espace P-T, la succession des courbes (Chl), (FK), (Gt), (Mus), (Bio) est conservée mais les réactions R_1 , R_2 , R_3 et R_5 (où la muscovite intervient) sont déplacées vers les hautes températures (Fig. 11). En d'autres termes, le point invariant se déplace sur la courbe (Ph) vers les hautes températures. Si la roche possède un rapport molaire $\text{A}^*/(\text{A}^* + \text{K} + \text{F}') \geq 0.5$, toute association à FK-Ph-

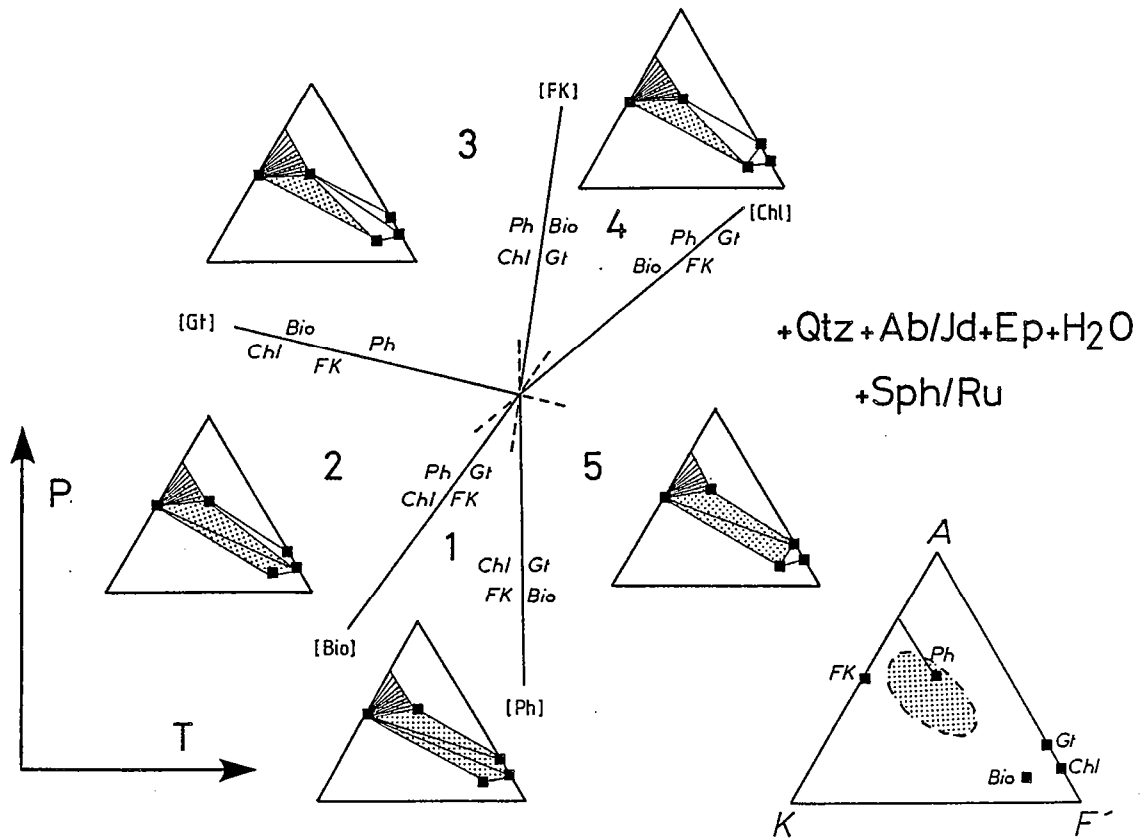


Fig. 15 : Représentation schématique des relations de phases dans le système A^*KF' avec Qtz-Ab/Jd-Ep-Sph/Ru- H_2O en excès. Le mica blanc est une phengite de composition $K(Fe,Mg)_{0,5}Al_2Si_{3,5}O_{10}(OH)_2$. Les domaines tramés en pointillé représente schématiquement les associations observables dans les roches de composition granitique. $A^* = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - Na_2O - 3/4CaO - TiO_2$, $K = K_2O$, $F' = FeO + MnO + MgO$.

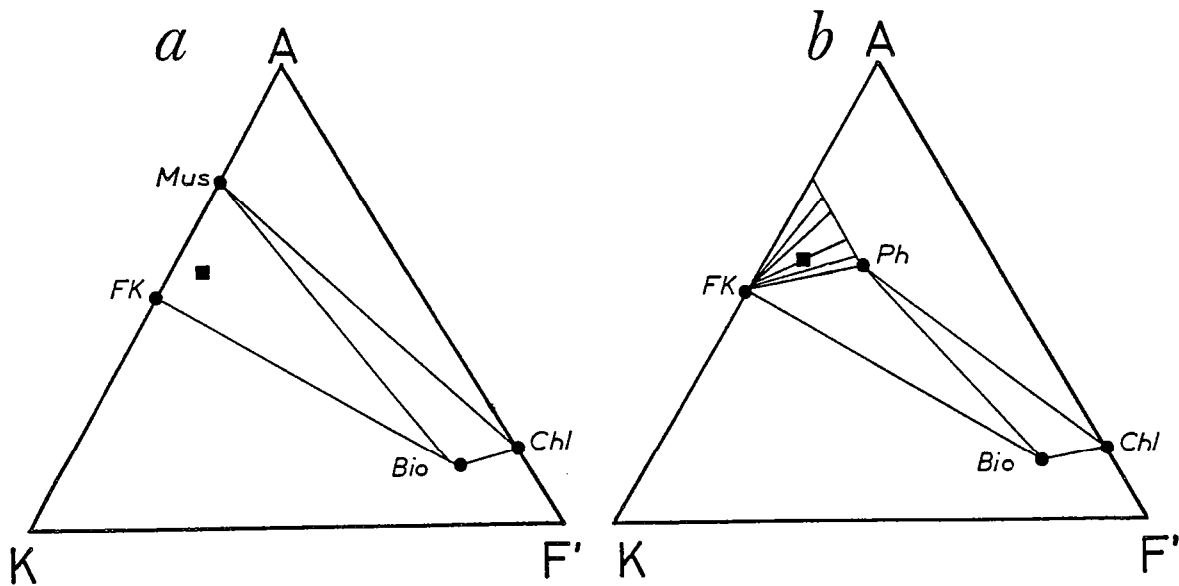


Fig. 16 : Projection schématique des phases FK, Mus, Ph, Bio, Chl dans le système AKF' . Une roche dont la composition est représentée par le carré possède une association divariante à FK-Mus-Bio si le mica blanc est une muscovite (a). Lorsque la substitution phengitique augmente (b), l'association devient trivariante (FK-Ph) et la biotite n'est plus stable.

Bio est impossible (Fig. 15).

La conséquence immédiate de cette augmentation de la substitution phengitique est qu'une roche de composition granitique qui à basse pression se situe dans un domaine divariant du système KF'ASH (Fig. 16) et possède l'assemblage Qtz-Bio-FK-Mus, va progressivement à pression croissante, se localiser sur un joint FK-Ph. La réaction continue responsable de la disparition de la biotite est la réaction R_6 .



Elle permet d'expliquer l'absence de biotite dans les métagranites éclogitiques comme ceux du Monte Mucrone (Zone Sesia-Lanzo, Alpes occidentales) et de Corse (Lahondère, 1988).

3. La déstabilisation du plagioclase

3.1. Introduction

Les métagranitoïdes de haute pression (Monte Mucrone, Corse) sont caractérisés par l'association pyroxène sodique ou jadéite + zoïsite + phengite + quartz transformant le plagioclase initial (cf. Compagnoni et Maffeo, 1973 ; Girardeau, 1977 ; Rubie, 1983 ; Hy, 1984 ; Koons et al., 1987 ; Lahondère, 1988). Lors de la rétro-morphose se développent un pyroxène enrichi en Ca et Mg (omphacite) ou de l'albite (Rubie, 1986) et parfois une amphibole bleue ou glaucophane aux dépens de la jadéite (Lahondère, 1988). Dans ces métagranites, la biotite métamorphique est toujours absente.

A basse pression (faciès schiste vert, amphibolite à albite-épidote), les pseudomorphoses de plagioclase contiennent l'association Ab-Czo-Gt-Ph et la biotite est présente. Entre la basse et la haute pression, existe un domaine intermédiaire, dans lequel les paragenèses métamorphiques progrades ne contiennent jamais d'omphacite. La paragenèse est identique à celle de la basse pression, c'est-à-dire à Qtz-Ab-Czo-Gt-Ph-Bio-Sph.

L'absence de pyroxène sodique n'est pas significatif de la basse ou moyenne pression. On connaît en effet, des domaines affectés par un métamorphisme éclogitique reconnu dans les métapélites ou les metabasites et dans lesquels, les associations des roches granitiques ne contiennent ni jadéite, ni omphacite. Tel est le cas dans les orthogneiss du Grand Paradis ou du Mont Rose (Alpes occidentales) où les conditions P-T dans les éclogites sont supérieures à 13 kbar (cf. Monié, 1985; cf. chapitre V).

Deux points importants sont donc à discuter. A la transition basse pression/haute pression, quels sont les conditions qui régissent l'apparition des différentes associations: Ab-Czo-Gt-Ph ou Jd/Omph-Zo-Gt-Ph (1) lors de l'histoire prograde et (2) lors de la rétro-morphose.

3.2 Le système $\text{SiO}_2\text{-NaAlSi}_2\text{O}_6$

Bien que le système $\text{SiO}_2\text{-NaAlSi}_2\text{O}_6$ soit extrêmement simplificateur, il présente l'avantage d'être une base de réflexion pour comprendre les transformations paragenétiques qui ont lieu entre la basse

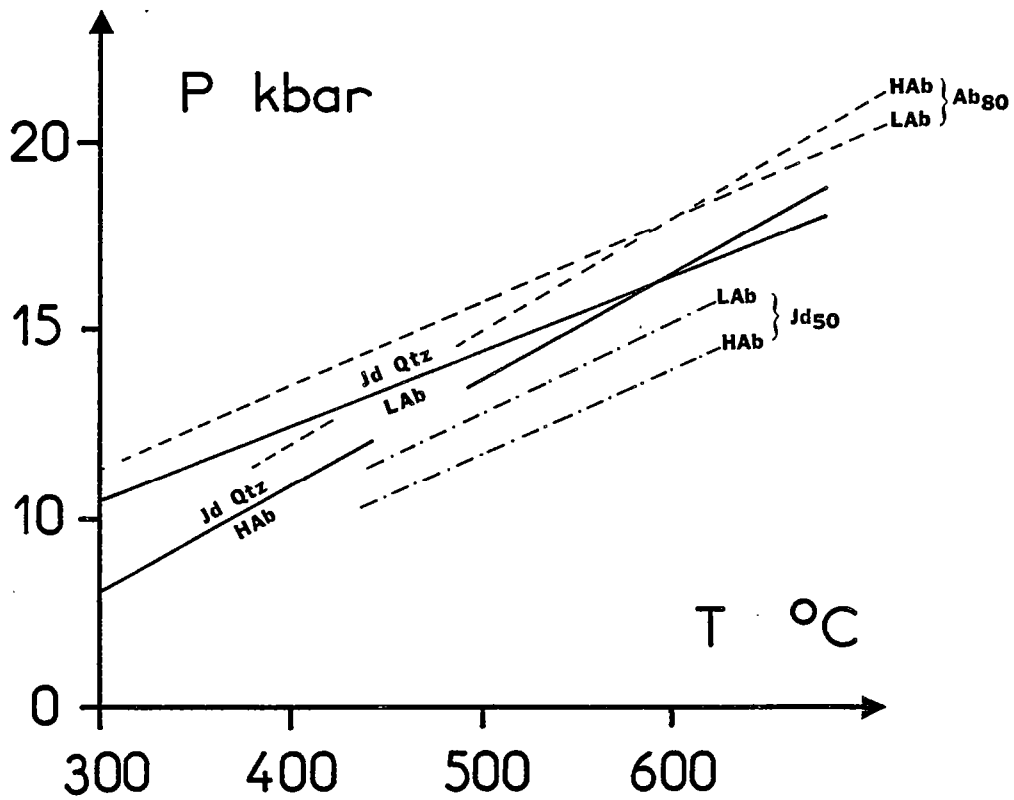
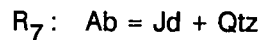


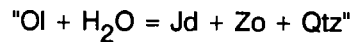
Fig. 17: Courbes $Ab = Jd + Qtz$ calculées en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985) et les modèles de solution-solide de la jadéite de Cohen (1986) et du plagioclase de Newton et al. (1980). HAb et LAB sont respectivement l'albite dans un état désordonné et ordonné.

et haute pression. Dans ce système, les phases susceptibles de coexister dans les méta-granites sont le quartz, l'albite et la jadéite. Lorsque ces trois phases sont à l'équilibre, les conditions P-T correspondent à la courbe d'équilibre

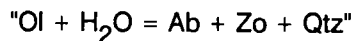


Cet équilibre a fait l'objet d'études expérimentales (Holland, 1980). Il constitue un bon géobaromètre dont la position, dans l'espace P-T, dépend de l'état structural du feldspath (Fig. 17). Deux domaines sont distingués. A basse pression le plagioclase est stable et a une composition d'albite. Par contre, à haute pression, il se transforme en pyroxène sodique ou jadéite + quartz. Si le système SiO_2 - $NaAlSi_2O_6$ permet de prédire les associations à Jd (haute pression) et Ab (basse et moyenne pression), il ne rend pas compte de l'association à Jd-Zo-Qtz observée par exemple dans les pseudomorphoses de plagioclase du Monte Mucrone (Compagnoni et Mafféo, 1973) et à Ab-Ep-Gt-Qtz observée à plus basse pression (métagranite du Grand Paradis).

En fait, au moment de l'éclogitisation, le constituant anorthite dissous dans le plagioclase magmatique participe à la formation de phases calciques telles que l'épidote ou le grenat. La réaction observée en lame mince peut être schématisée par



De même, à plus basse pression, les transformations minéralogiques se traduisent par

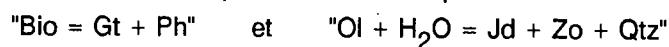


Puisque les phases intervenant dans ces équilibres ne sont pas des pôles purs, leur localisation dans l'espace P-T ne peut être déterminée. Néanmoins, la prise en compte de la composition réelle du plagioclase déplace l'équilibre R_7 vers les hautes pressions (Fig. 17 et Annexe 1). En supposant que le plagioclase initial est de l'oligoclase, la courbe R_7 est déplacée d'environ 1 kbar. Par contre, l'équilibre R_7 correspond à la transformation observée dans les lamelles d'exsolution du feldspath potassique où la jadéite est présente. Ces lamelles d'exsolution, étant fortement albitiques sont transformées en jadéite. De tels exemples sont connus dans les gneiss de Bonneval du Grand Paradis (Saliot, 1979). De même, le feldspath potassique initialement albitisé peut être pseudomorphosé par de la jadéite (zone d'Acceglio, alpes occidentales) (Lefèvre et Michard, 1960).

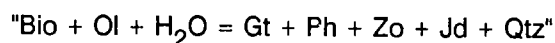
On voit donc que pour comprendre les transformations du plagioclase, le constituant CaO doit être pris en considération, le système d'étude devenant Na_2O -CaO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O .

3.3. Le système A*NF'

Dans les granites non déformés du Monte Mucrone (Zone Sesia-Lanzo, Alpes occidentales), les paragenèses métamorphiques résultent de la déstabilisation du plagioclase et de la biotite. En effet, on observe au coeur des pseudomorphoses à plagioclase l'association Jd-Zo-Qtz. Au contact des biotites et plagioclases se forment des couronnes réactionnelles à Ph + Gt (Compagnoni et Mafféo, 1973). Ces derniers présentent une zonation caractéristique. Ils sont enrichis en Fe et Mg au contact de la biotite et enrichis en Ca au contact du plagioclase (Girardeau, 1977; Hy, 1984) (Fig. 18). Ces transformations visibles en lame mince peuvent schématiquement se décrire par les réactions simultanées :



qui se traduit également par



Bien que la phase sodique soit cette fois-ci un plagioclase, de l'albite, des textures semblables

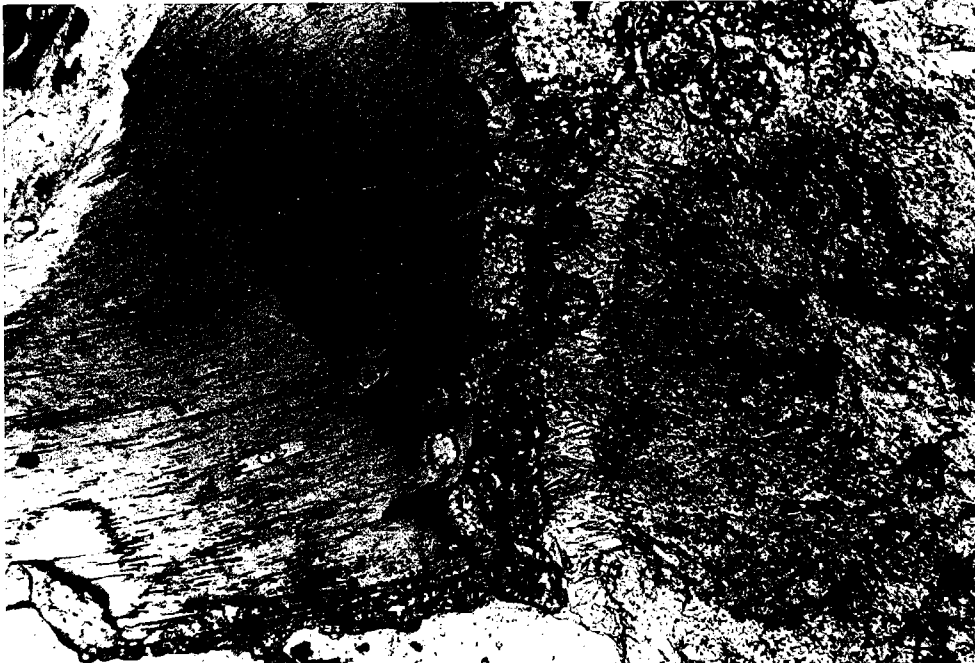


Fig. 18 : Photographie montrant les couronnes réactionnelles de grenat entre la biotite magmatique et le plagioclase. Echantillon provenant de la zone Sésia-Lanzo (Alpes occidentales).

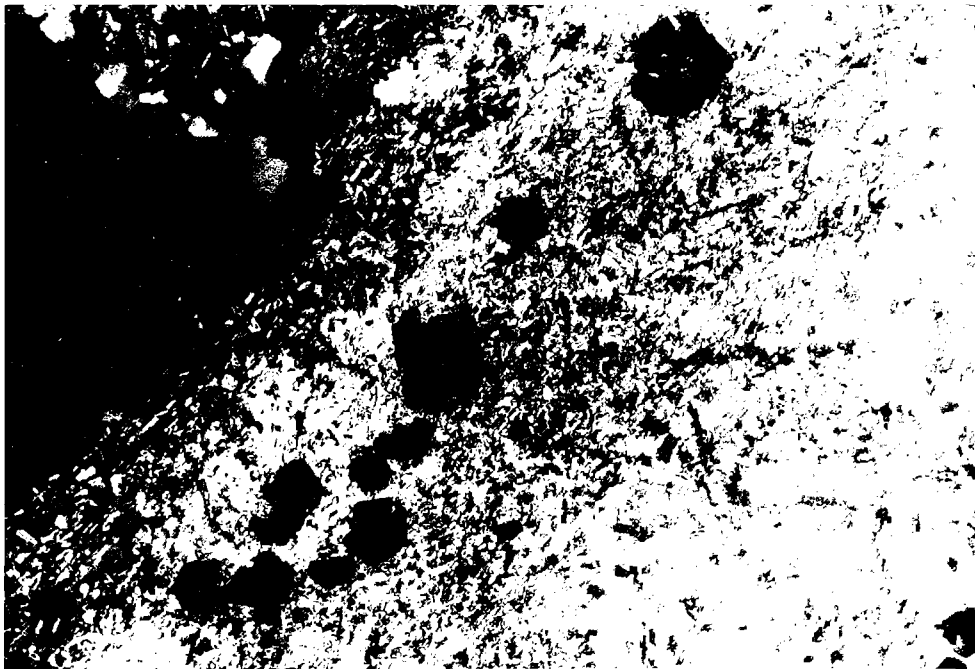
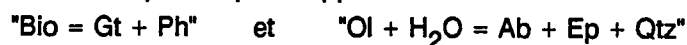
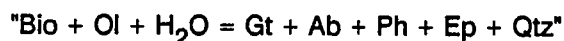


Fig. 19 : Photographie montrant une pseudomorphose de plagioclase contenant l'association à Qtz-Ab-Ph-Ep-Gt. L'échantillon provient d'un orthogneiss de la nappe du Grand Paradis.

ont été observées dans les métagranites de La Picherais (nappe de Champtoceaux, Massif Armoricain). Elles ont dans un premier temps été rapportées à un épisode granulitique (Lasnier et al., 1973). Les pseudomorphoses de plagioclase contiennent l'association Qtz-Ab-Ep-Ph. Le grenat apparaît en bordure. Les réactions continues que l'on peut supposer sont :

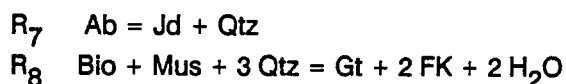


c'est-à-dire



Par contre, dans les métagranites du Grand Paradis (Alpes occidentales), les textures réactionnelles entre biotite et plagioclase sont absentes. Elles s'expriment tout au plus par une absence de grenat au coeur des pseudomorphoses et un enrichissement en grenat à la périphérie de celles-ci (Fig. 19).

En prenant en considération les phases Ab, Jd, Par, FK, Bio et Gt, une projection à partir des phases Czo, Mus, Qtz et H₂O est possible. Au point invariant [Par], deux réactions univariantes se définissent :



Dans ce système simple, existent théoriquement six associations divariantes sans paragonite (Fig. 20):

Basse pression et basse température: Bio-Gt-Ab ou Bio-Ab-FK

Basse pression et haute température: Gt-Ab-FK

Haute pression et basse température: Jd-Bio-Gt ou Jd-FK-Bio

Haute pression et haute température: Jd-Gt-FK

En réalité, ce système ne peut être appliqué aux échantillons naturels. En effet, dans les métagranites de haute pression, la biotite ne coexiste jamais avec la jadéite. Lorsqu'on l'observe, elle appartient à la paragenèse magmatique. Elle disparaît à haute pression par l'intermédiaire de la réaction R₆ (cf. II.2) de sorte que la prolongation de l'équilibre R₈ au-delà de la courbe Ab = Jd + Qtz est probablement métastable (Fig. 20). Seuls trois champs subsistent. On y distingue les paragenèses à Ab-Bio-FK, Ab-Bio-Gt, Ab-Gt-FK (basse pression) et Jd-Gt-FK (haute pression) (Fig. 20). A basse pression, lorsque la biotite et le grenat sont stables, il ne peuvent coexister avec le feldspath potassique. Cette observation est faite par Capdevila (1969) et Evans et Patrick (1987) à partir d'échantillons naturels. Par contre, dans les orthogneiss du Grand Paradis et de la Picherais, l'association est à Ab-Bio-Gt-FK. Dans le système A*NF' considéré, elle apparaît univariante. Cependant, l'absence de texture réactionnelle peut être expliquée par la réunion des constituants FeO et MgO. En effet, elle devient divariante dans le système A*NFM.

D'autre part, la paragonite ne peut coexister avec le feldspath potassique. Cette observation est confirmée dans les métagranitoïdes du Monte Mucrone où les associations sont à Jd-Gt-Par ou Jd-Gt-FK. FK et Par ne coexistent jamais (Fig. 20).

Jusqu'à présent, nous avons considéré les transformations minéralogiques qui ont lieu pendant l'histoire prograde (disparition de l'oligoclase et de la biotite) à la transition basse pression/haute pression. Que se passe-t'il à la transition haute pression/basse pression?

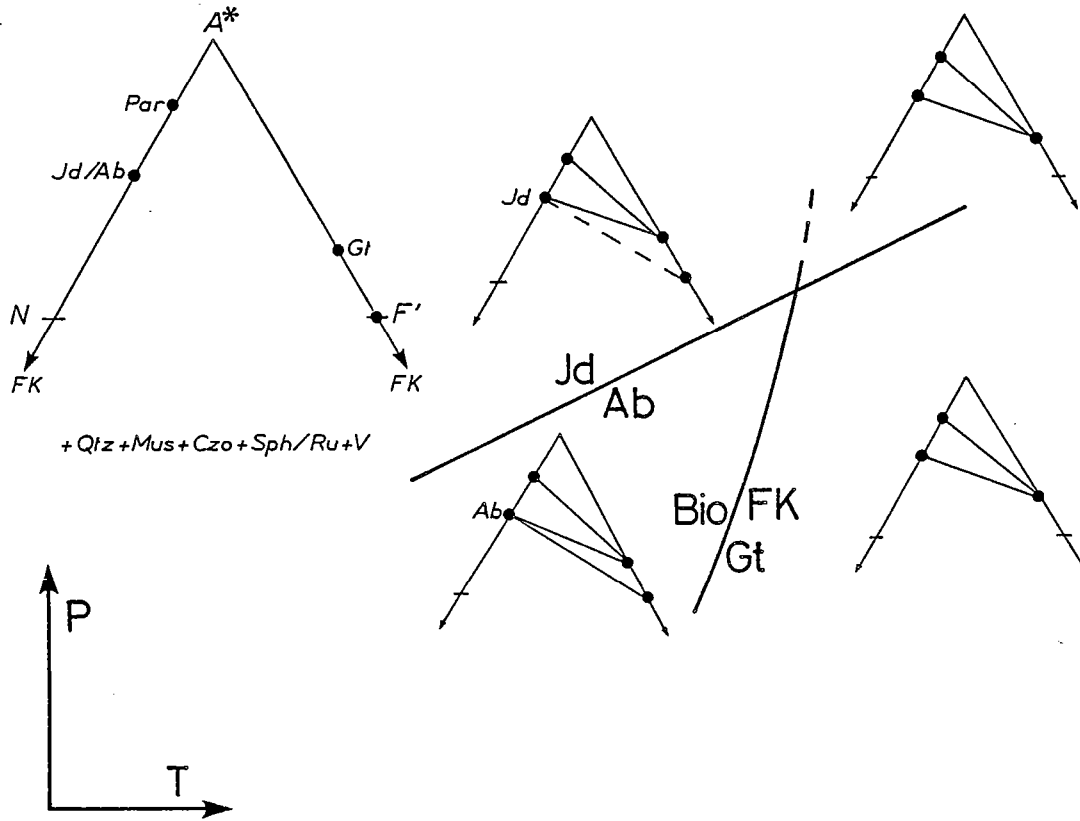
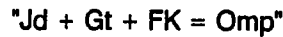


Fig. 20 : Relations entre les phases Ab - Jd - Bio - FK - Gt dans le système A^*NF avec $Qtz, Mus, Czo, Sph/Ru$ et V en excès.

L'analyse du système A*NF', en présence des phases Jd-Omp-Gt-Zo-Ph met en évidence lors de la rétro-morphose, dans une roche de composition granitique la déstabilisation de la jadéite au profit de l'omphacite (Fig. 21). La réaction continue que l'on peut invoquer est



Cette observation est confirmée par les exemples naturels. En particulier, dans les méta-granodiorites de Corse, présentant une paragenèse écolitique à Qtz-FK-Jd-Zo-Ph, l'omphacite apparaît aux dépens de la jadéite (Lahondère, 1988). L'albite n'est apparemment pas observée. Plus tardivement, se développe sur le pourtour de l'omphacite, une amphibole bleue (crossite et glaucophane) (Lahondère, 1988). Une observation semblable est faite dans les orthogneiss de la vallée d'Aoste, la glaucophane apparaissant aux dépens de l'omphacite (Vuichard, 1988). La biotite n'apparaît pas lors de la rétro-morphose et semble incompatible avec l'omphacite.

L'association à Ab-Ph peut également se développer lors de la rétro-morphose aux dépens de la jadéite (Rubie, 1986).

Par ailleurs, dans les méta-granites portés à des pressions inférieures à la courbe $\text{Ab} = \text{Jd} + \text{Qtz}$, dans lesquels la minéralogie est à $\text{Ab-Bio-Ph-Gt} \pm \text{FK}$, le système A*NF' ne rend pas compte de l'incompatibilité de la biotite et de l'omphacite. En effet, lorsque la biotite est stable, elle coexiste avec Ab-Ph ou Gt-Ph mais jamais avec l'omphacite.

4. Discussion

Dans les méta-granites déformés, la paragenèse ne laisse aucun doute sur les conditions barométriques de recristallisation de ces roches. A très haute pression, l'association est à $\text{Qtz} + \text{Jd} + \text{Zo} + \text{Ph} + \text{Gt} + \text{Ru/Sph} \pm \text{FK}$ ou Par . Ces paragenèses sont connues dans les méta-granites de la zone Sesia-Lanzo (Compagnoni et Maffeo, 1973 ; Hy, 1984 ; Koons et al., 1987). A plus basse pression, on observe l'association à $\text{Qtz} + \text{Ab} + \text{Ep} + \text{Gt} + \text{Bio} + \text{Ph} + \text{Sph} \pm \text{FK}$. Tel est le cas dans les méta-granites du Grand Paradis et du Mont Rose. La première paragenèse se situe dans l'espace P-T, à des pressions supérieures à la courbe $\text{Ab} = \text{Jd} + \text{Qtz}$ et la seconde à des pressions inférieures. Par contre, dans les méta-granites non déformés, l'interprétation des paragenèses minérales est beaucoup plus équivoque. Les transformations métamorphiques sont incomplètes et des phases magmatiques telles que la biotite et le feldspath potassique persistent métastablement.

Les méta-granites non déformés de la zone Sesia-Lanzo présentent les caractéristiques texturales et minéralogiques suivantes:

- Le plagioclase magmatique est transformé en un agrégat à Jd-Zo-Ph-Qtz.
- La biotite magmatique persiste métastablement. Au contact entre la biotite et le plagioclase magmatiques se développe une couronne de grenat et de phengite. Le grenat est zoné. Il est riche en almandin du côté de la biotite et riche en grossulaire du côté du plagioclase (Girardeau, 1977; Hy, 1984) (Fig. 22a et b).
- Le feldspath potassique possède vers la périphérie une auréole albitique puis une couronne à Qtz-Zo-Ph (Girardeau, 1977).
- La phase titanée est le rutile.

Les conditions P-T du métamorphisme écolitique sont estimées à 550-600 °C, $P > 14-16$ kbar (Koons

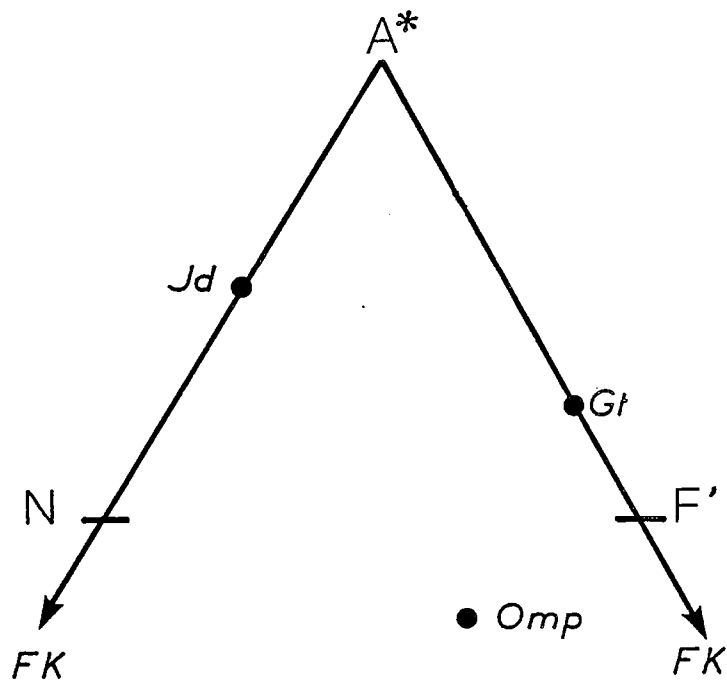


Fig. 21 : Relation chémographique des phases Jd - FK - Gt - Omp dans le système A^*NF' avec Qtz , Mus , Czo , Sph/Ru et V en excès.

et al., 1987) (Fig. 23) ou $P = 16-18$ kbar (Hy, 1984).

Dans les métagranites de la Picherais (Nappe de Champtocaux, Massif armoricain), les mêmes textures coronitiques sont observées entre biotite et plagioclase magmatiques. Par contre, dans les pseudomorphoses de plagioclase l'association est à Ab-Zo-Ph-Qtz. La jadéite est absente. Le grenat présente la même zonation caractéristique (Fig. 22b) (Girardeau, 1977). La phase titanée est le rutile. Par ailleurs, un liseré d'albite se développe sur le pourtour du feldspath potassique (Girardeau, 1977). Le pic du métamorphisme atteint des conditions P-T de l'ordre de 650-700°C, 18-20 kbar (Ballèvre et al., 1987) (Fig. 23).

Les textures coronitiques entre biotite et plagioclase magmatiques sont absentes dans les métagranites du Grand Paradis. La seule transformation métamorphique observée au microscope est la déstabilisation du plagioclase. Les pseudomorphoses de plagioclase contiennent l'association à Qtz-Ab-Ph-Ep-Gt. Le grenat est beaucoup plus homogène et est constitué des pôles grossulaire, almandin dans les proportions 50-50. Le feldspath potassique est entouré de nombreux néoblastes d'albite et la phase titanée est le sphène. Des transformations semblables sont observées dans les métagranites du Mont Rose (cf. Frey et al., 1976; Dal Piaz et Lombardo, 1986).

Les conditions P-T enregistrées dans les éclogites du Grand Paradis ont été estimées à 500-550°C, 12-16 kbar (Ballèvre, 1986) (Fig. 23).

Les trois exemples présentés ci-dessus ont subi initialement un métamorphisme éclogitique au-delà ou proche de l'équilibre $Ab = Jd + Qtz$. Cependant, leurs caractéristiques texturales et minéralogiques diffèrent. Deux points importants sont donc à discuter. Quelles sont les conditions qui régissent la présence d'albite ou de jadéite et la présence de couronne réactionnelle entre la biotite et le plagioclase ?

4.1. L'absence de jadéite dans les orthogneiss du Grand Paradis et de la Picherais

L'absence de l'association à Jd-Qtz dans les métagranites de La Picherais et du Grand Paradis peut être expliquée de deux manières:

1- Le plagioclase a été transformé en $Jd + Zo + Ph + Qtz$ puis lors de la rétomorphose la jadéite s'est déstabilisée au profit de l'albite. Une telle hypothèse est peu plausible. En effet, si tel était le cas, il devrait subsister au coeur des pseudomorphoses de plagioclase des reliques texturales de la transformation spectaculaire $Ab = Jd + Qtz$ que l'on observe dans les métagranites de Sesia. D'autre part, dans ces derniers, la rétomorphose se traduit par le développement d'omphacite aux dépens de la jadéite. Or, l'omphacite n'a jamais été observée dans les métagranites de La Picherais et du Grand Paradis.

2- Le plagioclase ne s'est jamais transformé en jadéite. Deux hypothèses peuvent être émises :

- Les conditions P-T n'ont jamais dépassé la courbe d'équilibre " $Pl = Jd + Qtz$ " (Dal Piaz et Lombardo, 1986). Cette hypothèse s'avère d'autant plus raisonnable que l'on suppose que le plagioclase magmatique était de l'oligoclase. Dans ce cas, la courbe $Ab = Jd + Qtz$ est déplacée d'environ 1 kbar vers les hautes pressions (Fig. 17 et 24). Dans les métagranites de la Picherais, cette supposition ne fait

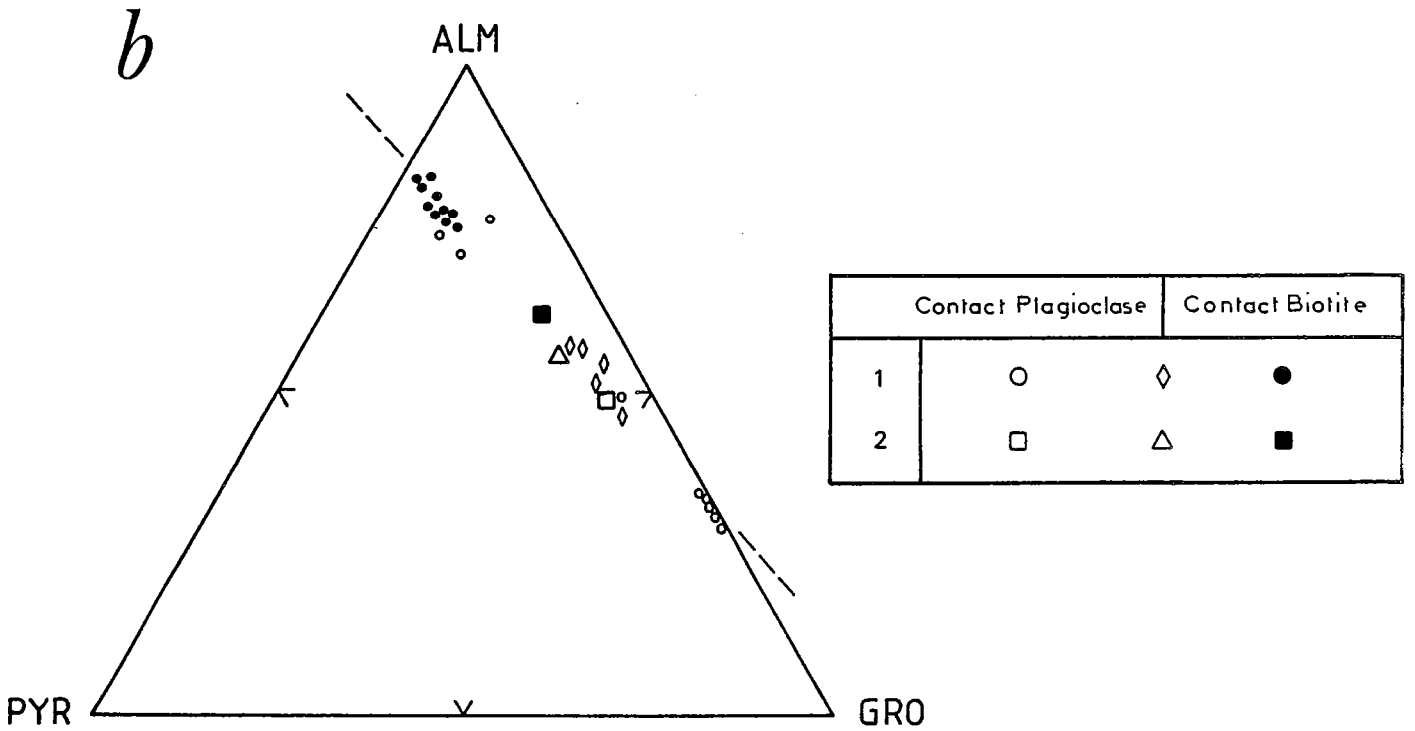
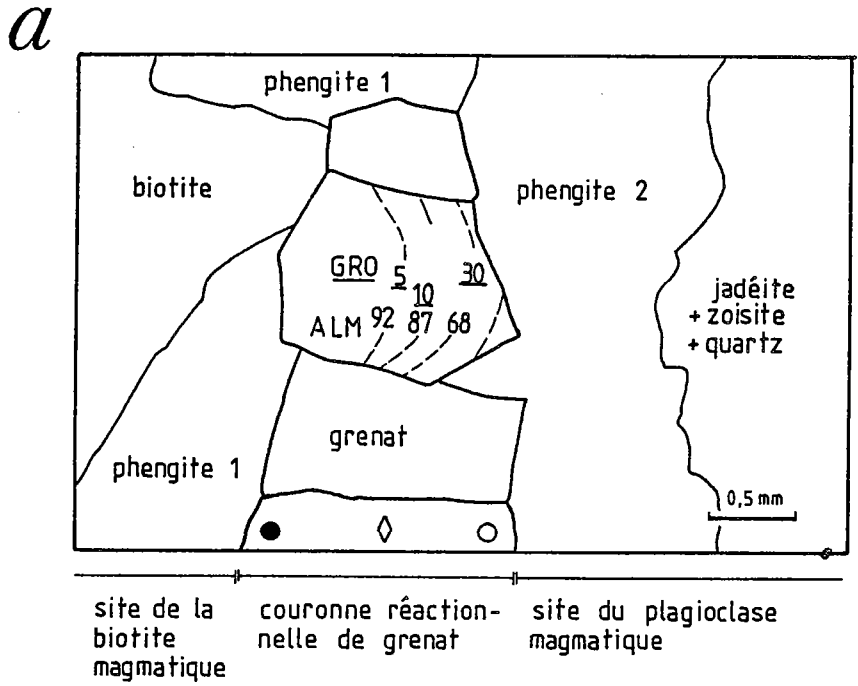


Fig. 22 : Zonation des grenats métamorphiques au contact biotite-plagioclase dans les méta-granites non déformés du Monte Mucrone (d'après Hy, 1984) (1) (a) et (b), et de La Picherais (d'après Girardeau, 1977) (2). Au contact du plagioclase le grenat est riche en grossulaire. Au contact de la biotite, la teneur en almandin augmente.

aucun doute. Au coeur des pseudomorphoses de plagioclase a été analysé de l'oligoclase (Girardeau, 1977). D'autre part, la présence de jadéite dans les lamelles d'exsolution de feldspath potassique qui initialement sont purement albitiques, dans les gneiss de Bonneval (Massif du Grand Paradis) et décrite par Saliot (1979) corrobore cette hypothèse. Cependant, dans ce cas précis, une différence de conditions P-T entre l'unité du Grand Paradis et les gneiss de Bonneval ne peut être exclue (Ballèvre, 1986).

- Les conditions P-T ont été légèrement supérieures et/ou ont été pendant peu de temps au-delà de l'équilibre R_9 de sorte que la transformation $Ab = Jd + Qtz$, pour des raisons de cinétique ne s'est pas effectuée.

4.2. L'apparition de couronne réactionnelle entre la biotite et le plagioclase

Les couronnes réactionnelles à grenat entre la biotite et le plagioclase magmatiques sont uniquement observées dans les métagranites non déformés et traduisent des équilibres locaux (Korzhinski, 1959; Loomis, 1983). Deux facteurs en plus de la déformation sont à priori susceptibles de contrôler le développement de ces textures. Ce sont la température et la phase fluide.

On admet en général que la température, permettant la diffusion rapide des cations, facilite les transformations métamorphiques. En d'autres termes, la vitesse de diffusion des cations est fonction à la température. Par conséquent, elle favorise les réactions métamorphiques à savoir la déstabilisation de la biotite et du plagioclase. Ainsi, si dans les métagranites du Grand Paradis, dont les conditions thermiques sont estimées à 500-550°C (chapitre V), les couronnes réactionnelles de grenat ne sont pas observées, elles sont par contre fréquentes dans les métagranites de Sesia-Lanzo et de la Picherai où la température atteint respectivement 550-600°C (Hy, 1984; Koons et al., 1987) et 650-700°C (Ballèvre et al., 1987) (Fig. 23).

La phase fluide a un effet catalytique sur les réactions métamorphiques (cf. Rubie, 1986). Elle permet en effet la diffusion des ions dans l'espace intergranulaire. Lorsque la phase fluide est absente, la diffusion est intracristalline. Dans les métagranites de Sesia-Lanzo et de La Picherai, les couronnes réactionnelles de grenat entre plagioclase et biotite témoignent de la diffusion intracristalline des espèces chimiques. En particulier, il présente une zonation caractérisée par un enrichissement en almandin vers la biotite et un enrichissement en grossulaire vers le grenat (Fig. 22a et b).

Par ailleurs, dans les métagranites de Sesia, l'absence de phase fluide, c'est-à-dire $P_{H_2O} < P_{totale}$, est confirmée par les mécanismes de déformation du quartz. Les microstructures de rotation de sous-grains dans le quartz sont en général attendu lorsque $T < 500^\circ C$ et $a_{H_2O} = 1$ et non pas à $T = 550-600^\circ C$ (Gapais, 1987). Or, dans les métagranites de Sesia-Lanzo, la rotation de sous-grains est observée (Gapais, communication personnelle). Cette observation est en accord avec $P_{H_2O} \leq P_{Totale}$. Par contre, dans les métagranites du Grand Paradis où la température est inférieure, les processus de recristallisation par rotation de sous-grains, sont en accord avec la présence d'une phase fluide.

Il semble donc que le développement d'une couronne réactionnelle entre biotite et grenat dans les granites non déformés soit favorisée par la température élevée et l'absence de la phase fluide.

4.3. Conclusions

Si la présence de jadéite et de couronnes réactionnelles à grenat entre la biotite et le plagioclase

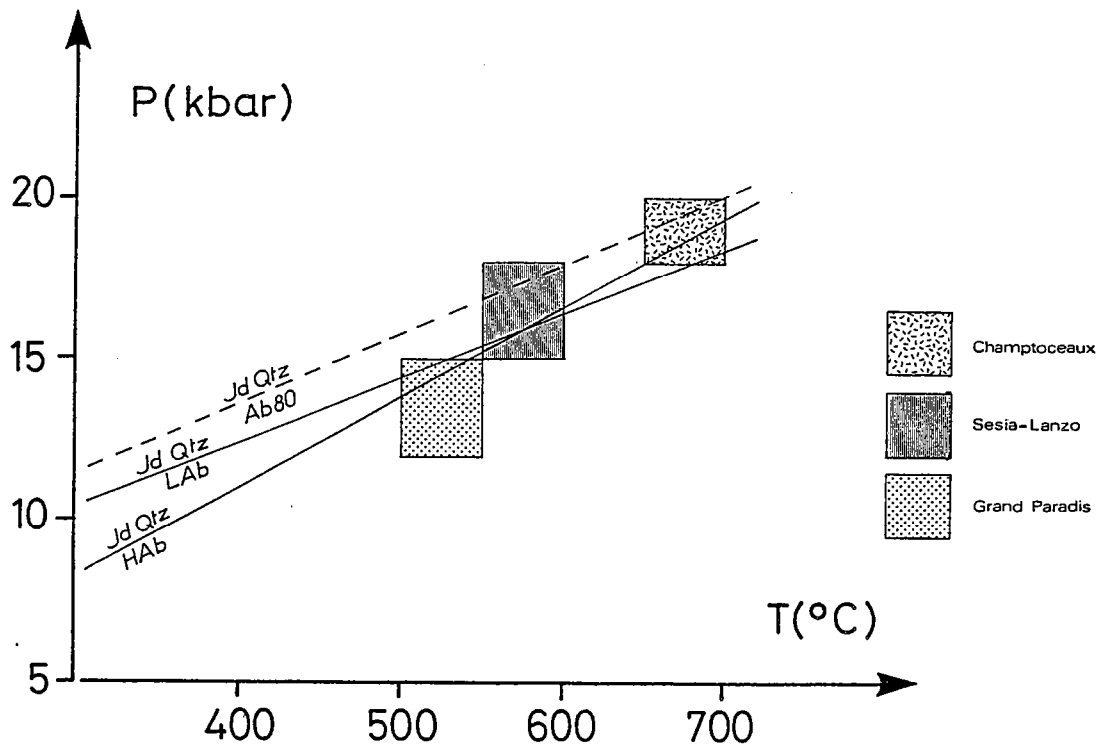


Fig. 23 : Conditions P-T du métamorphisme éclogitique dans la zone Sesia-Lanzo d'après Hy (1984) et Koons et al. (1987), de la nappe de Champtoceaux (Massif Armoricain) d'après Ballèvre et al. (1987) et de la nappe du Grand Paradis d'après Ballèvre (1986). Les courbes HAB/LAB = Jd + Qtz sont calculées en utilisant les paramètres thermodynamiques de Powell et Holland (1985) et en utilisant le modèle de solution solide des plagioclases de Newton et al. (1980) pour la courbe Ab₈₀ = Jd + Qtz.

magmatiques semblent une caractéristique de conditions thermobarométriques élevées, l'inverse n'implique pas systématiquement des conditions barométriques faibles (basse ou moyenne pression). En effet, dans les méta-granites déformés du Grand Paradis présentant une association à Qtz-Ab-Bio-Ph-Gt-Sph \pm FK, les conditions thermobarométriques sont estimées à 12 ± 2 kbar, 500-550°C. Dans les méta-granites faiblement déformés, les pressions obtenues semblent légèrement supérieures ($P = 14 \pm 2$ kbar) et sont proches de l'équilibre $Ab = Jd + Qtz$ (cf. chapitre V).

5. Conclusions

Dans les méta-granites, à basse/moyenne et haute pression, les paragenèses sont respectivement:



Le feldspath potassique est en général observé mais il ne recristallise pas. Néanmoins, il tamponne la paragenèse minérale.

A la transition basse pression/haute pression, les transformations minéralogiques majeures concernent donc essentiellement la biotite et le plagioclase (Tab. 5). Ces transformations peuvent être expliquées dans le système A^*NF' . Cependant, d'autres transformations ont lieu. En particulier, en réponse aux variations des conditions thermobarométriques, les phases minérales changent de composition. Si la composition chimique du grenat et de l'épidote est relativement constante et dépend surtout de la température (cf. chapitre III), par contre celle des micas blancs varie fortement. La substitution phengitique correspondant à la teneur en céladonite dissous dans la phengite augmente à pression croissante. Elle se traduit par la réaction continue



qui constitue un géobaromètre (Velde, 1967; Massonne et Schreyer, 1987). La conséquence immédiate de l'augmentation de la substitution phengitique dans le mica blanc est la déstabilisation de la biotite.

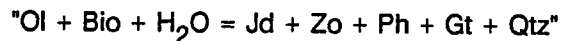
Le plagioclase initial se transforme à basse pression en un assemblage à Qtz-Ab-Ep-Gt-Ph. A plus haute pression, l'albite se déstabilise au profit de la jadéite par l'intermédiaire de la réaction



Cependant, en règle générale, le plagioclase initial est de l'oligoclase qui se déstabilise par l'intermédiaire de la réaction



de sorte que dans les pseudomorphoses à plagioclase s'observent l'assemblage à Qtz-Jd-Zo. Cette réaction s'accompagne de la disparition de la biotite. Ces deux réactions se traduisent alors par



Même pour des conditions barométriques relativement élevées, au moins supérieures à l'équilibre



l'omphacite n'est jamais observée lorsque la biotite est stable. Par contre, elle s'observe dans les paragenèses rétro-morphiques des méta-granites écolitiques (Tab. 5). Néanmoins, l'absence de jadéite n'est pas significatif de conditions barométriques faibles.

Si la reconnaissance des paragenèses métamorphiques à haute pression est univoque (présence de jadéite, de rutile et absence de biotite), il n'en est pas de même à plus basse pression où les paragenèses sont identiques dans les faciès schiste vert, schiste bleu de haut grade et amphibolite à

GRANITE	METAGRANITE	
Qtz-Pl _a -FK-Bio ± Mus ± Gt	HISTOIRE PROGRADE	HISTOIRE RETROGRADE
	<u>Haute Pression</u>	<u>Moyenne Pression</u>
	Qtz - Jd - Zo - Gt - Ph - Sph / Ru ± FK	→ Qtz - Omp - Ep - Gt - Ph - Sph ± Glau ± FK Ab
	<u>Moyenne Pression</u>	<u>Basse Pression</u>
	Qtz - Ab - Ep - Gt - Ph - Bio - Sph ± FK	→ Qtz - Ab - Ep - Gt - Ph - Bio - Sph ± FK

Tableau 5 : Associations minéralogiques dans les métagranites à la transition basse pression/haute pression lors de l'histoire prograde et la transition entre haute pression/basse pression lors de l'histoire rétrograde.

albite-épidote. La détermination précise des conditions P-T nécessite une modélisation thermodynamique des équilibres de phases (cf.chapitre IV).

Chapitre III

Les relations de phases dans les métagranites: évolution des assemblages en fonction de la température

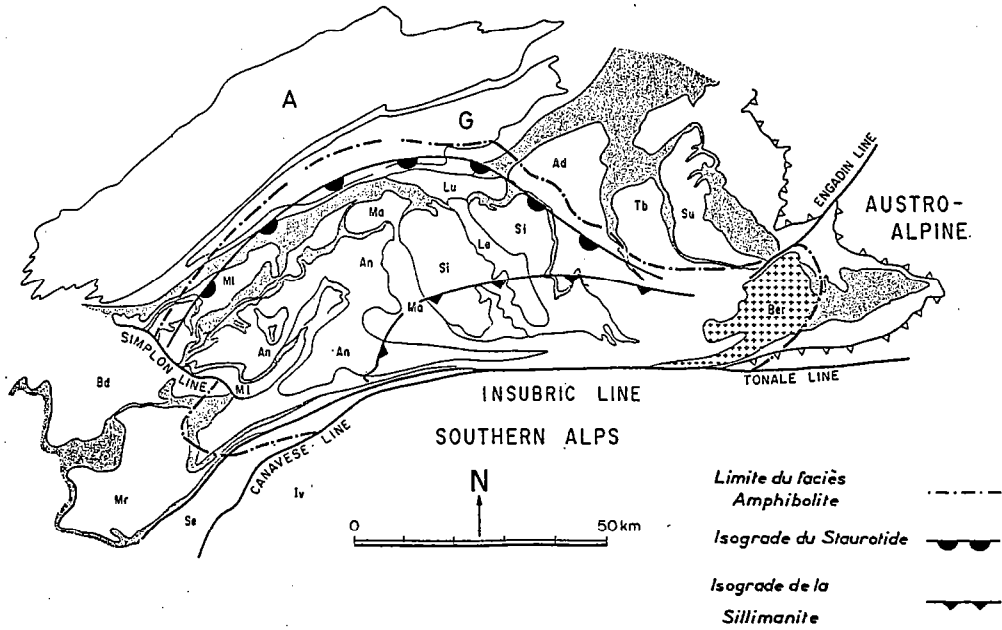


Fig. 24 : Carte géologique simplifiée des Alpes centrales montrant la répartition des isogrades du staurolite et de la sillimanite dans les Alpes centrales d'après Niggli (1970). Dans le domaine pennique, les roches de couverture (domaine grisé) sont intercalées avec des nappes de socle (Ad: Adula, An: Antigorio, Le: Leventina, Lu: Lucomagno, Ma: Maggia, Mi: Monte Leone, Mr: Mont Rose, Se: Sesia, Su: Suretta, Tb: Tambo). Au Nord du dôme lépontin, sont représentés les massifs cristallins externes de l'Aar (A) et du Gotthard (G). Au Sud, les lignes insubrienne et du Canavese séparent la zone pennique du domaine austroalpin comprenant la zone d'Ivrea (Iv). L'intrusion de Bergell (Ber) est également figurée. Modifié d'après Merle et al. (1988).

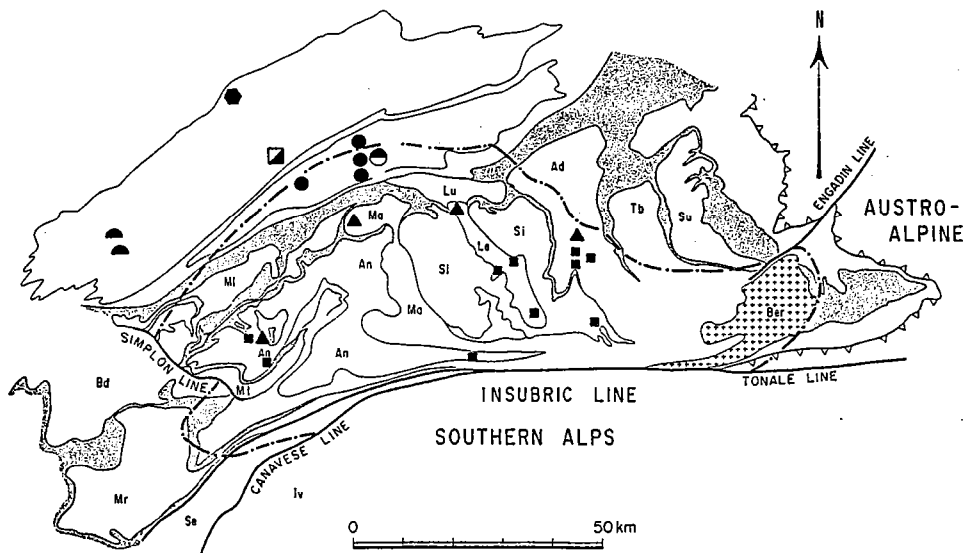


Fig. 25 : Répartition dans les Alpes centrales des associations à Oligoclase (carré plein), Oligoclase-Epidote (triangle), Oligoclase-Albite-Epidote-Grenat (cercle plein), Oligoclase-Albite-Epidote (cercle demi-évidé), Albite-Epidote (carré demi-évidé), Albite-Epidote-Grenat (demi-cercle plein) et Albite-Epidote-Grenat-Stipnomélan (hexagone) en présence de quartz, biotite, muscovite dans les métagranites. Mêmes légendes que dans la figure 24.

Chapitre III

Les relations de phases dans les métagranites: évolution des assemblages en fonction de la température

1. Introduction

Dans les domaines déformés, l'analyse des champs de déformation a permis de mettre en évidence deux types extrêmes de comportement. Ce sont le comportement fragile auquel on peut associer une déformation "hétérogène" et le comportement ductile se rapportant à une déformation plus "homogène". En faciès schiste vert, la croûte a un comportement semi-fragile tandis que pour des conditions P-T plus élevées, elle se déforme de manière ductile (cf. Gapais, 1987). La transition entre les faciès schiste vert et amphibolite apparaît donc comme une limite majeure qui gouverne le comportement rhéologique de la croûte pendant les processus tectoniques. Cette transition fragile/ductile a par ailleurs fait l'objet d'études microstructurales (Voll, 1976; Simpson, 1985; Gapais, 1987). On sait en particulier, que les facteurs contrôlant cette transition sont les conditions P-T, la présence ou l'absence de phase fluide et par conséquent, les réactions métamorphiques. Il est donc important d'étudier ces réactions métamorphiques.

A partir d'exemples naturels, je vais (1) montrer quelles sont les caractéristiques paragenétiques des métagranites en faciès schiste vert et amphibolite, (2) mettre en évidence les réactions métamorphiques à la transition entre ces deux faciès et (3) développer un système d'étude approprié permettant de discuter les relations de phases dans les métagranites.

2. Exemples naturels

2.1. Les Alpes centrales

Les Alpes centrales constituent un excellent exemple. En effet, dans le dôme lépontin, le métamorphisme alpin montre une distribution régionale concentrique, perpendiculaire aux structures et caractérisée par une augmentation de la température du Nord vers le Sud (cf. Niggli, 1970 ; Frey et al., 1980). Du Nord vers le Sud, on passe en effet progressivement du faciès schiste vert (Massif de l'Aar) au faciès amphibolite de haut grade près de la ligne insubrienne (Fig. 24).

A partir des travaux de Steck et Burri (1971), Steck (1976), Marquer (1987) dans les massifs de l'Aar et du Gotthard, des échantillons récoltés par Olivier Merle dans la nappe d'Antigorio et mes propres observations dans les orthogneiss de l'Aar, du Gotthard, de Maggia et de Leventina ainsi que dans la nappe d'Adula, j'ai effectué une compilation des paragenèses synchroniques. Les résultats sont présentés sur les figures 25 et 26.

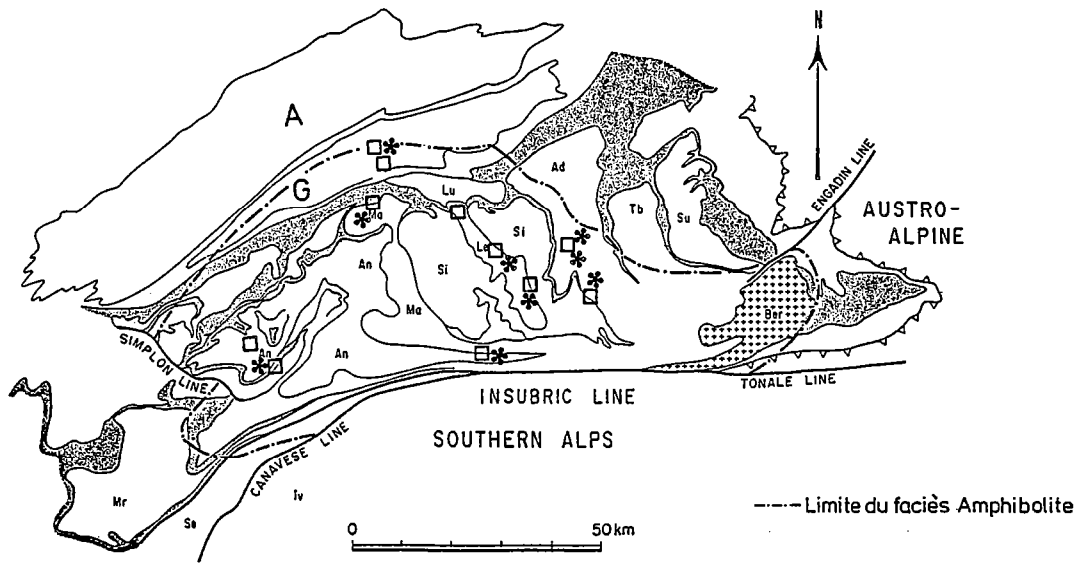


Fig. 26 : Localisation des métagranites dans lesquels le feldspath potassique recristallise (carré évidé) et dans lesquels s'observent des textures myrmékittiques entre FK et Pla (étoile).

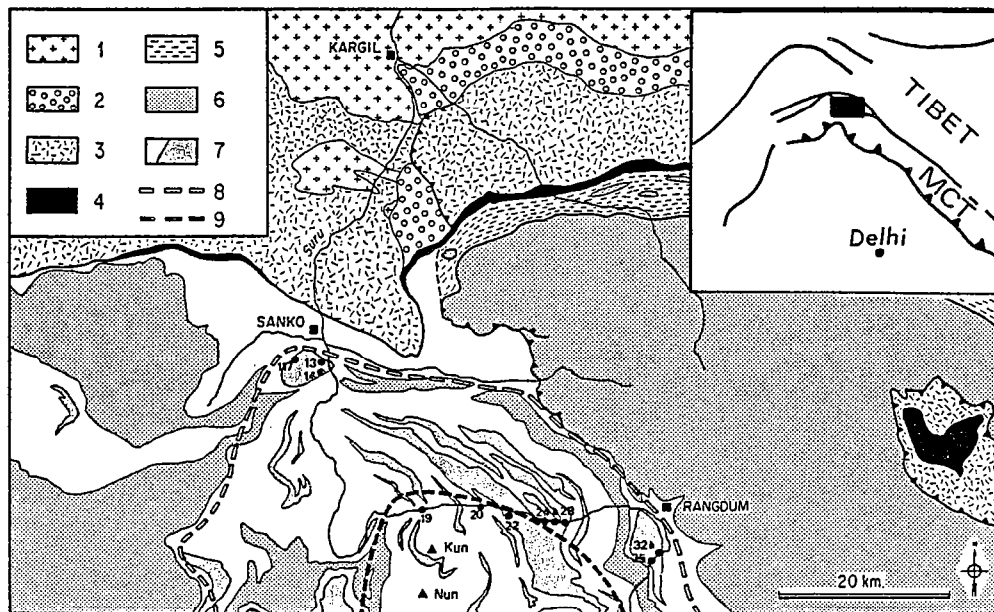


Fig. 27 : Carte géologique simplifiée de la zone de suture de l'Indus-Tsangpo au niveau de la vallée de la Suru (d'après Honneger); 1, 2, 3: marge tibétaine; 5, 6, 7: marge indienne; 1: batholite du Ladakh; 2: molasse de l'Indus; 3: unité volcanique de Dras; 4: péridotite et mélange ophiolitique; 5: flysch de Lamayuru; 6: Méso-Cénozoïque de la marge indienne; 7: cristallin du Haut Himalaya indifférencié et granitoïdes; 8: isograde du grenat (+); 9: isograde de la sillimanite (+). Localisation des échantillons décrits dans le tableau 6. Modifié d'après Gapais et al. (1984).

En plus des phases quartz, biotite, muscovite, les paragénèses successives sont du Nord au Sud:

- Ab + Ep et/ou Gt (Aar)
- Ab + Ol + Ep et/ou Gt (Gotthard)
- Ol + Ep ou Gt (Maggia Nord, Adula Nord, Antigorio)
- Ol (Leventina, Adula Sud, Antigorio).

La présence ou non de feldspath potassique est plus difficile à établir, particulièrement en faciès schiste vert. Pour de telles conditions P-T, le feldspath potassique n'est en général pas stable (chapitre II). Selon Marquer (1987), le feldspath potassique "s'albitise" dès le stade orthogneissique de la déformation. Au contraire, Steck et Burri (1971) décrivent du microcline appartenant à la paragénèse alpine, dans les orthogneiss de l'Aar. Plus au Sud, à partir du Col du Gotthard, la stabilité du feldspath potassique ne fait plus aucun doute puisqu'il recrystallise (Fig. 26) (Voll, 1976 et cf. chapitre V).

Les textures myrmékites entre le plagioclase et le feldspath potassique apparaissent en même temps que l'oligoclase, c'est-à-dire dans le massif du Gotthard (Fig. 26).

2.2. Haut Himalaya

Dans le dôme de la Suru (Haut Himalaya), les unités tectoniques superposées sont affectées par un métamorphisme régional allant du faciès prehnite-pumpélyite au Nord au faciès amphibolite de haut grade au Sud (Honnegger, 1983 ; Honneger et al., 1984) (Fig. 27). Au centre du dôme, les isogrades concentriques recoupent les structures tectoniques, tandis que vers la périphérie, ils tendent à se paralléliser à celles-ci. L'observation des échantillons d'orthogneiss récoltés par Denis Gapais montre une variation paragénétique.

Au Nord, à la limite des faciès schiste vert et amphibolite, la paragénèse est à Qtz-Pla-FK-Bio-Mus-Ep-Gt \pm Sph (échantillons 117, 13 et 14) (Fig. 27 et Tableau 6).

Plus à l'Est du dôme, dans ce même faciès, les associations sont cette fois-ci à Qtz-Mus \pm Bio. Le feldspath potassique et le plagioclase présentent un caractère relictuel et l'épidote est absente (échantillons 32 à 35 cf. Tableau 6). Dans cette région, ces roches sont probablement affectées par une déformation tardive plus froide (Gapais, communication personnelle). Exceptée la biotite, une évolution minéralogique semblable est observée en faciès schiste vert, dans les Alpes centrales (Marquer et al., 1985). L'analyse géochimique des éléments majeurs, dans les granodiorites des Alpes centrales, a montré que ces variations paragénétiques se corrélaient à des variations chimiques, marquées essentiellement par une diminution de la teneur en CaO, Na₂O et une augmentation de la teneur en MgO et K₂O (Marquer et al., 1985). Comme dans les orthogneiss de l'Aar, les méta-granites du dôme de la Suru, sont probablement le siège de variations géochimiques importantes de sorte que la biotite, l'épidote et les feldspaths disparaissent de la paragénèse.

Au Sud, en faciès amphibolite, on observe d'abord les associations à Qtz-Pla-FK-Bio-Mus-Ep (échantillon 20) puis Qtz-FK-Pla-Bio-Mus \pm Tour (échantillons 22, 24, 25, 26, 27, 28) (Fig. 27 et Tableau 6). Dans ces associations, les myrmékites se développant entre le plagioclase et le feldspath potassique sont communes.

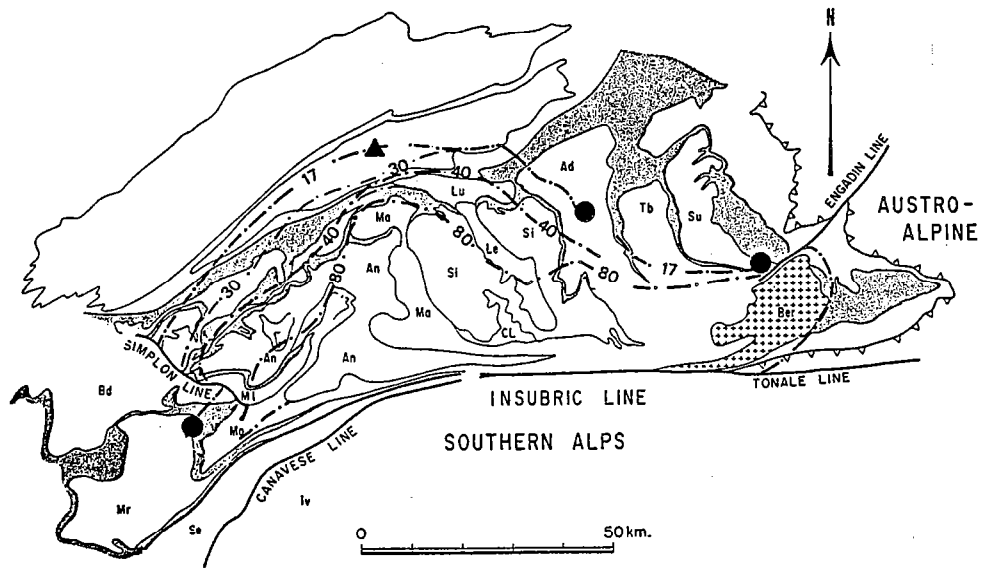


Fig. 28 : Teneur en anorthite du plagioclase dans les calc-schistes, les marbres et les calc-silicates des Alpes centrales d'après Wenk et Wenk (1984). La carte montre la distribution des classes de teneur en anorthite et intercroissances cristallographiques de plagioclases de différentes compositions. La teneur en anorthite augmente du Nord au Sud.

N°	Facies	Qtz	Pla	FK	Bio	Mus	Ep	Gt	Sph	Tour
117	Ab-Ep-Amph	+	+	+	+	+	+	+		
13	"	+	+	+	+	+	+	+		
14	"	+	+	+	+	+	+	+	+	
32	"	+			+	+				
33	"	+			+	+				
34	"	+				+				
35	"	+			+	+	+			
20	Amphibolite	+	+	+	+	+	+			
22	"	+	+	+	+	+				
25	"	+	+	+	+	+				+
26	"	+	+	+	+	+				
27	"	+	+	+	+	+				+
28	"	+	+	+	+	+				+

Tableau 6 : Paragénèses observées dans les métagranites du haut Himalaya (cf. Fig. 27).

2.3. Galice

En Galice nord orientale (Espagne), les terrains sont affectés par un métamorphisme régional allant de la zone à chlorite à la zone de la sillimanite (Capdevila, 1969). D'origine orthodérivée selon cet auteur, la formation d'Ollo de Sapo présente à métamorphisme croissant, une évolution minéralogique comparable à celle observée dans les deux exemples précédents. Je ne rappellerai que les principales observations faites par Capdevila (1969). A métamorphisme croissant, les paragénèses sont les suivantes:

- Qtz-Ab-Mus-Chl-Bio-Ep-Cc
- Qtz-Ab-Mi-Mus-Bio-Ep-Cc
- Qtz-Ol-Mi-Mus-Bio ou Qtz-Ol-Mus-Bio-Gt + myrmékite
- Qtz-Ol-Or-Mus-Bio ± Sill + myrmékite

3. Discussion

Il apparait clairement que les transformations minéralogiques majeures, à la transition entre les faciès schiste vert et amphibolite, sont liées au comportement de la phase feldspathique (plagioclase et feldspath potassique), c'est-à-dire à des modifications de composition et/ou de structure des feldspaths.

3.1. La teneur en anorthite du plagioclase

L'augmentation de la teneur en anorthite du plagioclase, à température croissante, observée sur des assemblages naturels ou lors d'études expérimentales, a depuis longtemps retenu l'attention des pétrologistes (cf. Goldsmith, 1982a). Dans les domaines métamorphiques, cette observation est argumentée par l'augmentation progressive de la teneur en anorthite du plagioclase, des zones de métamorphisme de bas grade, vers les zones de métamorphisme de haut grade. Cette variation dépend à la fois des conditions thermiques et de la composition de la roche (Ramberg, 1949 ; Morteani et Raase, 1974 ; Goldsmith, 1982b ; Wenk et Wenk, 1984).

Dans les Alpes centrales, les isogrades de la teneur en anorthite du plagioclase ont été tracés dans les roches carbonatées (Wenk et Wenk, 1984 ; Günthert et al., 1985) et dans les amphibolites (Morteani et Raase, 1974). Les résultats des travaux de Wenk et Wenk (1984) dans les roches carbonatées sont reportés sur la figure 28. Les observations essentielles faites dans les calcschistes et les marbres sont les suivantes:

(1) La teneur en anorthite du plagioclase augmente de An₁₇ au Nord (Massif du Gotthard) à An₈₀ au Sud (ligne insubrienne). La limite Nord de l'oligoclase marque la transition entre les faciès schiste vert et amphibolite.

(2) A la limite entre les faciès schiste vert et amphibolite, l'oligoclase (An₁₇) peut coexister avec l'albite de deux manières. Les porphyroblastes d'albite sont bordés par une étroite zone d'oligoclase ou bien, ces deux plagioclases coexistent séparément dans la même lame sans qu'aucune intercroissance ne

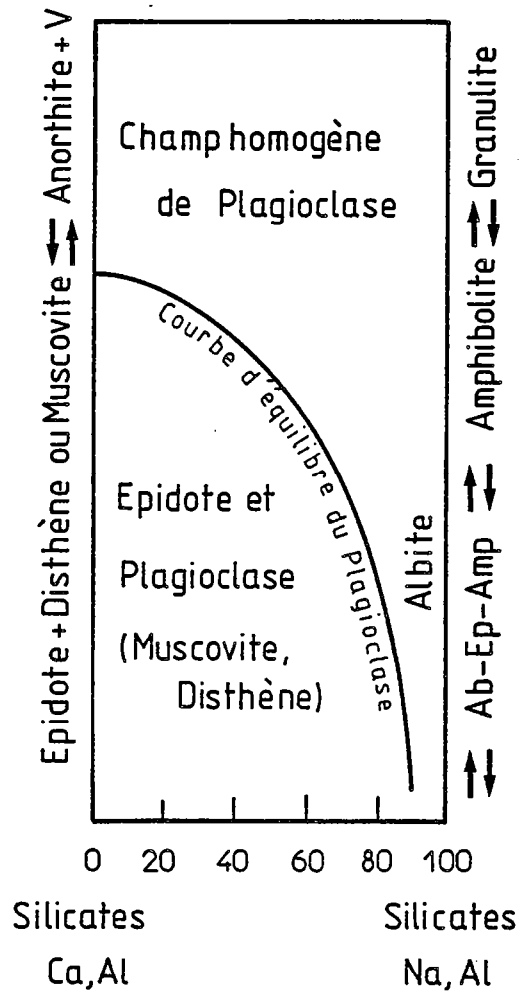


Fig. 29 : Reproduction du diagramme de l'équilibre plagioclase = épidote déduit en partie des observations de terrain de Ramberg. D'après Goldsmith (1982b).

soit visible.

(3) L'augmentation de la teneur en anorthite du plagioclase est corrélée à la disparition de l'épidote.

(4) L'apparition de l'andésine (An_{30}) coïncide avec l'isograde d'apparition du staurotide dans les métapélites.

(5) Les plagioclases analysés sont soit des plagioclases homogènes, soit des intercroissances de deux plagioclases et qui correspondent aux domaines d'exsolution connus dans les plagioclases magmatiques, mais ils peuvent également présenter une composition intermédiaire. L'occurrence de ces différents modes de cristallisation est contrôlée par la température mais aussi par la composition de la roche (Wenk et Wenk, 1984).

La teneur en anorthite du plagioclase constitue donc potentiellement un bon thermomètre.

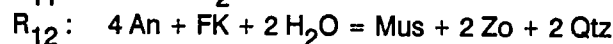
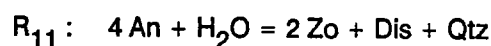
Dans les métagranites des Alpes centrales et dans la formation d'Ollo de Sapo tout comme dans les roches carbonatées, une zonation de la teneur en anorthite du plagioclase est observée. En particulier dans les Alpes centrales, Steck (1976) analyse sur la transversale Aar-Gotthard-Maggia, la composition des plagioclases dans les métagranites.

En faciès schiste vert (Massif de l'Aar), seule l'albite analysée dans les clastes ou les néoblastes est décrite (Steck, 1976 ; Marquer et al., 1985; cf. chapitre VII).

En faciès amphibolite de bas grade correspondant au massif du Gotthard, le plagioclase recristallisé a dans un même échantillon soit une composition d'albite, soit une composition d'oligoclase (Steck, 1976). La coexistence de ces deux plagioclases est discutée. Selon Wenk et Wenk (1984), les plagioclases analysés n'ont pas cristallisé simultanément et ne sont donc pas à l'équilibre. D'autre part, puisqu'aucune intercroissance n'est décelée, ils ne représentent pas le domaine d'exsolution des péristérites (Wenk et Wenk, 1984). Cependant, nos propres analyses dans les métagranites de Fibbia, au col du Gotthard montrent que des néoblastes de composition albitique sont adjacents à des néoblastes d'oligoclase. Ces plagioclases ayant une composition homogène semblent donc être à l'équilibre (cf. chapitre V). Par ailleurs, dans les métagranites du Gotthard, les plagioclases de plus grande taille, présentant une texture relictuelle, ont parfois une zonation inverse. La composition des plagioclases évolue du coeur vers la bordure d'un plagioclase de composition albitique à un plagioclase de composition oligoclase (cf. chapitre VII). Ces zonations sont interprétées par une croissance avec diminution en température (Morteani et Raase, 1974 ; Wenk et Wenk, 1984 ; Hammerschlag, 1985).

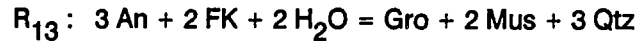
En faciès amphibolite de moyen grade, le plagioclase magmatique recristallise et a une composition d'oligoclase (Maggia).

Ramberg (1943, 1949) explique la déstabilisation du plagioclase calcique au profit d'une phase calcique (épidote) et d'un plagioclase plus albitique par l'intermédiaire de deux réactions:



La position de ces deux réactions schématiquement représentées par Ramberg (1949) (Fig. 29) dépendent à la fois des conditions P-T et de la composition des phases, en particulier du plagioclase.

D'autres réactions, déduites des observations sur les assemblages naturels ont été proposées (Steck et Burri, 1971 ; Akermand et Karl, 1972 ; Steck, 1976 et cf. chapitre V), notamment l'équilibre

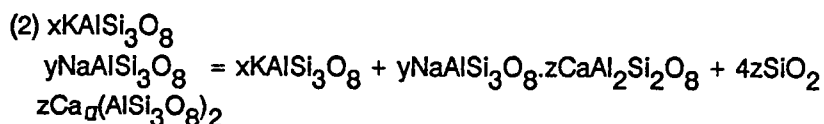
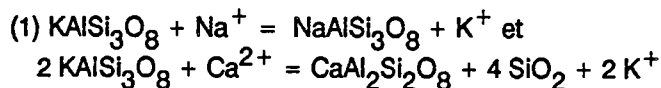


En effet, dans les métagranites non déformés, en faciès amphibolite à albite-épidote ou schiste bleu de haut grade, le plagioclase magmatique est pseudomorphosé par un assemblage à Qtz + Ep + Gt calcique + Ph (cf. chapitre II). Cette transformation résulte des réactions simultanées R_{12} et R_{13} .

Goldsmith (1982b) étudie expérimentalement les courbes de déstabilisation du plagioclase calcique en plagioclase moins calcique + zoisite + quartz \pm disthène à 8-9-10 kbar. Pour ces pressions, la déstabilisation d'un oligoclase de composition moyenne (An_{24}) intervient respectivement à 500, 540 et 600°C. Cependant, ces températures ne peuvent être utilisées pour déterminer la transition oligoclase/oligoclase moins calcique + épidote puisque la position de cette courbe, dans l'espace P-T, dépend de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ et de la composition de l'épidote. Elle se déplace vers les hautes températures lorsque la zoisite s'enrichit en Fe_2O_3 . En outre, les travaux expérimentaux de Goldsmith (1982b) sont effectués avec des plagioclases désordonnés. Or, dans les assemblages naturels, pour les températures considérées, les plagioclases sont ordonnés (Wenk et Wenk, 1984). Les observations faites sur les assemblages naturels suggèrent de façon évidente que la teneur en anorthite du plagioclase constitue un bon thermomètre. Cependant, les données expérimentales ne contraignent pas la température de cristallisation des assemblages à albite ou oligoclase dans les métagranites.

3.2. L'apparition des myrmékites

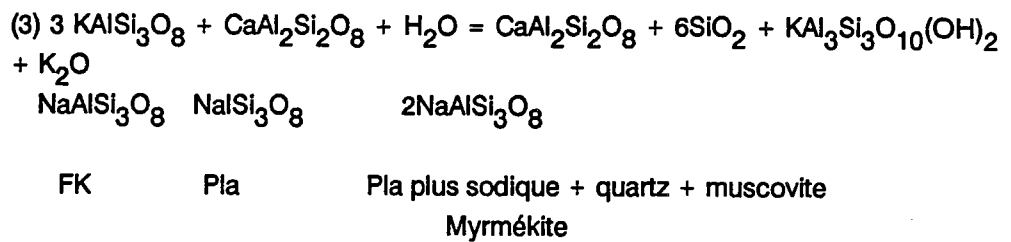
Selon la définition de Philips (1974), les myrmékites sont des textures vermiculaires d'intercroissance de quartz et de plagioclase, ces deux phases étant en contact avec le feldspath potassique ou pseudomorphosant le feldspath potassique. De nombreuses hypothèses pour expliquer la genèse des myrmékites ont été proposées (cf. Philips, 1974 ; 1980). Les deux plus importantes sont (1) les réactions de remplacement (Becke, 1908) et (2) la diffusion à l'état solide accompagnée d'exsolution (Schwanckte, 1909) modifiée par Philips (1980) et se traduisant respectivement par les réactions suivantes :



K-Feldspath Orthose Plagioclase Quartz
Myrmékite

□ représente un site cationique vacant et $x > y \geq z$.

D'autre part, selon Philips (1980), en présence d'eau, le feldspath alcalin peut réagir pour former des myrmékites et de la muscovite :



Dans les orthogneiss, Simpson (1985) propose le modèle de diffusion à l'état solide et l'exsolution. Cependant, quel que soit le mode de formation des myrmékites, dans les métagranites, le plagioclase présent dans les myrmékites est en général de l'oligoclase de sorte que l'apparition des textures myrmékites correspond à l'apparition de l'oligoclase. Ce fait est particulièrement net dans les Alpes centrales (Fig. 26) et en Galice (dans la formation Ollo de Sapo) où elles apparaissent en faciès amphibolite.

La quantité de myrmékites dépendant de la teneur en Ca de la roche (Philips, 1974), il est difficile d'établir une corrélation entre quantité de myrmékites et température. Notons toutefois que dans les orthogneiss du Gotthard, les myrmékites se développent aux dépens d'un feldspath alcalin et d'un plagioclase. Par contre, elles sont absentes dans les mylonites rétro-morphiques déformées en faciès schiste vert (cf. chapitre VII). Plus au Sud, dans les orthogneiss de Maggia, Leventina et Mesolcina (Fig. 26), elles se localisent entre le microcline et le plagioclase recristallisés et sont donc clairement syn- à post-cinématiques. Il en est de même dans les mylonites de la nappe d'Antigorio synchrones de la déformation la plus chaude (Merle, communication personnelle).

Dans la formation d'Ollo de Sapo (Galice) et dans les orthogneiss du Haut-Himalaya, les myrmékites apparaissent en même temps que l'oligoclase. Elles se développent entre le feldspath potassique et l'oligoclase.

Par conséquent, dans les métagranites déformés, au même titre que l'apparition de l'oligoclase, la présence de myrmékites entre les blastes de feldspath potassique et de plagioclase, constitue un thermomètre.

3.3. La transition ordre/désordre dans le feldspath potassique

A la transition entre faciès schiste vert et amphibolite, s'observe une stabilisation croissante du feldspath potassique. Dans la transversale des Alpes centrales, le feldspath commence à recristalliser sous forme de microcline à 3 km au Nord du col du Gotthard (Voll, 1976). En faciès schiste vert, le feldspath relictuel est perthitique avec localement des macles de microcline. Par contre, plus au Sud, près de la ligne insubrienne, le feldspath stable est soit sous forme de microcline, soit sous forme d'orthose perthitique. Dans la formation d'Ollo de Sapo, la recristallisation de microcline précède celle de l'oligoclase (Capdevila, 1969). D'autre part, dans les zones métamorphiques les plus élevées, en présence de sillimanite, le feldspath potassique est de l'orthose (Capdevila, 1969). Dans les orthogneiss du Haut Himalaya, le feldspath potassique est en général du microcline.

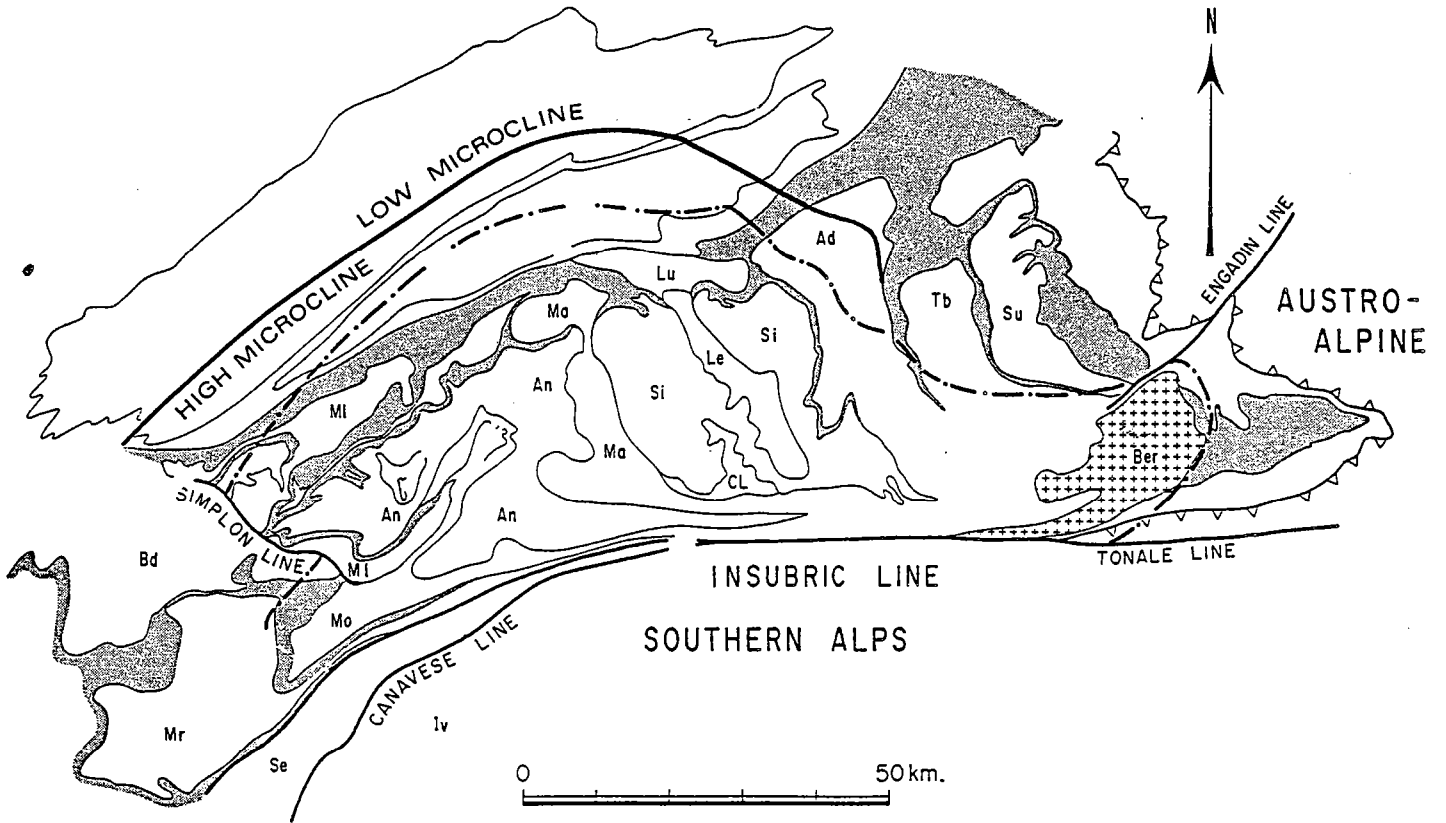


Fig. 30 : Isograde de la transformation Microcline/Sandine dans les Alpes centrales d'après Bambauer et Bernotat (1982).

Dans les roches de composition quartzo-feldspathique, la transition ordre/désordre dans les feldspaths alcalins est la transformation polymorphique la plus commune. Elle traduit l'arrangement des atomes Al/Si dans les 4 sites tétraédriques de la structure des feldspaths. A haute température, les atomes Al/Si se répartissent de manière équitable dans ces sites. Le feldspath alcalin ou sanidine est désordonné. A basse température, s'opère une mise en ordre des atomes Al et Si : le feldspath alcalin est alors appelé Low microcline. Entre ces deux états structuraux, existent des stades de degré d'ordre intermédiaire (Orthose, High microcline).

Il est communément admis que la distribution des atomes Al et Si dépend de la température. A ce titre, la transition sanidine/microcline constitue un thermomètre potentiel. Cependant, l'utilisation de ce géothermomètre présente un certain nombre d'obstacles.

Contrairement aux feldspaths albitiques, la diffusion des atomes est extrêmement lente de sorte que l'équilibre structural des feldspaths alcalins n'est pas toujours acquis. De plus, le comportement de ces feldspaths est mal connu pour des températures inférieures à 700°C. Cependant, cette barrière critique peut être elle-même utilisée comme un indicateur de température (Bambauer et Bernotat, 1982).

Cette discontinuité de l'état structural des feldspaths alcalins a été observée dans les zones présentant un métamorphisme de contact (Steiger et Hart, 1967 ; Voll, 1969) ou un métamorphisme régional (Karl, 1959 ; Raase et Morteani, 1976 ; Bambauer et Bernotat, 1976 ; Bernotat et Bambauer, 1980). Plus récemment, Bambauer et Bernotat (1982) étudient précisément la transition entre les feldspaths Low microcline et High microcline sur la transversale Aar-Gotthard (Alpes centrales) (Fig. 30). Dans la partie nord du massif de l'Aar s'observent essentiellement des feldspaths ordonnés de type Low microcline caractérisés par leurs mâcles quadrillées. Au Sud de l'Aar, le feldspath alcalin possède une structure complexe entre High et Low microcline (orthose perthitique avec mâcle du microcline et inclusions). Au Sud du Gotthard, le feldspath alcalin (ou orthose perthitique) recristallise et est plus homogène (Voll, 1976 ; Bambauer et Bernotat, 1982).

Selon Bambauer et Bernotat (1982), la discontinuité de l'état structural des feldspaths alcalins correspond à la limite géographique maximale atteinte par la température de transformation sanidine/microcline (soit $T_{\text{Diffusion}} = 450^{\circ}\text{C}$ (selon ces mêmes auteurs). Pendant l'histoire prograde du métamorphisme lépontin, les isothermes se déplacent du Sud vers le Nord. Lorsque la température est supérieure à $T_{\text{Diffusion}}$, les feldspaths alcalins s'homogénéisent et acquièrent une structure désordonnée type sanidine. Pendant l'histoire rétrograde, les processus inverses ont lieu: la mise en ordre des atomes Al/Si s'opère jusqu'au stade de l'orthose perthitique. Le refroidissement rapide permet la conservation de ces structures feldspathiques. En fait, la discontinuité observée ne correspond pas exactement aux points les plus septentrionaux où ont lieu les transformations sanidine/microcline. Il est clair, que la cinétique de transformation sanidine/microcline est ralentie lorsque la température diminue. En outre, ces transformations dépendent probablement (1) de l'état structural initial du feldspath, (2) de la quantité d'albite dissoute dans le feldspath alcalin (Bambauer et Bernotat, 1982). De plus, la déformation a un effet catalytique sur la diffusion des cations Al/Si (Yund et Tullis, 1980).

Si la transformation sanidine/microcline correspond à une température de l'ordre de 450°C selon Bambauer et Bernotat (1982), elle ne représente en aucun cas les conditions P-T synchroniques puisqu'elle s'observe dans les clastes feldspathiques relictuels.

	Schiste vert	Amphibolite	Amphibolite haut grade
Qtz			
Ab			
Ol			
FK			
Mus			
Bio			
Chl			
Gt calcique			
Gt ferreux			
Ep			
Cd			
Sill			

Tableau 7 : Tableau résumant les caractéristiques minéralogiques des métaгранites en faciès Schiste vert, Amphibolite, Amphibolite de haut grade.

3.4. Conclusions

A travers les exemples présentés, il apparaît nettement que la cristallisation de feldspath potassique et d'oligoclase constitue un géothermomètre potentiel.

En plus des phases Qtz-Bio-Mus-Sph, les associations successives sont:

Ab-Ep ± Gt	Ab-Ol-FK-Ep ± Gt	Ol-FK-Ep ± Gt	Ol-FK
------------	------------------	---------------	-------

- Dans les Alpes centrales et en particulier dans le Val Mesolcina (nappe d'Adula) (Fig. 24), la disparition de l'association à Bio-Gt-Chl dans les métapélites (Thompson, 1976) correspond pratiquement à la disparition de l'épidote dans les métagranites. En Galice, l'épidote est absente à partir de la zone du staurotide (Capdevila, 1969). Dans la région de la Suru (Himalaya du Ladakh), l'épidote est absente dans les métagranites lorsque l'on rencontre les assemblages AFM à Dis-Chl-Bio, Dis-Cd-Bio, Sill-Bio-Gt. Dans les metabasites s'observent alors la paragenèse à Qtz-Hb-Ol-Ep-Chl-Ilm/Sph/Ru ou Qtz-Ande-Hb-Diop-Ilm/Sph/Ru ± Bio (Honnegger, 1983). L'épidote disparaît donc plus tôt dans les métagranites que les metabasites. Selon la grille pétrogénétique AFM proposée par Vuichard et Ballèvre (1988), les associations AFM décrites dans les métapélites correspondent à des températures supérieures à 575-600°C pour des pressions de l'ordre de 5-7 kbar.

- A la limite des domaines pennique et helvétique dans les Alpes centrales, s'observe dans les métagranites la transformation qui peut être schématiquement décrite par:



Cette limite structurale correspond à l'apparition du staurotide dans les assemblages AFM des roches de composition pélimitique (Niggli et Niggli, 1965 ; Niggli, 1970 ; Frey et al., 1976). En particulier, les conditions P-T maximales de la déformation majeure de la couverture mésozoïque du socle pennique et de la couverture mésozoïque du Gotthard (Fig. 24) sont respectivement 600°C, 6-7 kbar et 500°C, 5-6 Kbar (Klaper et Bucher-Nurminen, 1987).

- Plus au Nord, dans les métagranites déformés de l'Aar où s'observe la paragenèse à Qtz-Ab-Bio-Ph-Ep-Sph, la température est de l'ordre de 450°C (cf. Frey et al., 1980). D'autre part, au Sud du Gotthard, lorsque l'albite n'est plus stable, les conditions P-T sont de l'ordre de 560 ± 40 °C, 6-7 kbar (Klaper, 1982).

- Dans les Alpes centrales et en Galice, la recristallisation du microcline intervient juste en dessous de l'apparition du staurotide dans les assemblages AFM (cf. Capdevila, 1969 ; Frey et al., 1980) soit à des températures inférieures à 560°C selon Vuichard et Ballèvre (1988).

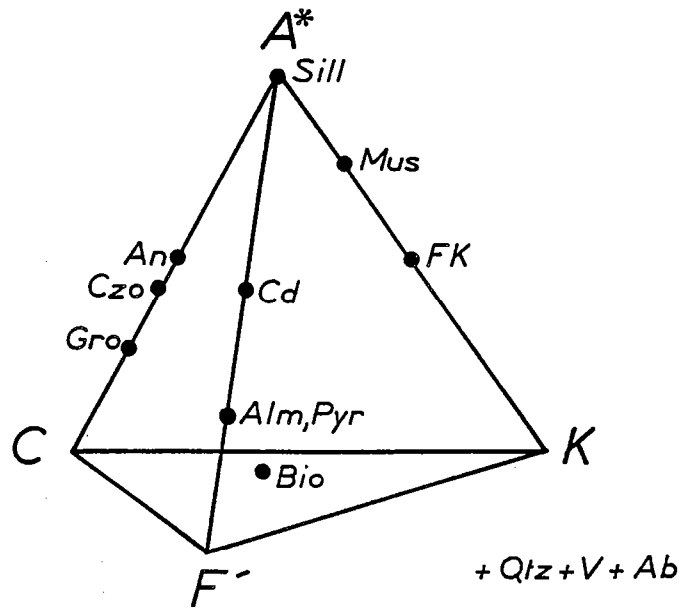


Fig. 31 : Relations chémographiques entre les phases Sill, Mus, FK, Cd, Alm, Pyr, Bio, Gro, Czo, An dans le système A^*CFK avec $A^* = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - Na_2O$, $K = K_2O$, $C = CaO$, $F = FeO + MnO + MgO$. Les phases Qtz, Ab et V sont en excès.

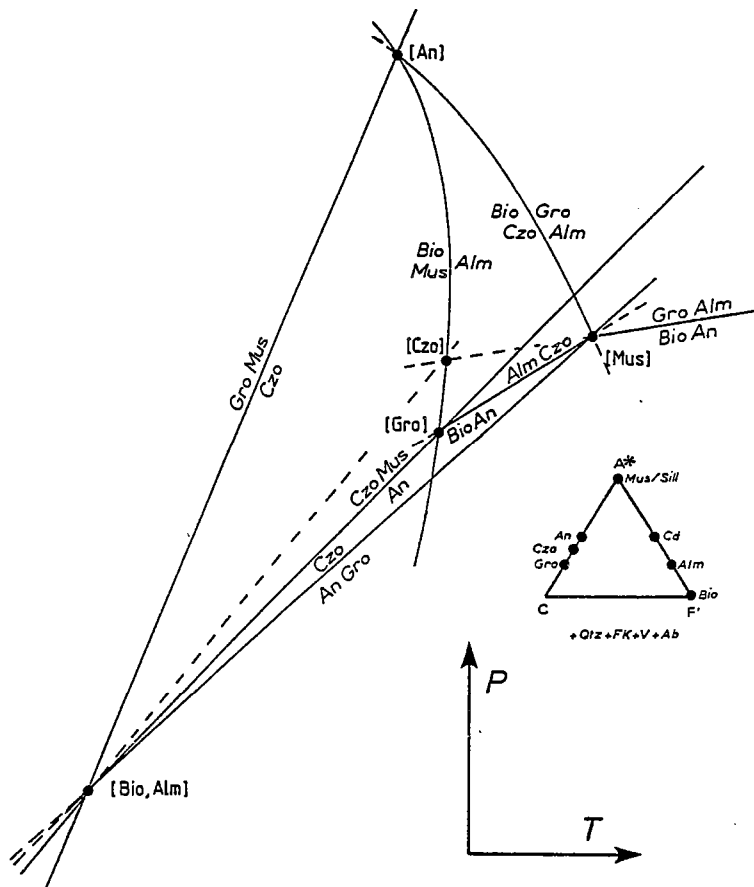


Fig. 32 : Grille pétrogénétique impliquant les phases Bio, Alm, Gro, Czo, An, Mus avec Qtz, Ab, FK, V en excès dans le système A^*CF . $A^* = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - K_2O - Na_2O$, $C = CaO$, $F = FeO + MnO + MgO$.

Toutes ces observations nous permettent de proposer la succession suivante :

Ab+Ep/Gt $T \leq 500^{\circ}\text{C}$	Ab+Ol+FK+Ep/Gt $500^{\circ}\text{C} < T < 560^{\circ}\text{C}$	Ol+FK+Ep/Gt $T = 560^{\circ}\text{C}$	Ol+FK $T \geq 560-600^{\circ}\text{C}$
Apparition du microcline			

Bien évidemment, une telle estimation qualitative doit être confirmée par une analyse thermodynamique appliquée à des exemples particuliers. Cependant, dès à présent, nous pouvons dire que l'apparition de l'oligoclase coïncide avec le début du faciès amphibolite et la disparition de l'épidote a lieu en faciès amphibolite de moyen grade, vers 575-600 °C.

Dans les Alpes centrales, l'association à Qtz-FK-Ol-Bio-Mus est observée dans les orthogneiss jusqu'en faciès amphibolite de haut grade, près de la ligne insubrienne (Fig. 24). Cependant, dans des conditions particulières telles que $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{Totale}}$ peuvent apparaître les associations à Qtz-FK-Pla-Bio-Cd-Sill (Blummenfeld et al., 1986 ; Marquer et al., 1987) ou Qtz-FK-Pla-Bio-Mus-Gt (Le Métour, 1976). Les conditions de cristallisation de ces paragenèses se situent dans le champ de la fusion partielle des roches de composition granitique pour $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{Totale}}$.

4. Le multisystème A*CF'

4.1. Choix du système d'étude

L'étude des paragenèses que l'on observe dans les métagranites, à la transition faciès schiste vert/amphibolite/amphibolite de haut grade est résumée dans le tableau 7. Deux grands types d'associations peuvent être distingués. Ce sont les métagranites à albite et les métagranites à oligoclase. Ainsi, à la transition schiste vert/amphibolite, les transformations paragénétiques observées sont contrôlées par la stabilité du plagioclase calcique (oligoclase). L'essentiel des transformations paragénétiques peuvent être discutées dans le système A'CKF'. Outre le plagioclase, les phases minérales participant aux réactions métamorphiques sont le quartz, le feldspath potassique, la biotite, la muscovite, le grenat ferromagnésien ou calcique, l'épidote, la cordiérite et la sillimanite. Les relations chémographiques entre ces phases sont représentées dans le tétraèdre A'CKF' (Fig. 31).

4.2. Le système A*CF'

Dans le système A*CF', la projection est faite à partir des phases Qtz-FK-Ab-V. Les relations entre les phases An, Czo, Bio (Phlo + Ann), Gt calcique (Gro), Gt ferromagnésien (Alm+Pyr), Mus définissent cinq points invariants (Fig. 32). Ce sont les points [An], [Czo], [Gro], [Alm,Ann], [Mus]. De

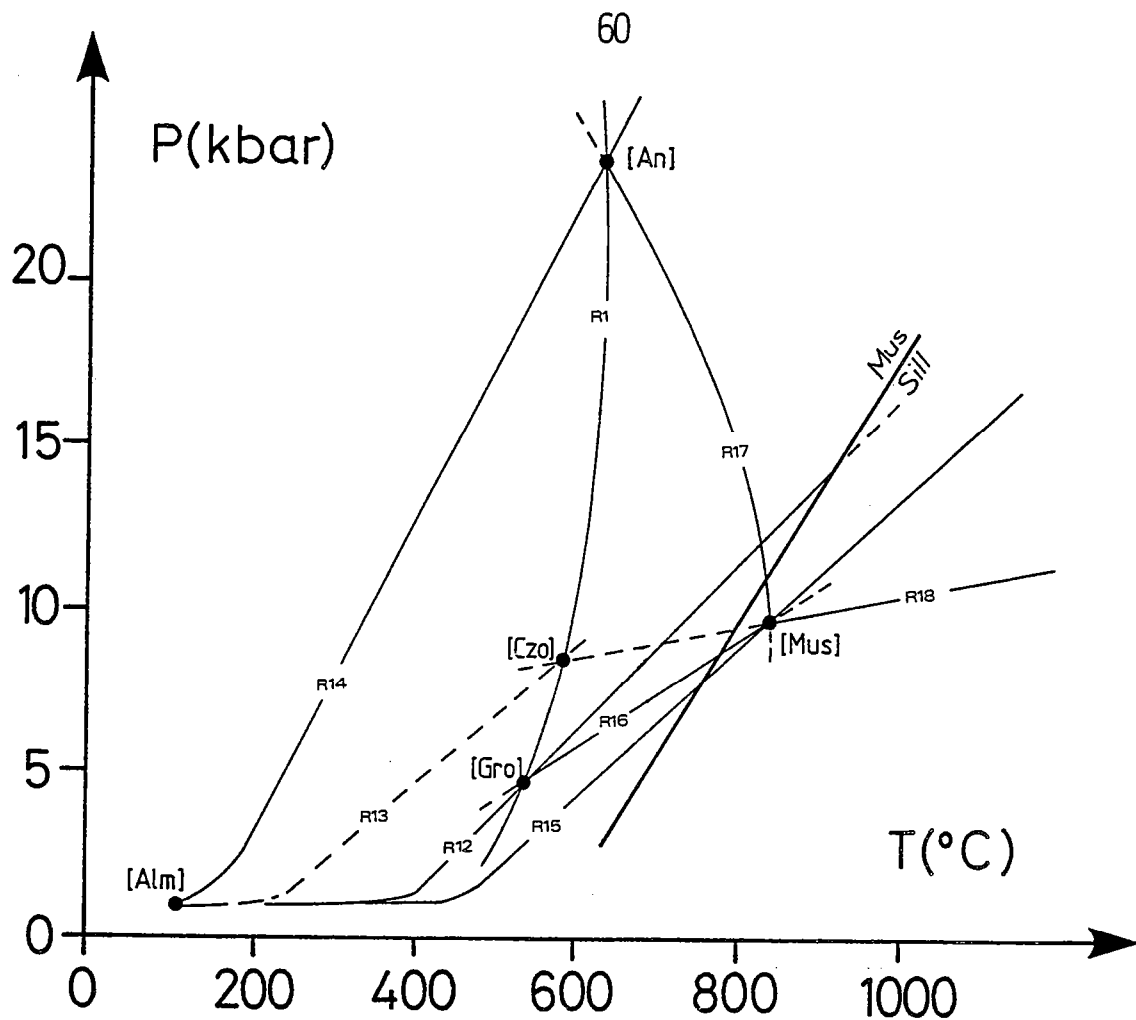


Fig. 33 : Même grille pétrogénétique que la figure 32 mais dans le système A*CF. Les courbes sont calculées dans le système purement ferreux d'après les paramètres thermodynamiques d'Helgeson et al. (1978) excepté l'almandin (Droop et Bucher-Nurminen, 1984). Les coefficients stœchiométriques des courbes R sont données dans le texte.

