



HAL
open science

Cristallisation des roches plutoniques de la vallée du Portillon, Lys-Caillaouas, Pyrénées Centrales

Marc Chesney

► **To cite this version:**

Marc Chesney. Cristallisation des roches plutoniques de la vallée du Portillon, Lys-Caillaouas, Pyrénées Centrales. Géochimie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 1981. Français. NNT : . tel-01066688

HAL Id: tel-01066688

<https://theses.hal.science/tel-01066688v1>

Submitted on 22 Sep 2014

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.

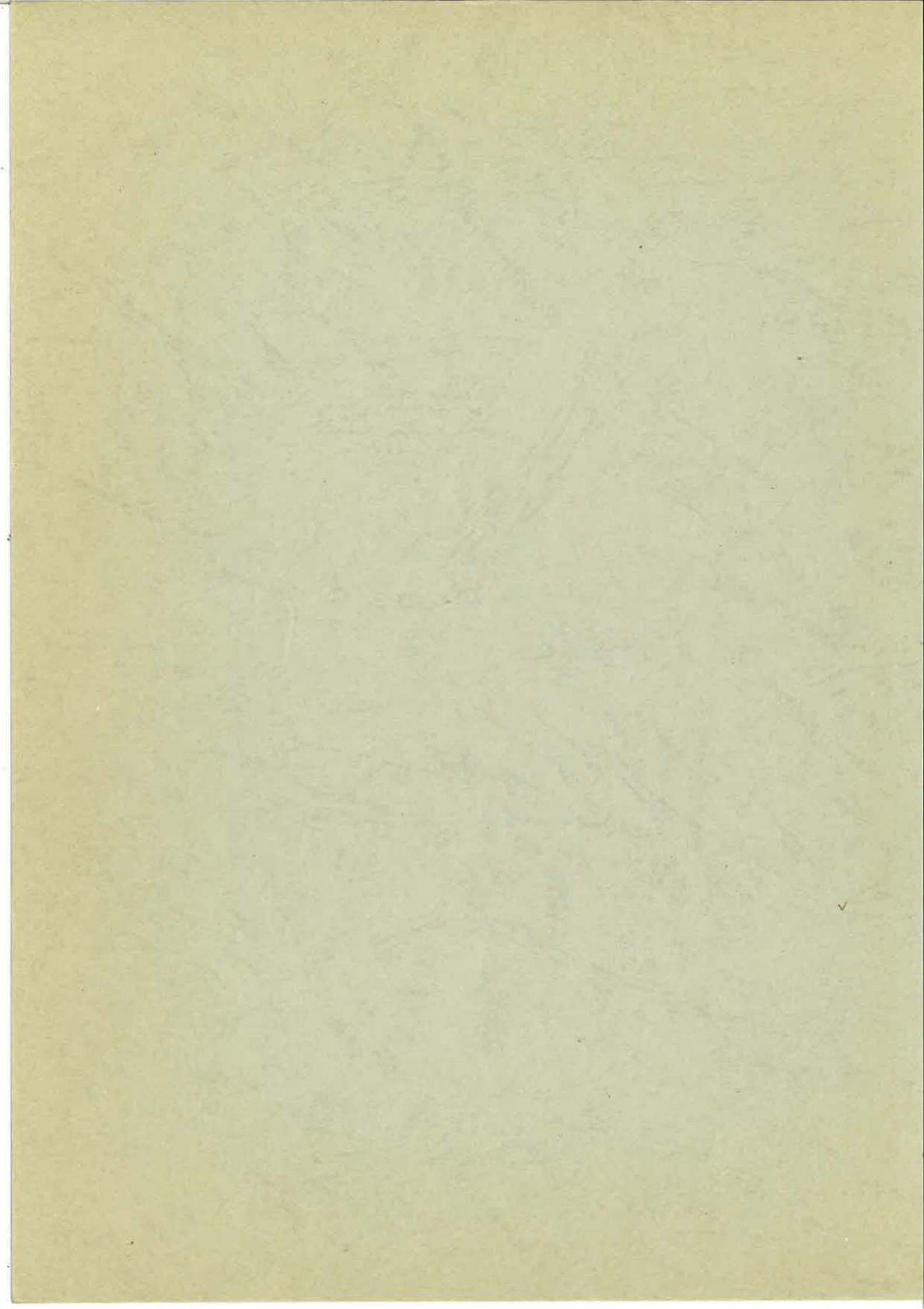
laboratoire de géologie - pétrologie de l' université Paul Sabatier, Toulouse
laboratoire de géologie de l' école des mines de Saint Etienne

**CRISTALLISATION DES ROCHES
PLUTONIQUES DE LA VALLEE DU
PORTILLON , LYS-CAILLAOUAS
PYRENEES CENTRALES**

par
Marc Chesney

on di
ville

thèse de docteur - ingénieur
géologie régionale, structurale et appliquée
janvier 1981



laboratoire de géologie - pétrologie de l' université Paul Sabatier, Toulouse
laboratoire de géologie de l' école des mines de Saint Etienne

Chère Christiane,

*Tu resteras pour moi l'exemple d'une
promotion réussie grâce à la volonté de
l'équipe à laquelle tu appartiens. Merci
pour les larmes polies et la propreté de
notre laboratoire.*

Joie et santé!

Marmotte

CRISTALLISATION DES ROCHES PLUTONIQUES DE LA VALLEE DU PORTILLON , LYS-CAILLAOUAS PYRENEES CENTRALES

par
Marc Chesney

thèse de docteur - ingénieur
géologie régionale, structurale et appliquée
janvier 1981

N° d'ordre:738

thèse présentée à
l'université Paul Sabatier de Toulouse (sciences)
pour obtenir

le grade de docteur - ingénieur
spécialité: géologie régionale, structurale et appliquée

par
Marc Chesney

CRISTALLISATION DES ROCHES PLUTONIQUES DE LA VALLEE DU PORTILLON
LYS - CAILLAOUAS, PYRENEES CENTRALES

soutenue le 10 janvier 1981 devant la commission d'examen:

MM. R. Mirouse professeur U.P.S. sciences - président
M. Lelubre professeur U.P.S. sciences
P. Lesbats professeur E.N.S.M.S.E., Saint Etienne
H. de la Roche directeur au B.R.G.M.,Orléans
C. Willaime professeur, université de Rennes

Je remercie l'ensemble des personnes qui ont contribué à l'élaboration de ce travail.

SOMMAIRE

<u>Introduction</u>	1
<u>Préambule</u>	5
A. <u>SITUATION DE LA VALLEE DU PORTILLON</u>	5
B. <u>DONNEES STRUCTURALES</u>	11
1. <u>Données structurales au Nord de l'accident de Caillaouas</u>	
2. <u>L'accident de Caillaouas</u>	
3. <u>Données structurales au Sud de l'accident de Caillaouas</u>	

PREMIERE PARTIE

ROCHES ET MINERAUX DE LA VALLEE DU PORTILLON

<u>CHAPITRE 1 : LES ROCHES ERUPTIVES</u>	25
A. <u>LE COMPLEXE DE ROCHES BASIQUES</u>	25
1. <u>La formation claire homogène</u>	27
a) Le faciès dominant quartzdioritique à tonalitique	
b) La toualite à grands cristaux de biotite	
c) Le cumulat dioritique	
2. <u>La formation litée</u>	31
a) La tonalite	
b) Le cumulat tonalitique	
c) Le gabbro à amphibole	
d) Le gabbro quartzique à biotite	
3. <u>La formation sombre homogène</u>	33
a) La diorite à amphibole	
b) Le type à longues aiguilles d'amphibole	
4. <u>La granodiorite à grands cristaux de feldspath</u>	35
5. <u>Résultats des analyses modales et des analyses chimiques</u>	37
B. <u>LE GRANITE A GRANDS CRISTAUX DE FELDSPATHS</u>	40
1. <u>Les faciès du granite à grands cristaux de feldspath proprement dit</u>	42
a) Le faciès à biotite	
b) Le faciès à chlorite	
2. <u>Le Faciès pauvre en grands cristaux de feldspath</u>	44
3. <u>L'aplite de contact avec les enclaves</u>	44
4. <u>Analyses chimiques du faciès pauvre en grands cristaux de feldspath et de l'aplite de contact</u>	45

c) <u>Le granite à grain fin et à muscovite</u>	45
<u>CHAPITRE 2 : ROCHES METAMORPHIQUES ET SKARNS</u>	47
A. <u>LES ROCHES METAMORPHIQUES</u>	47
1. <u>Tableau des associations minérales des échantillons étudiés</u>	47
2. <u>Quelques roches typiques</u>	47
a) Micaschiste à chlorite et muscovite (échantillon n° 8)	
b) Gneiss à biotite et sillimanite (échantillon n° 10)	
d) Cornéenne à amphibole (échantillon n° 59)	
e) Amphibole (échantillon n° 43)	
f) Cornéenne graphiteuse à biotite et sillimanite (échantillon n° 79)	
g) Micaschiste graphiteux à andalousite corindon et sillimanite (échantillon n° 75)	
h) Cornéenne à épidote.	
B. <u>LES SKARNS</u>	53
1. <u>Le Skarn du col du pluviomètre</u>	53
a) Skarn à wollostonite et idocrase	
b) Skarn microcristallin à grenat	
c) Cornéenne à diopside	
d) Calcaire à diopside et grenat	
e) Skarn à idocrase	
2. <u>Skarn du col supérieur de Litérole</u>	56
a) Epidotite à grenat et idocrase	
b) Epidotite à actinote.	

CHAPITRE 3 : LES ROCHES FILONIENNES

59

1. Quartz microcristallin (échantillon n° 1)
2. Pegmatite quartzique (échantillon n° 3)
3. Quartz à minéralisation aurifère (échantillon n° 90)
4. Pegmatite
5. Subvolcanique (échantillon n° 65)

CHAPITRE 4 : LES FELDSPATHS

63

A. COMPOSITION CHIMIQUE DES GCF

63

1. Méthodes utilisées pour le dosage des feldspaths à la microsonde 63
 - a) Caractéristiques des microsondes et des programmes de correction utilisés
 - b) Comparaison des méthodes d'analyse par microsonde :
2. Composition des GCF du granite à GCF 69
 - a) Etude du GCF 24
 - b) Etude du GCF 23
 - c) Etude du GCF 17
 - d) Conclusion
3. Composition des GCF de la granodiorite à GCF 75

B. COMPOSITION CHIMIQUE DES PLAGIOCLASES

77

1. Plagioclases dans le granite à GCF 78
 - a) Type à biotite
 - b) type à chlorite

2. <u>Plagioclases dans le complexe basique</u>	79
a) Type dominant quartzodioritique à tonalitique	
b) Tonalite à grands cristaux de biotite	
c) cumulat dioritique	
d) tonalite de la formation litée	
e) cumulat tonalitique	
f) Gabbro à amphibole de la formation litée	
g) Diorite à amphibole	
h) Granodiorite à GCF	
3. <u>Plagioclase dans le granite à grain fin et à muscovite</u>	82
C. <u>STRUCTURE ET DEGRE D'ORDRE DES GCF DU GRANITE A GCF</u>	83
1. <u>Méthode de détermination des dimensions de maille utilisée</u>	83
2. <u>Le programme ECUREUIL</u>	88
3. <u>Calcul du degré d'ordre</u>	92
4. <u>Résultats obtenus</u>	92
5. <u>Relation entre le paramètre a et la composition chimique</u>	95
6. <u>Application de la méthode à un GCF de la granodiorite à GCF</u>	97
D. <u>COMPOSITION DU FELDSPATH POTASSIQUE DU CUMULAT DIORITIQUE</u>	98
E. <u>ETUDE D'UN GCF DU GRANITE O GCF AU MICROSCOPE ELECTRONIQUE</u>	98
<u>CHAPITRE 5 : AMPHIBOLES ET AUTRES MINERAUX</u>	101
A. <u>AMPHIBOLES DANS LE COMPLEXE BASIQUE</u>	101
1. <u>Amphibole dans la tonalite de la formation claire homogène</u>	
2. <u>Amphibole dans une diorite quartzique de la formation claire homogène</u>	

3. Amphiboles dans une seconde dioritique quartzique de la formation claire homogène
4. Amphiboles dans la tonalite de la formation litée
5. Amphiboles dans le gabbro à amphibole de la formation litée
6. Amphiboles dans un autre gabbro à amphibole
7. Amphiboles dans une diorite à amphibole
8. Amphiboles dans le type à longues aiguilles d'amphibole

B. LES PREHNITES DANS LE COMPLEXE BASIQUE

108

1. Détermination de la formule structurale des prehnites étudiées
2. Résultats obtenus
3. Tableau des quatre analyses en pourcentages pondéraux

C. DOSAGE D'UN PYROXENE DANS LE GABBRO A AMPHIBOLE

110

Conclusion de la première partie.

111

DEUXIEME PARTIE

LES TRANSFORMATIONS DANS LE SUBSOLIDUS

CHAPITRE 6 : TEMPERATURE D'EQUILIBRE STRUCTURAL DES FELDSPATHS

115

A. LE RESEAU DES FELDSPATHS ALCALINS MONOCLINIQUES

115

1. Description de la structure des feldspaths
2. Distribution des aluminium et des silicium

B. <u>DEDUCTION DU THERMOMETRE DE L'EQUILIBRE STRUCTURAL</u>	118
1. <u>Rappels de thermochimie cristalline</u>	
2. <u>Relation d'occupation des sites dans un feldspath alcalin monoclinique</u>	
3. <u>Etude de l'équilibre structural d'un feldspath alcalin monoclinique</u>	
4. <u>Relation entre la température d'équilibre T et le paramètre d'ordre 2</u>	
5. <u>Courbe donnant la température d'équilibre en fonction du degré d'ordre</u>	
C. <u>RESULTATS OBTENUS</u>	126
D. <u>SIGNIFICATION DE LA TEMPERATURE D'EQUILIBRE STRUCTURAL</u>	130
1. <u>Facteurs jouant un rôle dans l'ordonnement des feldspaths alcalins</u>	
2. <u>Nature du phénomène d'ordonnement</u>	
3. <u>Interprétation des températures d'équilibre structural des GCF</u>	
a) Hypothèse d'une température d'annulation de la cinétique	
b) Hypothèse d'une température d'annulation de la cinétique	
c) Hypothèse d'une température de disparition de la phase fluide	
<u>CHAPITRE 7 : LES TRANSFORMATIONS A L'ETAT SOLIDE DES ROCHES ERUPTIVES</u>	137
A. <u>LES REACTIONS OBSERVEES ET LEURS CONDITIONS THERMODYNAMIQUES</u>	137
1. <u>Formation des granules de muscovites dans le plagioclase</u>	
2. <u>Le problème des feldspaths alcalins</u>	
3. <u>Prehnite dans la biotite</u>	
4. <u>Transformation de la biotite en chlorite, hydromuscovite et sphène</u>	
5. <u>Transformation des amphiboles</u>	

B. BILAN GEOCHIMIQUE 147

1. Bilan des transformations à l'état solide du faciès à chlorite

2. Bilan des transformations à l'état solide du faciès à biotite

Conclusions 151

CHAPITRE 8 : CONDITIONS DU METAMORPHISME 153

A. CONTEXTE REGIONAL ET METAMORPHISME

B. LE METAMORPHISME DE CONTACT DES ENCLAVES DEVONIENNES

C. LES METAMORPHISMES DES ENCLAVES SILURIENNES

D. LE METAMORPHISME DES ENCLAVES ORDOVICIENNES

TROISIEME PARTIE

LA CRISTALLISATION DES ROCHES ERUPTIVES

CHAPITRE 9 : LIGNEE CALCO-ALCALINE DU LYS-CAILLAOUAS 163

A. CONTINUITE CHIMIQUE DES ROCHES ERUPTIVES DU LYS CAILLAOUAS 163

1. Diagrammes des oxydes en fonction de SiO₂ 163

a) Diagramme Al₂O₃ : SiO₂

b) Diagrammes Fe₂O₃ total : SiO₂ et MgO : SiO₂

c) Diagrammes CaO : SiO₂ Na₂O : SiO₂ et K₂O : SiO₂

d) Diagramme TiO₂ : SiO₂

e) Commentaire et conclusion

2. Paramètres de Niggli et diagramme de de la Roche (1979) 167

a) Paramètres de Niggli et valeurs de R₁ et R₂ des roches du complexe basique

- b) Paramètres de Niggli et valeurs de R_1 et R_2 des granites à GCF
- c) Paramètres de Niggli et valeurs de R_1 et R_2 des granites pauvres en GCF et des granites à grain fin et à muscovite
- d) Commentaire sur les paramètres de Niggli
- e) Variables R_1 et R_2 de de la Roche (1979)
- f) Conclusion

B. CARACTERE CALCO-ALCALIN DE LA LIGNEE DU LYS-CAILLAOUAS

174

- 1. Méthode de travail
- 2. Diagramme Fe_2O_3 total : MgO
- 3. Diagramme Al_2O_3 : Fe_2O_3 total : MgO
- 4. Diagramme TiO_2 : Fe_2 total
- 5. Diagramme $Na_2O + K_2O$: MgO

CHAPITRE 10 : CRISTALLISATION DU COMPLEXE BASIQUE

183

A. CRISTALLISATION IN SITU OU DIFFERENTIATION GRAVITATIVE

183

B. FORMATION CLAIRE HOMOGENE

186

- 1. Cristallisation du type dominant quartzodioritique à tonalitique
 - a) Hypothèse d'un liquide silicaté saturé en eau
 - b) Hypothèse d'un liquide non saturé en eau
- 2. Cristallisation de la tonalite à grands cristaux de biotite et du cumulat dioritique

C. FORMATION LITEE

192

- 1. Exsolution en phase liquide
- 2. Théorie de la cristallisation oscillatoire

3. <u>Conclusion</u>	
D. <u>FORMATION SOMBRE HOMOGENE</u>	197
1. <u>Diorite à amphibole</u>	
2. <u>Type à longues aiguilles d'amphibole</u>	
E. <u>ORIGINE DE LA GRANODIORITE A GCF</u>	199
<u>CHAPITRE 11 : CRISTALLISATION DU GRANITE A GCF</u>	203
Préambule : tableau des analyses nomatives	
A. <u>NATURE DU LIQUIDE A L'ORIGINE DU GRANITE A GCF</u>	203
B. <u>SCHEMA DE CRISTALLISATION DU GRANITE A GCF A PARTIR DES TEXTURES</u>	205
1. <u>Granite à globules de quartz polycristallins</u>	
a) Etude des minéraux de la lame n° 13	
b) Séquence de cristallisation	
2. <u>Granite à orthoses plurimillimétriques</u>	
a) Etude des minéraux de la lame n° 17	
b) Séquence de cristallisation	
3. <u>Comparaison des séquences déduites des textures</u>	
C. <u>SCHEMA THERMODYNAMIQUE DE CRISTALLISATION DU GRANITE A GCF</u>	208
1. <u>Texture et ascension magmatique</u>	
2. <u>Schéma thermodynamique de cristallisation du granite à globules de quartz</u>	
3. <u>Schéma thermodynamique de cristallisation du granite à orthoses plurimillimétriques</u>	
4. <u>Conclusion concernant la cristallisation du granite à GCF</u>	

D. <u>FORMATION DES GCF</u>	213
E. <u>CRISTALLISATION DU GRANITE PAUVRE EN GCF</u>	215
F. <u>ORIGINE DU GRANITE A GCF</u>	215
G. <u>CRISTALLISATION GRANITIQUE ET FABRIQUE DES GCF</u>	216
1. <u>Caractéristiques du magma au moment de la cristallisation des GCF</u>	
a) Cas du granite à globules de quartz	
b) Cas du granite à orthoses plurimillimétriques	
c) Caractéristiques rhéologiques	
2. <u>Observations de terrain et modèles théoriques ou expérimentaux</u>	
<u>CHAPITRE 12 : CRISTALLISATION DU GRANITE A GRAIN FIN ET A MUSCOVITE</u>	221
A. <u>ANALYSES NORMATIVES DU GRANITE A GRAIN FIN ET A MUSCOVITE</u>	221
B. <u>TEXTURE ET SEQUENCE DE CRISTALLISATION</u>	221
C. <u>ORIGINE DU GRANITE A GRAIN FIN ET A MUSCOVITE</u>	223
<u>CONCLUSION</u>	225
1. <u>Conclusions à caractère régional</u>	
2. <u>Conclusions pétrologiques</u>	
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	229

INTRODUCTION

Le massif de Lys Caillaouas est un des nombreux complexes plutoniques qui s'observent au sein de la chaîne des Pyrénées. Il est situé à égale distance de l'Atlantique et de la Méditerranée et à cheval sur le Midi-Pyrénées et l'Aragon. Son relief tourmenté, son altitude élevée (3222 mètres au Perdiguère) et son enneigement important ont constitué autant d'obstacles à son étude qui aujourd'hui encore est fort peu avancée.

L'historique des travaux sur le complexe du Lys Caillaouas est en effet relativement maigre si on le compare à celui des recherches sur d'autres ensembles plutoniques pyrénéens comme par exemple le Quérigut.

De Charpentier (1823) et Leymerie (1881) ont fait quelques excursions dans la partie septentrionale du massif et n'ont pas manqué de décrire l'intercalation du granite à grands cristaux de feldspath en feuillets entre des enclaves d'une nature analogue à celle de l'encaissant. C'est d'ailleurs ce phénomène qui a rendu célèbre le massif du Lys Caillaouas dans le monde de la géologie. Lacroix (1900) s'est livré à une étude pétrographique et minéralogique très soignée du contact entre l'extrémité occidentale du massif et son encaissant sédimentaire. A l'occasion de ce travail, il a noté l'existence de roches intermédiaires ou basiques dans la partie centrale du massif et s'est posé des questions fort judicieuses sur la relation entre la nature des feldspaths potassiques pluricentimétriques et les conditions de formation du granite. Le principal objet du travail ici présenté est d'apporter une esquisse de réponse à ce problème. Dalloni (1910), Raquin (1974) puis Raquin et Destombes (1948) ont étudié la partie septentrionale du massif du point de vue de la pétrographie et de la tectonique en s'attachant plus particulièrement à ses extrémités orientale et occidentale : les derniers auteurs cités ont pu bénéficier du relevé des galeries hydroélectriques. Négligeant totalement le complexe basique, ils ont conclu à une mise en place du granite à grands cristaux de feldspath contemporaine du paroxysme hercynien. Les derniers travaux en date sur le Lys-Caillaouas ont été menés par une équipe du CRPG de Nancy. Les géologues de ce centre ont réalisé une fort belle carte au 20000ème encore inédite du massif, ce qui apparaît comme un exploit pour qui connaît le climat et le relief de ce secteur. Mais les conclusions pétrologiques de cette équipe sont loin d'être convaincantes ; Clin et al (1963) expliquent en effet dans leur article classique sur le versant Nord de la vallée du Rio Estos que les caractères du Lys Caillaouas résultent d'une "granitisation synorogène" respectant la lithologie de la série sédimentaire préexistante et la structure d'ensemble de la région.

Le modèle en question ne repose malheureusement sur aucune donnée thermo-chimique ou mécanique, ce qui le rend à mon sens extrêmement suspect.

Connaissant le massif du Lys Caillaouas de longue date par la pratique de l'alpinisme, je savais qu'il ne me serait pas possible de l'étudier dans son entier dans le cadre d'une modeste thèse de docteur-ingénieur. Or, on constate que la vallée du Portillon, c'est-à-dire le centre du massif, n'a jamais été l'objet d'une étude pétrographique et minéralogique de détail. En conséquence, et avec l'accord de M. Lelubre, j'ai décidé d'étudier les matériaux rocheux de la vallée du Portillon et d'en rechercher le mode de formation.

Le préambule permet au lecteur de situer le massif du Lys Caillaouas dans son contexte régional et de prendre connaissance des résultats cartographiques et structurologiques des trois campagnes de terrain de cinq semaines chacune qui ont été effectuées pendant les étés 1977, 1978 et 1979.

La première partie est consacrée à l'inventaire pétrographique et minéralogique de la vallée du Portillon. Les granitoïdes sont présentés de manière assez succincte, de même que les roches métamorphiques et filoniennes, qui ne font pas véritablement partie de ce travail. Le complexe basique est en revanche étudié de manière détaillée en passant par la distinction inédite de trois formations. Seuls des minéraux des types plutoniques ont été l'objet d'analyses chimiques à la microsonde ou d'études diffractométriques par rayons X. Ce sont les grands cristaux de feldspath à dominante potassique qui ont subi les investigations les plus détaillées, qu'ils proviennent du granite à grands cristaux de feldspath ou de la granodiorite à grands cristaux de feldspath du complexe basique.

Les transformations dans le subsolidus sont l'objet de la deuxième partie. La détermination de la température d'équilibre de la charpente silicoalumineuse des grands cristaux de feldspath alcalin d'un granite est réalisée ici pour la première fois : il s'agit d'une application des travaux théoriques et expérimentaux effectués sur les feldspaths alcalins par une équipe de Harvard au début des années 70. Un bilan des transformations postmagmatiques des granitoïdes est esquissé : il met essentiellement en évidence une perte en chaux. Un court chapitre est consacré au métamorphisme de contact.

La troisième partie traite de la cristallisation des types éruptifs à partir de liquides silicatés. La solidification du complexe basique est abordée à la lumière des travaux expérimentaux et de terrain d'une équipe de chercheurs de l'Oregon sur le classique massif du Skaerqård : ceux-ci rejettent la ségrégation gravitative pour lui préférer une cristallisation in situ. Les textures des granitoïdes sont discutées à partir des diagrammes expérimentaux obtenues sur des compositions granitiques particulières par une équipe de Stanford.

Le lecteur ne doit pas s'attendre à des envolées lyriques sur la formation du Lys Caillaouas dans le cadre des orogénèses pyrénéennes successives ou sur la subduction à l'époque hercynienne. Ce travail se veut exclusivement une réflexion sur l'application des expérimentations et des calculs thermochimiques à un ensemble de roches plutoniques qui se trouvent appartenir aux Pyrénées : l'auteur espère cependant que son mémoire pourra servir dans les décennies qui viennent à l'élaboration de synthèses régionales.

Les matériaux qui ont permis cette recherche (échantillons, lames minces, lames polies) sont déposés dans les tiroirs d'un meuble de la collection de minéraux de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne. D'autres m'ont été aimablement prêtés par le CRPG de Nancy.

BIBLIOGRAPHIE HISTORIQUE

- De CHARPENTIER J. (1823) : essai sur la constitution géognostique des Pyrénées, Paris, 633 p.
- CLIN M. (1959) : étude géologique de la haute chaîne des Pyrénées Centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque du Lys, Thèse de doctorat Nancy, mém. BRGM n° 27 (1964)
- CLIN M. et Al (1963) : nouvelles observations sur le massif granitique du Lys-Caillaouas (Pyrénées Centrales), Sciences de la Terre, Tome IX, n° 2, p. 149 à 174, 12 Fig.
- DALLONI M. (1910) : étude géologique des Pyrénées de l'Aragon, thèse ; annales de la Faculté des sciences de Marseille, 19, 444 p., carte au 1/400 000ème.
- LACROIX A. (1900) : le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (2ème mémoire) ; les contacts de la Haute Ariège, de l'Aude, des Pyrénées Orientales et des Hautes Pyrénées ; bulletin du service de la carte géologique de France, 39, p. 133-164.
- LEYMERIE (1831) : Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute Garonne, Privat, Toulouse.
- RAGUIN E. (1934) : le granite du Lys (Haute Garonne) ; bull. de la soc. géol. de France, 4, p. 421-430.
- RAGUIN E. et DESTOMBES J.P. (1948) : massif granitique du Lys-Caillaouas dans la Haute garonne, bull. de la soc. géol. de France, 18, p. 75-88.

PREAMBULE : données cartographiques et structurales

L'objet de ce chapitre est de situer dans l'esprit du lecteur la vallée du Portillon et de présenter les résultats qui ont été acquis sur le terrain.

A) Situation de la vallée du Portillon

Le massif du Lys Caillaouas est un des nombreux massifs éruptifs profonds qui s'observent dans la zone primaire axiale des Pyrénées. La carte de la fig. I permet de la situer au sein de la chaîne pyrénéenne. Hydrographiquement, c'est un important château d'eau : il donne naissance sur son versant Nord à la neste du Louron, à la neste d'Oô et au Lys, qui appartiennent au bassin de la Garonne, et sur son versant Sud à l'Estos, qui relève du bassin de l'Ebre. Par sa taille, le massif du Lys Caillaouas est intermédiaire entre les vastes batholites du type Maladeta ou Quérigut-Millas et les petites intrusions bien circonscrites du type Bordères ou Ax. Le Lys Caillaouas culmine au pic Perdiguère, à 3 222 mètres d'altitude. Les roches éruptives du Lys Caillaouas sont intrusives dans une série sédimentaire métamorphisée qui va de l'Ordovicien au Dévonien, comme le montre l'extrait de la deuxième édition de la carte géologique au 80 000ème de Bagnères donnée en fig. II. Le massif en question est allongé selon une direction grossièrement Est-Ouest : sa longueur est de l'ordre de 13 km et sa largeur, qui décroît quand on va d'Ouest en Est, est en moyenne de 5 km. Il a donc une superficie de 65 km².

La zone que j'ai étudiée est le polygone doublement hachuré de la fig. II. Ce polygone plus ou moins rectangulaire est allongé du Nord au Sud et recouvre ce qu'on appelle la vallée du Portillon, c'est-à-dire le bassin versant du torrent qui descend du lac du Portillon au lac Saüssat. Ce terrain de thèse, long de 4 km et large de 2 km, a donc une superficie de 8 Km² : cela paraît évidemment très petit. Mais il ne faut pas oublier qu'il s'agit d'une région de haute montagne où les dénivellations sont importantes (1 300 m du lac Saüssat au Perdiguère), où le relief a été ciselé à outrance par les glaciations successives et où le géologue est déconcerté par l'abondance des affleurements. J'ai donc pu réaliser en collaboration avec B. Thiriet et G. Lavedan une cartographie au 1/10 000ème très minutieuse et les cartes présentées en fig. III et IV sont le fruit de ce travail.

Fig. I:

carte au 1/1 666 666^{ème} des massifs éruptifs
profonds de la chaîne des Pyrénées

(extraite de géologie de la France, par Debelmas, 1974)

légende



massifs éruptifs
profonds

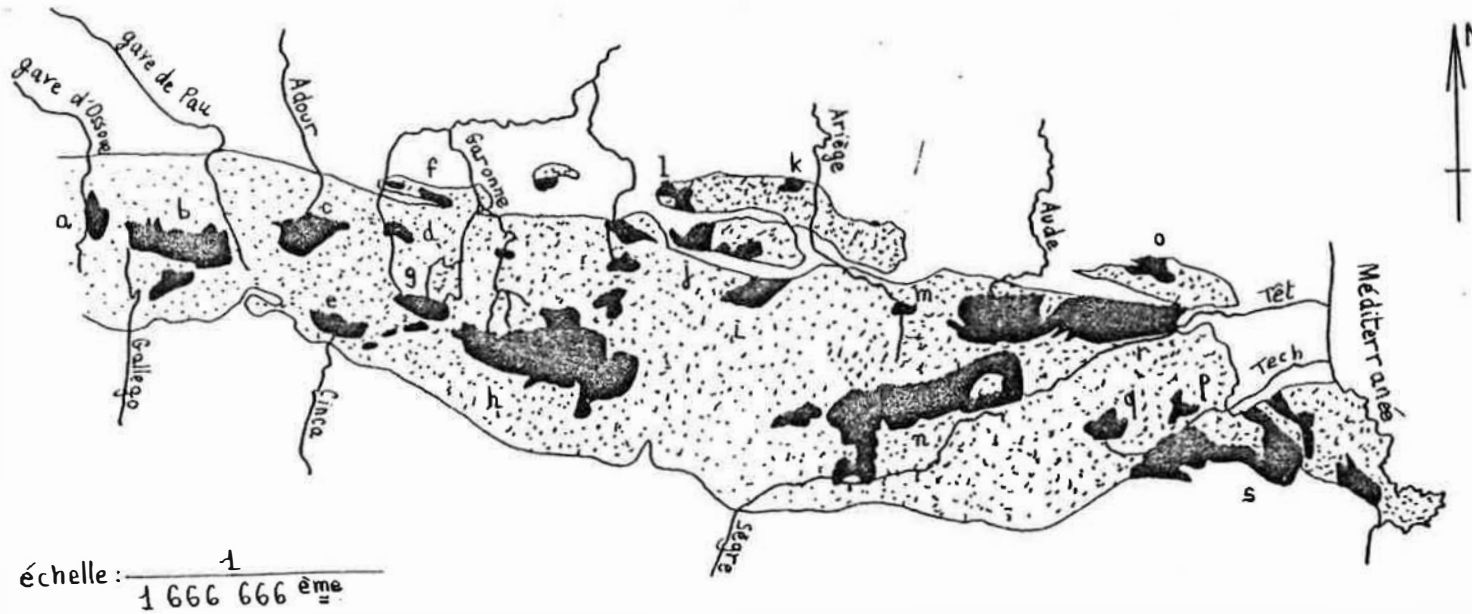


terrains primaires
sédimentaires et métamorphiques

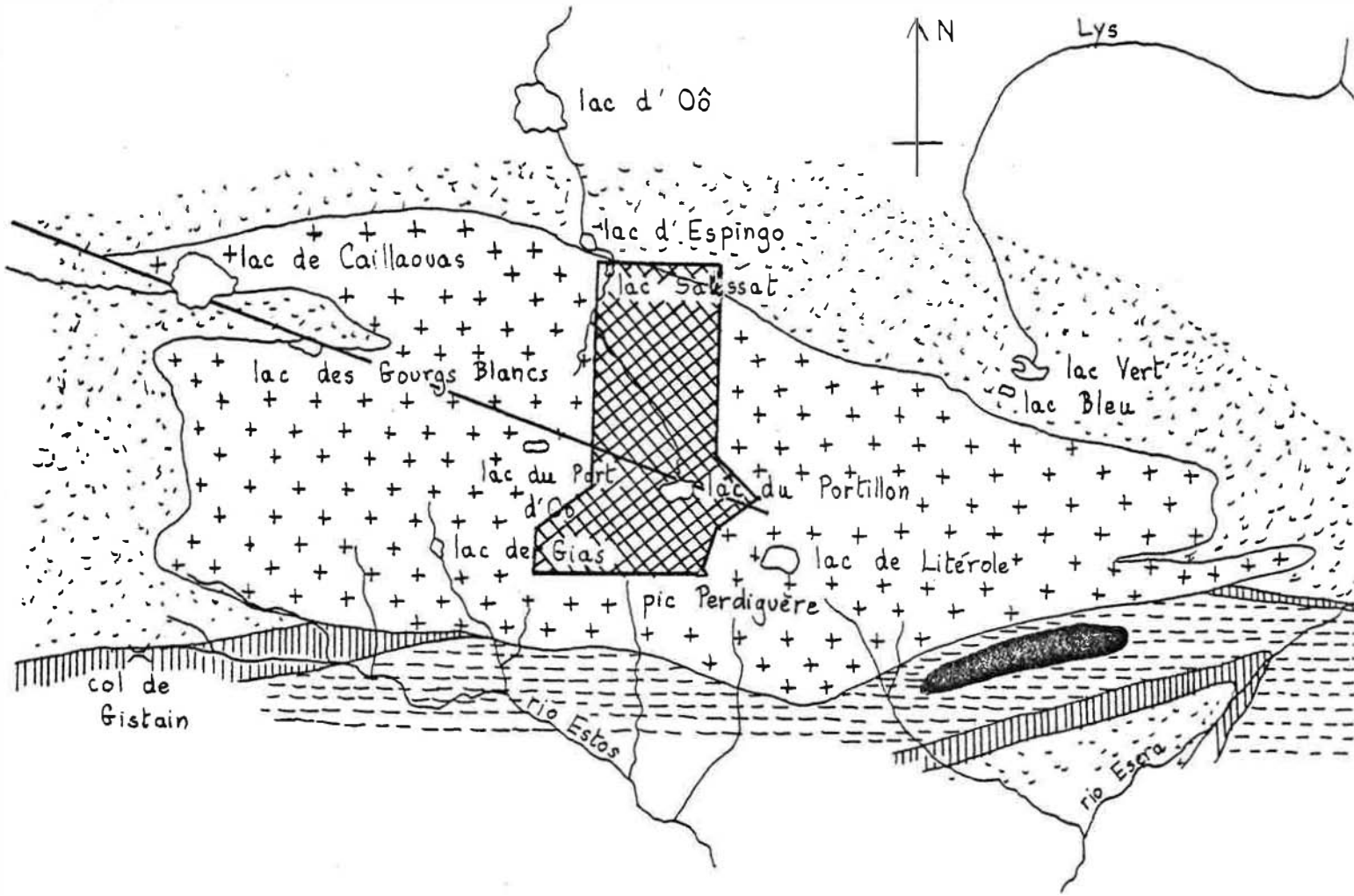


terrains secondaires,
tertiaires et quaternaires

- a les Eaux Chaudes
- b Cauterets - Panticosa
- c Néouvielle
- d Bordères
- e Bielsa
- f Ferrère-en-Barousse
- g Lys Caillaouas
- h Maladetta
- i Bassiès
- j Ercé
- k Foix
- l Soulan
- m Ax
- n Mont Louis
- o Saint Arnac
- p Batère
- q Costabona
- r Millas-Quéribut
- s St Laurent de Cerdans -
la Junquera



échelle: $\frac{1}{1\ 666\ 666^{\text{ème}}}$



- légende :
- massif éruptif du Lys Caillaouas
 - sédiments métamorphisés ordoviens
 - sédiments métamorphisés siluriens
 - sédiments métamorphisés dévoniens
 - sédiments métamorphisés carbonifères
 - zone étudiée

échelle 1/80 000ème

faille de
Caillaouas

Fig. II : carte au 1/80 000ème du massif éruptif du Lys-Caillaouas (d'après la deuxième édition de la feuille au 1/80 000ème de Bagnères)

Légende de la carte au 1/10 000ème de la vallée du Portillon

(travaux de M. Chesney, G. Lavedan et B. Thiriet)



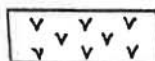
faille à mylonite de Caillaouas



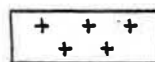
Complexe basique : formation sombre homogène



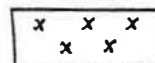
Complexe basique : formation litée



Complexe basique : formation claire homogène



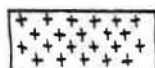
Granite à GCF



Granite pauvre en GCF



Aplite



Granite à grain fin et muscovite



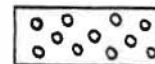
Ordovicien



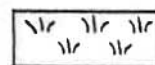
Gothlandien



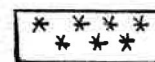
Dévonien



Eboulis



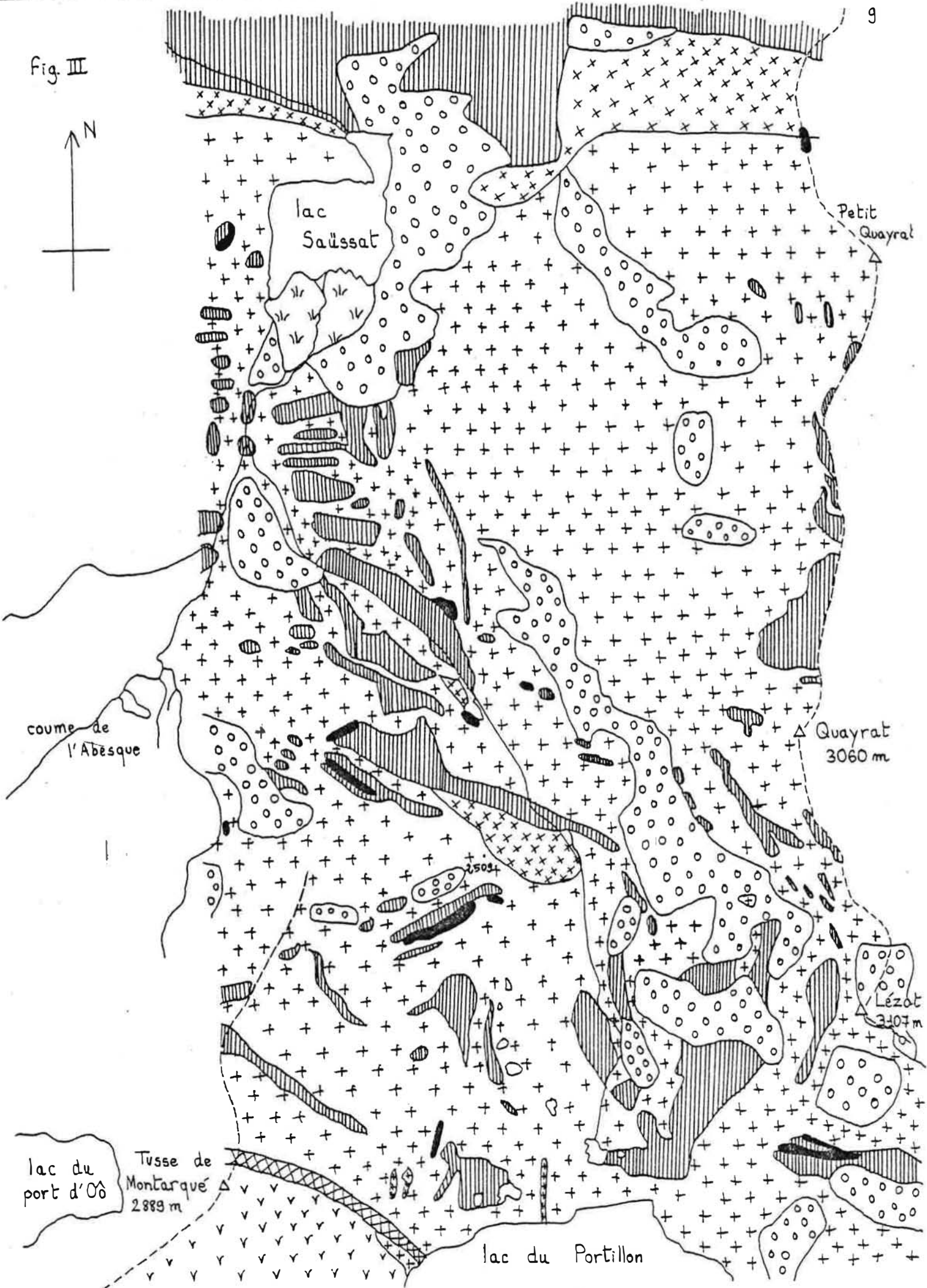
Marécage



Glacier et névé

SK skarn

Fig. III



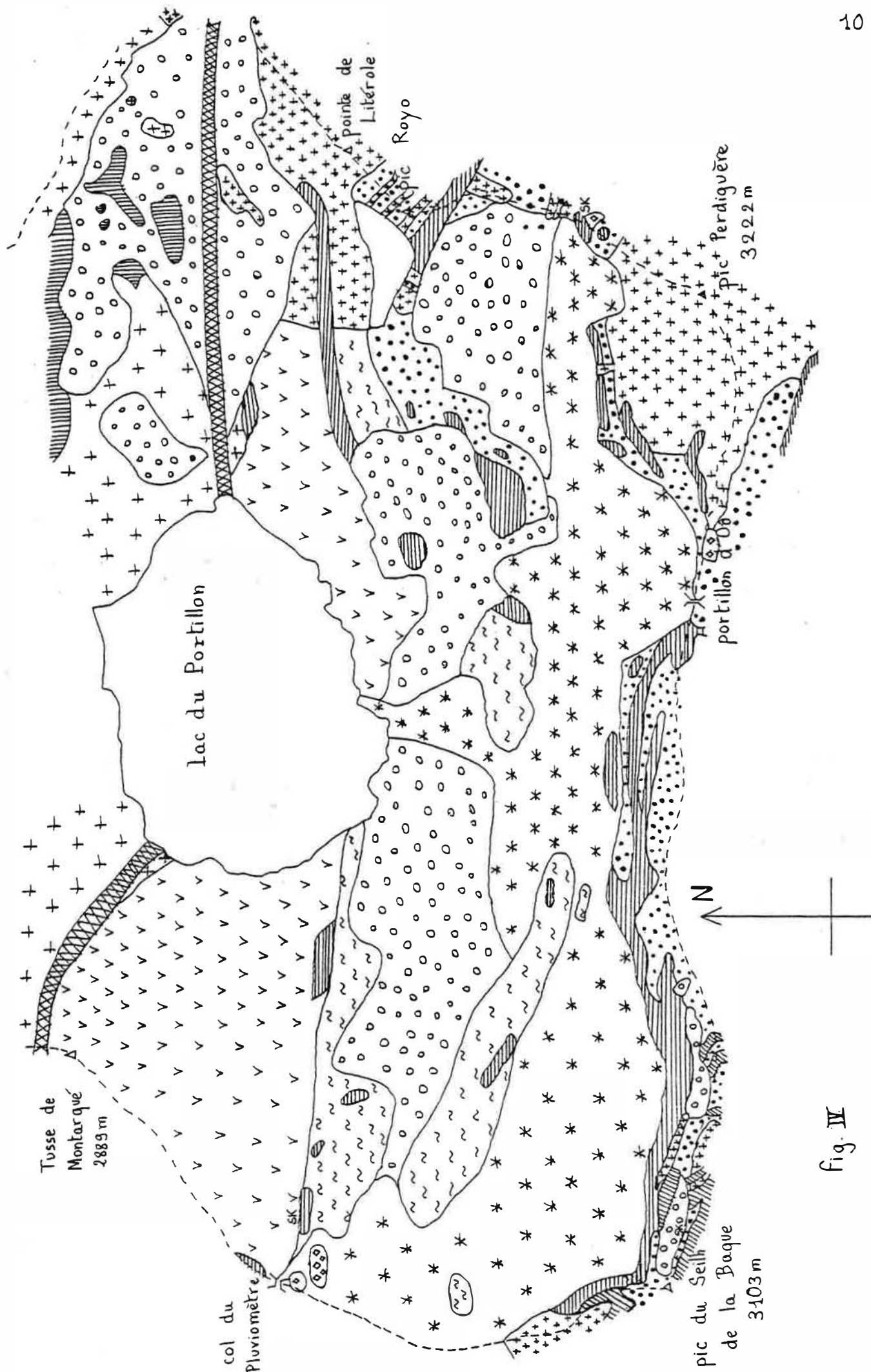


fig. IV

De manière plus précise, le terrain étudié est limité :

- au Nord, par l'encaissant ordovicien du massif du Lys Caillaouas
- au Sud, par la chaîne qui va du Cap du Seilh de la Baque (3097m) au pic Perdiguère (3222m) en passant par le pic du Seilh de la Baque (3110m) et le pic du Portillon d'Oô (3050 m)
- à l'Ouest, par le torrent qui descend de la coume de l'Abesque au lac Saüssat et par la crête reliant le Cap du Seilh de la Baque à la Tusse de Montarqué
- à l'Est, par la crête qui court du Perdiguère au Petit Quayrat (2848 m) en passant par le pic Royo (3121 m), la pointe de Litérole (3132 m), le Lézat (3107 m) et le Quayrat (3060 m).

Ce terrain a l'avantage d'être une coupe presque complète au coeur du massif. Ce qui donne à penser qu'une partie de ce qui a été mis en évidence dans la vallée du Portillon peut s'appliquer à l'ensemble du massif du Lys Caillaouas.

B) Données structurales

L'élément majeur de la structure de la vallée du Portillon est évidemment la faille ou accident de Caillaouas, qui se suit depuis le lac de Caillaouas à l'Ouest jusqu'au col inférieur de Litérole à l'Est. Le granite à GCF est le seul faciès éruptif majeur au nord de cet accident. Au sud de cette faille, on rencontre encore un peu de granite à GCF, mais c'est les roches du complexe basique et le granite à grain fin et à muscovite qui dominent.

1) données structurales au nord de l'accident de Caillaouas

J'ai mesuré deux types d'éléments structuraux au Nord de l'accident de Caillaouas : d'une part le plan de foliation des enclaves métamorphiques ordoviciennes et d'autre part l'orientation préférentielle des grands cristaux de feldspath alcalin dans le granite à grands cristaux de feldspath. Il est à noter que les enclaves ont en général des formes aplaties et que leur plan d'aplatissement est subparallèle à leur plan de foliation. Pour étudier à un endroit l'orientation préférentielle des grands cristaux de feldspath, on a mesuré l'orientation du plan (010) (plan de la macle de Carlsbad) de trente d'entre eux et on a cherché à déterminer l'orientation de la linéation quand celle-ci était visible. Le report de l'orientation des plans (010) sur l'abaque de Schmidt permet de mettre en évidence le cas échéant un plan d'orientation préférentielle ou une linéation de cozonalité. Les diagrammes des fig. V et VI illustrent cette manière de procéder à partir de deux exemples d'étude statistique de l'orientation préférentielle de trente grands cristaux de feldspath.

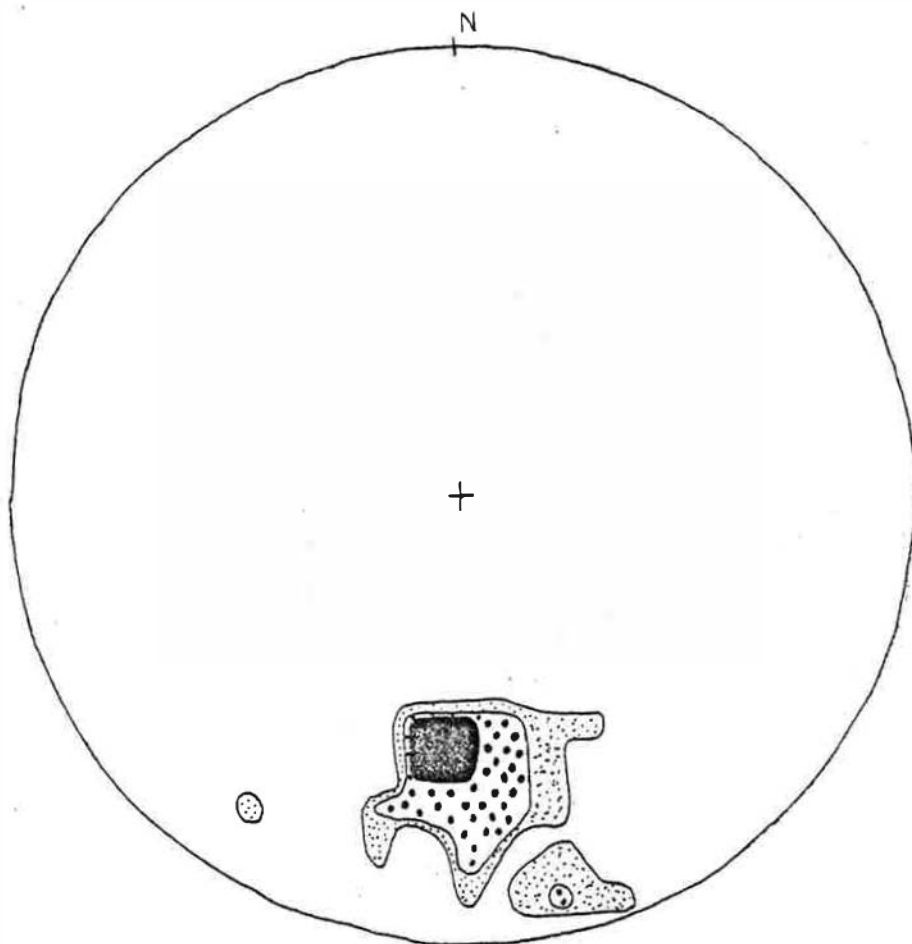


Fig. V : plan d'orientation préférentielle après étude statistique de l'orientation de 30 grands cristaux de feldspath. Ces diagrammes sont obtenus en projetant sur l'abaque de Schmidt les normales aux plans (010) des cristaux qui ont été mesurés. Puis les points sont regroupés en zones de densité comparable par la méthode du contour. Dans les fig. V et VI, les densités supérieures à 5 points/cm² sont représentées en noir ; les densités comprises entre 2 points et 5 points par cm² sont indiquées par des gros points noirs et les densités comprises entre 1 et 2 points par cm² par un semis de petits points noirs. La fig. V est un exemple où les points se regroupent en une tache de faible surface : cela signifie que les grands cristaux de feldspath ont leurs plans d'aplatissement (010) plus ou moins parallèles à un plan plongeant à 55° vers le Nord. Dans la fig. VI, les points sont moins bien regroupés : on note à la fois un plan d'orientation préférentielle subhorizontal et un axe de cozonalité lui aussi subhorizontal plongeant légèrement vers le SW. Il faut préciser que tous les diagrammes obtenus n'ont pas la qualité de ceux qui sont présentés ici. Si à certains endroits le granite à grands cristaux de feldspath a ses cristaux très fortement orientés (c'est par exemple le cas le long des lacets entre la coume de l'Abesque et la cote 2509), à

d'autres son aspect est assez équant (par exemple entre le Petit Quayrat et le Quayrat). Dans ce cas, les diagrammes sont peu parlants.

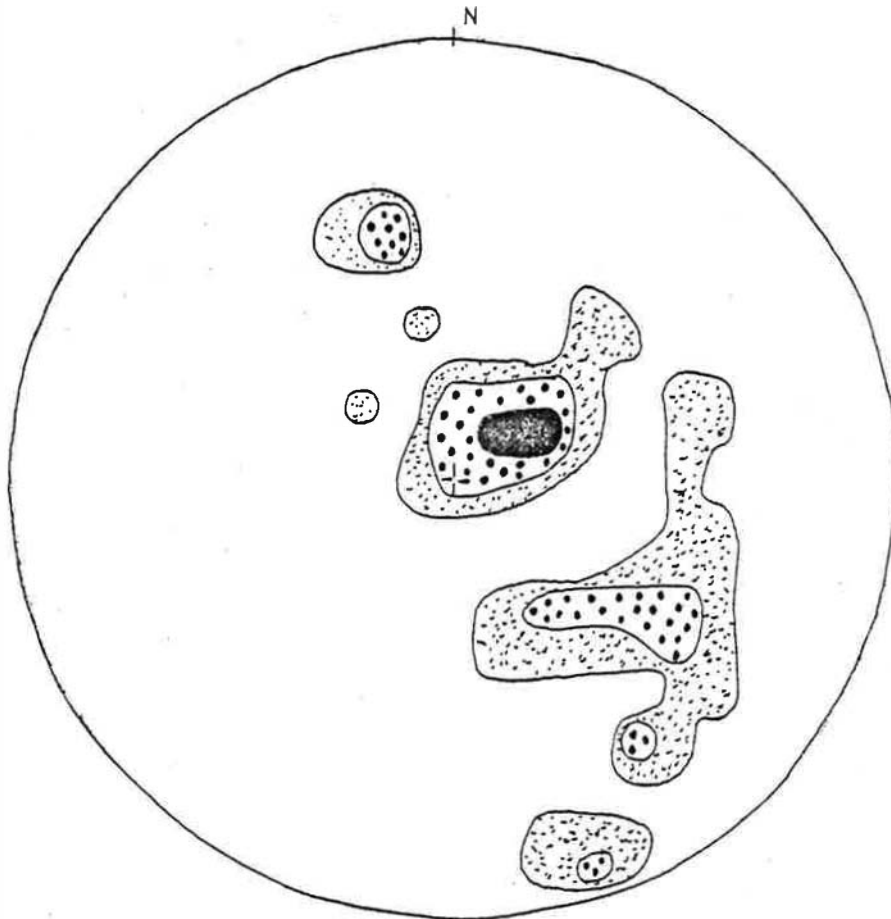
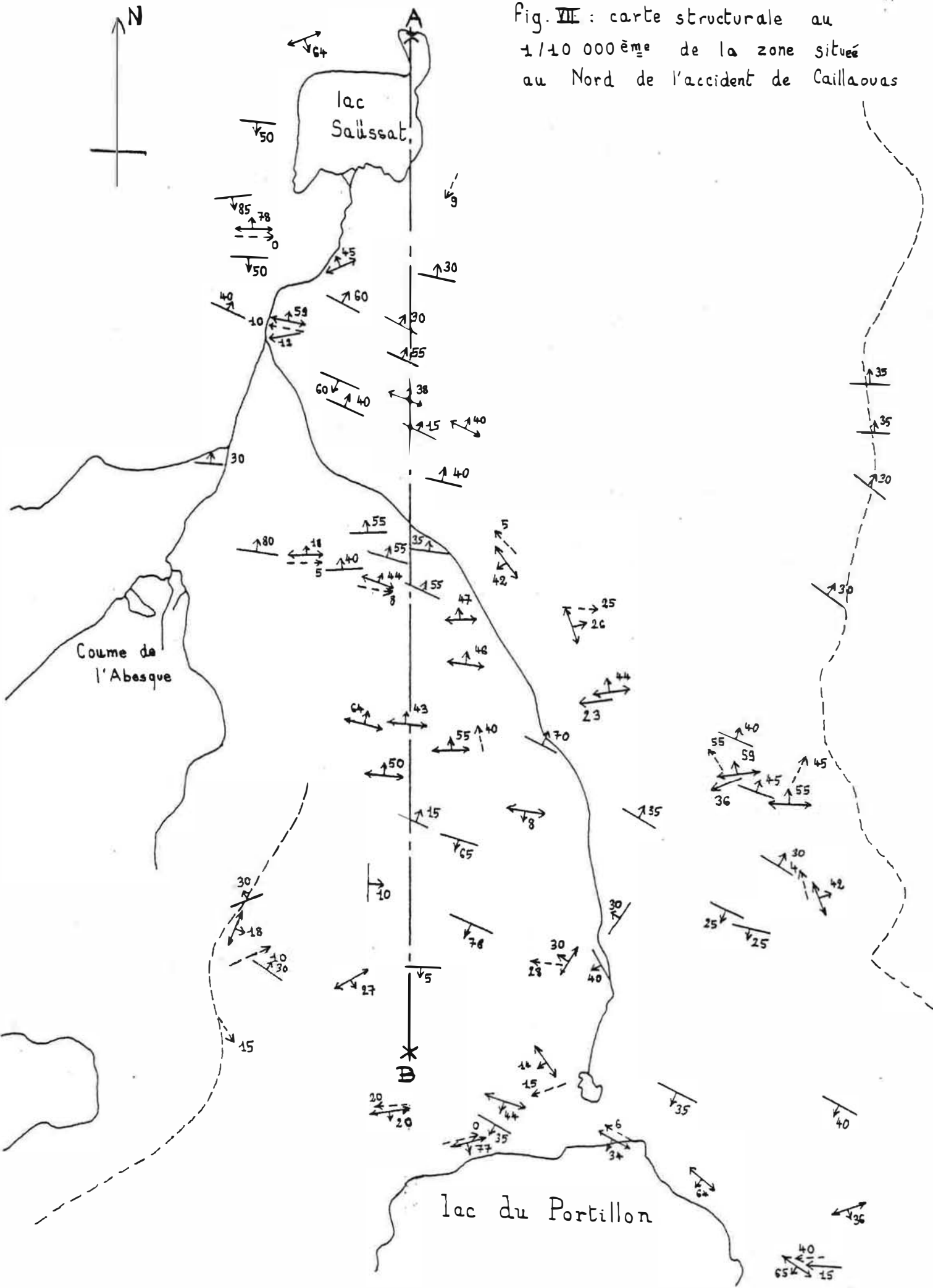


Fig VI : plan d'orientation préférentielle et axe de cozonalité pour 30 grands cristaux de feldspath.

La carte de la fig. VII présente les résultats de 45 mesures de plan de foliation dans les enclaves ordoviciennes et de 4 mesures d'orientation préférentielle des grands cristaux de feldspath. Les symboles suivants sont utilisés :

	plan de foliation des enclaves ordoviciennes
	plan d'orientation des grands cristaux de feldspath
	linéation de cozonalité des grands cristaux de feldspath
	linéation mesurée directement des grands cristaux de feldspath

Fig. VII : carte structurale au 1/10 000^{ème} de la zone située au Nord de l'accident de Caillaouas



Les fig. VIII et IX permettent de dégager la tendance générale de la structure du granite à grands cristaux de feldspath et de ses enclaves au Nord de l'accident de Caillaouas. Les plans de foliation des enclaves ordoviciennes s'organisent selon une ceinture dont l'axe est orienté selon une direction horizontale 84-264, qui est donc peu éloignée de la direction Est-Ouest. Les plans d'orientation préférentielle des grands cristaux se rassemblent en trois pôles qui permettent de dégager une ceinture barycentrique dont l'axe est lui aussi horizontal et orienté selon une direction 92-272. On constate que les deux directions structurales majeures mises en évidence sont très proches l'une de l'autre, et que la région située au Nord de l'accident de Caillaouas a une structure Est-Ouest parallèle à l'allongement du massif éruptif du Lys Caillaouas. En conséquence, si on veut mettre en évidence la structure du granite à grands cristaux de feldspath et de ses enclaves ordoviciennes au Nord de l'accident de Caillaouas, il faut réaliser une coupe allant du Nord au Sud. D'où la coupe A - B donnée en fig. X.

L'examen de la coupe A - B fait apparaître de manière évidente que les enclaves ordoviciennes dessinent une structure plissée d'orientation WNW - ESE au sein de laquelle se distinguent :

- l'antiforme du point 2509, au coeur duquel on rencontre en position apicale du granite pauvre en GCF, légèrement à l'E de la coupe.
- la synforme du lac Saüssat, qui repose directement sur l'encaissant.

La synforme du lac Saüssat est parfaitement mise en évidence par les mesures de la fig. VII situées à l'Ouest et au Sud Ouest du lac en question. La Fig. VII montre le très bon parallélisme qui existe entre l'orientation des enclaves ordoviciennes et celle des grands cristaux de feldspath.

2) l'accident de Caillaouas

L'accident de Caillaouas est la cassure majeure du massif du Lys Caillaouas : c'est une zone dont l'épaisseur est de l'ordre de 25 m. J'en ai établi la coupe à l'endroit où il est traversé par le sentier qui monte du refuge du Portillon au col du Pluviomètre. On rencontre successivement, en allant du Nord vers le Sud :

- granite à GCF
- 8 m de granite à GCF déformé
- 2 m de quartz microcristallin
- 4 m de mylonite chloriteuse claire
- 1 m de quartz microcristallin
- 10 m de mylonite chloriteuse sombre.
- 60 cm d'un filon aplitique broyé
- 50 cm de mylonite chloriteuse sombre
- formation claire homogène du complexe basique.

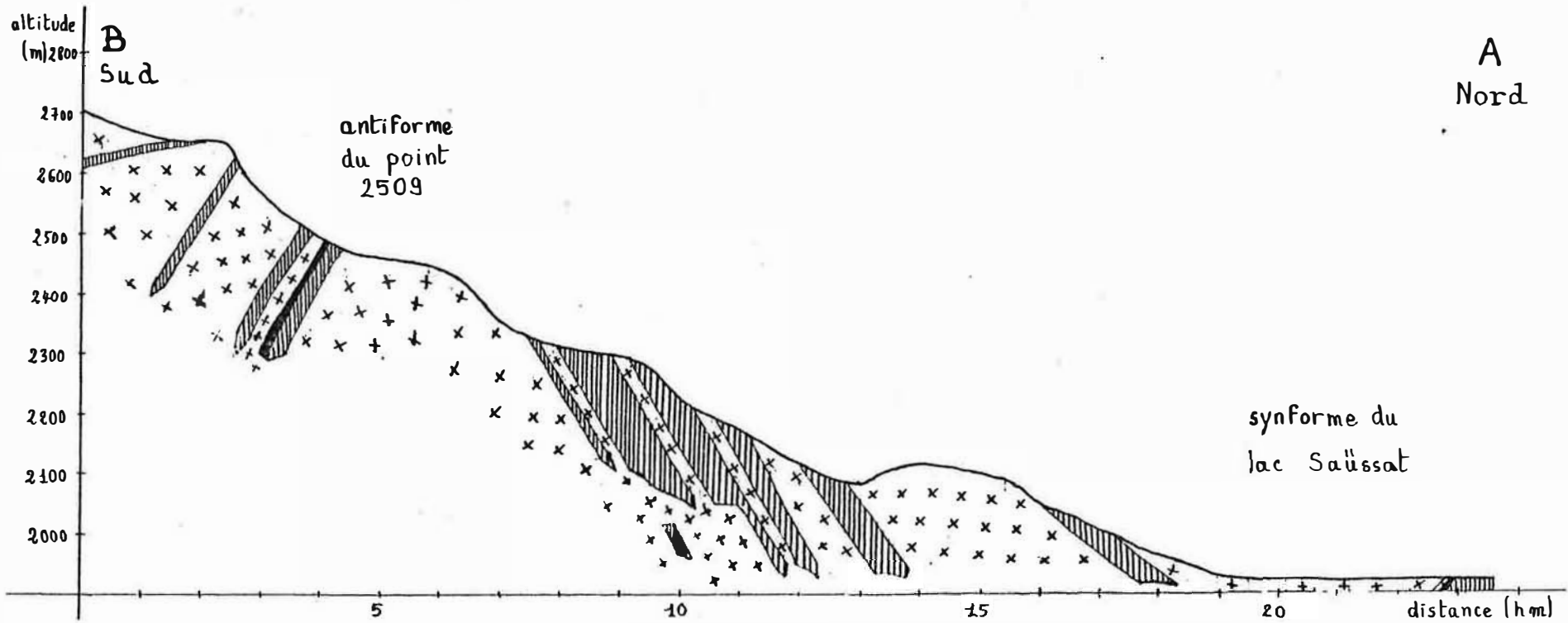
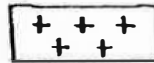


Fig X : coupe de la vallée du Portillon au Nord de l'accident de Caillaouas

Echelle $\frac{1}{10\ 000\text{ème}}$

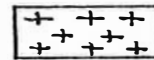
légende :



granite à GCF



Enclaves et encaissant ordoviens



granite pauvre en GCF

Il faut bien préciser que l'accident ne représente pas forcément le contact entre le granite à GCF et le complexe basique. Il est parfois situé à l'intérieur du granite à GCF, comme le montrent très bien les cartes des fig. III et IV.

L'accident de Caillaouas s'est produit vraisemblablement durant l'orogénèse alpine. Il est orienté selon une direction 120-300, un peu éloignée de l'orientation Est-Ouest du massif. L'étude de l'effet de la topographie sur son contour cartographique montre qu'il plonge vers le Sud d'un angle avoisinant 60°. Il semble que le panneau situé au Sud de cet accident ait été descendu par rapport au panneau situé au Nord car le panneau Sud comporte des enclaves siluriennes et dévoniennes situées plus haut dans la série stratigraphique que les enclaves ordoviciennes du panneau Nord.

3) Données structurales au Sud de l'accident de Caillaouas

Peu de mesures structurales ont été effectuées dans la zone située au Sud de l'accident de Caillaouas, car dans ce secteur le premier souci a été de débrouiller la pétrographie du complexe basique. On dispose cependant de 8 mesures dans les roches du complexe basique et de 7 mesures dans les enclaves siluriennes et dévoniennes qu'il englobe. Les éléments structuraux mesurés dans le complexe basique sont l'orientation préférentielle des feuillettes de biotite ou des agglomérations ellipsoïdales de plagioclases dans les roches de la formation homogène claire et l'orientation du plan des contacts entre gabbro et tonalite dans la formation litée ; aucune mesure n'a été réalisée dans la formation homogène sombre. La carte de la fig. XI donne les résultats de ces mesures.

L'observation de cette carte montre qu'au Sud de l'accident de Caillaouas aussi l'orientation générale est WNW - ESE, avec un plongement systématique des roches basiques comme de leurs enclaves vers le Sud. Mais le plongement des roches basiques est nettement plus régulier que celui de leurs enclaves. Les huit plongements mesurés dans le complexe basique varient entre 30° et 60° : 30°, 34°, 35°, 40°, deux fois 45°, 55° et 60°. Ils sont plus forts dans la formation litée (35° en moyenne) que dans la formation homogène claire (50° en moyenne). Les sept plongements mesurés dans les enclaves varient nettement plus, entre 12° et 84°, et ces plongements ne sont pas directement fonction de la formation renfermant l'enclave. On peut donc juger que la structure du complexe basique et celle de ses enclaves sont indépendantes l'une de l'autre : l'orientation des roches du complexe basique s'explique par celle des isothermes au cours du refroidissement et non par celle de ses enclaves.

La coupe CD est donnée en fig. XII.

Carte structurale de la zone au Sud de l'accident de Caillaouas

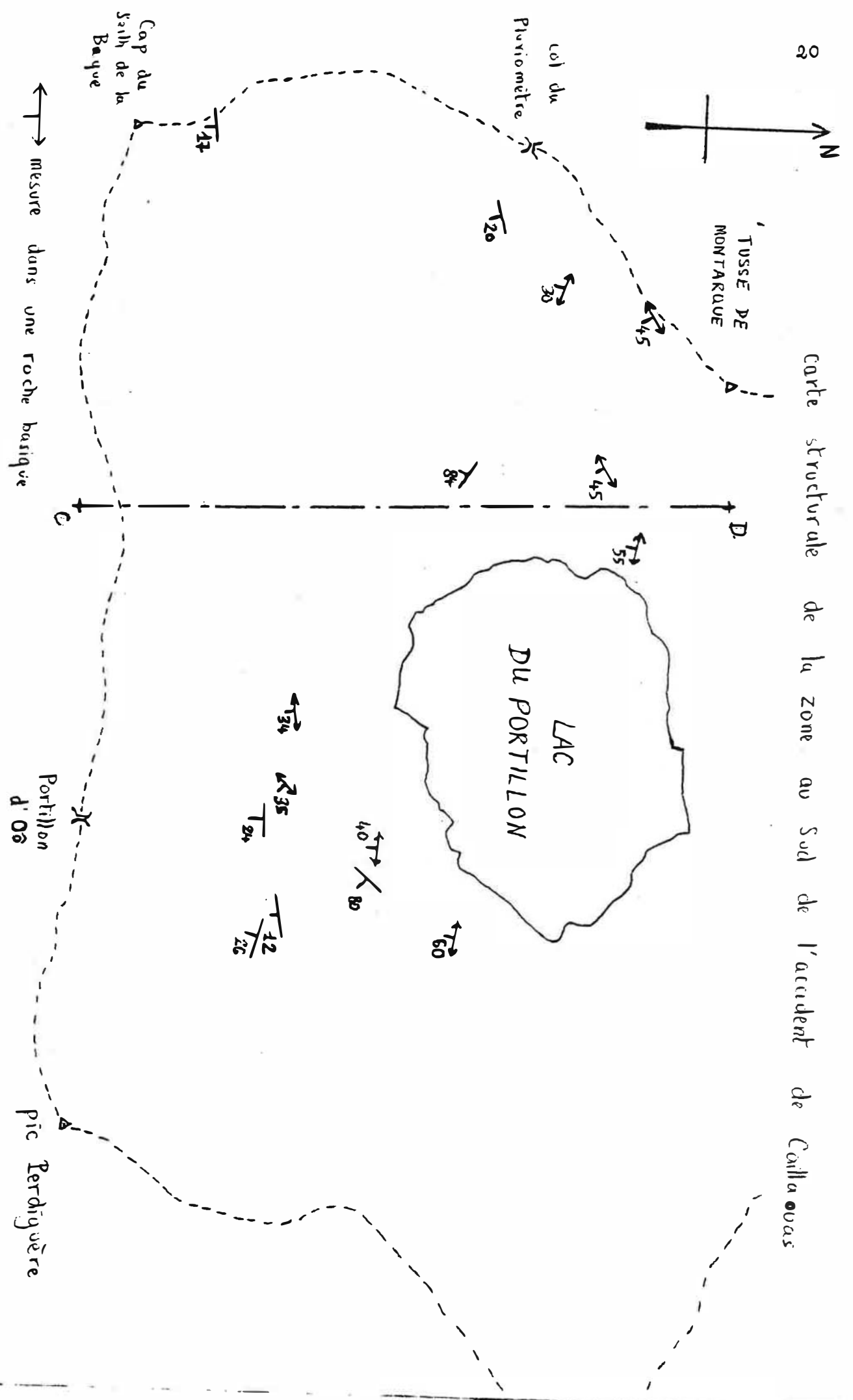
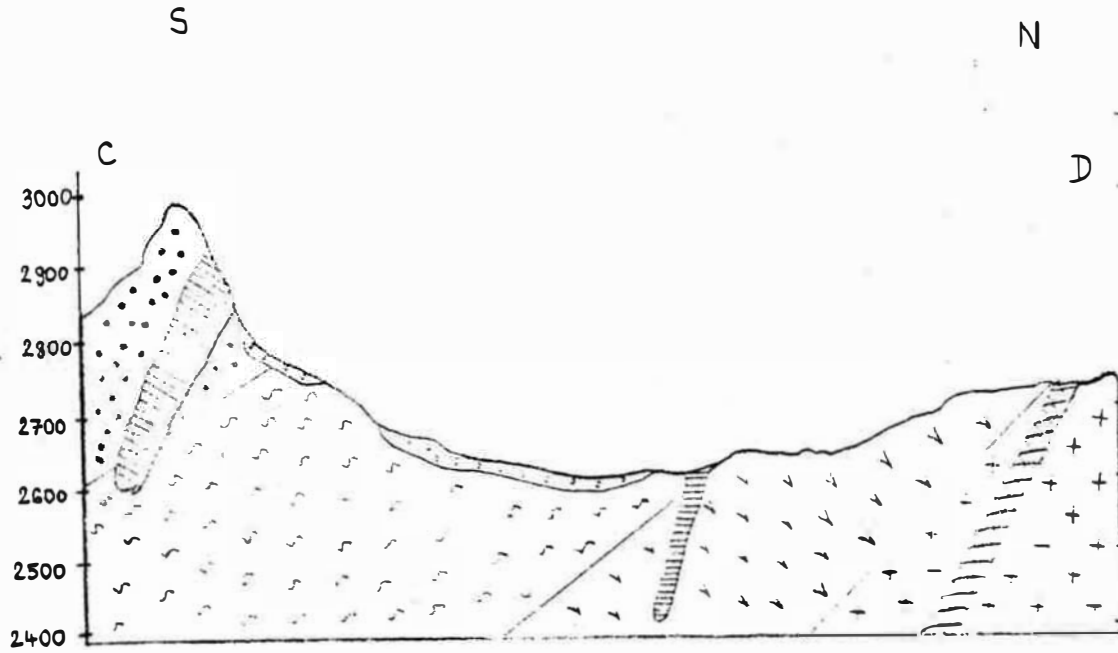


Fig. XI



Echelle : $\frac{1}{10\ 000\text{ème}}$

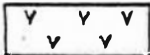
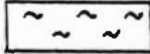



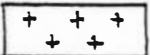
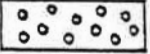

- Légende :
-  Formation homogène claire
 -  Formation litée
 -  Formation homogène sombre
 -  Enclave dévonienne
 -  Enclave silurienne
 -  Granite à GCF
 -  Eboulis ou glacier
 -  Accident de Caillaouas

Fig. XII

PREMIERE PARTIE
ROCHES ET MINERAUX
DE LA VALLEE DU PORTILLON

CHAPITRE 1 : les roches éruptives

Il convient de distinguer fondamentalement trois familles de roches éruptives dans la vallée du Portillon : un complexe de roches basiques situé dans la partie méridionale de cette vallée, un granite à grands cristaux de feldspath potassique occupant les parties centrale et septentrionale et un granite à grain fin et à muscovite qui vient recouper les formations précédentes.

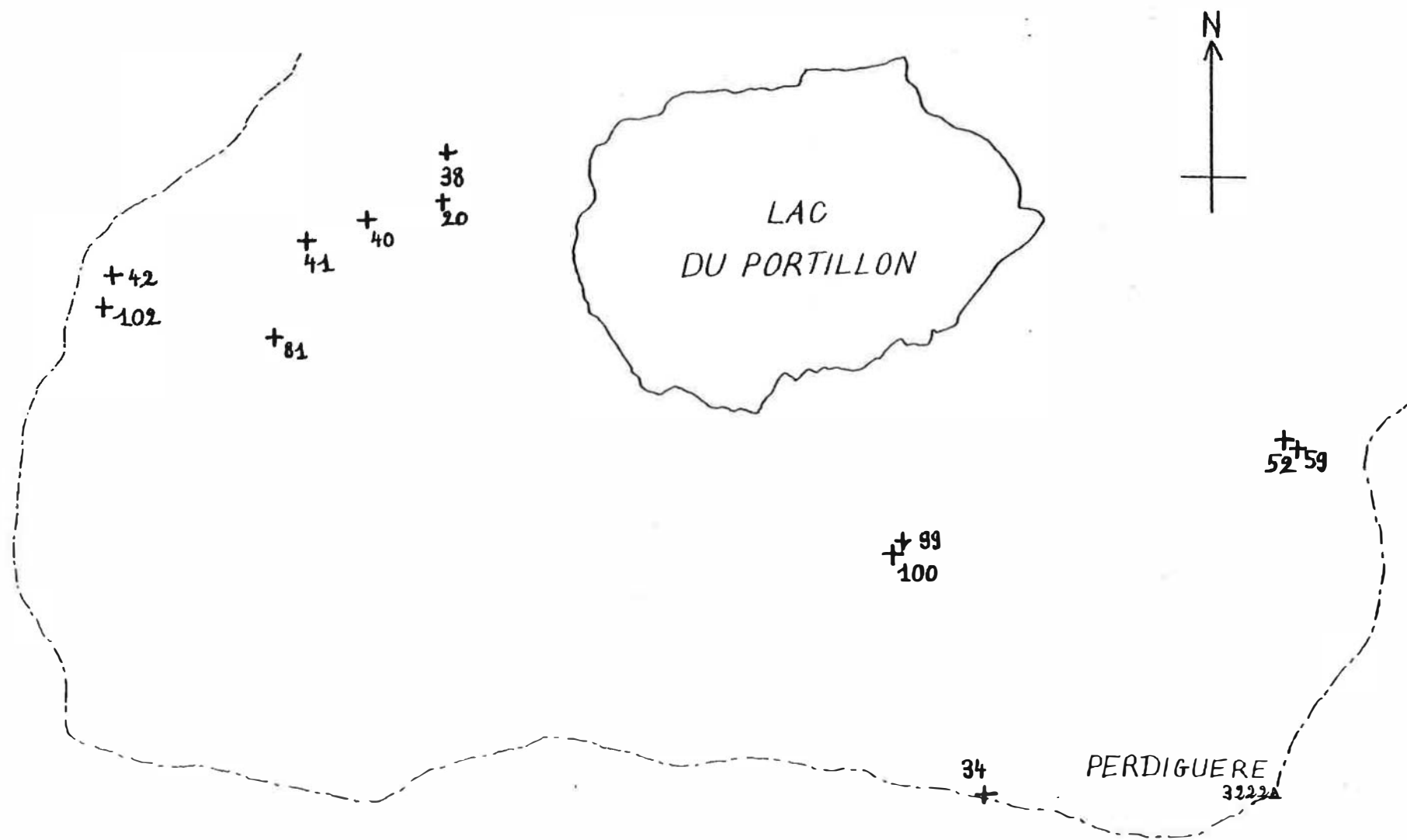
A) Le complexe de roches basiques

Le complexe de roches basiques est situé entre le lac du Portillon et la crête frontière. La mesure d'un certain nombre d'éléments structuraux (orientation planaire des loupes de plagioclases dans les cumulats dioritiques, foliation des biotites, contact entre faciès clair et faciès sombre dans la formation litée) montre que ce complexe plonge vers le Sud avec une pente moyenne de 45° . Son épaisseur, mesurée transversalement à ce plan moyen de pendage, est de l'ordre de 1 200 m.

J'ai observé trois formations dans ce complexe, du Nord vers le Sud. La première, de 600 m d'épaisseur, est appelée "formation claire homogène" car le faciès qui y domine est de type quartzodioritique à tonalitique ; on y observe cependant aussi un peu de tonalite à grands cristaux de biotite et quelques cumulats de composition dioritique. La seconde formation, épaisse de 300 m, présente une alternance à l'échelle métrique de faciès clairs et de faciès sombres : le faciès clair dominant correspond à une tonalite, mais on rencontre aussi des cumulats de composition tonalitique ; les faciès sombres sont représentés tantôt par un gabbro à amphibole tantôt par un gabbro à biotite. Cet ensemble de roches est appelé "formation litée". La partie supérieure du complexe est représentée par la "formation sombre homogène". Celle-ci est essentiellement composée d'une diorite à amphibole dans lequel on observe des bouffées décimétriques d'une roche à longues aiguilles d'amphibole ; l'épaisseur de cette formation est de 300 m. Enfin, on remarque la présence d'une granodiorite à grands cristaux de feldspath au voisinage des skarns qui seront décrits plus loin.

