



Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires : Pétrologie du complexe plutonique lite de Guernesey

Jean de Bremond d'Ars

► To cite this version:

Jean de Bremond d'Ars. Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires : Pétrologie du complexe plutonique lite de Guernesey. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 1989. Français. NNT: . tel-00619374

HAL Id: tel-00619374

<https://theses.hal.science/tel-00619374>

Submitted on 6 Sep 2011

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

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

J. de BREMOND d'ARS

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-34-3

estimation des propriétés
rhéologiques des magmas
par l'étude
des instabilités gravitaires

PETROLOGIE DU COMPLEXE
PLUTONIQUE LITE
DE GUERNESEY

MEMOIRES ET DOCUMENTS

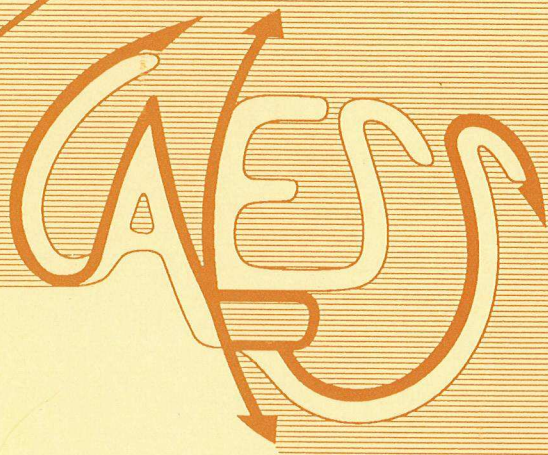
du Centre Armoricaïn

d'Etude Structurale

des Socles

n° 35

Rennes 1990



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

N° 35

J. de BREMOND d'ARS

**Estimation des propriétés rhéologiques des magmas
par l'étude des instabilités gravitaires.
Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey.**

**Thèse de l'Université de Rennes I
soutenue le 8 Décembre 1989.**

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

1989

ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-34-3

1990

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

J. de BREMOND d'ARS (1989).

**Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude
des instabilités gravitaires.
Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey.**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 35 ; 370 p.

Ce mémoire est le résultat d'un travail effectué au laboratoire de Pétrologie cristalline du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles de Rennes.

Merci à Messieurs B. AUVRAY et H. MARTIN qui sont à l'origine du sujet et ont assuré l'encadrement de cette thèse, ainsi qu'à Monsieur Ph. DAVY qui a supervisé l'approche physique qui y est proposée.

Merci à tous ceux qui m'ont aidé, ils savent combien je leur en suis reconnaissant.

Merci à Messieurs les Professeurs BRUN, COULON, JAUPART et SPARKS qui ont accepté de juger cette thèse.

1. The first part of the document is a list of the names of the persons who have been appointed to the various offices of the city government. The names are listed in alphabetical order, and each name is followed by the office to which he or she has been appointed. The list is as follows:

Name	Office
John A. Smith	Mayor
James B. Jones	City Clerk
William C. Brown	City Engineer
Robert D. White	City Treasurer
Charles E. Black	City Attorney
Thomas F. Green	City Commissioner of Public Works
Richard H. Gray	City Commissioner of Health
Joseph K. Blue	City Commissioner of Education
Samuel L. Red	City Commissioner of Police
David M. Yellow	City Commissioner of Fire

*Les chambres magmatiques :
personne n'en a jamais vu,
mais beaucoup en vivent.*

Francis Albarède

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
1^{ère} PARTIE	
STRUCTURE ET EVOLUTION DES CHAMBRES MAGMATIQUES	5
<u>I- INTRODUCTION</u>	<u>7</u>
<u>II- PRINCIPES GENERAUX DE L'EVOLUTION DES CHAMBRES MAGMATIQUES</u>	<u>9</u>
II,1 GENERALITES	11
II,2- DENSITE DES MAGMAS	11
<u>III- INJECTION - MELANGES</u>	<u>16</u>
<u>IV- CONVECTION DANS LES CHAMBRES MAGMATIQUES</u>	<u>19</u>
IV,1- CONVECTION THERMIQUE	19
IV,2- CONVECTION A DOUBLE-DIFFUSION	21
IV,3- CONVECTION DUE A LA CRISTALLISATION	25
IV,4- DISCUSSION	25
<u>V- CRISTALLISATION</u>	<u>28</u>
V,1- THEORIE D'ACCUMULATION	28
<i>V,11- Preuves géologiques</i>	<i>29</i>
<i>V,12- Contraintes physiques</i>	<i>31</i>
<i>V,13- Contraintes cinétiques</i>	<i>33</i>
V,2- FRACTIONNEMENT CONVECTIF	37
<i>V,21- Preuves expérimentales</i>	<i>37</i>
V,211- Systèmes clos	37
V,212- Systèmes ouverts	41
<i>V,22- Considérations théoriques</i>	<i>42</i>
<u>VI- APPLICATION AUX INTRUSIONS LITEES</u>	<u>44</u>
VI,1- SYNTHESE DES PROCESSUS ENVISAGEABLES	44
VI,2- LITAGE DU AU REMPLISSAGE	45
VI,3- LITAGE DU A LA CRISTALLISATION IN SITU	47
VI,4- LITAGE DU A DES GRADIENTS DE COMPOSITION	47
VI,5- LITAGE DU A LA SEDIMENTATION	49
VI,6- CRISTALLISATION POST-CUMULUS	49
<u>VII- CONCLUSION</u>	<u>51</u>

2^{ème} PARTIE
ETUDE PETROLOGIQUE DU COMPLEXE PLUTONIQUE NORD DE GUERNESEY

53

<u>I- LOCALISATION</u>	<u>55</u>
I,1- SITUATION GEOGRAPHIQUE	55
I,2- ESQUISSE GEOLOGIQUE	55
<i>I,21 Le Complexe Métamorphique Sud</i>	<i>55</i>
<i>I,22 Le Complexe Plutonique Nord</i>	<i>57</i>
I,3- LE CONTEXTE GEOLOGIQUE	59
<i>I,31- Le cycle Icartien</i>	<i>59</i>
<i>I,32- Le cycle Briovérien</i>	<i>59</i>
<i>I,33- Les modèles géodynamiques</i>	<i>61</i>
I,4- LES TRAVAUX ANTERIEURS SUR GUERNESEY	63
 <u>II- GENERALITES SUR LE COMPLEXE PLUTONIQUE NORD DE GUERNESEY</u>	 <u>67</u>
 <u>III- LE GABBRO DE SAINT PETER PORT</u>	 <u>73</u>
III,1- MODE DE GISEMENT	73
III,2- ETUDE PETROGRAPHIQUE	73
<i>III,21- Le Gabbro léopard</i>	<i>73</i>
<i>III,22- Le Gabbro aciculaire</i>	<i>78</i>
<i>III,23- Le Gabbro isométrique</i>	<i>79</i>
<i>III,24- Types particuliers</i>	<i>80</i>
<i>III,25- Litages</i>	<i>83</i>
III,3- ETUDE CHIMIQUE DES PHASES MINERALES	85
<i>III,31- Les amphiboles</i>	<i>85</i>
III,31a- Méthodologie	85
III,31b- Résultats	87
<i>III,32- Les pyroxènes</i>	<i>89</i>
III,32a- Méthodologie	89
III,32b- Les orthopyroxènes	91
III,32c- Les clinopyroxènes	93
<i>III,33- Les plagioclases</i>	<i>93</i>
<i>III,34- Les minéraux opaques</i>	<i>95</i>
<i>III,35- Les biotites</i>	<i>95</i>
III,4- ETUDE GEOCHIMIQUE	97
<i>III,41- Méthodologie</i>	<i>97</i>
<i>III,42- Résultats</i>	<i>97</i>
III,42a- Gabbro aciculaire	97
III,42b- Gabbro léopard	98
III,42c- Gabbro isométrique	98
III,42d- Gabbro à deux pyroxènes	99
III,5- CONCLUSION	99
 <u>IV- LE GROUPE DIORITIQUE DE BORDEAUX</u>	 <u>103</u>
IV,1- MODE DE GISEMENT	103
IV,2- ETUDE PETROGRAPHIQUE	107
<i>IV,21- Le type Bordeaux.</i>	<i>107</i>
<i>IV,22- Le type Beaucette</i>	<i>109</i>
<i>IV,23- Le type Chouet</i>	<i>111</i>
IV,23a- Le Groupe Granodioritique	113
IV,23b- La suite Hétérogène	115
IV,23c- Relations de terrain dans la péninsule de Chouet	115
<i>IV,24- Litages et structures associées</i>	<i>115</i>

IV,3- ETUDE CHIMIQUE DES PHASES MINERALES	121
<i>IV,31- Les amphiboles</i>	121
<i>IV,32- Les plagioclases</i>	125
<i>IV,33- Le feldspath potassique</i>	127
IV,4- ETUDE GEOCHIMIQUE	127
<i>IV,41- Les types principaux</i>	127
IV,41a- Le type Bordeaux	127
IV,41b- Le type Beaucette	129
IV,41c- Le type Chouet	131
<i>IV,42- Les diorites veinées</i>	131
<i>IV,43- Reconstitution pétrogénétique</i>	135
IV,5- CONCLUSION	138
 <u>V- LA GRANODIORITE DE L'ANCRESSE ET LE GRANITE DE COBO</u>	 <u>141</u>
V,1- LA GRANODIORITE DE L'ANCRESSE	141
<i>V,11- Mode de gisement</i>	141
<i>V,12- Etude pétrographique</i>	141
<i>V,13- Etude géochimique</i>	143
V,2- LE GRANITE DE COBO	145
<i>V,21- Mode de gisement</i>	145
<i>V,22- Etude pétrographique</i>	147
<i>V,23- Etude géochimique</i>	149
V,3- EVOLUTION PETROGENETIQUE	149
 <u>VI- CONDITIONS PHYSIQUES DE MISE EN PLACE</u>	 <u>155</u>
VI,1- THERMOMETRIE	155
<i>VI,11- Méthodologie</i>	155
VI,11a- Le thermomètre à deux pyroxènes de Lindsley et Andersen (1983)	155
VI,11b- Les géothermomètres de Wood et Banno (1973) et Wells (1977)	156
VI,11c- Le géothermomètre de Bertrand et Mercier (1985)	157
<i>VI,12- Résultats</i>	159
VI,12a- Gabbro léopard à pyroxène (70F)	159
VI,12b- Gabbro léopard à hornblende (72B)	162
VI,12c- Gabbro à deux pyroxènes (70H)	162
<i>VI,13- En résumé</i>	162
VI,2- BAROMETRIE	163
<i>VI,21- Méthodologie</i>	163
<i>VI,22- Résultats</i>	164
VI,22a- D'après Mercier et Bertrand (1984)	164
VI,22b- D'après Hollister et al. (1987)	164
VI,22c- D'après la stabilité de l'amphibole	167
<i>VI,23- Conclusions</i>	167
VI,3- FUGACITE D'OXYGENE	168
<i>VI,31- Méthodologie</i>	168
<i>VI,32- Résultats</i>	171
VI,4- TENEUR EN EAU	173
VI,5- TEMPERATURES DES MAGMAS	174
VI,6- CONCLUSION	177
 <u>VII- LES RESULTATS DE LA GEOCHIMIE ISOTOPIQUE</u>	 <u>179</u>
VII,1 METHODOLOGIE	179
VII,2 ETUDE GECHRONOLOGIQUE	179
<i>VII,21 Travaux antérieurs</i>	179
<i>VII,22- Nouveaux résultats</i>	181
VII,3 GEOCHIMIE DU STRONTIUM	182
VII,4- CONCLUSION	184

VIII- LE CPNG DANS L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE CADOMIENNE	185
VIII,1- AFFINITE MAGMATIQUE DU CPNG	185
ET SITE GEOTECTONIQUE DE MISE EN PLACE	185
VIII,2- PLACE DU CPNG DANS L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE CADOMIENNE	193
IX- CONCLUSION	193

3^{ème} PARTIE	
ESTIMATION DES PROPRIETES RHEOLOGIQUES DES MAGMAS PAR L'ETUDE DES INSTABILITES GRAVITAIRES	195

I- PRINCIPE, EXEMPLES	197
I,1- PRINCIPE	197
I,2- EXEMPLES D'INSTABILITES GRAVITAIRES MAGMATIQUES	199
I,3- METHODOLOGIE DE L'APPROCHE UTILISEE	207
II- DESCRIPTION DES FIGURES ETUDIEES	209
II,1- DESCRIPTION DES FIGURES	209
II,2- HYPOTHESES ENVISAGEABLES	213
III- ELEMENTS DE RHEOLOGIE DES MAGMAS :	
ESTIMATION DE LA DENSITE ET DE LA VISCOSITE	215
III,1- NOTIONS DE BASE DE RHEOLOGIE	215
III,11- Généralités	215
III,12- Fluides visqueux	217
III,13- Matériaux visco-élastiques	218
III,14- Signification de la viscosité	219
III,141- Viscosité absolue	219
III,142- Viscosité apparente	219
III,143- Viscosité dynamique et viscosité cinématique	221
III,15- Viscosité des magmas	221
III,2- ESTIMATION DE LA VISCOSITE DES MAGMAS	224
III,21- Principe	224
III,21- Rôle des cristaux en suspension	227
III,3- ESTIMATION DE LA DENSITE DES MAGMAS	230
III,31- Principe	231
III,32- Rôle de la composition chimique	231
III,33- Rôle de la température	232
III,34- Rôle de la pression	233
III,35- Calcul de la densité	235
III,4- DESCRIPTION DU PROGRAMME DE CALCUL UTILISE	237
III,5- RESULTATS	239
IV- CARACTERISTIQUES GEOMETRIQUES DES FIGURES D'INSTABILITE GRAVITAIRE	241
IV,1- EPAISSEUR	241
IV,2- LONGUEUR D'ONDE	242
IV,21- Principe de l'analyse spectrale	242
IV,22- Résultats	245
V- ETUDE NUMERIQUE DE LA CROISSANCE DES DIAPIRS	254
V,1- APPROCHE EXPERIMENTALE	254

V,2- APPROCHE MECANIQUE THEORIQUE	255
<i>V,21- Principe</i>	255
<i>V,22- Equations générales de la mécanique des fluides</i>	257
<i>V,23- Application aux phenomenes diapiriques</i>	258
V,3- DESCRIPTION DU PROGRAMME DE CALCUL	273
V,4- RESULTATS	273
<i>V,41- Modèle à 3 couches</i>	275
<i>V,42- Modèle à 4 couches</i>	277
V,5- INTERPRETATION	282
<u>VI- CONCLUSION</u>	<u>290</u>
CONCLUSION GENERALE	291
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	297
ANNEXES	313
<u>ANNEXE 1 : CARTES DE LOCALISATION DES ECHANTILLONS</u>	<u>315</u>
<u>ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES DES ECHANTILLONS DU CPNG</u>	<u>321</u>
<u>ANNEXE 3 : ANALYSES CHIMIQUES DES PHASES MINERALES</u>	<u>329</u>

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les intrusions litées font partie des structures géologiques les plus spectaculaires et ont été l'objet de très nombreuses études (Skaergaard ou Klokken au Groenland, Bushveld en Afrique du Sud, Rhum en Grande-Bretagne, Fongen-Hyllingen en Norvège, Stillwater aux Etats-Unis, etc...).