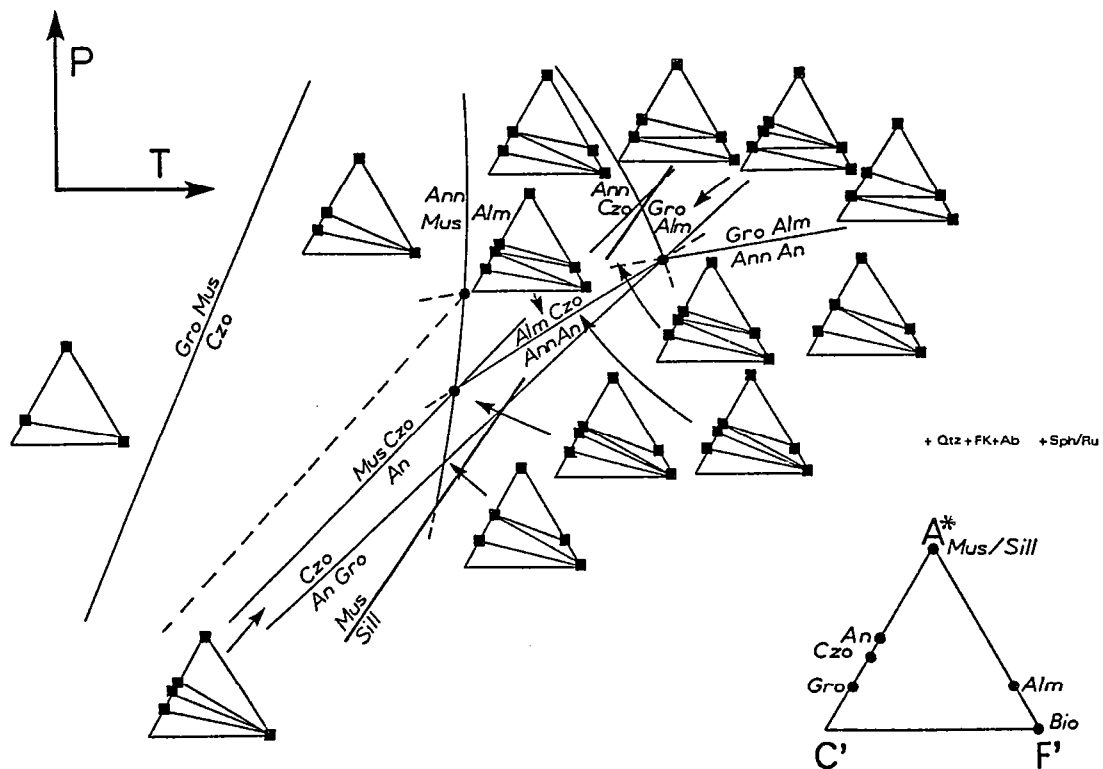
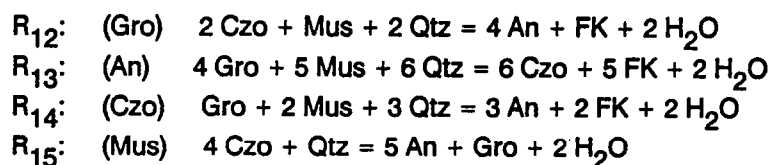


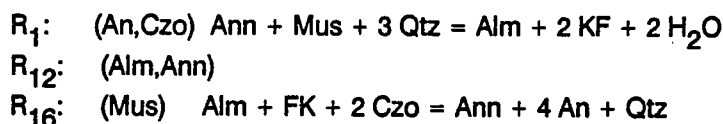
Fig. 34 : Même grille pétrogénétique que la figure 32 dans le système A*CF avec les associations divariantes correspondantes.

ces points invariants émanent des courbes d'équilibre univariantes, qui dans le système purement ferreux s'expriment par:

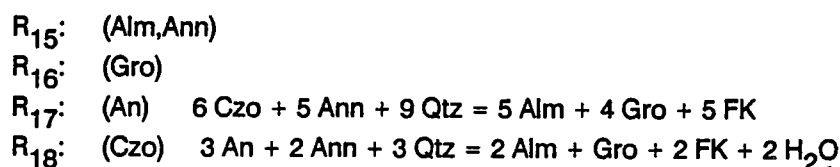
[Alm,Ann]



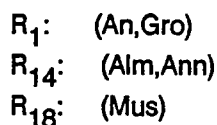
[Gro]



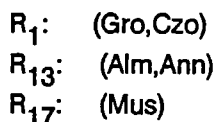
[Mus]



[Czo]



[An]



Ces courbes séparent des domaines où les associations à trois phases sont divariantes (Fig. 33). Elles sont calculées dans le système purement ferreux (Fig. 34), en utilisant les paramètres thermodynamiques d'Helgeson et al. (1978) excepté pour l'almandin (Droop et Bucher-Nurminen, 1984).

4.3. Les associations critiques dans les méta-granites

Le système A*CF' prédit un certain nombre d'associations divariantes. Certaines d'entre elles, localisées dans un domaine restreint de l'espace P-T ou caractéristiques de conditions P-T particulières présentent un intérêt. Ce sont les **associations critiques**. Elles dépendent fortement de la composition de la roche. Considérons les roches de composition granitique à granodioritique dont la projection, dans le système A*CF' est située globalement au dessus du joint An-Ann ou Czo-Ann. Un certain nombre d'associations peuvent être distinguées.

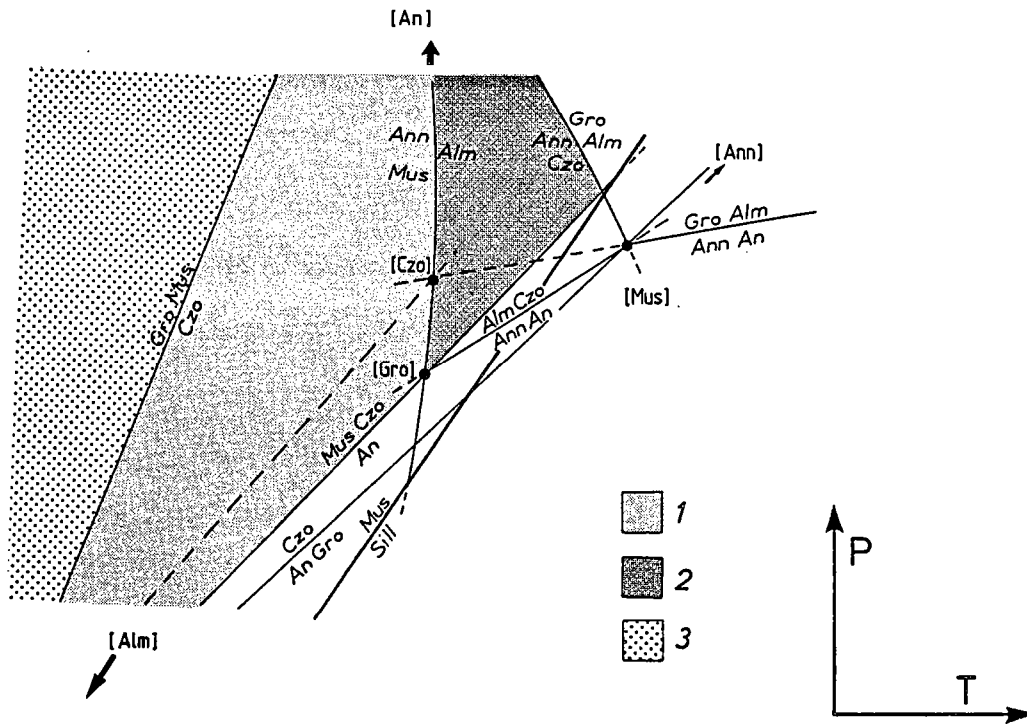


Fig. 35 : Grille pétrogénétique dans le système A*CF montrant le domaine où l'anorthite n'est pas stable. 1 : association à Czo-Mus-Ann; 2 : association à Czo-Alm-Ann; 3 : association à Gro-Mus-Ann.

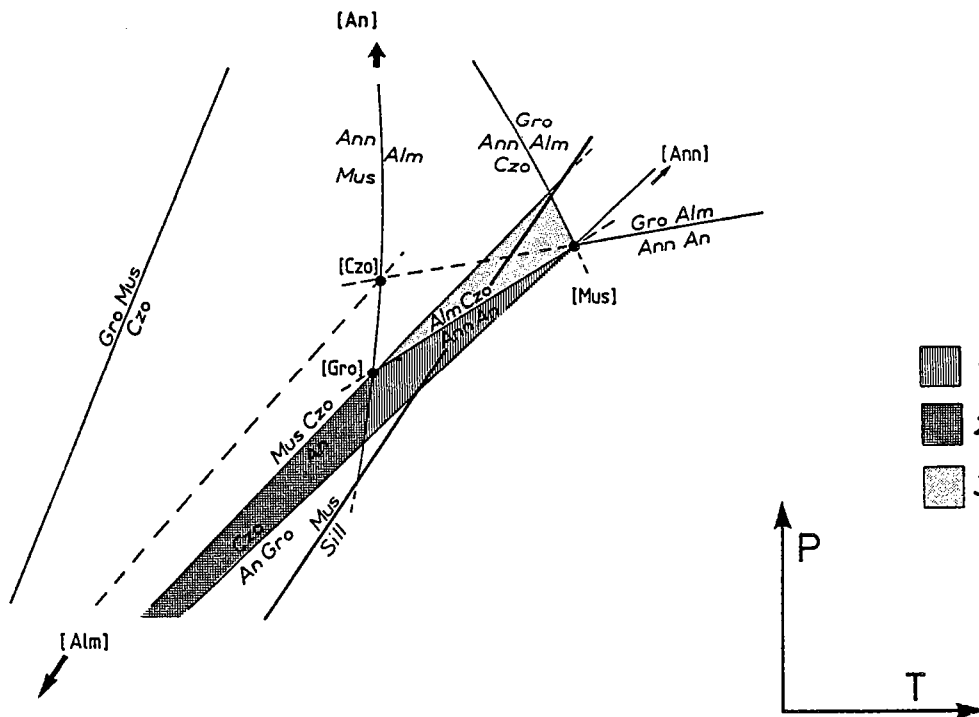


Fig. 36 : Grille pétrogénétique dans le système A*CF' montrant le domaine où l'anorthite est stable. 1 : association à An-Czo-Ann; 2 : An-Ann-Mus; 3 : association à An-Czo-Alm.

- **A basse température**, l'anorthite n'est pas stable. Le seul plagioclase possible est de l'albite. Dans ce domaine qui occupe une vaste étendue de l'espace P-T, se rencontrent à température croissante les associations à Gro-Mus-Ann, Czo-Mus-Ann et Czo-Alm-Ann (Fig. 35).

- **A haute température**, l'anorthite est stable. Les associations prédites par le multisystème sont représentées sur les figures 36 et 37.

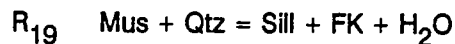
Parmi les associations à Czo-Bio-Mus*, Czo-Bio-Alm, An-Mus-Bio*, Czo-An-Alm, An-Czo-Bio, An-Czo-Alm, An-Bio-Alm*, celles affublées d'un astérisque sont les associations divariantes effectivement décrites dans les assemblages naturels. Elles montrent de façon évidente, pour les roches relativement riches en alumine et à température croissante, la succession des paragénèses à Bio-Mus-Ep, Ol-Mus-Bio et Bio-Ol-Gt que l'on connaît respectivement en faciès schiste vert, amphibolite et amphibolite de haut grade (Fig. 38). en revanche, les autres associations ne sont rencontrées qu'en présence d'une phase supplémentaire Mus, Gt, Bio ou Czo et sont alors univariantes dans ce système. Ces paragénèses qui n'apparaissent pas réactionnelles à l'analyse en lame mince sont liées au système de projection utilisé. Dans un système A*C'FM où les constituants FeO et MgO sont considérés séparément, ces associations à quatre phases sont divariantes.

Le système A*C'F met en évidence un certain nombre de faits qui s'observent dans les assemblages naturels:

- L'anorthite apparaît à haute température. Cette apparition est associée à la disparition de phases calciques telles que le grenat et l'épidote par l'intermédiaire des réactions R_{14} et R_{15} (Fig. 33).

- L'épidote est stable à basse température (Fig. 33).

- Enfin, à haute température, la muscovite se déstabilise en sillimanite par l'intermédiaire de la réaction



(Fig. 39).

A haute température et haute pression, apparaissent des associations à Gro + Alm + Ann ou Gro + Alm + An ou Gro + Alm + Czo (Fig. 34). Bien évidemment, ces associations n'ont pas de signification géologique puisqu'elles font intervenir deux pôles d'une même phase. Dans les paragénèses des métagranites, le grenat constitue une seule phase et a une composition intermédiaire entre les pôles almandin et grossulaire. Nous verrons ultérieurement l'effet de la composition du grenat sur le déplacement des équilibres étudiés. D'autre part, les points invariants [Alm] et [Mus] sont situés à des conditions P-T géologiquement non réalistes, le premier se situant à des pressions et températures trop faibles, le second à des températures trop fortes (Fig. 33). Néanmoins, ils apportent des informations supplémentaires, en particulier sur l'absence de muscovite à haute température et sur l'absence de grenat ferreux à basse température.

4.4. Le système A*C'F' avec muscovite en excès

Jusqu'à présent, nous avons considéré le multisystème A*C'F' en supposant le feldspath potassique en excès. Cependant, dans les assemblages naturels, la muscovite est stable dans un vaste domaine de l'espace P-T alors que le feldspath potassique disparaît en faciès schiste vert (cf. chapitre I). De ce fait, il est intéressant d'étudier les relations entre les phases An, Czo, Gro, Bio, Alm et FK, avec

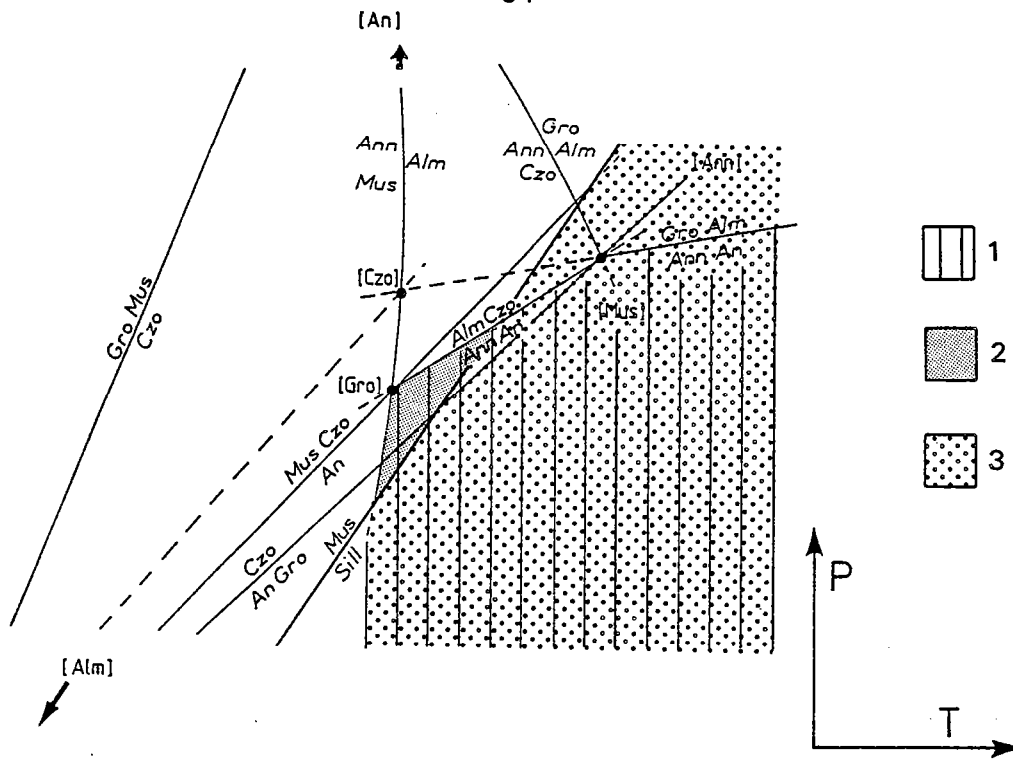


Fig. 37 : Grille pétrogénétique dans le système A*CF' montrant les associations à (1) An-Ann-Alm; (2) An-Mus-Alm; (3) An-Sill-Alm.

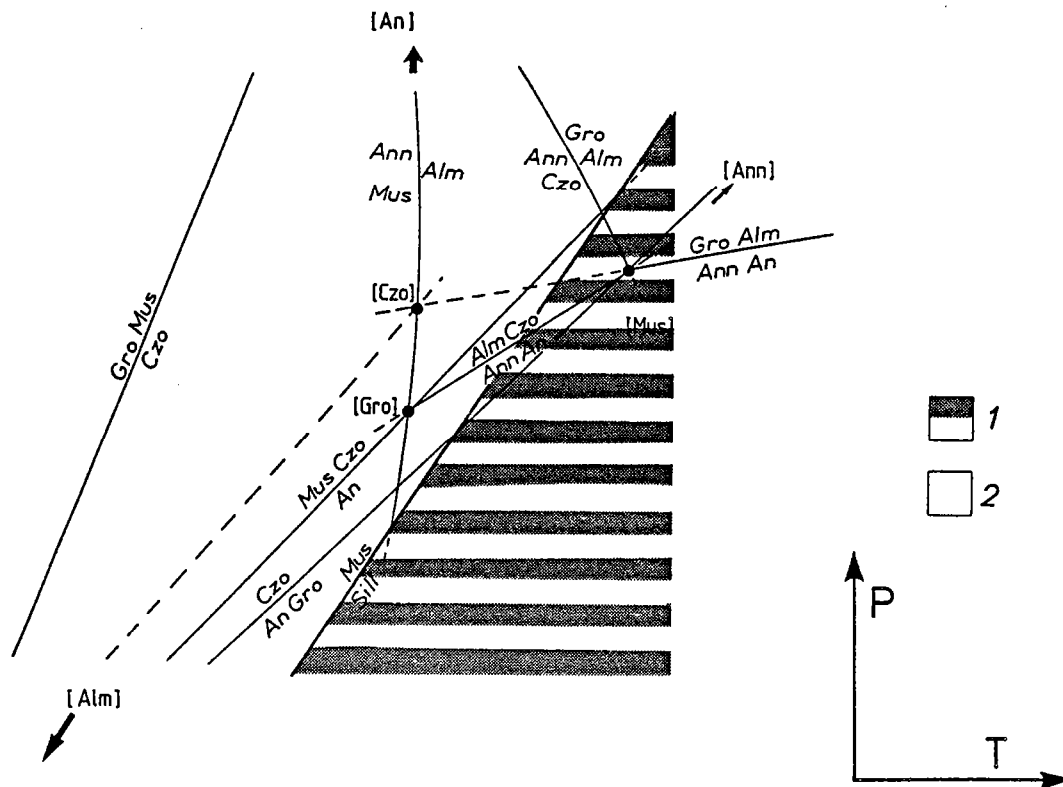


Fig. 38 : Grille pétrogénétique dans le système A*CF' montrant le domaine de stabilité du silicate d'alumine.

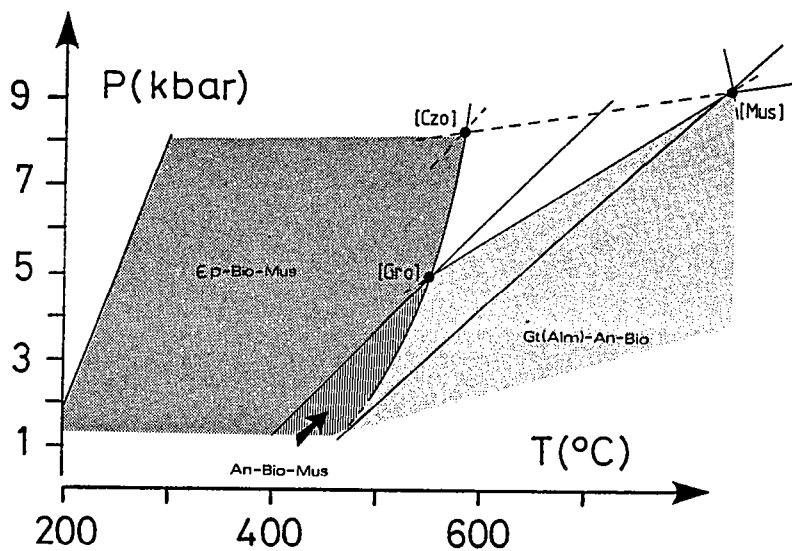


Fig. 39 : Associations divariantes dans le système A^*CF' en présence de Qtz, FK, Ab, V en excès effectivement observées dans les métagranites. Dans les assemblages naturels, à température croissante, les paragénèses successives sont à Bio-Mus, Ep, Ol-Bio-Mus puis Ol-Bio-Gt(Fe-Mg).

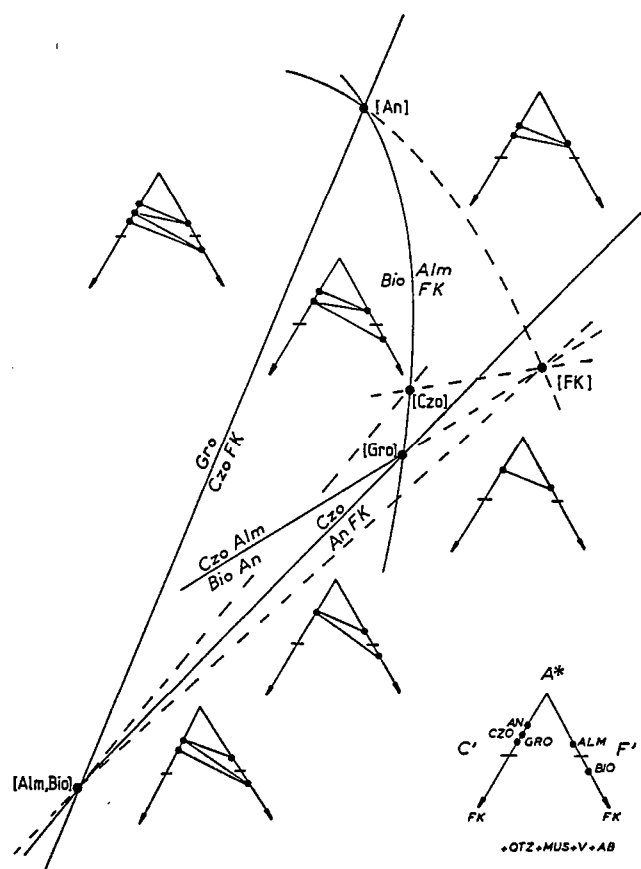


Fig. 40 : Grille pétrogénétique dans le système A^*CF' impliquant les phases Bio, Alm, Czo, Gro, An, FK avec Qtz, Mus, Ab, V en excès.

cette fois Qtz, phase vapeur, muscovite en excès. Plusieurs domaines peuvent être distingués (Fig. 40).

A haute température et basse pression, l'épidote est absente. Dans les méta-granites, l'association divariante observée sera à An-FK-Alm ou An-FK-Bio. La première n'est décrite qu'en présence d'une phase supplémentaire qui est la biotite en tant que paragenèse primaire dans les granites peralumineux (cf. Clarke et Lyons, 1986). Par contre, l'association à An-FK-Bio est fréquente dans les méta-granites soumis aux conditions P-T du faciès amphibolite (cf. LaTour et Barnett, 1983 ; Simpson, 1985). A plus haute pression et plus basse température, les assemblages divariants à FK sont Czo-Alm, Czo-Bio, Gro-Bio (Fig. 40).

Bien que ce système ne prenne pas en compte séparément les constituants FeO et MgO et la composition réelle des phases (oligoclase à la place d'anorthite), il apparaît clairement qu'à basse température le feldspath potassique ne peut coexister avec le plagioclase calcique. A basse température, dans les roches de composition granitique, le feldspath potassique peut coexister avec Gro-Bio, Czo-Bio, Czo-Alm. Dans les assemblages naturels des méta-granites, le feldspath potassique commence à recristalliser pratiquement en même temps que l'oligoclase au début du faciès amphibolite (Voll, 1976 et cf. paragraphe III.2.). Il peut toutefois persister métastablement à plus basse température et tamponne alors l'assemblage. En effet, considérons un granite dont la paragenèse magmatique dans le système A*CF' est à An-FK-Bio. Lorsqu'il est soumis aux conditions P-T du faciès schiste vert, An et FK réagissent pour former de l'épidote selon la réaction $Czo = An + FK$. Si l'anorthite se déstabilise entièrement avant le feldspath potassique, celui-ci peut persister métastablement.

5. Application aux méta-granites

Toute application du système A*CF' aux méta-granites rencontre deux difficultés: l'une est liée à la composition réelle des phases en général différente de celle des pôles purs, l'autre à la possibilité de réactions de fusion partielle. Ces deux problèmes seront examinés successivement.

5.1. L'effet de la composition des phases

Jusqu'à présent, nous avons considéré que les phases minérales et fluide intervenant dans les équilibres avaient une composition de pôle pur. Dans les assemblages naturels, ce cas est rarement observé. En particulier, les phases telles que la biotite, la cordiérite ne sont pas purement ferreuses ou purement magnésiennes mais ont une composition intermédiaire. Il en est de même des phases calciques, à savoir le plagioclase, le grenat ou l'épidote. Le plagioclase de haute température dans les méta-granites n'est pas de l'anorthite mais de l'oligoclase. Les courbes d'équilibre précédemment décrites ne sont donc plus univariantes mais multivariantes.

La position dans l'espace P-T de ces courbes d'équilibres multivariantes ne peut être déterminée sans modélisation thermodynamique des équilibres de phases (cf. Annexes 1 et 2). Néanmoins, d'un point de vue qualitatif, la prise en compte de la composition des phases nous permet de prédire le sens de déplacement de ces courbes d'équilibre. Lorsqu'une phase donnée n'a pas une composition de pôle pur, la courbe se déplace alors dans l'espace P-T, du côté opposé de la phase considérée (cf. Annexe 1).

5.2. L'effet de la composition du plagioclase

Si le plagioclase a une composition An_{20} , les points invariants [Alm,Bio], [Gro], [Czo] et [Mus] se déplacent vers le point [An] sur les courbes ne faisant pas intervenir le plagioclase (Fig. 41). Par conséquent, les courbes où l'anorthite est présente, évoluent vers les basses températures.

5.3. L'effet de la substitution phengitique dans la muscovite

Au chapitre précédent (3.3.5.), nous avons vu que dans le système A^*KF' , la substitution phengitique du mica blanc augmente avec la pression et qu'elle permet d'expliquer la disparition de la biotite à haute pression. Qu'en est-il dans le système $A^*C'F'$?

Lorsque la muscovite est substituée selon le vecteur d'échange $(Mg,Fe)SiAl_2$, dans le système $A^*C'F'$, son point de projection se déplace vers le pôle F' (Fig. 42). En présence des phases An, Czo, Gro, Alm, Ann et Ph dans le système A^*CF , la topologie des assemblages est modifiée. Pour les roches de composition granitique, dès que les joints Ph-An, Ph-Czo, Ph-Gro sont stables, la sillimanite ne peut apparaître (Fig. 42). Par contre, dans les métapélites, qui sont en général plus riches en alumine que les métagranites, la sillimanite peut être observée.

En faciès amphibolite de haut grade, la substitution phengitique des micas blancs, si minime soit-elle, permet donc d'expliquer que le disthène ou la sillimanite puissent être absents dans les paragenèses métamorphiques des roches de composition granitique.

5.4. L'effet du fractionnement Fe-Mg

Dans le système A^*CF' , les constituants FeO, MgO et MnO sont rassemblés en un constituant unique F' . Ceci revient à admettre que le rapport molaire $FeO/(FeO + MgO + MnO)$ est identique dans les phases ferromagnésiennes et dans la roche. En réalité, dans les assemblages naturels, cette hypothèse n'est jamais réalisée. Entre les différentes phases minérales, on observe un fractionnement préférentiel des constituants qui est à la base de la géothermométrie des réactions d'échange entre deux phases minérales. Dans les assemblages divariants, ce fractionnement dépend de la pression et de la température. Dans les métagranites, les phases minérales pouvant incorporer les constituants FeO et MgO sont la biotite, la phengite et le grenat lorsqu'il est présent. L'ordre de fractionnement observé est le suivant: $X_{Fe}^{Gt} > X_{Fe}^{Bio} > X_{Fe}^{Ph}$. Sur la figure 43, sont reportées à titre d'exemple, les phases Gt, Ph et Bio dans le système AFM en présence de Qtz-Ab-FK-Ep-Sph en excès.

Dans les systèmes $A^*C'F$ ou $A^*C'M$, les courbes d'équilibre seront déplacées en fonction du rapport Fe/Mg dans les phases minérales.

5.5. L'effet de la composition du grenat

Dans les métagranites, le grenat métamorphique est essentiellement constitué par un mélange des pôles almandin et grossulaire dans des proportions variables. De ce fait, le multisystème $A^*C'F'$ n'est pas directement applicable aux assemblages naturels. Les phases Alm et Gro étant réunies en une phase Gt, il n'existe plus six points invariants mais un seul qui évolue sur la courbe $*Czo + Mus + Qtz = An + FK + V'$ entre les points invariants [Alm] et [Gro]. La topologie des assemblages $A^*C'F'$

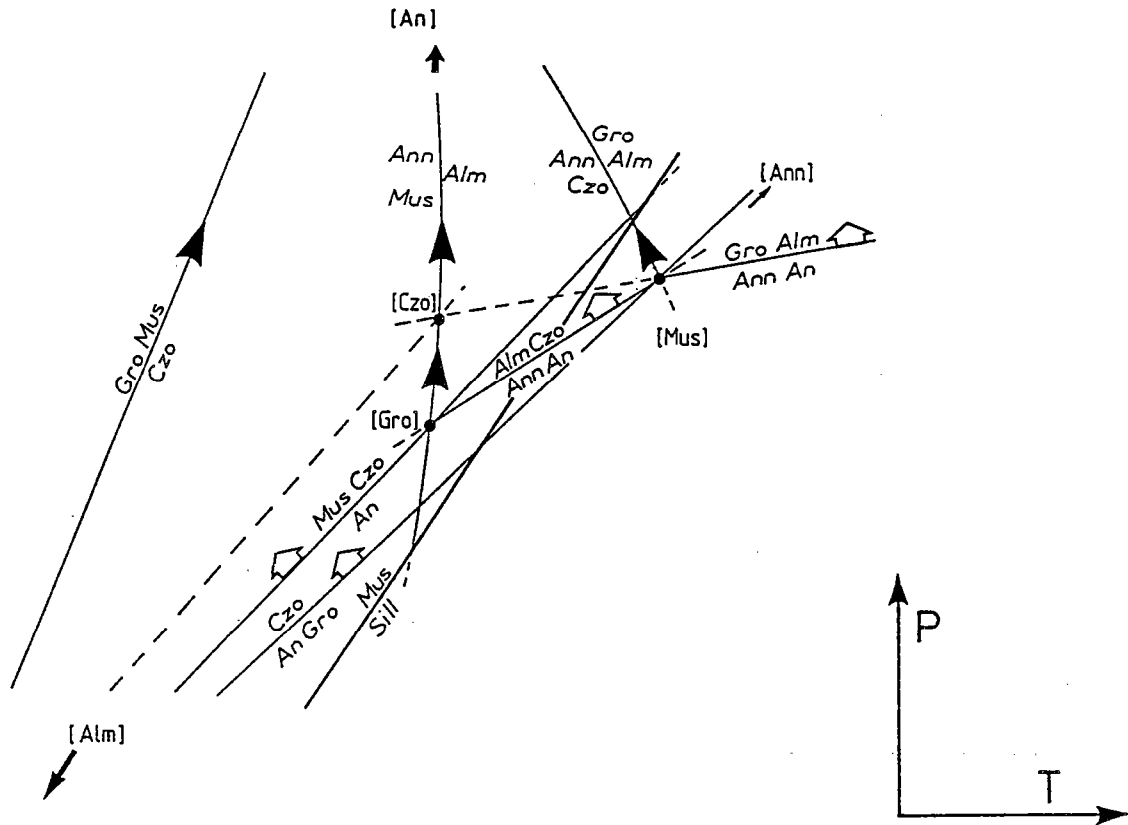


Fig. 41 : Grille pétrogénétique ACF. Les flèches indiquent le sens de déplacement des points invariants et des courbes d'équilibre lorsque le plagioclase n'est pas de l'anorthite.

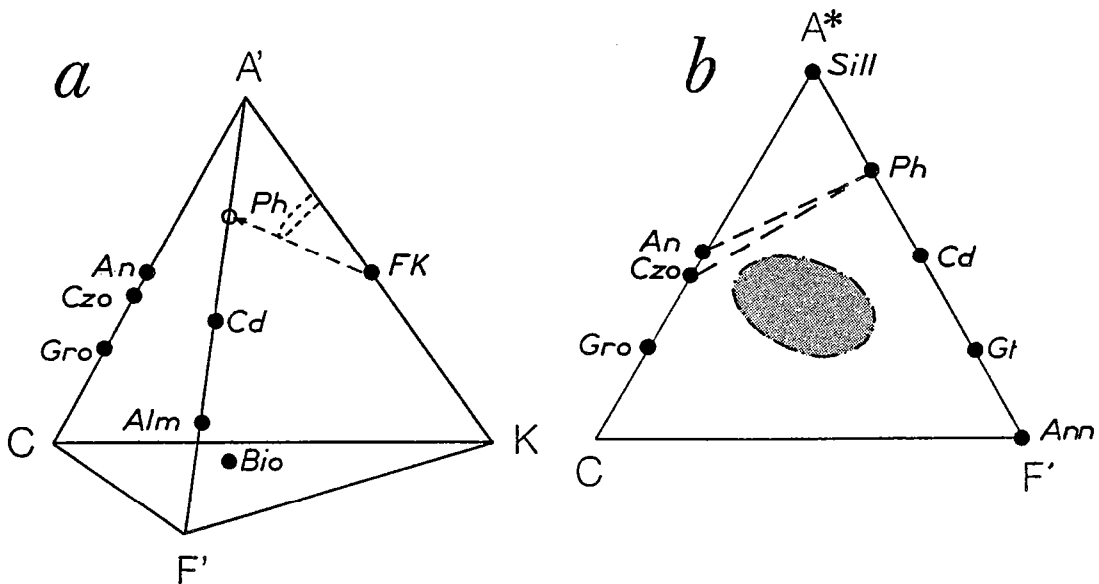


Fig. 42 : Relations chémographiques entre les phases An, FK, Ph, Czo, Gro, Alm, Bio dans le système A'CFK avec Qtz, Ab, V en excès (a) et projection de ces phases à partir du FK sur le plan A*CF' (b). $A' = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - Na_2O$, $A^* = A' - xK_2O$, $C = CaO$, $K = K_2O$, $F = FeO + MnO + MgO$.

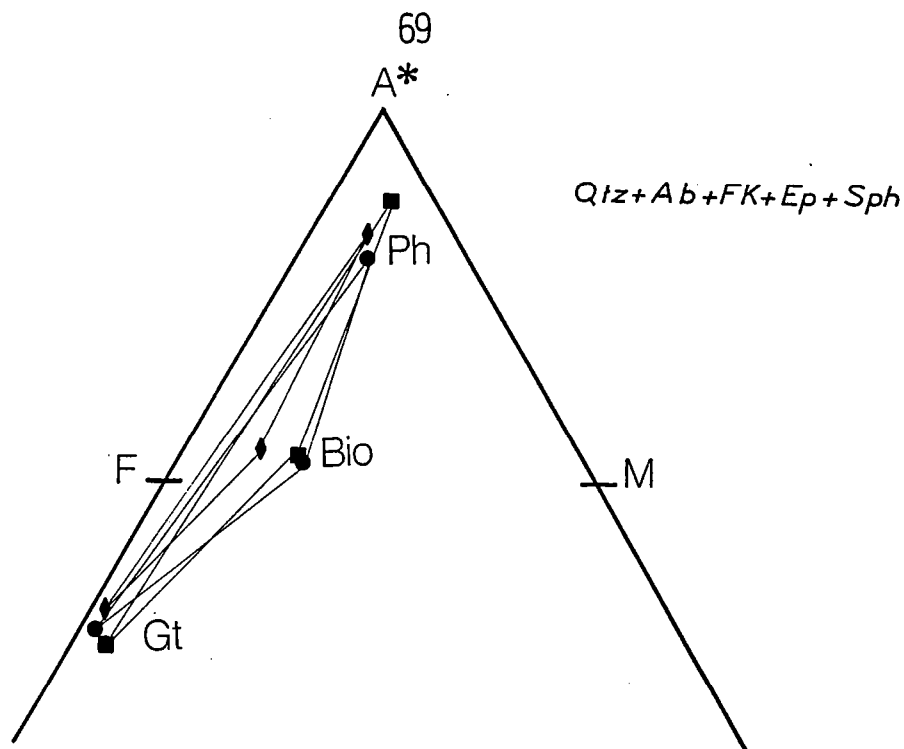


Fig. 43 : Projection des phases Ph, Bio, Gt sur le plan A*FM avec Qtz, Ab, FK, Ep, Sph en excès. Carré: orthogneiss du Menderes Massif (Turquie) d'après Ashworth et Evirgen (1984); rond: orthogneiss du Massif du Gotthard (Alpes centrales); losange: orthogneiss du Massif du Grand Paradis (Alpes occidentales). Le fractionnement observé est $X_{Fe}^{Gt} > X_{Fe}^{Bio} > X_{Fe}^{Ph}$.

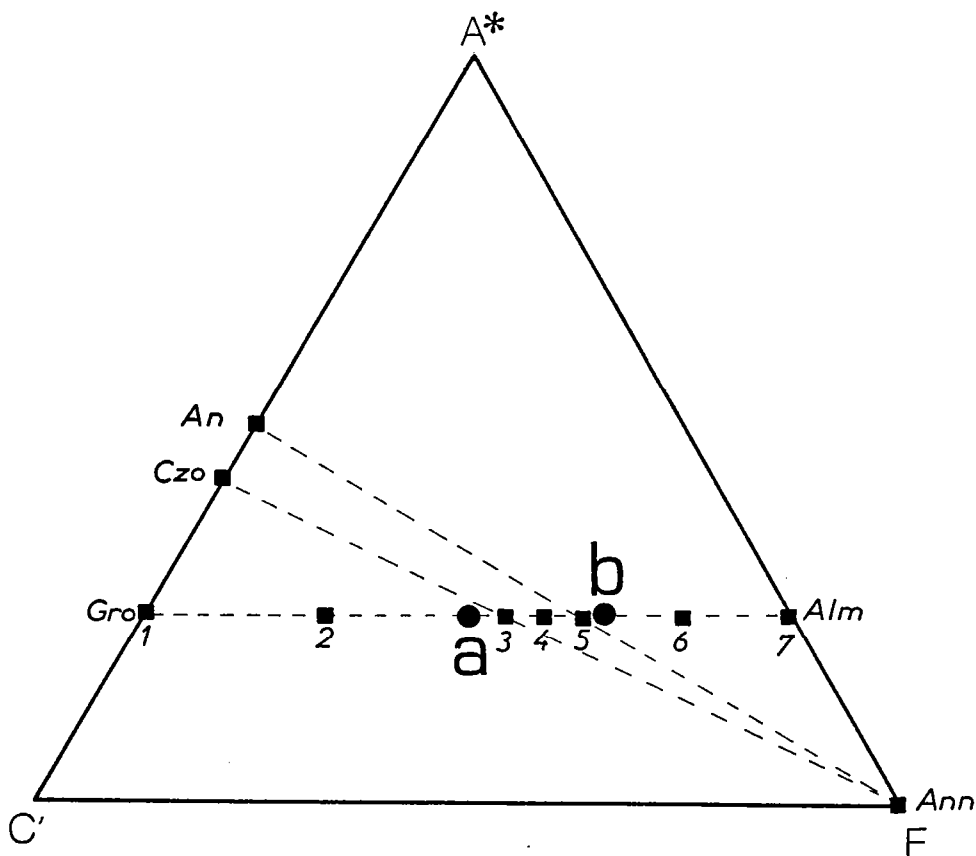


Fig. 44 : Projection des phases An, Czo, Bio et Gt sur le plan A*CF avec Qtz, Ab, FK en excès. Dans ce système, la topologie des assemblages dépend de la composition du grenat. Les points 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 représentent respectivement les points projetés d'un grenat de composition $X_{Ca}^{Gt} = 1; 1 > X_{Ca}^{Gt} > 0,45; X_{Ca}^{Gt} = 0,45; 0,45 > X_{Ca}^{Gt} > 0,33; X_{Ca}^{Gt} = 0,33; 0,33 > X_{Ca}^{Gt} > 0; X_{Ca}^{Gt} = 0$.

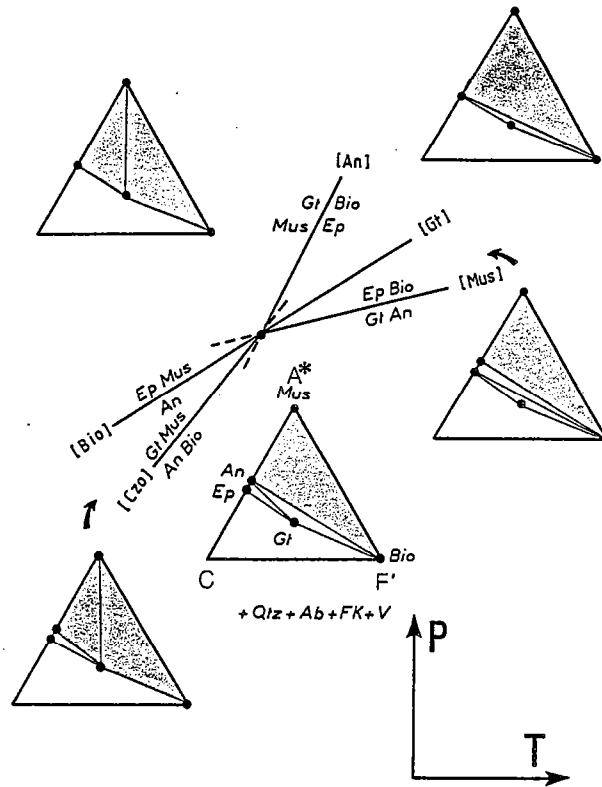


Fig. 45 : Représentation schématique des relations entre les phases An, Bio, Czo, Mus, Gt (50% Gro - 50% Alm) dans le système A*CF avec Qtz, FK, Sph/Ru et V en excès. Le grenat calcique apparaît être une phase de basse température. Les associations divariantes que l'on devrait observer dans les métagranites sont représentées par les domaines grisés.

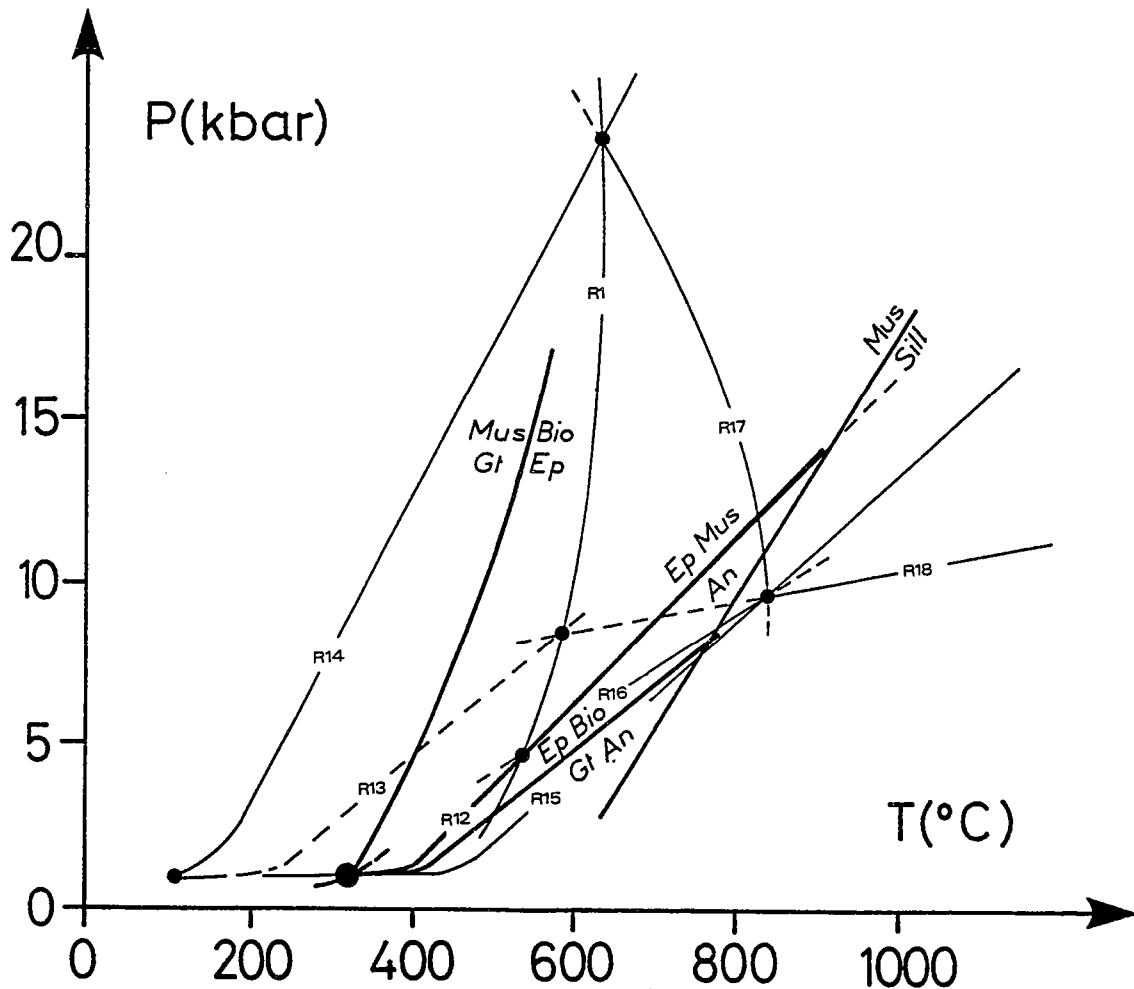


Fig. 46 : Représentation de Schreinemakers des relations entre les phases An, Bio, Czo, Mus, Gt (50 % Gro - 50 % Alm) positionnée de façon qualitative dans le système A*CF.

dépend fortement de la teneur en CaO du grenat. Sept cas critiques peuvent être envisagés: (1) $X_{Ca}^{Gt} = 1$, (2) $X_{Ca}^{Gt} > 45\%$, (3) $X_{Ca}^{Gt} = 45\%$, (4) $45\% > X_{Ca}^{Gt} > 33\%$, (5) $X_{Ca}^{Gt} = 33\%$ et (6) $33\% > X_{Ca}^{Gt} > 0$ et (7) $X_{Ca}^{Gt} = 0$ (Fig. 44). Exceptée la courbe ne faisant pas intervenir le grenat, la position des autres courbes, dans l'espace P-T, ne peut être déterminée. Néanmoins d'un point de vue qualitatif, il est possible d'établir les relations entre les phases Gt, An, Bio, Czo, Mus en supposant Qtz et V en excès. Considérons successivement les relations de phases dans le système A*C'F' en présence de grenat de composition Gro₅₀-Alm₅₀ (a, Fig.44) et Gro₃₀-Alm₇₀ (b, Fig.44).

5.5.1. Relations entre les phases An-Bio-Czo-Mus-Gt (Gro₅₀-Alm₅₀)

La représentation des relations entre les phases An, Bio, Czo, Mus, Gt (Gro₅₀-Alm₅₀) est dessinée schématiquement sur la figure 45 et positionnée qualitativement dans le multisystème A*C'F' (Fig. 46). Considérons les roches de composition granitique dont la composition dans le triangle A*C'F' est projetée au dessus du joint An-Bio. Les associations divariantes que l'on doit observer dans les métagranites sont présentées sur la figure 45. Un certain nombre d'associations divariantes sont effectivement connues dans les métagranites. Ces associations sont:

- Gt-Mus-Ep : faciès éclogite (Compagnoni et Maffeo, 1973 ; Hy, 1984 ; Koons et al., 1987).
- Ep-Mus-Bio : faciès schiste vert (cf. Steck, 1976);
- Bio-Mus-Gt : faciès amphibolite à albite-épidote (Ashworth et Evirgen, 1984);
- Ol-Bio-Mus : faciès amphibolite (cf. LaTour et Barnett, 1987).

Par contre, l'association A*C'F' à Ol-Gt-Bio n'est connue qu'en présence d'un grenat riche en almandin (cf. chapitre VI), en faciès amphibolite de haut grade. Cependant, il faut souligner que la présence de ces associations dans les assemblages naturels dépend de la position du point invariant. J'insisterai sur le fait qu'au dessus du point invariant, pour des compositions de métagranites, le grenat calcique ne coexiste pas avec le plagioclase calcique. Il apparaît être une phase de basse température. Cette remarque est corroborée par les observations des assemblages naturels. En effet, le grenat n'a jamais une teneur en grossulaire supérieure à 65% molaire (Fig. 47). Sa composition varie de $X_{Ca}^{Gt} = 65$ à 40 % lorsque l'albite, la jadéite ou l'omphacite sont stables. En faciès schiste vert, on observe une augmentation de la teneur en spessartine qui peut atteindre 33% (Steck et Burri, 1971). Par contre, dès que l'oligoclase fait partie de la paragenèse, le grenat s'enrichit en almandin avec des teneurs en almandin supérieures à 60%. A température décroissante, l'enrichissement de la teneur en grossulaire du grenat s'explique aisément par la déstabilisation du plagioclase calcique initial. Cette hypothèse est confortée par l'observation, en faciès albite-épidote-amphibolite, par les pseudomorphoses d'Ab-Ep-Gt-Ph que l'on observe dans les sites du plagioclase magmatique (cf. chapitres I et V).

5.5.2. Les relations entre les phases An-Czo-Mus-Bio-Gt (Alm₇₀-Gro₃₀)

La même démarche a été suivie en considérant un grenat de composition Gro₃₀-Alm₇₀. Les associations que l'on peut théoriquement rencontrer dans les métagranites sont représentées sur la figure 48a. Cependant, la topologie des assemblages n'a pas de signification géologique. En effet, dans les assemblages naturels, le grenat riche en almandin est observé uniquement lorsque l'oligoclase est stable. Or le système prédit à température croissante, l'apparition du grenat riche en almandin avant

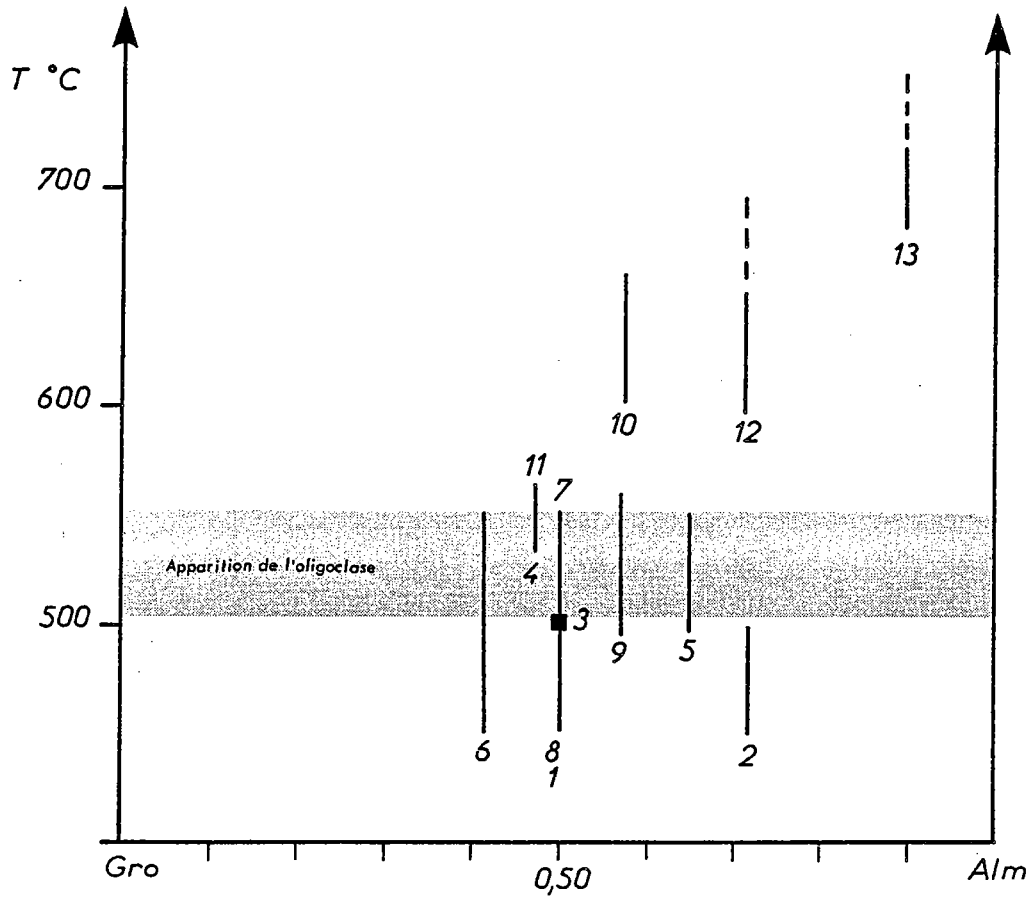


Fig. 47 : Composition des grenats dans les métagranites en fonction de la température d'après (1): Steck et Burri (1971), (2): Evans et Patrick (1987), (3): Frey et al. (1976), (4): Ashworth et Evirgen (1984), (5): Massonne et Chopin sous presse, (6): cf.chapitre V, (7): cf.chapitre VI, (8): Lahondère (1988), (9): Koons et al. (1987), (10): Hy (1984), (11): cf. chapitre VII, (12): cf.chapitre VI, (13): Andrieux (1982).

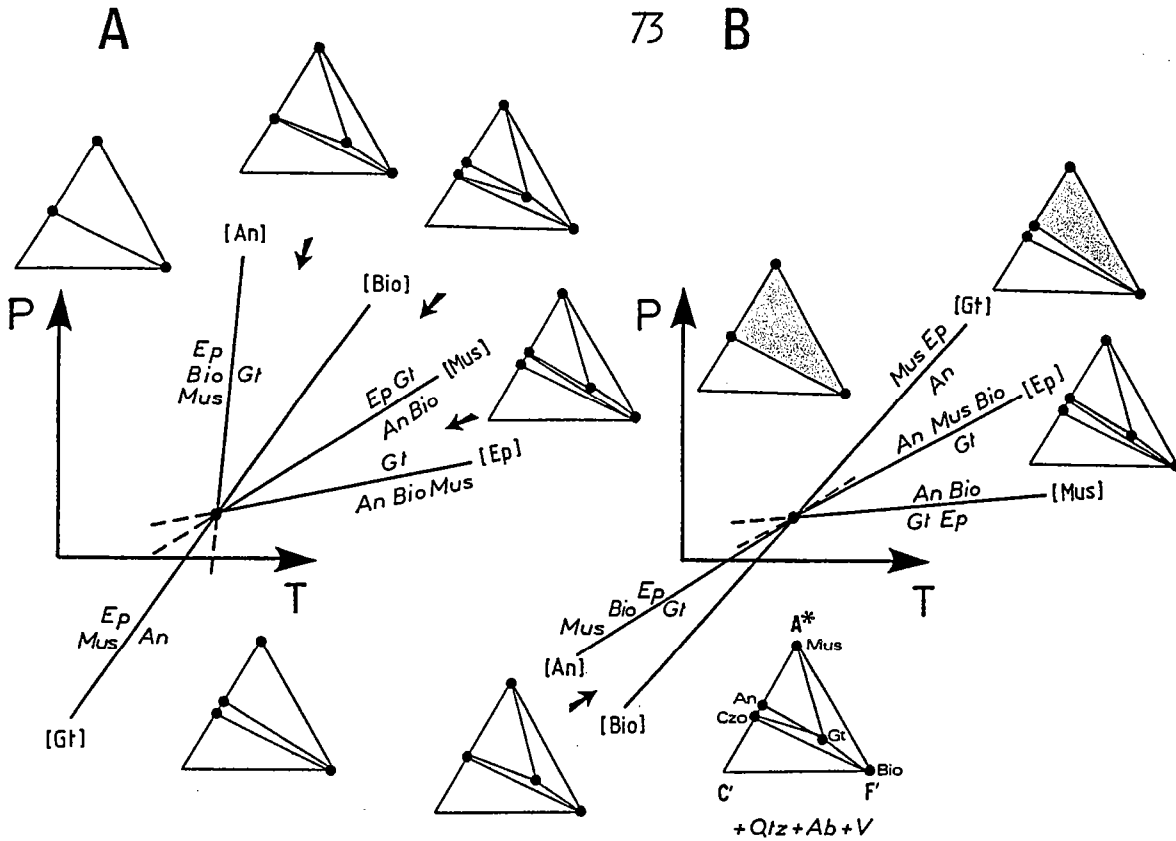


Fig. 48 : Représentation schématique des deux configurations possibles (A et B) des relations entre les phases An, Ep, Bio, Mus, Gt (30% Gro - 70% Alm) avec Qtz, Ab et V en excès. Seule, la seconde (A) est conforme aux observations des assemblages naturels. Les domaines en gris illustrent les associations que l'on rencontre effectivement dans les métagranites.

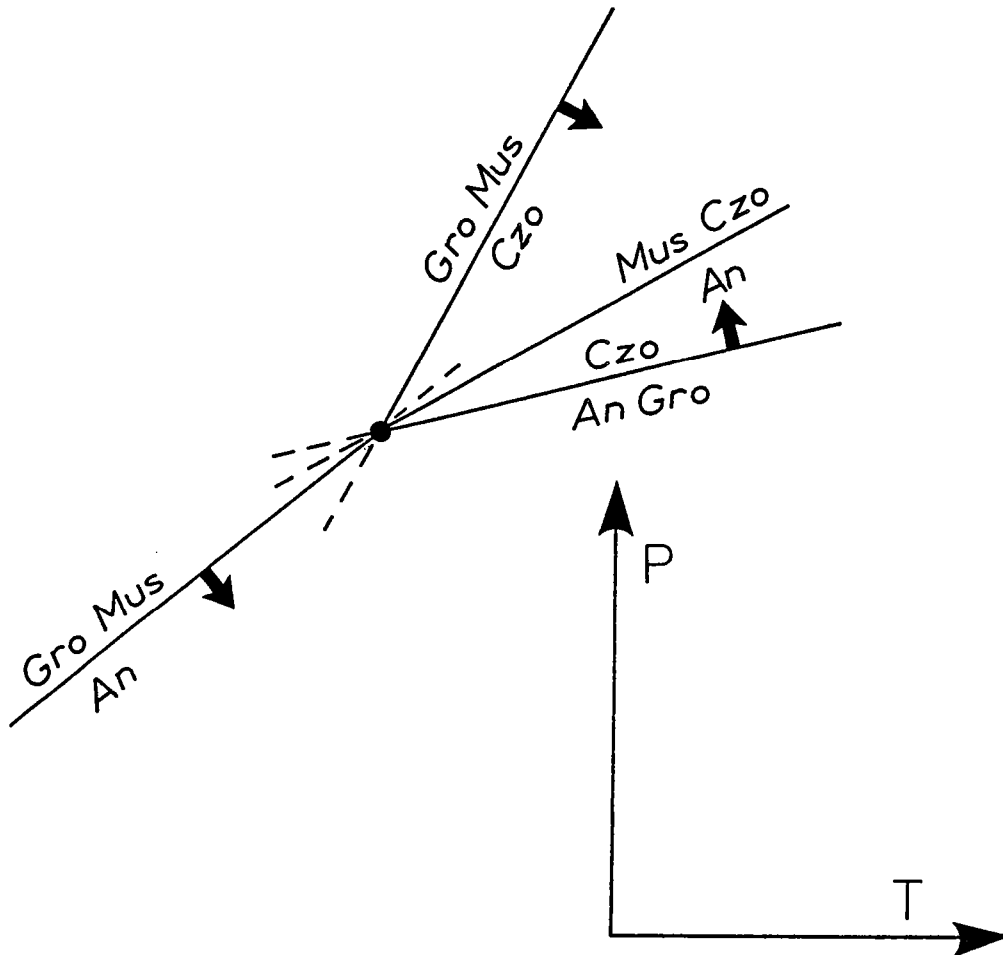


Fig. 49 : Relations entre les phases An, Czo, Mus, Gro dans le système $K_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ avec Qtz, Ab, V en excès. Les flèches indiquent le sens de déplacement des équilibres lorsque le grenat n'a pas une composition de grossulaire.

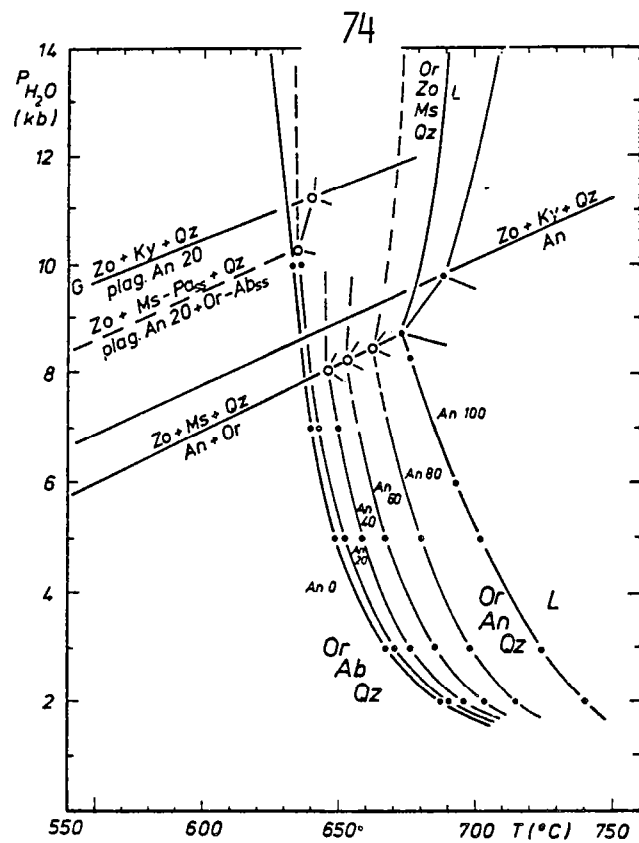


Fig. 50 : Courbes de fusion partielle dans le système $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ d'après Johannes (1984). Les courbes de fusion $\text{Pl} + \text{Or} + \text{Qtz} + \text{V} = \text{L}$ sont fonction de la composition du plagioclase. A basse pression, la courbe de fusion partielle se déplace d'environ 70°C vers les hautes températures d'un plagioclase de composition albitique à une anorthite pure.

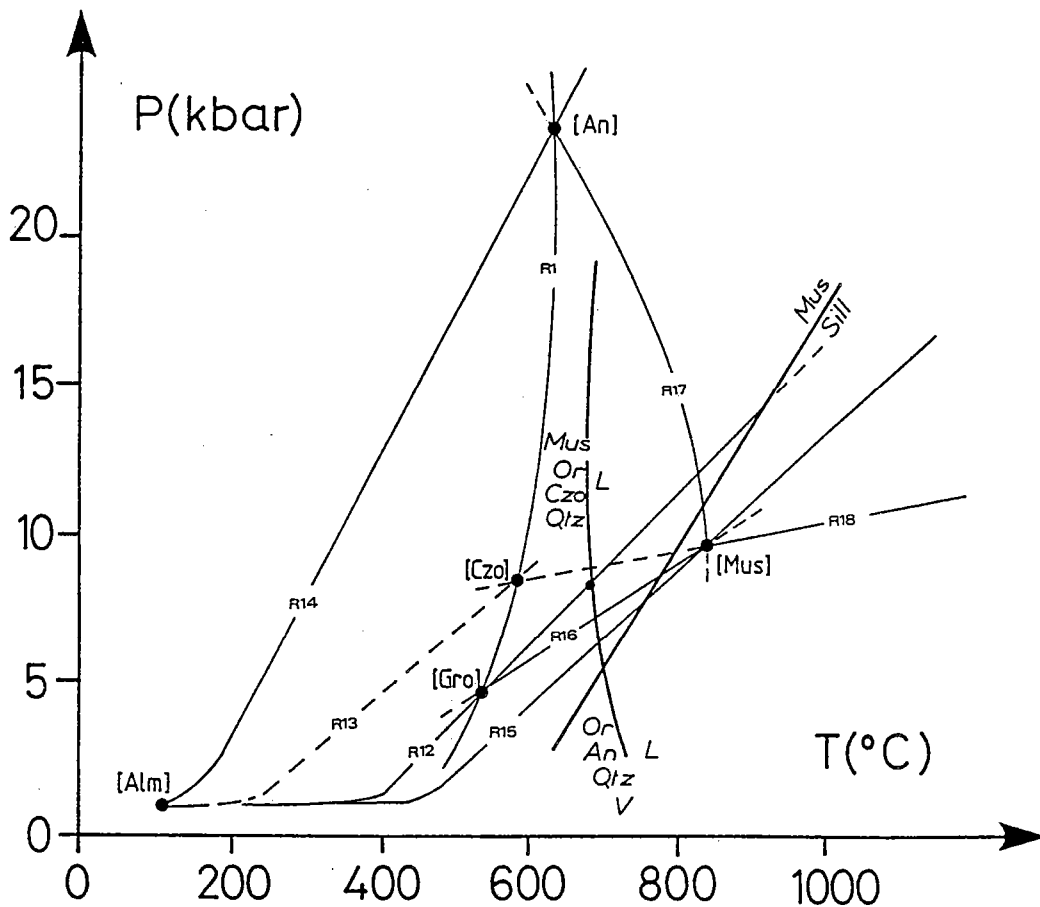


Fig. 51 : Grille pétrogénétique A*CF et courbe de fusion partielle $\text{Or} + \text{Ab} + \text{Qtz} + \text{V} = \text{L}$ dans le système $\text{Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ d'après Johannes (1984) impliquant la métastabilité du point invariant [Mus] vis à vis de la fusion partielle dans les granites pour $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{Totale}}$.

celle du plagioclase calcique. La seule possibilité permettant d'expliquer les paragenèses des assemblages naturels est d'utiliser l'énantiomorphe de ce système et de supposer que le point invariant est localisé dans l'espace P-T à basse pression et basse température (Fig. 49b). Au dessus de ce point invariant, les associations des métagranites à température croissante sont alors: Czo-Bio-Mus, An-Bio-Mus, An-Gt-Bio. Celles-ci peuvent être corrélées aux assemblages naturels à Ep-Bio-Mus (faciès schiste vert), Ol-Bio-Mus (faciès amphibolite), Ol-Bio-Gt (faciès amphibolite de haut grade. Puisque les courbes d'équilibre ne font pas intervenir des pôles purs, la position de ces réactions dans l'espace P-T, ne peut être déterminée. Cependant, dans le système $K_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ correspondant au point invariant [Alm], les courbes d'équilibre ont été calculées en faisant varier uniquement la composition du grenat. Pour $X_{Ca}^{Gt} < 1$, les courbes d'équilibre (An) et (Mus) se déplacent respectivement vers les hautes températures et vers les basses températures (Fig. 49). Pour $X_{Ca}^{Gt} = 0.33$, elles ont une pente identique à la courbe (Gro). Enfin, pour des compositions plus riches en almandin, la topologie stable est l'énantiomorphe qui est conforme aux observations faites sur les assemblages naturels.

Il apparaît clairement que le grenat riche en almandin est une phase de haute température. En faciès amphibolite de haut grade ($T \geq 600^\circ C$), la teneur en grossulaire du grenat est de l'ordre de 30%. Elle diminue et devient négligeable en faciès granulite ($X_{Ca}^{Gt} < 5\%$). Le grenat est alors essentiellement constitué des pôles almandin et pyrope (Andrieux, 1982). L'échange des cations ne se fait plus entre le grenat, le plagioclase, la biotite, la phengite et l'épidote (échange Ca-Fe) mais entre le grenat et une phase ferromagnésienne (cordiérite ou biotite) (échange Fe-Mg).

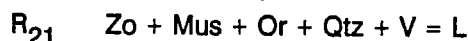
5.6. Métastabilité des courbes dans le système A*C'F'

Depuis Tuttle et Bowen (1958), de nombreux auteurs se sont intéressés aux réactions de fusion partielle pour expliquer la genèse de migmatites et la production de magma de composition granitique dans les zones profondes de la croûte continentale. Ces courbes de fusion sont intéressantes à double titre. D'une part, elles permettent d'estimer les conditions thermiques de cristallisation des granites. D'autre part, lorsque la fusion n'est pas observée, elles limitent en température, le champ de stabilité des paragenèses présentes dans les orthogneiss. Les travaux expérimentaux se sont portés sur plusieurs systèmes d'étude: $Na_2O-K_2O-Al_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (Tuttle et Bowen, 1958 ; Luth et al., 1964 ; Huang et Wyllie, 1975 ; Winkler, 1979), $K_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (Boettcher, 1970 ; Johannes, 1980 ; Schliestedt et Johannes, 1984), $Na_2O-K_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (Johannes, 1980 ; 1984).

Bien qu'il ne tienne pas compte des constituants FeO et MgO, le système $Na_2O-K_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ est le plus approprié pour étudier la fusion des roches de composition granitique. A basse pression, le début de fusion est décrit par la réaction



(Johannes, 1980 ; 1984) (Fig. 50). Pour des pressions supérieures à 8 kbar et en présence d'un plagioclase calcique, l'association Pla-FK est remplacée par Zo-Mus-Qtz par l'intermédiaire de la réaction R_{12} . En d'autres termes, pour des pressions plus élevées, la fusion se traduit par la réaction



Contrairement aux travaux expérimentaux de Winkler et Von Platen (1961), les résultats de Johannes (1984) montrent que le début de fusion des roches de composition granitique dépend peu de la composition du plagioclase. Les courbes de solidus, pour des compositions de plagioclases de An_0 à An_{40} , sont distantes d'environ $10^\circ C$. Le début de fusion a lieu à $700-650^\circ C$ pour des pressions respectives de 2 et 8 kbar (Fig. 50).

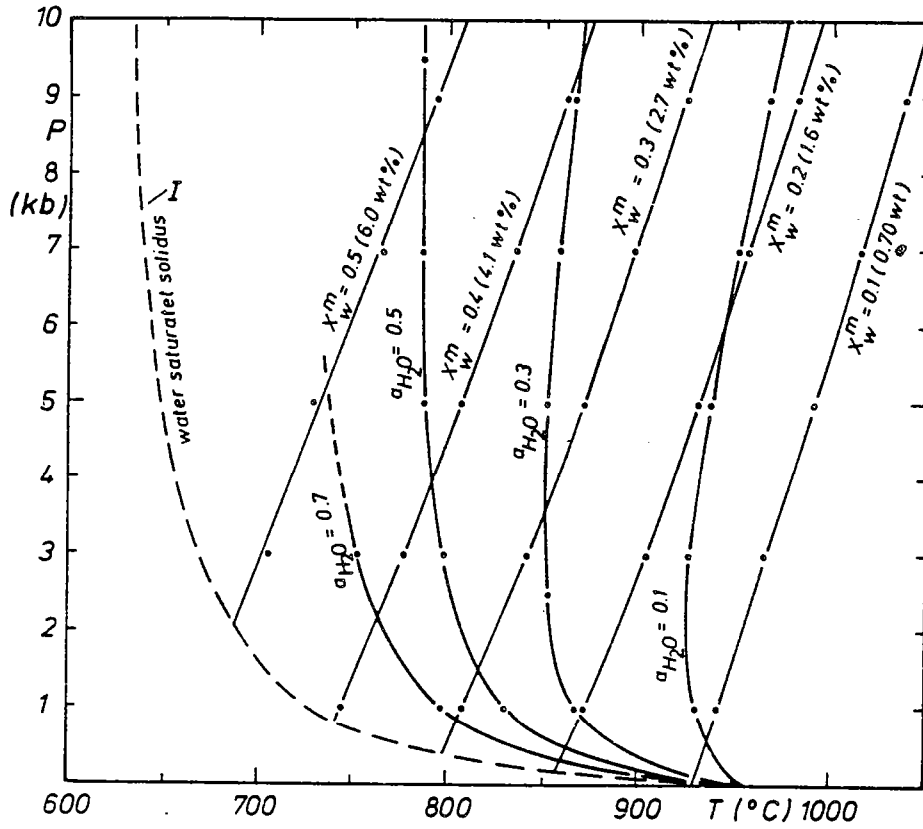


Fig. 52 : Courbes de fusion partielle dans le système Qtz-Or-Ab-H₂O pour différentes a_{H_2O} et pour différents teneurs en eau (X_W^m) du système (Ashworth, 1985).

Dans le système granitique, les constituants additionnels peuvent augmenter ou diminuer considérablement la température du solidus (cf. Ashworth, 1985, pour revue). L'effet des constituants FeO et MgO est encore mal connu. Selon les auteurs, l'addition de ces constituants a un effet significatif (Winkler, 1976) ou négligeable (Tuttle et Bowen, 1958). Les travaux compilés à partir de roches naturelles de Stern et Wyllie (1981) et Huang et Wyllie (1981) montrent que les granites commencent à fondre à la même température soit 650 °C pour des pressions de l'ordre de 5 kbar. Dans le système KMASH, Massonne et Schreyer (1987) déterminent la courbe de fusion de l'assemblage Qtz-Pl-FK-Ph-V aux alentours de 700 °C.

Dans le système A*C'F', un certain nombre de courbes, notamment celles émanant du point invariant [Mus], sont métastables vis à vis des réactions de fusion partielle dans les granites (Fig. 51). Cependant les courbes de solidus obtenues soit à partir de gels synthétiques, soit à partir de roches naturelles, ne représentent pas systématiquement le début de fusion. La teneur en H₂O de la phase fluide joue un rôle essentiel. La figure 52 montre le déplacement du solidus Qtz-Or-Ab-H₂O en fonction de l'activité de H₂O dans la phase fluide. Lorsque celui-ci vaut 0.5, la température du solidus se déplace vers les hautes températures d'environ 150 °C. Parallèlement, les courbes de déshydratation sont déplacées vers les basses températures. Par conséquent, la teneur en H₂O de la phase fluide contrôle la présence ou l'absence de fusion partielle dans des métagranites soumis à des conditions thermiques très élevées (cf. chapitre V). D'autres constituants volatils tels que P₂O₅, B₂O₃, HF, LiOH ont un effet inverse et diminuent la température du solidus (Wyllie et Tuttle, 1964; Von Platen, 1965; Manning, 1981; Pichavant, 1981); ils ont cependant un rôle mineur par rapport à H₂O.

En conclusion, si les roches étudiées sont susceptibles d'avoir cristallisé à des températures supérieures à 650°C, la connaissance de a_{H_2O} est essentielle pour pouvoir déterminer les conditions de la déformation. Il est alors nécessaire de rechercher dans cette roche trois équilibres: un baromètre et un thermomètre ne faisant pas intervenir les fluides et un équilibre où le fluide est présent.

6. Le multisystème A*KF

A haute température, lorsque la seule phase incorporant le calcium est l'oligoclase, il est intéressant de le supposer en excès et de considérer les relations de phases dans le système A*KF'. Ce système a fait l'objet de nombreux travaux dans les roches alumineuses (métapélites, granites de type S) (cf. Vielzeuf, 1980; Thompson, 1982; Clemens et Wall, 1986). Dans ce système, les relations entre les phases FK, Sill, Mus, Bio, Cd, Opx et Gt ont été analysées par Vielzeuf (1980) et sont présentées sur la figure 53. Plusieurs domaines peuvent y être distingués dont les plus importants sont:

- un champ de haute température où l'association à Mus-FK n'est plus stable et est remplacée par l'association à Sill-FK;
- un champ de basse pression où la cordiérite est stable;
- un champ de haute température où la biotite disparaît au profit de l'association à FK-Opx (Fig. 54).

6.1. Le système A*KF' n'impliquant pas l'orthopyroxène: Applications aux orthogneiss

Dans le système A*KF', lorsque les phases Sill, Mus, FK, Bio, Cd, Gt interviennent, six points

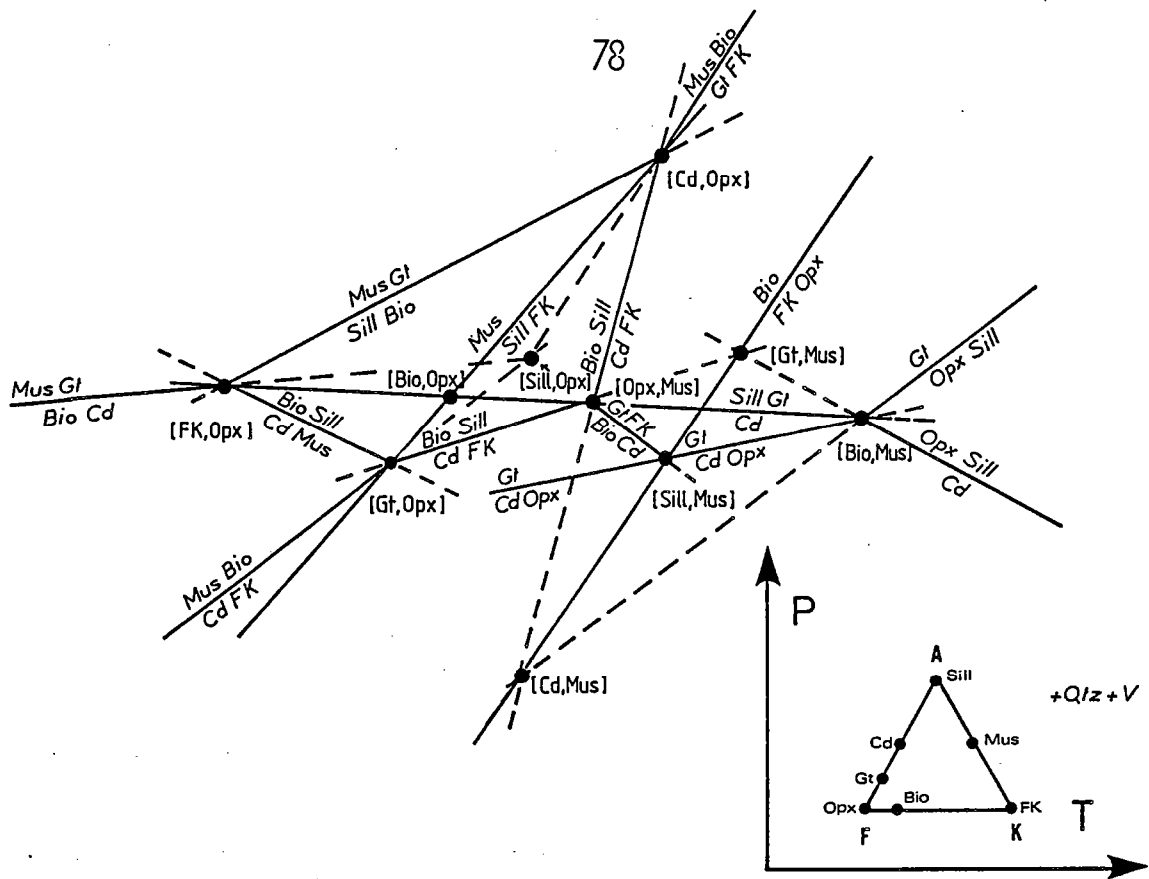


Fig. 53 : Grille pétrogénétique AKF impliquant les phases Biotite, muscovite, sillimanite, cordiérite, grenat, orthopyroxène, feldspath potassique avec Qtz, Ol, V en excès d'après Vielzeuf (1980).

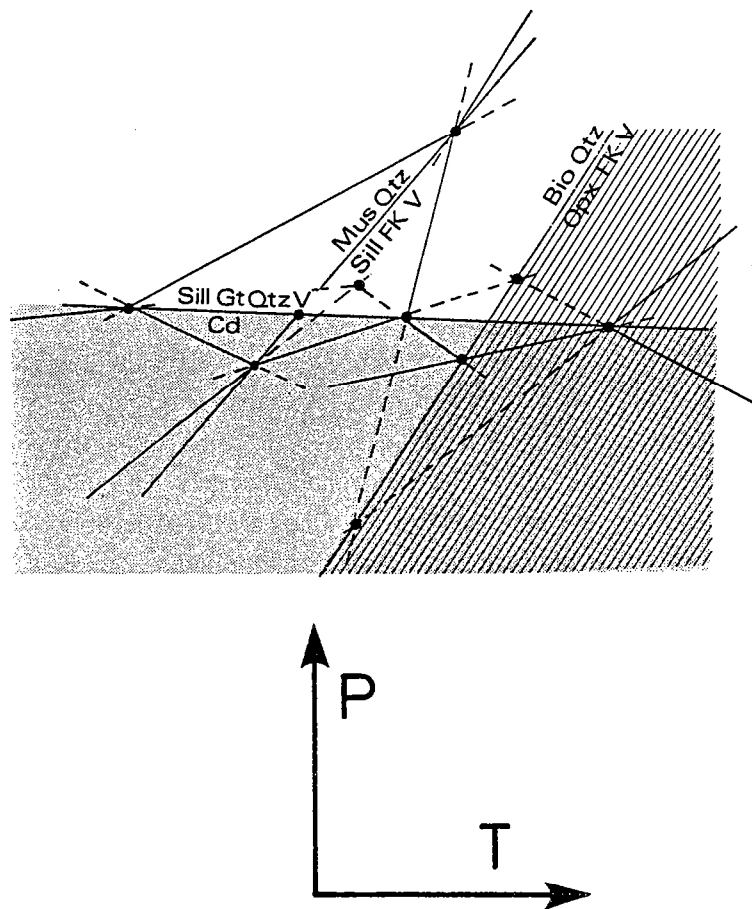


Fig. 54 : Même grille pétrogénétique que la figure 53 montrant le champ de stabilité de la cordiérite vers les basses pressions et le champ de stabilité de l'association à FK-Opx vers les hautes températures.

Invariants desquels partent des courbes d'équilibre univariantes sont définis (Fig. 55).

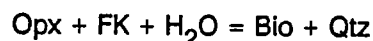
Les associations divariantes à FK prédites par le système A*KF' sont présentées sur la figure 56. Dans le système considéré, les associations divariantes à FK-Bio-Mus et FK-Bio-Gt sont observées dans orthogneiss. La première est connue du faciès schiste vert jusqu'en faciès amphibolite de moyen grade, la seconde en faciès amphibolite de haut grade (cf. chapitre I). Par ailleurs, les associations à FK-Bio-Mus, FK-Bio-Cd sont décrites en tant que paragénèses primaires des granites peralumineux (cf. Chappell, 1978 ; Speer, 1981 ; Philips et al., 1981; White et al., 1984; Georget, 1986). Cependant, le système A*KF' ne permet pas de comprendre les paragénèses à FK-Bio-Sill-Cd connues dans les granites déformés dans des conditions voisines de la fusion partielle (Blummenfeld et al., 1986; Marquer et al., 1988) et à FK-Bio-Mus-Gt ou FK-Gt-Bio-Cd observées dans les granites peralumineux (cf. Philips et al., 1981 ; Clarke et Lyons, 1986). Ces associations qui apparaissent réactionnelles dans le système A*KF' sont par contre divariantes dans le système A*KFM. Dans ce système appelé d'ordre supérieur (Vielzeuf, 1980), cinq phases minérales coexistent sur une courbe univariante. Elles séparent des domaines dans lesquels les associations comprennent quatre phases. Les associations à FK prédites sont à basse température Mus-Bio-Gt*, Mus-Bio-Cd*, Mus-Cd-Gt et à plus haute température et plus haute pression Bio-Sill-Gt, Bio-Sill-Cd*, Gt-Cd-Bio*, Gt-Cd-Sill (Fig. 57). Les associations étoilées sont celles effectivement observées dans les granites peralumineux (cf. Chappell, 1978; Hine et al., 1978; Clarke, 1981; Clarke et Lyons, 1986).

Le système A*KFM présente par ailleurs un autre intérêt. Dans le système A*KFM, des courbes d'équilibre univariantes relient les points invariants des systèmes purement ferreux (A*KF) et purement magnésien (A*KM). Le long de ces courbes, la stoechiométrie de la réaction et la composition des phases changent (Thompson, 1976; Harte et Hudson, 1979; Vielzeuf, 1980; Vuichard et Ballèvre, 1988). Par conséquent en présence d'un assemblage à cinq phases, les conditions P-T sont déterminées quelque soit le rapport Fe/Mg dans les phases ferromagnésiennes.

6.2. Le système A*KF' n'impliquant pas la muscovite

Dans le système A*KF' impliquant les phases Bio, Cd, Gt, Opx, FK, Sill avec Qtz, V, Ol en excès, les associations contenant le feldspath potassique sont Sill-Gt, Sill-Bio, Gt-Bio, Gt-Cd, Cd-Sill, Cd-Bio, Gt-Opx, Sill-Opx, Cd-Opx, Gt-Opx (Fig. 58). L'intérêt essentiel de ce système d'étude est qu'il permet de comprendre les transformations minéralogiques que l'on observe dans les roches de composition granitique à la transition faciès amphibolite et granulite.

Lorsque la cordiérite n'est pas stable, le système permet de prédire à température croissante les associations à FK-Bio-Sill, FK-Gt-Bio ou FK-Gt-Sill, FK-Gt-Sill ou FK-Opx-Gt et enfin Sill-Opx-FK (Fig. 58). A haute température, aucune phase hydratée ne coexiste avec le feldspath potassique. C'est une des caractéristiques essentielles du faciès granulite. Des roches de composition granitique à Qtz-FK-Pla-Opx ayant cristallisé en faciès granulite sont connues dans les Pyrénées (charnockite du massif de l'Agly), dans laquelle les conditions P-T de cristallisation sont estimées à 700-800°C, 6 kbar (Andrieux, 1982). Dans ces roches, la rétro-morphose se traduit par l'apparition de la biotite par l'intermédiaire de la réaction



Une réaction semblable de déstabilisation de l'orthopyroxène a été décrite par Vielzeuf (1980) dans les charnockites acides de Lerz.

D'autres paragénèses de charnockite ont été observées. En plus du feldspath potassique et du

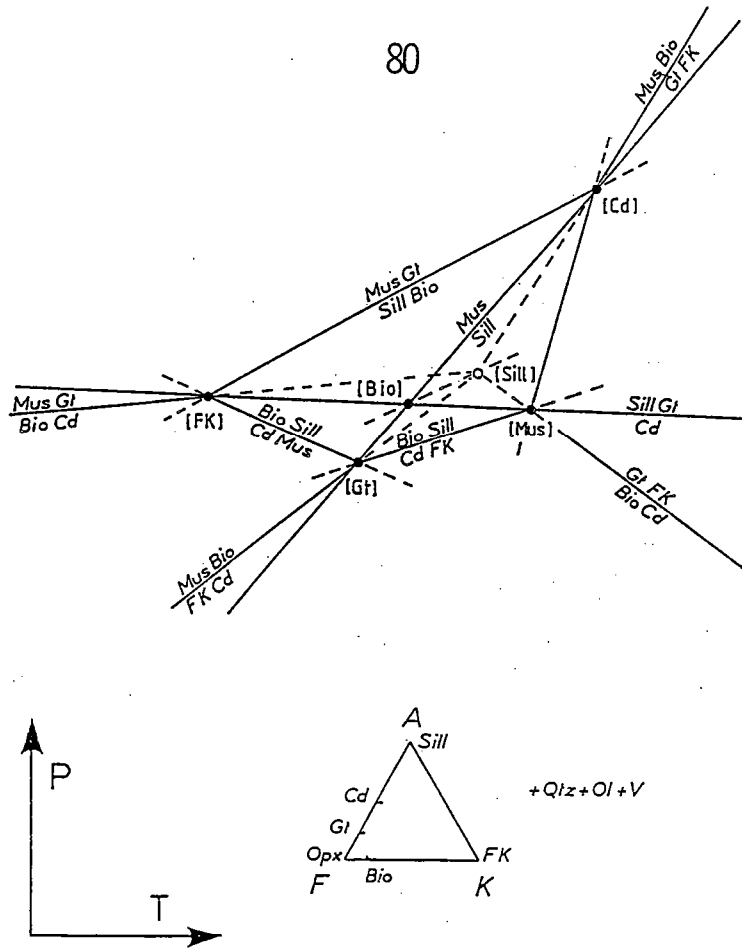


Fig. 55 : Grille pétrogénétique A*KF impliquant les phases Sill, Mus, FK, Bio, Cd, Gt avec Qtz, Ol, V en excès (Vielzeuf, 1980).

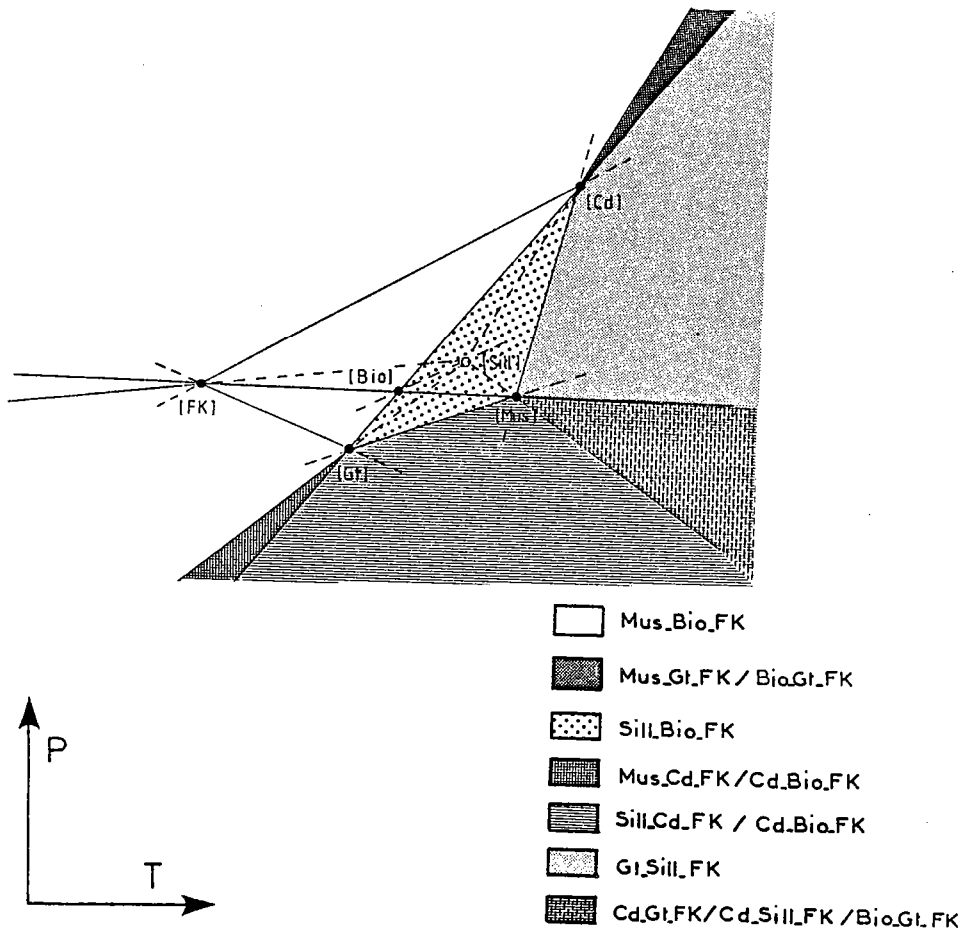


Fig. 56 : Grille pétrogénétique AKF modifié d'après Vielzeuf (1984) montrant les associations divariantes à feldspath potassique.

plagioclase peuvent s'observer les associations à Bio-Dis, Bio-Opx-Gt, Opx-Cpx, Opx-Cpx-Bio, Opx-Gt, Opx-Cpx-Gt-Bio (cf. Matejovska, 1967 ; Turner, 1980 ; Janardhan et al., 1982 ; Andrieux, 1982). Toutes, ne peuvent être étudiées dans le système A*KF'. L'étude des relations entre ces phases nécessite de considérer séparément les constituants FeO et MgO (systèmes A*KFM ou AFM) et parfois de prendre en compte le constituant CaO lorsque le clinopyroxène. Cependant, on peut souligner les points suivants:

- En faciès granulite, la paragenèse primaire ne contient pas de phase hydratée. La biotite apparaît lors de la rétrogenèse aux dépens de l'orthopyroxène. Cependant, elle peut également se déstabiliser en cummingtonite ou serpentine (Vielzeuf, 1980).
- La coexistence de biotite et de feldspath potassique semble caractériser la transition entre faciès amphibolite de haut grade et faciès granulite. Dans la nappe de Champtoceaux, on connaît par exemple des roches acides à FK-Pla-Bio-Gt dont les conditions thermiques de cristallisation sont supérieures à 600°C (cf. chapitre V).
- Le silicate d'alumine observé est en général du disthène (Matejovska, 1967).
- La cordiérite n'est pas décrite dans les charnockites acides, par contre on la rencontre dans les métapélites (Andrieux, 1982).
- Enfin, le clinopyroxène est souvent observé (Vielzeuf, 1980; Janardhan et al., 1982).

7. Conclusions

L'observation des paragenèses dans les métagranites en faciès schiste vert, amphibolite, amphibolite de haut grade et granulite met en évidence la succession des associations suivantes:

Schiste vert et amphibolite à albite-épidote :

Qtz-Ab-Ep-Bio-Mus-Sph \pm FK \pm Gt_(Ca-Fe-Mn)

Amphibolite :

Qtz-Ol-Ep-FK-Bio-Mus-Sph \pm Gt_(Ca-Fe)

Qtz-Ol-FK-Bio-Mus-Sph \pm Gt_(Ca-Fe)

Amphibolite haut grade :

Qtz-Ol-FK-Bio-Mus \pm Gt_{Fe}

Qtz-Ol-FK-Bio-Gt_{Fe}

Qtz-Ol-FK-Bio-Cd-Sill

Granulite :

Qtz-Pla-FK-Bio-Opx-Gt_(Fe-Mg)

Qtz-Pla-FK-Bio-Opx-Cpx

Qtz-Pla-FK-Bio-Dis

Qtz-Pla-FK-Opx-Gt_(Fe-Mg)

L'étude des relations de phases du faciès schiste vert au faciès granulite, dans un système donné semble a priori difficile puisque les paragenèses observées couvrent une large étendue de l'espace P-T allant de 400°C à 700-800°C. Cependant, l'observation de ces paragenèses montre que l'essentiel des transformations sont contrôlées par la stabilité du plagioclase calcique.

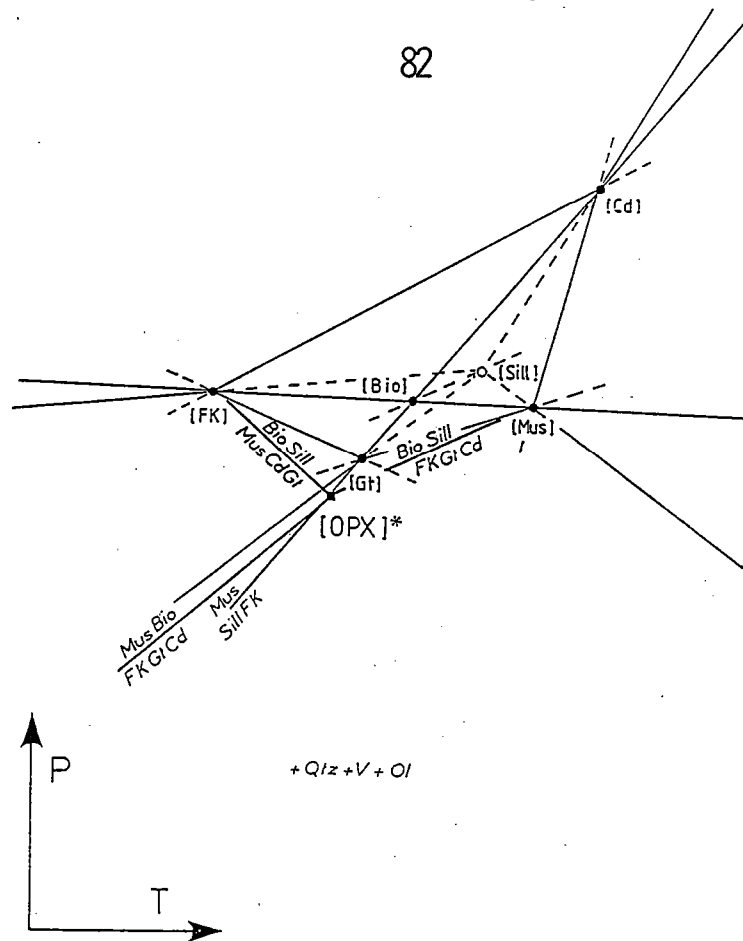


Fig. 57 : Grille pétrogénétique AKF impliquant les phases biotite, muscovite, sillimanite, grenat, cordiérite, feldspath potassique avec Qtz, Ol, V en excès d'après Vielzeuf (1980). Le point invariant d'ordre supérieur correspond au système AKFM.

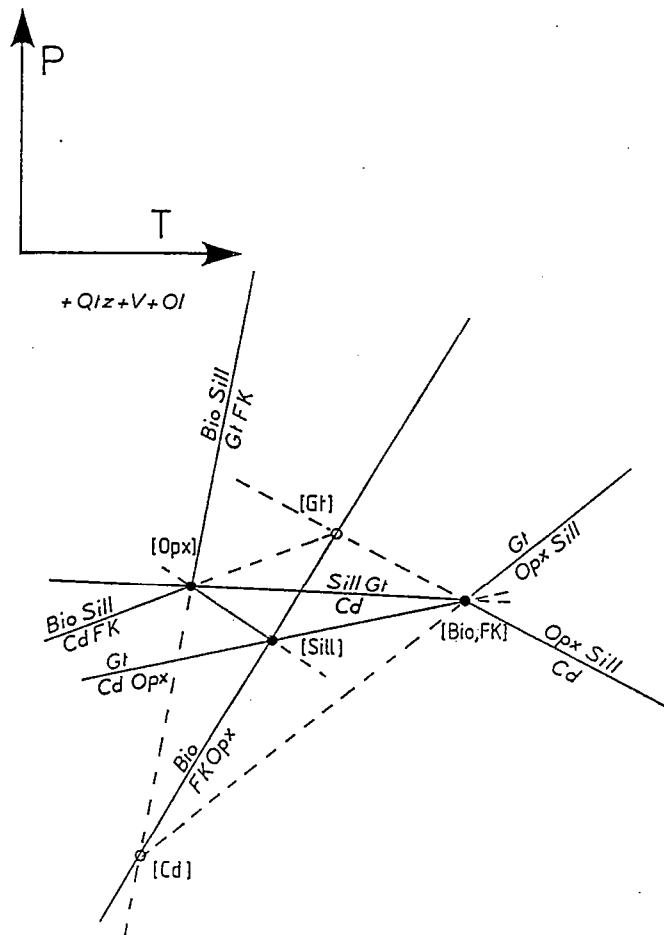


Fig. 58 : Grille pétrogénétique AKF impliquant les phases sillimanite, grenat, cordiérite, orthopyroxène, biotite, feldspath potassique avec Qtz, Ol, V en excès d'après Vielzeuf (1980).

7.1. La transition faciès schiste vert/amphibolite

A la transition faciès schiste vert/amphibolite, tout se passe comme si les transformations minéralogiques étaient gouvernées par des réactions de transfert mettant en jeu les cations Ca et Fe entre les phases plagioclase, épidote, grenat et biotite. Par conséquent, le système d'étude A*C'F' est le plus approprié pour étudier les relations de phases. Il met en évidence un certain nombre de faits qui s'observent dans les assemblages naturels:

- A haute température, le plagioclase calcique est stable. A plus basse température il se transforme en un assemblage à quartz, albite, épidote, grenat calcique, muscovite de sorte qu'à température croissante la succession des associations que l'on observe est

Ab-Ep ± Gt	Ab-Ol-Ep ± Gt	Ol-Ep ± Gt	Ol ± Gt
T < 500°C	500°C < T < 600°C		T > 600°C

- Le feldspath potassique commence à recristalliser en même temps que l'oligoclase. Pour des températures inférieures, il persiste métastablement et tamponne l'assemblage.

- Le grenat qui contient une proportion équivalente de grossulaire et almandin devient en faciès amphibolite et amphibolite de haut grade de plus en plus riche en almandin.

7.2. La transition amphibolite/amphibolite de haut grade/granulite

En faciès amphibolite, amphibolite de haut grade, granulite, lorsque le plagioclase calcique ou oligoclase est stable, le système A*KF' permet d'expliquer l'apparition des phases Cd, Sill, Gt_(Fe-Mg) et Opx. La cordiérite et la sillimanite sont en général observées à haute température et basse pression. Le grenat apparaît à plus haute pression. L'orthopyroxène est observé en faciès granulite. Lors de la rétro-morphose, il se déstabilise en biotite.

Les transformations minéralogiques semblent gouvernées cette fois-ci par une réaction d'échange Fe-Mg entre les phases Bio, Cd, Gt.

De tels systèmes d'étude demeurent qualitatifs. En effet, dans les assemblages naturels, les phases minérales n'ont pas une composition de pôle pur. Ceci est particulièrement vrai pour le plagioclase qui a en faciès amphibolite une composition d'oligoclase et s'éloigne fortement du pôle anorthite. D'autre part, les systèmes A*C'F' et A*KF' ne prennent pas en compte séparément les constituants FeO et MgO.

La modélisation thermodynamique des équilibres en prenant en considération la composition réelle des phases permet d'estimer quantitativement les conditions P-T des transformations minéralogiques observées dans les métagranites. Ce point fera l'objet du prochain chapitre.



Chapitre IV

Géothermobarométrie dans les métagranites



Chapitre IV

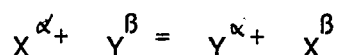
Géothermobarométrie dans les métagranites

1. Introduction

L'analyse pétrogénétique des relations de phases dans les roches de composition granitique permet de prédire les associations minérales rencontrées dans différents contextes métamorphiques et permet de situer ces associations de manière qualitative les unes par rapport aux autres dans l'espace P-T (cf. chapitres I, II, III). Cependant, elle n'est pas suffisante pour estimer les conditions P-T de cristallisation de ces assemblages. La quantification de ces paramètres (P, T) nécessite une modélisation thermodynamique détaillée des équilibres de phases considérés.

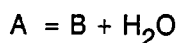
Dans une roche, les phases minérales et fluide évoluent, se transforment en réponse aux variations des conditions physiques (P, T, P_{H_2O} ...). Ces processus d'équilibration font intervenir simultanément deux types de réactions. Ce sont les réactions d'échange ("exchange reactions") et les réactions de transfert ("net-transfer reactions").