La carte de la fig. 1 indique où ont été récoltés les onze échantillons qui ont permis l'étude du complexe des roches basiques. L'emplacement numéro 81 correspond tout à la fois à une tonalite et à un gabbro à amphibole.

carte donnant la situation des échantillons
du complexe des roches basiques



échelle: $\frac{1}{10\ 000}$

fig. 1

1) La formation claire homogène

a) Le faciès dominant quartzodioritique à tonalitique

- allure générale : La roche se présente sous l'aspect d'un assemblage équant de cristaux submillimétriques de quartz, de plagioclase, de biotite et d'amphibole parmi lesquels on distingue quelques grands cristaux de plagioclase dont la taille est de l'ordre de 3mm. Il arrive que les biotites dessinent une foliation. L'indice granulométrique de Chayes vaut 120.

- description des minéraux : La plupart des quartz présentent une extinction ondulante. Les plagioclases sont de taille variable, depuis le dixième de millimètre jusqu'à 3 ou 4mm ; ils présentent parfois la macle de Carlsbad et presque toujours la macle de l'albite ; l'extinction n'est jamais zonée de manière continue ; on remarque fréquemment soit l'existence d'une plage interne et d'une plage externe soit des altérations en zone ; à noter que moins les cristaux sont gros, plus ils paraissent zonés et moins leur forme propre est nettement marquée. Les plagioclases homogènes contiennent 45 à 50 % d'anorthite ; ceux qui sont zonés ont un coeur à 65 % d'anorthite et une enveloppe comportant là aussi 45 à 50 % d'anorthite.

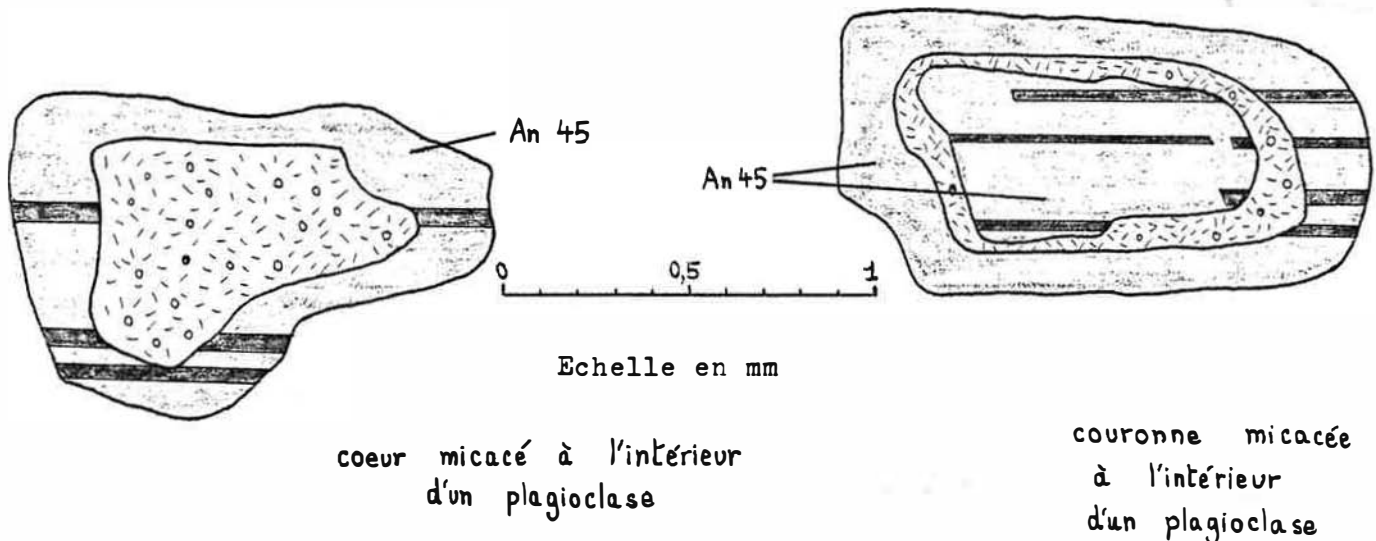
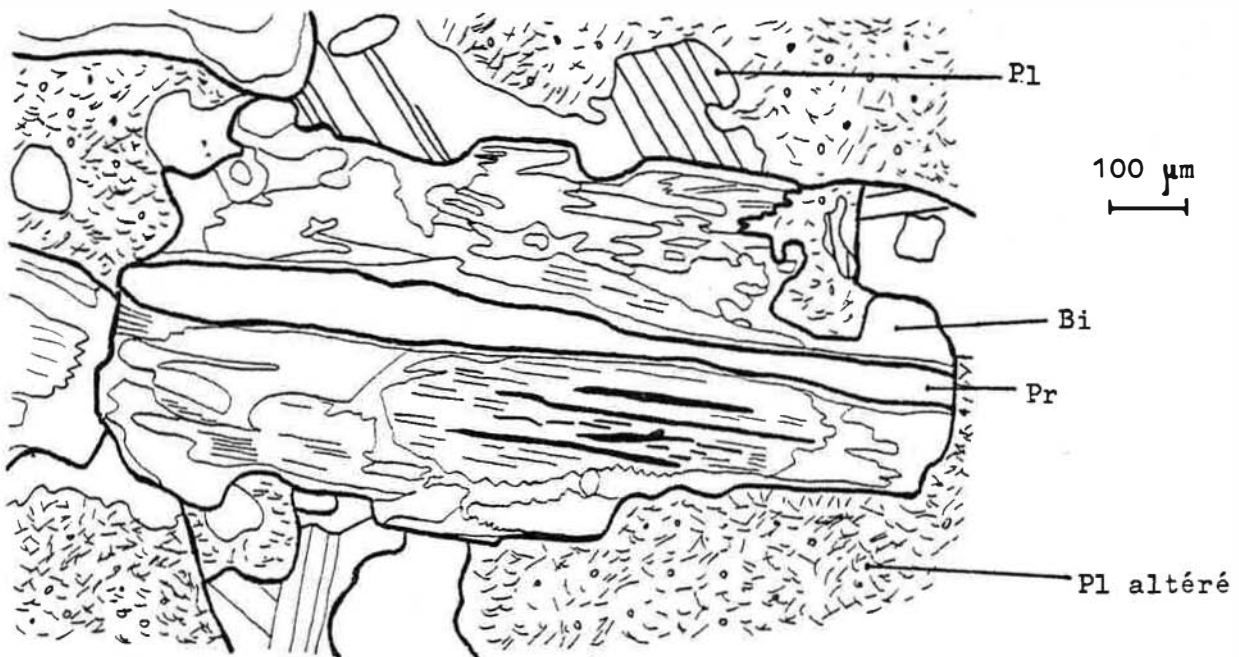


Fig. 2

Les biotites sont assez abondantes et apparaissent parfois en inclusions orientées à l'intérieur des amphiboles. Elles sont plus ou moins transformées en chlorite et de la prehnite s'observe à l'intérieur de leurs feuilletts. La hornblende est présente sous la forme d'une multitude de cristaux dont la taille varie entre un dixième et cinq dixièmes de millimètres ; ses clivages sont parfois infiltrés de feldspath calcosodique. Le feldspath potassique existe parfois sous la forme de petits grains à l'intérieur des cristaux de plagioclase de grande taille. L'apatite apparaît fréquemment en sections hexagonales ou en cristaux trapus dans les biotites, plus rarement dans les hornblendes et les plagioclases ; le zircon n'existe pratiquement

que dans les biotites. Les minéraux opaques sont assez nombreux et atteignent parfois le demi-millimètre.



Pl : plagioclase

Bi : biotite

Pr : prehnite

Fig. 3 : biotite avec prehnite entre des plagioclases partiellement altérés en muscovite.

b) La tonalite à grands cristaux de biotite

- allure générale : Des cristaux plurimillimétriques de biotite apparaissent dans un fond formé de cristaux submillimétriques de biotite, de quartz et de plagioclase. L'indice granulométrique de Chayes vaut 70.

- description des minéraux : Les quartz ont une extinction plutôt franche et présentent assez souvent des craquelures. Les plagioclases apparaissent le plus souvent fortement transformés en muscovite. Cette transformation affecte tantôt la totalité du cristal, tantôt seulement son cœur. La macle de l'albite est assez fréquente, celle de Carlsbad occasionnelle. Quelques individus présentent un aspect nettement automorphe. Les plagioclases contiennent 45 % d'anorthite. On peut distinguer les grands cristaux de biotite et ceux du fond. Les grands cristaux de biotite sont le plus souvent des individus homogènes, non altérés et pauvres en inclusions. Il y a cependant des exceptions : trois d'entre eux sont largement transformés en chlorite et certains voient de la prehnite s'intercaler entre leurs feuillets. Les biotites du

fond contiennent parfois des interlits de prehnite et sont souvent intimement associées à des hornblendes. Ces dernières sont généralement dépourvues de toute forme. On rencontre quelques zircons entourés d'une auréole pléochroïque dans les grands cristaux de biotite.



Fig. 4 : biotite avec prehnite dans ses feuillets au milieu de plagioclases

c) Le cumulat dioritique

- allure générale : A l'oeil nu, la roche se présente sous l'aspect de lentilles feldspathiques de teinte laiteuse plus ou moins parallèles les unes aux autres et liées par des lits de biotite. En lame mince, des lits millimétriques de silicates en feuillets alternent avec des lits centimétriques de plagioclases submillimétriques. Ces feldspaths sont tantôt accolés les uns aux autres, tantôt cimentés soit par du quartz soit par du feldspath potassique. L'indice granulométrique de Chayes vaut 150.

- Description des minéraux : La taille des plagioclases varie entre quelques dixièmes de millimètres et cinq millimètres. Si quelques uns d'entre eux sont fortement transformés en muscovite, la plupart ne montrent pratiquement aucune marque d'altération. Ils présentent le plus souvent leur forme propre. La macle de l'albite est presque toujours présente ; quelquefois, elle est associée à celle de Carlsbad. Un certain nombre de cristaux contiennent un coeur de feldspath potassique. L'extinction des plagioclases n'est jamais zonée et ils contiennent 40 à 45 % d'anorthite.

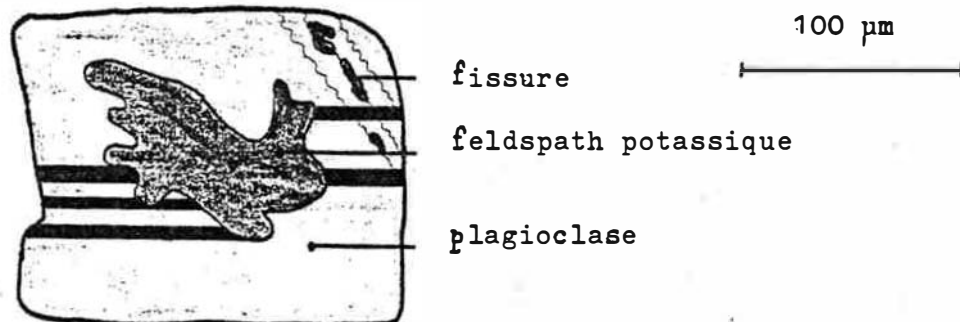


Fig. 5 : plagioclase avec coeur de feldspath potassique.

Le quartz se rencontre exclusivement comme ciment des plagioclases dans certaines parties de la lame. Il s'agit de grandes plages qui s'éteignent en phase moyennant un minimum d'extinction roulante. Le feldspath potassique se présente essentiellement sous la forme d'individus plurimillimétriques qui envoient de nombreux plagioclases et qui vont même jusqu'à s'immiscer au sein de certains d'entre eux. Ces individus sont totalement dénués de forme propre. La biotite se présente parfois en individus isolés mais le plus souvent en groupes. Elle est fréquemment transformée en chlorite. L'apatite est abondante dans les silicates en feuillets. On ne la rencontre jamais ailleurs. Les minéraux opaques sont à peu près inexistant.

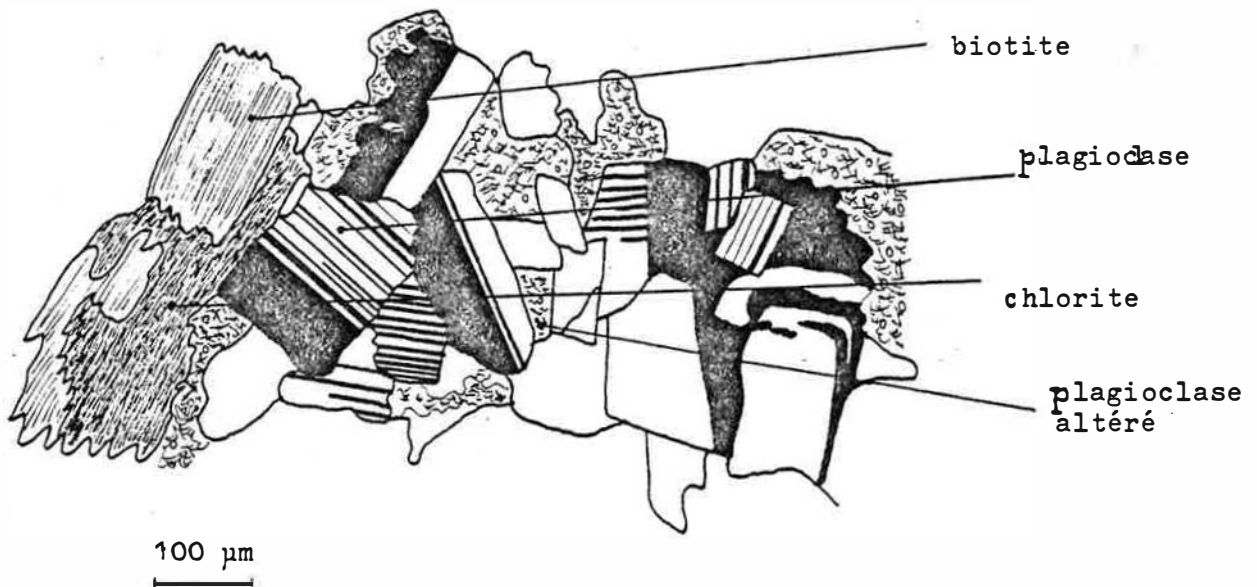


Fig. 6 : groupe de plagioclases dans un cumulat dioritique

2) La formation litée

a) La tonalite

- allure générale : La roche se compose de minéraux de tailles assez différentes, de 0,1 mm pour les plagioclases à 3mm pour les biotites et les quartz. Les minéraux principaux sont le quartz, le plagioclase et la biotite. L'indice granulométrique de Chayes vaut 80.

- déscription des minéraux : Les quartz sont en grand nombre dans la lame: ils sont en général assez gros et sans forme particulière. Leur extinction est ondulante et leur taille moyenne de l'ordre du millimètre. Les plagioclases sont aussi en très grand nombre. Leur taille est assez variable (de 0,1 à 2mm) et ils ont parfois leur forme propre. Quelques cristaux sont zonés. La macle de l'albite est fréquente, celle de Carlsbad plutôt rare. Ils sont souvent altérés en petits grains de muscovite, et cette altération est en général zonée. Les individus homogènes contiennent 45 % d'anorthite. Les plagioclases zonés ont un coeur dont la teneur en anorthite varie entre 55 et 70 % d'anorthite et une enveloppe dont la teneur en anorthite est celle des individus homogènes. Les biotites représentent les plus gros minéraux de la lame (de 1 à 3mm). Leurs contours sont très découpés et elles ne sont pratiquement pas altérées. Les amphiboles sont peu nombreuses et sont réparties de manière irrégulière dans la lame : il s'agit tantôt de hornblende tantôt d'actinote. On observe quelques grains de feldspath potassique dans certains plagioclases. Les minéraux opaques sont très peu nombreux.

b) Le cumulat tonalitique

- allure générale : La roche est constituée essentiellement de lits de plagioclases d'une largeur de 3mm en moyenne séparés par des lits de biotite. L'indice granulométrique de Chayes vaut 110.

- déscription des minéraux : Le quartz se présente parfois sous la forme d'agrégats polycristallins ; mais le plus souvent, il représente le ciment des lits de plagioclases. Son extinction est fréquemment ondulante. Les plagioclases sont nombreux et souvent altérés en muscovite. La macle de l'albite est très fréquente ; celle de Carlsbad est plutôt rare. Leur teneur en anorthite est de l'ordre de 50 %. Le feldspath potassique apparaît en petites taches à l'intérieur des plagioclases. Les quelques cristaux d'allanite contiennent des inclusions de plagioclase altéré en muscovite. Les zircons apparaissent préférentiellement dans les biotites. Les opaques sont répartis uniformément dans l'ensemble de la roche.

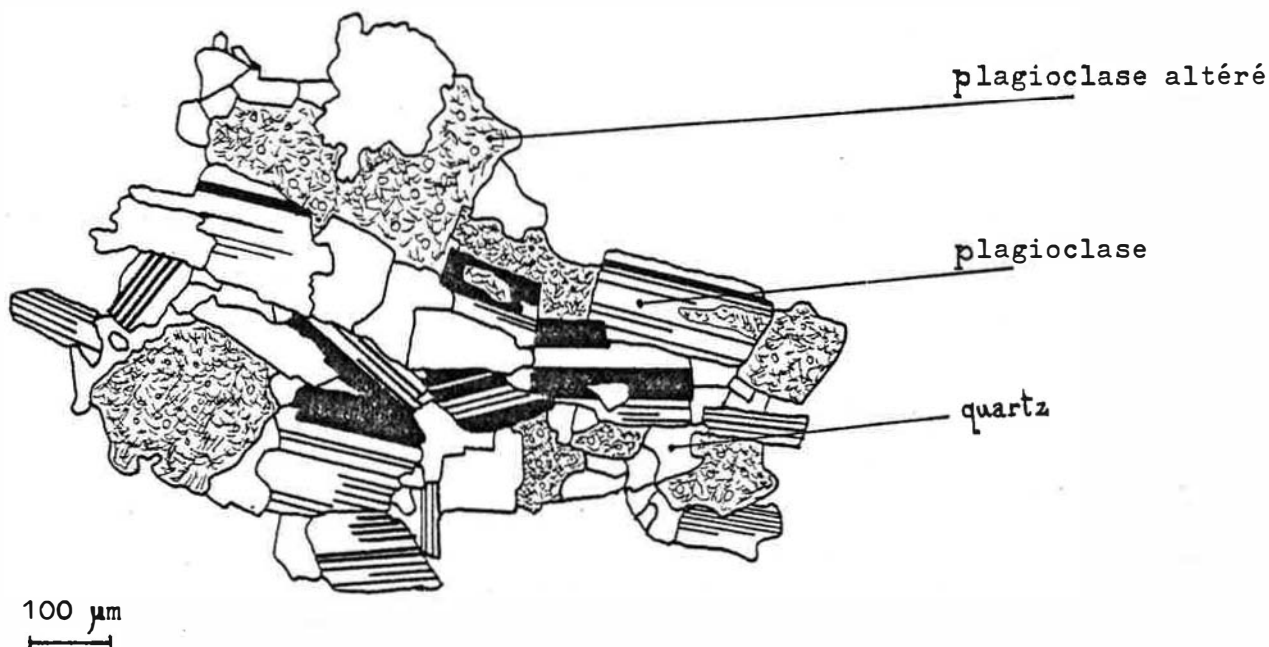


Fig. 7 : groupement de plagioclases liés par du quartz

c) Le gabbro à amphibole

- allure générale : Le gabbro à amphibole est une roche qui alterne avec la tonalite dans la formation litée. On l'observe aussi en enclaves de forme grossièrement ellipsoïdale dans la tonalite en question. Une observation superficielle de cette roche indique qu'il s'agit de cristaux millimétriques de biotite et d'agglomérats millimétriques d'amphiboles dans un fond décimillimétrique formé essentiellement de plagioclase et d'amphibole. L'indice granulométrique de Chayes vaut 120.

- description des minéraux : Les biotites sont nombreuses. La plupart sont de grande taille, mais il y en a aussi quelques unes dans le fond. L'amphibole est abondante : elle se rencontre tantôt en grains isolés, tantôt en agglomérats. Il s'agit d'actinote. Du pyroxène calcique est parfois associé aux amphiboles : on le rencontre aussi en grains isolés, mais il est plutôt rare. Les plagioclases de la roche ne présentent pratiquement aucune trace de transformation en muscovite. La macle de l'albite est fréquente ; parfois, elle est associée à celle de la péricline. L'extinction franche est la règle, l'extinction zonée l'exception. D'une manière générale, ils contiennent de 50 à 55 % d'anorthite. L'apatite et le zircon se rencontrent le plus souvent dans les biotites.

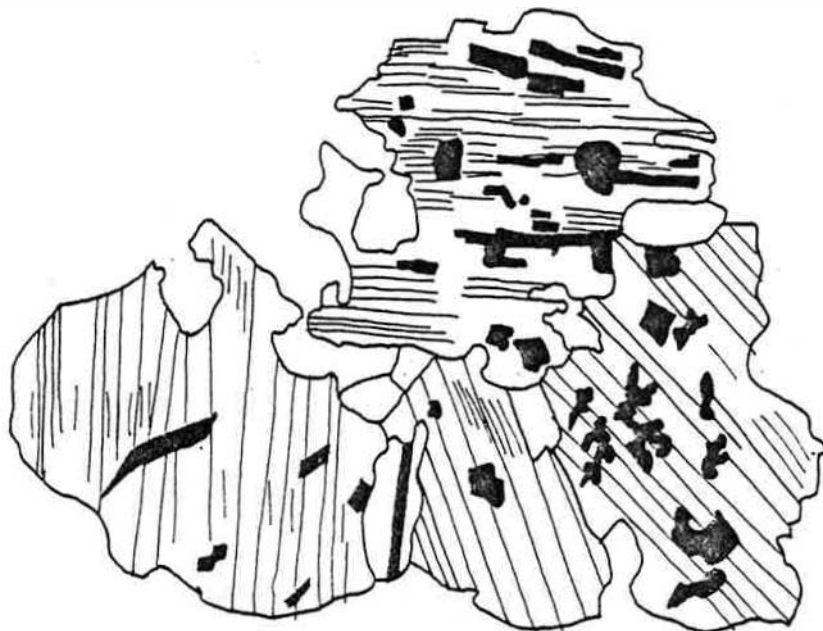


Fig. 8 :
groupement d'amphiboles

100 μ m

d) Le gabbro quartzique à biotite

- allure générale : La roche se compose d'un fin agrégat de plagioclases et de biotites. L'indice granulométrique de Chayes vaut 170.

- description des minéraux : Les plagioclases sont fréquemment transformés en muscovite. Cette transformation concerne tantôt le coeur des cristaux, tantôt une couronne en leur sein. On observe souvent la macle de l'albite. Ils contiennent de 50 à 55 % d'anorthite. Les biotites sont dans l'ensemble très fraîches. On remarque cependant la formation de prehnite dans quelques individus. Le quartz se rencontre sous la forme de petits cristaux disséminés, à l'exception de quelques globules polycristallins dont le coeur est occupé par un amas de plagioclases. Les minéraux opaques et les zircons sont rares et de forte taille. Il est à noter qu'aucun minéral n'a sa forme propre.

3) La formation sombre homogène

a) La diorite à amphibole

- allure générale : On distingue quelques aiguilles millimétriques d'amphibole dans un fond formé de cristaux décimillimétriques d'amphibole et de plagioclase. L'indice granulométrique de Chayes vaut 120.

- description des minéraux : Le quartz ne se rencontre que sous la forme de quelques pages intergranulaires. La transformation des plagioclases en grains fins de muscovite n'est pas loin d'être complète. Dans le cas des

individus où il est encore possible d'observer les contours, on se rend compte que l'altération est plus forte dans le coeur que dans la bordure. Leur teneur en anorthite est de l'ordre de 50 %. Les hornblendes se présentent sous la forme d'aiguilles plus ou moins trapues. Leur altération en chlorite est parfois poussée. Les minéraux opaques sont assez fréquents dans la roche.

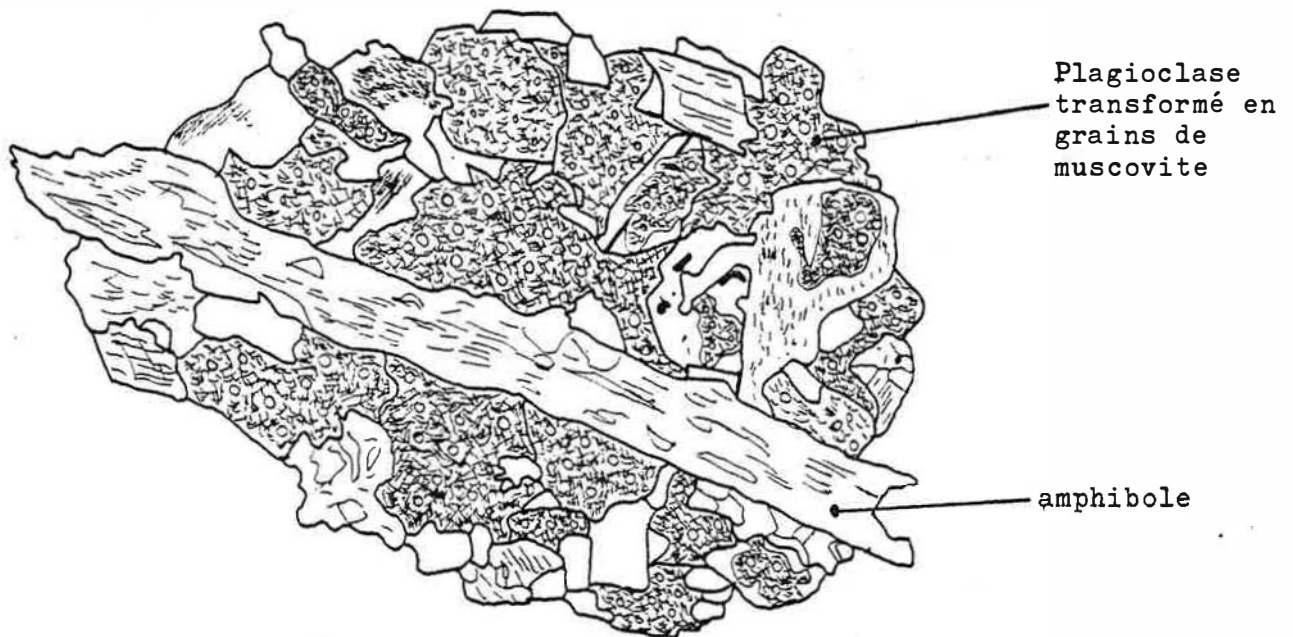


Fig. 9 : cristal allongé de hornblende au milieu de cristaux de faible taille de plagioclase et de hornblende.

b) Le type à longues aiguilles d'amphibole

- allure générale : La roche est composée d'aiguilles d'amphibole dont la longueur est de l'ordre du centimètre et de cristaux plurimillimétriques de plagioclase et de quartz. L'indice granulométrique de Chayes vaut 70.

- description des minéraux : Le quartz est tantôt interstitiel tantôt en plages à plusieurs individus. Son extinction est fréquemment onduleuse. La transformation en grains de muscovite des plagioclases n'est jamais fortement poussée, et elle a tendance à affecter préférentiellement le coeur des cristaux. Ceux-ci présentent souvent la macle de l'albite et rarement celle de Carlsbad. Leur teneur en anorthite est de l'ordre de 50 %. Les hornblendes sont de teinte brune. Lorsque les cristaux sont coupés perpendiculairement à leur axe d'allongement, leurs contours externes sont nettement hexagonaux. L'intérieur du cristal présente toujours une zone aux contours mal définis où a cristallisé du plagioclase ; de plus, l'extinction de l'amphibole même se fait légèrement en zones concentriques, ce qui donne à penser qu'il existe un gradient chimique du centre au bord du cristal. On note de la chlorite et de la prehnite d'altération dans les hornblendes, ainsi que quelques baguettes

d'apatite et des minéraux opaques un peu partout dans la roche.

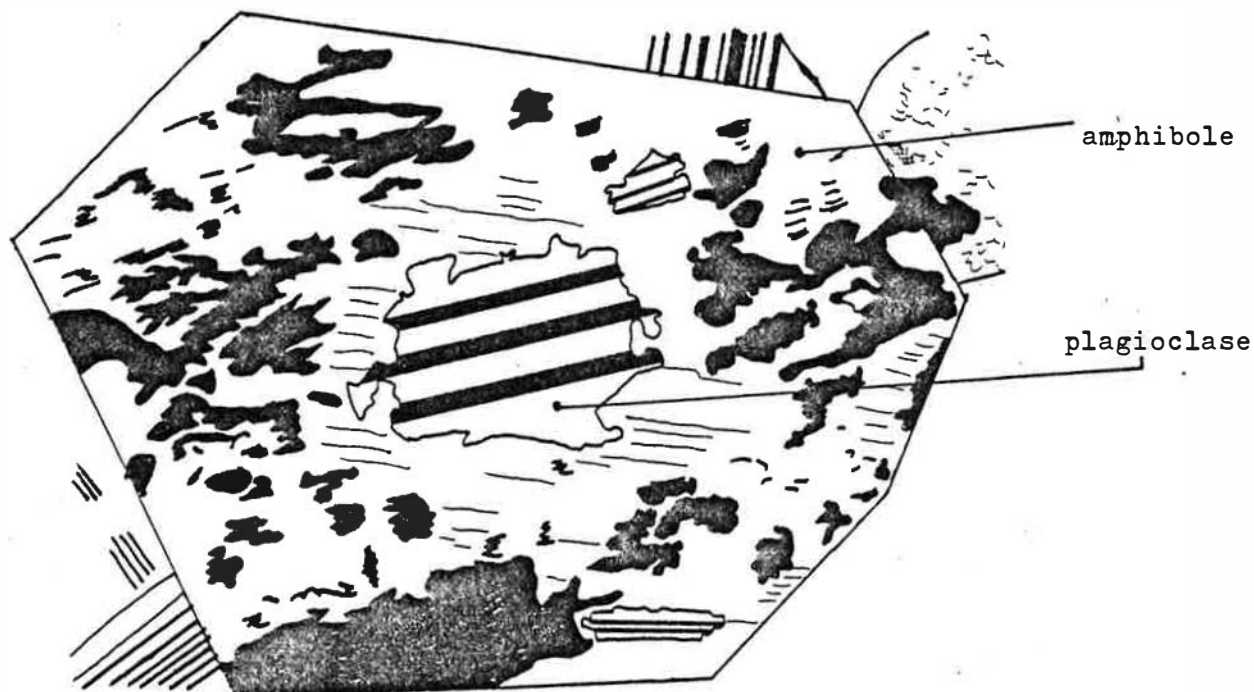


Fig. 10 : coupe d'une amphibole avec coeur de plagioclase

4) La granodiorite à grands cristaux de feldspath

- allure générale : Les grands cristaux de feldspath potassique ont des dimensions de l'ordre de 4cm sur 1,5 cm ; leurs formes sont presque parfaites et ils contiennent de nombreuses inclusions. Le fond de la roche, quant à lui, est formé de cristaux submillimétriques de quartz, de plagioclase, de biotite et d'occasionnels feldspaths alcalins. Les cristaux de quartz sont pour la plupart d'entre eux regroupés en globules d'un ou deux millimètres de diamètre. L'indice granulométrique de Chayes du fond de la roche vaut 80.

- description des grands cristaux de feldspath : Ils présentent en général la macle de Carlsbad. On observe la présence de zones allongées plus ou moins perpendiculaires à la macle de Carlsbad qui ont un aspect lamellaire.

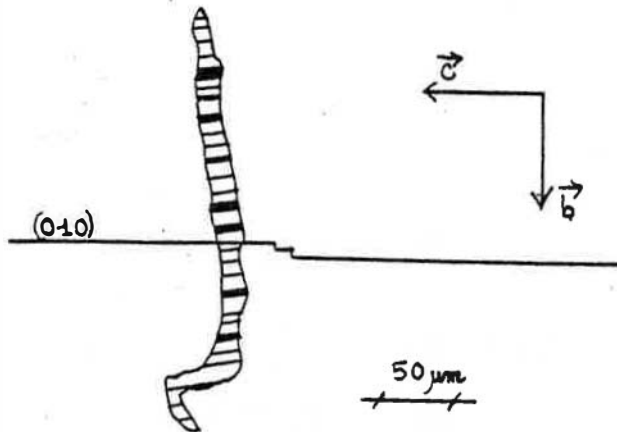


Fig. 11 : zone allongée à aspect lamellaire

La figure 11 montre qu'il s'agit probablement d'exsolution. En effet, le cristal a été taillé selon le plan (b, c) . Or l'exsolution se produit selon le plan (601) . La trace de l'interface entre les phases exsolvées est donc la direction donnée par b . C'est ce qui se vérifie sur la figure. En conséquence, les zones en question sont probablement des précipitats de feldspath sodique. Il est à noter que la phase sodique présente la macle multiple de l'albite. L'épaisseur de ces précipitats est de l'ordre de 10 à 40 μm ; l'intervalle entre deux plans de la macle de l'albite est de l'ordre de 1 à 4 μm . On remarque que la précipitation a été favorisée par l'existence de craquelures. Ces précipitats ne représentent qu'une faible part des cristaux : mais leur existence donne à penser que le feldspath est probablement largement exsolvé à l'échelle submicroscopique. On note par ailleurs la présence de joints à l'intérieur de ces feldspaths. Ces joints sont orientés selon le plan (001) . Ils contiennent des cristaux de quartz, de plagioclase, de chlorite, de carbonate et plusieurs agglomérats de petits cristaux de chlorite. Les inclusions des grands cristaux de feldspath sont orientées selon les plans de croissance cristalline. Les biotites sont rares. Elles sont en général transformées partiellement ou totalement en chlorites. Les chlorites contiennent entre leurs feuilletts du sphène et à l'occasion de la prehnite et du carbonate. Les plagioclases sont en général fortement transformés en grains de muscovite. Lorsque ce n'est pas le cas, on observe en règle générale la macle multiple de l'albite. Les quartz ne présentent pas d'extinction ondulante.

- Description des minéraux du fond de la roche : Les quartz se présentent le plus souvent en groupes ; mais on en observe aussi en intercalations entre les autres minéraux. Leur extinction n'est jamais ondulante. Les plagioclases sont nombreux et contrairement à ceux qui sont situés à l'intérieur des grands cristaux de feldspath potassique, ils sont peu altérés en granules de muscovite. La macle de l'albite est très fréquente, celle de Carlsbad fort rare. Les cristaux ont le plus souvent leur forme propre. Un petit nombre d'entre eux présentent des zonations fort nettes. Les individus homogènes contiennent 35 à 40 % d'anorthite. Les individus zonés ont un coeur à 60 % d'anorthite et une enveloppe dont la teneur en anorthite varie entre 35 et 40 %. Les feldspaths alcalins se présentent selon trois aspects dans la roche. On rencontre des cristaux plurimillimétriques qui montrent la macle de Carlsbad et qui ne présentent pas leur forme propre. On observe

ensuite du feldspath alcalin interstitiel. Un certain nombre de plagioclases présentent enfin des taches informes de feldspath alcalin. Les biotites sont pour la plupart très fraîches, contrairement à celles qui se trouvent en inclusions dans les grands cristaux de feldspath potassique. Elles sont parfois chemisées par de la chlorite ; plus rarement encore, elles voient un peu de prehnite s'intercaler entre leurs feuilletés. Elles contiennent fréquemment du sphène et de l'apatite.

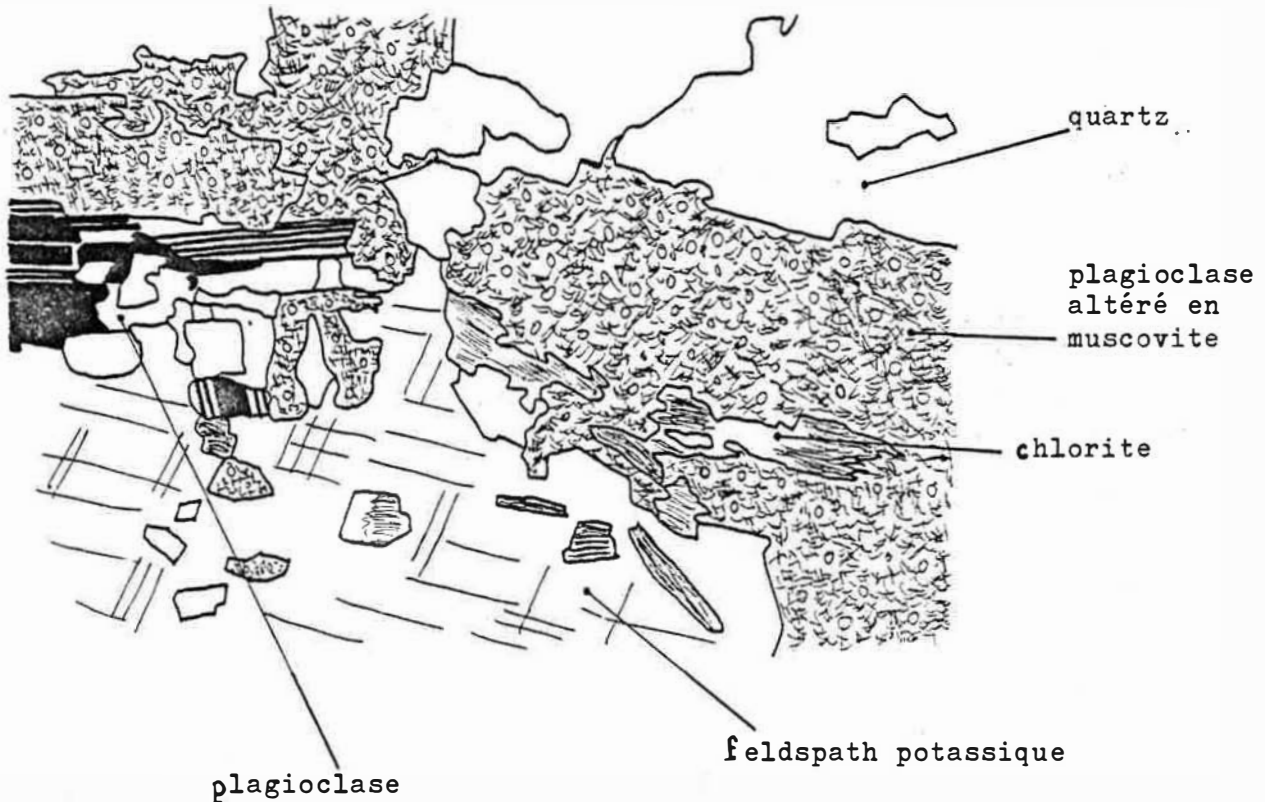


Fig. 12 : contact entre un grand cristal de feldspath potassique et le fond de la roche.

5) Résultats des analyses modales et des analyses chimiques

Ce sont les douze analyses modales qui suivent qui m'ont permis d'attribuer un nom aux matériaux rencontrés dans les trois formations constitutives du complexe basique.

n°	38	20	41	42	81t	100	81g	101	52	59	34	102
Q	17	12	18	2	25	20	0	4	2	29	30	29
Fk	0	0	0	4	1	0	0	0	0	0	17	21
Pl	49	59	41	76	46	67	43	50	55	46	37	36
Phyl	28	25	40	18	22	13	32	46	0	0	16	14
Amp	6	4	1	0	7	0	23	0	43	25	0	0
Px	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0

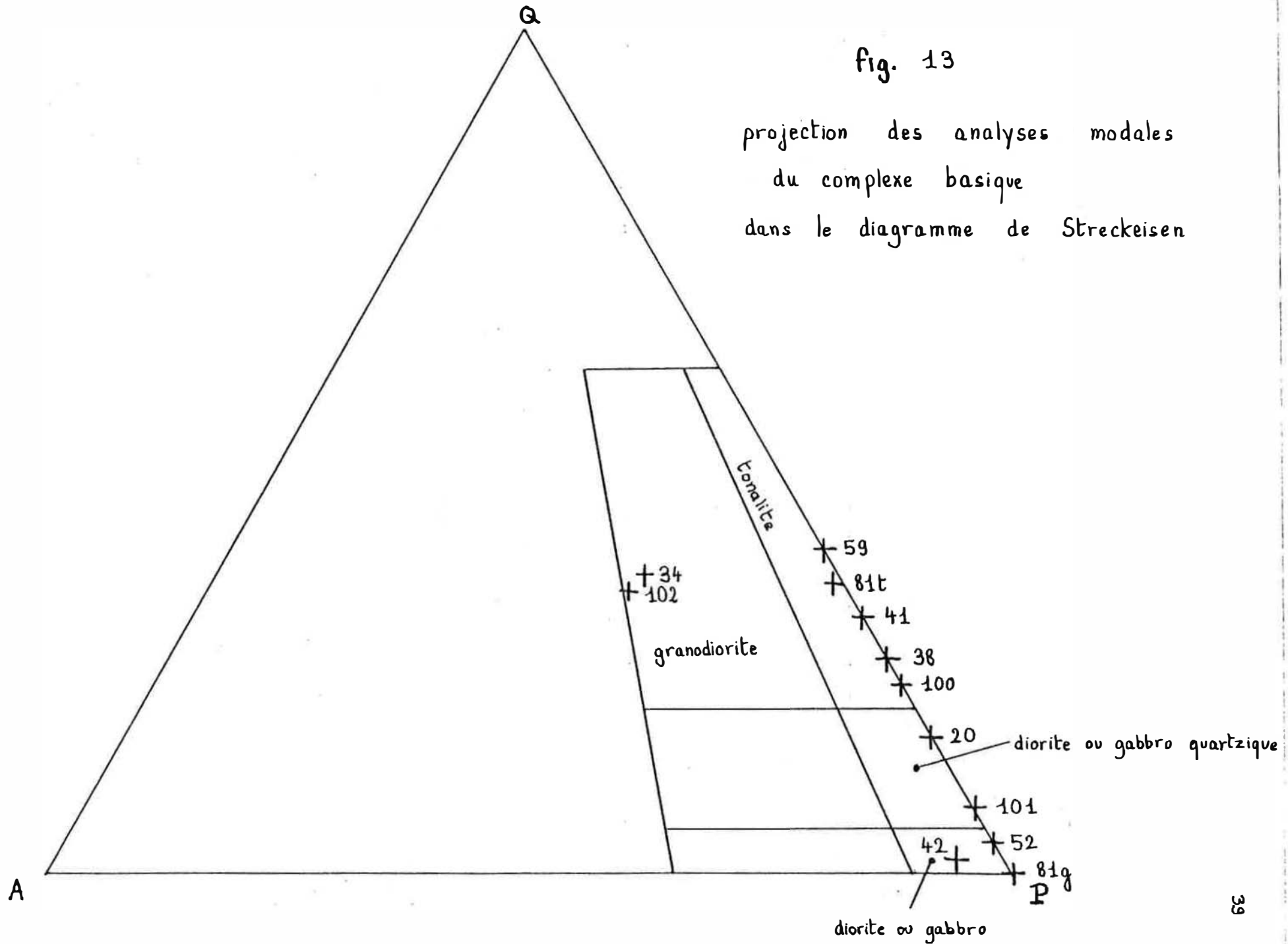
légende : Q = quartz Fk = feldspath potassique Pl = plagioclase
 Phyl = silicates en feuillets Amp = amphibole Px = pyroxène

- 38 : tonalite de la formation homogène claire
 20 : diorite quartzique de la formation claire homogène
 41 : tonalite à grands cristaux de biotite
 42 : cumulat dioritique
 81t : tonalite de la formation litée
 100 : cumulat tonalitique
 81g : gabbro à amphibole
 101 : gabbro quartzique à biotite
 52 : diorite à amphibole
 59 : type à longues aiguilles d'amphibole
 34 : granodiorite à grands cristaux de feldspath
 102 : granodiorite à grands cristaux de feldspath

Tableau n° 1 : analyses modales des roches du complexe basique en pourcentages.

fig. 13

projection des analyses modales
du complexe basique
dans le diagramme de Streckeisen



Les neuf analyses chimiques qui suivent ont été réalisées soit par Y. BAUD au laboratoire de géologie de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne, soit par L. ROUX au laboratoire de géologie-pétrologie de l'Université Paul Sabatier de Toulouse.

n°	38	20	41	42	81t	81g	52	59	102
SiO ₂	53,5	53,6	56,7	52,6	61,8	50,9	54,4	56,1	66,1
Al ₂ O ₃	19,5	21,5	17,2	24,2	16,6	18,3	20,0	15,5	15,5
Fe ₂ O ₃ Total	8,4	8,2	7,7	6,4	7,3	11,5	9,4	8,2	1,7
MnO	0,2	/	/	0,1	/	/	/	/	/
MgO	4,0	3,9	3,2	2,4	2,3	3,8	2,4	5,5	4,6
CaO	5,7	8,5	5,8	5,7	5,6	8,1	6,0	7,6	3,7
Na ₂ O	2,1	2,0	1,9	3,5	2,5	2,1	1,9	2,2	3,2
K ₂ O	2,4	2,5	2,3	2,2	2,8	2,8	2,4	1,1	4,0
TiO ₂	1,4	1,6	1,1	1,0	0,8	0,9	1,3	0,7	0,7
H ₂ O	2,6	2,9	3,2	1,0	1,6	1,4	3,0	3,0	0,8
Total	99,8	104,8	99,2	99,1	101,8	99,8	100,9	100,0	100,2

Tableau n° 2 : analyses chimiques des roches du complexe basique en pourcentages pondéraux.

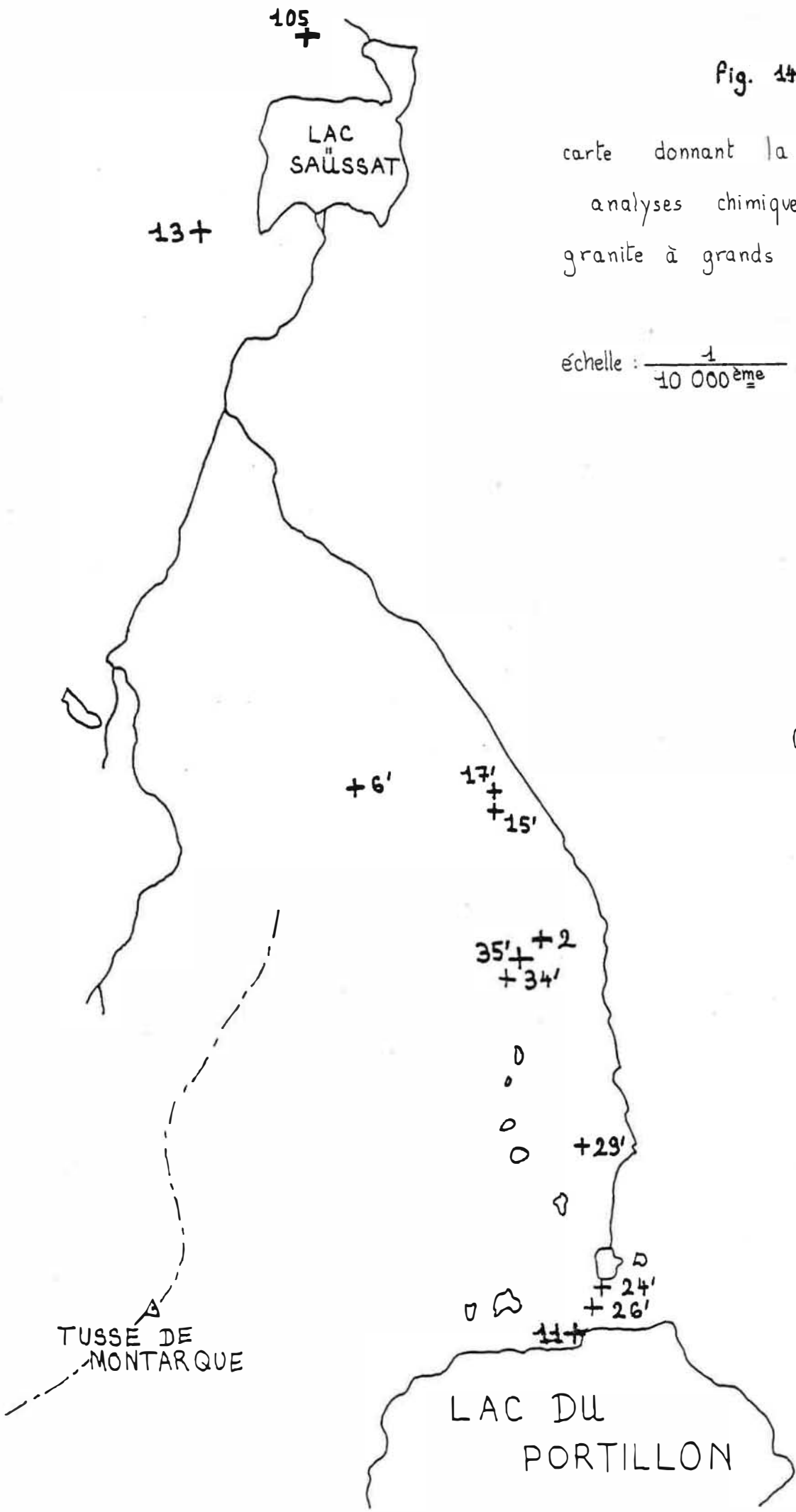
B) Le granite à grands cristaux de feldspath

Le granite à grands cristaux de feldspath s'étend de son contact avec l'encaissant métamorphique au Nord à son contact avec le complexe basique au Sud. Il s'agit d'une roche qui présente peu de variations de faciès. J'ai cependant pu distinguer un faciès dit à biotite, un faciès dit à chlorite et un faciès pauvre en grands cristaux de feldspath. Je précise que ces faciès correspondent à des limites entre lesquelles on pourrait décrire des faciès intermédiaires correspondant à des roches de la région en question. J'ai inclus dans ce paragraphe la description d'une aplite qui apparaît fréquemment au contact entre le granite à grands cristaux de feldspath et les enclaves de roches métamorphiques qu'il englobe.

Fig. 14

carte donnant la situation des analyses chimiques dans le granite à grands cristaux de feldspath

échelle : $\frac{1}{10\ 000^{\text{ème}}}$



GRAND QUAYRAT

1) Les faciès du granite à grands cristaux de feldspath proprement dit

Je dispose de neuf analyses chimiques pour l'étude du granite à grands cristaux de feldspath sensu stricto. Deux d'entre elles, les analyses n° 11 et n° 13, ont été réalisées par Y. BAUD à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne. Les sept autres proviennent du travail réalisé par le CRPG de Nancy dans les années 1960 ; leurs numéros correspondent à ceux du fichier du CRPG : 6', 15', 17', 24', 26', 29' et 34'. Les analyses n° 11 et n° 13 ont été réalisées dans le faciès à chlorite. J'ignore malheureusement le faciès exact pour les 7 autres analyses. La fig. 14 permet de localiser l'origine des neuf échantillons analysés. Le tableau n° 3 donne le résultat de ces analyses.

N°	13	6'	15'	17'	24'	26'	29'	34'	11
SiO ₂	68,1	72,3	72,1	74,5	70,4	65,7	67,2	70,2	63,8
Al ₂ O ₃	14,9	14,5	14,6	12,2	15,6	16,7	15,6	15,4	16,5
Fe ₂ O ₃ total	4,4	4,7	1,4	3,1	3,4	4,4	3,8	3,7	4,5
MnO	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	0,9	0,4	1,1	1,2	1,2	1,6	1,3	1,0	1,2
CaO	2,0	0,9	1,8	2,1	1,7	2,3	2,4	2,0	2,9
Na ₂ O	2,7	3,0	3,5	2,4	2,4	2,5	2,7	2,9	2,6
K ₂ O	4,4	4,7	1,4	3,1	3,4	4,4	3,8	3,7	4,5
TiO ₂	0,7	0,2	0,5	0,5	0,6	0,6	0,3	0,5	0,7
H ₂ O	2,2	1,0	1,8	1,4	1,7	2,0	1,8	1,1	2,6
TOTAL	100,0	98,9	100,0	100,9	101,0	99,8	99,3	100,7	99,7

Tableau n° 3 : analyses chimiques du granite à grands cristaux de feldspath

a) Le faciès à biotite

- allure générale : Les grands cristaux de feldspath potassique représentent de l'ordre de 20 % du volume de la roche. Ils ont la forme de tablettes allongées selon la direction \vec{a} et aplaties selon le plan (010). La fig.

ci-dessous indique leurs dimensions moyennes, qui sont de l'ordre de 4,0 cm x 1,0 cm x 0,5 cm.

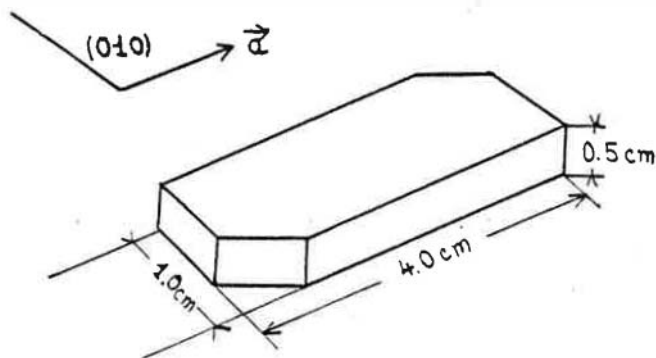


Fig.15 : aspect et dimensions moyennes des grands cristaux de feldspath

Le fond de la roche est composé de feldspaths potassiques, de quartz, de plagioclases et de biotites. Le quartz et les feldspaths potassiques sont abondants. Les plagioclases sont plus rares et la transformation en grains de muscovite les affecte parfois.

- Description des grands cristaux de feldspath potassique : Ils présentent toujours la macle de Carlsbad et sont souvent parcourus par des craquelures remplies de quartz. On ne note la présence d'aucune précipitation d'une phase sodique, ni sous la forme d'une exsolution périodique ni sous la forme de précipitats au voisinage d'un défaut cristallin. Les minéraux en inclusion, de taille décimillimétrique à submillimétrique, représentent en général 10 à 15 % du volume des grands cristaux. Il s'agit de biotite en général peu chloritisée, de quartz à extinction franche et de plagioclase assez fortement transformé en grains de muscovite. Le plagioclase contient 30 à 35 % d'anorthite.

- Description des minéraux du fond de la roche : Le quartz se présente sous la forme de plages centimétriques informes dont les individus millimétriques s'éteignent d'une manière légèrement ondulante. Les feldspaths potassiques montrent la macle de Carlsbad et ressemblent beaucoup du point de vue du matériau à leurs homologues de plus grande taille. Leurs formes sont irrégulières. Lorsque les plagioclases ne sont pas transformés en grains de muscovite, ils présentent la macle de l'albite et parfois celle de la péricline. La macle de Carlsbad est rare. Les myrmékites sont fréquentes à leur voisinage avec les feldspaths potassiques. Quand ils sont zonés, leur cœur contient 45 % d'anorthite et leur enveloppe 30 à 35 %. Les individus homogènes ont la même teneur en anorthite que l'enveloppe de ceux qui sont zonés. Les biotites sont dans l'ensemble peu altérées. Elles contiennent en inclusions de l'apatite, du zircon et de la muscovite ; on observe à l'occasion un peu de prehnite ou de chlorite d'altération. Les minéraux opaques sont peu fréquents.

b) Le faciès à chlorite

- allure générale : La roche se compose de grands cristaux de feldspath potassique en tous points analogues aux précédents et d'un fond de micas et de plagioclases altérés entourant des agrégats de quartz et quelques rares feldspaths potassiques. Ces agrégats et ces feldspaths ont une

taille moyenne de l'ordre du demi-centimètre. Celle des plagioclases est de l'ordre du millimètre et celle des micas un peu inférieure. On observe parfois des fissures avec des granules de quartz, un peu de biotite altéré et de la calcite.

- description des grands cristaux de feldspath potassique : Ils sont fort comparables à ceux que l'on rencontre dans le faciès à biotite. Mais les transformations des inclusions de biotite en chlorite et des inclusions de plagioclase en muscovite y sont plus poussées.

- description des minéraux du fond de la roche : Les plagioclases sont presque intégralement transformés en grains de muscovite, au point que de véritables plages décimillimétriques de ce minéral se développent en leur sein. Ils présentent en général la macle de l'albite et parfois celle de Carlsbad. Le plagioclase est de composition albitique. Le quartz est en grandes plages polycristallines aux contours finement découpés. Il semble remplir les interstices entre les plagioclases et comprend des inclusions de muscovite, de biotite et de rutile en fines baguettes. Son extinction est légèrement roulante, surtout au voisinage des fissures. Les biotites sont dans l'ensemble très altérées : leur transformation donne naissance à des granules de chlorite et parfois à des lentilles de prehnite. Celles qui sont restées fraîches contiennent du sphène, de l'apatite, du zircon et de la pistachite. Les feldspaths potassiques tendent à s'altérer en muscovite, surtout quand ils sont de faible taille.

2) Le faciès pauvre en grands cristaux de feldspath

- allure générale : La roche est essentiellement composée de grains millimétriques de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique.

- description des minéraux : Les plagioclases ont souvent leur forme propre. Ils sont assez fortement transformés en grains de muscovite. Leur composition est albitique. On en rencontre à l'intérieur des feldspaths potassiques. Certains de ces derniers contiennent d'abondants précipitats en taches d'une phase sodique montrant la macle de l'albite. Les quartz sont à extinction franche et sont regroupés en individus polycristallins. La muscovite et la chlorite apparaissent sous la forme de paillettes nombreuses dans la roche.

3) L'aplite de contact avec les enclaves

- aspect général : Il s'agit d'une roche dont les cristaux sont tous de taille submillimétrique. On y rencontre essentiellement du quartz, du plagioclase et du feldspath potassique.

- description des minéraux : Le quartz présente une extinction légèrement ondulante. On le rencontre en inclusions à l'intérieur des feldspaths potassiques. Les plagioclases, de composition albitique, sont si fortement altérés en petits grains de muscovite que les macles ne sont visibles que rarement. Ils ne présentent jamais de zonation. Les feldspaths potassiques sont parfois finement exsolvés selon des lamelles dont la largeur n'excède

pas quelques microns. On observe quelques grenats fissurés : ces craquelures contiennent du quartz et de la muscovite. On note quelques cristaux de chlorite provenant d'une biotite dont il reste des traces dans les clivages. La muscovite apparaît tantôt en individus de taille millimétrique, tantôt en masses polycristallines interstitielles.

4) Analyses chimiques du faciès pauvre en grands cristaux de feldspath et de l'aplite de contact

Ces analyses proviennent soit du CRPG soit de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne.

Tableau n° 4 : analyses chimiques du faciès pauvre en grands cristaux de feldspath et de l'aplite de contact.

n°	105	2	35'
SiO ₂	70,6	74,3	64,9
Al ₂ O ₃	14,3	12,6	19,2
Fe ₂ O ₃ total	2,7	2,6	1,6
MnO	0,0	0,0	0,0
MgO	0,7	0,6	0,3
CaO	0,9	0,9	1,0
Na ₂ O	2,6	1,8	6,4
K ₂ O	4,2	5,0	4,2
TiO ₂	0,4	0,4	0,2
H ₂ O	3,1	1,5	1,0
Total	99,5	99,7	98,0

105 : faciès pauvre en grands cristaux de feldspath

2 : faciès pauvre en grands cristaux de feldspath

35' : apélite de contact

C) Le granite à grain fin et à muscovite

Ce granite est intrusif dans toute la partie méridionale du terrain. J'en ai observé des cheminées d'alimentation tout autour du lac du Portillon ; mais il ne forme des masses lenticulaires d'épaisseur appréciable qu'au niveau de la chaîne frontrière, et plus particulièrement au pic Perdiguère, le point culminant du massif du Lys Caillaouas.

- allure générale : La roche se compose de cristaux millimétriques de muscovite dans un fond de cristaux submillimétriques de quartz, de plagioclase

et de feldspath potassique.

- description des minéraux : les muscovites contiennent fréquemment des cristaux de quartz. Ces cristaux de quartz ont réagi avec la muscovite : chaque minéral présente en effet une auréole de réaction. Il est à noter que le phénomène est analogue pour les cristaux de muscovite englobés dans du quartz. Par ailleurs, la transformation en grains de muscovite du plagioclase est parfois si poussée qu'on voit apparaître des lamelles de muscovite dans ce minéral. Les quartz ont une extinction très faiblement ondulante. Les feldspaths potassiques contiennent fréquemment des cristaux de quartz et de plagioclase de faible taille. Les plagioclases ne sont jamais zonés et une quantité importante de muscovite se développe à leurs dépens : leur composition est albitique. La roche contient de nombreuses chlorites. Les restes de biotite observés dans leurs clivages donnent à penser qu'il s'agit d'anciennes biotites. On n'observe pas de minéraux opaques et aucun minéral n'a sa forme propre.

Analyse modale et analyses chimiques des échantillons n° 35 et 26' : j'ai récolté l'échantillon n° 35 au sommet même du Pic Perdiguère. J'y ai effectué une analyse modale et L. ROUX, de l'Université de Toulouse, en a réalisé l'analyse chimique. L'échantillon n° 26' provient du filon d'alimentation en ce granite situé 30m au Nord de l'appui occidental du barrage du Portillon. Son analyse a été faite au CRPG à Nancy.

Quartz	34 %
Feldspath calcosodique	37 %
Feldspath potassique	20 %
Chlorite	2 %
Muscovite	7 %

Tableau n° 5 : analyse modale et analyses chimiques des échantillons n° 35 et n° 26'

n°	35	26'
SiO ₂	75,0	73,0
Al ₂ O ₃	13,7	14,6
Fe ₂ O ₃ total	2,1	1,8
MnO	/	0,0
MgO	0,4	0,4
CaO	0,8	0,9
Na ₂ O	2,7	2,2
K ₂ O	4,7	6,6
TiO ₂	0,2	0,2
H ₂ O	1,4	1,1
Total	101,2	100,8

CHAPITRE 2 : ROCHES METAMORPHIQUES ET SKARNS

Ce chapitre correspond à l'inventaire des roches métamorphiques ~~cons-~~tituant les nombreuses enclaves que contiennent les roches éruptives de la vallée du Portillon, à partir de vingt échantillons représentatifs. La carte donnée en fig. 16 indique la position des enclaves ainsi que les emplacements où les différentes roches ont été prélevées. Aucune étude n'a été effectuée sur les métamorphismes qui ont affecté ces roches ; elles ont en effet subi un métamorphisme régional puis un métamorphisme de contact associé à la mise en place des roches éruptives du massif du Lys Caillaouas. Une histoire métamorphique aussi complexe nécessiterait une recherche qui sortirait des limites de ce modeste travail. Je me contenterai en conséquence de donner la liste des vingt échantillons observés avec leur détermination et l'association minérale qui leur correspond, puis de décrire quelques roches particulièrement typiques.

J'ai découvert deux fort beaux skarns dans la vallée du Portillon : celui du col du Pluviomètre et celui du col supérieur de Litérole. J'en donnerai une description minéralogique complète. J'ai observé un troisième skarn dans un éboulis au pied de la face Sud-Ouest du pic Royo : je n'en parlerai pas dans la mesure où il n'est pas en place. La présence d'autres skarns dans les parois qui entourent le cirque du lac du Portillon n'est pas exclue, mais les dangers de l'ascension de ces falaises délitées seront toujours un obstacle à leur étude.

A) Les roches métamorphiques

1) Tableau des associations minérales des échantillons étudiés

Ce tableau donne, pour chacun des vingt échantillons étudiés, son numéro, ce qui permet de le repérer sur la carte, sa détermination et la liste des principaux minéraux qui le composent. Les minéraux considérés sont le quartz, le plagioclase, la biotite, la muscovite, la chlorite, la sillimanite, l'andalousite, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, le corindon, la hornblende, le graphite, l'épidote et la calcite. Je n'ai tenu compte ni des matériaux argilo-micacés d'altération ni de la pyrite ni de la tourmaline ni du rutile ni du zircon ni des minéraux opaques.

2) quelques roches typiques

a) micaschiste à chlorite et muscovite (échantillon n° 8)

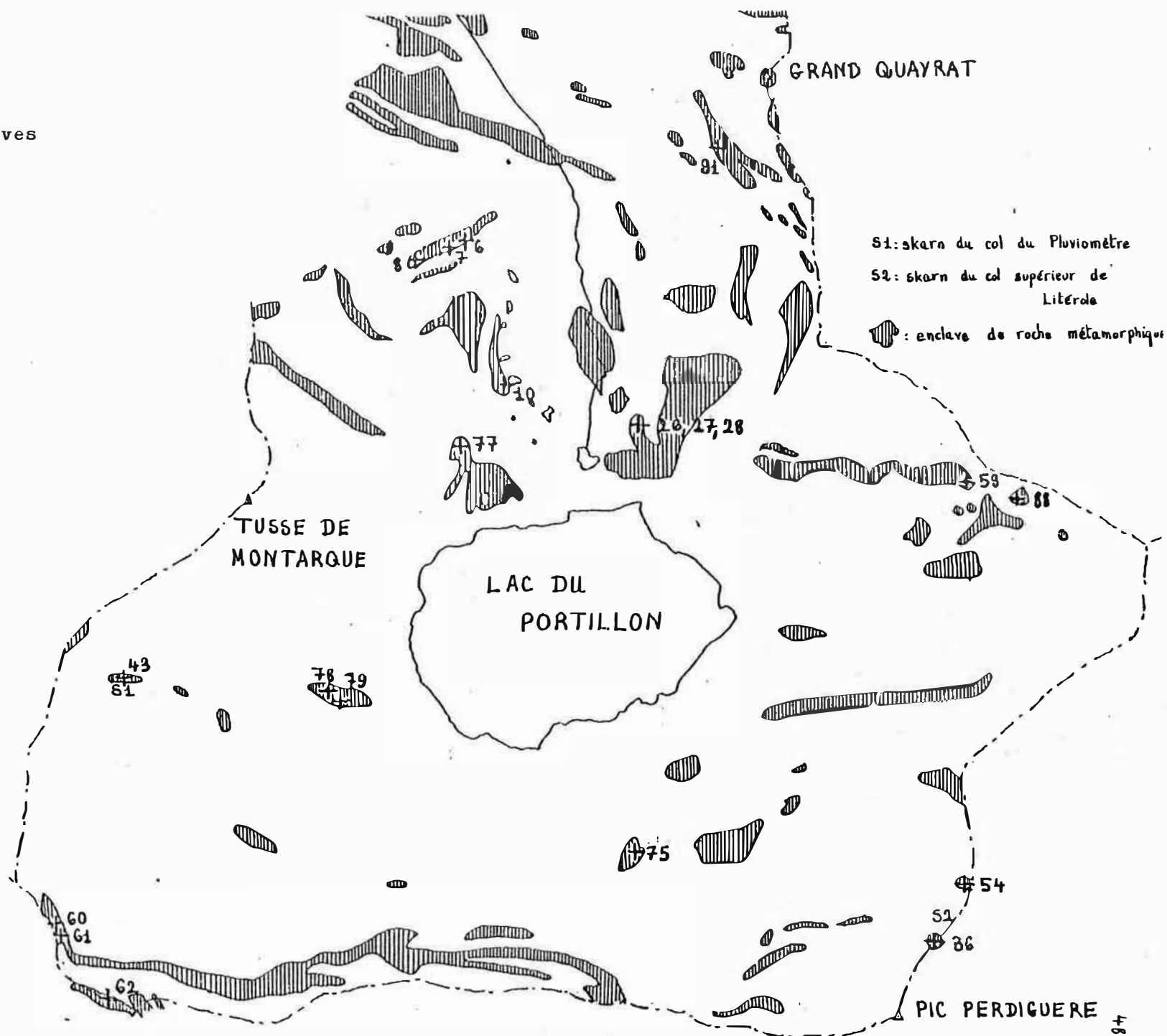
- aspect général : La roche présente une alternance submillimétrique de lits clairs formés de petits grains de quartz et de lits sombres où dominent la muscovite et la chlorite.

- description des minéraux : Les quartz sont de taille centimillimétrique et présentent une extinction légèrement ondulante. On rencontre les plagioclases en grains centimillimétriques sans forme propre dans l'ensemble de la roche. Leur transformation poussée en muscovite, voire en kaolinite, explique que la

Fig. 16

carte au $\frac{1}{13333^{\text{ème}}}$ des enclaves

de roche métamorphique de la
vallée du Portillon



n°	Nom de la roche	Fk	Q	Pl	Bi	Ms	Chl	Sil	And	Opx	Cpx	Cor	Hbl	Grp	Ep	Cc
54	schiste graphiteux à passée quartzique		X			X	X							X		
7	micaschiste à biotite et chlorite		X	X	X	X	X									
8	micaschiste à chlorite et muscovite		X	X		X	X									
88	micaschiste à biotite et muscovite		X	X	X	X	X									
91	micaschiste à biotite et sillimanite		X	X	X	X		X								
10	gneiss à biotite et sillimanite	X	X	X	X	X		X								
77	micaschiste à biotite et sillimanite		X	X	X	X		X								
78	micaschiste à biotite et sillimanite		X	X	X	X		X								
36	micaschiste graphiteux à biotite et sillimanite		X	X	X	X		X					X	X		
75	micaschiste graphiteux à andalousite, sillimanite et corindon		X	X	X	X	X		X			X	X	X		
79	cornéenne graphiteuse à biotite et sillimanite		X	X	X	X	X		X				X	X		
61	cornéenne à épidote		X	X	X	X	X								X	
43	amphibolite		X	X	X	X							X			
6	cornéenne à pyroxène et hornblende		X	X	X	X				X	X		X			
59	cornéenne à pyroxène et hornblende		X	X	X	X					X		X		X	
60	pyroxénite		X	X	X	X					X					
26	marbre quartzeux		X	X												X
28	marbre faiblement quartzeux		X													X
62	marbre		X								X					X
27	marcasite stratoïde															X

Fk : feldspath
potassique

Q : quartz

Pl : plagioclase

Bi : biotite

Ms : muscovite

Chl: chlorite

Sil: sillimanite

And: andalousite

Opx: orthopyroxène

Cpx: clinopyroxène

Cor: corindon

Hbl: hornblende

Grp: graphite

Ep : épidote

Cc : calcite

Tableau n° 6 : noms et associations minérales des 20 échantillons étudiés

macule de l'albite ne soit jamais visible, et rend impossible leur détermination optique. La muscovite est fréquente en grandes plages à l'intérieur des lits sombres : elle contient souvent du rutile dans ses clivages et elle a aussi tendance à se transformer en kaolinite. Il est possible que cette muscovite provienne d'une rétro-morphose de la biotite, phénomène qui libère le titane nécessaire à la formation du rutile. On remarque aussi des inclusions graphiques de quartz dans certaines muscovites. Les chlorites sont abondantes dans les lits sombres. Certaines d'entre elles présentent des baguettes de rutile maclé sagénite, ce qui signifie qu'elles aussi pourraient en partie provenir de la rétro-morphose de la biotite. On observe dans les lits sombres des masses formées de kaolinite et de pyrophyllite qui semblent provenir de la transformation des silicates en feuillets. Quelques minuscules cristaux de biotite se rencontrent à l'intérieur de certains grains de quartz. On note à l'occasion du zircon et de l'apatite dans les silicates en feuillets.

b) gneiss à biotite et sillimanite (échantillon n° 10)

- aspect général : Des lits clairs millimétriques de quartz centimillimétrique à décimillimétrique alternent avec des lits sombres plus fins composés de biotite et de sillimanite.

- description des minéraux : Le quartz est en général de taille faible à l'intérieur des lits dont il est le principal constituant. Il est en revanche de taille plus importante à l'intérieur des lits de biotite et de sillimanite. Son extinction est en général franche. Les lits quartzeux contiennent du feldspath potassique. On observe des plagioclases de taille submillimétrique au voisinage des lits de biotite et de sillimanite. Ils présentent la macule de l'albite et ne sont que faiblement transformés en muscovite. Ils contiennent de nombreuses inclusions de biotite et ont des contours déchiquetés. A d'autres endroits, les plagioclases sont nettement plus fins et leur transformation en granules de muscovite est plus avancée. Quelques grains de plagioclase se rencontrent à l'intérieur des lits de biotite et de sillimanite. Le pourcentage en anorthite des plagioclases est de l'ordre de 20 % à 25 %. On remarque un semis de petites biotites à l'intérieur des lits quartzeux. Mais ce minéral est surtout abondant dans les lits sombres, dont il représente la moitié du volume. Dans ce cas, les biotites forment des cristaux plus ou moins parallèles à la foliation et présentent des faces bien découpées : elles contiennent fréquemment des interlits de muscovite. La sillimanite est abondante dans les lits sombres. Elle paraît en réaction tantôt avec de la biotite tantôt avec de la muscovite. Les cristaux de ce dernier minéral sont associés aux cristaux de biotite à l'intérieur des lits sombres. De rares tourmalines submillimétriques se rencontrent dans les lits sombres.

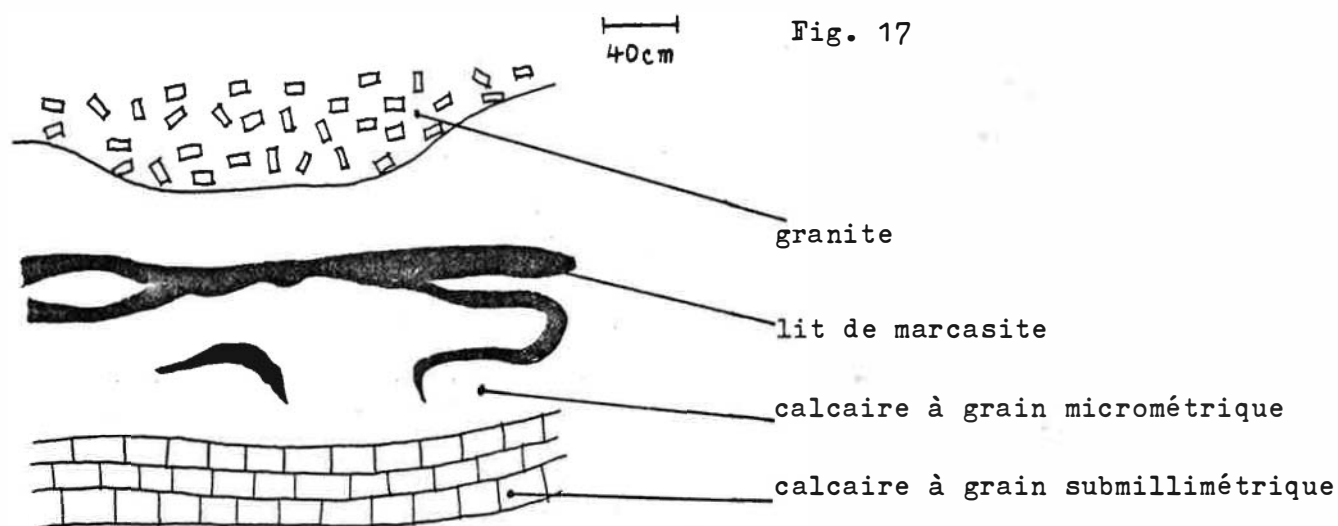
c) enclave de calcaire (échantillons n° 26, 27 et 28)

J'ai remarqué une enclave de marbre à quelques centaines de mètres à l'Est du refuge du Portillon. Cette enclave est associée à une enclave de schiste à biotite. La zone marmoréenne a des dimensions de l'ordre de 8 x 2m. Son contact avec le granite à grands cristaux de feldspath présente des phénomènes intéressants qui sont mis en évidence sur la fig. 17. En allant du granite au banc marmoréen massif, on rencontre :

- un marbre formé de cristaux micrométriques de calcite avec quelques cristaux submillimétriques de calcite et quelques groupements de grains de quartz ; ce marbre présente tous les centimètres un lit de teinte rousse riche en goethite : ces lits sont parallèles au contact entre le granite et le calcaire de l'enclave

- une marcasite stratoïde : elle se présente sous l'aspect de lits noirâtres à l'intérieur du calcaire à grain micrométrique ; ces lits ont une épaisseur décimétrique ; à côté de la marcasite, j'ai noté un peu de pyrite et de chalcopryrite, quelques granules de pyrrotite et des veinules de goethite

- un marbre formé de grains de calcite de taille submillimétrique et contenant quelques plages composées de quartz et de plagioclase optiquement indéterminable.



d) cornéenne à amphibole et pyroxène (échantillon n° 59)

- aspect général : La roche se compose d'une alternance parallèle à la schistosité de zones centimétriques de cornéenne pyroxénique et de zones millimétriques de cornéenne amphibolique.

- description des minéraux : La taille du quartz est centimillimétrique, son extinction franche et sa forme quelconque. Les amphiboles sont de taille décimillimétrique ; elles contiennent de nombreuses inclusions de quartz et sont en général formées de plusieurs individus de taille plus faible. Il s'agit de hornblende. Les pyroxènes sont abondants et de taille comparable à celle du quartz : leurs caractères optiques donnent à penser que ce sont des salites. On trouve quelques grains de chlorite et d'épidote dans la roche. Les plagioclases sont de même taille que les quartz : ils sont légèrement transformés en granules de muscovite.

e) amphibolite (échantillon n° 43)

- aspect général : La roche se compose d'une alternance millimétrique de lits de plagioclase et de lits de hornblende.
- description des minéraux : Les cristaux de plagioclase sont complètement dénués de forme propre. Ils ne présentent que rarement une zonation ou une macle. Leur composition est de l'ordre de 55 % d'anorthite. On en observe de plus petits à l'intérieur des amphiboles. Les hornblendes sont de taille submillimétrique et contiennent de nombreuses inclusions de plagioclase, de biotite et de minéraux opaques. On observe des biotites de taille millimétrique à l'intérieur des plagioclases ; il y en a aussi dans les hornblendes, mais elles sont de taille plus faible. On remarque par-ci par-là un peu de sphène et de chlorite.

f) cornéenne graphiteuse à biotite et sillimanite (échantillon n° 79)

- aspect général : La roche ne présente pas d'orientation particulière. Il s'agit d'un groupement homogène de grains de quartz, de cristaux de biotite et d'agrégats fibreux de sillimanite, le tout parsemé de particules graphiteuses.
- description des minéraux : Les grains de quartz, de taille centimillimétrique, ont une extinction franche et contiennent à l'occasion des fibres de sillimanite. Les paquets flexueux de ce dernier minéral représentent de l'ordre du quart du volume de la roche. La sillimanite contient un peu de quartz et quelques minéraux opaques ; elle est associée tantôt à de la muscovite, tantôt à de la biotite, et tend à s'altérer en un fin agrégat de produits argileux de type montmorillonite. Les biotites se rencontrent partout dans la lame, mais surtout en association avec la sillimanite. Une amphibole est parfois associée à la biotite et à la chlorite : il s'agit de cummingtonite. La muscovite est en général intimement associée à la biotite et à la sillimanite. Les plagioclases sont tantôt limpides, tantôt fortement transformés en muscovite, suivant qu'ils sont au voisinage du quartz ou des agrégats de sillimanite et de biotite ; leur pourcentage en anorthite est de l'ordre de 25 %. Les inclusions graphiteuses qu'ils contiennent y dessinent parfois une sorte de quadrillage. La chlorite se rencontre à l'occasion dans les agrégats de sillimanite et de biotite. On observe des inclusions graphiteuses dans toute la lame, mais elles semblent avoir favorisé l'altération argileuse, car elles sont particulièrement abondantes là où l'on observe de la montmorillonite. Il y a quelques rutiles dans les silicates en feuillets et la tourmaline apparaît dans la roche.

g) micaschiste graphiteux à andalousite, corindon et sillimanite (échantillon n° 75)

- aspect général : La roche se compose de cristaux centimillimétriques de quartz, de muscovite, de biotite et de graphite parmi lesquels apparaissent des cristaux submillimétriques d'andalousite et de corindon plus ou moins fortement altérés. Des passées à dominante quartzeuse alternent avec des passées à dominante micacée : ces passées sont parallèles à une schistosité sur laquelle semblent s'aligner la plupart des minéraux.

- description des minéraux : L'andalousite se présente sous la forme de cristaux remplis d'inclusions graphiteuses et son altération en fines paillettes de produits micacés est très poussée. Souvent même, l'andalousite a complètement disparu, et il ne reste plus qu'une tache d'agrégat micacé avec un peu de graphite à l'intérieur. On observe des plages craquelées de corindon ; ce minéral est dénué de forme propre et il est entouré d'un liseré de produits micacés d'altération. Les zones quartzzeuses se présentent sous l'aspect d'agrégats de granules de quartz dénués de toute forme. On observe un peu de graphite dans les grains, et les joints de grain en contiennent assez fréquemment. L'extinction de ces quartz est en général un peu onduleuse. La muscovite est abondante, tantôt en petits grains, tantôt en plages charbonneuses. Ces plages se développent en particulier aux dépens des agrégats micacés en fines paillettes. On rencontre quelques zones où les cristaux allongés de biotite sont abondants. On observe par-ci par-là des chlorites en éventail ; il s'agit probablement de clinocllore. Le graphite se rencontre en granules centimillimétriques à millimétriques. Ces granules ont en général des formes déchiquetées. On note un peu de sillimanite dans le corindon.

h) cornéenne à épidote (échantillon n° 61)

- aspect général : La roche est formée essentiellement de cristaux centimillimétriques de quartz et de plagioclase. Ce matériau microcristallin contient d'autres minéraux en faible quantité. On observe une vague schistosité.