Elles constituent les reliques d'anciennes chambres magmatiques et permettent d'observer en place les mécanismes de la différenciation magmatique. Compte-tenu de leur nature de systèmes ouverts, elles peuvent connaître de multiples réinjections de magma et la différenciation qui se produit en leur sein accroît encore la diversité des liquides que l'on peut y rencontrer. Ceci permet le développement d'une grande variété de phénomènes physico-chimiques qui peuvent s'exprimer de manières différentes (cristallisation fractionnée, mélanges, figures d'immiscibilité, litages, etc...).

Au cours des temps, l'étude de ces objets s'est d'abord faite par les méthodes pétrographiques qui ont ensuite été affinées à l'aide de l'outil géochimique. De nombreuses questions subsistaient néanmoins, notamment quant aux mécanismes de formation des litages ou à la possibilité de mélanger des magmas. Depuis une vingtaine d'années, de nouveaux concepts ont fait leur apparition, reposant non plus sur des considérations uniquement chimiques, mais basés sur des théories physiques de thermodynamique et surtout de mécanique des fluides. Les géologues ont alors pris conscience de la nécessité d'intégrer des notions de dynamique des magmas pour tenter d'interpréter les structures observées dans les intrusions litées et par là comprendre le fonctionnement des chambres magmatiques.

Les quinze dernières années ont vu se multiplier les approches théoriques de la dynamique des magmas, à partir notamment d'expériences de laboratoire (modélisations analogiques) visant à reproduire les systèmes magmatiques.

La mise en application de ces concepts dans les systèmes naturels nécessite de maîtriser les paramètres physiques gouvernant l'évolution des chambres magmatiques. Parmi ces paramètres, deux sont particulièrement déterminants, qui sont la densité et la viscosité des magmas. Plusieurs méthodes existent pour évaluer ces paramètres, reposant soit sur des approches thermodynamiques, soit sur des considérations plus empiriques, soit le plus souvent sur les deux démarches. Dans le cadre de cette étude, il a semblé

intéressant de rechercher si parmi les nombreuses structures rencontrées dans les intrusions litées, certaines ne permettaient pas d'approcher ces paramètres d'une manière différente.

C'est ainsi que l'intérêt s'est porté sur le complexe plutonique de Guernesey (Iles Anglo-normandes) qui offre, à proximité des côtes françaises, un bel exemple d'intrusion litée. On y rencontre des figures qui sont considérées comme le résultat de phénomènes gravitaires et qui sont propices à l'étude du rôle de la densité et de la viscosité des magmas. En effet, de tels phénomènes sont caractérisés par l'existence d'une relation entre la longueur d'onde des figures engendrées et les propriétés rhéologiques des constituants du système.

Le but recherché étant d'apporter des contraintes pétrologiques à l'interprétation des chambres magmatiques, cette approche du phénomène d'instabilité gravitaire a été précédée d'une étude pétrographique et géochimique du complexe, afin d'identifier les grandes étapes de l'évolution de la chambre magmatique et de déterminer certains paramètres tels que la pression lithostatique ou la composition des magmas.

Le plan de ce mémoire se décompose en trois parties :

- 1) tout d'abord, une brève revue des idées actuelles sur l'évolution et la structure des chambres magmatiques rappellera les principaux mécanismes physiques envisagés au cours des dernières années ;
- 2) ensuite, l'étude pétrologique du complexe plutonique nord de Guernesey tentera d'établir les mécanismes pétrogénétiques dominant l'histoire du réservoir et d'identifier les composants magmatiques intervenant ;
- 3) enfin, à partir des données pétrologiques obtenues précédemment, une étude des figures d'instabilité gravitaire sera réalisée. On en retirera des estimations *in situ* de la viscosité des magmas au moment du développement des phénomènes gravitaires. Ces résultats déboucheront sur la question de la genèse des cumulats en permettant d'identifier la composition des liquides initiaux et de proposer des mécanismes de cristallisation ainsi qu'un site de formation.

1^{ère} PARTIE

STRUCTURE ET ÉVOLUTION DES CHAMBRES MAGMATIQUES

I- INTRODUCTION

Depuis une vingtaine d'années, les idées que l'on avait des mécanismes de la différenciation magmatique ainsi que des processus existant au sein des chambres magmatiques ont connu une évolution rapide. En particulier, des études basées sur la mécanique des fluides et la thermodynamique sont venues compléter les études géologiques. C'est ainsi que l'on en est venu à suspecter que les processus de refroidissement, de convection et de cristallisation dans les chambres magmatiques pouvaient être beaucoup plus complexes qu'on ne l'avait supposé jusqu'alors.

La plupart des concepts généraux de la pétrologie trouvent leur source dans les idées de Bowen (1928), notamment quant au rôle prépondérant de la cristallisation fractionnée dans la genèse des roches ignées. Depuis cette époque, les techniques d'analyses pétrologiques et géochimiques sont devenues plus performantes mais n'ont pas remis en cause ce point de vue. Cependant il est apparu que des phénomènes dits "secondaires", c'est à dire agissant à une échelle locale, pouvaient jouer un rôle important et modifier les détails du phénomène global qu'est la différenciation magmatique. Ces phénomènes de second ordre sont notamment la convection, les mélanges de magmas ou bien les modalités de la cristallisation.

Le processus physique que l'on considère généralement comme le mécanisme principal permettant à la cristallisation fractionnée de se produire est basé sur un concept simple : des cristaux nucléent puis se développent à l'intérieur du magma ; ils sont ensuite mis en mouvement sous l'action de la gravité (ils "précipitent") pour former des roches baptisées "cumulats". Les divers processus nouvellement invoqués ne remettent pas en cause le principe global de la cristallisation fractionnée, mais ils fournissent une alternative pour le mécanisme de la différenciation. En effet, les modèles classiques ne font pas cas des phénomènes dynamiques pouvant exister dans les chambres magmatiques. C'est donc maintenant une conception dynamique de la différenciation magmatique qui est posée en alternative des modèles statiques classiques. Le développement de ces théories repose sur des considérations géologiques, car de nombreuses observations de terrain indiquent clairement l'insuffisance des concepts communément appliqués auparavant, mais aussi sur des critères théoriques issus des enseignements de la mécanique des fluides et de la thermodynamique et sur des expériences de laboratoire. Ces diverses modélisations analogiques, effectuées

le plus souvent avec des solutions salées, permettent de contraindre le rôle des divers paramètres sur l'évolution des systèmes.

Les abréviations des divers paramètres et constantes rencontrés au cours de cette partie, ainsi que leurs valeurs moyennes dans les systèmes magmatiques (d'après Jaupart et Brandeis, 1986 ; Koyaguchi, 1989 notamment) sont les suivantes :

ρ = masse volumique [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] (voir 3^e partie, chap. 3)

valeur moyenne = $2800 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$

U = vitesse d'injection [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]

d = diamètre du conduit d'alimentation [m]

μ = viscosité dynamique [$\text{Pa}\cdot\text{s}$] (voir 3^e partie, chap. 3)

valeur moyenne = $100 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ (magma basaltique)

g = accélération de la pesanteur = $9.81 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$

α = coefficient de dilatation thermique = $5\cdot 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$

T = température [$^{\circ}\text{C}$]

h = épaisseur de la couche de magma [m]

k_T = diffusivité thermique = 10^{-6} à $10^{-8} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$

valeur moyenne = $7\cdot 10^{-7} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$

η = viscosité cinématique [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$] = μ/ρ

(voir 3^e partie, chap. 3)

β = coefficient de dilatation solutale

S = composition chimique

k_S = diffusivité solutale = 10^{-10} à $10^{-14} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$

valeur moyenne = $10^{-10} \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$

r = rayon moyen des cristaux [m]

v = vitesse de croissance des cristaux = $6\cdot 10^8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

II- PRINCIPES GENERAUX DE L'EVOLUTION DES CHAMBRES MAGMATIQUES

Les chambres magmatiques peuvent se définir comme des réservoirs souterrains contenant un liquide silicaté. Certaines sont des structures de stockage, représentant une étape dans la formation des volcanites ; d'autres sont des corps individualisés qui forment des plutons cristallins en se solidifiant.

Plusieurs articles récents ont synthétisé les divers processus intervenant lors de l'évolution d'une chambre magmatique (Walker, 1983 ; Sparks et al., 1984 ; Turner et Campbell, 1986 ; Irvine, 1987 ; Marsh, 1987, 1989). Les quelques pages qui suivent s'inspirent de ces divers travaux.

Toute tentative de résumer les données actuelles concernant l'évolution des chambres magmatiques se heurte à deux problèmes majeurs qui sont : 1) l'abondance des travaux car cette question d'actualité a suscité de nombreuses études et 2) la diversité et la complexité des processus. Ces derniers peuvent s'organiser en 5 catégories (Fig. I-1) : 1) l'injection, concernant l'arrivée du magma dans le réservoir ; 2) la convection ; 3) les mélanges ; 4) la cristallisation et 5) l'éruption. Ce dernier stade concerne les phénomènes volcaniques, plutôt que l'étude des intrusions litées qui nous préoccupe ici. Il ne fera donc pas l'objet d'une discussion particulière. (Le lecteur intéressé trouvera des études récentes de ces problèmes, introduisant des concepts physiques, dans Spera et al. (1986b), Blake (1987) ou Jaupart et Vergnolle (1988)).

Cependant, cette distinction est arbitraire car les divers processus peuvent fréquemment se combiner ou se superposer, un mécanisme pouvant en déclencher un autre. Reprenant les termes de Allègre (1983, p.124) on peut dire que "la logique des causes et des effets simples et immédiats doit céder la place à une logique des systèmes complexes, pour laquelle les effets sont à leur tour des causes et où tout réagit, où tout joue un rôle dans le contrôle global de la machine". Le raisonnement cartésien trouve ici ses limites. Par exemple, comme on le verra plus loin, les phénomènes de mélange découlent autant de l'injection que de la convection. Cette dernière est conditionnée par l'injection, mais aussi par le mode de cristallisation, lui même pouvant être influencé par les mélanges.

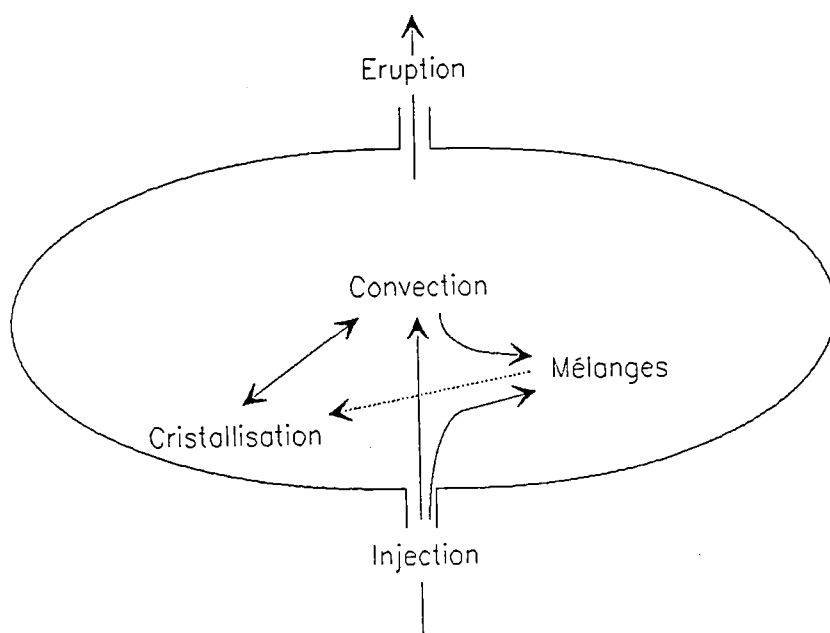


Fig. I-1 : Schéma récapitulatif des principaux processus intervenant lors de l'évolution d'une chambre magmatique.

Dans ce qui suit, un découpage est donc employé pour étudier séparément divers mécanismes, mais dans la réalité tous ces phénomènes sont intimement liés et mutuellement dépendants.

II.1 GENERALITES

Dans un article synthétique récent, Marsh (1989) résume un certain nombre de résultats généraux concernant les caractéristiques des chambres magmatiques. Leur taille est très variable : de 1 km^3 dans les arcs volcaniques jusqu'à 10^4 ou 10^5 km^3 pour les grands batholites (Stillwater, Bushveld). En ce qui concerne leur forme, les réservoirs magmatiques sont très divers ; cependant, plus le corps est proche de la surface, plus il est aplati.