Les réactions d'échange entre deux phases minérales ont, depuis de nombreuses années retenu l'attention des pétrologistes. Elles peuvent être décrites par



où X et Y sont les constituants et α et β les phases qui coexistent. Ces réactions sont des échanges de cations entre deux phases ou entre deux sites cristallographiques distincts d'une même phase. Les échanges se font sans aucun changement du nombre de mole des phases considérées. Ces réactions impliquant des cations de taille voisine, la variation de volume est négligeable (seule l'entropie change). Elles sont donc fortement dépendantes de la température et constituent de bons géothermomètres. Les exemples les plus typiques de ces réactions sont les échanges Fe^{2+} -Mg entre Gt-Bio ou Gt-Ph.

Les réactions de transfert sont des équilibres où le nombre de mole des phases considérées varie. Contrairement aux réactions d'échange, elles dépendent à la fois de la température (variation d'entropie) et de la pression (variation de volume) et sont en général des géothermobaromètres et dans certains cas à de bons baromètres. Ce sont à titre d'exemples les réactions de déshydratation telles que



mais aussi des réactions solide-solide telles que



Le principe de calcul des courbes d'équilibre est explicité en annexe 1. Nous définirons dans ce chapitre quelles sont les réactions de transfert et les réactions d'échange qui sont potentiellement utilisables dans les métagranites.

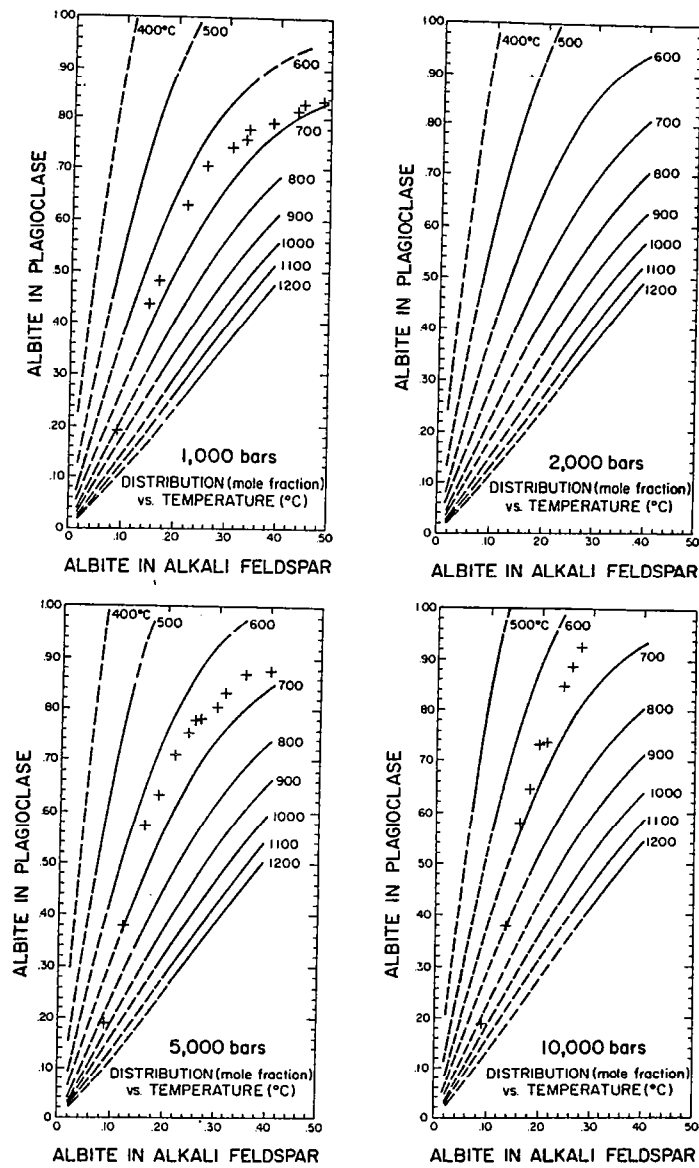


Fig. 59 : Géothermomètre à deux feldspaths de Stomer (1975) à $P = 1, 2, 5, 10$ kbar.

2. Les réactions d'échange dans les métagranites

2.1. Le géothermomètre feldspath potassique-plagioclase

Depuis Barth (1951), la solution solide des feldspaths ternaires dans le système $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 a fait l'objet de nombreuses études. En particulier, les géothermomètres basés sur les échanges entre feldspath potassique et plagioclase ont été proposés. A l'équilibre, la composition de ces deux phases dépend fortement de la température et la distribution des constituants albite, anorthite et orthose s'exprime par les relations suivantes :

$$\begin{aligned} (1) \quad \mu_{ab}(\text{FK}) &= \mu_{ab}(\text{Pla}) \\ (2) \quad \mu_{an}(\text{FK}) &= \mu_{an}(\text{Pla}) \\ (3) \quad \mu_{or}(\text{FK}) &= \mu_{or}(\text{Pla}) \end{aligned}$$

Deux types modèles ont été établis. Ce sont les modèles d'approximation binaire et les modèles ternaires. Les modèles d'approximation négligent l'effet du constituant Or dans le plagioclase et/ou l'effet du constituant An dans le feldspath potassique. Les modèles ternaires prennent en compte tous les constituants dans les feldspaths de sorte que les équations (1), (2) et (3) sont respectées simultanément.

2.1.1. Les modèles d'approximation binaire

Selon les auteurs, le géothermomètre binaire à deux feldspaths ne prend pas en compte (i) l'effet du constituant Or dans le plagioclase (Powell et Powell, 1977 ; Haselton et al., 1983):

$$(i) \quad \mu_{ab}(\text{FK}) = \mu_{ab}(\text{Pla}) \quad \text{et} \quad \mu_{or}(\text{Pla}) = 0$$

ou (ii) les effets du constituant Or dans le plagioclase et du constituant An dans le feldspath potassique (Stormer, 1975 ; Whitney et Stormer, 1977):

$$(ii) \quad \mu_{ab}(\text{FK}) = \mu_{ab}(\text{Pla}) \quad \text{et} \quad \mu_{or}(\text{Pla}) = 0, \quad \mu_{an}(\text{FK}) = 0$$

Les géothermomètres proposés par ces auteurs sont basés sur des données expérimentales de la solution solide An-Ab et An-Or et négligent les effets énergétiques de la solution solide ternaire Ab-An-Or. Ces modèles d'approximation binaire présentent un certain nombre de limitations (cf. Brown et Parsons, 1981).

- Les modèles de Stormer (1975) (Fig. 59), de Whitney et Stormer (1977) (Fig. 60), de Powell et Powell (1977) (Fig. 61), d'Haselton et al. (1983) (Fig. 62) précédemment décrits supposent que les feldspaths ternaires peuvent être traités comme deux systèmes binaires indépendants. En d'autres termes, μ_{Ab}^{Pla} n'est pas affecté par le constituant Or dans le plagioclase et μ_{Ab}^{KF} n'est

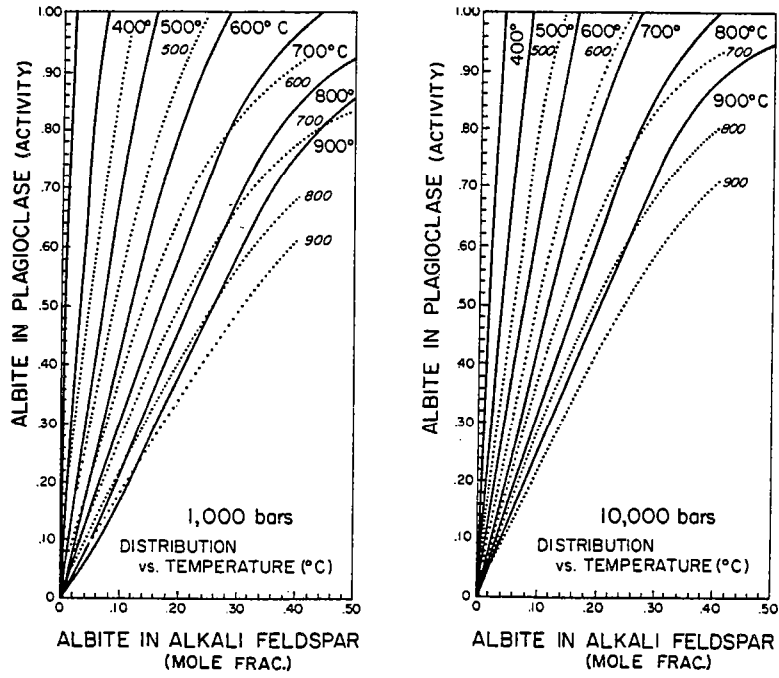


Fig. 60 : Géothermomètre à deux feldspaths (LAB-LMi) de Whitney et Störmer (1977) à P = 1 et 10 kbar.

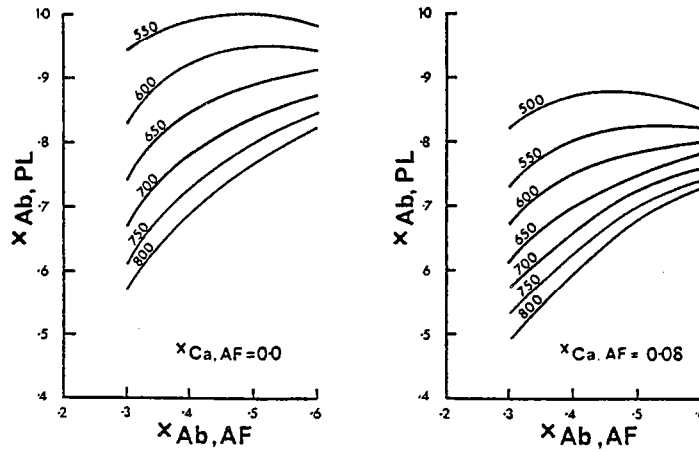


Fig. 61 : Géothermomètre à deux feldspaths de Powell et Powell (1977) à P = 1 kbar. Pl: Plagioclase, AF: Feldspath alcalin.

pas affecté par le constituant An dans le feldspath potassique. Cette hypothèse n'est pas justifiée même lorsque les constituants Or dans le plagioclase et An dans le feldspath potassique sont en quantité infime (Brown et Parsons, 1981).

- Les géothermomètres proposés par Stormer (1975), Whitney et Stormer (1977), Powell et Powell (1977) sont basés sur les travaux expérimentaux d'Orville (1972) selon lesquels les plagioclases de composition An_0 - An_{45} sont idéaux. Ces résultats sont en désaccord avec les travaux expérimentaux de Newton et al. (1980) sur le joint High Albite-Anorthite. En l'occurrence, à basse température, les plagioclases albitiques se comportent de manière non idéale comme en témoigne l'existence de domaines d'immiscibilité.

- Les géothermomètres de Stormer (1975), Powell et Powell (1977) et Haselton et al. (1983) utilisent les travaux expérimentaux sur les solutions solides Ab-An et Ab-KF de haute température. Ils sont donc potentiellement applicables pour estimer des température de cristallisation magmatique ($T \geq 700$ - 800°C). Seul, le géothermomètre de Whitney et Stormer (1977), basé sur les données expérimentales sur le joint Low Albite-Microcline de Bachinski et Muller (1971) peut être utilisé pour estimer des températures inférieures à 600°C et est donc applicable pour estimer la température dans les roches métamorphiques. Cependant, le solvus Low Albite-Microcline déterminé expérimentalement par Bachinski et Muller (1971) est métastable (Brown et Parsons, 1981).

A partir des travaux expérimentaux sur le solvus ternaire Ab-An-Or de Seck (1971), Brown et Parsons (1981) développent un géothermomètre graphique (Fig. 63). En outre, ces auteurs proposent des tests (test du solvus, test du diagramme ternaire) permettant de voir si les paires feldspathiques utilisées sont à l'équilibre. Cette méthode s'affranchit des erreurs expérimentales sur les modèles de solution-solide Ab-An, Ab-Or. Cependant des incertitudes persistent notamment en ce qui concerne les données expérimentales de Seck (1971) ne représentant pas un équilibre total entre les feldspaths alcalins et plagioclases (cf. Brown et Parsons, 1985). De plus, le géothermomètre élaboré est conçu pour des feldspaths de haute température (c.a.d. désordonnés).

En conclusion, les géothermomètres d'approximation binaire, en négligeant l'effet de la solution solide ternaire An-Ab-Or, semblent simplificateurs. Par ailleurs, ils sont en général conçus pour estimer la température de cristallisation magmatique à l'exception du géothermomètre de Whitney et Stormer (1977) et dépendent donc de l'état structural des feldspaths au moment de leur cristallisation.

2.1.2. Les modèles ternaires

Plus récemment, la géothermométrie adaptée à la solution solide des feldspaths ternaires s'est développée (Ghiorso, 1984; Green et Udsansky, 1986a; Fuhrman et Lindsley, 1988). Elle est basée sur l'hypothèse qu'à l'équilibre l'activité des constituants Ab, An, Or dans le feldspath potassique et le plagioclase coexistant sont identiques de sorte que les équations (1), (2), (3) sont respectées simultanément. Contrairement aux "doubles thermomètres binaires" précédemment décrits, les géothermomètres Pla-FK ternaires permettent (i) de tenir compte des constituants mineurs (An dans le KF et Or dans le Pla) pouvant affecter significativement les relations activité-composition (Brown et Parsons, 1985) et (ii) de tester l'équilibre des paires feldspathiques analysées.

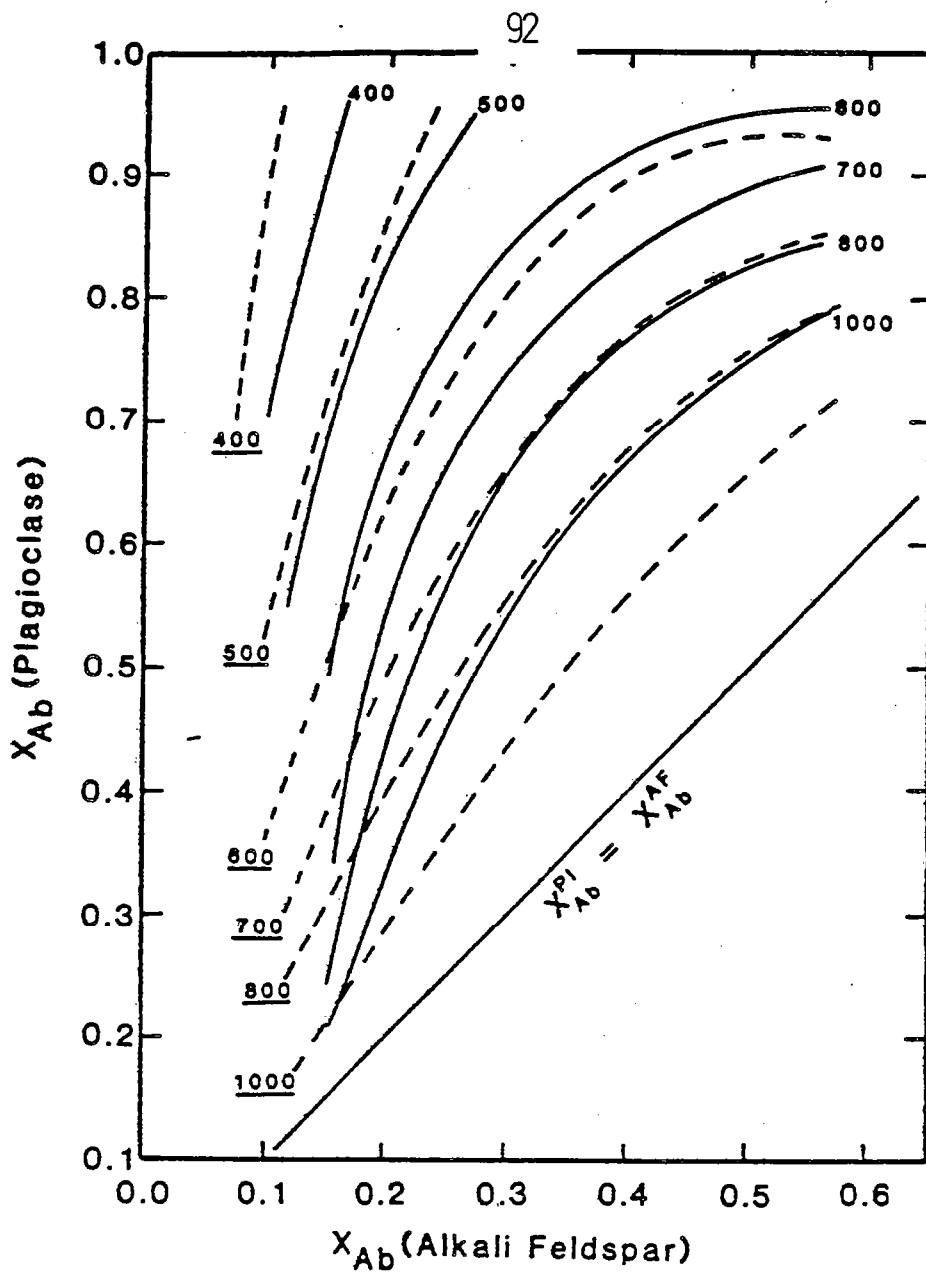


Fig. 62 : Géothermomètre à deux feldspaths d'Haselton et al. (1983) à $P = 1$ bar. Trait continu: formulation d'Haselton et al. (1983); trait discontinu: formulation de Stormer (1975).

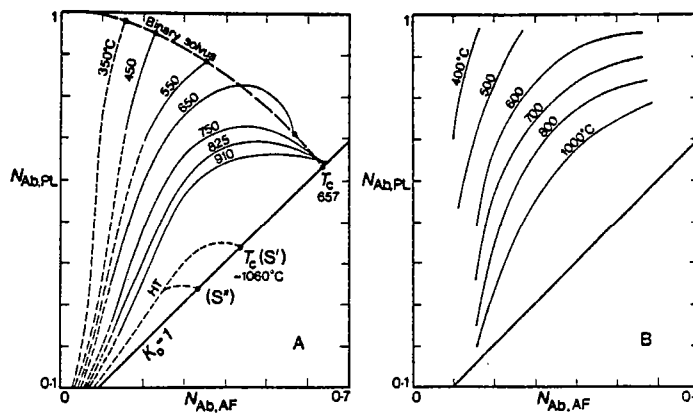


Fig. 63 : Géothermomètre à deux feldspaths de Brown et Parsons (1981, 1985).

La modélisation thermodynamique de ces géothermomètres ternaires est calibrée à partir des données expérimentales sur les joints Ab-An et Ab-Or (Tableau 8). Les paramètres d'interaction des solutions solides Or-An et Or-An-Ab sont dérivés des données expérimentales de Seck (1971).

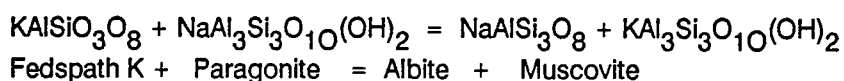
La géothermométrie des feldspaths ternaires souffre des mêmes limitations que les "doubles thermomètres binaires". Les raisons majeures sont les suivantes :

- Problèmes d'équilibration du solvus binaire Ab-Or (Parsons 1978) et a fortiori du solvus Ab-Or-An (Brown et Parsons, 1985) servant de base à la détermination des paramètres d'interaction de la solution des feldspaths.
- Méconnaissance du comportement de la solution-solide Ab-An en particulier en ce qui concerne l'état structural des plagioclases (cf. Carpenter et Ferry, 1984).
- Méconnaissance de l'état structural des paires feldspathiques supposées à l'équilibre.

En outre, il convient de souligner que la géothermométrie basée sur les échanges dans les feldspaths concerne les feldspaths désordonnés. Par conséquent, ces géothermomètres ne sont pas applicables dans les orthogneiss déformés à des températures inférieures à 600°C. Ils ont été testés dans les exemples étudiés aux chapitres V et VII. En faciès amphibolite de bas et moyen grade, la quantité d'albite dissoute dans le feldspath potassique est négligeable et se situe dans les ordres de grandeur des erreurs analytiques, de sorte que les températures estimées ne sont pas fiables. Cependant, même dans des conditions métamorphiques de très haut grade (faciès granulite), la géothermométrie des feldspaths semble inadéquate en raison des faibles vitesses de diffusion des ions Al et Si par rapport à celle des ions Na et K (Brown et Parsons, 1988).

2.2. Le géothermomètre plagioclase-muscovite

La composition des feldspaths et de la muscovite qui coexistent dépend de la réaction d'échange entre les cations Na et K :



s'exprimant également par

$$\text{NaK}_{-1} (\text{Feldspath}) = \text{NaK}_{-1} (\text{Mica})$$

A partir des données expérimentales de Pigage et Greenwood (1982) sur le joint muscovite-paragonite, de Newton et al. (1980) et sur le joint Ab-An et de Haselton et al. (1983) sur le joint Ab-Or, Green et Udsansky (1986b) proposent une formulation du thermomètre basée sur la composition du plagioclase et de la muscovite à l'équilibre.

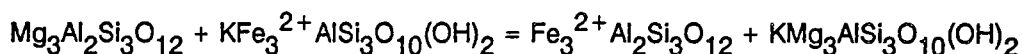
Bien que des tests aient été effectués pour des températures allant de 415 à 725°C (Green et Udsansky, 1986b), ce géothermomètre n'est pas applicable dans les orthogneiss. Dans la plupart des

cas, la teneur en paragonite de la muscovite est négligeable. De plus, lorsque la substitution celadonitique augmente, la teneur en paragonite diminue (Fletcher et Greenwood, 1979 ; Chopin et Maluski, 1980 ; Heinrich, 1982). Pour cette même raison, l'échange Na-K₁ entre la muscovite et la paragonite utilisé par certains auteurs (par ex. Courrioux, 1984) pour estimer la température d'équilibration du mica blanc n'est pas utilisable.

2.3. Les géothermomètres grenat-biotite et grenat-phengite

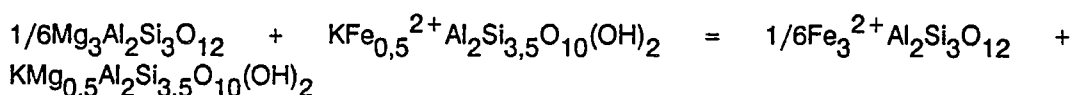
Les échanges Fe-Mg entre grenat et biotite et grenat et phengite sont basés respectivement sur les réactions:

Pyrope + Annite = Almandin + Phlogopite



soit $\text{FeMg}_{-1}(\text{Gt}) = \text{FeMg}_{-1}(\text{Bio})$

1/6 Pyrope + Fe-Phengite = 1/6 almandin + Mg-phengite



soit $\text{FeMg}_{-1}(\text{Gt}) = \text{FeMg}_{-1}(\text{Ph})$

Ces géothermomètres ont été calibrés par Thompson (1976), Golman et Albee (1977), Holdaway et Lee (1977), Ferry et Spear (1978) pour le couple Gt-Bio et par Krogh et Raheim (1978) et Green et Hellman (1982) pour le couple Gt-Ph. Ces géothermomètres semblent bien adaptés aux assemblages pélitiques mais ne sont pas applicables dans les orthogneiss. Ils sont étalonnés pour de faibles teneurs en CaO dans le grenat. Dans les assemblages pélitiques et basiques, l'effet du grossulaire dans le grenat est de sous-estimer les températures (Ferry et Spear, 1978 ; Hoinkes, 1986 ; cf. chapitres V et VII). A fortiori, dans les méta-granites dans lesquels le grenat métamorphique est constitué essentiellement par un mélange des pôles almandin et grossulaire avec un pourcentage moléculaire en pyrope inférieur à 5%, cet effet est prépondérant.

2.4. Le géothermobaromètre grenat-épidote

Perchuck et Aranovich (1979) établissent à partir de données expérimentales des diagrammes isotherme et isobare de répartition du Fe^{3+} entre l'épidote et le grenat. Cependant, la présence d'almandin, de spessartine et de pyrope en quantité supérieure à 10% affecte de façon significative les pressions et températures obtenues. Ce géothermobaromètre n'est par conséquent pas applicable dans les orthogneiss.

2.5. Conclusions

Si l'utilisation des réactions d'échange est commune dans les métapélites par contre, ces méthodes appliquées dans les orthogneiss souffrent d'un certain nombre de carences:

- Contraintes intrinsèques aux calibrations expérimentales propres à chaque thermomètre. Par exemple, les thermomètres Gt-Bio et Gt-Ph ne sont valides que si le grenat est essentiellement constitué des pôles pyrope et almandin.
- Méconnaissance des solutions solides en particulier dans les feldspaths.
- Problème d'équilibration de l'état structural des feldspaths.

La modélisation de réactions de transfert s'avère donc être la seule méthode permettant d'estimer les conditions P-T de cristallisation des assemblages dans les méta-granites.

3. Les réactions de transfert dans les orthogneiss

3.1. Introduction

Dans les chapitres II et III, nous avons montré quelles sont les réactions qui permettent d'expliquer les transformations paragénétiques observées dans les méta-granites. Dans ce paragraphe, nous nous attacherons à préciser quel est le déplacement de ces courbes en fonction de la composition réelle des phases.

Les phases intervenant dans les équilibres peuvent se comporter de deux manières:

- Elles se comportent de manière idéale lorsque l'enthalpie et le volume relatifs au mélange de deux ou plusieurs pôles purs sont nuls. L'interaction énergétique se traduit simplement par une entropie de mélange (cf. Annexe 2). Les phases sont supposées se comporter de manière idéale lorsque les cations qui s'échangent sont de taille voisine ou lorsque les phases ont une composition proche de celle d'un pôle pur. Nous avons considéré idéales les solutions solides biotite, muscovite, épidote, feldspath potassique, rutile et sphène. Dans une phase , l'activité d'un constituant i est proportionnelle à la fraction molaire de ce constituant dans la phase telle que:

$$a_i = X_i$$

- Les solutions solides sont non-idéales lorsque le mélange de deux ou plusieurs pôles purs introduit une interaction énergétique se traduisant par une enthalpie, une entropie et un volume de mélange non nuls (cf. Annexe 2). Dans les méta-granites, les solutions solides non-idéales sont le plagioclase (solution Ab-An) et le grenat (solution Gro-Alm). L'activité d'un constituant i dans une phase ne dépend pas simplement de la composition de la phase mais aussi de la pression

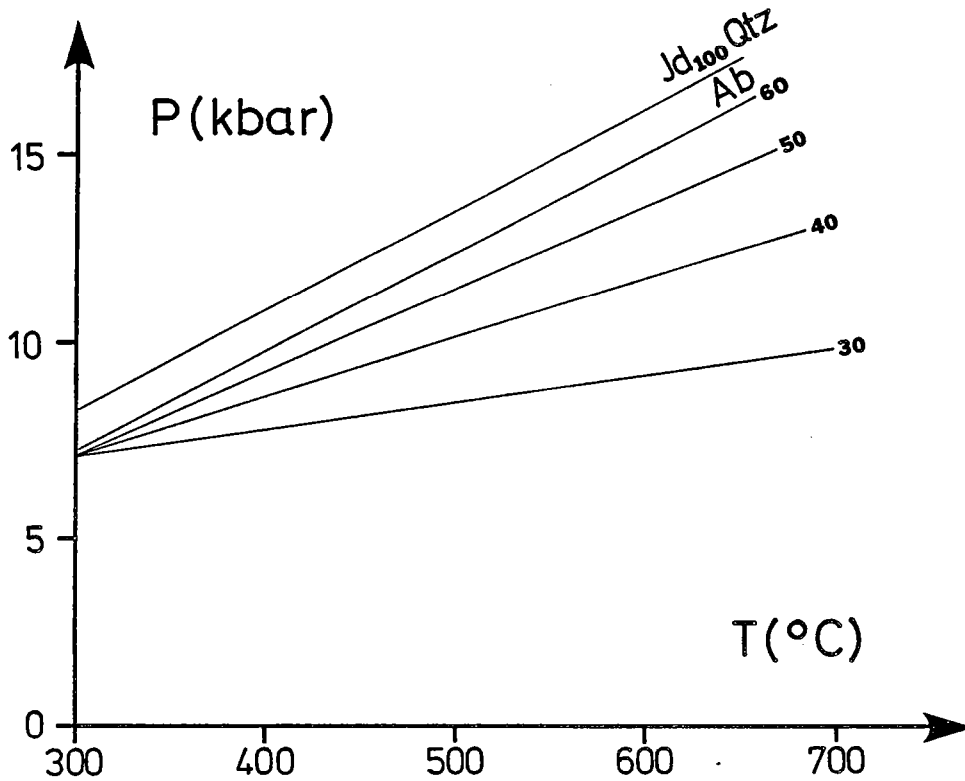


Fig. 64 : Courbes $HAb = Jd + Qtz$ calculées en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985) (1) et le modèle de solution solide des clinopyroxène de Cohen (1986) pour différentes compositions du pyroxène (2). Lorsque la jadéite n'est pas pure, la courbe se déplace vers les basses pressions.

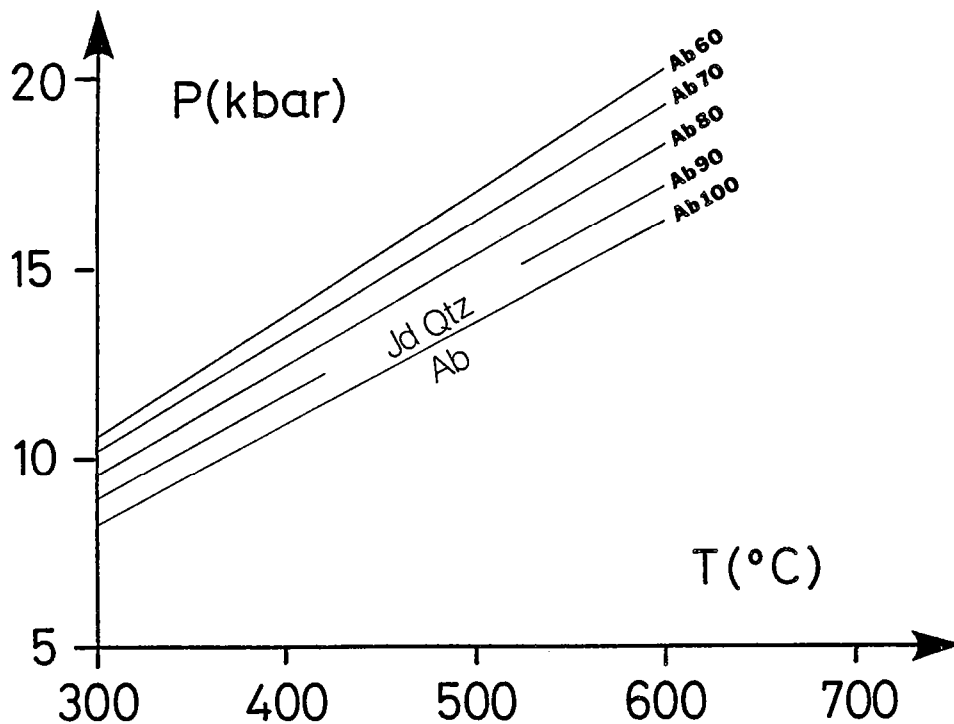


Fig. 65 : Courbes $HAb = Jd + Qtz$ calculées en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985) (1) et le modèle de solution solide HAb-San des plagioclases de Newton et al. (1980) pour différentes composition de plagioclase (2). Lorsque le plagioclase n'est pas albitique, la courbe se déplace vers les hautes pressions.

et de la température. Elle s'exprime par:

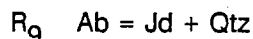
$$a_i^\alpha = X_i^\alpha * \gamma_i^\alpha$$

où γ_i est le coefficient d'activité du constituant i dans la phase α qui mesure la déviation à l'idéalité.

La connaissance du chimisme des phases, du comportement de la solution solide à laquelle elles appartiennent permet de calculer l'activité des constituants dans chaque phase et donc d'estimer la constante d'équilibre K . Les méthodes de calcul des activités sont précisées dans l'annexe 2. Le déplacement des courbes d'équilibre en fonction de la composition réelle des phases est présenté sous forme de courbes d'iso-valeur de la constante d'équilibre K ou de $\ln K$. Par souci de clarté, nous présenterons successivement les systèmes d'étude étudiés dans les chapitres II et III.

3.2. Le système SiO_2 - $\text{NaAlSi}_2\text{O}_8$

Le système SiO_2 - $\text{NaAlSi}_2\text{O}_8$ dans lequel intervient les phases albite, jadéite et quartz permet d'expliquer la déstabilisation à haute pression du plagioclase (cf. chapitre II) par l'intermédiaire de la réaction

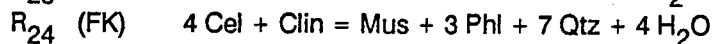
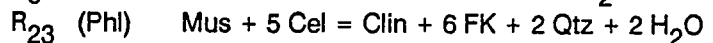
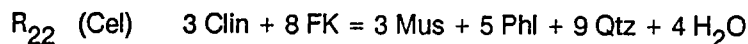


La position de cette courbe dans l'espace P-T dépend de la composition du plagioclase et du pyroxène sodique. Sur les figures 64 et 65 sont représentées le déplacement de cette courbe en utilisant le modèle de solution solide de Cohen (1986) pour le pyroxène et le modèle de solution solide pour le plagioclase de Newton et al. (1980). Les paramètres thermodynamiques des pôles purs sont ceux de Powell et Holland (1985).

3.3. Le système KMASH

Dans le système KMASH, les relations entre les phases phlogopite (biotite magnésienne), muscovite, céladonite, clinocllore (chlorite magnésienne), feldspath potassique, quartz et H_2O ont été schématiquement présentées par Bucher-Nurminen (1987) (Fig. 66). Ce système sépare arbitrairement deux phases minérales (céladonite et muscovite) appartenant à la même solution. Cependant, il présente l'avantage de tenir compte de la substitution phengitique entre le pôle muscovite et le pôle céladonite.

Quatre réactions univariantes dont une dégenérée peuvent être définies :



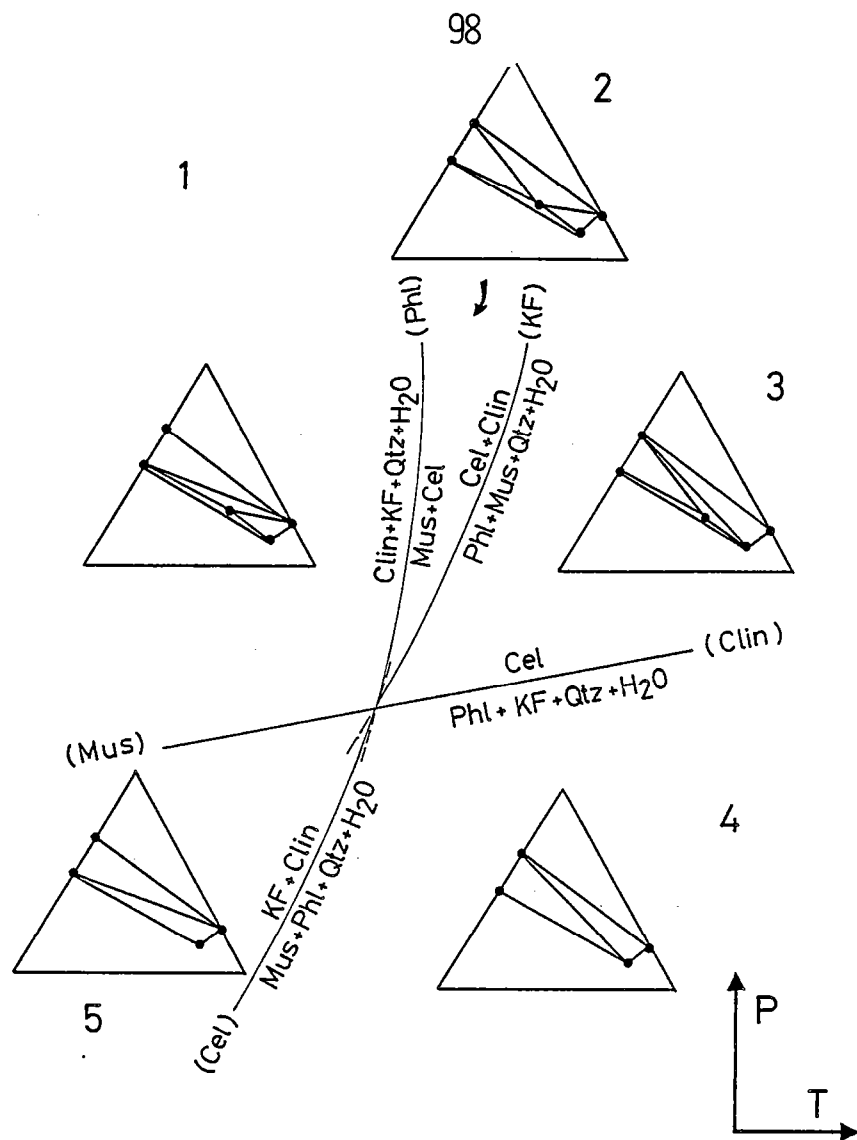


Fig. 66 : Représentation schématique des relations de phases dans le système KFMASH impliquant les phases phlogopite, clinocllore, muscovite, céladonite, feldspath potassique, quartz et H_2O . Modifié d'après Bucher-Nurminen (1987).

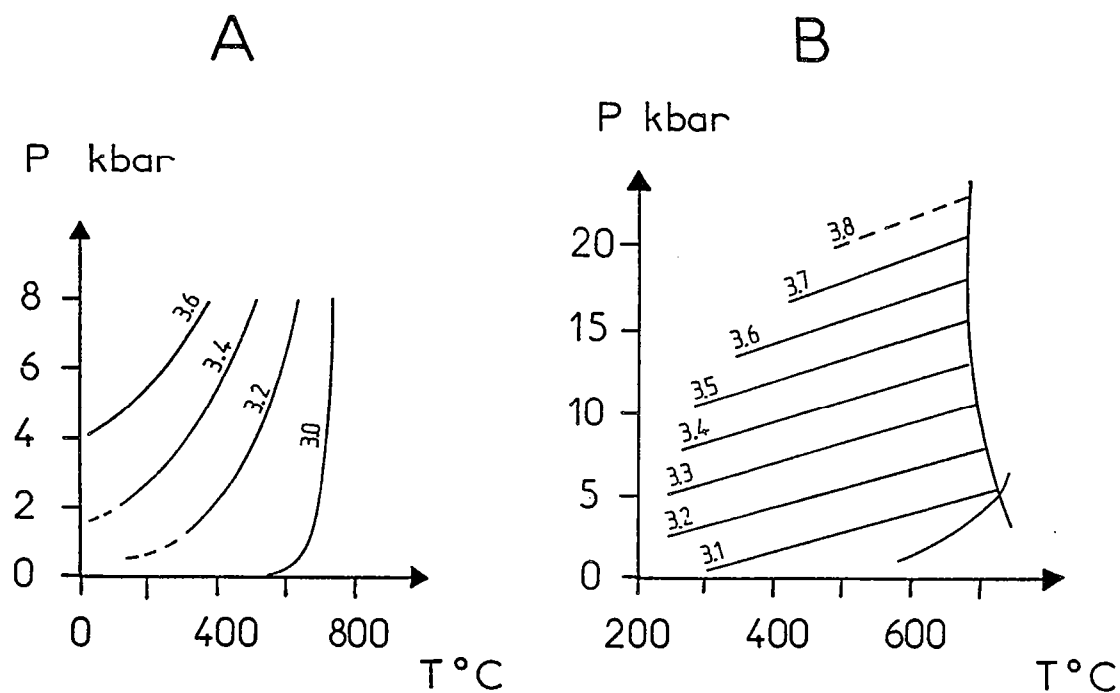


Fig. 67 : Courbe d'iso-valeur de la teneur en Si du mica blanc. A: Velde (1967), B: Massonne et Schreyer (1987).

Etant donné que les paramètres thermodynamiques de la céladonite ne sont pas connus, seule la courbe dans laquelle la céladonite n'intervient pas (Cel) se prête à une modélisation thermodynamique.

La courbe (Mus, Clin) a fait l'objet de travaux expérimentaux (Velde, 1965, 1967 ; Massonne et Schreyer, 1987). Velde (1965, 1967) et Massonne et Schreyer (1987) ont montré que la substitution phengitique dans le mica blanc est maximale en présence de l'assemblage à Qtz-FK-Bio et est fortement dépendante de la pression de sorte que la courbe d'équilibre R_6 constitue un bon géobaromètre. Ces auteurs développent ainsi le géobaromètre de la substitution phengitique représenté par des courbes d'iso-valeur de la teneur en Si du mica blanc. Celle-ci est d'autant plus élevée que la pression est forte (Fig. 67). Bien que les deux diagrammes proposés par Velde (1967) et Massonne et Schreyer (1987) présentent la même tendance à l'augmentation de Si à pression croissante, la position des courbes d'iso-valeurs de Si diffère significativement d'un auteur à l'autre. La différence entre ces deux diagrammes est discutée en détail par Massonne et Schreyer (1987) :

- 1- D'une part, les courbes tracées par Velde (1967) sont extrapolées à partir d'expériences faites à $P \leq 5$ Kbar (Velde, 1965).
- 2- D'autre part, les micas blancs utilisés par ces différents auteurs ne sont pas de même polytype. Plus particulièrement, les micas blancs caractérisés par Velde (1965) ne peuvent être à l'équilibre avec l'assemblage à Qtz-FK-Phl (Massonne et Schreyer, 1987, Fig.9).

En fait, l'utilisation de ce géobaromètre est aujourd'hui discutée (cf. Evans et Patrick, 1987) dans la mesure où aucune expérience "reversée" ni aucune caractérisation précise du polytype de mica blanc n'a été effectuée. De plus, de nombreuses incertitudes subsistent sur le comportement de la solution-solide muscovite-céladonite. Selon Myashiro et Shido (1985), contrairement à la substitution Fe-Mg, cette solution est non-idéale.

Puisqu'elles sont définies dans un système purement magnésien, l'utilisation immédiate des courbes de Velde (1967) et Massonne et Schreyer (1987) n'est justifiée que dans des lithologies particulières très riches en MgO, mais en aucun cas dans les orthogneiss où $FeO/MgO > 1$. Pour répondre à ce problème, Powell et Evans (1983) et Bucher-Nurminen (1987) à partir des données expérimentales respectives de Velde (1965) et Massonne (1981) recalibrent ce géobaromètre et proposent des courbes d'iso- $\ln K$ permettant de tenir compte de la composition réelle des phases (Fig. 68).

Les différentes calibrations ont été testées dans des orthogneiss où l'association Qtz-FK-Ph-Bio est observée et dans lesquels, les conditions P-T sont estimées indépendamment. Elles sont présentées sur la figure 69. Plusieurs remarques s'imposent :

- Conformément aux travaux expérimentaux de Massonne et Schreyer (1987) par rapport à ceux de Velde (1965, 1967), la recalibration de Bucher-Nurminen (1987) donne des pressions plus élevées que celle de Powell et Evans (1983).
- La prise en compte de la composition réelle des phases, en particulier le rapport Fe/Mg dans la biotite et la phengite déplace la courbe de substitution phengitique vers les hautes pressions. Le rapport Fe/Mg de la biotite étant supérieur au rapport Fe/Mg dans la phengite, les courbes établies par Velde (1967) et Massonne et Schreyer (1987) sont déplacées vers les hautes pressions.
- La recalibration de Powell et Evans sous-estime les pressions tandis que celle de Bucher-Nurminen

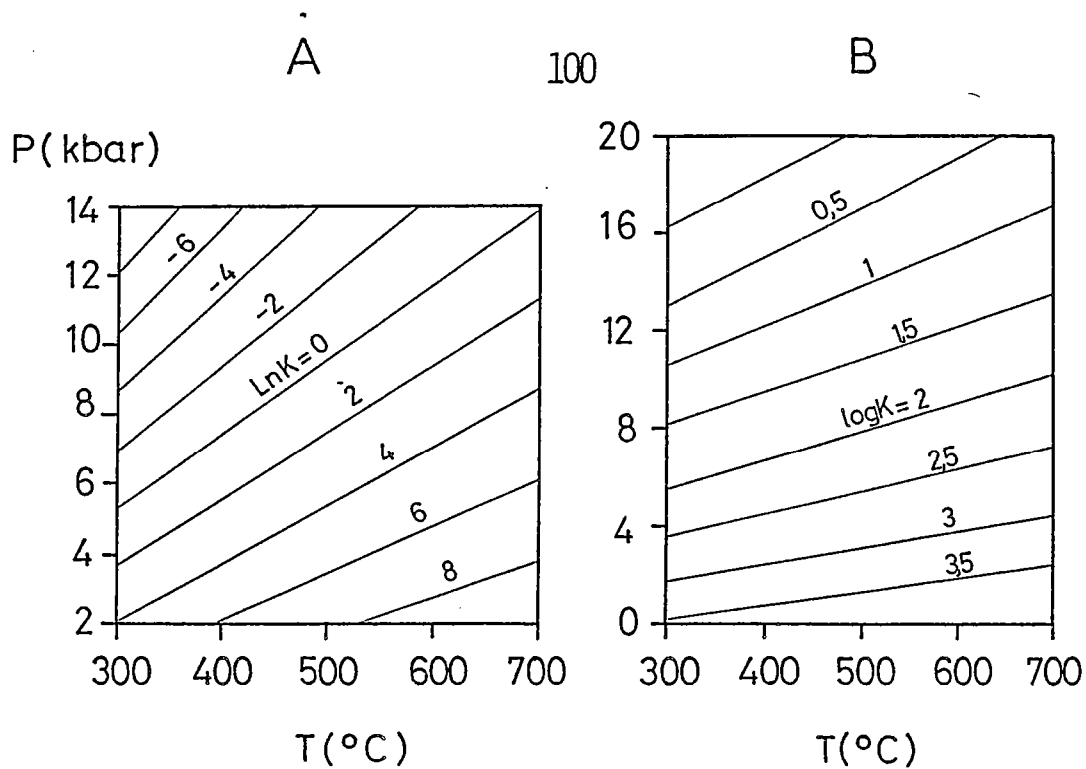


Fig. 68 : Contours d'iso-LnK et $-\log K$ de l'équilibre R_6 d'après (A): Powell et Evans (1983) et (B): Bucher-Nurminen (1987).

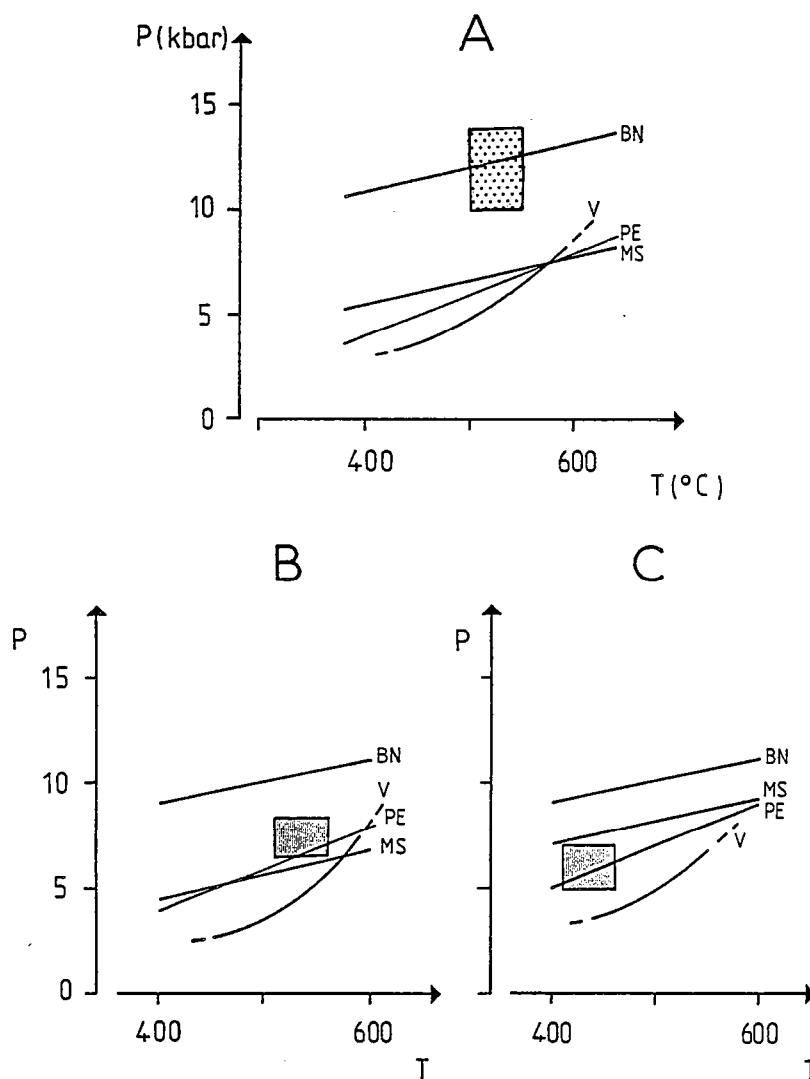


Fig. 69 : Courbes R_6 $3 \text{ Cel} = 1 \text{ Phl} + 2 \text{ KF} + 3 \text{ Qtz} + 2 \text{ H}_2\text{O}$ calculées dans des orthogneiss en présence de l'association Qtz-KF-Bio-Ph provenant (A) du Grand Paradis et (B) du Gotthard. Les domaines trémas représentent les conditions P-T des assemblages observés et estimées indépendamment. Selon les courbes d'iso-valeur de Si de la phengite d'après Velde (1967) (V), et Massonne et Schreyer (1987) (MS) et les courbes d'iso-LnK de Powell et Evans (1983) (PE) et Bucher-Murminen (198) (BN). Voir texte pour commentaires.

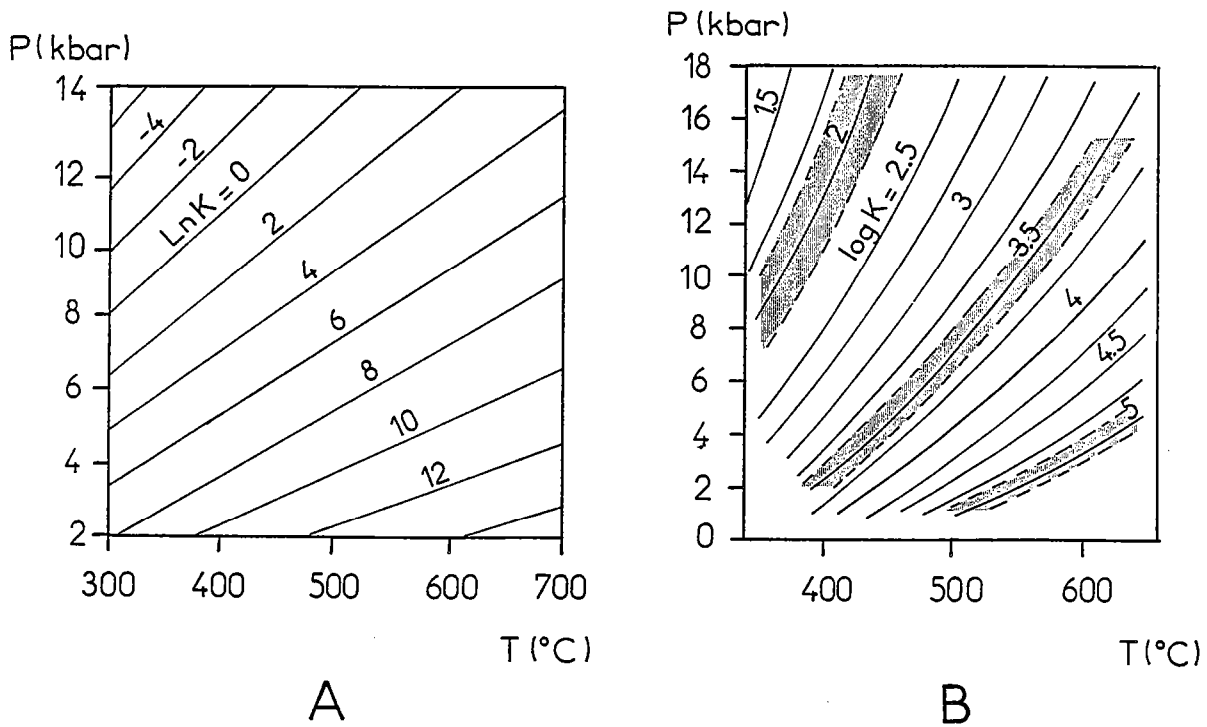


Fig. 70 : Contours d'iso- $\ln K$ et $-\log K$ de l'équilibre R_{24} : $4\text{Cel} + \text{Clin} = \text{Mus} + 3\text{Phl} + 7\text{Qtz} + 4\text{H}_2\text{O}$, d'après Powell et Evans (1983) (A) et Bucher-Nurminen (1987) (B).

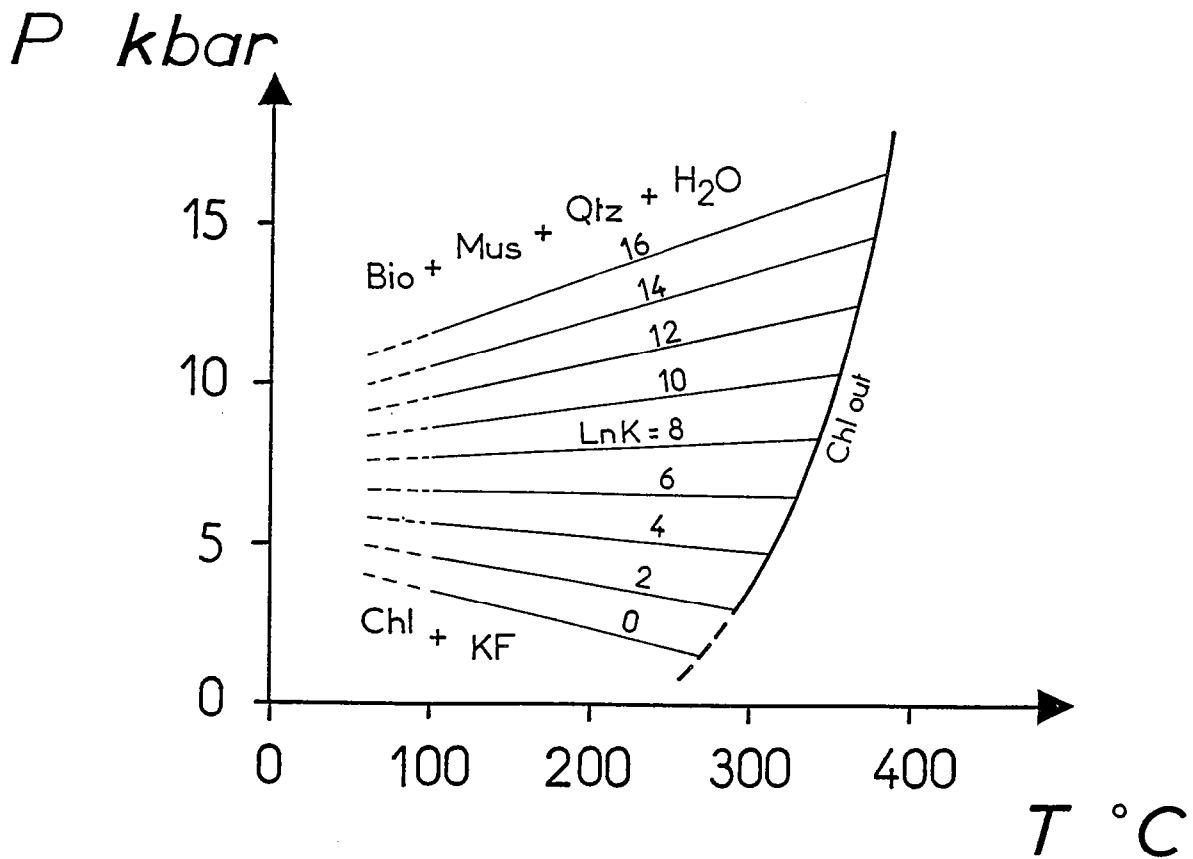


Fig. 71 : Contours d'iso- $\ln K$ de l'équilibre R_{22} : $3\text{Clin} + 8\text{FK} = 3\text{Mus} + 5\text{Phl} + 9\text{Qtz} + 4\text{H}_2\text{O}$, calculés en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985). La courbe Chl déterminée expérimentalement par Massonne et Schreyer (1987) représente l'équilibre R_6 pour différentes valeurs de la substitution phengitique.

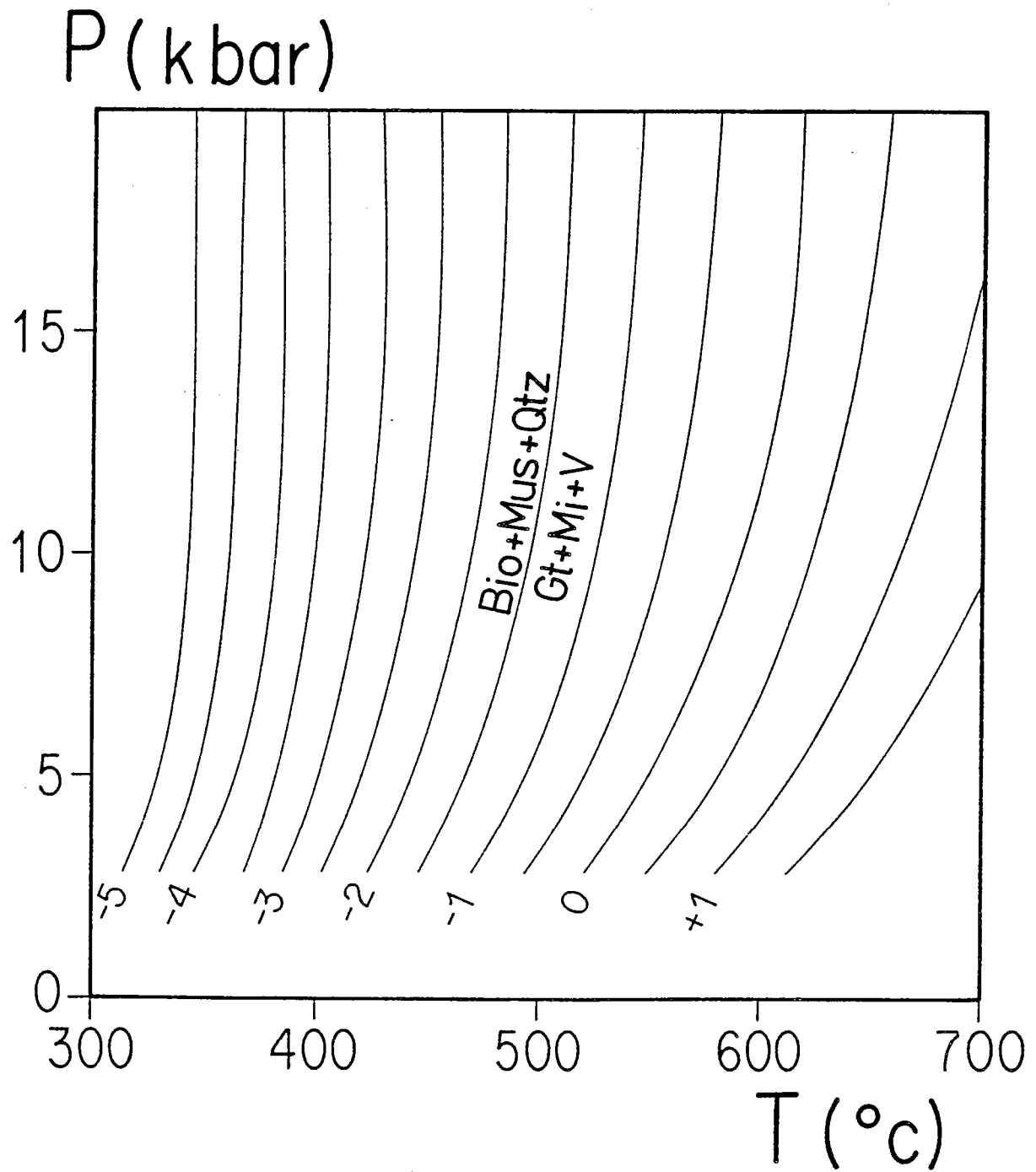


Fig. 72 : Contours d'iso-LnK de l'équilibre R_1 calculés en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs d'Helgeson et al. (1978) sauf pour l'aimandin (Droop et Bucher-Nurminen (1984).

(1987) les surestime et ceci d'autant plus que le rapport Fe/Mg (Biot)/Fe/Mg (Ph) est faible.

Dans l'assemblage muscovite-biotite-feldspath potassique-quartz, la valeur du constituant celadonite dissous dans la muscovite constitue potentiellement un bon baromètre. Cependant, compte-tenu des incertitudes (1) sur les données expérimentales (Evans et Patrick, 1987) et (2) sur le comportement de la solution solide muscovite-celadonite, le géobaromètre doit être utilisé avec beaucoup de précaution. S'il semble valide à haute pression, à basse pression les incertitudes augmentent.

De la même façon, à partir des travaux expérimentaux de Velde (1965) et Massonne (1981), Powell et Evans (1983) et Bucher-Nurminen (1987) proposent une calibration de l'équilibre R_{24} (Fig. 70). De pente modéré, il constitue un géothermobaromètre. Un tel thermobaromètre est particulièrement intéressant dans les faciès métamorphiques de bas grade dans lesquels les conditions barométriques sont en général peu contraintes. Dans les orthogneiss, la paragenèse à Qtz-Mus-Chl-FK est connue en faciès schiste vert de bas grade (cf. Kerrich et al. 1980).

La courbe d'équilibre R_{22} présente l'avantage de ne pas faire intervenir le pôle celadonite dont les propriétés thermodynamiques sont inconnues. Dans le faciès métamorphique de bas grade, cette courbe permet d'expliquer la disparition de la biotite lors de la rétro-morphose (Mather, 1970 ; Brown, 1975). En utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985), les courbes d'Iso-valeur de $\ln K$ peuvent être calculées (Fig. 71). Connaissant la composition des phases, les conditions P-T de l'assemblage à Qtz-KF-Mus-Chl-Bio sont estimées avec l'expression du $\ln K$ suivante:

$$\ln K = \ln (a_{\text{mus}}^{\text{Mb}})^{3*} (a_{\text{Phl}}^{\text{Bio}})^{*} (a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{f}})^{4*} (a_{\text{Clin}}^{\text{Chl}})^{-3*} (a_{\text{Mi}}^{\text{FK}})^{-8}$$

Cette courbe d'équilibre constitue un bon géobaromètre. La courbe en trait gras (Fig. 71) déterminée expérimentalement par Massonne et Schreyer (1987) représente la limite supérieure thermique du champ de stabilité de l'association à Qtz-KF-Bio-Chl-Mus dans le système purement magnésien. Le long de cette courbe, la substitution phengitique du mica blanc varie.

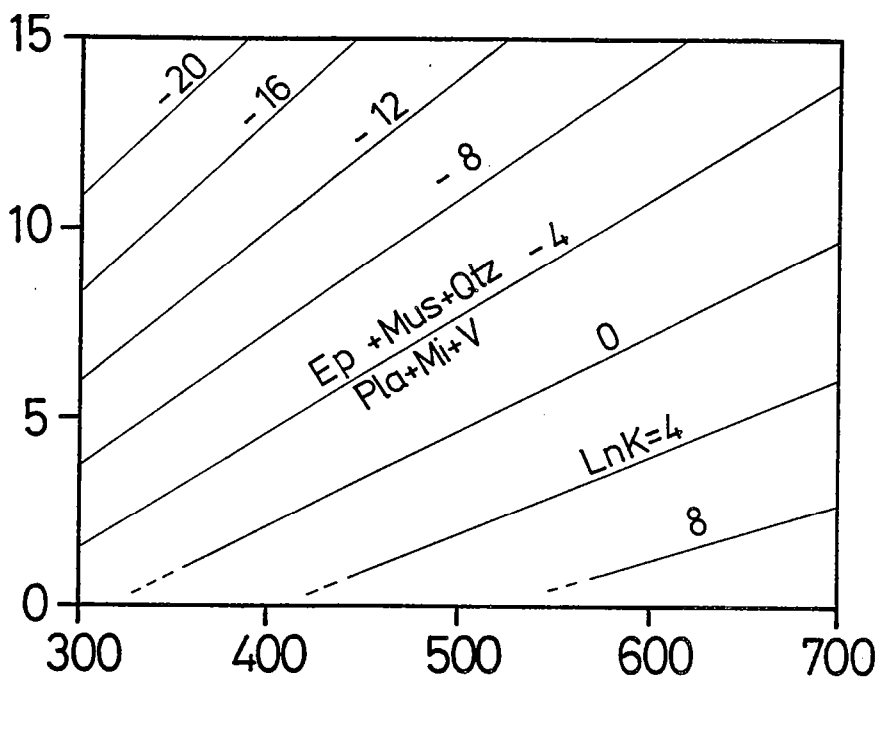
3.4. Le système $K_2O-CaO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$

Au chapitre III, nous avons vu que les relations entre les phases Ann, Alm, Mus, FK, An, Czo, Gro, Qtz et H_2O dans le système $K_2O-CaO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ sont adéquates pour expliquer les paragenèses métamorphiques observées dans les métagranites à basse et haute température. Dans les assemblages naturels, l'utilisation immédiate des courbes d'équilibre univariantes définies dans le système considéré à des fins de géothermobarométrie est incorrecte. En effet, la position de ces courbes dans l'espace P-T, dépend fortement de la composition réelle des phases. En particulier, dans les métagranites, le plagioclase n'est pas de l'anorthite, le grenat n'est ni un grossulaire, ni un almandin mais un grenat de composition intermédiaire entre ces deux pôles. La détermination des conditions P-T d'une paragenèse nécessite de calculer le déplacement de la courbe univariante considérée.

a

P (kbar)

104



b

P (kbar)

20

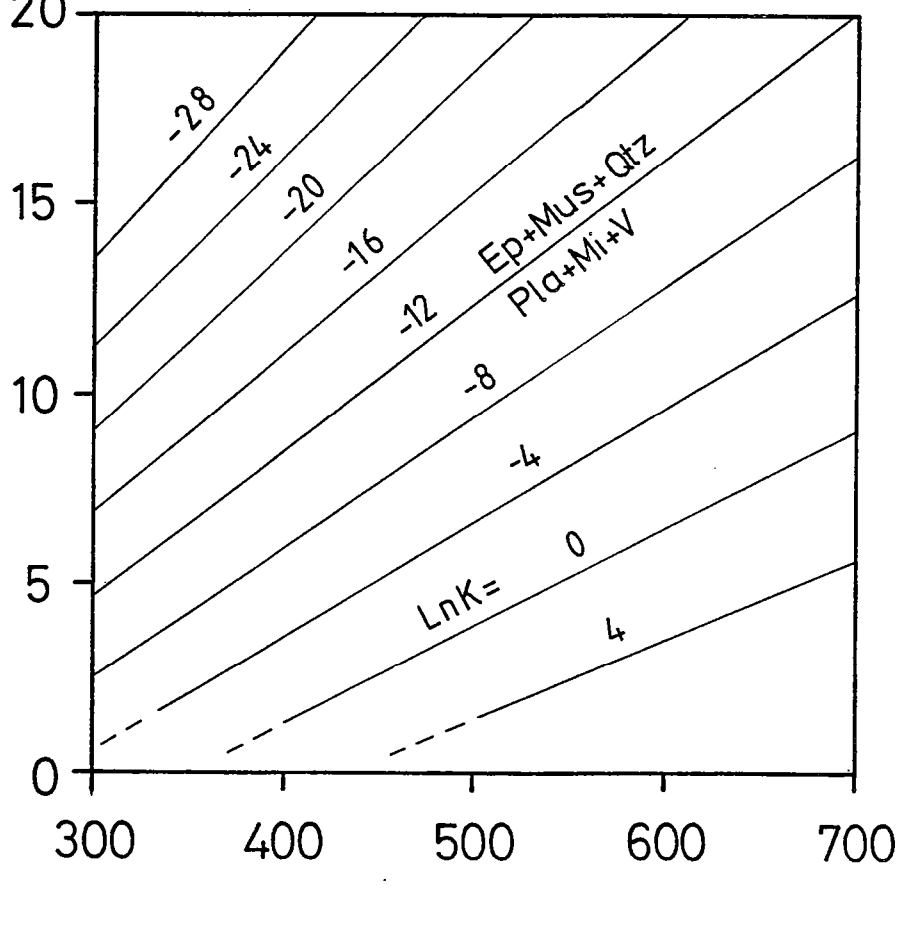


Fig. 73 : Contours d'iso- $\ln K$ de l'équilibre R_{12} calculés en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985) (A) et d'Hegeson et al. (1978) (B).

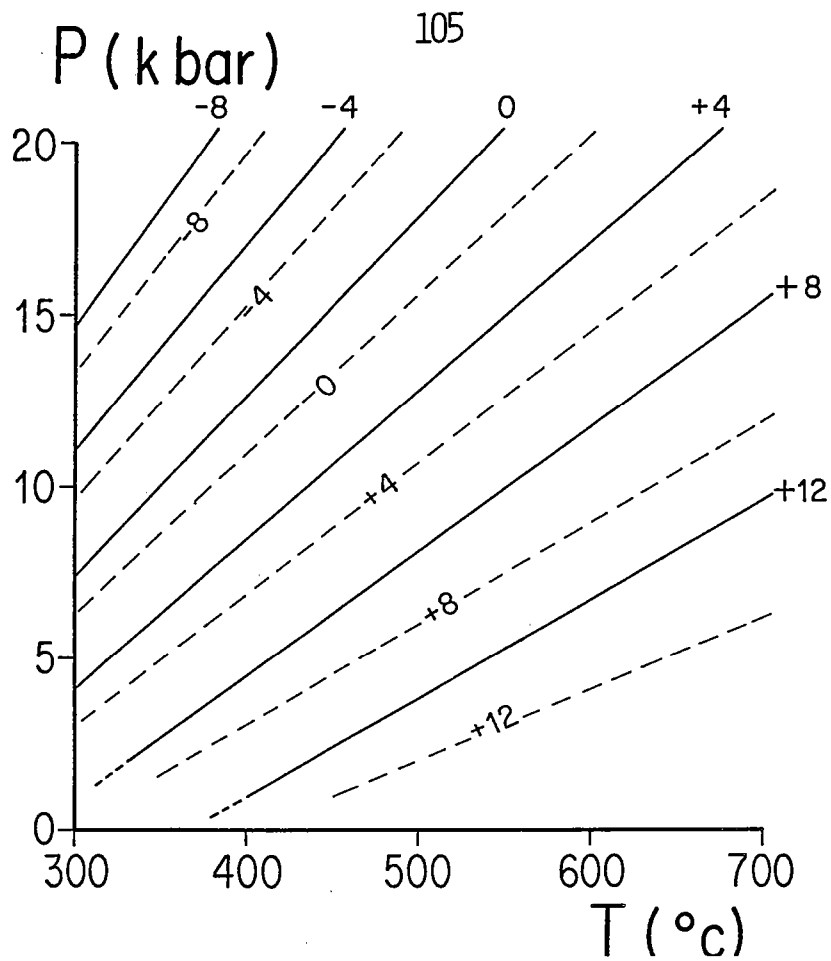


Fig. 74 : Contours d'iso-LnK de l'équilibre R_{13} calculés en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985) (trait continu) et d'Helgeson et al. (1978) (trait discontinu).

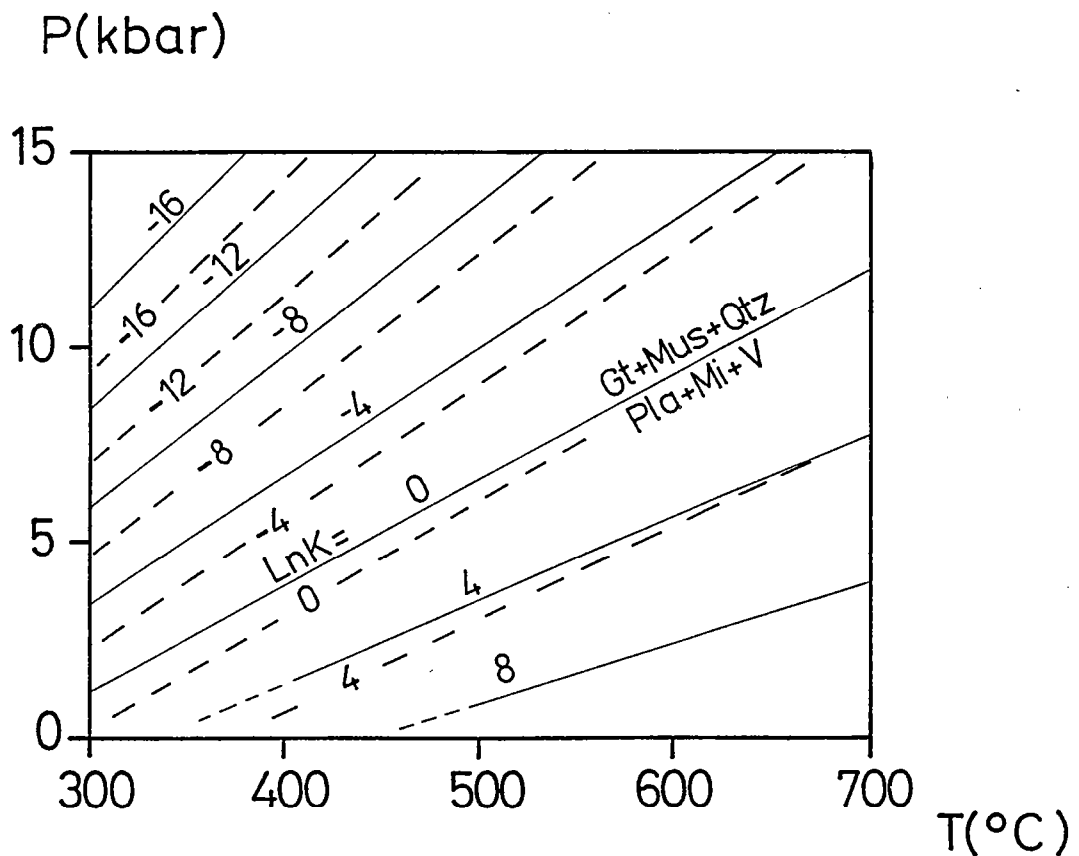


Fig. 75 : Contours d'iso-LnK de l'équilibre R_{14} calculés en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985) (trait continu) et d'Helgeson et al. (1978) (trait discontinu).

P (kbar)

106

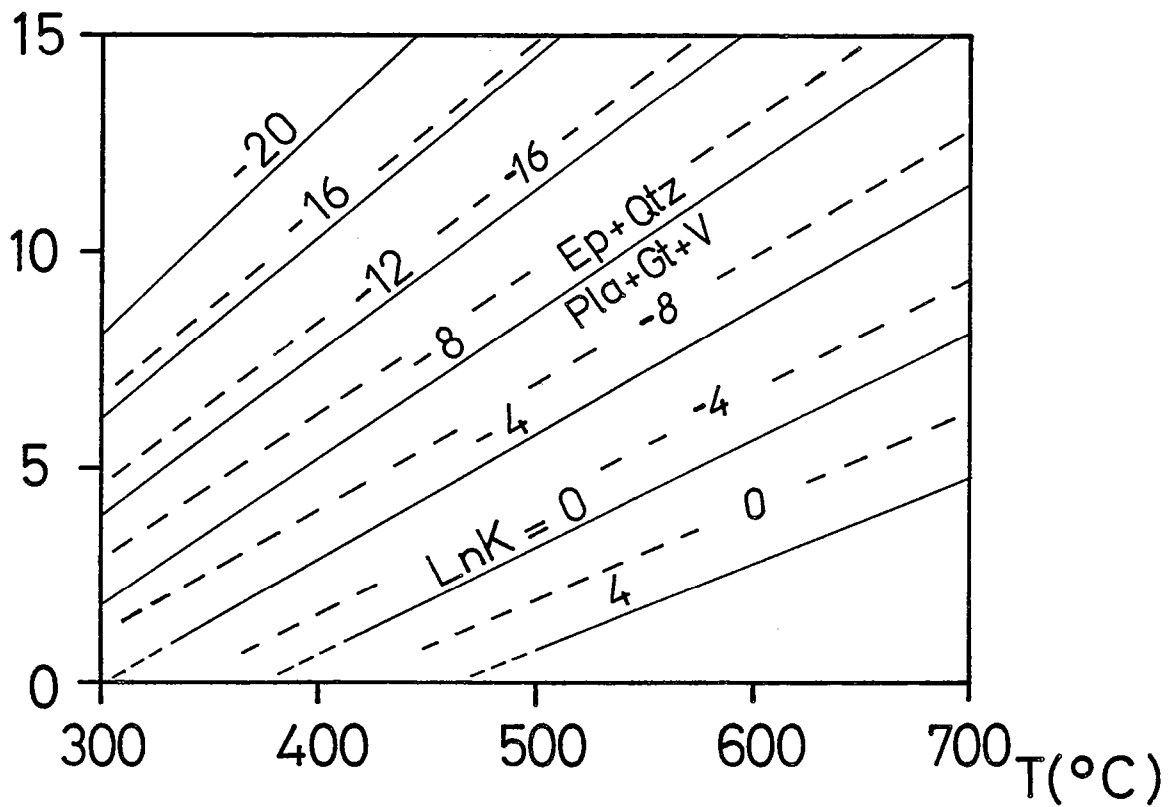


Fig. 76 : Contours d'iso-LnK de l'équilibre R15 calculés en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985) (trait continu) et d'Helgeson et al. (1978) (trait discontinu).

P (kbar)

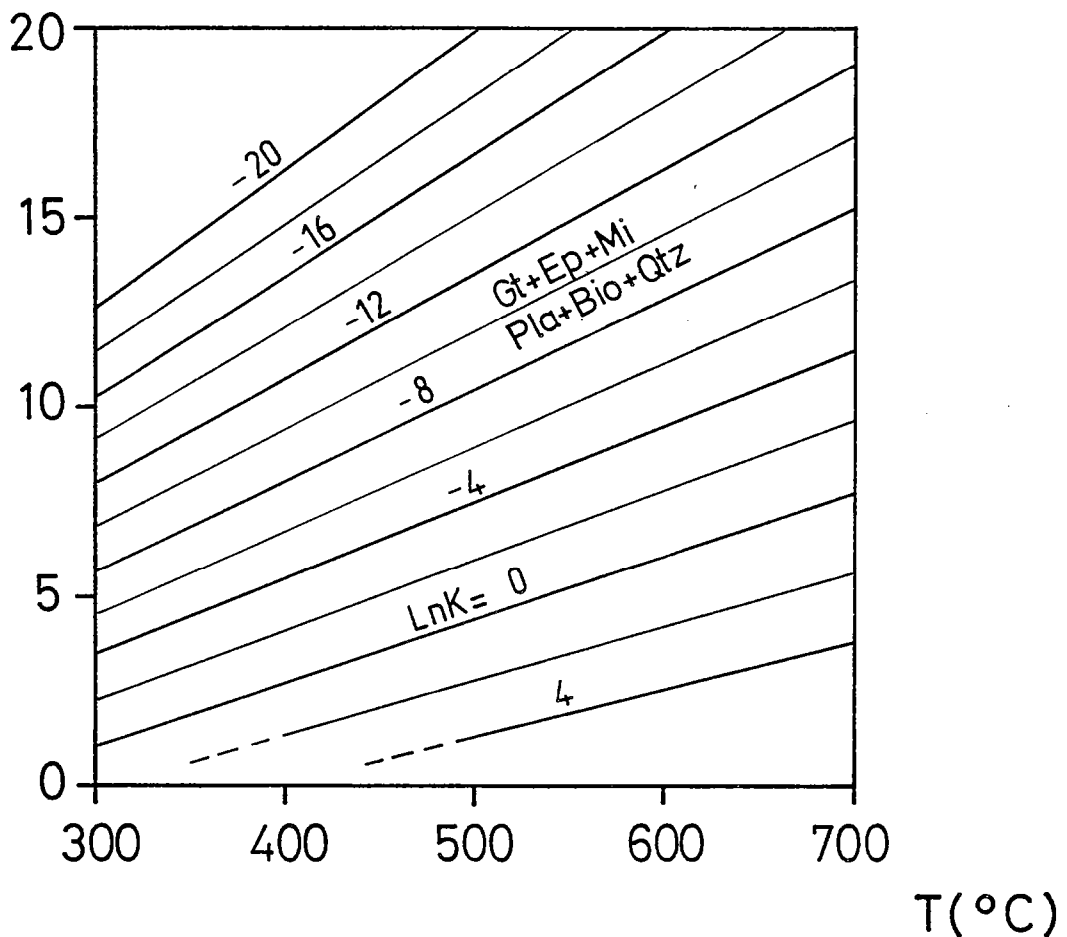


Fig. 77 : Contours d'iso-LnK de l'équilibre R16 calculés en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs d'Helgeson et al. (1978) sauf pour l'almandin (Droop et Bucher-Nurminen, 1984).

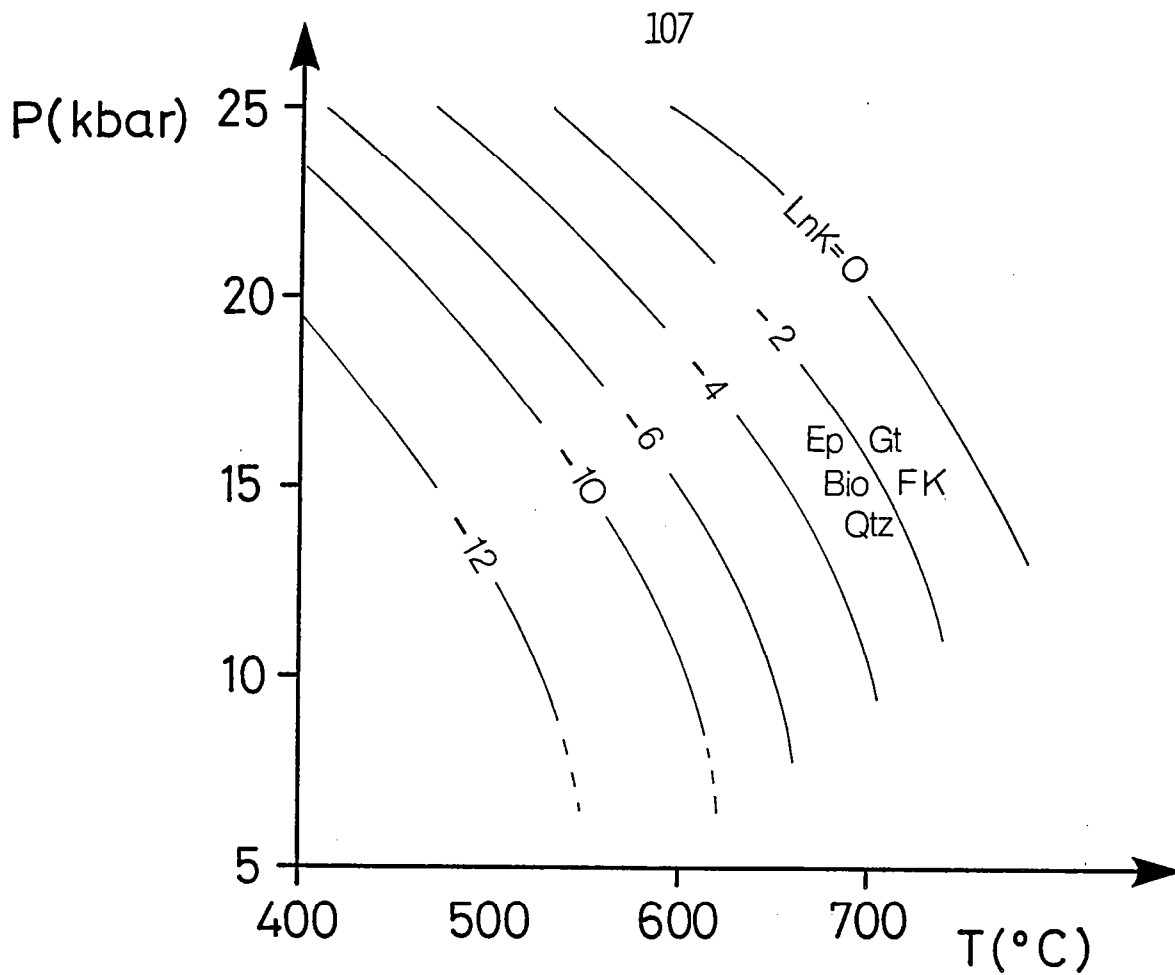


Fig. 78 : Contours d'iso- $\ln K$ de l'équilibre R17 calculés en utilisant les paramètres thermodynamiques d'Helgeson et al. (1978) sauf pour l'almandin (Droop et Bucher-Nurminen, 1984).

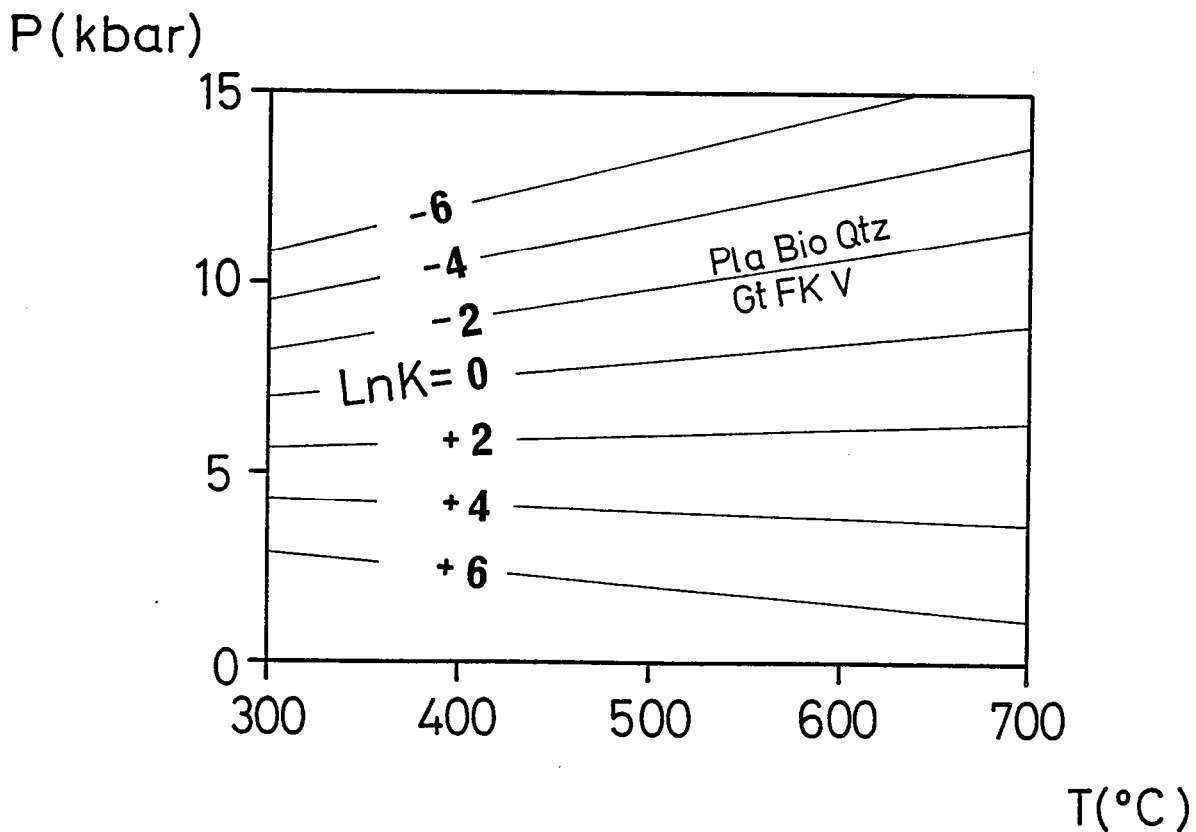


Fig. 79 : Contours d'iso- $\ln K$ de l'équilibre R18 calculés en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs d'Helgeson et al. (1978) sauf pour l'almandin (Droop et Bucher-Nurminen, 1984).

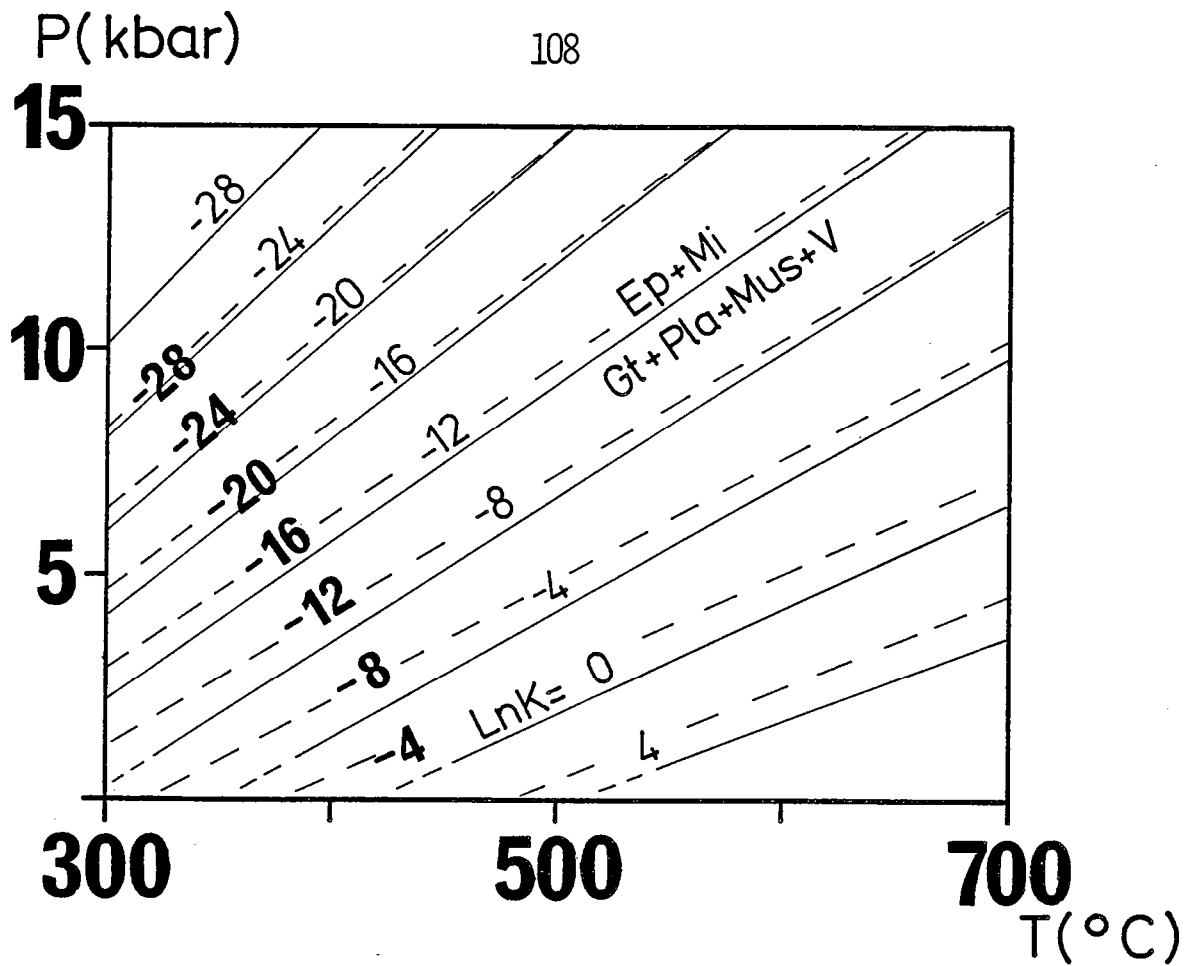


Fig. 80 : Contours d'iso- $\ln K$ de l'équilibre R25 calculés en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985) (trait continu) et d'Helgeson et al. (1978) (trait discontinu).

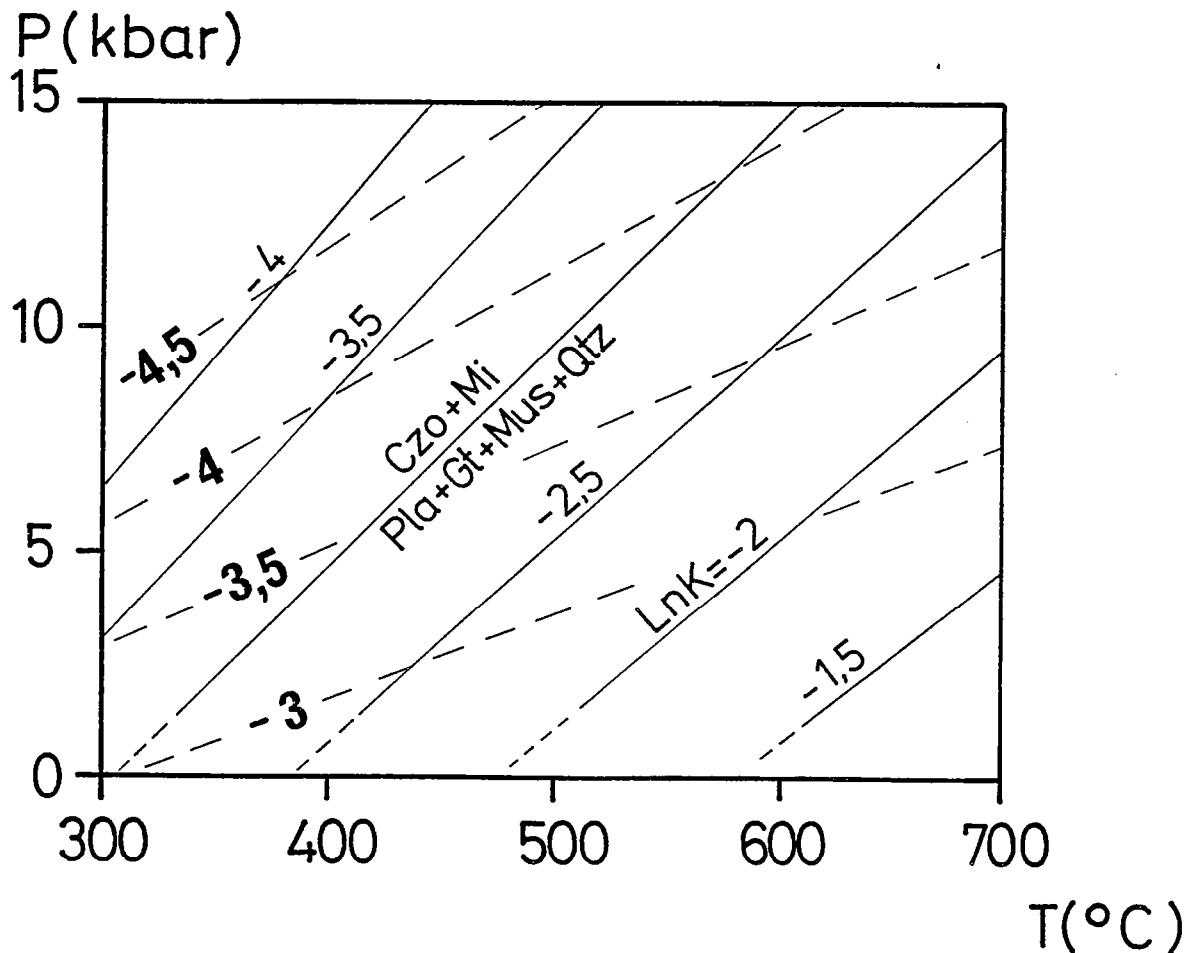


Fig. 81 : Contours d'iso- $\ln K$ de l'équilibre R26 calculés en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985) (trait continu) et d'Helgeson et al. (1978) (trait discontinu).

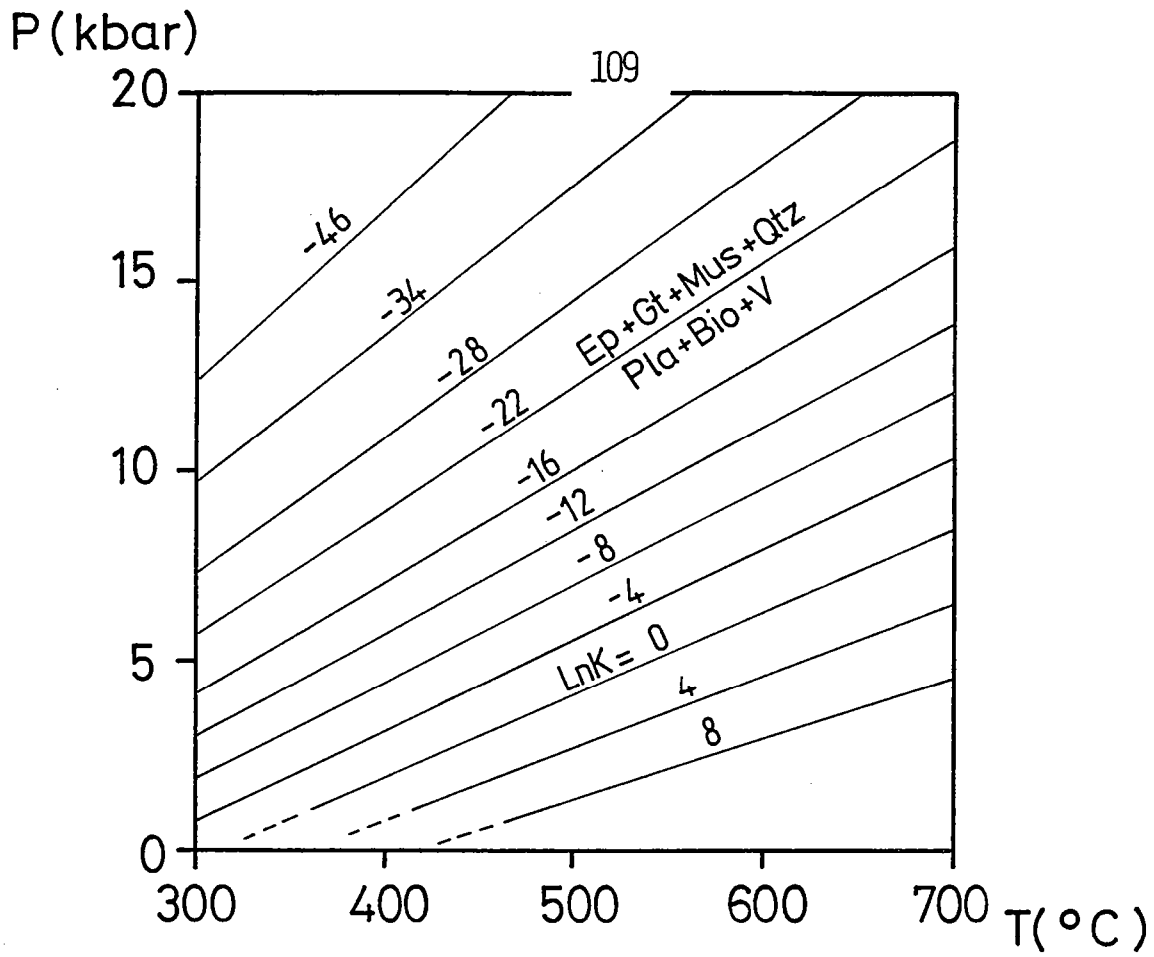


Fig. 82 : Contours d'iso-LnK de l'équilibre R27 calculés en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs d'Helgeson et al. (1978) sauf pour l'almandin (Droop et Bucher-Nurminen (1984).

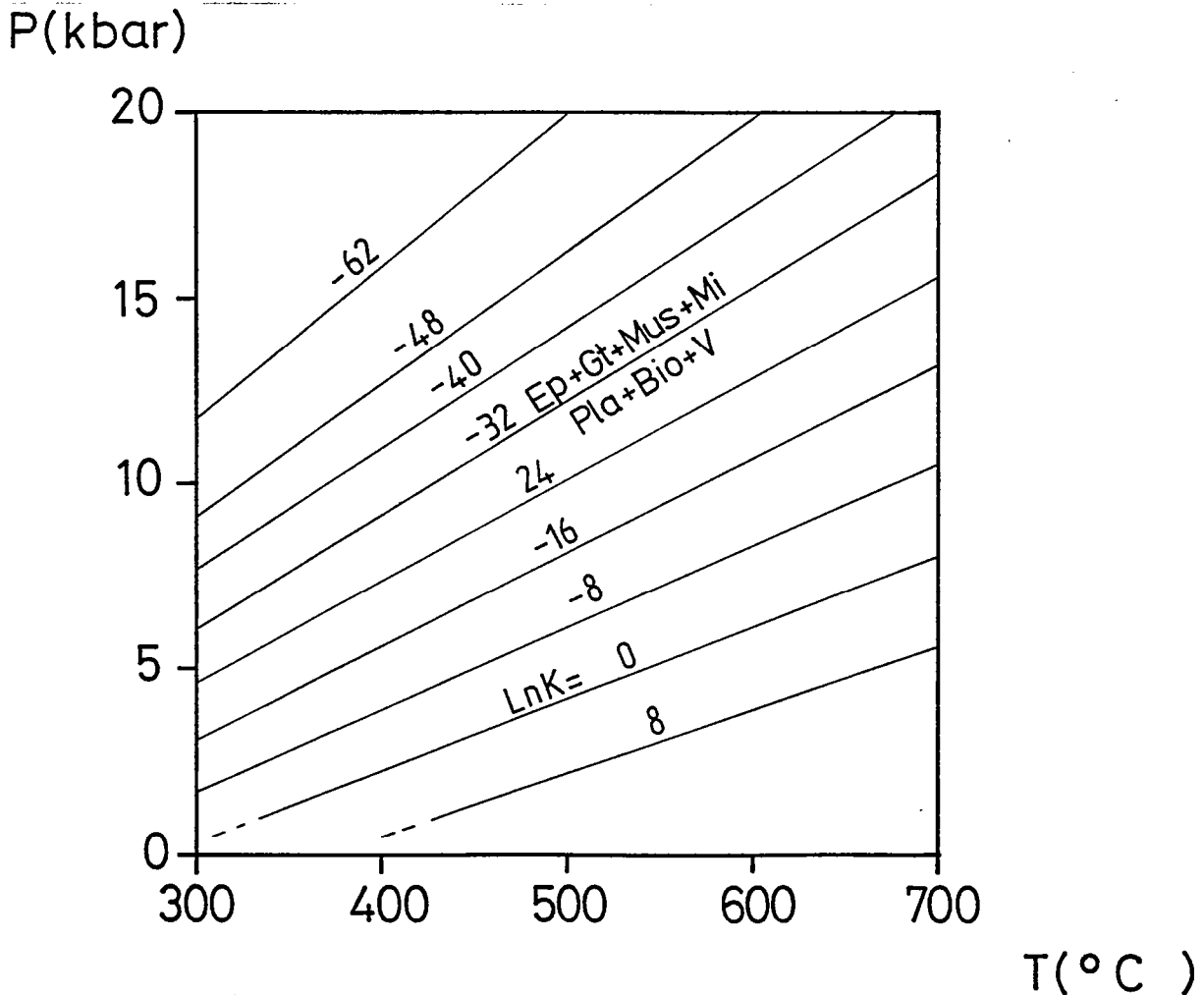
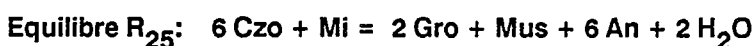
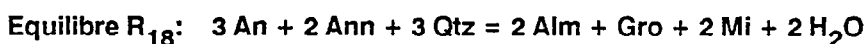
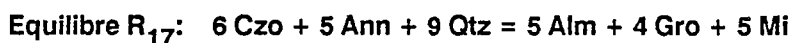
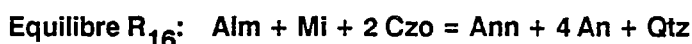
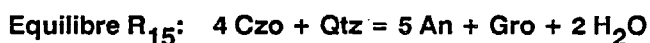
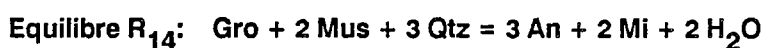
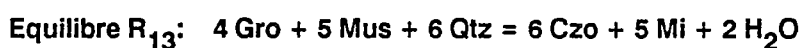
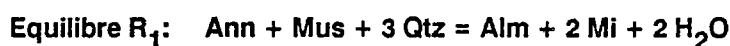


Fig. 83 : Contours d'iso-LnK de l'équilibre R28 calculés en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs d'Helgeson et al. (1978) sauf pour l'almandin (Droop et Bucher-Nurminen, 1984).

Ces courbes ont été calculées à l'aide d'un programme informatique en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985) dans le système KCASH et d'Helgeson et al. (1978) excepté pour l'almandin (Droop et Bucher-Nurminen, 1984) dans le système KCFASH. Ces paramètres thermodynamiques sont consistants. Toutes ces courbes d'équilibre sont représentées sous forme de courbes d'iso-LnK et sont données ainsi que les expressions du LnK en annexe 3. Par ailleurs, les solutions solides du plagioclase et du grenat se comportant de manière non-idéale, la valeur de la constante d'équilibre K dépend du modèle de solution solide choisi. Ces différents modèles sont donnés dans les tableaux 8 et 9 (Annexe 3). Connaissant la composition réelle des phases, les expressions LnK permettent d'estimer la position de ces courbes d'équilibre à différentes températures exprimées en degré Kelvin (Annexe 3, Fig. 72 à 83).