- description des minéraux : Les quartz sont à extinction franche. Les plagioclases ne présentent jamais ni macles ni zonation. Les biotites sont en général fortement mêlées de chlorite et de muscovite. Ces dernières sont le plus souvent dans les clivages de la biotite. On en observe cependant quelques unes d'indépendantes. Des petits cristaux d'épidote sont fréquents dans la roche : il s'agit de pistachite ou plus rarement de zoïsite. La chlorite, de type pennine, est associée soit à l'épidote soit à la biotite. Par endroits, la roche est riche en inclusions graphiteuses. Le sphène est fréquent, surtout dans les chlorites. La goethite, la wollastonite et l'adulaire apparaissent dans des veinules.

B) Les skarns

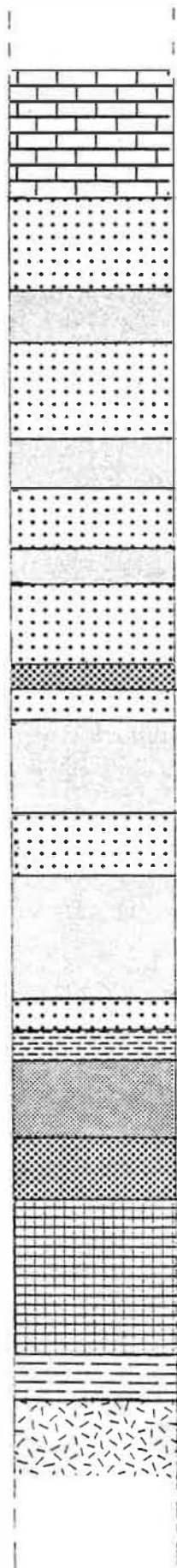
1) Le skarn du col du Pluviomètre

Ce skarn est situé sur le flanc Sud du ravin qui descend du col du Pluviomètre au lac du Portillon. Son plancher est constitué d'un niveau d'amphibolite de 15cm d'épaisseur et son toit est formé d'une couche plurimétrique de calcaire métamorphique. Le skarn est large d'une vingtaine de mètres et épais de quatre mètres. Les contacts entre les différentes zones sont plans et parallèles au contact entre le calcaire ou l'amphibolite et la diorite quartzique. Ces plans ont une orientation 75 S 20 qui est conforme à l'orientation générale du complexe basique. La fig. 18 permet de se rendre compte de la zonation exacte de ce skarn. Dans les pages qui suivent, je vais donner la description minéralogique précise de cinq des six faciès à caractère de skarn que j'ai réussi à distinguer : le sixième est la grenatite, qui effectivement n'est formée que de grossulaire.

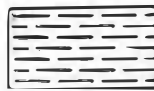
relevé lithologique du skarn du
col du Pluviomètre

échelle. $\frac{1}{20^{\text{ème}}}$

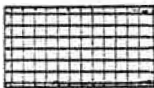
légende du relevé



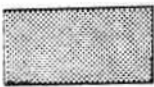
diorite quartzique



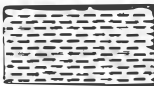
amphibolite



skarn à wollastonite et idocrase



cornéenne à diopside



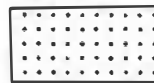
grenatite



skarn microcristallin à grenat



skarn à idocrase



calcaire à diopside et grenat



calcaire

fig. 18

a) Skarn à wollastonite et idocrase

- aspect général : A l'affleurement, la roche a une teinte beige. Coupée, elle montre des cristaux plurimillimétriques à submillimétriques de grenat, de wollastonite et d'idocrase dans une pâte microcristalline.

- description des minéraux : Les wollastonites présentent une structure fibreuse et contiennent des inclusions minuscules de calcite, de diopside et de clinozoïsite. L'idocrase a un aspect plus trapu et contient moins d'inclusions. Les grenats sont dénués de leur forme propre. Le pâte qui cimente ces minéraux se compose de cristaux centimillimétriques de clinozoïsite, de calcite et d'agrégats micrométriques de quartz, de calcite et de mica.

b) skarn microcristallin à grenat

- aspect général : La roche est essentiellement un matériau microcristallin de teinte gris bleuté. Il contient des passées centimétriques de grenatite.

- description des minéraux : Le matériau microcristallin se compose de quartz, de chlorite, de muscovite, de prehnite et d'un peu de sphène. La grenatite contient quelques idocrases.

c) cornéenne à diopside

- aspect général : La roche présente un litage nébulitique millimétrique où alternent des passées grises, vertes et brunes. Aucun minéral n'est directement reconnaissable.

- description des minéraux : On observe des diopsides de taille décimillimétrique dans des lits où ils représentent plus de la moitié du matériau et des diopsides beaucoup moins nombreux de taille centimillimétrique dans des lits à dominante quartzofeldspathique. Ces pyroxènes n'ont jamais leur forme propre et ne présentent que rarement une macle. La taille des grains de quartz dans les deux types de lits précédemment définis est comparable à celle des pyroxènes. Les quartz ont des formes quelconques et leur extinction est franche. Les plagioclases ont des dimensions analogues à celles des quartz et ont l'aspect de granules informes. Ils présentent souvent la macle de l'albite et ne sont presque jamais transformés en muscovite. Ils contiennent de l'ordre de 70 % d'anorthite. On observe assez souvent des cristaux de sphène, en général au voisinage des zones d'altération micacée. Quelques cristaux de calcite, de muscovite et de prehnite s'individualisent dans ces dernières. La zoïsite apparaît parfois au contact de deux lits.

d) calcaire à diopside et grenat

- aspect général : La roche est d'une teinte livide et montre des picots de grenat brun clair.

- description des minéraux : Les cristaux de calcite composent l'essentiel de la roche. Ils sont de taille submillimétrique et ne présentent jamais leurs formes propres. Certains d'entre eux ont connu un intense maclage

mécanique. La roche contient de nombreux cristaux centimillimétriques de diopside. On y observe parfois la macle multiple (100) et ils sont parfois regroupés. Les grenats sont informes et contiennent de nombreuses inclusions de calcite, d'idocrase et de quartz. On note une microbrèche de débris anguleux de plagioclase contenant 80 % d'anorthite à l'intérieur d'une pâte granuleuse carbonatée. Ces feldspaths ne sont nullement altérés et présentent aussi bien la macle de l'albite que celle de Carlsbad. Quelques fissures de la roche contiennent un peu de goethite.

e) skarn à idocrase

- aspect général : La roche présente en alternance des zones centimétriques à cristaux d'idocrase et des lits pluricentimétriques d'un matériau microcristallin à grain fin.

- description des minéraux : Les zones dites à idocrase sont formées à 95 % de cristaux submillimétriques d'idocrase. On trouve dans les interstices entre ces derniers des grenats décimillimétriques, de la calcite, du sphène, du diopside et des agrégats de produits micacés. Le matériau à grain fin se compose de débris de grenat, de granules de diopside et de cristaux d'idocrase fortement cariés, le tout dans un fond de produits micacés d'altération.

2) Skarn du col supérieur de Litérole

Le skarn du col supérieur de Litérole s'observe quelques mètres après avoir quitté ce col pour monter au sommet du Perdiguère par la voie normale (arête Nord-Est). Le plancher de ce skarn est constitué de diorite alors que son toit est formé d'un schiste métamorphique. Ses dimensions et son orientation sont analogues à celles du skarn du col du Pluviomètre. La coupe qualitative de ce skarn est la suivante :

- diorite du complexe basique
- épidotite à grenat et idocrase
- grenatite massive
- calcaire graphiteux à diopside
- calcaire marmorisé
- épidotite à actinote
- calcaire marmorisé avec quelques lits de grenatite à diopside
- schiste.

Je décris seulement les deux types de roches qui n'ont pas été observés au col du Pluviomètre : l'épidotite à grenat et idocrase et l'épidotite à actinote.

a) épidotite à grenat et idocrase

- aspect général : La roche laisse apparaître une alternance centimétrique de lits à dominante épidotique et de lits à caractère de grenatite.

- description des minéraux : Les grenats sont de taille millimétrique mais ils sont réduits à l'état de fantômes. Il reste un ensemble de débris baignant dans un fond d'épidote microcristalline. L'idocrase est présente sous la forme de quelques cristaux de taille décimillimétrique. On note

par-ci par-là quelques plages de calcite et de quartz. On observe de nombreux diopsides décimillimétriques. Quelquefois ils ont leur forme propre et montrent de nets clivages. Dans d'autres cas, ils sont informes et corrodés par des altérations chloriteuses. L'épidote est abondante dans la roche. On remarque tantôt de grandes plages de pistachite, tantôt des cristallisations de clinozoïsite. Par-ci par-là s'individualisent des cristaux de muscovite ou de prehnite, le plus souvent bourrés d'inclusions. Mais l'essentiel de la roche est formé d'une pâte où dominent l'épidote et la calcite en grains micrométriques.

b) épidotite à actinote

- aspect général : Il s'agit d'un matériau non orienté montrant une mosaïque de taches vertes, jaunes et roses, au sein duquel s'individualisent des gerbes de cristaux centimétriques d'une actinote vert sombre.

- description des minéraux : Les actinotes présentent un caractère microscopique fibreux. La roche contient de nombreuses plages maclées de calcite. Ce minéral est souvent intimement mêlé à l'actinote. L'épidote représente un tiers de la roche. Il s'agit pro parte de pistachite pro parte de clinozoïsite. On observe un certain nombre de diopsides décimillimétriques craquelés. Ils sont le plus souvent informes. Le sphène est abondant en petits grains dans la lame. On en remarque beaucoup dans la clinozoïsite. On observe des grenats en grains isolés les uns des autres. Il y a quelques plages de quartz de grande taille.

CHAPITRE 3 : LES ROCHES FILONIENNES

Dans ce chapitre, je me contenterai de décrire les matériaux rencontrés à l'intérieur des caisses filoniennes ; l'analyse de l'orientation des filons sera traitée plus loin. Les roches filoniennes suivantes ont été distinguées :

- quartz microcristallin
- pegmatite quartzique
- quartz à minéralisation cuprifère
- pegmatite
- dacite subvolcanique.

1) Quartz microcristallin (échantillon n° 1)

L'essentiel de la roche se compose d'un assemblage de cristaux de quartz et de muscovite dont la taille est de l'ordre de 20 à 30 μm . On remarque par ailleurs quelques filonnets de quartz larges de 2 à 3 μm et contenant des cristaux de 0,1 à 0,5 μm de diamètre.

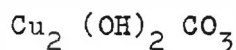
2) Pegmatite quartzique (échantillon n° 3)

- aspect général : On observe, dans un fond formé de quartz et d'un peu de feldspath potassique, quelques grands cristaux de tourmaline.

- description des minéraux : Le quartz semble s'être formé en deux étapes. Dans une première, il s'est formé de grands individus. Dans une seconde, ces minéraux ont cristallisé sous la forme de petits grains. Les feldspaths potassiques sont informes et présentent des craquelures remplies de quartz. On observe à l'intérieur de ceux-ci quelques grains d'albite ainsi que des précipitats allongés d'une phase sodique. Les tourmalines, de teinte brun vert, englobent fréquemment des albites ; leur coeur a fortement tendance à s'altérer en muscovite.

3) Quartz à minéralisation cuprifère (échantillon n° 90)

J'ai observé au pied de l'arête Crabioules-Lézat, et plus exactement au niveau de la brèche Lézat, un filon de quartz un peu particulier : le quartz donne le sentiment d'avoir été broyé et contient des concrétions ferrugineuses recouvertes d'une pellicule d'un minéral vert. Cette pellicule est épaisse de quelques dixièmes de millimètre. L'observation à l'oeil nu aussi bien que le dosage avec les spectromètres du microscope à balayage de l'école des mines de Saint-Etienne montrent qu'il s'agit de malachite, minéral dont la formule théorique est la suivante :



Ce filon est le seul indice métallogénique intéressant que j'ai trouvé sur mon terrain de thèse, avec la marcasite stratoïde.

carte des échantillons
de roches filoniennes

échelle : $\frac{1}{10\ 000}$ ème

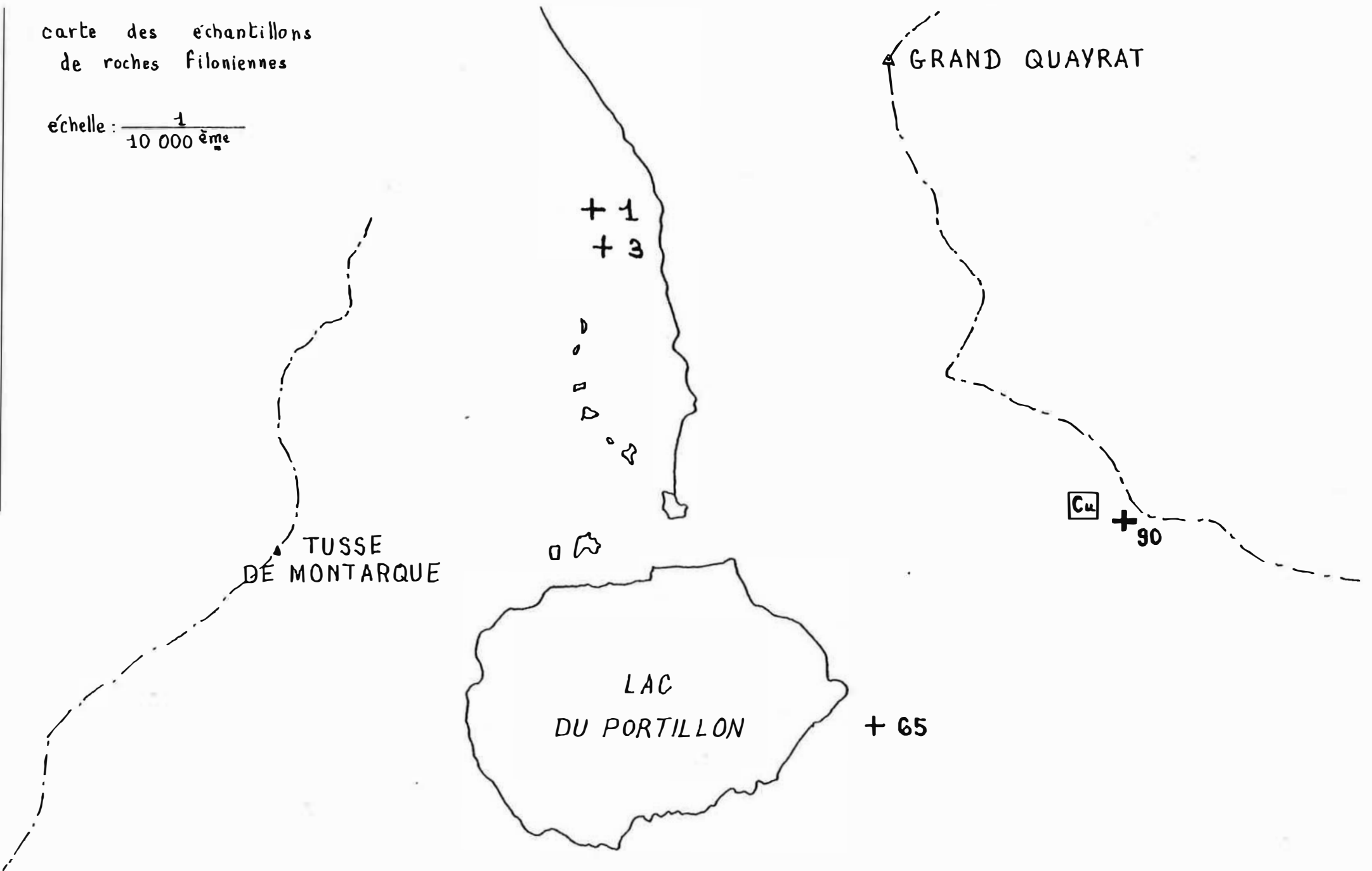


fig. 19

4) Pegmatite

Les veines de pegmatite observées contiennent des feldspaths potassiques dont la longueur peut atteindre 5 cm, des quartz, des tourmalines longues de 3 à 6 cm et des paquets de muscovite.

5) Dacite subvolcanique (échantillon n° 65)

On rencontre de très nombreux filons d'une lave vert olive tout autour du lac du Portillon. Il s'agit manifestement d'intrusions à faible profondeur : la roche se présente en effet sous l'aspect de cristaux dans une pâte.

- aspect général : La lave se compose d'un fond microcristallin tacheté de cristaux de pyroxène et d'agglomérats polycristallins dus à l'altération de la roche.

- description des minéraux : Les pyroxènes ont une taille de l'ordre du millimètre. Ils présentent leur forme propre, montrent souvent la macle (100) et leurs propriétés optiques permettent de penser qu'il s'agit d'augite. Les agglomérats d'altération sont tantôt des chlorites à cœur de zéolite en petits grains, tantôt des globules à cœur de calcite et à enveloppe de quartz contenant des petits cristaux de pistachite. Le fond de la roche se compose de cristaux allongés de plagioclase totalement transformé en muscovite, d'augite et de chlorite, l'ensemble étant moucheté de taches de sphène et d'épidote : chlorite, sphène et épidote sont probablement des phases d'altération. Il existe une phase vitreuse, mais elle ne représente qu'une faible partie du fond microcristallin.

- analyse chimique et nature de la lave : une analyse chimique faite par Y. Baud à l'école des mines de Saint-Etienne donne le résultat suivant :

SiO ₂	56,9	Qt	10,44
Al ₂ O ₃	15,0	Or	10,56
Fe ₂ O ₃	2,2	Ab	28,82
FeO	3,9	An	20,29
MnO	0,1	Di	2,56
MgO	5,9	Hyp	16,85
CaO	4,7	Ma	3,25
Na ₂ O	3,4	Ilm	2,28
K ₂ O	1,8	H ₂ O	4,40
TiO ₂	1,2	total	99,45
H ₂ O	4,4		
total	99,5		

Tableau n° 7

analyses chimique et normative
de l'échantillon n° 65

$$\% \text{An} = 41 \%$$

- nature de la roche : Pour donner un nom à la roche, j'ai utilisé la classification de Jung et de Brousse, dont la fig. 20 donne la partie concernant les roches saturées en quartz. J'ai calculé l'indice de saturation et l'indice feldspathique.

L'indice de saturation vaut :

$$\frac{Qt}{Qt + Or + Ab + An} = 14,89$$

L'indice feldspathique vaut :

$$\frac{Or}{Or + Ab + An} = 17,70$$

L'utilisation de la fig. 20 montre qu'il s'agit d'une dacite.

IS \ IF	10 à 90	0 à 10
60 à 100	rhyotite	trachyte
40 à 60	rhyolite latitique	trachyandésite
0 à 40	dacite	An < andésite 50
		An < basalte 50

Fig. 20

classification de Jung et de Brousse pour les roches volcaniques saturées en silice

IS = indice de saturation

IF = indice feldspathique

L'utilisation du diagramme $[SiO_2 = Na_2O + K_2O]$ (cf fig. n° 21 montre que cette lave appartient à une lignée calco-alcaline.

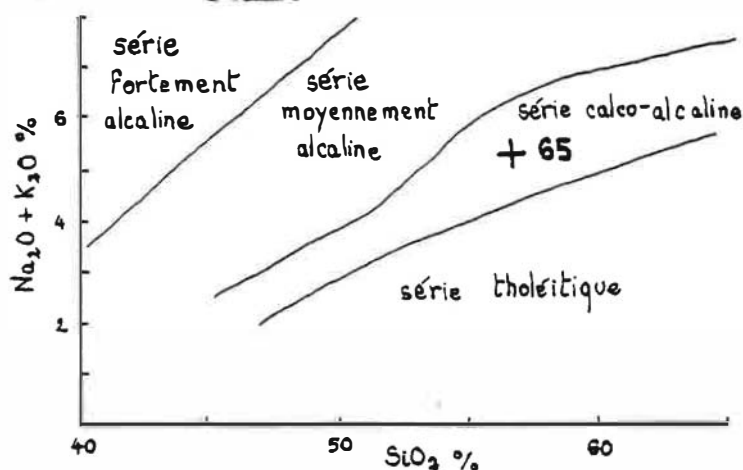


fig. n° 21

projection de

l'analyse chimique n° 65

dans le diagramme

$[SiO_2 : Na_2O + K_2O]$

CHAPITRE 4 : LES FELDSPATHS

Remarque préliminaire : pour raccourcir la rédaction, j'utiliserai désormais l'abréviation GCF pour le terme grand cristal de feldspath potassique.

A) Composition chimique des GCF1) Méthodes utilisées pour le dosage des feldspaths à la microsonde :

Le dosage des feldspaths à la microsonde est une tâche délicate du fait de la tendance des ions alcalins K^+ et Na^+ à émigrer en dehors de la zone d'interaction entre les électrons et le matériau. Autefage (1980) a quantifié le phénomène en établissant la courbe de variation de la teneur en potassium d'un feldspath purement potassique sous l'effet d'un faisceau d'électron. Cette courbe a été établie pour une tension d'accélération de 15 KV, un courant de sonde de 50 nA, un diamètre de focalisation de $5 \mu m$ et une durée de comptage de 10 s. Elle est donnée en fig. 22.

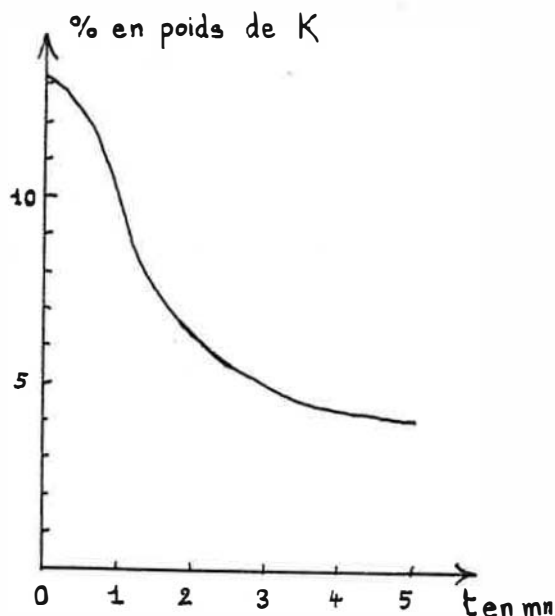


Fig. 22

courbe donnant la variation de la teneur en potassium d'un feldspath purement potassique sous l'effet d'un faisceau d'électrons (Autefage, 1980)

En conséquence, il n'est pas possible de travailler dans les mêmes conditions pour le dosage de feldspaths que pour le dosage de la plupart des minéraux et métaux. Il est nécessaire de défocaliser le faisceau d'électrons afin que la zone d'impact des particules ait une surface plus importante que l'habituel micromètre carré et il faut limiter la durée du comptage à une valeur n'excédant pas les 10s.

a). caractéristiques des microsondes et des programmes de correction utilisés :

J'ai utilisé trois microsondes électroniques pour doser les feldspaths alcalins des roches éruptives du Lys Caillaouas :

- le modèle MS 46 du centre de géologie minière de Fontainebleau
- le modèle MS 46 de l'Université Paul Sabatier à Toulouse
- le modèle CAMEBAX du centre de géologie minière de Fontainebleau

il convient de noter que le faisceau d'électrons est de section circulaire dans le modèle MS 46 alors qu'il est de section carrée dans le modèle CAMEBAX ; de plus, c'est une méthode de balayage qui est mise en oeuvre dans ce dernier modèle. Le tableau suivant donne les caractéristiques des trois modèles et de leur utilisation :

Modèle considéré	MS 46 Fontainebleau	MS 46 Toulouse	CAMEBAX Fontainebleau
angle d'émergence	18 °	18 °	40 °
tension d'accélération	15 KV	15 KV	15 KV
durée de comptage	10 s	10 s	10 s
Nombre d'aires bombardées	1	5	1
surface totale bombardée	169 μm^2	90 μm^2	100 μm^2

Tableau n° 8: comparaison des caractéristiques techniques et opératoires des microsondes utilisées

Les ingénieurs chargés de la mise en oeuvre de ces appareils - en l'occurrence F. Autefage à Toulouse et M.C. Forette à Fontainebleau - et moi-même avons utilisé quatre programmes de correction différents pour corriger les résultats obtenus ; nous les avons parfois appliqués aux mêmes dosages. Ces programmes sont les suivants :

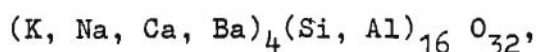
- la version du programme ZAF proposée par Tong en 1969 (ZAF 69)
- la version du programme ZAF proposée par Hénoc en 1974 (ZAF 74)
- la version du programme d'Albee telle qu'elle est utilisée au Caltech (Albee)
- la version du programme d'Albee telle qu'elle est mise en oeuvre au BRGM

b) comparaison des méthodes d'analyse par microsonde

La qualité de trois procédures différentes d'analyse des feldspaths alcalins a été évaluée à l'occasion de l'étude des GCF 24 et 83 du granite à GCF et du GCF 34 de la granodiorite à GCF. J'ai dosé avec F. Autefage les GCF 34 et 83 sur la microsonde MS 46 de Toulouse, puis il a corrigé les mesures brutes par le programme ZAF 74 tandis que je mettais en oeuvre sur l'ordinateur de l'école des mines de Saint-Etienne

le programme d'Albee tel qu'il m'a été donné au Caltech. A Fontainebleau, j'ai sondé avec M.C. Forette le GCF 24 ; et c'est elle qui a corrigé les dosages en utilisant le programme ZAF 69. La mise au point de la méthode d'évaluation est inspirée de Deer et al (1963).

Pour chaque analyse de feldspath potassique sont calculés le bouclage, c'est-à-dire la somme des oxydes dosés, le paramètre Z et le paramètre X. Cela amène à recalculer l'analyse d'abord en éléments pondéraux, puis en moles pour 100 g et enfin en ions : dans ce dernier cas, on prend 32 ions oxygène comme norme de référence. La formule globale théorique des feldspaths étant



on calcule la somme des ions K^+ , Na^+ , Ca^{2+} et Ba^{2+} ainsi que la somme des ions Si^{4+} et Al^{3+} : la première est appelée X et la seconde Z.

J'ai établi des histogrammes donnant la répartition du bouclage, du paramètre Z et du paramètre X pour les trois procédures d'analyse évaluées. Ce qu'il faut considérer dans chaque cas, c'est l'écart moyen à la valeur de référence, soit 100 % dans le cas du bouclage, 4 dans le cas du paramètre X et 16 dans le cas du paramètre Z.

Les résultats obtenus sont présentés sur les histogrammes qui suivent :

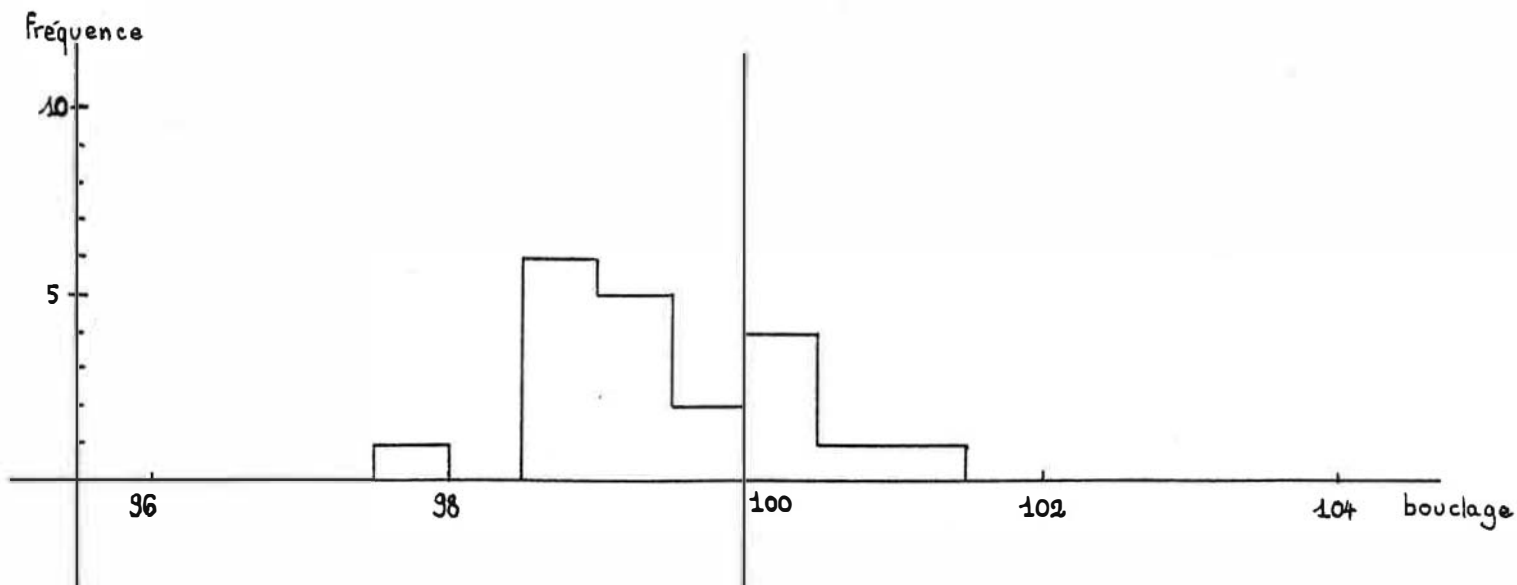


Fig. 23 : histogramme des bouclages dans le cas du programme ZAF 69

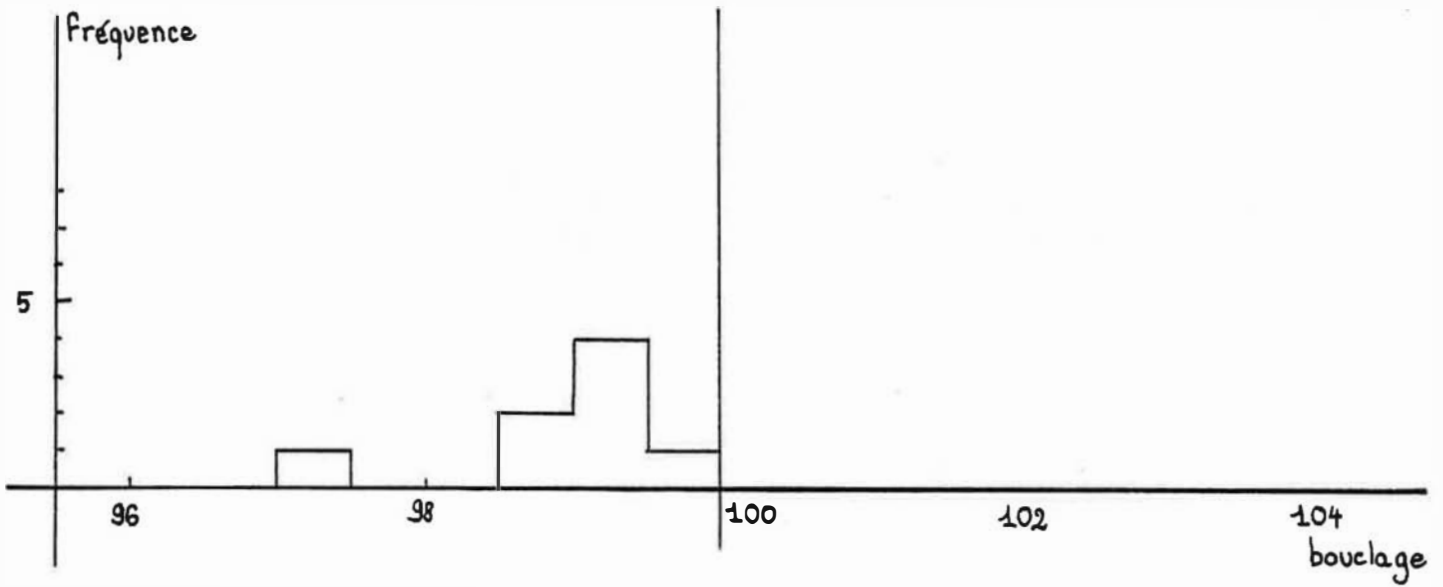


Fig 24 : histogramme des bouclages dans le cas du programme d'Albee

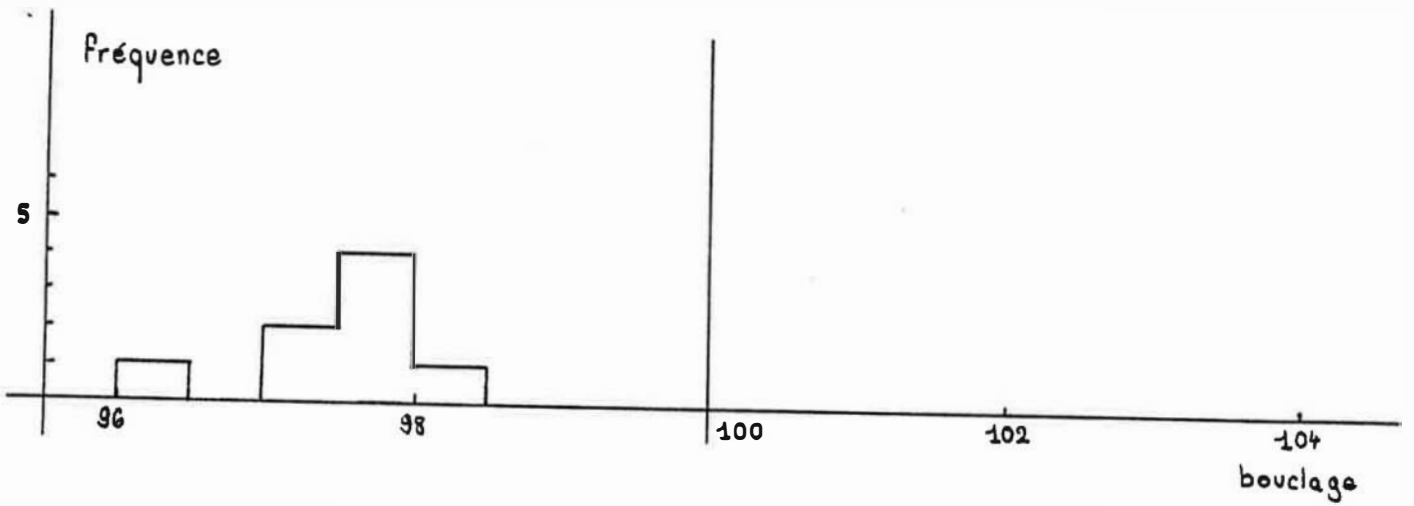


Fig 25 : histogramme des bouclages dans le cas du programme ZAF 74

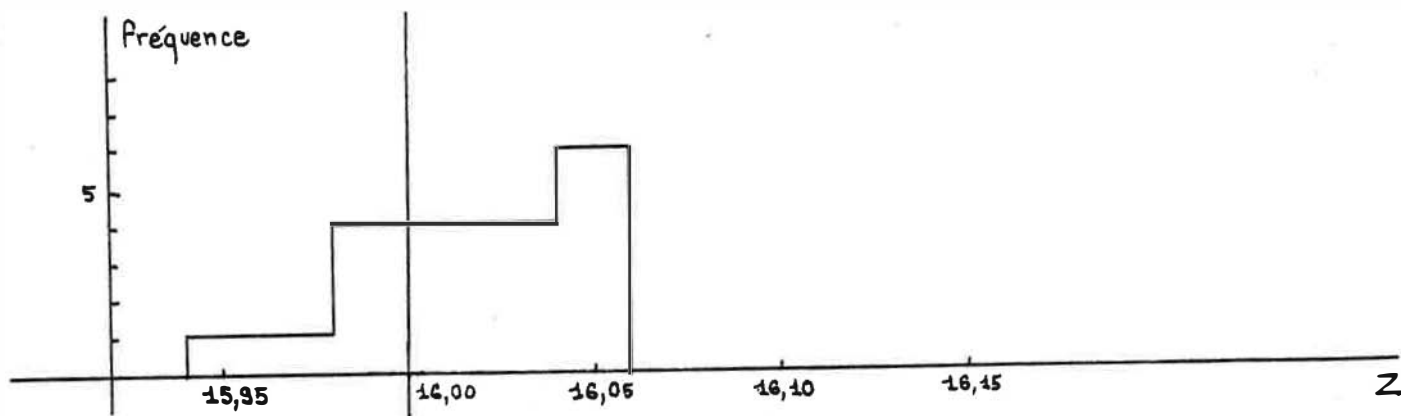


Fig. 26 : histogramme des paramètres Z dans le cas du programme ZAF 69

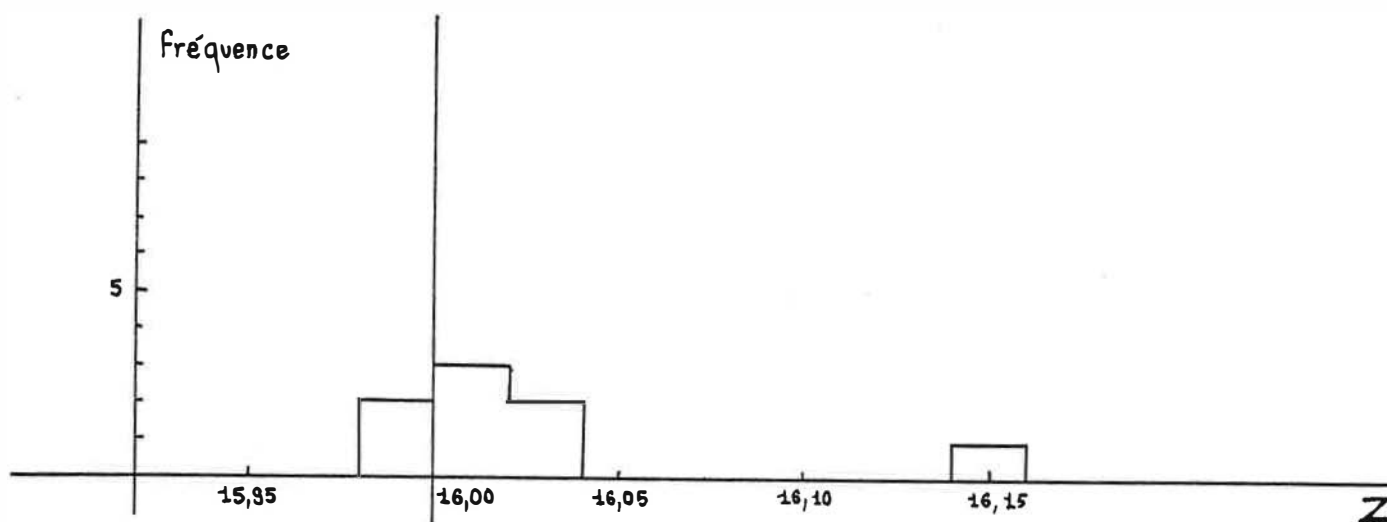


Fig. 27 : histogramme des paramètres Z dans le cas du programme d'Albee

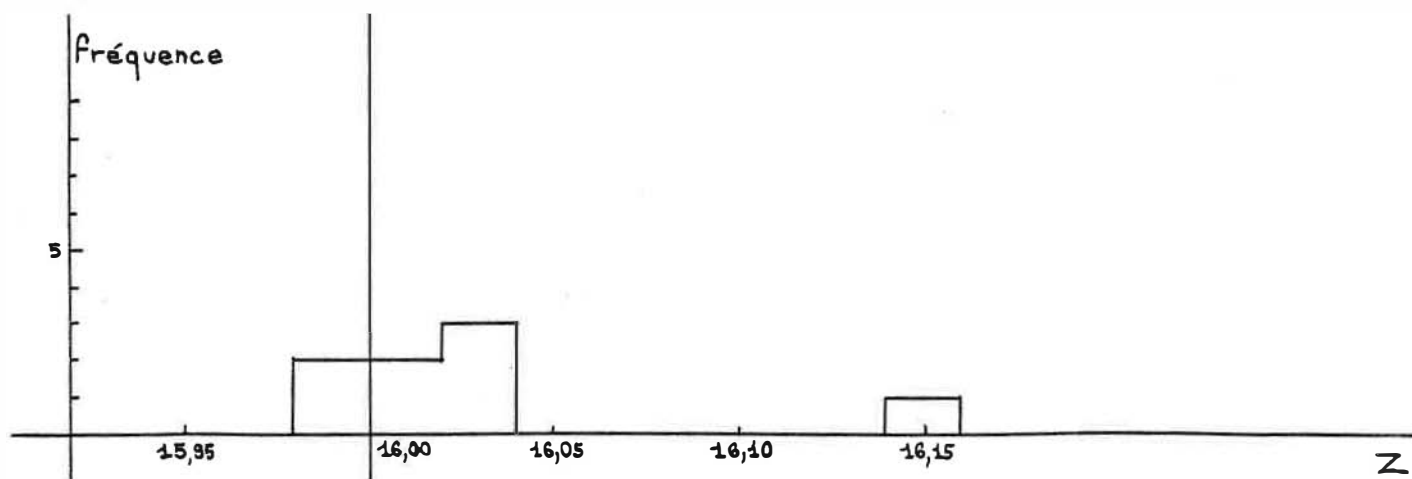


Fig. 28 : histogramme des paramètres Z dans le cas du programme ZAF 74

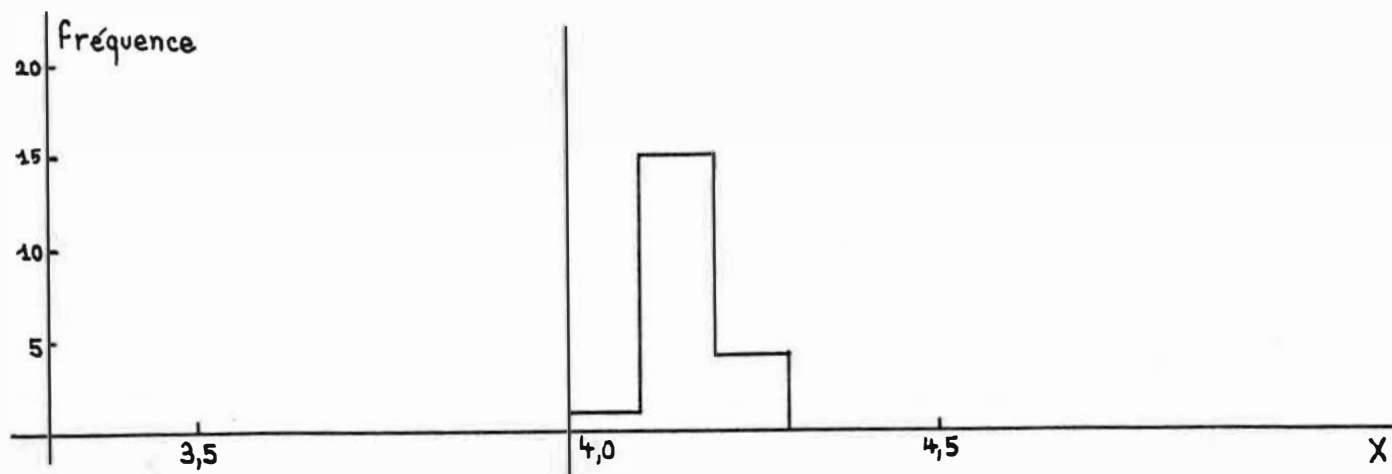


Fig. 29 : histogramme des paramètres X dans le cas du programme ZAF 69

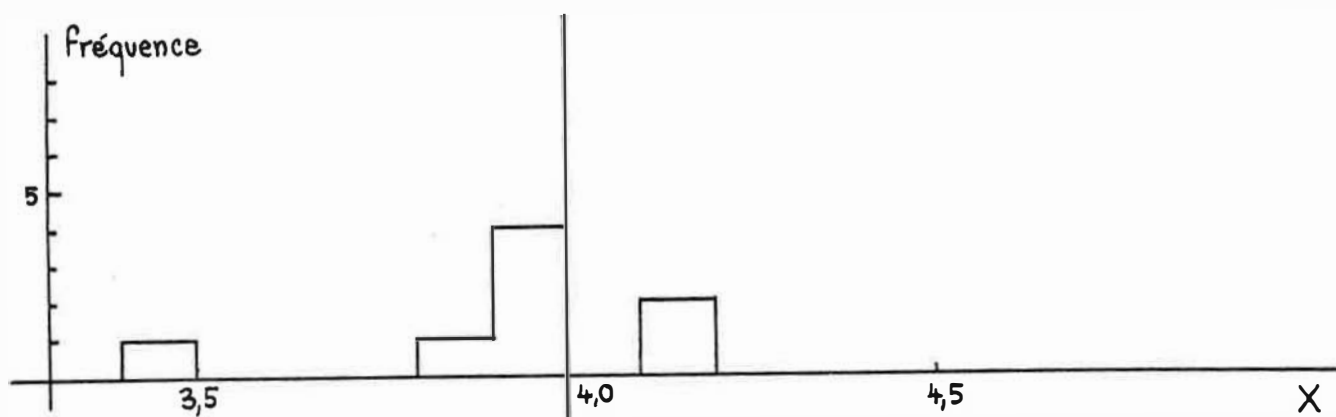


Fig. 30 : histogramme des paramètres X dans le cas du programme d'Albee

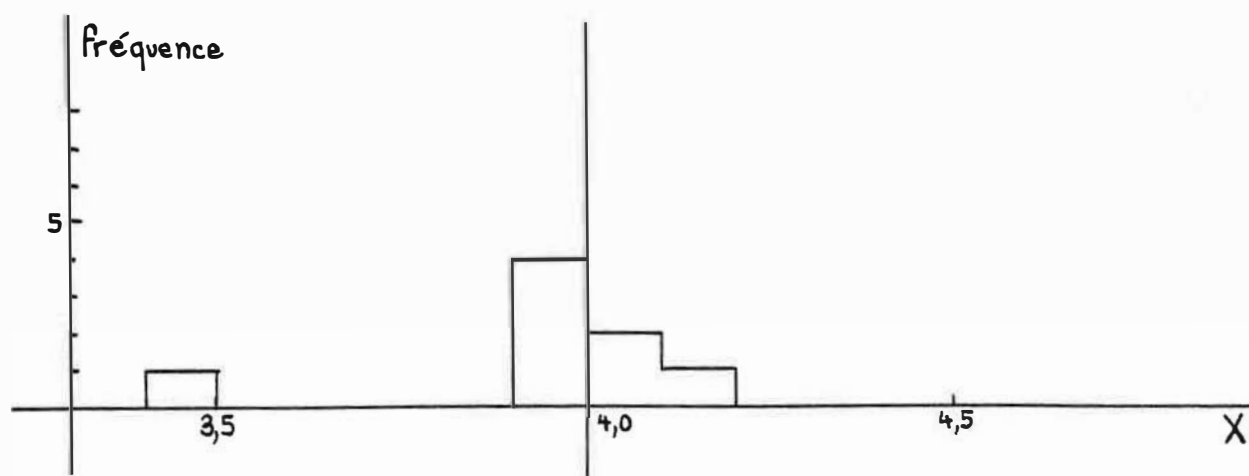


Fig. 31 : histogramme des paramètres X dans le cas du programme ZAF 74

En matière de bouclage, le programme ZAF 69 donne des résultats fortement dispersés dont la moyenne se situe aux alentours de 99,3. Le programme d'Albee conduit à des résultats moins dispersés dont la moyenne est de l'ordre de 99,1. Le programme ZAF 74 boucle fort mal (autour de 97,6).

Le paramètre Z a une valeur moyenne très valable (16,01) dans le cas du programme d'Albee. Les résultats avec les programmes ZAF 69 et ZAF 74 ne sont pas spécialement mauvais : 16,02. En effet, bien des analyses compilées par Deer, Howie et Zussman ont une valeur de Z supérieure à 16,05.

Pour X, le programme ZAF 69 donne une moyenne de 4,15, ce qui n'est pas du tout satisfaisant. En revanche, les méthodes d'Albee et ZAF 74 sont satisfaisantes, avec des moyennes de 3,95.

Le bouclage et les paramètres Z et X ont une importance comparable en matière de qualité de l'analyse. Je les note en conséquence chacun sur dix, et en additionnant et divisant par 3, j'obtiens la note pour chaque programme.

	ZAF 69	Albee	ZAF 74
Bouclage	8	8	4
Z	7	8	7
X	4	7	7
Note globale	6,3	7,7	6

tableau n° 9 : performances comparées des programmes ZAF 69, d'Albee et ZAF 74

Le tableau ci-dessus permet de conclure que dans le cas des feldspaths, le meilleur des trois programmes de correction des données de microsonde est celui d'Albee. Le programme ZAF 74 pêche gravement en matière de bouclage, et le programme ZAF 69 donne une mauvaise stoechiométrie des éléments alcalins et alcalino-terreux. Le lecteur plus particulièrement intéressé par ces questions de correction des données de microsonde est prié de se reporter à Hénoc (1974), à Bence et Albee (1968) et à Albee et Ray (1970). L'étude qui précède donne à penser que les responsables de la société CAMECA ont eu la main heureuse quand ils ont décidé d'utiliser une version dérivée du programme d'Albee dans le calculateur associé à leur nouveau modèle de microsonde Camebax.

2) Composition des GCF du granite à GCF

J'ai étudié la composition chimique de trois GCF dont la carte donnée en fig. 32 indique l'emplacement.

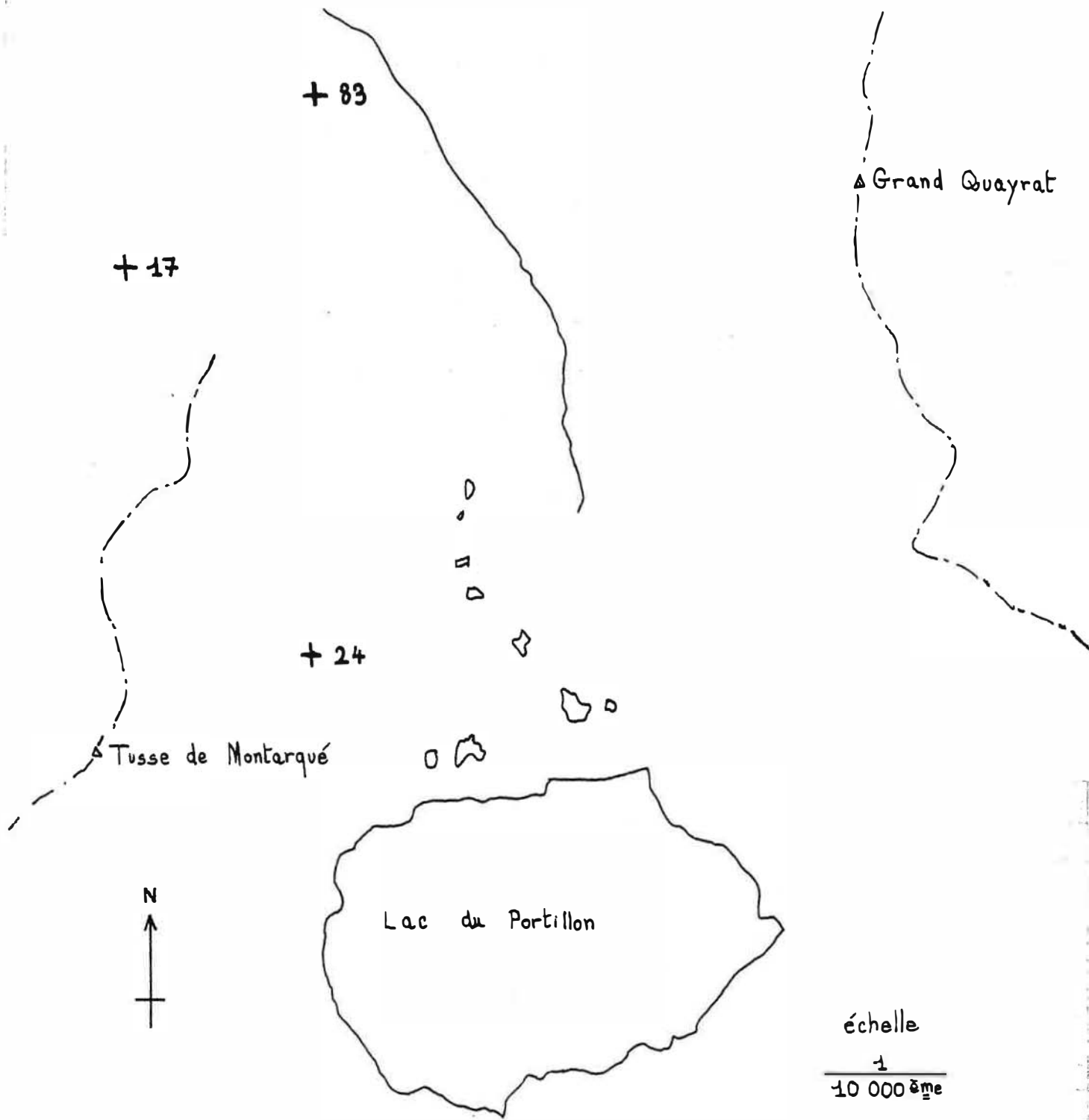


Fig. 32 : carte représentant l'emplacement des GCF du granite à GCF étudiés à la microsonde.

a) Etude du GCF 24

Le GCF 24 est un individu de 4 cm de long et de 1,5 cm de large. Il contient de nombreuses inclusions, qui représentent au moins un quart du volume. Il s'agit de plagioclase parfois altéré et contenant de rares apatites, de biotite contenant de l'apatite, de chlorite, de muscovite et de quartz. Le clivage (100) est très bien marqué ; le clivage (010) l'est nettement moins. Il convient de noter que le matériau du bicristal ne présente absolument aucun signe de séparation de phase.

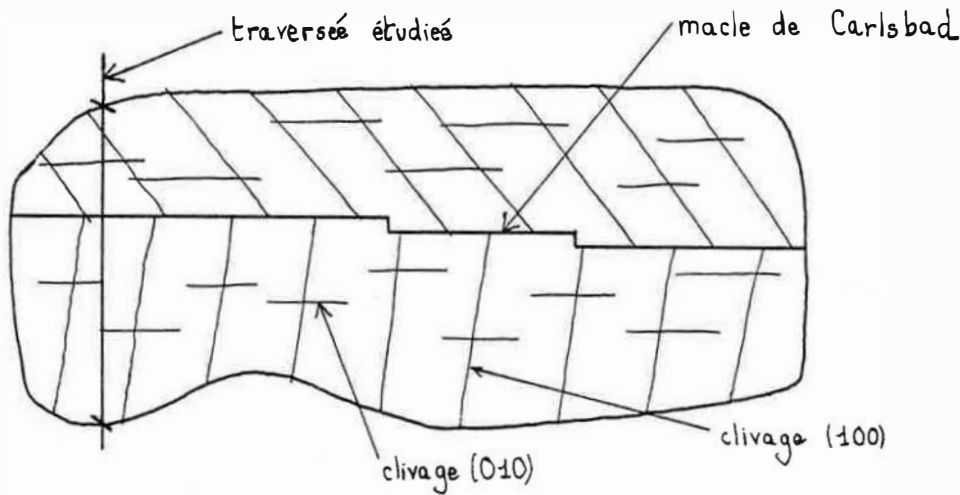


Fig. 33 : situation de la traversée étudiée à l'intérieur du GCF 24

grossissement : 3 fois

J'ai choisi la traversée à un endroit où il n'y avait pratiquement aucune inclusion. J'ai effectué 20 dosages régulièrement espacés sur cette traversée. Le tableau n° 10 donne les résultats de ces analyses :

SiO ₂	63,8	63,2	62,5	62,6	64,3	64,5	62,4	63,1	65,1	63,9	63,9	65,0	63,1	61,9	62,6	62,3	62,4	63,8	61,6	62,0
Al ₂ O ₃	19,2	19,2	19,6	19,4	18,3	18,7	19,2	19,9	18,8	19,0	19,4	19,0	19,5	19,7	19,1	19,5	19,6	18,8	19,3	19,0
K ₂ O	15,4	15,0	15,3	14,6	16,0	16,1	16,5	15,8	15,9	15,5	15,1	14,3	14,6	15,8	14,8	16,4	15,9	15,0	15,9	16,3
Na ₂ O	1,0	1,5	1,2	1,6	1,0	0,8	0,5	1,2	1,2	1,4	1,3	2,1	1,7	0,9	1,7	0,7	1,0	1,7	0,7	0,8
CaO	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1
BaO	0,6	0,3	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,4	0,4	0,3	0,1	0,1	0,0	0,4
Total	100,2	99,3	98,9	98,5	99,8	100,3	98,7	100,3	101,3	100,0	100,0	100,8	99,3	98,8	98,6	99,1	99,1	99,4	97,5	98,6
Or	89,6	85,9	89,2	85,0	90,7	92,4	95,8	89,3	88,9	87,0	88,0	81,2	84,2	91,1	84,5	93,4	90,5	84,9	93,4	92,1
Ab	9,0	13,2	10,3	14,2	8,7	7,2	3,9	10,0	10,5	11,9	11,3	17,7	15,6	8,0	14,7	6,0	9,0	14,5	6,2	6,7
An	0,3	0,4	0,1	0,3	0,3	0,2	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,7	0,5	0,3	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,5
Cs	1,1	0,4	0,5	0,4	0,2	0,3	0,2	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5	0,4	0,6	0,7	0,5	0,2	0,1	0,0	0,6

Tableau n° 10 : dosages effectués dans le GCF 24

Ces vingt analyses montrent que :

- la teneur en $KAlSi_3O_8$ varie entre 81,2 % et 95,8 %
- la teneur en $NaAlSi_3O_8$ varie entre 3,9 et 17,3 %
- la teneur en $CaAl_2Si_2O_8$ varie entre 0,1 % et 0,7 %
- la teneur en $BaAl_2Si_2O_8$ varie entre 0,0 % et 1,1 %

J'en conclus que le contenu des sites M varie de manière importante d'une région à l'autre du matériau feldspathique. On peut maintenant se demander si ces variations de composition correspondent à une zonation à l'échelle du minéral ou s'il s'agit de fluctuations sur de courtes distances. La Fig. 35 montre que le GCF 24 n'est pas zoné. Les teneurs en orthose, en albite, en celsiane et en anorthite varient de manière parfaitement aléatoire. Piwinskii (1968a) a lui aussi observé dans des feldspaths alcalins récoltés dans des roches granitiques de la Sierra Nevada (Californie) des variations de l'ordre de 10 % de la teneur en orthose sur des distances de l'ordre de 0,1 à 0,01 mm. Pour en savoir plus, j'ai établi le profil de la teneur en potassium en utilisant une vitesse faible de déplacement du porte-échantillon sur une distance de 1mm dans le coeur du cristal et sur une distance identique dans la bordure de celui-ci. Par ailleurs, j'ai étudié avec une vitesse plus élevée le profil de la teneur en baryum le long de la traversée complète du cristal dont il a déjà été question. La fig. 34 donne le résultat pour le potassium sur une distance de l'ordre de 350 μm dans la bordure du cristal. L'échelle des pourcentages en orthose est approximative et correspond au calibrage obtenu par dosage en des points précis. Les interruptions du spectre s'expliquent par la présence d'inclusions de taille parfois submicroscopique : le diamètre du faisceau d'électrons de la sonde est en effet de 1 μm pour de telles études.

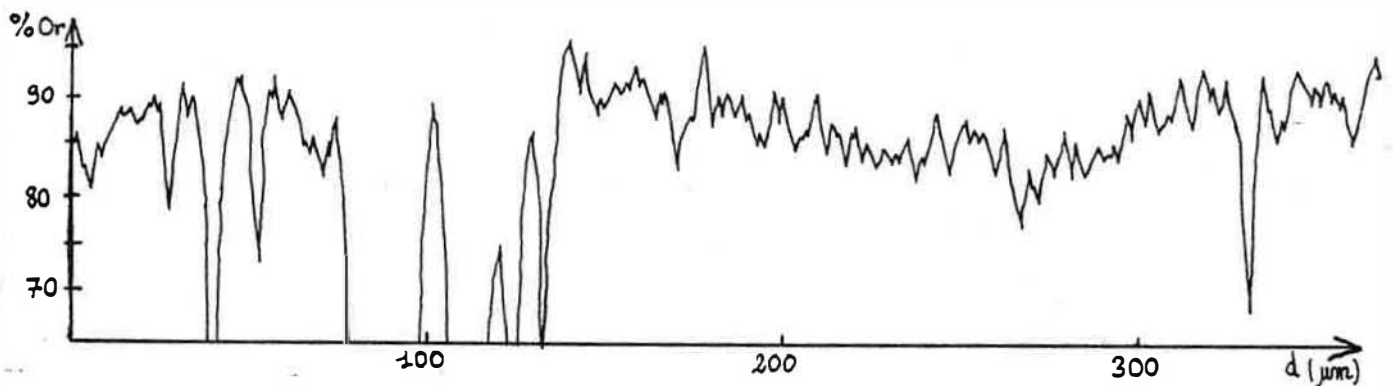


fig. 34 : profil de K sur 350 μm dans la bordure du GCF 24 A

FELDSPATH 24

granite à GCF

échelle : 1 cm = 500 μm

Traversee point par
point à travers le
GCF 24

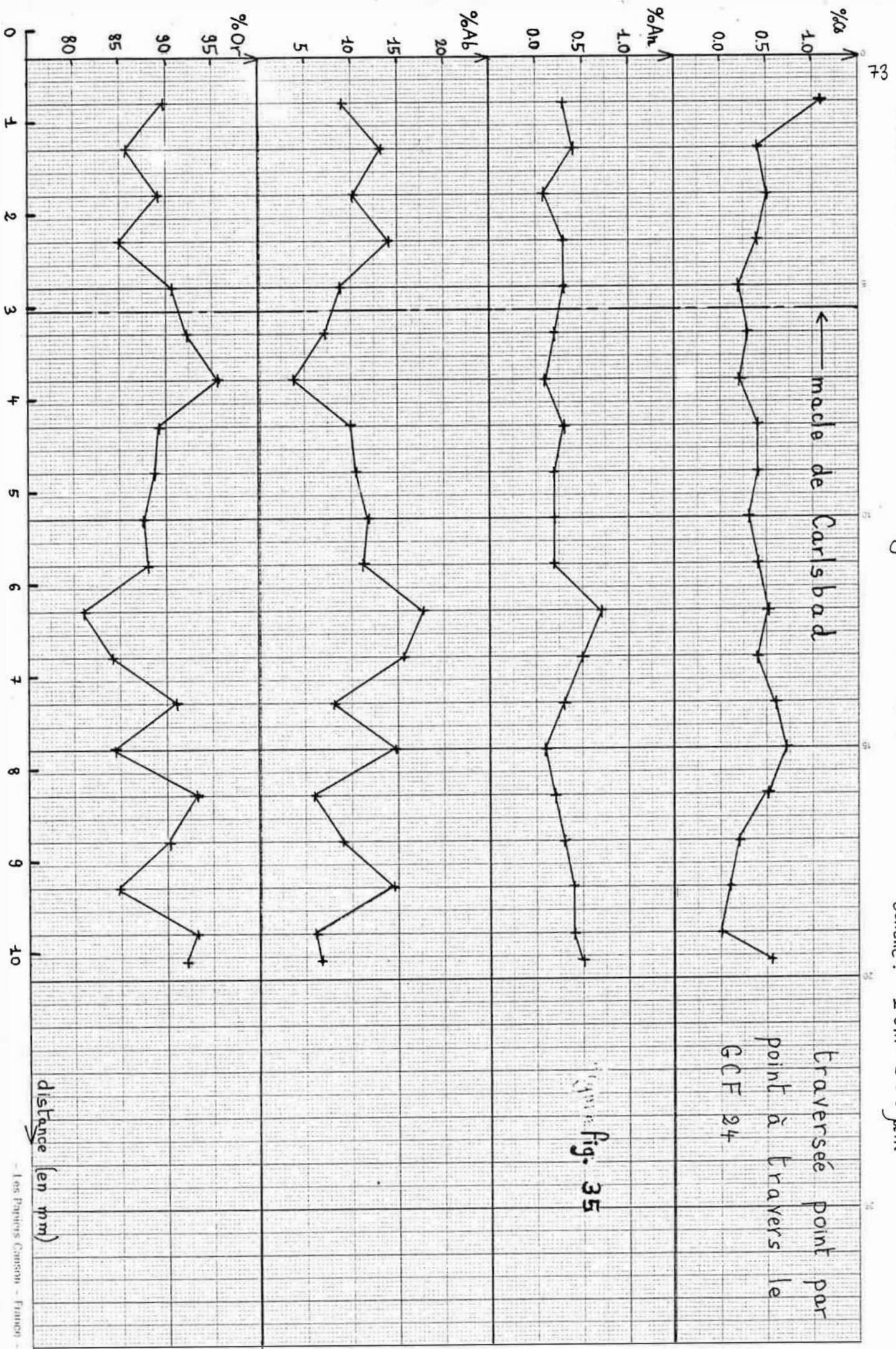


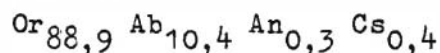
Figure fig. 35

distance (en mm)

Cet enregistrement est suffisamment démonstratif pour qu'il ne soit pas nécessaire d'en donner d'autres. On remarque que si on ne tient pas compte des fluctuations de faible longueur d'onde qui s'expliquent par les variations du flux électronique de la sonde, il reste une oscillation de plus forte longueur d'onde du pourcentage en orthose du matériau feldspathique. La période de ces oscillations est de l'ordre de 400 à 600 μm dans la bordure du cristal et de l'ordre de 100 à 150 μm dans son coeur. Leur amplitude est de l'ordre de 7 à 8 % d'orthose : la composition ponctuelle du GCF 24 varie en effet entre Or81 et Or 96. On peut noter de plus que c'est en général au voisinage des inclusions que le feldspath est le plus potassique. Plus loin, j'essayerai de donner une interprétation de ces phénomènes de cristallisation oscillatoire jusqu'à maintenant non décrits.

Le profil dubaryum affecte une aspect en dôme : la teneur en celsiane est de l'ordre de 1 % au milieu du cristal et de l'ordre de 0,2 % dans sa bordure.

Conclusion : la moyenne des 20 dosages du GCF 24 donne le résultat suivant :



Ce GCF n'est pas zoné, sinon en baryum dont la teneur est plus forte dans le coeur que sur les bords. Les teneurs en potassium et en sodium fluctuent à l'intérieur du matériau selon des oscillations dont la longueur d'onde est de l'ordre de quelques centaines de μm .

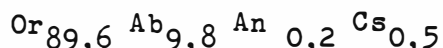
b) Etude du GCF 83

Quatredosages ont été effectués dans le GCF 83 dont les résultats sont donnés dans le tableau n° 11 :

SiO ₂	64,7	65,1	65,1	64,9
Al ₂ O ₃	18,4	18,0	18,2	18,0
K ₂ O	14,1	14,9	14,8	15,8
Na ₂ O	1,4	1,0	1,2	0,7
CaO	0,1	0,0	0,0	0,0
BaO	0,4	0,4	0,2	0,1
Total	98,9	99,4	99,5	99,5
Or	85,8	89,8	89,0	93,6
Ab	13,1	9,4	10,5	6,1
An	0,2	0,1	0,2	0,1
Ca	0,8	0,7	0,3	0,3

tableau n° 11 : dosages effectués dans le GCF 83

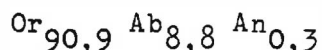
- La moyenne des 4 dosages donne le résultat suivant :



J'ai relevé un profil du baryum à travers le cristal. Là aussi, il y a plus de baryum dans le coeur du cristal que dans sa bordure.

c) Etude du GCF 17

Un seul dosage a donné le résultat suivant :



d) Conclusion

Les GCF du granite à GCF ne présentent pas de zonation en potassium ou en sodium. Leur pourcentage en $\text{KAl Si}_3\text{O}_8$ varie entre 81 % et 96 %, avec une valeur moyenne de 89 %. On observe des oscillations de composition dont la longueur d'onde est de l'ordre de 100 μm dans le coeur du cristal et de l'ordre de 500 μm dans sa bordure. Le matériau ne présente aucun phénomène de séparation de phase. La seule zonation des GCF est celle en baryum. Il y a plus de baryum dans le coeur des cristaux que dans leur bordure.

3) Composition des GCF de la granodiorite à GCF

Le GCF 34 provient d'un échantillon dont l'emplacement est donné sur la carte de la fig. 1. Les profils en potassium et en sodium révèlent des fluctuations de l'ordre de quelques centaines de μm qui ressemblent à celles déjà observées dans le GCF 24. Le profil en baryum est en revanche radicalement différent de celui trouvé pour les GCF du granite à GCF. La fig. 36 représente le profil du baryum depuis le bord du cristal (à gauche) jusqu'à 4,5 mm à l'intérieur de celui-ci (à droite). Il saute aux yeux que ce cristal présente un enveloppement de 1mm d'épaisseur d'un matériau nettement plus baryté que le reste du cristal. J'ai effectué quatre dosages dans ce GCF : deux dans l'enveloppe barytée et deux à l'intérieur du cristal. Les résultats sont donnés dans le tableau n° 12.

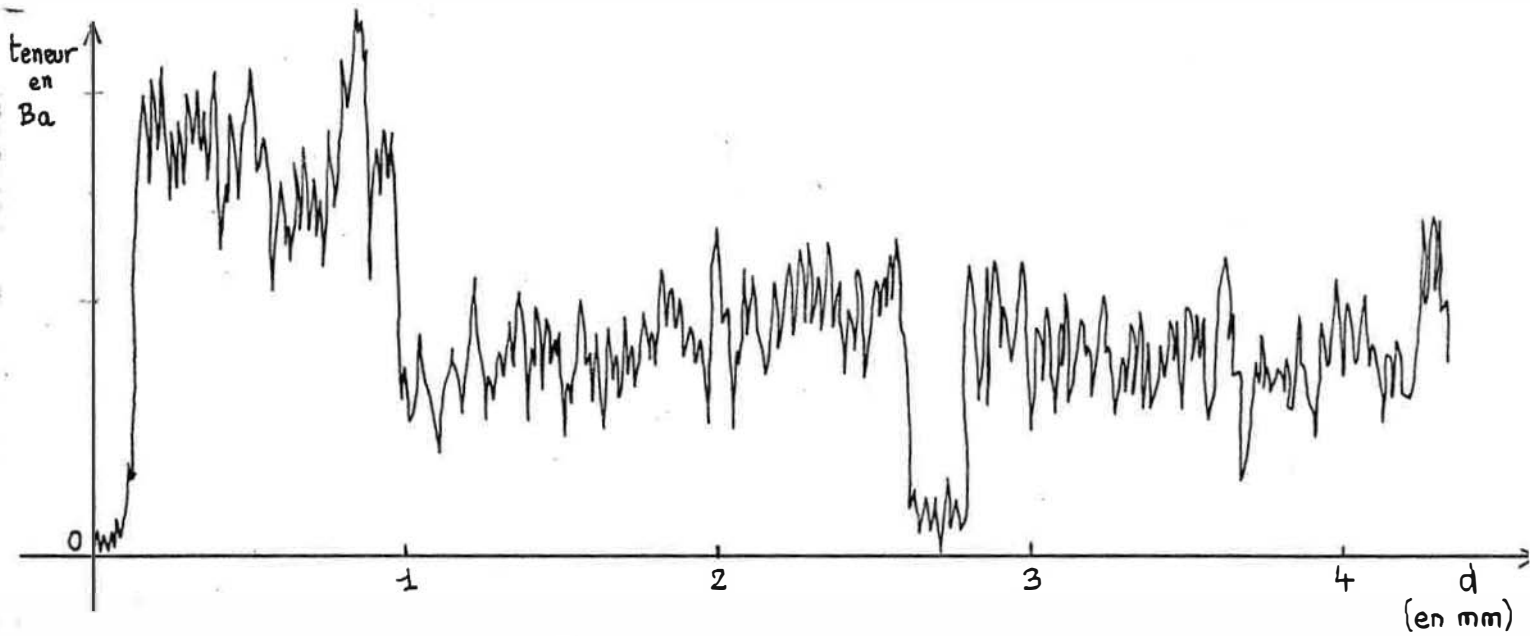
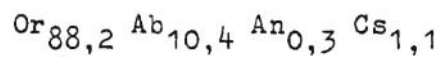


Fig. 36 : profil de la teneur en baryum du bord au centre du GCF 34

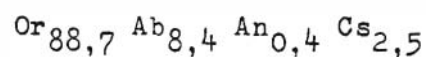
	Bordure barytée		Intérieur	
SiO ₂	63,2	64,1	63,7	63,7
Al ₂ O ₃	18,7	18,7	18,6	18,9
K ₂ O	15,2	12,3	15,2	15,3
Na ₂ O	0,5	1,1	1,2	1,2
CaO	0,1	0,1	0,1	0,1
BaO	1,4	1,1	0,6	0,6
Total	99,0	97,4	99,3	99,8
Or	92,3	85,1	88,1	88,3
Ab	4,7	12,0	10,5	10,3
An	0,3	0,4	0,3	0,3
Cs	2,6	2,4	1,0	1,1

tableau n° 12
dosages effectués
dans le GCF 34

La composition moyenne de l'intérieur du cristal est la suivante :



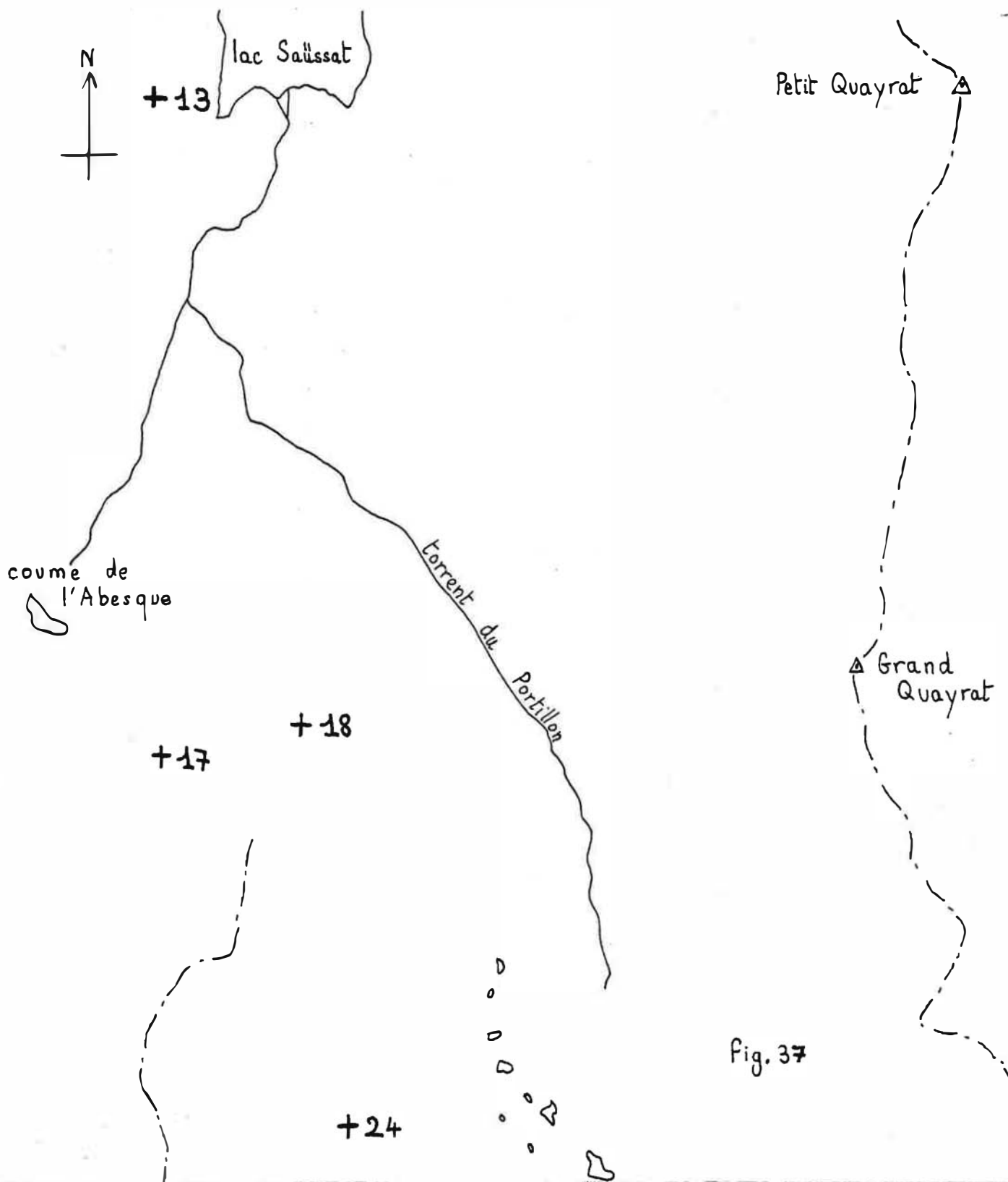
Celle de la bordure barytée est la suivante :



On voit que l'enveloppement baryté mis à part, les GCF de la granodiorite à GCF sont comparables à ceux du granite à GCF.

B) Composition chimique des plagioclases

J'ai étudié la composition chimique des plagioclases dans les échantillons 17 et 18 du type à biotite et dans les échantillons 24 et 13 du type à chlorite. La carte au 1/10000ème de la fig. 37 précise la situation des échantillons.



1) plagioclases dans le granite à GCF

78

a) Type à biotite

Le tableau n° 13 donne le résultat des six dosages qui ont été effectués dans les plagioclases de ce type.

	17FCN1	17 FCN3	18FCN1	18FCN2	18FCN3	18FCN4
SiO ₂	59,8	58,6	59,8	56,5	60,9	60,8
Al ₂ O ₃	24,6	25,0	25,5	27,5	23,6	24,6
K ₂ O	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2
Na ₂ O	7,5	7,3	7,3	5,8	8,0	7,8
CaO	6,2	6,8	7,1	9,7	5,6	6,2
Total	98,5	97,8	99,8	99,7	98,2	99,6
Or	1,5	0,9	1,3	1,1	0,8	1,2
Ab	67,5	65,3	64,4	51,4	71,5	68,6
An	31,0	33,8	34,3	47,5	27,7	30,2

tableau n° 13
dosages effectués
dans les felds-
paths calcosodiques
du type à biotite

Les dosages 18FCN2 et 18FCN3 ont été réalisés dans un feldspath zoné, le premier dans le coeur et le second à la périphérie. Les autres dosages ont été faits dans des feldspaths homogènes.

b) Type à chlorite

	24FCN1	24FCN2	24FCN3	24FCN4	13FCN1	13FCN2	13FCN3	13FCN4
SiO ₂	64,3	65,1	67,9	67,4	66,5	66,5	66,2	67,2
Al ₂ O ₃	19,5	19,5	19,6	18,9	18,5	19,3	18,7	19,1
K ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2
Na ₂ O	10,6	10,0	11,0	12,8	11,4	11,2	11,2	11,6
CaO	0,3	0,5	0,6	0,8	0,2	0,3	0,1	0,2
BaO	0,3	0,1	0,2	0,0	/	/	/	/
Total	95,1	95,3	99,5	100,0	96,8	97,5	96,2	98,1
Or	0,5	0,8	0,7	1,0	0,5	0,4	0,8	0,3
Ab	97,1	96,3	95,9	95,9	98,5	98,0	98,8	98,8
An	1,8	2,7	3,0	3,2	1,0	1,6	0,4	0,9
Cs	0,6	0,1	0,4	0,0	/	/	/	/

tableau n° 14: dosage de huit plagioclases dans le type à chlorite

Les dosages 24FCN1 et 24FCN2 concernent un plagioclase non zoné en inclusion dans la bordure du GCF 24. Il s'agit d'un feldspath sodique presque pur. J'ai dosé par ailleurs un plagioclase du fond de la roche : il ne présente pas de zonation et les dosages 24FCN3 et 24FCN4 montrent qu'il s'agit là aussi de feldspath sodique presque pur. Les résultats obtenus avec des plagioclases du fond de l'échantillon n° 13 sont analogues.

2) plagioclases dans le complexe basique

L'emplacement des plagioclases dosés est donné sur la carte de la fig. 1. A noter que l'échantillon n° 99 provient du même endroit que l'échantillon n° 100. Le tableau n° 26 donne le résultat des vingt quatre dosages effectués.

a) Type dominant quartzodioritique à tonalitique

J'ai dosé un plagioclase zoné dans la lame polie 38. La fig. 38 donne le profil en anorthite de ce minéral. Le trou au milieu du profil correspond à une altération en petits grains de muscovite.