La structure thermique d'une chambre magmatique dépend essentiellement du régime thermique du magma. On peut distinguer 2 cas extrêmes suivant que le phénomène dominant est la conduction ou la convection (c'est à dire le transfert de chaleur accompagné de mouvements du fluide). Dans le premier cas, le refroidissement du corps est contrôlé par les transferts de chaleur dans l'encaissant. Ainsi, la température du magma décroîtra du coeur vers la bordure. A l'interface encaissant-pluton, la température sera la moyenne des températures de l'encaissant et de la température initiale du magma. Par contre, dans le second cas, la convection du liquide silicaté produit un brassage. Dans le cas idéal, on peut considérer que le magma aura une température homogène ; la température du contact avec l'encaissant sera égale à la température du magma (Marsh, 1989). Les chambres magmatiques, qui sont le siège de phénomènes nombreux et complexes, se situent entre ces deux extrêmes.

II.2- DENSITE DES MAGMAS

Au cours de la cristallisation fractionnée, la densité des magmas va évoluer (Wilson, 1987, par exemple) et ces changements peuvent contrôler les processus dynamiques de la différenciation magmatique. Comme on le verra plus loin, les variations de la densité conditionnent l'existence de certains mécanismes. Une étude détaillée de la signification et de l'estimation de la densité des magmas se trouve dans la troisième partie de ce mémoire.

Afin d'apprécier cette évolution on peut utiliser la notion de densité de fractionnement (ρ_c) qui est la densité des composants du magma prélevés sélectivement par la cristallisation pour être concentrés dans les cristaux (Sparks et Huppert, 1984). Il faut noter que ce paramètre est fictif et n'a aucun rapport avec

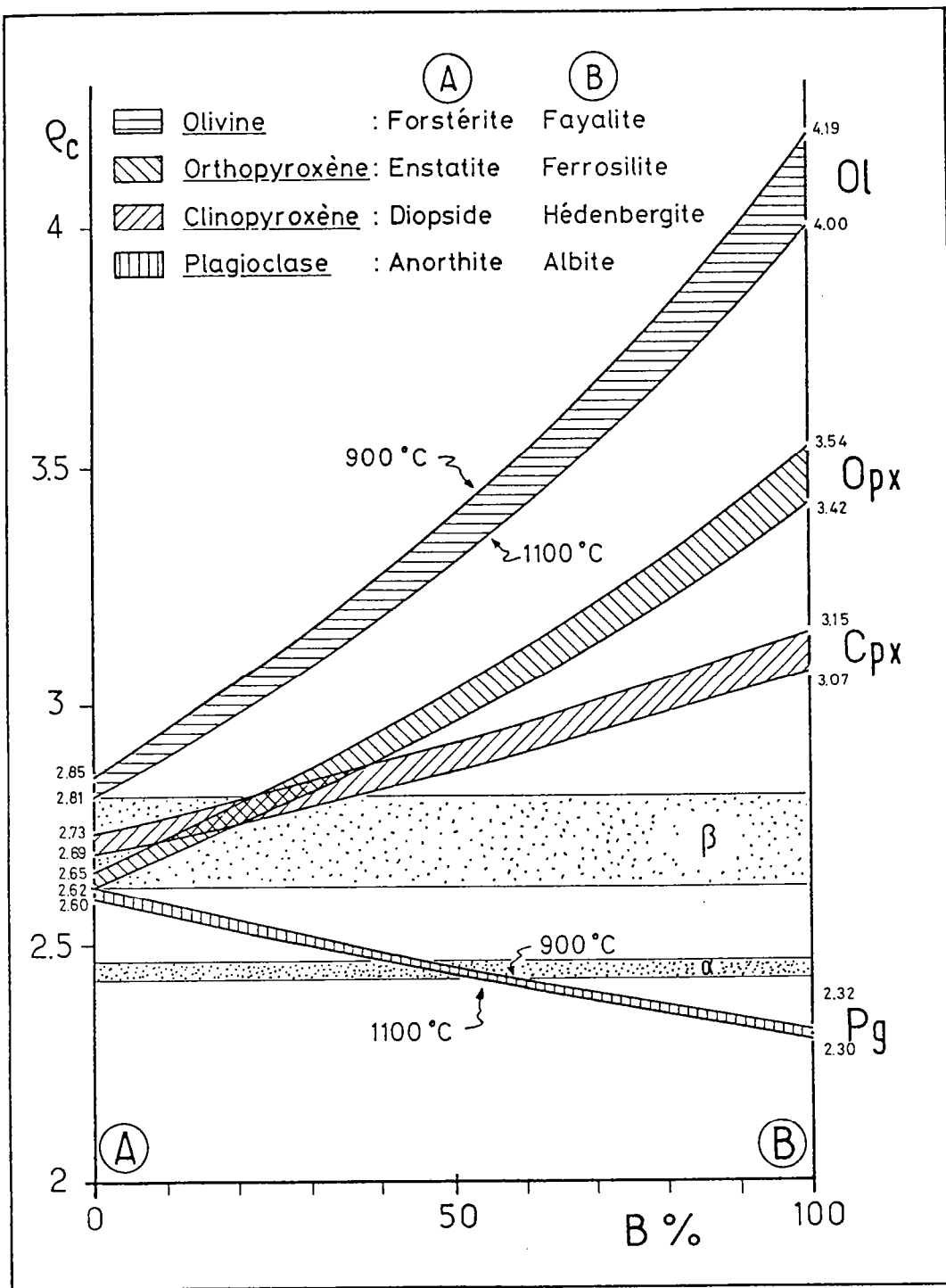


Fig. I-2: Densité de fractionnement de l'olivine, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et du plagioclase en fonction de leur composition chimique. Les courbes ont été établies à l'aide du programme décrit dans la troisième partie de ce mémoire. Pour chaque minéral, les densités ont été calculées à 900°C (courbe supérieure) et 1100°C (courbe inférieure). Les champs en pointillés désignés par α et β représentent respectivement les densités moyennes des andésites et des basaltes.

la densité du minéral cristallisant. Si ρ_c est supérieure à la densité initiale du liquide (ρ_i), alors la densité du magma résiduel va décroître pendant la cristallisation fractionnée. A l'inverse, si $\rho_c < \rho_i$ la densité du magma augmentera. Lorsque plus d'une phase entre en jeu, la densité de fractionnement est la somme pondérée des densités de fractionnement des phases considérées. La figure I-2 donne les valeurs de la densité de fractionnement des minéraux du système basaltique.

A l'aide de ces données, on peut esquisser une représentation de l'évolution de la densité d'un magma basaltique en fonction de sa composition (Fig. I-3). Si l'on étudie cette courbe dans le sens d'une différenciation croissante, on observe d'abord une pente négative correspondant au cas d'un magma primitif de haute température P (un basalte picritique, par exemple) cristallisant des phases mafiques (olivine pyroxènes plagioclase) et engendrant des liquides résiduels de densité décroissante. Cette diminution correspond à une concentration des éléments lourds du magma initial dans les phases solides. Bien que les liquides résiduels soient plus froids, ils sont plus légers car les effets de la composition ont une action prépondérante sur les variations de densité. Lorsque le plagioclase se joint aux phases cristallisant, dans une proportion suffisante pour rendre $\rho_c < \rho_i$, la pente de la courbe s'inverse et l'on passe donc par un point de densité minimale A. Dans le cas des MORB, ce point correspond à des valeurs de MgO comprises entre 7% et 10% (Sparks et al, 1980). L'existence de ce minimum fournit une explication plausible à la présence massive de basaltes de cette composition à la surface du globe, à la différence de basaltes plus différenciés ou plus primitifs (Fig. I-4) (Stolper et Walker, 1980). Eventuellement dans un magma basaltique fortement différencié, des phases denses (comme les minéraux opaques) peuvent venir compléter l'assemblage qui cristallise et la courbe peut alors présenter une nouvelle inflexion correspondant au maximum de densité B.

Ce cas particulier de l'évolution de la densité d'un magma basaltique permet de dégager deux principes fondamentaux s'appliquant à tous les types de magmas :

- 1) Les changements de composition auront généralement des effets plus importants sur les liquides que les changements de température, au cours de la différenciation magmatique. Dans de nombreux systèmes, la densité du magma décroît malgré la diminution de température accompagnant la progression du fractionnement.

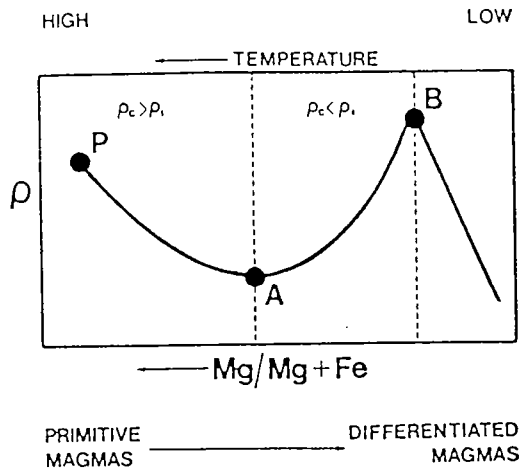


Fig. I-3 : Représentation schématique des relations entre la densité des magmas et leur composition chimique ($Mg/Mg + Fe$) pour des liquides basaltiques reliés entre eux par cristallisation fractionnée. (Sparks et Huppert, 1984).

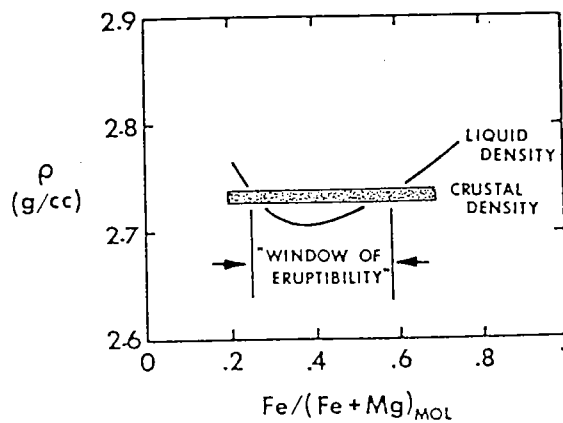


Fig. I-4 : Diagramme schématique montrant comment les roches crustales de faible densité peuvent agir comme un filtre de densité empêchant l'éruption de liquides basaltiques soit primitifs, soit très fractionnés. (Stolper et Walker, 1980).

- 2) On peut s'attendre à des inversions de la pente des courbes représentatives de la densité en fonction de la composition des magmas, lorsque de nouvelles phases se joignent aux anciennes dans les assemblages cristallisant. On observera fréquemment des maxima et des minima de densité.

Ces remarques issues de l'étude de liquides reliés par un fractionnement s'appliquent également aux systèmes liés par fusion partielle ou par contamination.

La densité globale d'un magma dépend aussi d'autres facteurs, notamment les changements de phase. Lorsque des cristaux se développent à l'intérieur d'un magma ou bien sont concentrés par un procédé quelconque, la densité globale du magma va changer.

III- INJECTION - MELANGES

Une particularité des chambre magmatiques est de constituer un système ouvert. C'est à dire que la distribution de la température et de la composition chimique va pouvoir être modifiée brutalement lors de l'injection de nouveaux magmas. Ainsi il apparaît très vraisemblable qu'un réservoir magmatique soit périodiquement rempli par de nouvelles venues de magma primitif, chaud et dense (Huppert et Sparks, 1980b ; Sparks et Huppert, 1984 ; Huppert et al., 1984 ; Wiebe, 1988). Le refroidissement et la cristallisation fractionnée vont entraîner l'apparition de divers phénomènes de convection et d'abaissement de la densité qui produiront des instabilités gravitaires et un brassage du système. Des mélanges entre les divers liquides coexistant dans la chambre magmatique pourront alors se produire.

Les phénomènes d'injection à la base des chambres magmatiques peuvent s'organiser en trois cas suivant la densité du nouveau magma et la vitesse de l'alimentation (pour des considérations physiques de ces phénomènes d'injection, voir Turner, 1973, chap.6 notamment) :

- 1) l'injection lente d'un magma dense et d'une viscosité comparable à celle du magma résidant (Sparks et al., 1980 ; Huppert et Sparks, 1980b ; Sparks et Huppert, 1984 ; Huppert et al., 1982b, 1984 ; Turner et Campbell, 1986). Le nouveau magma va se répandre lentement à la base du réservoir et les phénomènes de mélange seront limités.
- 2) L'injection rapide d'un magma dense et d'une viscosité comparable à celle du magma résidant (Sparks et al., 1980 ; Huppert et al., 1982b ; Campbell et Turner, 1986 ; Turner et Campbell, 1986). Ce cas correspond à l'injection sous forme de "fontaine turbulente" et représente un mécanisme efficace pour le mélange magmatique.
- 3) L'injection rapide d'un magma moins dense que le magma résidant, formant des "panaches turbulents" (plumes) (Sparks et al., 1980 ; Huppert et al., 1982b, 1986b ; Turner et Campbell, 1986). Cet autre cas est susceptible de permettre des mélanges efficaces.

Dans le cas des injections rapides (fontaines ou panaches), un brassage intense sera engendré par l'arrivée du nouveau magma, facilitant les mélanges si les viscosités des constituants sont différents. Pour étudier la possibilité des

mélanges, on peut calculer un paramètre sans dimension comme le nombre de Reynolds :

$$Re = \frac{\rho U d}{\mu}$$

Plus la valeur de Re sera élevée, plus l'écoulement sera turbulent et plus les conditions seront favorables pour les mélanges. Ainsi, aucun mélange ne se produit si $Re < 7$; par contre, si $Re > 70$, les deux magmas se comporteront comme s'ils avaient des viscosités semblables et pourront se mélanger (Turner et Campbell, 1986 ; Marsh, 1987, entre autres).