Exceptée la courbe R₁, toutes les courbes d'équilibre ont une pente modérée. Ce sont des géothermobaromètres. Par contre, la courbe d'équilibre R₁ de pente très forte est un excellent géothermomètre.

4. Conclusions

D'une manière générale, la détermination des conditions P-T de cristallisation d'un assemblage procède de deux méthodes:

1- **Les réactions d'échange** traduisent l'échange de cations entre deux phases minérales. Lorsque les

conditions P-T varient, les phases s'équilibrent. Elles constituent en général d'excellents thermomètres.

Dans les méta-granites, les réactions d'échange théoriquement applicables sont les géothermomètres basés sur l'échange entre feldspath potassique et plagioclase et lorsque le grenat est présent, les géothermomètres Gt-Bio et Gt-Ph. Cependant, compte tenu de la forte teneur en grossulaire dans le grenat, les géothermomètres Gt-Bio et Gt-Ph ne sont pas appropriés dans les granites métamorphisés en faciès schiste vert, schiste bleu, éclogite et amphibolite de bas et moyen grade.

Les échanges entre le plagioclase et le feldspath potassique sont potentiellement de bons géothermomètres. Cependant, calibrés expérimentalement à haute température pour des feldspaths désordonnés, ils sont difficilement utilisables lorsque $T < 600^{\circ}\text{C}$. Leur limite d'utilisation repose essentiellement sur la méconnaissance de la solution solide des feldspaths ordonnés à basse température.

2- Les réactions de transfert impliquent une variations de la quantité des phases qui entrent pour atteindre l'équilibre. Elles sont dépendantes à la fois de la pression et de la température.

La modélisation thermodynamique des réactions de transfert s'avère être la seule méthode permettant de déterminer les conditions P-T de cristallisation des assemblages dans les méta-granites. Elle permet de s'affranchir des erreurs liées à l'extrapolation à basse température des géothermomètres calibrés à haute température. Toutefois, elle ne s'affranchit pas des erreurs expérimentales puisque la fiabilité des résultats obtenus dépendent de la fiabilité des paramètres thermodynamiques utilisés. Des exemples d'application de cette méthode seront développés dans les chapitres suivants.



Chapitre v

Geothermobarometry in albite-garnet orthogneisses : a case study from the Gran Paradiso nappe (Western Alps)

Geothermobarometry in albite-garnet orthogneisses: a case study from the Gran Paradiso nappe (Western Alps)

LE GOFF Elisabeth and BALLEVRE Michel

Laboratoire de Tectonique

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles (CAESS)

35042 RENNES Cedex FRANCE

Abstract :

The aim of this paper is to estimate syntectonic P-T conditions within albite- and garnet-bearing orthogneisses. These rocks are generally characterized by the assemblage quartz + albite + biotite + phengite + CaFe-garnet + epidote + sphene. Garnet contains up to 55 mole per cent of grossular. K-feldspar is a relict magmatic phase but buffers the metamorphic assemblage.

P-T conditions are estimated using several independent methods. First, it is shown that exchange reactions based on the Fe-Mg partitioning between garnet and biotite or garnet and phengite cannot be used to estimate temperatures in these rocks, due to the high grossular content of garnet. Second, pressures are constrained by the occurrence of albite instead of jadeite + quartz and by the assemblage phengite + biotite + K-feldspar + quartz. Third, phase equilibria in albite- and garnet-bearing metagranites are modelled in the system $K_2O-CaO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Equilibrium curves are calculated for the observed phase compositions. Uncertainties in P-T estimates mainly result from the choice of thermodynamic parameters for the end-members and of appropriate non-ideal solution models for the garnet.

An application is developed for granites from the Gran Paradiso nappe (Western Alps). These granites show an heterogeneous deformation of Alpine age characterized by mylonitic shear zones cutting across weakly deformed domains. Estimated P-T conditions for the synkinematic assemblages are 12-16 kbar at 500-550°C. In consequence, the main deformational event in that part of the Western Alps is related to the Eoalpine event of Cretaceous age.

1. Introduction

Numerous structural studies have been made in granitic rocks, either in pre-tectonic granites reworked during continental collisions (e.g. Mitra, 1979; Ramsay and Allison, 1979; Gapais et al., 1987) or in syn- to late- tectonic intrusions (e.g. Berger and Pitcher, 1970; Berthé et al., 1979; Brun and Pons, 1981). Such an interest in granitic rocks results from the fact that they are good markers of crustal deformation. Thus, numerous methods of structural analysis have been developed for these rocks, in order to analyse strain patterns and deformation mechanisms from sample to crustal scales.

By contrast, petrological studies of deformed granites are scarce (Frey et al., 1976; Droop, 1982; Gibbons and Horak, 1984; Ashworth and Evirgen, 1984; Evans and Patrick, 1987; La Tour and Barnett, 1987). This situation arises from two facts. First, synkinematic granitoid assemblages generally present many degrees of freedom. Secondly, most geothermometers, particularly those based on exchange reactions, are of limited use because coexisting phases depart strongly from appropriate chemical compositions.

Our purpose is to develop methods for estimating the P-T conditions attained during deformation events in metagranites. This is possible provided that adequate thermodynamic data and models for the relevant phase equilibria are available. This paper will offer an example of such a strategy for albite- and garnet-bearing orthogneisses. We studied in detail the petrology of orthogneisses from the Gran Paradiso nappe (Western Alps) in order to define the P-T conditions of their deformation i.e. the P-T conditions during the main deformational event in that part of the Alps.

2. Geological setting

The Western Alps result from the collision of the European and Apulian palaeomargins (e.g. Dal Piaz et al., 1972 ; Ernst, 1973). The distal part of the European palaeomargin is now represented in the Northwestern Alps by the Gran Paradiso and Monte Rosa nappes (Fig. 1), which are mainly constituted by more or less deformed Hercynian granites. The Gran Paradiso and Monte Rosa nappes were submitted to an intense ductile deformation during the Alpine collision history. In the Gran Paradiso nappe (Fig. 2), the major deformation event is mainly characterized by a flat-lying foliation and an East-West trending stretching lineation (Bertrand and Saliot, 1966; Ballèvre, 1984, 1986 ; Carpena and Mailhé, 1984; Vearncombe, 1985). This deformation is probably associated with nappe movement at the beginning of the collision history (Malavieille et al, 1984; Choukroune et al, 1986).

Previous petrological studies have shown that the Gran Paradiso nappe as well as the Monte Rosa nappe were submitted to an early eclogite-facies metamorphism of Cretaceous age (for a review, see Dal Piaz and Lombardo, 1986). High-pressure parageneses are preserved either in eclogitic lenses (Ballèvre, 1986) or in metasomatic rocks within ductile shear zones (Chopin, 1981) and are generally overprinted by retrograde assemblages, which belong to the albite-epidote amphibolite facies. Accurate P-T estimates for the synkinematic assemblages are lacking in the polymetamorphic paragneisses and in the orthogneisses but most authors agree that the main deformational event took place in the albite-epidote amphibolite facies, i.e. a rather narrow temperature range (450-550°C) but a very large pressure range (from 6 to 14 kbar).

The purpose of this paper is to determine the P-T conditions of the major deformation in the Gran Paradiso unit. We use orthogneisses because they are by far the dominant lithology in the Gran Paradiso nappe. Previous workers have only given a few mineral analyses, notably of garnet (Dal Piaz

and Lombardo, 1986), or only use the Si-content of the phengites in order to estimate pressures at a given temperature (Massonne and Chopin, 1988). Our aim is to check the use of experimentally calibrated exchange and net-transfer reactions by a thermodynamic modeling of an independent set of equilibria.

3. Petrography

3.1. *The Gran Paradiso orthogneisses*

The occurrence of undeformed zones in the Piantonetto valley allows us to distinguish two main types of granitic rocks. The first type, which is volumetrically dominant in the whole Gran Paradiso unit, consists of porphyritic granites. Magmatic phases are quartz, porphyritic K-feldspar, plagioclase and brown biotite. The second type consists of leucocratic granites with finer grain size. Magmatic phases are quartz, K-feldspar, plagioclase, brown biotite, large flakes of muscovite and millimeter-size grains of pink garnet (garnet I).

With increasing strain, magmatic phases are progressively replaced by Alpine parageneses: the synkinematic assemblage consists of quartz, albite, biotite II, fine-grained white mica (phengite), epidote, garnet II (50-200 μm) and sphene. Synkinematic assemblages of the two granite types differ mainly in their relative proportions of calcic minerals, i.e. epidote and garnet. In the porphyritic metagranites, garnet is less common than epidote. In contrast, leucocratic orthogneisses contain more garnet.

In order to define their bulk chemistry, whole-rock analyses have been performed on three samples of metagranite. Sample PIA 16 is an undeformed porphyritic granite whereas samples PI 6 and PIA 12 are undeformed and mylonitic leucocratic granites, respectively. Major elements were analyzed by XRF (Phillips PW 1404) on glass beads at the "Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles" (CAESS) in Rennes. Total iron is reported as Fe_2O_3 (Table 1). In a normative classification (O'Connor, 1965), the three analyzed samples plot in the granite field: the porphyritic granite is characterized by higher amounts of albite and anorthite than the leucocratic granites (Fig. 3). Following Clarke (1981), the three samples are peraluminous granites because they have normative corundum and a molar ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ greater than 1.1 (Table 1).

3.2. *The studied samples*

We have collected samples of metagranites from the Piantonetto and Bardoney valleys (Fig. 2). In the Piantonetto valley, the main characteristic of the alpine deformation is its heterogeneity at all scales. Foliation planes are generally subhorizontal. The stretching lineation trends N90-N110 and is marked by the alignment of biotite grains and porphyroclastic microcline. In the Bardoney valley, the alpine deformation is much more homogeneous than in the Piantonetto valley: the foliation planes are regularly north-dipping and bear a prominent East-West stretching lineation. We have studied in detail two samples.

The first one is a hand-specimen of leucocratic granite (PI 6) (Fig. 4) where the Alpine deformation is heterogeneous on the sample scale. This sample was collected on the left bank of the lake at Piantonetto (Fig. 2). In the less deformed domain (Fig. 4, zone A), magmatic textures and phases are still recognizable whereas the granite is mylonitized in the high-strain zone (Fig. 4, zone B).

Zone A :

Magmatic relics consist of quartz (25 vol. %), K-feldspar (20 %), plagioclase (20 %), large lamellae of white mica (muscovite) (5 %), garnet (5 %) and accessories (5 %). These phases were variably recrystallized during the Alpine metamorphism. Plagioclase grains are always replaced by fine-grained aggregates of albite, white mica (phengite) and minor garnet II and epidote. The magmatic biotite (biotite I) contains numerous zircon and ilmenite inclusions and is surrounded by small flakes of fine-grained brown biotite (biotite II) and white mica (phengite). This latter phase also occurs around primary muscovite. The magmatic garnet (garnet I) is fractured and partly replaced by chlorite and is distinguished from the metamorphic garnet (garnet II) by its larger size (1-2 mm). The garnet II is localized essentially in the plagioclase pseudomorphs and has a very small size (0.1-0.2 mm).

Zone B :

Major textural and mineralogical changes accompany the increasing finite strain in the shear zone.

- 1 - Primary magmatic textures and phases (Bio I, Mus and Gt I) disappear.
- 2 - The grain-size of K-feldspar porphyroclasts is reduced. Particularly, feldspar boundaries are indented. This implies that K-feldspar is not stable any more. This observation is confirmed by the fact that K-feldspar is never recrystallized. However, because K-feldspar is present in the undeformed and mylonitic zones, it buffers the assemblage.
- 3 - A small-scale layering is developed, consisting of alternate quartz-rich and albite-rich layers.
- 4 - In plagioclase-rich layers, albite has a grain size smaller than 50 μm and presents a strong shape fabric.
- 5 - Neoblasts of quartz are polygonal and show a strong lattice preferred orientation.

The second sample studied (BAR 1) was collected on the ridge crest between the Valeille and Bardoney valleys. It is an homogeneously strained augen-gneiss. Relics of magmatic phases are K-feldspar and biotite I. The synkinematic assemblage consists of quartz + albite + phengite + biotite II + epidote + garnet + titanite.

4. Mineralogy

Mineral analyses were obtained with an automated "Camebax" electron microprobe (Microsonde Ouest, Brest). Operating conditions were : 15KeV accelerating voltage, 15nA sample current and 6s counting time. Natural minerals were used as standards. Average analyses are reported in tables 2 to 4.

K-feldspar :

There is no difference in K-feldspar chemistry between the undeformed and mylonitic domains of sample PI 6: on average $\text{Or}_{95}\text{Ab}_5$ (Tables 2 and 3). The fine-grained recrystallised mantle around clastic relics of K-feldspar have albitic compositions. We have never observed neoblasts of K-feldspar composition, as suggested by Bertrand (1968) and Chopin (1979).

Plagioclase :

Both undeformed and sheared zones from sample PI 6 show similar plagioclase neoblast compositions around $Ab_{97-98}An_{2-3}$ (Tables 2 and 3). Analysed plagioclases from sample BAR 1 are also pure albites (Table 4).

Biotite :

Secondary biotite analyses from sample PI 6 are reported in Table 2 and 3. Biotite II in the undeformed and mylonitic zones has nearly the same composition with a similar Fe/(Fe + Mg) ratio (0.75-0.8) (Fig. 5). In the undeformed zone A, no significant variation is observed between primary biotites (biotite I) and secondary biotites (biotite II) (Fig. 5 and table 5). In particular, they have similar TiO_2 contents (Tables 2, 3 and 5), in agreement with the fact that primary biotites contain numerous exsolved rutile needles which are not present in the secondary biotites. This suggests the reequilibration of all biotite I to lower Ti-content.

Secondary biotites from sample BAR 1 have a Fe/(Fe + Mg) ratio of 0.69 (Table 4 and Fig. 5).

White micas :

Two types of white micas are recognized (Fig. 6 and 7):

- 1 - Primary white micas from the undeformed zone are muscovites with a negligible celadonic substitution (Table 5). No evidence for either a magmatic or deuteritic origin has been found.
- 2 - Secondary white micas are phengites (Tables 2, 3 and 4). Celadonic substitution in phengites from sample PI 6 is not constant. The average Si content of phengites decreases from the undeformed metagranite (Si = 3.31) to the shear zone (Si = 3.24). In sample BAR 1, the celadonic content of the synkinematic phengites is slightly higher (Si = 3.35) than in the sample PI 6, zone B. The Fe^{3+} contents of the phengites must be always small, since they plot along the muscovite-celadonite join (Fig. 6).

Garnets :

Relict magmatic garnet (garnet I) is near the almandine end-member. Average core composition is $Alm_{82}Spe_{10}Pyr_7Gro_1$ (Fig. 8 and table 5). Magmatic garnets of peraluminous granites have similar compositions (Clark and Lyons, 1986). This magmatic garnet is distinguished to the metamorphic garnet by its grain size and its composition.

Type-II garnet from sample PI 6 are slightly zoned. The average core compositions is $Gro_{55}Alm_{45}$. In the undeformed domain, garnet rims are slightly richer in grossular content (57 mol. %) than in the shear zone (45 mol. %). Garnets from sample BAR 1 have rim compositions of about $Gro_{55}Alm_{40}Spess_5$. Rims of garnet I are often re-equilibrated and present the same compositions as metamorphic garnets (garnet II) (Fig. 8).

Metamorphic garnets from the studied metagranites have compositions similar to those reported from the Gran Paradiso (Dal Piaz and Lombardo, 1986 ; Massonne and Chopin, 1988) and Monte Rosa orthogneisses (Frey et al., 1976). Garnets from other albite-bearing orthogneisses of granitic (Ackermann and Karl, 1972 ; Ackermann et al., 1972 ; Ashworth and Evirgen, 1984) or tonalitic composition (Evans and Patrick, 1987) always present high contents of grossular.

Epidote :

Epidote composition is relatively constant within each studied sample, with a $\text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Al})$ ratio of 0.15. Epidote composition is thus $\text{Czo}_{55}\text{Ps}_{45}$. Because the site A is not completely filled, a small amount of Sr is probably substituted to Ca

Titanite :

Analysed titanites are close to ideal composition, with minor Al_2O_3 content (0.5 - 2 wt %).

Element partitioning between phengite and biotite :

The $K_d^{\text{Fe-Mg}}$ between phengite and biotite has been calculated assuming Fe to be all Fe^{2+} . This K_d is similar in the two studied samples (0.47 in sample BAR 1, 0.45 and 0.43 in the undeformed and mylonitic zones, respectively, from sample PI 6): phengite is more magnesian than coexisting biotite.

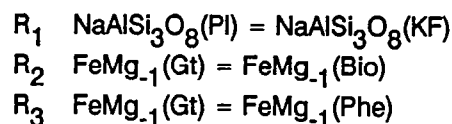
5. P-T conditions of deformation

In the studied samples, the synkinematic assemblage comprises quartz + albite + biotite II + phengite + garnet + epidote + titanite. K-feldspar could be considered either as a relict phase, which is not in equilibrium with the other phases or as part of the paragenesis, which buffers the observed assemblage. We favour the latter hypothesis, because the decreasing amount of K-feldspar from the undeformed zone to the mylonitic zone in sample PI 6 most probably results from the buffering process. In addition, the K-feldspar is not embayed within a particular mineral and is in contact with all synkinematic phases. In any case, if K-feldspar did not buffer the synkinematic assemblage, then the pressure estimates are minimum.

A literature survey (Le Goff, 1989) shows that similar parageneses are only known in metagranites deformed under greenschist, high-grade blueschist and albite-epidote-amphibolite facies conditions i.e. in a relatively small temperature range (from 450 to 600°C) but a very large pressure range (from 4 to 14 kbar). In order to estimate the P-T conditions of the deformation, we will first use experimentally calibrated geothermobarometers, which are based either on exchange reactions or on net-transfer reactions. Then, we will investigate a model system describing phase relations in albite- and garnet-bearing orthogneisses, in order to check P-T estimates derived from exchange and net-transfer reactions.

5.1. Exchange reactions

Three experimentally calibrated exchange reactions could be used for estimating temperatures in garnet-bearing orthogneisses:



Because K-feldspar is a relict phase, the two-feldspar thermometer (reaction 1) cannot be used.

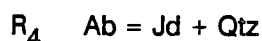
The Fe-Mg partitioning between garnet and biotite (reaction 2) or garnet and phengite (reaction 3) is frequently used within metapelites where the Ca-content of garnet is very low (i.e. less than 10 mole per cent of grossular). Even for such compositions, the effect of the calcium cannot be neglected (Hodges and Spear, 1982 ; Hoinkes, 1986). Taking into account the fact that the analysed garnets contain more than 45 mole per cent of grossular end-member, it is not surprising that calculated temperatures for the studied rocks are well outside reasonable values (Table 5).

To sum up, exchange reactions are presently not properly calibrated for their use in albite- and garnet-bearing orthogneisses.

5.2. Net-transfer reactions

Two net-transfer reactions can be used for estimating pressures.

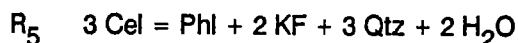
1 - The equilibrium curve



can be used for estimating maximum pressures because jadeite has never been observed in the studied rocks. Furthermore, textural evidence of retrogressive crystallization of albite from jadeite + quartz is lacking. For example, the pseudomorphoses of magmatic plagioclase still contain twins.

In the temperature range considered (500-600°C), the position of the curve R_4 is not very sensitive to the structural state of albite. In consequence, pressures cannot exceed values of the order of 14-16 kbar (Fig. 9 to 11).

2 - In the studied rocks, the assemblage biotite + K-feldspar + quartz buffers the celadonic content of the phengite. The reaction



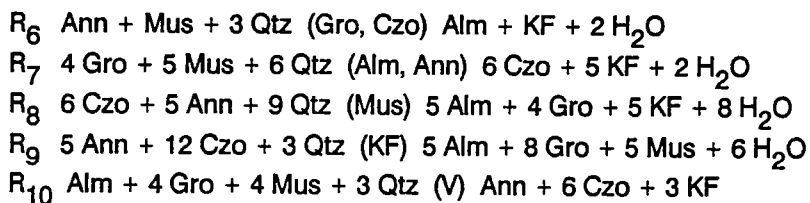
has been calibrated in the pure magnesian system (Massonne and Schreyer, 1987). According to this work, pressures of the order of 8 kbar (sample PI 6, zone A) and 6 kbar (sample PI 6, zone B) are estimated using the Si-content of phengites. In sample BAR 1, pressures of the order of 10 kbar are obtained. Because the isopleth curves proposed by Massonne and Schreyer (1987) have been determined in the pure magnesian system, they cannot be applied directly to most natural samples. Since the Fe/Mg ratio in the biotite is greater than the Fe/Mg ratio in the phengite, the equilibrium curve moves towards higher pressures (e.g. Evans and Patrick, 1987). Taking into account the FeMg_{-1} partitioning between phengite and biotite, we use the isopleths calculated by Bucher-Nurminen (1987). Estimated pressures for sample PI 6 are 13-14 kbar in the unstrained zone (Fig. 9) and 12-13 kbar in the mylonitic zone (Fig. 10). Higher values are obtained for sample BAR 1 (13.5 - 15 kbar) (Fig. 11).

5.3. A model system for phase equilibria in albite- and garnet-bearing orthogneisses

In the albite- and garnet-bearing orthogneisses, the observed assemblage with the lowest variance consists of quartz + albite + biotite + phengite + epidote + CaFe-garnet + titanite \pm K-feldspar. The composition of these minerals in the studied rocks can be expressed in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{MnO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. In order to reduce this to manageable proportions, the following simplifications are made:

- Fe_2O_3 and Al_2O_3 are treated as a single component;
- FeO, MnO and MgO are combined into a single component;
- since albite, quartz and titanite are always present, they are considered as excess components.
- H_2O is also assumed to be in excess.

In consequence, phase relations between Ann, Mus, Czo, Alm, Gro and KF in the system $\text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ are used as a model system to investigate the studied rocks. In this system, five univariant curves are defined, including the vapor-absent reaction:



Two of these curves, namely equilibria R_6 and R_7 , are degenerate.

In the studied assemblages, observed minerals are not pure end-members. In consequence, univariant reactions in the model system are in fact multivariant equilibria, which are to be calculated using average compositions of coexisting mineral phases (Tables 2 to 4). For this purpose, we assume that the behaviour of the biotite, white mica solid solutions is ideal but we use a non-ideal solution model for the garnet. Because no solid solution model is available for the epidote solid solution, we assume that it has an ideal behaviour. Activity expressions for equilibria R_6 to R_{10} are given in Table 6. Calculated equilibria are reported on Figures 9 to 11.

Depending on the status of the K-feldspar, two cases must be considered:

- 1 - If it is assumed that the K-feldspar buffers the observed assemblage, P-T conditions are at or near the invariant point. In the samples PI 6 (zone A), PI 6 (zone B) and BAR 1, estimated P-T conditions are respectively 550°C, 16 kbar, 560°C, 13.5 kbar and 580°C, 16 kbar (Fig. 9 to 11).
- 2 - In contrast, if K-feldspar does not buffer the observed assemblage, then equilibria R_6 and R_{10} give respectively maximum temperature and minimum pressure estimates. Furthermore, P-T conditions are localized along the equilibrium curve R_9 . For a temperature range of 500-550°C, pressure estimates are 16.5 kbar (PI 6, zone A), 14 kbar (PI 6, zone B) and 16.5 kbar (BAR 1) (Fig. 9 to 11).

Most of the previous calculations suggest that the metamorphism took place in or near the stability field of the assemblage jadeite + quartz, which is not observed in the studied rocks but is reported from some orthogneisses in the easternmost part of the Gran Paradiso nappe (Saliot, 1979; Massonne and Chopin, 1988). This could result (i) from variable P-T conditions in the Gran Paradiso nappe, (ii) a breakdown of the jadeite during the retrograde history and (iii) uncertainties on P-T estimates. This latter point will be now evaluated while the two first points are discussed later.

Uncertainties in the location of equilibrium curves in the P-T space derive from:

- discrepancies between available thermodynamic data for end-members.
- assumptions made in solid solution models.
- analytical uncertainties on the chemistry of coexisting minerals.

These three main sources of uncertainties are to be tested:

1 - Effect of thermodynamic parameters of the endmembers

A consistent set of thermodynamic parameters must be available for all end-members. Helgeson et al. (1978) provide such a dataset except for almandine which is taken from Droop and Bucher-Nurminen (1984) and is consistent with Helgeson et al's data. Holland and Powell (1985) do not give thermodynamic parameters for ferrous end-members (annite and almandine) and annite is lacking from the dataset of Robie et al. (1978) and Berman (1988). In consequence, the complete set of equilibrium curves can only be calculated with the data of Helgeson et al. (1978).

In order to evaluate the effect of thermodynamic parameters of the endmembers, the equilibrium curve R_8 has been calculated using two data sets, because this reaction does not involve any Fe-bearing end-member (Fig. 12). For the temperature range considered ($T = 500-550^\circ\text{C}$), pressures calculated with the data from Holland and Powell (1985) are lower of about 2 kbar than those calculated using the data from Helgeson et al. (1978).

2 - Effect of garnet solution models

Activity models for grossular and almandine in garnet solid solution are discussed in the Appendix. Their effect on the location of equilibrium curves is critical for grossular-bearing reactions, for example reaction R7. To evaluate their effect, a two-step analysis is proposed.

- First, the activity of grossular in garnet has a positive deviation from the ideality for all non-ideal models. In consequence, equilibrium R8 calculated with an ideal solution model for the garnet gives an estimation of minimum pressures. For the mean garnet composition of sample PI 6 (zone B) (Table II), minimum pressures are of the order of 6-8 kbar at 500-550°C (Fig. 13).

- Second, the same equilibria is calculated for the same garnet composition and for the five non-ideal solution models. Results are given on figure 13. For the temperature range of 500-550°C, pressure estimates vary from 9-11 kbar (Koziol and Newton, 1988) to 16-18 kbar (Ganguly and Saxena, 1984). Since equilibrium R_8 calculated using the mixing models of Ganguly and Saxena (1984) (model 1) and Anovitz and Essene (1987) (models 1 and 2) are significantly higher than the $\text{Ab} = \text{Jd} + \text{Qtz}$ reaction, we favour garnet solution models of Geiger et al. (1987a and b) and Koziol and Newton (1988).

3 - Effect of analytical uncertainties

In order to test the effect of analytical uncertainties on the chemistry of coexisting phases, equilibria R8 is calculated for the mean composition of garnet and for the extremal values of the standard deviation for this phase. As shown by figure 14, errors are less than 50°C at a given pressure or less than 1 kbar at a given temperature.

It is easily concluded from this discussion that the two major sources of uncertainties are the thermodynamic parameters for end-members and the solution models for non-ideal phases. In

particular, the use of the dataset from Holland and Powell (1985) would lower estimated pressures. Progress in experimental data, particularly for garnet solution models and for thermodynamic properties of almandine and annite, would contribute to reduce uncertainties. Estimated values for the P-T conditions of the deformation are 12-16 kbar, 500-550°C. Differences between samples are not judged significant with respect to the uncertainties discussed above.

6. Discussion

6.1. *Interpretation of results*

Quantitative determination of P-T conditions in undeformed (sample PI 6, zone A) and deformed metagranites (sample PI 6, zone B and sample BAR 1) give similar results. The meaning of calculated P-T conditions in the strained rocks, notably the shear zone from sample PI 6, is relatively obvious: they represent the P-T conditions of the major shearing deformation. By contrast, calculated P-T values in the undeformed zone of the sample PI 6 are less easily understood. Indeed, it is commonly admitted that deformation has a catalytic effect on reaction kinetics and complete equilibrium is obtained during high-strain deformation (e.g. White and Knipe, 1978; Beach, 1980, 1982; Rubie, 1983; Brodie and Rutter, 1985; Knipe and Wintsch, 1985). The most debatable assumption is that the assemblage from the unstrained zone may approach equilibrium. This assumption appears reasonable in the studied rock if compared with the some undeformed granites from the Sesia zone (see later).

The main deformational event in the Gran Paradiso nappe is generally thought to postdate "peak" metamorphic conditions i.e. the growth of early high-pressure assemblages in the metabasites. Synkinematic associations in the metapelites and metagranites are referred to the greenschist (e.g. Vearncombe, 1983, 1985; Vissers and Compagnoni, 1984) or to the albite-epidote-amphibolite facies (Ballèvre, 1984, 1986). This study shows that synkinematic assemblages in the metagranites crystallized at about 12-16 kbar, 500-550°C, i.e. in the high-pressure domain of the albite-epidote amphibolite facies.

In fact, estimated P-T conditions in the metagranites are in a good agreement with known parageneses in other Gran Paradiso rocks (Compagnoni and Lombardo, 1974; Ballèvre, 1986; Dal Piaz and Lombardo, 1986), notably the lack of staurolite in metapelites (Harte and Hudson, 1979; Koons and Thompson, 1985; Vuichard and Ballèvre, 1988). They are also consistent with the P-T stability field of the association talc + phengite (Massonne and Schreyer, 1984), which is described in magnesian bulk-rock compositions (Chopin, 1981). Finally, the P-T estimates in the metagranites show that observed synkinematic associations in the metagranites could be coeval with the eclogite-facies parageneses in the metabasites.

The major consequence of the P-T estimation is that the main deformational event in the Gran Paradiso occurred under relatively high pressures i.e. during the Eoalpine event. Geochronological data point to a Cretaceous age for this event (Chopin and Maluski, 1980; Carpena, 1985).

6.2. *High-pressure transformations in granitic rocks from the Western Alps: their significance*

High-pressure parageneses within granitic rocks are found in several units in the Western Alps, notably the Gran Paradiso nappe and the Sesia zone. Both have been submitted to a high-pressure event of Cretaceous age but major textural and chemical differences are observed between metagranites, either in undeformed lenses or in mylonitic rocks.

In the Gran Paradiso metagranites, the following observations are made:

- metamorphic assemblages are the same in undeformed and deformed granites but they show different mineral compositions (in particular garnet and muscovite compositions);
- coronitic reactions are not observed;
- minerals of a given phase in each sample have the same composition;
- magmatic biotite is re-equilibrated and replaced by biotite + phengite + titanite aggregates;
- magmatic plagioclase is pseudomorphed by albite + zoisite + CaFe-garnet + phengite and locally persists metastably, according to Dal Piaz and Lombardo (1986).

This strongly suggests that, in the undeformed granites of the Gran Paradiso unit, a fairly close approach towards equilibrium was achieved.

By contrast, microstructural and chemical data from the undeformed Sesia metagranites (Hy, 1984; Rubie, 1986; Koons et al., 1987) show strong evidence in favour of disequilibrium:

- coronitic reactions i.e. garnet growth at plagioclase-biotite interfaces is observed;
- the composition of phases is not constant and varies with localization in small domains or within single grains;
- magmatic red-brown biotite is replaced by phengite + rutile;
- magmatic plagioclase is totally transformed into an aggregate of jadeite, zoisite and quartz.

The comparison between highly strained metagranites from the Gran Paradiso nappe and the Sesia zone also show striking differences. Synkinematic assemblages are quartz + garnet + omphacite + paragonite + phengite + rutile in the Sesia zone (Koons et al., 1987) but quartz + albite + brown biotite + phengite + CaFe-garnet + epidote + titanite in the Gran Paradiso nappe (this paper). Napyroxene pseudomorphs have never been observed in the Gran Paradiso nappe but jadeite occurrences have been reported from the westernmost part of the Gran Paradiso, i.e. in the Bonneval unit (Fig. 2). There, jadeite is observed either as inclusions within K-feldspar (Saliot, 1979) or as inclusions within albite (Massonne and Chopin, 1988). Two explanations are possible. First, the P-T history of the Bonneval unit could be different from that of the Gran Paradiso unit i.e. of the studied area (see Fig. 2). Second, jadeite growth in the Gran Paradiso unit could have been prevented by kinetic factors (e.g. the time during which P exceeded that of albite breakdown or the degree of departure from the equilibrium curve conditions).

These observations suggest the following conclusions:

- 1 - Contrary to the Sesia granites, complete equilibrium is approached in the Gran Paradiso undeformed granites. This probably results from a low $a(\text{H}_2\text{O})$ in the Sesia zone but a high $a(\text{H}_2\text{O})$ in the Gran Paradiso metagranites.
- 2 - The Gran Paradiso unit was submitted to lower pressures than the Sesia zone. In the Gran Paradiso, the pressure never exceeded that required for the reaction $\text{Ab} = \text{Jd} + \text{Qtz}$. If this had ever occurred, jadeite growth could have been prevented by kinetic factors.

7. Conclusion

The main conclusions of this study are as follows:

- 1 - Albite- and garnet-bearing orthogneisses are observed in collision domains where continental crust

was submitted to a metamorphic episode in the greenschist, high-grade blueschist and albite-epidote amphibolite facies i.e. a quite large range of P-T conditions. Such orthogneisses are the dominant lithology in some areas, e.g. in the internal part (Gran Paradiso and Monte Rosa nappes) of the European palaeomargin in the Western Alps. There, numerous Hercynian intrusions were intensely deformed during the Alpine collision. The orthogneisses from the Gran paradiso area are studied in detail.

2 - The synkinematic assemblage consists of quartz + albite + brown biotite + phengite + CaFe-garnet + epidote + titanite. The Si-content of the phengites is relatively high (from 3.24 to 3.35). The garnet is mainly characterized by a high grossular- and a low pyrope-content (approximately Alm50Gro50). The K-feldspar is a relict magmatic phase, not in equilibrium with the metamorphic assemblage, but acts as a buffer.

3 - Three kinds of methods are used for estimating the P-T conditions of the metamorphism. First, temperature estimates based on FeMg exchange reactions prove to be unreliable, which is mainly due to the high grossular-content of the garnet. Second, net-transfer reactions, notably the phengite + biotite + K-feldspar + quartz equilibria, are potential barometers provided that (i) an independent estimate of temperature is available and (ii) corrections to account for the FeMg partitioning between phengite and biotite are made. Third, an analysis of phase relations in the $K_2O - CaO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ allows us to estimate P-T conditions in the studied rocks. The two major sources of uncertainties are thermodynamic parameters on end-members and solution models for garnet.

4 - Estimated P-T conditions in the Gran Paradiso orthogneisses are 12-16 kbar, 500-550°C. This shows that the main deformational event took place at relatively high pressures i.e. during the Eoalpine event of Cretaceous age.

APPENDIXTHERMODYNAMIC DATA AND SOLUTION MODELS1) Thermodynamic dataset for end-members

The thermodynamic parameters of the end-members are extracted from Helgeson et al. (1978) for all the end-members (Ab-Jd-Ann-Gro-Czo-Mus-Mi-Qtz-H₂O), except for almandine. For this, we used the data of Droop and Bucher-Nurminen (1984).

2) Solution models

The behaviour of biotite, muscovite, K-feldspar and epidote solid solutions is assumed to be ideal. Molecular fractions are calculated with an ionic mixing model for the phases biotite, muscovite (Powell and Evans, 1983), epidote (Powell, 1978), and a molecular mixing model for the K-feldspar. These expressions are reported in Table 7.

Binary mixing of almandine-garnet solution models

According to the observed compositions of garnet in albite-bearing metagranites (see text), we assume that the garnet is a binary solution of almandine and grossular. In consequence, five models are available, two models assuming that $W_S = 0$ (Fig. 15a) and three models assuming that $W_S = 0$ (Fig. 15b). Margules parameters for this join are given by Ganguly and Saxena (1984), Geiger et al. (1987a and b) and Anovitz and Essene (1987) and are reported in Table 8. In these models, garnet solution is described as an asymmetric subregular solution in which the activity coefficient is expressed by

$$\gamma_i = \exp\left(\frac{(1-X_i)}{RT} * (W_G^{i-j} + 2 * X_i * (W_G^{j-i} - W_G^{i-j}))\right) \quad (8)$$

(e.g. Thompson 1967) where

$$W_G(1,T) = W_H(1,T) - T * W_S(1,T) + (P-1) * W_V \quad (9)$$

Differences between these models are shown in the diagram a_i-X_i calculated for $T = 500^\circ\text{C}$ (Fig. 15a and b). For a Alm₅₀Gro₅₀ garnet, the values of almandine activity are very similar to each other. On the contrary, for the same garnet composition (Alm₅₀Gro₅₀), the values of the grossular activity are very different in the two classes of models. Thus, the choice of a particular solution model in the garnet has minor consequences for equilibria with almandine (e.g. R6), but a critical role in grossular-bearing reactions (e.g. R7).

Abbreviations

Ab: Albite
Alm: Almandine
An: Anorthite
Ann: Annite
Bio: Biotite
Cel: Celadonite
Czo: Clinozoisite
Ep: Epidote
Gro: Grossular
Gt: Garnet
HAb: High Albite
Jd: Jadeite
KF: K-feldspar
LAB: Low Albite
Mus: Muscovite
Or: Orthoclase
Ph: Phengite
Phl: Phlogopite
Pl: Plagioclase
Ps: Pistacite
Py: Pyrope
Qtz: Quartz
Ru: Rutile
Spe: Spessartine
Ti: Titanite

REFERENCES

- Ackermann, D. and Karl, F., 1972.** Experimental studies on the formation of inclusions in plagioclases from metatonalites, Hohe Tauern, Austria (lower temperature stability limit of the paragenesis anorthite plus potash feldspar). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35: 11-21.
- Ackermann, D., Karl, F. and Raase, F., 1972.** Granate mit Zusammensetzungen zwischen Almandin und Grossular aus den westlichen Hohen Tauern, Osterreich. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 37: 29-38.
- Anovitz, L.M. and Essene, E.J., 1987.** Compatibility of geobarometers in the system CaO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂ (CFAST): implications for garnet mixing model. *J. Geol.*, 95: 633-645.
- Ashworth, J.R. and Evirgen, M.M., 1984.** Garnet and associated minerals in the Southern margin of the Menderes Massif, Southwest Turkey. *Geol. Mag.*, 121: 323-337.
- Ballèvre, M., 1984.** Cinématique éoalpine et alpine des unités majeures sur la transversale du Grand Paradis (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci. Paris, (II)*, 299: 981-984.
- Ballèvre, M., 1986.** Collision continentale et chemins P-T: l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales). Thèse Doctorat Université, Univ. Rennes, Mem. Doc. CAESS, Rennes: 332p.
- Beach, A., 1980.** Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian complex. *J. Struct. Geol.*, 2: 25-263.
- Beach, A., 1982.** Deformation mechanisms in some cover thrust sheets from the external French Alps. *J. Struct. Geol.*, 4: 137-149.
- Berger, A.R. and Pitcher, W.S., 1970.** Structures in granitic rocks : a commentary and a critique on granite tectonics. *Proc. Geol. Assoc.*, 81: 441-461.
- Berman, R.G., 1988.** Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *J. Petrol.*, 29: 445-522.
- Berthé, D., Choukroune, P. and Jegouzo, P., 1979.** Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1: 31-42.
- Bertrand, J.M., 1968.** Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis (Alpes Graies). *Geol. alpine*, 47: 55-87.
- Bertrand, J.M. and Saliot, P., 1966.** Données nouvelles sur l'âge et la nature des gneiss du Grand Paradis (Alpes Graies). *C.R. Acad. Sci. Paris, (D)*, 262: 1669-1672.
- Brodie, K.H. and Rutter, E.H., 1985.** On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behaviour of basic rocks. In "Metamorphic reactions: kinetics, textures and deformation.", Thompson, A.B. and Rubie D.C. ed., Springer-Verlag, Berlin, p. 139-179.

Brun, J.P. and Pons, J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3: 219-229.

Bucher-Nurminen, K., 1987. A recalibration of the chlorite-biotite muscovite geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 519-522.

Carpena, J., 1985. Tectonic interpretation of an inverse gradient of zircon fission-track ages with respect to altitude: alpine thermal history of the Gran Paradiso basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90: 74-82.

Carpena, J. and Mailhé D., 1984. Plis en fourreaux hectométriques au coeur de l'orthogneiss du Grand Paradis (Alpes occidentales italiennes). *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, 298: 415-418.

Chopin, C., 1979. De la Vanoise au massif du Grand Paradis: une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. Thèse Doctorat 3e cycle, Univ. Paris VI: 145p.

Chopin, C., 1981. Talc-phengite: a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps. *J. Petrol.*, 22: 628-650.

Chopin, C. and Maluski, H., 1980. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of high-pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): evidence against the blocking temperature concept. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74: 109-122.

Choukroune P., Ballèvre, M., Cobbold, P.R., Gautier, Y., Merle, O. and Vuichard, J.P., 1980. Deformation and motion in the western alpine arc. *Tectonics*, 5: 215-226.

Clark, R.G. and Lyons, J.B., 1986. Petrogenesis of the Kinsman intrusive suite: peraluminous granitoids of Western New Hampshire. *J. Petrol.*, 27: 1365-1393.

Clarke, D.B., 1981. The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Can. Mineral.*, 19: 3-17.

Compagnoni, R. and Lombardo, B., 1974. The alpine age of the Gran Paradiso eclogites. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 30: 223-237.

Dal Piaz, G.V. and Lombardo, B., 1986. Early-alpine eclogite metamorphism in the penninic Monte Rosa-Gran Paradiso basement nappes of the northwestern Alps. In "Blueschists and eclogites.", *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 164: 249-265.

Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C. and Martinotti, G., 1972. La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11: 433-462.

Droop, G.T.R., 1982. A clinopyroxene paragenesis of albite-epidote amphibolite facies in metasyenites from the South-East Tauern Window, Austria. *J. Petrol.*, 23: 163-185.

- Droop, G.T.R. and Bucher-Nurminen, K., 1984.** Reaction textures and metamorphic evolution of sapphirine-bearing granulites from the Gruf Complex, Italian Central Alps. *J. Petrol.*, 25: 766-803.
- Ernst, W.G., 1973.** Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Bull. Geol. Soc. Ame.*, 84: 2053-2078.
- Evans, B.W. and Patrick, B.E., 1987.** Phengite 3-T in high-pressure metamorphosed granitic orthogneisses, Seaward Peninsula, Alaska. *Canad. Mineral.*, 25: 141-158.
- Ferry, J.M. and Spear, F.S., 1978.** Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 113-117.
- Frey, M., Hunziker, J.C., O'Neil, J.R. and Schwander, H.W., 1976.** Equilibration-disequilibrium relations in the Monte Rosa granite, Western Alps : petrological, Rb-Sr and stable isotope data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55: 147-149.
- Gapais, D., Balé, P., Choukroune, P., Cobbold, P.R., Mahjoub, Y. and Marquer, D., 1987.** Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *J. Struct. Geol.*, 9: 419-427.
- Ganguly, J. and 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.
- Geiger, C.A., Newton, R.C. and Kleppa, O.J., 1987a.** Thermodynamics of synthetic almandine-pyrope and almandine-grossular garnet. *Terra cognita*, 7: 387 (abs.).
- Geiger, C.A., Newton, R.C. and Kleppa, O.J., 1987b.** Enthalpy of mixing of synthetic almandine-grossular and almandine-pyrope garnets from high-temperature solution calorimetry. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 51: 1755-1763.
- Gibbons, W. and Horak, J., 1984.** Alpine metamorphism of Hercynian hornblende granodiorite beneath the blueschist facies schistes lustrés nappe of NE Corsica. *J. Metam. Geol.*, 2: 95-113.
- Green, T.H. and Hellmann, P.L., 1982.** Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15: 253-266.
- Harte, B. and Hudson, N.F.C., 1979.** Pelite facies series and pressures of Dalradian metamorphism in E-Scotland. In "The Caledonides of the British Isles - Reviewed.", *Geol. Soc. London Spe. Pub.*, 8: 323-337
- Helgeson, H.C., Delany, J.M., Nesbitt, H.W. and Bird D.K., 1978.** Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. J. Sci.*, 278A: 1-229.
- Hodges, K.V. and Spear, F.S., 1982.** Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Mineral.*, 67: 1118-1134.

Hoinkes, G., 1986. Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. An empirical investigation on staurolite-zone samples from the Austroalpine Schneeberg complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 393-399.

Holland, T.J.B. and Powell, R., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2 - Data and results. *J. Metam. Geol.*, 3: 343-370.

Hy, C., 1984. Metamorphisme polyphasé et évolution tectonique dans la croûte continentale éclologisée : les séries granitiques et pélitiques du Monte Mucrone (zone Sesia-Lanzo, Alpes italiennes). Thèse Doctorat 3^{ème} cycle, Univ. Paris VI: 189p.

Knipe, R.J. and Wintsch, R.P., 1985. Heterogeneous deformation, foliation development and metamorphic processes in a polyphase mylonite. In "Metamorphic reactions: kinetics, textures and deformation.", Thompson, A.B. and Rubie, D.C. ed., Springer-Verlag, Berlin, p. 180-210.

Koons, P.O., Rubie, D.C. and Frueh-Green, G., 1987. The effects of disequilibrium on the mineralogical evolution of quartz diorite during metamorphism in the eclogite facies. *J. Petrol.*, 28: 679-700.

Koons, P.O. and Thompson, A.B., 1985. Non-mafic rocks in the greenschist, blueschist and eclogite facies. *Chem. Geol.*, 50: 3-30.

Koziol, A.M. and Newton, R.C., 1988. The activity of grossular in ternary (Ca, Fe, Mg) garnet determined by reversed phase equilibrium experiments at 1000°C and 900°C. Annual Meeting, Geol. Soc. Ame., Denver, Colorado, p.A191 (abs.).

La Tour, T.E. and Barnett, R.L., 1987. Mineralogical changes accompanying mylonitization in the Bitterroot dome of the Idaho batholith : implications for timing of deformation. *Geol. Soc. America Bull.*, 98: 356-363.

Le Goff, E., 1989. Conditions P-T de la déformation dans les orthogneiss: modle thermodynamique et exemples naturels. Thèse Doctorat Univ., Univ. Rennes, 245p.

Malavieille, J., Lacassin, R. and Mattauer, M., 1984. Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Geol. France* (77), 26: 895-906.

Massonne, H.J. and Chopin, C., 1988. P-T history of the Gran Paradiso (western Alps) metagranites based on phengite geobarometry. In "Evolution of metamorphic belts." ,Daly, J.S., Cliff, R. and Yardley, B.W.D. eds, *Geol. Soc. London Spe. Pub.*, in press.

Massonne, H.J. and Schreyer, W., 1984. Stability of the talc-phengite assemblage in the system K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. 27th Int. Geol. Congress in Moscow, Abstract Volume 4: 392.

Massonne, H.J. and Schreyer, W., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 212-224.

- Mitra, G., 1979.** Ductile deformation zones in Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strains. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 90: 935-951.
- O'Connor, J.T., 1965.** A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Survey Pro. Paper*, 525-B: 1379-1384.
- Powell, R., 1978.** *Equilibrium thermodynamics in Petrology. An introduction.* 287p. Harper and Row, London.
- Powell, R. and Evans, J.A., 1983.** A new geobarometer for the assemblage biotite-muscovite-chlorite-quartz. *J. Metam. Geol.*, 1: 331-336.
- Ramsay, J.G. and Allison, I., 1979.** Structural analysis of shear zones in an alpinised Hercynian granite (Maggia Lappen, Pennine zone, Central Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 59: 251-279.
- Robie, R.A., Hemingway, B.S. and Fisher, J.R., 1978.** Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (105 pascals) pressure and at higher temperatures. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1452, 456p.
- Rubie, D.C., 1986.** The catalysis of mineral reactions by water and restrictions on the presence of aqueous fluid during metamorphism. *Mineral. Mag.*, 50: 399-415.
- Saliot, P., 1979.** La jadéite dans les Alpes françaises. *Bull. Minéral.*, 102: 391-401.
- Thompson, J.B., 1967.** Thermodynamic properties of simple solutions. In *Researches in Geochemistry*, vol. 2. Ed. P.H. Abelson, pp. 340-457. Wiley.
- Vearncombe, J.R., 1983.** High-pressure - low-temperature metamorphism in the Gran Paradiso basement, Western Alps. *J. Metam. Geol.*, 1: 103-115.
- Vearncombe, J.R., 1985.** The structure of the Gran Paradiso basement and its envelope, Western Alps. *Eclogae Helv. Geol.*, 78: 49-72.
- Vissers, R.L.M. and Compagnoni, R., 1984.** The structure of the Gran Paradiso basement (Pennine zone, Italian Western Alps). *Geol. Mijn.*, 63: 89-92.
- Vuichard, J.P. and Ballèvre, M., 1988.** Garnet-chloritoid equilibria in eclogitic pelitic rocks from the Sesia-zone (Western Alps) : their bearing on phase relations in high pressure metapelites. *J. Metam. Geol.*, 6: 135-157.
- White, S.H. and Knipe, R.J., 1978.** Transformation- and reaction-enhanced ductility in rocks. *J. Geol. Soc. London*, 135: 513-516.

	porphyritic metagranite		leucocratic metagranite	
	Undeformed		Undeformed	mylonitic
	PIA 5		PI 6	PIA 12
a)				
SiO ₂	69,92		74,21	75,52
Al ₂ O ₃	14,45		13,21	13,17
Fe ₂ O ₃	3,38		1,85	1,84
MnO	0,05		0,06	0,05
MgO	0,69		0,23	0,21
CaO	1,63		0,77	0,66
Na ₂ O	3,28		2,72	2,82
K ₂ O	4,28		5,48	4,93
TiO ₂	0,45		0,17	0,17
P ₂ O ₅	0,19		0,12	0,12
	0,80		0,37	0,72
Total	99,12		99,19	100,21
b)				
quartz	30,43		35,73	38,83
orthoclase	25,33		32,41	29,16
albite	27,72		22,98	23,84
anorthite	6,98		3,14	2,59
hypersthene	1,73		0,58	0,53
apatite	0,45		0,29	0,29
ilmenite	0,11		0,12	0,11
rutile	0,39		0,10	0,11
corundum	1,85		1,64	2,23
hematite	3,38		1,85	1,84
	0,80		0,37	0,72
c)				
A/CNK	1,110		1,113	1,178

Table 1 - Major element analyses (a), CIPW norms (b) and Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O) molar ratios (c) for the studied metagranites.

	KF	Ab	Bio	Ph	Ep	Gt (rim)
	n = 7 (σ_{n-1})	n = 8 (σ_{n-1})	n = 6 (σ_{n-1})	n = 5 (σ_{n-1})	n = 2 (σ_{n-1})	n = 3 (σ_{n-1})
SiO ₂	64.25 (0.46)	67.96 (0.74)	35.45 (0.26)	49.17 (1.15)	37.94 (0.705)	38.37 (0.45)
TiO ₂	00.00 (0.00)	00.01 (0.02)	02.39 (0.34)	00.01 (0.02)	00.03 (0.005)	00.00 (0.00)
Al ₂ O ₃	18.45 (0.03)	19.90 (0.50)	16.89 (0.12)	29.07 (2.21)	27.50 (0.231)	21.24 (0.20)
Cr ₂ O ₃	00.01 (0.01)	00.00 (0.00)	00.03 (0.00)	00.01 (0.02)	00.00 (0.000)	00.03 (0.06)
FeO*	00.00 (0.00)	00.04 (0.06)	27.61 (0.45)	04.85 (0.67)	07.63 (0.021)	18.48 (1.11)
MnO	00.01 (0.02)	00.00 (0.00)	00.33 (0.11)	00.02 (0.02)	00.00 (0.000)	00.81 (0.66)
MgO	00.00 (0.00)	00.00 (0.00)	04.48 (0.34)	01.40 (0.32)	00.01 (0.023)	00.14 (0.05)
CaO	00.00 (0.00)	00.58 (0.59)	00.04 (0.01)	00.01 (0.02)	23.82 (0.295)	20.57 (0.68)
Na ₂ O	00.50 (0.24)	11.43 (0.68)	00.04 (0.02)	00.22 (0.06)	00.01 (0.015)	00.00 (0.00)
K ₂ O	16.31 (0.29)	00.08 (0.06)	09.36 (0.19)	10.26 (0.19)	00.03 (0.029)	00.00 (0.00)
TOTAL	99.60	100.00	96.62	95.36	96.97	99.64
Si	2.987	2.972	2.775	3.314	2.988	3.014
Al _{IV}	0.013	0.028	1.225	0.686	0.002	0.000
Al _{VI}	0.998	0.998	0.334	1.624	0.001	1.967
Ti	0.000	0.000	0.141	0.001	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.452	0.016
Fe ²⁺	0.000	0.001	1.808	0.273	0.000	1.198
Mn	0.000	0.000	0.022	0.001	0.000	0.054
Mg	0.000	0.000	0.523	0.175	0.001	0.016
Ca	0.000	0.027	0.003	0.001	2.010	1.732
Na	0.051	0.969	0.006	0.028	0.002	0.000
K	0.967	0.004	0.935	0.882	0.003	0.000
TOTAL	5.016	4.999	7.774	6.985	8.011	7.999

Table 2 - Average analyses of phases in the undeformed zone (zone A) of sample P16.* : all iron assumed to be Fe₂O₃ in epidotes and FeO in biotites and phengites.

	KF	Ab	Bio	Ph	Ep	Gt (rim)
	n = 2 (σ_{n-1})	n = 3 (σ_{n-1})	n = 3 (σ_{n-1})	n = 7 (σ_{n-1})	n = 1	n = 3 (σ_{n-1})
SiO ₂	63.99 (0.79)	67.74 (0.57)	34.41 (0.43)	48.32 (1.09)	38.25	38.59 (0.48)
TiO ₂	00.00 (0.00)	00.01 (0.01)	01.98 (0.33)	00.26 (0.15)	00.03	00.00 (0.00)
Al ₂ O ₃	18.30 (0.19)	19.43 (0.22)	17.43 (0.39)	30.96 (2.28)	27.49	21.94 (0.40)
Cr ₂ O ₃	00.01 (0.01)	00.00 (0.00)	00.00 (0.00)	00.03 (0.04)	00.06	00.00 (0.00)
FeO*	00.00 (0.00)	00.00 (0.00)	27.68 (0.37)	04.00 (0.49)	07.70	22.41 (2.12)
MnO	00.03 (0.04)	00.02 (0.04)	00.40 (0.11)	00.05 (0.05)	00.00	02.05 (1.28)
MgO	00.04 (0.05)	00.00 (0.00)	04.13 (0.36)	01.38 (0.30)	00.00	00.13 (0.00)
CaO	00.00 (0.00)	00.34 (0.18)	00.24 (0.19)	00.00 (0.00)	22.47	16.06 (2.74)
Na ₂ O	00.01 (0.00)	11.85 (0.37)	00.15 (0.10)	00.21 (0.05)	00.01	00.04 (0.04)
K ₂ O	16.08 (0.19)	00.11 (0.09)	08.74 (0.17)	10.43 (1.03)	00.11	00.03 (0.03)
TOTAL	98.46	99.51	95.16	95.64	96.12	101.25
Si	2.999	2.981	2.738	3.239	3.025	3.008
Al _{IV}	0.001	0.019	1.262	0.761	0.000	0.000
Al _{VI}	1.010	0.989	0.373	1.685	2.563	2.017
Ti	0.000	0.000	0.118	0.013	0.002	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.002	0.004	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.458	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	1.842	0.224	0.000	1.461
Mn	0.001	0.001	0.027	0.003	0.000	0.135
Mg	0.003	0.000	0.490	0.138	0.000	0.015
Ca	0.000	0.016	0.020	0.000	1.904	1.342
Na	0.001	1.011	0.023	0.027	0.002	0.006
K	0.961	0.006	0.887	0.892	0.011	0.003
TOTAL	4.976	5.023	7.780	6.984	7.969	7.987

Table 3 - Average analyses of phases in the mylonitic zone (zone B) of sample P16. * : all iron assumed to be Fe₂O₃ in epidotes and FeO in biotites and phengites.

	Ab n = 2 (σ n-1)	Bio n = 5 (σ n-1)	Ph n = 4 (σ n-1)	Ep n = 2 (σ n-1)	Gt (rim) n = 2 (σ n-1)
SiO2	67,79 (0,76)	35,90 (0,58)	49,91 (0,81)	38,65 (0,16)	38,69 (0,19)
TiO2	-	01,63 (0,14)	00,14 (0,02)	00,09 (0,04)	-
Al2O3	19,45 (0,15)	17,79 (0,41)	28,36 (1,26)	27,69 (0,97)	21,70 (0,01)
Cr2O3	-	-	-	00,02 (0,03)	-
FeO*	00,06 (0,05)	24,63 (0,31)	04,29 (0,96)	07,72 (0,68)	17,80 (0,56)
MnO	00,03 (0,05)	00,28 (0,02)	00,05 (0,05)	00,02 (0,03)	02,51 (0,42)
MgO	00,02 (0,03)	06,22 (0,16)	02,18 (0,03)	00,01 (0,02)	00,10 (0,03)
CaO	00,11 (0,06)	00,03 (0,05)	00,01 (0,02)	23,23 (0,02)	19,22 (0,11)
Na2O	11,65 (0,06)	00,08 (0,07)	00,19 (0,04)	00,03 (0,03)	00,03 (0,04)
K2O	00,10 (0,03)	09,60 (0,16)	10,18 (0,34)	00,02 -	-
Total	99,21	96,16	95,31	97,48	100,05
Si	2,987	2,780	3,353	3,018	3,024
AlIV	0,013	1,220	0,647	-	-
AlVI	0,997	0,404	1,599	2,549	2,000
Ti	-	0,095	0,007	0,005	-
Cr	-	-	-	0,001	-
Fe3+	-	-	-	0,454	-
Fe2+	0,002	1,595	0,241	-	1,164
Mn	0,001	0,018	0,003	0,001	0,166
Mg	0,001	0,718	0,218	0,001	0,012
Ca	0,005	0,002	0,001	1,943	1,610
Na	0,995	0,012	0,025	0,005	0,005
K	0,006	0,948	0,872	0,002	-
Total	5,007	7,792	6,966	7,979	2,956

Table 4 - Average analyses of phases in the sample Bar 1. * : all iron assumed to be Fe₂O₃ in epidotes and FeO in biotites and phengites.

	Bio		Mus		Gt (core)	
	n = 4	(6n-1)	n = 3	(6n-1)	n = 5	(6n-1)
SiO ₂	35,24	(0,758)	46,10	(0,110)	37,56	(0,413)
TiO ₂	02,38	(0,193)	00,15	(0,036)	00,03	(0,027)
Al ₂ O ₃	17,62	(0,310)	36,26	(0,173)	21,69	(0,220)
Cr ₂ O ₃	00,00	(0,000)	00,02	(0,037)	00,01	(0,017)
FeO*	27,27	(0,704)	01,49	(0,150)	37,89	(0,953)
MnO	00,22	(0,157)	00,00	(0,000)	04,45	(1,842)
MgO	04,36	(0,158)	00,46	(0,018)	01,79	(1,560)
CaO	00,00	(0,000)	00,00	(0,000)	00,44	(0,056)
Na ₂ O	00,12	(0,025)	00,85	(0,044)	00,04	(0,038)
K ₂ O	09,57	(0,225)	10,31	(0,136)	00,02	(0,043)
TOTAL	96,78		95,64		103,92	
	Cations per 11 oxygens			12 oxygens		
Si	2,750		3,056		2,949	
Al ^{IV}	1,250		0,944		0,051	
Al ^{VI}	0,371		1,890		1,957	
Ti	0,139		0,007		0,002	
Cr	0,000		0,001		0,001	
Fe ³⁺	0,000		0,000		0,041	
Fe ²⁺	1,780		0,079		2,448	
Mn	0,014		0,003		0,296	
Mg	0,507		0,045		0,210	
Ca	0,000		0,000		0,037	
Na	0,018		0,109		0,006	
K	0,953		0,872		0,003	
TOTAL	7,782		7,006		8,001	

Table 5 - Average analyses of magmatic phases in the sample PI 6 zone A. * : all iron assumed to be FeO.

P = 10 kbar	T1	T2	T3
Sample P1 6 (zone A)	352°C	- 113°C	257°C
Sample Pi 6 (zone B)	450°C	- 122°C	286°C
Sample BAR 1	402°C	- 141°C	195°C

Table 6 - Geothermometers based on the exchange reactions calculated at P = 10 kbar in the studied samples. T₁: Fe-Mg exchange reaction between garnet and phengite (Green and Hellman, 1982). T₂ and T₃: Fe-Mg exchange reaction between garnet and biotite, T₂: Ferry and Spear (1978); T₃: Hoinkes (1986).

A) $a_{\text{Ann}}^{\text{Bio}} = 9.48 \cdot (X_{\text{K}})_A \cdot (X_{\text{Fe}^{2+}})_{\text{M}2} \cdot (X_{\text{Fe}^{2+}})_{\text{M}1}^2 \cdot (X_{\text{Al}})_T \cdot (X_{\text{Si}})_T^3$
 $a_{\text{Mus}}^{\text{WM}} = 9.48 \cdot (X_{\text{K}})_A \cdot (X_{\text{Fe}^{2+}})_{\text{M}2} \cdot (X_{\text{Al}})_{\text{M}1}^2 \cdot (X_{\text{Al}})_T \cdot (X_{\text{Si}})_T^3$
 $a_{\text{Czo}}^{\text{EP}} = (X_{\text{Ca}})^2 \cdot (X_{\text{Al}})_{\text{M}1, \text{M}2}^2 \cdot (X_{\text{Al}})_{\text{M}3}$
 $a_{\text{Alm}}^{\text{Gt}} = (X_{\text{Fe}^{2+}})^3 \cdot (X_{\text{Al}})^2 \cdot (X_{\text{Si}})^3$
 $a_{\text{Gro}}^{\text{Gt}} = (X_{\text{Ca}})^2 \cdot (X_{\text{Al}})^2 \cdot (X_{\text{Si}})^3$
 $a_{\text{Mi}}^{\text{KF}} = K / (K + \text{Ca} + \text{Na})$

B)	$a_{\text{Ann}}^{\text{Bio}}$	$a_{\text{Mus}}^{\text{WM}}$	$a_{\text{Czo}}^{\text{EP}}$	$X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}}$	$X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}}$	$a_{\text{Mi}}^{\text{KF}}$
Sample Pl 6 Zone A	0,26	0,54	0,49	0,57	0,39	1
Zone B	0,27	0,62	0,51	0,45	0,49	1
Sample BAR 1	0,17	0,52	0,52	0,54	0,39	1

Table 7 - Activity model (A) and corresponding values (B) calculated in zone A and zone B from sample Pl 6 and in sample Bar 1.

	Ganguly and Saxena		Geiger et al.	Anovitz and Essene		Koziol and Newton
	model 1*	model 2*	**	model 1*	model 2*	*
W_H^{Ca-Fe}	- 2,636	- 10,623	- 10,623	6,240	0,628	- 2,060 + 0,3574 x Mg - 0,00495 x (Mg) ²
W_H^{Fe-Ca}	19,330	07,196	13,680	23,800	17,080	3,391 - 0,371 x Mg + 0,00649 x (Mg) ²
W_S^{Ca-Fe}	$6,276 \cdot 10^{-3}$	0	0	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$6,276 \cdot 10^{-3}$	
W_S^{Fe-Ca}	$6,276 \cdot 10^{-3}$	0	0	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$6,276 \cdot 10^{-3}$	
W_V^{Ca-Fe}			0			
W_V^{Fe-Ca}			0,300			

Table 8 - Margules parameters for the almandine-grossular binary join. Values are taken from Ganguly and Saxena (1984) (models 1 and 2), Geiger et al. (1987a and b), Anovitz and Essene (1987) (models 1 and 2), Koziol and Newton (1988). Values are given for one cation (*) or three cation mixing (**).

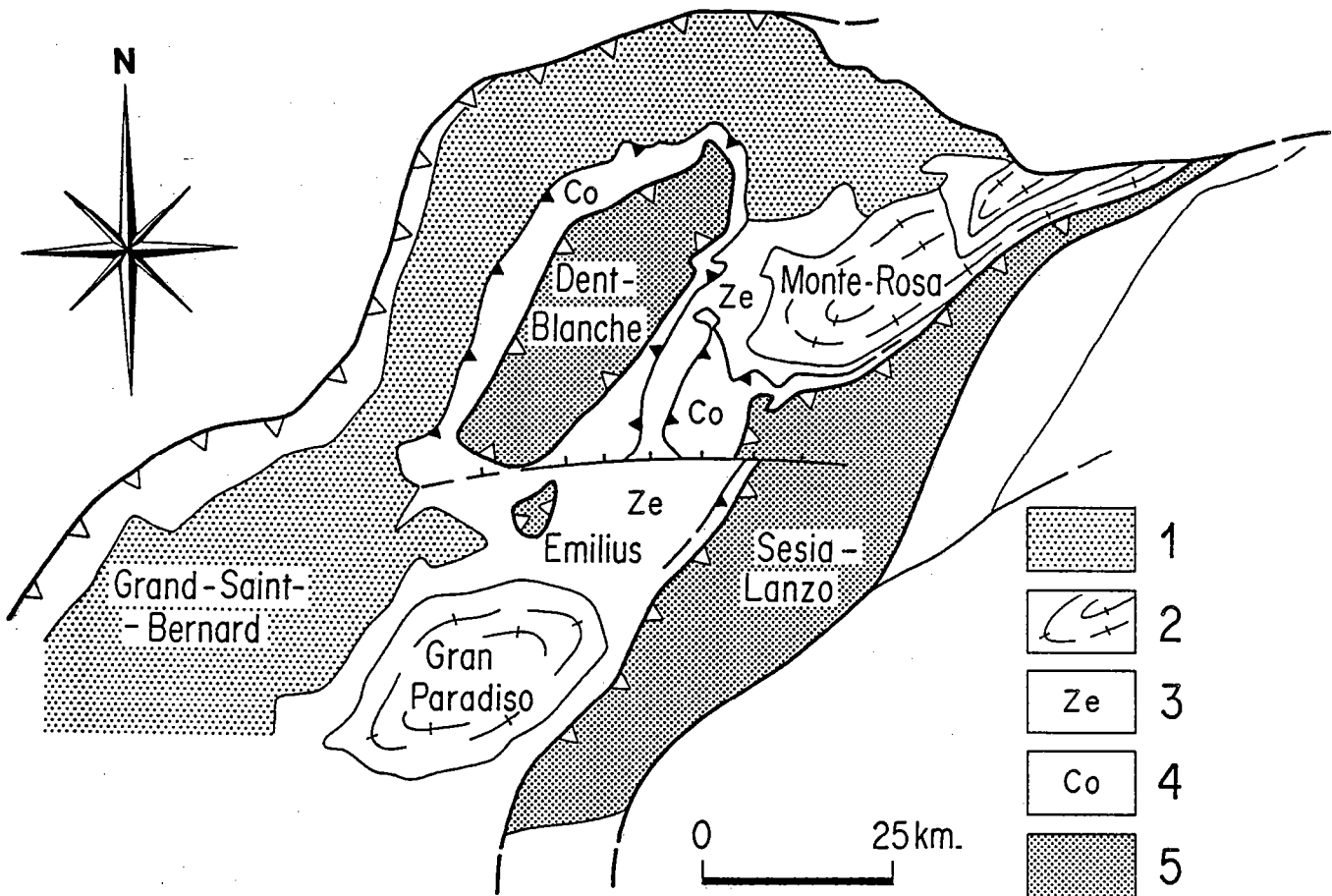


Figure 1 - Structural map of the Northwestern Alps. 1 : external European units, 2 : internal European units, 3 : oceanic units, Ze: Zermatt zone, Co: Combin zone, 4: Austroalpine units.

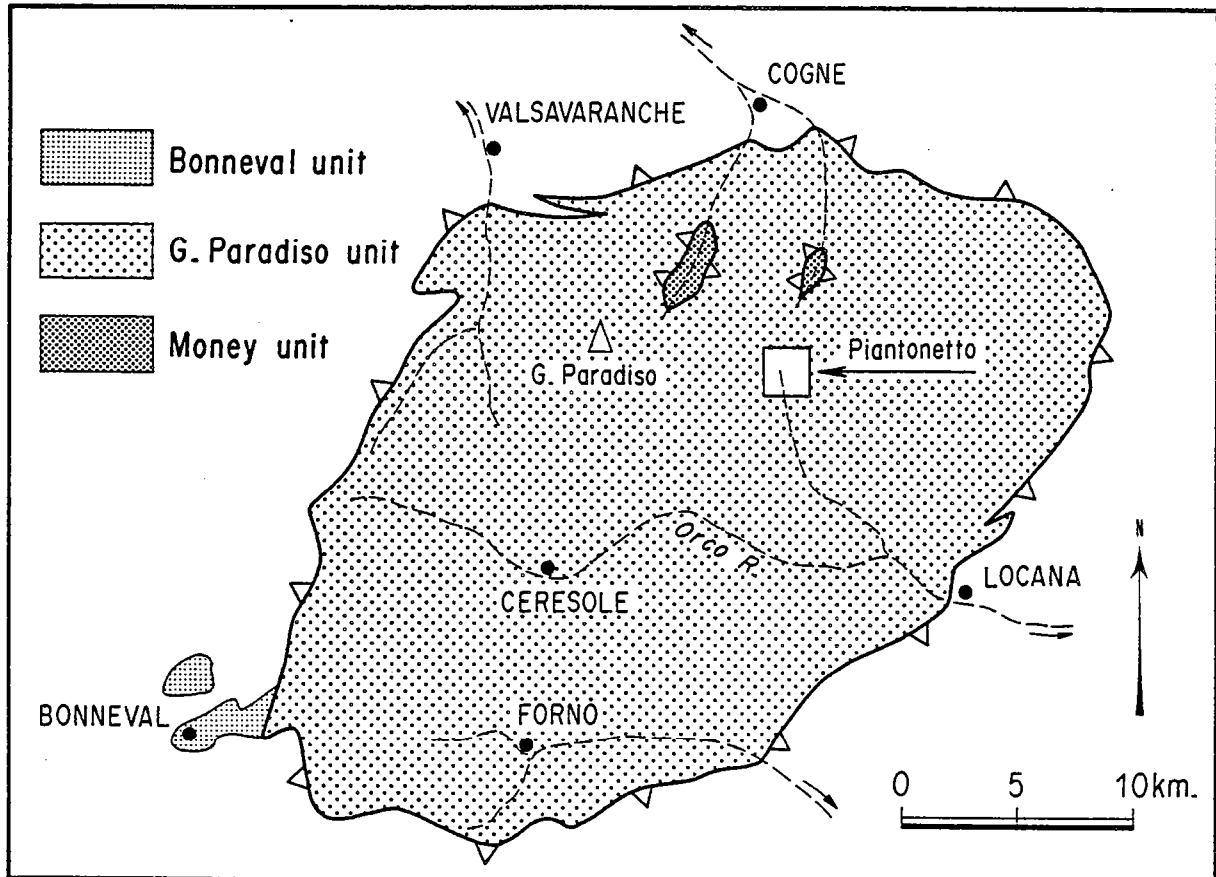


Figure 2 - Structural map of the Gran Paradiso nappe. The squares shows the location of the studied areas (Piantonetto valley and Bardoney valley).

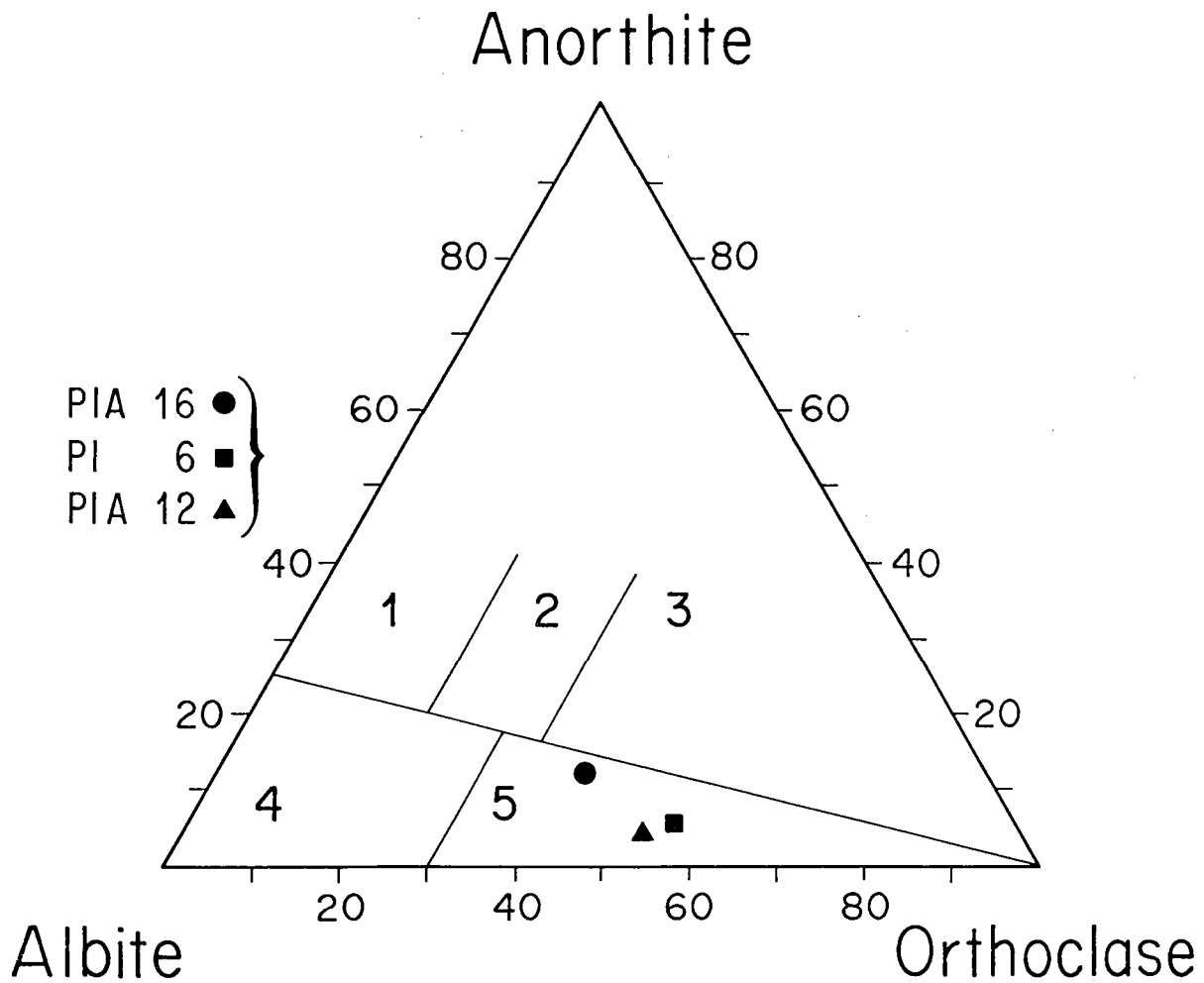


Figure 3 - Ternary normative diagram after O'Connor (1965) showing compositional fields for 1: tonalite, 2: granodiorite, 3: quartz monzonite, 4: trondjemite, 5: granite. Samples: undeformed porphyritic metagranite (sample PIA16), undeformed leucocratic metagranite (sample PI6), sheared leucocratic metagranite (sample PIA 12).

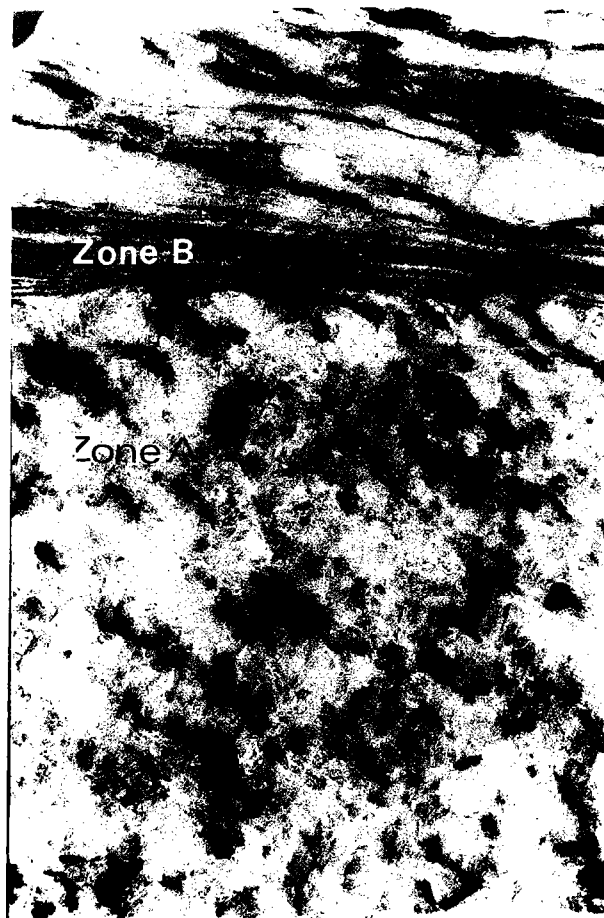


Figure 4 - Macrostructures of the sample studied (PI6). A: undeformed zone; B: mylonitic zone.

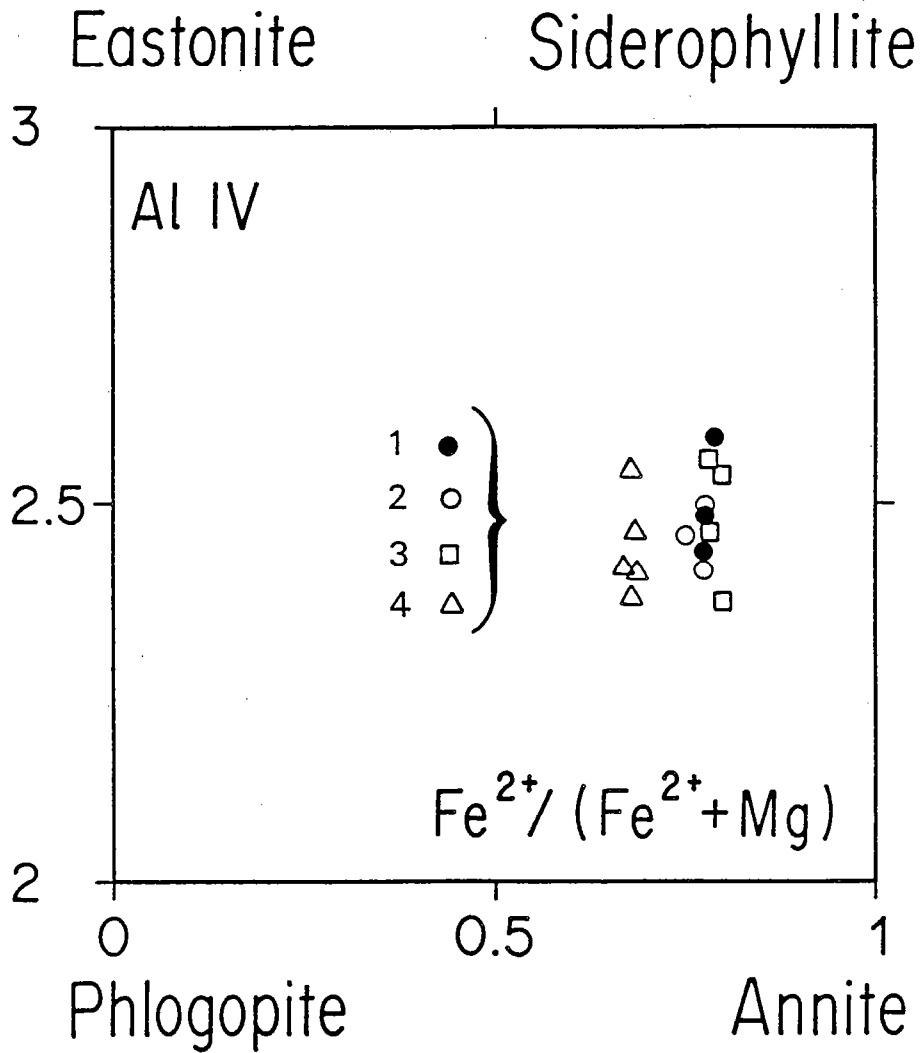


Figure 5 - Biotite compositions. 1: primary biotite in zone A (sample PI 6), 2: secondary biotite in zone A (sample PI 6), 3: secondary biotite in zone B (sample PI 6), 4: secondary biotite in the sample BAR 1.

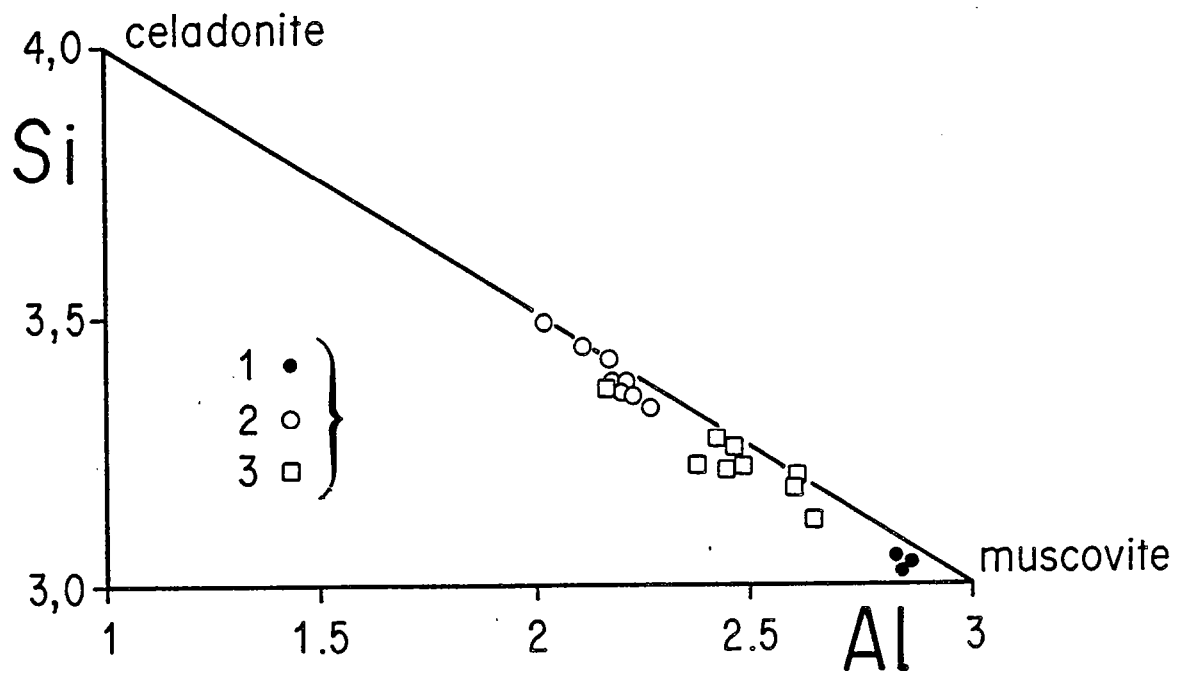


Figure 6 - Si vs total Al for white micas from samples PI 6 and BAR 1. 1: primary muscovite (sample PI 6), 2: phengites in zone A (sample PI 6), 3: phengites in zone B (sample PI 6), 4: phengites from sample BAR 1. Cations per formula unit.

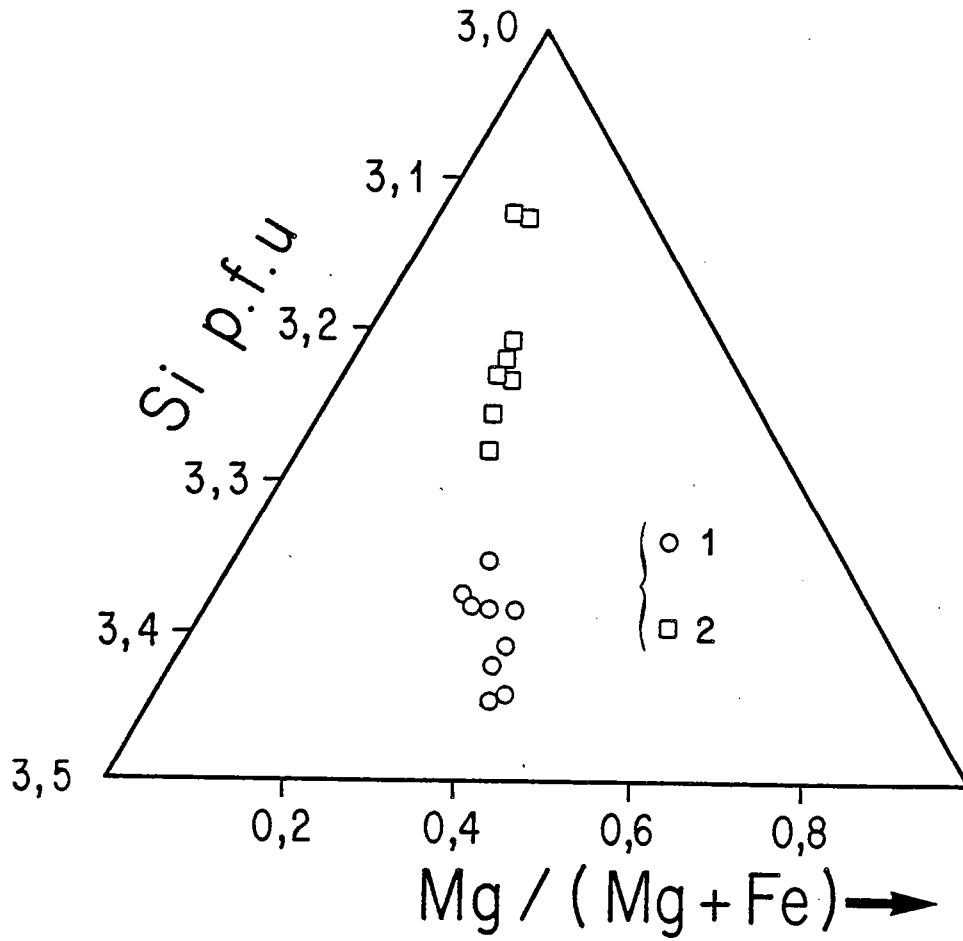


Figure 7 - Ternary diagram (Si-Fe-Mg) for phengites. 1: phengites in zone A (sample PI 6), 2: phengites in zone B (sample PI 6), 3: phengites from the sample BAR 1. Cations per formula unit.

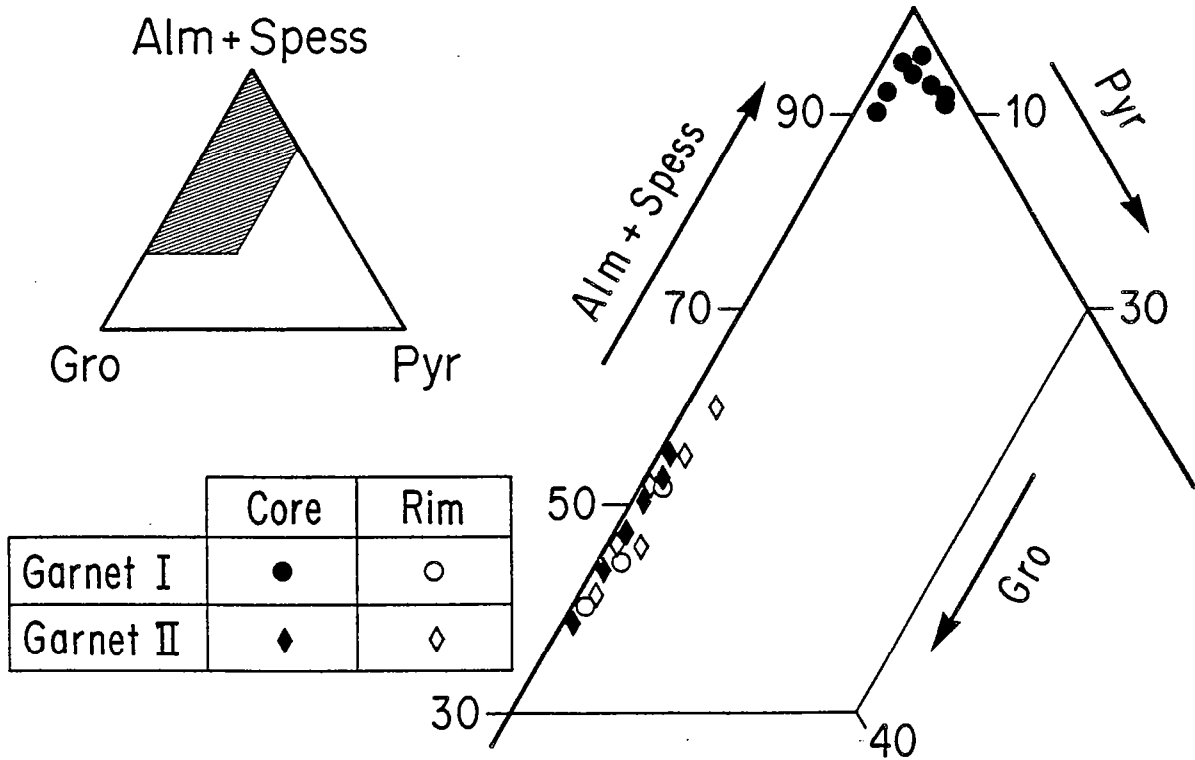


Figure 8 - Ternary diagram (Alm+Spess-Py-Gro) for garnets from sample PI 6 and BAR 1.

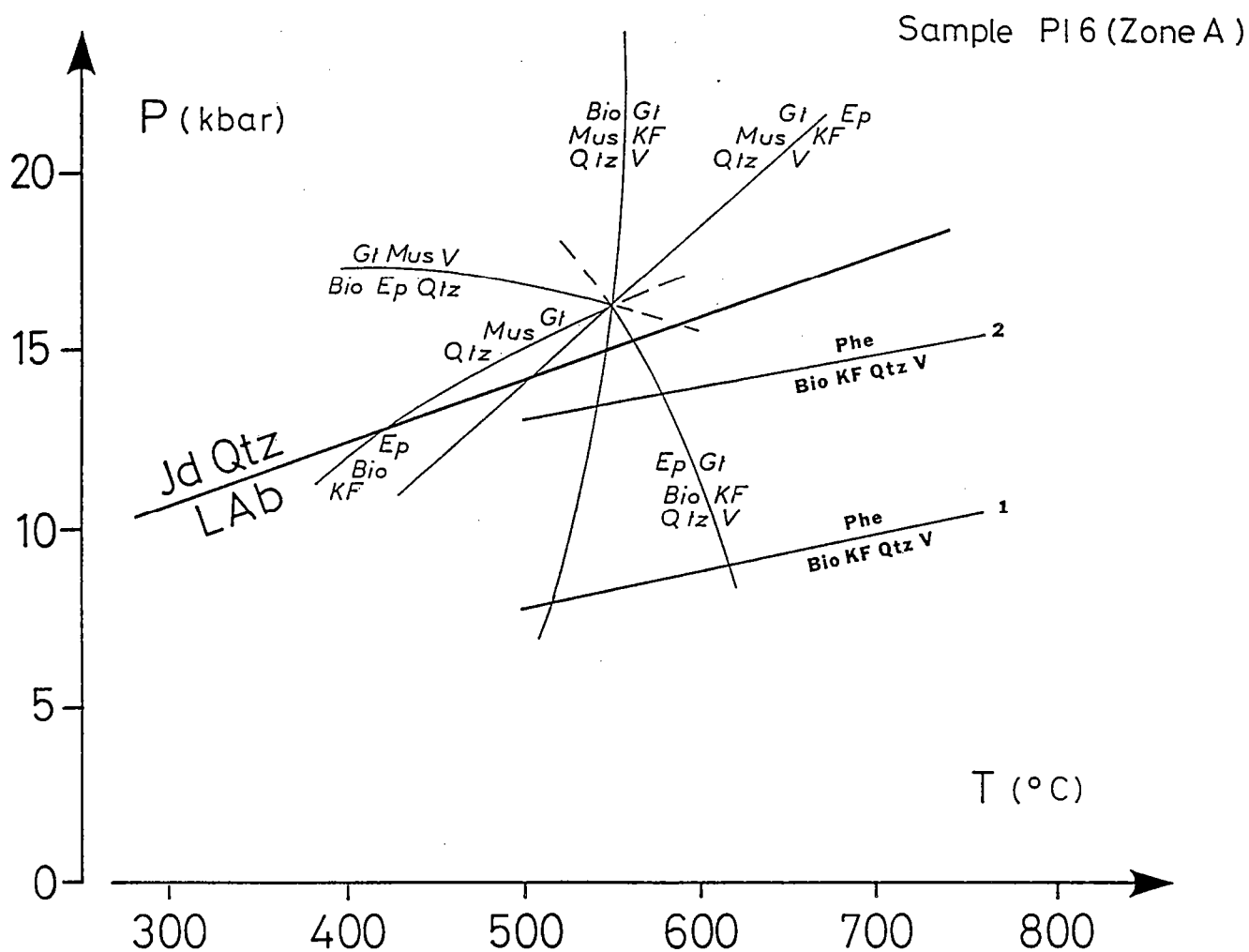


Figure 9 - Calculated P-T position of equilibria in the undeformed zone (zone A) from sample PI 6. Garnet solution model is from Geiger et al. (1987a and b). R_5 is calculated using (1) the iso-contours of Si in phengite proposed by Massonne et Schreyer (1987) and (2) the iso-logK curves proposed by Bucher-Nurminen (1987).

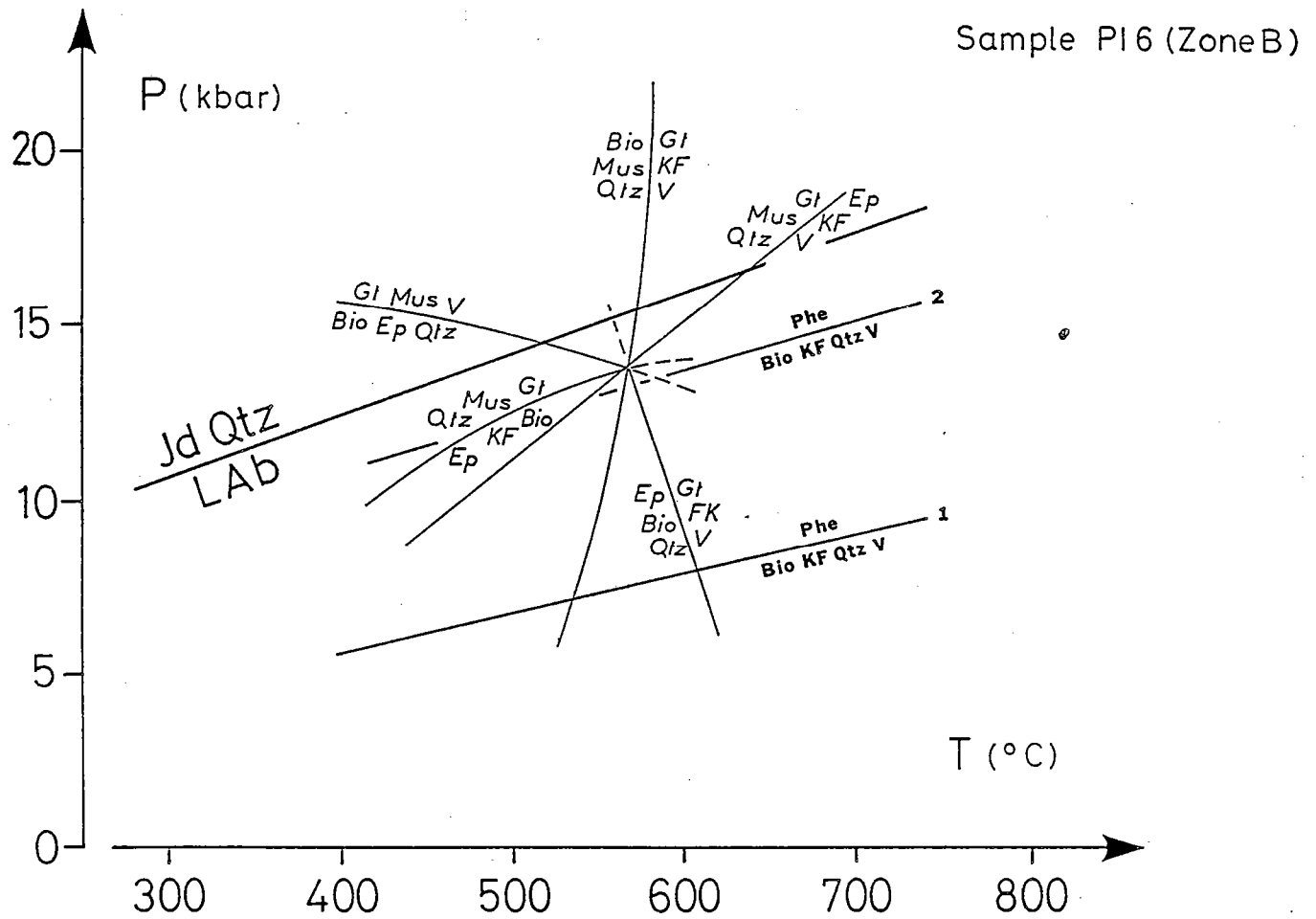


Figure 10 - Calculated P-T positions of equilibria in the mylonitic zone (zone B) from sample PI 6. Garnet solution model is from Geiger et al (1987a and b). R_5 is calculated using (1) the iso-contours of Si in phengite of Massonne and Schreyer (1987) and (2) the iso-logK curves proposed by Bucher-Nurminen (1987).

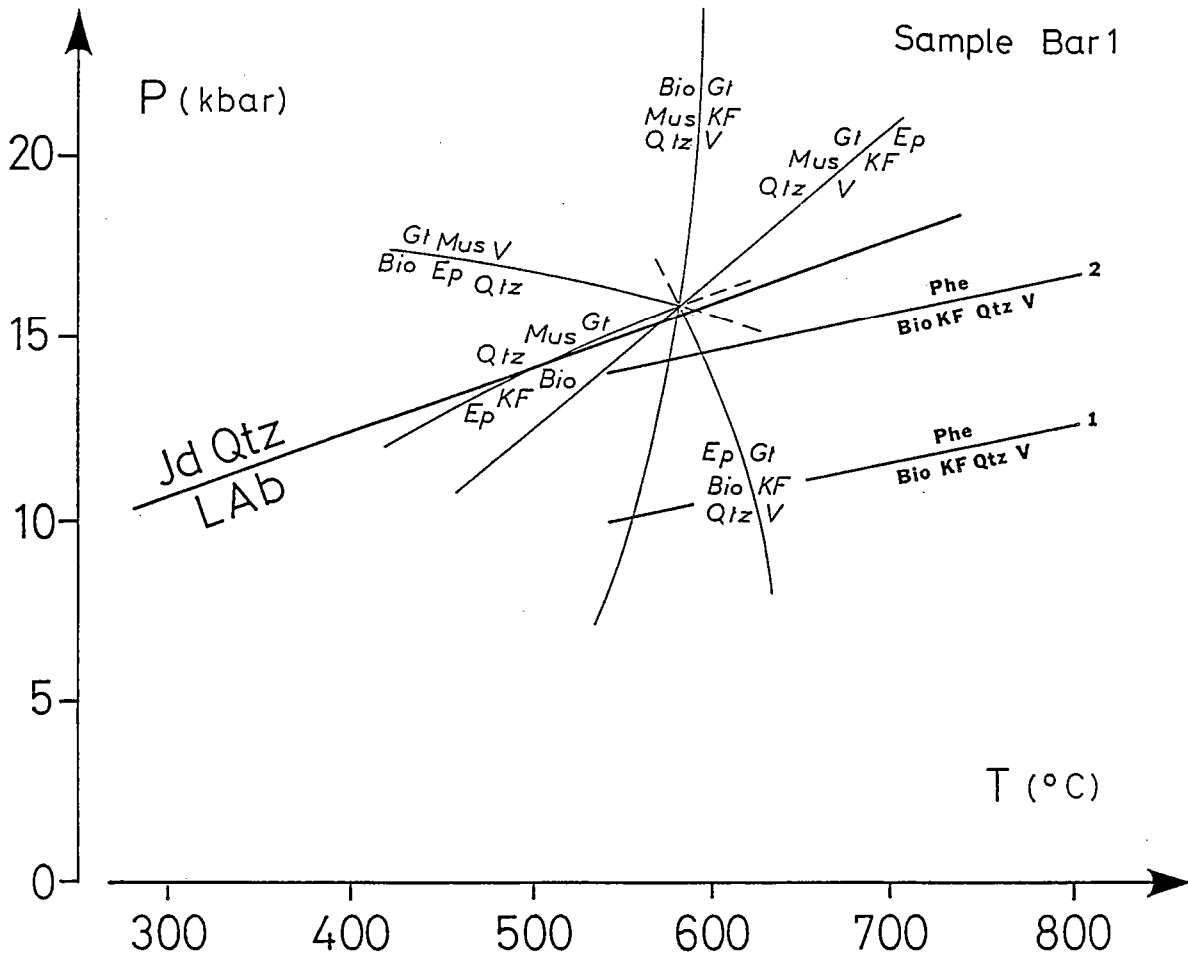


Figure 11 : Calculated P-T positions of equilibria in the sample BAR 1. Garnet solution model is from Geiger et al. (1987a and b). R_5 is calculated using (1) the iso-contours of Si in phengite of Massonne et Schreyer (1987) and (2) the iso-logK curves proposed by Bucher-Nurminen (1987).

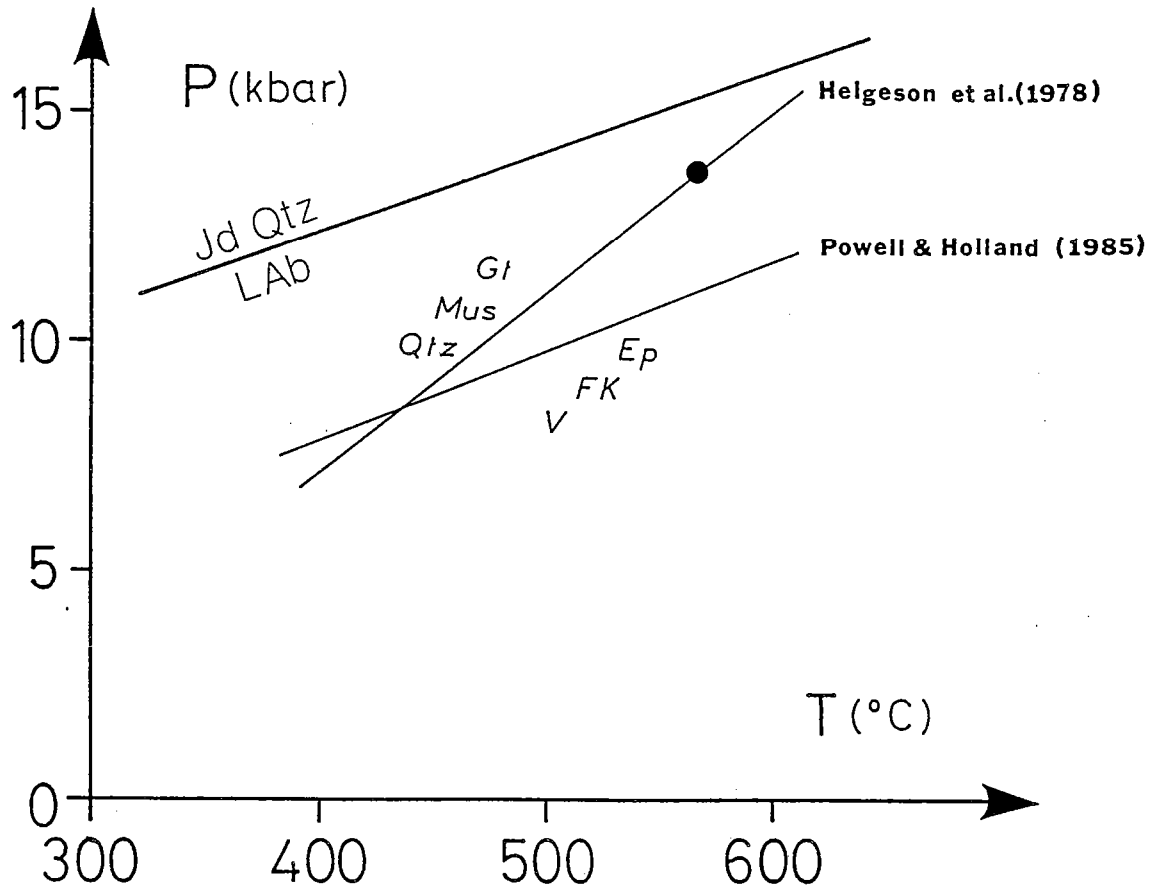


Figure 12 : Calculated P-T positions of the equilibrium R_8 in the sample PI 6 (zone B) using the thermodynamic parameters of the endmembers of Helgeson et al. (1978) and Powell and Holland (1985). The dot shows the location of the invariant point as calculated from Fig. 10.