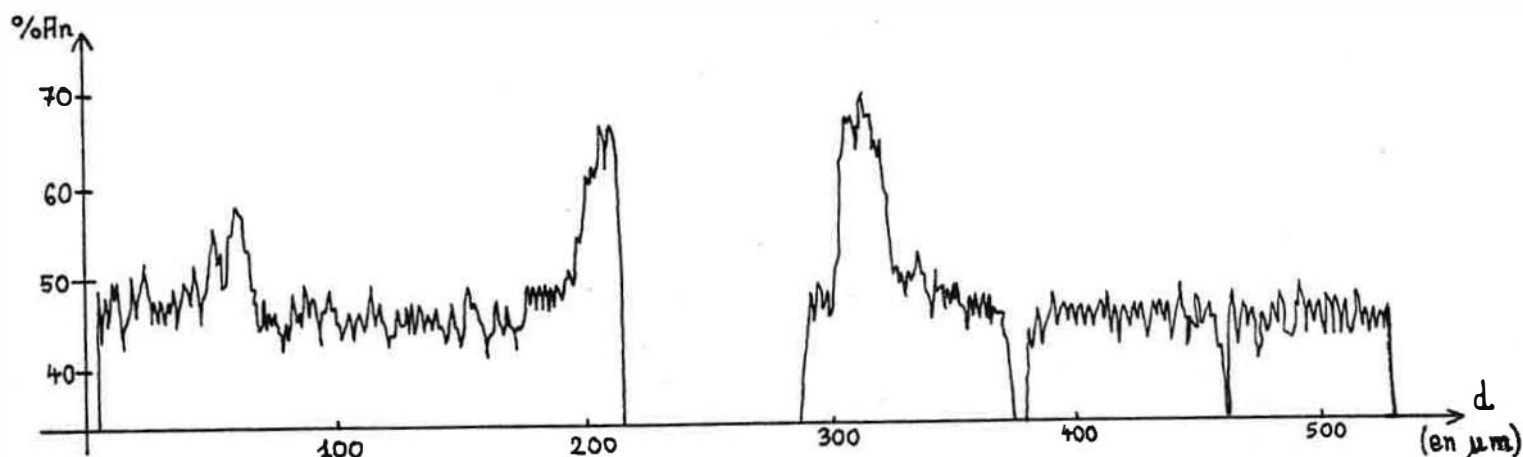


fig 38 : profil en anorthite d'un plagioclase zoné de la lame polie 38

Des dosages précis ont montré que le coeur contient 68 % d'anorthite (dosage 38 FCN2) et l'enveloppe 47 % d'anorthite (dosage 38 FCN1). L'analyse des plagioclases non zonés des lames polies 38 et 20 donne des résultats comparables : 46 et 48 % d'anorthite dans deux individus de la lame 38 et deux fois 49 % dans deux cristaux de la lame 20.

	38 FCN1	38 FCN2	38 FCN3	38 FCN4	20 FCN1	20 FCN2	41 FCN1	41 FCN2	42 FCN1	81 FCN1	81 FCN2	81 FCN3	81 FCN4	100 FCN1	100 FCN2	99 FCN1	99 FCN2	52 FCN1	52 FCN2	34 FCN1	34 FCN2	34 FCN3	102 FCN1	102 FCN2
SiO ₂	56,9	51,7	58,8	54,6	54,9	54,3	57,3	56,3	49,3	50,8	56,5	57,0	53,9	54,2	53,4	54,8	56,0	47,9	54,8	61,6	56,3	61,3	58,5	56,9
Al ₂ O ₃	27,2	30,8	27,9	26,6	26,6	27,1	31,3	30,1	21,3	31,1	27,0	27,1	27,9	27,1	26,7	27,1	27,6	24,2	26,9	24,7	27,6	25,4	24,6	25,5
K ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,4	0,3
Na ₂ O	5,5	3,3	6,0	5,9	5,6	5,6	5,8	5,7	5,2	3,4	6,0	5,9	5,1	5,3	5,2	5,5	5,7	5,1	5,6	6,8	4,3	7,2	7,0	6,6
CaO	9,0	12,5	9,1	10,0	10,0	10,1	9,2	8,9	7,0	14,2	9,4	9,4	11,0	10,6	10,6	10,2	10,0	9,9	10,1	6,7	11,2	6,8	7,2	8,2
Total	98,8	98,4	101,9	97,2	97,3	97,1	103,7	101,2	83,0	99,5	99,2	99,7	98,2	97,3	96,1	97,9	99,6	97,6	99,2	100,0	99,6	101,0	97,8	97,7
Or	0,6	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,8	0,8	2,0	0,7	1,7	1,3	1,3	0,8	0,8	0,6	0,8	0,8	0,5	1,0	1,0	1,0	2,5	1,9
Ab	52,2	32,1	54,1	51,3	50,2	50,1	52,8	53,5	57,0	29,8	52,5	52,4	44,9	46,9	46,7	49,1	50,5	49,6	50,8	64,0	41,0	65,0	62,4	58,3
An	47,2	67,5	45,6	48,2	49,3	49,4	46,4	45,7	41,0	69,5	45,8	46,3	53,8	52,3	52,5	50,3	48,8	49,6	48,6	35,0	58,0	34,0	35,1	39,8

Tableau n° 15 : dosages effectués dans les plagioclases du complexe basique

b) Tonalite à grands cristaux de biotite

J'ai dosé un seul plagioclase dans la lame polie taillée dans cette roche. Les deux analyses effectuées donnent des résultats comparables: 46 % d'anorthite.

c) cumulat dioritique

Du fait de l'abondance et de l'état de fraîcheur des plagioclases dans cette roche, il a été possible de mettre en oeuvre la méthode de la double macle pour mesurer leur teneur en anorthite : les résultats varient entre 39 % et 44 %. Un plagioclase présentant le phénomène du zonage en tache titrait 47 % d'anorthite dans l'enveloppe et 44 % dans le coeur. La Fig. 39 illustre ce phénomène.


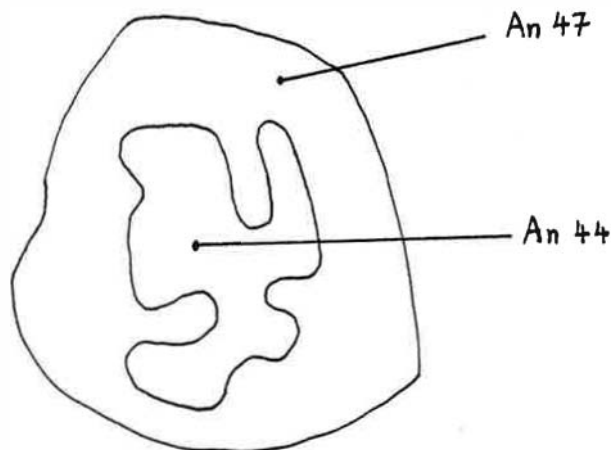
100 μ m


Fig. 39 : zonage en tache dans un plagioclase



L'analyse d'un plagioclase contenant un coeur de feldspath potassique a donné 41 % d'anorthite.

d) Tonalite de la formation litée

Deux plagioclases ont été étudiés à la microsonde dans la lame 81t : l'un (dosages FCN1 et FCN2) présentait une zonation normale, avec un coeur à 70 % d'anorthite et une enveloppe à 46 % d'anorthite ; l'autre (dosages FCN3 et FCN4) offrait un zonage en tache, avec une zone à 54 % d'anorthite et une autre à 46 % d'anorthite. Des mesures sur des individus homogènes par la méthode de la double macle ont donné 48 % d'anorthite. La fig. 40 représente le plagioclase normalement zoné étudié.

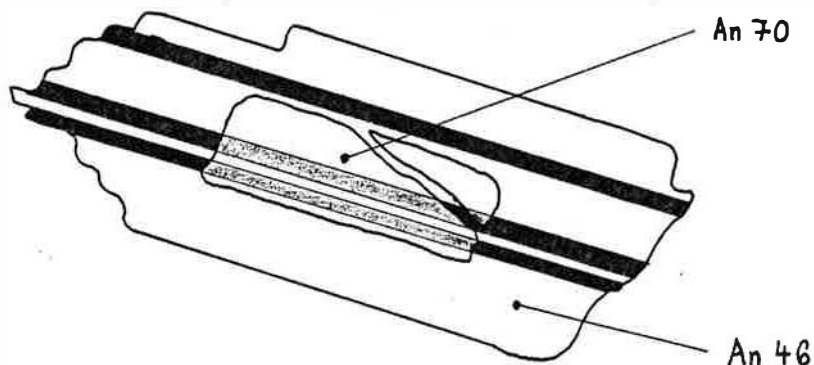


fig.40 : plagioclase
présentant une zonation
normale

c) Cumulat tonalitique

L'analyse de deux plagioclases homogènes avec la microsonde a donné 52 % et 53 % d'anorthite.

d) gabbro à amphibole de la formation litée

Les plagioclases de la lame 81g ont été étudiés par la méthode de la double macle. Leur teneur en anorthite varie entre 49 % et 55 % et il s'agit d'individus homogènes. Les dosages à la microsonde de deux plagioclases dans la lame 100 ont donné 52 et 53 % d'anorthite.

e) diorite à amphibole

On a dosé deux plagioclases homogènes dans la lame polie 52. L'un contient 49 % d'anorthite, l'autre 50 %.

f) granodiorite à GCF

Le dosage à la microsonde dans la lame 102 de deux plagioclases homogènes a donné 35 % à 40 % d'anorthite. On a par ailleurs étudié deux plagioclases dans la lame 34. L'un des deux était situé au coeur d'un GCF juste à côté de la macle de Karlsbad : son coeur contient 60 % d'anorthite et son enveloppe 35 %. Un individu homogène situé dans le fond de la roche titre lui aussi 35 % d'anorthite.

3) Plagioclases dans le granite à grain fin et muscovite

Les plagioclases de ce granite ne sont jamais zonés. La seule analyse que j'y ai effectué montre qu'il s'agit d'albite presque pure :

Le pourcentage d'anorthite est de 0,1 % et celui d'orthose de 0,3 %. Le tableau n° 16 donne le résultat de l'analyse à la sonde de ce minéral.

Tableau n° 16 : analyse chimique de l'albite du granite à grain fin et muscovite

SiO ₂	66,7
Al ₂ O ₃	18,8
K ₂ O	0,1
Na ₂ O	11,3
CaO	0,1
Total	97,0
Or	0,3
Ab	99,6
An	0,1

C) Structure et degré d'ordre des GCF du granite à GCF

1) méthode de détermination des dimensions de maille utilisée

Le principe de la méthode utilisée consiste dans l'utilisation des six pics (400), (060), (132), (112), (111) et (201) pour obtenir dans un premier temps les distances interréticulaires puis dans un second les dimensions de maille des GCF considérés.

Je me suis rapidement rendu compte que l'enregistrement diffractométrique sur bande de papier n'était pas suffisamment précis pour atteindre l'objectif que je m'étais fixé. En conséquence, j'ai décidé d'utiliser la procédure digitale du comptage pour déterminer l'angle de Bragg correspondant au sommet d'un pic donné. Il m'a été possible d'utiliser deux diffractomètres à rayon X dotés d'un dispositif automatique de comptage pas à pas : il s'agit de l'ensemble diffractométrique Philips du département matériaux et ingénierie de l'école des mines de Saint-Etienne et du diffractomètre assisté par ordinateur Siemens du département chimie physique des processus industriels de la même école. Dans le premier cas, la source de rayonnement est à base de cobalt et dans le second à base de cuivre. Les comptages ont été effectués avec un pas de 0,01° et les durées de comptage à chaque pas étaient de l'ordre de 15 à 20 secondes. L'incertitude sur la mesure des angles de Bragg correspondant aux six pics pris en compte est de ±0,01°. Connaissant les six angles de Bragg, il est possible d'en déduire les six distances interréticulaires en utilisant la formule dite de Bragg :

$$\lambda = 2 d \sin \theta$$

où λ est la longueur d'onde du rayonnement utilisé
 d la distance interréticulaire
 et ϑ l'angle de Bragg.

On obtient ainsi les distances d_{400} , d_{060} , d_{132} , d_{112} , d_{111} et d_{201} .

Je vais maintenant exposer le principe du programme qui permet de passer de ces six distances interréticulaires aux dimensions de maille du réseau direct. Ce programme, intitulé ECUREUIL, m'a été inspiré par la lecture de Kohlbeck et Hørl (1976).

La formule très générale qui donne la distance entre deux plans de la même famille (ou distance interréticulaire) dans le réseau direct est la suivante :

$$\frac{1}{d_{hkl}^2} = h^2 a^{*2} + k^2 b^{*2} + l^2 c^{*2} + 2hka^*b^*\cos\gamma^* + 2klb^*c^*\cos\alpha^* + 2lkc^*a^*\cos\beta^* \quad (1)$$

où d_{hkl} est la distance interréticulaire considérée,

où a^* , b^* , c^* , α^* , β^* , γ^* sont les dimensions de maille du réseau réciproque et h , k , et l les indices de Laue de la famille de plans réticulaires.

La lecture de la formule montre que, dans une première étape, il faut calculer les dimensions de maille du réseau réciproque. Posons :

$$\begin{aligned} A &= a^{*2} & B &= b^{*2} & C &= c^{*2} \\ D &= 2a^*b^*\cos\gamma^* & E &= 2b^*c^*\cos\alpha^* & F &= 2c^*a^*\cos\beta^* \end{aligned}$$

et $Q = \frac{1}{d^2}$

La formule (1) devient :

$$Q = h^2 A + k^2 B + l^2 C + hkD + klE + lhF \quad (2).$$

Si on connaît six distances interréticulaires, on peut écrire six équations :

$$\left. \begin{aligned} Q_1 &= h_1^2 A + k_1^2 B + l_1^2 C + h_1 k_1 D + k_1 l_1 E + l_1 h_1 F \\ Q_6 &= h_6^2 A + k_6^2 B + l_6^2 C + h_6 k_6 D + k_6 l_6 E + l_6 h_6 F \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

En écriture matricielle, le système (3) devient :

$$Q = \Omega X \quad (4)$$

$$\text{avec } Q = \begin{pmatrix} Q_1 \\ Q_2 \\ \vdots \\ Q_6 \end{pmatrix} \quad \Omega = \begin{pmatrix} h^2, K^2, l^2, h, k, k, l, l, h, \\ h_2^2, k_2^2, l_2^2, h_2, k_2, k_2, l_2, l_2, h_2 \\ \hline h_6^2, K_6^2, l_6^2, h_6, k_6, k_6, l_6, l_6, h_6 \end{pmatrix} \quad X = \begin{pmatrix} A \\ B \\ C \\ D \\ E \\ F \end{pmatrix}$$

On pourrait inverser Ω et ensuite faire le calcul :

$$X = \Omega^{-1} Q \quad (5)$$

Ce serait la méthode la plus générale. Mais dans le cas de l'étude des feldspaths alcalins, on connaît d_{100} et d_{010} puisque

$$d_{100} = 4 d_{400} \quad (6)$$

$$\text{et } d_{010} = 6 d_{060} \quad (7)$$

En appliquant la formule (1), on trouve :

$$A = \frac{1}{d_{100}^2} \quad (8)$$

$$B = \frac{1}{d_{010}^2} \quad (9)$$

On peut maintenant transformer le système (3) en un système de quatre équations à quatre inconnues puisque

$$\begin{aligned} Q_1 &= A \\ \text{et } Q_2 &= B \end{aligned}$$

Le nouveau système s'écrit :

$$\left. \begin{aligned} Q_3 - h_3^2 A - k_3^2 B &= l_3^2 C + h_3 k_3 D + k_3 l_3 E + l_3 h_3 F \\ Q_6 - h_6^2 A - k_6^2 B &= l_6^2 C + h_6 k_6 D + k_6 l_6 E + l_6 h_6 F \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

où C, D, E et F sont les inconnues. Ce système se résout aisément par la méthode des déterminants. On obtient ensuite les dimensions de maille du réseau réciproque par les formules :

$$a^* = A^{\frac{1}{2}}$$

$$b^* = B^{\frac{1}{2}}$$

$$c^* = C^{\frac{1}{2}}$$

$$\cos \alpha^* = \frac{E}{2b^*c^*}$$

$$\cos \beta^* = \frac{F}{2c^*a^*}$$

$$\cos \gamma^* = \frac{D}{2a^*b^*}$$

On passe aux dimensions de maille du réseau direct par les formules qui suivent. Si on pose :

$$N^2 = 1 + 2 \cos \alpha^* \cos \beta^* \cos \gamma^* - \cos^2 \alpha^* - \cos^2 \beta^* - \cos^2 \gamma^*,$$

$$\text{on a : } a = \frac{\sin \alpha^*}{Na^*} \quad b = \frac{\sin \beta^*}{Nb^*} \quad c = \frac{\sin \gamma^*}{Nc^*}$$

$$\cos \alpha = \frac{\cos \beta^* \cos \gamma^* - \cos \alpha^*}{\sin \beta^* \sin \gamma^*} \quad \cos \beta = \frac{\cos \gamma^* \cos \alpha^* - \cos \beta^*}{\sin \gamma^* \sin \alpha^*}$$

$$\cos \gamma = \frac{\cos \alpha^* \cos \beta^* - \cos \gamma^*}{\sin \alpha^* \sin \beta^*}$$

On regroupe les dimensions de maille sous la forme d'une seule variable vectorielle a_1^0 , avec $a_1^0 = a$, $a_2^0 = b$, ... $a_6^0 = \gamma$. On peut écrire que a_1 est une fonction vectorielle de la variable vectorielle \mathcal{V}_j^0 qui regroupe les six angles de Bragg mesurés :

$$a_i^0 = f_i (\mathcal{V}_j^0) \quad (11)$$

En supposant que la fonction (f_i) est dérivable, on peut effectuer un développement limité au premier ordre autour de \mathcal{V}_j^0 (en utilisant la convention d'Einstein) :

$$da_i = a_i - a_i^0 = f_i (\mathcal{V}_j^0 + d\mathcal{V}_j) - f_i (\mathcal{V}_j^0) = \left(\frac{\partial f_i}{\partial \mathcal{V}_j} \right) d\mathcal{V}_j + o_i (d\mathcal{V}_j) \quad (12)$$

où la matrice $\left(\frac{\partial f_i}{\partial \mathcal{V}_j} \right)$ est le jacobien de la fonction (f_i) et $o_i (d\mathcal{V}_j)$ un terme négligeable devant $d\mathcal{V}_j$.

On ne connaît par les erreurs de $d\mathcal{V}_j$ mais on peut fixer une borne supérieure à leur valeur absolue, c'est l'incertitude de mesure ε qu'on estime à $0,01^\circ$ pour chaque pic :

$$|d\mathcal{V}_j| \leq \varepsilon = 0,01^\circ.$$

On calcule maintenant l'incertitude η_i sur chaque paramètre de maille à partir de l'équation (12) :

$$da_i = \sum_{j=1}^6 \frac{\partial f_i}{\partial \mathcal{V}_j} d\mathcal{V}_j$$

$$\Rightarrow |da_i| = \left| \sum_{j=1}^6 \frac{\partial f_i}{\partial \mathcal{V}_j} d\mathcal{V}_j \right| \leq \sum_{j=1}^6 \left| \frac{\partial f_i}{\partial \mathcal{V}_j} d\mathcal{V}_j \right| = \sum_{j=1}^6 \left| \frac{\partial f_i}{\partial \mathcal{V}_j} \right| |d\mathcal{V}_j|$$

de la relation $|d\mathcal{V}_j| \leq \varepsilon$, on déduit :

$$|da_i| \leq \varepsilon \sum_{j=1}^6 \left| \frac{\partial f_i}{\partial \mathcal{V}_j} \right| = \eta_i \quad (13) ;$$

η_i est donc un majorant de la valeur absolue de l'erreur da_i , et il s'agit bien de l'incertitude recherchée.

Après avoir calculé la valeur nominale de chaque paramètre de maille a_i à partir des angles de Bragg \mathcal{V}_j mesurés, le programme calcule les valeurs successives a_i^k de ces paramètres pour des angles de Bragg $\mathcal{V}_j^k = \mathcal{V}_j^0 + \delta_{jk} \varepsilon$. Par différence avec les valeurs nominales, on obtient la matrice $(M_{ik}) = (a_i^k - a_i^0)$ dont le terme (i,j) est l'effet sur le paramètre a_i d'une erreur valant ε sur \mathcal{V}_j , c'est-à-dire que $M_{ik} = \varepsilon \frac{\partial a_i}{\partial \mathcal{V}_j}$. En effectuant la somme $\sum_{k=1}^6 |M_{ik}|$, on obtient l'incertitude η_i sur chaque paramètre de maille.

2) le programme ECUREUIL

Ce programme a été rédigé en fortran IV et mis en oeuvre au centre de calcul de l'école des mines de Saint-Etienne. Les identificateurs d'entrée sont ERT et RD. ERT est l'incertitude de mesure et RD représente les six angles de Bragg. Les identificateurs de sortie sont ZA, ZB, ZC, YA, YB, YC, TAB (I,J) et DTAB (I). ZA, ZB, ZC, YA, YB et YC correspondent à a , b , c , α , β et γ . TAB (I,J) donne dans ses six premières colonnes les paramètres de maille du réseau direct puis du réseau réciproque pour une modification de ξ de chacun des six pics pris dans l'ordre indiqué plus haut et dans sa septième les valeurs exactes de ces paramètres. CTAB(I) correspond aux incertitudes sur les dimensions de maille du réseau direct, puis du réseau réciproque.

Ci-dessous le listing du programme ECUREUIL :

```

DOUBLE PRECISION DET(4,4),MAT(4,4),RAD(6),VEC(4),A,B,X,XA,U(4),C,D,E,F,AA
DOUBLE PRECISION BB,CC,COSA,COSB,COSC,DD,DT,SINA,SIND,SINC
DOUBLE PRECISION ZA,ZB,ZC,YA,YB,YC,E,F,AA,RD      (6)
DOUBLE PRECISION TAB(7,12),DTAB(12)
DOUBLE PRECISION Z,K,K1,T,T1,T2,T3
DOUBLE PRECISION K2,K3,K4,K5,K6
READ(1,20)ERT
READ(1,20)RD
20  FORMAT(GF6.3)
    DO 150 NI=1,7
    IF(NI.EQ.7)GOTO151
    RD(NI)=RD(NI)+ERT
151  CONTINUE
    DO 999 NK=1,6
999  RAD(NK)=.017453*RAD(NK)
    DO 1001 NN=1,6
1001 RAD(NN)=DSIN(RAD(NN))
    DO 1002 NT=1,6
1002 RAD(NT)=0.7709/RAD(NT)
    RAD(1)=4*RAD(1)
    RAD(2)=6*RAD(2)
    A=1/RAD(1)**2
    B=1/RAD(2)**2
    VEC(1)=1/RAD(3)**2-A-9*B
    VEC(2)=1/RAD(4)**2-4*A
    VEC(3)=1/RAD(5)**2-A-B
    VEC(4)=1/RAD(6)**2-A-B

```

```

MAT(1,1)=4
MAT(1,2)=-3
MAT(1,3)=6
MAT(1,4)=-2
MAT(2,1)=1
MAT(2,2)=0
MAT(2,3)=0
MAT(2,4)=-2
MAT(3,1)=4
MAT(3,2)=-1
MAT(3,3)=2
MAT(3,4)=-2
MAT(4,1)=1
MAT(4,2)=1
MAT(4,3)=1
MAT(4,4)=1
DO42 I=1,4
DO42 J=1,4
M=I
N=J

```

```

42 DET(M,N)=MAT(I,J)
CALL HARMOTTE(DET,X)
XA=X
L=1

```

```

37 DO7 N=1,4
IF(N.EQ.L)GOTO38
CONTINUE

```

```

7 DO8 M=1,4
38 DET(M,N)=VEC(M)
8 CALL HARMOTTE(DET,X)
U(L)=X
DO13 I=1,4
DO13 J=1,4
M=I
N=J

```

```

13 DET(M,N)=MAT(I,J)
L=L+1
IF(L.LT.5)GOTO37
C=U(1)/XA
D=U(2)/XA
E=U(3)/XA
F=U(4)/XA
AA=DSQRT(A)
BB=DSQRT(B)
CC=DSQRT(C)
COSA=E/(2*BB*CC)
COSB=F/(2*AA*CC)
COSC=D/(2*AA*BB)
DD=1+2*COSA*COSB*COSC-COSA**2-COSB**2-COSC**2
DT=DSQRT(DD)
SINA=DSQRT(1-COSA**2)
SINB=DSQRT(1-COSB**2)
SINC=DSQRT(1-COSC**2)
ZA=SINA/(DT*AA)
ZB=SINB/(DT*BB)
ZC=SINC/(DT*CC)
YA=(COSC*COSC-COSA)/(SINB*SINC)
YB=(COSC*COSA-COSB)/(SINC*SINA)
YC=(COSA*COSB-COSC)/(SINA*SINB)
YA=ACOS(YA)
YB=ACOS(YB)
YC=ACOS(YC)

```

```

COSA=ACCS(COSA)
COSB=ACCS(COSB)
COSC=ACCS(COSC)
WRITE(3,40)ZA,ZB,ZC,YA,YB,YC
40  FORMAT(1X,(D14.6,3X))
    TAB(INI,1)=ZA
    TAB(INI,2)=ZB
    TAB(INI,3)=ZC
    TAB(INI,4)=YA
    TAB(INI,5)=YB
    TAB(INI,6)=YC
    TAB(INI,7)=AA
    TAB(INI,8)=BB
    TAB(INI,9)=CC
    TAB(INI,10)=COSA
    TAB(INI,11)=COSB
    TAB(INI,12)=COSC
    IF(INI.EQ.7)GOTO150
    RD(INI)=RD(INI)-ERT
150  CONTINUE
    WRITE(3,52)
52  FORMAT(1H1,21X,1H-,7X,1H-,7X,1H-,/,6X,3H100,5X,3H010,5X,3H152,5X,3
1H201,5X,3H112,5X,3H111,/)
    DO 154 J=1,12
154  WRITE(3,53)(TAB(I,J),I=1,7)
53  FORMAT(5X,7F8.3)
    DO 152 INJ=1,12
    DTAB(INJ)=0.
    DO 153 INK=1,6
    DTAB(INJ)=DTAB(INJ)+DABS(TAB(INK,INJ)-TAB(7,INJ))
153  CONTINUE
152  CONTINUE
    WRITE(3,777)(DTAB(I),I=1,6)
    WRITE(3,777)(DTAB(I),I=7,12)
777  FORMAT(5X,6F8.3)
    END

```

```

SUBROUTINE MARMOTTE (DET,X)
DOUBLE PRECISION DET(4,4),T(3,3),X,Y,Y1,Y2,Y3,Y4
T(1,1)=DET(2,2)
T(1,2)=DET(2,3)
T(1,3)=DET(2,4)
T(2,1)=DET(3,2)
T(2,2)=DET(3,3)
T(2,3)=DET(3,4)
T(3,1)=DET(4,2)
T(3,2)=DET(4,3)
T(3,3)=DET(4,4)
CALL CASTOR (T,Y)
Y1=Y
T(1,1)=DET(2,1)
T(1,2)=DET(2,3)
T(1,3)=DET(2,4)
T(2,1)=DET(3,1)
T(2,2)=DET(3,3)
T(2,3)=DET(3,4)
T(3,1)=DET(4,1)
T(3,2)=DET(4,3)
T(3,3)=DET(4,4)

```

```

CALL CASTOR(T,Y)
Y2=Y
T(1,1)=DET(2,1)
T(1,2)=DET(2,2)
T(1,3)=DET(2,4)
T(2,1)=DET(3,1)
T(2,2)=DET(3,2)
T(2,3)=DET(3,4)
T(3,1)=DET(4,1)
T(3,2)=DET(4,2)
T(3,3)=DET(4,4)
CALL CASTOR(T,Y)
Y3=Y
T(1,1)=DET(2,1)
T(1,2)=DET(2,2)
T(1,3)=DET(2,3)
T(2,1)=DET(3,1)
T(2,2)=DET(3,2)
T(2,3)=DET(3,3)
T(3,1)=DET(4,1)
T(3,2)=DET(4,2)
T(3,3)=DET(4,3)
CALL CASTOR(T,Y)
Y4=Y
X=DET(1,1)*Y1-DET(1,2)*Y2+DET(1,3)*Y3-DET(1,4)*Y4
RETURN
END

```

```

SUBROUTINE CASTOR(T,Y)
DOUBLE PRECISION T(3,3),Y,PA,PB,PC,PD,PE,PF
PA=T(1,1)*T(2,2)*T(3,3)
PB=T(1,2)*T(2,3)*T(3,1)
PC=T(2,1)*T(3,2)*T(1,3)
PD=T(1,3)*T(2,2)*T(3,1)
PE=T(2,3)*T(3,2)*T(1,1)
PF=T(3,3)*T(1,2)*T(2,1)
Y=PA+PB+PC-PD-PE-PF
RETURN
END

```

```

DOUBLE PRECISION FUNCTION ACOS(X)
DOUBLE PRECISION X,Y
Y=(1.-X)/(1.+X)
Y=Y/DABS(Y)*DSQRT(DABS(Y))
ACOS=DATAN(Y)*2.
ACOS=57.29578*ACOS
RETURN
END

```

3) calcul du degré d'ordre

Hovis (1974) a mis au point une formule qui permet de calculer le degré d'ordre Z à partir des paramètres de maille b et c . Je rappelle que Z vaut

$$2 (N_{Al(T1)} - N_{Al(T2)})$$

où $N_{Al(T1)}$ est la fraction molaire de l'ion Al^{3+} dans le site T_1 et

$N_{Al(T2)}$ la fraction molaire de l'ions Al^{3+} dans le site T_2 .

Cette formule est la suivante :

$$Z = 7,6344 - 4,3584b + 6,8615c \quad (16)$$

où b et c sont mesurés en Angström. D'après Thompson et al (1974), l'incertitude de mesure sur Z est de $\pm 0,02$. A cela s'ajoutent naturellement les incertitudes sur b et c . Pour mettre au point la formule (16), Hovis a utilisé neuf feldspaths potassiques d'un degré d'ordre variable dont le degré d'ordre avait été déterminé précédemment par la méthode du cristal tournant et dont lui-même a calculé les dimensions de maille. Puis il a établi la formule donnant Z en fonction de b et c par la méthode des moindres carrés.

4) Résultats obtenus

J'ai étudié 8 GCF extraits du granite à GCF. La carte de la fig. 41 indique leur emplacement et le tableau n° 18 donne les résultats. Le domaine d'incertitude de l'angle α contient la valeur 90° sept fois sur huit. Le domaine d'incertitude de l'angle γ contient la valeur 90° quatre fois sur huit. Dans les cinq cas où la valeur 90° est située en dehors de l'intervalle d'incertitude, les écarts entre cette valeur et la borne la plus proche de l'intervalle d'incertitude valent deux fois $0,19^\circ$, deux fois $0,16^\circ$ et une fois $0,41^\circ$. D'après Thomas (communication personnelle), on peut dans ces conditions considérer que les GCF du granite à GCF sont des individus monocliniques. Les quelques écarts qui ont été signalés ci-dessus s'expliquent probablement par de légères déformations mécaniques des cristaux après leur ordonnancement définitif.

La valeur de leur degré d'ordre est comprise entre $0,405$ et $0,494$. Le tableau ci-dessous donne la valeur du degré d'ordre pour quelques feldspaths potassiques de la littérature :

sanidine, Laacher See, Eifel	0,175
sanidine, Kilbourne Hole	0,064
Filon, Chilhac, Langeadois	0,478
granite à GCF du Lys Caillaouas	0,405 à 0,494
microcline, granodiorite de Kameruka	0,615

Tableau n° 17: comparaison des degrés d'ordre de différents feldspaths potassiques

	11	14	16	17	24	32	82	83
a ($^{\circ}$) (A)	8,573 \pm 0,008	8,574 \pm 0,008	8,556 \pm 0,008	8,562 \pm 0,008	8,563 \pm 0,008	8,566 \pm 0,008	8,568 \pm 0,008	8,576 \pm 0,008
b ($^{\circ}$) (A)	12,988 \pm 0,008	12,981 \pm 0,005	12,978 \pm 0,006	12,967 \pm 0,007	12,964 \pm 0,006	12,980 \pm 0,007	12,973 \pm 0,007	12,984 \pm 0,007
c ($^{\circ}$) (A)	7,208 \pm 0,012	7,194 \pm 0,011	7,190 \pm 0,011	7,196 \pm 0,011	7,192 \pm 0,011	7,201 \pm 0,012	7,195 \pm 0,012	7,202 \pm 0,011
α ($^{\circ}$)	90,38 \pm 0,19	89,94 \pm 0,19	90,02 \pm 0,19	89,99 \pm 0,19	89,95 \pm 0,19	90,12 \pm 0,19	90,12 \pm 0,19	89,81 \pm 0,19
β ($^{\circ}$)	115,65 \pm 0,14	115,99 \pm 0,13	115,97 \pm 0,13	115,84 \pm 0,13	115,83 \pm 0,13	115,79 \pm 0,13	115,82 \pm 0,13	115,87 \pm 0,13
γ ($^{\circ}$)	90,94 \pm 0,52	90,20 \pm 0,52	90,22 \pm 0,52	90,68 \pm 0,52	90,53 \pm 0,53	90,68 \pm 0,52	90,51 \pm 0,52	90,71 \pm 0,52
z	0,485 \pm 0,138	0,420 \pm 0,117	0,405 \pm 0,121	0,494 \pm 0,126	0,480 \pm 0,122	0,472 \pm 0,134	0,460 \pm 0,132	0,462 \pm 0,127

Tableau n° 18

carte donnant l'emplacement des GCF étudiés
par diffractométrie des rayons X

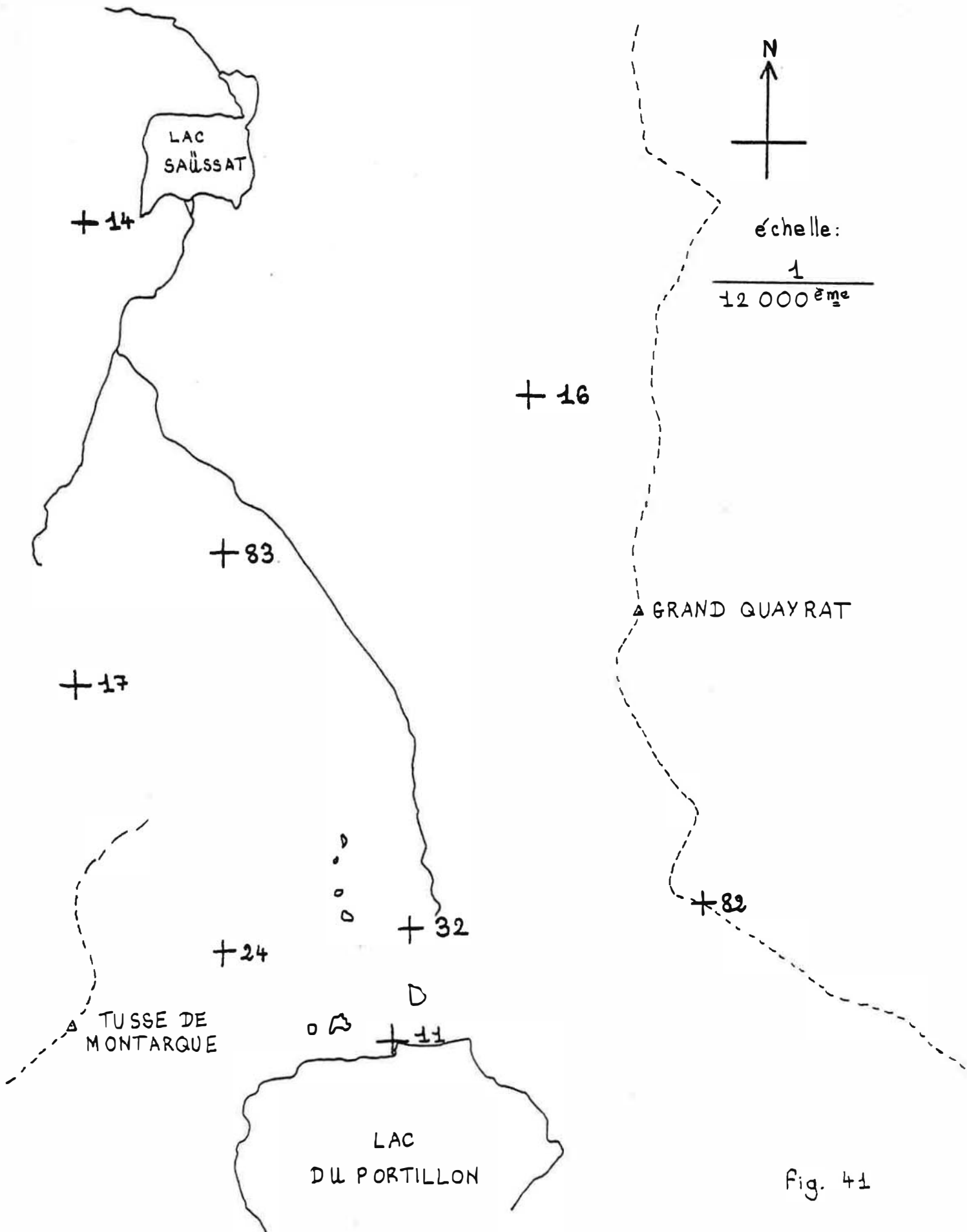


Fig. 41

La première sanidine est un phénocrystal extrait d'une cendre volcanique du Laacher See, dans le massif de l'Eifel. Elle a été étudiée par Hovis (1971). La seconde provient d'un xénolithe trouvé dans une bombe volcanique récoltée à Kilbourne Hole, dans le Nouveau Mexique. On doit son étude à Grew (1979). Le troisième est un feldspath potassique filonien : le filon dont il a été extrait est situé près de Chilhac, en Auvergne, au sein des gneiss à sillimanite du Langeadois. Ce sont Mathieu et al (1979) qui ont déterminé son degré d'ordre. Le dernier feldspath est un microcline provenant de la granodiorite de Kameruka, dans le Sud-Est de l'Australie. C'est à Eggleton (1979) qu'on doit ses dimensions de maille. L'observation du tableau n° 17 montre que les GCF du granite à GCF présentent un degré d'ordre intermédiaire.

5) Relation entre le paramètre a et la composition chimique

J'ai déterminé à partir de données de Smith (1974) un graphique donnant le rapport molaire $\frac{K}{K+Na}$ en fonction de a. Ce graphique est donné en fig. 42. La droite du milieu correspond aux valeurs exactes, celles du haut et du bas marquent les limites du domaine d'incertitude. Le tableau n° 19 donne les résultats de l'application de ce graphique aux huit GCF étudiés par diffractométrie des rayons X.

11	14	16	17	24	32	82	83
93,7 [±] 4,5	94,0 [±] 4,5	88,8 [±] 4,5	90,6 [±] 4,5	90,8 [±] 4,5	91,7 [±] 4,5	92,1 [±] 4,5	94,6 [±] 4,5

Tableau n° 19 : rapport $\frac{K}{K + Na}$ en pourcentage pour les huit GCF étudiés par diffractométrie X.

Dans le tableau n° 20, j'indique le rapport $\frac{K}{K + Na}$ pour les trois GCF qui ont été étudiés avec la microsonde électronique :

17	24	83
91,2 [±] 2,5	89,5 [±] 2,5	90,2 [±] 2,5

Tableau n° 20 : rapport $\frac{K}{K + Na}$ en pourcentage pour les trois GCF étudiés par microsonde électronique.

La lecture des tableaux n° 19 et n° 20 permet de constater à première vue une concordance satisfaisante entre les résultats provenant de la diffractométrie des rayons X et ceux obtenus par microanalyse électronique. Pour les GCF 17 et 24, le recouvrement des deux intervalles d'incertitude est total ; il est encore satisfaisant pour le GCF 83.

Une lecture plus approfondie permet cependant de se rendre compte que le rapport K/K+Na obtenu à partir du paramètre de maille a est plus élevé que lorsqu'il provient de l'analyse chimique par

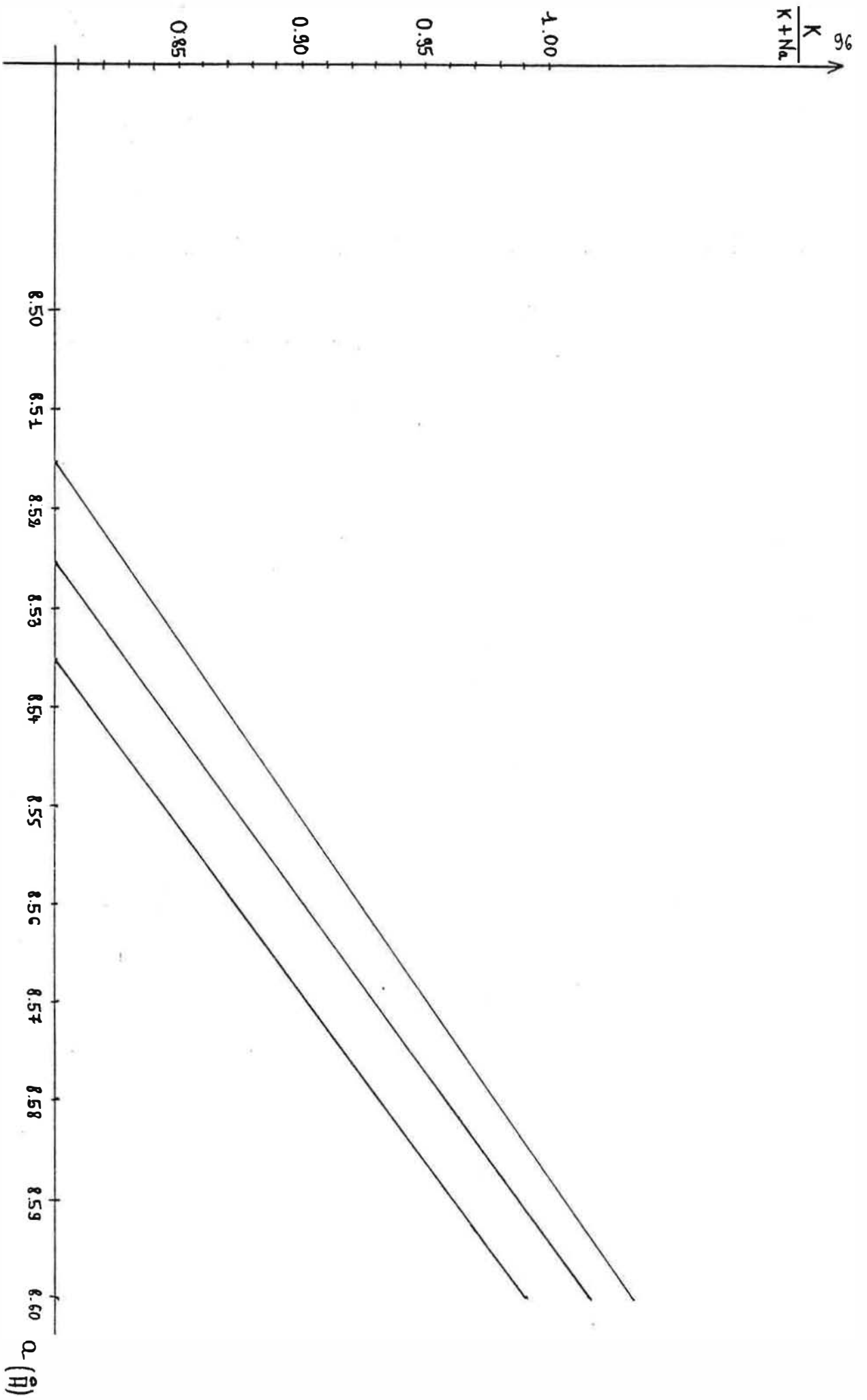


Fig. 4-2 : diagramme donnant $\frac{K}{K+Na}$ en Fonction de a

microsonde électronique. On peut donc se demander si ces GCF ne sont pas affectés d'un phénomène qui tend à exagérer la valeur du paramètre de maille a . Robin (1974) a montré que l'exsolution à très faible échelle tendait à augmenter la valeur du paramètre de maille a . Il semble en conséquence que les GCF du massif du Lys Caillaouas aient tous subi un début d'exsolution, mais sans jamais que la largeur des lamelles leur permette de devenir visibles au microscope optique. Je reviendrai plus loin sur cet intéressant problème.

6) Application de la méthode à un GCF de la granodiorite à GCF

J'ai étudié en collaboration avec B. Thiriet un GCF provenant de l'échantillon n° 34 de la granodiorite à GCF. La carte de la fig. 1 donne l'emplacement de cet échantillon. Nous avons déterminé les dimensions de maille de ce GCF à deux reprises, afin de voir si les résultats du diffractomètre Philips étaient cohérents avec ceux du diffractomètre Siemens. Le tableau n° 21 permet de constater un excellent accord.

	Philips	Siemens
$a \text{ \AA}$	$8,590 \pm 0,008$	$8,590 \pm 0,008$
$b \text{ \AA}$	$12,996 \pm 0,006$	$12,987 \pm 0,006$
$c \text{ \AA}$	$7,218 \pm 0,012$	$7,214 \pm 0,014$
$\alpha \text{ }^\circ$	$89,99 \pm 0,19$	$89,93 \pm 0,23$
$\beta \text{ }^\circ$	$116,13 \pm 0,12$	$116,13 \pm 0,14$
$\gamma \text{ }^\circ$	$89,74 \pm 0,52$	$89,86 \pm 0,61$

Tableau n° 21 : dimensions de maille du GCF 34

La comparaison des rapports $\frac{K}{K + Na}$ obtenus à partir du paramètre a et par microanalyse électronique est très surprenante. Le tableau n° 22 permet de se rendre compte du problème.

	Microsonde	Diffractométrie
$\frac{K}{K + Na}$	$89,5 \pm 2,5$	$98,6 \pm 5,0$

Tableau n° 22 : rapport $\frac{K}{K + Na}$ obtenu par deux méthodes différentes.

D'après Willaime (communication personnelle), il s'agit certainement d'un phénomène d'exsolution submicroscopique : sa manifestation est beaucoup plus nette que dans le cas des GCF du granite à GCF. Ceci n'a rien d'étonnant puisque même au microscope optique on observe des précipitats lamellaires de feldspath sodique. On aura à se demander plus loin pourquoi les GCF de

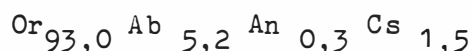
la granodiorite à GCF sont nettement plus exsolvés que ceux du granite à GCF.

Le changement des dimensions de maille dû à l'exsolution rend la détermination du degré d'ordre par application de la formule de Hovis parfaitement impossible. Si l'on voulait déterminer les dimensions de maille de la phase potassique, il faudrait le faire sur une très petite zone au coeur d'une lamelle par la méthode de Kikuchi et en faisant appel au microscope électronique. Une telle entreprise ne pouvait évidemment entrer dans le cadre de cette modeste recherche.

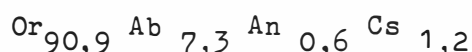
D) Composition du feldspath potassique du cumulat dioritique

J'ai expliqué dans le chapitre 1 que le feldspath potassique joue le rôle de liant dans le cumulat dioritique et qu'on en rencontre parfois en substitution dans le coeur des plagioclases. Les deux analyses chimiques ont donné les résultats suivants :

- pour le feldspath potassique jouant le rôle de liant :



- pour le feldspath potassique en substitution dans le coeur des plagioclases :



E) Etude d'un GCF du granite à GCF au microscope électronique :

J'ai réalisé ce travail avec A. Fourdeux, la personne responsable de la microscopie électronique au département physique du métal de l'école des mines de Saint-Etienne. Nous nous sommes intéressés à un GCF de l'échantillon n° 24 du granite à GCF. La méthode de préparation de la zone à observer est une variante de la méthode du fragment clivé. Les principales étapes en sont indiquées ci-dessous :

- scier le GCF de manière à y laisser une surface accidentée
- scier à la scie d'horloger une plaque de rhodoïd
- plonger le rhodoïd dans l'acétone pendant une demi-heure
- enfoncer et tenir appuyé pendant deux minutes le feldspath dans le rhodoïd ramolli jusqu'à ce que le rhodoïd fasse prise avec le feldspath
- vider l'acétone et laisser sécher pendant 48 heures
- arracher l'échantillon de la plaque de rhodoïd
- faire évaporer du carbone sur la surface de l'empreinte dans la plaque de rhodoïd, et ceci pendant 10 secondes
- scier le rhodoïd autour de la réplique avec la scie d'horloger
- ébavurer le film de carbone avec une lame de rasoir
- établir des carrés de 2mm de côté dans le film avec la lame de rasoir

- faire tremper une demi-heure dans l'acétone
- mettre des films dans un bain d'acétone : lorsque les carrés se sont détachés du support en rhodoïd, on les saisit sur une grille de cuivre.

L'observation des fragments clivés a été réalisée avec un microscope électronique Japan Electron Optics Laboratory. La tension d'accélération était de 80 kV et la méthode utilisée était celle du champ clair. On a examiné une dizaine de fragments clivés. Ils présentaient dans l'ensemble un aspect homogène. Un seul, représenté en fig. 43, donnait le sentiment de connaître un phénomène d'exsolution. Le grossissement utilisé était de 50 000X, la longueur d'onde de l'exsolution est de 400 Å. L'étude des GCF du granite à GCF a la microsonde a montré que leur composition chimique varie entre 80 % et 95 % d'orthose. Il est probable qu'une telle exsolution submicroscopique affecte préférentiellement les zones à plus faible teneur moyenne en orthose. Cette observation justifie ce que j'ai dit plus haut sur l'écart systématique entre les valeurs de $K/K+Na$ obtenues par microanalyse électronique et celles déduites de la valeur de a .

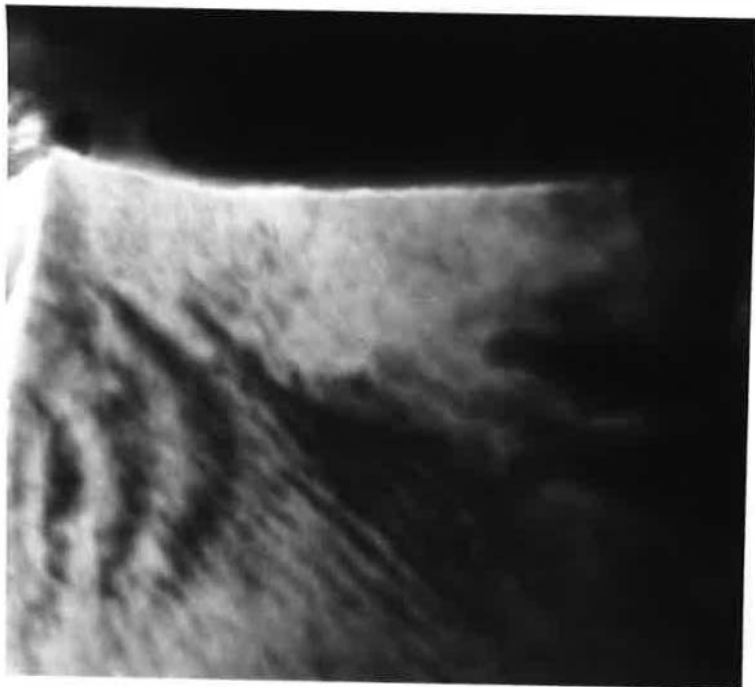


Fig. 43 : exsolution submicroscopique dans le GCF 24

grossissement : 50 000 X

les zones sombres en forme de croissant sont un artefact.



CHAPITRE 5 : AMPHIBOLES ET AUTRES MINÉRAUX

Dans ce chapitre, il s'agit uniquement de dosages effectués à la microsonde sur trois types de minéraux observés dans les roches du complexe basique, à savoir des amphiboles, des prehnites et un pyroxène. Ce chapitre a été rédigé en collaboration avec G. Lavedan.

A) les amphiboles dans le complexe basique

Les 19 dosages d'amphibole du tableau n° 23 ont été effectués avec la microsonde CAMEBAX du laboratoire de géologie de Fontainebleau de l'école des mines de Paris. La correction était effectuée en utilisant le programme d'Albee revu par le BRGM. Le calcul des formules structurales a été fait en utilisant la méthode de Leake (1978). L'échantillon de roche n° 40 est une diorite quartzique de la formation claire homogène et l'échantillon n° 99 est un gabbro à amphibole de la formation litée. La carte de la fig. 1 donne l'emplacement des échantillons dont les amphiboles ont été analysées. Le calcul des formules structurales a montré qu'on avait dans tous les cas les inégalités suivantes :

$$(\text{Ca} + \text{Na})_{\text{site B}} \gg 1,34$$

$$\text{Na}_{\text{site B}} < 0,67$$

$$(\text{Na} + \text{K})_{\text{site A}} < 0,50$$

$$\text{Ti}_{\text{site A}} < 0,50$$

Dans ces conditions, il est possible d'utiliser le tableau A de la fig. 3 de Leake (1978) pour donner un nom aux amphiboles dosées. Ce tableau est en réalité un diagramme où sont portés en abscisse le nombre de Si dans la formule structurale et en ordonnée le rapport $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$. La fig. 44 donne l'application de ce diagramme aux amphiboles du complexe basique. On constate que sur dix-neuf amphiboles dosées, on trouve neuf hornblendes magnésiennes, six hornblendes actinotiques et quatre actinotes. Dans les pages qui suivent, je vais donner les formules structurales des amphiboles étudiées dans les différents types de roche du complexe basique.

	38		20	40		81t		81 g							99		52	59	
	A2	A3	A1	A1	A2	A1	A2	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A1	A2	A3	A1	A2
SiO ₂	46,7	45,5	45,7	45,5	44,0	48,1	53,1	49,7	49,2	51,0	50,4	47,4	48,7	48,5	45,5	44,3	44,8	47,2	49,6
Al ₂ O ₃	8,3	8,6	8,1	8,3	10,2	6,7	0,5	4,8	7,0	4,6	5,0	7,2	6,0	6,4	8,4	8,5	9,1	8,2	7,3
FeOt	17,0	15,6	16,2	15,1	15,7	15,8	15,0	15,3	10,6	12,7	13,9	13,3	15,0	14,5	16,5	15,8	12,3	11,7	11,3
MnO	0,6	0,5	0,7	0,6	0,5	0,4	0,7	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,9	0,3	0,2
MgO	10,3	9,9	9,8	9,8	8,9	10,6	12,7	11,5	13,2	12,9	12,1	11,4	10,9	10,8	10,4	9,9	11,8	12,5	13,6
CaO	9,9	10,9	10,8	11,4	11,2	11,6	11,9	11,7	12,5	12,2	12,1	12,1	11,9	12,1	11,2	11,3	11,5	11,2	11,5
Na ₂ O	0,9	1,0	0,9	1,1	1,3	0,7	0,1	0,6	0,7	0,5	0,6	0,8	0,7	0,7	1,1	1,0	1,0	1,0	0,8
K ₂ O	0,3	0,3	0,4	0,5	0,8	0,6	0,0	0,4	0,5	0,4	0,4	0,7	0,6	0,6	0,4	0,5	0,4	0,3	0,2
TiO ₂	1,0	1,1	1,1	1,2	1,8	0,6	0,1	0,4	0,6	0,4	0,4	0,6	0,6	0,8	1,1	1,1	1,7	1,2	1,0
Total	94,7	93,3	93,5	93,4	94,3	95,1	94,2	94,7	94,5	95,1	95,2	93,8	94,7	94,9	94,9	92,8	92,7	93,5	95,5

Tableau n° 23
analyse chimique des amphiboles du complexe basique

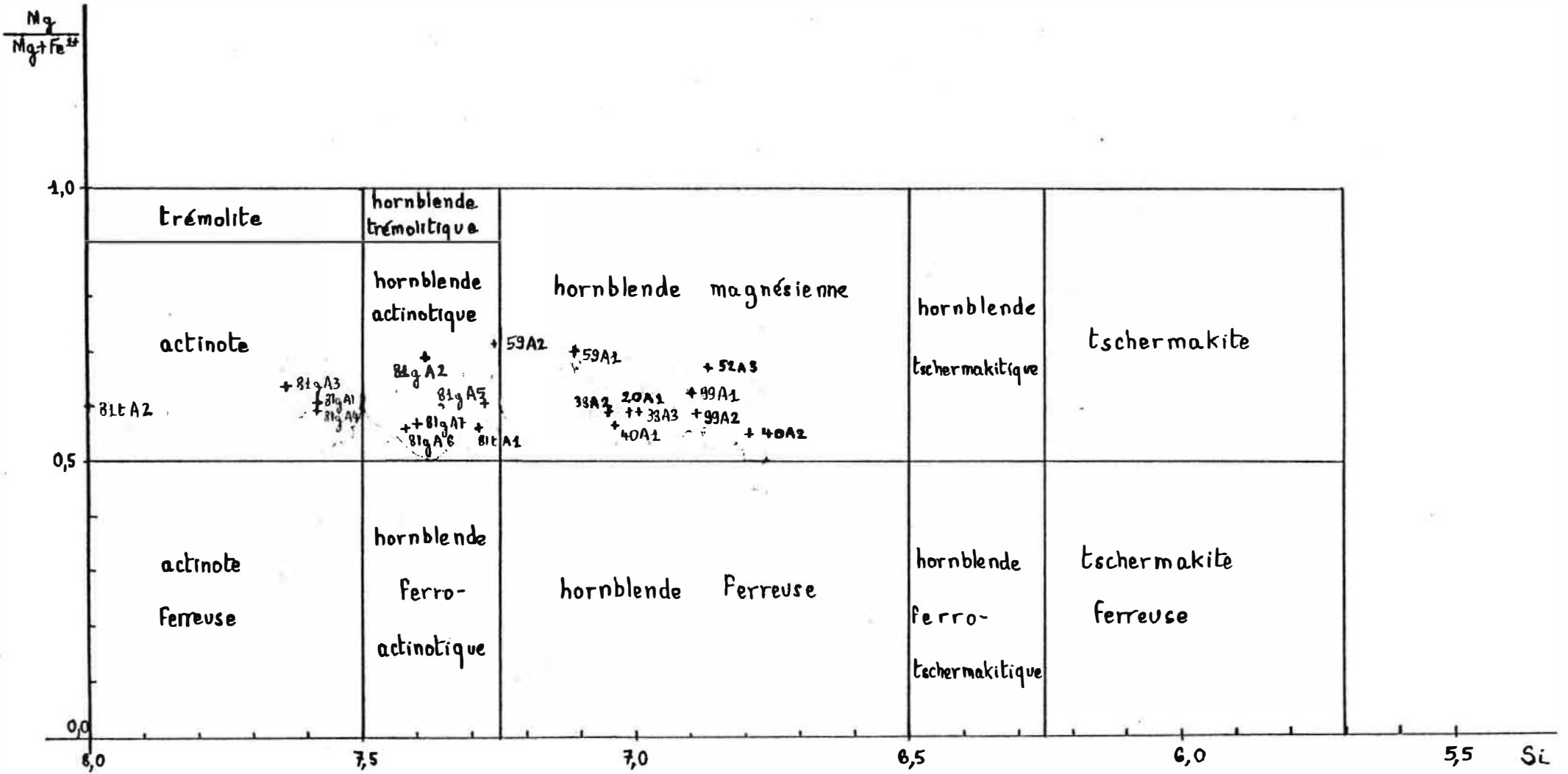
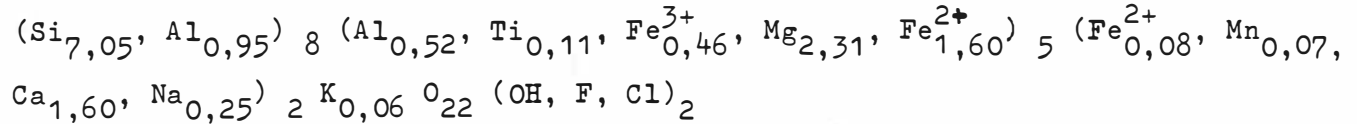


Fig. 44: projection des dosages d'amphiboles
dans le diagramme $Si / \frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}}$

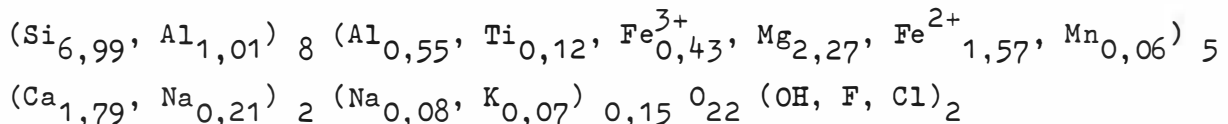
1) amphiboles dans la tonalite de la formation claire homogène (échantillon n° 38)

Deux amphiboles de taille submillimétrique ont été dosées dans cette roche. La première, 38 A2, est une hornblende magnésienne ferrique et la seconde, 38 A3, une hornblende magnésienne.

La formule structurale de la hornblende 38 A2 est la suivante :

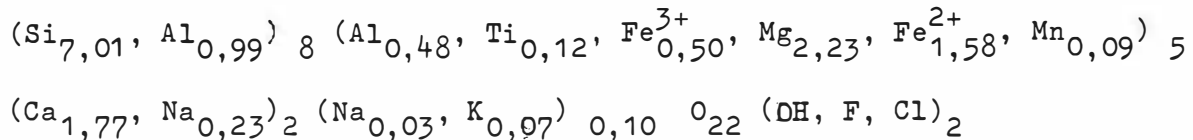


La hornblende 38 A3 a la formule structurale suivante :



2) amphibole dans une diorite quartzique de la formation claire homogène (échantillon n° 20)

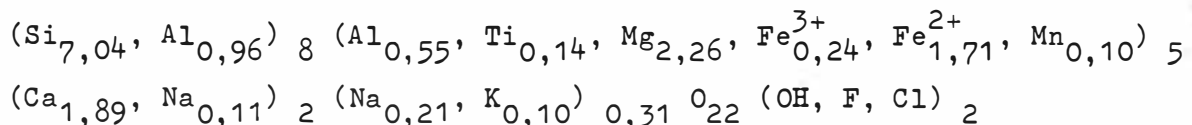
Une seule amphibole a été dosée dans cette roche, la hornblende magnésienne 20 A1. Sa formule structurale est la suivante :



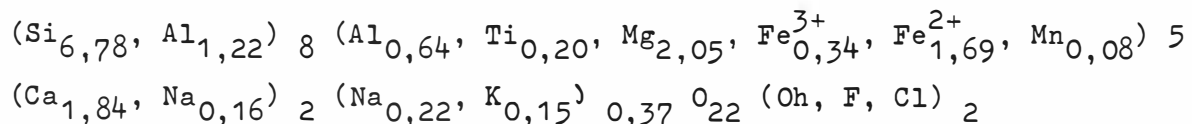
3) amphiboles dans une seconde diorite quartzique de la formation claire homogène (échantillon n° 40)

Deux amphiboles de dimensions submillimétriques dosées dans cette roche sont des hornblendes magnésiennes. Les formules structurales sont données ci-dessous :

- analyse 40 A1

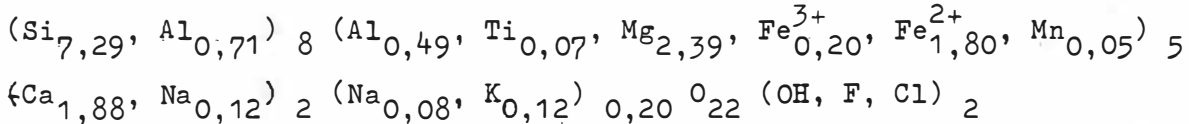


- analyse 50 A2

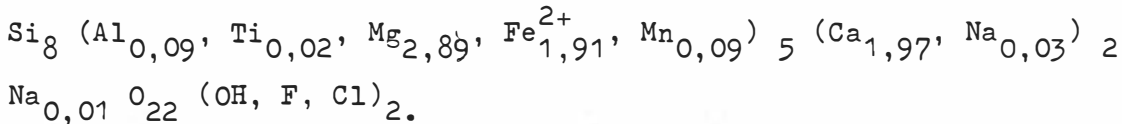


4) amphiboles dans la tonalite de la formation litée
(échantillon n° 81t)

Les amphiboles de cette roche sont des hornblendes magnésiennes dont certaines sont partiellement transformées en actinote. J'ai dosé une hornblende magnésienne (dosage 81t A1) de taille centimillimétrique dont la transformation en actinote n'était pas amorcée. Sa composition est la suivante :



J'ai d'autre part dosé de l'actinote à l'intérieur d'une hornblende en cours de transformation. Il s'agit du dosage 81t A2 auquel correspond la formule structurale ci-dessous :



La fig. 45 représente une hornblende magnésienne en partie transformée en actinote.

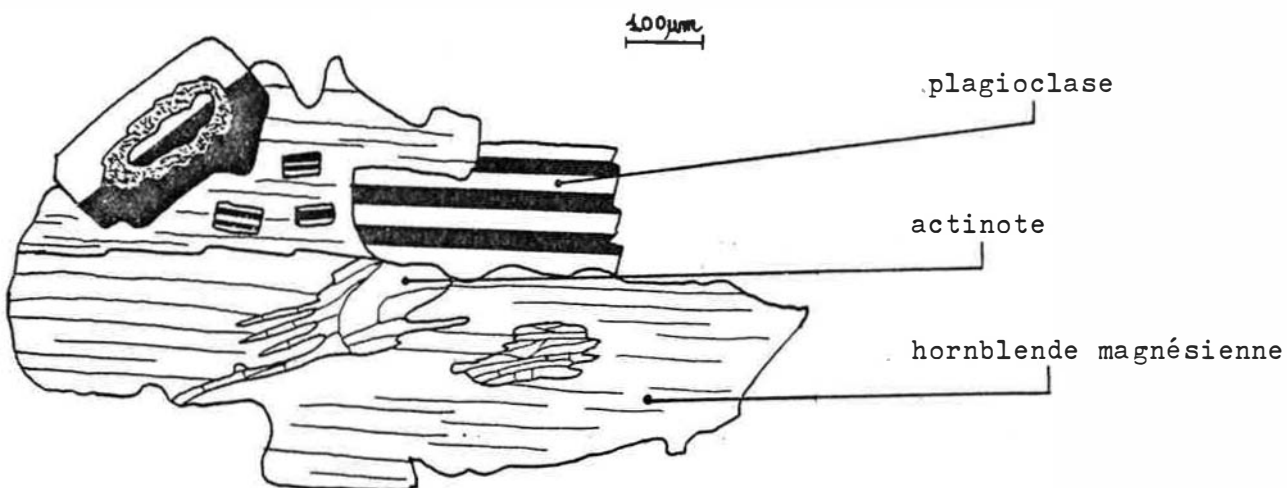
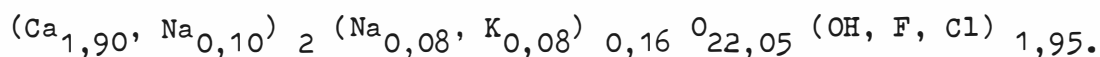
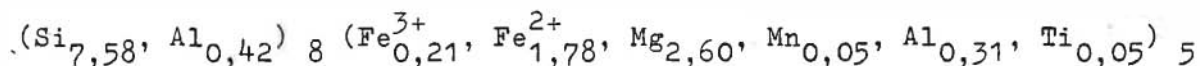


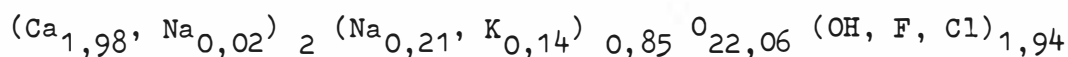
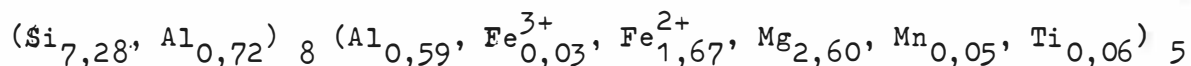
fig. 45 : hornblende magnésienne partiellement transformée en actinote

5) amphibole dans le gabbro à amphibole de la formation litée
(échantillon n° 81g)

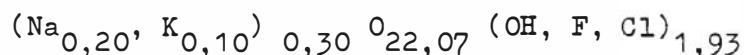
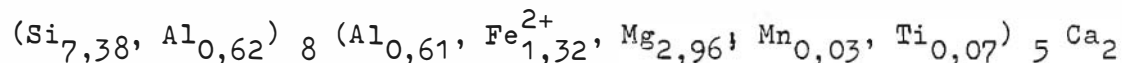
J'ai dosé sept amphiboles dans cette roche. La première a une composition d'actinote et est située au contact d'un pyroxène qui a lui aussi été dosé. Il s'agit du dosage 81g A1, auquel correspond la formule structurale suivante :



Les dosages A2, A3, A4 et A5 concernent une zone complexe où une hornblende actinotique se transforme en une hornblende plus actinotique avec précipitation de cristaux néoformés d'actinote. La fig. 46 représente le phénomène. La hornblende actinotique originelle a la formule structurale qui suit (dosage 81 g A5) :



La hornblende plus actinotique (dosage 81g A2) a la composition chimique suivante :



On a dosé deux actinotes néoformées (dosages 81g A3 et 81g A4). Leurs formules structurales sont :

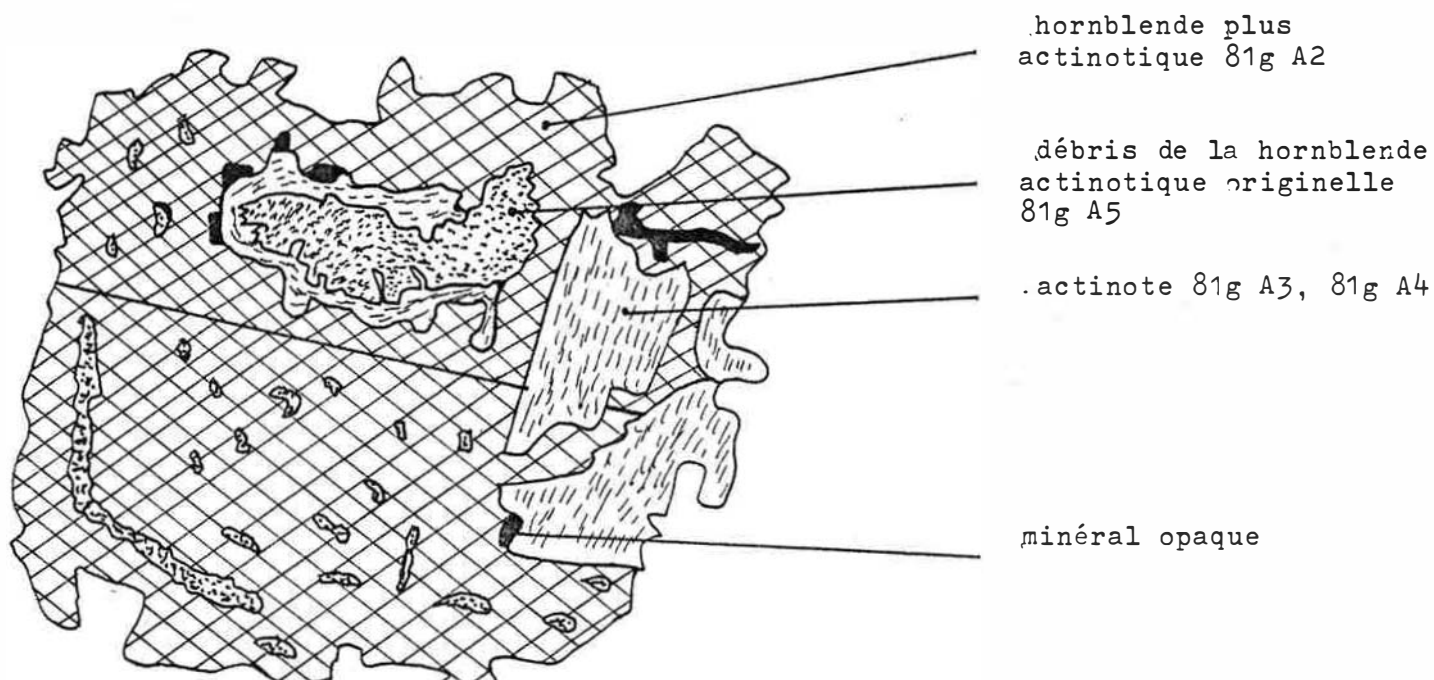
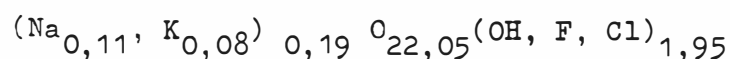
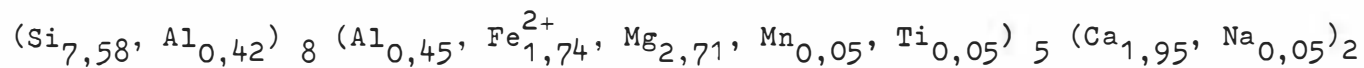
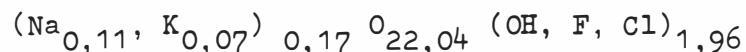
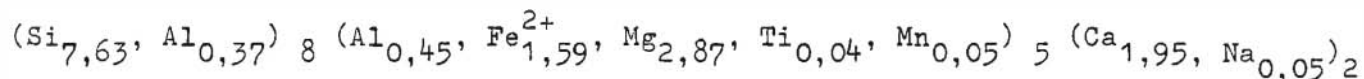
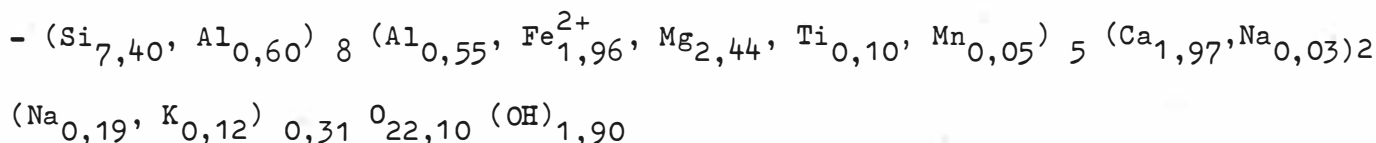
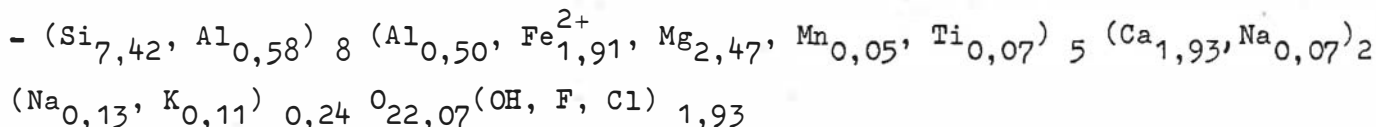


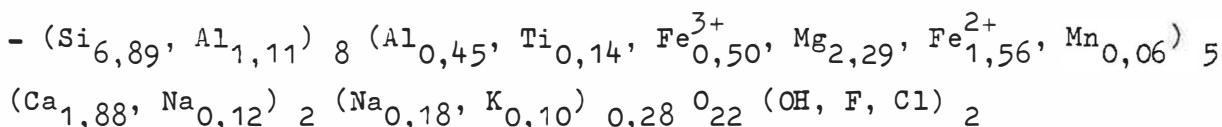
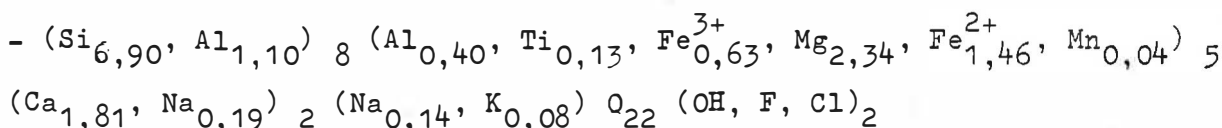
Fig. 46 : transformation d'une hornblende actinotique en hornblende plus actinotique et en actinote.

Les deux derniers dosages ont été faits dans deux hornblendes actinotiques situées l'une à côté de l'autre. Il s'agit des dosages 81g A6 et 81g A7 dont les formules structurales sont les suivantes :



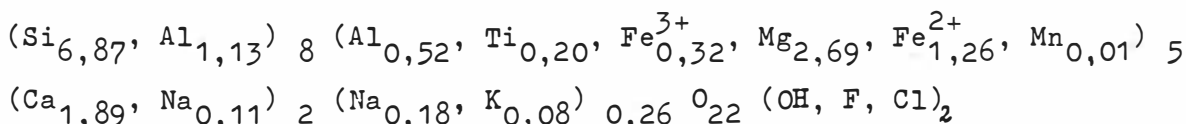
6) Amphiboles dans un autre gabbro à amphibole (échantillon n° 99)

Le dosage de deux amphiboles décimillimétriques, 99 A1 et 99 A2, a montré qu'il s'agissait de hornblendes magnésiennes. Leurs formules structurales sont les suivantes :



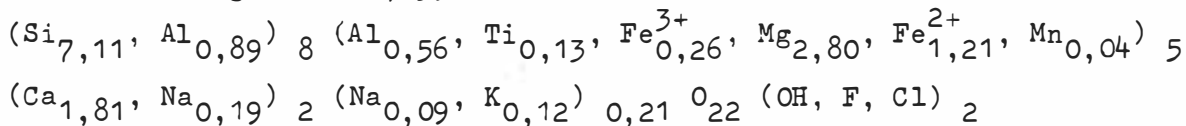
7) Amphiboles dans une diorite à amphibole (échantillon n° 52)

On a dosé qu'une seule amphibole dans cette roche. Il s'agit d'une hornblende magnésienne dont la formule structurale est donnée ci-dessous :

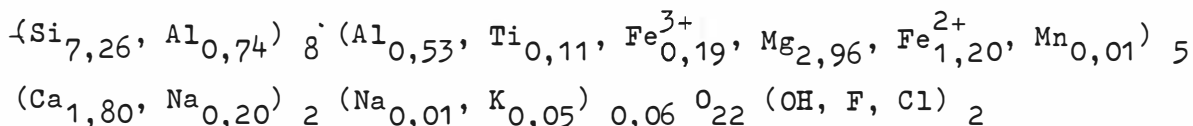


8) Amphiboles dans le type à longues aiguilles d'amphibole (échantillon n° 59)

La première amphibole dosée était peu altérée. Il s'agit d'une hornblende magnésienne, 59 A1. Sa formule structurale est celle-ci :



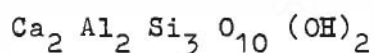
La deuxième amphibole, 59 A2, était fortement transformée en un agrégat de chlorite et de prehnite. Sa formule structurale est donnée ci-dessous, et permet de voir qu'on a affaire à une hornblende actinotique :



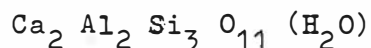
B) les prehnites dans le complexe basique

1) détermination de la formule structurale des prehnites étudiées

Liou (1971) donne la formule suivante pour la prehnite :



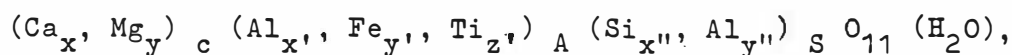
Je lui préfère la formule ci-dessous, qui prend mieux en compte le caractère hydraté du minéral :



J'appelle C, A et S les sites du réseau de la prehnite où viennent se placer respectivement Ca^{2+} , Al^{3+} , et Si^{4+} . On observe les substitutions suivantes :

- * Fe^{3+} à la place d' Al^{3+} dans les sites A
- * Ti^{4+} se substituant à Al^{3+} dans A, un ion Al^{3+} se substituant corrélativement à un ion Si^{4+} dans S (l'équilibre électrique du cristal est ainsi respecté)
- * Mg^{2+} à la place de Ca^{2+} dans les sites C.

La formule générale de la prehnite devient alors :



avec C proche de 2, A proche de 2 et S proche de 3

avec $x + y = 2$

avec $x' + y' + z' = 2$

et avec $x'' + y'' = 3$

Le calculateur associé à la microsonde CAMEBAX donne une analyse en nombre d'atomes du minéral, qui bien entendu ne tient pas compte de l'eau. Moyennant une correction du résultat tenant compte du fait que le calculateur assimile le fer à Fe^{2+} alors qu'il s'agit de Fe^{3+} , il est aisé de calculer les paramètres C, x, y, A, x', y', z', S, x'' et y'' en se ramenant à 11 atomes d'oxygène.

2) résultats obtenus

On a analysé deux prehnites intercalées entre des feuillets de biotite (cf fig. 3) dans la tonalite de la formation claire homogène. Leurs formules structurales sont les suivantes:

- $(Ca_{1,96}, Mg_{0,02})_{1,98} (Al_{1,81}, Fe_{0,16}, Ti_{0,02})_{1,99} Si_{3,02} O_{11} H_2O$
(dosage 20P)

On a étudié une prehnite dans le cumulat tonalitique de la formation litée. Elle était aussi située en interlit dans une biotite :

- $Ca_{2,09} (Al_{1,86}, Fe_{0,06})_{1,92} Si_{3,03} O_{11} H_2O$ (dosage 100 P)

La dernière prehnite dosée l'a été dans le type à longues aiguilles d'amphibole; elle est située dans une amphibole en cours d'altération.

- $Ca_{2,01} (Al_{1,67}, Fe_{0,12}, Ti_{0,08})_{1,87} (Si_{3,04}, Al_{0,06})_{3,10} O_{11} H_2O$
(dosage 59 P).

3) tableau des quatre analyses en pourcentages pondéraux

	38 P	20 P	100 P	59 P
SiO ₂	40,1	40,6	41,4	42,6
Al ₂ O ₃	22,2	20,8	21,6	21,0
Fe ₂ O ₃ total	0,8	2,7	1,0	1,9
MgO	0,1	0,2	0,0	0,0
CaO	26,0	24,7	26,6	26,4
TiO ₂	0,4	0,3	0,0	1,3
Total	89,6	89,3	90,6	93,2

Tableau n° 24 : analyses à la microsonde des prehnites du complexe basique

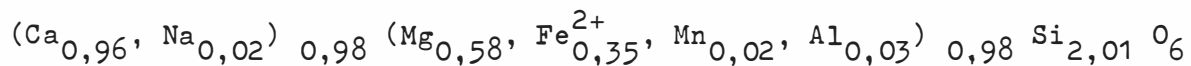
C) dosage d'un pyroxène dans le gabbro à amphibole
(échantillon n° 81g)

Le pyroxène dosé est un individu décimillimétrique au contact de l'actinote 81g A1. Le tableau n° 25 donne son analyse chimique faite avec la microsonde CAMEBAX du laboratoire de Fontainebleau de l'école des mines de Paris.