Il faut cependant signaler que la notion de mélange magmatique est assez ambiguë, ce terme pouvant désigner suivant les divers auteurs, soit une homogénéisation complète (mixing), soit un mélange partiel (mingling). En fait, le résultat dépendra donc de l'échelle à laquelle on considère le phénomène : échelle locale pour le mélange parfait ou échelle globale pour le mélange partiel.

Les nouveaux magmas produits par ces divers mécanismes de mélange sont constitués de proportions variables du fluide injecté et du magma original. Une stratification en densité pourra ainsi être produite dans le réservoir, qui peut conduire à des configurations propices au développement de phénomènes de convection complexes comme la convection à double-diffusion (voir plus loin).

Le brassage d'une chambre magmatique par la convection est un autre mécanisme permettant le mélange des différents fluides coexistant dans le réservoir magmatique. Sans plus détailler cet aspect, on peut néanmoins citer les travaux de Huppert et al. (1982a), Mc Birney (1980), Blake et Campbell (1986), Sparks et Marshall (1986) pour une étude rhéologique des relations entre les divers termes du mélange et Oldenburg et al. (1989) pour une simulation numérique de ce phénomène.

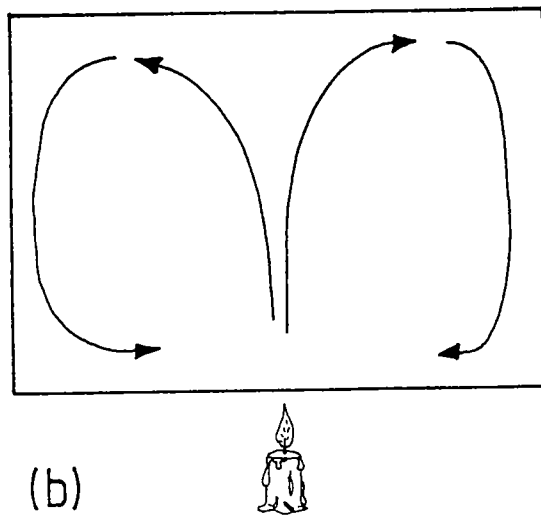
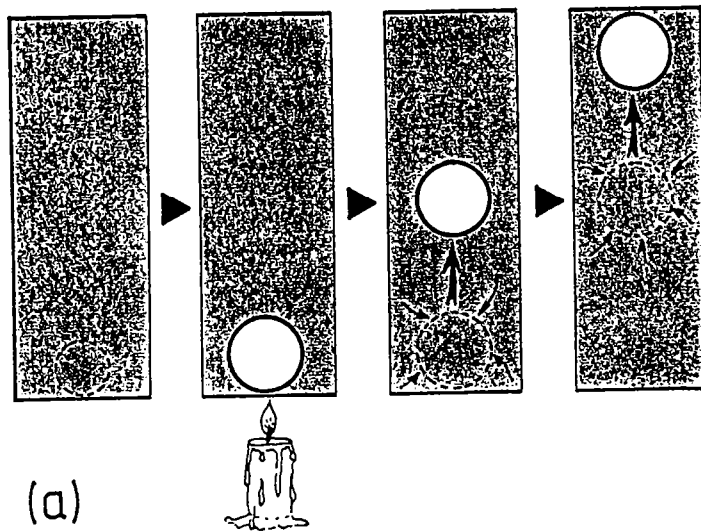


*Fig. I-5 : Convection thermique dans un fluide homogène.
 (a) Détail du mécanisme.
 (b) Aspect de la convection à l'échelle du système.*

IV- CONVECTION DANS LES CHAMBRES MAGMATIQUES

Jusque naguère on a considéré les magmas comme des fluides simples, dans lesquels la cause principale des variations de densité résidait dans les différences de température. Il fut établi que la convection devait être un phénomène important, même dans les magmas granitiques très visqueux (Sparks et al, 1984). Cette prise de conscience de l'importance de la convection dans les systèmes magmatiques a suscité le développement de nombreuses recherches qui se sont traduites par une importante bibliographie.

Avant de discuter les résultats de ces divers travaux, il est nécessaire d'introduire quelques notions sur les processus de convection.

IV.1- CONVECTION THERMIQUE

Le cas de convection le plus simple est celui dans lequel un seul facteur (la température, ici) agit sur la flottabilité des constituants du système.

Si une couche de fluide homogène est chauffée par en dessous, les parties les plus basses de cette couche sont réchauffées, subissent une dilatation thermique qui abaisse leur densité et donc deviennent flottables. Elles vont avoir tendance à s'élever dans le liquide environnant. Si le chauffage est suffisamment intense, ces éléments de liquide léger vont initier une circulation de fluide d'un bout à l'autre du réservoir : c'est le phénomène de convection (Fig. I-5). Le spectre de la circulation du fluide et des transferts de chaleur dépend des propriétés physiques du milieu, ainsi que des conditions de température.

La convection thermique dans un système à un composant est caractérisée par deux nombres sans dimension qui sont le nombre de Rayleigh pour la température (Ra_T) et le nombre de Prandtl (Pr) :

$$Ra_T = \frac{\rho g \alpha \Delta T h^3}{k_T \mu} \quad Pr = \frac{\nu}{k_T} = \frac{\mu}{\rho k_T} \quad \alpha = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T}$$

Le nombre de Rayleigh est le rapport des forces de flottabilité entraînant la convection sur les forces visqueuses s'opposant au mouvement.

La convection sera initiée pour des valeurs de Ra_T supérieures à 1710 ; elle sera turbulente au dessus d'une valeur critique d'environ 10^6 si Pr est élevé, ce qui est le cas de tous les magmas (Landau et Lifchitz, 1971, p.269). Or dans les chambres magmatiques, les valeurs de Ra_T sont généralement comprises entre 10^6 et 10^{23} (cette dernière valeur correspondant aux grandes chambres basaltiques). Il

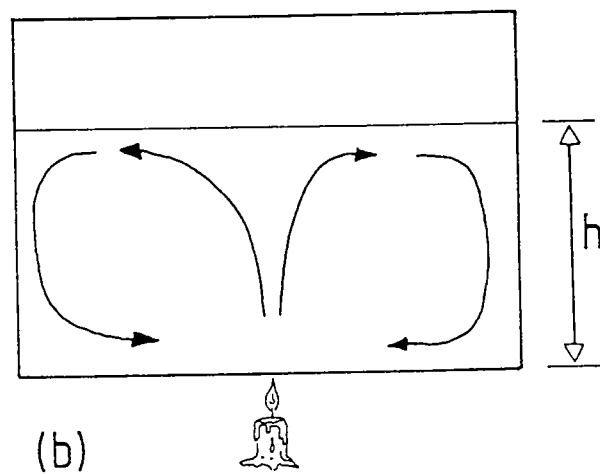
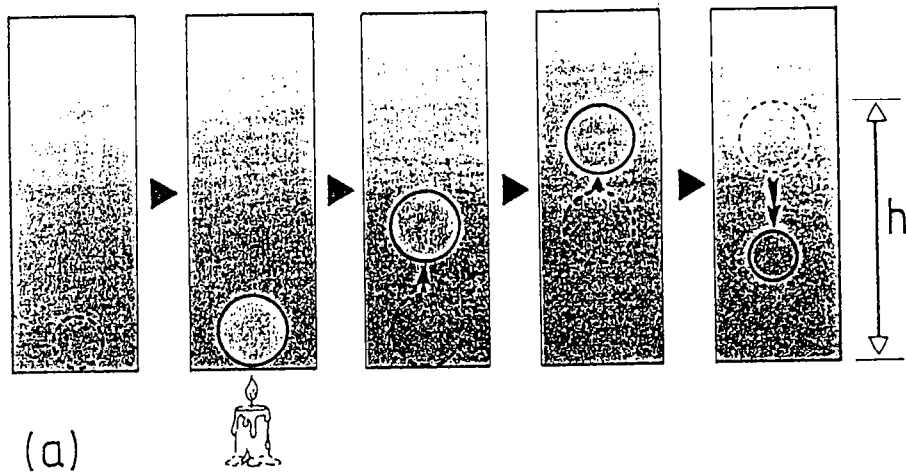


Fig. I-6 : Convection thermique dans un fluide présentant un gradient de densité.

(a) Détail du mécanisme.

(b) Aspect de la convection à l'échelle du système.

est donc clair que toute chambre magmatique sera le lieu d'une intense convection, qui pourra dans la plupart des cas être violemment turbulente (Huppert et Sparks, 1984).

Cependant, dans de nombreux cas, la convection purement thermique est un phénomène inadéquat car d'autres facteurs que la température jouent un rôle important : les effets de composition et les changements de phase, notamment les gradients de composants volatiles et l'abondance de bulles dans le liquide (Huppert et al, 1982a). Ces facteurs supplémentaires vont pouvoir induire une stratification en composition de la chambre magmatique. Il faut donc raisonner en considérant les magmas comme des systèmes à plusieurs composants, c'est à dire dans lesquels la température n'est pas le seul paramètre qui agit sur la densité. De tels systèmes vont de ce fait donner lieu à des phénomènes convectifs nouveaux, inconnus dans les systèmes à un seul composant (Mc Birney et Noyes, 1979).

IV,2- CONVECTION A DOUBLE-DIFFUSION

La différence de comportement entre un système à un seul composant et un système à plusieurs peut être illustrée à l'aide de l'exemple fourni par deux systèmes simples : l'un constitué uniquement d'eau pure et qui se comportera de la manière décrite dans le paragraphe précédent, et l'autre dans lequel de l'eau salée selon un gradient de salinité stable -c'est à dire la concentration en sel, donc la densité, augmentant vers le fond du récipient- est chauffée par en dessous. Ce système à deux composants (sel et chaleur) évoluera d'une manière plus complexe que le cas simple (Fig. I-6) : les parcelles de fluide à la base du réservoir sont chauffées et s'élèvent. Lors de cette ascension dans le liquide sus-jacent de température et de salinité décroissant vers le haut, les éléments flottables vont diffuser chaleur et sel. Mais la diffusivité de la chaleur (k_T) est plus forte que celle de la salinité (k_S) d'environ deux ordres de grandeur : respectivement 10^{-6} à $10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ et 10^{-10} à $10^{-14} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Ainsi le liquide en mouvement va se refroidir beaucoup plus vite qu'il ne va se désaler, il va atteindre un niveau où il aura la même densité que le fluide environnant et son mouvement ascensionnel va s'arrêter. Son refroidissement se poursuivant, sa flottabilité s'inverse et il va redescendre vers le fond du récipient, réalisant un brassage par convection des niveaux inférieurs du réservoir. Il résulte de tout ceci la création sous un liquide stratifié d'une couche homogène dont l'épaisseur correspond à la hauteur dont a pu s'élever le fluide réchauffé avant que sa flottabilité ne s'annule. Comme cette couche réchauffe à son tour le liquide sus-jacent, le phénomène peut se réitérer; au bout d'un certain temps, le fluide devient isotherme et la convection cesse. On

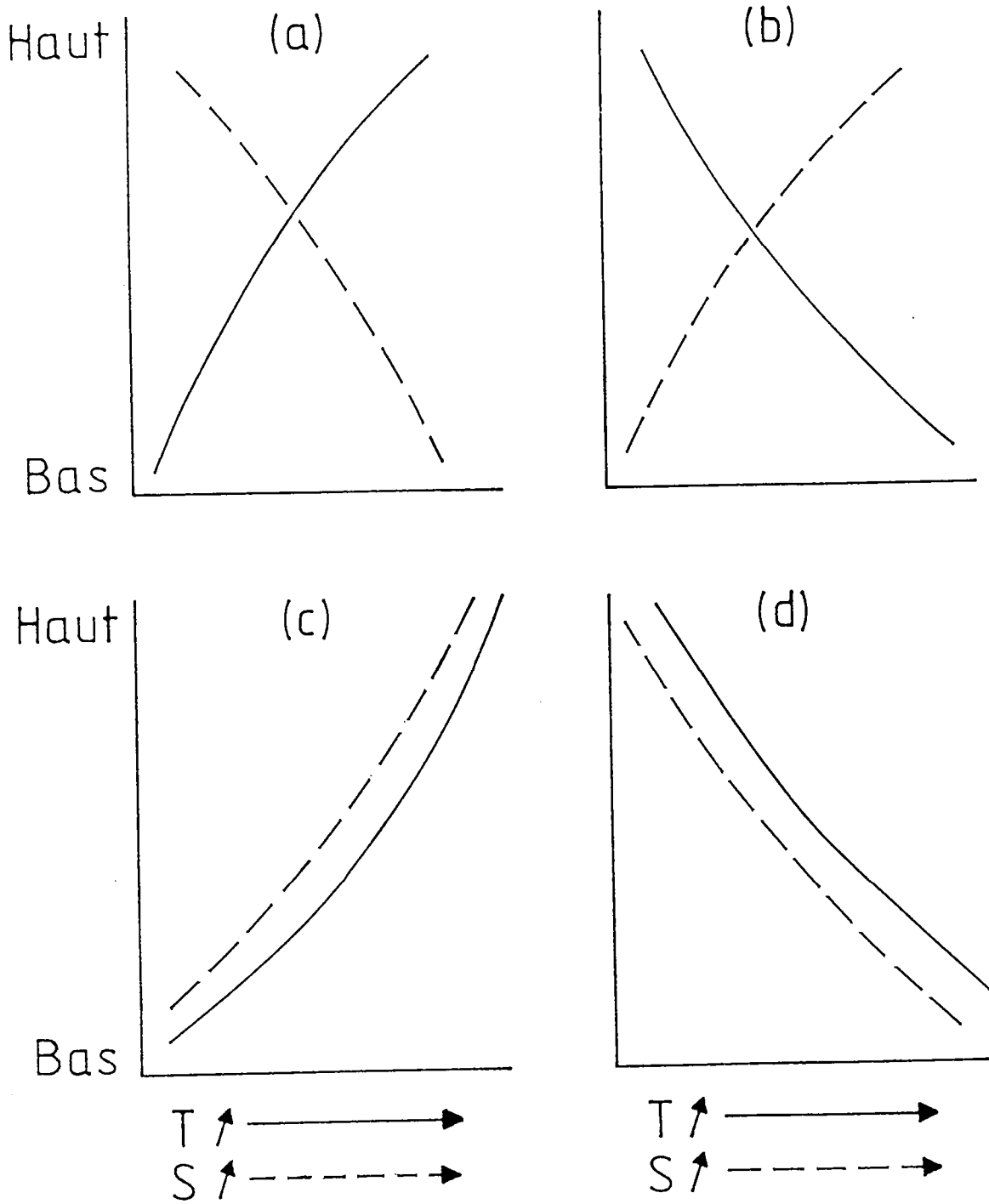


Fig. I-7 : Représentation schématique des quatre types de gradients verticaux de température (T) et de composition chimique (S) pouvant exister dans une couche liquide :

- (a) T et S stabilisateurs ;
 - (b) T et S déstabilisateurs ;
 - (c) T stabilisateur et S déstabilisateur ;
 - (d) T déstabilisateur et S stabilisateur.
- (Huppert et Sparks, 1984).

obtient en fin de compte à partir d'une solution originelle présentant un gradient de densité, une superposition de couches d'épaisseurs décroissantes vers le haut. Chacune de ces couches ayant été agitée de mouvements convectifs est homogène en température et en composition. Deux couches voisines sont séparées par une interface au travers de laquelle chaleur et sel sont transportés par diffusion moléculaire.