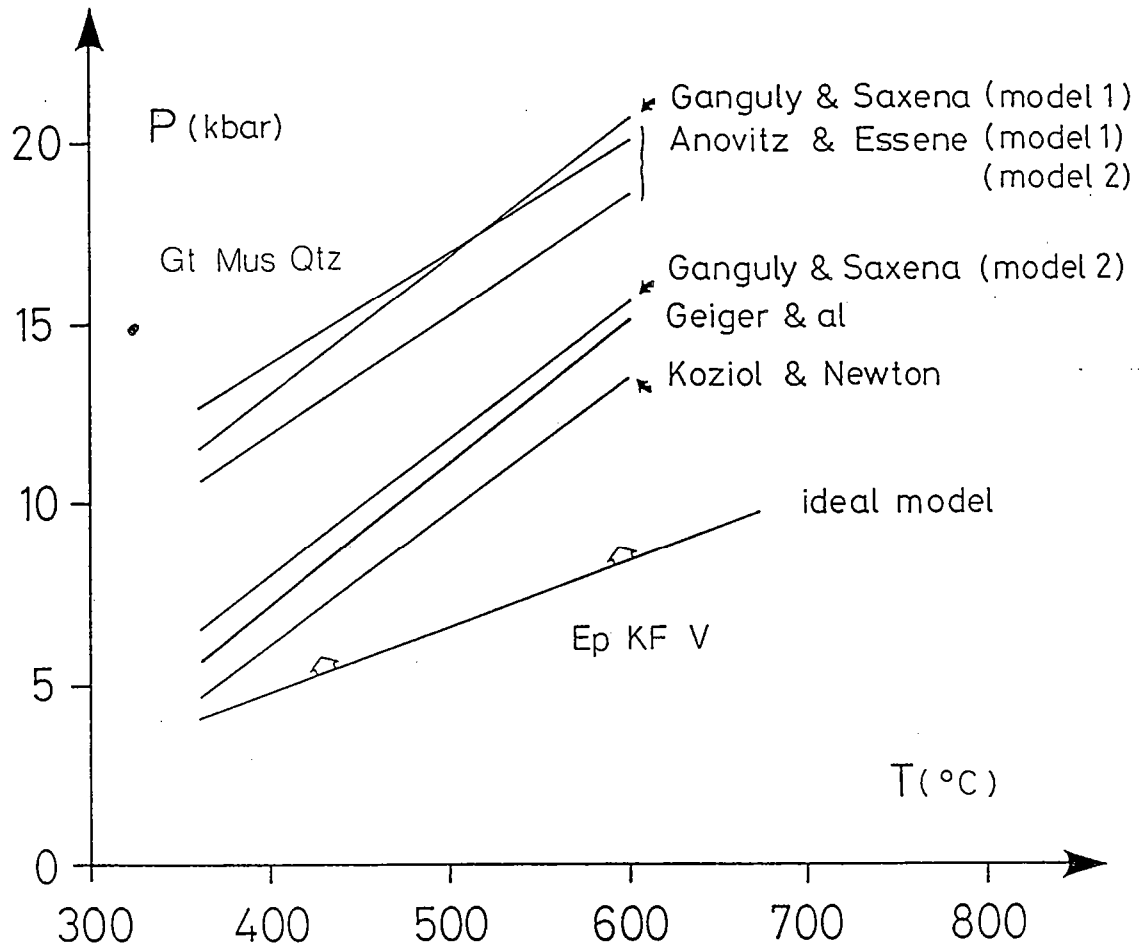


Figure 13 : Calculated P-T positions of the equilibrium R_g in the sample PI 6 (zone B) for the available garnet solid solution models.

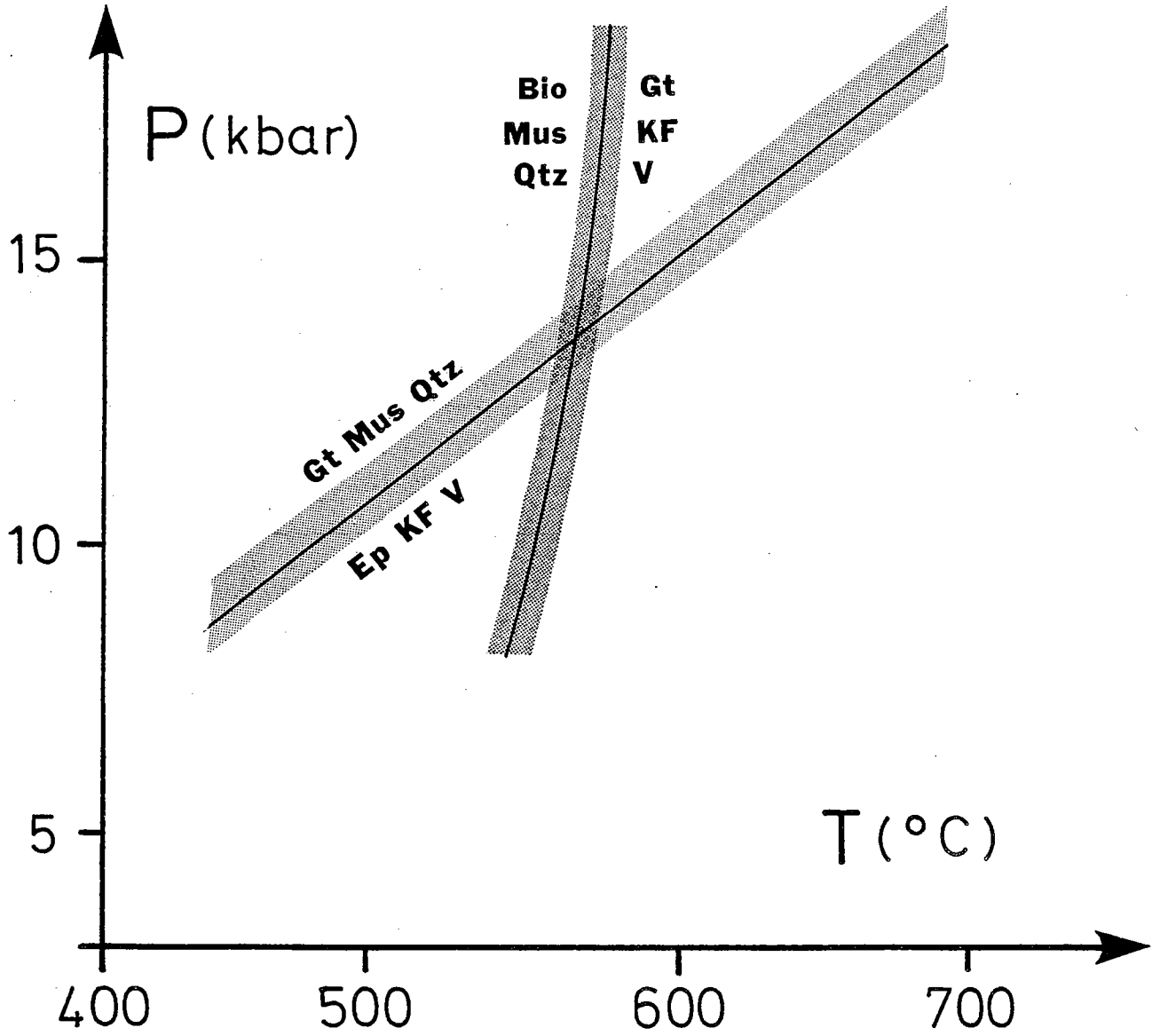


Figure 14 : Calculated equilibria R_7 and R_8 using the standard-deviation of Ca and Fe content in garnet from the sample PI 6 (Zone B). Garnet solution model is from Geiger et al. (1978). Shaded areas show the analytical uncertainties of the locations of R_7 and R_8 .

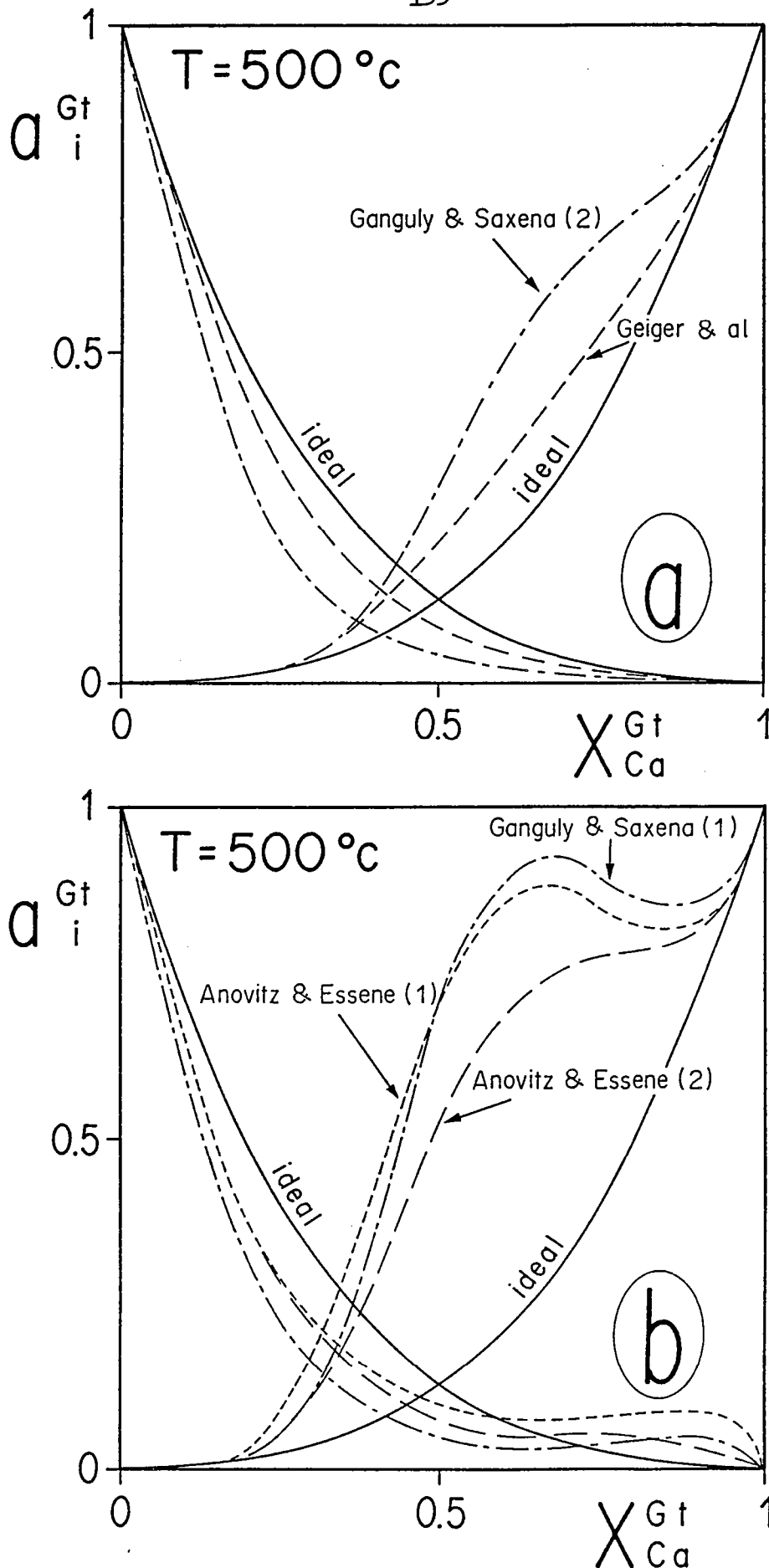
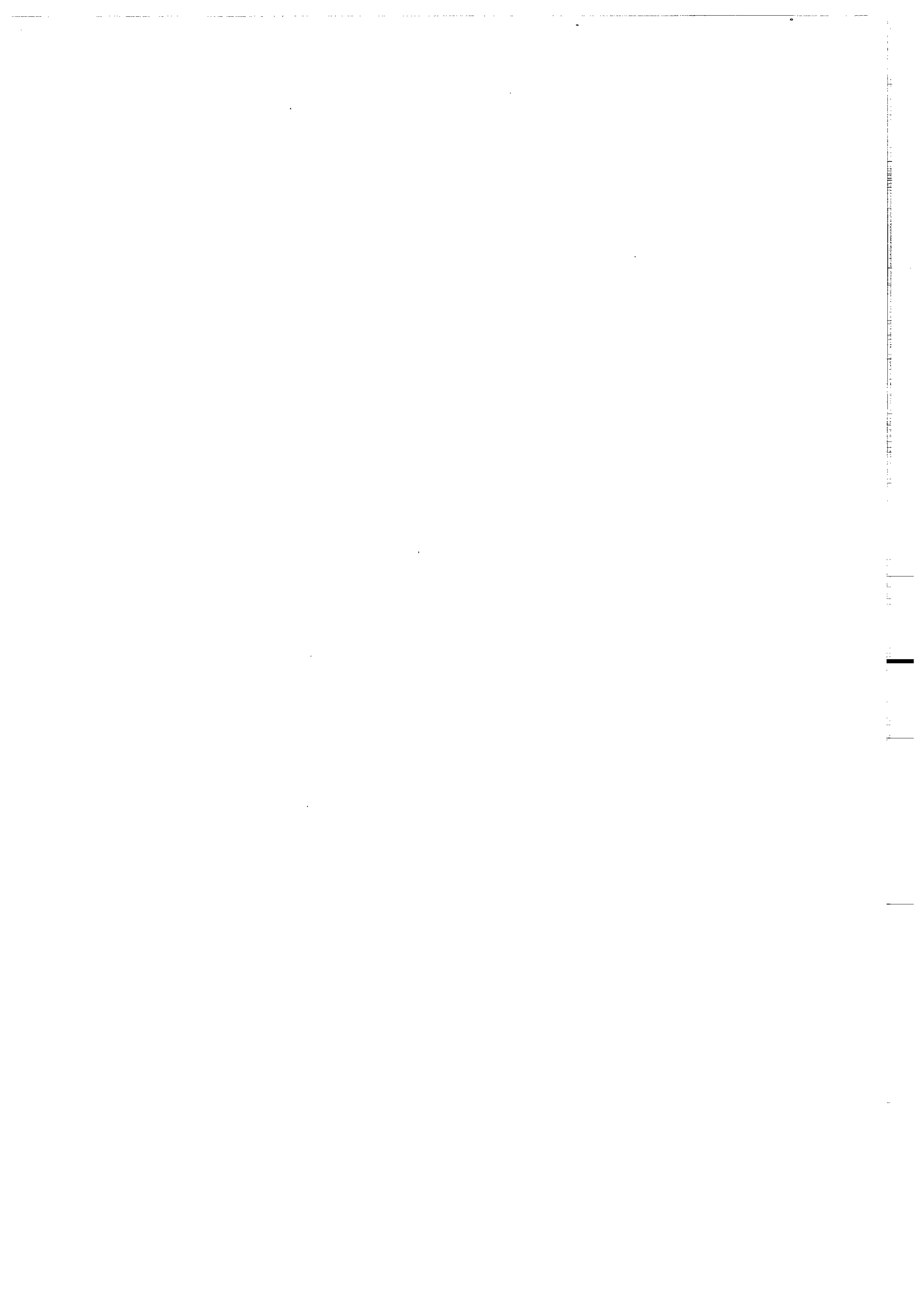


Figure 15 : Activity of grossular and almandine in garnet versus molar fraction of Ca and Fe in garnet calculated at $T = 500^{\circ}\text{C}$ and for Geiger et al. (1987) at $P = 1\text{kbar}$. Full line: ideal mixing behaviour. Activity of component i is calculated for 3 cation mixing. a) Garnet solution models assuming $W_s = 0$ after Ganguly and Saxena (1984) and Geiger et al. (1987a and b) and b) Garnet solution models assuming $W_s = 0$ after Ganguly and Saxena (1984) and Anovitz and Essene (1987).



Chapitre VI

Petrology of the leptynites from the Hercynian Champtoceaux nappe (Brittany, France) : Constraints on the P-T paths

**Petrology of the leptynites from the Hercynian Champtoceaux nappe
(Brittany, France) : Constraints on the P-T paths**

Ballèvre Michel and Le Goff Elisabeth
Laboratoire de Tectonique
Centre armoricain d'étude structurale des socles (CAESS)
Université de Rennes I
35042 Rennes Cedex

Ce chapitre représente ma contribution à un papier en préparation, qui intégrera les données obtenues par Michel Ballèvre sur les éclogites des deux unités ici étudiées, afin de définir leur histoire P-T.

Si les éclogites permettent de définir avec précision les conditions P-T de l'épisode Haute Pression dans chaque unité, les leptynites permettent d'évaluer les conditions P-T de la déformation majeure dans chaque unité.

1. INTRODUCTION.

In metamorphic domains, most petrologists use either metapelites or metabasites to elucidate P - T histories. Metagranites are rarely studied, despite the fact that a great amount of preorogenic granites are reworked in most continental collision zones. This situation results from the fact that metagranites generally present high-variance assemblages and do not show discontinuous mineral reactions during progressive metamorphism which could be used to constrain P - T conditions.

In this paper, we show that adequate thermodynamic modeling can be used to depict continuous mineral changes and estimate P - T conditions within metagranites. The studied rocks are leucocratic orthogneisses i.e. leptynites from two superposed units in the Hercynian Champtoceaux nappe. Our purpose is to (i) determine P - T conditions of the major deformation event in the leptynites and (ii) constrain P - T paths of the two units.

2. GEOLOGICAL SETTING.

The Hercynian Champtoceaux nappe (Brittany, France) is located in the South-Armorican domain (Fig. 1 and 2). It is thrust on low-grade metasediments of presumed Upper Proterozoic age. Detailed mapping shows that the nappe consists of four superposed units (Marchand, 1981).

- * The lower unit (unit 1) is essentially made of leucocratic orthogneisses i.e. leptynites, which contain numerous eclogite lenses (Lacroix, 1891; Brière, 1920; Velde, 1966 and 1970; Godard et al., 1981). In addition, eclogite-facies pelites and quartzites were recently described (Ballèvre et al., 1987; Ballèvre et al., 1988 and 1989).
- * Unit 2 consist of an orthogneiss, which is derived from an Ordovician granite (Paquette et al., 1984).
- * Unit 3 comprises three types of lithologies: (i) migmatitic metapelites and orthogneisses, (ii) leptynites containing rare eclogite lenses and (iii) amphibolitized metagabbros and serpentized peridotites. The age of the protoliths is presently unknown, except for metagabbros which are thought to derive from oceanic crust of Lower Palaeozoic age (Bernard-Griffiths et al., 1985; Paquette, 1987).
- * The upper unit (unit 4) is made of low-grade metapelites and contain serpentinitic lenses.

Most authors have previously studied either metabasites or metapelites. Data on leptynites are scarce. Leptynites are leucocratic quartzo-feldspathic gneisses with small or negligible amounts of biotite. Three hypotheses about their origin have been put forward: they might derive (i) from plutonic rocks of granitic composition, (ii) from volcanic rocks of dacitic to rhyolitic compositions and (iii) from sedimentary rocks such as arkosic sandstones. In fact, at least some of unit 1-leptynites derive from granitic rocks, as shown by rare undeformed lenses (La Picherais: Lasnier et al., 1973). U-Pb data on these granitic lenses point

to a Lower Palaeozoic age for the magmatism (Vidal et al., 1981; Paquette, 1987). According to Marchand (1981), unit 3-leptynites represent the aplitic border zone from the main Champtoceaux granite. While this latter shows evidence of partial melting, the leptynites do not.

3. PETROGRAPHY AND MINERALOGY.

We collected samples of leptynites from units 1 and 3 in order to compare their petrography and their mineralogy. Observed synkinematic parageneses are quartz + plagioclase (albite) + white mica + biotite + epidote + garnet in leptynites from unit 1 but quartz + plagioclase + K-feldspar + biotite + garnet in leptynites from unit 3. Two main differences appear:

- * Leptynites from unit 1 generally contain white micas, which are always lacking in unit 3-leptynites. Most samples from unit 1 show two types of white micas: (i) large porphyroclastic grains and (ii) fine recrystallised neoblasts.
- * Potassium feldspar is a major phase in unit 3-leptynites but is only rarely observed in unit 1-leptynites. In the latter case, K-feldspar is most probably a relict magmatic phase.

In addition, some comments are useful:

- * Garnet and epidote are common accessory minerals, but epidote has never been found in unit 3-leptynites.
- * Biotite is observed in the two units but is frequently altered into chlorite in unit 1.
- * Myrmekites are frequently observed in unit 3-leptynites and consist of quartz-oligoclase intergrowths.
- * Rutile is rarely found in unit 1-leptynites but is always rimmed by ilmenite then sphene.

Four samples were chosen for a detailed mineralogical analysis. Mineral compositions were obtained with an automated Camebax microprobe (Microsonde Ouest, Brest). Analytical conditions were 15kV accelerating voltage, 15nA sample current and 6s counting time. Natural minerals were used as standards. Average mineral compositions are reported on Table I (sample FAY 4) and II (sample SLA 6).

Feldspars

Plagioclases are pure albite in samples FAY 4 and FAY 13, with less than 1 mole per cent of anorthite. On the contrary, plagioclases from samples OIS 2 and SLA 6 contain, respectively, 11 and 16 mole per cent of anorthite end-member. Potassium feldspars have similar compositions in the two units (Or90 Ab10 in sample SLA 6, Or92Ab8 in the three other samples).

Micas

All analysed white micas are muscovites with varying celadonitic substitutions. Pre- to synkinematic muscovites have higher celadonite content than fine-grained neoblasts (sample *FAY 13*) (Fig. 3). The celadonite content is buffered to higher values in sample *FAY 4* than in sample *FAY 3*, where biotite is lacking.

It was not possible to obtain good analyses of biotites from unit 1-leptynites because they are always fine-grained or partly to totally replaced by chlorite. Biotites from unit-3 leptynites have relatively high TiO₂ content (about 3 weight %) and a Fe/(Fe + Mg) ratio of about 0.70.

Garnet

Garnet composition differ in the two units (Fig. 4). Average garnet composition in albite +/- epidote-bearing leptynites is Alm₄₂ Gro₅₆. In oligoclase-bearing leptynites, garnets are less calcic and more manganiferous (in average Alm₆₈ Gro₂₆ Spe₆). Garnet compositions from unit 1-leptynites are similar to those reported from other albite-bearing orthogneisses (Ackermann et al., 1972; Frey et al., 1976; Ashworth and Evirgen, 1984; Evans and Patrick, 1987; Le Goff and Ballèvre, 1989).

Epidote

Epidotes from sample *FAY 4* have a Fe/(Fe + Al) ratio of the order of 0.15 - 0.17.

4. P - T ESTIMATES.

4.1. CALCULATION METHOD.

Observed assemblages with the lowest variance are Qtz + Ab + Phg + Bio + Epi + Grt + relictual K-feldspar in sample *FAY 4* (unit 1) and Qtz + Olig + K-feldspar + Bio + Grt in sample *SLA 6* (unit 3). Our purpose is to use these low-variance assemblages for determining P-T conditions in the two units. Exchange geothermometers based on the FeMg partitioning between coexisting phases (e.g. garnet-biotite and garnet-phengite) cannot be used in the studied rocks, due to the high grossular content of the garnet (for a discussion, see Le Goff and Ballèvre, 1989). In consequence, the only way for determining P-T conditions in the studied rocks is to calculate the location in the P-T space of appropriate equilibrium curves.

A detailed investigation of phase relations in the KCFMASH (K₂O - CaO - (FeO + MgO) - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O) system has been made by Le Goff (1989). The synkinematic parageneses of the leptynites from the two units of the Champtoceaux nappe are characterized by their own P-T stability field (Fig. 5). Unit-1 leptynites were deformed at higher pressures and lower temperatures than unit-3 leptynites.

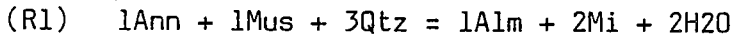
In order to precisely constrain the P-T conditions of the main deformation event in each unit, equilibrium curves are calculated using relevant thermodynamic properties for pure end-members (Table III). The

behaviour of biotite, muscovite and epidote solid solutions is assumed to be ideal. Activity expressions for these phases are given in Table III. We assume that the garnet is a binary solution of almandine and grossular, in accordance with its low spessartine content. The almandine-grossular join has been experimentally investigated by Geiger et al. (1987) and we use the garnet solution model they have proposed.

4.2. P-T ESTIMATES IN UNIT 1.

Temperature estimates

The equilibrium curve

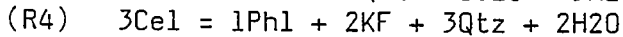
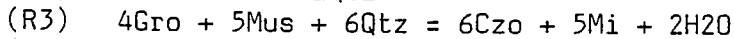
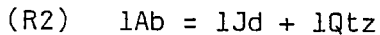


constitutes an excellent geothermometer. The poor quality of biotite analyses precludes an accurate calculation of the annite activity. In consequence, equilibrium R1 is calculated assuming $a(\text{Ann}) = 1$, which gives a minimum temperature estimate of the order of 400°C.

No other quantitative estimates of temperatures can be obtained. In particular, because of the peristerite gap in sodic plagioclases, the two-feldspar geothermometer cannot be used in the temperature range considered (Brown and Parsons, 1981). However, the lack of oligoclase suggests temperatures less than about 550°C.

Pressure estimates

Three equilibrium curves constrain pressures.



1 - The equilibrium curve R2 can be used for estimating maximum pressures because jadeite has not been found in the studied rocks. In the temperature range considered (400-500°C), pressures cannot exceed values of the order of 12-14kbar.

2 - The location of equilibrium curve R3 mainly depends on the activity model for garnet. For the observed composition (Alm40 Gro60), activity values for grossular are minimum assuming that the almandine - grossular solid solution is ideal. Any non-ideal solution model give higher values (see Le Goff and Ballèvre, 1989). Thus, equilibrium R3 calculated with an ideal model provides the lowest estimate of pressure (curve R3', Figure 6), i.e. 7-11kbar for the temperature range considered. Equilibrium R3 calculated with the non-ideal model of Geiger et al. (1987) gives higher pressure estimates (curve R3, Figure 6), of the order of 9-13kbar.

3 - The assemblage biotite + K-feldspar + quartz buffers the celadonite content of the phengites (Velde, 1967; Massonne and Schreyer, 1987). Using curves in the pure magnesian system, minimum pressures of the order of 6-8kbar are obtained.

4.3. P-T ESTIMATES IN UNIT 3.

Numerous authors have discussed at length phase relations in medium to high-grade metapelites (Vielzeuf and Boivin, 1984; Le Breton and Thompson, 1988) and peraluminous granites (Clemens and Wall, 1984). These studies unfortunately do not apply in the studied rocks for two main reasons. First, whole-rock composition is less aluminous than in metapelites or peraluminous granites and does not allow the growth of sillimnite/kyanite or cordierite. Second, the leptynites have a relatively high CaO content, which enters into garnet and strongly displaces it from a binary FeMg solution.

In the leptynites from unit 3, observed associations are mainly characterized by the stability of the Grt + KF pair and by the lack of muscovite, biotite and orthopyroxene. In consequence, P-T conditions might be constrained by the following equilibria:

- (R5) Bio + Mus + Qtz = Grt + Mi + H₂O
 (R6) Grt + Mus + Qtz = Pl + Mi + H₂O
 (R7) Grt + Mi + Ep = Bio + Pl + Qtz
 (R8) Bio + Qtz = Opx + Mi + H₂O

The lack of partial melting in the leptynites suggests that temperatures were lower than the equilibrium

- (R9) Mi + Pl + Qtz + H₂O = L

The location in the P-T space of these equilibria depends on (i) the chemical composition of coexisting minerals and (ii) the actual value of a(H₂O). Unfortunately, in the studied samples, buffering assemblages are lacking for all equilibria and no independent estimate of a(H₂O) can be obtained. In addition, no evidence of partial melting is observed in the leptynites, suggesting that a(H₂O) was less than 1.

Observed parageneses in unit-3 leptynites are located along equilibria:

- (R10) 3An + 2Ann + 3Qtz = 1Gro + 2Alm + 2KF + 2H₂O

The reaction curve is calculated using appropriate solid solution models (Table III) for a(H₂O) = 1. This indicates maximum pressures of the order of 9 to 10 kbar for temperatures of 600 to 700°C (Fig. 6).

5. DISCUSSION.

In the two studied units, the leptynites contain lenses of eclogites. P-T conditions for the eclogitic event are similar in the two units (Fig. 7). On the contrary, calculated P-T conditions in the leptynites from the two units are significantly different (Fig. 6 and 7). This results from the fact that synkinematic assemblages in the leptynites are coeval with the retrograde parageneses in the eclogites. In consequence, P-T estimates in the leptynites are used to constrain the shape of the uplift path of

the two studied units.

Unit 1

In all lithologies from unit 1 have been described eclogite-facies parageneses (eclogites: Godard et al., 1981; quartzites: Ballèvre et al., 1987; pelites: Ballèvre et al., 1988 and 1989). Estimated P-T conditions for the eclogitic event are 650-700°C, 18-20kbar. Eclogite-facies parageneses are also known in the metagranites but were previously referred to a granulitic event (Lasnier et al., 1973).

In fact, undeformed volumes of granitic rocks show pseudomorphic transformation of plagioclase and garnet coronas between magmatic plagioclases and biotites. Detailed microprobe analyses have shown that the chemistry of metamorphic minerals is controlled by local equilibria (Girardeau, 1977). This prevents any use of coexisting minerals for calculating P-T conditions in the undeformed metagranite.

The undeformed metagranite from unit 1 is similar to the eclogite-facies metagranites from the Sesia zone, Western Alps (Hy, 1984; Koons et al., 1988), except that jadeite is lacking in the former. This probably results from (i) incomplete transformations during the eclogitic event (metastable persistence of magmatic plagioclase) due to kinetic factors or reduced a(H₂O) or (ii) higher temperatures in the Champtoceaux nappe than in the Sesia zone.

Data from the leptynites suggest that a strong temperature decrease occurred after the climax of the eclogitic event (Figure 7). This result is consistent with studies in metabasites (Godard et al., 1981) and metapelites (Ballèvre et al., 1989).

Unit 2

Eclogitic parageneses are only known in metabasic lenses, where the assemblage garnet + omphacite (jadeite 30-40) + clinozoisite + kyanite + quartz + rutile is recorded (Ballèvre, work in progress). The uplift path is a near-isothermal decompression. In consequence, eclogites are strongly overprinted by amphibolite-facies assemblages: omphacite is replaced by plagioclase (anorthite 20) + diopside (jadeite 10) symplectites and amphibole - plagioclase develop around garnet.

Synkinematic assemblages in the leptynites crystallized at relatively high temperatures and at pressures lower than 10 kbar. The lack of a fluid phase in the leptynites most probably contribute to the preservation of eclogitic assemblages in the metabasites: a fluid flow from the leptynites to the eclogites is reduced.

6. CONCLUSION.

We studied leucocratic gneisses from the Champtoceaux nappe (Brittany, France), in order to constrain the P-T conditions of their deformation.

Unit 1-leptynites contain the assemblage Qtz + Ab + KF + Epi + Grt + Mus + Bio. Estimated P-T conditions are 400-500°C, 11-13kbar. Unit 2-leptynites show the assemblage Qtz + Pl + KF + Grt + Bio. An accurate

estimate of P-T conditions is not possible, due to the relatively high variance assemblage and low $a(\text{H}_2\text{O})$.

These results are used to depict P-T paths of the two units (Fig. 7). After the eclogitic event which occurred under similar P-T conditions but probably at different times, the uplift path is characterized either by a strong temperature increase (unit 1) or by a near-isothermal decompression (unit 3).

Fay 4	Mi		Pla		Ph		Ep		Gt	
	n = 3	6n-1	n = 3	6n-1	n = 7	6n-1	n = 8	6n-1	n = 2	6n-1
SiO2	63.78	0.242	68.16	0.150	48.82	0.645	38.45	0.405	38.58	0.106
TiO2	-	-	-	-	00.41	0.108	00.15	0.054	00.09	0.050
Al2O3	18.52	0.206	19.45	0.176	27.37	1.065	26.83	0.382	20.72	0.014
Cr2O3	00.01	0.021	00.01	0.029	00.15	0.230	00.01	0.026	00.10	0.064
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	08.43	0.472	-	-
FeO	00.04	0.038	-	-	04.73	0.319	-	-	19.44	0.735
MnO	-	-	-	-	00.10	0.027	00.10	0.104	00.57	0.070
MgO	-	-	-	-	02.01	0.192	00.02	0.018	00.18	0.021
CaO	-	-	0.08	0.023	00.02	0.025	24.02	0.373	20.67	0.337
Na2O	00.80	0.236	11.36	0.511	00.13	0.034	00.01	0.023	00.01	0.107
K2O	15.48	0.165	00.18	0.034	10.83	0.264	00.01	0.016	0.04	0.056
TOTAL	98.63		99.24		94.57		98.03		100.4	
	Cations per 8 oxygens				11 oxygens		12.5 oxygens		12 oxygens	
Si	2.984		2.997		3.337		3.005		3.014	
Al ^{IV}	0.016		0.003		0.663		-		-	
Al ^{VI}	1.005		1.005		1.543		2.472		1.909	
Ti	-		-		0.021		0.009		0.005	
Cr	-		-		0.008		0.001		0.006	
Fe ³⁺	-		-		-		0.496		0.065	
Fe ²⁺	0.002		-		0.270		-		1.205	
Mn	-		-		0.006		0.007		0.038	
Mg	-		-		0.205		0.002		0.021	
Ca	-		0.004		0.001		2.011		1.731	
Na	0.073		0.970		0.017		0.002		0.002	
K	0.924		0.010		0.944		0.001		0.004	
TOTAL	5.004		4.989		7.015		8.006		8.000	

Table 1 : Average analyses of sample FAY 4

SLA 6	Mi		Pla		Biot		Grenat	
	n = 6	6 n-1	n = 6	6 n-1	n = 5		n = 4	6 n-1
SiO ₂	64.61	0.349	64.13	0.288	37.29	0.665	37.58	0.313
TiO ₂	00.01	0.015	00.02	0.029	03.12	0.876	00.05	0.048
Al ₂ O ₃	18.42	0.197	22.26	0.312	16.63	1.353	20.85	0.259
Cr ₂ O ₃	00.04	0.038	00.01	0.020	-	-	-	-
FeO _{Total}	00.07	0.039	00.09	0.068	22.74	0.688	28.33	2.190
MnO	00.06	0.054	00.05	0.037	00.27	0.078	03.99	2.043
MgO	00.01	0.021	00.04	0.085	05.59	0.192	00.90	0.208
CaO	-	-	03.52	0.240	00.15	0.057	08.31	0.510
Na ₂ O	01.16	0.336	09.57	0.156	00.07	0.029	00.11	0.025
K ₂ O	15.14	0.478	00.27	0.088	08.14	0.520	00.91	0.015
TOTAL	99.52		99.96		94.00		100.13	
	Cations per 8 oxygens			7 cations + Ti + Alxc*			cations per 12 oxygens	
Si	2.992		2.883		2.834		3.014	
Al ^{IV}	0.008		0.117		1.165		-	
Al ^{VI}	0.998		1.042		0.324		1.972	
Ti	-		0.001		0.178		0.003	
Cr	0.001		-		-		-	
Fe ³⁺	-		-		0.456		0.011	
Fe ²⁺	0.003		0.003		0.989		1.889	
Mn	0.002		0.002		0.017		0.271	
Mg	0.001		0.003		0.633		0.108	
Ca	-		0.167		0.012		0.714	
Na	0.104		0.820		0.011		0.017	
K	0.894		0.015		0.789		0.001	
TOTAL	5.003		5.003		7.413		8.000	

Table 2 : Average analyses of sample SLA 6

Phase	Source of thermodynamic data	Activity model
Grossular		$a_{Gro}^{Gt} = (X_{Ca}^{Gt} \cdot \gamma_{Gro}^{Gt})^3 = \text{Geiger and al. (1987)}$
Muscovite		
R1 Quartz		$a_{mus}^{wm} = 9,48 (X_K)_A \cdot (XAl)_{M1}^2 \cdot (X_{M2}) \cdot (XAl)_T \cdot (X_i)_T^3$
Clinozoisite		
Microcline		$a_{Czo}^{Ep} = (X_{Ca})^2 \cdot (XAl)_{M1}^3$
H ₂ O		$a_{mi}^{KF} = X_K$
Almandine	Droop and Bucher-Nurminen (1984)	$a_{Alm}^{Gt} = (X_{Fe}^{Gt} \cdot \gamma_{Alm}^{Gt})^3 = \text{Geiger and al. (1987)}$
Annite		
R2 Muscovite	Helgeson and al. (1978)	$a_{Ann}^{Bio} = 9,48 \cdot (X_K)_A \cdot (X_{Fe2+})_{M1}^2 \cdot (X_{Fe2+})_{M2} \cdot (XAl)_T \cdot (X_{Si})_T^3$
Quartz		
Microcline		
H ₂ O		
* For all equilibria fugacity of H ₂ O are extracted from Powell and Holland (1985)		

Table 3 : Activity models and source of thermodynamic parameters

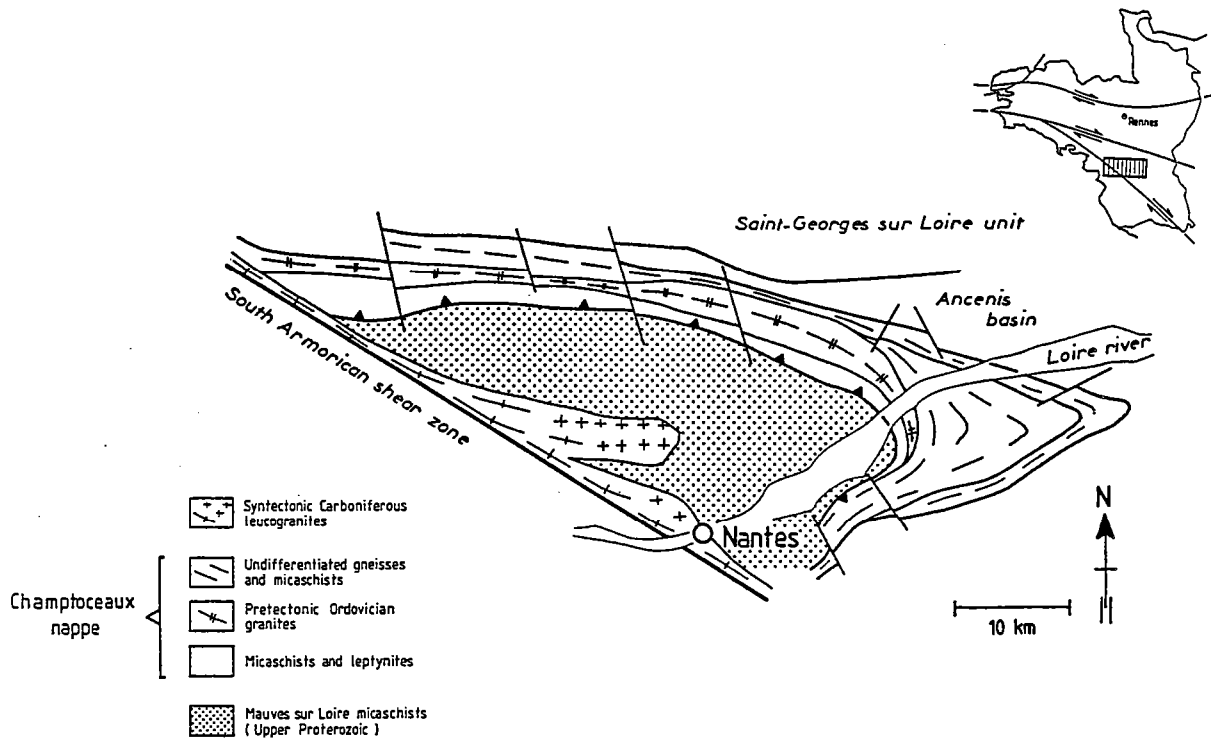


Fig. 1 : Structural map of the Champtoceaux nappe (Brittany, France). Inset shows the location of the studied area in the Armorican massif.

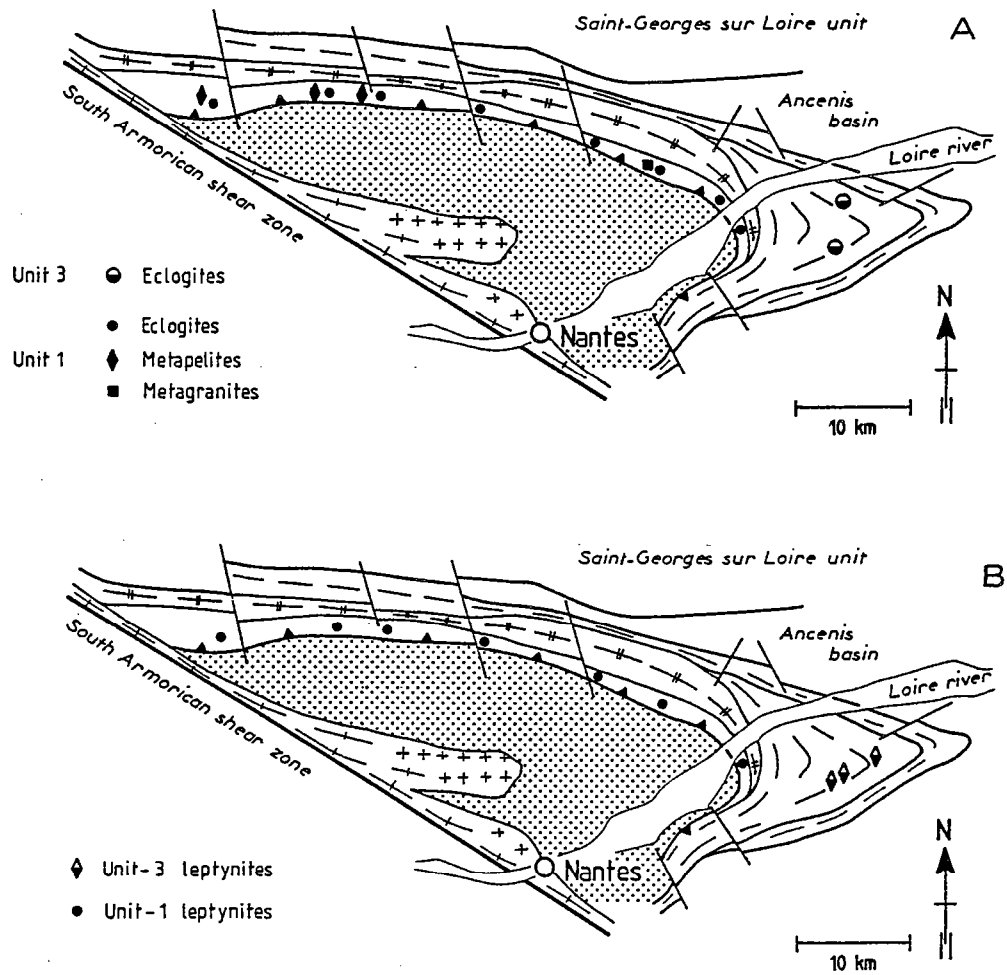


Fig. 2 : Eclogite-facies relicts in the Champtoceaux nappe (A). Note that high pressure parageneses are only recorded within metabasites in unit 3. Location of the studied leptynites from the Champtoceaux nappe (B).

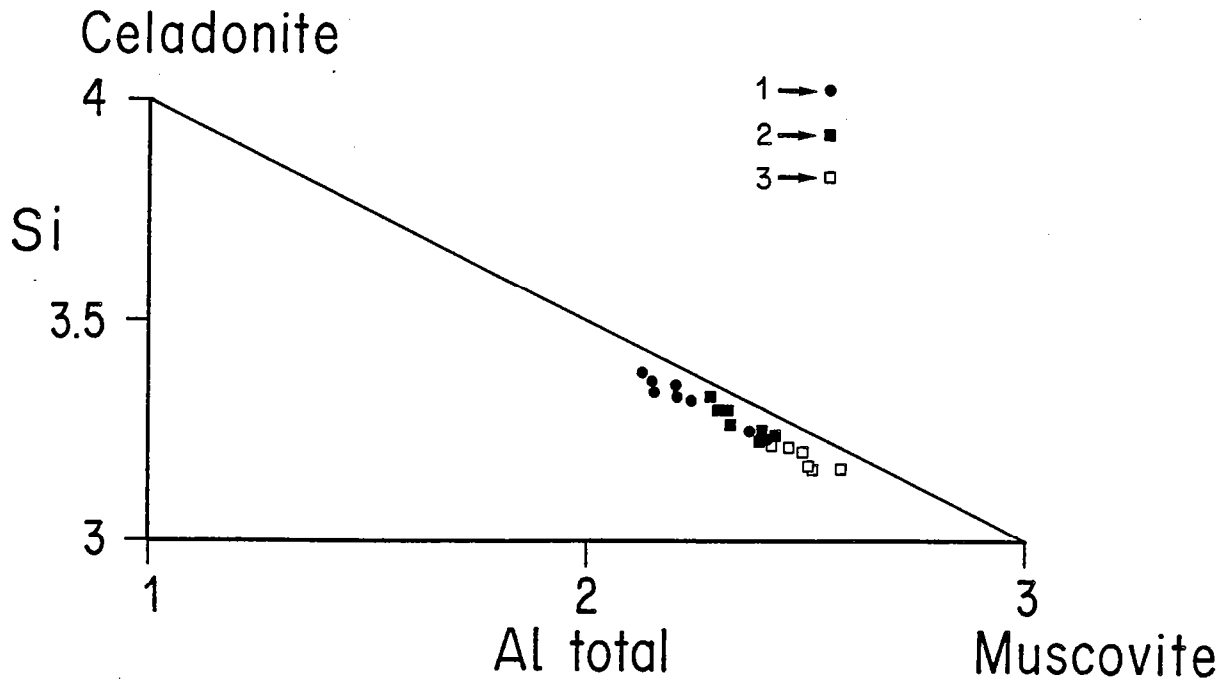


Fig. 3 : Si versus total Al for white micas from sample FAY 4 (1) and sample FAY 3 (large porphyroclastic grains = 2, fine-grained synkinematic micas = 3). Cations per formula unit.

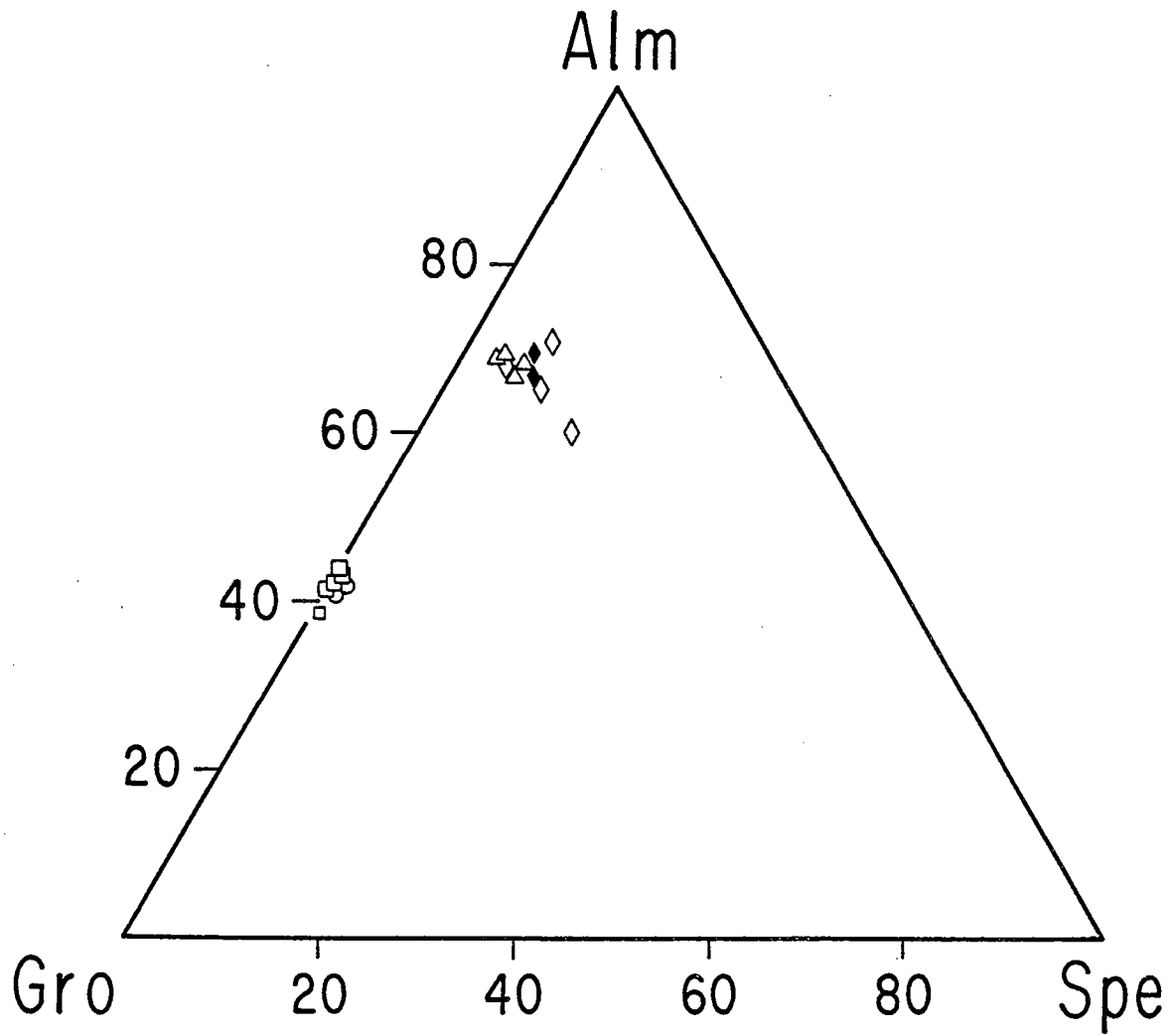


Fig. 4 : Ternary diagram (Alm-Gro-Spe) for garnet from unit 1 sample FAY 4 = circles, sample FAY 13 = squares and unit 3 sample OIS 2 = triangles, sample SLA 6 = lozenges. Full symbols represent core analyses while open symbols represent rim compositions.

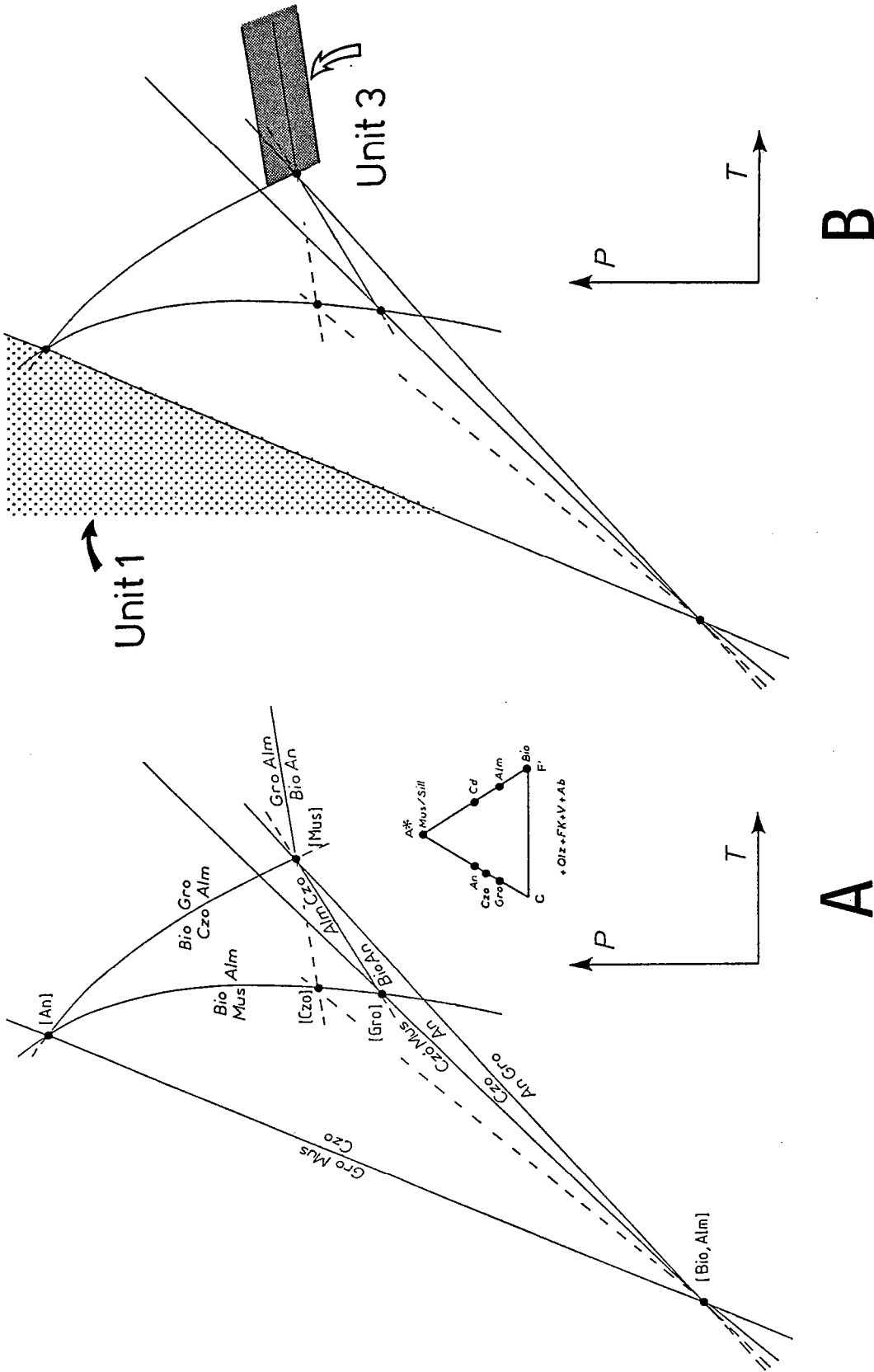


Fig. 5 : Phase relations in the KCFMASH system (A) after Le Goff (1989) and location of the observed synkinematic parageneses (B) in leptynites from the two studied units.

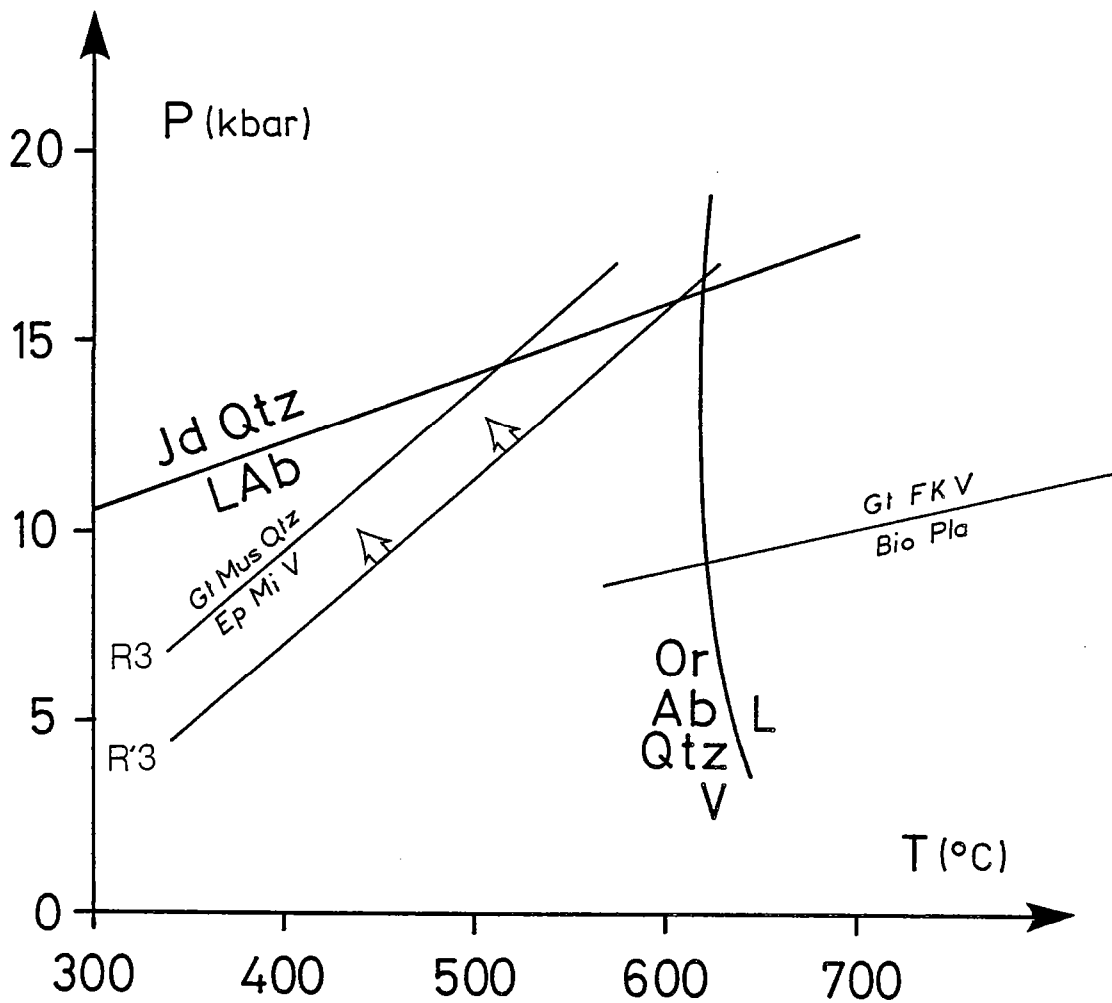


Fig. 6 : Calculated P-T positions of the equilibria R3 in the simple FAY 4 using the garnet solid solution of Geiger et al. (1987) and an ideal model R'3, and the equilibrium R10 in sample SLA 6 using the garnet solid solution of Geiger et al. (1987) and the plagioclase solid solution of Newton et al. (1980). Thermodynamic parameters of the end-members are from Helgeson et al. (1978) except the almandin (Droop and Bucher-Nurminen, 1984). Equilibrium curve R9 is from Johannes (1984).

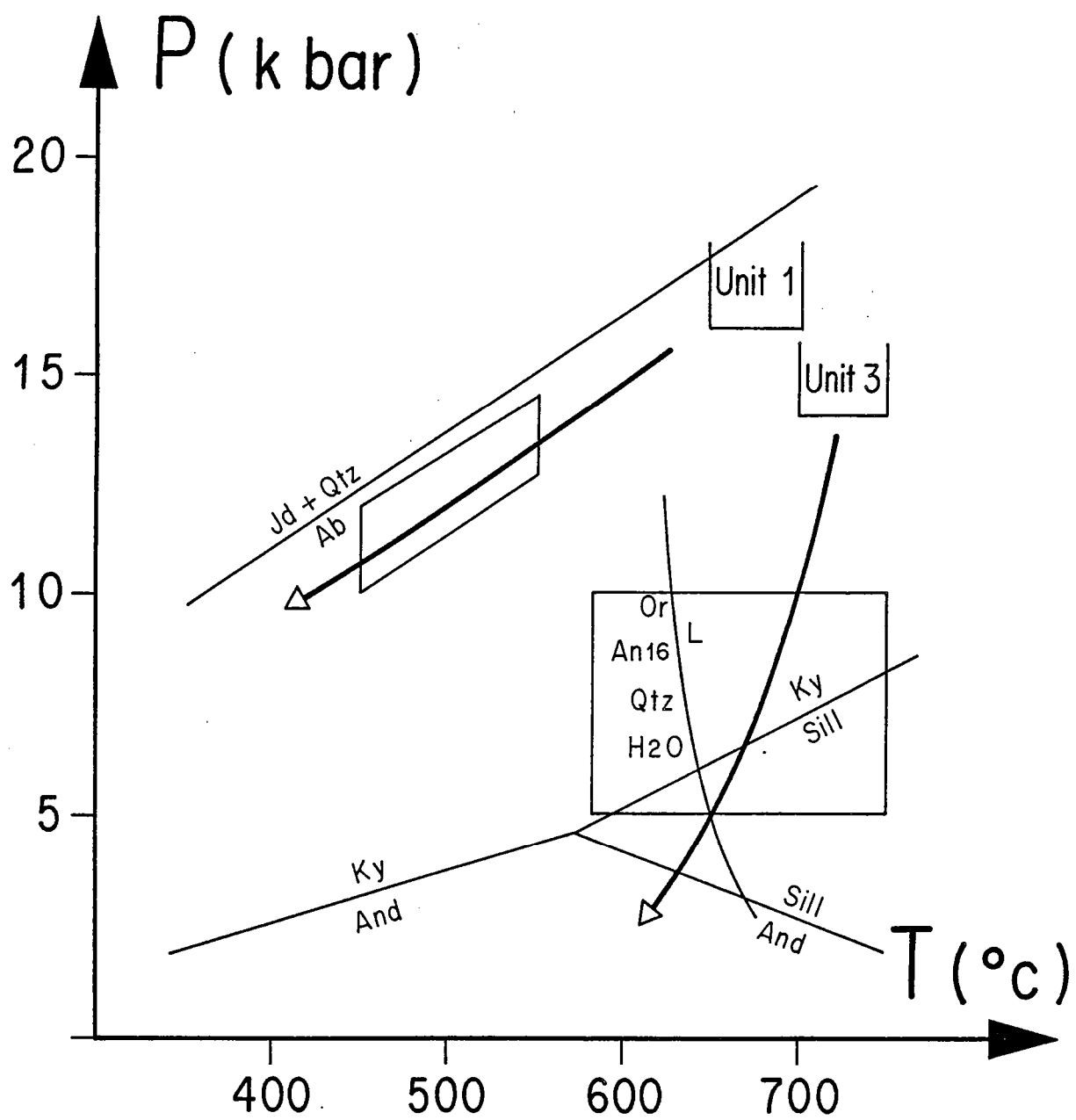
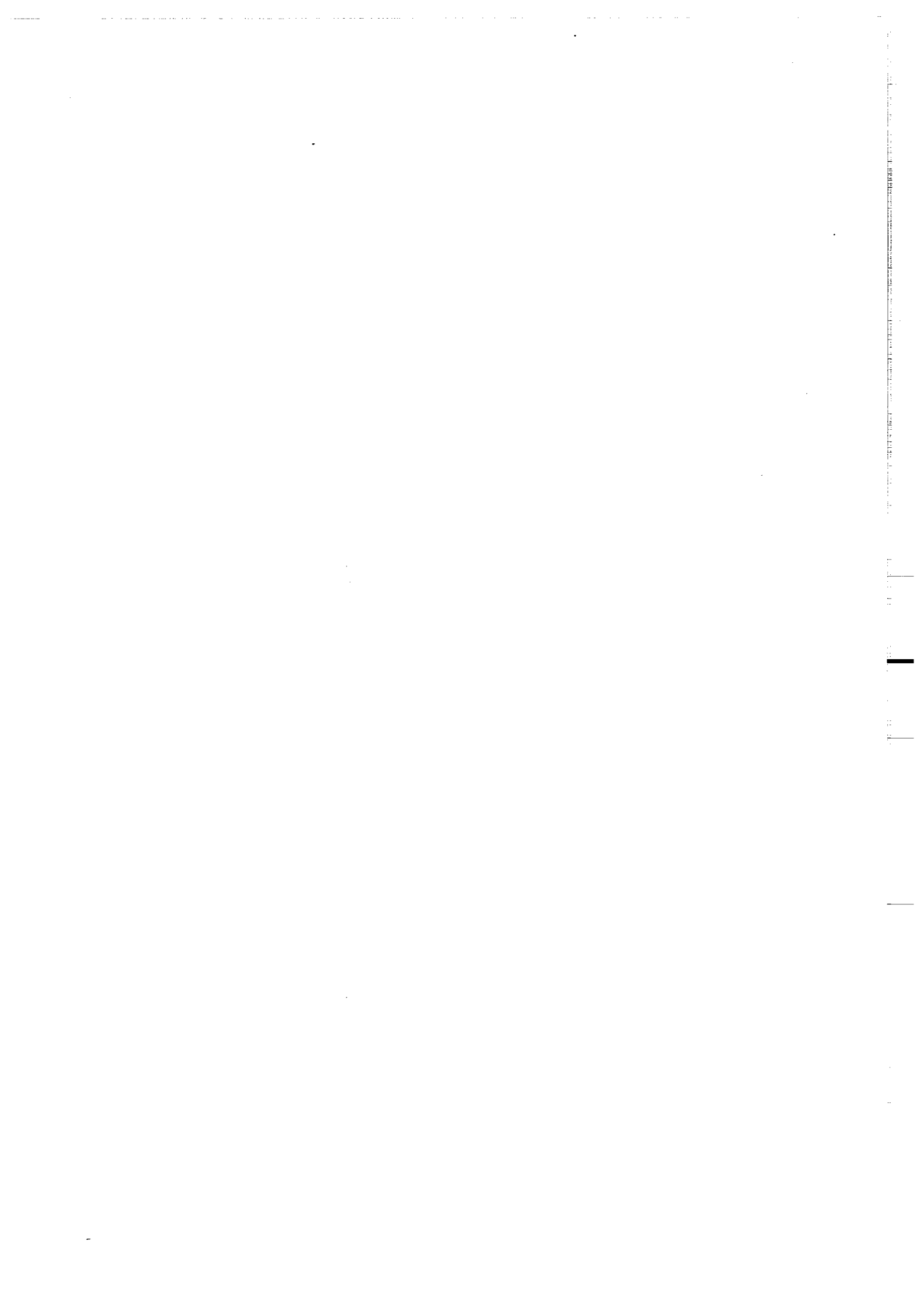


Fig. 7 : Contrasted P-T path of the two studied units.



Chapitre VII

Géothermobarométrie dans les orthogneiss déformés en faciès amphibolite : Application aux orthogneiss du Gotthard (Alpes centrales)

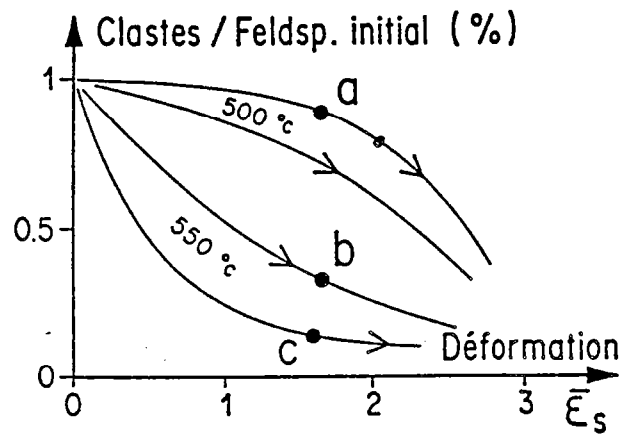


Fig. 84 : Schéma général des effets de la température sur l'évolution de la fraction feldspathique recristallisée et la transition fragile-ductile dans la phase feldspathique en fonction de la déformation totale de la roche dans les roches granitiques ; courbe a, le feldspath reste fragile pour des intensités de déformation modérée puis recristallise et devient ductile lors de la mylonitisation; courbes (b) et (c) le feldspath a un comportement ductile et recristallise dès les premiers stades de la déformation (a: massif de l'Aar, b : granite de Fibia, c : granodiorite de Lukmanier).Gapais (1987).

Chapitre VII

Géothermobarométrie dans les orthogneiss déformés en faciès amphibolite: Application aux orthogneiss du Gotthard (Alpes Centrales)

1. Introduction

Dans les domaines orogéniques, de nombreuses études structurales ont montré que les granites pré-tectoniques déformés présentaient schématiquement deux types extrêmes de comportement : un comportement fragile auquel on peut associer une déformation globalement "hétérogène" et un comportement ductile se rapportant à une déformation plus "homogène".

Ainsi, en faciès schiste vert, la déformation des granites est hétérogène. Des champs de failles ductiles séparent des domaines non déformés (cf. Voll, 1976; Choukroune et Gapais, 1983; Marquer, 1987; Gapais, 1987). Les granites présentent un caractère fragile ou semi-fragile (Mitra, 1978 et 1984). En faciès amphibolite, les granites se déforment de manière ductile. Les domaines isotropes se raréfient (cf. Gapais, 1987).

Parallèlement, les études microstructurales menées à partir d'exemples naturels par Voll (1976), Simpson (1985), Gapais (1987) ont montré que les mécanismes de déformation des phases minérales et les microstructures observées dans les granites déformés dépendent des conditions thermobarométriques de la déformation. En particulier, à la transition schiste vert / amphibolite, les caractéristiques microstructurales majeures sont les suivantes:

- Du faciès schiste vert de haut grade au faciès amphibolite, le quartz se comporte de manière ductile dès les premiers stades de la déformation (stade orthogneissique).
- Le plagioclase, fragile en faciès schiste vert devient très ductile en faciès albite-épidote-amphibolite et amphibolite (Voll, 1976; Hanmer, 1982; Gapais, 1987). Il en est de même mais dans une moindre mesure pour les feldspaths potassiques qui montrent une résistance plus grande à la déformation (Fig. 84).

En d'autres termes, à température croissante, on assiste à une diminution du contraste de ductilité entre le quartz et les feldspaths.

Le comportement (fragile, semi-fragile ou ductile) des granites lors de la déformation peut être relié au comportement du plagioclase et du feldspath potassique et dépend des conditions thermiques de la déformation (Voll, 1976; Gapais, 1987). Cette transition Fragile/Ductile est corrélée à la transition schiste vert/amphibolite (Simpson, 1985 ; Gapais, 1987).

Afin d'estimer quantitativement, les conditions thermiques des transitions microstructurales majeures reconnues dans les granites, notre étude s'est portée plus particulièrement sur les

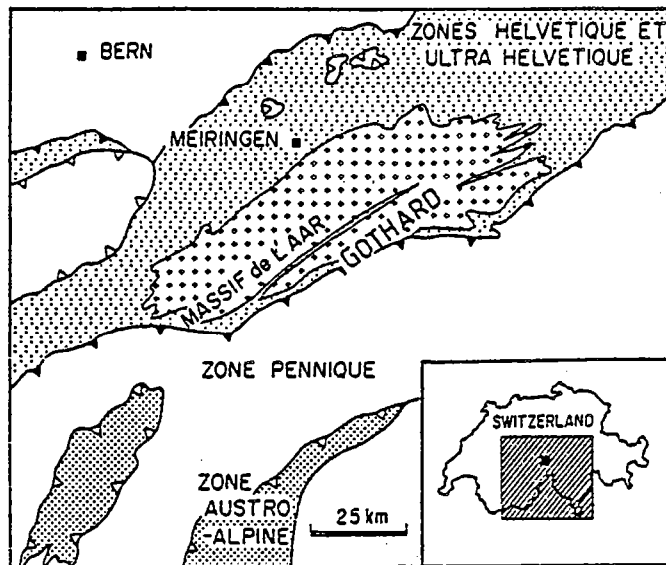


Fig. 85 : Carte géologique simplifiée localisant les massifs cristallins externes de l'Aar et du Gotthard (d'après Choukroune et Gapais, 1983).

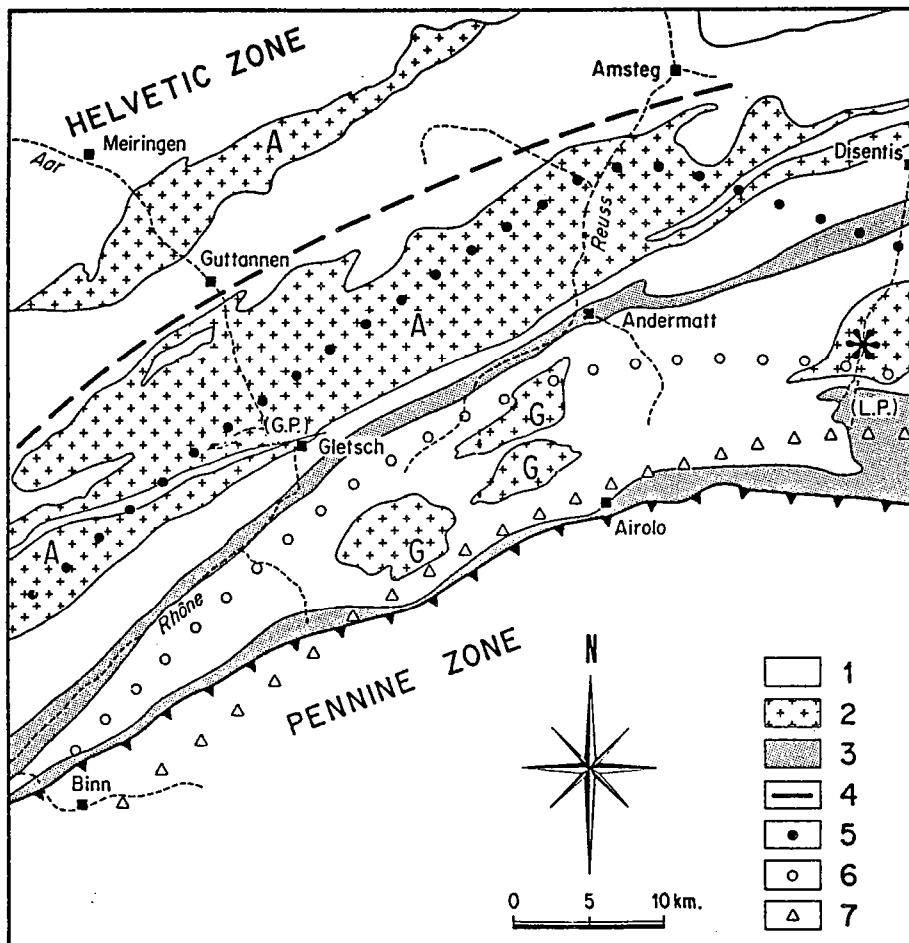


Fig. 86 : Carte générale des massifs cristallins externes des Alpes centrales suisses. (G.P.): Grimsel Pass; (L.P.): Lukmanier Pass; 1: séries indifférenciées; 2: roches granitiques préalpines (A: Aar, G: Gotthard); 3: Mésozoïque et Permocarbone des zones externes; 4: Apparition de la biotite verte dans les métagranites (Steck et Burri, 1971); 5: Transition sanidine/microcline (Bambauer et Bernotat, 1982); 6: Transition albite/oligoclase (Steck, 1976); 7: Apparition du staurotide. L'étoile représente la localisation des orthogneiss étudié par Poty et al. (1974) (d'après Gapais, 1987).

orthogneiss du Gotthard (Alpes centrales) qui sont proches de la transition faciès schiste vert/faciès amphibolite (Fig. 85).

2. Contexte géologique

Les massifs cristallins de l'Aar et du Gotthard constituent le socle antéalpin dans le domaine helvétique des Alpes centrales (Fig. 85 et 86). Considérés comme relativement isotropes avant l'histoire alpine (Thakur, 1973), ces massifs granitiques ont subi une déformation dont l'intensité est croissante du Nord (Massif de l'Aar) au Sud (Massif du Gotthard) (Steck, 1984 ; Marquer, 1987 ; Gapais, 1987). Ils sont caractérisés par une déformation alpine hétérogène préservant localement des lentilles de matériel peu déformés, décrites en particulier dans le granite de Fibbia, au col du Gotthard (Labhart, 1977 ; Marquer, 1987 ; Gapais, 1987) (Fig. 87).

Dans le massif du Gotthard, la foliation de direction moyenne N60 est en éventail (Marquer, 1987). Pentée vers le Sud au Nord du massif, la schistosité s'inverse et pend vers le Nord à la limite entre les domaines helvétiques et penniques, au Sud (Fig. 88). Sur ces plans de schistosité, la linéation d'étirement est subverticale.

A l'échelle des massifs de l'Aar et du Gotthard, la structuration alpine a été interprétée en terme de déformations superposées caractérisées par une déformation tangentielle chevauchante vers le Nord et par un r trocharriage tardif de ces unités vers le Sud (Steck et al., 1979 ; Huber et al., 1980 ; Steck, 1984). Plus récemment, Choukroune et Gapais (1983) ont montré dans la vallée de l'Aar que l'ensemble des structures peut être considéré en terme d'une déformation progressive proche d'un modèle de déformation par applatissage coaxial.

La répartition des isogrades sur la transversale Aar-Gotthard montre un accroissement des conditions P-T du Sud au Nord (Fig. 86).

- L'isograde d'apparition du staurotide dans les roches p littiques correspond globalement à la limite entre les domaines penniques et helvétiques (cf. Steiger, 1962 ; Frey, 1974 ; Fox, 1975 ; Frey et al. 1980) (Fig. 86). Plus particulièrement, dans la couverture mésozoïque du Gotthard, Klaper et Bucher-Nurminen (1987) décrivent des assemblages AFM   Gt-Bio-Chl, Gt-Chl-Ctd, Gt-St-Chl. Selon la grille pétrogénétique propos e par Vuichard et Ballèvre (1988), les conditions P-T de cristallisation de ces assemblages sont de l'ordre de à 560-580  C pour des pressions supérieures à 5 kbar.

- Une analyse d taill e de la composition des plagioclases dans les orthogneiss, effectu e sur la transversale du Gotthard par Steck (1976), a montré que le massif se situe essentiellement dans le champ de stabilité de l'oligoclase (Fig. 86). La limite albite/oligoclase observ e au Nord du massif est estim e   500-550  C d'après Maruyama et al. (1983) pour des pressions de l'ordre de 5-6 Kbar.

- Au coeur du massif de l'Aar, Steck et Burri (1971) ont cartographié l'isograde de l'apparition de la biotite verte dans les orthogneiss (Fig. 86).

Dans le massif du Gotthard, les estimations des conditions P-T de la déformation majeure sont peu nombreuses. Klaper et Bucher-Nurminen (1987) estiment les conditions P-T post-schisteuses dans

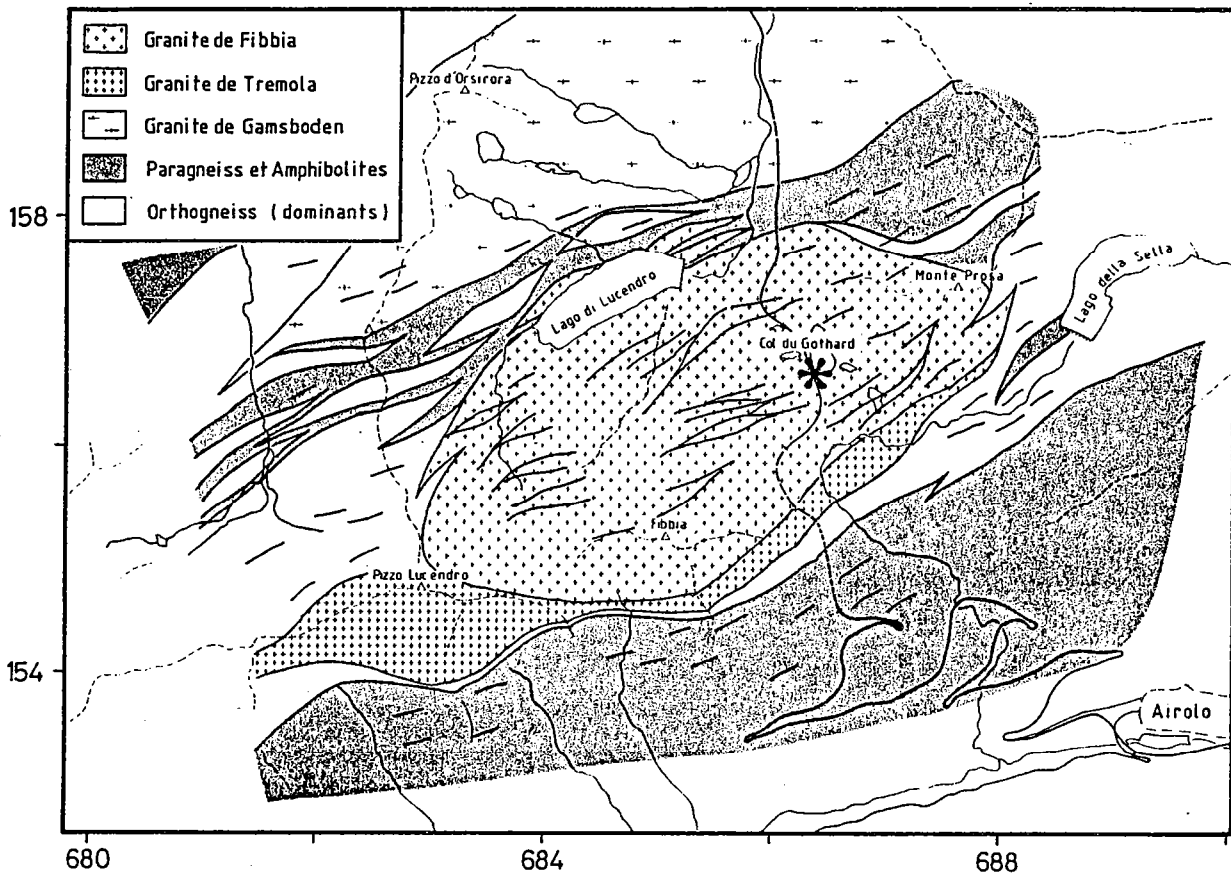


Fig. 87 : Carte géologique de la région du Gotthard d'après Marquer (1987) montrant la localisation des échantillons étudiés.

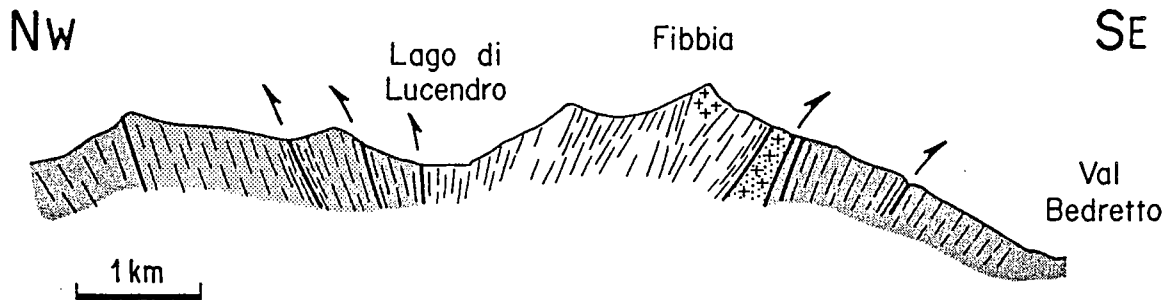


Fig. 88 : Coupe structurale de la région du col du Gotthard. Gris sombre: paragneiss et amphibolites; gris clair: granite de Gamsboden; point: granite de Trémola; blanc: granite de Fibbia; La trace de la schistosité ainsi que les domaines relativement peu déformés (croix) sont indiqués. La coupe montre le double déversement de la structure. D'après Marquer (1987).

les métapélites aux alentours de 500 °C et 5-6 Kbar. Par ailleurs, Poty et al. (1974) ont effectué une analyse microthermométrique des inclusions fluides du quartz dans les méta-granites. Dans les orthogneiss de Fibbia et du Val Médél (Fig. 87) les conditions P-T obtenues sont respectivement $T \geq 380$ °C, $P \geq 1.4$ kbar et $T \geq 505$ °C, $P \geq 2,7$ kbar. Cependant, la présence de chlorite dans ces roches (Poty et al., 1974) suggèrent que les conditions P-T estimées sont tardives par rapport à la déformation majeure qui est classiquement attribuée au faciès amphibolite.

Ces travaux suggèrent que les conditions P-T synschisteuses dans le Gotthard se situent entre 500°C et 580°C.

3. Conditions P-T de la déformation dans les orthogneiss du Gotthard

3.1. Introduction

L'estimation des conditions P-T de la déformation alpine a été effectuée dans le granite de Fibbia (Fig. 87) et dans lequel les variations microstructurales et géochimiques associées à la déformation ont été étudiées antérieurement (Marquer, 1987; Gapais, 1987). Ces conditions P-T sont classiquement attribuées au faciès amphibolite. Cependant, certaines zones de cisaillement sont réactivées plus tardivement (Marquer, 1987). De ce fait, deux échantillons de méta-granites déformés ont été choisis afin de déterminer les conditions P-T maximales de la déformation majeure (échantillon Gc2C) et d'estimer les conditions P-T de la rétro-morphose dans les zones de cisaillement réactivées (échantillon Gc2J) (Tab. 10).

3.2. Pétrographie

Le granite de Fibbia est un granite porphyroïde (Fig. 89) à biotite dont les pourcentages modaux des phases magmatiques (quartz, plagioclase, feldspath alcalin et biotite) sont respectivement de l'ordre de 35 %, 28 %, 30 % et 7 %. La localisation des échantillons étudiés est précisée sur la figure 87. Les analyses chimiques du granite pour différentes intensités de la déformation ont été effectuées par Marquer (1987) et sont présentées dans le tableau 10.

La paragenèse alpine apparaît déjà dans les granites les moins déformés (échantillons GC2A et GC2B), au niveau d'une matrice fine représentant environ 2 % du volume de la roche. Les caractéristiques texturales et minéralogiques sont les suivantes:

- le feldspath potassique porphyrique d'environ 1400 μ m possède à la fois une texture perthitique et localement des mâcles type microcline. Il est en général entouré de néoblastes feldspatiques de faible dimension (50 μ m). On observe localement des textures myrmékitiques en bordure des clastes au contact du plagioclase.
- le plagioclase est présent sous forme de clastes (800 μ m) ou de néoblastes (50-100 μ m). Au coeur des clastes, s'observent de nombreuses inclusions de phengite et d'épidote, tandis qu'à la périphérie cristallisent des grenats métamorphiques automorphes (Fig. 90).

	GC2A	GC2B	GC2C	GC2D	GC2E	GC2F	GC2G	GC2L	GC2J
Es	0,80	0,95	1,05	1,30	1,55	1,45	1,40	2	1,0 < Es < 2
SiO ₂	72,06	72,21	72,97	72,54	72,44	71,40	72,79	72,36	71,08
Al ₂ O ₃	15,28	14,91	14,35	14,78	14,29	14,28	13,93	13,80	14,19
Fe ₂ O ₃	1,94	2,02	2,11	2,05	2,12	2,52	2,07	2,08	2,87
MnO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07
MgO	0,40	0,43	0,44	0,44	0,50	0,57	0,41	0,46	1,49
CaO	1,52	1,56	1,61	1,63	1,47	1,63	1,51	1,81	0,69
Na ₂ O	3,58	3,67	3,65	3,76	3,60	3,91	3,77	4,40	3,50
K ₂ O	4,45	4,69	4,23	4,34	4,26	4,10	4,30	3,55	4,70
TiO ₂	0,20	0,22	0,22	0,22	0,23	0,27	0,22	0,21	0,22
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,07	0,05	0,07	0,07
P.F.	0,43	0,47	0,50	0,54	0,82	0,78	0,63	0,31	1,15
Total	99,98	100,29	100,20	100,42	99,84	99,59	99,73	99,14	100,03

Tab. 10 : Composition chimique des granites de Fibbia (col du Gotthard) dans un gradient de déformation d'après Marquer (1987).

- la biotite I possède des aiguilles de rutile (sagénitisation). A son pourtour, recristallisent des biotites secondaires ou biotites II, des phengites, des épidotes et du sphène (Fig. 91).

Dans les granites, dès le stade isotrope, le métamorphisme alpin s'exprime donc par l'apparition de la paragenèse à Qtz-FK-Pla-Bio-Ph-Ep-Gt-Sph.

Lorsque la déformation s'intensifie ($s = 1$ à 2 : stade orthogneissique défini par Marquer (1987)) (échantillons GC2C à GC2G), les phases magmatiques se déstabilisent progressivement au profit de l'assemblage métamorphique. Parallèlement, le pourcentage de matrice augmente (Marquer, 1987; Gapais, 1987). On observe en particulier:

- une augmentation du nombre et de la taille des épidotes et des phengites.
- une disparition des biotites I.
- une diminution de la taille des grenats qui sont maintenant xénomorphes.
- une diminution du nombre d'inclusions de phengite et d'épidote dans les clastes de plagioclase.

Dans les stades ultimes de la déformation (ultramylonite GC2L), les clastes ont totalement disparu, mais la paragenèse métamorphique reste identique à celle des faciès les moins déformés.

Les granites repris par une déformation tardive présente une paragenèse à Qtz-FK-Pla-Bio-Ph-Ep-Sph (échantillon Gc2J). Le grenat est absent.

3.3. Minéralogie

Les échantillons Gc2C et Gc2J ont été analysés à la microsonde Oüest (IFREMER, Brest). Les conditions analytiques sont: une tension d'accélération de 15 KeV, une intensité de courant échantillon de 15 nA et un temps de comptage de 6s. Les standards sont des minéraux naturels.

Le feldspath potassique

Les clastes de feldspath potassique présentent soit un aspect d'orthose perthitique (High microcline) soit de microcline (low microcline) comme l'ont défini Bambauer et Bernotat (1982). La composition moyenne du microcline est identique dans les échantillons Gc2C et Gc2J soit $Or_{94}Ab_6$ (Tab. 11 et Tab. 12). Dans l'échantillon Gc2C, des blastes de faible dimension et de composition $Or_{93}Ab_7$ (Tab. 11) entourent ces clastes.

Le plagioclase

Dans l'orthogneiss Gc2C, du coeur vers la bordure des clastes de plagioclase, on remarque d'abord une brutale augmentation de la teneur en anorthite du plagioclase puis parfois une diminution. Des exemples représentatifs de ces zonations sont donnés dans le tableau 13. Des zonations inverses semblables sont connues dans les métapélites (Klein, 1976; Wenk et Wenk, 1984), dans les marbres (Wenk et Wenk, 1984), dans les metabasites, métagranodiorites et les métatonalites (Morteani et Raase, 1974). Elles sont en général expliquées par une augmentation en température (Morteani et Raase, 1974; Wenk et Wenk, 1984). Cette hypothèse est confirmée par la zonation du grenat métamorphique (voir ci-dessous). Dans la matrice, les blastes qui recristallisent ont une composition homogène et sont soit des albites de composition moyenne An_5Ab_{94} , soit des oligoclases de composition moyenne $An_{18}Ab_{81}$



Fig. 89 : Photographie de l'orthogneiss de Fibbia (Col du Gotthard). Echelle 1 cm.

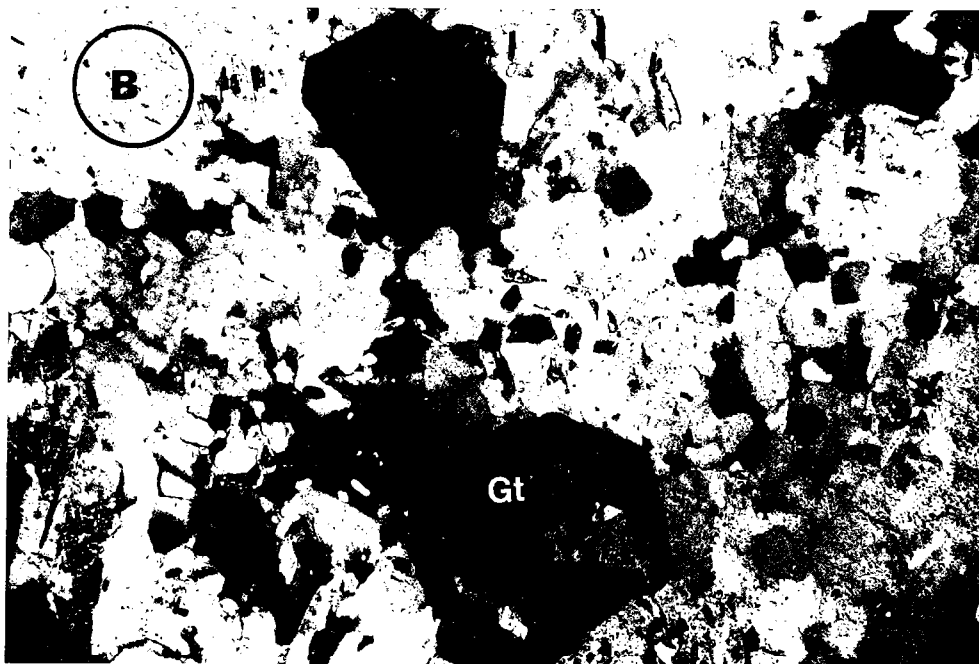
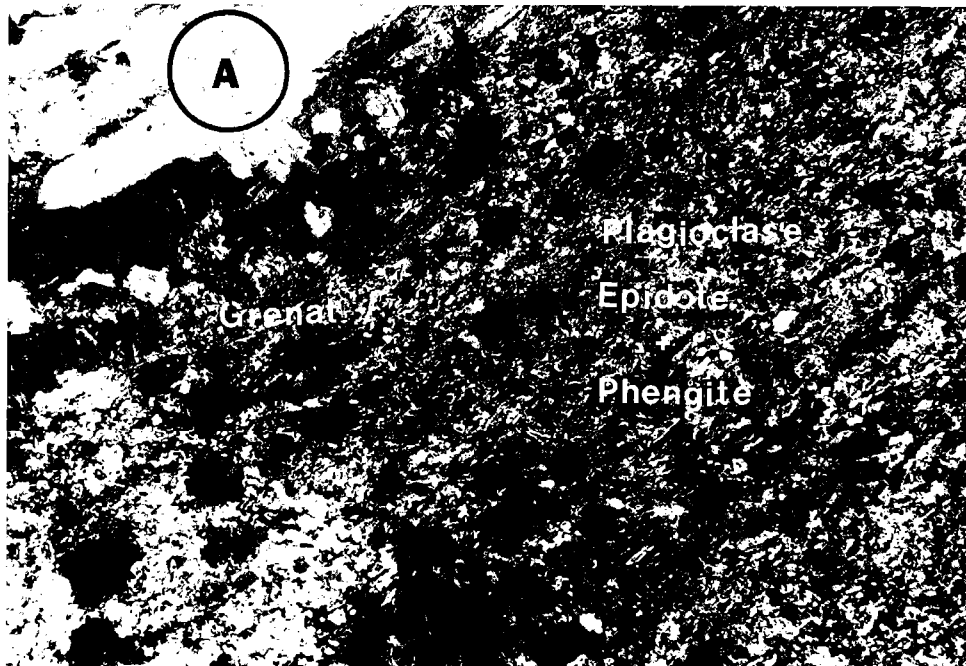


Fig. 90 : Photographie des pseudomorphoses de plagioclase magmatique. Au coeur de ces pseudomorphoses, on distingue des baguettes de phengite et d'épidote, le grenat métamorphique cristallise en bordure (A) ; grenat métamorphique automorphe dans les sites à plagioclase (B).

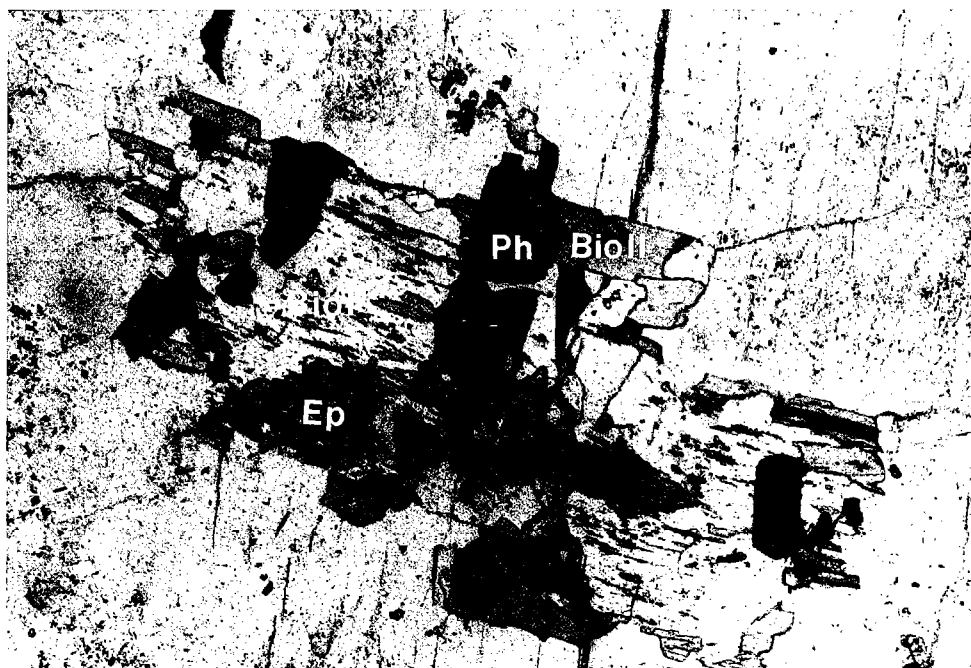


Fig. 91 : Photographie montrant la déstabilisation de la biotites I. A son pourtour recrystallise l'association à Bioll + Ph + Ep.

	Feldspath potassique				Plagioclase				Myrmékite	
	claste		neoblaste		neoblaste olig.		neoblaste Ab		n = 2	6 n-1
	n = 5	6 n-1	n = 3	6 n-1	n = 5	6 n-1	n = 3	6n-1		
SiO2	64,86	0,384	64,82	0,408	63,68	0,704	67,57	0,245	64,14	0,177
TiO2	-	-	00,01	0,019	00,01	0,013	-	-	-	-
Al2O3	18,74	0,239	18,94	0,200	23,19	0,192	20,43	0,214	23,47	0,103
Cr2O3	00,01	0,027	00,02	0,019	00,02	0,025	00,05	0,067	00,02	0,009
FeOtotal	00,04	0,086	00,05	0,082	00,01	0,021	00,05	0,040	-	-
MnO	00,36	0,039	00,04	0,051	00,04	0,057	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	00,02	0,005
CaO	-	-	-	-	03,78	0,123	01,04	0,327	03,90	0,187
Na2O	00,77	0,122	00,80	0,049	09,59	0,234	11,15	0,290	09,34	0,624
K2O	16,31	0,655	16,13	0,540	00,15	0,026	00,14	0,012	00,12	0,170
TOTAL	101,09		100,81		100,47		100,43		101,01	
Normalisation à 8 oxygènes										
Si	2,976		2,975		2,801		2,948		2,802	
Ti	-		-		-		-		-	
Al	1,014		1,025		1,202		1,051		1,209	
Cr	-		0,001		0,001		0,002		0,001	
Fe2+	0,002		0,002		-		0,002		-	
Mn	0,014		0,002		0,001		-		-	
Mg	-		-		-		-		0,001	
Ca	-		-		0,178		0,049		0,183	
Na	0,069		0,071		0,818		0,943		0,791	
K	0,955		0,944		0,008		0,008		0,007	
TOTAL	5,030		5,020		5,009		5,003		4,994	

Tab. 11 : Composition chimique moyenne des feldspaths, écart-type et formule structurale correspondante dans l'échantillon Gc2C.

(Tab. 11).

Dans les orthogneiss de Fibbia et Gamsboden (Fig. 87), Steck (1976) décrit de même la cristallisation simultanée d'oligoclase et d'albite au cours du métamorphisme alpin et dont la coexistence est liée au domaine d'immiscibilité des péristérites. Par contre, selon Ashworth et Evirgen (1984), il s'agit non pas d'une co-stabilité de deux phases feldspathiques mais d'une rétro-morphose tardive des néoblastes d'oligoclase en albite. Le choix entre ces deux hypothèses est délicat à justifier. L'existence de blastes de composition albitique et de la bordure albitique des clastes parfois observée peut être expliquée par :

1- une faible diminution en température se traduisant par la croissance de deux phases (albite et oligoclase) de part et d'autre de la lacune d'immiscibilité des péristérites.

2- une rétro-morphose tardive et locale liée à la déformation rétro-morphique.

La zonation du grenat métamorphique corrobore la première hypothèse. En effet, en bordure du grenat, aucune augmentation brutale de la teneur en grossulaire n'est observée. Par ailleurs, il est peu vraisemblable que la rétro-morphose soit incomplète.

Dans la mylonite Gc2J, les plagioclases (clastes et blastes) sont de même composition soit en moyenne $Ab_{97}An_2$ (Tab. 12).

La biotite

Deux types de biotite sont observées dans l'orthogneiss. Ce sont soit des biotites de grande taille contenant des aiguilles de rutile (sagénitisation) et correspondant à des biotites magmatiques, soit des biotites néoformées entourant ces dernières. Cependant aucune variation significative de la composition n'est observée (Fig. 92). Il en est de même entre la composition du coeur et de la bordure des biotites (Tab. 14). Les biotites présentant l'aspect de biotites magmatiques se sont probablement rééquilibrées. Elles contiennent une teneur en titane de 0.14. Leur rapport $Fe/(Fe + Mg)$ et Fe/Mg sont respectivement de 0.69 et 2.19. L'estimation du fer trivalent basée sur les formules structurales normalisées à 7 cations + Ti + alcalins donne un pourcentage en fer trivalent de 21% au coeur et 19% en bordure.

Dans l'échantillon Gc2J, les biotites de plus petite taille ne présentent pas non plus de zonation coeur-bordure. Par rapport à l'échantillon précédent on note toutefois (1) une diminution de la teneur en fer ($Fe/(Fe + Mg) = 0.42$ et $Fe/Mg = 0.74$) (Fig. 92 et Tab. 12), (3) une diminution de la teneur en titane ($Ti = 0.088$) (Tab. 12). Dans les orthogneiss, cette diminution en titane s'accompagne d'une production de plus en plus importante de sphène lors de la rétro-morphose. La teneur en fer trivalent diminue légèrement et atteint 17%.

Le mica blanc

Les analyses moyennes de mica blanc correspondent à des analyses de phengite. Dans l'échantillon Gc2C, du coeur vers la bordure, la substitution céladonique diminue de 3.29 (coeur) à 3.21 (bordure) (Tab. 14). Dans le diagramme Si en fonction de Al_{total} , les analyses de phengite s'écartent légèrement du joint muscovite-celadonite (Fig. 93) et contiennent probablement du Fe^{3+} en faible proportion. L'estimation du fer trivalent basée sur la normalisation à 6 cations + Ti, tenant compte des substitutions telles que le titane et la substitution diocta-tétraédrique et détaillée par Marquer (1985)

	Microcline		Plagioclase		Biotite		Phengite		Epidote	
	n = 5	6n-1	n = 15	6n-1	n = 12	6n-1	n = 14	6n-1	n = 4	6n-1
SiO ₂	64,22	0,537	67,52	0,678	37,29	0,727	48,45	1,108	37,82	0,604
TiO ₂	-	-	-	-	01,56	0,178	00,38	0,079	00,05	0,053
Al ₂ O ₃	18,51	0,111	19,84	0,179	16,36	0,504	27,17	1,195	23,75	0,540
Cr ₂ O ₃	00,05	0,052	00,02	0,031	00,04	0,052	00,02	0,022	00,02	0,045
FeOTot	00,07	0,083	00,05	0,077	17,11	0,706	04,35	0,362	13,07	0,548
MnO	00,02	0,046	00,02	0,036	00,54	0,093	00,08	0,053	00,36	0,036
MgO	-	-	00,02	0,039	12,95	0,512	02,95	0,411	00,03	0,024
CaO	-	-	00,42	0,423	-	-	-	-	22,83	0,165
Na ₂ O	00,75	0,211	11,82	0,367	00,06	0,031	00,19	0,118	00,05	0,060
K ₂ O	16,64	0,291	00,12	0,034	10,09	0,694	11,24	0,218	-	0,010
TOTAL	100,26		99,83		96,00		94,83		97,98	
normalisation :	8 OX		8 OX		11 OX		11 OX		12,5 OX	
Si	2,976		2,964		2,801		3,310		3,004	
Ti	-		-		0,088		0,020		0,003	
Al	1,011		1,027		1,448		2,188		2,224	
Cr	0,002		0,001		0,002		0,001		0,001	
Fe ³⁺	-		-		-		-		0,782	
Fe ²⁺	0,003		0,002		1,075		0,249		-	
Mn	0,001		0,001		0,035		0,005		0,024	
Mg	-		0,001		1,449		0,300		0,003	
Ca	-		0,020		-		-		1,943	
Na	0,067		1,006		0,009		0,025		0,008	
K	0,984		0,007		0,967		0,980		0,001	
TOTAL	5,044		5,029		7,874		7,078		7,993	

Tab. 12 : Composition chimique moyenne, écart-type, et formule structurale des phases dans l'échantillon Gc2J.