SiO ₂	51,8
Al ₂ O ₃	0,7
Fe ₂ O ₃ total	10,9
MnO	0,6
MgO	10,0
CaO	23,0
Na ₂ O	0,2
TiO ₂	0,1
Total	97,3

Tableau n° 25 : analyse du pyroxène
81 g A1

La formule structurale de ce pyroxène est la suivante :



Un tel pyroxène est une salite.

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE

L'objectif de cette première partie était de présenter les matériaux que l'on observe dans la vallée du Portillon. Les matériaux ont été divisés en trois grandes catégories :

- les roches éruptives
- les roches métamorphiques, dans lesquelles sont englobés les skarns
- les roches filoniennes

Je me suis contenté d'étudier en lame mince les deux dernières catégories ; un seul échantillon, la dacite hypovolcanique, a été analysé, mais pour des raisons de description pétrographique uniquement. J'ai en revanche travaillé avec le plus grand soin possible sur les roches éruptives. Leur étude et celle de leurs minéraux ont nécessité :

- 94 dosages à la microsonde (31 feldspaths potassiques, 39 plagioclases, 19 amphiboles, 4 prehnites et 1 pyroxène).
- 10 recherches de dimensions de maille de GCF
- 14 analyses chimiques (sans compter les 9 qui ont été récupérées au CRPG)
- 13 analyses modales.

Le tableau n° 26 tente de donner une vue synthétique des résultats obtenus sur les roches éruptives.

type de roche	MgO + Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Feldspath potassique	plagioclase	amphibole	pyroxène
diorite à amphibole	13,7	56,1	inexistant	An50	Hbl Mg	inexistant
type à longues aiguilles d'amphibole	11,8	54,4	inexistant	An50	Hbl Mg Hbl Act	inexistant
gabbro à amphibole	15,3	50,9	inexistant	AN53	Hbl Mg Hbl Act Act	salite
tonalite de la formation litée	9,6	61,8	inexistant	An45 (An63)	Hbl Mg Act	inexistant
tonalite de la formation claire	12,4	53,5	inexistant	An47 (An65)	Hbl Mg	inexistant
diorite quartzique	12	53,6	inexistant	An47 (An65)	Hbl Mg	inexistant
tonalite à grands cristaux de biotite	10,9	56,7	inexistant	An45	Hbl Mg	inexistant
Cumulat dioritique	8,8	52,6	Or92	An43	inexistant	inexistant
granodiorite à GCF	6,3	66,1	Or88	An37 (An60)	inexistant	inexistant
faciès à biotite du granite à GCF	4,8	69,4	Or90	An32 (An45)	inexistant	inexistant
faciès à chlorite du granite à GCF			Or90	An 0	inexistant	inexistant
aplite	2,8	70,0	non dosé	An 0	inexistant	inexistant
granite à grain fin et à muscovite	2,4	74,0	Or96	An 0	inexistant	inexistant

Hbl Mg = hornblende magnésienne

Hbl Act = hornblende actionotique

Act = actinote

Tableau n° 26 : présentation synthétique des roche éruptives de la vallée du Portillon

DEUXIEME PARTIE

LES TRANSFORMATIONS DANS

LE SUBSOLIDUS

CHAPITRE 6

TEMPERATURE D'ÉQUILIBRE STRUCTURAL DES FELDSPATHS

A. LE RESEAU DES FELDSPATHS ALCALINS MONOCLINIQUES

Trois propriétés caractérisent un feldspath :

- une composition MT_4O_8 , où T représente des atomes non nécessairement identiques, de coordinance 4 en présence d'atomes d'oxygène, et où M représente un cation plus gros

- un arrangement en chaînes, où tous les tétraèdres ont des sommets communs dans une charpente continue, et où les cations M se situent dans les cavités

- la topologie particulière de la structure chaînée.

Il existe des structures autres que feldspathiques satisfaisant aux deux premières conditions. La topologie du chaînage constitue donc le véritable critère.

Les atomes T peuvent être :

- un aluminium et trois silicium si M est monovalent

- deux aluminium et deux silicium si M est divalent.

Al^{3+} et Si^{4+} étant semblables en taille, le remplacement de l'un par l'autre ne déforme pas une structure presque parfaite. T peut donc être considéré comme représentatif de ces deux atomes. Le site M est susceptible d'être occupé soit par K^+ , soit par Na^+ .

La symétrie, monoclinique, correspond au groupe spatial C2/m.

1) Description de la structure des feldspaths

Considérons le feldspath le plus simple, la sanidine. La maille élémentaire comporte quatre unités de formule MT_4O_8 . D'après la nomenclature de Taylor, les seize atomes T sont divisés en deux ensembles de huit, appelés T_1 et T_2 , et les trente deux atomes d'oxygène en cinq ensembles appelés A_1 , A_2 , B, C et D. Les ensembles B, C et D contiennent chacun huit atomes d'oxygène et les ensembles A_1 et A_2 quatre chacun.

La figure structurale de base d'un feldspath est représenté par une chaîne particulière appelée le double vilebrequin idéal. Cette figure consiste en des anneaux à base de quatre tétraèdres TO_4 , qui sont alternativement parallèles et subperpendiculaires à l'axe a. En projection suivant cet axe, les anneaux se confondent donc en un seul. De plus, les relations topologiques peuvent être décrites selon un code algébrique développé par Smith et Rinaldi, dans lequel les tétraèdres pointant vers le haut sont notés U et ceux pointant vers le bas D. L'ensemble du double vilebrequin idéal est parallèle à l'axe a. La fig. 48 donne l'aspect de cette figure structurale.

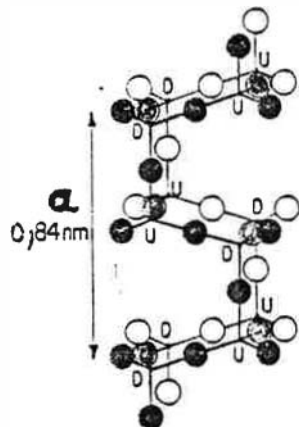


Fig. 48 : le double vilebrequin idéal
 U : tétraèdre pointant vers le haut
 D : tétraèdre pointant vers le bas
 point noir : site T
 boule noire : atome d'oxygène du premier plan
 boule blanche : atome d'oxygène du second plan
 boule grise : atome d'oxygène du plan intermédiaire

Les oxygènes B sont ceux appartenant aux anneaux parallèles à l'axe a seulement. Les oxygènes C n'appartiennent, eux, qu'aux anneaux subperpendiculaires à l'axe a. Les oxygènes D sont communs aux deux types d'anneaux. Les oxygènes A relient les doubles vilebrequins entre eux : on les appelle A_1 quand ils relient deux sites T_1 et A_2 quand ils relient deux sites T_2 .

La fig. 49 montre l'agencement des sites T et des sites contenant de l'oxygène au sein du double vilebrequin. Il s'agit d'une projection sur le plan (010).

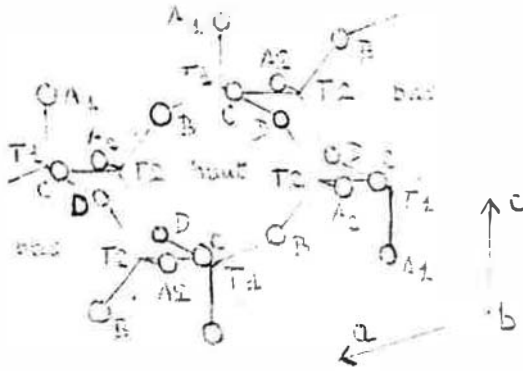


Fig. 49 : projection de la structure idéale des feldspaths sur le plan (010).

Les ions M sont situés dans les espaces compris entre les doubles vilebrequins et plus précisément dans la famille des plans-miroirs du réseau. La fig. 50 permet de situer les plans en question.

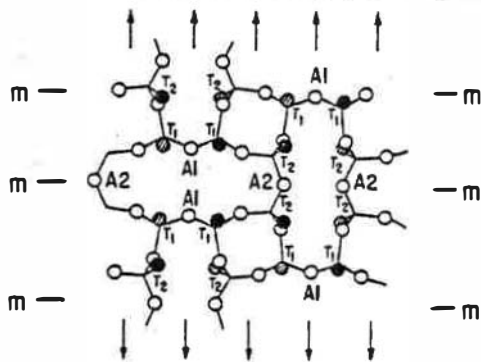


Fig. 50 : projection du réseau des feldspaths selon l'axe a sur le plan (201)

m-m : plan-miroir

↕ : axe de rotation binaire.

2) Distribution des aluminium et des silicium

On a supposé, au début de ce paragraphe, un atome moyen T. En fait, les feldspaths dont les sites M sont occupés par des ions monovalents, présentent un rapport Al/Si de 1/3 : c'est-à-dire qu'il y a 4 atomes d'aluminium et 12 de silicium dans une maille élémentaire.

La distribution des ions Al^{3+} et Si^{4+} selon les sites T1 et T2 peut se faire de différentes manières, dont la sanidine idéale et l'orthose idéale représentent les deux extrêmes. La sanidine idéale correspond à un remplissage totalement aléatoire des sites T1 et T2, de telle manière à ce qu'il y ait dans chacun d'eux 1/4 d'Al et 3/4 de Si. Les symétries du groupe spatial C2/m sont conservées. Dans le cas de l'orthose idéale, les sites T1 et T2 ne sont plus symétriques : le site T2 ne contient plus que du silicium, tandis qu'aluminium et silicium sont en quantités égales dans le site T1.

Dans ce qui suit, on va examiner d'un point de vue thermodynamique l'évolution entre la sanidine idéale et l'orthose idéale.

B. DEDUCTION DU THERMOMETRE DE L'EQUILIBRE STRUCTURAL

Le but de ce paragraphe est de mettre en évidence une relation entre la répartition des Al et des Si entre les sites T1 et T2, c'est-à-dire le degré d'ordre de la charpente silicoalumineuse, et la température d'équilibre d'un tel degré d'ordre. La déduction présentée résulte de la synthèse de travaux de Thompson (1969) et de Hovis (1974).

1) Rappels de thermochimie cristalline

Nous considérons dans ce qui suit un cristal comme une solution d'atomes. Nous allons imaginer deux stades dans le passage des atomes isolés au cristal réel :

- premier stade : passage des atomes isolés au cristal solution parfaite
- deuxième stade : passage du cristal solution parfaite au cristal réel.

Je fais correspondre au premier stade les grandeurs G_m et S_m , m signifiant mélange, et au deuxième stade les grandeurs d'excès G^* et S^* . Et si G et S sont les grandeurs totales, on a les formules :

$$S = S_m + S^*$$

$$G = G_m + G^*$$

Nous allons calculer S_m en utilisant la formule qui met en relation l'entropie avec le nombre des configurations possibles dans un réseau cristallin. Je considère un cristal donné contenant n fois une maille multiple choisie de manière conventionnelle ; chaque maille multiple contient q sites de type q ; quant à la grandeur n_{sq} , elle est égale au nombre d'atomes s dans un site q donné. Le nombre des configurations possibles sur le type de site q est :

$$\Omega_q = \frac{q^n !}{\prod_s n_{sq} !}$$

où q^n est le nombre de sites q dans le cristal.

La contribution à l'entropie de mélange du site q sera donc :

$$S_{mq} = K \ln \frac{qn!}{\prod_s n_{sq}!} \quad \text{avec } K : \text{ constante de Boltzmann}$$

$$= K(\ln(qn!) - \sum_s \ln(n_{sq}!))$$

$$= K(qn \ln qn - \sum_s n_{sq} \ln n_{sq}) \quad \text{car pour } n \text{ grand, } n! \sim n \ln n$$

$$= K(qn \ln qn - qn \sum_s \frac{n_{sq}}{qn} \ln(qn \frac{n_{sq}}{qn})) ;$$

$$\text{Je pose } N_{sq} = \frac{n_{sq}}{qn} ; \text{ d'où}$$

$$S_{mq} = Kqn(\ln qn - \sum_s N_{sq} \ln qn) - Kqn \sum_s N_{sq} \ln N_{sq}$$

$$= Kqn \ln qn (1 - \sum_s N_{sq}) - Kqn \sum_s N_{sq} \ln N_{sq} ;$$

$$\text{Or } \sum_s N_{sq} = 1 ; \text{ d'où}$$

$$S_{mq} = - Kqn \sum_s N_{sq} \ln N_{sq} ;$$

pour obtenir S_m , il nous suffit maintenant de faire la somme pour tous les types de site q :

$$S_m = \sum_q S_{mq} = - Kn \sum_s \sum_q N_{sq} \ln N_{sq} ;$$

Pour obtenir maintenant l'entropie de mélange molaire, il suffit de diviser par n et de multiplier par N le nombre d'Avogadro :

$$\bar{S}_m = - R \sum_s \sum_q N_{sq} \ln N_{sq}$$

On a les relations : $\bar{S} = \bar{S}_m + \bar{S}^*$

$$\bar{G} = \bar{G}_m + \bar{G}^* ;$$

$$\bar{G}_m = \bar{H}_m - T \bar{S}_m ;$$

Or \bar{H}_m est nulle pour une solution parfaite.

D'où $\bar{G} = \bar{G}^* - T \bar{S}_m$

$$\frac{\bar{G}}{RT} = \frac{\bar{G}^*}{RT} + \sum_s \sum_q q N_{sq} \text{Ln } N_{sq}$$

2) Relations d'occupation des sites dans un feldspath alcalin monoclinique

Je considère un feldspath alcalin monoclinique appartenant au groupe spatial C2/m. L'unité de quantité choisie est : $2(K,Na) Al Si_3 O_8$. Dans le tableau ci-dessous, je décris la répartition des éléments sur les 8 types de sites répertoriés dans cette maille multiple :

Site	M	T ₁	T ₂	A ₁	A ₂	B	C	D
q	2	4	4	2	2	4	4	4
Q	K	Si	Si	O	O	O	O	O
autres	Na	Al	Al	/	/	/	/	/

La simple lecture du tableau donne six équations :

$$n_{Na} = n_{Na(M)}$$

$$n_{Al} = n_{Al(T1)} + n_{Al(T2)}$$

$$n_{Na} + n_K = 2n$$

$$(n_{Al} + n_{Si}) - 4(n_{Na} + n_K) = 0$$

$$n_O - 8(n_{Na} + n_K) = 0$$

$$n_{Al} - (n_{Na} + n_K) = 0$$

En utilisant la formule $N_{sq} = \frac{n_{sq}}{qn}$, on obtient finalement les trois équations suivantes :

$$n_{Na} = 2nN_{Na(M)}$$

$$n_{Na} + n_K = 4nN_{Al(T1)} + 4nN_{Al(T2)}$$

$$n_{Na} + n_K = 2n$$

ou encore :

$$\frac{n_{Na}}{n_{Na} + n_K} = N_{Na(M)} = N_{Ab}$$

où N_{Ab} est le pourcentage en feldspath sodique du feldspath alcalin

$$2N_{Al(T1)} + 2N_{Al(T2)} = 1$$

et $n_{Na} + n_K = 2n$

Il y a trois types de site à occupation fractionnelle : ce sont les sites M, T1 et T2. Ce sont eux qui interviendront dans la formule donnant S_m , puisque autrement N_{sq} vaut 1 ou 0 et donc ne change rien à cette formule.

On introduit maintenant le paramètre Z, qui est un paramètre d'ordre à longue distance :

$$Z = 2(N_{Al(T1)} - N_{Al(T2)})$$

En résolvant le système : $2N_{Al(T1)} + 2N_{Al(T2)} = 1$

$$2N_{Al(T1)} - 2N_{Al(T2)} = Z$$

On obtient les résultats suivants :

$$N_{Al(T1)} = \frac{1 + Z}{4}$$

$$N_{Al(T2)} = \frac{1 - Z}{4}$$

$$N_{Si(T1)} = \frac{3 - Z}{4}$$

$$N_{Si(T2)} = \frac{3 + Z}{4}$$

3) Etude de l'équilibre structural d'un feldspath alcalin monoclinique

$$\begin{aligned}
 \text{On a : } \frac{\bar{G}}{RT} - \frac{\bar{G}^*}{RT} &= \sum_s \sum_q q N_{sq} \text{Ln } N_{sq} \\
 &= 4 \left(\frac{1+Z}{4} \text{Ln } \frac{1+Z}{4} + \frac{3-Z}{4} \text{Ln } \frac{3-Z}{4} + \frac{1-Z}{4} + \frac{3+Z}{4} \text{Ln } \frac{3+Z}{4} \right) \\
 &\quad + 2(N_{Ab} \text{Ln} N_{Ab} + (1 - N_{Ab}) \text{Ln}(1 - N_{Ab})) \\
 &= (1+Z) \text{Ln} \left(\frac{1+Z}{4} \right) + (3-Z) \text{Ln} \left(\frac{3-Z}{4} \right) + (1-Z) \text{Ln} \frac{1-Z}{4} + (3+Z) \text{Ln} \frac{3+Z}{4} + 2(N_{Ab} \text{Ln} N_{Ab} + \\
 &\quad + (1-N_{Ab}) \text{Ln}(1-N_{Ab})) \\
 &= (1+Z) (\text{Ln}(1+Z) - \text{Ln}4) + (3-Z) (\text{Ln}(3-Z) - \text{Ln}4) + (1-Z) (\text{Ln}(1-Z) - \text{Ln}4) + (3+Z) \\
 &\quad (\text{Ln}(3+Z) - \text{Ln}4) + 2(N_{Ab} \text{Ln} N_{Ab} + (1-N_{Ab}) \text{Ln}(1-N_{Ab})) \\
 &= -(1+Z+3+Z+1-Z+3-Z) \text{Ln}4 + (1+Z) \text{Ln}(1+Z) + (3-Z) \text{Ln}(3-Z) + \text{Ln}(1-Z) \text{Ln}(1-Z) \\
 &\quad + (3+Z) \text{Ln}(3+Z) + 2(N_{Ab} \text{Ln} N_{Ab} + (1-N_{Ab}) \text{Ln}(1-N_{Ab})) \\
 &= -16 \text{Ln}2 + \text{Ln}(1-Z^2) (9-Z^2)^3 + Z \text{Ln}(1+Z) - Z \text{Ln}(3-Z) - 2 \text{Ln}(1-Z) + 2 \text{Ln}(3+Z) \\
 &\quad + 2(N_{Ab} \text{Ln} N_{Ab} + (1-N_{Ab}) \text{Ln}(1-N_{Ab})) \\
 &= -16 \text{Ln}2 + \text{Ln}(1-Z^2) (9-Z^2)^3 + Z \text{Ln} \frac{1+Z}{1-Z} + Z \text{Ln} \frac{3+Z}{3-Z} + 2(N_{Ab} \text{Ln} N_{Ab} \\
 &\quad + (1-N_{Ab}) \text{Ln}(1-N_{Ab})) ;
 \end{aligned}$$

On a la formule : $2 \text{Arth } x = \text{Ln} \frac{1+x}{1-x}$;

d'où : $\frac{\bar{G}}{RT} - \frac{\bar{G}^*}{RT} = 2Z \text{Arth } Z + 2Z \text{Arth } \frac{Z}{3} + \text{Ln}(1-Z^2) (9-Z^2)^3 - 16 \text{Ln}2 + 2N_{Ab} \text{Ln} N_{Ab} + 2(1-N_{Ab}) \text{Ln}(1-N_{Ab})$.

De plus, on suppose que \bar{G}^* , l'enthalpie libre molaire d'excès, dépend uniquement du degré d'ordre Z et de la fraction N_{Ab} : d'où, par développement de Taylor généralisé :

$$\frac{\bar{G}^*}{RT} = g_o + g_n N_{Ab} + g_z Z + g_{NN} N_{Ab}^2 + g_{NZ} N_{Ab} Z + g_{ZZ} Z^2 + \dots$$

On obtient ainsi : $\frac{\bar{G}}{RT} = 2Z \text{Arth } Z + 2Z \text{Arth } \frac{Z}{3} + \text{Ln}(1-Z^2) (9-Z^2)^3 - 16 \text{Ln}2 + 2N_{Ab} \text{Ln} N_{Ab} + 2N(1-N_{Ab}) \text{Ln}(1-N_{Ab}) + g_o + g_n N_{Ab} + g_z Z + g_{NN} N_{Ab}^2 + g_{NZ} N_{Ab} Z + g_{ZZ} Z^2 + \dots$

La condition d'équilibre structural est la suivante :

$$\left(\frac{\partial \bar{G}/RT}{\partial Z} \right)_{P, T, N_{Ab}} = 0$$

Il va donc falloir dériver par rapport à Z la formule donnant $\frac{\bar{G}}{RT}$:

$$\begin{aligned} & \left[2Z \operatorname{Arth} Z + 2Z \operatorname{Arth} \frac{Z}{3} \right]'_Z = \left[Z \operatorname{Ln} \frac{(Z+1)(Z+3)}{(Z-1)(Z-3)} \right]'_Z \\ & = \operatorname{Ln} \frac{(Z+1)(Z+3)}{(Z-1)(Z-3)} + Z \frac{2(Z+2)(2-1)(Z-3) - 2(Z-2)(Z+1)(Z+3)}{(Z-1)(Z-3)^2} \\ & \quad \frac{(Z+1)(Z+3)}{(Z-1)(Z-3)} \\ & = \operatorname{Ln} \frac{(Z+1)(Z+3)}{(Z-1)(Z-3)} - Z \frac{8(Z^2-3)}{(Z^2-1)(Z^2-9)} ; \\ & \left[\operatorname{Ln}(1-Z^2)(9-Z^2)^3 \right]'_Z = \frac{-2Z(9-Z^2) - 6Z(1-Z^2)(9-Z^2)^2}{(1-Z^2)(9-Z^2)} = \frac{8Z(Z^2-3)}{(Z^2-1)(Z^2-9)} \\ & \left[2N_{Ab} \operatorname{Ln} N_{Ab} + 2(1-N_{Ab}) \operatorname{Ln}(1-N_{Ab}) + g_0 + g_Z Z + g_{N_{Ab}} N_{Ab} + g_{NN_{Ab}} N_{Ab}^2 + g_{NZ} N_{Ab} N_Z + g_{ZZ} Z^2 + \dots \right]'_Z \\ & = g_Z + g_{NZ} N_{Ab} + 2 g_{ZZ} Z + \dots ; \end{aligned}$$

$$\text{De plus, } \operatorname{Ln} \frac{(Z+1)(Z+3)}{(Z-1)(Z-3)} = \operatorname{Ln} \frac{Z^2 + 4Z + 3}{Z^2 - 4Z + 3} = \operatorname{Ln} \frac{\frac{Z^2+4Z+3}{Z^2+3}}{\frac{Z^2-4Z+3}{Z^2+3}} = \operatorname{Ln} \frac{1 + \frac{4Z}{Z^2+3}}{1 - \frac{4Z}{Z^2+3}} ;$$

Nous avons donc finalement en recomposant les 3 membres de la dérivée :

$$\left[\frac{\partial \bar{G}}{\partial Z} \right]_{P, T, N_{Ab}} = 2 \operatorname{Arth} \left(\frac{4Z}{3+Z^2} \right) + g_Z + g_{NZ} N_{Ab} + 2g_{ZZ} Z + \dots = 0$$

4) Relation entre la température d'équilibre T et le paramètre d'ordre Z

Je calcule \bar{G}/RT pour $Z=1$ et $Z=-1$.

$$\frac{\bar{G}}{RT^{Z=1}} = \frac{\bar{G}_1^0}{RT} = \ln 0,5 \cdot 2 N_{Ab} \ln N_{Ab} + 2(1-N_{Ab}) \ln(1-N_{Ab}) + g_0 + g_{N_{Ab}} + g_z + g_{NN_{Ab}}^z + g_{Nz} N_{Ab} + g_{zz} + \dots$$

en revenant à la formule calculée dans le premier paragraphe pour S_m ;

$$\frac{\bar{G}}{RT^{Z=-1}} = \frac{\bar{G}_1^0}{RT} = \ln 0,5 \cdot 2 N_{Ab} \ln N_{Ab} + 2(1-N_{Ab}) \ln(1-N_{Ab}) + g_0 + g_{N_{Ab}} - g_z + g_{NN_{Ab}}^z - g_{Nz} N_{Ab} + g_{zz} + \dots$$

d'où $\frac{\bar{G}^0}{RT} = \frac{\bar{G}_1^0 - \bar{G}_2^0}{RT} = 2g_z + 2g_{Nz} N_{Ab} + \dots$

En combinant cette formule avec celle donnant l'équilibre, on obtient :

$$2 \operatorname{Arth} \frac{4Z}{3+Z} = - \frac{\bar{G}_1^0 - \bar{G}_2^0}{2RT} - 2 g_{zz} Z + \dots$$

Supposons que dans le développement de Taylor les termes du second ordre soient suffisants. On obtient alors la formule :

$$\frac{\Delta \bar{G}^0}{RT} = - 2 \operatorname{Arth} \frac{4Z}{3+Z^2}$$

En développant : $\frac{\Delta \bar{H}^0}{RT} - \frac{\Delta \bar{S}^0}{R} = - 2 \operatorname{Arth} \frac{4Z}{3+Z^2}$

$$\frac{\Delta \bar{H}^0}{RT} = \frac{\Delta \bar{S}^0}{R} - 2 \operatorname{Arth} \frac{4Z}{3+Z^2} = \frac{\Delta \bar{S}^0 - 2R \operatorname{Arth} \frac{4Z}{3+Z^2}}{R}$$

$$\frac{\Delta \bar{H}^0}{T} = \Delta \bar{S}^0 - 2R \operatorname{Arth} \frac{4Z}{3+Z^2}$$

$$T = \frac{\Delta \bar{H}^0}{\Delta \bar{S}^0 - 2R \operatorname{Arth} \frac{4Z}{3+Z^2}}$$

et finalement

$$T = \frac{\Delta \bar{E}^0 + P \Delta \bar{V}^0}{\Delta \bar{S}^0 - 2R \operatorname{Arth} \frac{4Z}{3+Z^2}}$$

$\overline{\Delta E^\circ}$ est la différence d'énergie interne entre les états à $Z=1$ et $Z=-1$

$\overline{\Delta V^\circ}$ est la différence de volume molaire entre les états à $Z=1$ et $Z=-1$

P est la pression

T est la température

$\overline{\Delta S^\circ}$ est la différence d'entropie molaire entre les états à $Z=1$ et $Z=-1$

R est la constante de l'entropie molaire (ou des gaz parfaits)

Z est le paramètre d'ordre.

Commentaire : cette démonstration repose sur un certain calcul de l'entropie de mélange et sur la limitation au premier ordre et à Z et N_{AB} du développement de Taylor donnant l'entropie d'excès. Autant le reste de la démonstration est totalement rigoureux, autant ces deux points ne me paraissent pas encore fermement établis. Le lecteur ne doit donc jamais perdre de vue que tout ce qui suit repose sur les deux hypothèses suivantes :

(1) Calcul de l'entropie de mélange site par site

(2) G^* donné par un développement de Taylor limité au premier ordre et à Z et N_{AB} .

Hovis (1974) a déterminé les valeurs de $\overline{E^\circ}$, $\overline{V^\circ}$ et $\overline{S^\circ}$ par calorimétrie :

$$\overline{\Delta E^\circ} = - 10\,600 \text{ cal/mole } (\pm 440 \text{ cal/mole})$$

$$\overline{\Delta V^\circ} = - 0,0256 \text{ cal/bar mole } (\pm 0,0048 \text{ cal/bar mole})$$

$$\overline{\Delta S^\circ} = - 7,4 \text{ cal/K Mole } (\pm 0,6 \text{ cal/K Mole})$$

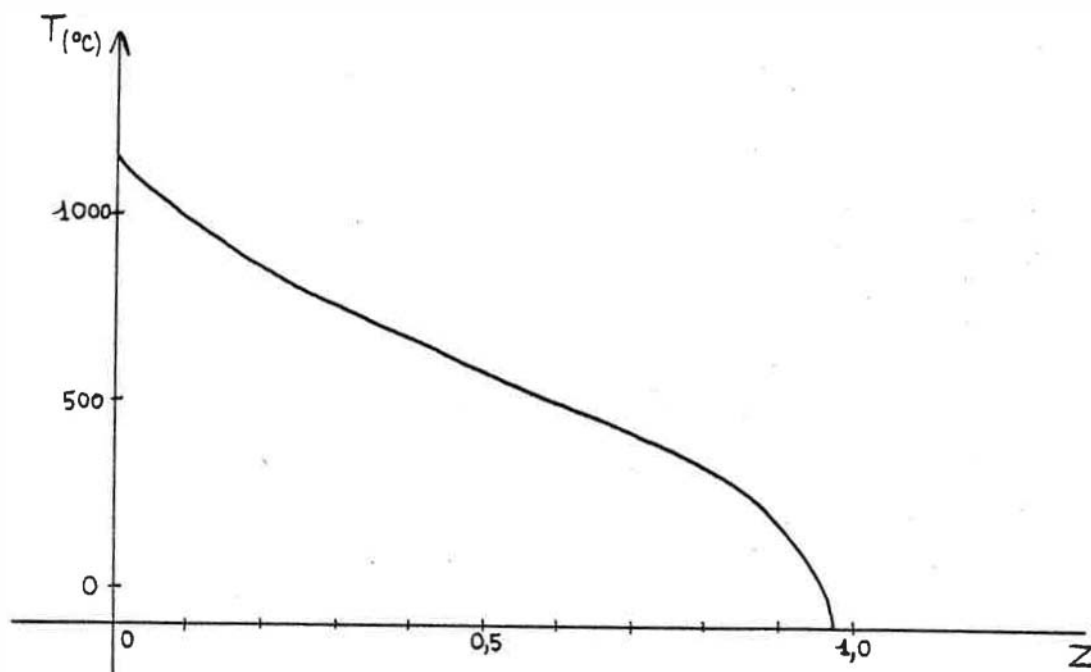


Fig. 51 : température d'équilibre du feldspath potassique monoclinique en fonction du degré d'ordre de la charpente silicoalumineuse

L'effet de la pression est négligeable : entre 1 bar et 10kbar, il n'excède guère l'épaisseur du trait représentatif de la courbe.

C. RESULTATS OBTENUS

L'objet de ce paragraphe est de donner le résultat de l'application du thermomètre de l'équilibre structural du feldspath potassique monoclinique aux huit GCF du granite à GCF du Lys Caillaouas dont le degré d'ordre a été déterminé au chapitre 4. On a le droit d'utiliser ce thermomètre puisque ces feldspaths sont de structure monoclinique et que leur teneur en albite n'excède jamais, même localement, 20 %. Le calcul a été réalisé en faisant l'hypothèse d'une pression de 2 kbar. Le tableau n° 27 donne les résultats et la carte de la fig. 52 montre leur répartition sur le terrain.

carte des températures d'équilibre structural
des GCF du granite à GCF

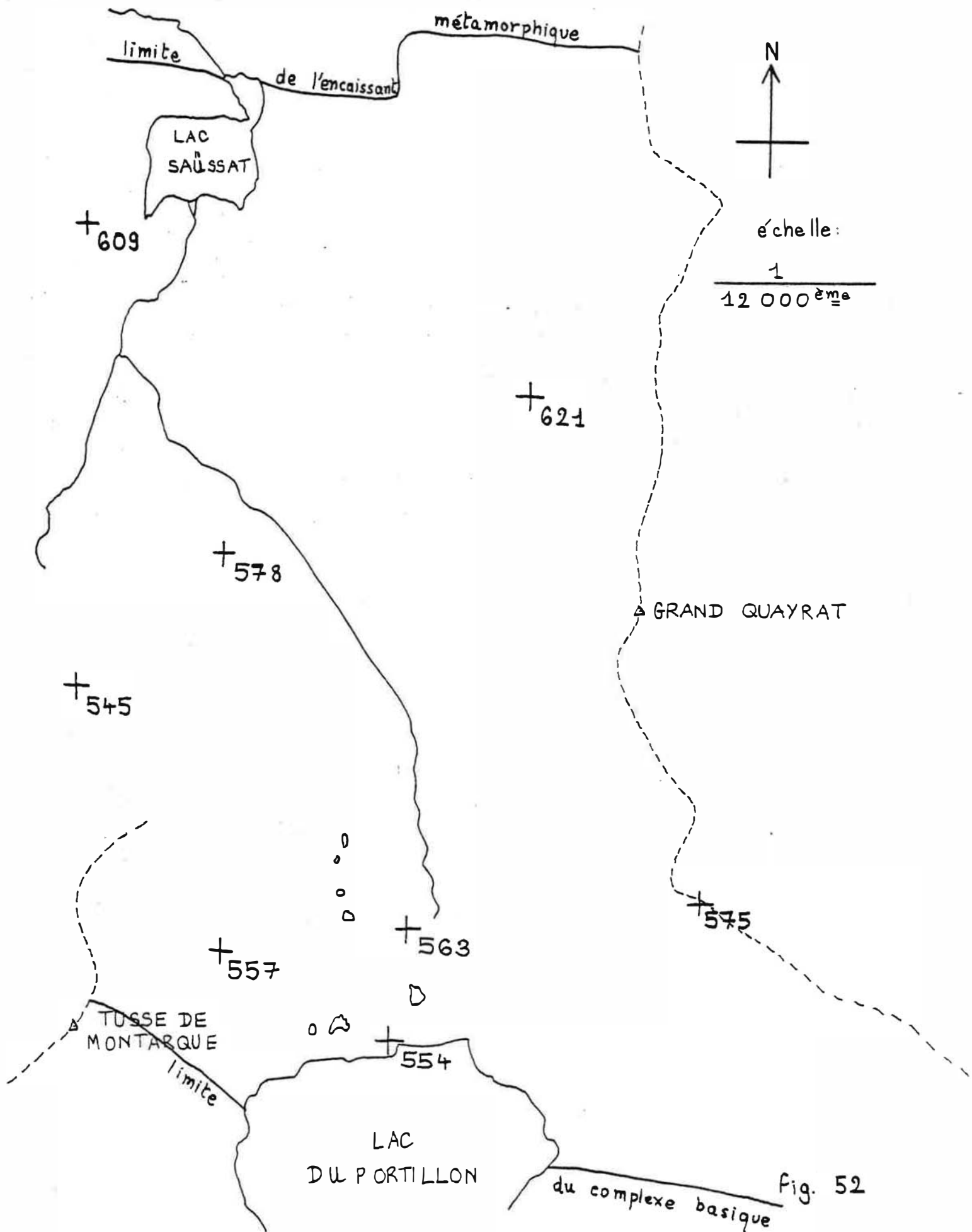


Fig. 52

	11	14	16	17	24	32	82	83
Z	0,485	0,420	0,405	0,494	0,480	0,472	0,460	0,462
ΔZ	0,138	0,117	0,121	0,126	0,122	0,134	0,132	0,127
$T (^{\circ}C)$	554	609	621	545	557	563	575	578
$\Delta T (^{\circ}C)$	180	190	191	179	180	179	181	181

Tableau n° 27 : degré d'ordre, température d'équilibre structural et incertitudes associées pour huit GCF du granite à GCF du Lys Caillaouas

L'incertitude finale sur la température d'équilibre structural provient :

- pour un tiers de l'incertitude sur les dimensions de maille déterminées par le programme ECUREUIL
- pour un tiers de l'incertitude sur la formule donnant Z en fonction de b et c
- et pour un dernier tiers de l'incertitude sur les données thermodynamiques et calorimétriques de Hovis (1974).

J'en conclus que les deux tiers de l'incertitude sur T correspondent à une incertitude systématique de méthode (données thermodynamiques et calcul de Z) et qu'un tiers est directement lié à l'étude du GCF (détermination des dimensions de maille). L'incertitude sur T est élevée (180°C), mais il est permis de considérer dans les comparaisons entre plusieurs GCF le seul tiers dû à la détermination des dimensions de maille : cette incertitude relative n'est alors que de 60°C.

L'observation de la carte de la fig. 52 montre que la température d'équilibre structural des GCF a tendance à diminuer quand on s'éloigne du contact de l'encaissant. La différence entre la plus forte température mesurée (621°C) et la plus faible mesurée (545°C) est de 76°C. Cette différence est supérieure à l'incertitude relative donnée ci-dessus, ce qui donne à penser que la tendance qui vient d'être signalée n'est pas le fruit du hasard. Il faut cependant noter que ces mesures ont été faites dans une région accidentée et par conséquent à des altitudes pouvant être fort différentes. L'objet de la fig. 53 est de prendre en compte cet effet.

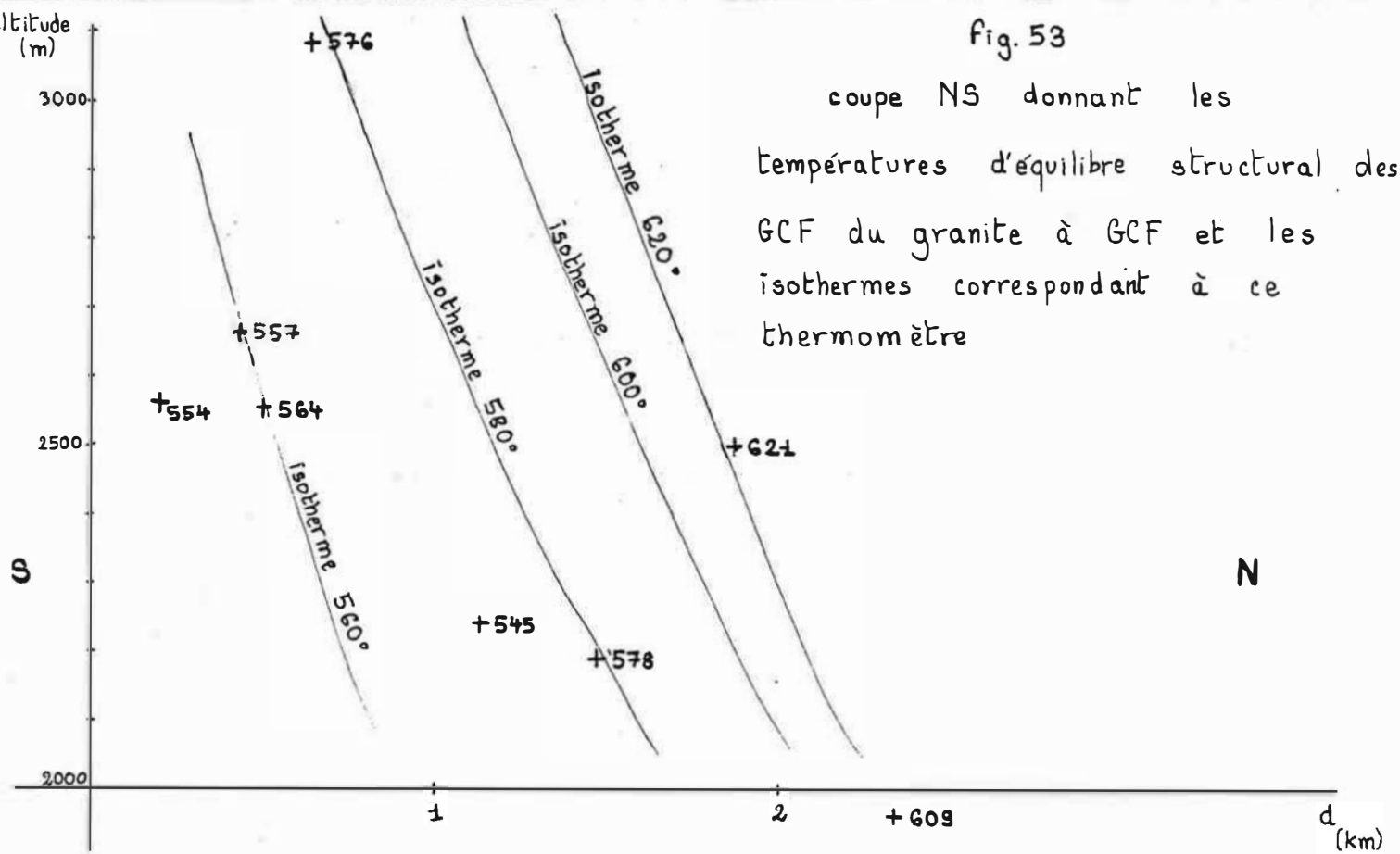


fig. 53
coupe NS donnant les températures d'équilibre structural des GCF du granite à GCF et les isothermes correspondant à ce thermomètre

J'ai représenté en abscisse la distance sur la direction NS à l'échelle de 1/20 000ème et en ordonnée l'altitude à l'échelle de 1/10 000ème. Le choix d'une coupe NS s'explique par le fait que l'axe fondamental des structures de la vallée du Portillon est pratiquement d'orientation EW (je le montrerai plus loin). On remarque que l'on peut tracer des isothermes plus ou moins parallèles dont la pente réelle est de l'ordre de 55° : la seule mesure 17(545°) est en contradiction avec ce résultat. Les isothermes se resserrent au fur et à mesure que l'on se rapproche de la limite de l'encaissant. Dans la dernière partie de cette thèse, j'essaierai de replacer ces constatations dans leur contexte régional. Pour le moment, je vais plutôt essayer de réfléchir sur la signification géologique de la notion de température d'équilibre structural d'un feldspath monoclinique à dominante potassique.

Remarque : la tendance des températures d'équilibre structural à diminuer lorsque la distance à l'encaissant augmente reflète en fait une tendance des degrés d'ordre à augmenter lorsque cette même distance augmente, puisque la température diminue quand le degré d'ordre augmente (cf Fig. 51).

D. SIGNIFICATION DE LA TEMPERATURE D'EQUILIBRE STRUCTURAL

Je ne peux pas comparer ce travail avec d'autres analogues, dans la mesure où personne n'a, à ma connaissance, jusqu'à maintenant, appliqué le thermomètre de l'équilibre structural à un ensemble de feldspaths échantillonnés dans un massif granitique. La seule application que je connaisse à ce thermomètre est due à Grew (1979), qui l'a appliqué à un feldspath contenu dans un xénolithe gneissique rencontré dans un basalte.

1) Facteurs jouant un rôle dans l'ordonnement des feldspaths alcalins

La condition essentielle de l'ordonnement dans les feldspaths alcalins est la présence d'une phase aqueuse. La plupart des études expérimentales réalisées sur ce phénomène l'ont été sur le pôle albitique. Mac Kenzie (1957) et Martin (1969) ont montré qu'en présence d'une phase fluide, l'albite synthétique a une charpente silicoalumineuse d'autant plus ordonnée que la température de la synthèse est plus basse. Mac Kenzie avait réalisé ses synthèses en descendant jusqu'à 450°C ; Martin était allé jusqu'à 350°C. Il n'y a pas eu de travaux comparables sur le pôle orthosique. On sait cependant que l'ordonnement est plus lent dans le cas du feldspath potassique que dans celui du feldspath sodique : mais les ordres de grandeur de ces cinétiques sont inconnus. Rien ne se produit s'il n'y a pas de phase fluide. Dietz et al. (1970) ont pu chauffer une albite jusqu'à 80° C au-dessus de son point de fusion sans que se produise ni transformation du réseau cristallin ni fusion.

Le temps est un facteur important dans l'ordonnement des feldspaths alcalins. Le peu d'expériences réalisées montrent que le phénomène est particulièrement lent dans le cas du feldspath potassique (Martin, 1974). Ceci explique probablement la très grande variété des états structuraux des feldspaths potassiques suivant leur contexte pétrographique, depuis le désordre total des

sanidines rhyolitiques jusqu'à l'ordonnement élaboré du microcline que l'on trouve dans certains granites : d'une manière générale, plus le refroidissement d'une roche est rapide, moins le degré d'ordre de ses feldspaths potassiques est élevé.

Les travaux de Hovis (1974), Mac Kenzie (1957) et Martin (1969) montrent que si le refroidissement est suffisamment lent et si une phase fluide est présente, c'est la température à laquelle s'équilibre le feldspath qui détermine le degré d'ordre de sa charpente tridimensionnelle silicoalumineuse. Je ne reviendrai pas sur cette question, puisqu'elle a été l'objet du paragraphe B de ce chapitre.

La pression et la déformation favorisent l'ordonnement mais dans des proportions minimales (Martin, 1974). La température correspondant à un même degré d'ordre augmente grosso modo de 3°C par kbar par exemple.

Le caractère alcalin de la phase fluide est un facteur favorable à l'ordonnement. Les expériences faites sur l'albite ont montré que la présence d'ions Na^+ et K^+ en solution dans la phase aqueuse accéléreraient la cinétique de celles-ci.

En résumé, l'ordonnement des feldspaths alcalins est gouverné essentiellement par quatre facteurs :

- présence d'une phase fluide
- caractère alcalin de la phase fluide
- temps
- température.

2) Nature du phénomène d'ordonnement

La première hypothèse qui vient à l'esprit est celle d'un déplacement des atomes à l'intérieur du réseau cristallin. Si une température donnée est maintenue suffisamment longtemps, le réseau finit par atteindre une configuration d'équilibre correspondant à la température en question. Et plus la température est basse, plus le degré d'ordre de la configuration est élevé. Un exemple typique de ce genre de phénomènes nous est fourni par la transformation d'ordre-désordre du second ordre qui affecte certains alliages binaires.

Sur la fig. 54, on peut observer simultanément la courbe théorique de l'ordonnement du feldspath alcalin (Hovis 1974), la courbe expérimentale de l'ordre-désordre dans l'alliage Fe-Al à 40 % d'Al (Paris, 1979) et la courbe expérimentale de l'ordre-désordre dans le laiton β (Krivoglaz et Smimov, 1964). A première vue, l'aspect de la courbe d'ordonnement du feldspath alcalin est très différent de celui des courbes d'ordre-désordre du laiton β et du Fe-Al à 40 % d'Al. Il ne faut cependant pas oublier que je compare deux choses fort différentes : les deux courbes d'ordre-désordre sont de nature expérimentale, et reflètent donc le phénomène d'une manière objective, alors que la courbe d'ordonnement résulte d'un modèle entièrement théorique et dont les hypothèses sont parfois outrancièrement simplificatrices. Du fait que la courbe d'ordonnement expérimentale du feldspath alcalin est encore inconnue, on ne peut conclure de manière définitive du rapport qu'entretient cet ordonnement avec la transformation ordre-désordre des alliages binaires.

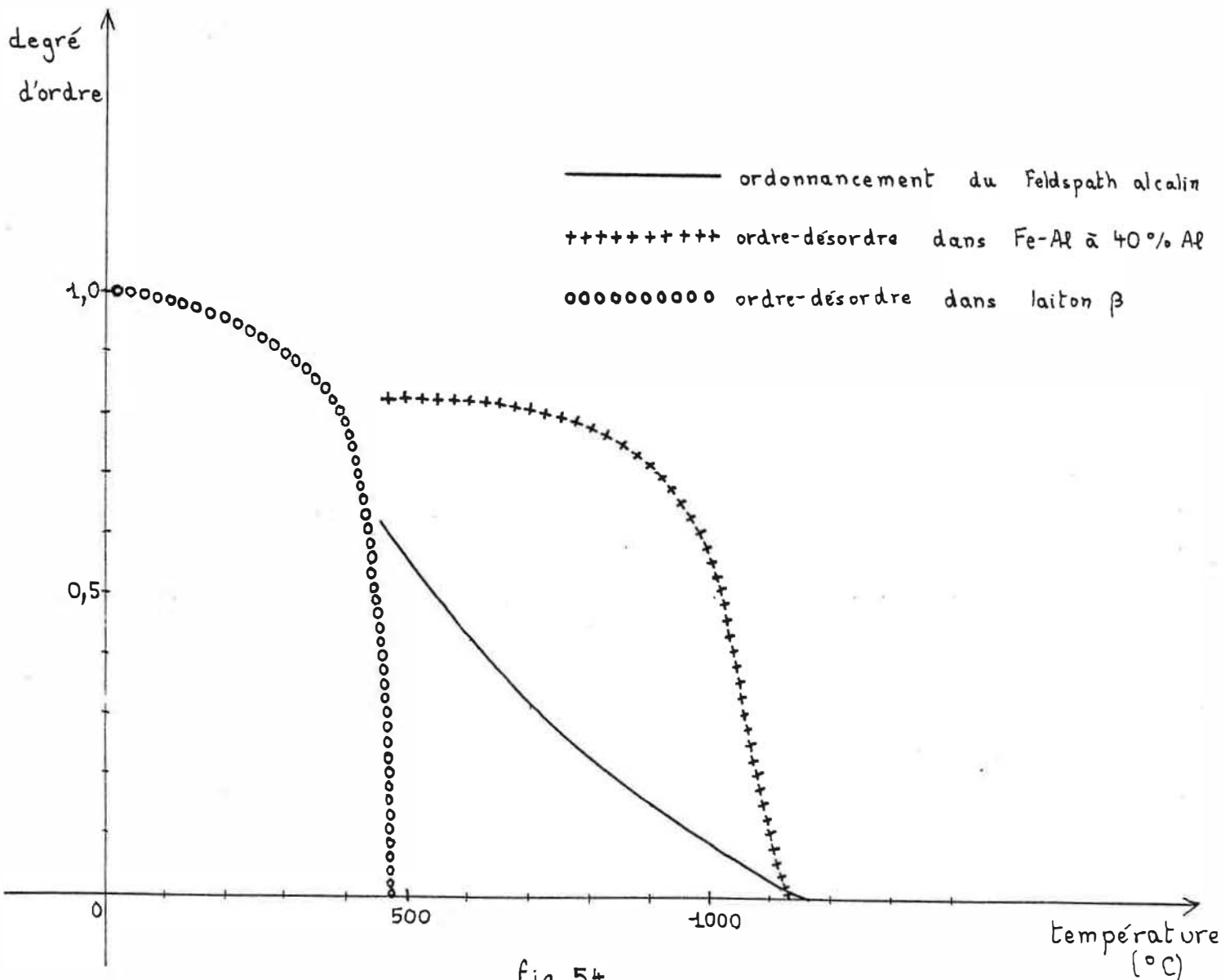
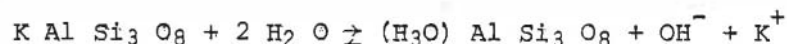


fig. 54

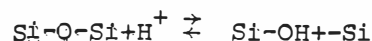
La différence entre l'aspect des courbes peut donc s'expliquer de deux manières :

- soit l'ordonnement et la transformation ordre-désordre sont des phénomènes différents
- soit la courbe théorique de l'ordonnement est très éloignée de la réalité.

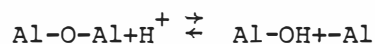
Un aspect de l'ordonnement milite cependant en faveur de la première hypothèse. En effet, la transformation ordre-désordre des alliages binaires ne nécessite la présence d'aucun fluide, alors que l'ordonnement du feldspath alcalin ne peut se produire qu'en présence d'une phase aqueuse. D'où l'idée de Martin (1974) d'une série de dissolutions et de recristallisations où l'eau jouerait le rôle de catalyseur et par lesquelles procéderait l'ordonnement du réseau. La première étape du processus est constituée par l'hydrolyse du feldspath :



Ainsi, un ion H^+ remplace l'ion K^+ dans la structure. Dans une seconde étape, l'ion H^+ détruit une liaison Si-O ou Al-O par la réaction :



ou par la réaction :



A ce moment-là, les Si^{4+} et les Al^{3+} peuvent se réarranger de manière à occuper les sites énergétiquement les plus favorables, d'où un changement du degré d'ordre. Puis le réseau se reconstruit par le biais d'une nouvelle cristallisation. Ce modèle est très séduisant : mais il n'est pas fondé sur des études expérimentales détaillées.

En conclusion, deux hypothèses permettent d'expliquer le phénomène d'ordonnement :

- soit le déplacement des Si^{4+} et Al^{3+} dans le réseau, comme dans la transformation ordre-désordre d'un alliage binaire

- soit un processus d'hydrolyses et de recristallisations en chaîne.

3) Interprétation des températures d'équilibre structural des GCF

On peut interpréter de deux manières différentes la température d'équilibre structural d'un GCF d'après ce qui vient d'être dit. Il s'agit soit d'une température au-dessous de laquelle le refroidissement de la roche a été plus rapide que la cinétique de l'ordonnement, soit d'une température au-dessous de laquelle la phase fluide indispensable à l'ordonnement a disparu des joints de grain dans lesquels elle circulait.

a) Hypothèse d'une température d'annulation de la cinétique

Il est bien connu que la cinétique d'un phénomène diminue avec la température. En conséquence, l'ordonnement était de moins en moins rapide au fur et à mesure que le granite se refroidissait. Et au-dessous d'une certaine température, la cinétique d'ordonnement a été dépassée à un tel point par celle du refroidissement que le feldspath alcalin est resté dans l'état cristallin qu'il avait atteint. Si on réfléchit un peu plus, on se rend compte que la notion d'une température d'équilibre structural bien précise n'a pas de sens dans le cas d'un feldspath alcalin en cours de refroidissement. En fait, jusqu'à une température T_1 , la cinétique d'ordonnement a été suffisamment rapide pour que le réseau du feldspath puisse s'équilibrer à chaque palier du refroidissement. Puis un décalage est apparu entre le degré d'ordre que le feldspath alcalin aurait pu atteindre à la température considérée et celui plus faible qu'il a obtenu du fait d'une cinétique trop rapide de refroidissement. Enfin, au-dessous d'une certaine température T_2 , la cinétique d'ordonnement s'annule. La température mesurée par la méthode qui vient d'être exposée est en fait comprise entre T_1 et T_2 : on peut l'appeler T_3 et la considérer comme une température de faible déséquilibre structural et de faible cinétique. Dans l'état actuel des connaissances, il est impossible de dire où T_3 se trouve exactement entre T_1 et T_2 .

Si on se place dans cette hypothèse, T_3 doit être d'autant plus élevé que le refroidissement du minéral est rapide. Or, on constate que T_3 augmente lorsqu'on se rapproche de la limite de l'encaissant (cf. Fig. 52), c'est-à-dire lorsque la cinétique du refroidissement est plus rapide. On constate donc un bon accord entre la conséquence la plus importante de l'hypothèse qui vient d'être exposée et les données obtenues à partir du

terrain. Par ailleurs, Lacroix (1900) souligne que l'orthose est le feldspath potassique typique du granite du Lys-Caillaouas alors que le microcline domine dans les granites de Quérigut et de Millas. Or les corps granitiques de Quérigut et de Millas sont de dimensions nettement plus importantes que celui du Lys-Caillaouas. Conséquemment, leur refroidissement a été nettement plus lent, ce qui expliquerait la présence d'un feldspath potassique plus orné que dans le Lys-Caillaouas.

b) Hypothèse d'une température de disparition de la phase fluide

On peut aussi envisager que la température d'équilibre structural est celle au-dessous de laquelle la phase fluide disparaît. Mais je ne vois pas pour quelles raisons celle-ci se maintiendrait plus longtemps dans le coeur qu'à la périphérie d'un massif granitique donné. J'ai donc tendance à rejeter cette hypothèse et à lui préférer la première.

CHAPITRE 7

LES TRANSFORMATIONS DES ROCHES ERUPTIVES DANS LE SUBSOLIDUS

L'objet de ce chapitre est d'étudier quelques transformations chimiques qui ont manifestement affecté les roches éruptives de la vallée du Portillon et d'esquisser le bilan géochimique de ces phénomènes.

A. LES REACTIONS OBSERVEES ET LEURS CONDITIONS THERMODYNAMIQUES

1) Formation de granules de muscovite dans le plagioclase

On observe la formation de muscovite dans les plagioclases de toutes les roches éruptives de la vallée du Portillon. Cette muscovite se montre sous l'aspect de granules de taille centimillimétrique dont la coalescence donne tantôt des zones d'aspect trouble tantôt des lamelles aux formes bien dessinées, le second cas étant moins fréquent que le premier. Des plagioclases de compositions très variées sont touchés, depuis l'albite jusqu'à des cristaux contenant 70 % d'anorthite. Dans le cas des teneurs élevées en anorthite (supérieures à 60 %), on note parfois la présence de granules d'épidote à côté de ceux de muscovite : mais le phénomène reste marginal.

Je me suis surtout intéressé à la question dans le cadre de l'étude du granite à GCF. Dans le chapitre 1, j'ai distingué deux faciès dans le granite à GCF : le faciès à biotite et le faciès à chlorite. On observe fréquemment sur le terrain l'alternance sur de courtes distances de ces deux faciès ; quant à l'étude en lame mince, elle montre à l'évidence que le deuxième faciès dérive du premier par des transformations qui ont eu lieu au terme de la cristallisation du granite à partir d'un liquide silicaté. Le type à biotite contient des plagioclases dont les rares coeurs ont 45 % d'anorthite et les enveloppes 30 à 35 %. Pour la commodité des calculs, on peut prendre une teneur moyenne de 33 %. Ces plagioclases ne présentent quasiment pas de granules de muscovite. Dans le type à chlorite, les plagioclases sont de composition albitique et contiennent 30 % de muscovite en inclusions granuleuses.

On constate que la transformation de 100 g d'un plagioclase contenant 33 % d'anorthite en 100 g d'un mélange contenant un tiers de muscovite et deux tiers d'albite implique :

- le gain de quantités négligeables de SiO_2 (0,6 g), d' Al_2O_3 (0,5 g) et de Na_2O (0,3 g)
- le gain de 3,8 g de K_2O
- la perte de 6,7 g de CaO
- le gain de 1,5 g d' H_2O .

J'ai par ailleurs constaté en utilisant la méthode de coloration du feldspath potassique par le cobaltinitrite de sodium que dans certaines roches du complexe basique, le plagioclase pouvait se transformer à raison de quelques pour cent en feldspath potassique. Le manque d'analyses de microsonde sur ce problème ne me permet pas d'en discuter plus avant.

On peut cependant conclure que d'une manière générale la transformation à l'état solide des plagioclases se traduit par un gain de potasse, une perte de chaux et un gain d'eau.

2) Le problème des feldspaths alcalins

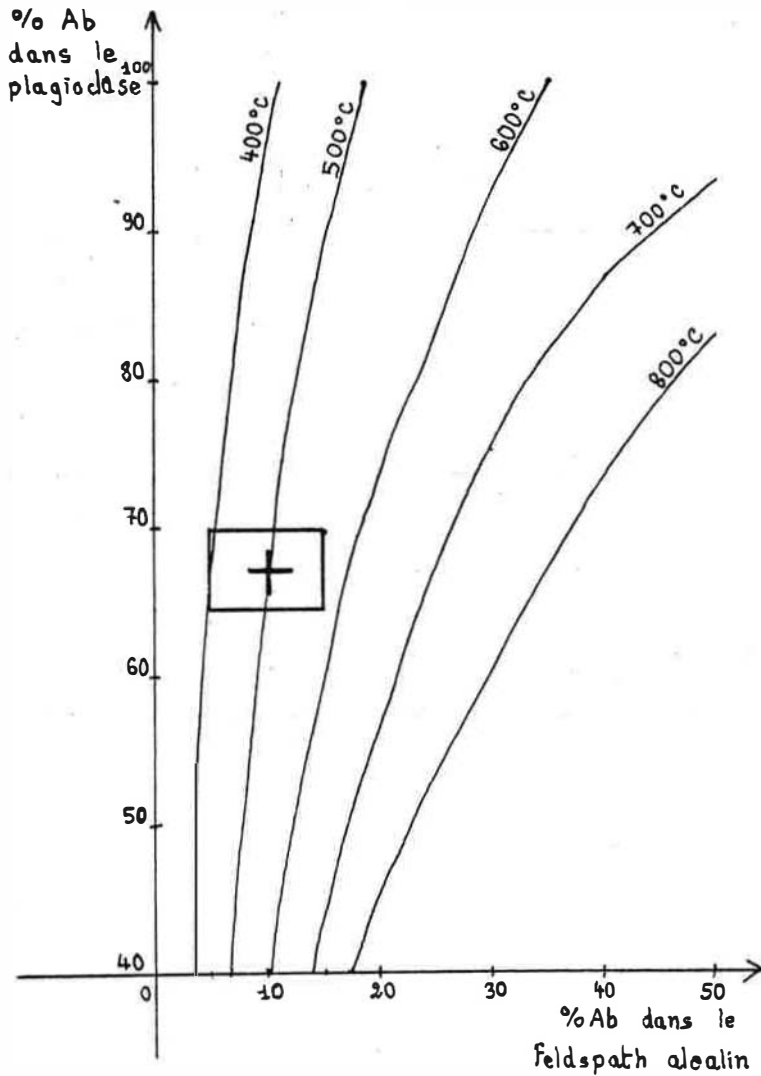
On va examiner dans ce paragraphe dans quelle mesure le rapport $\text{K}/\text{K}+\text{Na}$ mesuré dans les GCF du granite à GCF et de la granodiorite à GCF est celui des feldspaths alcalins qui ont cristallisé à partir du liquide silicaté ou si ceux-ci ont subi un changement dans le subsolidus.

Dans leur étude sur la granodiorite du Mont Givens en Sierra Nevada (Californie), Bateman et Nokleberg (1978) expliquent que la présence de 4 à 12 % d'albite et de moins de 1 % d'anorthite dans les feldspaths alcalins indique que le feldspath potassique s'est rééquilibré à des températures du subsolidus et que les compositions actuelles ne sont pas celles de la cristallisation. Mais ils ne donnent pas pour autant d'arguments.

C'est en faisant appel au thermomètre de Stormer (1975) et à celui de Whitney et Stormer (1977) que l'on peut commencer à comprendre le pourquoi de la chose. Le thermomètre de Stormer donne la température d'équilibre d'un plagioclase et d'un feldspath alcalin de type sanidine en train de se former simultanément sous une pression de 2 Kbar. Il s'agit d'un thermomètre théorique, mais qui est en accord avec des travaux expérimentaux antérieurs. Le thermomètre de Whitney et Stormer est du même type, mais concerne le microcline. Comme on a affaire dans le Lys Caillaouas à de l'orthose, dont l'état structural est intermédiaire, entre celui de la sanidine et celui du microcline, j'ai construit le thermomètre correspondant à l'orthose en traçant sur un graphe les courbes intermédiaires entre celles de Stormer et celles de Whitney et Stormer. La pression choisie par les auteurs, à savoir 2 Kbar, est certainement une approximation raisonnable de celle qui régnait lorsque le granite à GCF du Lys Caillaouas a cristallisé.

J'ai pris comme exemple le faciès à biotite du granite à GCF. Dans ce faciès, on peut faire l'hypothèse que les GCF et l'enveloppe des plagioclases sont en équilibre. Les GCF contiennent en moyenne 90 % d'orthose, avec une tolérance de 5 %, et les plagioclases 33 %, avec une tolérance de 3 %. La Fig. 55 donne le résultat de l'application de ce thermomètre.

On obtient une température d'équilibre de 500°C, avec une incertitude de $\pm 100^\circ\text{C}$ si on tient compte des fluctuations de composition, qui sont d'ailleurs plus fortes pour le feldspath alcalin que pour le plagioclase. Mais même en tenant compte de l'incertitude, la température d'équilibre obtenue ne peut d'aucune manière être une température de cristallisation. Les travaux de Tuttle et Bowen (1958) et de Winkler (1965) ont en effet montré que même sous de fortes pressions de vapeur d'eau la cristallisation d'un liquide de composition granitique était achevée au-dessous de 650°C. Le décalage entre la température de cristallisation du feldspath alcalin et du plagioclase et leur température d'équilibre ne peut donc s'expliquer que par une modification de la composition chimique de l'un ou de l'autre ou encore des deux entre l'instant de leur cristallisation et l'époque présente. Smith (1974) écrit que la diffusion par migration dans les sites M du plagioclase est beaucoup plus difficile que dans ceux du feldspath alcalin : on le conçoit aisément, dans la mesure où toute modification du rapport Ca/Na dans le plagioclase implique un changement du rapport Al/Si dans la charpente silicoalu-



Fig, 55 : application du diagramme de Whitney et Stormer au faciès à biotite du granite à GCF du Lys Caillaouas

pression : 2 Kbar

mineuse. On est donc amené à penser que seul le feldspath alcalin s'est rééquilibré au fur et à mesure du refroidissement de la roche : ce qui expliquerait l'absence de zonation dans les feldspaths alcalins d'origine éruptive. Si on fait l'hypothèse que le feldspath alcalin a cristallisé à une température voisine de 700°C et que le plagioclase n'a pas changé depuis sa cristallisation, on constate sur le diagramme de la Fig. 55 que le feldspath alcalin devait contenir 25 % d'albite lorsqu'il s'est formé aux dépens du liquide silicaté.

J'ai montré dans les chapitres précédents que l'ordonnement des feldspaths alcalins se poursuit jusqu'à des températures variant entre 610°C et 550°C suivant l'éloignement de l'encaissant. Il semble que le contenu des sites M ait continué à évoluer jusqu'à 500°C. Cela n'a rien d'étonnant, dans la mesure où l'ordonnement implique peut-être une série de dissolutions et de recristallisations, alors que le rééquilibrage des sites M se réalise aisément par diffusion à l'état solide.

Le fait que les GCF d'un granite contiennent seulement de l'ordre de 10 % d'albite est très fréquent. Dans une étude classique sur les feldspaths du batholite de la Sierra Nevada, Pirvinskii (1968) a trouvé une teneur moyenne en albite de 13 % pour les feldspaths alcalins qu'il a sondés. Kerrick (1969) a dosé 3 GCF dans la monzonite quartzique de Cathedral Peak, toujours en Sierra Nevada : la moyenne de ses 341 dosages ponctuels donne 11 % d'albite. Arevalo et Corlett (1969) ont analysé à la microsonde des feldspaths alcalins dans le granite de Zarzalejo, en Sierra de Guadarrama (Castille) : ils obtiennent en moyenne 12 % d'albite. On peut penser que le passage d'un feldspath alcalin contenant 25 % d'albite à un feldspath en contenant 10 % s'opère par interaction avec le fluide des joints de grain et des fissures. Or ces fissures contiennent du quartz, de l'adulaire et de la calcite. Le fluide intergranulaire et intra-fissural était donc riche en ions $\text{CO}_3^{=}$ et K^+ . Or Iiyama (1965) a déterminé pour une température de 600°C et une pression de 1 Kbar la courbe donnant le rapport $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ du feldspath alcalin en fonction du rapport $\text{Na}_2\text{CO}_3/\text{Na}_2\text{CO}_3+\text{K}_2\text{CO}_3$ du fluide au contact duquel il se trouve. La fig. 56 reproduit le diagramme d'Iiyama. Du fait de ce que je viens de dire sur le contenu des fissures, je peux affirmer que le rapport $\text{Na}_2\text{CO}_3/\text{Na}_2\text{CO}_3+\text{K}_2\text{CO}_3$ était inférieur à 0,5 dans le fluide qui baignait le granite à GCF après sa cristallisation. Le diagramme d'Iiyama montre que pour de telles valeurs de ce rapport, la composition en équilibre serait de type Or₉₈. Or₉₈ correspond à un rapport $\text{Na}_2\text{CO}_3/\text{Na}_2\text{CO}_3+\text{K}_2\text{CO}_3$ de 0,9. On voit donc que la présence de $\text{CO}_3^{=}$ favorise la formation d'un feldspath alcalin fortement potassique. Le lecteur peut se demander alors pour quelles raisons les GCF ne contiennent pas 98 % d'orthose : on peut penser que le fluide intergranulaire était en trop faible quantité et que les feldspaths alcalins n'ont pas pu se rééquilibrer complètement.

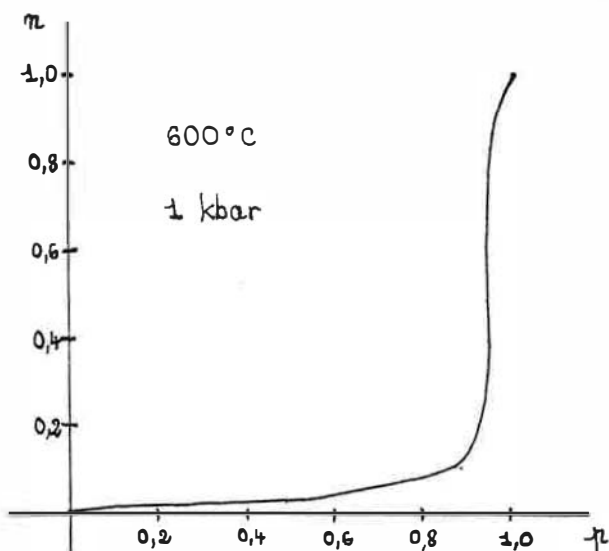


Fig. 56 : diagramme donnant le rapport $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ du feldspath alcalin en fonction du rapport $\text{Na}_2\text{CO}_3/\text{Na}_2\text{CO}_3+\text{K}_2\text{CO}_3$ du fluide avec lequel il est en équilibre

$$n = \frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{K}}$$

$$p = \frac{\text{Na}_2\text{CO}_3}{\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{K}_2\text{CO}_3}$$

Il reste maintenant à établir le bilan chimique du passage d'Or₇₅ à Or₉₀ pour 100 g de feldspath potassique. Je prend pour analyse d'Or₇₅ une analyse choisie dans Deer et Al (1963) et pour analyse d'Or₉₀ la moyenne des quatre dosages du GCF 83. L'analyse choisie dans la bibliographie est une orthose contenant 72,1 % du pôle potassique et provenant d'une adameillite.

	GCF 83	Or _{72,1}
SiO ₂	65,3	65,1
Al ₂ O ₃	18,3	19,7
K ₂ O	15,0	12,0
Na ₂ O	1,1	2,7
CaO	0,0	0,5
BaO	0,3	0,0

Tableau n° 29

Compositions finale et initiale des GCF du Lys Caillaouas

On constate que la transformation de 100 g d'un feldspath contenant 72 % d'orthose à un feldspath en contenant 90 % implique :

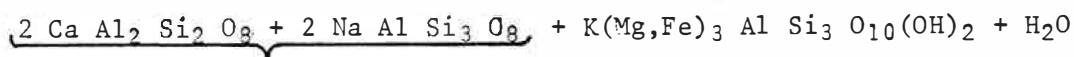
- ↪ le gain d'une quantité négligeable de silice (0,2 g) et la perte d'une faible quantité d'alumine (1,4 g)
- ↪ le gain de 3 g de potasse
- ↪ la perte de 1,6 g de soude.

Les faibles quantités de CaO et de BaO ne permettent pas d'en dire grand chose. De manière générale, cette transformation se traduit par un gain en potasse et une perte en soude.

3) Prehnite dans la biotite

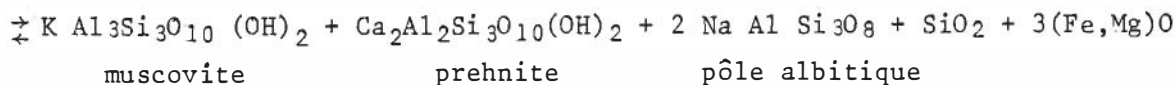
On observe fréquemment des lentilles de prehnite à l'intérieur des cristaux de biotite dans les roches du complexe basique et plus précisément dans la tonalite, la diorite quartzique et la tonalite à grands cristaux de biotite de la formation claire homogène et dans le gabbro quartzique à biotite de la formation litée. On note par ailleurs de la prehnite dans les minéraux d'altération des longues aiguilles de hornblende du type qui est justement caractérisé par celles-ci.

La liste est maintenant longue des auteurs qui ont signalé la prehnite en association avec la biotite dans des roches à quartz, plagioclase séricitisé et hornblende plus ou moins actinotique. Moore (1976) note le phénomène dans un gabbro métamorphisé du complexe de la vallée de Tantalite (Afrique du Sud-Ouest). Phillips et Rickwood (1975) l'ont étudié d'une manière plus approfondie dans la diorite du Mont Samson (Australie). Mais en revanche, personne n'a déterminé le champ de stabilité de la prehnite dans ce type de contexte. Les travaux expérimentaux de Liou (1971) donnent cependant à penser que la prehnite ne peut pas se former au-dessus de 500°C : on est donc certain que la prehnite provient d'un phénomène situé dans le subsolidus et qu'elle dérive d'une transformation de la biotite. J'ai observé que la prehnite se trouve au voisinage de plagioclases contenant un assez grand nombre de granules de muscovite. Puisque le plagioclase de ces roches est en général compris entre An₄₅ et An₅₀, j'en déduis la réaction suivante :



plagioclase de type An₅₀

biotite



muscovite

prehnite

pôle albitique

On voit que la transformation de la biotite en prehnite implique celle du plagioclase de type An₅₀ en albite. Pourtant, on n'observe pas d'albite dans les roches du complexe basique. Le paradoxe n'est qu'apparent. Il n'y a jamais plus du dixième de la biotite qui est remplacée par de la prehnite ; et la quantité de plagioclase initial est en général deux fois supérieure à celle de la biotite initiale. Il suffit donc que le plagioclase voit sa teneur en anorthite diminuer d'An₅₀ à An₄₅ en même temps qu'il se

séricitise pour que de la biotite puisse se transformer en prehnite. Invoquer l'action de solutions deutéritiques comme le font Phillips et Rickwood (1975) n'est probablement pas nécessaire.

4) Transformation de la biotite en chlorite, hydromuscovite et sphène

Pratiquement toutes les roches éruptives de la vallée du Portillon ont leurs biotites plus ou moins transformées en chlorite ; et on voit parfois de la prehnite et de la chlorite se former aux dépens d'une même biotite. C'est dans le granite à GCF que j'ai le mieux étudié la transformation de la biotite en un mélange de chlorite et d'autres minéraux. J'ai en effet dosé à la microsonde une biotite absolument fraîche dans l'échantillon n° 13. Je n'ai pas donné plus haut ces analyses, car leur qualité insuffisante ne permettait pas de calculer une formule structurale convenable. L'observation détaillée du faciès à chlorite du granite à GCF montre que 80 % des biotites y sont transformées dans un agrégat contenant 55 % de chlorite, 40 % d'une illite proche de l'hydromuscovite et 5 % de sphène. Localement d'ailleurs, l'hydromuscovite peut laisser la place à un peu de muscovite. La Fig. 57 représente une biotite ainsi transformée.

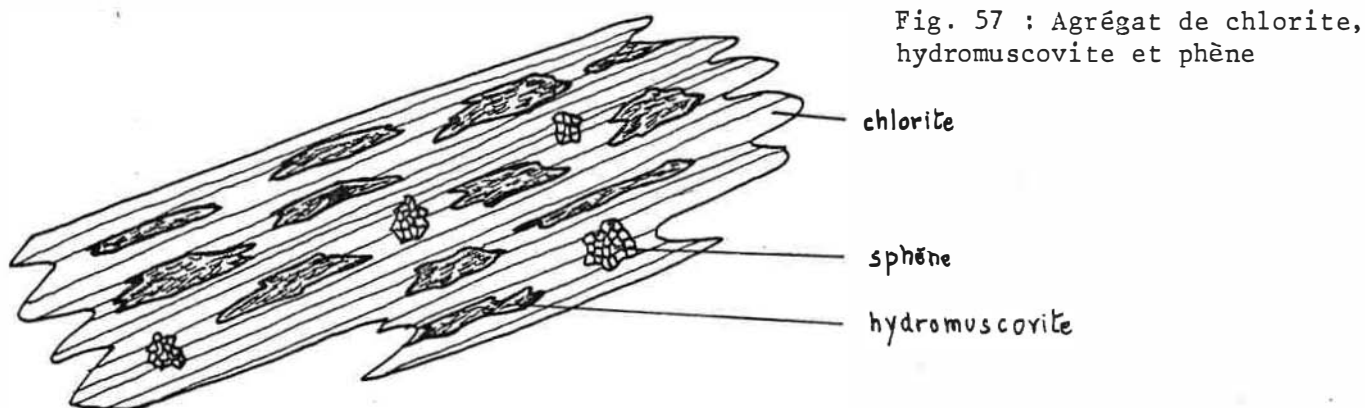


Fig. 57 : Agrégat de chlorite, hydromuscovite et sphène

Le tableau n° 30 donne les analyses de la biotite initiale (17 BT 1), de la chlorite (13 CHL1), du sphène (formule théorique), de l'hydromuscovite (trouvée dans Deer et Al (1963)) et de l'agrégat final avec les proportions données ci-dessus.

	17 BT1	13CHL1	illite	sphène	agrégat
SiO ₂	35,4	26,4	45,8	30,6	34,4
Al ₂ O ₃	19,7	21,6	30,1	/	23,8
FeO	19,8	32,3	4,7	/	19,7
MgO	5,8	9,7	1,4	/	5,9
CaO	/	/	0,8	28,6	1,8
Na ₂ O	0,2	/	/	/	0,0
K ₂ O	9,1	/	8,4	/	3,4
TiO ₂	3,9	/	/	40,8	2,0
H ₂ O	6,1	10,0	8,8	/	9,0

Tableau n° 30 : transformation de la biotite en un agrégat de chlorite, d'illite et de sphène.

La transformation de 100 g de biotite en un agrégat contenant 55 g de chlorite, 40 g d'illite et 5 g de sphène s'accompagne :

- d'une perte de 1 g de SiO₂ et du gain de 4,1 g d'alumine
- d'une perte de 0,1 g de FeO et du gain de 0,1 g de MgO (négligeable)
- du gain de 1,8 g de CaO et de la perte négligeable de 0,2 g de Na₂O
- de la perte de 5,7 g de K₂O
- de la perte de 1,9 g de TiO₂ et du gain de 2,9 g d'H₂O.

Cette transformation se traduit donc par un gain en alumine, en chaux et en eau et par une perte en silice, en potasse et en oxyde de titane.

5) Transformation des amphiboles

Le diagramme de la fig. 44 montre que les amphiboles du complexe basique sont toutes des hornblendes magnésiennes, à l'exception de celles que l'on trouve dans la tonalite et le gabbro à amphibole de la formation litée, c'est-à-dire dans les échantillons 81t et 81g qui, je le rappelle, sont au contact l'un de l'autre. Dans ce cas, les amphiboles sont soit des hornblendes actinotiques soit des actinotes. Il y a cependant une exception : l'amphibole 59 A2 ; mais le lecteur remarquera qu'elle est à proximité du champ des hornblendes magnésiennes et qu'elle peut donc être rapportée à celles-ci. La fig. 46 montre la transformation d'une hornblende actinotique (81g A5) en une hornblende plus actinotique (81g A2) avec même apparition d'actinote (81g A3, 81g A4). La hornblende actinotique originelle, elle-même très proche d'une hornblende magnésienne, ne se retrouve plus qu'à l'état de lambeaux dans la hornblende actinotique néoformée. Cette observation donne à penser que les hornblendes magnésiennes sont probablement d'origine éruptive alors que les hornblendes actinotiques et les actinotes se seraient formées par réaction à l'état solide. D'autant plus que l'échantillon 81g contient du pyroxène et que Wiseman (1934) a montré dans une étude sur des épidiorites que l'actinote pourrait résulter d'une réaction du plagioclase avec le pyroxène.

Dans la suite de mon travail, je considérerai les hornblendes magnésiennes comme d'origine éruptive et les hornblendes actinotiques et actinotes comme résultant d'une transformation à l'état solide.

B. BILAN GEOCHIMIQUE

Le but de ce paragraphe est d'examiner dans quelle mesure les analyses chimiques des roches éruptives du Lys Caillaouas sont représentatives de la roche telle qu'elle était juste après sa cristallisation ou si les transformations à l'état solide que je viens de décrire ont modifié sa composition chimique globale. Du fait du manque d'analyse des minéraux, cette étude sera limitée au faciès à biotite et au faciès à chlorite du granite à GCF.

1) Bilan des transformations à l'état solide dans le type à chlorite

La moyenne de plusieurs analyses modales recalculées en poids des différents minéraux indique que 100 g du type à chlorite contiennent 33 g de quartz, 20 g de feldspath potassique (essentiellement sous forme de GCF), 32 g de plagioclase, 3 g de biotite et 12 g de chlorite mêlée d'illite et de sphène. Les transformations à considérer sont les suivantes :

- passage de la totalité du plagioclase titrant 33 % d'An à un mélange contenant deux tiers d'albite et un tiers de muscovite (réaction notée Plm)
- passage d'un feldspath alcalin titrant 72 % d'orthose à un feldspath alcalin titrant 90 % d'orthose (réaction notée FK)
- passage de la biotite à une chlorite mélangée d'illite et de sphène (réaction notée BCT).

Le tableau n° 32 donne les variations pondérales de chaque oxyde pour les trois réactions ainsi que le bilan géochimique des 3 transformations.