Cet exemple illustre les phénomènes convectifs nouveaux apparaissant dans les systèmes à plusieurs composants gouvernés par des diffusivités différentes (Huppert, 1971 ; Huppert et Turner, 1978 ; Martin et al., 1987, par exemple). Dans le détail quatre cas peuvent se présenter en fonction des interactions entre les deux propriétés intervenant : la température T et la composition S (la salinité dans l'exemple précédent) (Huppert et Sparks, 1984). Il faut considérer l'orientation des gradients, donc leur effet sur la densité du système (cf Fig. I-7). Un gradient est appelé stabilisateur si la répartition de densité qu'il crée est stable, c'est à dire s'il dispose des liquides denses sous des liquides plus légers.

- 1) T et S stabilisateurs (Fig. I-7a) : le système sera absolument stable.
- 2) T et S déstabilisateurs (Fig. I-7b) : cette situation est instable et tout se passera comme dans le cas d'un système à un seul composant.
- 3) T stabilisateur et S déstabilisateur (Fig. I-7c) : dans ce cas on aura des phénomènes de digitation (fingering). Les fluides des différents niveaux s'interpénètrent en de longues et fines cellules de convection appelées doigts.
- 4) T déstabilisateur et S stabilisateur (Fig. I-7d) : ce dernier cas semble le plus important en géologie et l'exemple préliminaire mentionné plus haut s'y rapporte. Cette situation est appelée régime diffusif, et permet la formation de séries de couches horizontales.

Les deux derniers cas dans lesquels les gradients de température et de composition ont des effets opposés constituent les conditions de la convection à double-diffusion. Seule cependant la dernière situation sera développée dans ce qui suit en raison de sa signification géologique : les produits différenciés obtenus par cristallisation fractionnée ayant généralement une température plus basse et une densité plus faible que leurs magmas parents ils tendent à s'accumuler au sommet de la chambre, réalisant ainsi les conditions du régime diffusif de la convection à double-diffusion (Huppert et Sparks, 1984).

On a vu précédemment que la convection thermique pouvait être spécifiée par les nombres Ra_T et Pr . Dans un système à deux composants deux autres paramètres sont nécessaires qui sont le nombre de Rayleigh pour la

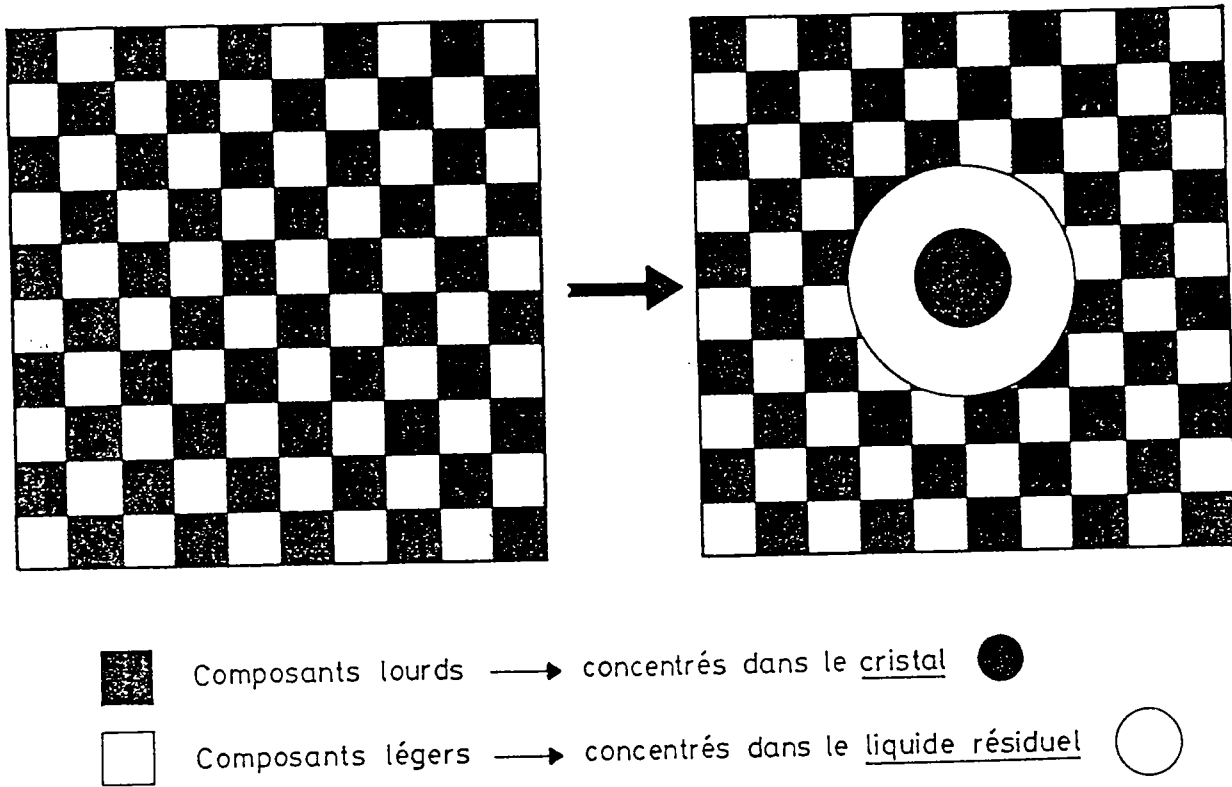


Fig. I-8 : Représentation schématique du principe du fractionnement convectif : le cristal concentre les éléments lourds du liquide initial, provoquant un enrichissement relatif en composants légers dans le liquide résiduel entourant le cristal. Ce liquide résiduel léger est susceptible d'être mis en mouvement par convection.

composition (Ra_S) et le rapport des diffusivités (τ). On dispose donc maintenant de quatre paramètres Ra_T , Ra_S , Pr , τ :

$$Ra_S = \frac{\rho g \beta \Delta S h^3}{k_T \mu} \quad \tau = \frac{k_S}{k_T} \quad \beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S}$$

Dans des systèmes à double-diffusion, le paramètre de hauteur h rentrant dans les définitions des nombres de Rayleigh ne représente plus la profondeur du réservoir, mais l'épaisseur des couches convectives (Sparks et al., 1984).

Un résultat de première importance de la convection à double-diffusion réside dans le fait que des fluides de compositions différentes peuvent coexister au sein d'un même réservoir et échanger de la chaleur tout en restant des systèmes chimiques indépendants.

Mais les effets de la convection les plus importants sont dûs à la cristallisation. Ce n'est que depuis peu que l'on pense qu'ils ont une importance primordiale pour la compréhension de l'évolution magmatique.

IV.3- CONVECTION DUE A LA CRISTALLISATION

Le principe essentiel de ce phénomène est l'extraction sélective de constituants lourds ou légers du liquide autour des cristaux en cours de croissance (Fig. I-8). Ces changements localisés de la densité du liquide permettent une convection due à la composition, et non plus à la chaleur, qui peut se produire même dans un gradient stable de température du fait de la prédominance des effets de la composition sur ceux de la chaleur dans l'évolution de la densité des magmas. Cet aspect de la convection a été abordé par un grand nombre d'auteurs (Huppert et Turner, 1981 ; Huppert et al, 1982b, 1983, 1984 ; Sparks et Huppert, 1984 ; Brandeis et Jaupart, 1986 ; Walker et al., 1988 ; Martin et Campbell, 1988). Il sera développé plus loin (Chap.V).

IV.4- DISCUSSION

Le grand attrait qu'a connu la convection à double-diffusion au cours des dernières années tient à son aptitude à organiser un système liquide en une série de couches distinctes. La ressemblance d'une telle structure avec les figures observables dans les intrusions litées a poussé à envisager un rôle de la convection à double-diffusion dans la formation de ces roches (Mc Birney et Noyes, 1979 ;

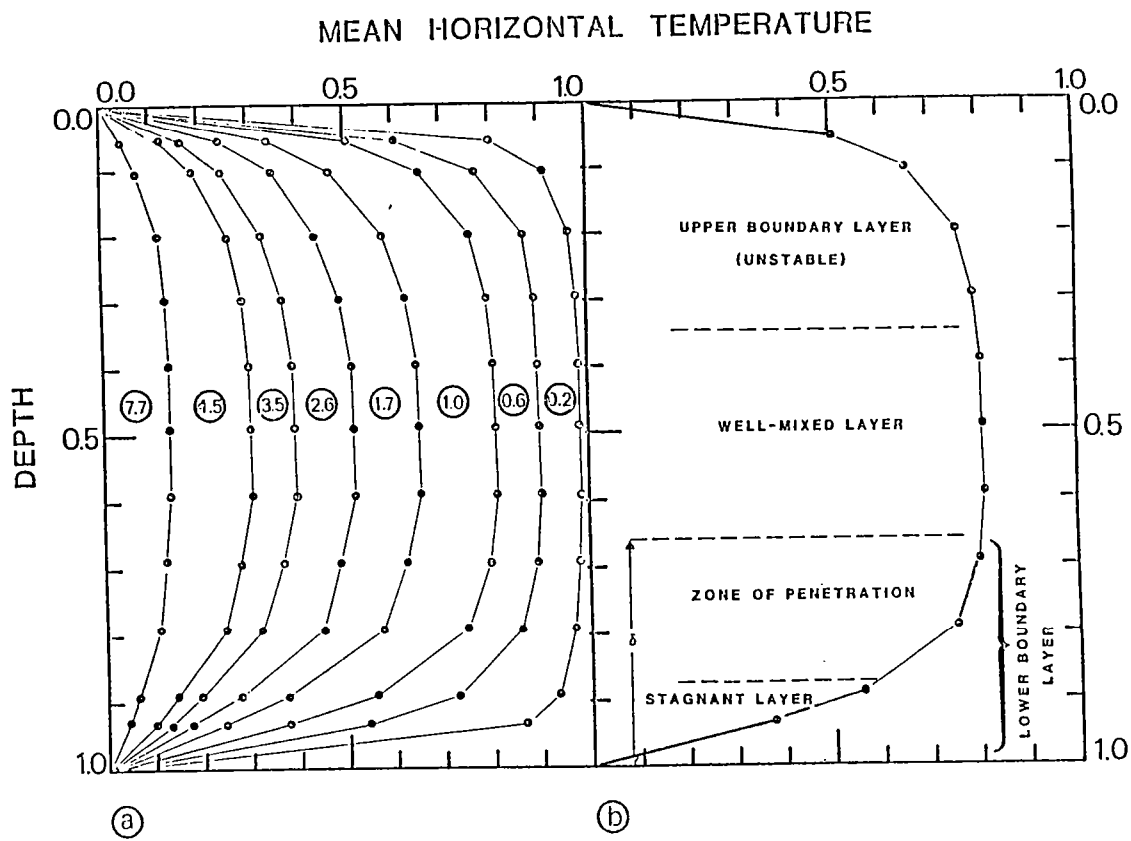


*Fig. I-9: (a) : Profils verticaux de la température moyenne horizontale. Les chiffres portés sur chaque courbe indiquent les temps sans dimension.
 (b) : structure schématique de la convection.
 (Jaupart et al., 1984).*

Irvine et al., 1983 ; Fridrich et Mahood, 1987, par exemple). Cependant, comme on l'a évoqué au second chapitre, le fractionnement peut produire des liquides soit plus denses, soit plus légers que le magma initial. Ainsi, Ra_S peut être de n'importe quel signe, et peut même varier rapidement au cours de la différenciation pour un même magma (Mc Birney, 1985). Dans ces conditions, le Ra_T nécessaire pour produire une stratification sera déraisonnablement élevé. Ceci a conduit Mc Birney (1985) à reconsidérer ses travaux antérieurs pour préférer l'hypothèse que les diverses couches soient le résultat de divers taux de nucléation, croissance cristalline et recristallisation pendant un refroidissement lent. Dans le même ordre d'idée, Spera et al. (1986a) ont réalisé une étude numérique de la convection à double diffusion pour toute une gamme de paramètres et n'ont trouvé aucune preuve de l'existence stationnaire de tels phénomènes de convection dans les conditions des chambres magmatiques. Hansen et Yuen (1987), toujours sur la base de modélisations numériques, attirent l'attention sur le caractère transitoire des phénomènes et sur l'importance des valeurs initiales des divers paramètres. Par ailleurs, Griffiths (1987) propose que même la rotation de la terre puisse agir sur la convection des grandes chambres magmatiques.