	Plagioclase								
	C → B		C → B		C → B		C → B		C → B
SiO ₂	67,59	64,32	68,25	65,51	65,62	64,07	67,87	63,86	66,65
TiO ₂	00,01	-	-	-	-	-	-	-	00,05
Al ₂ O ₃	20,99	22,94	20,14	23,35	22,43	21,38	21,25	22,63	20,64
Cr ₂ O ₃	-	-	00,06	-	-	00,09	00,02	-	00,04
FeOTot	-	00,06	-	00,16	00,06	00,05	-	00,12	00,05
MnO	-	-	-	-	-	00,09	00,03	-	-
MgO	00,01	00,03	-	-	00,03	-	-	-	-
CaO	01,26	03,23	00,41	03,47	03,13	02,54	01,11	03,19	01,12
Na ₂ O	11,00	09,65	11,95	10,00	09,24	10,39	10,91	09,96	11,42
K ₂ O	00,08	00,05	00,09	00,30	00,13	00,14	00,11	00,11	00,02
TOTAL	100,94	100,28	100,90	102,79	100,64	98,75	102,3	99,87	99,99
Si	2,932	2,825	2,963	2,817	2,863	2,862	2,932	2,823	2,925
Ti	0,001	-	-	-	-	-	-	-	0,002
Al	1,073	1,188	1,031	1,184	1,154	1,126	1,082	1,179	1,678
Cr	-	-	0,002	-	-	0,003	0,001	-	0,001
Fe ²⁺	-	0,002	-	0,006	0,002	0,002	-	0,004	0,002
Mn	-	-	-	-	-	0,003	0,001	-	-
Mg	0,001	0,002	-	-	0,002	-	-	-	0,001
Ca	0,059	0,152	0,019	0,0160	0,146	0,122	0,051	0,151	0,053
Na	0,926	0,822	1,006	0,835	0,781	0,900	0,914	0,854	0,972
K	0,004	0,003	0,005	0,016	0,007	0,008	0,006	0,006	0,101
TOTAL	4,996	4,994	5,026	5,018	4,955	5,026	4,987	5,017	5,025

Tab. 13 : Exemples représentatifs de zonation observée dans les clastes de plagioclase de l'échantillon Gc2C.

donne des valeurs de fer trivalent de 12% au coeur et de 9% en bordure. Le rapport Fe/Mg du coeur vers la bordure, évolue de 1.16 à 1.43.

Dans les sites à plagioclase, de nombreuses petites phengites sont présentes. Leur composition est comparable à celles des phengites situées dans la matrice. Elles ont une teneur en Si de 3.26 (Fig. 93) et un rapport Fe/Mg de 1.21.

Dans la mylonite Gc2J, les phengites sont plus substituées en céladonite. La valeur moyenne de Si est de 3.31 (Fig. 94 et Tab. 12). L'estimation du fer trivalent donne un pourcentage en fer ferrique de l'ordre de 9.8.

L'épidote

Dans l'orthogneiss Gc2C, les épidotes analysées sont légèrement zonées (Tab. 14) avec une faible diminution du Fe^{3+} du coeur vers la bordure. Au coeur, elles ont un rapport moyen $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{3+})$ de 0.18 et une composition moyenne $Czo_{47}Ps_{54}$. Ces valeurs deviennent respectivement de 0.16 et $Czo_{52}Ps_{48}$ en bordure.

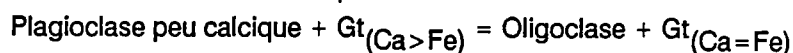
Dans l'échantillon Gc2J, l'épidote s'enrichit considérablement en fer avec un rapport $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{3+})$ de 0.26 et une composition moyenne $Czo_{22}Ps_{78}$ (Tab. 12).

Le grenat

Le grenat métamorphique n'est présent que dans l'échantillon Gc2C. Il est essentiellement constitué d'un mélange des pôles almandin-grossulaire-spessartine. La composition moyenne des bordures est $Gro_{47}Alm_{42}Spess_9Pyr_2$ (Tab. 14). Des grenats calciques de composition semblable sont connus dans des orthogneiss de composition granitique (Steck, 1966 ; Steck et Burri, 1971 ; Frey et al., 1976 ; Dal Piaz et Lombardo, 1986 ; cf. chapitres V et VI), ou de composition tonalitique (Ackermann et al., 1972 ; Ackermann et Karl, 1972 ; Evans et Patrick, 1987) et sont interprétés par la déstabilisation progressive du plagioclase calcique (Steck et Buni, 1971 ; Ackermann et Karl, 1972 ; Ackermann et al., 1972 ; Steck, 1976 ; cf. chapitres V et VI).

Le grenat analysé présente une zonation métamorphique avec une diminution en CaO, MnO et une augmentation en FeO, MgO et MgO/FeO (Fig. 95). Une zonation semblable est décrite par Ackermann et al. (1972) (Tables 3 et 4).

Dans les orthogneiss analysés, la diminution en CaO du coeur à la bordure du grenat, est corrélée avec l'augmentation de la teneur en anorthite du plagioclase. D'autre part, la teneur en almandin du grenat est d'autant plus élevée que la température est importante (cf. chapitre III). Par conséquent, la zonation du grenat avec augmentation de FeO et diminution de CaO s'explique probablement par une réaction continue telle que



et semble donc indiquer une croissance du grenat lors de l'histoire prograde, les bordures du grenat étant à l'équilibre avec les phases matricielles.

Le sphène

Dès les premiers stades de déformation, le sphène apparaît dans la paragenèse métamorphique. Il présente une légère substitution en Al ($Al/(Al + Ti) = 0.16$).

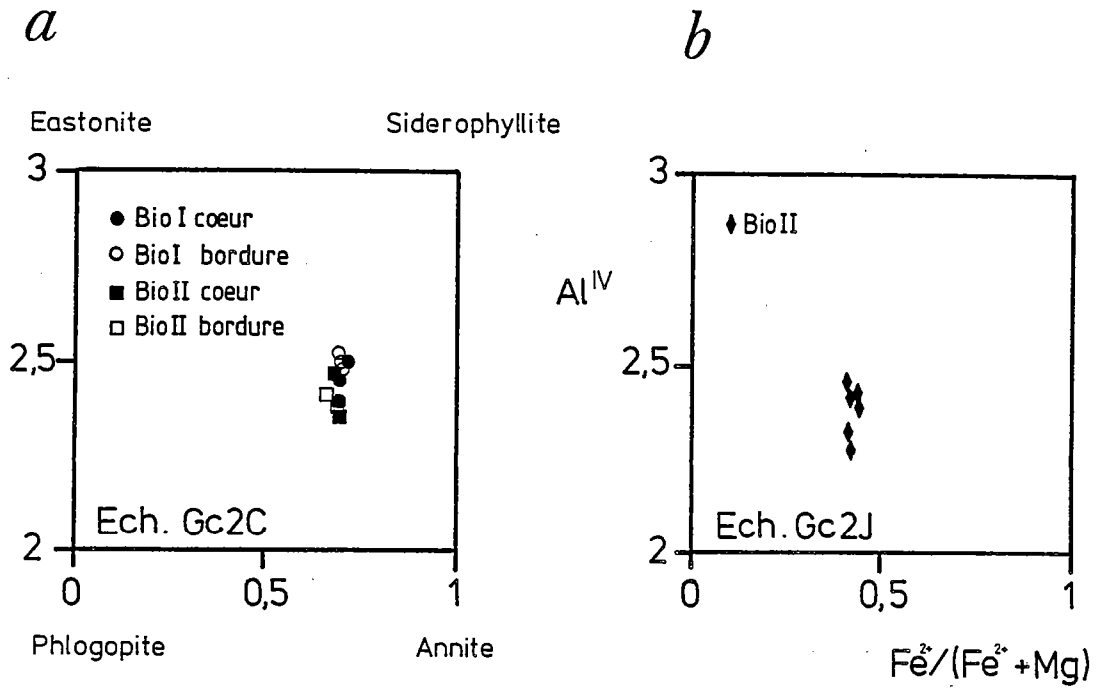


Fig. 92 : Composition des biotites dans l'échantillon Gc2C (a) et dans l'échantillon Gc2J (b). Aucune variation de composition significative n'apparait entre Bio I et Bio II ainsi que le coeur et les bordures dans l'échantillon Gc2C.

	Biotite		Phengite				Epidote				Sphère		Grenat			
	coeur n = 7	bordure 6n-1	coeur n = 10	bordure 6n-1	coeur n = 8	bordure 6n-1	coeur n = 8	bordure 6n-1	coeur n = 6	bordure 6n-1	n = 2	6n-1	n = 7	6n-1		
SiO2	36,65	0,363	36,39	0,365	49,26	0,466	47,83	0,819	38,83	0,266	38,53	0,341	30,91	0,466	38,69	0,229
TiO2	02,37	0,152	02,44	0,185	00,33	0,103	00,45	0,090	00,12	0,040	00,20	0,045	33,54	0,671	00,06	0,040
Al2O3	17,18	0,477	17,15	0,628	29,14	0,962	30,47	0,819	26,95	0,396	27,39	0,780	04,15	0,318	21,47	0,312
Cr2O3	00,03	0,042	00,03	0,049	00,02	0,047	00,03	0,046	00,03	0,034	00,04	0,045	00,02	0,035	00,14	0,187
FeO Tot	24,98	0,466	24,56	0,419	04,33	0,347	04,34	0,254	09,25	0,789	08,05	0,634	00,72	0,035	19,59	0,862
MnO	00,57	0,138	00,65	0,043	00,06	0,005	00,05	0,050	00,07	0,079	00,09	0,056	00,01	0,021	04,07	1,488
MgO	06,37	0,110	06,27	0,149	02,09	0,245	01,71	0,233	00,03	0,042	00,03	0,027	00,05	0,020	00,36	0,060
CaO	-	-	-	0,008	-	-	-	-	23,303	0,042	23,24	0,681	28,14	0,120	17,07	0,970
Na2O	00,01	0,032	00,12	0,029	00,15	0,028	00,18	0,047	00,01	0,019	00,04	0,014	00,04	0,014	-	-
K2O	09,68	0,344	09,78	0,199	11,15	0,446	11,10	0,256	00,02	0,013	00,03	0,029	00,04	0,021	-	-
TOTAL	97,84		97,40		96,53		96,10		98,61		97,64					
normalisation :	11 OX		11 OX		11 OX		11 OX		12,5 OX		12,5 OX		4,5 OX		12 OX	
Si	2,793		2,787		3,292		3,213		3,013		3,010		0,924		3,010	
Ti	0,136		0,141		0,017		0,023		0,007		0,012		0,754		0,004	
Al	1,544		1,549		2,296		2,413		2,466		2,523		0,146		1,970	
Cr	0,002		0,002		0,001		0,002		0,002		0,002		-		0,008	
Fe3+	-		-		-		-		0,540		0,473		-		0,009	
Fe2+	1,592		1,573		0,242		0,244		-		-		0,018		1,267	
Mn	0,037		0,042		0,003		0,003		0,005		0,006		-		0,268	
Mg	0,724		0,717		0,208		0,171		0,003		0,003		0,002		0,042	
Ca	-		-		-		-		1,938		1,945		0,901		-	
Na	0,001		0,018		0,019		0,023		0,002		0,006		0,002		-	
K	0,941		0,956		0,951		0,951		0,002		0,003		0,002		-	
TOTAL	7,770		7,785		7,029		7,043		7,978		7,983		2,749		8,001	

Tab. 14 : Composition chimique moyenne, écart-type et formule structurale des phases dans l'échantillon Gc2C.

Echange Fe-Mg entre la phengite et la biotite

Les rapports Fe/Mg dans la biotite et la phengite sont donnés dans le tableau 15. Entre les échantillons Gc2C et Gc2J, on observe une diminution du rapport Fe/Mg dans la biotite et dans la phengite. Cette diminution n'est pas liée à la quantité de Fe^{3+} dans la biotite et la phengite qui reste constante. Dans l'orthogneiss Gc2C, le rapport Fe/Mg entre biotite et phengite vaut au coeur et en bordure des phases 1,53 (Fig. 96). La biotite fractionne donc préférentiellement le Fe. Par contre, dans l'échantillon Gc2J, ce rapport vaut 0,89 et la phengite fractionne préférentiellement le Fe. Cet inversion de fractionnement est montré sur la figure 96. L'inversion de fractionnement peut refléter une diminution en température. Cette hypothèse est étayée par le fait que dans l'échantillon Gc2J, les conditions P-T de la paragneiss synschisteuse sont clairement rétro-morphiques par rapport à l'échantillon Gc2C.

4. Conditions P-T de la déformation

Dans les exemples étudiés, les paragneisses métamorphiques sont Qtz-Ol-FK-Ab-Bio-Ph-Ep-Gt-Sph (échantillon Gc2C) et Qtz-Ab-Bio-Ph-Ep-Sph et feldspath potassique relictuel (échantillon Gc2J). Deux types de réaction permettent d'estimer les conditions P-T de cristallisation de ces paragneisses. Ce sont les réactions d'échange et les réactions de transfert (cf. Chapitre IV et annexes 1 et 2).

4.1. Les réactions d'échange

Les réactions d'échange correspondent à des échanges de cations entre deux phases minérales et pour lesquelles la variation de volume est négligeable. Elles constituent par conséquent, d'excellents géothermomètres. Dans les orthogneiss étudiés, les réactions d'échange suivantes sont des géothermomètres potentiels:

- Fe Mg₋₁ entre le grenat et la phengite
- Fe Mg₋₁ entre le grenat et la biotite
- NaAlSi₃O₈ entre feldspath potassique et plagioclase
- Na K₋₁ entre plagioclase et muscovite

Dans les orthogneiss, les échanges Fe Mg₋₁ entre Gt-Ph et Gt-Bio ont été testés dans l'échantillon Gc2C. Les températures calculées à 5-7 kbar vont de -90°C à 378°C en utilisant le géothermomètre Gt-Bio et sont de 485°C en utilisant le géothermomètre Gt-Ph (Tab. 16) Ces géothermomètres ne sont pas applicables dans les méta-granites:

1- Le géothermomètre Gt-Bio a été calibré expérimentalement et empiriquement pour des roches de composition pérititique (Thompson, 1976 ; Goldman et Albee, 1977 ; Ferry et Spear, 1978) dans lesquelles le grenat est constitué essentiellement des pôles pyrope et almandin. A P = 5-7 kbar, les températures obtenues en utilisant la calibration de Ferry et Spear (1978) sont de l'ordre de -90°C. Cependant, même en utilisant le géothermomètre de Hoinkes qui corrige l'effet de la teneur en grossulaire du grenat, les températures obtenues sont faibles (T = 375°C). Dans les méta-granites, le grenat contient une proportion non négligeable de grossulaire qui modifie considérablement l'échange Fe-Mg (Ferry et Spear, 1978; Hoinkes, 1986).

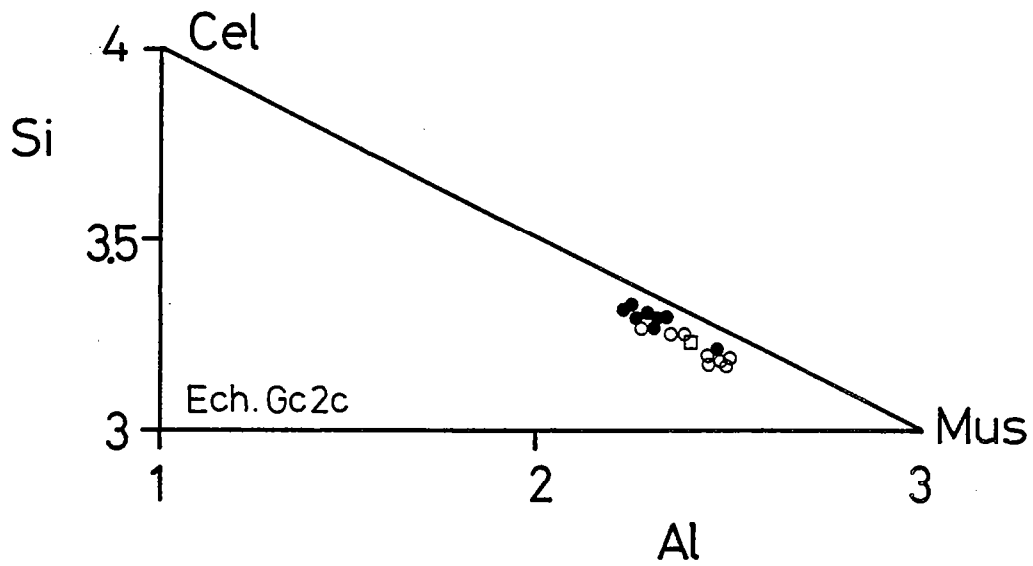


Fig. 93 : Si en fonction d'Al total des micas blancs de l'échantillon Gc2C. Cercle plein: coeur, cercle évidé bordure, carré évidé: phengite au coeur des pseudomorphoses e plagioclase. Les coeurs de phengite sont plus substitués que les bordures. Les phengites ne se localisant pas sur le joint Mus-Cel contiennent en faible proportion du Fe^{3+} .

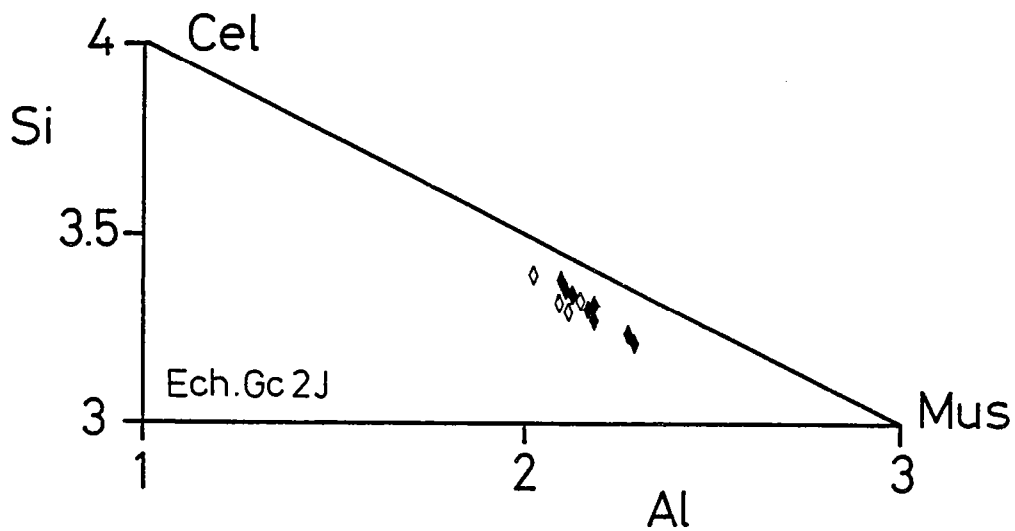


Fig. 94 : Si en fonction d'Al total des micas blancs de l'échantillon Gc2J. Lozange plein: coeur, lozange évidé: bordure. Les phengites ne se localisant pas sur le joint Mus-Cel contiennent en faible proportion du Fe^{3+} .

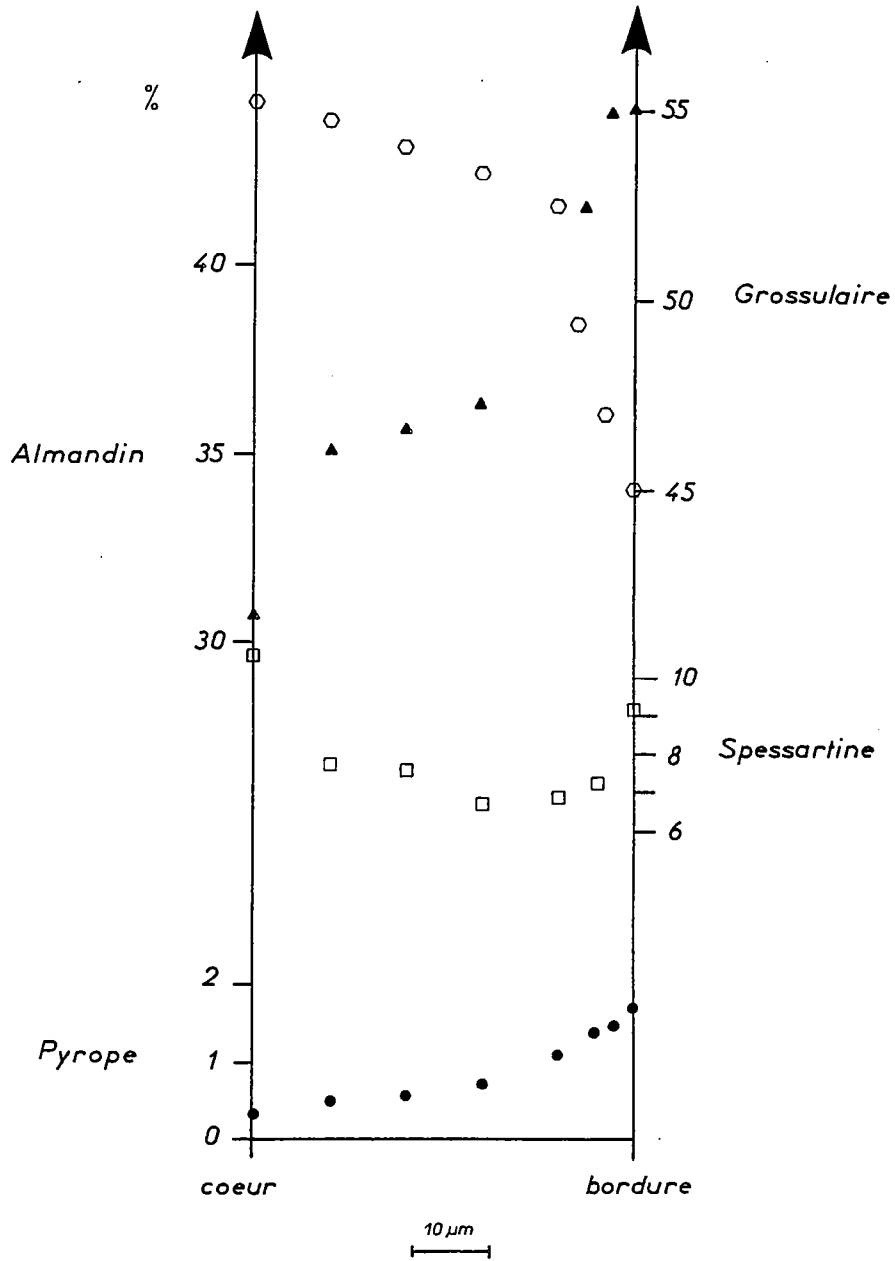


Fig. 95 : Zonation des grenats métamorphiques. On observe une augmentation en FeO et MgO et une diminution en CaO et MnO.

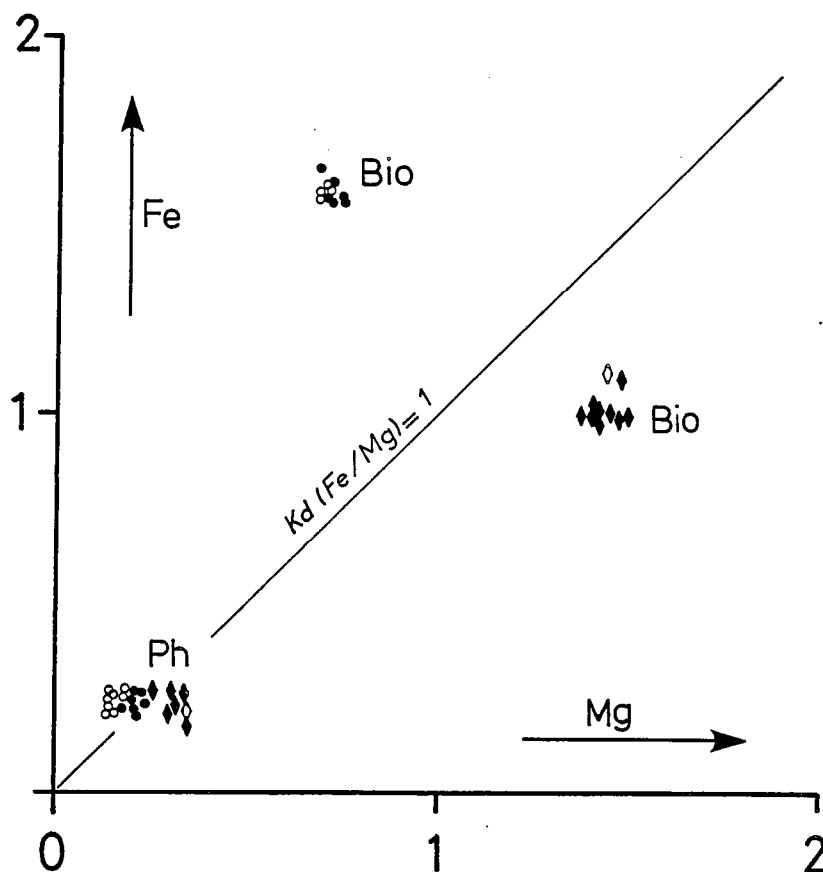


Fig. 96 : Diagramme Fe en fonction de Mg par formule unité illustrant le rapport Fe/Mg dans la biotite et la phengite. Cercle: échantillon Gc2C, losange: échantillon Gc2J. Cercle et losange plein: analyse au coeur des biotites et des phengites, cercle et losange plein: analyse en bordure de ces mêmes phases. Dans l'échantillon Gc2C $Fe/Mg_{(Bio)} > Fe/Mg_{(Ph)}$. Par contre, dans l'échantillon Gc2J, $Fe/Mg_{(Bio)} < Fe/Mg_{(Ph)}$.

	Biotite		Phengite	
	Gc 2C	Gc 2J	Gc 2C	Gc 2J
FcT/Mg	2,19	0,74	1,43	0,83
FcT/(FcT + Mg)	0,69	0,42	0,59	0,45
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Mg)	0,64	0,38	0,56	0,43
Kd (Fe/Mg) Bio/Ph = 1,53 (Gc 2C) et 0,89 (Gc 2J)				

Tab. 15 : Rapport Fe/Mg dans la biotite et la phengite ainsi que le $Kd_{(Fe/Mg)_{Bio/Ph}}$ dans les échantillons Gc2C et Gc2J.

Couple 1 (Gc 2C)		T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7
Pl _a	FK							
X _{an} = 0,05	X _{an} = 0	376	424	261	376	326	Tor = 331	
Pl _a	FK						Tan =	
X _{ab} = 0,94	X _{ab} = 0,06						Tab = 326	
Pl _a	FK							
X _{or} = 0,01	X _{or} = 0,94							
Couple 2 (Gc 2J)								
Pl _a	FK						Tor = 301	
X _{an} = 0,017	X _{an} = 0	330	378	197	330	272	Tan =	
Pl _a	FK						Tab = 272	
X _{ab} = 0,975	X _{ab} = 0,04							
Pl _a	FK							
X _{or} = 0,008	X _{or} = 0,96							
Couple 3 (Gc 2C)								
Mb	Pl _a							
X _{Mus} = 0,763	X _{an} = 0,129							
Mb	Pl _a							
X _{Par} = 0,018	X _{ab} = 0,867							333
	Pl _a							
	X _{or} = 0,004							
Couple 4 (Gc 2C)								
Mb	Pl _a							
X _{Mus} = 0,792	X _{an} = 0,070							
Mb	Pl _a							
X _{Par} = 0,008	X _{ab} = 0,927							238
	Pl _a							
	X _{or} = 0,002							

Tab. 16 : Géothermomètres basés sur les échanges entre feldspath potassique/plagioclase et plagioclase/muscovite testés dans les échantillons Gc2C et Gc2J à P = 5 kbar. T1: Störmer (1975); T2: Whitney et Störmer (1977); T3: Brown et Parson (1981); T4: Powell et Powell (1977); T5: Haselton et al. (1983); T6: Green et Udsansky (1986a); T7: Green et Udsansky (1986b).

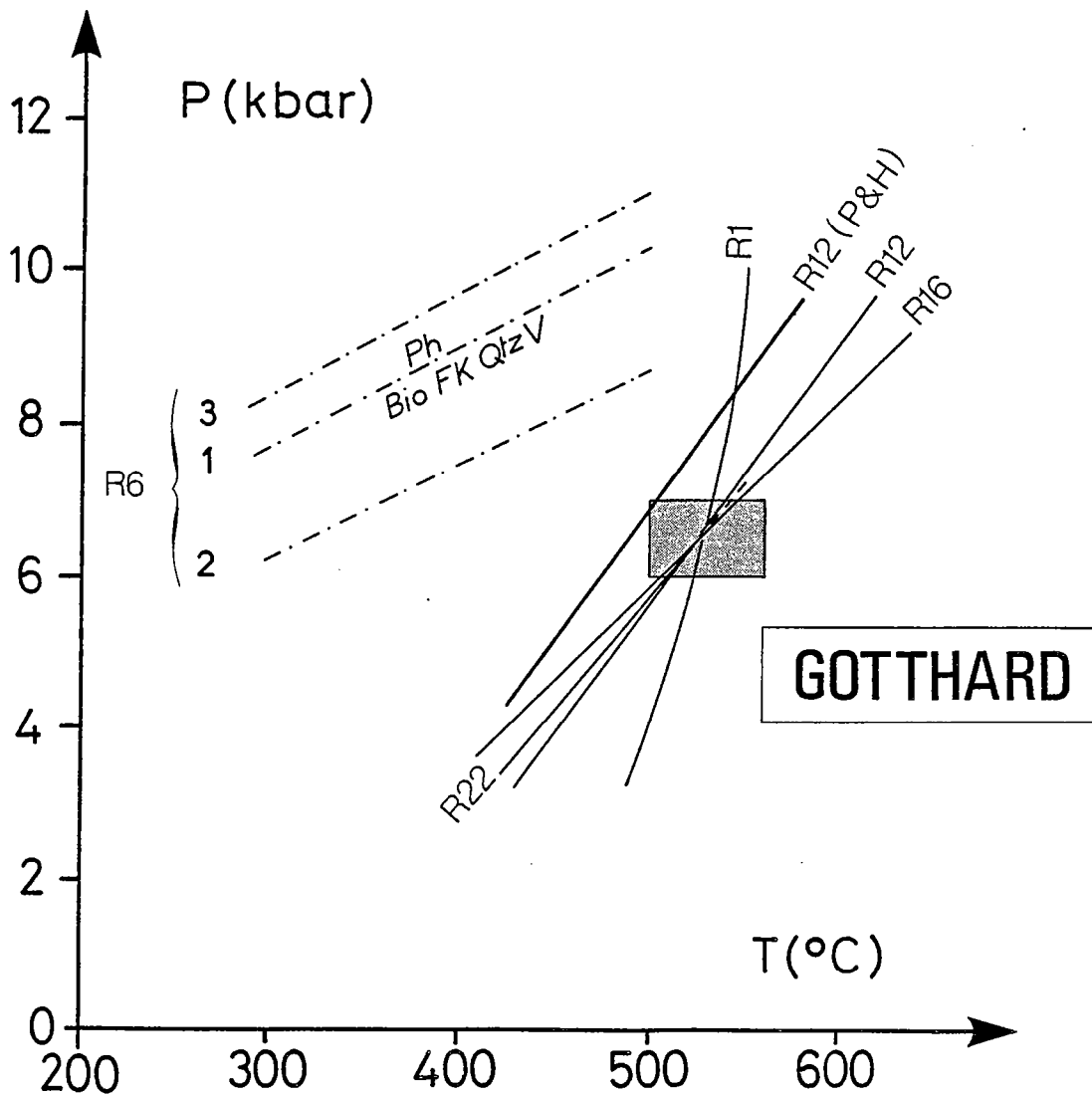


Fig. 97 : Courbes R_1 , R_{12} , R_{16} et R_{22} calculées en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs d'Helgeson et al. (1978), le modèle de solution solide An-Ab de Newton et al. (1980), le modèle de solution solide Gro-Alm de Geiger et al. (1987) et en tenant compte de la composition réelle des phases dans l'échantillon Gc2C. L'intersection de ces courbes se situe aux alentours de 530°C et 6-7 kbar. La courbe R_{12} est calculée à titre comparatif en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Powell et Holland (1985) (P&H). Elle est déplacée d'environ 20°C vers les basses températures par rapport à celle calculée en utilisant les paramètres d'Helgeson et al. (1978). La courbe R_6 est calculée d'après le modèle de Bucher-Nurminen (1987) en supposant que (1) tout le fer est sous forme divalente dans la biotite, (2) est sous forme di et trivalente dans la biotite et (3) est sous forme di et trivalente dans la biotite et la phengite. Ces courbes surestiment considérablement les pressions.

2- Le géothermomètre Gt-Ph de Green et Hellman (1982) calibré empiriquement pour des roches pélitiques et basaltiques semble donner des résultats plus fiables ($T = 490^{\circ}\text{C}$ à 5-7 kbar).

Les géothermomètres basés sur les échanges entre feldspath potassique/plagioclase et plagioclase/muscovite sont par ailleurs difficilement utilisables. Ces géothermomètres ont été testés dans les échantillons Gc2C et Gc2J. Quelques exemples des couples analysés sont reportés dans le tableau 17. Les températures obtenus sont anormalement basses et ne correspondent pas au faciès amphibolite. LaTour et Barnett (1986) montrent également l'existence d'une sous-estimation des températures en faciès amphibolite par le géothermomètre à deux feldspath de Stormer (1975). Plusieurs explications peuvent être données:

- Ces géothermomètres sont extrêmement sensibles aux erreurs analytiques. Ainsi, en ce qui concerne le géothermomètre à deux feldspaths basé sur l'échange $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ entre le feldspath potassique et le plagioclase, la quantité d'albite dissous dans le feldspath potassique est négligeable. Il en est de même de la quantité sodium contenue dans la muscovite pour le géothermomètre Plagioclase/Muscovite (Tab. 16).
- Ces géothermomètres ont été calibrés expérimentalement à haute température et concernent donc des feldspaths désordonnés. L'extrapolation à basse température est sujette à des incertitudes liées en particulier à l'état structural du feldspath (Brown et Parsons, 1981) et à l'existence de domaines d'immiscibilité au sein des solutions solides concernées.

Par conséquent, la modélisation thermodynamique des réactions de transfert entre les phases minérales présentes est la seule méthode permettant de calculer les conditions P-T dans les orthogneiss, en faciès amphibolite de bas grade.

4.2. Les réactions de transfert

4.2.1. Le système $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$

Dans les orthogneiss étudiés, l'assemblage à Bio, FK et Qtz tamponne la substitution phengitique dans la phengite. L'équilibre R_6



a été calibré expérimentalement dans le système KMASH (Velde, 1965 & 1967; Massonne et Schreyer, 1987) (cf. chapitre IV). Il constitue un bon baromètre. En tenant compte de la composition réelle des phases et en particulier du rapport Fe/Mg dans la biotite et la phengite, l'équilibre R_6 a été calculée en utilisant les courbes d'iso-LnK de Bucher-Nurminen (1987) (cf. chapitre IV Fig. 68). Les calculs ont été effectués en supposant que le fer est (1) sous forme divalente dans la biotite et la phengite, (2) sous forme di et trivalente dans la biotite et (3) sous forme di et trivalente dans ces deux phases minérales.

Pour des températures de l'ordre de 500 à 600°C, les pressions obtenues sont supérieures à 7 kbar (Fig. 97). Ces résultats sont en désaccord avec les travaux de Klaper et Bucher-Nurminen (1987). Selon ces auteurs, les pressions dans la couverture mésozoïque du Gotthard sont de l'ordre de 5-6 kbar. L'hypothèse suivante peut être envisagée. Les solutions solides entre les pôles ferreux et magnésien d'une phase minérale sont en général considérées idéales en raison de la taille semblable

Activités de phases minérales

$a_{\text{Ann}}^{\text{Bio}}$	= 0,17 (1) - 0,08 (2)
$a_{\text{Mus}}^{\text{Mb}}$	= 0,58 (1)
$a_{\text{Cel}}^{\text{Mb}}$	= 0,095 (1) - 0,17 (2)
$a_{\text{Czo}}^{\text{Ep}}$	= 0,49
$X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}}$	= 0,47 $(X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}})^3 = 0,103$
$X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}}$	= 0,42 $(X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}})^3 = 0,073$
$X_{\text{An}}^{\text{Pla}}$	= 0,18 $a_{\text{Conf}}^{\text{Pla}} = 1/4 X_{\text{ab}} (1 + X_{\text{an}})^2 = 0,062$
$X_{\text{Or}}^{\text{FK}}$	= 0,93

Tab. 17 : Activités des phases minérales dans l'échantillon Gc2C. Les phases biotite, muscovite, épidote, feldspath potassique sont supposées se comporter de manière idéale. Leur activité est calculée selon le modèle de mélange site par site. Par contre les solutions solides de plagioclase et de grenat se comportent de façon non-idéale. Les modèles utilisés sont respectivement le modèle de Newton et al. (1980) et de Geiger et al. (1987).

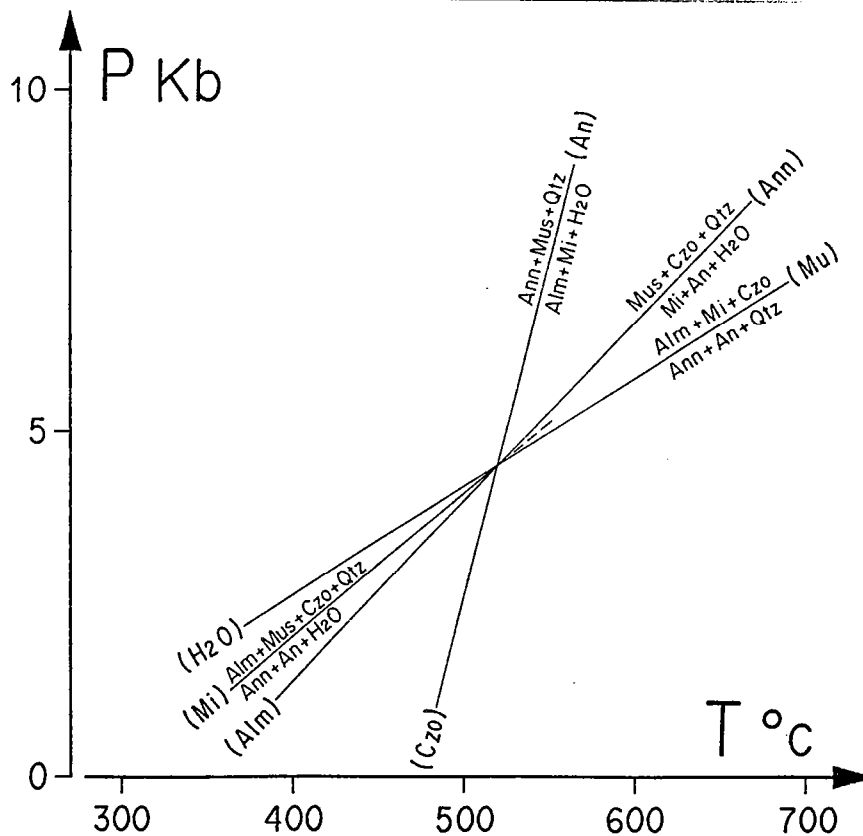


Fig. 98 : Relations entre les phases Alm, An, Mus, Czo, FK, Qtz et V dans le système KCFASH. Les courbes sont calculées en utilisant les paramètres thermodynamiques d'Helgeson et al. (1978) sauf pour l'almandin (Droop et Bucher-Nurminen, 1984).

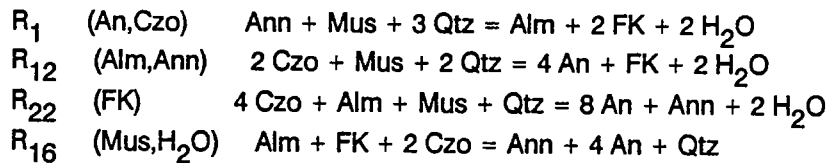
des cations Fe^{2+} et Mg^{2+} . Cependant, dans la réaction R_6 , intervient l'échange $(\text{Mg,Fe})\text{SiAl}_2$ entre le pôle muscovite et le pôle céladonite. Cette solution solide ne se comporte probablement pas de manière idéale comme l'ont déjà suggérée Myashiro et Shido (1985). Par conséquent, la méthode de calcul de l'activité du constituant céladonite dans le mica blanc, proposée par Bucher-Nurminen (1987) ne décrit pas convenablement les propriétés de mélange entre ces deux pôles.

4.2.2 Le système $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$

Dans l'orthogneiss étudié, la composition des phases peut s'exprimer dans un système à 11 constituants: $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Pour réduire ce système dans des proportions analysables, les simplifications suivantes sont faites:

- MgO , MnO et FeO et Al_2O_3 et Fe_2O_3 sont réunis en un seul constituant F' et A' .
- Les phases Ab et sphène incorporant Na_2O et TiO_2 sont considérées en excès.

Le nouveau système considéré comprend donc 6 constituants ($\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-F'-A'-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$). En présence des phases quartz, biotite, phengite, épidote, plagioclase, feldspath potassique, grenat et vapeur, la variance du système est nulle. Dans le système ferreux ($\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$), un point invariant d'où émanent quatre courbes d'équilibre univariantes sont définies:



Ces courbes sont calculées en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs d'Helgeson et al. (1978) excepté pour l'almandin (Droop et Bucher-Nurminen, 1984) (Fig. 98).

En présence de l'assemblage Qtz-FK-Ol-Bio-Ph-Ep-Gt dans l'orthogneiss Gc2C, les conditions P-T de cristallisation de cet assemblage sont localisées au point invariant. Cependant, les phases n'ont pas une composition de pôles purs de sorte que les équilibres de phases ci-dessus sont multivariants. La prise en compte de la composition réelle des phases est nécessaire. Les phases biotite, phengite, épidote, feldspath potassique sont supposées se comporter de manière idéale. L'activité des constituants dans chaque phase est estimée en utilisant un modèle de mélange site par site (cf. Annexe 2). Par contre, pour les compositions de grenat et de plagioclase considérées, ces phases se comportent de manière non-idéale. Les modèles de solution solide Gro-Alm dans le grenat et An-Ab dans le plagioclase utilisés sont respectivement les modèles de Geiger et al. (1987) et de Newton et al. (1980). Le calcul des activités a été effectuée d'après les moyennes des analyses chimiques en bordure des phases (Tab. 17). La phase fluide est supposée ne contenir que le constituant H_2O et par conséquent $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$.

Compte tenu de toutes ces considérations, les courbes d'équilibre sont calculées à l'aide d'un programme informatique. Leur position dans l'espace P-T est représentée sur la figure 97. L'intersection des courbes d'équilibre se situe aux alentours de 530°C , 6-7 kbar.

Solution solide Gro-Alm :		Ganguly et Saxena		Geiger	Anovitz et Essenne		Koziol et al.	moyenne	
(1)	T°C	1	2		1	2			
(1)	T°C	490	470	530	530	510	530	510	25
(2)	T°C	520	500	560	560	540	560	540	25

Tab. 18 : Températures estimées à 5 kbar d'après la courbe R_1 en utilisant les modèles de solution solide Gro-Alm disponibles et en supposant que dans la biotite (1) tout le fer est sous forme divalente et (2) sous forme di et trivalente.

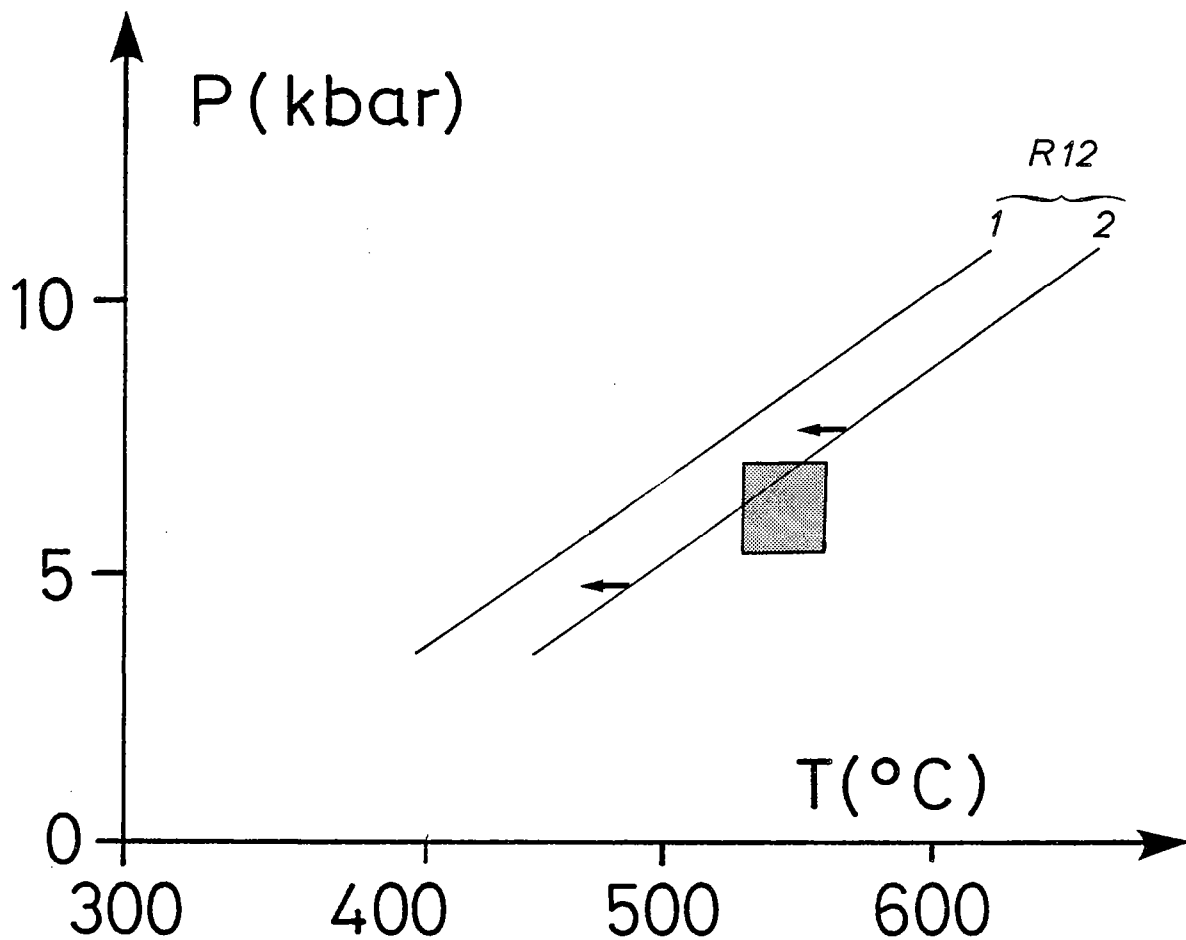


Fig. 99 : Courbe R_{12} calculée en utilisant les paramètres thermodynamiques de Powell et Holland (1985) et le modèle de solution solide Ab-An de Newton et al. (1980). La courbe R_{12} (1) est calculée en tenant compte de la composition réelle des phases dans l'échantillon Gc2C et représente donc les conditions P-T de la déformation majeure. Cette même courbe est calculée (2) en supposant que le plagioclase (An_{18}) analysé dans l'échantillon Gc2C se déstabilise au profit de la muscovite et de l'épidote analysées dans l'échantillon Gc2J. Elle correspond à une limite thermique maximale cependant, elle ne contraint pas les conditions P-T de la déformation rétro-morphique par rapport à la déformation majeure.

Les incertitudes sur les conditions P-T proviennent de plusieurs sources d'erreurs:

- la valeur des paramètres thermodynamiques des pôles purs utilisés;
- la fiabilité des modèles de solution solide;
- les erreurs analytiques.

Les paramètres thermodynamiques de la biotite ferreuse ou annite étant seulement disponibles dans les tables d'Helgeson et al. (1978), nous avons utilisé leur jeu de données auquel est adjoint les paramètres thermodynamiques consistants de l'almandin de Droop et Bucher-Nurminen (1984).

A titre comparatif, la courbe R_{12} ne faisant intervenir ni l'annite, ni l'almandin, a été calculée en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs de Holland et Powell (1985). La courbe R_{12} garde sensiblement la même pente mais est déplacée d'environ 20°C vers les basses températures (Fig. 97).

La position des courbes faisant intervenir le plagioclase et le grenat dépendent du modèle de solution solide utilisé. Le modèle de solution solide An-Ab de Newton et al. (1980) concerne la solution solide des plagioclases de haute température (High Albite-Anorthite), c'est-à-dire désordonnés. Or, en faciès amphibolite de bas grade, les plagioclases sont ordonnés. D'autre part, le plagioclase analysé n'est pas de l'anorthite mais de l'oligoclase (An_{18}). Il s'éloigne donc fortement de la composition du pôle pur. Pour cette composition, les propriétés de mélange des plagioclases sont mal connus. Ceci étant lié en particulier aux domaines d'immiscibilité des péristérites (cf. Goldsmith, 1982b ; Carpenter et Ferry, 1984). Par conséquent, l'utilisation de ce modèle en faciès amphibolite de bas et moyen grade introduit des incertitudes et surestime probablement les pressions obtenues comme l'ont démontré Ashworth et Evirgen (1984).

Six modèles de solution solide Gro-Alm sont à ce jour disponibles (Ganguly et Saxena, 1984 ; Geiger et al., 1987 ; Anovitz et Essene, 1987 ; Koziol et al., 1988). Selon ces modèles, le comportement de la solution solide Gro-Alm est plus ou moins idéale (cf. Annexe 2). Dans le tableau, sont reportées les courbes R_1 calculées en utilisant chacun de ces modèles. A 5 kbar, la valeur moyenne obtenue est de 536°C \pm 26, si l'on tient compte du fer trivalent dans la biotite et de 560°C \pm 26 si on le néglige. Par conséquent, le choix du modèle de solution solide influe peu sur la position des courbes d'équilibre. Par ailleurs, l'effet du constituant spessartine dans le grenat est négligeable dans le cas présent (cf. Annexe 2).

La prise en compte du fer trivalent dans le calcul de l'activité de l'annite et de la céladonite respectivement dans la biotite et le mica blanc, modifie la position des courbes d'équilibre dans l'espace P-T. En particulier, la courbe R_1 est déplacée d'environ 30°C vers les hautes températures. Les conditions thermiques sont de l'ordre de 560°C si on utilise le modèle de solution solide Gro-Alm de Geiger et al. (1987) (Tab. 18).

Compte tenu de toutes ces incertitudes, une estimation des conditions P-T de la déformation majeure de l'ordre de 530-560°C, 5-7 kbar est retenue.

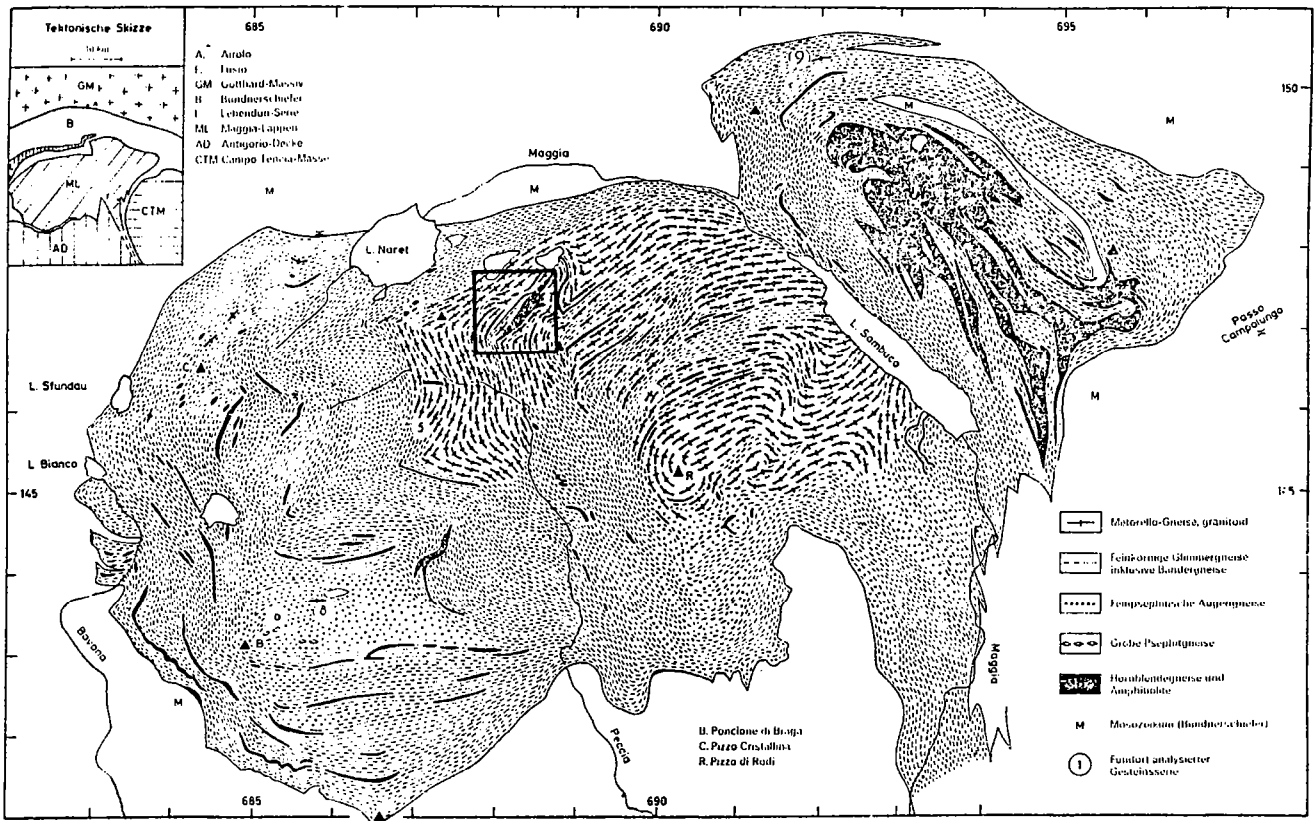


Fig. 100 : Localisation (carré) des échantillons de métagranites étudiés dans la partie Nord du lobe de Maggia (d'après Günthert et al., 1976).

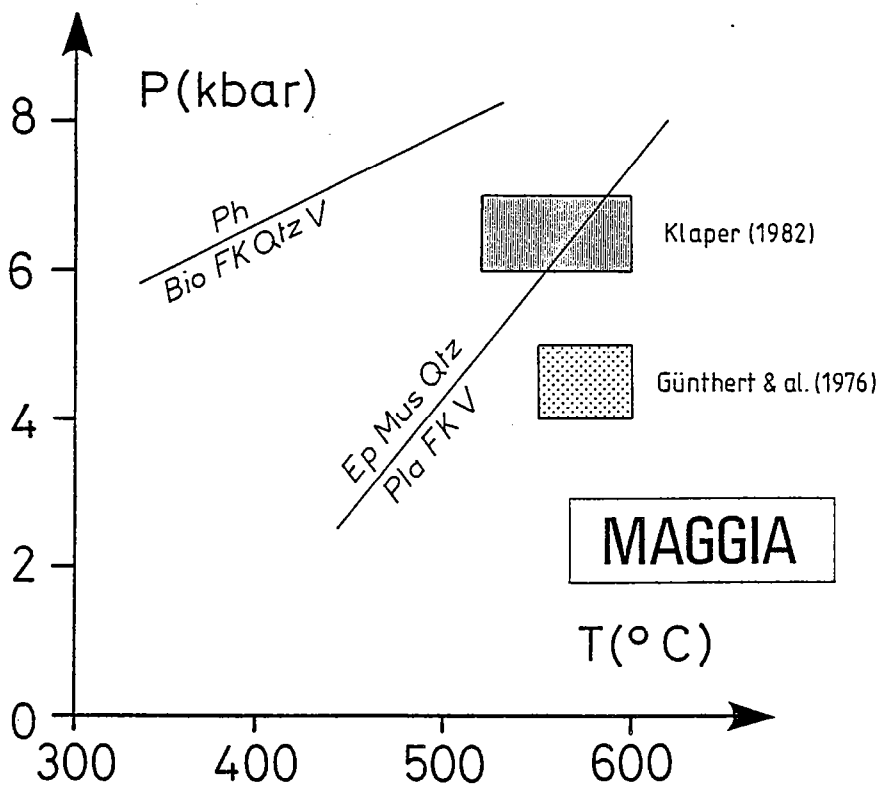


Fig. 101 : Courbe R_{12} calculée en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs d'Helgeson et al. (1978), le modèle de solution solide An-Ab de Newton et al. (1980) et en tenant compte de la composition réelle des phases dans l'orthogneiss de Maggia. A 6-7 kbar, les conditions thermiques de la déformation sont de l'ordre de 560-600°C. Domaine hachuré: estimation des conditions P-T de la déformation d'après Klaper (1982) ; domaine pointillé: estimation de la paragenèse métamorphique dans les orthogneiss de Maggia (Günthert et al., 1976).

4.3. Estimation des conditions P-T de la déformation rétro-morphique

Si dans l'échantillon Gc2C, l'estimation des conditions P-T ne pose à priori aucun problème, ce n'est pas le cas dans l'échantillon Gc2J qui présente une forte variance. La paragenèse synchronématique comprend Qtz-Ab-Bio-Ph-Ep et feldspath potassique relictuel. Par conséquent, l'estimation des conditions P-T de la déformation rétro-morphique est beaucoup plus délicate et est sujette à des incertitudes plus importantes. Néanmoins, la déstabilisation du plagioclase par l'intermédiaire de la réaction R_{12} permet une estimation maximale de la température. Cette courbe est calculée en utilisant un plagioclase de composition An_{18} , analysé dans l'échantillon précédent. Cependant, elle n'apporte aucune contrainte sur les conditions thermobarométriques de la déformation rétro-morphique par rapport à la déformation majeure (Fig. 99). Le plagioclase étant purement albitique, les températures sont probablement proches voire inférieures à 500°C.

3.6. Conclusions

Entre les échantillons Gc2C et Gc2J, existent des différences majeures. Dans le premier, la paragenèse synchronématique est à Qtz-Ab-Ol-FK-Bio-Ph-Ep-Gt-Sph et Qtz-Ab-Bio-Ph-Sph \pm FK dans le second. Il est clair qu'ils enregistrent respectivement la déformation majeure et la déformation rétro-morphique.

Dans les métagranites de Fibbia, initialement constitué des phases quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite, les transformations minéralogiques débutent lors de l'histoire prograde. Progressivement le plagioclase magmatique se déstabilise et produit de l'épidote et un grenat calcique. Lorsque les conditions thermiques s'accroissent, l'oligoclase devient stable et parallèlement le grenat s'appauvrit en grossulaire. La biotite magmatique se déstabilise en biotite secondaire et phengite.

Les conditions P-T maximales atteintes sont de l'ordre de 530-560°C, 5-7 kbar. Elles sont synchrones de la déformation pénétrative observée à l'échelle du massif. Cette dernière se traduisant par une structure en double déversement des massifs cristallins externes est corrélée à un raccourcissement hétérogène du socle (cf. Marquer et Gapais, 1985). Ces résultats sont en accord avec ceux de Klaper et Bucher-Nurminen (1987). Selon ces auteurs, les conditions P-T postérieurement à la déformation majeure dans la couverture mésozoïque du Gotthard sont de l'ordre de 500°C, 5-6 kbar.

Localement, des zones de cisaillement tardives s'observent (Marquer, 1987). Elles s'expriment par l'apparition dans les métagranites de la paragenèse à Qtz-Ab-Bio-Ph-Ep-Sph \pm FK et dont les conditions thermiques de cristallisation sont probablement proches ou inférieures à 500°C.

4. Comparaison avec les orthogneiss de l'Aar et de Maggia

Afin de tester la validité de la méthode d'estimation des conditions P-T, une étude semblable a été effectuée dans les orthogneiss de Maggia déformés en faciès amphibolite de plus haut grade (Fig. 24 chapitre III) et dans les orthogneiss de l'Aar déformés en faciès schiste vert (Fig. 86).

	Microcline		Plagioclase		Biotite		Phengite		Epidote	
	n = 2	6n-1	n = 8	6n-1	n = 6	6n-1	n = 4	6n-1	n = 7	6n-1
SiO ₂	63,89	0,110	60,95	0,910	35,99	0,559	46,62	1,650	38,43	0,318
TiO ₂	-	-	00,01	0,020	02,31	0,259	00,38	0,098	00,11	0,049
Al ₂ O ₃	18,38	0,044	24,19	0,548	17,15	0,192	30,18	1,516	26,78	0,440
Cr ₂ O ₃	-	-	00,05	0,043	00,06	0,067	00,06	0,088	00,04	0,047
FeO Total	-	-	00,03	0,065	21,22	0,690	04,32	0,752	08,30	0,740
MnO	-	-	00,01	0,019	00,32	0,074	00,08	0,029	00,10	0,072
MgO	-	-	00,01	0,018	08,51	0,255	01,66	0,650	00,02	0,026
CaO	00,03	0,003	05,73	0,700	00,06	0,139	-	0,011	22,89	0,197
Na ₂ O	01,12	0,052	08,26	0,370	00,15	0,038	0,27	0,026	00,02	0,022
K ₂ O	15,54	0,215	00,27	0,104	09,92	0,211	10,90	0,364	00,02	0,023
Total	90,96		99,51		95,69		94,47		96,71	
Normalisation	8 OX		8 OX		11 OX		11 OX		12,5 OX	
Si	2,984		2,722		2,767		3,193		3,031	
Ti	-		-		0,134		0,020		0,007	
Al	1,012		1,274		1,554		2,437		2,490	
Cr	-		0,002		0,004		0,003		0,002	
Fe ³⁺	-		-		-		-		0,493	
Fe ²⁺	-		0,001		1,364		0,247		-	
Mn	-		-		0,021		0,005		0,007	
Mg	-		0,001		0,975		0,169		0,002	
Ca	0,002		0,274		0,005		-		1,935	
Na	0,101		0,715		0,022		0,036		0,003	
K	0,926		0,015		0,973		0,952		0,002	
TOTAL	5,025		5,004		7,819		7,062		7,972	

Tab. 19 : Composition chimique, écart-type et formule structurale des phases dans les métagranites de Maggia.

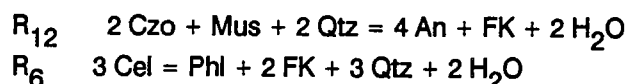
Activité des constituants dans les phases minérales					
	a_{Mus}^{Mb}	a_{Czo}^{Ep}	X_{An}^{Pla}	$a_{Conf.}^{Pla}$	X_{Or}^{FK}
Gc 2J	0,47	0,21	-	-	0,93
Maggia	0,58	0,46	0,273	0,11	0,90

Tab. 20 : Activité des phases minérales dans l'échantillon Gc2J (Gotthard) et dans l'orthogneiss de Maggia.

4.1. Les orthogneiss de Maggia

Les orthogneiss analysés ont été échantillonnés dans le lobe Nord de Maggia, près du lac Naret (Fig. 100). Ces orthogneiss ont par ailleurs fait l'objet d'études géochimiques (Günthert et al. (1976) et structurales (Ramsay et Allison, 1979 ; Simpson, 1982).

Les orthogneiss étudiés présentent une paragenèse synschisteuse à Qtz-Ol-FK-Bio-Ph-Ep-Sph. Les conditions thermobarométriques de la déformation peuvent donc être estimées en calculant les courbes d'équilibre



Les analyses moyennes des phases intervenant dans ces équilibres et les valeurs des activités des constituants dans les différentes phases minérales sont reportées dans les tableaux 19 et 21.

En utilisant le modèle de solution solide de Newton et al. (1980) pour le plagioclase, la courbe R_{12} donne des températures aux alentours de 550-600°C pour $P = 6-7$ kbar. Elles sont semblables aux estimations de Klaper (1982) dans le Val Bedretto (Fig. 101). La courbe R_{12} de pente moyenne constitue un géothermobaromètre. Une estimation préalable de la pression est nécessaire pour déterminer la température.

La position de la courbe R_6 d'après les courbes d'iso-valeurs de $\text{Ln}K$ de Bucher-Nurminen (1986) est située à des pressions de l'ordre de 7-10 kbar pour des températures de l'ordre de 550-600°C. Elles sont, comme dans le cas des orthogneiss du Gotthard surestimées.

4.2. Les orthogneiss du massif de l'Aar

Dans la granodiorite du Grimsel (Massif de l'Aar) (Fig. 85), la paragenèse magmatique se reconnaît dans les échantillons les moins déformés. Elle est constituée de Qtz, FK, An_{22} et Bio (Marquer, 1987). A intensité de déformation croissante, s'observent les associations minéralogiques suivantes (cf. Marquer et al., 1985 ; Marquer, 1987):

- stade orthogneissique: Qtz-Ab-Bio-Ph-Ep-Sph
- stade mylonitique: Qtz-Ab-Bio-Ph-Sph

A ces transformations minéralogiques, sont associées des modifications géochimiques importantes, indépendantes de l'échelle des zones de cisaillement. On note en particulier, une forte augmentation de la teneur en K_2O et MgO et une forte diminution de la teneur en CaO et Na_2O (Marquer et al., 1985) entre le stade orthogneissique et le stade mylonitique de la déformation. Les travaux de Marquer (1987) ont montré que ces variations géochimiques sont induites par la déformation et ont lieu lorsque les phases minérales et en particulier la phase feldspathique sont instables dans les conditions P-T considérées. L'analyse des isotopes de l'oxygène ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) montre que ces variations géochimiques sont compatibles avec un système ouvert au fluide extérieur (Fourcade et al., en prép.).

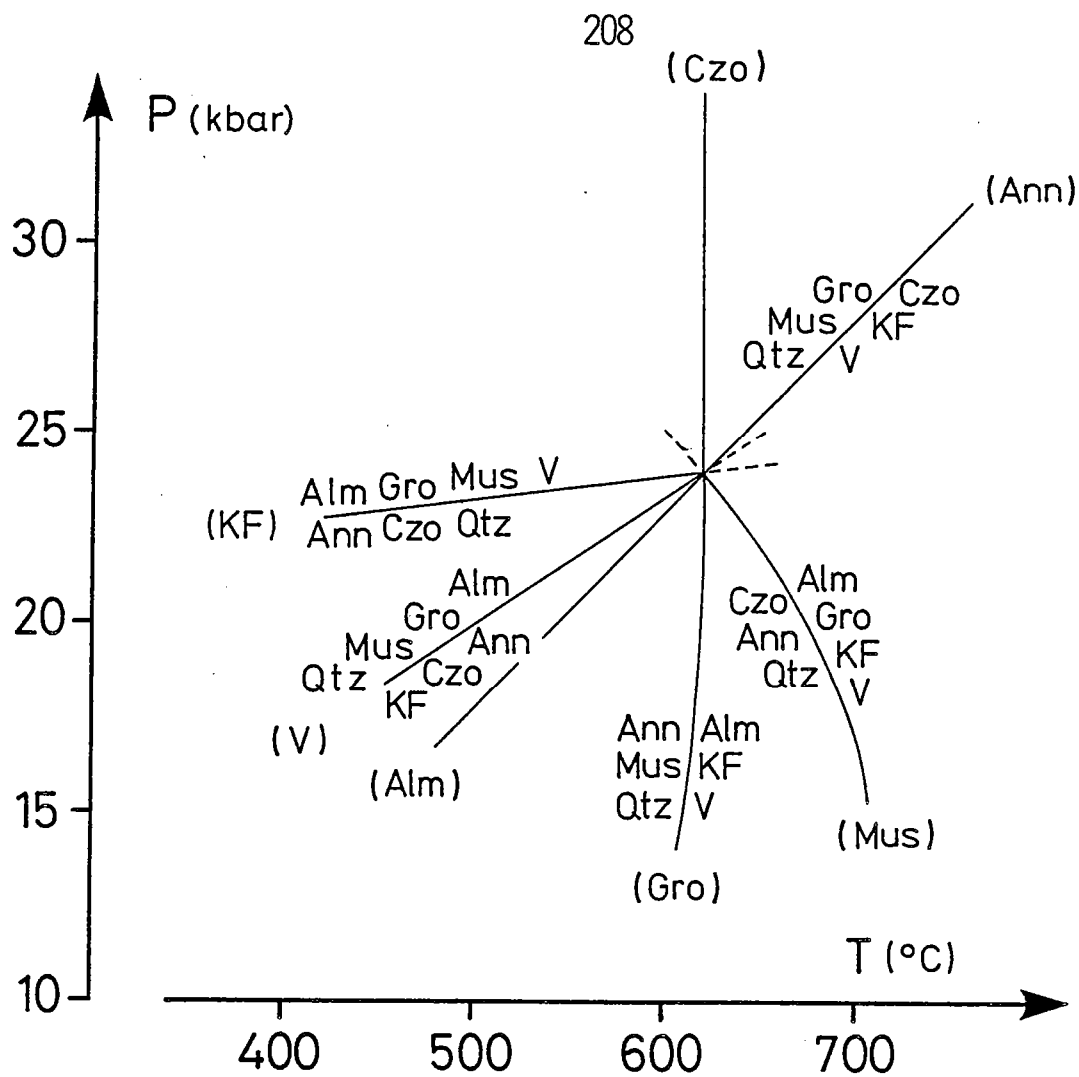


Fig. 102 : Relations entre les phases Alm, Ann, Mus, Gro, Czo, KF, Qtz et V dans le système KCFASH. Les courbes sont calculées en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs d'Helgeson et al. (1978) sauf pour l'almandin (Droop et Bucher-Nurmien, 1984).

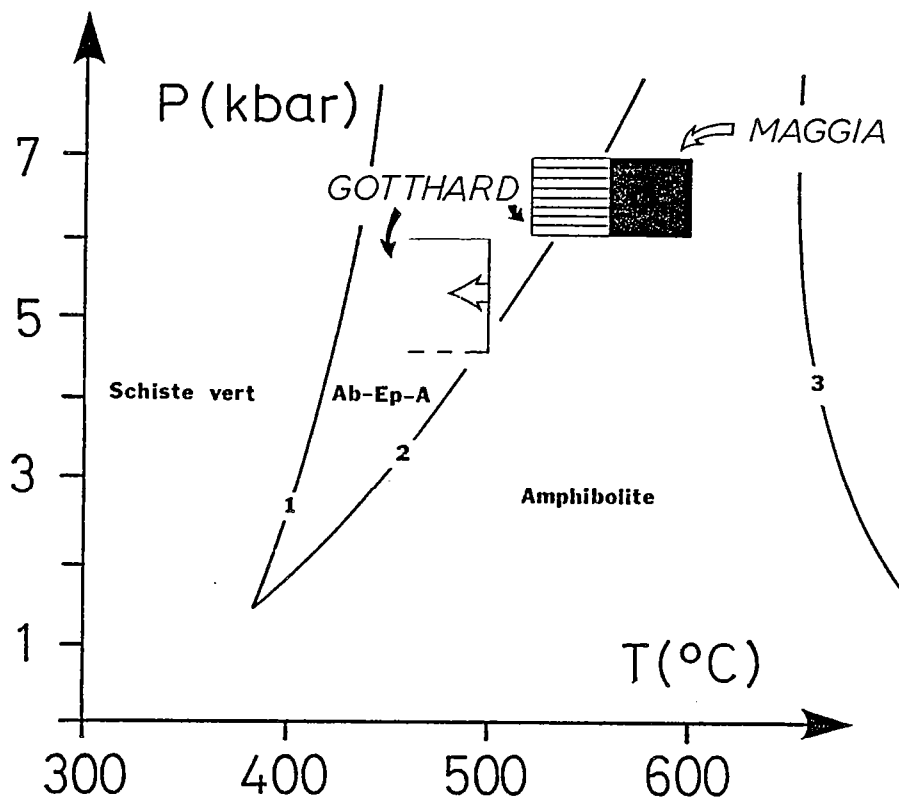


Fig. 103 : Conditions P-T de la paragenèse synschisteuse dans les orthogneiss de Maggia (560-600°C, 6-7 kbar), du Gotthard (530-560°C, 5-7 kbar) et estimation des conditions thermobarométriques de la déformation rétro-morphique dans les orthogneiss du Gotthard (T < 500°C, P < 5-6 kbar).

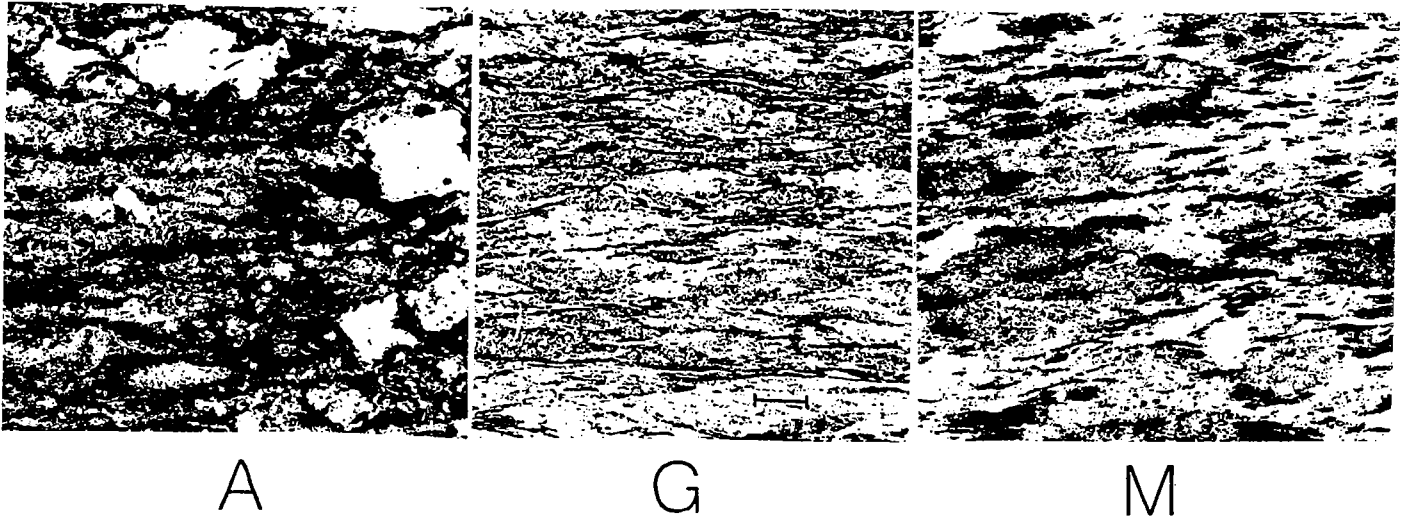
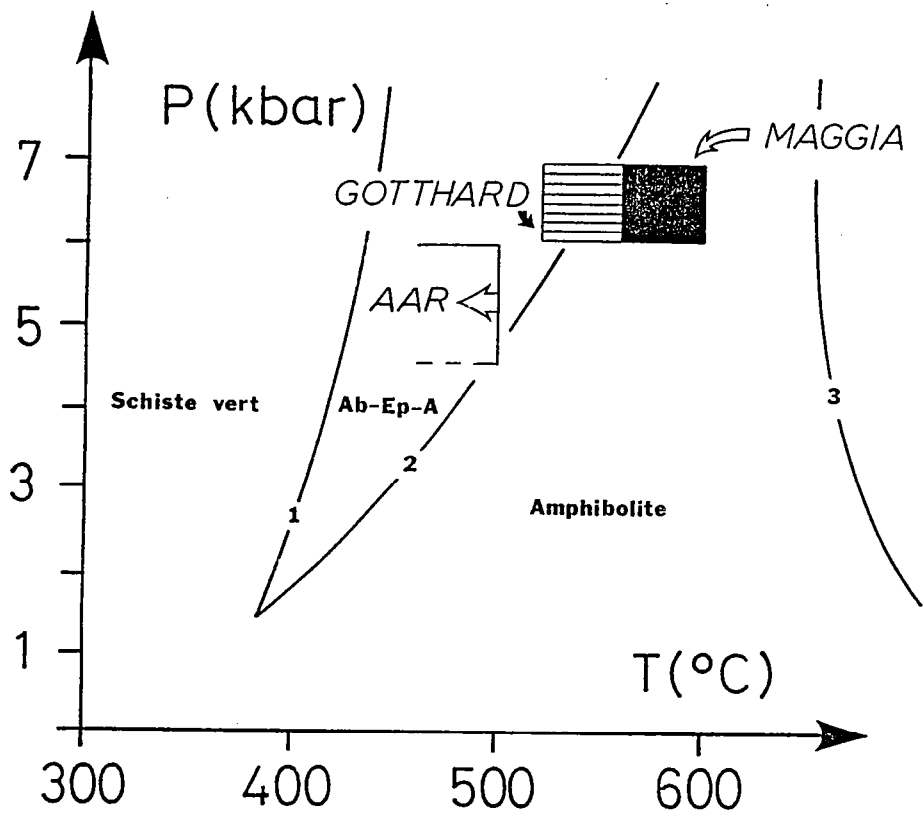
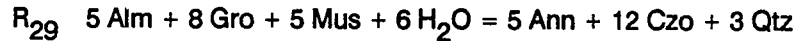


Fig. 104 : Relations macrostructure/conditions P-T de la déformation dans les orthogneiss de l'Aar déformés en faciès schiste vert (A), du Gotthard déformés en faciès amphibolite de bas grade (G) et de Maggia déformés en faciès amphibolite de moyen grade. A température croissante, la déformation devient de plus en plus homogène, les clastes de feldspath disparaissent progressivement.

La détermination des conditions P-T de la déformation est hasardeuse voire impossible dans la granodiorite du Grimsel. En effet, dans les zones mylonitiques, la paragenèse à Qtz-Ab-Bio-Ph \pm Ep présente une trop forte variance. Par contre, les orthogneiss à Qtz-Bio-Ph-Ep-Gt et feldspath potassique relictuel déformés en faciès schiste vert et décrits par Steck et Burri (1971) devraient permettre d'évaluer les conditions de cristallisation de la paragenèse synschisteuse. Les relations entre les phases Qtz, Bio, Ph, Ep et Gt peuvent être discutées dans le système KCFMASH (cf. chapitre III). Les conditions P-T peuvent être estimées en calculant avec les modèles de solution solide appropriés l'équilibre (An, FK) (Fig. 102) soit:



5. Conclusion

En faciès schiste vert et amphibolite, les relations de phases peuvent être étudiées dans le système KCFMASH (cf. chapitre III). La détermination précise des paramètres P-T de cristallisation des assemblages nécessite une modélisation thermodynamique des équilibres de phases (cf. chapitre IV).

L'illustration de cette méthode dans les Alpes centrales permet d'estimer les conditions P-T de la déformation majeure dans les orthogneiss du Gotthard et de Maggia. Elles sont respectivement de l'ordre de 530-560°C, 5-7 kbar et 560-600°C pour les mêmes pressions (Fig. 103). Dans les orthogneiss du Gotthard, les conditions P-T de la déformation rétomorphique locale ne peut être contrainte avec précision en raison de la forte variance de l'assemblages synschisteux. Elle est probablement proche de 500°C.

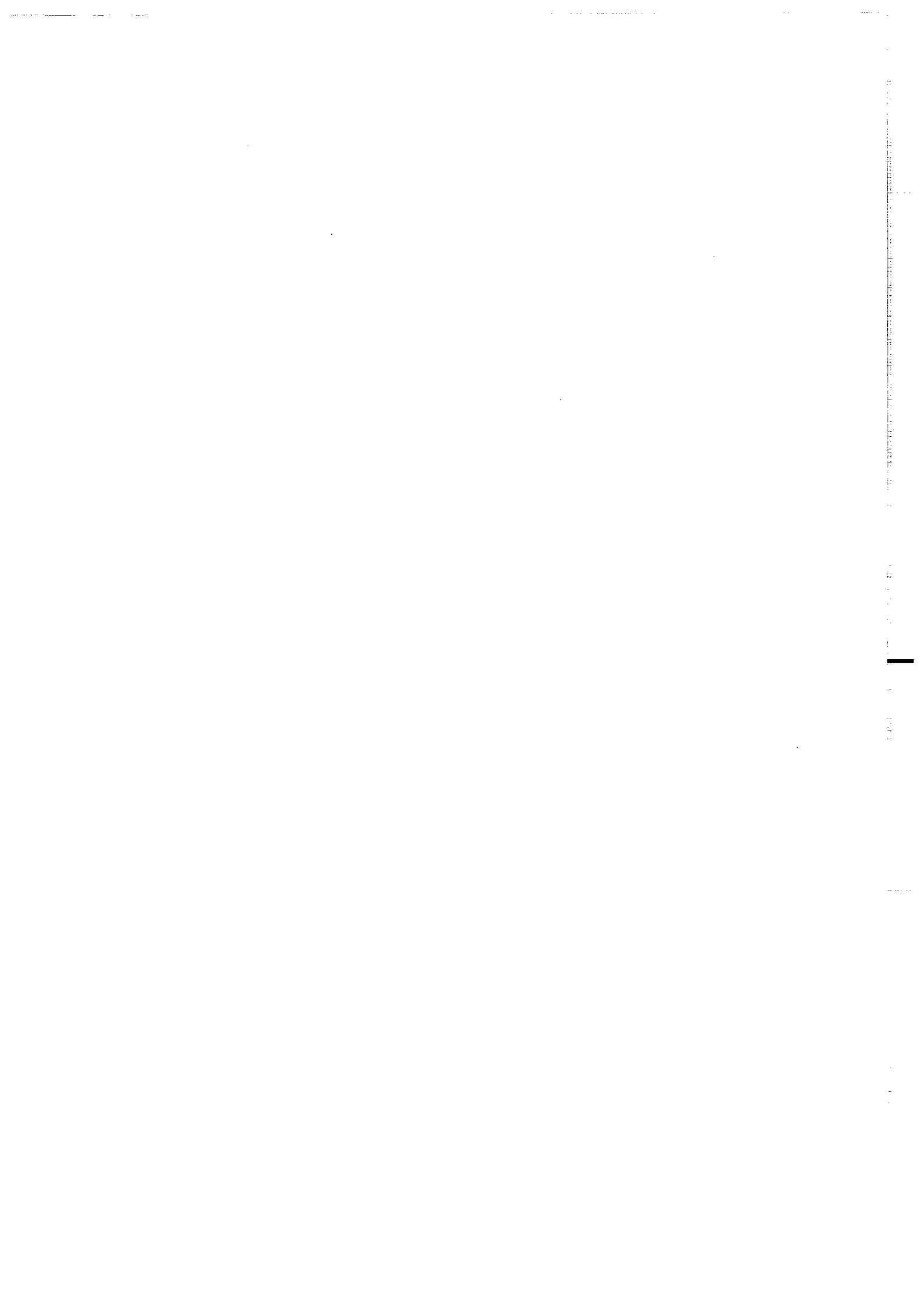
Entre les faciès schiste vert et amphibolite, les microstructures observées dans les granites sont différentes (cf. Fig. 84). Dans le massif de l'Aar (Fig. 85 et 104), le feldspath potassique et le plagioclase ont un comportement fragile. Par contre, en faciès amphibolite (orthogneiss du Gotthard), ils deviennent de plus en plus ductiles (Voll, 1976 ; Gapais, 1987). A l'échelle macroscopique, ces transformations microstructurales se marquent par une déformation de plus en plus homogène et pénétrative de la roche (Fig. 104). Les conditions P-T estimées dans le massif du Gotthard permettent de contraindre les conditions thermiques de la transition microstructurale majeure (comportement fragile/ductile des feldspaths) aux alentours de 500-530°C (Tab. 21).

L'illustration de cette méthode dans les Alpes centrales permet d'estimer les conditions P-T de la déformation majeure dans les orthogneiss du Gotthard et de Maggia. Elles sont respectivement de l'ordre de 530-560°C, 5-7 kbar et 560-600°C pour les mêmes pressions (Fig. 103). Dans les orthogneiss du Gotthard, les conditions P-T de la déformation rétomorphique locale ne peut être contrainte avec précision en raison de la forte variance de l'assemblages synschisteux. Elle est probablement proche de 500°C.

Entre les faciès schiste vert et amphibolite, les microstructures observées dans les granites sont différentes (cf. Fig. 84). Dans le massif de l'Aar (Fig. 85 et 104), le feldspath potassique et le plagioclase ont un comportement fragile. Par contre, en faciès amphibolite (orthogneiss du Gotthard), ils deviennent de plus en plus ductiles (Voll, 1976 ; Gapais, 1987). A l'échelle macroscopique, ces transformations microstructurales se marquent par une déformation de plus en plus homogène et pénétrative de la roche (Fig. 104). Les conditions P-T estimées dans le massif du Gotthard permettent de contraindre les conditions thermiques de la transition microstructurale majeure (comportement fragile/ductile des feldspaths) aux alentours de 500-530°C (Tab. 21).

	AAR	GOTTHARD	MAGGIA
Faciès	Schiste vert	Amphibolite	
T °C	500	≈550	600
Phases	Ab	Ab/Ol-FK	Ol-FK
Plagioclase	← fragile →	← ductile →	← ductile →
FK	← fragile →	← ductile →	← ductile →
Granite	← Semi-fragile →	← Ductile →	← ductile →

Tab. 21 : Tableau schématique représentant les transformations minéralogiques, la transition fragile/ductile à l'échelle du grain et à l'échelle macroscopique. La transition Semi-fragile/ductile est corrélée à la transition Schiste vert/Amphibolite et se situe aux alentours de 500-550°C.



Conclusion

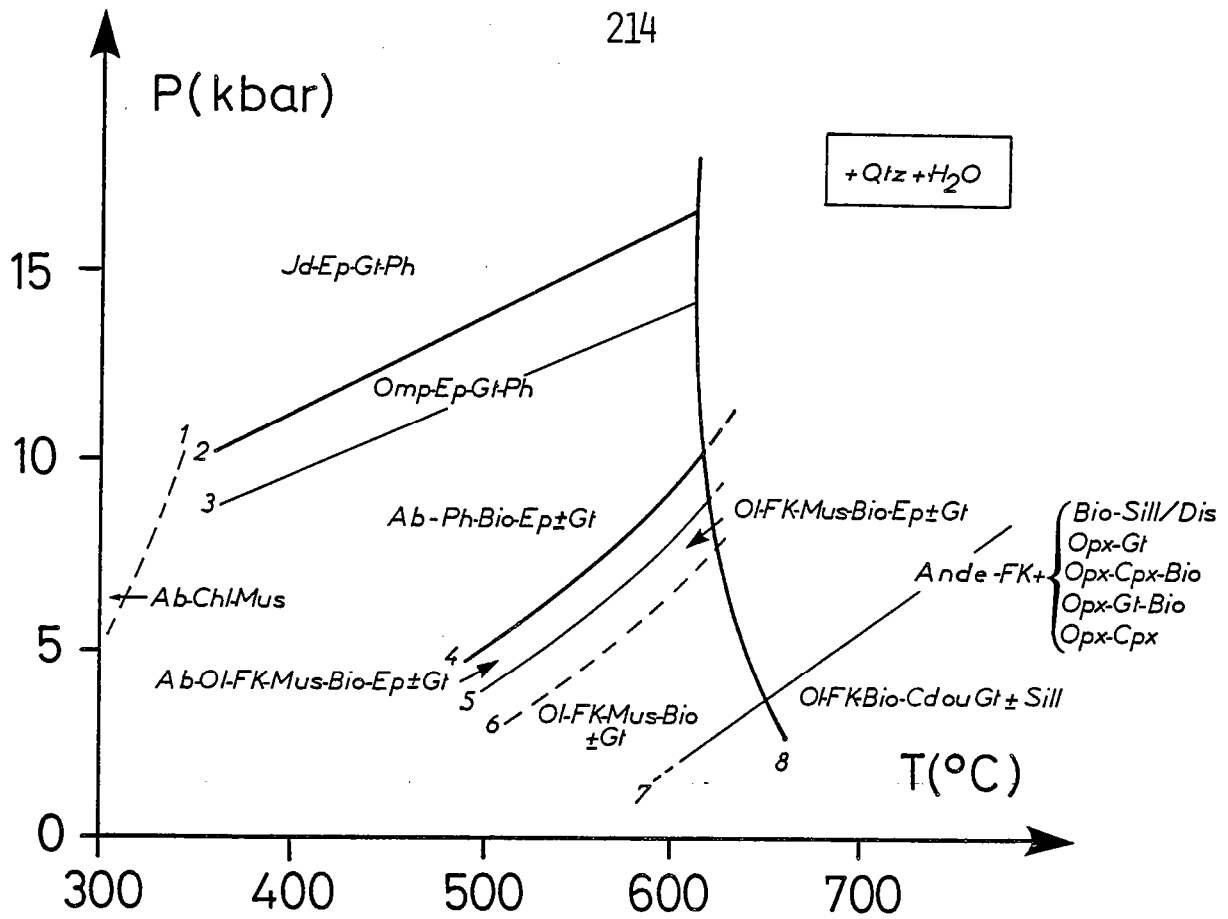


Fig. 105 : Paragèneses observées dans les orthogneiss

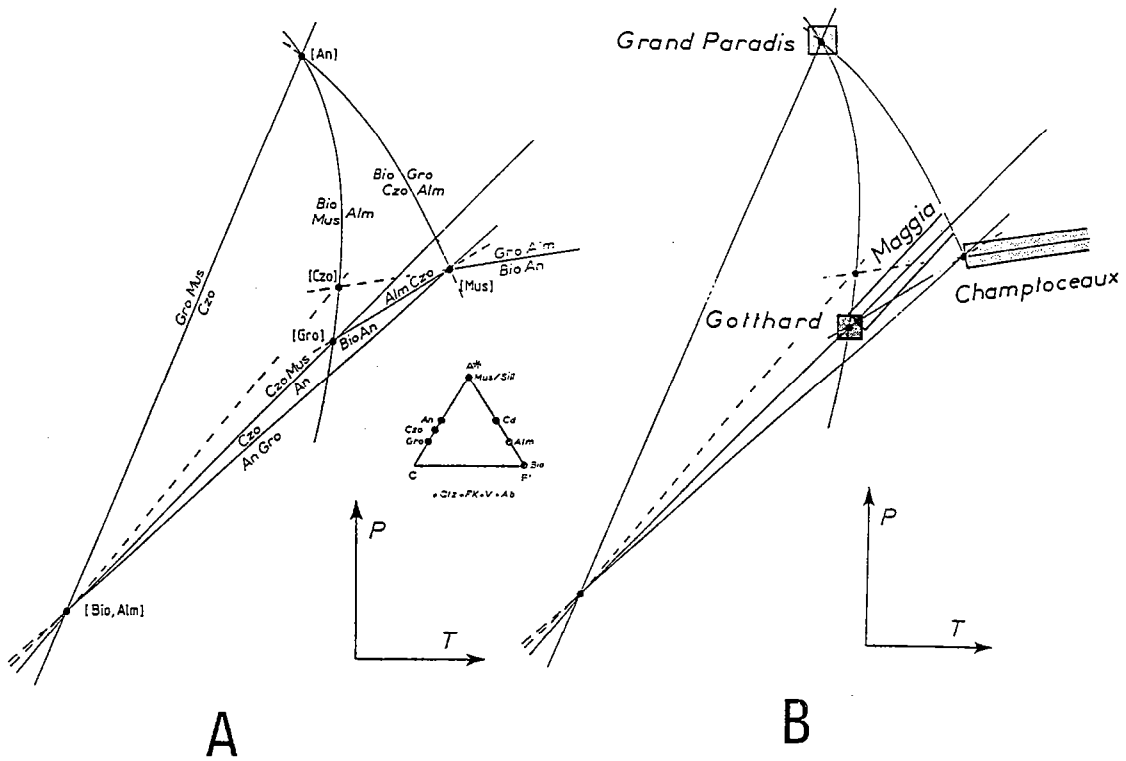


Fig. 106 : Grille pétrogénétique KCFMASH en présence des phases Biotite, Grenat (Grossulaire, Almandin), Muscovite, Clinzoizite, Anorthite. Quartz, Feldspath potassique, Albite et H₂O sont en excès (A). Les associations observées dans les orthogneiss de du Gotthard, de Maggia et du Grand Paradis se localisent respectivement au point invariant [Gro], sur la courbe (Alm, Gro) et au point invariant [An] (B).

Conclusions

Les métagranites, par leur caractère "monotone" ont rarement attiré l'attention des pétrologistes. Cependant, l'observation des paragenèses syncinématiques des granites témoigne de transformations minéralogiques importantes (Fig. 105).

De la basse vers la haute pression, les transformations minéralogiques essentielles sont la disparition presque simultanée de la biotite et du plagioclase (Fig. 105). Ces transformations ont lieu à relativement hautes pressions, supérieures à celle de l'équilibre $Ab = Jd + Qtz$ ($P = 15-17$ kbar pour $T = 500-600^\circ C$). L'association minéralogique observée comprend Quartz + Jadéite + Zoïsite + Phengite + Grenat + Rutile. Pour des pressions inférieures, l'association à Quartz + Plagioclase + Biotite + Phengite + Epidote + Sphène \pm Grenat couvre une large gamme de pressions allant de 5 à 14 kbar. Dans ces assemblages, le feldspath potassique est en général relictuel. L'analyse pétrogénétique dans les systèmes SiO_2 - $NaAlSi_3O_8$ et KFMASH permet d'expliquer ces transformations paragenétiques.

Des basses vers les hautes températures, les transformations sont contrôlées par l'apparition de l'oligoclase (à la transition entre les faciès schiste vert et amphibolite) et dépendent essentiellement des réactions de transfert entre le plagioclase, l'épidote et le grenat. A plus haute température, lorsque le plagioclase calcique (oligoclase) est stable (à la transition entre les faciès amphibolite, amphibolite de haut grade et granulite), les échanges Fe-Mg entre les phases minérales deviennent prépondérants. Les associations minéralogiques que l'on peut rencontrer sont résumées sur la figure 105.

Pour des pressions de l'ordre de 5-6 kbar, du faciès schiste vert au faciès amphibolite, les transformations minéralogiques majeures sont (1) l'apparition de l'association oligoclase + albite ($T = 500-530^\circ C$), (2) l'apparition de l'oligoclase seul ($T = 530-550^\circ C$), (3) la disparition de l'épidote ($T = 570-600^\circ C$).

L'analyse des relations de phases dans le système KCFMASH est appropriée pour comprendre les transformations paragenétiques que l'on observe à températures croissantes (Fig. 106a). La simple observation des paragenèses syncinématiques permet de localiser les conditions P-T de cristallisation de ces assemblages, les unes par rapport aux autres.

Ainsi, dans les exemples étudiés, les paragenèses à Quartz + Feldspath potassique + Oligoclase + Biotite + Grenat dans les leptynites de la nappe de Champtoceaux, à Quartz + Feldspath potassique + Oligoclase + Albite + Biotite + Phengite + Epidote + Grenat dans les orthogneiss du Gotthard, à Quartz + Oligoclase + Feldspath Potassique + Biotite + Phengite + Epidote dans les orthogneiss de Maggia et Quartz + Albite + Feldspath potassique + Biotite + Phengite + Epidote + Grenat dans les orthogneiss du Grand Paradis sont situées respectivement sur la courbe d'équilibre (Mus, Czo), (Gro, Alm) et aux points invariants [Gro] et [An] (Fig. 106b).

Pour estimer quantitativement la position de ces courbes d'équilibres, la modélisation thermodynamique des assemblages est nécessaire. La position de ces courbes dans l'espace P-T est déterminée en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs ainsi que les modèles de solution solide appropriés (Fig. 107).

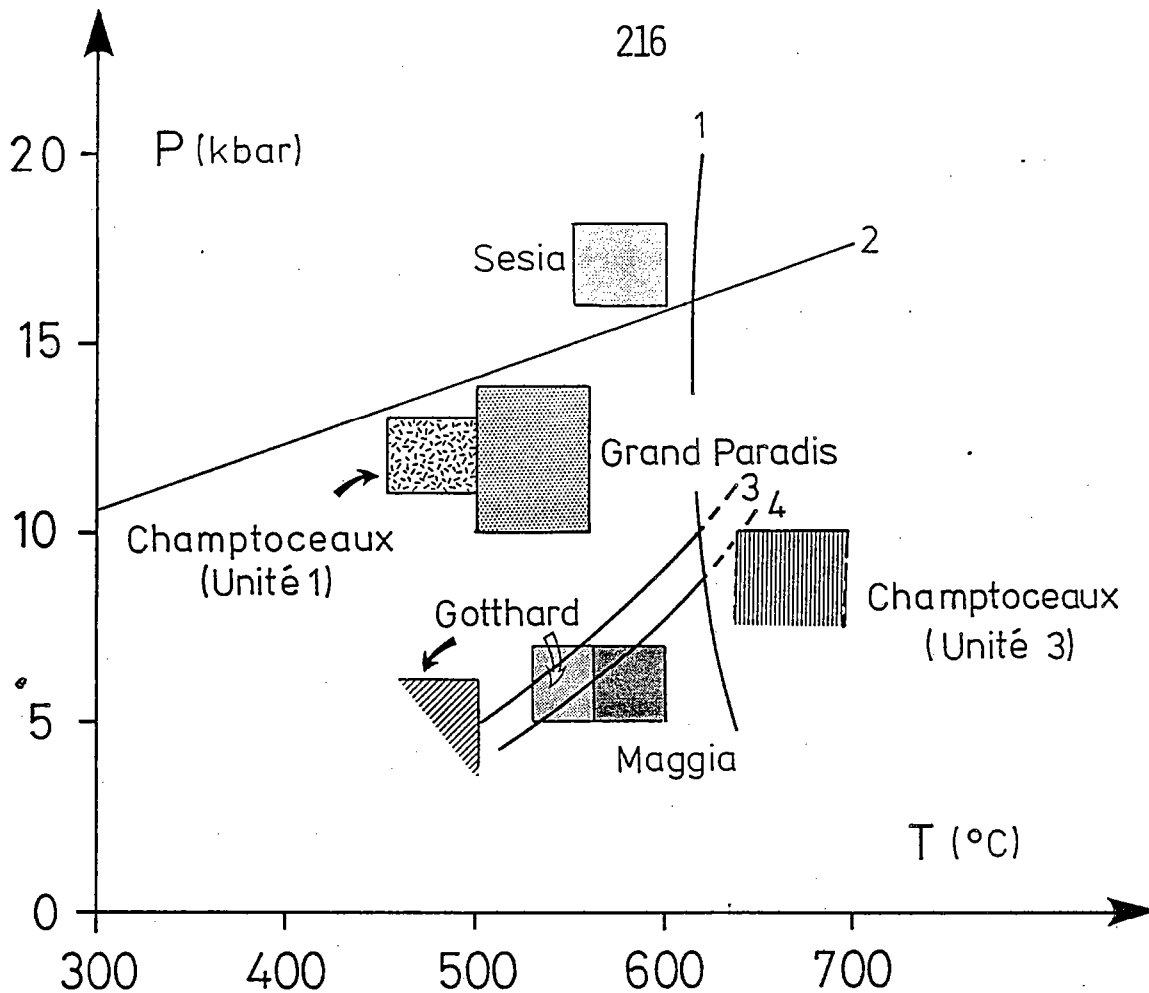


Fig. 107 : Conditions P-T estimées dans les orthogneiss du Gotthard, de Maggia, du Grand Paradis et dans les leptynites de Champtoceaux. Dans la zone Sezia-Lanzo où sont connus des granites éclogitiques, les conditions P-T sont de l'ordre de 550-600°C 16-18 kbar (Hy, 1984 ; Koons et al., 1987).

	AAR	GOTTHARD	MAGGIA
Faciès	Schiste vert	Amphibolite	
T °C	500	≈550	600
Phases	Ab	Ab/OI-FK	OI-FK
Plagioclase	← fragile →		← ductile →
FK	← fragile →		← ductile →
Granite	← Semi - fragile →		← Ductile →

Tab. 22: Tableau schématique illustrant les corrélations entre microstructures/structures/conditions P-T de la déformation. Les transitions microstructurales majeures (comportement fragile/ductile des feldspaths) ont lieu entre 500-550°C.

Les conditions P-T de la déformation sont:

- $T \geq 600^{\circ}\text{C}$, $P < 10$ kbar : leptynites de Champtoceaux (unité 3) (Massif armoricain)
- $T = 560-600^{\circ}\text{C}$ à $P = 5-6$ kbar : Orthogneiss de Maggia (Alpes centrales)
- $T = 530-550^{\circ}\text{C}$, $P = 5-7$ kbar: orthogneiss du Gotthard (Alpes centrales)
- $T = 500-550^{\circ}\text{C}$, $P = 12 \pm 2$ kbar: orthogneiss du Grand Paradis (Alpes occidentales)
- $T = 400-500^{\circ}\text{C}$, $P = 10-12$ kbar: leptynites de Champtoceaux (unité 1) (Massif armoricain).

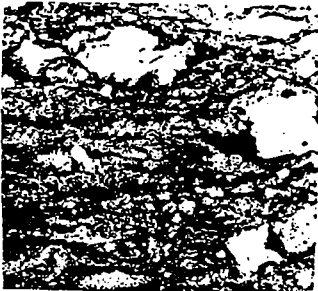
Les transformations paragénétiques observées dans les orthogneiss sont corrélées aux transitions microstructurales. Elles permettent de préciser les conditions physiques des principaux changements de mécanismes de déformation observés dans les orthogneiss.

Si le quartz se comporte de manière ductile du faciès schiste vert de moyen et haut grade jusqu'au faciès amphibolite, le comportement du plagioclase et du feldspath potassique évolue (cf. Gapais, 1987). En faciès schiste vert, le feldspath a un comportement fragile (Fig. 108 exemple: Aar). Le plagioclase et le feldspath potassique tendent à devenir de plus en plus ductiles en faciès amphibolite (Fig. 108, exemples: Gotthard, Maggia, Adula, Maggia Sud) de sorte que le contraste de ductilité entre quartz et feldspath s'atténue (Gapais, 1987). La chute du contraste de ductilité entre plagioclase et quartz est synchrone de l'apparition de l'oligoclase dans la paragénèse métamorphique et a lieu vers 500°C (Tab. 22)

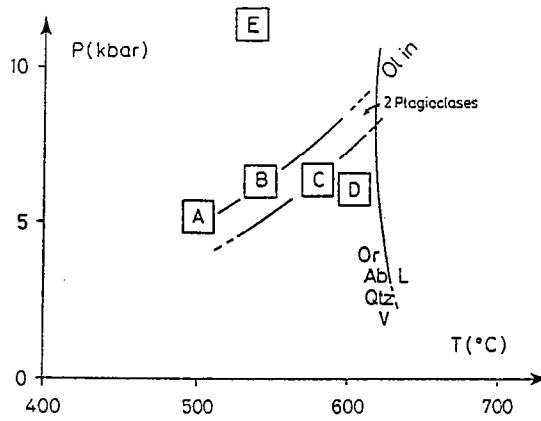
Dans les granites prétectoniques, ces changements microstructuraux se reflètent macroscopiquement (Voll, 1976; Gapais, 1987). En faciès schiste vert ($T < 500^{\circ}\text{C}$), les granites se déforment de façon hétérogène. Des lentilles de granites isotropes sont séparées par d'étroites zones de cisaillement intensément déformées (Mitra, 1978 & 1983; Choukroune et Gapais, 1983; Marquer, 1987; Gapais, 1987). En faciès amphibolite de bas grade (faciès albite-épidote-amphibolite) ($T = 500-550^{\circ}\text{C}$), la déformation devient de plus en plus pénétrative et les domaines préservés de la déformation se raréfient (Voll, 1976; Marquer et Gapais, 1985; Gapais et al., 1987). Enfin, en faciès amphibolite de plus haut grade ($T > 550^{\circ}\text{C}$), la déformation est homogène et les domaines isotropes sont pratiquement inexistantes. Semi-fragile en faciès schiste vert, les granites acquièrent un comportement ductile en faciès amphibolite (Tab. 22).

Les résultats obtenus dans ce mémoire montrent que les orthogneiss ne sont pas seulement des marqueurs de la déformation mais qu'ils enregistrent également l'histoire P-T des roches.

E: Grand Paradis



A: Aar



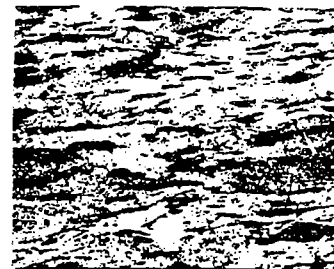
D: Adula Sud



B: Gotthard



C: Adula Nord



C: Maggia

Fig. 108 : Relations microstructures/Conditions P-T de la déformation. En faciès schiste vert (orthogneiss de l'Aar), les feldspaths ont un comportement fragile. En faciès amphibolite à albite-épidote ou amphibolite (orthogneiss du Gotthard, d'Adula, de Maggia et du Grand Paradis), les feldspaths deviennent de plus en plus ductiles.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

Ackermann D., Karl F., 1972. Experimental studies on the formation of inclusions in plagioclases from metatonalites. Hohe Tauern, Austria (Lower temperature stability limit of the paragenesis anorthite plus potash feldspar). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35: 11-21.

Ackermann D., Karl F., Raase F., 1972. Granate mit Zusammensetzungen zwischen Almandin und Grossular aus den westlichen Hohen Tauern, österreich. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 37: 29-38.

Andrieux P., 1982. Conditions de cristallisation et évolution paragenétique d'une charnockite hercynienne: le complexe granulitique d'Ansignan (Massif de l'Agly-Pyrénées orientales). *Bull.Min.*, 105: 247-253.