	Plm	FK	BCI	bilan	%
SiO ₂	+ 0,19	+ 0,04	- 0,12	+ 0,11	0,2
Al ₂ O ₃	+ 0,16	- 0,03	+ 0,49	+ 0,62	3,9
FeO			- 0,01	- 0,01	0,2
MgO			+ 0,01	+ 0,01	0,9
CaO	- 2,14		+ 0,22	- 1,92	76,8
Na ₂ O	+ 0,10	- 0,32	- 0,02	- 0,24	8,9
K ₂ O	+ 1,25	+ 0,60	- 0,68	+ 1,17	26,0
TiO ₂			- 0,23	- 0,23	32,9
H ₂ O	+ 0,48		+ 0,35	+ 0,83	34,6

Tableau n° 31 : bilan des transformations à l'état solide dans le faciès à chlorite

On dispose de deux analyses chimiques dont on est sûr qu'elles correspondent au faciès à chlorite : il s'agit des analyses chimiques 11 et 13. La dernière colonne indiquée % dans le tableau n° 31 donne le rapport de sa variation à l'état solide à sa teneur actuelle pour chaque oxyde, cette teneur étant la moyenne de celles des deux analyses. Ce rapport est exprimé en pourcentage.

La discussion de ce bilan doit être faite à partir de la colonne %. On peut répartir les oxydes en trois catégories :

- ceux dont la variation relative est nulle ($\% < 1 \%$) : SiO_2 , FeO , MgO
- ceux dont la variation relative est négligeable devant l'incertitude du bilan qui vient d'être calculé ($1 \% < \% < 10 \%$) : Al_2O_3 , Na_2O
- ceux dont la variation relative est significative ($\% > 10 \%$) : CaO , K_2O , TiO_2 et H_2O .

La perte en chaux est le phénomène le plus caractéristique. Celle-ci s'explique entièrement par la transformation du plagioclase contenant 33 % d'anorthite en un mélange de muscovite et d'albite. Il est difficile de dire ce que devient cette chaux : dans certains cas, elle demeure in situ, formant de la calcite dans des microfissures ou même cheminant certains GCF ; dans d'autres, elle donne naissance à des filons décimétriques de calcite, comme celui qui est à l'origine de la principale venue d'eau dans la galerie EDF qui relie le lac du Portillon à la conduite d'eau de la centrale du Lys. Le gain en potasse n'est pas négligeable mais n'a rien d'étonnant : les fluides qui restent à la fin de la cristallisation d'un liquide granitique contiennent suffisamment de potassium, puisque l'adulaire s'observe fréquemment dans les microfissures. La perte en oxyde de titane est faible en valeur absolue : 0,23 g. Il est probable que le titane ainsi libéré donne naissance au sphène qui apparaît en petits grains dans la roche, puisqu'il y a par ailleurs du calcium libre. Quant au gain de 0,83 g d'eau, il s'explique aisément par la présence des fluides de fin de cristallisation. D'une manière plus générale, il est impossible de savoir si la composition de la roche après cristallisation était plus proche de sa composition

actuelle ou de celle qui pourrait être calculée en tenant compte du bilan ci-dessus. Mais il convient de manier avec précaution les teneurs en chaux, en potasse, en TiO_2 et en eau quand on veut considérer les analyses chimiques des roches du type à chlorite comme les analyses du liquide silicaté ayant donné naissance à la roche.

2) Bilan des transformations à l'état solide du faciès à biotite

L'analyse pondérale en minéraux du faciès à biotite à GCF donne pour 100 g de roche 33 g de quartz, 20 g de feldspath potassique, 32 g de plagioclase dont la moitié a subi la transformation Plm, 13 g de biotite et 2 g de chlorite. Le tableau n° 32 donne le bilan de ces transformations. Il n'y a pas de colonne % car malheureusement je ne dispose pas d'analyses chimiques dont je sois sûr qu'elles correspondent au faciès à biotite.

	Plm	FK	BCI	Bilan
SiO_2	+ 0,10	+ 0,04	- 0,02	+ 0,12
Al_2O_3	+ 0,08	- 0,03	+ 0,08	+ 0,13
CaO	- 1,07		+ 0,04	- 1,03
Na ₂ O	+ 0,05	- 0,32		- 0,27
K_2O	+ 0,62	+ 0,60	- 0,11	+ 1,11
TiO_2			- 0,04	- 0,04
H_2O	+ 0,24		+ 0,06	+ 0,30

Tableau n° 32 : bilan des transformations à l'état solide dans le faciès à biotite

Dans ce cas, seuls restent importants la perte en chaux et le gain en potasse. Tout le reste est pratiquement négligeable.

Conclusion :

On recherchera dans le chapitre 9 la nature de la lignée éruptive du Lys Caillaouas. Pour ce faire, on n'utilisera jamais de diagramme où intervienne CaO ou K_2O , puisque ces deux oxydes paraissent éminemment mobiles. Et on fera appel largement à ceux qui prennent en compte SiO_2 , MgO et FeO , puisque ceux-ci semblent au contraire peu sensibles aux transformations qui affectent les roches éruptives après leur cristallisation. Cette remarque restera valable quand il s'agira d'assimiler les analyses chimiques de roches éruptives à des compositions de liquides silicatés.

CHAPITRE 8

CONDITIONS DU MÉTAMORPHISME

A. CONTEXTE REGIONAL ET METAMORPHISME

L'observation de la vallée du Portillon montre que l'on peut subdiviser les enclaves en trois catégories. Une première catégorie se compose des enclaves situées au Nord de la faille de Caillaouas : on y trouve fréquemment des muscovites à biotite et sillimanite ; les calcaires et les cornéennes sont rares. Les enclaves comprises entre la faille de Caillaouas et la chaîne reliant le Cap du Seilh de la Baque au pic du Portillon d'06 sont soit des micaschistes soit des cornéennes mais elles sont toujours graphiteuses ; les calcaires sont exceptionnels. Enfin, la troisième catégorie se compose des enclaves de la chaîne indiquée ci-dessus, qui sont toujours de nature calcaïque. La fig. 58 est une carte au 1/16666ème de la vallée du Portillon qui permet de situer l'emplacement des trois catégories. D'après la notice géologique de la carte au 1/80000ème parue en 1951 sous la direction de Raguin pour la région de Bagnères de Luchon, les roches entourant le massif éruptif du Lys Caillaouas peuvent se classer en trois catégories lithologiques et géochronologiques :

- un Ordovicien à dominante schisteuse
- un Silurien composé de schistes carburés pyriteux
- un Dévonien à dominante calcaire.

Il est évident que le contexte régional et la nature des enclaves des roches éruptives de la vallée du Portillon sont liés. On en conclut à l'existence de trois zones d'enclaves métamorphiques :

- au Nord, la zone des enclaves micaschisteuses ordoviciennes
- au milieu, la zone des enclaves graphiteuses siluriennes
- au Sud, la zone des enclaves calcaires dévoniennes.

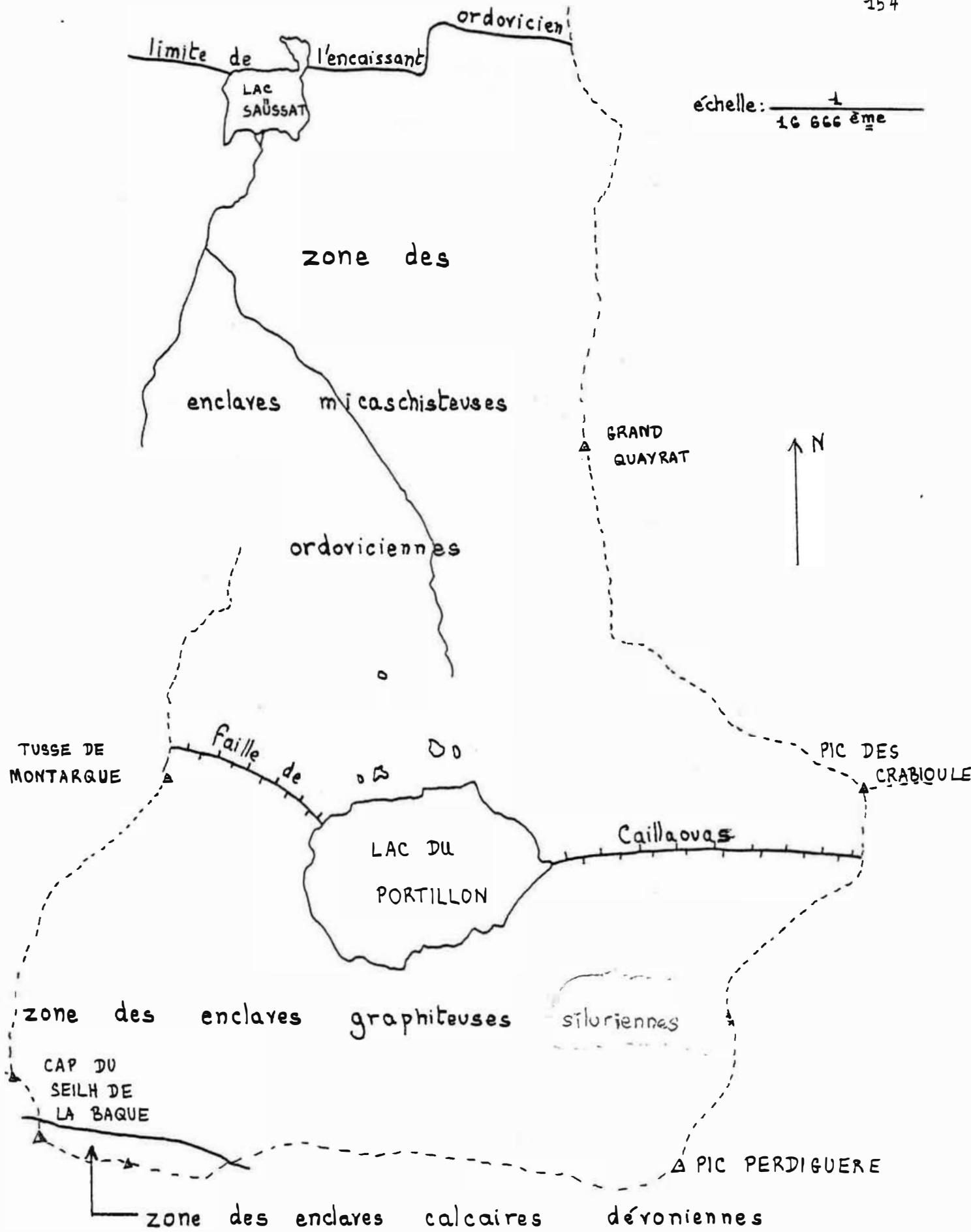


Fig. 58: carte des zones d'enclaves métamorphiques

Ce résultat recoupe la conclusion de Clin et al (1963) pour lesquels les enclaves calcaires du Cap du Seilh de la Baque et du pic de Gias sont dévoniennes. Toujours d'après la carte au 1/80000ème, l'intensité du métamorphisme régional croît quand on passe du Dévonien à l'Ordovicien. Ceci signifie que si les enclaves calcaires dévoniennes ont subi essentiellement le métamorphisme de contact, les enclaves siluriennes et encore plus les enclaves ordoviciennes ont subi deux métamorphismes : le métamorphisme régional et le métamorphisme de contact. Je vais donc commencer par l'étude des enclaves dévoniennes, tenter d'esquisser la nature du métamorphisme de contact, puis j'essaierai d'analyser le double métamorphisme des enclaves **siluriennes** et ordoviciennes.

B. LE METAMORPHISME DE CONTACT DES ENCLAVES DEVONIENNES

Trois échantillons d'enclaves ont été rapportés de la zone dévoniennne : le marbre à diopside n° 62 et la pyroxénite n° 60 ont été pris au contact de la diorite intrusive, tandis que la cornéenne à épidote n° 61 a été recueillie à une vingtaine de mètres du contact. On a observé de plus un marbre à grossulaire centimétrique au voisinage de l'échantillon n° 62. Il est manifeste que ces quatre roches sont d'anciens calcaires. Les paragenèses de la pyroxénite, du marbre à diopside et du marbre à grossulaire indiquent que ces trois échantillons appartiennent soit au faciès des cornéennes à hornblende, soit à celui des cornéennes à pyroxènes (Winkler, 1965). Ceci signifie qu'ils se sont formés à une température minimale de 530°C, qui est la température d'apparition du diopside. La cornéenne à épidote appartient, elle, au faciès des cornéennes à albite et épidote (Winkler, 1965) : la présence simultanée de chlorite, d'épidote et d'un plagioclase faiblement calcique est en effet caractéristique de ce faciès. On en conclut que cette cornéenne s'est formée entre 400 et 530°C.

C. LES METAMORPHISMES DES ENCLAVES SILURIENNES

Les enclaves siluriennes se trouvent à l'intérieur des roches du complexe basique. La plupart des échantillons dont nous disposons proviennent d'enclaves de taille métrique à décimétrique complètement entourées par la masse des roches basiques : on peut penser que ces enclaves témoignent avant tout du métamorphisme de contact, qui a dû effacer toutes traces d'un métamor-

phisme antérieur. Ceci s'applique à tous les échantillons, sauf le n° 75, qui provient de l'intérieur d'une enclave de taille hectométrique. L'échantillon n° 43, quant à lui, provient d'une amphibolite qui est au contact direct de la diorite quartzique encaissante.

L'amphibolite n° 43 se compose d'un plagioclase titrant 55 % d'anorthite, de hornblende et de biotite et a en lame mince un aspect de cornéenne : elle appartient typiquement au faciès des cornéennes à hornblende, qui se formeraient entre 530 et 630°C (Winkler, 1965).

L'étude détaillée de la sillimanite dans l'échantillon n° 78 montre qu'on ne peut faire appel pour sa formation ni à la réaction de déstabilisation de la muscovite en présence de quartz ni à la transformation de l'andalousite. Les flexuosités de la sillimanite sont enchevêtrées avec des résidus plus ou moins informes de biotite, et ces assemblages contiennent des granules de quartz, d'opaques ferromagnésiens et de la goëthite en trainées ou en tablettes. La fig. 59 illustre le phénomène.

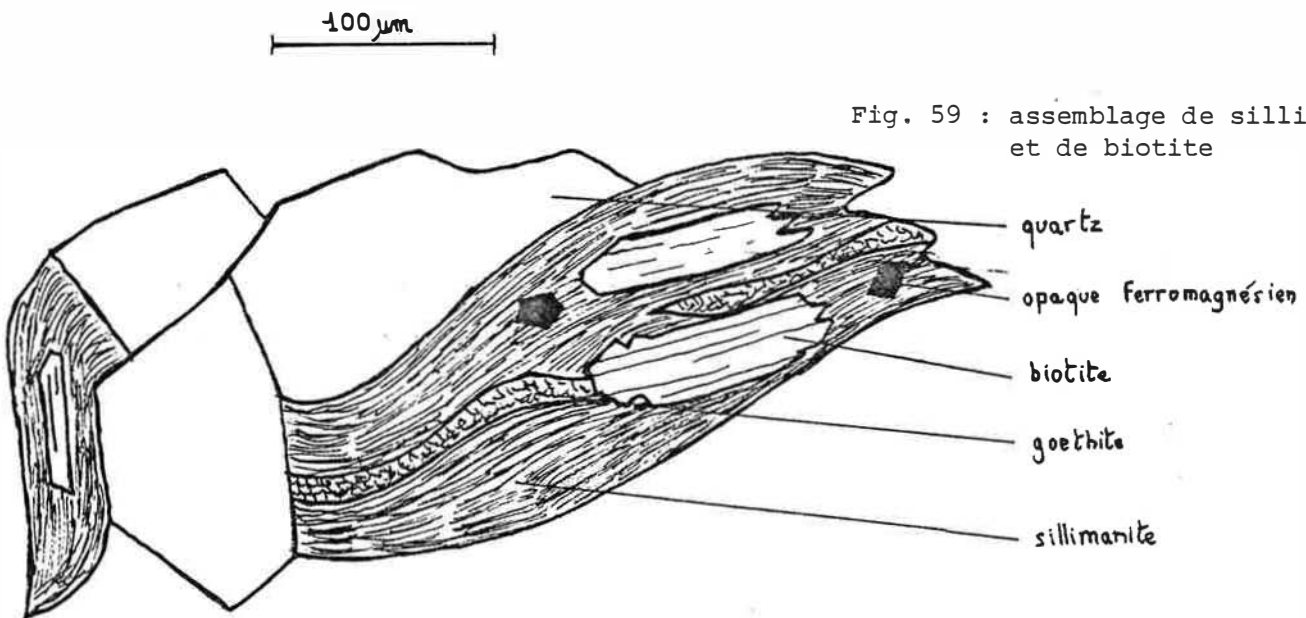
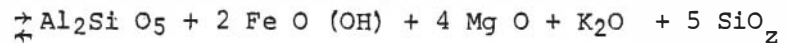
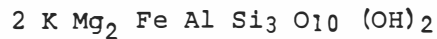


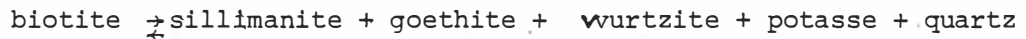
Fig. 59 : assemblage de sillimanite et de biotite

J'ai traité la lame au cobaltinitrite de sodium pour m'assurer de l'absence de feldspath potassique. Je n'ai trouvé aucun cristal de feldspath potassique au voisinage des assemblages de biotite et de sillimanite.

En revanche, on note quelques granules de ce feldspath dans les joints de grain de la roche, et pas forcément au voisinage de la sillimanite. De toutes ces observations, on déduit la réaction :



ou encore :

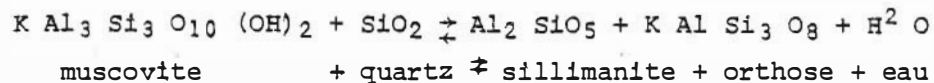


Cette réaction n'a jamais été étudiée du point de vue thermodynamique. On peut penser que la potasse ainsi libérée circule avec les fluides intergranulaires ou fissuraux, d'où les granules de feldspath potassique que je viens de décrire et les filonnets d'adulaire que l'on rencontre parfois.

Dans les échantillons n° 79 et n° 36, la sillimanite se forme aux dépens tantôt de la biotite tantôt de la muscovite mais la coloration au cobaltinitrite de sodium ne fait pas apparaître le plus petit cristal d'orthose. Il s'agit donc toujours de réactions dont on ignore le contexte thermodynamique.

L'échantillon n° 75 a été pris à une vingtaine de mètres de contact. L'andalousite qu'on y trouve associée à de la muscovite est probablement une andalousite du métamorphisme régional. Plusieurs auteurs (Zwart, 1963 ; Grandclaude et de la Roche, 1966) ont en effet décrit l'andalousite dans le Silurien métamorphique du Luchonnais, et c'est le métamorphisme de contact qui a déstabilisé l'andalousite en un agrégat de produits micacés. D'autre part, du corindon d'une grande limpidité tend à cristalliser à partir de ces agrégats micacés ; il est en général associé à de la biotite et à un peu de sillimanite. Il ne s'agit pas là non plus de réactions classiquement décrites.

Ces enclaves se trouvent toutes dans le granite à GCF. Deux échantillons pris presque directement au contact du granite permettent d'évaluer les conditions du métamorphisme de contact. On observe dans l'échantillon n° 10 la réaction :



D'autre part, l'échantillon n° 6 contient simultanément de la hornblende et de l'orthopyroxène : son aspect de cornéenne permet de le classer à la limite du faciès des cornéennes à hornblende et des cornéennes à pyroxène. Dans le diagramme de la fig. 60, j'ai tracé la courbe d'équilibre de destabilisation de la muscovite en présence de quartz et la courbe donnant la limite entre le faciès des cornéennes à hornblende et celui des cornéennes à pyroxène pour le domaine des pressions comprises entre 0 kbar et 4 kbar (Winkler, 1965)

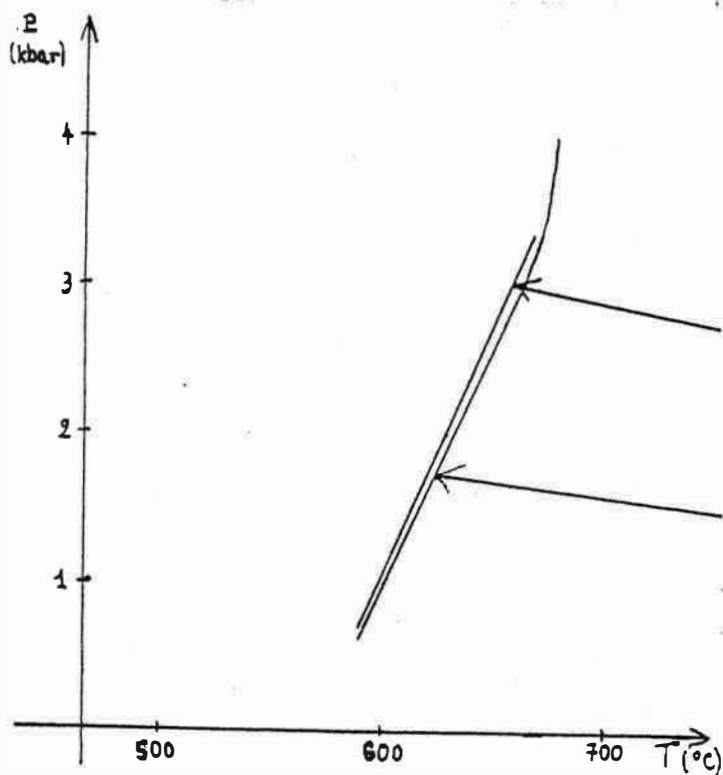


Fig. 60 : conditions du métamorphisme de contact dans les enclaves ordoviciennes

A la lecture du diagramme, on conclut que les enclaves ont atteint à leur contact avec le granite des températures de l'ordre de 600 à 650°C. L'échantillon n° 59 a lui aussi été pris au contact du granite : son caractère de cornéenne à hornblende permet de penser qu'il s'est formé à une température comprise entre 530° et 630°C (Winkler, 1963).

L'échantillon n° 91 a été pris à l'intérieur de la grande enclave de la face Sud Ouest du Quayrat. La sillimanite qu'on y rencontre est probablement une sillimanite dont l'origine remonte au métamorphisme régional, appelé aussi métamorphisme de Bosost.

TRÓISIEME PARTIE

LA CRISTALLISATION

DES ROCHES ERUPTIVES

CHAPITRE 9

LIGNÉE CALCO-ALCALINE DU LYS CAILLAOUAS

A. CONTINUITÉ CHIMIQUE DES ROCHES ERUPTIVES DU LYS CAILLAOUAS

1. Diagrammes des oxydes en fonction de SiO_2

Les diagrammes de variation des oxydes en fonction de SiO_2 font apparaître nettement la distinction entre 3 groupes de roches :

- les roches du complexe basique
- les granites à GCF
- les granites pauvres en GCF et les granites à grain fin et muscovite.

On donne dans les pages qui suivent les différents diagrammes puis on les commente.

a) diagramme $[\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2]$

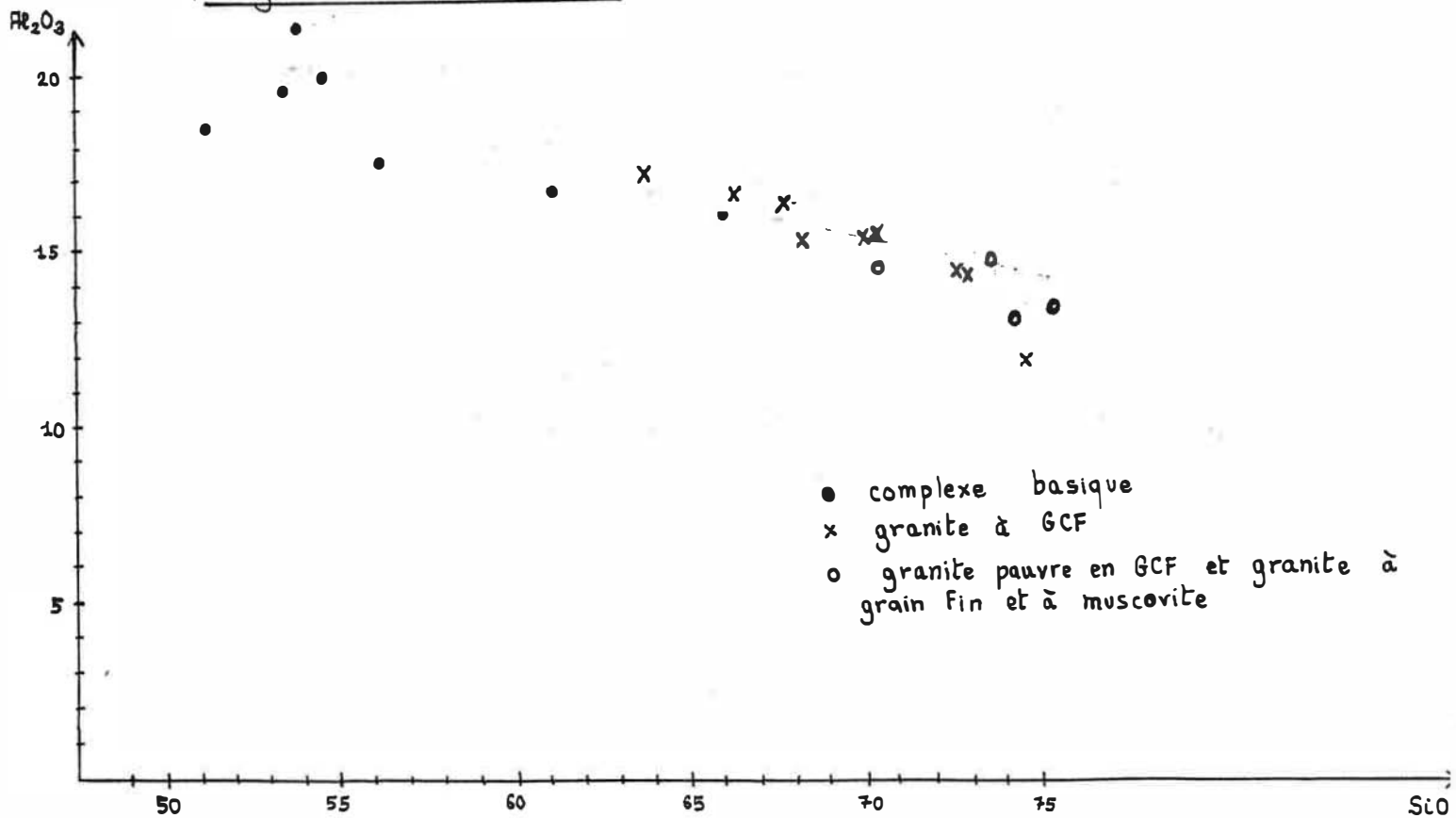


Fig. 61. Projection des roches éruptives du Lys Caillaous dans le diagramme $[\text{Al}_2\text{O}_3 = \text{SiO}_2]$.

b) diagrammes $[\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total: SiO}_2]$ et $[\text{MgO: SiO}_2]$

164

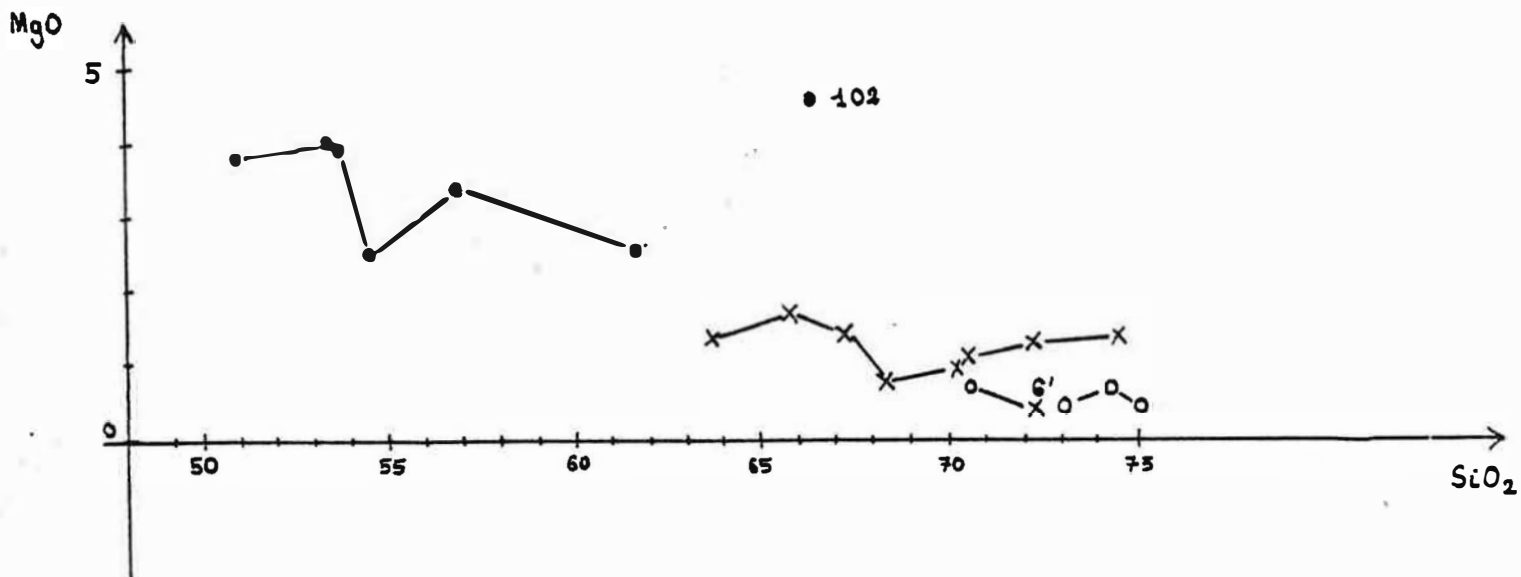
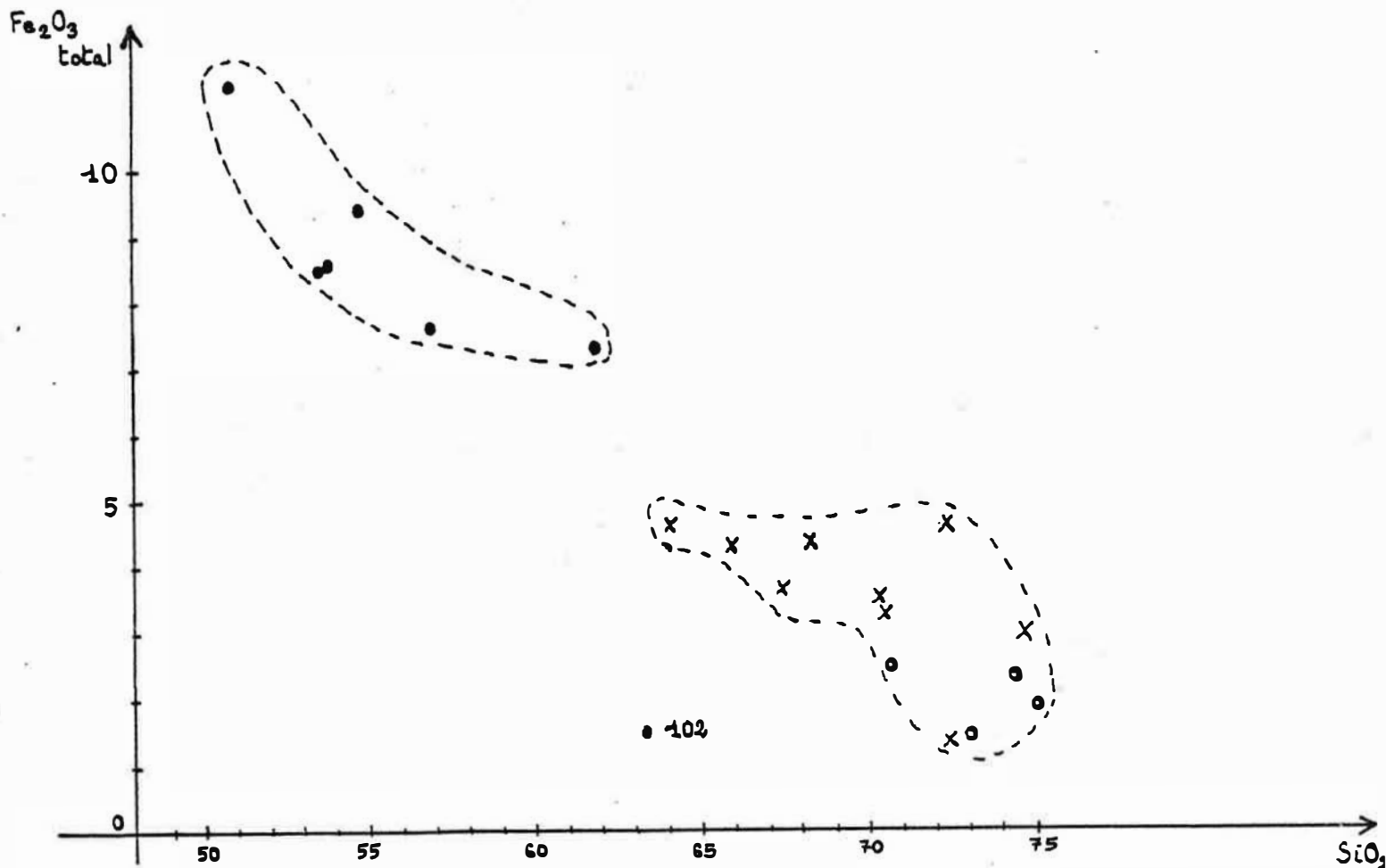


Fig. 62: projection des roches éruptives du Lys Caillaouas dans les diagrammes $[\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total: SiO}_2]$ et $[\text{MgO: SiO}_2]$

c) diagrammes $[CaO:SiO_2]$, $[Na_2O:SiO_2]$ et $[K_2O:SiO_2]$

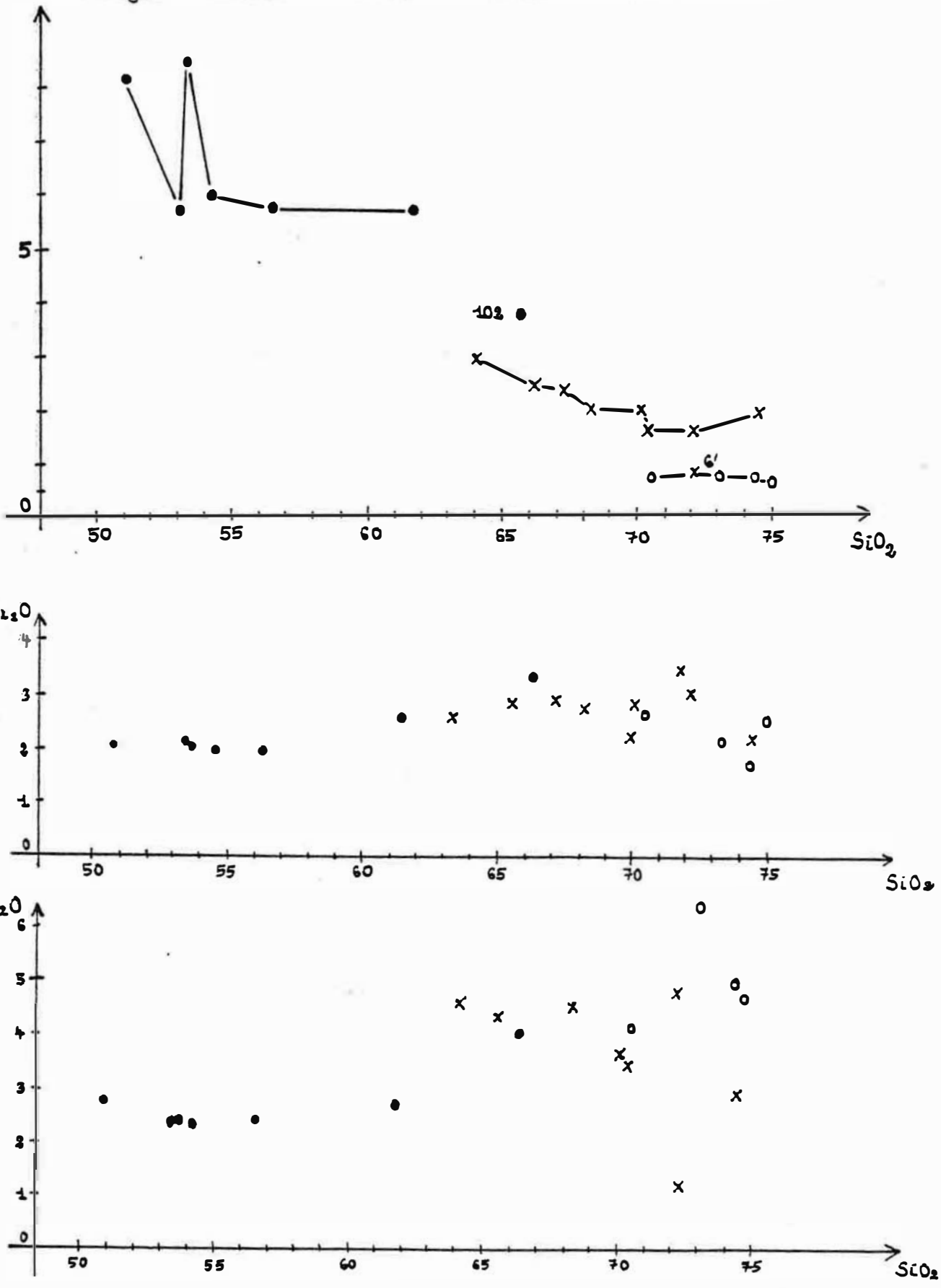


Fig. 63: projection des roches éruptives du Lys Caillaouas dans les diagrammes $[CaO:SiO_2]$, $[Na_2O:SiO_2]$ et $[K_2O:SiO_2]$

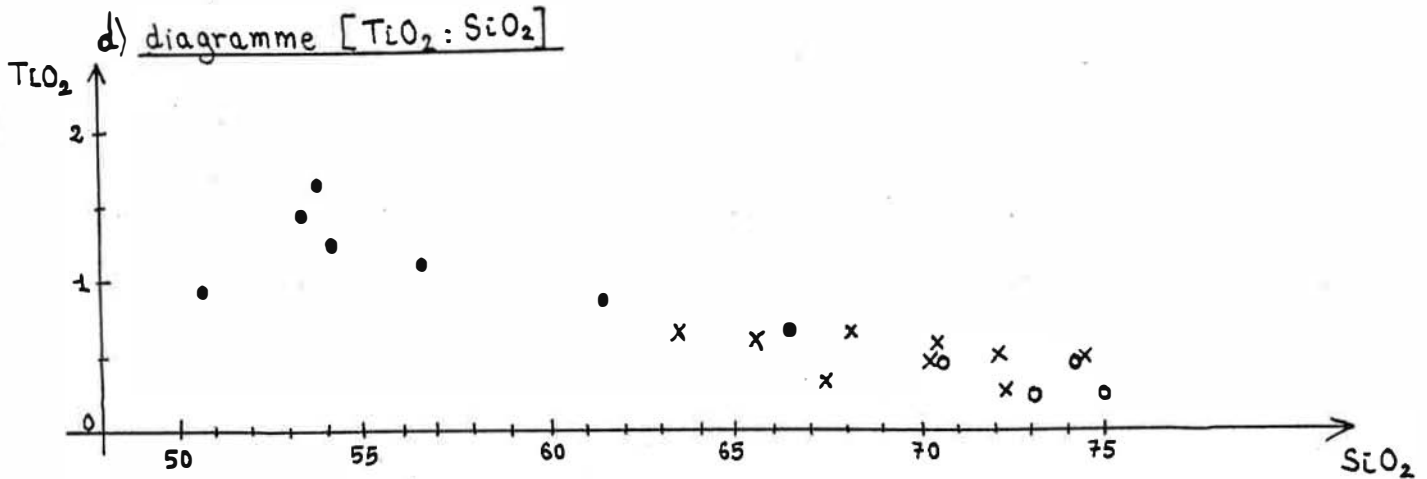


Fig. 64. Projection des roches éruptives du Lys Caillaouas dans le diagramme [TiO₂ : SiO₂].

e) Commentaire et conclusion

Le diagramme [Al₂O₃ : SiO₂] montre une décroissance continue de la teneur en Al₂O₃ au fur et à mesure que celle en SiO₂ augmente.

Le diagramme [Fe₂O₃ total : SiO₂] permet de distinguer nettement deux groupes : celui des roches basiques et celui des granitoïdes. Noter la position particulière de la granodiorite à GCF n° 102.

Le diagramme [MgO : SiO₂] permet une distinction aisée entre trois groupes : celui des roches basiques, où la teneur en MgO varie entre 2 et 4 % ; celui des granites à GCF, où cette teneur oscille autour de 1 % ; et celui des granites pauvres en GCF et des granites à grain fin et à muscovite où elle oscille autour de 0,5 %. La granodiorite à GCF n° 102 et le granite à GCF n° 6' se singularisent dans ce diagramme.

Le diagramme [CaO : SiO₂] met en évidence les trois mêmes groupes dans les roches éruptives du Lys Caillaouas. Là aussi, les analyses n° 102 et n° 6 occupent des positions particulières.

D'après le diagramme [Na₂O : SiO₂], la teneur en Na₂O varie peu en fonction de SiO₂.

La teneur en K₂O augmente légèrement avec celle en SiO₂.

La teneur en TiO₂ diminue avec SiO₂.

D'après les diagrammes [Al₂O₃ : SiO₂], [Na₂O : SiO₂], [K₂O : SiO₂] et [TiO₂ : SiO₂], les roches éruptives du Lys Caillaouas semblent appartenir à une même lignée éruptive. Et les diagrammes [MgO : SiO₂] et [CaO : SiO₂] permettent de les classer selon les trois groupes qui ont été indiqués au début du paragraphe.

2. Paramètres de Niggli et diagramme de de la Roche (1979)

a) Paramètres de Niggli et valeurs de R_1 et R_2 des roches du complexe basique

L'analyse n° 20 est éliminée du fait de son mauvais bouclage.

	38	41	81t	81g	52	102
Si	159,0	187,5	213,5	135,2	168,6	275,2
Al	34,0	33,5	38,8	28,6	36,4	33,8
fm	37,1	34,9	31,0	38,1	33,1	30,5
c	18,2	20,6	20,7	23,1	19,9	14,7
alk	10,7	11,0	14,5	10,2	10,6	21,0
K	0,43	0,44	0,43	0,47	0,46	0,45
mg	0,48	0,45	0,38	0,40	0,34	0,84
R_1	2004	2350	2376	1674	2106	2267
R_2	1194	1122	1041	1418	1154	930

Tableau n° 33 : paramètres de Niggli,
 R_1 et R_2 des roches
du complexe basique.

b) Paramètres de Niggli et valeurs de R_1 et R_2 des granites à GCF

	13	6'	15'	17'	24'	26'	29'	34'	11
Si	322,9	371,3	411,6	416,1	353,3	281,5	309,4	338,1	271,5
Al	41,5	43,8	43,0	40,2	46,1	42,2	42,3	43,6	41,4
Fm	22,5	21,0	15,6	23,1	22,1	24,8	22,6	21,0	22,3
C	10,2	4,9	10,9	12,6	9,2	10,5	11,9	10,4	13,3
Alk	25,8	30,3	24,5	24,1	22,6	22,5	23,2	25,0	23,0
K	0,52	0,51	0,21	0,46	0,48	0,54	0,48	0,46	0,53
Mg	0,28	0,15	0,60	0,43	0,41	0,41	0,40	0,34	0,34
R_1	2421	2532	3187	3294	2943	2330	2517	2717	2142
R_2	553	400	533	525	549	654	629	568	695

Tableau n° 34 : paramètres de Niggli , R_1 et R_2 des granites à GCF.

c) Paramètres de Niggli et valeurs de R_1 et R_2 des granites pauvres en GCF et des granites à grain fin et à muscovite

	105	2	35	26'
Si	399,7	460,2	427,4	410,5
Al	47,5	46,1	45,8	48,2
Fm	17,5	17,5	17,4	10,8
C	5,4	5,9	4,8	5,4
Alk	29,6	30,5	32,0	35,2
K	0,52	0,65	0,53	0,66
Mg	0,34	0,32	0,20	0,31
R_1	2716	3074	2856	2448
R_2	411	374	372	402

Tableau n° 35 : paramètres de Niggli, R_1 et R_2 des granites pauvres en GCF et des granites à grain fin et à muscovite.

d) Commentaire sur les paramètres de Niggli

Les paramètres de Niggli mettent à nouveau en évidence les trois groupements précédemment définis :

- 1°) Roches du complexe basique
- 2°) Granites à GCF
- 3°) Granites pauvres en GCF et granites à grain fin et à muscovite.

Ces trois groupements correspondent à des valeurs croissantes. Dans chaque groupement, les valeurs de Al, Fm, C et Alk restent sensiblement les mêmes. L'analyse n° 102, qui correspond à la granodiorite à GCF, prend une position intermédiaire entre les deux premiers groupements. L'analyse n° 6' se place nettement dans le troisième groupe, même si le CRPG la donne pour un granite à GCF.

Dans le premier groupement, l'augmentation de Si s'accompagne d'une légère augmentation de al et alk et d'une légère diminution de Fm et C. Le passage du premier groupement au second groupement correspond à une nette augmentation de Al et Alk et à une diminution de Fm et C. Le passage du second groupement au troisième se marque par une augmentation de Alk et une diminution de C, Al et Fm restant pratiquement inchangés.

Le diagramme [al : alk : c + fm] de la figure 65 met remarquablement bien en évidence les trois groupements. Par ailleurs, il donne à penser qu'il s'agit d'une même lignée éruptive : celle-ci est symbolisée dans le diagramme par la flèche curviligne.

e) Variables R_1 et R_2 de la Roche (1979)

Les variables multicationiques (cations pour 100 g) de de la Roche :

$$R_1 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R_2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$$

mettent en évidence les mêmes caractères, mais d'une façon plus nette (cf. fig. 66). Les trois groupements d'analyses correspondent respectivement à des diorites (avec les extrêmes constitués par le gabbro dioritique 81 g et la tonalite 81 t), à des granodiorites et à des granites. La droite d'évolution donne à penser qu'il s'agit d'une lignée calco-alkaline.

Les groupements sont caractérisés par des valeurs très différentes de R_2 et des valeurs de R_1 qui se chevauchent plus ou moins légèrement. L'augmentation de Si s'accompagne d'une diminution de Ca et de Mg.

On observe une évolution dans chacun des groupements mis en évidence.

Lorsque dans le groupement des diorites R_1 augmente par augmentation de Si et R_2 diminue faiblement par diminution de Ca et de Mg : c'est le pourcentage d'amphibole qui dirige l'évolution.

Dans le groupement des granodiorites, la diminution de Na et de K accompagne l'augmentation de Si ; et en même temps que Ca et Al diminuent, Mg reste sensiblement constant : dans ce cas, c'est le pourcentage de feldspath qui commande.

Dans le groupement des granites, l'augmentation de R_1 dépend à la fois de l'augmentation de Si et de la diminution de Na et de K. En revanche, Mg et C sont assez stables et il y a une faible diminution de R_2 dirigée par Al.

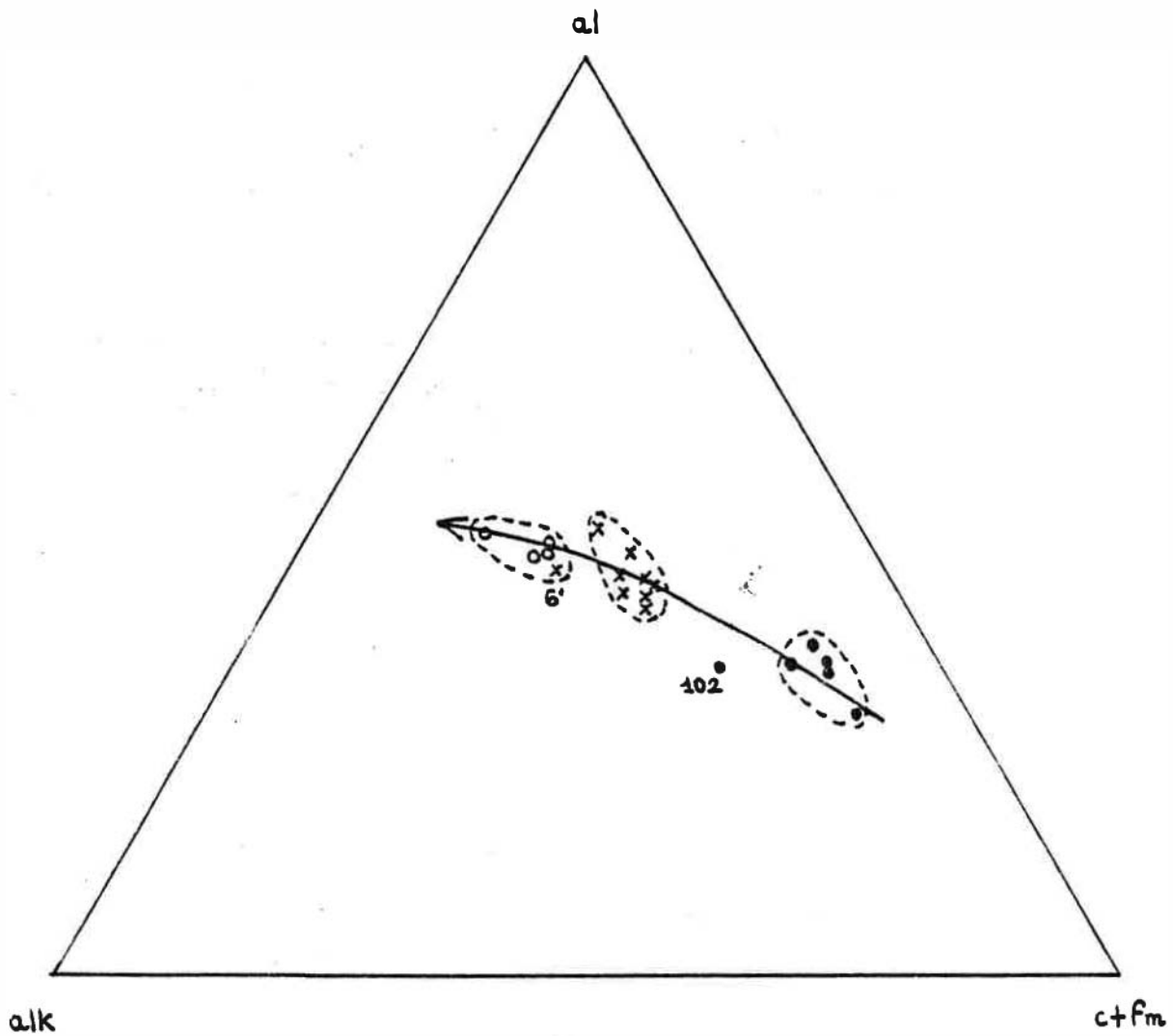


Fig. 65: diagramme [al: alk: ctfm] des roches éruptives du
-70 Caillaouas

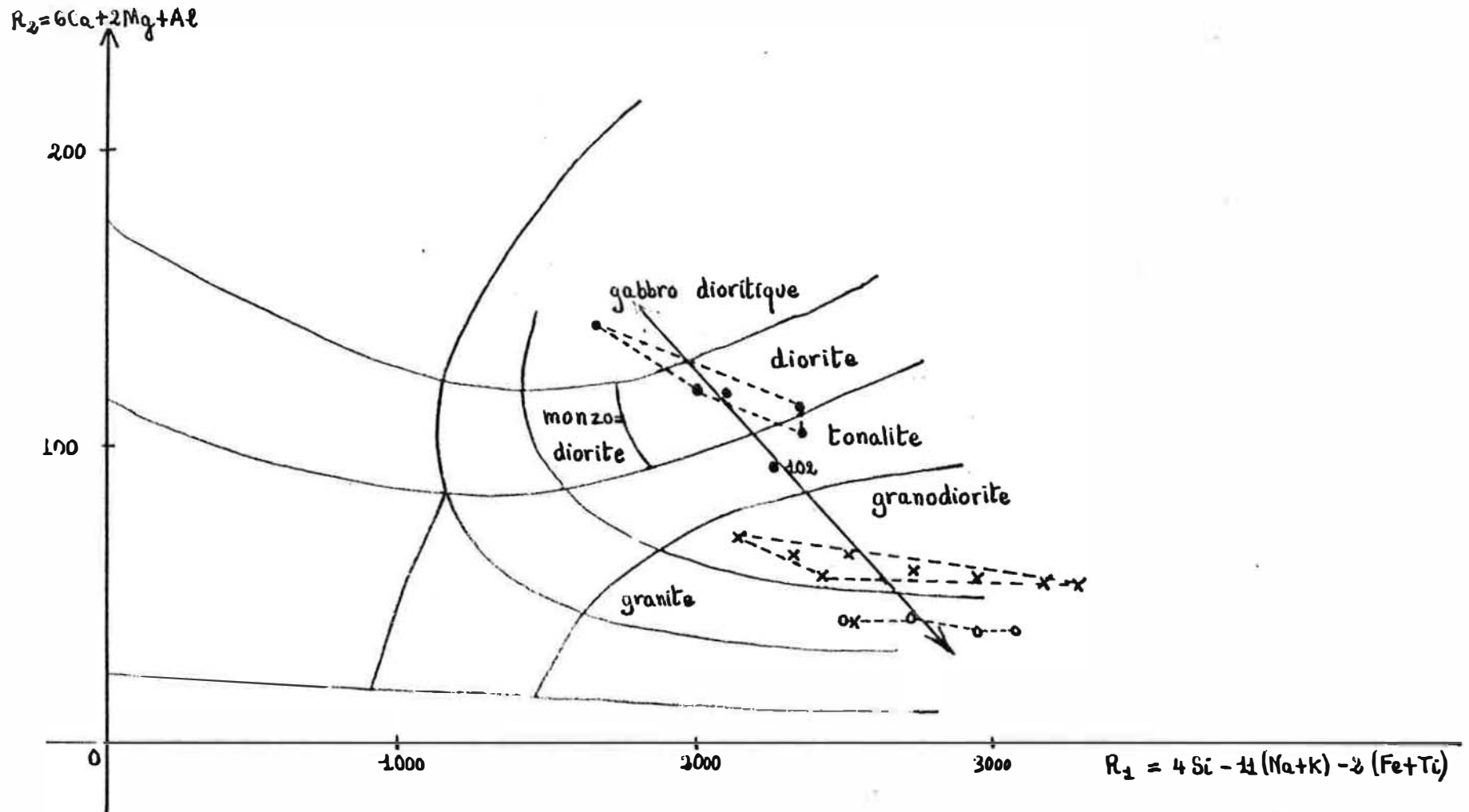


Fig. 66: diagramme R_1-R_2 des roches éruptives du Lys Caillaouas

f) Conclusion

Trois groupes s'individualisent sur le plan chimique : les diorites, les granodiorites et les granites. Les courbes d'évolution indiquent une tendance calco-alcaline. Il est donc possible d'envisager une origine commune des trois magmas. Mais cette évolution est discontinue : le passage des diorites aux granites implique un enrichissement brusque en Si et surtout en K avec une diminution brusque en Mg et en Ca et une diminution plus progressive de Fe. En revanche, chacun des magmas semble avoir suivi ensuite une évolution indépendante.

B] Caractère calco-alcalin de la lignée du Lys-Caillaouas

1) Méthode de travail

Les bilans géochimiques du chapitre 7 montrent que dans le cas du granite à GCF du Lys Caillaouas les constituants SiO_2 , MgO et FeO total sont totalement inertes, les constituants Al_2O_3 , Na_2O et TiO_2 peu mobiles et les constituants CaO et K_2O très mobiles. Fonteilles (1976) arrive à la conclusion que dans le massif de l'Agly Al_2O_3 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO et TiO_2 sont toujours entièrement inertes, alors que CaO , Na_2O , K_2O et SiO_2 peuvent être mobiles. Dans la mesure où le travail de Fonteilles sur l'Agly repose sur bien plus de données que le mien dans le Lys-Caillaouas, c'est cette deuxième classification qui va être prise en compte. On remarque cependant qu'elle recoupe largement celle obtenue au chapitre 7. L'objectif des pages qui suivent est donc de déterminer la nature géochimique de la lignée du Lys Caillaouas, et ceci en faisant exclusivement appel aux quatre constituants Fe_2O_3 total, MgO , Al_2O_3 et TiO_2 .

On dispose de 23 analyses chimiques des roches éruptives de la vallée du Portillon. Avant de les utiliser dans des diagrammes destinés à discriminer les lignées, il faut savoir quelles sont celles qui sont représentatives de liquides silicatés se déduisant les uns des autres par cristallisation fractionnée. Les analyses 38, 20, 41 et 52 sont manifestement dans ce cas, pour ce qui est du complexe basique. Le lecteur verra que l'analyse 42 s'intègre remarquablement bien dans la lignée du Lys Caillaouas : le cumulat dioritique qu'elle représente ne peut donc être interprété comme un phénomène de ségrégation gravitative (cf chapitre 10). L'étude de la cristallisation du complexe basique montrera qu'il convient de considérer que les échantillons 81t et 81g proviennent de la cristallisation d'un même liquide : dans la mesure où à l'affleurement on observe deux tiers de tonalite et un tiers de gabbro à amphibole, on a établi une analyse 81 en prenant les deux tiers des oxydes de 81t et le tiers des oxydes de 81g. L'analyse 59 correspond au type à longues aiguilles d'amphibole : les conditions d'affleurement de cette roche excluent qu'elle puisse correspondre à un stade de la différenciation magmatique. Quant à l'analyse 102, on verra qu'elle ne peut s'expliquer par un phénomène de contamination. Les analyses du granite à GCF et du granite à grain fin et à muscovite correspondent manifestement à des liquides ayant existé ; j'ai cependant exclu l'analyse 35' car l'aplite de contact peut avoir subi l'influence de son encaissant schisteux. Il reste en conséquence les analyses suivantes :

- complexe basique : 38, 20, 41, 42, 81 et 52
- granite à GCF : 13, 6', 15', 17', 24', 26', 29', 34', 11
- granite à grain fin et muscovite : 105, 2.

2) diagramme (Fe_2O_3 total: MgO)

La projection des 19 analyses dans le diagramme (Fe_2O_3 total: MgO) est donnée en fig. 67.

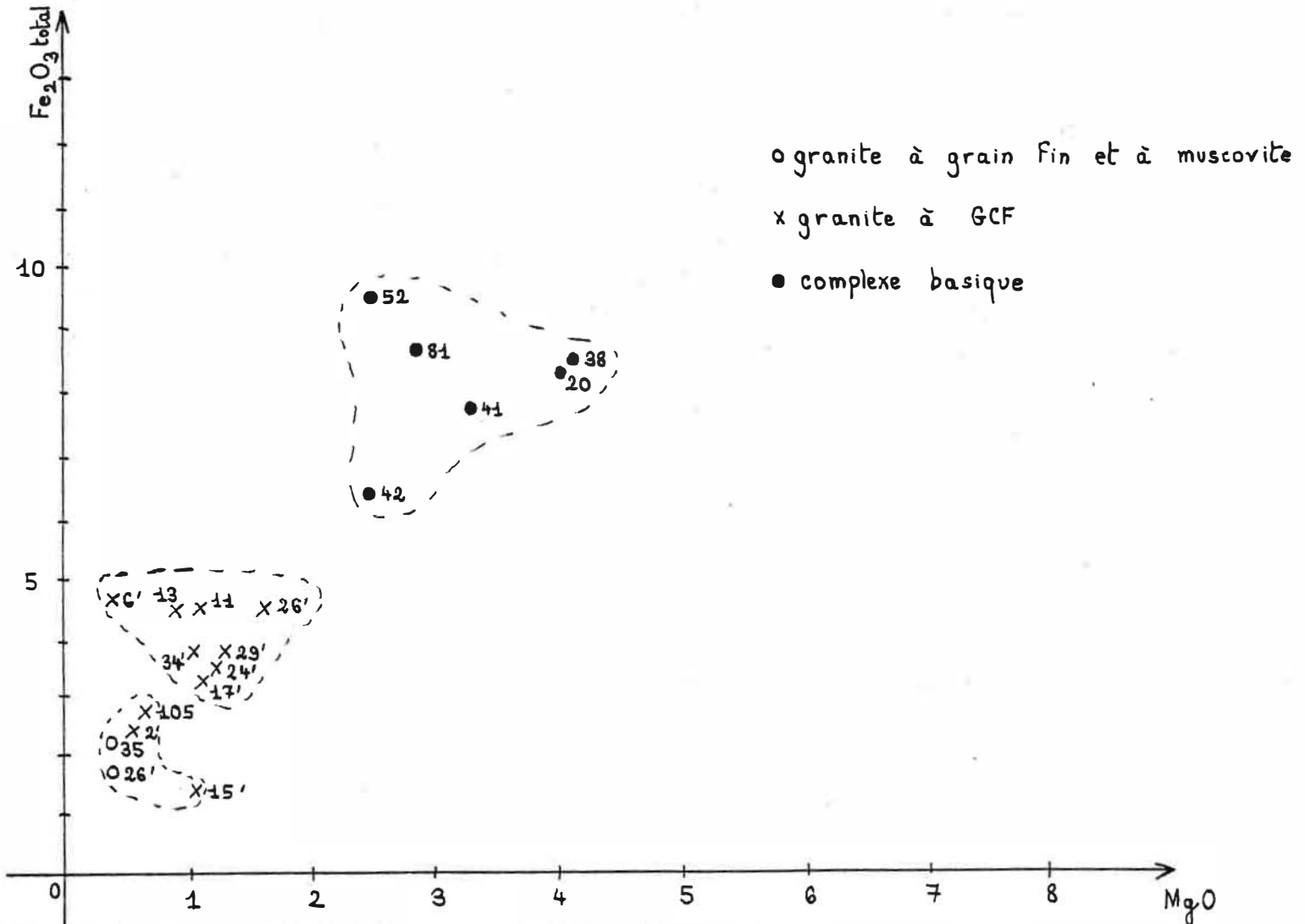
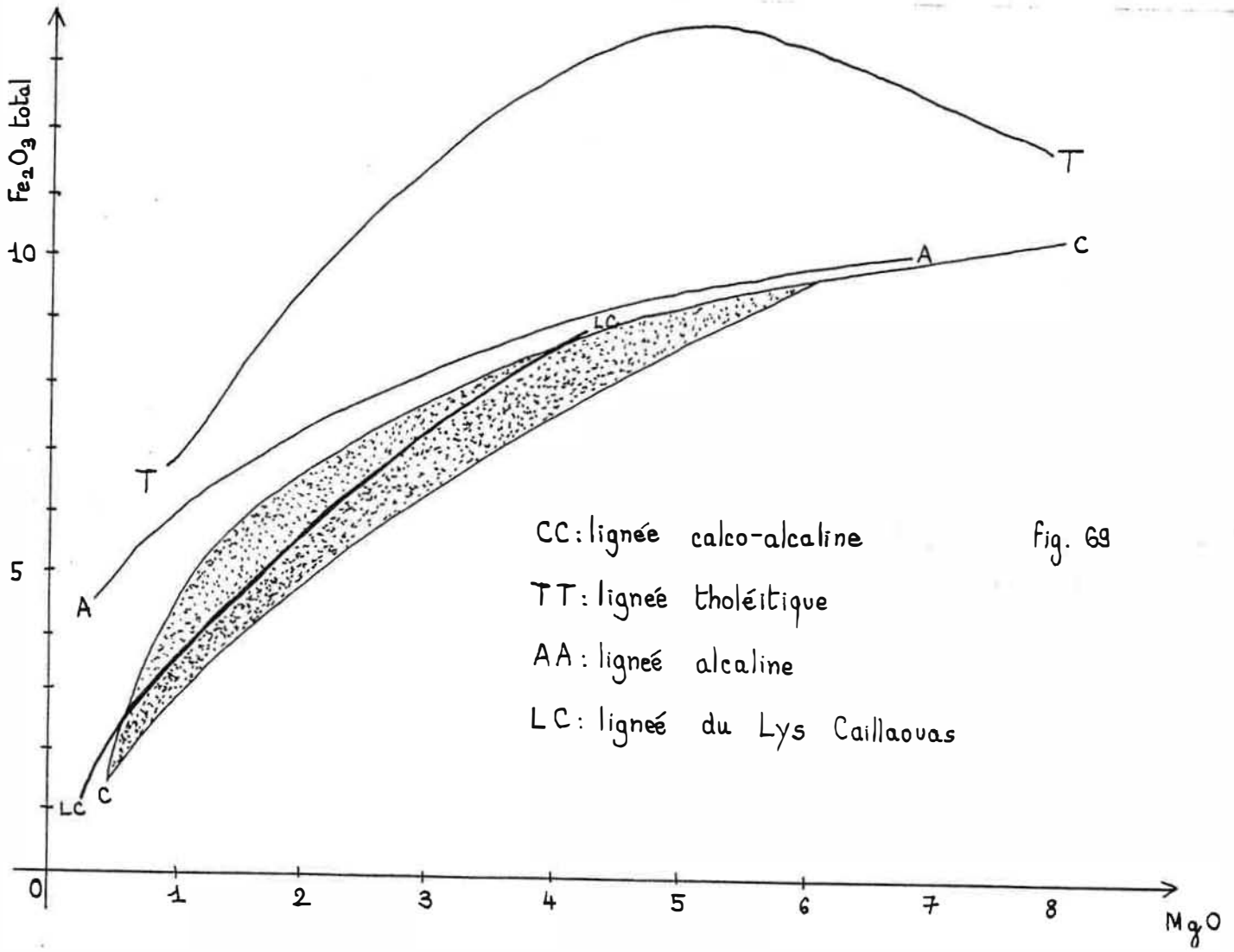
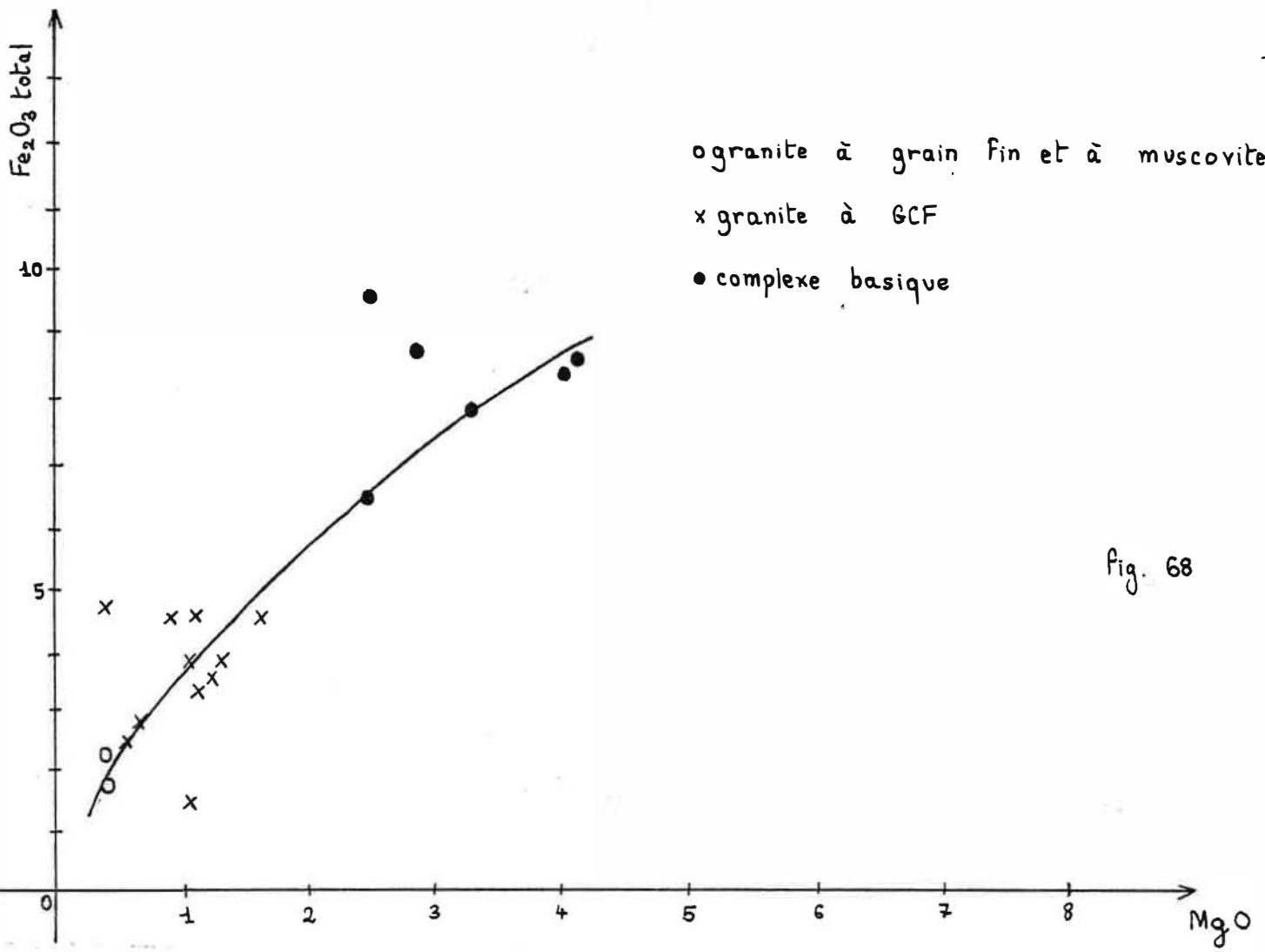


Fig. 67 : diagramme (Fe_2O_3 total : MgO) des roches éruptives du Lys Caillaouas.

On peut là aussi classer les points représentatifs en trois groupements, qui recoupent en grande partie les précédents. Le groupement le plus ferromagnésien contient toutes les analyses du complexe basique. Le groupement intermédiaire se compose des analyses chimiques du granite à GCF sensu stricto, à l'exception de l'analyse 15', qui décidément est bien particulière. On retrouve dans le groupement le moins ferromagnésien les analyses du granite à grain fin et muscovite, celles du faciès pauvre en GCF et celle de l'échantillon 15'. N'ayant jamais vu ni l'emplacement où a été pris l'échantillon 15', ni la roche elle-même, il m'est difficile de juger si c'est une erreur d'analyse qui explique sa composition particulière ou s'il s'agit d'un autre faciès spécial du granite à GCF. Par



ailleurs, il se confirme que le faciès pauvre en GCF occupe une position intermédiaire entre le granite à GCF sensu stricto et le granite à grain fin et à muscovite. La fig. 68 montre l'allure de la lignée du Lys Caillaouas dans le diagramme (Fe_2O_3 total : MgO) et le fig. 69 sa position par rapport aux lignées de référence du Japon. On constate que la lignée du Lys Caillaouas est presque entièrement située à l'intérieur du domaine des roches calco-alcalines. Il n'empêche que les échantillons 81 et 52 continuent à poser problème par leur richesse particulièrement élevée en Fe_2O_3 total, qui les rapproche de la lignée tholéitique.

3) diagramme (Al_2O_3 : Fe_2O_3 total : MgO)

La fig. représente l'application du diagramme (Al_2O_3 : Fe_2O_3 : total MgO) aux analyses chimiques qui viennent d'être retenues.

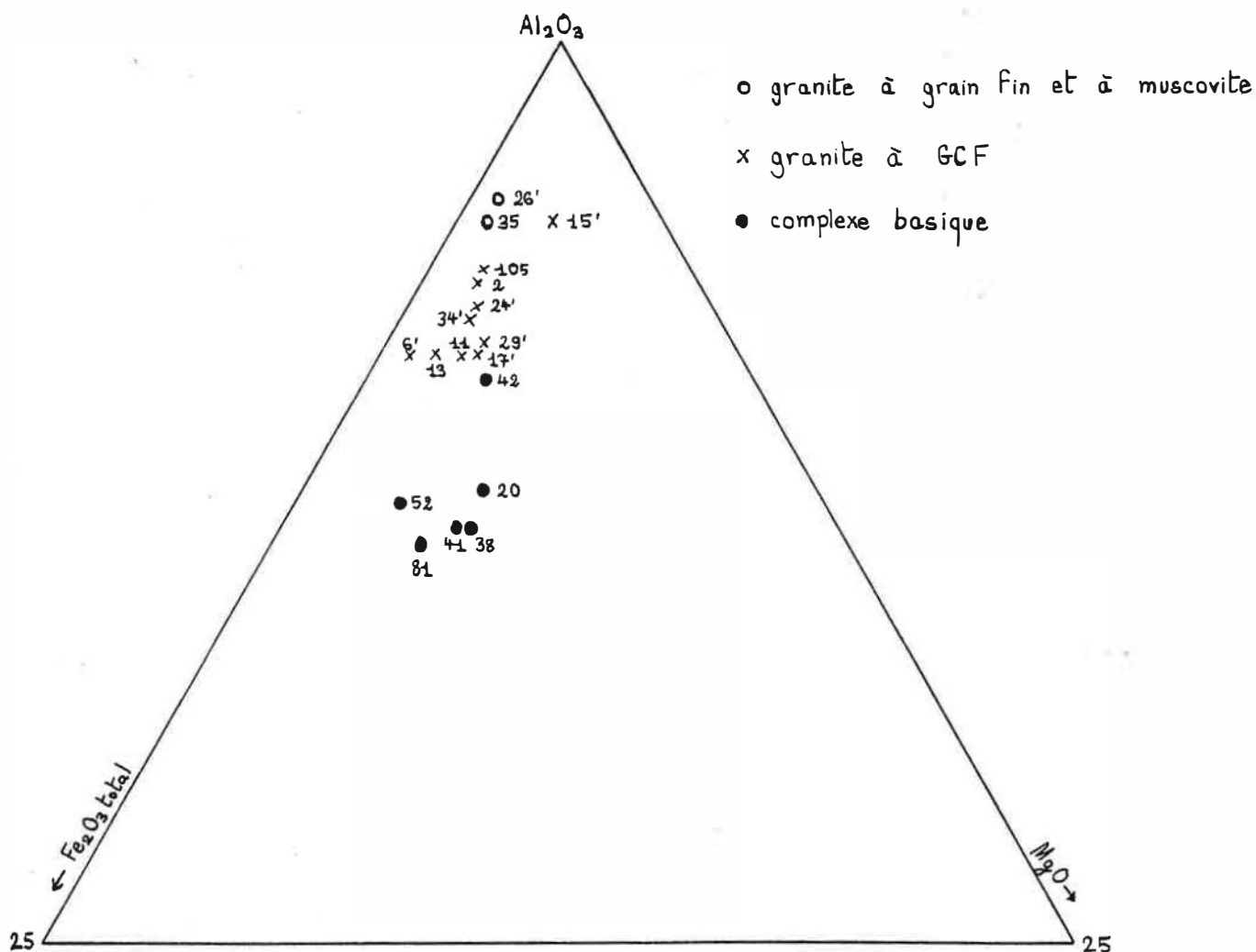


Fig. 70 : diagramme (Al_2O_3 : Fe_2O_3 total : MgO) des roches éruptives du Lys-Caillaouas.

On observe trois groupements de points dont les barycentres sont pratiquement alignés. Le premier, le plus ferromagnésien, se compose de quatre des cinq liquides silicatés du complexe basique. Dans le second, on rencontre dix des onze analyses du granite à GCF et l'analyse du cumulat dioritique. Le troisième groupement contient les analyses du granite à grain fin et à muscovite et une analyse du granite à GCF, 15'. Il est à noter que les analyses 2 et 105 du granite pauvre en GCF occupent une position intermédiaire entre le groupe du granite à GCF et celui du granite à grain fin et à

muscovite : le chimisme de ce faciès est plus alumineux et moins ferromagnésien que celui des faciès à GCF. Ainsi la quasi-absence de GCF ne s'explique sans doute pas uniquement par des conditions différentes de cristallisation, mais aussi par une modification du chimisme. La fig. 71 donne la lignée qui peut se déduire de l'alignement des barycentres qui vient d'être indiqué.

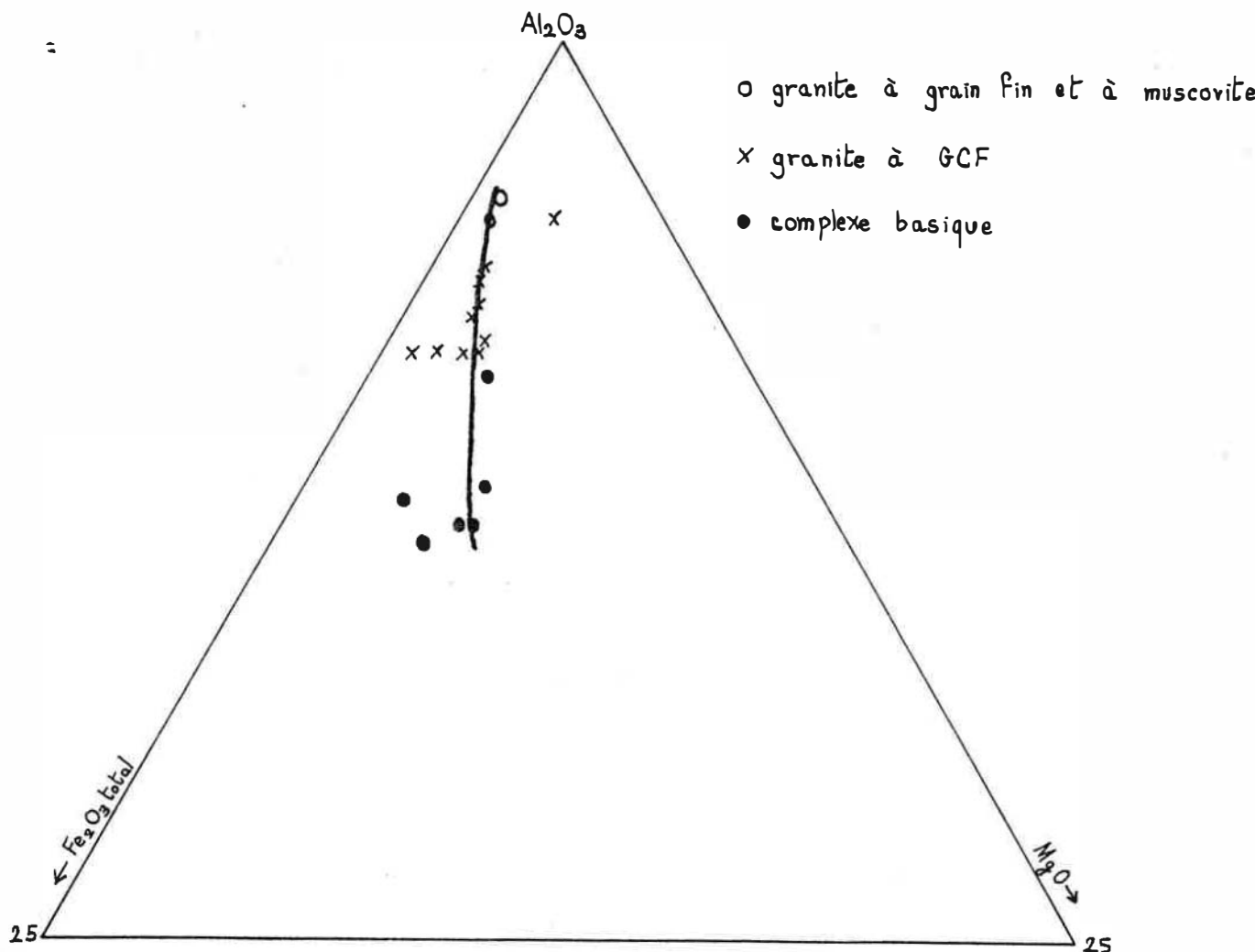


Fig. 71 : lignée du Lys-Caillouas dans le diagramme (Al₂O₃ : Fe₂O₃ total : MgO)

Sur les dix-neuf analyses projetées, il n'y en a que cinq qui soient notablement éloignées de la lignée, les analyses 6', 13 et 15' du granite à GCF et les analyses 52 et 81 du complexe basique. La lignée est caractérisée par un enrichissement en alumine assez rapide et par une lente diminution du

rapport $\frac{\text{MgO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total}}$. La fig. 72 permet de situer la lignée du Lys-Caillouas parmi les lignées japonaises de référence dans le même diagramme.