Un style différent de convection magmatique a été suggéré par Jaupart et al. (1984) et Jaupart et Brandeis (1986). A l'aide d'expériences analogiques de refroidissement d'un réservoir par le sommet et par la base, ces auteurs établissent qu'une couche limite stagnante se forme à la base du système. Celui-ci s'organise donc en une série de couches superposées (Fig. I-9) montrant des comportements différents. Du sommet vers la base on rencontre d'abord une couche supérieure instable d'où partent des panaches de fluide froid qui s'enfoncent dans le liquide sous-jacent. Au milieu du réservoir, ces panaches produisent un brassage du liquide qui définit ainsi une couche de température à peu près homogène. Plus bas se rencontre une zone où les panaches décèlent et à la base se trouve la couche limite stable qui n'est affectée d'aucun mouvement de convection. Les auteurs établissent un parallèle entre cette structure particulière et les observations de terrain de Jackson (1961) qui propose que des cumulats du complexe de Stillwater se sont formés dans un environnement de ce type.

V- CRISTALLISATION

Comme on l'a annoncé plus haut, il est difficile de séparer les effets des mécanismes de convection et de cristallisation. Plusieurs auteurs se sont attaqués à l'interaction de ces phénomènes, que ce soit par des approches numériques ou analogiques (Huppert et Turner, 1981 ; Huppert et al, 1982b, 1983, 1984 ; Sparks et Huppert, 1984 ; Brandeis et Jaupart, 1986 ; Walker et al., 1988 ; Martin et Campbell, 1988). D'autre part plusieurs travaux ont été réalisés sur le rôle des conditions géométriques de la cristallisation; c'est à dire sur l'influence de l'orientation des surfaces de refroidissement le long desquelles se forment les cristaux (Huppert et al., 1986a ; Martin et Campbell, 1988, entre autres).

La cristallisation fractionnée implique la séparation du solide cristallisant et du liquide résiduel. Néanmoins le mécanisme physique responsable de cette ségrégation a fait l'objet d'abondantes discussions : la théorie du fractionnement convectif est venue compléter, voire même remplacer, la théorie de la précipitation des cristaux (ou théorie d'accumulation).

V,1- THEORIE D'ACCUMULATION

La précipitation des cristaux (crystal settling) fournit un mécanisme intuitif simple pour la séparation cristaux-liquide résiduel. L'idée est issue des analogies existant entre les structures observées dans les roches ignées litées et certaines structures sédimentaires. Ce modèle -parfois également baptisé théorie d'accumulation- a fait l'objet de nombreuses discussions de la part des auteurs "classiques" sur le lieu de la nucléation des cristaux ainsi que sur la manière dont ceux-ci sont transportés jusqu'à leur lieu final de dépôt. Un accord à peu près général peut cependant être dégagé sur deux points (Campbell, 1978) :

- 1) les cristaux nucléent dans une partie de la chambre et sont ensuite transportés vers une autre.
- 2) les cristaux sont transportés sous la forme de simples grains.

Une des versions les plus simples de cette théorie consiste à considérer que les cristaux nucléent au sein de la masse du magma et sont ensuite amenés à se déposer au fond de la chambre et à s'empiler, sous l'effet de la gravité.

Il convient de bien noter que "précipitation de cristaux" n'est pas synonyme de "cristallisation fractionnée", mais est purement et simplement un mécanisme physique permettant au fractionnement de se produire.

Si la théorie d'accumulation dans sa forme classique paraît suffisante dans certains cas, il n'en existe pas moins de nombreux exemples d'insuffisances comme processus général permettant d'expliquer toutes les variations chimiques des magmas en évolution. L'alternative principale à la précipitation des cristaux est la séparation par convection du liquide résiduel depuis les cristaux. Cette théorie sera abordée au paragraphe V,12 après que l'on ait étudié les limites de la théorie d'accumulation.

V,11- PREUVES GEOLOGIQUES

Les meilleures preuves en faveur de la théorie d'accumulation proviennent des laves mafiques et ultramafiques de haute température où l'on peut observer par exemple une augmentation de la taille et de l'abondance des cristaux d'olivine vers le bas des coulées. Des komatiites et des MORB fournissent des exemples probants (Sparks et al, 1984). La preuve la plus couramment avancée vient des intrusions litées. Par exemple dans l'intrusion du Bushveld on rencontre des litages constitués à la base de cumulats à pyroxène, chromite et olivine présentant un granoclassement, puis de cumulats à pyroxène, à pyroxène et plagioclase et au sommet de la séquence de cumulats à plagioclase (Fig. I-10) (Wager, 1968). Le terrain privilégié, du fait de son extension et de la qualité des affleurements, que constitue l'intrusion de Skaergaard offre des critères venant étayer la théorie de précipitation des cristaux (Wager et Brown, 1967).

Paradoxalement ce sont aussi les intrusions litées qui fournissent maintenant leurs meilleurs arguments aux détracteurs de la théorie d'accumulation. Le point le plus épineux est la question de la flottabilité du plagioclase. Ce minéral constitue fréquemment la phase essentielle de nombreux cumulats. Or des calculs de densité effectués à partir de données recueillies à Skaergaard ont indiqué que les cristaux de plagioclase devaient avoir une densité inférieure à celle des liquides dont ils étaient issus. Il n'est donc pas question qu'ils aient pu couler et sédimenter au fond de la chambre (Bottinga et Weill, 1970). La formation des cumulats à plagioclase doit alors plutôt faire appel à un mécanisme de cristallisation in situ (Campbell, 1978 ; Mc Birney et Noyes, 1979). Ce processus sera détaillé plus loin (paragraphe V,13).

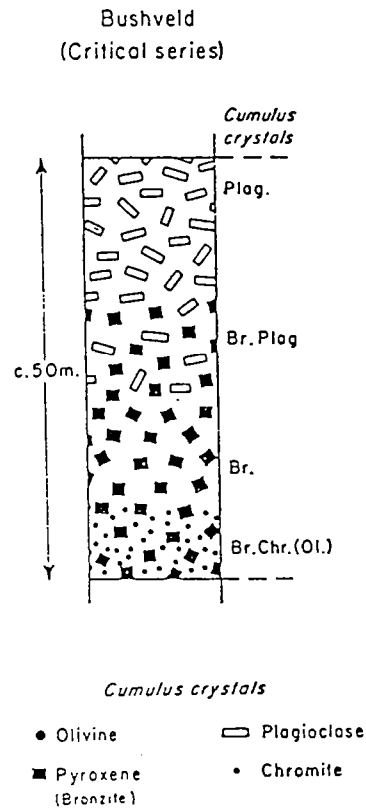


Fig. I-10: Coupe schématique du litage rythmique d'une séquence de l'intrusion litée du Bushveld. (Wager, 1968).

Donc s'il existe certains cas où l'on peut raisonnablement penser que la précipitation de cristaux a opéré, notamment dans les coulées de laves fluides et peu épaisses, il semble douteux que ce mécanisme ait pu agir sur une grande échelle.

V.12- CONTRAINTES PHYSIQUES

Dans un liquide silicaté statique, l'aptitude des cristaux à flotter ou à couler dépendra uniquement du signe de la différence de densité entre les phases solide et liquide. Alors la vitesse de mouvement des cristaux pourra être déterminée par la loi de Stokes :

$$V_m = \frac{2 r^2 g \Delta \rho}{9 \mu}$$

Le déplacement d'un cristal dans un magma peut également être considéré en termes de déformation du fluide sous l'effet des contraintes imposées par la phase cristallisant. Il apparaît alors que le comportement des cristaux dépendra des propriétés du liquide dans lequel ils sont immergés. En général les liquides silicatés subissant une cristallisation ne se comportent pas comme des fluides newtoniens, contrairement à ce que l'on pensait initialement (Mc Birney et Noyes, 1979). Ils ont une limite élastique finie qu'il convient de dépasser avant qu'une contrainte appliquée ne produise une déformation permanente ; c'est à dire qu'en dessous de la limite élastique les cristaux ne pourront pas s'enfoncer dans le magma (Fig. I-11). On peut alors calculer la taille critique au dessus de laquelle les cristaux pourront se déplacer (Fig. I-12) (Rice, 1981). Une complication supplémentaire provient de l'évolution du comportement des magmas au cours de la différenciation. La limite élastique d'un magma basaltique augmente nettement lorsque plagioclase et pyroxène commencent à cristalliser. La pression, l'abondance d'éléments volatiles, et d'une façon générale tout ce qui influe sur la viscosité peut modifier la limite élastique (Mc Birney et Noyes, 1979).

Le problème principal demeure l'invraisemblance des conditions statiques. La plupart des chambres magmatiques sont le siège de mouvements convectifs dont l'effet sera de maintenir les cristaux en suspension. Les calculs simples utilisant uniquement la loi de Stokes sont donc impropres à déterminer la vitesse de déplacement des cristaux. Celle-ci va être la résultante de la vitesse gravitationnelle et de la vitesse de convection, qui vont rarement agir dans le

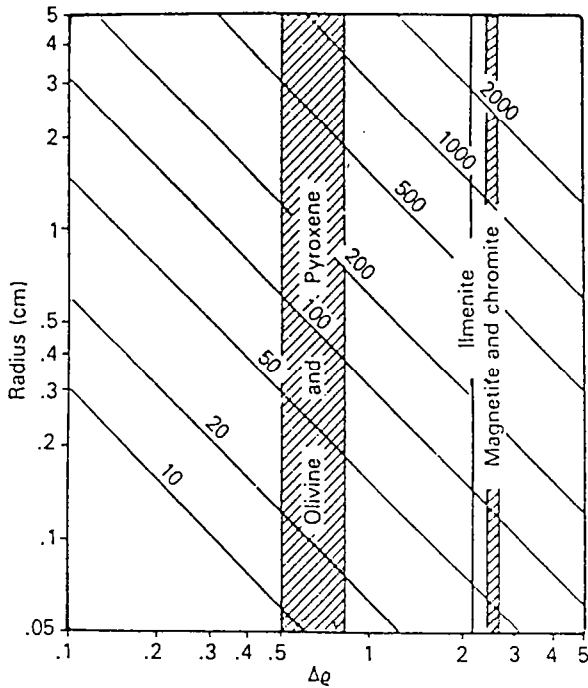


Fig. I-11 : Relation entre le rayon et le contraste de densité $\Delta\rho$ de cristaux dans des liquides ayant des limites élastiques de différentes valeurs (lignes diagonales). Un cristal peut sédimenter ou s'élever seulement s'il a un contraste de densité et une taille qui le placent dans le champ situé au dessus de la limite élastique considérée. (Mc Birney et Noyes, 1979).

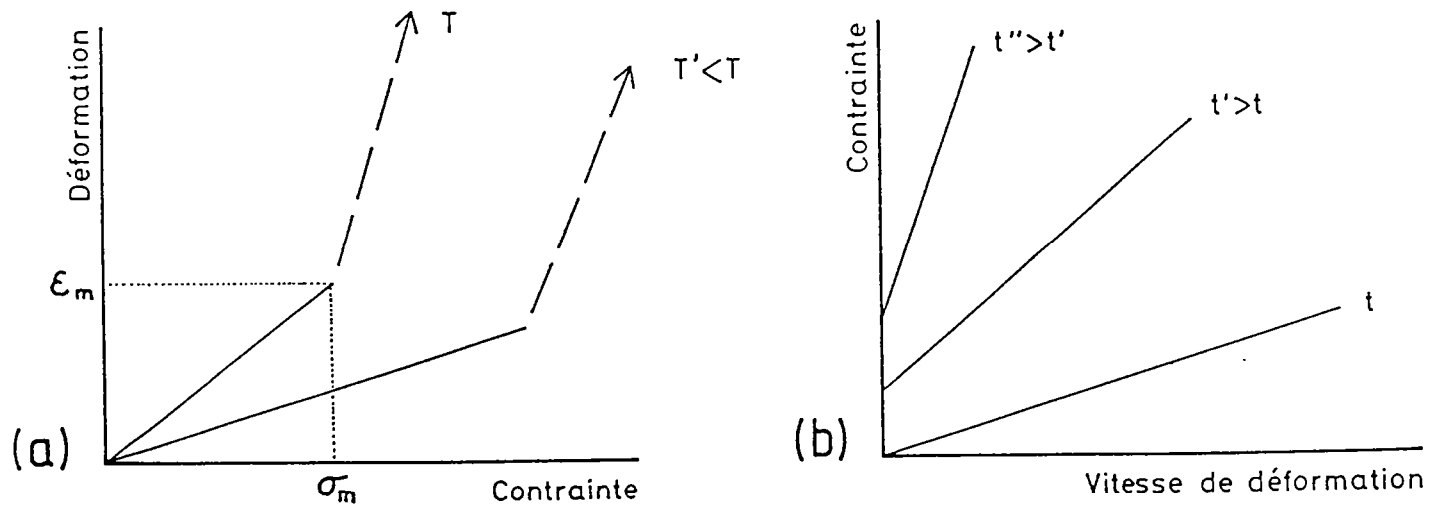


Fig. I-12 : Diagrammes qualitatifs des relations contrainte-déformation (a) et vitesse de déformation-contrainte (b) dans un liquide basaltique.

(a) A faible contrainte, la déformation est proportionnelle à la contrainte et est réversible : c'est le domaine élastique. Au dessus d'une contrainte critique σ_m correspondant à la limite élastique (σ_m, ϵ_m), la déformation est permanente.