Anovitz L.M., Essene E.J., 1987. Compatibility of geobarometers in the system $\text{CaO-FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-TiO}_2$ (CFAST): Implications for garnet mixing model. *J. Geol.*, 95: 633-645.

Ashworth J.R. et Evirgen M.M., 1984. Garnet and associated minerals in the Southern margin of the Menderes Massif, Southwest Turkey. *Geol. Mag.*, 121: 323-337.

Ashworth J.R., 1985. Migmatites, Ed. Balckie et Son Ltd, Glasgow: 302 p.

Backinsky S.W. et Müller G., 1971. Experimental determinations of the microcline-low-albite solvus. *J. Petrol.*, 2: 329-356.

Ballèvre M., 1986. Collision continentale et chemins P-T: l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales). Thèse 3^{ième} cycle, Univ. Rennes, Mem. Doc. CAESS, Rennes: 332p.

Ballèvre M., Kiénast J.R., Paquette J.L., 1987. Le métamorphisme écolitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif armoricain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305: 127-131.

Ballèvre M., Kiénast J.R., Pinardon J.L., 1988. Pétrologie des métapélites écolitiques de la nappe de Champtoceaux (Massif armoricain). *R.S.T.*, 12: 8 (résumé).

Ballèvre M., Pinardon J.L., Kiénast J.R., Vuichard J.P., 1988. Reversal of Fe-Mg partitioning between garnet and staurolite in eclogite-facies metapelites from the Champtoceaux nappe (Brittany, France). *J. Petrol.*, in press.

Bambauer H.U., Bernotat W.H., 1976. Untersuchungen an Feldspäten aus Graniten und Gneisen des Aar und Gotthard-Massivs im Profil des neuen Gotthard-Strassentunnels. *Fortschr. Mineral.*, 54: 1-6.

Bambauer H.U., Bernotat W.H., 1982. The microcline/sandine transformation isograd in metamorphic regions. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 62: 185-230.

- Barth T.F.W., 1951.** The feldspar geologic thermometers. *Neu. Jahrbuch Mineral. Abhand.* 82: 143-154.
- Beach A., 1982.** Deformation mechanisms in some cover thrust sheets from the external French Alps. *J. Struct. Geol.* 4: 137-149.
- Becke F., 1908.** Über Myrmekit. *Min. Petrol. Mitt.*, 27: 377-390.
- Berger A.R., Pitcher W.S., 1970.** Structures in granitic rocks : a commentary and a critique on granite tectonics. *Proc. Geol. Assoc.*, 81: 441-461.
- Berman R.G., 1988.** Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *J. Petrol.*, 29: 445-522.
- Berman R.G., Brown T.H., Greenwood H.J., 1985.** An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. Atomic Energy of Canada Limited.
- Bernard-Griffiths J, Cornichet, J., 1985.** Origin of eclogites from South-Brittany, France: a Sm-Nd isotopic and REE study. *Chem. Geol.*, 52: 185-201.
- Bernotat W.H., Bambauer H.U., 1980.** Die Mikrolin/sandin. Isograde in Aar und Gotthard Massiv. *Eclogae Geol. Helv.*, 73: 559-561.
- Berthé D., Choukroune P., Jegouzo P., 1979.** Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1: 31-42.
- Blencoe J.G., 1977.** Molal volumes of synthetic paragonite-muscovite micas. *Am. Mineral.*, 62: 1200-1215.
- Blencoe J.G., Merkel G.A., Seil M.K., 1982.** Thermodynamics of crystal-fluid equilibria with applications to the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8-\text{SiO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$. In: S.K. Saxena (ed.). *Advances in physical geochemistry Vol. 2*, Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin: 191-222.
- Blummenfeld P., Mainprice D., Bouchez J.L., 1986.** C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*, 127: 97-116.
- Boettcher A.L., 1970.** The system $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at high pressures and temperatures. *J. Petrol.*, 11: 337-379.
- Bottinga Y., Richet P., 1981.** High pressure and temperature equation of state and calculation of thermodynamic properties of gaseous carbon dioxide. *Am. J. Sci.*, 281 : 615-660.
- Bouchez J.L., Pécher A., 1981.** The himalayan main central thrust pile and its quartz rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics*, 78: 23-50.

Bradley R.S., 1962. Thermodynamic calculations on phase equilibria involving fused salts. Pt. II. Solid Solutions and application to olivines. *Amer. J. Sci.*, 260: 550-554.

Brière Y., 1920. Les écloğites francaises: leur composition minéralogique et chimique, leur origine. *Bull. Soc. Fran. Minéral. Cristal.*, 43: 71-222.

Brown E.H., 1975. A petrogenetic grid for reactions producing biotite and other Al-Fe-Mg silicates in the Greenschist facies. *J. Petrol.* 16: 258-271.

Brown W.L., Parsons I., 1981. Towards a more practical two feldspars geothermometer. *Contrib. Miner. Petrol.* 76: 369-377.

Brown W.L., Parsons I., 1985. Calorimetric and phase diagram approaches to two-feldspar geothermometry : a critique. *Am. Mineral.*, 70: 356-361.

Brown W.L., Parsons I., 1988. Intra- and intercrystalline exchanges and geothermometry in granulite-faciès feldspars. *Terra Cognita*, 8: 263.

Brun J.P., Pons J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3: 219-229.

Bucher-Nurminen K., 1987. A recalibration of the chlorite-biotite muscovite geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 519-522.

Burg J.P., Brunel M., Gapais D., Chen G.M., Liu G.H. , 1984. Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in the southern Tibet (China). *J. Struct. Geol.*, 6: 535-542.

Burnham C.W., Darken L.S., Lasaga A.C., 1978. Water and magmas: application of the Gibbs-Duhem equation. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 42: 27-280.

Capdevila R., 1969. Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien e Galice nord orientale (NW de l'Espagne). Thèse Doctorat Etat. Univ. Montpellier: 429p.

Carman J.H., 1974. Synthetic sodium phlogopite and its two hydrates: stabilities properties and mineralogic implications. *Am. Mineral.*, 59 : 261-273.

Carpenter M.A. et Ferry J., 1984. Constraints on the thermodynamic mixing properties of plagioclase feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87: 138-148.

Cermignani C., Anderson G.M., 1983. The plagioclase exchange reaction in carbonate solutions and applications to nephelinization. *Am. J. Sci.*, 283A: 314-327.

Chappell B.W., 1978. Granitoids from the Moonbi district, New England Batholith, Eastern Australia. *J. Geol. Soc. Australia*, 25: 267-283.

- Chatterjee N.D., Flux S., 1986.** Thermodynamic mixing properties of muscovite-paragonite crystalline solutions at high temperatures and pressures and their geological applications. *J. Petrol.*, 27: 677-693.
- Chatterjee N.D., Froese E., 1975.** A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Am. Mineral.*, 60: 985-993.
- Chopin C., Maluski H., 1980.** $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ dating of high-pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps) : evidence against the blocking temperature concept. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74: 109-122.
- Choukroune P., Gapais D., 1983.** Strain pattern in the Aar granite (Central Alps); orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *J. Struct. Geol.*, 5: 411-418.
- Clark R.G., Lyons J.B., 1986.** Petrogenesis of the Kinsman intrusive suite: peraluminous granitoids of Western New Hampshire. *J. Petrol.*, 27: 1365-1393.
- Clarke D.B., 1981.** The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Can. Mineral.* 19: 3-17.
- Clemens J.D. , Wall V.J., 1986.** Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. *Lithos*, 21: 53-66.
- Cohen R.E., 1986.** Thermodynamic solution properties of aluminous clinopyroxenes: nonlinear least squares refinements. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 50: 563-576.
- Compagnoni R. et Maffeo B., 1973.** Jadeite-bearing metagranites l.s. and related rocks in the Monte Mucrone area (Sesia-Lanzo zone, Western Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 53: 355-377.
- Compagnoni R., Dal Piaz G.V., Hunziker J., Gosso G., Lombardo B., Williams P.F., 1977.** The Sesia-Lanzo zone : a slice of continental crust, with alpine HP-LT assemblages in the Western Italian Alps. *Ren. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 33 : 281-334.
- Courrioux G., 1984.** Etude d'une évolution magmatique et structurale dans le contexte d'une zone de cisaillement ductile active : exemple du linéament granitique hercynien de Pentedeume (Galice, Espagne). Thèse 3^{ième} cycle, Nancy: 217 p.
- Crawford M.L. Hollister L.S., 1986.** Metamorphic fluids: the evidence from fluid inclusions. In: Fluid rock interactions during metamorphism. Ed: Walther J.V. & Wood B.J. *Advances in physical geochemistry*, Vol. 5: 1-35.
- Cressey G., 1981.** Entropies and enthalpies of aluminosilicates garnets. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76: 413-419.
- Cressey G., Schmid R., Wood B.J., 1978.** Thermodynamic properties of almandine-grossular solid solutions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67: 397-404.

Dal Piaz G.V., Lombardo B., 1986. Early alpine eclogite metamorphism in the penninic Monte Rosa-Gran Paradiso basement nappes of the northwestern Alps. In: Blueschists and eclogites. *Geol.Soc.Amer.Mem.*, 164: 249-265.

Delaney J.R., Helgeson H.C., 1978. Calculation of the thermodynamic consequences of dehydration in subducting crust to 100 kbar and > 800°C. *Am. J. Sci.*, 278: 638-686.

Dollase W.A., 1971. Refinement of the crystal structures of epidote allanite and hancockite. *Am. Mineral.*, 56: 447-464.

Dollase W.A., 1973. Mössbauer spectra and iron distribution in the epidote-group minerals. *Z. Kristallogr.*, 138: 41-63.

Donnay G, Donnay J.D.H., 1952. The symmetry change in the high-temperature alkali-feldspar series. *Am. J. Sci.*, Bowen vol.: 115-132.

Droop G.T.R., 1982. A clinopyroxene paragenesis of Albite-epidote amphibolite facies in metasyenites from the South-East Tauern Window, Austria. *J.Petrol.*, 23: 163-185.

Droop G.T.R., Bucher-Nurminen K. 1984. Reaction textures and metamorphic evolution of sapphirine bearing granulites from the Gruf Complex, Italian Central Alps. *J.Petrol.*, 25: 766-803.

Dymek R.F., 1983. Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Am. Mineral.*, 68: 880-899.

Etheridge M.A., Wall V.J., Vernon R.H., 1983. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metam. Geol.*, 1: 205-226.

Eugster H.P., Albee A.L., Bence A.E., Thompson J.B., Walbaum D.R., 1972. The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions. *J. Petrol.*, 13: 147-179.

Eugster H.P., Wones D.R., 1962. Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *J. Petrol.*, 3: 82-125.

Evans B.W., Patrick B.E., 1987. Phengite 3-T in high-pressure metamorphosed granitic orthogneisses, Seaward Peninsula, Alaska. *Canad.Mineral.*, 25: 141-158.

Ferry J.M., Spear F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 113-117.

Fletcher J.M., Greenwood M.J., 1979. Metamorphism and structure of Penfold Creek area near Quesnel lake, British Columbia. *J.Petrol.*, 20: 743-794.

Fox J.S. 1975. Three dimensional isograds from the Lukmanier Pass Switzerland and their tectonic significance. *Geol.Mag.*, 2: 547-626.

- Frey M., Bucher-Nurminen K., Frank E., Mullis J., 1980.** Alpine metamorphism along geotraverse Basel-Chiasso. A review. *Eclogae Geol. Helv.*, 73: 527-546.
- Frey M., Hunziker J.C., Frank W., Bocquet J., Dal Piaz G.V., Jäger E., Niggli E., 1974.** Alpin metamorphism of the Alps : a review. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 54: 247-291.
- Frey M., Hunziker J.C., O'Neil J.R., Schwander H.W., 1976.** Equilibration-disequilibrium relations in the Monte Rosa granite, Western Alps : petrological, Rb-Sr and stable isotope data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55: 147-149.
- Frey M., Trommsdorff V., Wenk E., 1988.** Alpine metamorphism of the Central Alps. In : *Switzerland : an outline of the Geology of Switzerland*, Ed. Weft & Co. Publishers, Bâle, 26^{ième} IGC-G10.
- Frey M., 1974.** Alpine metamorphism of pelitic and marly rocks of the Central Alps. *S.M.P.M.*, 51: 489-506.
- Fuhrman M.L., Lindsley D.H., 1988.** Ternary-feldspar modeling and thermometry. *Amer. Mineral.*, 73: 201-215.
- Ganguly J., Kennedy G.C., 1974.** The energetics of natural garnet solid solution. I: Mixing of the aluminosilicate end-members. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48: 13-148.
- 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.
- Gapais D., 1987.** Les orthogneiss : structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. Thèse Doctorat d'Etat, Rennes: 383 p.
- Gapais D., Bale P., Choukroune P., Cobbold P.R., Mahjoub Y., Marquer D., 1987.** Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *J. Struct. Geol.*, 9: 419-427.
- Gapais D., Le Goff E., en prép.** An example of microcline deformed by dissolution-crystallisation.
- Geiger C.A., Newton R.C., Kleppa O.J., 1987.** Enthalpy of mixing of synthetic almandin-grossular and almandine-pyrope garnets from high-temperature solution calorimetry. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 51: 1755-1763.
- Georget Y., 1986.** Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées: exemple des granitoïdes du massif armoricain (France), pétrologie et géochimie. *Mém. Doc. C.A.E.S.S.*, Rennes: 176p.
- Ghent E.D., Devries C.D.S., 1972.** Plagioclase-garnet-epidote equilibria in hornblende-plagioclase ear-rocks from the Esplanade Range. *British Columbia. Can. J. Earth Sci.*, 9:618-635.
- Ghent E.D., Stout M.Z., 1981.** Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76: 92-97.

- Ghiorso M.S., 1984.** Activity/Composition relations in the ternary feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87: 282-296.
- Gibbons W., Horak J., 1984.** Alpine metamorphism of Hercynian hornblende granodiorite beneath the blueschist facies schistes lustrés nappe of NE Corsica. *J. Metam. Geol.*, 2: 95-113.
- Girardeau J., 1978.** Etude de la réaction biotite-plagioclase dans deux granites. DEA Univ., Paris VI: 141p.
- Godard G., Kiénast J.R., Lasnier B., 1981.** Retromorphic development of glaucophane in some eclogites, East of Nantes (Massif armoricain, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 126-135.
- Goldman D.S., Albee A.L., 1977.** Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with O^{18}/O^{16} partitioning between quartz and magmatite. *Amer. J. Sci.*, 277: 750-761.
- Goldsmith J.R. 1982a.** Review of the behaviour of plagioclase under metamorphic conditions. *Amer. Mineral.*, 6: 643-652.
- Goldsmith J.R., 1982b.** Plagioclase stability at elevated temperatures and water pressures. *Amer. Mineral.*, 67: 653-675.
- Goldsmith J.R., Laves F., 1955.** Cation order in anorthite ($CaAl_2Si_2O_8$) as revealed by gallium and germanium substitutions. *Z. Kristallogr.*, 106: 213-226.
- Green N.L. et Udsansky S.I., 1986a.** Ternary-feldspar mixing relations and thermobarometry. *Amer. Mineral.*, 71: 1100-1108.
- Green N.L. et Udsansky S.I., 1986b.** Toward a practical plagioclase-muscovite thermometer. *Amer. Mineral.*, 71: 1109-1117.
- Green T.H., Hellman P.L., 1982.** Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15: 253-266.
- Grove T.L., Ferry J.M., Spear F.S., 1983.** Phase transitions and decomposition relations in calcic plagioclase. *Am. Mineral.*, 68: 41-59.
- Guidotti C.V., 1973.** Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine. *Contrib. Mineral. petrol.*, 42: 33-42.
- Guidotti C.V., 1978.** Compositional variation of muscovite in medium- to high grade metapelites of northwestern Maine. *Amer. Mineral.*, 63: 878-884.
- Guidotti C.V., 1984.** Micas in metamorphic rocks. In: Bailey S.W. (Ed). *Micas. Reviews in Mineralogy*, 13: 357-467.

- Günthert V.A., Schwander H., Stern W.B., Frank E., 1985.** Anorthit gehalt von Plagioklas in Karbonat führenden Gesteinen der Amphibolit facies der Zentralalpen (Tosa-Tessin region). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 65:159-210.
- Günthert V.A., Stern W.B., Schwander H., 1976.** Isochemische Granitgneisbildung im Maggia-Lappen (Leopontin der Zentralalpen). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 56: 105-143.
- Hammerschlag J.G., 1985.** Métamorphisme progressif dans la séquence quartzofeldspathique profil Aar-Bergell (Alpes centrales). Thèse Doctorat, Univ.Lausanne: 419p.
- Hanmer S.K., 1982.** Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. J. Stuct. Geol., 4: 197-213.
- Harte B., Hudson N.F.C., 1979.** Pelite facies series and pressure Dalradian metamorphism in E. Scotland. In: The caledonides of the British isles. Reviewed. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 8: 323-337.
- Haselton H.T., Hovis G.L., Hemingway B.S., Robie R.A., 1983.** Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid-solutions : lack of evidence of Na, K short-range and implications for two feldspar thermometry. Amer. Mineral., 68: 398-413.
- Heinrich C.A., 1982.** Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, Central Alps. Contrib. Mineral. Petrol., 81: 30-38.
- Heitanen A., 1974.** Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite and plagioclase in metamorphic rocks, Northern Sierra Nevada, California. Am. Mineral., 59: 22-40.
- Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K., 1978.** Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. Amer.J.Sci., 278A: 1-229.
- Hewitt D.A., Wones D.R., 1975.** Physical properties of some synthetic Fe-Mg-Al trioctohedral micas. Am. Mineral., 60: 844-862.
- Hoinkes G., 1986.** Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. An empirical investigation on staurolite-zone samples from the Austroalpine Schneeberg complex. Contrib. Mineral. Petrol., 92: 393-399.
- Holdaway G., 1965.** Basic regionanmetamorphism rocks in part of the Klamath Mountains, northern California. Am. Mineral., 50: 953-977.
- Holdaway G., 1972.** Thermal stability of Al-Fe as a function of f_{O_2} and Fe content. Contrib. Mineral. Petrol., 37: 307-340.
- Holdaway M.J., Lee S.M., 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., 1980.** The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200 °C. *Amer.Mineral.*, 65: 129-134.
- Holland T.J.B., 1981.** Thermodynamics of simple mineral systems. In: *Thermodynamics of minerals and melts*. Ed: Newton R.C., Navrotsky A. & Wood B.J., Springer-Verlag, New York: 19-34.
- Holland T.J.B., Powell, R., 1985.** An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2 - Data and results. *J. Metam. Geol.*, 3: 343-370.
- Honneger K.H., 1983.** Strukturen und metamorphose im Zanskar Kristallin (Ladakh-Kashmir Indien). PHD non publié, Zürich: 116p.
- Honneger K., Dietrich V., Frank W., Gansser A., Thoni M., Trommsdorf V., 1982.** Magmatism and metamorphism in the Ladakh himalayas (The Indus-Tsangpo suture zone). *E.P.S.L.*, 60: 253-292.
- Hovis G.L., 1977.** Unit-cell dimensions and molar volumes for a sanidine-analbite ionexchange series. *Am. Mineral.*, 62: 672-679.
- Hovis G.L., Walbaum D.R., 1976.** Enthalpy and volume of K-Na mixing for a sanidine-analite ion-exchange series. *Trans. Am. Geophys. Union (EOS)*, 57: 340-341.
- Huang W.L., Wyllie P.J., 1975.** Melting reactions in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 to 35 kilobars, dry and with excess water. *J.Geol.*, 83: 737-748.
- Huang W.L., Wyllie P.J., 1981.** Phase relationships of S-type granite with H_2O to 35 kbar : muscovite granite from Harney Peak, South Dakota. *J. Geophys. Res.*, 86: 10515-10529.
- Huber M., Ramsay J., Simpson C., 1980.** Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontine Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 73: 593-606.
- Hy C., 1984.** Metamorphisme polyphasé et évolution tectonique dans la croûte continentale éclogitisée : les séries granitiques et pélitiques du Monte Mucrone (zone Sesia-Lanzo, Alpes italiennes). Thèse Doctorat 3^{ième} cycle, Univ. Paris VI: 189p.
- Ibarguchi J.I.G., Gironés E.O., 1985.** Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from the mmmmmmalpica-Tuy (MT) unit, Galicia, northwestern Spain. *Chem.Geol.*, 50: 145-162.
- Janardhan A.S., Newton R.C., Hansen E.C., 1982.** The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in southern Karnataka and northern Tamil Nadu, India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 130-149.
- Johannes W., 1984.** Beginning of melting in the granite system $\text{Qz-Or-Ab-An-H}_2\text{O}$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 264-273.
- Karl F., 1959.** Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten einiger periadrisatischer Intrusiv Massiv. *Jahb. Geol. Bundesanstalt Wien*, 102, 1-192.

- Kerrick R., Allison I., Barnett R.P., Moss S., Starkey J., 1980.** Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mieville, Switzerland ; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73 : 221-242.
- Kerrick D.M., Darken L.S., 1975.** Statistical thermodynamic models for ideal oxide and silicate solid solutions with application to plagioclase. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 39: 1431-1442.
- Kerrick D.M., Jacos G.K., 1981.** A modified Redlich-Kwong equation for H₂O, CO₂ and H₂O-CO₂ mixtures at elevated pressures and temperatures. *Am. J. Sci.*, 281: 735-76.
- Klaper E.M., 1982.** Deformation und Metamorphose in der nördlichen Maggia Zone. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 62: 47-76.
- Klaper E.M., Bucher Nurminen K., 1987.** Alpine metamorphism of pelitic schists in the Nufenen Pass area. *Lepontine Alps. J. Metam.*, 5: 175-194.
- Klein H.H., 1976.** Metamorphose von Peliten zwischen Rheinwaldhorn und Pizzo Paglia (Adula- und Simano Decke). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56: 457-479.
- Koons P.O., Rubie D.C., Frueh-Green G., 1987.** The effects of disequilibrium on the mineralogical evolution of quartz diorite during metamorphism in the eclogite facies. *J. Petrol.*, 28: 679-700.
- Koons P.O., Thompson A.B., 1985.** Non-mafic rocks in the greenschist, blueschist and eclogite facies. *Chem. Geol.*, 50: 3-30.
- Korzhinski D.S., 1959.** Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. Consultants Bureau, New York, 142 p.
- Kotel'nikov A.R., Bychkov A.M., Chenavina N.I., 1981.** The distribution of calcium between plagioclase and a water-salt fluid at 700°C and $P_{fl} = 1000 \text{ kg/cm}^2$. *Geochim. Internat*, 18: 61-75.
- Kozioł A.M., Newton R.C., 1988.** The activity of grossular in ternary (Ca, Fe, Mg) garnet determined by reversed phase equilibrium experiments at 1000°C and 900°C. Annual Meeting, Denver, Colorado, p.A191.
- Krogh E.J., Raheim A., 1978.** Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular references to eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 75-80.
- Labhart T.P., 1977.** Aarmassiv und Gotthardmassiv. *Sammlung Geologischer Führer*, Band 63. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Lacroix A., 1891.** Etude pétrographique des écloğites de la Loire-Inférieure. *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest France*, 1: 81-114.

Lahondère D., 1988. Le métamorphisme éclogitique dans les orthogneiss et les metabasites ophiolitiques de la région de Farinole (Corse). *Bull. Soc. France*, 8: 579-585.

Laird J., Albee A.L., 1981. High pressure metamorphism in mafic schist from the northern Vermont. *Amer.J.Sci.*, 281: 977-126.

Lasnier B., Leyreloup A., Marchand J., 1973. Découverte d'un granite "charnokitique" au sein de "gneiss ocellés". Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif Armoricaire Méridional (France). *Contrib.Mineral.Petrol.*, 41: 131.

Lasnier B., Leyreloup A., Marchand J., 1973. Découverte d'un granite "charnokitique" au sein de "gneiss ocellés". Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif Armoricaire Méridional (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41: 131.

La Tour T.E., Barnett R.L., 1987. Mineralogical changes accompanying mylonitization in the Bitterroot dome of the Idaho batholith : implications for timing of deformation. *Geol. Soc. America Bull.*, 98: 356-363.

Le Breton N., Thompson A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99: 226-237.

Le Goff E., 1989. Conditions P-T de la déformation dans les orthogneiss: modèle thermodynamique et exemples naturels. Thèse Doctorat Univ., Univ. Rennes, 245p.

Le Goff E., Ballèvre M., 1989. Geothermobarometry in albit-garnet orthogneisses: a case study from the Gran Paradiso nappe (Western Alps). (submitted)

Le Métour J., 1976. Contribution à l'étude pétrologique géochimique et structurale du diapir migmatitique Hennebont-Vannes (Bretagne méridionale). Thèse 3e cycle non publiée Rennes: 80p.

Lindh Anders, 1978. Aspects on plagioclase-epidote thermometry. *N. Jb. Miner. Abh.*, 133: 113-131.

Liou J.G., Maruyama S., Cho M., 1987. Very low grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks - mineral assemblages and mineral facies. In : *Low temperature metamorphism*, Frey M. Ed. Blackie, Glasgow & Londres: 351 p.

Loomis T.P., 1983. Compositional zoning of crystals: a record of growth and reaction history, In *Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Advances in physical geochemistry*, vol. 3, Springer-Verlag, Saxena S.K., ed., 1-60.

Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F., 1964. The granite system at pressure of 4 to 10 kbar. *J. Geophys. Res.*, 69: 759-773.

Manning D.A.C., 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76: 206-215.

- Marchand J., 1981.** Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond: le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). C.R. Acad. Sci. Paris, (II), 293: 223-228.
- Maresch W.W., 1977.** Experimental studies on glaucophane : an analysis of present knowledge. Tectonophysics, 43: 109-125.
- Marquer D., 1987.** Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes : exemple des massifs de l'Aar et du Gotthard (Alpes centrales suisses). Mémoires et Documents du CAESS Rennes: 250 p.
- Marquer D., Gapais D., 1985.** Les massifs cristallins éternes sur une transversale Guttanen-Val Bedretto (Alpes Centrales): structures et histoire cinématique. C.R. Acad. Sci. Paris, 301/II: 543-546.
- Marquer D., Gapais D., Capdevila R., 1985.** Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en facies schistes verts (Massif de l'Aar, Alpes centrales). Bull. Mineral., 108: 209-221.
- Marquer D., Feybesse J.L., Gapais D., Balé P., Lecorre C., Maggion R., Charvet J., Faure M., Burg J.P., 1987.** Dispersion des linéations d'étirement sous un chevauchement varisque majeur: le cas de l'orthogneiss de Saint-Alyr-es-Montagne. Géologie de la France, Ed.BRGM : 33-44.
- Maruyama S., Suzuki K., Liou J.G., 1983.** Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures. J. Petrol., 24: 583-604.
- Maruyama S., Cho M., Liou J.G., 1986.** Experimental investigations of blueschist greenschist transition equilibria : Pressure dependence of Al_2O_3 contents in sodic amphiboles. A new geobarometer. In Blueschists and Eclogites : Evans B.W., Brown E.H. Geol. Soc. Amer. Inc., 423 p.
- Massonne, 1981.** Phengite : eine experimentelle Untersuchung ihres Druck-Temperatur Verhaltens im System K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . Unpublished Doctorate thesis, University of Bochum.
- Massonne H.J., Schreyer W., 1987.** Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. Contrib. Mineral. Petrol., 96: 212-224.
- Massonne H.J., Chopin C., 1988.** P-T history of the Gran Paradiso (Western Alps) metagranites based on phengite geobarometry. In: Evolution of metamorphic belts, Daly J.S., Cliff R. & Yardley, B.W.D. eds., Geol. Soc. London Spec. Pub., sous presse.
- Mather J.D., 1970.** The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. J. Petrol., 11: 253-275.
- Matéjovska O., 1967.** Petrogenesis of the moldanubian granulites near Namest Nad Oslavou. In: Krystalinikum, Contributions to the geology and petrology of crystalline complexes, 5: 85-100.
- Mc Caig A.M., 1984.** Fluid-rock interaction in some shear zone from the Pyrenes. J. Metam. Geol., 2: 129-141.

Merle O., Cobbold P.R., Schmid S. Tertiary deformation in the lepontine dome. Spec. vol., Geol. Soc. London: Alpine tectonic. Sous presse.

Megaw H.D., 1974. The architecture of the feldspars. In: W.S. McKenzie and J. Zussman, Ed: The feldspars. Manchester Univer. Press, Manchester: 2-24.

Mitra G., 1978. Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. Am. J. Sci., 278: 105-1084.

Mitra G., 1979. Ductile deformation zones in Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strains. Bull. Geol. Soc. Amer., 90: 935-951.

Mitra G., 1984. Brittle to ductile transition due to large strains along the White Rock Thrust, Wind River Mountains, Wyoming. J. Struct. Geol. 6: 51-61.

Miyashiro A., 1973. Metamorphism and metamorphic belts. Allen & LTD, Londres : 492p.

Miyashiro A., Shido F., 1985. Tschermak substitution in low and middle grade pelitic schists. J. Petrol., 26: 449-487.

Monié P., 1985. La méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont Rose (Alpes occidentales). Chronologie détaillée depuis 110 Ma. Eclogae. Geol. Helv., 78: 487-516.

Morteani G., Raase P., 1974. Metamorphic plagioclase crystallisation and zones of equal anorthite content in epidote bearing, amphibole-free rocks of the western Tauern feuster, eastern Alps. Lithos, 2174 : 101-111.

Mueller R.F., 1972. Staility of biotite: a discussion. Am. Mineral., 57: 300-316.

Newton R.C., Charlu T.V., Kleppa O.J., 1980. Thermochemistry of high structural state plagioclases. Geoch. Cosmoch. Acta, 44: 933-941.

Newton R.C., Haselton H.T., 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In: Thermodynamics of minerals ans melts, Advances in physical geochemistry, vol. 1, Ed.Springer-Verlag.

Niggli E., 1970. Alpine metamorphose und Alpine Gebirgsbildung. Fortschr. Mineral., 47 : 16-26.

Nordstrom D.K., Munoz J.L., 1985. Geochemical thermodynamics. The Benjamin/Cummings Publishing Co., Inc., Menlo Park, California:477p.

Orville P.M., 1972. Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution : results at 700°C and 2000 bars in the presence of quartz. Amer. J. Sci., 272: 234-272.

- Paquette J.L., 1987.** Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. Mem. Doc. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 14, 190p.
- Paquette J.L., Marchand J., Peucat J.J., 1984.** Absence de tectonique cadomienne dans le complexe de Champtoceaux (Bretagne méridionale)? Comparaison des systèmes Rb-Sr et U-Pb d'un métagranite. Bull. Soc. Géol. France, (5), XXVI: 907-912.
- Parsons I., 1978.** Alkali-feldspar : which solvus ? Phys. Chem. Minerals, 2: 199-213.
- Perchuk L.L., Aranovich L. Ya, 1979.** Thermodynamics of minerals of variable composition : andradite-grossularite and pistacite-clinozoïte solid-solutions. Phys. Chem. Minerals, 5: 1-14.
- Phillips E.R., 1974.** Myrmekite-one hundred years later. Lithos 7: 181-194.
- Phillips E.R., 1980.** On polygenetic myrmekite. Geol. Mag., 117: 29-36.
- Pichavant M., 1981.** An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 kbar vapour pressure. Contrib. Mineral. Petrol., 76: 430-439.
- Pigage L.C., Greenwood H.J., 1982.** Internally consistent estimates of pressure and temperature : the staurolite problem. Am. J. Sci., 282: 948-969.
- Pitcher W.S., Berger A.R., 1972.** The geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing. Wiley London: 435p.
- Poty B.P., Stalder H.A., Weisbrod A.M., 1974.** Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 54: 717-752.
- Powell R., 1978.** Equilibrium thermodynamic in geology: an introduction. Harper & Row London: 287p.
- Powell M., Powell R., 1977.** Plagioclase-alkali-feldspar geothermometry revisited. Mineral. Mag., 41: 253-256.
- Powell R., Evans J.A., 1983.** A new geobarometer for the assemblage biotite-muscovite-chlorite-quartz. J. Metam. Geol., 1: 331-336.
- Powell R., Holland T.J.B., 1985.** An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations : 1. Methods and a worked example. J. Metam. Geol., 3: 327-342.
- Price J.G., 1985.** Ideal site mixing solutions with an application to two-feldspar geothermometry. Am. Mineral., 70: 696-701.
- Raase P., Morteani G., 1976.** The potassic feldspar in metamorphic rocks from the western Hole Tauern area, eastern Alps. Geol. Rundschau, 65: 422-436.

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.

Ramberg H., 1943. En undersøkelse av Veststrandens regional-metamerphe bergarter. *Norsk. Geologisk Tidsskrift*, 23: 1-174.

Ramberg H., 1949. The facies classification of rocks : a clue to the origin of quartzo-feldspathic massifs and veins. *J. Geol.*, 57: 18-54.

Ramsay J.G., Allison I., 1979. Structural analysis of shear zones in an apinitised Hercynian granite (Maggia Lappen, Pennine zone, Central Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 59: 251-279.

Robie R.A., Hemingway B.S. Fisher J.R., 1978. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10^5 pascals) pressure and at higher temperatures . *U.S. Geol. Survey. Bull.* 1452: 456p.

Roedder E., 1984. Fluid inclusions. In: *Reviews in mineralogy*, vol. 12. Ed: Ribbe P.H., Mineral. Soc. America: 644p.

Rubie D.C., 1986. The catalysis of mineral reactions by water and restrictions on the presence of aqueous fluid during metamorphism. *Mineral. Mag.*, 50: 399-415.

Saliot P., 1979. La jadéite dans les Alpes françaises. *Bul. Min.*, 102: 391-401.

Saxena S.K., 1973. Thermodynamics of rock-forming crystalline solutions. Springer-Verlag New York: 188p.

Saxena S.K., Ribbe P.H., 1972. Activity-composition relations in feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 37: 131-138.

Schwantke A., 1909. Die Beimischung von Ca im Kalifeldspat und die Myrmekitbildung. *Zentbl. Miner. Geol. Paläont.*, 311-316.

Schliestedt M., Johannes W., 1984. Melting and subsolidus reactions in the system $K_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$: corrections and additional experimental data . *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88: 403-405.

Shmonov V.M., Shmulovich K.L., 1974. Molar volumes and equations of state for CO_2 between 100-1000°C and 2000-10000 bars. *Dokl. Acad. Sci. USSR.*, 217: 935-938.

Searle M.P., Fryer B.G.J., 1986. Garnet, tourmaline and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the Higher Himalayas from Zaskar, Kulu, Lahoul and Kashmir: 185-202. In : *Collision tectonics*, Coward M.P., Ries A.C., *Geol. Soc.*, 19: 415p.

Seck H.A., 1971. Koexistierende Alkalifeldspate und Plagioclase im System $NaAlSi_3O_8-CaAl_2Si_2O_8-H_2O$ bei Temperaturen von 650°C bis 900°C. *Neu. Jahr. Mineral. Abhand.*, 115: 315-345.

- Simpson C., 1982.** The structure of the northern lobe of the Maggia nappe, Ticino, Switzerland. *Eclogae Geol. Helv.*, 75: 495-516.
- Simpson C., 1985.** Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.* 7: 503-511.
- Spear F.S., Selverstone J., 1983.** Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83: 348-357.
- Steck A., 1966.** Petrographische und tectonische Untersuchungen am Zentralen Aare-granite und seinen altkristallinen Hüllgesteinen in westlichen Aardmassiv im Gebiet Bealp-Grisighorn. *Breit. Geol. Karte. Schweiz.* NF 130.
- Steck A., 1976.** Albit-Oligoclas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus Alpinmetamorphen Granitgneisen des Gottardmassivs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56: 269-292.
- Steck A., 1984.** Structures et déformations tertiaires dans les Alpes centrales. *Eclogae Geol. Helv.*, 77: 55-100.
- Steck A., Burri G., 1971.** Chemismus und Paragenesen von Granaten au Granitgneisen der Grünschiefer und amphibolitfazies des Zentralalpen. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 51: 534-538.
- Steck A., Ramsay J.G., Milnes A.G., Burri M., 1979.** Compte rendu e l'excursion géologique suisse et la société suisse de minééologie et pétrographie en Valais et en Italie nord du 2 au 5 octobre 1978: Excursion in the area Nufenenpass.griesse (J.G. Ramsay). *Eclogae Geol. Helv.*, 772: 299-304.
- Steiger H., 1962.** Petrographie und geologie des Südlichen Gotthardmassiv zwischen St Gotthard und Lukmanier pass. *S.M.P.M.*, 42: 381-577.
- Steiger R.H., Hart S.R., 1967.** The microcline-orthoclase transition within a contact aureole. *Amer. Mineral.*, 52: 87-116.
- Stein C.R., Wyllie P.J., 1981.** Phase relationships of I-type granite with H₂O to 35 kilobars : the Dinkey Lakes biotite-granite from the Sierra Nevada Batholith. *Geophys. Res.*, 86: 10412-10422.
- Stormer J.C., 1975.** A practical two-feldspar geothermometer. *Amer. Mineral.*, 60: 667-674.
- Thakur V.C., 1973.** Events in alpine deformation and metamorphism in the northern pennine zone and southern Gotthard massif regions Swtzerland. *Geol. Rundschau*, 62: 549-563.
- Thompson A.B., Lyttle P.T., Thompson J.B., 1977.** Mineral reactions and A-Na-K and A-F-M facies types in the Gassetts schist, Vermont. *Amer. J. Sci.*, 277: 1124-1151.
- Thompson J.B., 1967.** Thermodynamic properties of simple solutions. In: *Researches in geochemistry* vol. 2, Ed.: P.H. Abelson, Wiley: 340-457.

- Thompson J.B., Hovis G.L., 1979.** Entropy of mixing in sanidine. *Am. Mineral.*, 64: 57-65.
- Thompson P.H., 1976.** Isograd patterns and pressure-temperature distributions during regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 57: 275-295.
- Touret J., 1981.** Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks. *Mineral. Ass. Canada Short Course Handbook*, 6: 182-208.
- Turner F.J., 1980.** *Metamorphic petrology*. 2d Ed., McGraw-Hill Book Company, New York: 524p.
- Tuttle O.F., Bowen M.L., 1958.** Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 74.
- Velde B., 1965.** Phengite micas : synthesis, stability, and natural occurrence. *Amer. J. Sci.*, 263: 886-913.
- Velde B., 1966.** Etude minéralogique d'une éclogite de Fay-de-Bretagne (Loire-Atlantique). *Bull. Soc. Fran. Minéral. Cristal.*, 89: 385-393.
- Velde B., 1967.** Si^{4+} content of natural phengites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14: 250-258.
- Velde B., 1970.** Les éclogites de la région nantaise (de Campbon au Cellier, Loire-Atlantique). *Bull. Soc. Fran. Minéral. Cristal.*, 93: 370-385.
- Vidal P., Peucat J.J., Lasnier B., 1980.** Dating of granulites involved in the Hercynian fold-belt of Europe: an example taken from the granulite facies orthogneisses at La Picherais, Southern Armorican Massif, France. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72: 283-289.
- Vielzeuf D., 1980.** Pétrologie es écaïlles granulitiques de la région de Leherz (Ariège-Zone Nord-Pyrénéenne). Introduction à l'étude expérimentale de l'association grenat (Alm-Pyr)-feldspath potassique.
- Vielzeuf D., Boivin P., 1984.** An algorithm for the construction of petrogenetic grids: application to some equilibria in granulitic paragneisses. *Ame. J. Sci.*, 284: 760-791.
- Voll G., 1969.** Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei ansteigender Regional und Kontaktmetamorphose. *Habilitationschrift Techn. Univ. Berlin*.
- Voll G., 1976.** Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56: 641-647.
- Von Platen H., 1965.** Kristallisation granitischer Schmelzen. *Beitr. Mineral. Petrol.*, 11: 334-381.
- Vuichard J.P., 1988.** La marge austro-alpine durant la collision alpine: évolution tectonométamorphique de la zone Sesia-Lanzo. *Mém. Doc. CAESS, Rennes, sous presse*.

Vuichard J.P., Ballèvre M., 1988. Garnet-chloritoid equilibria in eclogitic pelitic rocks from the Sesia-zone (Western Alps) : their bearing on phase relations in high pressure metapelites. *J. Metam. Geol.*, 6: 135-157.

Waldbaum D.R., Robie R.A., 1971. Calorimetric investigation of Na-K mixing and polymorphism in the alkali feldspars. *Z. Kristallogr.*, 134: 381-420.

Wenk E., Wenk R., 1984. Distribution of plagioclase in carbonate rocks from the tertiary metamorphic belt of the Central Alps. *Bul. Mineral.*, 107: 357-368.

Whitney J.A., Stormer J.R., 1977. The distribution of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. *Amer. Mineral.*, 62: 687-691.

Winkler H.G.F., 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks. 4^{ème} Ed. Springer-Verlag. New-York.

Winkler H.G.F., 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks. 5^{ème} Ed. Springer-Verlag, New York.

Winkler H.G.F., Von Platen H., 1961. Experimentelle Gesteinsmetamorphose IV. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 24: 48-69.

Wintsch R., 1975. Solid-fluid equilibria in the system KAlSi_3O_8 - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - Al_2SiO_5 - SiO_2 - H_2O - HCl . *J. Petrol.*, 16: 57-9.

Wones D.R., Eugster H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory and application. *Am. Mineral.*, 50: 1228-1272.

Wyllie P.J., Tuttle O.F., 1964. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part III. The effects of SO_3 , P_2O_5 , HCl and TiO_2 , in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite. *Am. J. Sci.*, 262: 930-939.

Yund R.A., Tullis J., 1980. The effect of water, pressure and strain on Al/Si order-disorder kinetics in feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72: 297-302.

Abbreviations

Abbreviations

Ab	Albite
Alm	Almandin
An	Anorthite
Andé	Andésine
Ann	Annite
Bio	Biotite
Chl	Chlorite
Ctd	Chloritoïde
Czo	Clinozoïsite
Cd	Cordiérite
Dis	Disthène
Ep	Epidote
Gro	Grossulaire
Gt	Grenat
Ilm	Ilménite
Jd	Jadéite
KF	Feldspath potassique
Mi	Microcline
Mus	Muscovite
Oi	Oligoclase
Omp	Omphacite
Or	Orthose
Opx	Orthopyroxène
Phl	Phlogopite
Pl	Plagioclase
Pyr	Pyrope
Qtz	Quartz
Ru	Rutile
Sa	Sanidine
Sill	Sillimanite
Spess	Spessartine
Sph	Sphène
Zo	Zoïsite

Annexe 1

Analyse thermodynamique des équilibres de phases

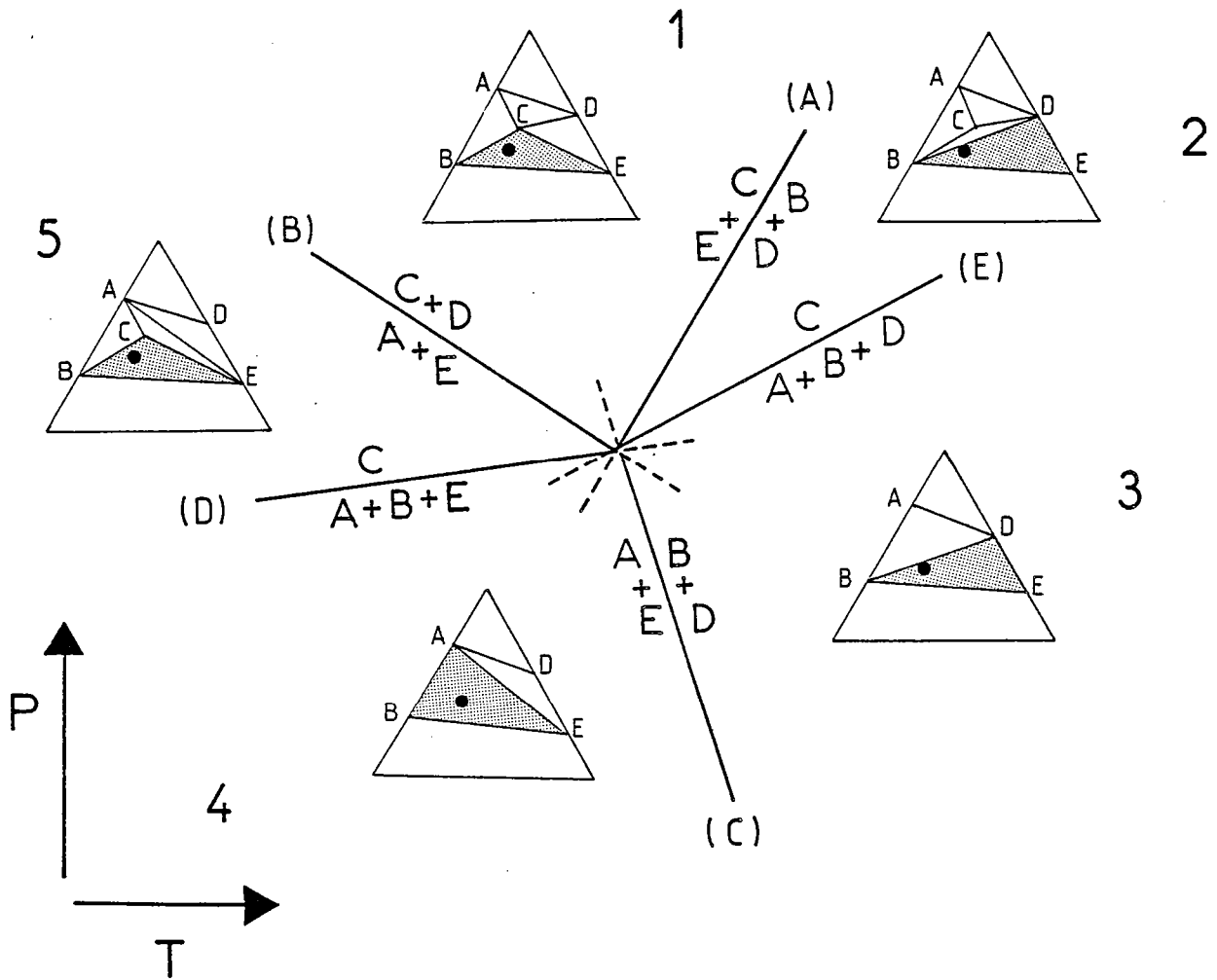


Fig. 1 : Représentation de Schreinemakers du système XYZ en présence des phases A, B, C, D, E. A partir du point invariant, émanent cinq courbes d'équilibre univariantes séparant des domaines divariants. Les domaines grisés représentent l'association divariante rencontrée dans une roche de composition I (point).

ANNEXE 1

Analyse thermodynamique des équilibres de phases

1. Introduction

Depuis de nombreuses années, les pétrologues se sont intéressés aux roches métamorphiques afin de connaître les conditions physiques (Pression et Température) de cristallisation des assemblages dans les domaines orogéniques. Dans un premier temps, ils ont cherché à comparer les assemblages minéraux et estimer leur position relative dans l'espace P-T. Cette analyse descriptive est le point de départ de toute étude métamorphique. Elle permet d'élaborer des systèmes d'étude rendant compte des transformations paragénétiques observées. Cette analyse bien que qualitative n'en est pas moins puissante car elle permet de comprendre les relations entre les phases

L'essor accru des travaux expérimentaux sur les conditions P-T de stabilité des assemblages a permis par la suite de quantifier de façon plus précise les conditions P-T des réactions métamorphiques. Cette analyse quantitative repose sur la modélisation thermodynamique des équilibres.

2. Les relations de phases

Pour déterminer les conditions P-T d'un assemblage minéral, la première démarche du pétrologue est de se définir un système chimique (exemple : $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, etc...) reflétant au mieux la composition chimique de la roche qu'il étudie et permettant de comprendre les transformations minéralogiques que la roche subit dans différents contextes métamorphiques. Dans ce système, des équilibres de phase dont le nombre est déterminé par la règle des phases permettent de décrire géométriquement dans l'espace P-T, l'ensemble des réactions univariantes ($v = 1$) séparant des domaines divariants ($v = 2$). Avant d'aborder les systèmes d'étude et les relations de phases dans les orthogneiss, je voudrais rappeler brièvement pour les lecteurs non familiarisés à cette approche les principes de la règle des phases qui sont sous-jacents à toute cette étude.

Dans une roche soumise à des conditions P-T données, la relation entre la composition chimique de la roche et la composition des phases n'est pas quelconque. Dans un système fermé, cette relation s'exprime par la règle des phases de Gibbs:

$$v = C + 2 - P$$

v est la variance ou le degré de liberté du système, C est le nombre de constituant indépendants nécessaires pour définir la

composition des phases du système, P correspond au nombre de phases à l'équilibre. Enfin, 2 représente le nombre de variables intensives soit (P, T) .

En d'autres termes, dans un système donné, la variance définit le nombre de variables indépendantes qui peuvent être modifiées sans changer l'assemblage.

Considérons un système à 3 constituants (X, Y, Z), et 5 phases (A, B, C, D, E) (Fig. 1). La représentation de Schreinemarkers permet de visualiser les relations de phases dans ce système (Fig. 1). En accord avec la règle des phases, un point invariant, 5 réactions univariantes et 5 domaines univariants peuvent être définis. Lorsque $v = 0$, le nombre de phases à l'équilibre est maximal et vaut $P = C + 2 = 5$. Dans l'espace $P-T$ la variance nulle correspond à un point invariant où l'association $A-B-C-D-E$ est observée. Lorsque $v = 1$, $P = 4$, les conditions $P-T$ d'un assemblage sont décrites par une courbe d'équilibre ou réaction univariante séparant des domaines divariants ($v = 2$).

Une conséquence immédiate de la règle des phases est que dans un système fermé, le nombre des phases est d'autant plus important et la détermination des conditions $P-T$ d'un assemblage est d'autant plus précise que la variance est faible.

Les conditions $P-T$ dépendent à la fois de la paragenèse observée et de la composition de la roche. En effet, soit une roche de composition (I), (Fig. 1 et 2) en fonction des conditions $P-T$, les associations divariantes seront : BCE (domaines 1 et 5), BDE (domaines 2 et 3), ABE (domaine 4).

La règle des phases énoncée précédemment n'est valable que lorsque le système est fermé. Dans un système ouvert où C_x constituants sont immobiles et C_m constituants sont mobiles, la règle des phases modifiée par Korzhinski (1959) s'exprime par :

$$v = (C_x + C_m) + 2 - P$$

Dans les assemblages naturels, lorsque le système est ouvert la règle des phases se traduit par un nombre de phases moins élevé et une variance plus forte. Pour plus de précisions, le lecteur pourra se référer aux ouvrages suivants: Korzhinski (1959), Myashiro (1973), Turner (1980), Nordström et Munoz (1985).

Dans les métagranites, la composition des minéraux peut s'exprimer dans un système à 11 constituants : $Na_2O-K_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-H_2O$. Un tel système n'est bien évidemment pas analysable puisque le nombre de phase maximum décrit dans les orthogneiss ne dépasse jamais 8, auquel cas la variance vaut $v = 11 + 2 - 8 = 5$.

La modélisation thermodynamique de ces assemblages multivariants ne peut être effectuée. Pour réduire ce système à des proportions analysales ($v \leq 2$), on le divise en sous-systèmes permettant d'expliquer au mieux, les transformations

minéralogiques subies par la roche.

3. Les réactions d'échange et les réactions de transfert

Dans une roche, la détermination des conditions Pression-Température de cristallisation des assemblages procède de deux méthodes qui sont les réactions d'échange ou "exchange reactions" et les réactions de transfert ou "net transfer reactions".

1- Les réactions d'échange sont des échanges de deux cations entre différents sites cristallographiques d'un même minéral (échange intracristallin) ou échange entre deux sites de deux minéraux différents (échange intercristallin).

Puisque le nombre de moles des phases reste identique, la variation de volume est négligeable. Seule, l'entropie change. Ces réactions, peu dépendantes de la pression constituent de bons géothermomètres.

2- Par contre, dans les réactions de transfert, le nombre de moles des phases change de sorte que ces réactions dépendent à la fois de la température (par l'intermédiaire de l'entropie) et à la fois de la pression (par l'intermédiaire du volume).

4. Notion d'équilibration

La détermination des conditions P-T d'un assemblage métamorphique par l'intermédiaire des réactions d'échange et de transfert signifie implicitement que l'équilibre total entre les phases soit atteint. La notion d'équilibration est le concept de base de la thermodynamique à l'équilibre. Cependant, cette hypothèse puisque non vérifiable est difficile à justifier.

D'un point de vue thermodynamique, l'équilibre implique l'égalité des potentiels chimiques des constituants dans toutes les phases (cf. paragraphe 5.1). Les conséquences de cette définition sont (1) l'homogénéité des phases, (2) l'identité de tous les grains d'une même phase et (3) le respect de la règle des phases (Loomis, 1983).

L'équilibre d'un assemblage métamorphique peut être défini d'une autre façon : un assemblage métamorphique est à l'équilibre si pour des conditions P-T fixées, la composition des assemblages est indépendante du temps.

L'état d'équilibre ou de déséquilibre d'un système est le résultat de la "compétition" entre vitesse d'équilibration et vitesse de changement des conditions P-T. Ainsi, lorsque la vitesse d'équilibration est supérieure à la vitesse des changements des conditions P-T, à chaque instant, l'équilibre est atteint. Cette hypothèse peut être justifiée

lors d'une évolution prograde (augmentation des paramètres P et T). En effet, la vitesse d'équilibration gouvernée par les processus de diffusion et de dissolution est fonction de la température. Plus l'homogénéisation des phases est atteinte, plus l'équilibre est justifié. Par contre, en régime rétrograde (décroissance en P et T), on admet que la vitesse d'équilibration est inférieure à la vitesse des changements es conditions physiques (P et T). La préservation de paragenèses qui ne sont pas stables à la surface de la Terre ou la préservation de zonation chimique dans un minéral en sont la conséquence directe.

Dans les différents exemples étudiés dans ce mémoire, nous avons admis que l'équilibre est atteint lorsque:

- les phases identiques ont une composition chimique identique;
- aucune évidence de texture réactionnelle traduisant des équilibres locaux n'est observée (c.à.d. textures coronitiques).

5. Base de la thermodynamique à l'équilibre

5.1. Energie libre de Gibbs et potentiel chimique

Dans un système donné, l'hypothèse de base de l'équilibre est la minimisation de l'énergie de ce système. Cette énergie, appelée énergie libre de Gibbs est une propriété extensive (c.a.d. elle dépend de la quantité de phase présente). Par conséquent, dans un système constitué de x phases, l'énergie totale du système est

$$(1) G_{total} = \sum_x G_x$$

A l'équilibre, l'énergie libre de Gibbs est nulle.

$$(2) G_{total} = 0$$

L'énergie libre de Gibbs est la somme des produits des potentiels chimiques (μ_i^α) de chaque constituant i dans une phase α par le nombre de mole (n^α) de cette phase telle que

$$(3) G_{total} = \sum_i n^\alpha \mu_i^\alpha$$

$$(4) \mu_i^\alpha = (\delta G / \delta n^\alpha)_{P, T, n^\beta}$$

où P est la pression, T la température, n^α / β le nombre de mole des phases α et β .

Le potentiel chimique d'un constituant i dans la phase α n'est autre d'après (4) que la quantité d'énergie chimique apportée par une mole de la phase α . Il s'exprime également par

$$(5) \mu_i^\alpha = \mu_i^\circ + RT \ln a_i^\alpha$$

où μ_i° est le potentiel chimique d'un constituant i dans les conditions standards, a_i^α l'activité d'un constituant i dans la phase α et R la constante des gaz parfaits.

L'état standard choisi est celui des pôles purs à P et T données.

On peut dès lors redéfinir l'équilibre comme suit:

A l'équilibre, le potentiel chimique d'un constituant est identique dans toutes les phases où ce constituant est présent. Considérons deux phases α et β et les constituants i et j . A l'équilibre on a

$$(6) \mu_i^\alpha = \mu_i^\beta \text{ et } \mu_j^\alpha = \mu_j^\beta$$

En combinant les équations (3) et (5) on obtient:

$$(7) G_{\text{total}} = \sum_i n_i \mu_i^\circ + RT \sum_i \ln \pi a_i^{n_i} \text{ avec}$$

$$(8) \pi a_i^{n_i} = K$$

K est la constante d'équilibre. Elle dépend de la composition des phases et parfois de la température et de la pression. A l'équilibre l'équation (7) se traduit par

$$(9) \Delta G^\circ + RT \ln K = 0 \text{ avec } \Delta G^\circ = \sum_i n_i \mu_i^\circ$$

ΔG° est la variation des énergies libres de Gibbs de tous les constituants dans chaque phase dans les conditions standards.

Considérons la réaction $aA + bB = cC + dD$. Lorsque l'équilibre est atteint

$$(10) \Delta G^\circ + RT \ln ((a^c)^c * (a^d)^d / (a^A)^a * (a^B)^b) = 0$$

Si toutes les phases sont des pôles purs $a = 1$ et par conséquent

$$(11) \Delta G^\circ = 0$$

5.2. Fonctions H, S, Cp et V

Les relations fondamentales de la thermodynamique nous apprennent que

$$(12) G = H - TS \text{ et}$$

$$(13) \begin{aligned} (\delta G / \delta T)_{P,n} &= -S & (\delta G / \delta P)_{T,n} &= V \\ (\delta H / \delta T)_{P,n} &= C_p & (\delta S / \delta T)_{P,n} &= C_p / T \end{aligned}$$

* L'enthalpie H est l'énergie associée à la chaleur. Lors d'une réaction, la chaleur absorbée ou libérée est l'enthalpie de la réaction. Cette définition suggère implicitement que

l'enthalpie absolue d'une phase ne peut être mesurée puisqu'elle correspond à la variation d'énergie associée à la chaleur entre deux états. On définit ainsi l'enthalpie molaire de formation d'une mole de corps pur à partir de ces éléments constitutifs pris dans leur état stable dans les conditions standards. On la note $\Delta_f H^\circ$ ou $(\Delta H_f(T^\circ, P^\circ))$.

* La variation d'enthalpie d'une phase à pression constante s'exprime d'après (13) par

$$(14) \Delta H_T - \Delta H_T^\circ = \Delta C_p(P, T) dT$$

C_p est la capacité calorifique molaire d'une phase qui représente la quantité de chaleur nécessaire pour élever la température de cette phase. Les capacités calorifiques des phases dans les conditions standards (P°, T°) sont données par des formules empiriques qui représentent au mieux les valeurs calorifiques mesurées (Tableau 1).

* L'entropie S traduit le degré d'ordre d'un système ou d'une phase. Elle est d'autant plus élevée que le désordre est important. Pour les phases solides, on distingue souvent l'entropie de configuration qui se réfère à la distribution des atomes dans les différents sites cristallographiques (cf). A 1 bar l'entropie d'une phase vaut

$$(15) S(1, T) = S(1, T^\circ) + ((C_p(1, T)/T) dT$$

Contrairement à l'enthalpie, l'entropie d'une phase peut être mesurée à une température T° de référence.

* Le volume molaire V d'une phase est déterminé par diffraction des rayons X. Il dépend de la pression et de la température par l'intermédiaire de deux coefficients α et β . α est le coefficient d'expansion thermique. Il mesure la variation de volume en fonction de la température tel que

$$(16) \alpha = 1/V * (\delta V / \delta T)_P$$

β est le coefficient de compressibilité et correspond à la variation de volume en fonction de la pression à température constante de sorte que

$$(17) \beta = -1/V * (\delta V / \delta P)_T$$

* Etat de référence

Les pressions et températures de référence précédemment décrites (P°, T°) sont en général 1 bar et 298.15 °K. Par conséquent, l'enthalpie de formation, l'entropie et le volume s'écrivent $H_f(1, 298)$, $S(1, 298)$, $V(1, 298)$. Ces valeurs ainsi que celles des capacités calorifiques sont exprimées pour une mole de corps pur et sont données dans des tables.

6. Calcul de ΔG°

Reprenons l'exemple de la réaction $aA + bB = cC + dD$. A une pression et une température données, il y a

équilibre lorsque l'énergie libre de la réaction ($G(P,T)$) est nulle.

$$(16) \Delta G(P,T) = 0 \text{ et}$$

$$(17) \Delta G(P,T) = \Delta H(P,T) - T\Delta S(P,T)$$

L'intégration de $\Delta G(P,T)$ entre une pression et une température données (P,T) et la pression et la température de référence (P^*,T^*) vaut d'après (13)

$$(18) \Delta G(P,T) = \Delta(\Delta H_f(1,298) - T\Delta S(1,298) + \int_{298}^T C_p(1,T)dT - T \int_{298}^T (\Delta C_p(1,T)/T)dT + \int_1^P \Delta V(1,298)dP$$

6.1. Intégration suivant la température

Dans l'équation (18), l'expression de la capacité calorifique molaire est

$$(19) \int_{298}^T \Delta C_p dT - T \int_{298}^T (\Delta C_p/T) dT$$

L'intégration de cette expression entre T et T^* dépend de l'expression polynomiale des capacités calorifiques molaires utilisée.

6.2. Intégration suivant la pression

6.2.1. Les phases solides

Le changement de volume (dV/V) en fonction de la température et de la pression est décrit par le coefficient d'expansion thermique (α) et le coefficient de compressibilité (β). L'intégration de ces coefficients entre T et 298 °K pour α et entre P et 1 bar pour β est (cf Powell, 1978)

$$(20) \int_1^P V_s dP = \int_1^P V_s(1,298)(1 + \alpha(T-298) - \beta P) dP$$

$$(21) = P V_s(1,298)(1 + \alpha(T-298) - \beta P/2)$$

Pour les phases solides intervenant dans une réaction, le volume molaire (V_s) dépend faiblement de la température et de la pression. En particulier, lorsque α et β ont le même ordre de grandeur, ces coefficients peuvent être négligés de sorte que l'expression (21) devient

$$(22) \int_1^P V_s dP = (P-1) V_s(1,298)$$

6.2.2. La phase fluide

Pour la phase fluide intervenant dans une réaction (H_2O et CO_2 en ce qui nous concerne), le volume est fortement fonction de la température et de la pression. L'intégrale est en général exprimée sous la forme

$$(23) \int_1^P V_f dP = RTLnf$$

f est la fugacité du constituant H_2O ou CO_2 dans la phase fluide. Les valeurs de cette intégrale sont données dans des tables. Citons pour H_2O Burhnam et al (1978), Delany et Helgeson (1978), Bulakh (1979) et pour CO_2 , Schmonov et Schumlovich (1974), Schumlovich et Schmonov (1975), Bottinga et Richet (1981).

Holland (1981) propose une expression polynomiale simple

$$(24) RTLnf = a + b*T + c*T^2$$

dans laquelle a , b et c sont des coefficients dépendant de la température et de la pression tels que

$$(25) \begin{aligned} a &= a_1 + a_2 * P + a_3 * P^2 \\ b &= b_1 + b_2 * P^{-1} + b_3 * P^{-2} + b_4 * P^{-1/2} \\ c &= c_1 + c_2 * P + c_3 * P^{-2} + c_4 * P^{-1/2} \end{aligned}$$

Les valeurs es coefficients a_1 , a_2 .., c_1 , c_2 ...sont données par Powell et Holland (1985).

L'intégration complète de l'équation (18) conduit aux équations suivantes:

a) Réaction solide-solide:

$$(26) \Delta G(P,T) = \Delta (\Delta H_f (1,298)) - T\Delta S(1,298) + \int_{298}^T \Delta C_p dT - T \int_{298}^T \frac{\Delta C_p}{T} dT + P\Delta V_s(1,298)(1 + \alpha(T-298) - \beta P/2)$$

b) Réaction solide-fluide:

$$(27) \Delta G(P,T) = \Delta (\Delta H_f (1,298)) - T\Delta S(1,298) + \int_{298}^T \Delta C_p dT - T \int_{298}^T \frac{\Delta C_p}{T} dT + P\Delta V_s(1,298)(1 + \alpha(T-298) - \beta P/2) + n_f RTLnf$$

6.3. Calcul de ΔG°

La résolution des équations 26 et 27 nécessite de connaître la valeur des paramètres thermodynamiques pour chaque phase minérale (c'est-à-dire $H_f(1,298)$, $S(1,298)$, C_p , $V(1,298)$, α et β et la fugacité d' H_2O ou de CO_2 . Toutes ces valeurs sont données dans des tables (cf. Helgeson et al., 1978 ; Robie et al., 1978 ; Powell, 1978 ; Holland et Powell, 1985 ; Berman et Brown, 1985 ; Berman, 1988).

7. Calcul de $RTLnK$

Dans la plupart des roches naturelles, les phases minérales n'ont en général pas une composition de pôle pur. De ce fait, l'équation (27) ne peut plus être appliquée directement. La position des courbes d'équilibre dans l'espace P-T est modifiée en fonction de la composition réelle des phases. Dans ce paragraphe, nous présenterons les modifications de l'expression thermodynamique de l'équilibre qu'implique la prise en compte de la composition réelle des phases.

7.1. Activité et état standard

Le potentiel chimique d'un constituant i dans une phase α peut se diviser en deux termes: un terme indépendant de la composition (μ_i°) et un terme dépendant de la composition tels que

$$(5) \quad \mu_i^\alpha = \mu_i^\circ + RT \ln(a_i^\alpha)$$

Le potentiel chimique se définit par un état de référence μ_i° dans les conditions de pression, de température et de composition que l'on se fixe. En pétrologie métamorphique, il est habituel d'utiliser comme état standard le pôle pur à une pression et une température données.

L'expression (5) peut se redéfinir comme suit:

$$(28) \quad a_i^\alpha = \exp((\mu_i^\alpha - \mu_i^\circ)/RT)$$

Ainsi, l'activité d'un constituant i dans la phase α correspond à la différence entre le potentiel chimique de ce même élément dans la phase α sous certaines conditions (P, T, composition) et l'état standard. D'après (28), quelque soit l'état standard choisi, l'activité d'un constituant i dans la phase α pris dans son état standard est égal à 1.

7.2. Solution idéale , solution non-idéale

D'un point de vue thermodynamique, que se passe-t-il lorsqu'une phase est constituée d'un mélange de plusieurs poles purs ? De façon générale, le système va tendre à minimiser son énergie. Deux cas peuvent se présenter.

7.2.1. La solution est idéale

Une solution est dite idéale si aucune interaction énergétique n'a lieu entre les molécules des différents poles. Le potentiel chimique s'exprime alors par

$$(28) \quad \mu_i^\alpha = \mu_i^\circ + RT \ln(X_i^\alpha) \quad \text{et}$$

$$(29) \quad a_i^\alpha = X_i^\alpha$$

X_i^α représente la fraction molaire du constituant i dans la phase α . En d'autres termes, il n'y a ni variation de volume, ni variation de chaleur relatifs au mélange. Seul l'état d'ordre du système change.

De façon générale, une solution est supposée idéale si

- les espèces atomiques qui se substituent ont des propriétés physico-chimiques voisines,
- la phase considérée a une composition proche de celle du pôle pur de référence,
- et le cas échéant, lorsque les paramètres d'interaction qui mesurent la non-idéalité ne sont pas connus.

7.2.2. La solution est non-idéale

Lorsque les atomes se substituent dans la solution interagissent fortement, les modèles de solution idéaux ne sont plus adéquats. L'exemple le plus caractéristique de telles interactions est le phénomène d'exsolution.

Le potentiel chimique d'un constituant dans une phase se comportant de manière non-idéale est

$$(31) \quad \mu_i^\alpha = \mu_i^\circ + RT \ln(X_i^\alpha \Gamma_i^\alpha) \quad \text{et}$$

$$(32) \quad a_i^\alpha = X_i^\alpha \Gamma_i^\alpha$$

Γ_i^α est le coefficient d'activité du constituant i dans la phase α . Il mesure la déviation de la solution par rapport à un comportement idéal. Lorsqu'il est égal à 1, la solution est idéale. En d'autres termes, $RT \ln \Gamma_i^\alpha$ correspond à une "énergie en excès" liée au mélange. Cette énergie formulée de façon empirique par Margules (1895) a été généralisée en pétrologie par Thompson (1967).

Considérons une solution binaire formée de deux poles i et j . L'énergie libre de Gibbs en excès est

$$(33) \quad G_{ex} = X_i * X_j * (W_G^{ij} * X_j + W_G^{ji} * X_i)$$

W_G^{ij} et W_G^{ji} sont les paramètres d'interaction déterminés expérimentalement. Ils s'expriment par la relation

$$(34) \quad W_G = W_H - T * W_S + (P-1) * W_V$$

Lorsque $W_G^{ij} = W_G^{ji}$, la solution est dite symétrique. Elle est régulière quand $W_G = W_H$ et subrégulière si W_G dépend de la température.

Pour une solution binaire i-j, on a

$$(35) \quad RT \ln \Gamma_i^\alpha = (1 - X_i^\alpha)^2 * (W_G^{ij} + (W_G^{ji} - W_G^{ij}) * 2 * X_i^\alpha)$$

De la même façon, pour une solution ternaire i-j-k, l'expression (35) devient (Wohl, 1953)

$$(36) \quad RT \ln \Gamma_i^\alpha = \sum_{p=j,k} (1 - X_i^\alpha)^2 * (W^{ip} + 2 * X_i^\alpha * (W^{pi} - W^{ip})) \\ + X_j^\alpha * X_k^\alpha * (1/2 * (\sum_p (W^{pi} + W^{ip}) - W^{jk} - W^{kj}) + X_i^\alpha * \sum_p \\ (W^{pi} - W^{ip}) + (X_j^\alpha - X_k^\alpha) * (W^{jk} - W^{kj}) - (1 - 2 * X_i^\alpha) * C_{ijk})$$

C_{ijk} est une constante ternaire qui représente les interactions énergétiques entre les constituants ijk, iij, iik, etc...

On voit donc que dans une solution non-idéale, l'activité d'un constituant ne dépend pas seulement de sa composition mais aussi de la pression et de la température.

8. Méthodes de calcul de la fraction molaire

L'estimation de l'activité d'un constituant nécessite de calculer la fraction molaire de ce constituant. Deux méthodes de calcul de la fraction molaire ont été proposées par Bradley (1962) puis ont été discutées par Wones et Eugster (1965), Ghent et Devries (1972), Saxena (1973). Ce sont (i) le modèle de mélange moléculaire et (ii) le modèle de mélange ionique.

Pour illustrer la distinction entre ces deux modèles, prenons une solution d'olivine supposée idéale $(Mg, Fe)_2SiO_4$. Selon le modèle moléculaire, l'activité de la forstérite ou fayalite est égale à la fraction molaire de ce même constituant (c.à.d. $a_{Fo}^{0L} = X_{Mg_2SiO_4}$ et $a_{Fa}^{0L} = X_{Fe_2SiO_4}$). Si l'on considère le modèle ionique, les sites M_1 et M_2 sur lesquels ont lieu la substitution sont distingués contrairement au modèle précédent de sorte que $a_{Fo}^{0L} = (X_{Mg_2SiO_4})^2$. L'activité de ces constituants dépend fortement du choix du modèle de solution (Figure).

A partir des lois de la thermodynamique statistique, Kerrick et Darken (1975) ainsi que Price (1985) dérivent des expressions permettant de calculer de façon rigoureuse

l'activité d'un constituant dans un mélange idéal.

$$(37) \quad a_i^{\alpha} = k(\Omega/\Omega_i)$$

Ω représente le nombre de configurations possibles dans la solution solide pour chaque constituant i et Ω_i représente ce même nombre de configuration par addition d'une unité de constituant. Le rapport Ω/Ω_i est également appelé activité de configuration (Price, 1985). k est une constante égale à l'unité si l'état standard choisi est celui du pole pur.

Considérons une solution binaire ou deux cations A et B se substituent sur un seul site u $(A,B)_uZ_v$. pour le mélange, le nombre de configuration vaut

$$(38) \quad \Omega = (n_A + n_B)! / (n_A! n_B!) = n! / n_A! n_B!$$

ou n_A et n_B sont respectivement les nombres de cations A et B. Pour le constituant A_uZ_v et par addition d'une unité de constituant, on a

$$(39) \quad \Omega_{A_uZ_v} = (n_A + n_B + u)! / ((n_A + u)! n_B!) \\ = (n + u)(n + u - 1) \dots (n + 1) n! / (n_A + u)(n_A + u - 1) \dots n_A! n_B!$$

Comme dans un minéral n_A et n sont très grands en comparaison de u , $n + u \approx n$ et $n_A + u \approx n_A$ et par conséquent

$$(40) \quad \Omega_{A_uZ_v} = n^u * n! / ((n_A)^u * n_A! * n_B!)$$

D'après (37), l'activité de ce constituant A_uZ_v est donc

$$(41) \quad a_{A_uZ_v} = k(\Omega/\Omega_{A_uZ_v}) = k(n_A/(n_A + n_B))^u = k(X_A)^u = k(X_{A_uZ_v})^u$$

De manière plus générale, si les substitutions ont lieu sur j sites cristallographiquement distincts

$$(42) \quad a_i^{\alpha} = k \pi_j (\Omega/\Omega_i)$$

Cette méthode présente l'intérêt de tenir compte de toutes les substitutions. En outre, les phénomènes d'électroneutralité peuvent être considérés (Kerrick et Darken, 1975). Elle revient à calculer pour chaque site cristallographique, la fraction molaire du cation qui se substitue dans ce site.

9. Discussion

Le calcul de la position d'une courbe d'équilibre dans l'espace P-T présente un certain nombre de limitations dont la première est l'équilibre entre les différentes phases minérales et fluide.

Par ailleurs, la position de la courbe dépend de plusieurs facteurs qui sont :

- la valeur des paramètres thermodynamiques des pôles purs;
- les modèles de solution solide des phases minérales;
- le modèle de solution solide de la phase fluide;
- la composition chimique des phases.

Les paramètres thermodynamique des pôles purs et des solutions solides sont en général obtenus expérimentalement à haute température de sorte que l'extrapolation de ces données à basses températures introduit des erreurs. Les erreurs analytiques sur la composition chimique des phases sont en général peu importantes (cf. chapitre V).

On voit donc que la fiabilité des résultats obtenus dépendent essentiellement des données expérimentales dont nous disposons. Néanmoins, quelque soient les résultats obtenus, la modélisation thermodynamique des équilibres de phases appliquées à différentes roches et en utilisant les mêmes données expérimentales, permet de contraindre "de façon relative" les conditions P-T de cristallisation des assemblages.



Annexe 2

**Thermodynamique des solutions solides:
application aux phases minérales et fluide
des orthogneiss**

Annexe 2

Thermodynamique des solutions: Applications aux phases minérales et fluides des granites.

1. Introduction

Dans l'état cristallin, les atomes ne se répartissent pas au hasard mais occupent au contraire des sites particuliers de manière à minimiser l'énergie du cristal. On appelle site tétraédrique ou de coordination 4, les sites dans lesquels les cations sont entourés par 4 oxygènes. Ces sites sont en général occupés par des cations de taille moyenne tels que Si et Al. Les sites octaédriques ou de coordination 6 sont ceux dans lesquels les cations sont entourés par 6 oxygènes. Les cations de taille plus importante tels que Ca, Mg, Fe, Ti sont distribués dans ces sites. Par contre, les gros cations (K, Na) ne peuvent s'y localiser.

La connaissance de la répartition de ces cations dans les sites cristallographiques est importante puisqu'elle permet de calculer les formules structurales des minéraux et l'activité de ces constituants.

Dans les méta-granites, les phases minérales sont peu nombreuses. Les plus communes sont le quartz, le feldspath potassique et le plagioclase, la biotite, le mica blanc, la chlorite, l'épidote, le grenat et les accessoires (sphène/rutile, zircon, apatite). Nous examinerons successivement par ordre de complexité croissante les phases minérales supposées idéales (épidote, chlorite, biotite, mica blanc, rutile/sphène, puis non idéales (feldspaths et grenats) et enfin la phase fluide.

2. Les épidotes

Les épidotes sont communes dans de nombreuses paragenèses métamorphiques de différentes lithologies (cf. Deer et al., 1986). Dans les paragenèses métamorphiques des roches de composition granitique, les épidotes, de formule structurale $X_3^2 M^3 T^3 (O, OH, F)^{13}$ forment une solution solide entre le pôle zoïsite/clinozoïsite ($Ca_3 Al_2 Si_3 O_{12}(OH)$) et pistacite ($Ca_2(Fe^{3+}) Si_3 O_{12}(OH)$). Les formes les plus courantes sont monocliniques. Dans les épidotes naturelles, la substitution vers le pôle pistacite ne dépasse pas 33 % molaire de la solution. Ce phénomène s'explique par la tendance que présente le Fe^{3+} à se distribuer dans un des sites octaédriques M de la structure monoclinique, et plus particulièrement dans le site le plus large, le site M_3 (De Coster et al., 1963; Bancraft et al., 1967; Dollase, 1971). Une faible quantité de Fe^{3+} peut toutefois être présent dans

le site M_1 , mais jamais dans le site M_2 (Dollase, 1973). En général, d'autres substitutions interviennent dans les sites tétraédriques T (Al^{3+} , Si) et de coordination 8 (Ca, Mg, Fe^{2+} , Mn).

La présence de domaine d'immiscibilité dans les épidotes a été suggérée par Strens (1963, 1964, 1965), Holdaway (1965), Heitanen (1974), Raith (1976) entre $X_{Fe} = 0,13$ et $X_{Fe} = 0,25$ et Perchuk et Aranovitch (1972) entre $X_{Fe} = 0,15$ et $X_{Fe} = 0,42$ à 300°C et 1 kbar. Holdaway (1972) estime le coefficient d'activité à 635°C tel que $a = 0,7 * (1 - X_i)^2$ où X_i est la fraction molaire de l'épidote. Cependant, cette hypothèse a été maintes fois discutée. En l'absence de travaux expérimentaux élaborés, nous supposerons la solution solide clinozoïsite-($Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$) - épidote ($Ca_2Fe^{3+}Al_2Si_3O_{12}(OH)$) idéale.

A titre indicatif, nous détaillerons pour les épidotes, la méthode de calcul de la fraction molaire. La démarche suivie sera identique pour les autres phases minérales dont le comportement est idéal.

Considérons une épidote de formule $(Ca, Mg)_2 (Al, Fe^{3+})_3 Si_3O_{12}(OH)$. Dans l'état standard d'après Kerrick et Darken (1975), le nombre de configurations possibles Ω (cf. Annexe 1, paragraphe 8) vaut

$$\Omega = [(n_{Al} + n_{Fe})!(n_{Ca} + n_{Mg})!]/[n_{Al}!n_{Fe}!n_{Ca}!n_{Mg}!]$$

Deux cas peuvent être envisagés :

- (1) Le Fe^{3+} n'est présent que dans le site M_3 . La solution est dite ordonnée (solution-solide : Czo-Ps).
- (2) Le Fe^{3+} se localise dans les sites M_2 et M_3 identiques. La solution-solide est désordonnée (solution-solide: Zo-Ps).

Dans le premier cas,

$$\Omega_{Z_0} = [(n_{Al} + n_{Fe} + 1)^{M_3}!(n_{Ca} + n_{Mg} + 2)!][n_{Al} + 1)!n_{Fe}!(n_{Ca} + 2)!n_{Mg}!]$$

$$\Omega_{Z_0} = [(n_{Al} + n_{Fe})!(n_{Al} + n_{Fe})(n_{Ca} + n_{Mg})^2(n_{Ca} + n_{Mg})!]/[n_{Al}!n_{Fe}!.n_{Al}.n_{Ca}^2.n_{Ca}!n_{Mg}!]$$

$$\text{et } \Omega/\Omega_{Z_0} = [n_{Al}/(n_{Al} + n_{Fe})].[n_{Ca}/(n_{Ca} + n_{Mg})]^2 = X_{Al}^{M_3} \cdot (X_{Ca}^X)^2$$

Dans l'état standard, l'activité de la clinozoïsite est égale à 1. Par conséquent, $k_{Z_0} = 1$ et $a_{Z_0} = X_{(Al)}^{M_3} \cdot X_{(Ca)}^{2X}$. Dans le second cas :

$$\Omega_{Z_0} = [(n_{Al} + n_{Fe} + 2)!(n_{Ca} + n_{Mg})^2(n_{Ca} + n_{Mg})!]/[(n_{Al} + 2)!n_{Ca}!n_{Mg}!.n_{Fe}.n_{Ca}^2]$$

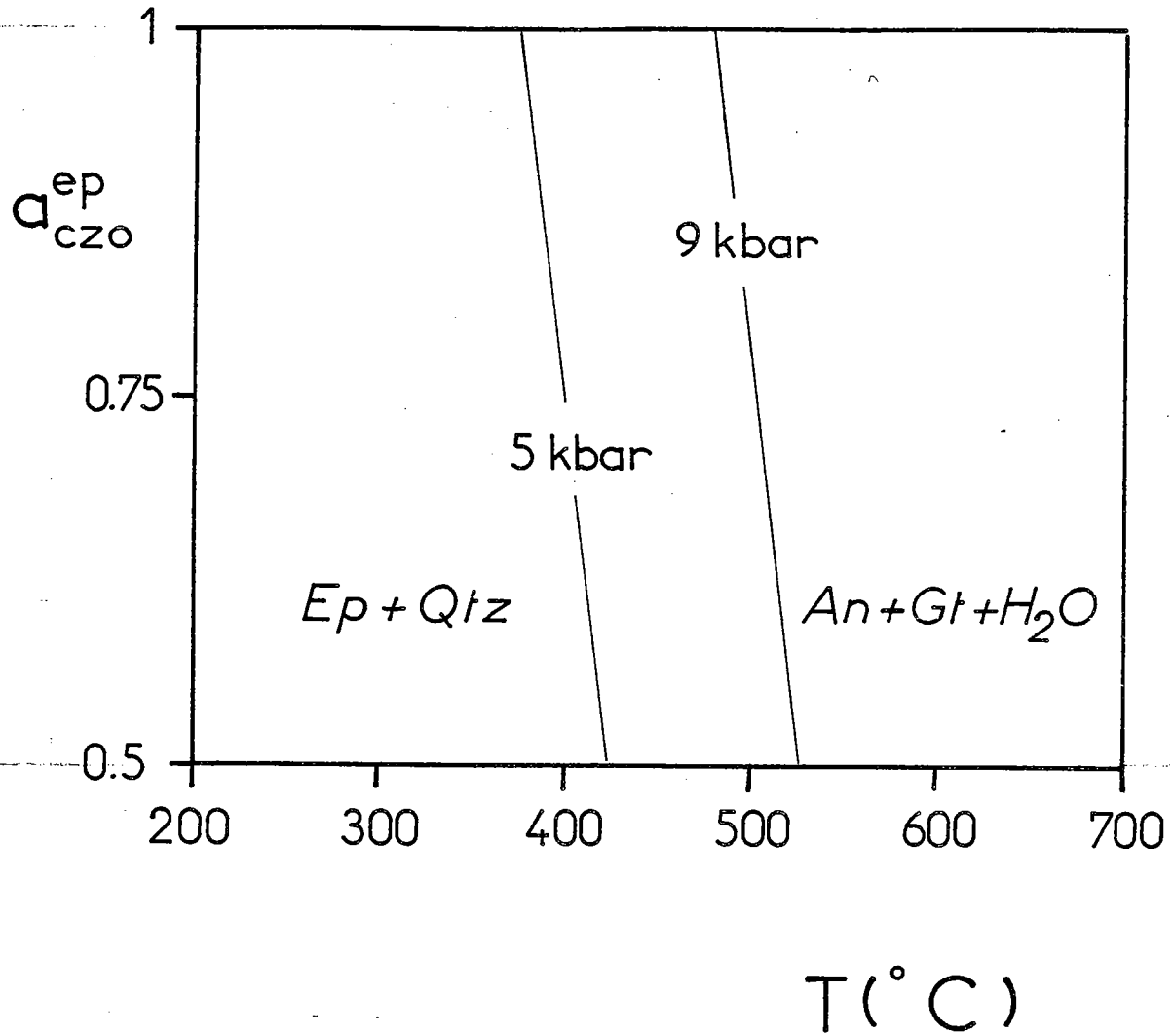


Fig. 1 : Diagramme a-T calculé à P constante de la courbe $4Czo + Qtz = 5An + Gro + 2H_2O$ en utilisant les paramètres thermodynamiques des pôles purs d'Helgeson et al. (1978). Les phases autres que l'épidote sont supposées être des pôles purs.

$$\Omega_{Z_0} = [(N_{Al} + n_{Fe})^2 \cdot (n_{Ca} + n_{Mg})^2 (n_{Ca} + n_{Mg})!] / [(N_{Al})^2 \cdot (n_{Ca})^2 \cdot !N_{Al} !n_{Fe} !n_{Ca} !n_{Mg} !]$$

$$\Omega/\Omega_{Z_0} = [n_{Al}/(N_{Al} + n_{Fe})]^2 \cdot [n_{Ca}/(n_{Ca} + n_{Mg})]^2 = (X_{Al}^{M13})^2 \cdot (X_{Ca}^X)^2$$

$$\text{et } a_{Z_0} = (X_{Al}^{M13})^2 \cdot (X_{Ca}^X)^2$$

Considérons une épidote de composition $Ca_2Fe_{0,45}Al_{2,55}Si_3O_{12}(OH)$. Selon le modèle 1 ordonné, $a_{Z_0} = 0,55$ tandis que selon le modèle 2 désordonné $a_{Z_0} = 0,60$. Cette différence est négligeable comme en témoigne la figure 1 où la courbe "4 Czo + Qtz = 5 An + Gro + 2 H₂O" est calculée à pression constante pour différentes valeurs de l'activité de la zoïsite.

Etant donné que dans les granites, l'épidote observé est en général une forme monoclinique, nous utiliserons toujours le premier modèle dans lequel la solution est ordonnée.

3. Les chlorites

Dans les exemples traités dans ce mémoire, aucune paragenèse minérale à chlorite n'a été observée. Néanmoins, cette phase minérale est parfois présente dans les paragenèses métamorphiques de bas grade (cf. chapitre I).

Les chlorites sont de formule structurale $M_6 T_4 O_{10}(OH)_8$. La répartition des cations se fait de la manière suivante:

$$\begin{aligned} \text{site M} &= Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+} \\ \text{site T} &= Si, Al^{3+} \end{aligned}$$

De nombreuses substitutions ont lieu (cf. Deer et al., 1977). Cependant, seuls sont connus les paramètres thermodynamiques du pôle clinochlore ($Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$). Powell et Evans (1983) propose une formule permettant de calculer l'activité du clinochlore basée sur la répartition site par site des cations.

$$a_{cli}^{chl} = 64 \cdot (X_{Mg}^{M2})^3 \cdot (X_{Mg}^{M1})^2 \cdot (X_{Al}^{M1}) \cdot (X_{Al}^T) \cdot (X_{Si}^T)^3 \cdot (X_{(OH)}^V)^8$$

L'estimation des cations Mg dans les sites M_1 et M_2 est basée sur l'hypothèse que tous les cations Mg, Fe^{2+} se répartissent de manière équitable dans les sites M_1 et M_2 tel que :

$$r = Mg/Fe = (Mg/Fe)^{M1} = (Mg/Fe)^{M2}$$

4. Les biotites

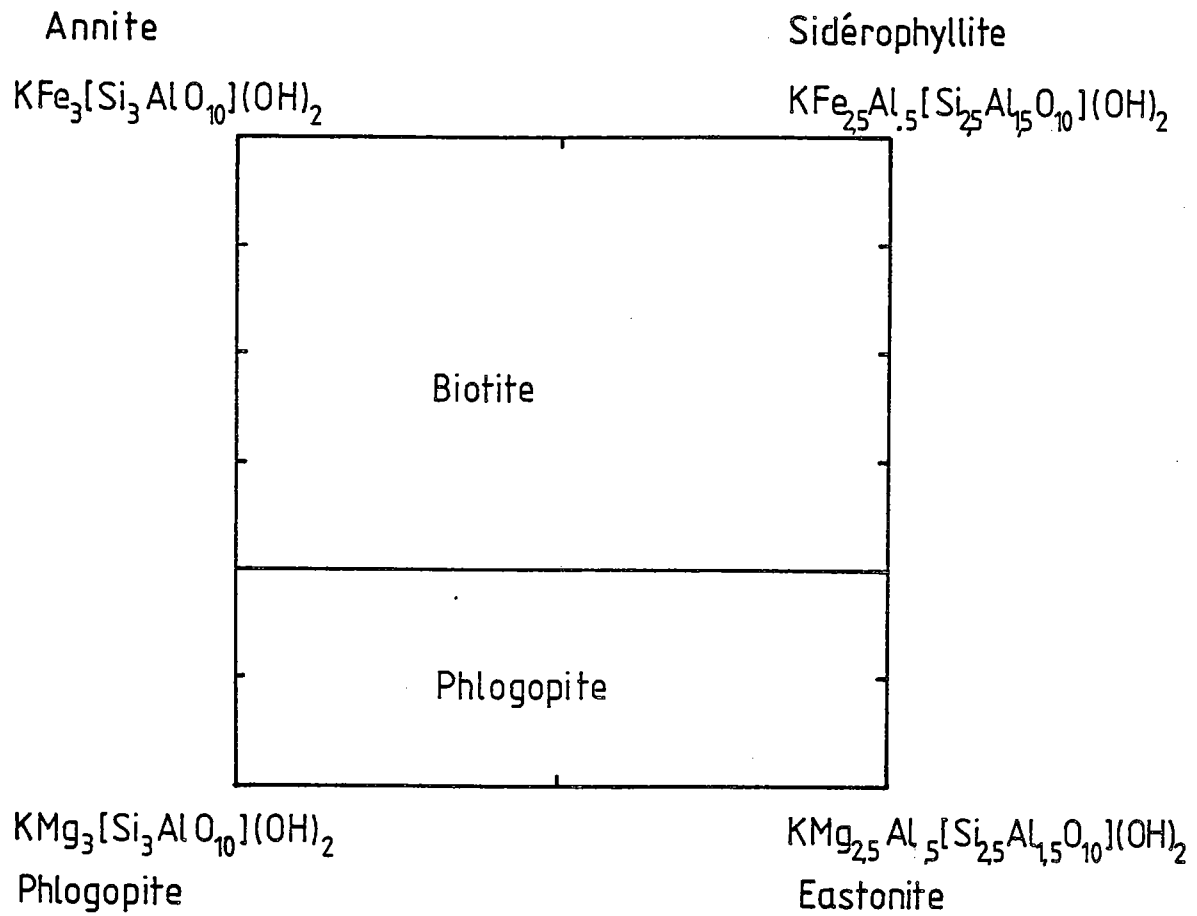


Fig. 2 : Diagramme schématique des pôles de la biotite. D'après Deer et al. (1977).

Les biotites au sens large sont des micas tri-octaédriques de formule structurale $A M_3^{VI} T_4^{IV} O_{10} (OH,F)_2$. Les cations se répartissent de la manière suivante :

site A = K, Na, Ca,
 site M = Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Al, Ti,
 site T = Si, Al.

Les pôles les plus importants sont l'annite, la phlogopite, la sidérophylite, l'eastonite (Fig. 2). Cependant dans les biotites, de nombreuses autres substitutions interviennent (cf. Dymek, 1983; Guidotti, 1984).

- Fe²⁺ = Mg²⁺
 - Na⁺ = K⁺
 - Fe³⁺ = Al³⁺
 - (Mg, Fe²⁺)^{IV} + Si⁴⁺ ^{IV} = Al³⁺ ^{IV} + Al³⁺ ^{VI} =
 substitution tschermakitique
 - 3(Mg, Fe²⁺)^{VI} = 2 Al^{VI} + ^{VI}
 - Al³⁺ ^{VI} + Si⁴⁺ ^{IV} = Ti^{VI} + Al^{IV}

En raison de la complexité de ces solutions, seules les substitutions majeures ont fait l'objet d'études expérimentales : FeMg₋₁ (Eugster et Wones, 1962 ; Wones et Eugster, 1965), la substitution tschermakitique (Rutherford, 1973 ; Hewitt et Wones, 1975 ; Robert, 1976), NaK₋₁ (Carman, 1974 ; Franz et Althaus, 1976).

Nous n'aborderons ici que la solution-solide Annite-Phlogopite faisant intervenir la substitution Fe²⁺-Mg²⁺. Selon les auteurs, cette solution-solide se comporte de manière idéale (Muller, 1972 ; Wones, 1972 ; Hovis et Wones, 1973) ou non-idéale (Eugster et Wones, 1962 ; Wones et Eugster, 1965). Cependant, aucun de ces travaux n'a permis d'estimer avec précision les paramètres d'interaction de la solution. Par conséquent, nous supposerons la solution-idéale.

En utilisant les méthodes statistiques de Kerrick et Darken (1975), les fractions molaires de l'annite et de la phlogopite s'expriment par

$$a_{ann}^{Bio} = X_{ann}^{Bio} = 9,48 \cdot (X_K^A) \cdot (X_{Fe^{2+}M})^3 \cdot (X_{Al})^T \cdot (X_{Si}^T)^3 \cdot (X_{(OH)^V})^2$$

$$a_{phl}^{Bio} = X_{phl}^{Bio} = 9,48 \cdot (X_K^A) \cdot (X_{Mg}^M)^3 \cdot (X_{Al})^T \cdot (X_{Si}^T)^3 \cdot (X_{(OH)^V})^2$$

Powell (1978) et Powell et Evans (1981) proposent une méthode de calcul la fraction molaire des cations dans chaque site cristallographique en faisant les hypothèses suivantes :

1) Les sites octaédriques se divisent en 2 sites M₁ dans lesquels rentrent préférentiellement Al puis (Fe²⁺, Fe³⁺, Mg..)

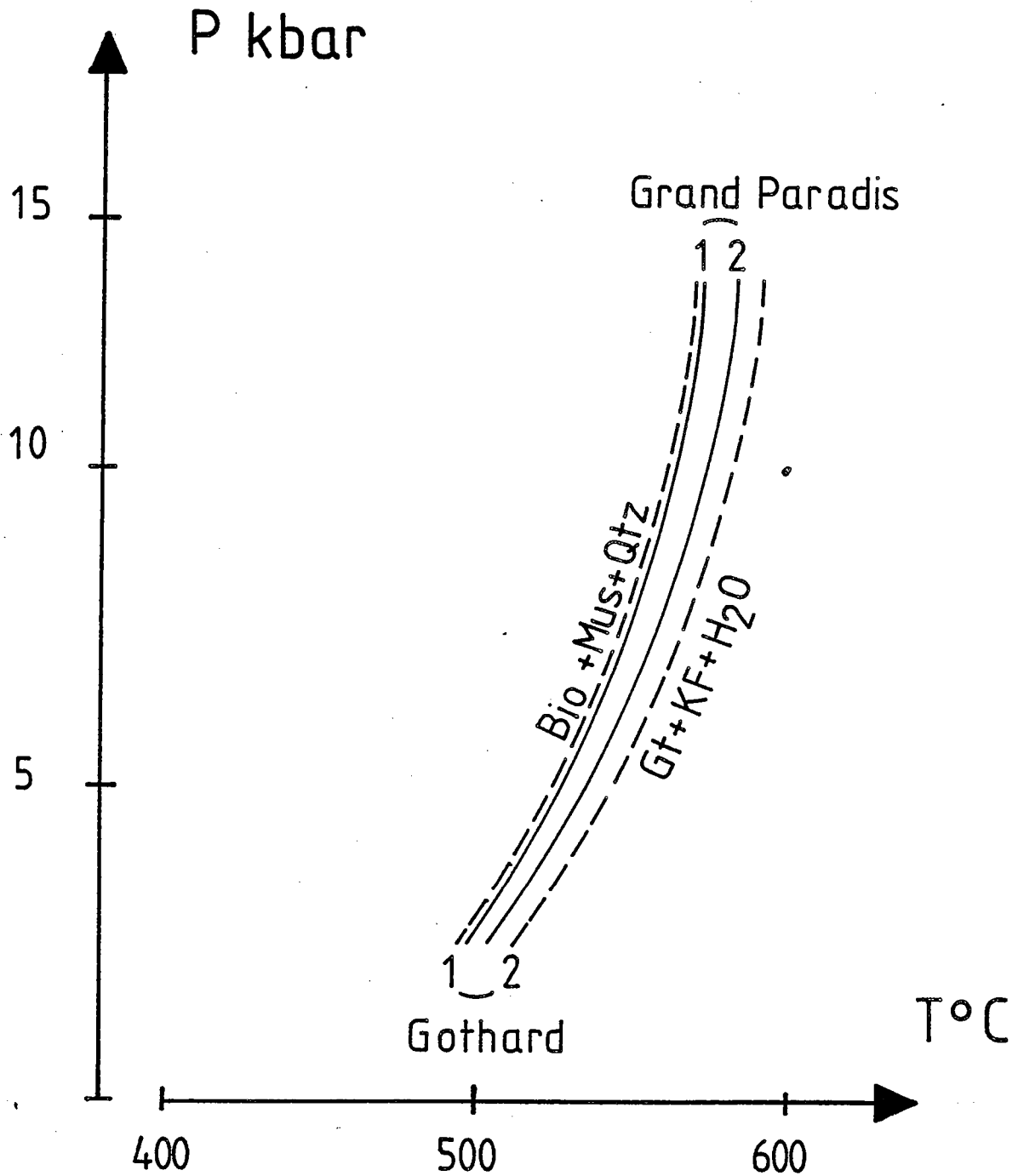


Fig. 3 : Courbes $\text{Ann} + \text{Mus} + 3 \text{Qtz} = \text{Alm} + 2 \text{Ml} + 2\text{H}_2\text{O}$ calculées en supposant que tout le fer est ferreux (1 normalisation à 11 oxygènes) et une en estimant le fer trivalent (2 normalisations à 7 cations + Ti + Alx). Les exemples choisis sont un orthogneiss du Grand Paradis (trait plein) et un orthogneiss du Gothard (trait discontinu). Les courbes sont calculées avec les paramètres thermodynamiques d'Helgeson et al. (1978) sauf pour l'Almandin (Droop et Bucher, Muraunien, 1984) en tenant compte de la composition réelle des phases.

et un site M_2 .

2) Les cations Fe^{2+} et Mg^{2+} se répartissent de la même manière dans les sites M_1 et M_2 tel que

$$r = Fe/Mg = (Fe^{2+}/Mg)^{M_1} = (Fe^{2+}/Mg)^{M_2}$$

$$a_{Ann}^{Bio} = 9,48 \cdot (X_{K^A}) \cdot (X_{Fe^{2+}M_1})^2 \cdot (X_{Fe^{2+}})^{M_2} \cdot (X_{Al^T}) \cdot (X_{Si^T})^3 \cdot (X_{(OH)^V})^2$$

$$a_{Phl}^{Bio} = 9,48 \cdot (X_{K^A}) \cdot (X_{Mg^{M_1}})^2 \cdot (X_{Mg^{M_2}}) \cdot (X_{Al^T}) \cdot (X_{Si^T})^3 \cdot (X_{(OH)^V})^2$$

Par l'intermédiaire du rapport Fe^{2+}/Mg , le calcul de la fraction molaire, l'activité de l'annite et de la phlogopite dans la biotite dépend du type de normalisation employé en particulier l'estimation du Fe^{3+} . De nombreuses méthodes de normalisation ont été décrites dans la littérature (Dymek, 1983). Les plus communément employées sont la normalisation à 11 oxygènes et la normalisation à 7 cations.

Normalisation à 11 oxygènes

Dans cette méthode, tout le fer est supposé être sous forme divalente et le total de la charge des cations est égal à 22.

Normalisation à 7 cations

Ce type de normalisation suppose une occupation complète des sites tétraédriques et octaédriques (cf. Metington et Munoz, 1975) de sorte que

$$\text{Total des cations} - (K+Na+Ca+Ba) = 7.$$

Lorsque la formule structurale comporte 10 oxygènes et 2 (OH, F, Cl), le Fe^{3+} est égal à la différence entre le total des charges cationiques 22 moins le total des charges positives calculées dans la formule. Cette méthode ne tient pas compte des sites octaédriques vacants et conduit en général à une surestimation du Fe^{3+} .

Normalisation à 7 cations + Ti + Al_xc

Dymek (1983) propose une normalisation permettant une estimation plus rigoureuse du Fe^{3+} . Dans ce type de normalisation, l'hypothèse de base est la création de sites octaédriques vacants par substitution de Ti et Al. Elle s'exprime par :

$$\text{Total cations} - (K+Na+Ca+Ba) + Ti + 1/2 Al^{VI}_{xc} = 7$$

$$\text{où } Al^{VI}_{xc} = (Al+Cr)^{VI} - Al^{IV} + (K+Na+2Ca+2Ba).$$

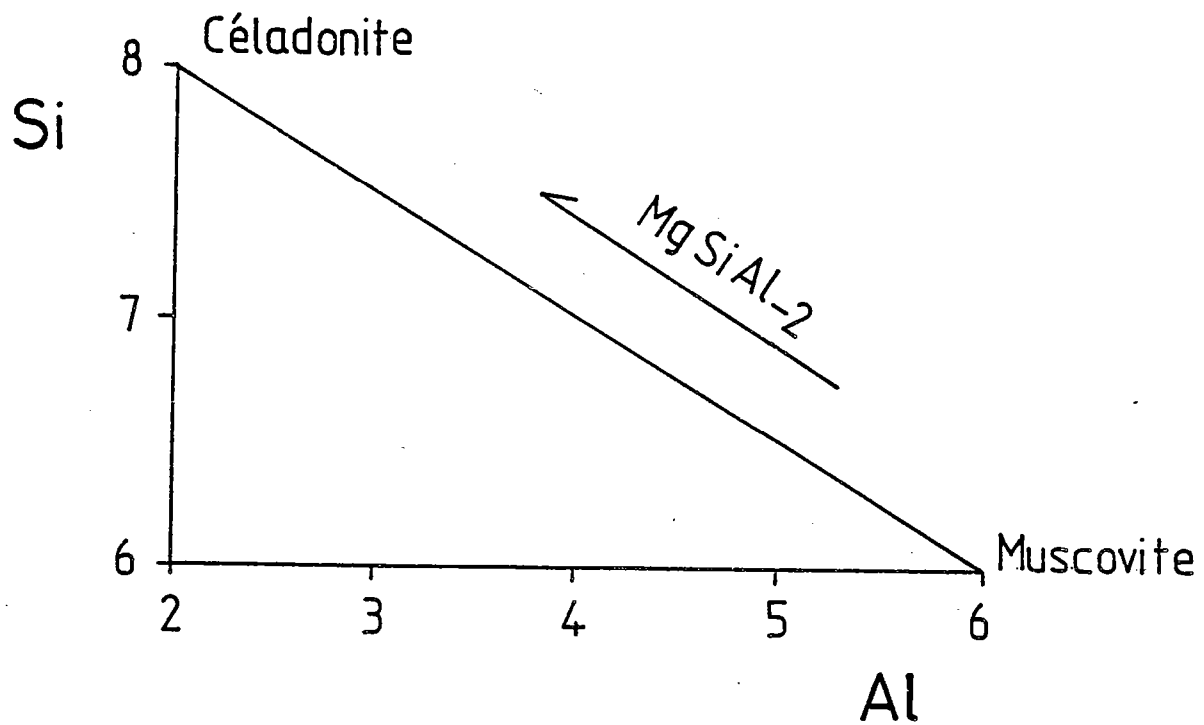


Fig. 4 : Représentation schématique de la substitution cèladonitique ou phengitique dans le diagramme Si en fonction d'Al-Total ($MgSiAl-2$), formule structurale = 11 oxygènes.

Le Fe^{3+} est estimé par la différence entre le total de la charge cationique (22) et le total des charges positives de la formule structurale calculée.

Pour illustrer l'effet de la prise en compte de Fe^{3+} dans le calcul de l'activité de l'annite et de la phlogopite, deux biotites provenant (1) de la Nappe du Grand Paradis, (2) d'un orthogneiss du Gotthard ont été traitées par les méthodes de normalisation à 11 oxygènes et 7 cations + Ti + Al_{xc} à l'aide d'un programme informatique élaboré par Marquer. Pour chaque méthode, la courbe $Ann + Mus + Qtz = Alm + Mi + H_2O$ est calculée (Fig. 3). Le Fe^{3+} a pour effet de diminuer l'activité de l'annite, d'augmenter celle de la phlogopite et par conséquent de déplacer la courbe $Ann + Mus + Qtz = Alm + KF + H_2O$ vers les hautes températures. Dans le cas présent, ce déplacement est de 10° pour un % molaire de 14,5 % de Fe^{3+} (Grand Paradis) et de 20° pour un % atteignant 21,5 % (Gotthard). Dans les métagranites, ces faibles teneurs sont en général observées. Lorsque le fer bivalent est inférieur à 20 de ce géothermomètre, l'effet du Fe^{3+} sur le déplacement est négligeable et l'utilisation de la normalisation à 11 oxygènes est justifiée.