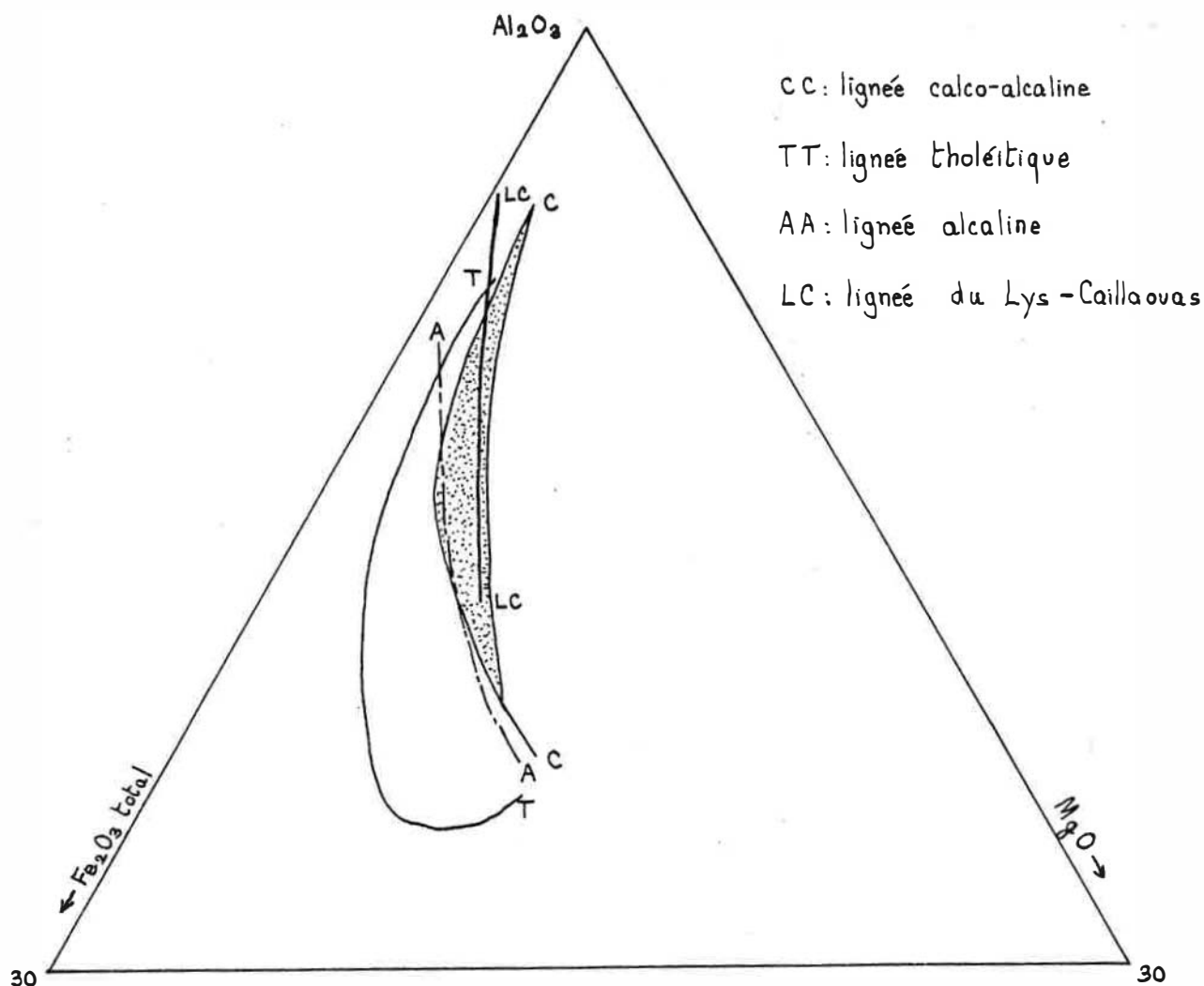


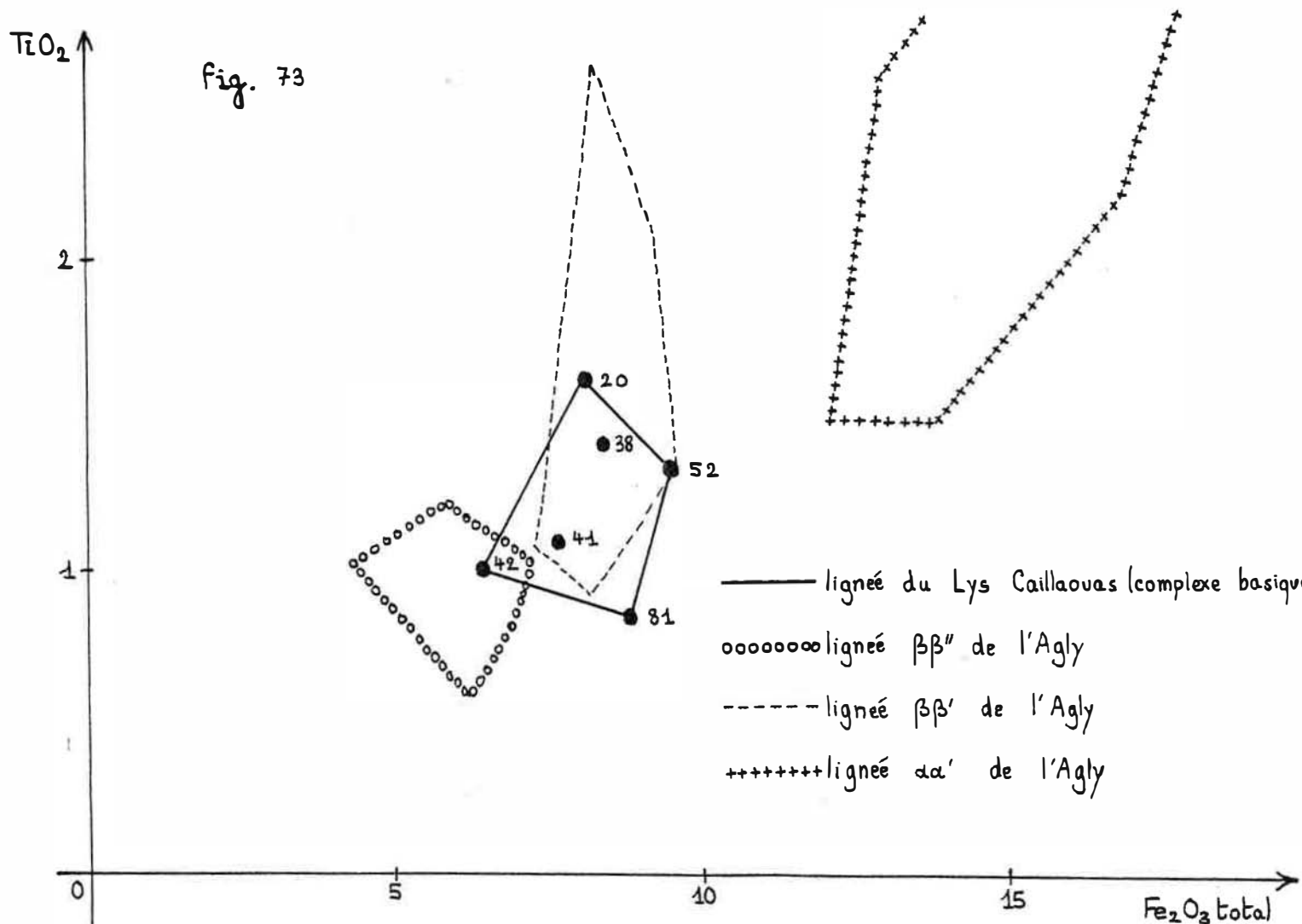
Fig. 72 : position de la lignée du Lys-Caillaouas parmi les lignées japonaises de référence.

On voit que la lignée du Lys-Caillaouas se trouve presque entièrement dans le domaine de compositions calco-alcalines. En revanche, les analyses 81 et 52 auraient tendance à se trouver au niveau de la lignée alcaline. Cependant, Fontailles (1968) a montré que les roches basiques d'une lignée alcaline avaient toujours des teneurs en TiO_2 supérieures à 1,75 % ; or l'échantillon 52 contient 1,3 % de TiO_2 et la roche fictive 81 0,8 % : il est donc exclu que 81 et 52 appartiennent à une lignée alcaline secondaire.

L'examen du diagramme (Al_2O_3 : Fe_2O_3 total : MgO) permet donc de penser que la lignée du Lys-Caillaouas est une lignée calco-alcaline.

4) Diagramme (TiO₂ : Fe₂O₃ total)

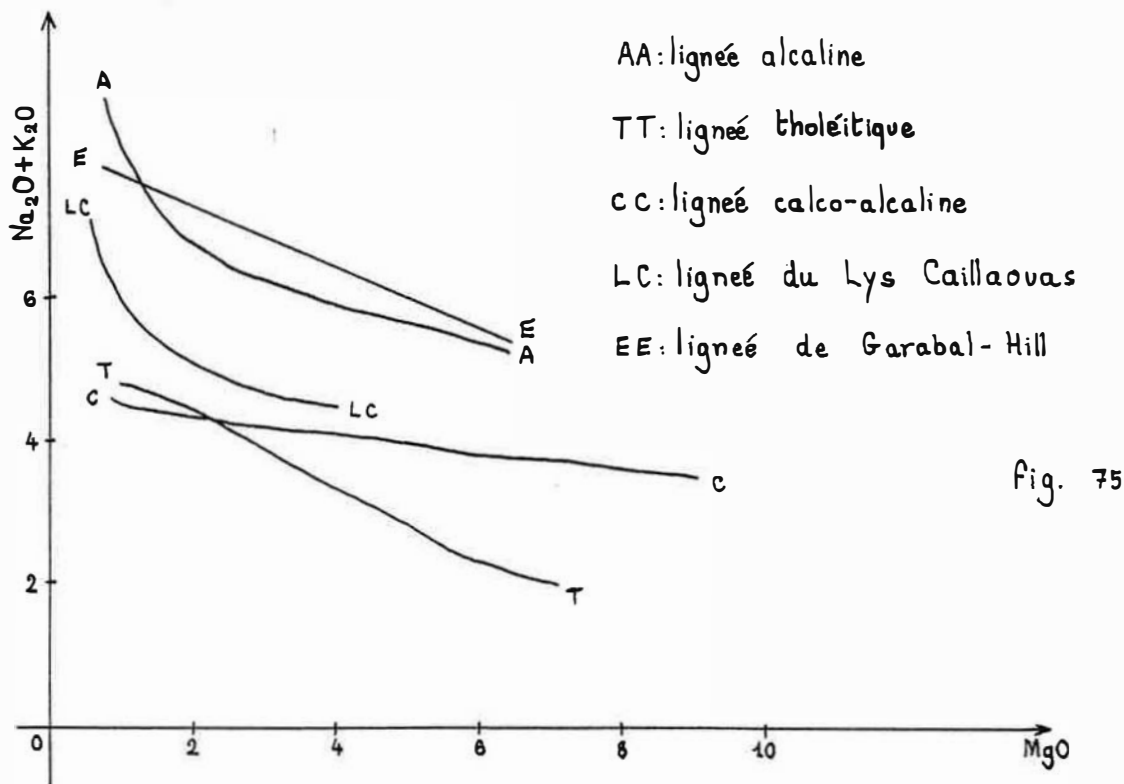
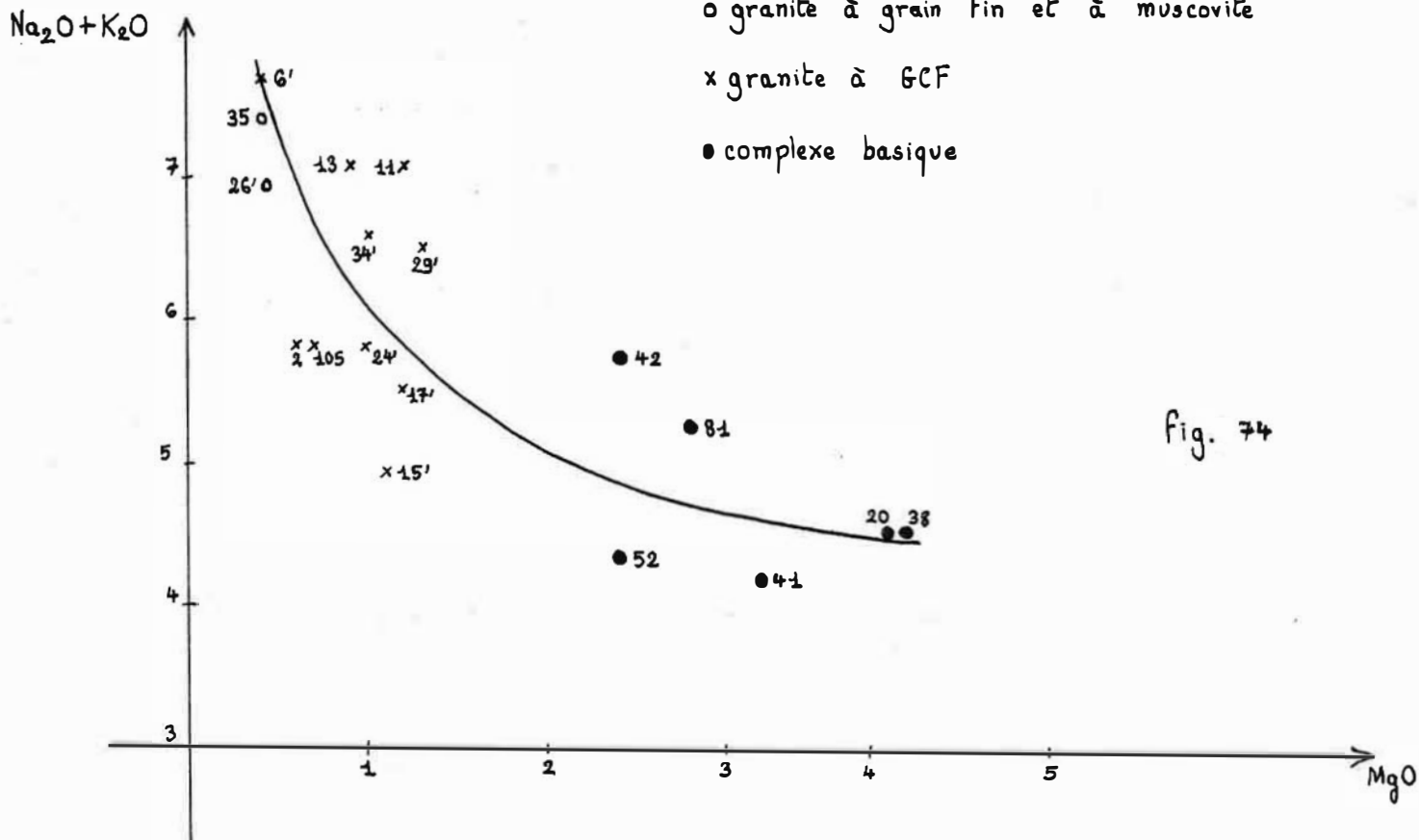
Un nouvel argument en faveur du caractère calco-alcalin de la lignée éruptive du Lys Caillaouas est fourni par la comparaison de celle-ci avec les lignées que Fonteilles (1976) a mises en évidence dans les roches basiques de l'Agly. Cet auteur a discriminé fondamentalement trois lignées dans cette région : une lignée tholéitique représentée par les



amphibolites en intercalations dans les gneiss de Belesta et la partie supérieure des gneiss de Caramany et deux lignées calco-alcalines composées de roches basiques englobées dans le granite de Saint-Arnac. La fig. représente les groupements de points des roches basiques du Lys Caillaouas, de la lignée tholéitique $\alpha\alpha'$ et des lignes calco-alcalines $\beta\beta'$ et $\beta\beta''$ du massif de l'Agly. On voit que la lignée du Lys Caillaouas occupe une position intermédiaire entre les deux lignées calco-alcalines de l'Agly: l'affinité est cependant plus grande avec la lignée $\beta\beta'$.

5) diagramme ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{MgO}$)

Le but de ce diagramme n'est pas de montrer que la lignée éruptive du Lys-Caillaouas est une lignée calco-alcaline -ceci est maintenant établi- mais de regarder le comportement des alcalins. La fig. 74 permet de déterminer la tendance de la lignée du Lys-Caillaouas dans le diagramme ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{MgO}$) et la fig. 75 situe cette lignée parmi les lignées de référence du Japon et celle moins connue de Garabal-Hill en Ecosse. La série de Garabal-Hill est calco-alcaline et va des roches basiques au granite. On constate que les roches du Lys Caillaouas contiennent de 0,5 g à 2,5 g de Na_2O et de K_2O de plus que la série calco-alcaline japonaise : le décalage augmente avec la diminution de la teneur en magnésie. Or j'ai trouvé dans le chapitre 7 que les transformations à l'état solide augmentaient la teneur globale en $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de 0,9 g dans le cas du faciès à chlorite du granite à GCF et de 0,8 g dans le cas du faciès à chlorite du granite à GCF. Pour des teneurs en magnésie correspondant à ce granite, on trouve un décalage de l'ordre de 1,5 g, soit le double. On ne peut donc expliquer ce décalage uniquement par l'action des fluides postmagmatiques. Il est probable qu'originellement la série du Lys Caillaouas était plus riche en alcalins que la série japonaise calco-alcaline. On remarque d'ailleurs que la lignée de Garabal-Hill, elle aussi calco-alcaline, présente encore un plus grand décalage avec la série japonaise prise comme référence.



CHAPITRE 10

CRISTALLISATION DU COMPLEXE BASIQUE

Ce chapitre est consacré à la cristallisation des différents types de roches rencontrés dans le complexe basique. Dans un premier temps, on expliquera pour quelles raisons il vaut mieux invoquer la cristallisation in situ plutôt que la différenciation gravitative pour décrire la formation des différents types rocheux du complexe. Puis on esquissera la manière dont les trois formations distinguées dans le complexe ont pu cristalliser.

A. CRISTALLISATION IN SITU OU DIFFÉRENCIATION GRAVITATIVE

La cristallisation des complexes basiques peut être considérée de deux points de vue radicalement différents. Dans l'un, les cristaux germent et croissent principalement sous le toit puis vont s'accumuler par gravité ou transport par des courants sur le plancher de l'intrusion. Dans l'autre, les cristaux germent et croissent in situ, au fur et à mesure qu'avance le front de solidification. Le célèbre complexe tholéitique du Skaengård (Groenland) a donné lieu aux deux interprétations : Wager et Brown (1968) le donnent comme exemple typique de la différenciation gravitative, alors que Mc Birney et Noyes (1979) le réinterprètent à la lumière de la théorie de la cristallisation in situ.

L'étude du complexe basique de la vallée du Portillon donne à penser que la seconde théorie est plus satisfaisante. Quand on fait appel à la théorie de Wager et Brown, on commence à se heurter à une première contradiction entre le terrain et le modèle, qui a trait à la densité des minéraux et des roches. Les observations structurales montrent que la formation claire homogène constitue la partie inférieure de l'intrusion, la formation sombre homogène la partie supérieure et que la formation litée est située entre les deux précédentes. On suppose bien entendu que le complexe basique n'a été que basculé lors de l'orogénèse tertiaire ; un retournement de 180° paraît difficilement concevable. Le tableau n° 36 donne la moyenne des analyses modales des trois types rocheux les plus courants de la formation claire homogène et l'analyse modale de la diorite habituelle de la formation sombre homogène. Dans le premier cas, il y a 66 % de minéraux silicoalumineux légers et 34 % de minéraux ferromagnésiens lourds ; dans le second, les proportions respectives de ces minéraux sont 57 et 43 %.

	formation claire	formation sombre
quartz	16	2
plagioclase	50	55
phyllites	31	0
amphibole	3	43

Tableau n° 36 : analyses modales de la formation claire et de la formation sombre.

L'étude du terrain montre donc que les roches qui se sont formées dans le haut de l'intrusion ont une densité légèrement plus élevée que celles qui ont cristallisé dans le bas. Cette observation est en contradiction avec la loi de Stokes, qui est valable dans les liquides newtoniens.

L'application de cette loi donne à penser que le bas de l'intrusion devrait être plus riche en minéraux lourds que le haut, si les roches se forment par sédimentation des minéraux ; c'est pourtant le contraire qui s'observe, aussi bien autour du lac du Portillon que dans la région du Skaergård. De plus, les cumulats plagioclasiques ne s'observent que dans la formation claire ou dans le bas de la formation litée, c'est-à-dire dans la partie inférieure de l'intrusion, alors que le plagioclase a une densité plus faible que le liquide de composition gabbroïque. De la même manière, dans le Skaergård, la série litée est riche en plagioclases et se trouve dans le bas de l'intrusion.

L'utilisation de la loi de Stokes est d'ailleurs remise en cause par les expériences de Murase et Mc Birney (cf Mc Birney et Noyes, 1979), qui montrent que les liquides silicatés perdent rapidement leurs propriétés newtoniennes lors de leur cristallisation. Dès qu'ils contiennent quelques fractions de pour cent de cristaux, ils commencent à avoir un comportement élastique pour de faibles contraintes, et il faut que la contrainte excède une certaine limite d'élasticité pour que le liquide ait un comportement plastique. L'abaque de la fig. 76 permet de savoir si un cristal peut monter ou descendre dans un liquide silicaté en fonction de sa taille, de la différence entre sa densité et celle du liquide et de la limite d'élasticité du liquide.

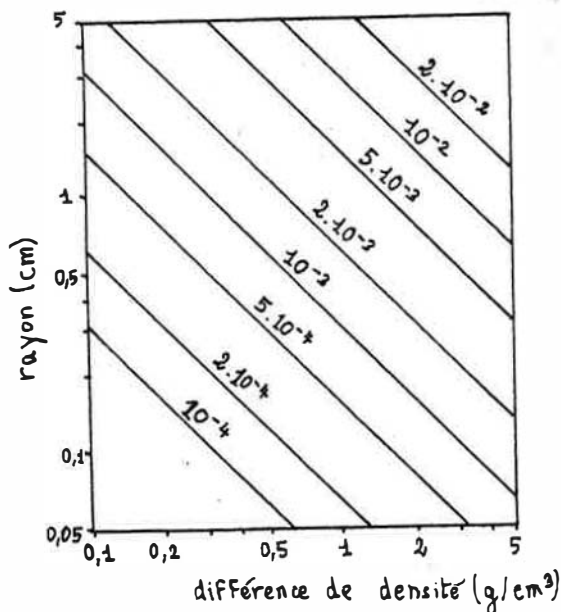


Fig. 76 : abaque donnant la limite de stabilité d'une sphère de rayon r ayant une différence de densité $\Delta\rho$ avec le liquide pour une limite élastique donnée du liquide silicaté (Mc Birney et Noyes, 1979)

les limites élastiques sont en N/cm^2

La densité d'un liquide dioritique est de l'ordre de 2,75. La densité du plagioclase varie entre 2,65 et 2,70, celle de l'amphibole entre 3 et 3,45 et celle de la biotite entre 2,70 et 3,30. D'où les différences de densité suivantes : 0,05 à 0,10 pour le plagioclase, 0,25 à 0,70 pour l'amphibole et 0 à 0,55 pour la biotite. L'étude des lames montre qu'en général les minéraux sont de taille submillimétrique, à l'exception des plagioclases plurimillimétriques observés dans les cumulats, et les hornblendes et biotites du complexe ne pouvaient être mobiles que si la limite élastique du liquide était inférieure à 10^{-4} N/cm^2 . Or, des travaux expérimentaux ont montré que pour 0,1 % de cristaux dans un magma, la limite élastique de celui-ci était de l'ordre de 10^{-3} N/cm^2 et pour 5 % de cristaux, de l'ordre de 0,005 N/cm^2 . Il est donc probable que ni les plagioclases, ni les hornblendes, ni les

biotites du complexe basique du Portillon n'ont atteint une taille suffisante pour flotter ou couler dans le liquide à partir duquel ils ont cristallisé, sinon au tout début de la cristallisation.

Certains auteurs ont tenté d'expliquer les alternances de roche acide et de roche basique par des avalanches successives de cristaux balayant le fond de la chambre magmatique, un peu de la même manière que les flyschs se forment à partir des courants de turbidité dévalant le long des talus océaniques. Le caractère dynamique de tels phénomènes donne à penser qu'en présence d'un obstacle tel qu'une enclave le dépôt de ces cristaux devrait présenter un aspect particulier. Il n'en est rien : l'alternance des couches de roche basique et de roche acide a le même aspect au contact d'une enclave de roche silurienne qu'à l'intérieur même de la formation litée. La fig. 77 montre le contact entre une enclave et la formation litée à la base du glacier du Portillon.

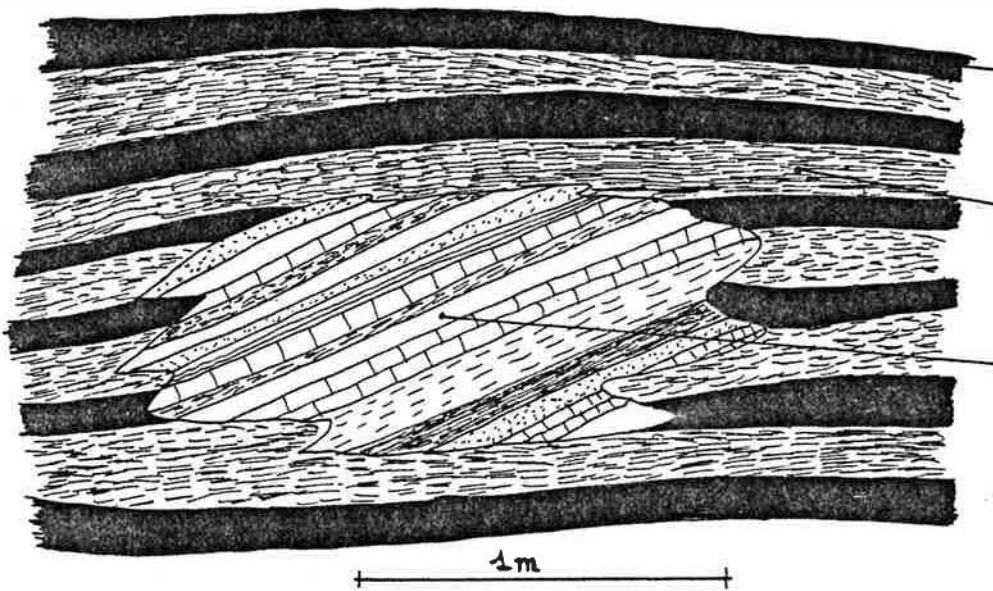


Fig. 77 : enclave gothlandienne à l'intérieur de la formation litée.

De la même manière, on a constaté que le litage magmatique ne présentait aucune particularité au voisinage des enclaves hectométriques enchassées dans la Zone Intermédiaire du complexe tholéitique du Skaergård. De plus, si l'analogie avec les courants de turbidité était valable, on serait amené à observer un granoclassement. Or, je n'ai jamais noté un tel phénomène dans la formation litée : ni la tonalite, ni le gabbro à amphibole ne sont granoclassés ; quant à leurs indices granulométriques, ils sont fort proches : 80 et 120. C'est donc en réfléchissant aux conditions de cristallisation in situ qu'on trouvera un modèle satisfaisant pour la cristallisation de la formation litée.

Les analyses chimiques les plus représentatives des liquides silicatés du complexe basique sont les analyses n° 20, 38, 41, 52 et 81. L'analyse n° 42 correspond au cumulat dioritique : ce faciès est trop rare (moins d'1 % du volume de la formation claire homogène) pour qu'il puisse être considéré comme représentatif de l'essentiel du liquide silicaté de la chambre magmatique. L'observation de la fig. 70 où les analyses chimiques en question sont projetées dans le diagramme (Al_2O_3 : Fe_2O_3 total : MgO) montre que ces liquides silicatés sont très proches les uns des autres et ne sont typiques d'aucune différenciation. On peut donc penser que les différents types rocheux de complexe basique proviennent de la cristallisation d'un unique liquide silicaté tonalitique.

Dans les pages qui suivent, on va tenter d'expliquer les différents types rocheux du complexe basique du Portillon du point de vue de la cristallisation in situ.

B. FORMATION CLAIRE HOMOGENE

On distingue quatre types de roches dans la formation claire homogène : la tonalite, la diorite quartzique, la tonalite à grands cristaux de biotite et le cumulat dioritique. Les deux premiers types sont de loin les plus répandus et leur cristallisation sera étudiée en priorité. Il faudra ensuite voir quelles particularités locales peuvent expliquer la formation des deux derniers types.

1) Cristallisation du type dominant quartzodioritique à tonalitique

a). Hypothèse d'un liquide silicaté saturé en eau

Ce paragraphe a été rédigé avec la collaboration de B. Thiri t. Nous nous référons à l'échantillon n° 20, dont l'analyse modale a montré qu'il s'agit d'une diorite quartzique. Cet échantillon ressemble beaucoup à la tonalite du Cartridge Pass, dont la fusion et la cristallisation ont été étudiées par Piwinskii (1968 b). Le tableau n° 37 permet de comparer les analyses modales de ces deux roches ; on ne comparera pas leurs analyses chimiques, car l'analyse chimique n° 20 paraît nettement douteuse (bouclage à 104,8 %).

	Portillon	Cartridge Pass
Quartz	12	13
Feldspath K	0	4
Plagioclase	59	59
Minéraux FeMg	29	24

Tableau n° 37 : comparaison des analyses modales de la tonalite du Cartridge Pass (Piwinskii, 1968b) et de la dioritique quartzique n° 20 du Portillon

La fig. 78 donne d'après Piwinski (1968b) les courbes d'apparition de la hornblende, de la biotite, du plagioclase et du quartz et le solidus de la tonalite étudiée expérimentalement aux pressions de 1, 2 et 3 Kbar ; le liquide silicaté est dans tous les cas saturé en eau.

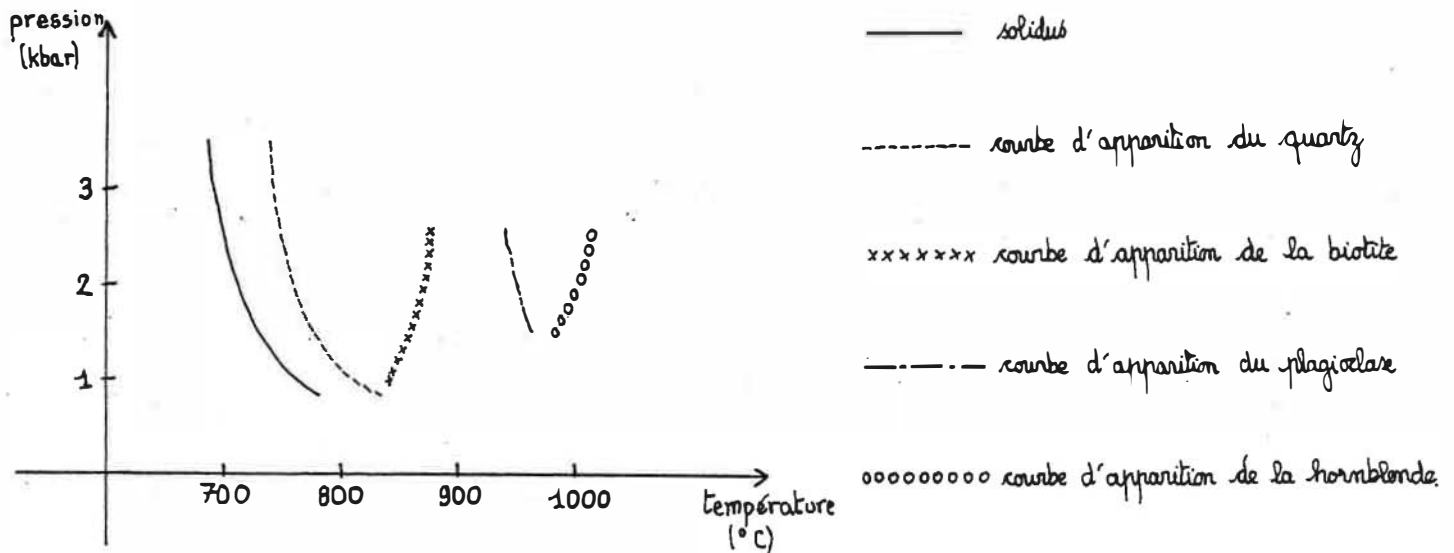


Fig. 78 : résultats de l'étude expérimentale de la tonalite du Cartridge Pass.

Il faut préciser que ces courbes correspondent à la première apparition d'un minéral donné dans la roche, la cristallisation de celui-ci se poursuivant jusqu'à ce que le solidus soit atteint. L'étude des relations d'inclusion des minéraux dans la lame n° 20 indique que le premier minéral à apparaître a été la hornblende, suivie du plagioclase, de la biotite et du quartz. On constate que pour une pression de 2kbar, ce qui est une valeur plausible dans le contexte de la vallée du Portillon, l'ordre est le même. Le travail de Piwinski permet même de préciser les températures d'apparition des minéraux, qui sont regroupées dans le tableau n° 38.

minéral	T (°C) d'apparition
hornblende	1000
plagioclase	950
biotite	870
quartz	760
solidus	710

Tableau n° 38 : températures d'apparition des différents minéraux et solidus de la diorite quartzique n° 20 dans l'hypothèse de la saturation en eau du liquide silicaté.

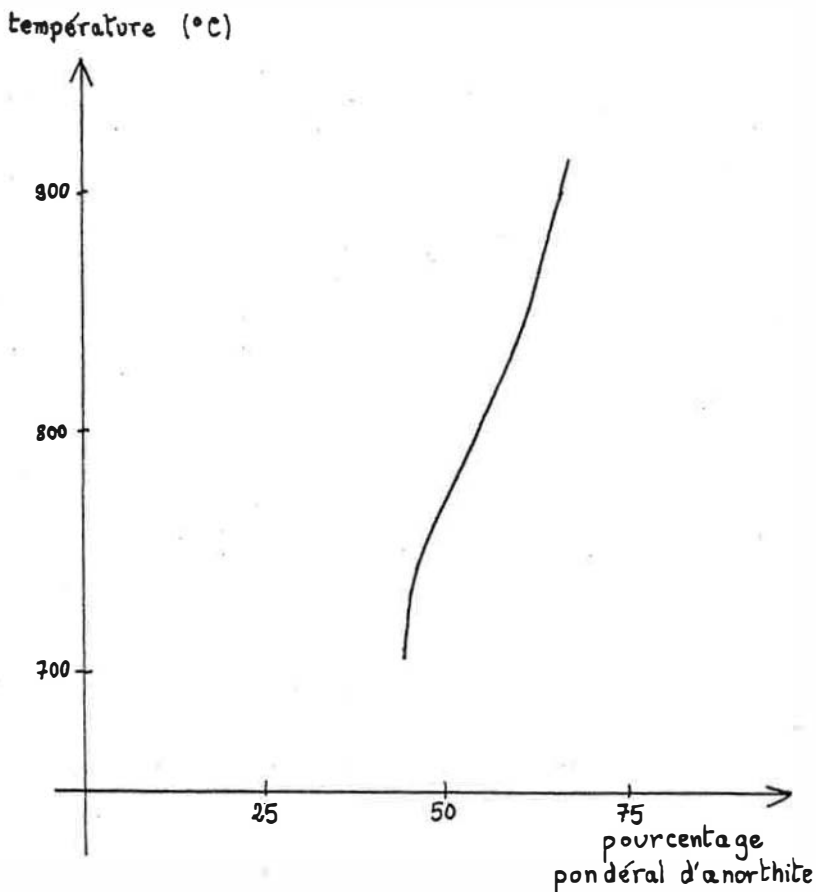
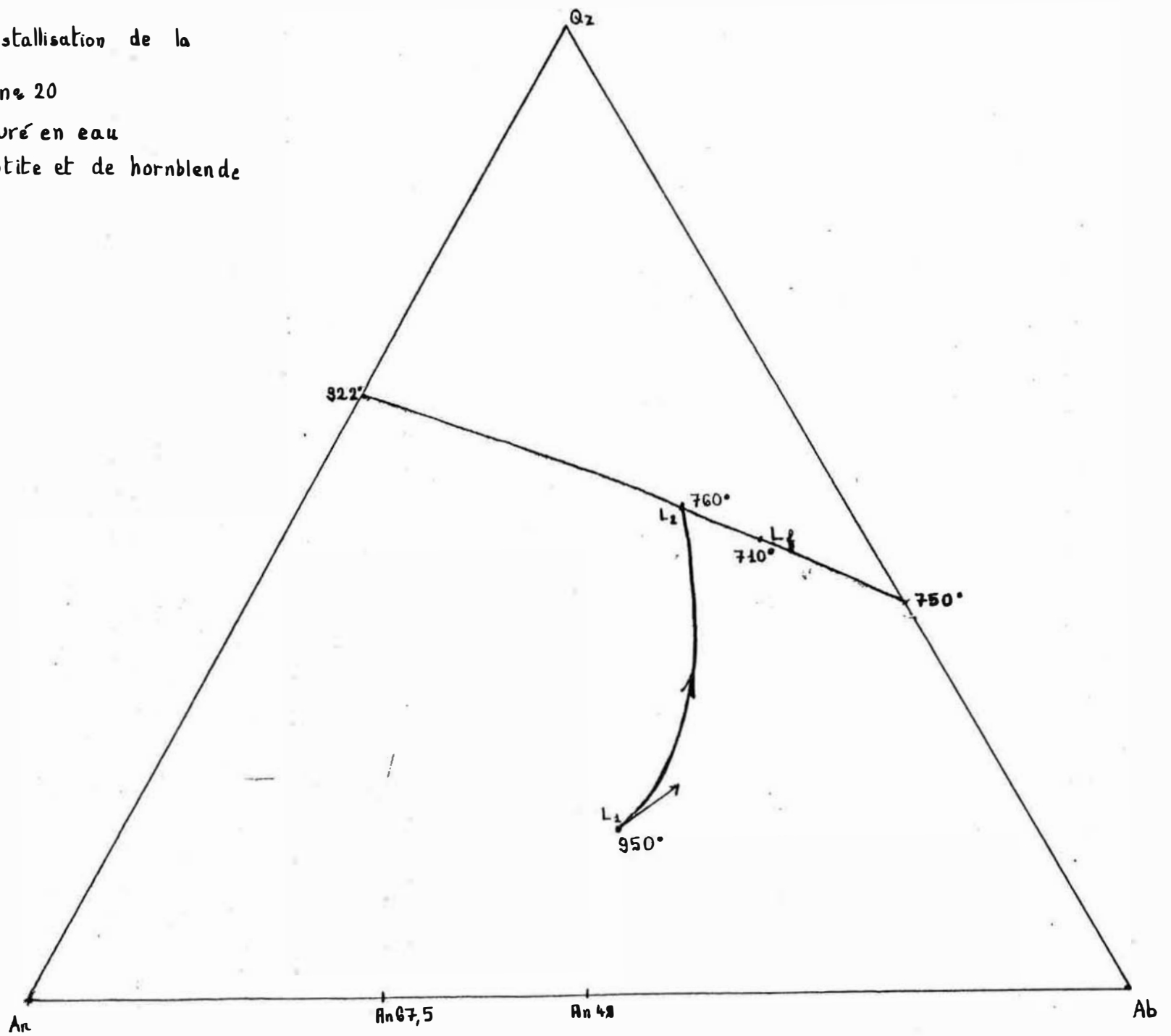


Fig. 79 : courbe donnant la composition du plagioclase en fonction de sa température de formation pour la tonalite du Cartridge Pass (Piwinskii, 1968b)

On va maintenant déterminer le chemin de cristallisation de cette roche d'une part en nous aidant du diagramme de Piwinskii (1968b) réalisé pour 2 kbar donnant la composition du plagioclase en fonction de la température, d'autre part en construisant le diagramme (Ab : An : Qz) pour 2 kbar et à la saturation en eau à partir de données éparpillées dans la littérature. Le diagramme donnant la composition du plagioclase en fonction de la température est donné en fig. 79. Tuttle et Bowen (1958) ont déterminé à 2 Kbar. le point invariant Ab + Qz + V ; sa température est de 750°C et les proportions respectives d'albite et de quartz de 62 % et de 38 %. Schairer et Bowen (1947) ont trouvé à 2 Kbar un point invariant dont la température est de 922° C et les proportions respectives d'albite et de quartz de 38 % et de 62 %. Les proportions d'albite, d'anorthite et de quartz ont été déterminées expérimentalement à 5 Kbar dans le système Ab - An - Qz - H₂O par Yoder (1967). Le diagramme obtenu permet de penser que la courbe de saturation Pl + Qz + V doit être légèrement convexe vers le sommet Qz, dans la mesure où le changement de pression n'a guère de chances d'en modifier la topologie. Cette courbe apparaît comme une courbe cotectique séparant les domaines Pl + V et Qz + V. L'adjonction de Fe, Mg, etc... au système ne modifie sans doute pas sensiblement le diagramme : von Platen (1965) a montré que la cristallisation des minéraux silico-alumineux est indépendante de la quantité des minéraux ferromagnésiens présents dans le liquide. Mais les températures de cristallisation sont abaissées : on peut utiliser celles déduites des travaux expérimentaux de Piwinskii (1968b). D'où finalement le diagramme Ab : An : Qz à 2 Kbar et pour un liquide silicaté saturé en eau donné en fig. 80.

Fig. 80: chemin de cristallisation de la
diorite quartzique n° 20
liquide silicaté saturé en eau
en présence de biotite et de hornblende
pression: 2 kbar



D'après le tableau n° 38, le plagioclase commencerait à se former à 950° ; la lecture de la fig. 79 montre qu'à cette température, il devrait contenir de l'ordre de 65 % d'anorthite. On a effectivement observé des coeurs de plagioclase à 67,5 % d'anorthite. Le seul minéral à cristalliser avant le plagioclase est la hornblende : celle-ci apparaît à 1000°C. L'échantillon n° 20 ne contient que 4 % de hornblende ; et seule une partie de la hornblende avait cristallisé à 950°. La roche est donc encore presque entièrement à l'état liquide lorsque le premier plagioclase apparaît. Sachant par dosage à la microsonde que la teneur moyenne en anorthite du plagioclase est de 48 %, et utilisant les proportions modales en plagioclase et en quartz, nous obtenons le point L₁ représentatif du liquide initial. Puisque le premier plagioclase à se former contient 67 % d'anorthite, la tangente en L₁ au chemin de cristallisation est la droite passant par le point représentatif du plagioclase contenant 67,5 % d'anorthite et L₁. Le liquide suit alors une courbe qui va rejoindre la cotectique en un point L2. On sait qu'à ce point le quartz commence à cristalliser, et donc que la température est de 760°. La fig. 79 montre qu'à 760°, le plagioclase en équilibre avec le liquide contient 49 % d'anorthite. On constate dans les lames n° 38 et n° 20 que les plagioclases ne contenant pas de reliques à 67 % d'An voient leur composition varier de 49 % d'anorthite au coeur à 45 % en bordure ; sinon, cette variation se fait du bord intérieur au bord extérieur de la zone externe. On peut donc penser qu'à partir du moment où le quartz cristallise, les plagioclases ont peine à se rééquilibrer avec le liquide : peut-être les cristaux de quartz ont-ils tendance à germer au contact des plagioclases, et à limiter ainsi les échanges par diffusion entre ceux-ci et le liquide. Le point L2 est l'intersection de la cotectique et de la droite reliant L1 au point représentatif du plagioclase contenant 49 % d'anorthite. A partir de L2, le quartz et le plagioclase cristallisent ensemble, le plagioclase réagissant avec le liquide pour donner un plagioclase plus riche en sodium. La progression du point figuratif du liquide s'arrête sur la cotectique au solidus, représenté par le point L_f. Ce point correspondrait à une température de 710°C : il ne peut malheureusement pas être placé avec précision puisque les isothermes sont inconnues.

b) Hypothèse d'un liquide silicaté non saturé en eau

Cette hypothèse est certainement beaucoup plus réaliste mais malheureusement les expérimentateurs sont encore peu nombreux qui ont travaillé pour des teneurs en eau variables du liquide silicaté et sans que la saturation en eau ne soit atteinte. La seule chose que l'on puisse dire c'est que les températures d'apparition des minéraux étaient plus élevées que les températures obtenues en utilisant les diagrammes de Piwinski (1968b). La différence de température peut être évaluée en utilisant une abaque de Wyllie (1979) faite pour une pression de 10 kar qui donne les liquidi pour une teneur en eau donnée. Nous supposons une teneur en eau de 5 %. A 10 Kbar, le liquidus est atteint pour une tonalite à une température de 1050° pour une teneur en eau de 5 % et à une température de 960° : le décalage est de 90°. On en conclut que dans l'hypothèse d'une teneur en eau du liquide originel de 5 %, la hornblende apparaît à 1100°C, le plagioclase à 1050°C, la biotite à 950°C et le quartz à 850°C. Le solidus étant normalement atteint lorsque le liquide résiduel est saturé en eau, sa température reste inchangée : 710°C.

2) *Cristallisation de la tonalite à grands cristaux de biotite et du cumulat dioritique*

Lorsque l'on regarde le tableau des analyses n° 2, on note que parmi les analyses représentatives des liquides silicatés du complexe basique, les analyses n° 41 et n° 42 correspondent à des extrema en matière de teneur en eau. Le cumulat dioritique contient 1 % d'eau, ce qui est une valeur très faible. La tonalite à grands cristaux de biotite a une teneur en H₂O de 3,2 % ce qui est plutôt élevé. Je me garderai bien de considérer que ces teneurs en eau sont celles du liquide silicaté au début de sa cristallisation : ces dernières ont pu être plus élevées. Mais en supposant les pertes en eau comparables au cours de la cristallisation, et les gains en eau analogues durant les transformations du subsolidus, on peut se demander si le cumulat plagioclasique dioritique ne proviendrait pas d'un liquide silicaté pauvre en eau et si la tonalite à grands cristaux de biotite ne résulterait pas plutôt de la cristallisation d'un liquide riche en eau.

Considérons d'abord le cas du cumulat plagioclasique dioritique. Celui-ci se compose de plagioclases de taille plurimillimétrique, alors que la plupart des plagioclases du complexe basique sont plutôt de taille décimillimétrique. Ceci donne à penser que dans le cas de l'échantillon n° 42, la densité de nucléation a été plus faible et le taux de croissance cristalline des plagioclases plus fort que dans le cas des autres roches. Or justement, les travaux de Swanson (1977) ont montré que les faibles teneurs en eau favorisaient la cristallisation de grands individus de plagioclase dans les liquides de composition granodioritique, qui ne sont guère éloignés des liquides quartzodioritiques que l'on étudie.

La fig. 81 donne les courbes de densité de nucléation et de taux de croissance cristalline pour le plagioclase dans le cas d'une granodiorite contenant 6,5 % d'eau et dans celui d'une granodiorite en contenant 12 %.

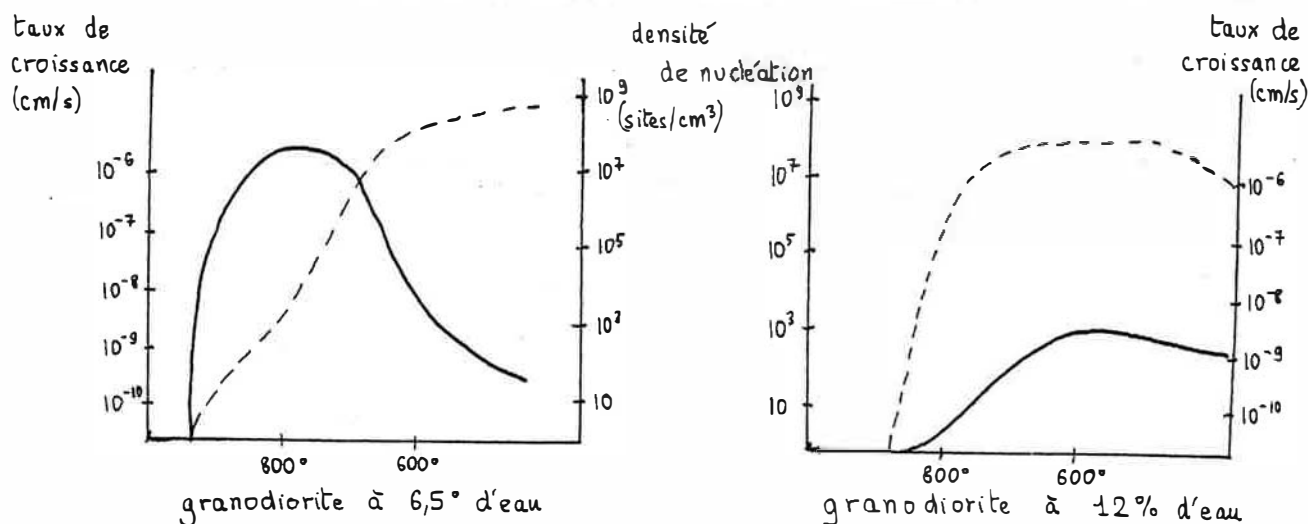


Fig. 81 : Courbes donnant le taux de croissance (trait plein) et la densité de nucléation (tireté) du plagioclase dans une même granodiorite ayant des teneurs en eau différentes.

Dans la granodiorite à 12 % d'eau, le plagioclase a encore un faible taux de croissance (de l'ordre de $1 \text{ \AA}/\text{s}$) lorsque sa densité de nucléation est à son maximum : 100 millions de sites par cm^3 . Dans ces conditions, beaucoup de plagioclases vont croître et ils resteront de faible taille. Le contraire se produit dans la granodiorite à 6,5 % d'eau. Lorsque le plagioclase a atteint le maximum de son taux de croissance (de l'ordre de $100 \text{ \AA}/\text{s}$), sa densité de nucléation est encore faible : à peine un millier de sites par cm^3 . Dans ce cas, on assiste à la cristallisation d'un petit nombre de plagioclases de grande taille. C'est ce qui a pu se produire dans le cas de l'échantillon n° 42. L'échantillon n° 42 ne contient que 18 % de biotite, alors que le type dominant quartzodioritique à tonalitique en contient de 25 à 30 %. Cette faible teneur en biotite peut aussi s'expliquer en partie par la quantité peu élevée d'eau contenue dans le liquide silicaté. Il semble donc que le cumulatif dioritique puisse s'expliquer par la précipitation brutale de grands cristaux de plagioclase à une température voisine de 800°C et à partir d'un liquide silicaté pauvre en eau.

J'insisterai moins sur la tonalite à grands cristaux de biotite, dans la mesure où on ne dispose pas de l'équivalent des courbes que je viens de donner pour la biotite. Mais on peut penser que, la biotite étant un minéral hydraté, une forte teneur en eau du liquide silicaté favorise sa cristallisation.

Ainsi donc, la variété des faciès de la formation claire homogène peut s'expliquer par les fluctuations de la teneur en eau dans le liquide en cours de cristallisation. Aux teneurs en eau moyennes correspondraient les tonalites et les diorites quartziques les plus courantes. Là où apparaissent des maxima en matière de concentration en eau se formeraient des tonalites à grands cristaux de biotite. Et quand la teneur en eau atteint un minimum, on assiste à la précipitation de cumulats dioritiques plagioclasiques.

C. FORMATION LITEE

On dispose de deux analyses chimiques réalisées l'une dans un gabbro à amphibole et pyroxène (n° 81g) et l'autre dans une tonalite homogène (n° 81 t) : les deux échantillons étaient au contact l'un de l'autre. Au chapitre précédent, on a montré que l'analyse correspondant à la pondération volumique du gabbro et de la tonalite est très proche des analyses des autres roches du complexe basique. Il reste cependant à expliquer pour quelles raisons le liquide quartzodioritique a donné naissance à une alternance de tonalite et de gabbro. On peut envisager deux hypothèses : l'exsolution en phase liquide et la théorie de la cristallisation oscillatoire. Nous allons les examiner toutes les deux.

1) *Exsolution en phase liquide*

De récents travaux réalisés à la Carnegie Institution ont montré que l'exsolution était possible dans des liquides silicatés à des températures comprises entre 1100°C et 1400°C et à des pressions variant entre la pression atmosphérique et 5 Kbar. Naslund (1977) a montré que l'abondance de CaO et d' Al_2O_3 rendait le phénomène moins net. Watson et Naslund (1977) ont découvert que la pression facilitait l'exsolution à l'état liquide. L'étude approfondie des laves vitreuses tholéitiques de la surface de la lune a permis d'observer des textures globulaires qui ne peuvent s'interpréter que par une immiscibilité en phase liquide. J'ai reporté sur le diagramme molaire $[\text{SiO}_2 = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} : \text{P}_2\text{O}_5 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total} + \text{MgO} + \text{CaO}]$ les deux analyses en question et les laves

exsolvées de la lune (Fig. 82). Le tableau n° 39 donne les analyses molaires des échantillons 81t et 81g.

	81 t	81g
SiO	66,1	57,0
Al O	10,4	12,0
Fe O total	2,9	4,8
MgO	3,6	6,3
CaO	6,4	9,8
Na O	2,5	2,2
K O	1,9	2,0
TiO	0,6	0,7
H O	5,8	5,0
total	100,0	100,0

Tableau n° 39 : analyses molaires en oxydes de la tonalite et du gabbro 81

L'observation du diagramme de la Fig. 82 permet de se demander s'il n'existerait pas un solvus que j'ai représenté en trait interrompu. La tonalite et le gabbro 81 représenteraient des termes moins différents entre eux que les laves de la lune sur ce même solvus. On constate qu'un enrichissement en alumine atténuerait l'intensité du phénomène, ce qui correspond aux résultats de Watson et Naslund (1977).

Il n'empêche que le manque de données expérimentales en la matière oblige à rester très prudent quant à cette hypothèse, même si la forme en ellipsoïde de certaines enclaves gabbroïques décimétriques suggère elle aussi une séparation de phase à l'état liquide.

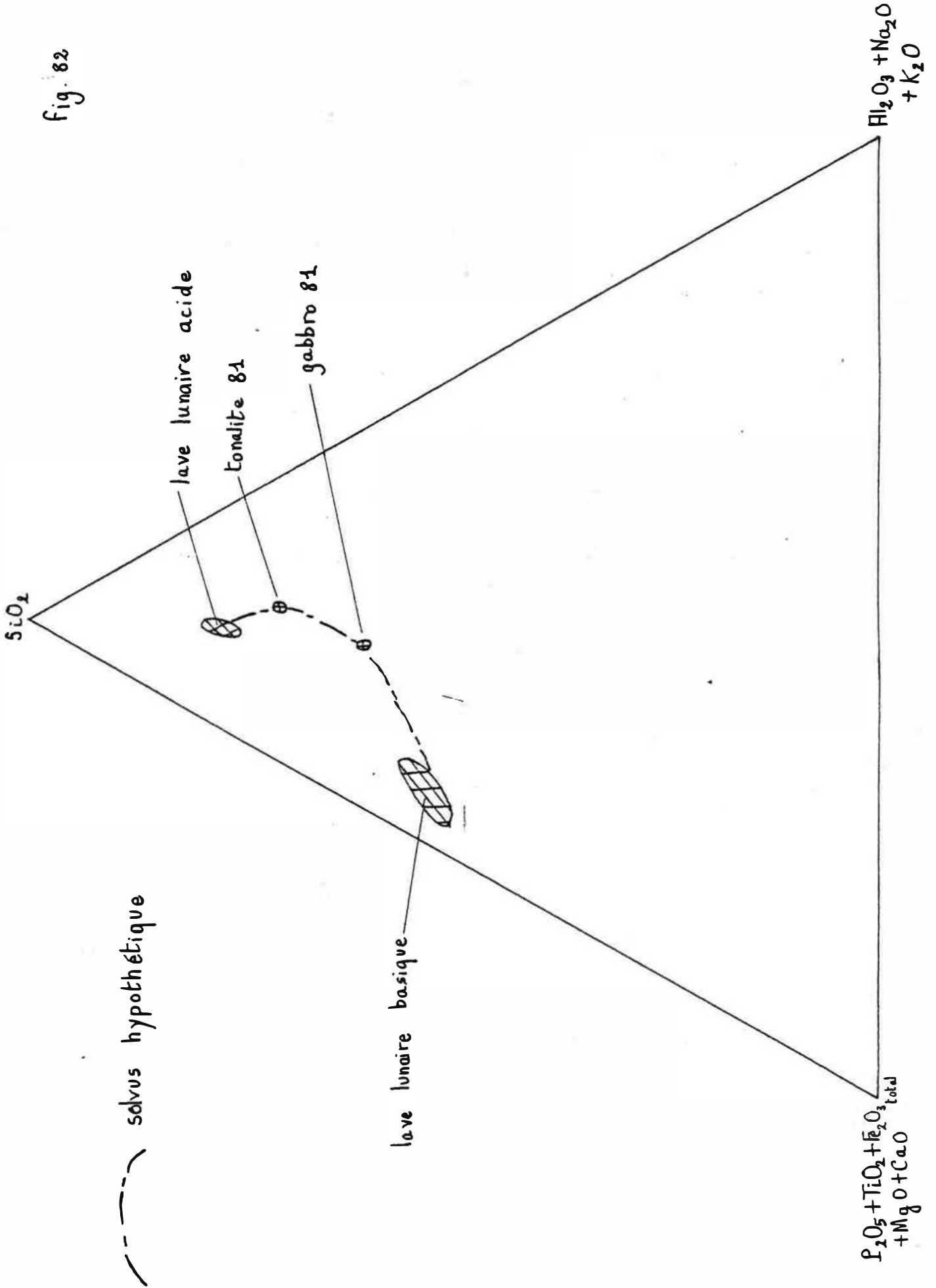
2) *Théorie de la cristallisation oscillatoire*

Ce modèle est celui que développent Mc Birney et Noyes (1979) dans leur étude sur le Skaergård résumée dans les pages qui suivent. On suppose une vaste chambre magmatique dont les zones périphériques sont déjà refroidies alors que la partie centrale est encore à l'état fondu. A tout instant, la température diminue de la limite de l'encaissant vers le centre et en tout point de la chambre magmatique la température décroît lentement. On peut donc représenter en première approximation la température dans la chambre magmatique par la fonction

$$T(x,t) = a + bx - ct$$

où T est la température, t le temps, x la distance mesurée en direction du centre et où a, b etc sont des constantes positives.

Fig. 82



Un liquide silicaté peut être sursaturé en un ou plusieurs minéraux au voisinage du front de solidification. Si des cristaux d'un minéral donné se mettent à croître, les éléments qui les composent diffusent vers eux, créant ainsi au voisinage de ces cristaux une zone où leur concentration est plus faible. Cette zone peut dans un premier temps avancer plus vite que le gradient de température, ce qui va bloquer la cristallisation du minéral en question, la température étant alors trop forte pour permettre sa solidification. Ce blocage diminue la vitesse de progression de la zone de sous-saturation, qui peut alors être rattrapée par le gradient thermique. Une nouvelle cristallisation du minéral considéré est alors susceptible de se produire.

La fig. 83 donne une illustration graphique grossière du phénomène pour une seule espèce chimique. On appelle A cette espèce et C_A sa concentration. Si C_A^0 est la concentration en A dans le liquide silicaté initial, C_A ne peut pas être plus grand que C_A^0 mais peut être plus faible dans une zone où A participe à la cristallisation d'un minéral donné.

On suppose que ce minéral commence à cristalliser pour $t = 0$ et $x = 0$, et qu'il peut cristalliser à partir du moment où la concentration en A est égale à $0,95 C_A^0$. Une fois que sa cristallisation a commencé, C_A diminue dans le liquide par diffusion de A en direction des cristaux en train de se former. Les équations qui décrivent le phénomène sont identiques à celles qui donnent le profil de température (Carslaw et Jaeger, 1959). On obtient :

$$C_A(x,t) = C_A^0 \operatorname{erf} \left(\frac{x}{2\sqrt{Dt}} \right)$$

où

$$\operatorname{erf} x = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-y^2} dy$$

On suppose que le coefficient de diffusion D ne dépend ni de la composition ni de la température. Cette relation montre que C_A peut être exprimé en fonction de x/\sqrt{t} . Les courbes du bas de la Fig. 83 représentent les profils de concentration à différents instants de $t = 1/2$ à $t = 10$ et dans un système d'unités arbitraires. Les profils de température sont donnés dans la partie supérieure de la fig. 77. : ils le sont pour la même région et pour les mêmes instants. Ils sont linéaires à tout instant, et leur vitesse est constante, comme on l'a vu plus haut.

On suppose que T vaut T_0 pour $x = t = 0$: il s'agit de la température à laquelle les cristaux considérés se forment quand le rapport C_A/C_A^0 vaut 0,95. Les traits tiretés verticaux permettent de trouver la température de l'endroit où ce rapport vaut 0,95 à chaque instant. On voit que si la diffusion de A est suffisamment rapide, ou si le déplacement du gradient thermique est suffisamment lent, le liquide est trop chaud avant $t = 10$ pour que des cristaux puissent apparaître. Mais pour $t = 10$, la cristallisation du minéral considéré peut reprendre à $x = 4,4$.

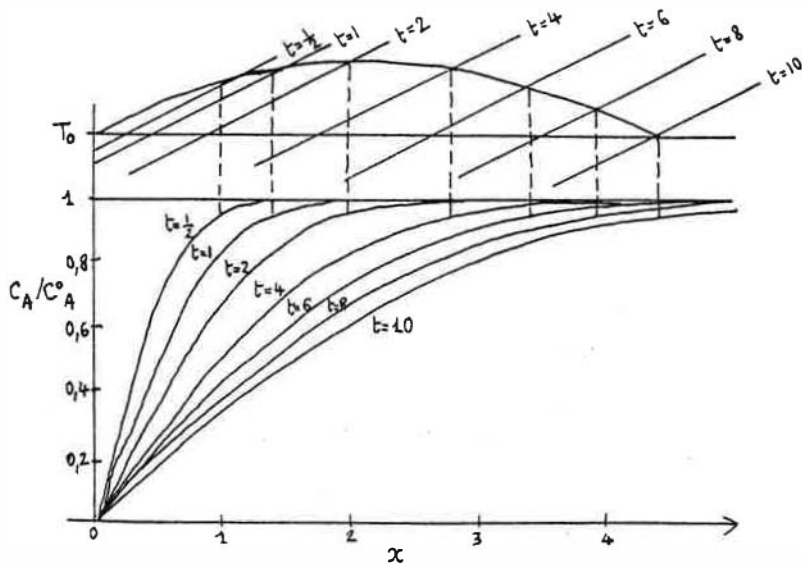


Fig. 83 : mécanisme de la cristallisation oscillatoire (Mc Birney et Noyes, 1979)

Les auteurs indiquent après d'autres calculs que les zones devraient être d'une largeur variant entre quelques centimètres et le mètre. Celles que G. Lavadan et moi avons observées ont une épaisseur qui varie entre 40 et 80 cm. On a montré plus haut que plus le gradient thermique se déplaçait lentement, mieux le phénomène de cristallisation oscillatoire avait tendance à se produire. Or, on constate que la formation litée est située entre deux formations homogènes : les alternances de roche basique et de roche acide se sont justement produites là où le refroidissement a été le plus lent, c'est-à-dire au cœur de la chambre où le liquide de composition quartodioritique cristallisait. On peut maintenant se demander quels étaient les minéraux dont la cristallisation était oscillatoire. On dispose de deux couples d'analyses modales réalisées dans des roches de la formation litée : le doublet 81t et 81g et le doublet 100 et 101. Dans le cas du gabbro à amphibole 81g et de la tonalite 81t, on voit que le plagioclase cristallise d'une manière continue ; la biotite a presque le même comportement. Le balancement se fait entre une précipitation brutale d'amphibole et de pyroxène et une autre de quartz. L'autre doublet concerne l'association alternée d'un cumulat tonalitique plagioclasique et d'un gabbro à biotite. Dans ce cas, l'alternance se fait entre la biotite et le quartz. Ce qui a été dit au paragraphe B²⁹ de ce chapitre permet de comprendre aisément ce qui s'est passé : la formation d'une couche de gabbro à biotite appauvrissait le liquide en eau, ce qui favorisait la germination brutale d'une couche de cumulat plagioclasique à grands cristaux de plagioclase. Ainsi donc, le doublet 100 et 101 est une confirmation de ce qui a été dit au sujet du cumulat dioritique et de la tonalite à grands cristaux de biotite.

3) Conclusion

Entre les deux théories concernant la formation litée, ma préférence va à la seconde, dans la mesure, où, le magma étant à peu près le même partout, on ne voit pas pourquoi l'exsolution se serait produite au cœur de la chambre, alors que la périphérie serait restée homogène. On a vu qu'en revanche la théorie de la cristallisation oscillatoire rendait compte de cette disposition géométrique. En conclusion, on peut penser que la formation litée résulte de la cristallisation oscillatoire d'un liquide silicaté quartzodioritique.

D. FORMATION SOMBRE HOMOGENE

Deux types de roches ont été observés dans cette formation : une diorite à amphibole et un type à longues aiguilles d'amphibole. On va tenter d'expliquer la formation de chacun d'eux.

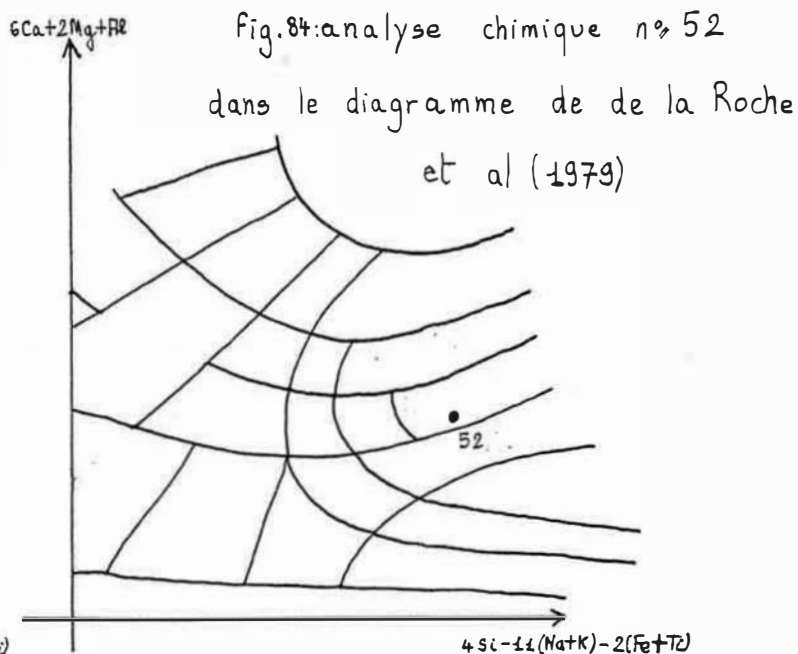
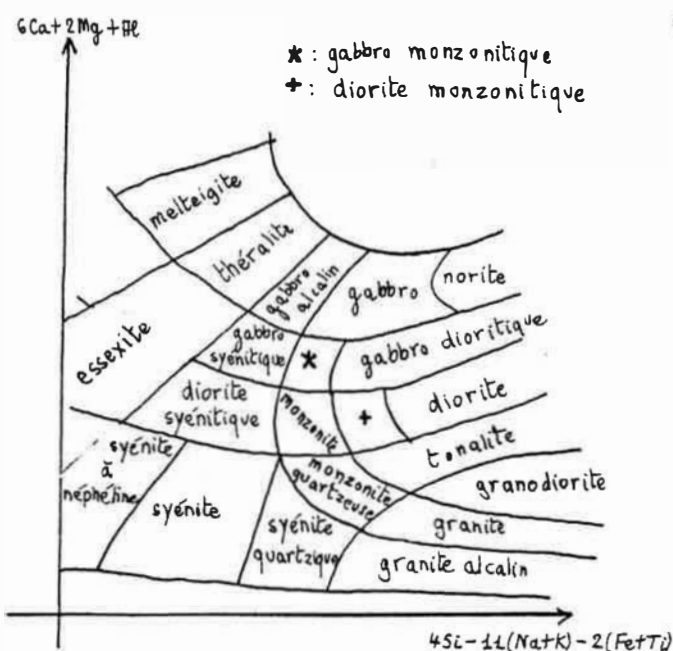
1) Diorite à amphibole

Le tableau n°40 donne l'analyse normative de la diorite à amphibole n° 52.

minéral	quartz	orthose	albite	anorthite	hypersthène	corindon	ilménite
%	10	14	17	30	23	3	3

Tableau n°40 : analyse normative del'échantillon N° 52

Le lecteur sera certainement étonné de voir appeler diorite une roche dont le rapport normatif An/Ab+An vaut 0,64. Il faut cependant se rappeler que la norme est une composition minéralogique artificiellement calculée. L'artifice est ici d'autant plus grossier que la roche considérée contient 43 % de hornblende magnésienne. L'analyse à la microsonde d'un des cristaux de hornblende a montré que celui-ci contenait nettement plus de chaux (11,5 %) que de soude (1 %). Il est donc normal qu'une roche contenant des plagioclases titrant 49 % d'anorthite ait un rapport normatif An/Ab+An de 0,64 si elle est formée pour presque moitié d'une hornblende nettement plus riche en chaux qu'en soude. Si on souhaite une justification supplémentaire du nom de la roche (qui a été choisie à partir de l'analyse modale), il suffit d'utiliser le diagramme de classification des roches éruptives profondes que viennent de proposer de la Roche et al (1979). On voit très bien sur la fig. 84 que l'échantillon n° 52 est une diorite et non un gabbro comme le donnerait à penser une utilisation hâtive de l'analyse normative.



En faisant la somme des pourcentages normatifs en quartz, en orthose et en albite, on obtient l'indice de différenciation, qui vaut 41. Ceci nous permet d'utiliser le diagramme de Pi winski (1973) qui donne pour 2 kbar et pour un liquide silicaté saturé en eau la température d'apparition des minéraux en fonction de l'indice de différenciation du liquide silicaté. Ce diagramme est donné en fig. 85.

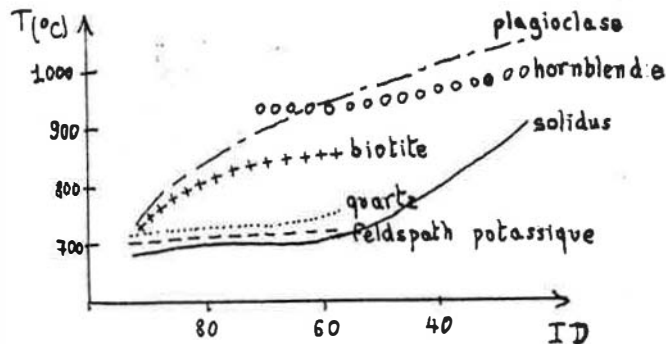


Fig. 85 : température d'apparition dans le liquide de différents minéraux et du solidus en fonction de l'indice de différenciation du liquide silicaté.

L'analyse modale montre que la roche se compose essentiellement de plagioclase et de hornblende. Le quartz est marginal. D'après le diagramme de Pi winski, les premiers plagioclases sont apparus à 1000° et les premières hornblendes à 950°. La roche était totalement solide à 760°. Ce schéma de cristallisation est conforme aux textures observées en lame mince : en particulier, il y a presque autant d'inclusions de hornblende dans les plagioclases que d'inclusions de plagioclase dans les hornblendes. Les températures d'apparition des minéraux peuvent cependant être discutées dans la mesure où la saturation en eau du liquide n'a certainement été atteinte qu'à une température légèrement supérieure à celle du solidus. Si on se réfère à ce qui a été dit au paragraphe B)1)b de ce chapitre, on peut en supposant un liquide silicaté contenant 5 % d'eau envisager une température d'apparition du plagioclase de 1100°C et une température de la hornblende de 1050°C. Ce sont des températures analogues à celles obtenues pour les tonalites et diorites quartziques de la formation homogènes supérieure.

2) Type à longues aiguilles d'amphibole

Ce type de roche se rencontre à l'intérieur de la diorite à amphibole sous la forme de veines et de veinules longues de quelques dizaines de cm et épaisses de quelques cm. Leur aspect évoque les lits pegmatoïdes décrits par Mc Birney et Noyes (1979) dans le complexe tholéitique du Skaergård. Le mode de gisement et la teneur en quartz de cette roche permet de penser qu'elle s'est formée dans des fissures de retrait de la roche à partir du liquide restant après cristallisation de la diorite à amphibole.

E. ORIGINE DE LA GRANODIORITE A GCF

L'examen de quelques diagrammes géochimiques montre que la granodiorite à GCF est une roche complètement aberrante. Les fig. 86 et 87 montrent qu'elle est en dehors de la lignée calco-alcaline du Lys Caillaouas, que ce soit dans le diagramme $[Al_2O_3 : Fe_2O_3 \text{ total} : MgO]$ ou dans le diagramme $[TiO_2 : Fe_2O_3]$.

granodiorite n° 102 et
ligné calco-alcaline du
Lys-Caillaouas dans le
diagramme $[Al_2O_3 : Fe_2O_3 \text{ total} : MgO]$

fig. 86

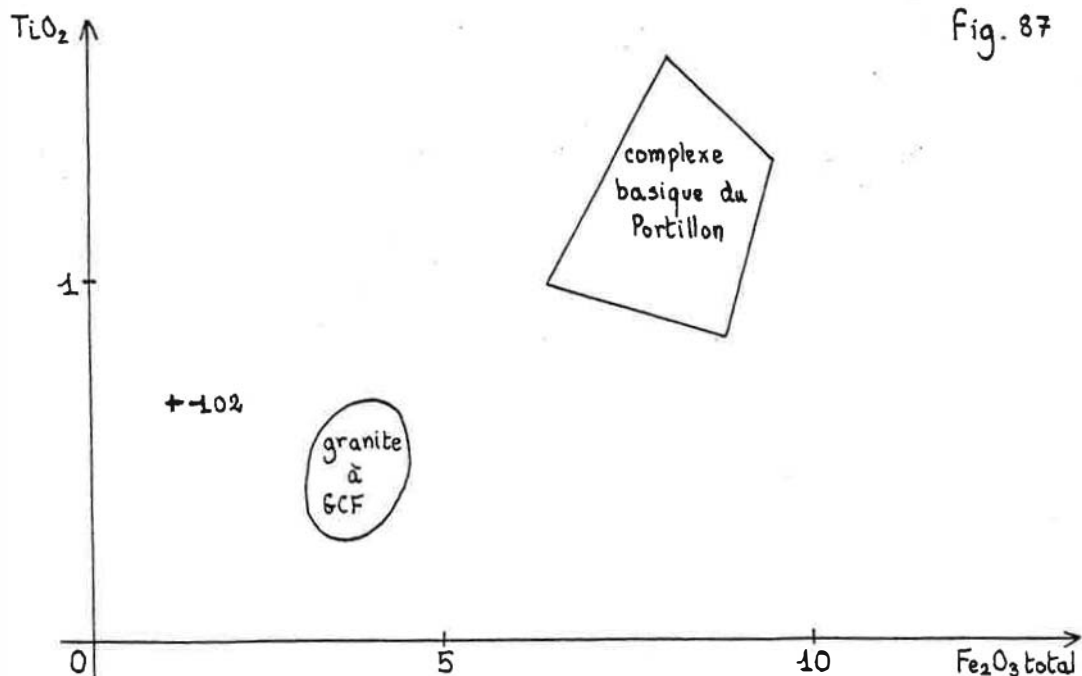
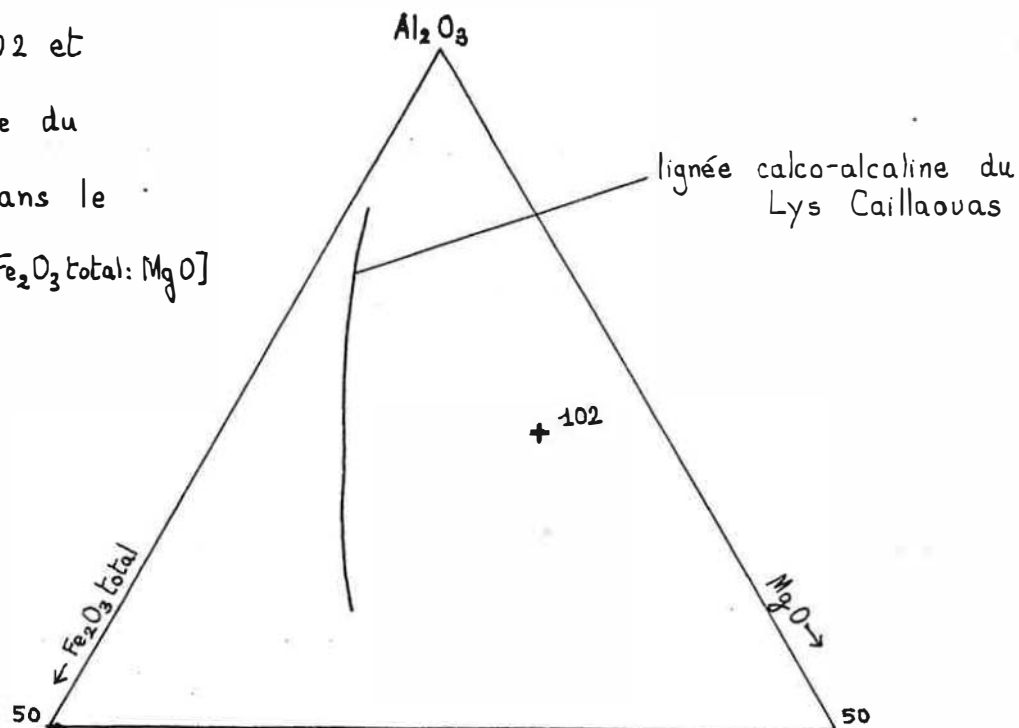
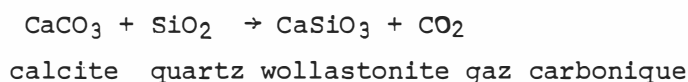


fig. 87

Cette roche est contenue en poches à l'intérieur du complexe basique, mais elle ne s'apparente à aucun faciès de ce complexe. Même si le nom qu'a permis de lui donner l'analyse modale peut prêter à confusion, elle ne ressemble en rien au granite à GCF. Non seulement elle est très différente sur le plan géochimique comme le montrent les deux diagrammes précédents, mais ses GCF ont connu une exsolution beaucoup plus forte que ceux du granite et ils présentent un enveloppement baryté absent dans ce dernier.

Sur le terrain, on constate que la granodiorite à GCF est située à proximité des skarns. Je l'ai observée en trois endroits différents : au voisinage du skarn du col supérieur de Litérole, dans les parages du skarn du col du Pluviomètre et sur l'arête Ouest du Perdiguère, au sommet d'une paroi qui contient probablement des skarns. On peut donc être tenté de mettre en relation la formation des skarns et la cristallisation de la granodiorite à GCF. La skarnification d'un calcaire produit du gaz carbonique, du fait de réactions du type de celle que j'écris ci-dessous :



Si la skarnification est contemporaine de la cristallisation du liquide quartzodioritique, ce dernier s'est donc trouvé enrichi en CO_2 au voisinage du skarn en cours de formation. Or Iiyama (1965) a montré que sous une pression de 1 kbar et à une température certes un peu faible (600°), la présence de l'ion $\text{CO}_3^{=}$ favorisait la formation de feldspath potassique au détriment du feldspath sodique. Le diagramme de la fig. 88 illustre le phénomène.

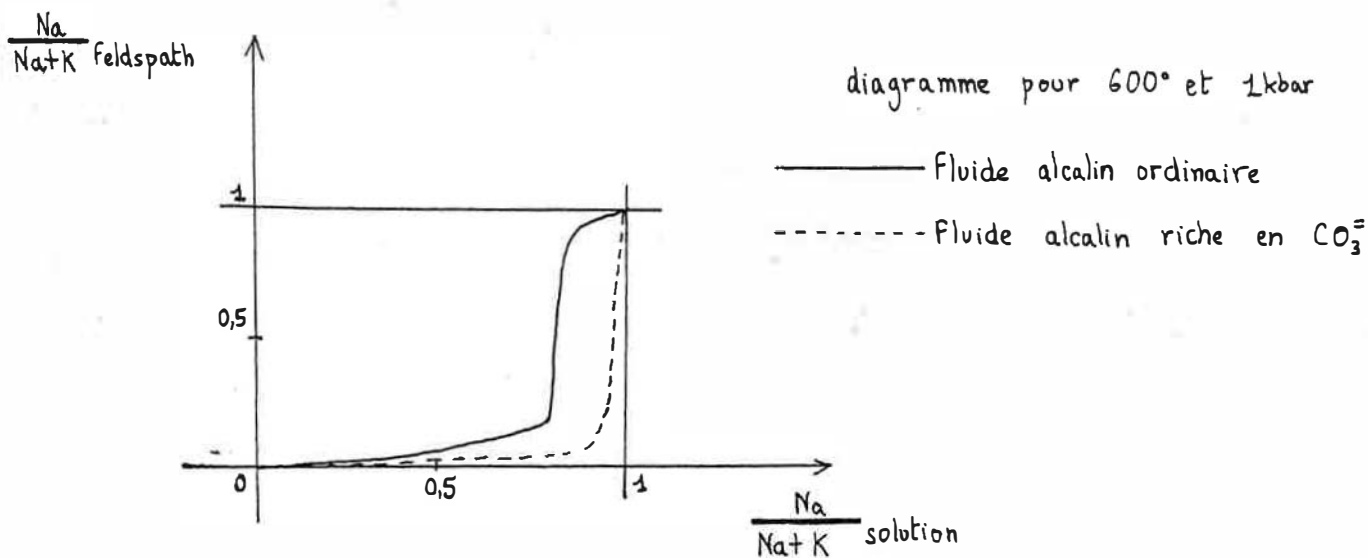


Fig. 88 : diagramme d'Iiyama (1965)

On voit sur le diagramme que pour des rapports $\frac{Na}{Na+K}$ compris entre 0,80 et 0,95 il apparaît du feldspath sodique s'il s'agit d'un fluide alcalin ordinaire et du feldspath potassique si le fluide alcalin est riche en CO_3 . On ne peut évidemment tirer de conclusion quantitative de ce diagramme : disons seulement qu'un environnement carbonaté favorise la formation de feldspath potassique, ce qui expliquerait la formation des GCF. La teneur élevée en magnésium et la teneur faible en fer peuvent s'expliquer par la présence du voisinage du liquide silicaté d'un skarn provenant de la transformation d'un ancien calcaire dolomitique.