(b) Courbes obtenues à la température T et avec des contraintes inférieures à σ_m . (D'après des expériences de Mc Birney et Noyes, 1979).

même sens. Dans le cas simple de la convection purement thermique la vitesse de convection ne dépend que du flux de chaleur (Sparks et al., 1984) :

$$W_m = 0.44 \left[\frac{\rho g^4 k_T^2 h^3}{\mu} \right]^{1/9} (\alpha \Delta T)^{4/9}$$

mais lors de convection à double-diffusion, les équations sont un peu plus complexes (Huppert et Sparks, 1980b) :

$$W_m = 0.68 \left[\frac{\rho g^4 k_T^2 h^3}{\mu} \right]^{1/9} \cdot \frac{(\alpha \Delta T)^{10/9}}{(\beta \Delta S)^{2/3}}$$

La vitesse maximale de chute libre des cristaux est toujours décrite par la loi de Stokes. Il découle des calculs que l'on peut faire à partir des formules de vitesses que dans la majorité des chambres magmatiques les vitesses de convection seront plus élevées d'environ un ordre de grandeur que les vitesses de précipitation (Fig. I-13 et Fig. I-14), ainsi à moins d'une agrégation considérable les cristaux seront maintenus en suspension. Dans le cas des magmas à forte viscosité la précipitation apparaît impossible. La précipitation des cristaux semble donc n'être un phénomène dominant que dans les couches fines de magma fluide, ce qui correspond bien aux observations signalées au paragraphe V,11.

Cependant, certains auteurs, sur la base d'expériences de laboratoire ou de modélisations numériques (Martin et Nokes, 1988 ; Weinstein et al., 1988) proposent que la convection même turbulente n'interdise pas la précipitation des cristaux. Ceci semble en accord avec des observations de terrain (Cox et Mitchell, 1988). Par ailleurs, Marsh (1988) propose une étude des paramètres qui déterminent la possibilité de mettre des cristaux en suspension. On voit donc que cette question ne fait pas encore l'unanimité.

Le profil des vitesses de convection va présenter des maxima au coeur de la chambre et des minima près des parois, formant des couches limites d'une grande importance pour la cristallisation in situ.

V.13- CONTRAINTES CINETIQUES

Les phénomènes de nucléation et de croissance des cristaux ont fait l'objet de plusieurs études récentes (par exemple : Dowty, 1980 ; Kirkpatrick, 1981 ; Brandeis et Jaupart, 1987a, 1987b, 1987c ; Brandeis et Marsh, 1989). Néanmoins, l'application de ces résultats au développement des cumulats dans les chambres magmatiques est difficile. Afin de tenter de maîtriser ce paramètre des

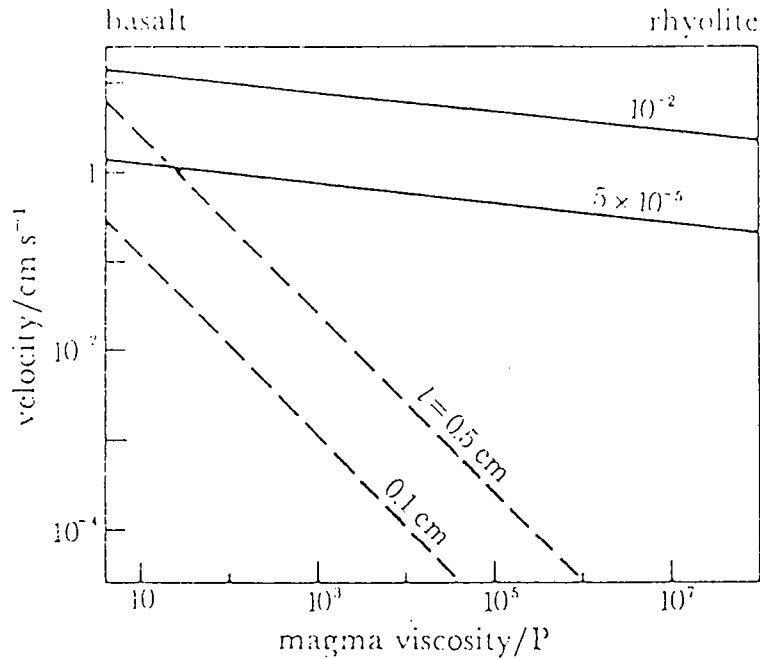


Fig. I-13 : Vitesses de convection du magma dans une couche de 500 m d'épaisseur en fonction de la viscosité du fluide. Les deux traits pleins correspondent à $\alpha \cdot \Delta T = 10^{-2}$ et $5 \cdot 10^{-5}$. Les lignes tirées représentent les vitesses de précipitation de sphères de rayon 0.5 et 0.1 cm, ayant un excès de densité de 500 kg m^{-3} par rapport au liquide environnant. (Sparks et al., 1984).

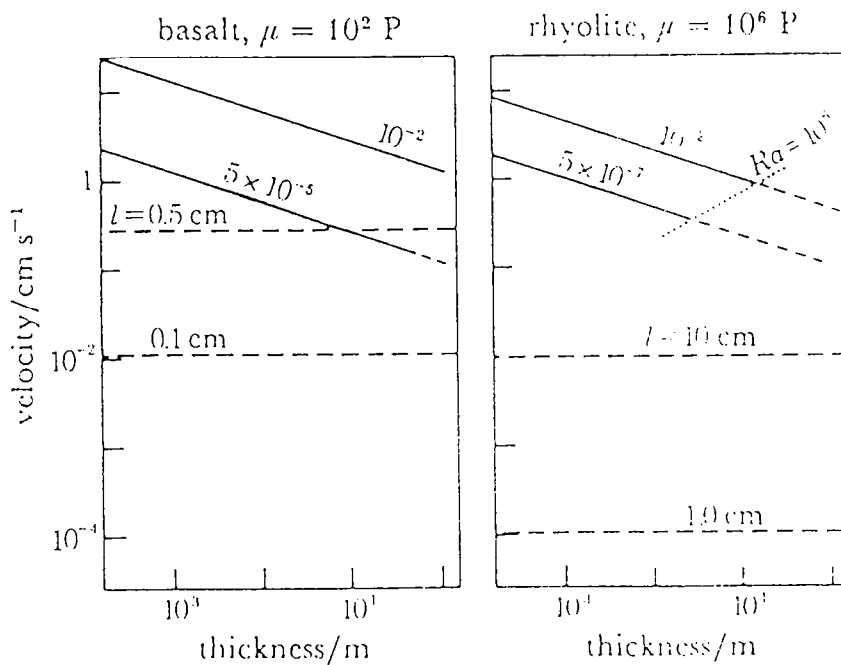


Fig. I-14 : Vitesses de convection du magma en fonction de l'épaisseur de la couche pour des fluides de viscosité = 10 Pa s et 10^5 Pa s , pour des valeurs de $\alpha \cdot \Delta T = 10^{-2}$ et $5 \cdot 10^{-5}$. Sur la partie droite, la ligne pointillée indique les conditions où $Ra_T = 10^6$. Les lignes tirées correspondent aux vitesses de sédimentation de sphères de rayon 10, 1, 0.5 et 0.1 cm, ayant un excès de densité de 500 kg m^{-3} par rapport au liquide environnant. (Sparks et al., 1984).

expériences ont été réalisées à partir de solutions salées, et les résultats obtenus peuvent être appliqués aux chambres magmatiques (Campbell, 1978).

- 1) Si la solution est fortement sursaturée, il se produit une nucléation homogène avec apparition d'un fin précipité qui sédimente au fond.
- 2) Si la solution n'est que faiblement sursaturée les premiers cristaux se forment au contact des parois du récipient et la nucléation se poursuit à partir de ces cristaux précoces. C'est une nucléation hétérogène. La cristallisation se fait donc depuis les parois latérales et le fond vers le centre.

L'explication de ce comportement est que l'énergie d'activation -et par conséquence la quantité de surfusion- nécessaire à la nucléation hétérogène est nettement inférieure à celle requise pour la nucléation homogène. quelques degrés de surfusion suffisent à initier la nucléation hétérogène dont une forme particulière est l'auto-nucléation qui consiste en une nucléation au contact de cristaux pré-existants de même espèce. Ce mécanisme est celui qui requiert la plus faible énergie d'activation et c'est donc la forme dominante de nucléation dans de nombreux processus chimiques (Campbell, 1978 ; Brandeis et al, 1984).

Ainsi dans une chambre magmatique, les cristaux vont avoir tendance à nucléer au contact de limites solides. Les parois de la chambre sont le lieu le plus propice à la nucléation plutôt que l'intérieur de la masse de magma, car c'est là que le taux de surfusion sera le plus fort. De plus l'existence d'une couche limite à la périphérie de la chambre facilitera la nucléation en créant un milieu relativement peu agité. Ce mécanisme est la cristallisation in situ : les cristaux se développent en un endroit et y demeureront, sans transport, à la différence de la théorie d'accumulation. Cependant deux cas de nucléation interne sont observés dans les expériences de laboratoire (Sparks et al, 1984) :

- 1) aux interfaces de double-diffusion et pendant le mélange de fluides : la nucléation peut se produire si le composé qui cristallise est sous-saturé dans chacun des deux fluides, mais devient sursaturé dans un mélange.
- 2) par surfusion causée par un fort gradient thermique à travers une interface.

Il découle de ceci que les phénocristaux peuvent avoir diverses origines :

- 1) érosion de cristaux ayant nucléé contre les parois de la chambre (cristallisation in situ) ;
- 2) mélange de magmas résultant en un liquide sursaturé ;

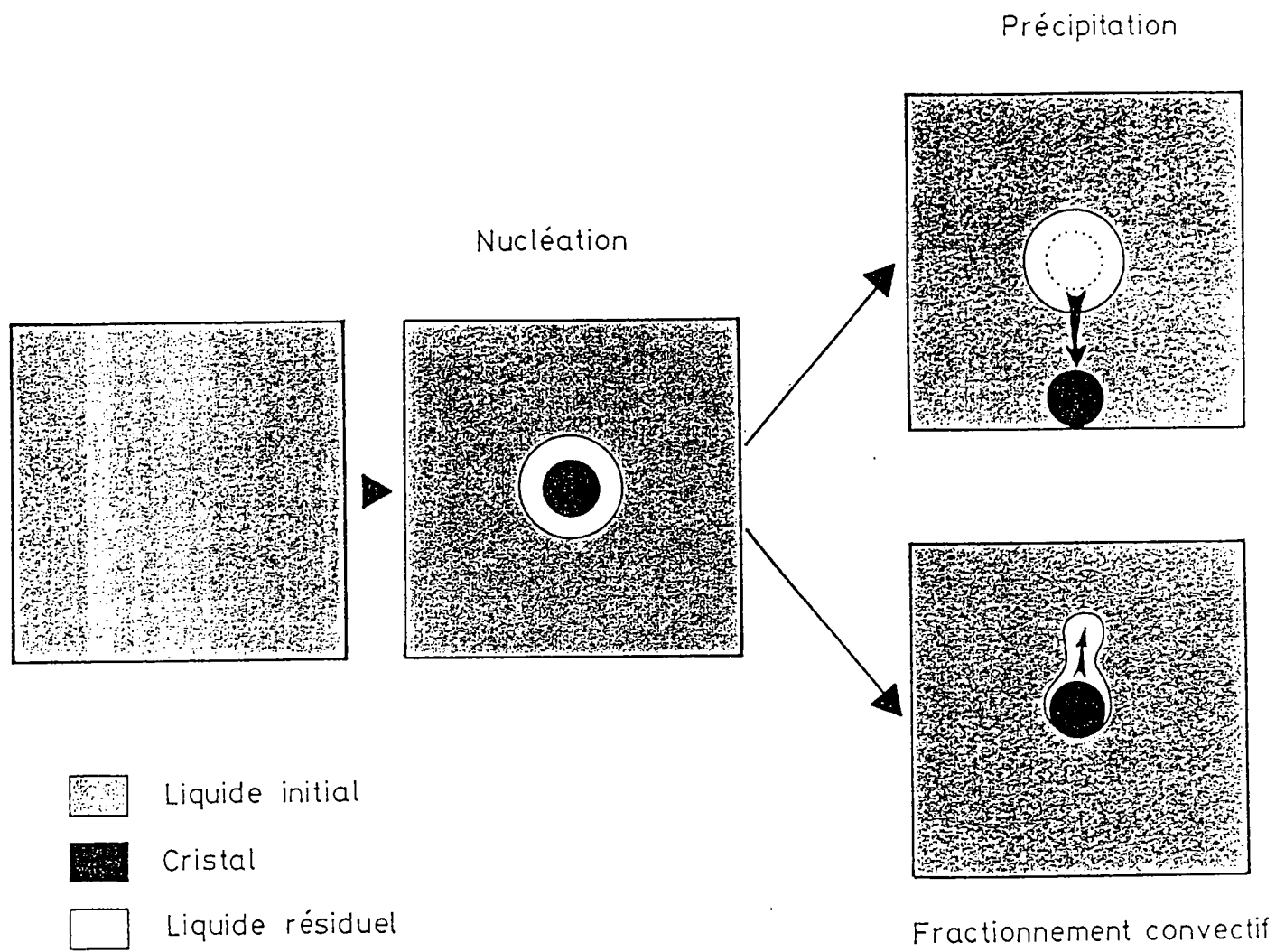


Fig. I-15 : Schéma comparatif des processus de précipitation de cristaux (théorie d'accumulation) et de fractionnement convectif.

- 3) nucléation aux interfaces de double-diffusion où la région interfaciale mélangée est sursaturée ou fortement surfondue ;
- 4) transport de résidus de cristaux venant de la source de fusion partielle ;
- 5) surcroissance de cristaux résultant d'un des mécanismes précédents.