5. Les micas blancs

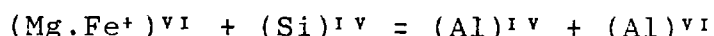
Les micas blancs sont des phyllosilicates dioctaédriques dont la formule structurale est $AM_2^{VI} T_4^{IV} O_{10} (OH)_2$. Les cations (K, Na, Ca, Rb, Cs, Ba) remplissent les sites A, (Al, Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Li, Cr, Ti), les sites octaédriques M et (Si, Al), les sites tétraédriques T.

5.1. Les substitutions

Tout comme les biotites, les micas blancs forment des solutions complexes où prennent part de nombreuses substitutions. Nous décrirons succinctement les plus importantes:

La substitution phengitique à tschermakitique

Cette substitution représentée par le vecteur d'échange:



décrit la déviation du pôle muscovite ($K Al_3 Si_3 O_{10} (OH)_2$) vers le pôle celadonite ($K Mg Al Si_4 O_{10} (OH)_2$) (Fig. 4). Elle a fait l'objet d'une très grande attention chez les pétrologistes. En effet, en présence d'un assemblage AFM, la substitution phengitique diminue à température croissante (cf. Guidotti, 1973, 1978; Myashiro et Shido, 1985). D'autre part, en présence de l'assemblage Qtz-KF-Bio, les travaux

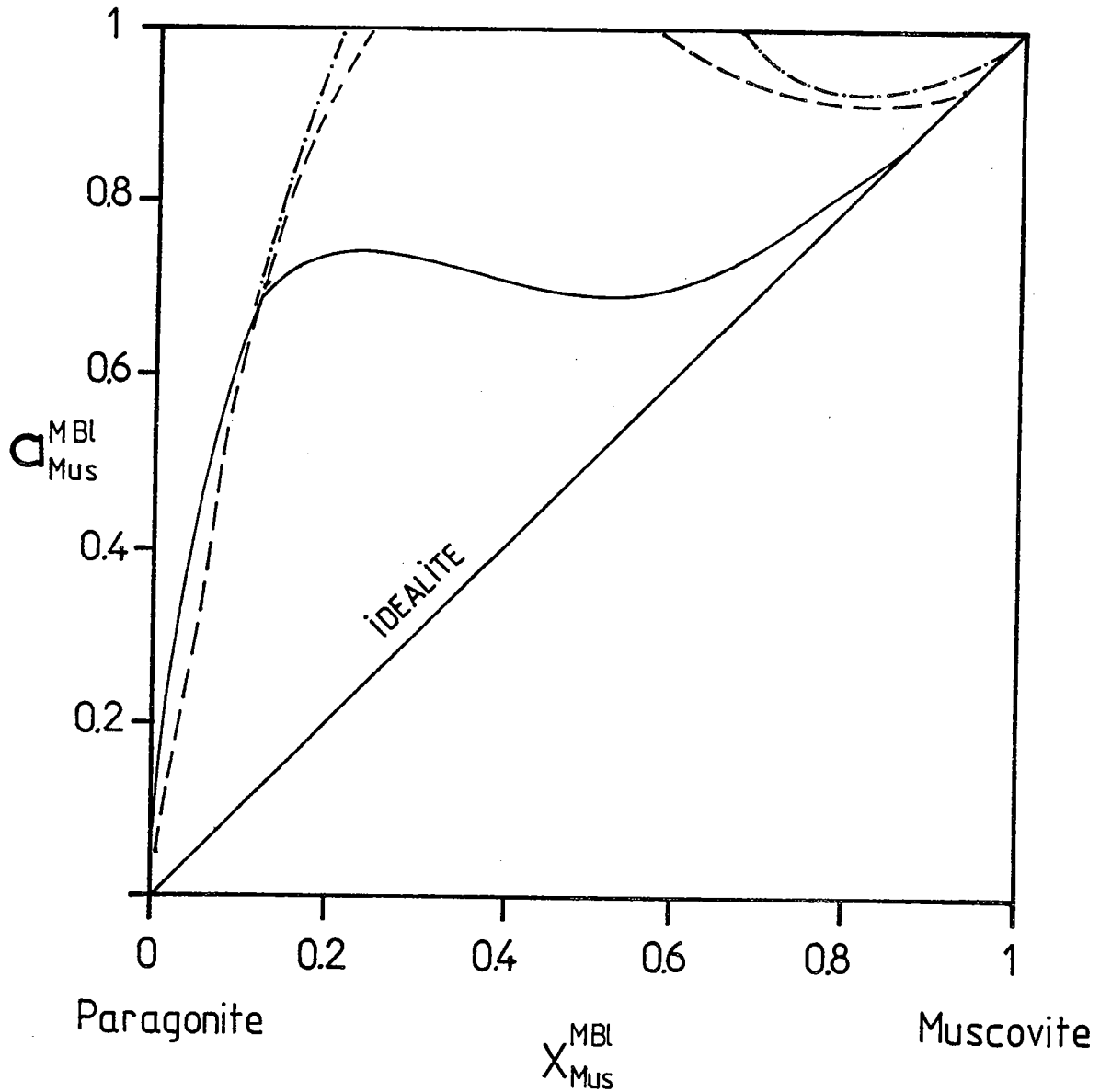


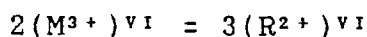
Fig. 5 : Diagramme $a_{Mus}^{MBL}-X_{Mus}^{MBL}$ calculé à 500°C, 5kbar selon les modèles de solution-solide binaire Muscovite-Paragonite de Engster et al. (1972) et Blencoe (1977) (trait discontinu), de Chatterjee et Froese (1975) (trait discontinu et pointillé), de Chatterjee et Flux (1986) (trait discontinu).

expérimentaux de Velde (1967) et Massonne et Schreyer (1987) ont montré que la valeur de la substitution phengitique augmente à pression croissante.

La substitution $Fe^{3+} = Al^{3+}$

Cette substitution accompagne souvent la substitution phengitique (cf. Guidotti, 1984). Parce que les analyses microsondes ne distinguent pas le fer trivalent du fer divalent, cette substitution est difficilement évaluable. Néanmoins, plusieurs méthodes permettent d'estimer le Fe^{3+} .

La substitution dioctaédrique-trioctaédrique



(Brown, 1968) qui correspond à la solution dont les pôles sont des micas de type muscovite et biotite.

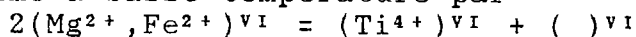
La substitution en site A

La plus importante est la substitution $K^+ = Na^+$ entre les pôles muscovite ($K Al_3 Si_3 O_{10} (OH)_2$) et paragonite ($Na Al_3 Si_3 O_{10} (OH)_2$). Cette solution-solide est fortement non-idéale. En effet, de nombreux travaux expérimentaux ont montré l'existence de lacune de miscibilité entre les pôles muscovite et paragonite (Eugster et al., 1972, 1979 ; Chatterjee et Froese, 1975 ; Blencoe, 1977 ; Chatterjee et Flux, 1986) (Fig. 5). Cependant, on ne connaît pas l'influence des autres substitutions, en particulier la substitution phengitique sur le comportement de la solution Mus-Pa (Chatterjee et Flux, 1986).

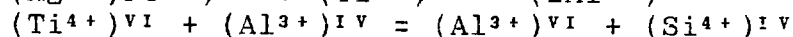
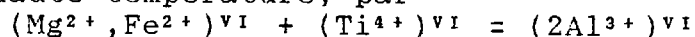
Notons toutefois que, dans les métagranites, la substitution du pôle muscovite, vers le pôle paragonite est négligeable et ne dépasse pas 2-3 % molaire.

Substitution en titane

En présence d'une phase saturée en titane (rutile/ilménite) dans un assemblage AFM, la teneur en titane croît avec la température (Andolti, 1978 ; Tracy, 1978). Elle s'exprime à basse température par



et, à haute température, par



Toutes ces substitutions ne sont en général pas indépendantes. Ainsi, lorsque la substitution phengitique augmente, la teneur en paragonite du mica décroît (Fletcher et Greenwood, 1979 ; Chopin et Maluski, 1980 ; Heinrich, 1982). Dans les orthogneiss, la substitution phengitique est prédominante. D'autre part, les courbes d'équilibre utilisables dans ces roches font intervenir, soit le pôle muscovite, soit le pôle celadonite. Seule nous intéressera la

solution solide entre ces deux pôles. Bien que cette solution solide ne se comporte pas de manière idéale selon Miyashiro et Shido (1985), en l'absence de données expérimentales, nous la supposons idéale.

5.2. Calcul de la fraction molaire

La répartition des cations dans les différents sites cristallographiques se calcule de la même manière que pour les biotites en distinguant les sites octaédriques M_1 et M_2 (Powell, 1978; Powell et Evans, 1983).

$$a_{\text{mus}}^{\text{Mb}} = 9,48 \cdot (X_{\text{K}^{\text{A}}}) \cdot (X_{\text{Al}}^{\text{M1}})^2 \cdot (X^{\text{M2}}) \cdot (X_{\text{Al}}^{\text{T}}) \cdot (X_{\text{Si}}^{\text{T}})^3 \cdot (X_{(\text{OH})^{\text{V}}})^2$$

$$a_{\text{cel}}^{\text{Mb}} = 4 \cdot (X_{\text{K}^{\text{A}}}) \cdot (X_{\text{Al}}^{\text{M1}}) \cdot (X_{\text{Mg, Fe}}^{\text{M1}}) \cdot (X^{\text{M2}}) \cdot (X_{\text{Si}}^{\text{T}})^4 \cdot (X_{(\text{OH})^{\text{V}}})^2$$

D'après ces formules, on voit donc que la prise en compte du fer bivalent va influencer seulement l'activité de la céladonite dans le mica blanc.

Normalisation à 11 oxygènes

Cette méthode suppose que le fer est sous forme divalente. Elle permet une évaluation directe du taux de substitution phengitique (Fig. A2.6) et dioctaédrique (Marquer, 1987, Fig. 3.13 A, p. 84).

Normalisation à 6 cations

En négligeant les lacunes de substitutions dans le site A, cette méthode s'exprime par

$$\text{Total cations (A + VI + IV) - (K, Na, Ca) = 6}$$

Lorsqu'aucune substitution diocta-trioctaédrique et aucune lacune de substitution associées au Ti n'a lieu, elle permet une estimation du Fe^{3+} . Cependant ces conditions sont rarement observées dans les micas blancs naturels.

Normalisation à 7 cations + Ti

Cette méthode est basée sur la formule

$$\text{Total cations (A + VI + IV) - (K, Na, Ca) + Ti = 6}$$

Outre l'avantage de tenir compte des lacunes de substitution liées au titane, elle permet une quantification du Fe^{3+} par l'intermédiaire de deux diagrammes présentés par Marquer (1986): $(\text{Fe}+\text{Mg})f(\text{Si})$ et $(\text{Fe}+\text{Mg})f(\text{Charges VI}+\text{IV})$.

Dans les exemples traités dans le chapitre V, le taux de fer trivalent ne dépasse pas 10 en pourcentage molaire.

6. Les phases minérales accessoires

Un certain nombre de phases minérales accessoires peuvent être présentes dans les orthogneiss. Ce sont l'apatite, le zircon, l'allanite, l'ilménite, le rutile et le sphène. Seules les deux dernières nous intéressent ici:

Rutile: TiO_2

Sphène: $Ca Ti Si O_4 (OH, F)$

Leurs activités respectives sont:

$$a_{Ru} = X_{Ti} = 1 \quad \text{et} \quad a_{sph} = X_{Ca} \cdot X_{Ti} \cdot X_{(OH)}$$

7. Le grenat

Les grenats ont une formule générale $X_3 Y_2 Z_3 O_{12}$. Les cations de coordination 8 sont Ca, Fe^{2+} , Mg, Mn. Les sites Y de coordination 6 sont occupés par Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} . Si se localise dans les sites tétraédriques Z. On divise en générale les grenats en deux séries : les grenats calciques ou Ugrandites et les grenats alumineux ou Pyrospites (Tab. 1). Les solutions solides sont étendues dans chaque série et un peu plus limités entre ces 2 séries.

Deux types de grenat peuvent être observés dans les granites. Ce sont (1) le grenat magmatique et (2) le grenat métamorphique.

Dans les orthogneiss, le grenat magmatique se distinguent des grenats métamorphiques par :

- sa taille plus importante,
- une altération par chloritisation plus considérable,
- une fracturation plus poussée,

mais surtout par une composition chimique significativement différente. Ces grenats se caractérisent par une forte teneur en almandin (60-70%) et en teneur variable en pyrope-spessaline. Par contre, la teneur en grossulaire est en général négligeable (< 5%). De tels grenats sont connus dans la littérature et sont caractéristiques de roches de composition granitoïde peralumineuses (Allan et Clarke, 1981 ; Clarke, 1981 ; Clark et Lyons, 1986).

Le grenat métamorphique est limpide, de très petite taille. La composition de ces grenats se situe en général entre les pôles grossulaire et almandine (50%Gro-50%Alm à 30%Gro-70%Alm) avec une teneur variable en spessartine (inférieure à 10%) mais qui peut atteindre dans certains cas 33% (Steck, 1966). La teneur en pyrope est toujours négligeable. Ces grenats calciques proviennent de la déstabilisation du plagioclase. En effet, lorsque dans les granites peu déformés en grenats se localisent essentiellement dans les anciens sites à plagioclases (Ackermant et Karl,

Pyralspite					Ougrandite				
Pyrope	Mg ₃	Al ₂	Si ₃	O ₁₂	Ouvarovite	Ca ₃	Cr ₂	Si ₃	O ₁₂
Almandin	Fe ₃ ²⁺	Al ₃	Si ₃	O ₁₂	Grossulaire	Ca ₃	Al ₂	Si ₃	O ₁₂
Spessartine	Mn ₃	Al ₂	Si ₃	O ₁₂	Andradite	Ca ₃	Fe ³⁺ ₂	Si ₃	O ₁₂

Tab. 1 : Formule chimique des pôles du grenat.

	Ganguly et Saxena		Geiger et al	Anovitz et Essene	
	Modèle 1	Modèle 2		Modèle 1	Modèle 2
$W_{H\text{Ca-Fe}}$	-2.636	-10.623	-9.080	6.240	0.628
$W_{H\text{Fe-Ca}}$	19.330	7.196	13.680	23.800	$6.276 \cdot 10^{-3}$
$W_{S\text{Fe-Ca}}$	$6.276 \cdot 10^{-3}$	0	0	$1.4 \cdot 10^{-3}$	
$W_{V\text{Ca-Fe}}$			0		
$W_{V\text{Fe-Ca}}$			0.300		

Tab. 2 : Paramètres de Margule de la solution solide Grossulaire-Almandin de Ganguly et Saxena (1984), Geiger et al. (1987) et Anovitz et Essene (1988).

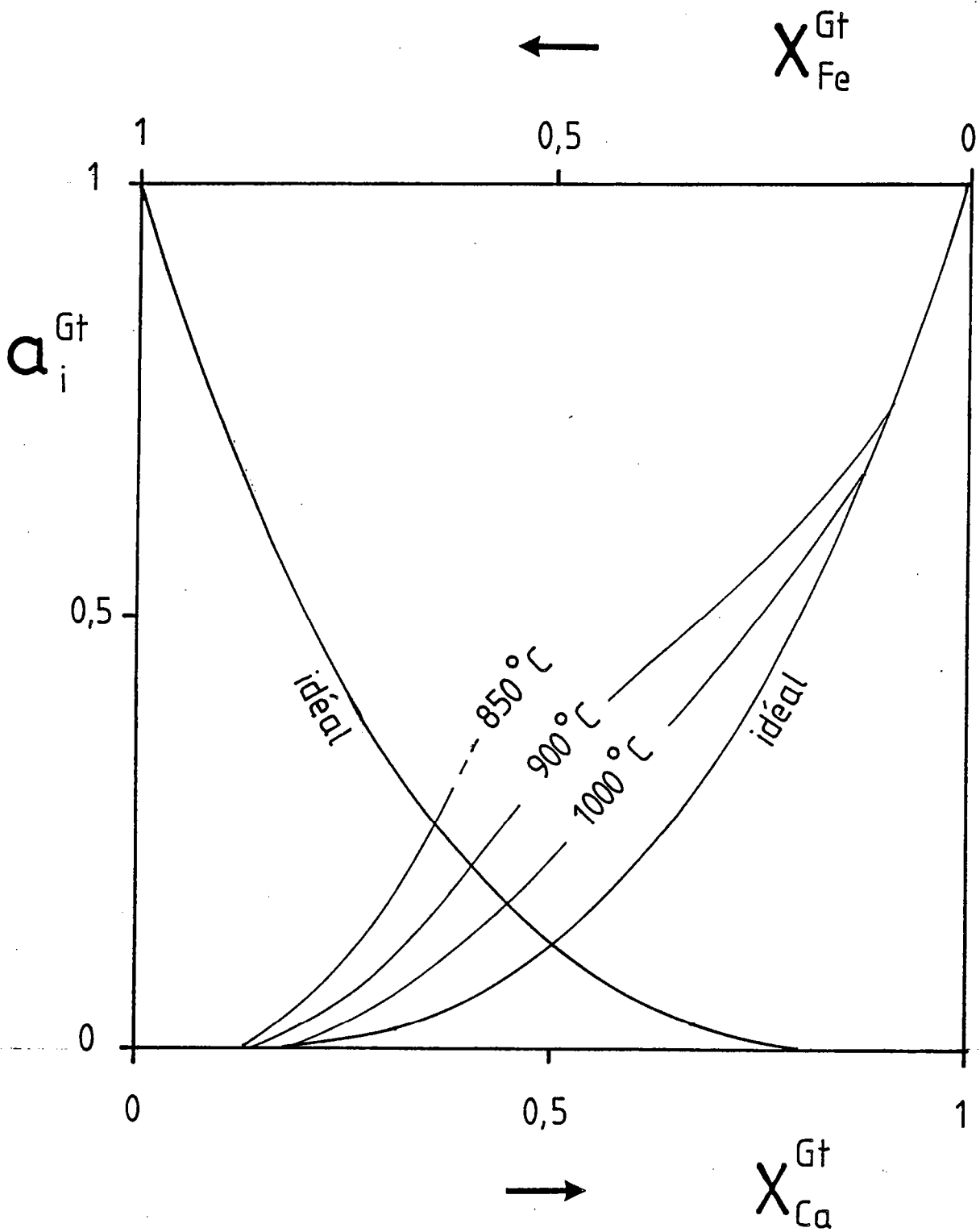


Fig. 6 : Diagramme X_{Ca}^{Gt} - a_i^{Gt} d'après les données expérimentales de Cressey et al. (1978) obtenues à 850, 900, et 1000 °C.

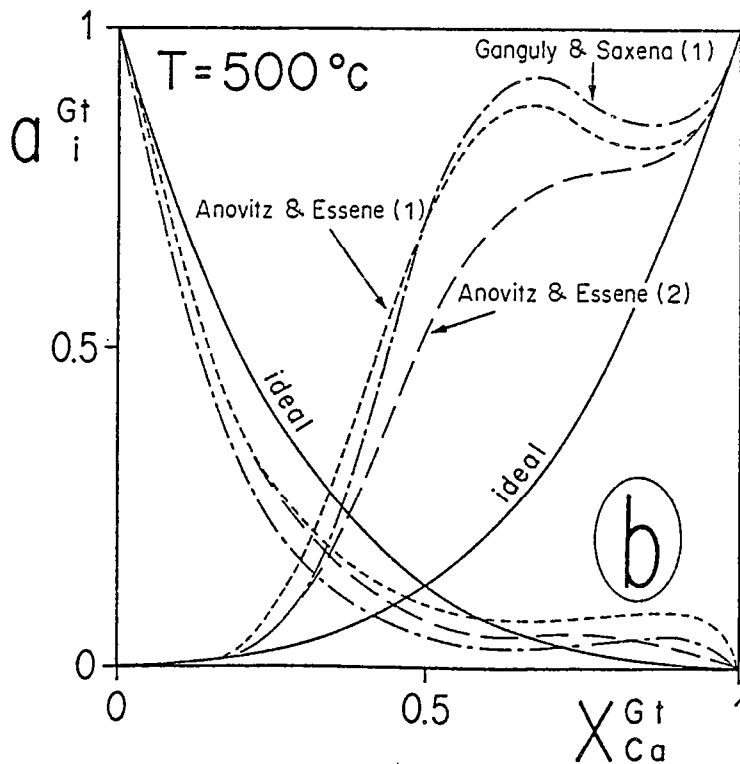
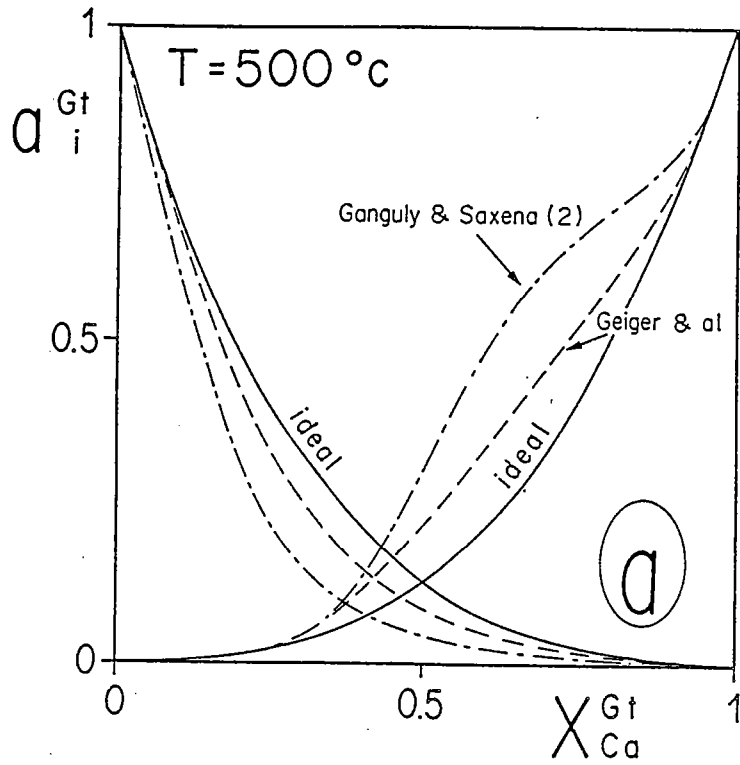


Fig. 7 : Diagramme a_i-X_i dans le grenat ($i = Ca-Fe$) calculé à $500^\circ C$ d'après les modèles pour lesquels $W_s = 0$ modèles de Geiger et al. (1987) et Ganguly et Saxena (1984, 2d modèle) (A) et d'après les modèles pour lesquels $W_s = 0$, modèles de Ganguly et Saxena (1984, 1er modèle) et Anovitz et Essene (1987, modèles 1 et 2) (B).

1972 ; chapitre III). Les grenats de composition semblable sont connus dans les orthogneiss de composition granitique (Ackermann et al., 1972 ; Frey et al., 1976 ; Aschwerk et Evirgen, 1984 ; Steck, 1966 ; Dal Piaz et Lombardo, 1986) ou tonalitique (Evans et Patrick, 1987). Dans tous les cas, ils sont essentiellement constitués des trois pôles Gro-Alm-Spess.

7.1 Modèle de solution-solide binaire Grossulaire-Almandin

De nombreux auteurs se sont intéressés à la solution solide grossulaire-almandin et ont montré que cette solution se comportait de manière non idéale (Ganguly et Kennedy, 1974 ; Cressey et al., 1988 ; Cressey, 1981 ; Ganguly et Saxena, 1984 ; Geiger et al., 1987 ; Anovitz et Essene (1987). Nous en ferons une brève revue.

Cressey et al. (1978) sont les premiers qui à partir de l'équilibre $3 \text{ An} = \text{Gro} + 2 \text{ Sil d'Al} + \text{Qtz}$ étudient expérimentalement les propriétés de mélange entre le grossulaire et l'almandin. Entre 850°C et 1000°C, ils observent une déviation modérée à l'idéalité, cette déviation diminuant à température croissante (Fig. 8). A partir de ces travaux expérimentaux et d'observations naturelles, Ganguly et Saxena (1984) proposent deux modèles de solution basée sur l'hypothèse que l'entropie en excès du mélange Gro-Alm est identique à celle du mélange grossulaire - pyrope ($W_{\text{Ca-Fe}} = W_{\text{Fe-Ca}}$) (Fig. 9 et Tab. 2).

De la même façon que Cressey et al. (1978), Geiger et al. (1987) étudient expérimentalement le joint Gro-Alm. Les résultats de leurs travaux montrent qu'à 500°C la solution est faiblement non-idéale et à 1000°C, elle tend vers l'idéalité. A partir d'un certain nombre de baromètres connus dans le système CFAST Anovitz et Essene (1987) évaluent les paramètres d'interaction de la solution Gro-Alm-Spess se basant sur les mêmes hypothèses que Ganguly et Saxena (1984). Deux modèles sont proposés (Tab. 2).

Actuellement, 5 modèles de solution solide grossulaire-Almandin sont disponibles. Les valeurs des paramètres d'interaction sont données dans le tableau 2. Ils sont tous exprimés sous la forme d'une solution solide subrégulière. Ces modèles peuvent être subdivisés en 2 classes:

1- les modèles de solution pour lesquels $W_s = 0$ (Ganguly et Saxena, second modèle, 1984 ; Geiger et al., 1987) et (2) ceux pour lesquels $W_s \neq 0$ (Ganguly et Saxena, 1er modèle, 1984 ; Anovitz et Essene, modèles 1 et 2, 1987). La différence entre ces modèles est illustrée sur un diagramme $a_i - X_i$ calculé à $T = 500^\circ\text{C}$ (Fig. 10). Plusieurs remarques s'imposent.

En ce qui concerne l'activité du grossulaire dans le grenat:

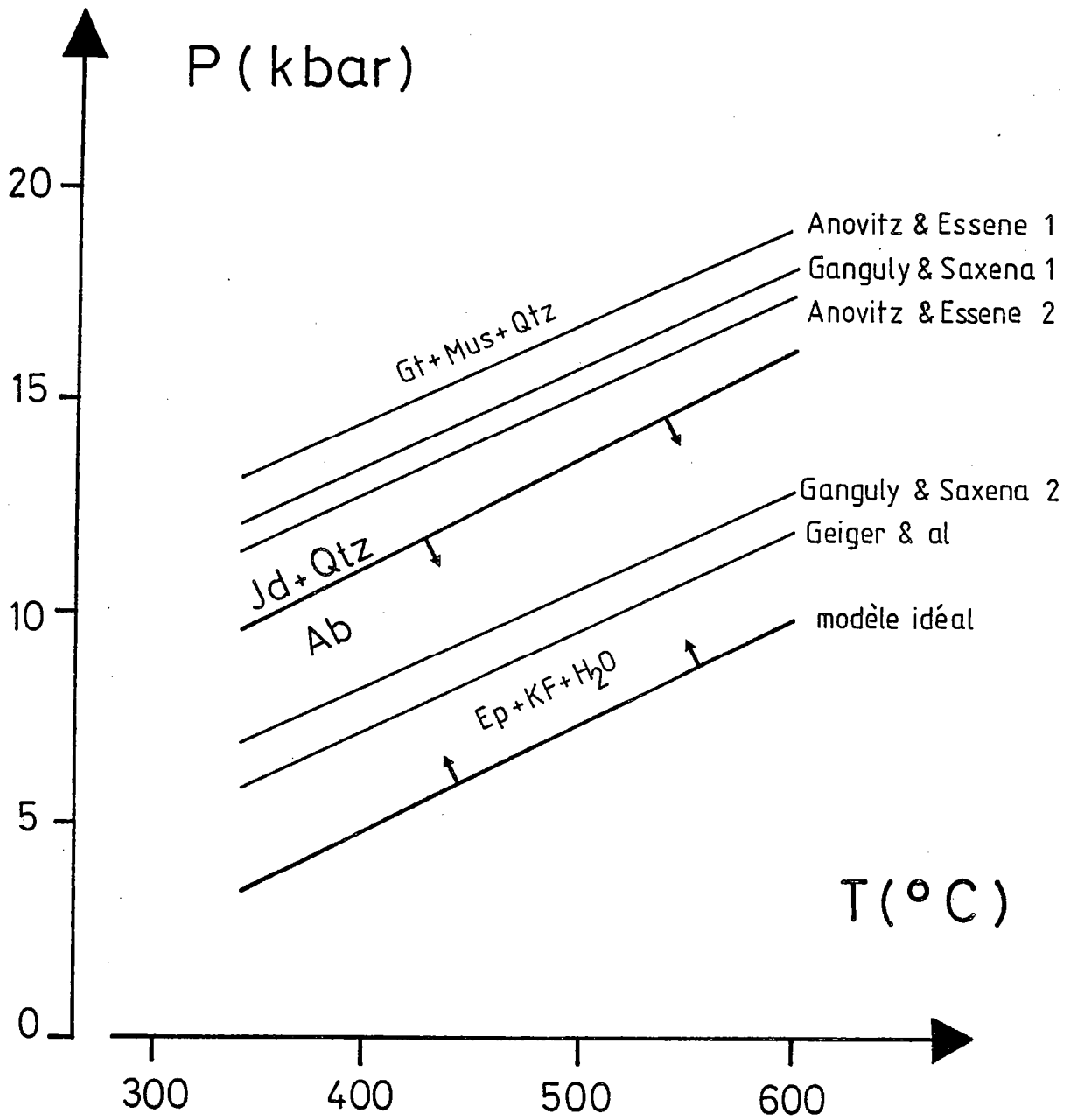


Fig. 8 : Courbe " $4 \text{ Gro} + 5 \text{ Mus} + 6 \text{ Qtz} = 6 \text{ Czo} + 5 \text{ Mi} + 2 \text{ H}_2\text{O}$ " calculée en utilisant un modèle de solution solide binaire Gro-Alm (courbe idéal) et les 5 modèles de solution solution non- idéale (Ganguly et Saxena, 1984, modèles 1 et 2 ; Geiger et al. , 1987 ; Anovitz et Essene, 1987, modèles 1 et 2). Exemple d'un orthogneiss du Grand Paradis (voir texte pour commentaire et cf. chapitre V). Les paramètres thermodynamiques des pôles purs sont de Powell et Holland (1985).

- Tous les modèles présentent une déviation positive à l'idéalité.
- Les modèles de solution solide pour lesquels $W_s = 0$ (Fig. 10) sont plus proches de l'idéalité que les modèles pour lesquels $W_s = 0$.
- L'activité du grossulaire dans le grenat dépend fortement du modèle de solution choisi. En effet, considérons un grenat de composition 50%Gro-50%Alm. L'activité du grossulaire varie dans le grenat de 0.2 à 0.8.

En ce qui concerne l'activité de l'almandin dans le grenat :

- Les modèles de solution-solide présentent tous une déviation négative à l'idéalité.
- L'activité de l'almandin dépend peu du modèle de solution. Pour une même composition de grenat ($X_{ca} = 0.5$) la variation maximale de l'activité de l'almandin dans le grenat entre les différents modèles ne dépasse pas 0.1.

La conséquence immédiate de ces observations est que (1) le choix du modèle de solution aura une très grande importance pour le calcul des courbes d'équilibre où le grossulaire est présent et (2) aura un rôle mineur sur les équilibres où l'almandin intervient. A priori, le choix du modèle de solution est plus ou moins arbitraire. D'autre part aucun test ne permet de juger la validité de ces différents modèles. Nous allons voir sur un exemple naturel que des données extérieures peuvent contraindre ce choix :

L'orthogneiss étudié provient de la nappe du Grand Paradis (cf. chapitre V). Les conditions P-T de la paragenèse observée (Qtz-KF-Ab-Bo-Ph-Ep-Gt) sont estimées par le calcul de deux courbes d'équilibre qui sont :

- (1) $4 \text{ Gro} + 5 \text{ Mus} + 6 \text{ Qtz} = 6 \text{ Czo} + 5 \text{ Mi} + 2 \text{ H}_2\text{O}$
- (2) $1 \text{ Ann} + 1 \text{ Mus} + 3 \text{ Qtz} = 1 \text{ Alm} + 2 \text{ Mi} + 2 \text{ H}_2\text{O}$.

Les courbes sont calculées en tenant compte de la composition réelle des phases en supposant (1) que le grenat se comporte de manière idéale (courbe "idéal") et (2) que la solution solide du grenat soit non idéale. La courbe (1) dépend fortement du modèle de solution choisi (Fig. 11). Pour des températures de l'ordre de 500-550°C, les pressions estimées sont de 10-12 kbar selon les modèles de Ganguly et Saxena (2d modèle) (1984) et Geiger et al. (1987) et 15-1 kbar selon les modèles de Ganguly et Saxena (1er modèle) (1984) et les deux modèles d'Anovitz et Essene (1987).

En l'absence de jadéite, la courbe "Ab = Jd + Qtz" constitue une limite supérieure en pression de l'ordre de 13-15 kbar pour les mêmes températures (500-550°C). En conséquence les modèles de Ganguly et Saxena (1er modèle) et d'Anovitz et Essene surestiment la valeur de l'activité du

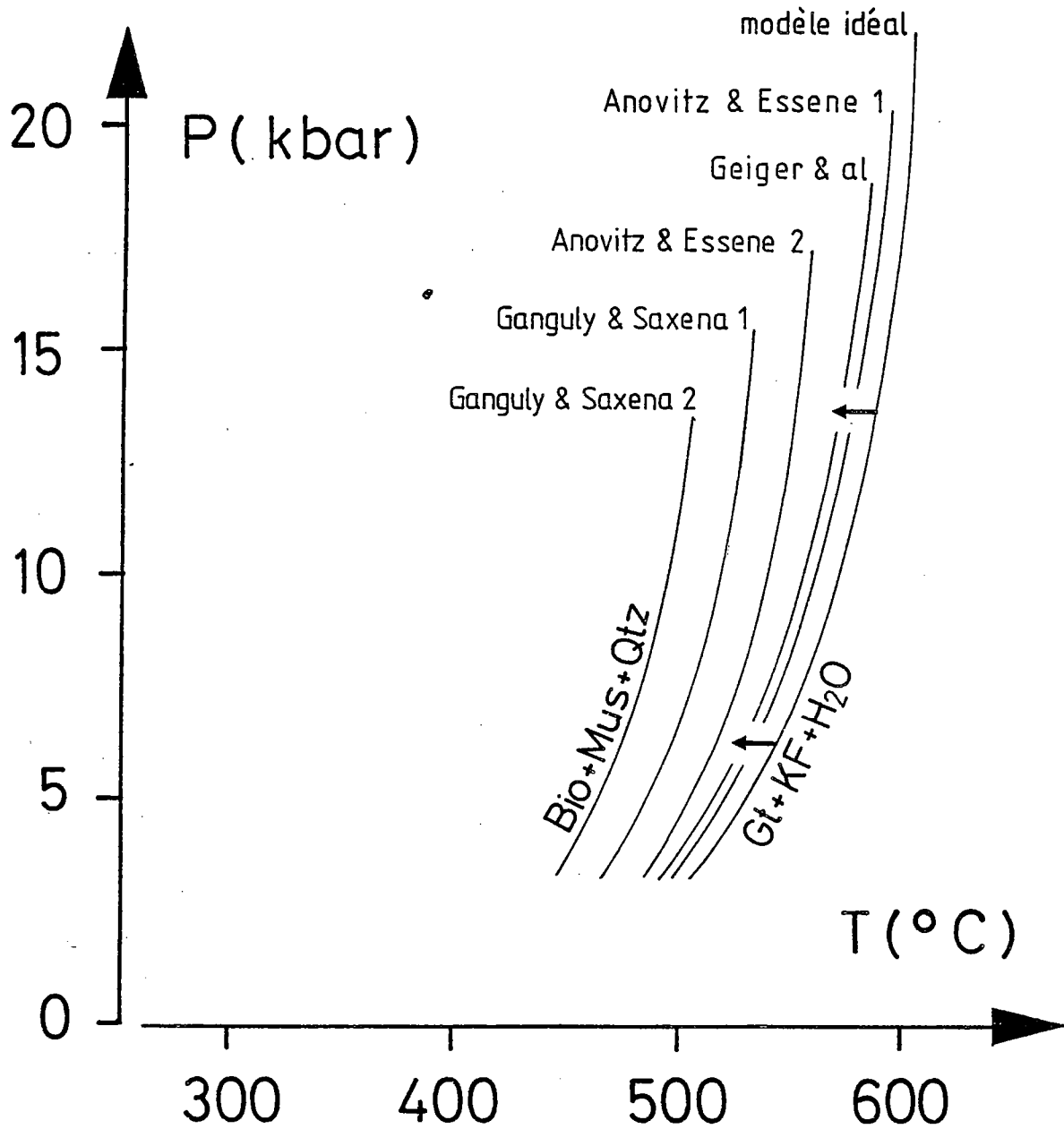


Fig. 9 : Courbe "Ann + Mus + 3 Qtz = Alm + 2 Mi + 2 H₂O" calculée en utilisant un modèle de solution solide binaire Grc-Alm idéal (courbe idéal) et les 5 modèles de solution solide non-idéaux (Ganguly et Saxena, 1984, modèles 1 et 2 ; Geiger et al., 1987 ; Anovitz et Essene, 1987, modèles 1 et 2). Les paramètres thermodynamiques sont d' Helgeson et al. (1978) sauf pour l'almandin (Droop et Bucher-Nurminen, 1984). Exemple d'un orthogneiss du Grand-Paradis (voir texte pour commentaires).

grossulaire dans le grenat.

Contrairement à l'équilibre précédent, la position dans l'espace P-T de la courbe "Ann + Mus + 3 Qtz = Alm + 2 Mi + 2 H₂O" varie peu en fonction des modèles de solution-solide du grenat choisi. Les températures estimées sont de l'ordre de 500-550°C.

Remarque : Il est toutefois possible de s'affranchir du modèle de solution-solide. En effet, par les compositions de grenat entre $X_{Ca} = 0.3$ et 0.7 , l'activité du grossulaire dans le grenat est minimale et l'activité de l'almandin dans le grenat est maximale en supposant que la solution solide gro-Alm se comporte de manière idéale (Fig. 10). En faisant cette hypothèse, les pressions obtenues avec l'équilibre (1) seront donc des pressions minimales (Fig. 11) et les températures obtenues avec l'équilibre (2) seront des températures maximales (Fig. 11).

7.2. Modèle de solution-solide Grossulaire-Almandin-Spessartine

Le pourcentage en spessartine atteint parfois des valeurs non négligeables. En particulier, Steck (1966) décrit des grenats dans des granites de l'Aar dont la composition avoisine 1/3Gro-1/3Alm-1/3Spess. De telles valeurs n'ont jamais été observées dans les exemples étudiés, les pourcentages maximum en spessartine obtenus étant de l'ordre 9% (métagranite du Gotthard).

Les données expérimentales concernant les solutions solides ternaires sont en général absentes. La prise en compte du troisième constituant nécessite un certain nombre d'approximations. Dans le cas de la solution solide Gro-Alm-Spess, les paramètres d'interaction entre les constituants Alm-Spess (W_{Fe-Mn}), Gro-Spess (W_{Ca-Mn}), Gro-Alm-Spess ($W_{Ca-Fe-Mn}$) ne sont pas connus. Les approximations faites sont les suivantes :

$$1) \quad W_{Ca-Fe} = W_{Fe-Mn} = W_{Ca-Mn} = 0 \quad (\text{Ganguly et Kennedy, 1974 ; Ganguly et Saxena (1984) et d'après Wohl (1946)})$$

$$2) \quad W_{1-2-3} = 1/2*(W_{2-1} - W_{1-2}) + (W_{1-3} - W_{3-1}) + (W_{3-2} - W_{2-3})$$

Selon cette formulation, les paramètres d'interaction $W_{Ca-Fe-Mn}$ des cinq modèles de solution précédemment décrits sont donnés dans le tableau. Le signe de W_{1-2-3} dépend du choix arbitraire des constituants 2 et 3.

Pour illustrer l'effet du constituant spessartine, les courbes (1) et (2) sont calculées en utilisant les modèles de solution-solide de Geiger et al. (1987) avec un modèle binaire Gro-Alm et un modèle ternaire Gro-Alm-Spess. Deux grenats sont employés un grenat de composition 48%Gro-43%Alm-

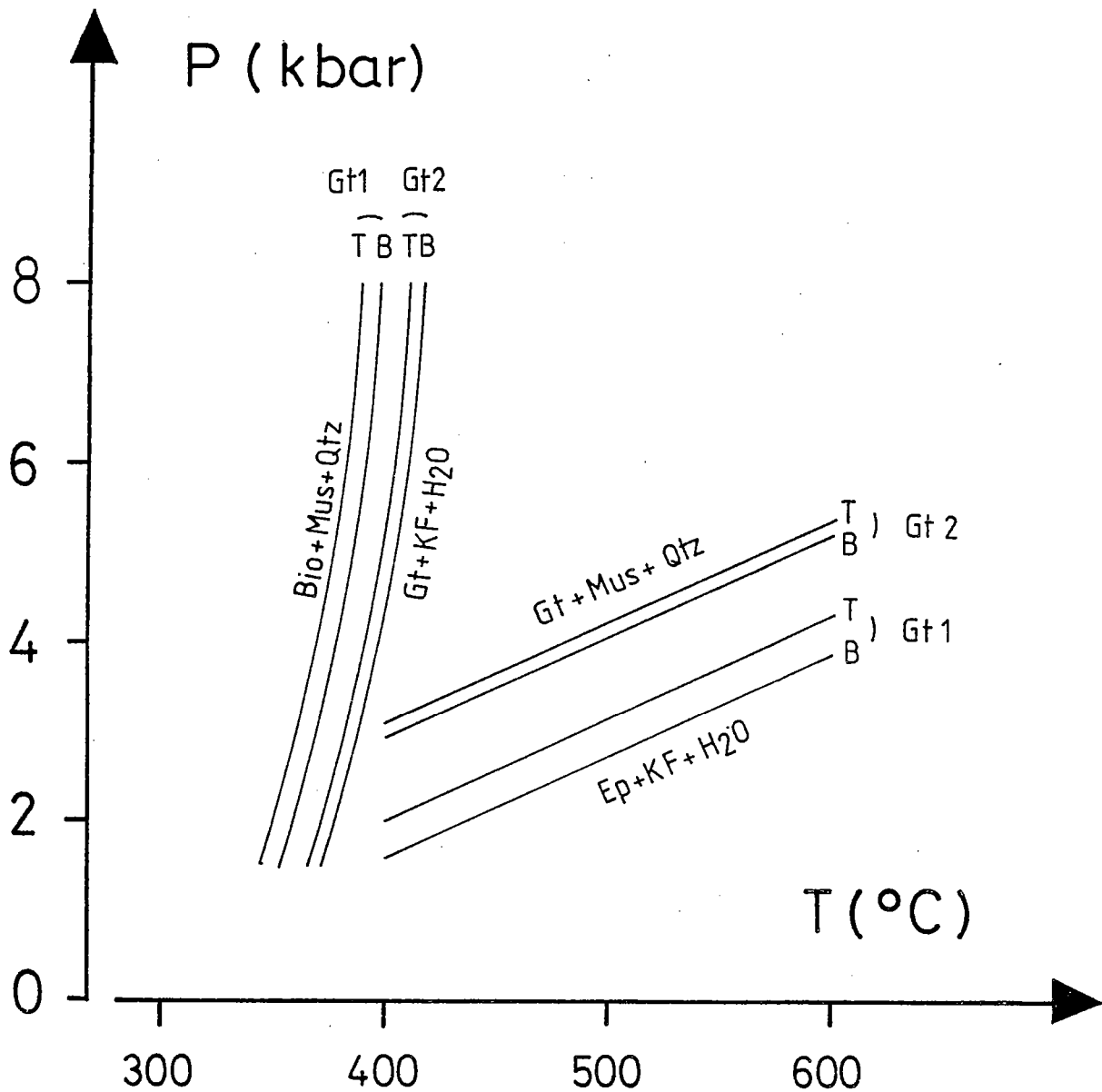


Fig. 10 : Courbes "Ann + Mus + 3 Qtz = Alm + 2 Mi + 2 H₂O" et "4 Gro + 5 Mus + 6 Qtz = 6 Czo + 5 Mi + 2 H₂O" calculées en utilisant le modèle de solution solide binaire (B) et ternaire (T) de Geiger et al. (1987). Les grenats ont une composition 33%Gro-33%Alm-33%Spess (Gt1) et 48%Gro-43%Alm-9%Spess (Gt 2). Toutes les autres phases sont supposées pures (voir texte pour commentaires).

9%Spess (exemple du Gotthard) et un grenat de composition 33%Gro-33%Alm-33%Spess (exemple d'un granite de l'Aar d'après Steck, 1966). Les modèles ternaires ont pour effet d'augmenter l'activité du grossulaire dans le grenat et donc de déplacer l'équilibre (1) vers les hautes pressions et de diminuer l'activité de l'almandin dans le grenat, la courbe (2) étant alors déplacée vers les basses températures. Toutefois, quelle que soit la composition de grenat considérée, ces déplacements sont négligeables, compte-tenu des hypothèses faites. En conséquence, dans les calculs ultérieurs, seuls les modèles de solution solide Gro-Alm seront utilisés.

8. Les feldspaths

8.1. Introduction

Les feldspaths sont les minéraux essentiels des roches constituant la croûte continentale. Bien qu'ayant une formule générale simple " MT_4O_8 ", les feldspaths constituent une des familles minérales les plus complexes. Les feldspaths les plus importants contiennent les cations K^+ , Na^+ , Ca^{2+} en site M, et Si et Al^{3+} en site T. A haute température, les trois pôles sont la sanidine ($KAlSi_3O_8$), l'albite ($NaAlSi_3O_8$) et l'anorthite ($CaAl_2O_8$). L'extension de cette solution est représentée sur la figure 12. A basse température, la solution est nettement moins étendue, les pôles devenant respectivement le microcline de basse température ou low microcline, l'albite de basse température ou low albite, et l'anorthite (Fig. 12). Par souci de simplicité, nous examinerons successivement les feldspaths alcalins, les plagioclases et enfin les feldspaths ternaires.

8.2. Les feldspaths alcalins

A haute température, les feldspaths alcalins de composition variable ($NaKAlSi_3O_8$) forment une solution solide continue entre les pôles monalbite et high sanidine (Fig. 13). Lorsque la température décroît la solution n'est plus continue. Plusieurs types de transformation ont lieu. Il s'opère instantanément une inversion de l'albite monoclinique à l'albite triclinique, une exsolution des cations K et Na (ce phénomène conduisant à la formation des perthites) et une mise en ordre très lente des atomes Al/Si dans la phase riche en potassium.

La solution solide $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ se comporte de manière non idéale. La déviation à l'idéalité est d'autant plus marquée que la température est faible comme en témoigne l'existence du solvus (Fig.) et le problème de la mise en ordre des atomes Si, Al.

De nombreux travaux expérimentaux ont été consacrés

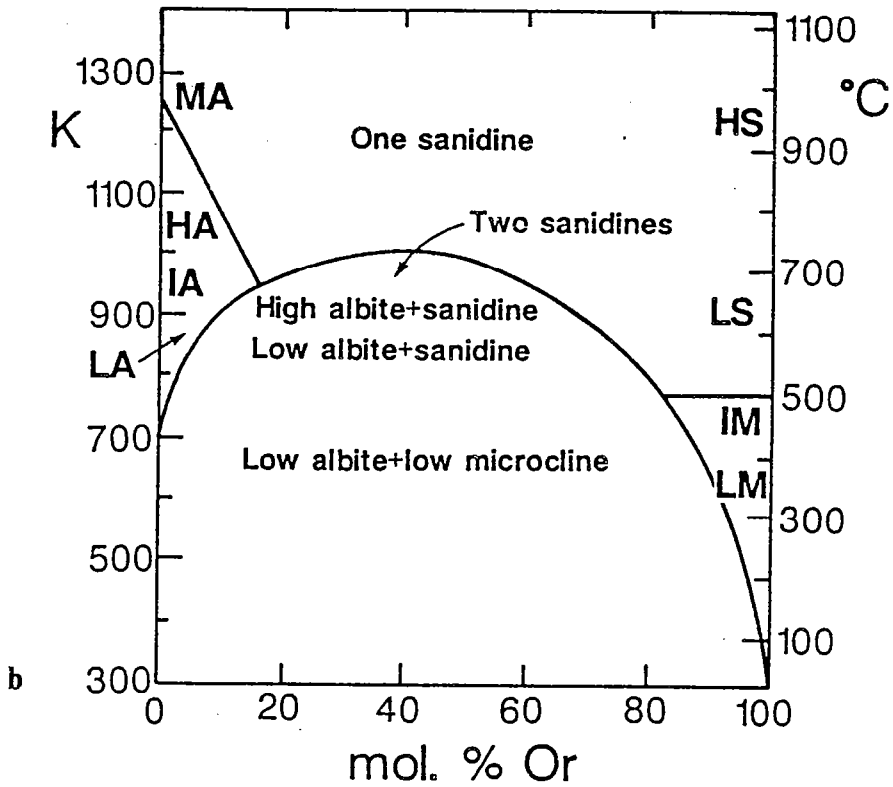
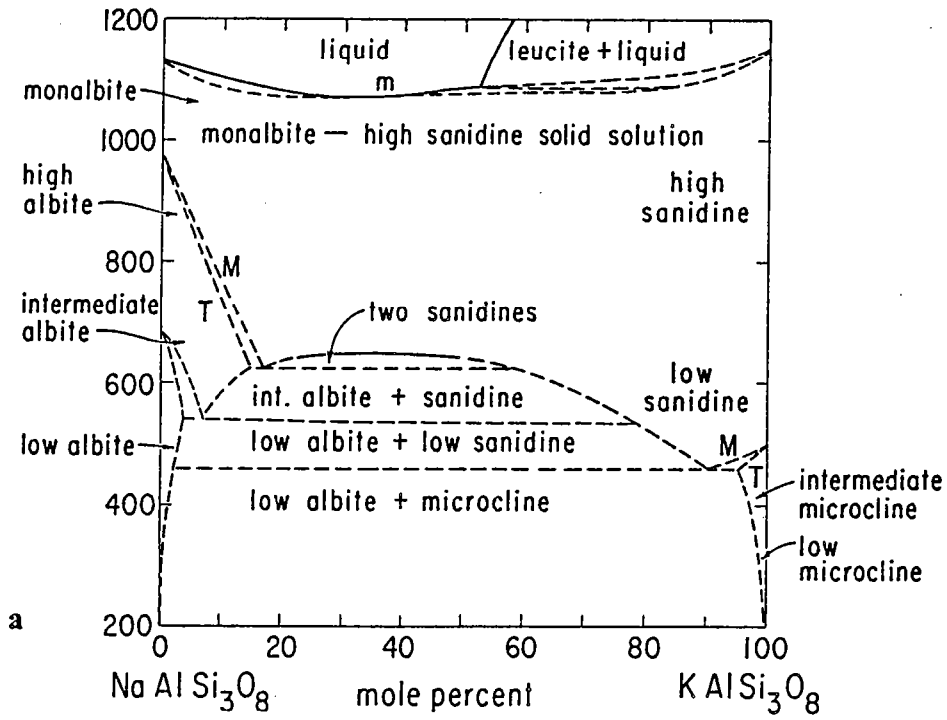


Fig. 11 : Diagramme Température-Composition dans le système Ab-Or à faible pression. D'après Parson et Brown (1964).

à l'étude des propriétés de mélange de la solution-solide de haute température (High Albite-High Sanidine) (Donnay and Donnay, 1952, Orville, 1967 ; Luth et Querol-Suiré, 1970, Thompson et Walbaum, 1968 ; Thompson et Walbaum, 1969 a,b ; Hovis, 1977 ; Hovis et Walbaum, 1977 ; Thompson et Hovis, 1979 ; Brew et Parsons, 1981 ; Haselton et al., 1983). Comparativement, les travaux concernant la détermination du solvus Low Albite - Low Microcline sont rares en raison de la complexité de cette solution (Bachinski et Müller, 1971 ; Delbove, 1975). Les paramètres d'interaction de la solution sont obtenus par Walbaum et Robie (1971) et Backinski et Müller (1971) par l'enthalpie de mélange, Bachinski et Müller (1971) par l'entropie de mélange, et Orville (1967), Walbaum et Robie (1971), Hovis et Peckins (1978) pour le volume de mélange. Cependant, le solvus LAb-LMi obtenu par Bachinski et Müller est métastable en regard du solvus des feldspaths alcalins désordonnés.

Dans les méta-granites étudiés, le feldspath potassique a toujours une composition supérieure à Or_{95} . Pour cette composition, la solution solide peut être considérée idéale. Dans le calcul des courbes d'équilibre, nous utiliserons donc un modèle idéal tel que

$$a_{Mi} = X_K = (K / (K + Na + Ca))$$

Cette hypothèse n'est plus toujours justifiée lors de l'utilisation des géothermomètres Plagioclase-Feldspath potassique (cf. chapitre IV).

8.3. Les plagioclases

8.3.1. Structure et composition

La solution solide des plagioclases ($NaAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8$) est encore plus complexe. Outre les processus de mise en ordre des atomes Al/Si, les domaines d'exsolution et d'intercroissance (Fig. 14), la solution-solide nécessite une substitution couplée des atomes (Na-Si) et (Ca-Al). Celle-ci doit répondre à deux lois qui sont le maintien de l'électroneutralité et le principe d'Al-avoidance selon lequel les liaisons Al-O-Al sont énergétiquement défavorables (Goldsmith et Laves, 1955, Saxena et Ribbe, 1972 ; Megaw, 1974).

La structure des plagioclases est complexe et varie en fonction de la composition de la phase, et de l'histoire thermique. Très schématiquement, disons qu'à haute température la solution-solide est continue et possède une structure C1 ($c = 7 \text{ \AA}$). A basse température des domaines d'immiscibilité se forment (lamelles de péristérite, de Boggild d'Hu Heulocher) (Fig. 14). L'albite de basse température garde une structure C1 tandis que la structure de l'anorthite devient I1 ($c = 14 \text{ \AA}$) puis P1 lorsque la température décroît. Les plagioclases de composition intermédiaire (e-plagioclases) présentent une

AUTEURS	$W_G \text{Ca-Fe-Mn}$
Ganguly et Saxena (1er modèle)	± 10.983
Ganguly et Saxena (2e modèle)	± 8.909
Geiger et al	± 11.380
Anovitz et Essène (1er modèle)	± 8.780
Anovitz et Essène (2e modèle)	± 8.226

Tab. 3 : Paramètres de Margule de la solution ternaire Gro-Alm-Spess calculés d'après les modèles de Ganguly et Saxena (1984), Geiger et al. (1987) et Anovitz et Essene (1987) en utilisant les approximations de Wohl (1946).

Source	Solution solide	Paramètres de Margule	
Thompson et Walbaum (1969 a,b)	High Albite High Sanidine	$W_{HK-Na} = 32.099$ $W_{SK-Na} = 0.01614$ $W_{VK-Na} = 0.4686$	$W_{HNa-K} = 26.472$ $W_{SNa-K} = 0.01938$ $W_{VNa-K} = 0.3891$
Hons et Walbaum (1977)	High Albite High Sanidine	$W_{HK-Na} = 17.062$ $W_{SK-Na} = W_{SNa-K} = -0.000335$ $W_{VK-Na} = W_{VNa-K} = 0.364$	$W_{HNa-K} = 30.978$ $W_{SNa-K} = 0.0214$
Thompson et Hovis		$W_{SK-Na} = 0.$	$W_{SNa-K} = 0.0217$
Brown et Parson (1981)	High Albite High Sanidine	$W_{HK-Na} = 25.5224$ $W_{SK-Na} = 0.00958$ $W_{VK-Na} = 0.7029$	$W_{HNa-K} = 12.0917$ $W_{SNa-K} = 0.00242$ $W_{VNa-K} = 0.3305$
Haselton et al. (1983)	High Albite Sanidine	$W_{HK-Na} = 27.32$ $W_{SK-Na} = W_{SNa-K} = 0.0103$ $W_{VK-Na} = W_{VNa-K} = 0.364$	$W_{HNa-K} = 18.81$
Bachinski et Müller (1971)	Low Albite Low microcline	$W_{HK-Na} = 31.342$ $W_{SK-Na} = 0.00907$	$W_{HNa-K} = 33.359$ $W_{SNa-K} = 0.02711$
Orville (1967) Walbaum et Robie (1971)		$W_{VK-Na} = W_{VNa-K} = 0.46024$	

Tab. 4 : Paramètres de Margule de la solution solide High Albite - High Sanidine et Low Albite - Low Microcline.

structure modulée composée de domaines de structures C1 et de domaines de structure II. Pour toutes ces raisons, la solution solide des plagioclases est une des plus difficiles à analyser.

8.3.2. Modèles de solution-solide dans le plagioclase

A partir des lois de la thermodynamique statistique, Kerrich et Darken (1975) développent une méthode de calcul du terme idéal de l'activité ou activité de configuration telle que:

$$a_i^a = a_i^a \text{ conf. } \Gamma_i^a$$

Dans le cas de la solution solide du plagioclase, cette méthodologie est nécessaire puisqu'elle permet de prendre en compte l'état d'ordre de la phase. Concernant la solution solide du plagioclase, Kerrich et Darken présentent ainsi 4 modèles d'activité de configuration qui respectent ou non les principes d'Al-avoidance et d'électro-neutralité (Tab. 3 et Fig. 15). Selon ces auteurs "il n'y a aucune raison par laquelle un modèle est applicable à l'ensemble de la solution. En supposant le principe d'Al-avoidance respecté nous pourrions considérer que les courbes d'activité pour les plagioclases riches en Albite et en Anorthite obéissent au modèle 3 tandis que pour les plagioclases de composition intermédiaire c'est le modèle 2 qui intervient". Cependant beaucoup d'auteurs s'accordent à penser que ce principe doit être respecté (Green et Udsansky, 1984, Price, 1985 ; Ghiorso, 1984).

Sur les mêmes bases, Ghiorso (1984) étend un modèle d'activité de configuration respectant le principe d'Al-avoidance à une solution ternaire (Tab.). Price (1985) définit à son tour les activités de configuration pour les feldspaths ternaires mais contrairement aux auteurs précédents, ces modèles font intervenir les remplissages site par site et peuvent par conséquent prendre en compte les substitutions telles que Ba, Rb....(Tab.) .

Jusqu'à ce jour, 4 types de méthode ont été développés pour déterminer les paramètres d'interaction de la solution-solide des plagioclases. Ce sont (1) les échanges entre plagioclase et solution aqueuse (Orville, 1972 ; Saxena et Ribbe, 1972 ; Kotelnikov et al., 1981 ; Cermignan et Anderson, 1983) (2) les méthodes basées sur les expérimentations d'équilibre de phase (Windom et Boëttcher, 1976 ; Goldsmith, 1982) (3) des méthodes basées sur les assemblages naturels (Hodges et Spear, 1982 ; Grove et al., 1983 ; Ashworth et Evirgen, 1984), (4) les méthodes basées sur les expériences calorimétriques (Newton et al., 1980). Elles sont analysées en revue par Carpenter et Ferry (1984) (Tab. 7).

Selon ces auteurs les résultats obtenus sont sujet à

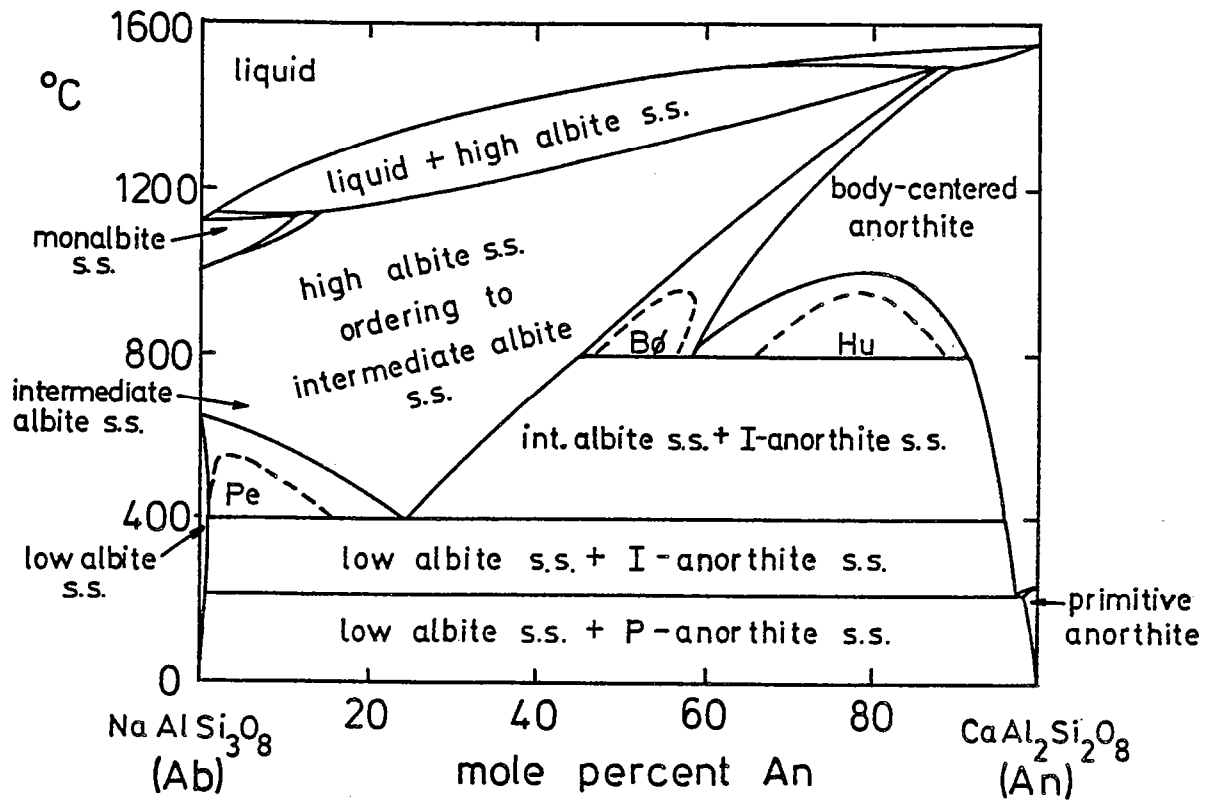


Fig. 12 : Diagramme Température-Composition dans le système Ab-An. D'après Smith et Parsons (1988).

des incertitudes. En effet, aucune de ces méthodes ne prend en compte le degré d'ordre Al/Si de la solution. D'autre part, pour des raisons d'ordre cinétique et compte-tenu des conditions expérimentales, les équilibres obtenus sont métastables. Carpenter et Ferry (1984) reprenant les données expérimentales de Goldsmith (1982) développe semi-quantitatif. Pour des températures de l'ordre 700°C, la solution solide de symétrie C1 peut être supposée idéale, la déviation à l'idéalité étant attribuée à la transformation C1/I1. Cette hypothèse n'est plus valable à basse température. Cependant, aucune valeur de paramètres de Margules n'est estimée. Leurs résultats ne sont donc pas directement applicables dans le calcul des courbes d'équilibre.

Seuls sont donc disponibles, les paramètres d'interaction obtenus par Newton et al. (1980). Ces auteurs déterminent expérimentalement l'enthalpie de mélange de la solution-solide des plagioclases désordonnés. A partir de ces données, sont dérivés les paramètres de Margules.

$$W_{An}^H = 8.4726 \quad \text{et} \quad W_{Ab}^H = 28.225 \quad (\text{kJ/mole})$$

En supposant l'entropie de mélange négligeable et en utilisant le modèle d'Al-avoidance de Kerrick et Darken (1975), leurs résultats sont en accord avec ceux d'Orville (1972) pour $X_{An} > 0.3$. Pour $X_{An} < 0.2$, l'état d'ordre est moins prononcé, le modèle n'obéissant plus en principe d'Al-avoidance. La figure A2.16 représente les relations a-X calculées à T = selon ce modèle. Bien que ce modèle de solution-solide ait servi de base à la calibration du géobaromètre Gt-Pla-Ky-Qtz (Newton et Haselton, 1981), plusieurs remarques sont à prendre en considération. Compte-tenu des conditions d'expérimentation, les plagioclases n'ont pas atteint leur état d'équilibre structural (Carpenter et Ferry, 1984). D'autre part, le modèle d'Al-avoidance utilisé par Newton et al. ne fait pas intervenir les transformations ordre/désordre (Mac Connel et Carpenter, 1984). Ashworth et Evirgen (1984) ont montré que le géobaromètre Gt-Plagioclase proposé par Haselton et Newton (1981) surestimait de façon systématique les pressions. Cette surestimation est attribuée à une forte valeur de $\Gamma_{An}^{Pl^a}$ dans la structure de l'albite désordonnée. Ils mettent en garde l'utilisation du géobaromètre de Newton et Haselton (1981) pour $X_{An}^{Pl^a} < 0.2$ et particulièrement à basse température.

Compte-tenu de toutes ces remarques, il est clair que l'utilisation des modèles de solution-solide dans les plagioclases est délicate en particulier à basse température (T = 400-700°C). En effet, le seul modèle disponible (Newton et al., 1980) fait intervenir la solution solide de haute température dans laquelle les problèmes de transformation ordre/désordre ne sont pas pris en compte.

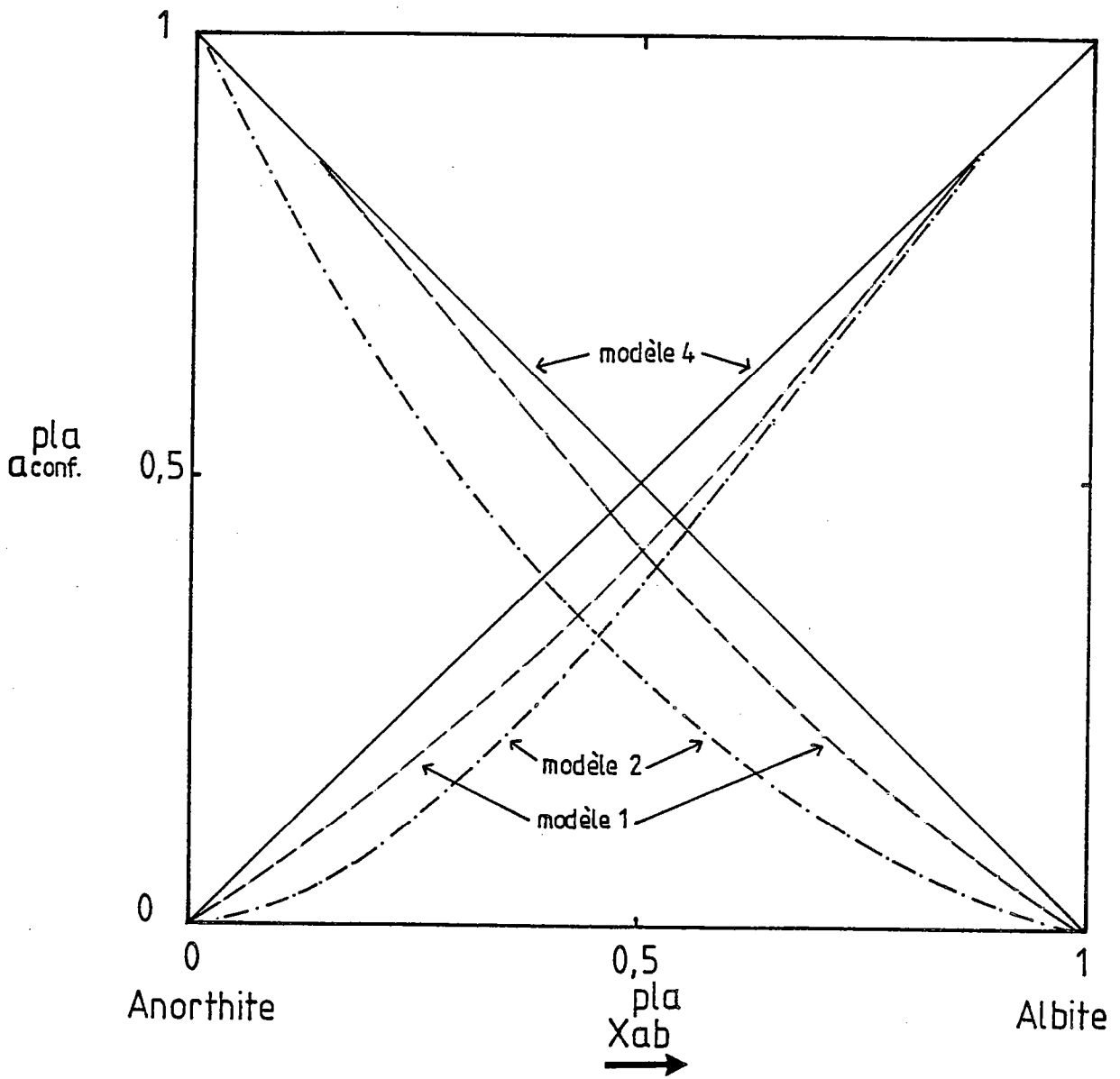


Fig. 13 : Diagramme a_i-X_i ($i = \text{Ab}, \text{An}$) présentant les 4 modèles d'activité de configuration de Kerrich et Darken (1975) dans le plagioclase.

ACTIVITE DE CONFIGURATION

$$a_{ab}^{\text{Feld}} = X_{ab} (1 - X_{an})$$

$$a_{or}^{\text{Feld}} = X_{or} (1 - X_{an})$$

$$a_{An}^{\text{Feld}} = \frac{1}{4} X_{an} (1 + X_{an})^2$$

Tab. 5 : Activité de configuration de l'anorthite, de l'albite et de l'orthose d'après Ghiorso (1984).

	a_{ab}^{conf}	a_{An}^{conf}	Commentaires
1	$256/27 X_A X_{Al} (X_{Si})^3$	$16 X_{Ca} (X_{Al})^2 (X_{Si})^2$	Mélange au hasard de Na.Ca.K.Ba.Sr dans le site M et de Al Si Fe ³⁺ dans les 4 sites T
2	$4 X_{Ma} X_{Al} X_{Si} (X_{Si})^2$	$X_{Ca} (X_{Al})^2 (X_{Si})^2$	Mélange au hasard de Na.Ca.Ba.K.Sr dans le site M. Le principe d'Al-Avéidance restreint les substitutions Al Si Fe ³⁺ dans les 2 sites T ₁ . Pas de substitution pour Si dans les sites T ₂ . Si le principe est respecté, X _{Si} = 1.
3	X _{ab}	X _{an}	Mélange au hasard des unités liaAlSi ₃ O ₈ , KAlSi ₃ O ₈ , CaAl ₂ S ₂ O ₈

Tab. 6 : Activité de configuration de l'anorthite et de l'albite dans le plagioclase d'après Price (1985).

	Ghiorso			Green et Udsansky			Furhman et Lindsley		
	WH	WS	WV	WH	WS	WV	WH	WS	WV*
WAb Or*	30 978	21,4	0,361	18 810	10,3	0,364	18 810	10,3	0,394 (0,017)
WOr Ab	17 062		0,361	27 320	10,3	0,364	27 320	10,3	0,394 (0,017)
WAb An ⁺	28 226			28 230			28 226		
WAn Ab	8 471			8 473			8 471		
WAn Or	27 983	-20,21		-65 407	-114,104	2,1121	52 468(497)		-0,120 (0,04)
WOr An	67 469	11,06		65 305	12,537		47 396(235)		
WOr Ab An	-13 869	-14,63					8 700(897)		-1,094 (0,125)

Tab. 5 : Paramètres de Margules de la solution solide ternaire des feldspaths d'après Furhman et Lindsley (1988) ; * le volume en excès est extrait des données de Newton et al. (1980) et Krohl (1986). Les termes W(Ab-Or) sont de Thompson et Hovis (1979).

Source	T° C	An ^{Cl}
Orville (1972)	700	1.28
Blencoe et al. (1982) (données d'Orville)	700	1.38
Windom et Boettcher (1976)	1100	1.20
Windom et Boettcher* (1976)	700	1.7-2.0
Newton et al. (1980) (+Al-avoidance)	1300	0.8 (Xan=0.2) 0.95 (Xan=0.4)
	1100	0.90 (Xan=0.2) 1.05 (Xan=0.4)
	900	1.05 (Xan=0.2) 1.20 (Xan=0.4)
	700	1.31 (Xan=0.2) 1.44 (Xan=0.4)
	500	1.80 (Xan=0.2) 1.90 (Xan=0.4)
	Kotel'nikov et al. (1981)	700
Hodges et Spear (1982)	500	2.0
Hodges et Spear (1982)*	700	1.4-1.5
Grove et al. (1983)	530	1.9-2.77
Carpenter et Ferry (1984) (données de Goldsmisth (1982))	400	1.39-1.45 (Xan=0.10-0.15)
	450	1.62-2.16 (Xan=0.15-0.20)
	500	1.91-2.32 (Xan=0.15-0.25)
	550	1.72-2.50 (Xan=0.20)
	600	1.79-2.40 (0.29-0.39)
	650	2.35-2.39 (0.30-0.39)

* Résultats extrapolés à 700°C par Carpenter et Ferry (1984) en utilisant un modèle ordre-désordre.

Tab. 7 : Coefficients d'activité de l'anorthite dans le plagioclase (modifié d'après Carpenter et Ferry, 1984).

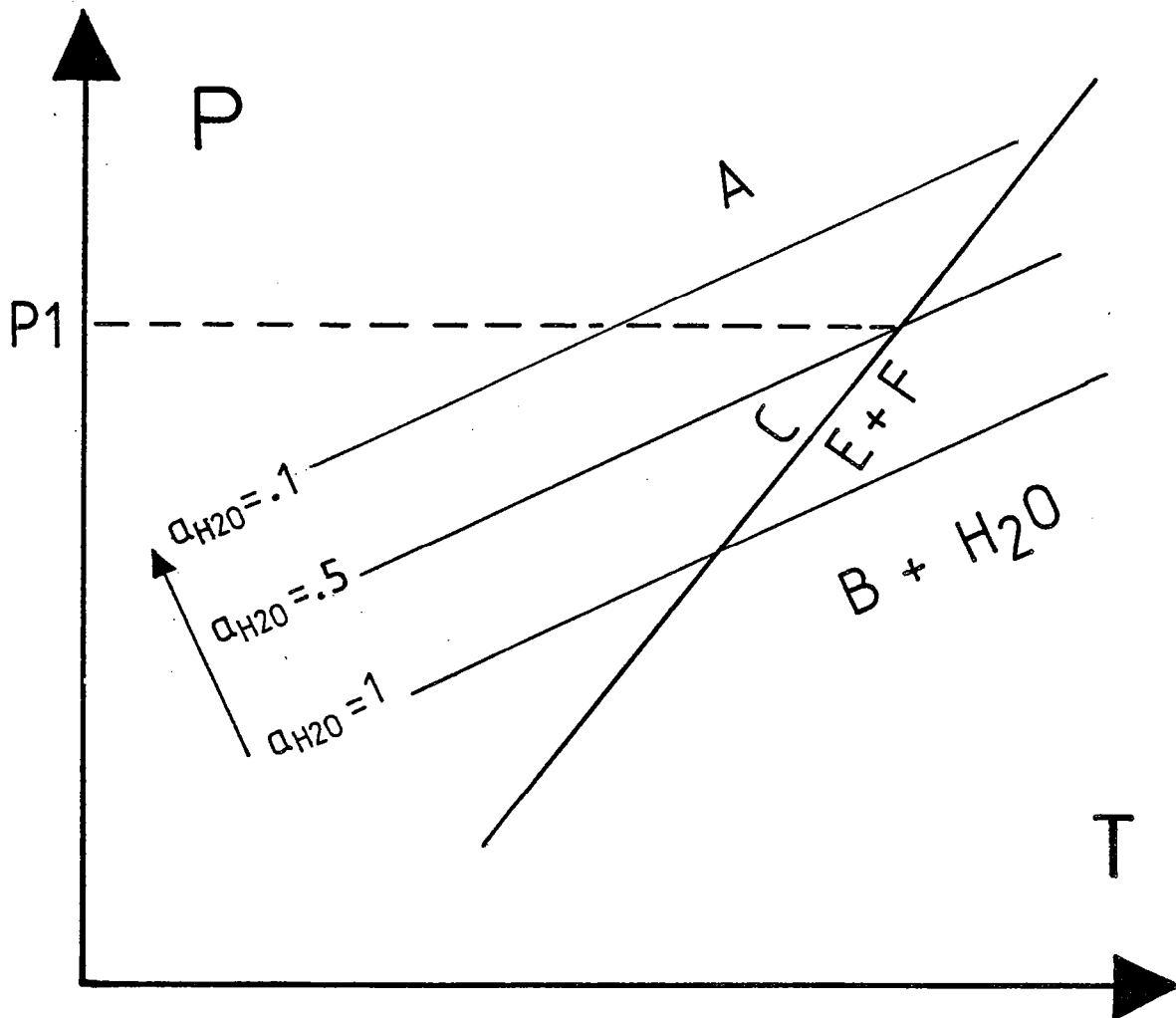


Fig. 14 : Représentation schématique d'une courbe solide-solide ($C + D = E + F$) et d'une courbe de déshydratation ($A = B + H_2O$) dont l'intersection permet une estimation de a_{H_2O} dans la phase fluide. Connaissant la position de la courbe solide-solide et la pression P_1 , il est possible de déterminer a_{H_2O} .

8.4.. Les feldspaths ternaires

A des fins de géothermométrie, les modèles de solution ternaire dans les feldspaths se sont considérablement développés deus quelques années (Ghiorso, 1984 ; Green et Udsansky, 1986 ; Fuhrman et Lindsley, 1988) (Tab.). Les paramètres d'interaction de la solution orthose-anorthite sont obtenus à partir des données expérimentales de Seck (1971).

Les modèles obtenus permettent une reformulation du géothermomètre à deux feldspaths linaires (Ab-An et Ab-Gr) initialement proposés par Barth (1951), Stormer (1975), Powell et Powell (1977), Whitney et Störmer (1977), Brown et Parsons (1981), Haselton et al. (1983) et sont concue pour les assemblages de haute température. Nous en reparlerons au chapitre IV.

9. La phase fluide

9.1. Introduction

Nous entendons ici par phase fluide la phase fluide localisée dans les espaces intergranulaires. Dans les roches métamorphiques, trois cas peuvent être envisagés:

- (1) $P_{\text{fluide}} > P_{\text{totale}}$
- (2) $P_{\text{fluide}} = P_{\text{totale}}$
- (3) $P_{\text{fluide}} < P_{\text{totale}}$.

Le premier cas conduit aux phénomènes de fracturation hydraulique. Les deux autres cas nécessitent une brève discussion.

L'application de la règle des phases à un assemblage donné requiert que toutes les phases soient soumises aux mêmes conditions de pression et de température. Ainsi, la phase fluide est "présente" si $P_{\text{fluide}} = P_{\text{totale}}$ et est "absente" si $P_{\text{fluide}} < P_{\text{totale}}$. Par conséquent, le calcul d'une courbe d'équilibre solide-fluide n'est justifié que lorsque $P_{\text{fluide}} = P_{\text{totale}}$. Pour plus de détails sur cette notion de phase fluide, le lecteur pourra en outre se référer à Etheridge et al. (1983), Ballèvre (1988).

9.2. Méthodes d'étude de la phase fluide

Dans les roches métamorphiques, la connaissance de la composition de la phase fluide est nécessaire puisqu'elle permet d'estimer au même titre que les phases minérales la position des courbes d'équilibre dans l'espace P-T.

Malheureusement, cette estimation n'est pas immédiate contrairement aux phases minérales. Pour ce faire, le pétrologiste a à sa disposition 3 méthodes qui sont (i) le calcul de la composition de la phase fluide à partir des

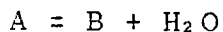
équilibres de phase, (ii) l'étude des inclusions fluides et (iii) l'analyse des échanges isotopiques entre phase fluide et phase minérale. Seules les deux premières nous intéressent ici.

1- Considérons un assemblage A, B, C, D, E, H₂O. L'intersection des courbes d'équilibre solide-solide $C = D + E$ et solide-fluide $A = B + H_2O$ localise dans l'espace P-T la condition P-T de l'assemblage considéré. La réaction ou le fluide est absent peut dans le meilleur des cas contraindre à la fois la position de la courbe de déshydratation et la composition de la phase fluide (c.a.d. a_{H_2O}). Bien souvent, cette méthode nécessite de connaître un autre paramètre (P ou T). Dans l'exemple théorique représenté sur la figure, connaissant la pression (P1), la composition de la phase fluide est déterminée soit $a_{H_2O} = 0.5$. De la même façon, en connaissant la pression ou la température (P1, Fig. 14) d'un assemblage donné (A + B + H₂O) les diagrammes P-Xi à T constante et/ou T-Xi à P constante permettent d'évaluer la composition de la phase fluide. Dans les roches métamorphiques, ces méthodes ne sont pas toujours applicables.

2- L'étude des inclusions fluides dans les roches métamorphiques apporte des informations sur la composition de la phase fluide pendant le métamorphisme, son évolution pendant la croissance des phases minérales. On sait en effet que la composition des inclusions fluides dépend des conditions métamorphiques, de la composition de la roche, et des équilibres de phase solide-fluide (e.g. Crawford 1981 a.b. ; Touret, 1981 ; Roedder, 1984 ; Crawford et Hollister, 1986). De cette façon si la roche ne subit pas d'altération postérieure, la composition de l'inclusion fluide reflète la composition du fluide métamorphique en équilibre avec ces phases minérales lors de leur croissance.

9.3. Composition de la phase fluide dans les orthogneiss

En pétrologie métamorphique, la plupart des équilibres sont des réactions de déshydratation ou de décarbonatation telles que



En général, le pétrologiste suppose que la phase fluide est constituée de deux espaces H₂O-CO₂ de sorte que $X_{CO_2} + X_{H_2O} = 1$. Cependant, d'autres éléments tels que K⁺, Na⁺ peuvent être dissous dans la phase fluide. De nombreuses études sur les inclusions fluides ont montré que la teneur de ces éléments dans la phase fluide est contrôlée par la composition de la roche et par l'assemblage minéral (e.g. Crawford, 1981 ; Poty et al., 1974 ; Roedder, 1984).

Malheureusement, dans les orthogneiss peu de données sur les inclusions fluides sont disponibles. Frey et al.

(1980) reportent des valeurs de 90 à 99% d'H₂O dans les orthogneiss de l'Aar et du Gotthard. Il semble raisonnable de penser que la phase fluide comprend essentiellement le constituant H₂O. En général, nous supposons donc $P_{\text{fluide}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{totale}}$, c'est-à-dire $x_{\text{H}_2\text{O}} = 1$.

9.4. Comportement de la solution H₂O-CO₂

Dans les environnements géologiques, à P et T élevées, le mélange fluide H₂O-CO₂ a bien évidemment, un comportement non-idéal. Le fluide n'obéit plus à la loi des gaz parfaits (PV = RT) de sorte que l'équation de Lewis-Randall

$$f_i = f_i^{\circ} X_i$$

où f_i est la fugacité du constituant i dans le fluide, f_i° cette même fugacité dans les conditions standards et X_i , la fraction molaire du constituant i dans la phase fluide, n'est plus respectée.

De nombreuses équations complexes ont été proposées pour décrire quantitativement les propriétés thermodynamiques des fluides, en particulier, les propriétés de mélange non-idéales à pression et température élevées. Ce sont les équations virielles, les équations de Kedlich-Kwong (cf. Kerrich et Jacobs, 1981 ; Ferry et Baumgartner, 1987). L'équation la plus appropriée aux conditions P-T du métamorphisme est celle de Redlich-Kwong modifiée par Kerrich et Jacobs (1981) (Jacobs et Kerrich, 1981 ; Powell et Holland, 1985) qui s'exprime par

$$P = [RT (1 + y + y^2 - y^3)]/[V(1-y)^3] - [a(P,T)/\sqrt{T} * V(V + b)]$$

$$= P \text{ répulsive} + P \text{ attractive}$$

avec $y = b/4V$

R = cte des gaz parfaits

T = température

P = pression

V = volume molaire

b = volume occupé par les molécules ou covolumes

a = force attractive entre les molécules

Très schématiquement, le premier terme de l'équation représente les "forces répulsives" et le second terme les "forces attractives". La figure 15. représente les relations $a_i - X_i$ at 500°C calculées selon le modèle de Kerrich et Jacobs (1981) (Fig. 15a) et modifié par Powell et Holland (1985) (Fig. 15b). Pour cette température, la solution H₂O-CO₂ se comporte de manière non idéale.

Dans le calcul des courbes d'équilibre, nous utiliserons le modèle de solution subrégulier proposé par Powell et Holland (1985) dans lequel la fugacité est exprimée sous la forme polynomiale

$$RT \ln \gamma_i = a + bT + cT^2 \quad (\text{Holland, 1981})$$

$T = 500^{\circ}\text{C}$

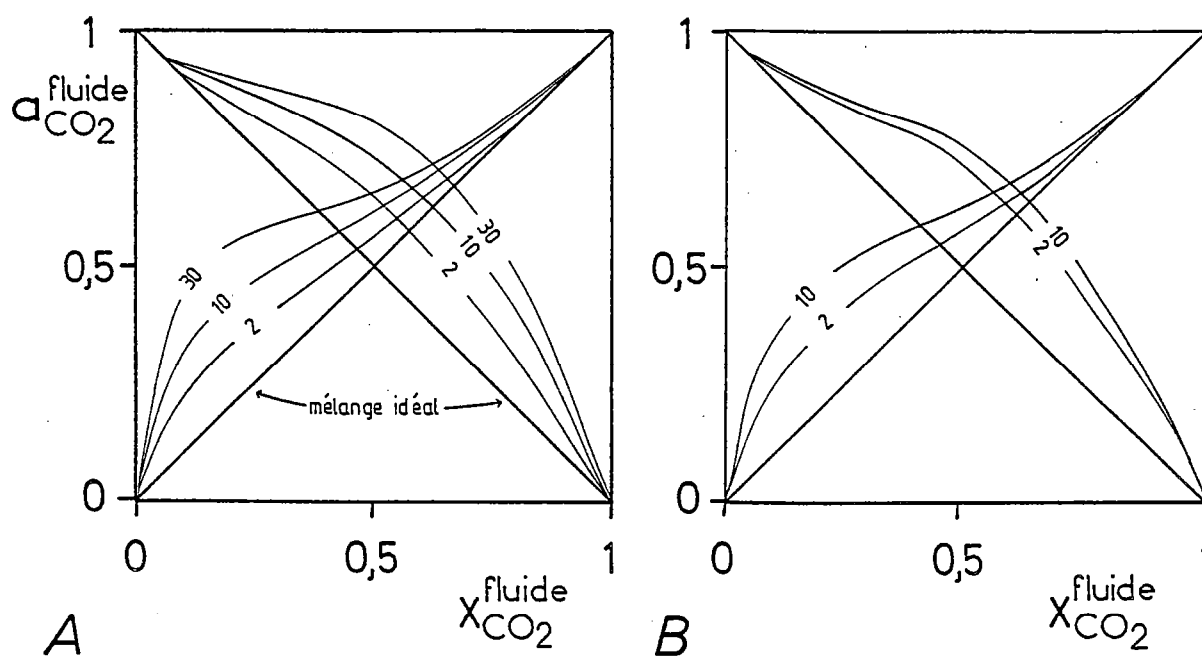


Fig. 15 : Diagramme $a_{\text{H}_2\text{O}}-X_{\text{H}_2\text{O}}$ calculé à 500°C et 2, 10, 30 kbar d'après Kerrich et Jacobs (1981) (A) et Powell et Holland (1985) (B) montrant la non-idéalité de la solution $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$.

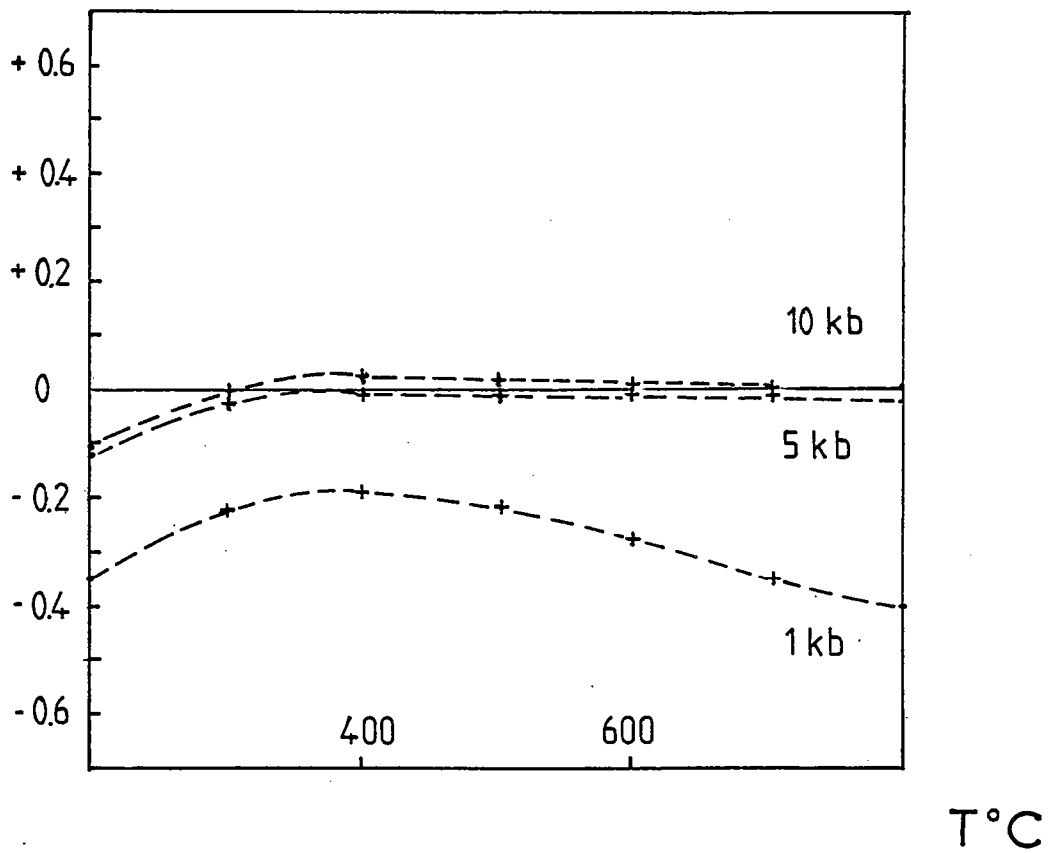
$\Delta \text{Ln}f$ 

Fig. 16 : Diagramme $\text{Ln}f_{\text{H}_2\text{O}}-T$ calculé à différentes pressions avec $f_{\text{H}_2\text{O}} = \text{Ln}f_{\text{H}_2\text{O}}$ (Delaney et Helgeson) - $\text{Ln} f_{\text{H}_2\text{O}}$ (Powell et Holland) montrant que les valeurs de la fugacité d' H_2O de Delaney et Helgeson (1978) et Powell et Holland (1985) sont semblables pour $P > 5 \text{ kbar}$ et $T = 400-600^\circ \text{C}$.

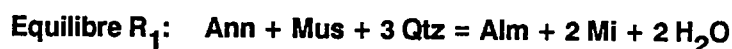
Toutefois, les valeurs de la fugacité de Powell et Holland (1985) et Delaney et Helgeson (1978) sont similaires par les pressions et températures qui nous intéressent (5.10 kbar -420-600°C) (Fig. 16).. Par conséquent, lorsque les courbes seront calculées avec les paramètres thermodynamiques des pôles purs d'Helgeson et al. (1978), le modèle de Powell et Holland (1985) sera utilisé.

Annexe 3



Annexe 3 (chapitre IV)

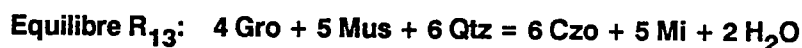
Expressions du LnK des réactions dans le système

 $K_2O-CaO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ 

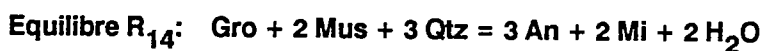
$$\text{LnK} = 2\text{Ln}a_{\text{Mi}}^{\text{KF}} + 3\text{Ln}X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} + 2\text{Ln}a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{f}} - \text{Ln}a_{\text{Ann}}^{\text{Bio}} - \text{Ln}a_{\text{Mus}}^{\text{Mb}} + 3/RT * [(1-X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}})^2 * (W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} + (W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} - W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}}) * 2X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}})]$$



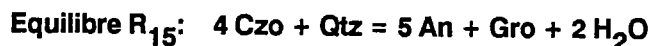
$$\text{LnK} = 4\text{Ln}(X_{\text{An}}^{\text{Pla}}/4 * (1 + X_{\text{An}}^{\text{Pla}2}) + \text{Ln}a_{\text{Mi}}^{\text{KF}} + 2\text{Ln}a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{f}} - \text{Ln}a_{\text{Czo}}^{\text{Ep}} - \text{Ln}a_{\text{Mus}}^{\text{Mb}} + 4/RT * [(1 - X_{\text{An}}^{\text{Pla}2} * (W_{\text{An}}^{\text{Pla}} + (W_{\text{Ab}}^{\text{Pla}} - W_{\text{An}}^{\text{Pla}}) * 2X_{\text{An}}^{\text{Pla}})]$$



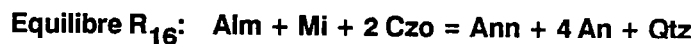
$$\text{LnK} = 6\text{Ln}a_{\text{Czo}}^{\text{Ep}} + 5\text{Ln}a_{\text{Mi}}^{\text{FK}} + 2\text{Ln}a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{f}} - 12\text{Ln}X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} - 5\text{Ln}a_{\text{Mus}}^{\text{Mb}} - 12/RT * [(1 - X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}})^2 * (W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} + (W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} - W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}}) * 2X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}})]$$



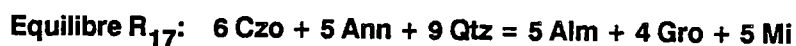
$$\text{LnK} = 3\text{Ln}(X_{\text{An}}^{\text{Pla}}/4 * (1 + X_{\text{An}}^{\text{Pla}2}) + 2\text{Ln}a_{\text{Mi}}^{\text{FK}} + 2\text{Ln}a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{f}} - 3\text{Ln}X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} - 2\text{Ln}a_{\text{Mus}}^{\text{Mb}} - 3/RT * [(1 - X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}})^2 * (W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} + (W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} - W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}}) * 2X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}})] + 3/RT * [(1 - X_{\text{An}}^{\text{Pla}2} * (W_{\text{An}}^{\text{Pla}} + 2X_{\text{An}}^{\text{Pla}} * (W_{\text{Ab}}^{\text{Pla}} - W_{\text{An}}^{\text{Pla}})))]$$



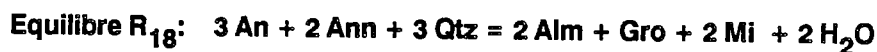
$$\text{LnK} = 5\text{Ln}(X_{\text{An}}^{\text{Pla}}/4 * (1 + X_{\text{An}}^{\text{Pla}2}) + 3\text{Ln}X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} + 2\text{Ln}a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{f}} + 5/RT * [(1 - X_{\text{An}}^{\text{Pla}2} * (W_{\text{An}}^{\text{Pla}} + (W_{\text{Ab}}^{\text{Pla}} - W_{\text{An}}^{\text{Pla}}) * 2X_{\text{An}}^{\text{Pla}})] + 3/RT * [(1 - X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}})^2 * (W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} + (W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} - W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}}) * 2X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}})] - 4\text{Ln}a_{\text{Czo}}^{\text{Ep}}$$



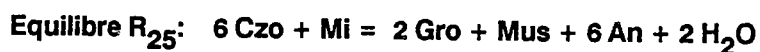
$$\text{LnK} = \text{Ln}a_{\text{Ann}}^{\text{Bio}} + 4\text{Ln}(X_{\text{An}}^{\text{Pla}}/4 * (1 + X_{\text{An}}^{\text{Pla}2}) - 3\text{Ln}X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} - \text{Ln}a_{\text{Mi}}^{\text{KF}} - 2\text{Ln}a_{\text{Czo}}^{\text{Ep}} + 4/RT * (1 - X_{\text{An}}^{\text{Pla}2} * (W_{\text{An}}^{\text{Pla}} + (W_{\text{Ab}}^{\text{Pla}} - W_{\text{An}}^{\text{Pla}}) * 2X_{\text{An}}^{\text{Pla}})) - 3/RT * [(1 - X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}})^2 * (W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} + (W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} - W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}}) * 2X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}})]$$



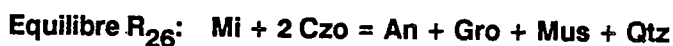
$$\text{LnK} = 15\text{Ln}X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} + 12\text{Ln}X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} + 5\text{Ln}X_{\text{Mi}}^{\text{FK}} - 6\text{Ln}X_{\text{Czo}}^{\text{Ep}} - 5\text{Ln}X_{\text{Ann}}^{\text{Bio}} + 15/\text{RT} * [(1-X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}})^2 * (W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} + (W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} - W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}}) * 2X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}}))] + 12/\text{RT} * [(1-X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}})^2 * (W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} + 2X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} * (W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} - W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}}))]$$



$$\text{LnK} = 6\text{Ln}X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} + 3\text{Ln}X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} + 2\text{Ln}X_{\text{Mi}}^{\text{FK}} - 3\text{Ln}(X_{\text{An}}^{\text{Pla}}/4 * (1 + X_{\text{An}}^{\text{Pla}2}) - 2\text{Ln}X_{\text{Ann}}^{\text{Bio}} + 6/\text{RT} * [(1-X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}})^2 * (W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} + 2X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} * (W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} - W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}}))] + 3/\text{RT} * [(1-X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}})^2 * (W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} + 2X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} * (W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} - W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}}))] - 3/\text{RT} * [(1-X_{\text{An}}^{\text{Pla}2}) * (W_{\text{An}}^{\text{Pla}} + 2X_{\text{An}}^{\text{Pla}} * (W_{\text{Ab}}^{\text{Pla}} - W_{\text{An}}^{\text{Pla}}))]$$



$$\text{LnK} = 6\text{Ln}X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} + \text{Ln}a_{\text{Mus}}^{\text{Mb}} + 6\text{Ln}(X_{\text{An}}^{\text{Pla}}/4 * (1 - X_{\text{An}}^{\text{Pla}2})) + 2\text{Ln}a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{f}} - 6\text{Ln}a_{\text{Czo}}^{\text{Ep}} - \text{Ln}a_{\text{Mi}}^{\text{KF}} + 6/\text{RT} * [(1-X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}})^2 * (W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} + (W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} - W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}}) * 2X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}}))] + 6/\text{RT} * [(1-X_{\text{An}}^{\text{Pla}2}) * (W_{\text{An}}^{\text{Pla}} + (W_{\text{Ab}}^{\text{Pla}} - W_{\text{An}}^{\text{Pla}}) * 2X_{\text{An}}^{\text{Pla}})]$$



$$\text{LnK} = \text{Ln}(X_{\text{An}}^{\text{Pla}}/4 * (1 + X_{\text{An}}^{\text{Pla}2})) + 3\text{Ln}X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} + \text{Ln}a_{\text{Mus}}^{\text{Mb}} - \text{Ln}a_{\text{Mi}}^{\text{KF}} - 2\text{Ln}a_{\text{Czo}}^{\text{Ep}} + 1/\text{RT} * [(1 - X_{\text{An}}^{\text{Pla}2}) * (W_{\text{An}}^{\text{Pla}} + (W_{\text{Ab}}^{\text{Pla}} - W_{\text{An}}^{\text{Pla}}) * 2X_{\text{An}}^{\text{Pla}})] + 3/\text{RT} * [(1-X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}})^2 * (W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} + (W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} - W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}}) * 2X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}})]$$



$$\text{LnK} = 8\text{Ln}(X_{\text{An}}^{\text{Pla}}/4 * (1 + X_{\text{An}}^{\text{Pla}2})) + \text{Ln}a_{\text{Ann}}^{\text{Bio}} + 2\text{Ln}a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{f}} - 4\text{Ln}a_{\text{Czo}}^{\text{Ep}} - \text{Ln}a_{\text{Mus}}^{\text{Mb}} - 3\text{Ln}X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} + 8/\text{RT} * [(1-X_{\text{An}}^{\text{Pla}2}) * (W_{\text{An}}^{\text{Pla}} + (W_{\text{Ab}}^{\text{Pla}} - W_{\text{An}}^{\text{Pla}}) * 2X_{\text{An}}^{\text{Pla}})] - 3/\text{RT} * [(1-X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}})^2 * (W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} + (W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} - W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}}) * 2X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}})]$$



$$\text{LnK} = 2\text{Ln}a_{\text{Ann}}^{\text{Bio}} + 12\text{Ln}(X_{\text{An}}^{\text{Pla}}/4 * (1 + X_{\text{An}}^{\text{Pla}2})) + 2\text{Ln}a_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{f}} - 6\text{Ln}a_{\text{Czo}}^{\text{Ep}} - \text{Ln}a_{\text{Mi}}^{\text{KF}} - \text{Ln}a_{\text{Mus}}^{\text{Mb}} - 6\text{Ln}X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} + 12/\text{RT} * [(1-X_{\text{An}}^{\text{Pla}2}) * (W_{\text{An}}^{\text{Pla}} + (W_{\text{Ab}}^{\text{Pla}} - W_{\text{An}}^{\text{Pla}}) * 2X_{\text{An}}^{\text{Pla}})] - 6/\text{RT} * [(1-X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}})^2 * (W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} + (W_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} - W_{\text{Fe}}^{\text{Gt}}) * 2X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}})]$$

	Ganguly et Saxena		Geiger et al	Anovitz et Essene	
	Modèle 1	Modèle 2		Modèle 1	Modèle 2
W_H^{Ca-Fe}	-2.636	-10.623	-9.080	6.240	0.628
W_H^{Fe-Ca}	19.330	7.196	13.680	23.800	$6.276 \cdot 10^{-3}$
W_S^{Fe-Ca}	$6.276 \cdot 10^{-3}$	0	0	$1.4 \cdot 10^{-3}$	
W_V^{Ca-Fe}			0		
W_V^{Fe-Ca}			0.300		

Tab. 8 : Paramètres de Margule de la solution solide binaire Grossulaire-Almandin dans le grenat.

$W_{Ab}^{An^+}$	28 226
W_{An}^{Ab}	8 471

Tab. 9 : Paramètres de Margule de la solution solide HAb-An dans le plagioclase de Newton et al. (1980).



Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.
- N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISÉ
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Étude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). EPUISE
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).
EPUISE
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987).
EPUISE
- N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987).
90F.
- N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987).
75F.
- N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987).
95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987).
95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987).
265F.

- N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). 145F.
- N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tabl., 6 pl., (1988). 200F.
- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F.

- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :			Total	
1 volume : 20,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veillez établir votre chèque au nom de l' Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.



Imprimé au C.A.E.S.S.

Dépôt Légal

4ème trimestre 1989

Résumé

Les roches de composition granitique à granodioritique déformées constituent une part importante du matériel impliqué dans les zones de collision continentale. Cette thèse a pour objectif de développer des méthodes d'estimation des conditions P-T dans les orthogneiss.

L'analyse des paragenèses dans les métagranites montre qu'elles sont contrôlées par:

- la disparition de la biotite et du plagioclase (des basses pressions vers les hautes pressions);
- l'apparition de l'oligoclase et la disparition de l'épidote (des basses températures vers les hautes températures).

Les relations entre les phases sont discutées dans les systèmes $\text{SiO}_2\text{-NaAlSi}_2\text{O}_6$, KFMASH et KCFMASH. Dans ces systèmes d'étude, la modélisation thermodynamique des équilibres de phases permet de calculer les conditions Pression-Température de la déformation. Quelques exemples sont étudiés.

- 1- L'étude des orthogneiss de la nappe du Grand Paradis (Alpes occidentales) permet d'estimer les conditions P-T de la déformation majeure ($500\text{-}550^\circ\text{C}$, 12 ± 2 kbar).
- 2- L'analyse des paragenèses syncinématiques des leptynites de la nappe de Champtoceaux (Massif Armoricain) contraint l'histoire rétrograde des unités auxquelles elles appartiennent.
- 3- Dans les Alpes centrales, les orthogneiss du Massif du Gotthard sont déformés aux environs de $530\text{-}550^\circ\text{C}$, 5-7 kbar. Cette étude permet de corréliser les conditions P-T et les transitions microstructurales majeures (Transition Fragile/Ductile) connues dans les granites déformés.

Les résultats obtenus sont confrontés aux données préexistantes et montrent que les métagranites sont des objets appropriés pour estimer les conditions P-T de la déformation.

Mots-Clés : Métagranites - Orthogneiss - Relations de phases
Géothermobarométrie - Modélisation thermodynamique.