Conclusion : la cristallisation de poches de granodiorites à GCF au voisinage des skarns s'explique peut-être par l'enrichissement en CO_2 et en MgO du liquide à l'origine du complexe basique, ce CO_2 et ce MgO provenant de la skarnification d'une enclave calcaire.

CHAPITRE 11

CRISTALLISATION DU GRANITE A GCF

Préambule : tableau des analyses normatives

Dans le tableau qui suit sont regroupées les analyses normatives correspondant aux neuf analyses de granite à GCF du tableau n° 3 et aux deux analyses du granite pauvre en GCF du tableau n° 4.

	13	6'	15'	17'	24'	26'	29'	34'	11	105	2
Quartz	29	31	41	43	37	25	28	30	21	36	41
Orthose	26	28	8	18	20	27	22	22	28	26	29
Albite	24	25	30	21	21	21	24	25	23	23	15
Anorthite	10	4	9	11	8	11	12	10	14	4	5
Corindon	2	3	6	1	5	4	3	3	2	4	3
Hypersthène	8	9	5	5	8	11	10	9	10	6	6
Ilménite	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ab/An	2,4	6,3	3,3	1,9	2,6	1,9	2,0	2,5	1,6	5,8	3,0

Tableau n° 41 : analyses normatives du granite à GCF et du granite pauvre en GCF.

Les analyses 13, 6', 15', 17', 24', 26', 29', 34' et 11 concernent le granite à GCF et les analyses 105 et 2 le granite pauvre en GCF.

A. NATURE DU LIQUIDE A L'ORIGINE DU GRANITE A GCF

La question se pose maintenant de savoir si les neuf analyses du granite à GCF présentées dans le tableau n° 3 sont représentatives de la composition du liquide à l'origine du granite à GCF. On a en effet démontré au chapitre 7 que les réactions entre minéraux à l'état solide ou l'interaction entre les cristaux et la phase fluide étaient susceptibles de modifier la composition chimique d'une roche éruptive : ce sont les teneurs en chaux et en potasse qui sont probablement les plus modifiées ; or ces teneurs jouent un rôle déterminant dans le calcul de l'analyse normative et du rapport Ab/An. Mais il ne faut pas perdre de vue que ces transformations à l'état solide résultent pro parte de l'interaction entre les cristaux solides et la phase fluide intergranulaire ou intrafissurale, elle-même issue du liquide silicaté originel. Cette phase fluide est enrichie en potasse et en soude, ce qui implique que la masse des cristaux existant au solidus est appauvrie en ces deux oxydes par rapport au liquide silicaté originel du fait de l'apparition peu avant le solidus de cette phase fluide. Il est probable que l'interaction entre la roche et le fluide donne à la roche une composition en potasse et en soude plus proche de celle du liquide. En revanche, il se produit probablement un départ de chaux et de silice, dont il est difficile de mesurer l'ampleur.

Ce départ pourrait être à l'origine des filons de quartz et de calcite que l'on observe à l'intérieur du granite à GCF et dans un encaissant. Il demeure que le volume des filons est assez négligeable par rapport à celui du granite. J'ai évalué le volume de ces filons sur un kilomètre carré au voisinage de la cote 2509 à l'endroit où le sentier d'Espingo au Portillon atteint par de raides lacets le plateau de roches moutonnées où se dresse le refuge du Portillon. On note deux famille parallèles de filons de quartz et on va évaluer leur volume dans un km² de granite. La première famille se compose de filons espacés en moyenne de 200 m et épais en moyenne de 50 cm. Pour la seconde famille, ces quantités respectives sont de 500 m et de 20 cm D'où un volume total (en m³) :

$$V_f = 4,5 (0,5 \times 10^6) + 1,5 (0,2 \times 10^6) = 2,55 \cdot 10^6$$

La proportion du volume filonien au volume granitique est de :

$$\frac{V_f}{V_g} = \frac{2,55 \cdot 10^6}{10^9} \approx 3 \cdot 10^{-3}$$

Le volume filonien est donc de quelques millièmes par rapport à celle du volume granitique. La perte en silice et en chaux n'est donc guère sensible au niveau des analyses. Par ailleurs, il faut noter que l'on considèrera le granite pauvre en GCF et le granite à grain fin et à deux micas comme issus d'une différenciation tardive du liquide à l'origine du granite à GCF. Une telle différenciation est aussi susceptible d'éloigner la composition finale du granite à GCF de celle du liquide qui lui a donné naissance. Mais là aussi, les volumes rocheux en question sont négligeables par rapport à celui du granite à GCF. En conséquence, je vais considérer que les analyses chimiques du tableau n° 3 sont représentatives du liquide à l'origine du granite à GCF, tout en étant conscient que ceci n'est pas totalement vrai.

B. SCHEMA DE CRISTALLISATION DU GRANITE A GCF A PARTIR DES TEXTURES

Au chapitre 1, qui se veut une première approche de la pétrographie, des roches éruptives, de la vallée, on n'a distingué que deux types dans le granite à GCF : un type à biotite et un type à chlorite. Ces deux types correspondent à une différence dans l'intensité des transformations réactionnelles dans le subsolidus. On peut cependant établir une autre classification fondée quant à elle sur la texture de la roche ; cette texture est essentiellement déterminée par le processus de solidification : les transformations dans le subsolidus l'affectent peu. Ceci nous amène à considérer deux types de granite à GCF : le granite à globules de quartz et le granite à orthoses plurimillimétriques. On a la chance de disposer tout à la fois d'une analyse chimique et d'une lame dans le premier type : il s'agit de l'échantillon n° 13. Pour le second type, on se contentera de la lame mince n° 17. Le malheur dans ce travail est que sept des neuf analyses de granite à GCF (celles provenant du CRPG) concernent des échantillons qui sont ou perdus ou difficiles à retrouver.

1) Granite à globules de quartz polycristallins

Ce granite, riche en GCF, présente à l'oeil nu de nombreux globules sphériques ou ellipsoïdaux dont la taille varie entre 1 et 5 mm. Ses grains sont par ailleurs de taille submillimétrique à millimétrique, à l'exception bien entendu des GCF.

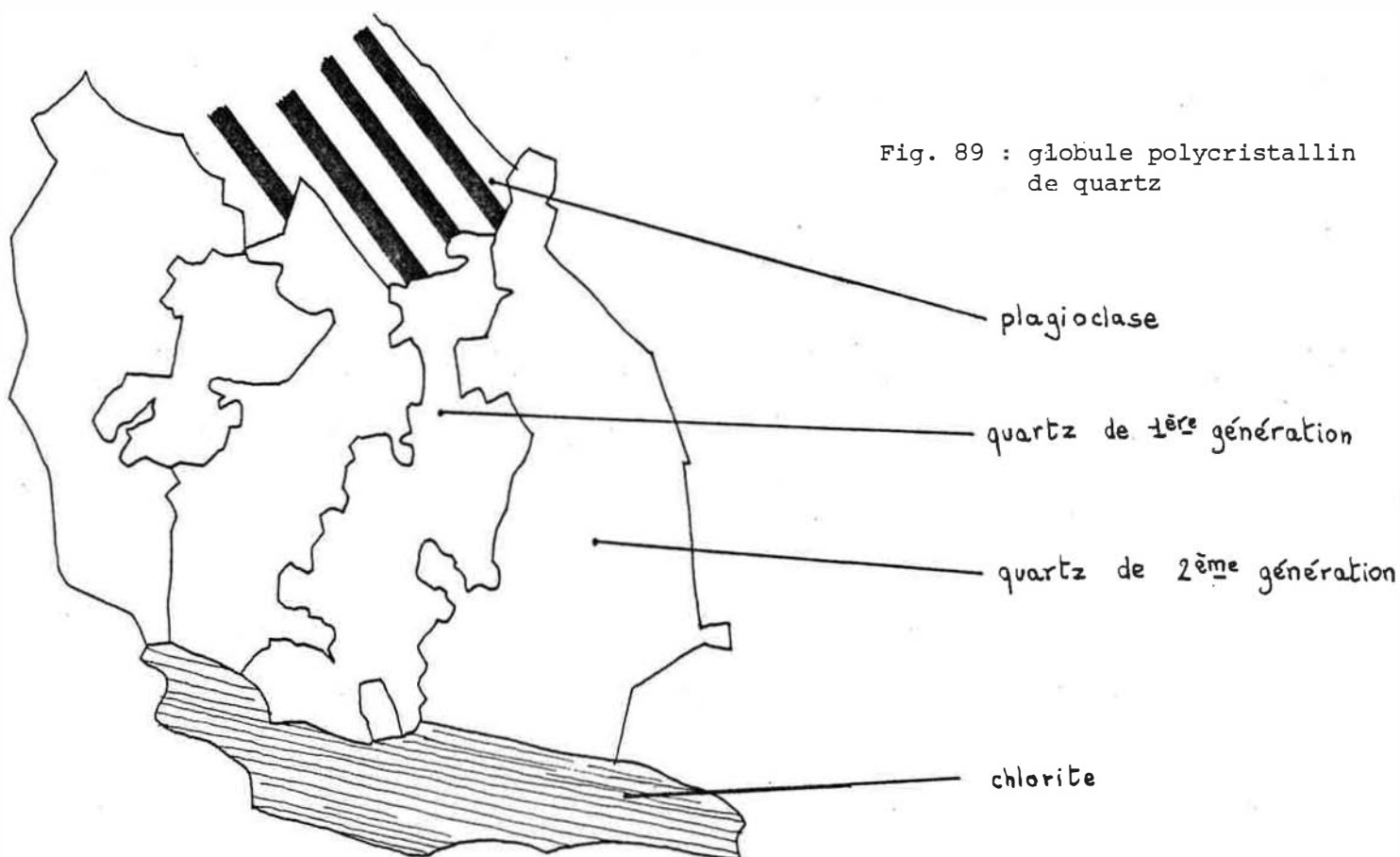
a) Etude des minéraux de la lame n° 13

Quartz : On observe trois types morphologiques de quartz ; chaque type présente une extinction ondulante, mais la plage d'extinction varie d'un type à l'autre. Le premier type présente une plage d'extinction de l'ordre de 8° : il s'agit de quartz dont les contours déchiquetés présentent de nombreux golfes où sont venus cristalliser du quartz ou d'autres minéraux. La plage d'extinction est de l'ordre de 3° dans le second type : les cristaux en question sont d'aspect subautomorphe et leur taille est millimétrique. Le troisième type se compose de quartz xénomorphes intergranulaires : leur taille est décimillimétrique et leur plage d'extinction de 1°. Parfois un ou deux quartz du premier type sont associés à quatre ou cinq quartz du second type : ils forment alors un des globules de quartz caractéristiques de ce faciès. On peut par ailleurs penser que plus la cristallisation a été précoce, plus la plage d'extinction a des chances d'être importante. On conclut donc à l'existence de trois générations de quartz dans le type en question :

- a) première génération : quartz submillimétriques à contours irréguliers et golfes nombreux.

- b) deuxième génération : quartz millimétriques subautomorphes
- c) troisième génération : quartz décimillimétriques xénomorphes intergranulaires.

La fig. 89 représente un globule polycristallin de quartz vu au microscope :



Plagioclase : les plagioclases sont en cristaux plurimillimétriques subautomorphes à automorphes. Leur zonation est indéterminable du fait de l'intensité de leur séricitisation. Ils contiennent des chlorites de faible taille qui sont probablement d'anciennes biotites.

Orthose : L'orthose est pratiquement toujours sous la forme de GCF. Ceux-ci présentent toujours la *maçale* de Carlsbad et ne sont jamais ni exsolvés ni altérés. Leurs contours irréguliers leur donnent un aspect interstitiel. Ils contiennent beaucoup d'inclusions: des petits quartz du premier type, des plagioclases et des chlorites.

Chlorite : Les chlorites proviennent d'anciennes biotites et contiennent de nombreuses apatites subautomorphes.

b) séquence de cristallisation

La cristallisation commence par l'apparition de l'apatite. On assiste ensuite à la formation de biotite et de plagioclase. Puis la première génération de quartz précipite pour être ensuite corrodée. Après cette phase de redissolution du quartz, on observe la cristallisation du deuxième type de quartz puis celle des GCF. La troisième génération de quartz suit la seconde à partir du moment où, l'essentiel de la roche ayant cristallisé, le quartz se solidifie dans les interstices.

2) Granite à orthoses plurimillimétriques

Ce granite apparaît à l'oeil nu comme moins riche en GCF : une partie de l'orthose y apparaît en grains plurimillimétriques. Sa description sera faite par comparaison avec le type précédent en utilisant la lame n° 17.

a) Etude des minéraux de la lame n° 17

quartz : Là aussi, on rencontre les trois types précédemment décrits ; mais ils diffèrent en taille et en quantité. Le quartz de première génération est plus rare et de plus faible taille. Le quartz du second type est abondant, mais il ne forme pas de globules, ce qui donne à penser que sa cristallisation a été plus tardive que dans le cas précédent. Le quartz du troisième type est presque absent.

plagioclase : Les plagioclases de taille décimillimétrique sont automorphes. Ceux de taille submillimétrique sont subautomorphes à xénomorphes. Leur contenu en inclusions est pratiquement nul. L'essentiel des plagioclases titrent entre 35 et 30 % d'anorthite : mais des coeurs à 45 % d'anorthite s'observent parfois et la transition entre les coeurs et leurs enveloppes se fait sur quelques microns.

Orthose : Contrairement au cas précédent, les orthoses sont pratiquement automorphes, qu'il s'agisse de GCF ou de cristaux plurimillimétriques : on peut donc penser qu'elles ont cristallisé plus tôt. Elles ne sont ni ex-solvées ni altérées et contiennent de nombreux plagioclases décimillimétriques automorphes, de petites biotites et de très rares quartz corrodés.

Biotite : La biotite est automorphe et peu altérée.

Minéraux accessoires : L'apatite et les minéraux opaques sont courants dans les biotites, le zircon dans les plagioclases.

b) Séquence de cristallisation

Apatite, zircon et minéraux opaques se forment les premiers, en même temps que les plagioclases à 45 % d'anorthite, qui n'en contiennent jamais. Puis c'est le tour de la biotite et de la première génération de quartz. Les plagioclases à 30 à 35 % d'anorthite apparaissent ensuite, immédiatement suivis par l'orthose. La cristallisation s'achève par celle de la deuxième génération de quartz, dans la mesure où la troisième est négligeable.

3) Comparaison des séquences déduites des textures

Le tableau n° 42 permet de comparer les séquences de cristallisation qui viennent d'être déduites de l'étude des textures.

Granite à globules de quartz	granite à orthoses plurimillimétriques
Apatite et opaques (+ première génération de plagioclase probable)	opaques, zircon, apatite et première génération de plagioclase
première génération de quartz et biotite	première génération de quartz et biotite
seconde génération de plagioclase	seconde génération de plagioclase
seconde génération de quartz	orthose
orthose	seconde génération de quartz
troisième génération du quartz	

Tableau n° 42 : comparaison des séquences de cristallisation

Les principales différences entre les deux types sont les suivantes :

- l'orthose apparaît avant la deuxième génération de quartz dans le granite à orthoses plurimillimétriques ; le contraire se produit dans le granite à globules de quartz
- la première génération de quartz est nettement plus développée dans le granite à globules de quartz que dans celui à orthoses plurimillimétriques
- la troisième génération de quartz est presque inexistante dans le granite à orthoses plurimillimétriques.

C. SCHEMA THERMODYNAMIQUE DE CRISTALLISATION DU GRANITE A GCF

1) Texture et ascension magmatique

Dans la plupart des échantillons du granite à GCF, on constate l'existence de deux générations de plagioclase. La première génération est caractérisée par une teneur en anorthite de l'ordre de 45 %, la seconde par une teneur de l'ordre de 33 %. La transition est en général brutale entre les deux générations, la seconde englobant en général la première. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées quant à ce changement de la composition du plagioclase : une baisse brutale de la température, une diminution de la teneur en eau ou une chute de la pression. On ne voit pas très bien ce qui pourrait provoquer une baisse soudaine de la température : tout donne à

penser qu'un liquide silicaté refroidit lentement et régulièrement. La diminution de la teneur en eau ne peut être provoquée que par la cristallisation de minéraux hydratés : mais sachant que les biotites contiennent de l'ordre de 3 % d'eau et que le granite renferme 15 % de biotite, la cristallisation de la biotite s'accompagne d'une diminution de la teneur en eau de moins de 0,5 % ; ce n'est donc non plus une baisse de la teneur en eau qui explique la cristallisation de deux générations de plagioclase. Il reste donc un changement rapide de la pression, qui peut s'expliquer par la montée en un laps de temps relativement bref du liquide silicaté de composition granitique ; on peut en effet supposer une montée lente au début, devenant rapide ensuite puis diminuant **avec le gain en viscosité** ; la cristallisation commencerait en profondeur à une pression maximale de 8 kbar (à peu près 30 Km) puis se poursuivrait et s'achèverait sous une pression de l'ordre de 2 kbar (à peu près 8 km). On va voir que cette hypothèse permet d'expliquer la texture des deux types granitiques qui ont été mis en évidence.

2) *Schéma thermodynamique de cristallisation du granite à globules de quartz* -----

Dall'Agnol (1980) a jugé dans son étude sur le massif Antonio Vicente (Amazonie, Brésil) qu'une teneur en eau de 3 % était une valeur réaliste dans le cas du liquide à l'origine du granitoïde à amphibole et biotite intitulé GG. Plusieurs arguments permettent de penser que le liquide à l'origine du granite à GCF du Lys Caillaouas était plus pauvre en eau que celui qui a donné naissance au granitoïde d'Antonio Vicente. Le développement des GCF est favorisé par la pauvreté en eau du magma granitique. Et les transformations dans le subsolidus sont nettement plus développées au sein de ce granitoïde que dans le granite à GCF qui nous occupe. On supposera donc que le granite à globules polycristallins de quartz dérive d'un liquide silicaté contenant 1 % d'eau.

Whitney (1975) a établi les diagrammes T-X_{H₂O} pour 2 et 8 kbar et P-X_{H₂O} pour 750°C dans le cas de 4 compositions granitiques artificielles. Le tableau n° 41 donne les compositions normatives ramenées à la somme Qz + Or + Ab + An du granite R₁, de l'adamellite R₄ et de l'analyse n° 13.

	R ₁	R ₄	13
Qz	16,5	21,5	33
Or	34,0	30,2	29
Ab	32,0	34,2	27
An	7,5	14,1	11

Tableau n° 41 : compositions normatives ramenées à la somme Qz+Or+Ab+An des compositions R1 et R2 et de l'analyse n° 13

On va déduire le diagramme P-T pour une teneur en eau de 1 % correspondant à la composition de l'échantillon n° 13 de granite à GCF. Le contenu en quartz de cet échantillon étant nettement plus élevé que celui de R1 et de R4, la courbe d'apparition du quartz sera tracée par extrapolation à partir de celles pour R1 et R4. Les teneurs en orthose de R4 et 13 sont presque les mêmes : la courbe d'apparition du feldspath alcalin du granite n° 13 sera pratiquement celle de la composition R4. Sachant que R1 contient 39,5 % d'albite et d'anorthite et le granite n° 13 38 %, on prendra comme courbe d'apparition du plagioclase dans le granite n° 13 celle de la composition R1. Les courbes de saturation en H₂O et les solidi dépendent peu de la composition initiale. D'où le diagramme de la fig. 90.

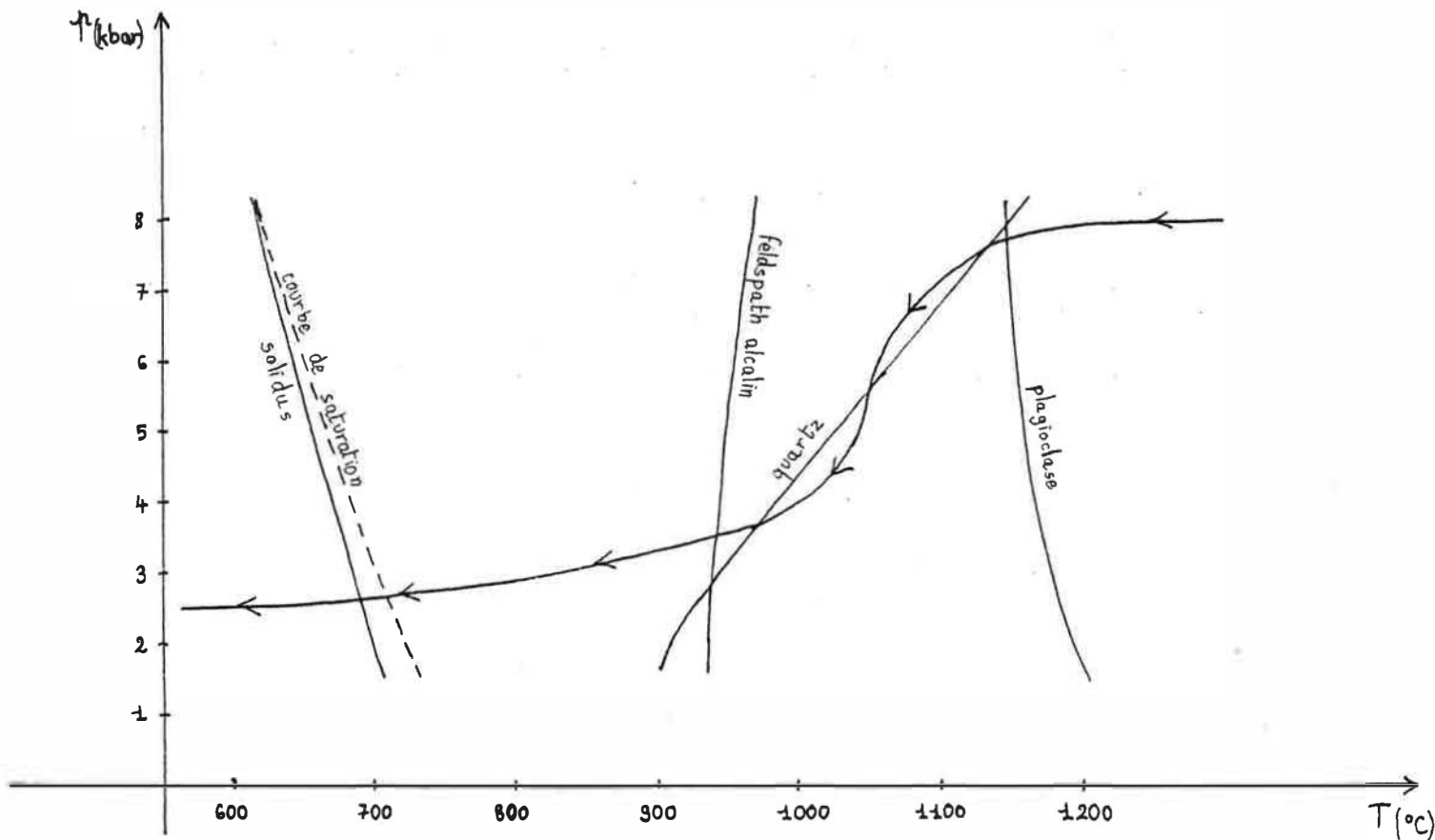


Fig. 90 : cristallisation du granite à GCF n° 13 (type à globules polycristallins de quartz)

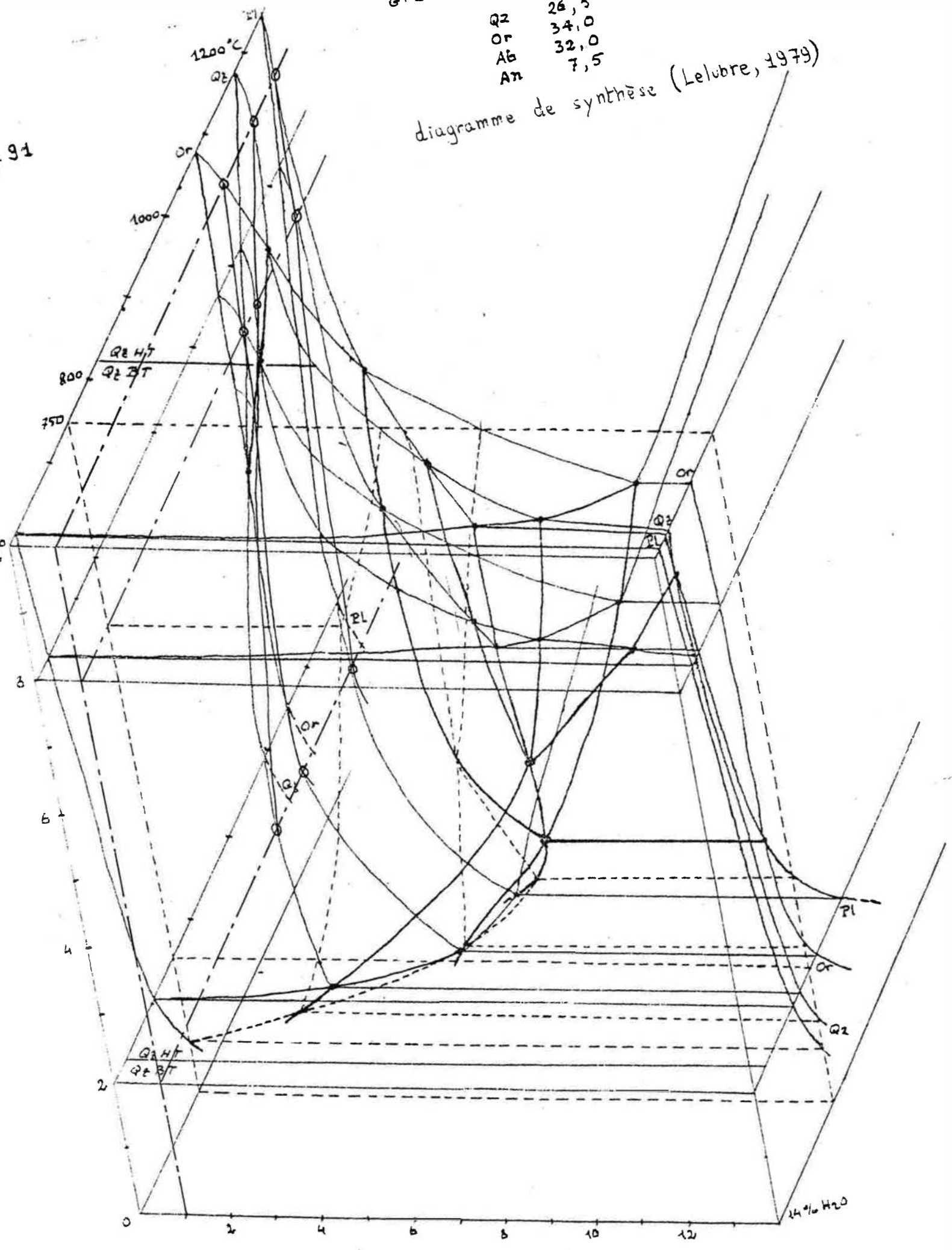
L'interprétation du chemin de cristallisation qui vient d'être représenté sur la fig. 85 est la suivante. Au dessous de 1150° apparaissent successivement du plagioclase et du quartz : il s'agit des coeurs d'An45 et des quartz de première génération. Puis le magma granitique remonte avec une température de l'ordre de 1050° et le quartz redevient instable : d'où les golfes de corrosion dans la première génération de ce minéral et le rééquilibrage du plagioclase. La deuxième génération de quartz se forme au-dessous de 970° et du plagioclase à 33 % d'anorthite se met à cristalliser en même

Granite R1 (J. A. WHITNEY, 1979)

Qz 26,5
Or 34,0
Ab 32,0
An 7,5

diagramme de synthèse (Lelubre, 1979)

91



temps. La roche est donc déjà en partie solide quand les GCF xéno morphes commencent à cristalliser. Le processus s'achève avec la cristallisation finale interstitielle du quartz. Le dégazage du magma résiduel commence un peu au-dessus de 700° et le solidus est atteint à 690°. Il est remarquable de voir que ce schéma thermodynamique correspond très bien au schéma issu de l'étude de la texture de la roche (cf tableau n° 42).

3) Schéma thermodynamique de cristallisation du granite à orthoses plurimillimétriques

La présence d'orthoses plurimillimétriques permet de penser que le liquide à l'origine de ce granite était plus riche en eau que le liquide dont la cristallisation a donné naissance à un granite dont l'orthose se présente exclusivement sous la forme de GCF. Le diagramme de synthèse sur la composition R1 de Lelubre (1979) donné en fig. 91 montre qu'avec une augmentation de la teneur en eau la courbe d'apparition du feldspath alcalin tend à passer à droite de celle du quartz tandis que la courbe d'apparition du quartz se redresse fortement. D'où le diagramme qualitatif suivant pour une teneur en eau de l'ordre de 2 %

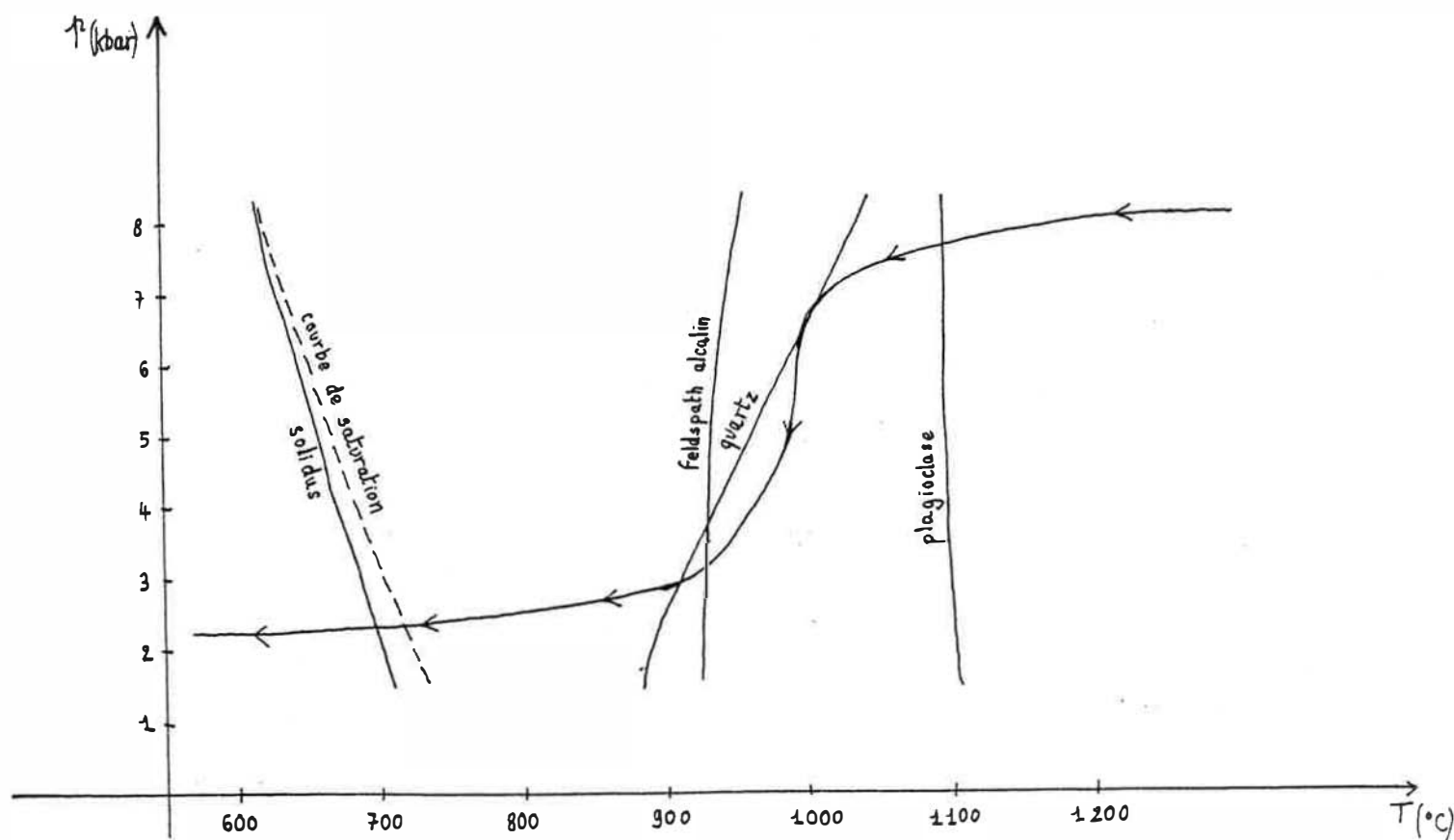


Fig. 92 : diagramme qualitatif de cristallisation du granite à orthoses plurimillimétriques.

Le chemin de cristallisation se contenterait de tangenter la courbe d'apparition du quartz à haute pression : d'où le petit nombre de quartz corrodés de première génération. Et du fait de l'élévation en pression de l'intersection des courbes d'apparition du quartz et du feldspath alcalin, le feldspath alcalin se forme avant le quartz de deuxième génération : ce qui permet aux GCF et aux orthoses plurimillimétriques d'avoir un aspect automorphe. On peut donc expliquer les différences texturales entre le granite à globules de quartz et celui à orthoses plurimillimétriques par une simple différence entre les teneurs en eau des liquides silicatés à l'origine de ces types rocheux.

4) Conclusion concernant la cristallisation du granite à GCF

Jusqu'en 1975, la plupart des expériences de pétrologie expérimentales étaient réalisées avec des appareils où la pression était créée en comprimant de la vapeur d'eau : en conséquence, tous les diagrammes obtenus étaient en fait des projections de surfaces de saturation. Whitney (1975) a eu le mérite de contourner cette difficulté en utilisant de l'argon. Ses diagrammes permettent de mesurer l'influence de la teneur en eau du magma sur les températures d'apparition des minéraux. Quand on fait des hypothèses raisonnables sur les teneurs en eau (X_{H_2O} entre 1 et 3 %), on constate que les minéraux des granites commencent à se former dans un ordre qui peut être différent et à des températures nettement plus élevées (entre 900 et 1100°) que celles qui se déduisent des projections des surfaces de saturation (entre 750 et 600°). De plus, les variations de la teneur en eau dans le magma permettent d'expliquer élégamment les changements de texture entre des roches dont les compositions chimique et minéralogique sont analogues.

D. FORMATION DES GCF

Il faut maintenant expliquer pour quelles raisons le feldspath alcalin s'est exprimé sous la forme de cristaux pluricentimétriques alors que le plagioclase et le quartz sont de taille submillimétrique. Pour ce faire, on va utiliser les travaux de Swanson (1977). Cet auteur a étudié le taux de nucléation et la vitesse de croissance cristalline du feldspath alcalin, du quartz et du plagioclase en fonction de la différence entre la température du liquide silicaté et celle du liquidus. Il a effectué ces expériences sous une pression de 8 kbar, mais il ajoute :

"Reconnaissance experiments at 2 kbars suggest the form of the curves shown is little changed by pressure, though absolute values may be changed."

Je peux donc utiliser sans hésitations les courbes de taux de nucléation et de vitesse de croissance établies par Swanson (1977). Ce chercheur a opéré sur deux mélanges dont la biotite était exclue, l'un qu'il a appelé granodiorite synthétique et l'autre granite synthétique.

Pour voir de laquelle de ces roches artificielles se rapprochait le plus le granite à GCF, on a procédé de la manière suivante. On a calculé la moyenne des neuf analyses du granite à GCF, puis on a établi une quantité de biotite virtuelle à partir de la teneur en MgO et Fe₂O₃ et recalculé l'analyse moyenne après avoir retiré la biotite. Cette manière d'opérer est d'autant plus justifiée que tous les travaux expérimentaux (Von Platen, 1965 ; Pirvinski, 1968b) montrent que la biotite a presque intégralement cristallisé quand le feldspath alcalin commence à se former. Le tableau n° 43 montre que le granite à GCF a une composition hors biotite qui se rapproche plus de celle du granite synthétique que de celle de la granodiorite synthétique.

	Granite à GCF hors biotite	granite synthétique	granodiorite synthétique
SiO ₂	75,6	74,0	70,3
Al ₂ O ₃	16,0	15,1	18,0
CaO	2,3	1,5	4,0
Na ₂ O	3,2	3,8	4,4
K ₂ O	2,9	5,7	3,3

Tableau n° 43 : comparaison entre les compositions du granite à GCF, du granite synthétique et de la granodiorite synthétique étudiés par Swanson (1977)

La fig. 93 donne sur le même diagramme la courbe de densité de nucléation et celle de taux de croissance cristalline en fonction de la différence entre la température du liquide et celle du liquidus pour le feldspath alcalin dans le cas du granite synthétique.

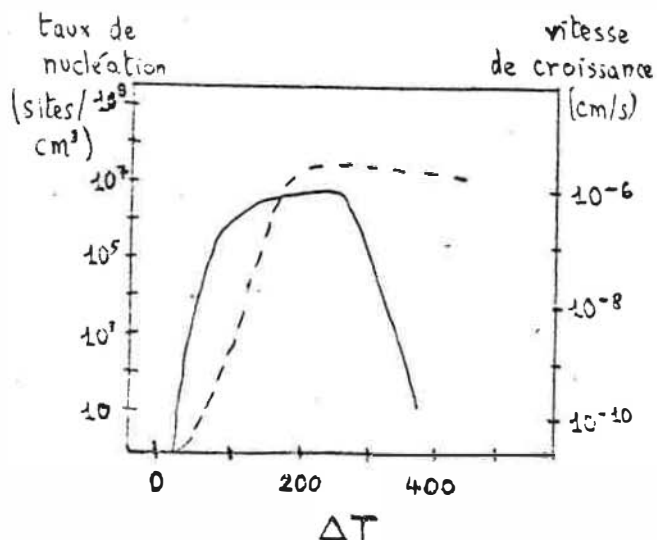


Fig. 93 : cristallisation du feldspath alcalin dans un granite synthétique (Swanson, 1977)

— vitesse de croissance cristalline (cm/s)

- - - - - taux de nucléation (sites/cm³)

On constate que pour une différence de température de 100° entre le liquidus et le liquide, il y a tout à la fois un taux de nucléation faible (quelques milliers de sites par cm³) et une vitesse de croissance élevée (10⁻⁶ cm/s) pour le feldspath alcalin. De telles circonstances sont évidemment favorables à la cristallisation d'un petit nombre d'individus de grande taille. On peut même essayer d'évaluer la durée de cristallisation des GCF. Ceux-ci ont des dimensions de l'ordre de 4 cm. Si la croissance se fait à la vitesse de 10⁻⁶ cm/s, il faut compter 4.10⁶ s pour la formation d'un cristal, soit 46 jours. Ce résultat montre que la cristallisation d'un granite n'a rien à voir avec le phénomène se déroulant sur des centaines de milliers d'années qu'imaginent certains géologues.

E. CRISTALLISATION DU GRANITE PAUVRE EN GCF

Le granite pauvre en GCF n'est autre qu'une extrapolation de la tendance allant du granite à globules de quartz au granite à orthoses plurimillimétriques. Dans le granite pauvre en GCF, l'orthose s'exprime essentiellement sous forme de cristaux plurimillimétriques et rarement sous la forme de GCF. On peut donc penser que le liquide granitique qui a donné naissance à ce type rocheux était nettement plus riche en eau que celui qui est à l'origine du granite à GCF. L'observation du terrain permet de faire une hypothèse sur l'origine de l'eau. Le granite pauvre en GCF s'observe soit au contact de l'encaissant soit au voisinage d'une zone très riche en enclaves ordoviciennes, le secteur directement en aval de la cote 2509. L'enrichissement en eau du magma pourrait donc résulter de la libération de vapeur d'eau qui accompagnait les réactions du métamorphisme de contact dans les schistes, gneiss et cornéennes de l'encaissant et des enclaves.

F. ORIGINE DU GRANITE A GCF

La première question qui se pose est celle de l'origine du liquide silicaté qui a donné naissance au granite à GCF. Les diagrammes du chapitre sur la lignée calco-alcaline du Lys Caillaouas montrent que le complexe basique et le granite à GCF sont des pôles nettement distincts sur la lignée en question. On peut alors imaginer qu'il y a d'abord eu formation d'un liquide de composition basaltique par fusion partielle du manteau supérieur puis différenciation d'un liquide dioritique à une température de 1300° et une profondeur de 30 à 50 km. Puis ce liquide a entamé son ascension et s'est mis à traverser des empilements de sédiments métamorphisés acides à partir d'une profondeur de 25 à 30 km. D'après la formule de Jaeger (1957) et en supposant que la température est de 450° à 25 km de profondeur (Birch, 1955), on obtient pour la température au contact direct :

$$T_c = 0,6 \times 1300 + 450 = 1230^\circ \text{ C}$$

Une telle température permet la fusion complète d'une granulite. On peut donc supposer que le liquide à l'origine du granite à GCF provient de l'incorporation de matériel crustal au contact du magma dioritique, ce dernier magma étant lui-même à l'origine du complexe basique.

G. CRISTALLISATION GRANITIQUE ET FABRIQUE DES GCF

L'objet de ce paragraphe est d'examiner dans quelles conditions les GCF ont cristallisé et de voir s'il y a moyen d'interpréter leur orientation préférentielle telle qu'elle a été définie dans le préambule de ce travail.

1) *Caractéristiques du magma au moment de la cristallisation des GCF*

a) Cas du granite à globules de quartz

L'examen de ce granite en lame mince montre que les plagioclases contenus dans les GCF ont des dimensions deux fois et demi plus faibles que dans le fond de la roche et que les biotites en inclusions dans les GCF sont de taille comparable à celles du fond. On en conclut que le quinzième du plagioclase et la totalité de la biotite étaient solidifiés quand les GCF ont précipité. Sachant que le granite à GCF contient 32 % de plagioclase et 15 % de biotite, cela donne déjà une proportion de 17 % de cristaux lors du début de la cristallisation des GCF. A cela s'ajoutent la première génération de quartz et une petite part de la seconde (cf fig. 85), soit de l'ordre de 30 % du quartz total. Le granite à GCF contenant 33 % de quartz, cela signifie que 10 % du volume du magma étaient représentés par du quartz lorsque les GCF ont commencé à se séparer. Au total, 27 % du magma étaient déjà solidifiés quand les GCF se sont formés. On a montré au paragraphe D de ce chapitre que la cristallisation des GCF avait été un phénomène rapide : on peut donc penser que les proportions des autres minéraux n'ont pratiquement pas changé pendant celle-ci. Le magma contenait donc 47 % de cristaux solides et 53 % de liquide silicaté après la formation des GCF dans le cas du granite à globules de quartz.

b) Cas du granite à orthoses plurimillimétriques

Maintenant que le lecteur a compris le mécanisme du calcul, je vais le reprendre dans le cas de ce granite sous la forme du tableau n° 44.

Minéral	proportion modale	proportion du minéral cristallisée à l'apparition des GCF	proportion précédente rapportée à la roche totale
Plagioclase	32 %	7 %	2 %
Biotite	15 %	100 %	15 %
Quartz de la 1ère génération	3 %	100 %	3 %
Quartz de la 2ème génération	25 %	0 %	0 %
Quartz de la 3ème génération	5 %	0 %	0 %
		Total	20 %

Tableau n° 44 : Calcul de la proportion de cristaux solides lors de l'apparition des GCF dans le cas du granite à orthoses plurimillimétriques.

On peut ainsi estimer que 20 % du magma étaient à l'état solide quand les GCF ont commencé à se former ; il contenait 40 % de cristaux solides à la fin de leur précipitation.

c) Caractéristiques rhéologiques

Shaw (1965) a montré que la viscosité d'un liquide silicaté dénué de cristaux et de composition granitique est comprise entre 10^6 et 10^8 P. D'après une formule donnée par Nickel et al (1967), on peut calculer la viscosité réelle d'un mélange de liquide et de cristaux :

$$n_{\text{mélange}} = n_{\text{liquide}} (1 + 2,5 \times \text{pourcentage volumique de cristaux})$$

Dans le cas qui nous intéresse, le pourcentage volumique en question varie entre 40 et 47 %. D'où :

$$n_{\text{mélange}} = 1,2 \text{ à } 2,2 n_{\text{liquide}}$$

D'après Roscoe (1952), on aurait plutôt

$$n_{\text{mélange}} = 10 n_{\text{liquide}}$$

pour un mélange à 50 % de liquide et 50 % de solide. Quoiqu'il en soit, on voit que la viscosité du magma reste du même ordre de grandeur (10^6 à 10^9 P) entre le début de la cristallisation des minéraux et la fin de la solidification des GCF. L'orientation préférentielle de ces derniers est donc susceptible de s'expliquer par l'écoulement magmatique. Les diagrammes des fig. 85 et 87 montrent d'ailleurs que leur précipitation se produit lors de la phase finale de l'ascension magmatique ; et d'après Nickel et al (1967), l'écoulement d'un fluide ne s'arrête que quand celui-ci contient au moins 75 % de cristaux solides. Le diagramme de la fig. 94 tente de représenter de manière synthétique la cristallisation du type à globules de quartz du granite à GCF

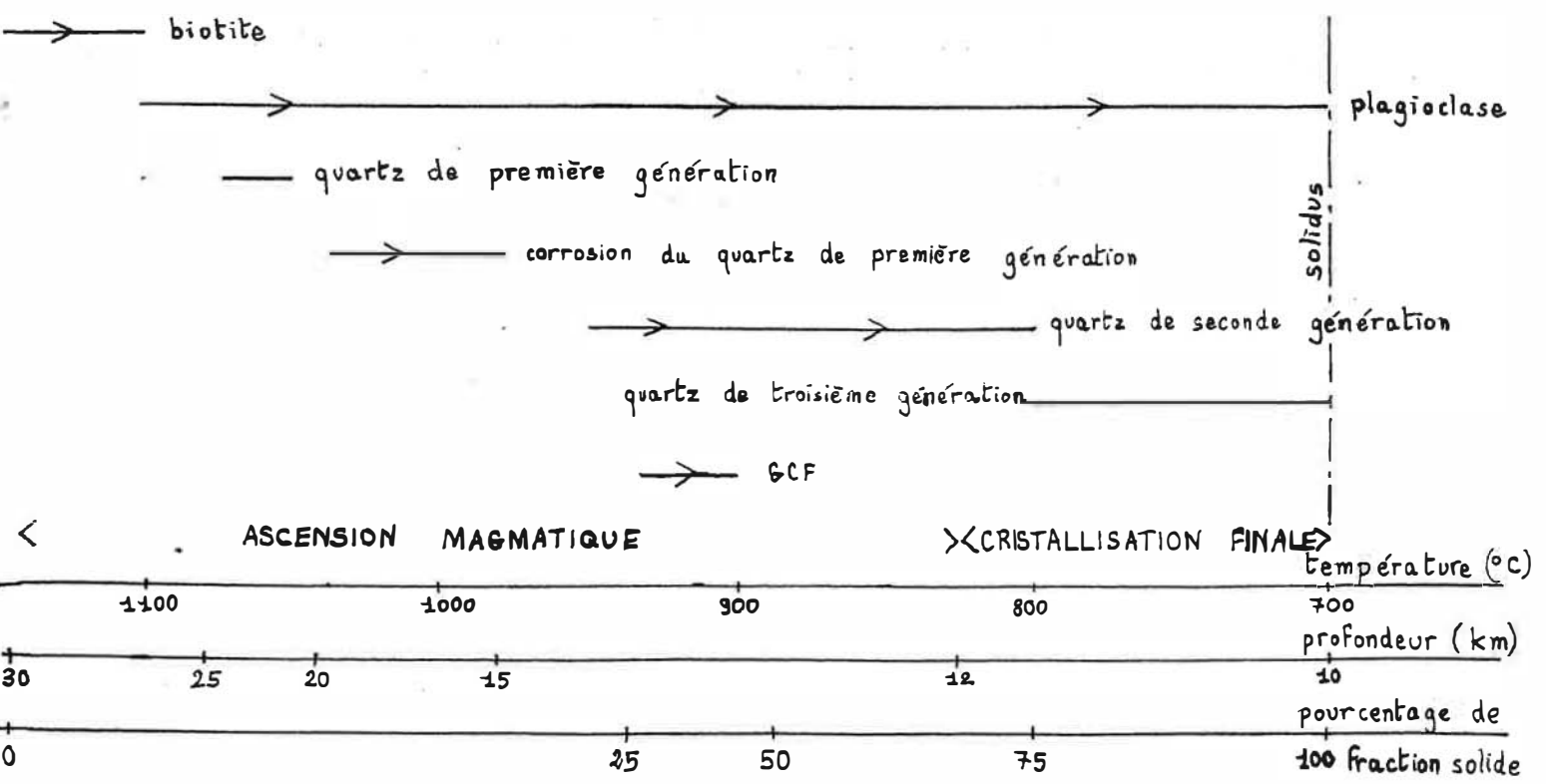


Fig. 94 : diagramme synthétique de cristallisation du granite à GCF et à globules de quartz.

Conclusion : Les GCF cristallisent au début de la phase finale de l'ascension magmatique. Leur orientation préférentielle doit donc témoigner de l'écoulement à la fin de la phase finale de l'ascension magmatique.

2) *Observations de terrain et modèles théoriques ou expérimentaux*

On observe fréquemment dans la vallée du Portillon l'accumulation de GCF entre deux enclaves ordoviciennes. La fig. 95 représente le phénomène tel qu'il se présente aux abords du refuge du Portillon.

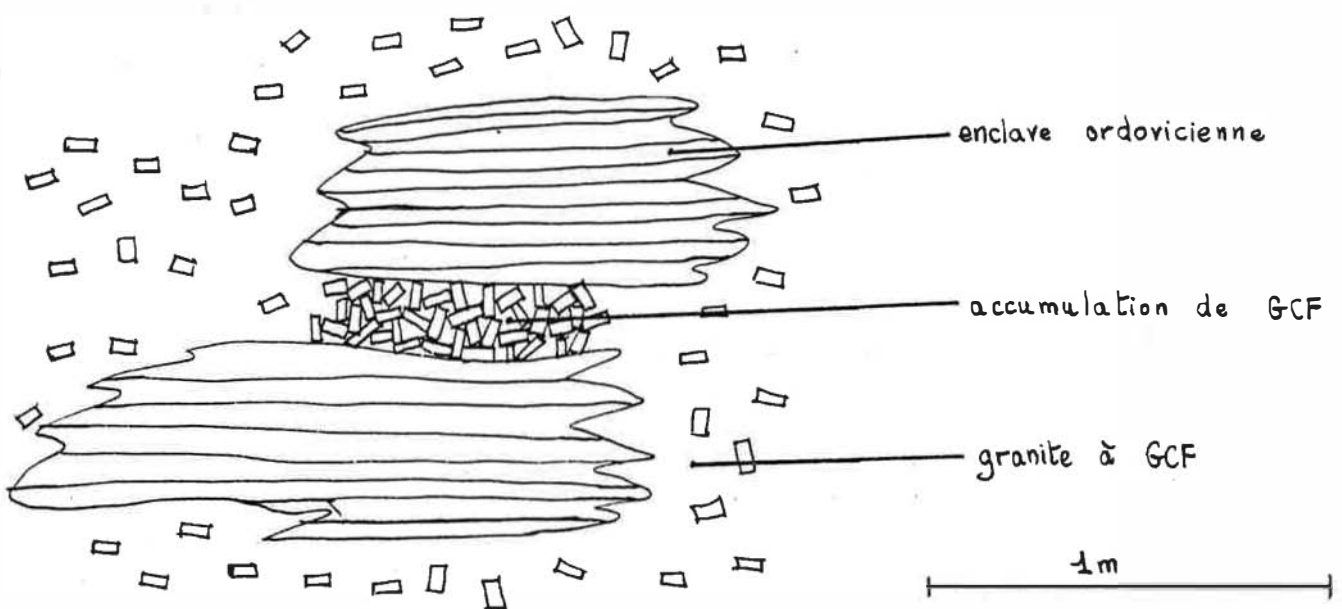


Fig. 95 : accumulation de GCF coincés entre deux enclaves ordoviciennes près du refuge du Portillon

Une telle accumulation s'explique aisément par un engorgement en GCF lors de l'écoulement du magma entre les deux enclaves. L'observation du terrain confirme donc la conclusion tirée des études thermodynamique et rhéologique.

Au risque de décevoir le lecteur, il ne sera guère possible d'aller plus loin. A priori, on pourrait espérer tirer de la fabrique des GCF des renseignements sur la géométrie de l'écoulement du magma granitique. Mais il faudrait disposer soit d'un modèle expérimental soit d'un modèle mathématique. Il serait certes possible de déduire un modèle théorique de comportement des GCF dans un magma à partir des équations de Jeffery (1922), mais une telle entreprise sortirait largement du cadre de ce modeste travail. Quant aux modèles expérimentaux, ils sont fort éloignés de ce qui s'observe dans la vallée du Portillon. Le phénomène tectonique le plus intéressant de la région est certainement le parallélisme entre la foliation et le contour des enclaves ordoviciennes et la foliation des GCF entre la coume de l'Abesque et la cote 2509. Or personne n'a étudié l'écoulement d'un fluide chargé de parallélipèdes entre deux plans. Le travail qui se rapproche le plus de cette situation est celui de Nickel et al (1967). Mais cette équipe s'est intéressée à un écoulement tubulaire et non plan ; quant au matériau, il s'agissait de glucose chargé de grains de riz : or un GCF n'est pas morphologiquement assimilable à un grain de riz. D'autres chercheurs (cf Nickel et al 1967) ont travaillé sur la fabrique de disques dans un fluide en train de s'écouler : mais leurs résultats sont contradictoires.

L'état d'avancement de la science ne permet donc pas d'interpréter aisément l'orientation préférentielle des GCF même si on est sûr que celle-ci s'explique par l'écoulement du magma granitique peu avant que son ascension ne s'achève. On peut cependant citer l'intéressante tentative de Marre concernant le granite du Quérigut.

CHAPITRE 12

CRISTALLISATION DU GRANITE A GRAIN FIN ET A MUSCOVITE

A. ANALYSES NORMATIVES DU GRANITE A GRAIN FIN ET A MUSCOVITE

	35	26'
quartz	37	31
orthose	28	40
albite	23	18
anorthite	4	4
corindon	3	2
hypersthène	4	4
ilménite	1	1
Ab/An	5,8	4,5

Tableau n° 45 : analyses normatives du granite à grain fin et à muscovite

échantillon n° 35 : pris au sommet du pic Perdiguère, à l'intérieur d'un sill

échantillon n° 26' : pris à côté de l'appui W du barrage du lac du Portillon, à l'intérieur d'une cheminée d'alimentation en ce granite.

B. TEXTURE ET SEQUENCE DE CRISTALLISATION

L'absence de données thermodynamiques sur le granite à muscovite pour des pressions réalistes (2 à 3 kbar) fait que la séquence de cristallisation ne peut être approchée que par l'étude de la texture de la roche. Il existe certes un diagramme T-X_{H₂O} pour le granite à muscovite, mais il a été établi (Wyllie, 1979) pour une pression de 10 Kbar. Or, on a montré dans le préambule que l'accident de Caillaouas a probablement permis au compartiment Sud (celui où le granite à grain fin et à muscovite apparaît en laccolithes) de s'abaisser par rapport au compartiment Nord (formé essentiellement de granite à GCF). Dans le chapitre précédent, on a supposé que la mise en place finale du granite à GCF s'est opérée sous une pression de 2 à 3 kbar, et cette hypothèse a permis d'arriver à une interprétation convenable de la texture. Les données de terrain indiquent que le granite à muscovite a cristallisé plus près de la surface que le granite à GCF. On peut donc envisager une pression de fin de mise en place de l'ordre de 1 à 2 kbar, ce qui exclut l'usage d'un diagramme réalisé pour une pression de 10 kbar.

La texture de la roche va être étudiée minéral par minéral à partir de l'échantillon n° 35 récolté au sommet du pic Perdiguère.

La muscovite est de taille submillimétrique. Ses contours sont déchiquetés et elle présente des golfes de corrosion qui sont toujours remplis de quartz. La fig. 96 représente une muscovite ainsi corrodée.

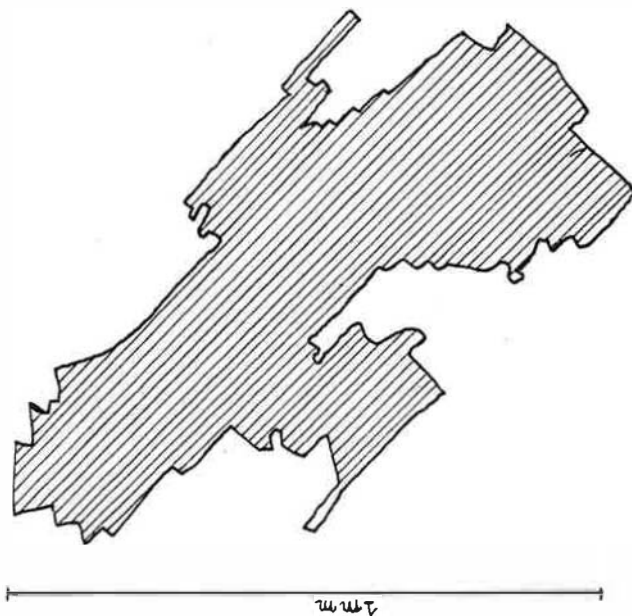


Fig. 96: muscovite à contours irréguliers et à golfes de corrosion dans le granite à grain fin et à muscovite

Les chlorites sont d'anciennes biotites automorphes.

Le feldspath alcalin se présente en cristaux décimillimétriques xénomorphes. Son aspect est franchement interstitiel, ce qui laisse présager une cristallisation tardive. Il contient parfois des inclusions de quartz qui lui donnent l'aspect d'un matériau eutectique globulaire. La fig. 97 permet de se rendre compte du phénomène.

Le quartz est en individus bien formés et la plagioclase en cristaux subautomorphes séricitisés.

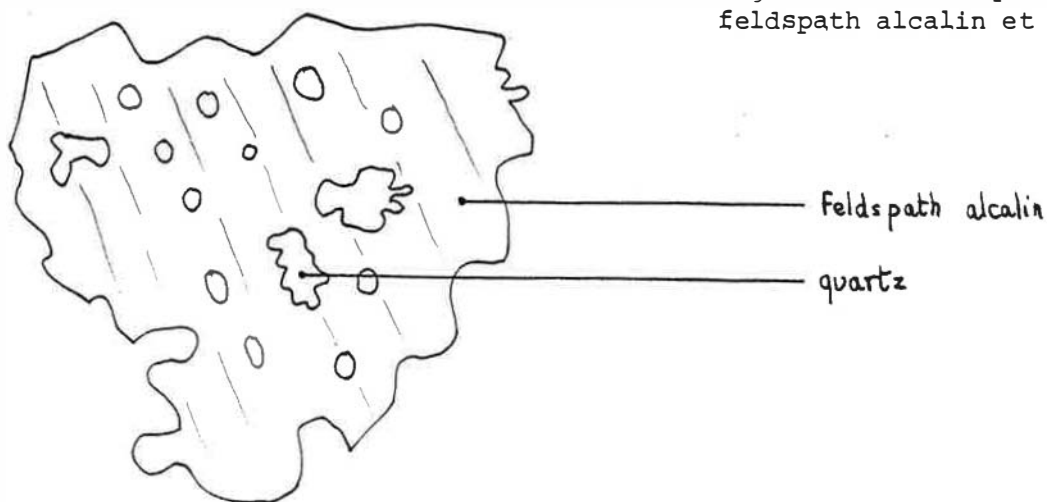


Fig. 97 : eutectique globulaire de feldspath alcalin et de quartz

Le quartz se présente en cristaux bien développés non corrodés et n'a jamais un caractère interstitiel.

On déduit de cette texture la séquence de cristallisation suivante. Le quartz commence à se développer en même temps que la biotite. Puis quartz et plagioclase cristallisent simultanément. Le processus s'achève par la précipitation du feldspath alcalin parfois en eutectique avec du quartz. La muscovite est postmagmatique.

Il s'agit maintenant de voir si l'hypothèse d'une cristallisation eutectique est justifiée. Schairer et Bowen (1947) ont établi le diagramme du système leucite-silice à la pression atmosphérique. On l'utilisera donc d'une manière plus qualitative que quantitative, puisque le granite à grain fin et à muscovite a achevé sa cristallisation sous une pression de l'ordre de 1 à 2 kbar. Le diagramme en question est donné en fig. 98

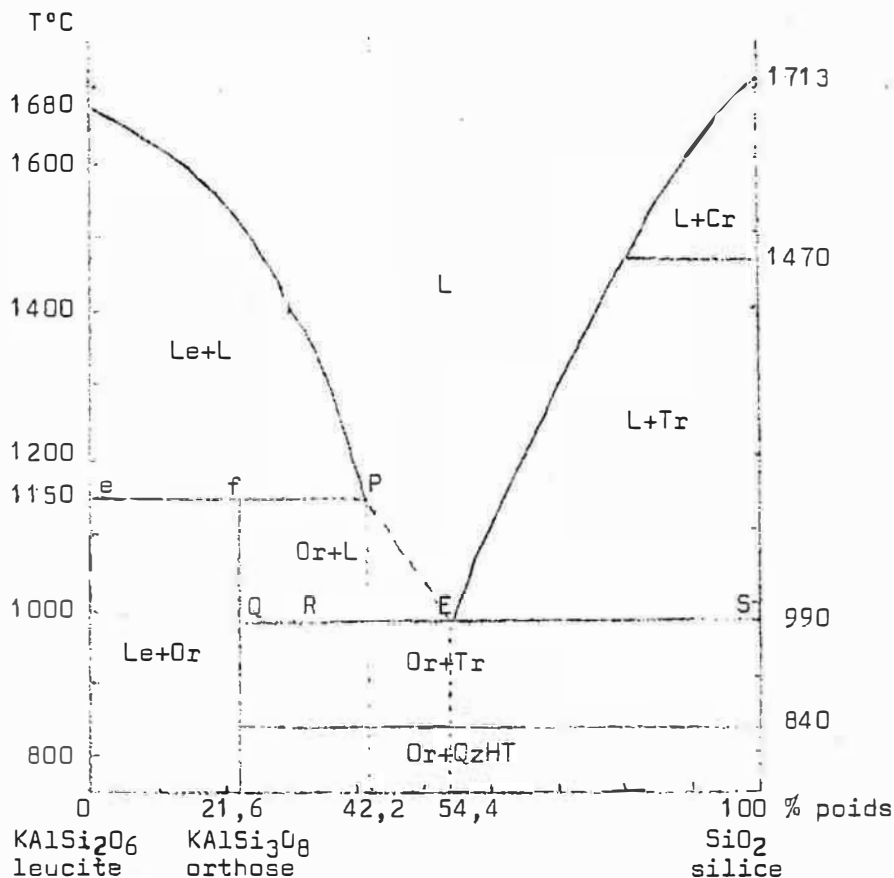


Fig. 98

C. ORIGINE DU GRANITE A GRAIN FIN ET A MUSCOVITE

Les observations de terrain montrent que le granite à grain fin et à muscovite est intrusif dans le complexe basique. Plusieurs filons d'alimentation en ce granite s'observent dans la face NNE du Perdiguère : ils sont situés au sein de la formation homogène sombre du complexe basique. On note par ailleurs des filons d'un granite comparable à l'intérieur du granite à GCF non loin de l'appui Ouest du barrage du Portillon. Tout cela donne à penser que ce granite résulte d'une différenciation assez tardive du granite à GCF. Cette différenciation se serait produite vers la fin de la cristallisation du granite à GCF au moment où le liquide résiduel avait une composition normative enrichie en quartz et appauvrie en anorthite : déterminer avec précision les conditions thermodynamiques de ce moment nous engagerait dans des spéculations tout aussi complexes qu'osées.

CONCLUSION

Deux types de conclusions se dégagent de l'étude qui vient d'être réalisée sur la vallée du Portillon. Les unes ont un caractère régional, les autres un caractère pétrologique. Elles vont être exposées successivement.

1) Conclusions à caractère régional

Le granite à GCF et le granite à grain fin et à muscovite ont déjà été largement décrits dans les études qui par le passé ont été consacrées au massif plutonique du Lys-Caillaouas. Mais le complexe basique n'était jamais apparu en tant que tel et personne n'avait cherché à établir sa structure.

Le complexe basique résulte de la cristallisation d'un liquide de composition dioritique. Il se compose de trois formations :

- une formation homogène claire inférieure, à tendance quartzo-dioritique
- une formation litée intermédiaire, qui voit alterner tonalite et gabbro
- une formation homogène sombre supérieure, à tendance gabbroïque.

Quelques types rocheux particuliers s'observent dans ce complexe. La première formation renferme quelques cumulats plagioclasiques ainsi que des passées à grands cristaux de biotite. La troisième est riche en veinules pegmatoïdes d'un type à longues aiguilles d'amphibole.

Plus généralement, les roches éruptives de la vallée du Portillon s'ordonnent selon trois familles :

- une famille de roches de composition dioritique, correspondant au complexe basique
- une famille de roches de composition granodioritique, à savoir le granite à GCF
- une famille de roches de composition granitique, comprenant le granite pauvre en GCF et le granite à grain fin et à muscovite.

Ces trois familles composent une lignée calco-alcaline.

Le rapprochement entre les deux coupes NS ici présentées (Fig. X et fig. XII) et la coupe de Clin et al (1963) de la partie Sud du massif permet d'esquisser une coupe générale du massif du Lys Caillaouas au niveau de la vallée du Portillon. Cette coupe approximative est faite au 1/20000ème et sa direction va du Nord au Sud (Fig. 99). Les figurés sont ceux des cartes données dans le préambule. Le modèle de mise en place des liquides silicatés correspondant à cette coupe est donné dans les conclusions pétrologiques.

2) Conclusions pétrologiques

Le complexe basique s'explique de manière satisfaisante par la cristallisation in situ d'un liquide de composition dioritique. Cette cristallisation s'est faite de manière régulière à la base et au plafond de l'intrusion mais elle a pris un caractère oscillatoire au centre de celle-ci du fait d'un déplacement plus lent du gradient thermique : d'où la formation litée. Le cumulat plagioclasiq. et la tonalite à GCB correspondant à des teneurs anormales en eau, trop basse dans le premier cas et trop haute dans le second. L'injection pegmatoïde d'un liquide de fin de cristallisation dans l'apex de cette intrusion a donné naissance au type à longues aiguilles d'amphibole. Seules des données expérimentales ayant trait à un magma saturé en eau existent pour les roches du complexe basique : les informations thermométriques que l'on peut en déduire sont donc d'un intérêt limité, car très éloignées de la réalité.

Le granite à GCF présente des textures qui traduisent une lente cristallisation tout au long de sa mise en place. L'existence de GCF permet de supposer une teneur en eau faible, de même que la modestie du cortège filonien : 1 à 2 % paraît une valeur raisonnable. Les travaux expérimentaux de Whitney (1975) permettent de donner une idée des températures d'apparition des minéraux dans l'hypothèse d'une fusion sous 7 à 8 kbar et d'une mise en place sous 2 à 3 Kbar : 1150° pour le plagioclase, 1050° pour le quartz et 950° pour le feldspath alcalin, le solidus se situant aux alentours de 700°. Ces températures sont des maxima, car déterminées à partir de mélanges ne contenant ni MgO ni FeO. Les températures réelles sont probablement de 50 à 70° plus faibles. La précipitation des GCF intervient entre la fin de l'ascension magmatique et la mise en place définitive, ce qui en fait des indicateurs précieux pour la direction de l'écoulement magmatique.

Le manque de données thermodynamiques ne permet pas de dire grand chose du granite à grain fin et à muscovite ni du granite pauvre en GCF.

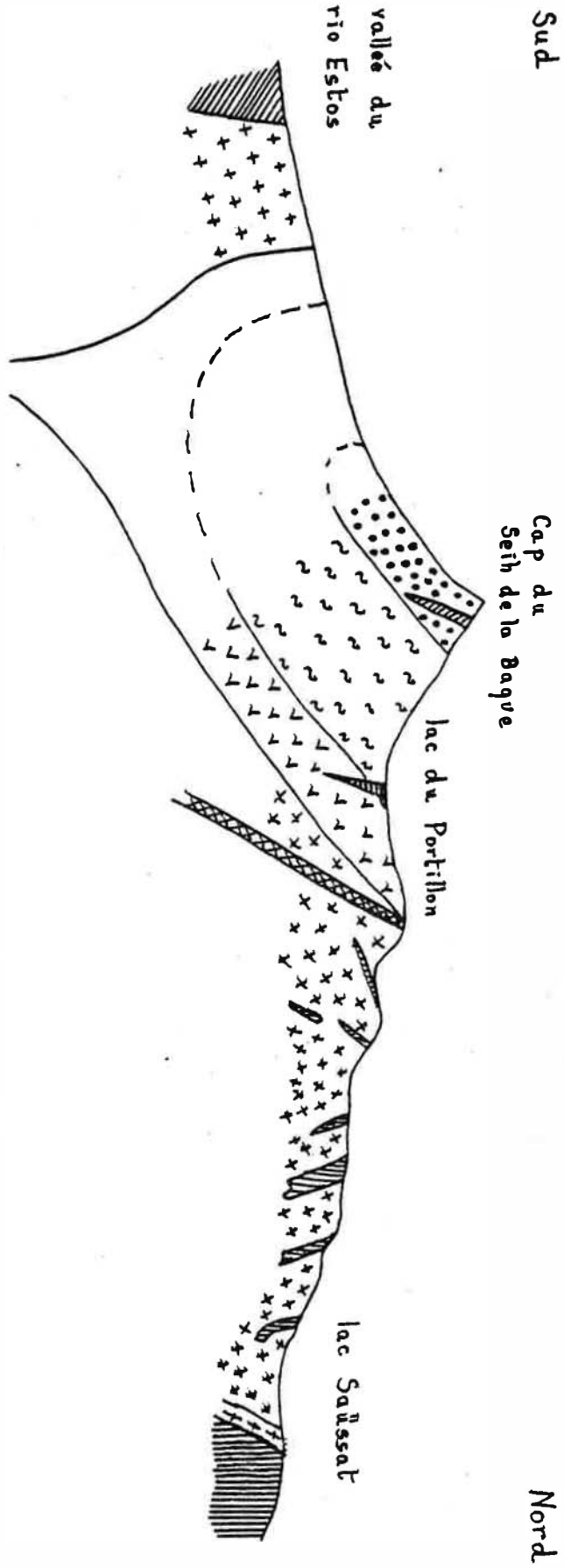


Fig. 99: coupe générale du massif du Lys-Caillovas au 1/20 000ème

Ces quelques indications ainsi que la coupe de la fig. 99 permettent d'imaginer le schéma de mise en place suivant :

- ascension d'un liquide dioritique à un niveau -25 à -30 km
- fusion d'un matériau sialique au voisinage de cette poche et naissance d'un liquide granodioritique
- ascension et mise en place du liquide granodioritique à un niveau -8 à -10 km
- succion, ascension et mise en place du liquide dioritique au coeur de la granodiorite en train de se solidifier
- cristallisation d magma dioritique
- formation d'un liquide granitique à partir du granite à GCF en train de se solidifier et injection de ce liquide dans le complexe basique
- cristallisation du granite à grain fin et à muscovite à partir de ce liquide.

La seule transformation dans le subsolidus qui ait été étudiée de manière approfondie est l'ordonnement des GCF dans le granite à GCF. Le degré d'ordre de la charpente silicoalumineuse des GCF varie entre 0,41 et 0,49 au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'encaissant : il semble donc que ce degré d'ordre diminue au fur et à mesure que la vitesse de refroidissement du massif rocheux augmente. Les travaux de Hovis permettent d'indiquer l'ordre de grandeur des températures qui marquent la fin de cet ordonnancement : celles-ci, d'après les calculs, varient entre 550° et 620°. Deux hypothèses sont avancées pour expliquer ces températures relativement élevées :

1) la faible teneur en eau du magma originel amène une disparition rapide de l'eau interstitielle des joints de grain, d'où blocage du phénomène d'ordonnement.

2) la faible taille du massif granitique a rendu son refroidissement rapide et l'ordonnement n'a pu se poursuivre longtemps.

BIBLIOGRAPHIE

- Albee A. and Ray L. (1970)
Correction factors for electron probe microanalysis of silicates, oxides, carbonates, phosphates and sulfates, analytical chemistry, vol. 42, n° 12.
- Arevalo R.Y., Corlett M. (1969)
Estudio del feldespato potasico de Zarzalejo (El Escorial, Madrid) por medio de la microsonda, boletin geologico y minero, t. 80-2, p. 65-72.
- Autefage F. (1980)
Variations de la teneur en sodium et en potassium dans des minéraux au cours de leur analyse à la microsonde électronique, bulletin de minéralogie, 103, p. 48-53.
- Bateman P. and Nockleberg W. (1978)
Solidification of the mount Givens granodiorite, Sierra Nevada, California, journal of geology, vol. 86, P. 563-579.
- Bence A. and Albee A. (1968)
Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides, journal of geology, vol. 76, p. 382-403.
- Birch F. (1955)
Physics of the crust, geological society of America, special paper 62, p. 101-118.
- Carslaw H. and Jaeger J. (1959)
Conduction of heat in solids, Oxford, Clarendon Press.
- Clin M. et al (1963)
Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys Caillaouas (Pyrénées centrales), sciences de la terre, tome 9, n° 2, p. 149 à 174.
- Dall'Agnol R. (1980)
Etudes sur des granites du type "rondonian" en Amazonie orientale et leurs transformations tardi-magmatiques, thèse troisième cycle, Université de Toulouse.
- Deer et al (1963)
Rock-forming minerals, 5 vol., Longman.
- Dietz E., Baak T. and Blau H. (1970)
The superheating of an albite feldspar, Zeitschrift für Kristallographie, 132, 340-60.
- Eggleton R. (1979)
The ordering path for igneous K-feldspar megacrysts, american mineralogist, vol. 64, p. 906-911.

Fonteilles M. (1968)

Contribution à l'analyse du processus de spilitisation ; étude comparée des séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brévenne (Massif Central français).

Fonteilles M. (1976)

Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales), thèse d'état, Université de Paris VII.

Grandclaude P. et de la Roche H. (1966)

Métamorphisme du Gothlandien de la haute vallée de l'Esera au contact au massif granitique du Lys-Caillaouas (Pyrénées Centrales), sciences de la terre, tome 11, n° 1, p. 55 à 67.

Grew E. (1979)

Al-Si disorder of K-feldspar in cristal xenoliths at Kilbourne Hole, New Mexico, american mineralogist, vol. 64, p. 912-916.

Hénoc J. (1974)

Application du programme COR à la microsonde par sonde électronique, CNET n° 176.

Hovis G. (1971)

Thermodynamic properties of monoclinic potassium feldspars, Ph. D thesis, Harvard University.

Hovis G. (1974)

A solution calorimetric and X-ray investigation of Al-Si distribution in monoclinic potassium feldspars, in Mc Kenzie and Zussman, the feldspars, Manchester University press.

Iiyama J. (1965)

Influence des anions sur les équilibres d'échange d'ions Na-K dans les feldspaths alcalins à 600°C sous une pression de 1000 bars, bulletin de la société française de minéralogie et de cristallographie, vol. 88, p. 618-622.

Jaeger J. (1957)

American journal of sciences, vol. 255, p. 306 à 318.

Jeffery G. (1922)

The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid, proceedings of the royal society, 102, 61.

Kerrick D. (1969)

K-feldspar megacrysts from a porphyritic quartz monzonite, Central Sierra Nevada, California, american mineralogist, vol. 54.

Kohlbeck F. and Horl E. (1976)

Indexing program from powder patterns especially suitable for triclinic, monoclinic and orthorombic lattices, journal of applied crystallography, 9, 28.

- Krivoglaz M. and Smirnov A. (1964)
The theory of order-disorder in alloys, Mac Donald, London.
- Lacroix A. (1900)
Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact, bulletin des services géologiques de la carte de France, vol. 11, p. 50-I à 50-LXVII.
- Leake B. (1978)
Nomenclature of amphiboles, *American Mineralogist*, vol. 63, p. 1023-1052.
- Lelubre M. (1979)
Les composants volatiles dans les phénomènes magmatiques : diagrammes de phases, travaux du laboratoire de géologie-pétrologie, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Lieu J. (1971)
Synthesis and stability relations of prehnite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, the *American Mineralogist*, vol. 56, p. 507-531.
- Mac Kengie W. (1957)
The crystalline modifications of $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8$, *American Journal of Sciences*, vol. 255, p. 481-516.
- Martin R. (1969)
The hydrothermal synthesis of low albite, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 23, p. 323-339;
- Martin R. (1974)
Controls of ordering and subsolidus phase relations in the alkali feldspars, in Mac Kenzie and Zussman, *The Feldspars*, Manchester University Press.
- Mathieu J. Besse R. et Chesney M. (1979)
Etude d'un filon feldspathique dans les gneiss à silimanite du Langeadois (Haute Loire), *Revue de la Société de Sciences Naturelles du Forez*, n° 5.
- Mc. Birney A. and Noyes R. (1979)
Crystallization and layering of the Skaergard intrusion, *Mineralogical Magazine*, vol. 20, part 3, p. 487-554.
- Moore A. (1976)
Intergrowth of prehnite and biotite, *Mineralogical Magazine*, vol. 40, p. 526-529.
- Naslund (1977)
Annual report of the director, geophysical laboratory, p. 410-414.
- Nickel E., Kock H. und Mungässer W. (1967)
Modellversuche zur Fließregelung in Graniten, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, Band 47, Heft 2, Seiten 399-498.
- Paris D. (1979)
Mise en évidence et distribution de différents types de lacunes dans l'alliage Fe-Al ordonné de structure B2, thèse d'Etat, Université de Paris VI.
- Phillips E. and Rickwood P. (1975)
The biotite-prehnite association, *Lithos*, 8, p. 275-281.

- Piwinskii A. (1968a)
Studies of batholithic feldspars, Sierra Nevada, California, contributions to mineralogy and petrology, vol. 17, p. 204-223.
- Piwinskii A. (1973)
Experimental studies of igneous rock series, central Sierra Nevada batholith, California, part II, neues Jahrbuch für Mineralogie Monatsheft, Heft 5, Seiten 193-215.
- Von Platen H. (1965)
Kristallisation granitischer Schmelzen, Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, Band 11, Seiten 334-381.
- Robin P.Y. (1974)
Stress and strain in cryptoperthite lamellae and the coherent solvus of alkali feldspars, the american mineralogist, vol. 59, p. 1299-1318.
- De la Roche H., Letenier G., Grandclaude Ph. et Marchal M. (1979)
Une classification chimique multiélémentaire des roches ignées : exemple de traitement conjugué de plusieurs banques de données, rapport annuel du CRPG, Nancy, Lorraine.
- Roscoe R. (1952)
The viscosity of suspensions of rigid spheres, british journal of applied physics, 3, 267.
- Schairer J.F. and Bowen N.L. (1947)
The system anorthite-leucite-silica, bull. comm. geol. Finland, vol. 20, p. 67-87.
- Shaw H.R. (1965)
Comments on viscosity, crystal settling and convection in granitic magmas, american journal of sciences, 263, 120.
- Smith J. (1974)
Feldspars minerals, in three volumes, Springer Verlag.
- Stormer J. (1975)
A practical two-feldspar geothermometer, the american mineralogist, vol. 60, p. 667-674.
- Swann S. (1977)
Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures, the american mineralogist, vol. 62, p. 966-978.
- Thompson J. (1969)
Chemical reactions in crystals, american mineralogist, vol. 54, p. 341-375.
- Thompson J., Waldbaum D. and Hovis G. (1974)
Thermodynamic properties related to ordering in end-member alkali feldspars, in Mac Kenzie and Zussman, the feldspars, Manchester University press.

Tuttle O. and Bowen N. (1958)

Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - H_2O , memoir 74 of the geological society of America.

Wager L. and Brown G. (1968)

Layered igneous rocks, Edinburgh, Oliver and Boyd.

Watson and Naslund (1977)

Annual report of the director, geophysical laboratory, p. 410-414.

Whitney J.A. (1975)

The effects of pressure, temperature and XH_2O on phase assemblage in four synthetic rock compositions, journal of geology, vol. 83, p. 1 to 32.

Whitney J. and Stormer J. (1977)

Two feldspar geothermometry, geobarometry in mesozonal granitic intrusions : three examples from the Piedmont of Georgia, contributions to mineralogy and petrology, vol. 83, p. 51-64.

Winegard W.C. (1971)

Introduction à la solidification des métaux.

Winkler H. (1965)

Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer-Verlag.

Wiseman J. (1934)

The central and south-west Highland epidiorites : a study in progressive metamorphism, quaterly journal of the geological society, vol. 90, p. 354.

Wyllie P.J. (1979)

Magma and volatile components, the american mineralogist, vol. 64, p. 469-500.

Yoder (1967)

Carnegie Year Book, vol. 66, p. 438.

Zwart H. (1963)

Metamorphic history of the Central Pyrenees, part II, valle de Aran, sheet 4, Leidse Geologische Mededelingen, deel 28, p. 321-376.