Des travaux récents (Langmuir, 1989 ; Sparks, 1989) ont établi que les phénomènes de cristallisation in situ se traduisaient par une évolution géochimique particulière des systèmes.

V.2- FRACTIONNEMENT CONVECTIF

Nous venons de voir que la théorie d'accumulation est inadéquate pour expliquer la différenciation en général. Un modèle alternatif est le fractionnement convectif qui consiste en la séparation par convection du liquide depuis le solide (Rice, 1981 ; Donaldson et Hamilton, 1987, par exemple). La force de base entraînant la convection provient du prélèvement sélectif de composants lourds ou légers du liquide pour les concentrer dans le cristal, ce qui résulte en un fluide résiduel possédant une certaine force de flottabilité (Fig. I-8, Fig. I-15).

V.21- PREUVES EXPERIMENTALES

Ce sujet a donné lieu à de très nombreuses expériences au cours desquelles le comportement de solutions aqueuses de divers sels (notamment KNO_3 , K_2CO_3 , NaNO_3 , Na_2CO_3) a été analysé . Deux types de situations ont été reproduits : des systèmes clos où la cristallisation met en place des gradients de composition et de température, et des systèmes ouverts où un nouveau fluide de composition et de température différentes de celles du liquide résidant est introduit dans le récipient.

V.211- Systèmes clos

Dans le cas le plus simple, une solution saturée est refroidie à partir de différentes limites, ce qui provoque la nucléation puis la croissance des cristaux. Au fur et à mesure que ceux-ci se développent, ils appauvrissent localement le liquide adjacent de ses composants lourds (dans la majorité des cas). Le fluide résiduel a donc une densité inférieure à celle du liquide environnant et il s'élève, provoquant la convection. Le fluide en convection peut retenir sa composition chimique du fait de la faible diffusivité des composants chimiques.

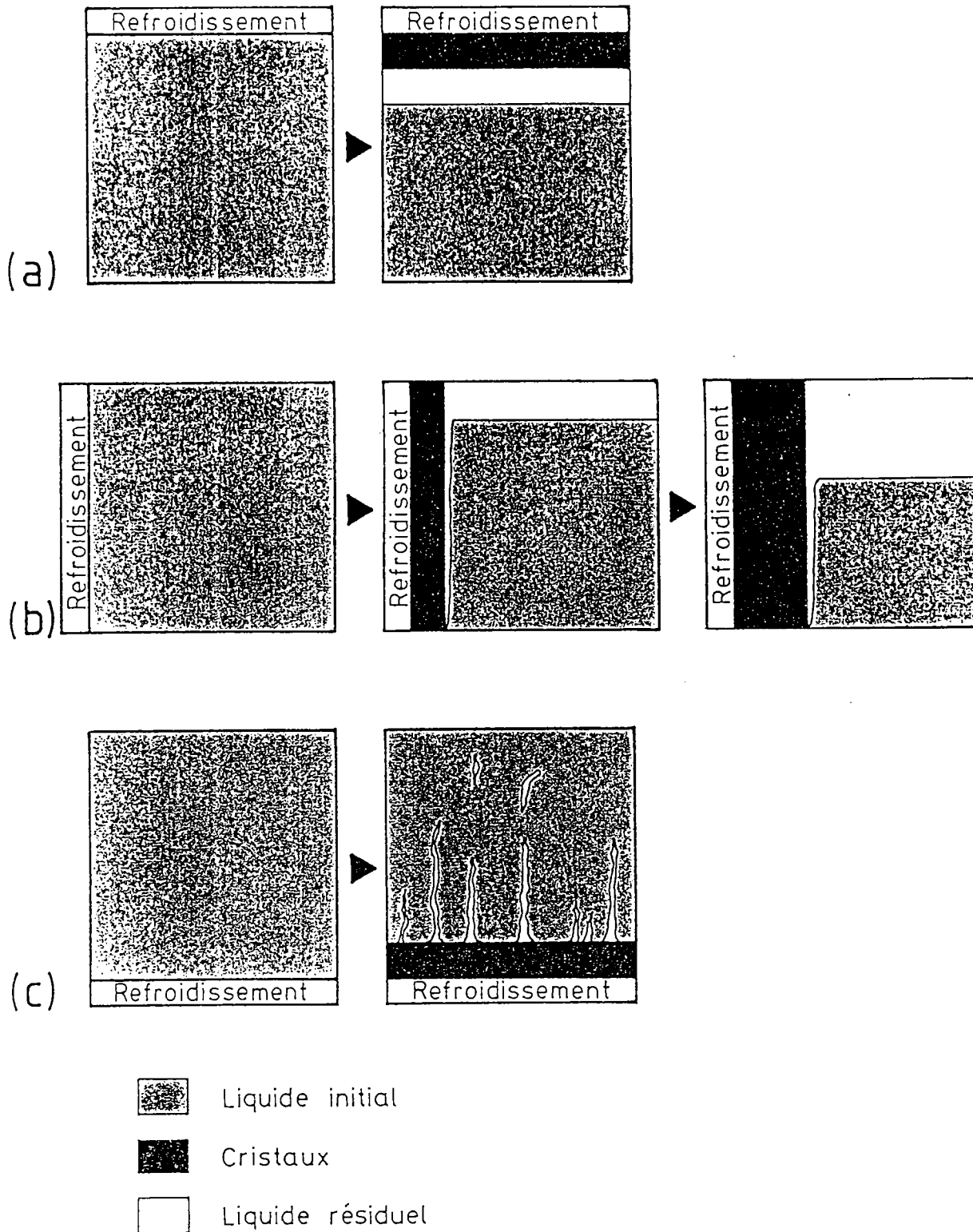


Fig. I-16 : Représentation schématique du rôle du mode de refroidissement d'un système clos :

(a) refroidissement par le haut ;

(b) refroidissement latéral ;

(c) refroidissement par la base.

Ces figures ne tiennent pas compte des phénomènes de convection à double-diffusion qui pourraient se produire.

Les effets de la libération de fluide léger dépendent considérablement de la géométrie du réservoir magmatique, ainsi que du mode de refroidissement (Fig. I-16).

- 1) Refroidissement par le haut (Fig. I-16a) : le liquide résiduel léger forme une couche stagnante sous le toit de la chambre, baignant les cristaux qui se développent si ceux-ci adhèrent au toit et ne coulent pas au fond.
- 2) Refroidissement le long d'une paroi verticale (Fig. I-16b) : des cristaux apparaissent contre le mur par cristallisation in situ. Le fluide léger, au fur et à mesure de sa libération, s'élève le long de la paroi et forme une couche stable au sommet du réservoir. La mise en place de cette couche froide sur du liquide plus chaud crée un gradient thermique déstabilisateur et un litage à double-diffusion va pouvoir se former. Donc la solution initialement homogène en température et en composition va devenir zonée par rapport aux deux propriétés (Chen et Turner, 1980 ; Mc Birney, 1980 ; Turner, 1980).
- 3) Refroidissement par la base (Fig. I-16c) : les cristaux se forment sur le fond et des fins panaches de liquide résiduel léger s'élèvent dans le fluide sus-jacent, instaurant une convection qui homogénéise le liquide (Chen et Turner, 1980). Si le plancher du réservoir est incliné, les résultats diffèrent : le liquide résiduel étant issu de profondeurs différentes, il va traverser des épaisseurs différentes de fluide sus-jacent et donc ils se mélangeront dans des proportions variables. Il s'ensuivra la mise en place de gradients de composition horizontaux et verticaux (Sparks et al, 1984).
- 4) Cristallisation dans un milieu poreux : le liquide résiduel s'élève par convection en formant des doigts dans le liquide sus-jacent. De telles figures sont caractéristiques de la convection dans un milieu poreux (Kerr et Tait, 1985). Au fur et à mesure que du fluide léger est libéré, il est remplacé dans l'espace intergranulaire par du liquide initial. Ainsi le liquide intercumulus peut être maintenu à une composition constante grâce à une convection continue (Tait et al, 1984 ; Kerr et Tait, 1986).

Un résultat très important peut-être tiré des expériences de refroidissement latéral, qui est que l'on peut produire des fluides très fractionnés sans avoir recours à de forts taux de cristallisation. En effet, seule une très petite quantité de liquide initial subit la cristallisation : la couche-limite au contact des parois refroidies. Cette fraction de liquide produit un liquide résiduel très

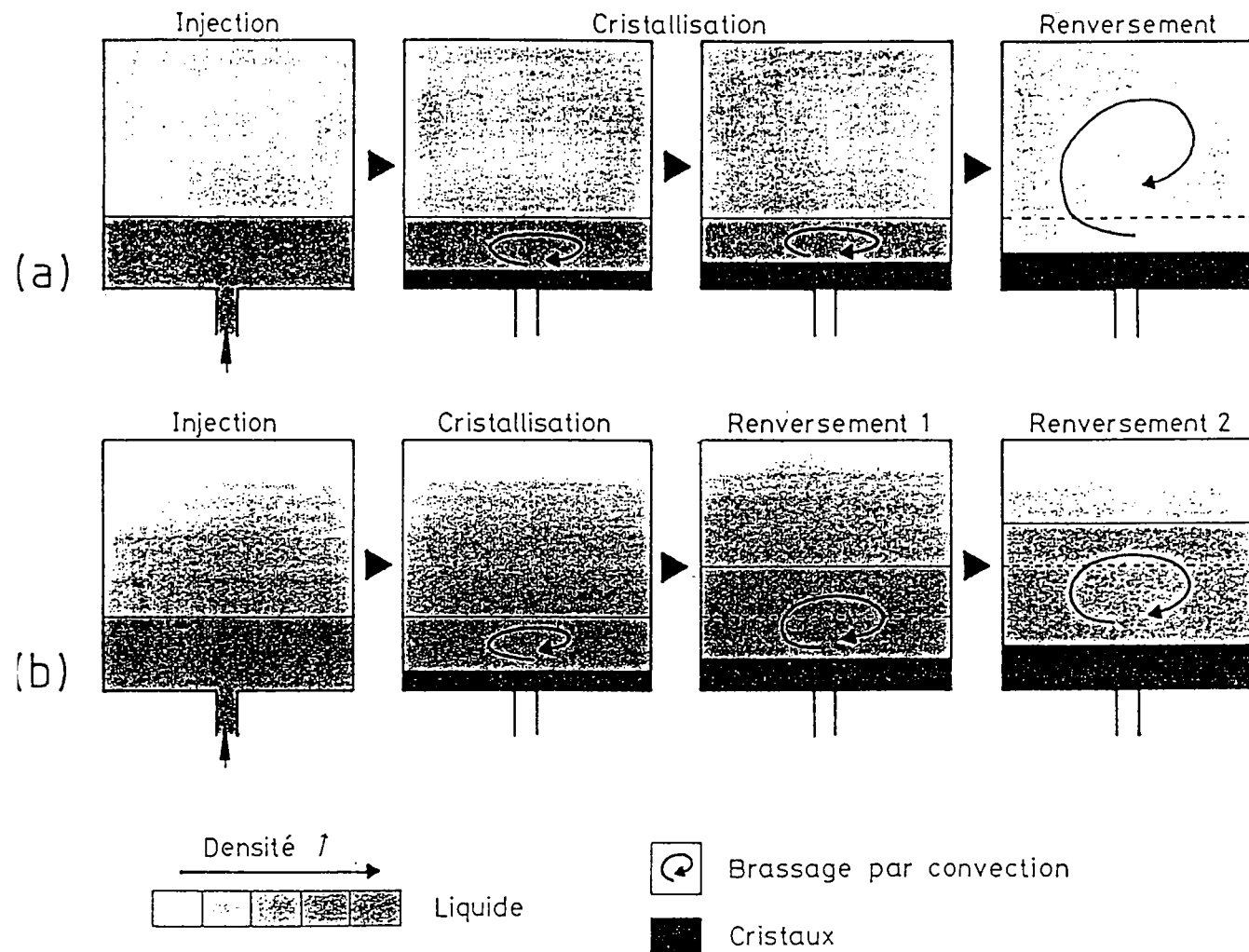


Fig. I-17 : Représentation schématique du comportement d'un système ouvert lors de l'injection d'un liquide primitif dense à la base du réservoir.

(a) Liquide initial homogène.

(b) Liquide initial présentant un gradient de densité.

Ces figures négligent les éventuels effets de la convection à double-diffusion.

différencié qui va se concentrer en un niveau, sous le toit. Ramené à toute la masse de magma du réservoir, le taux de fractionnement global sera très faible. Brophy (1989) applique ce type de concepts à la formation des basaltes calco-alcalins.

V,212- Systèmes ouverts

De nombreux systèmes magmatiques se comportent en systèmes ouverts en recevant de manière continue ou occasionnelle des apports de fluide primitif venant des profondeurs. En vue de modéliser ce phénomène, deux types d'expériences ont été réalisés (Fig. I-17).

1) Injection d'une couche dense et chaude sous une couche homogène plus froide

et moins dense (Fig. I-17a) : les deux couches échangent de la chaleur, ce qui résulte en une cristallisation dans le niveau inférieur et une vigoureuse convection dans tout le dispositif. Cette convection est entraînée en partie par les effets thermiques et en partie par la libération du fluide résiduel issu des cristaux se développant sur le fond, et provoque un brassage du niveau inférieur, mélangeant intimement les liquides initiaux et résiduels. La cristallisation peut réduire la densité de la solution résiduelle jusqu'à un point d'égale densité entre les deux couches, alors un brusque renversement se produit et tout le système se mélange (Huppert et Sparks, 1980a, 1980b; Huppert et Turner, 1981). Si l'expérience se fait dans un milieu poreux, le liquide résiduel est continuellement mélangé avec le fluide supérieur car le milieu poreux inhibe la convection et ne permet pas le brassage de la couche inférieure. L'interface entre les deux couches s'abaisse donc progressivement et on n'observe pas de renversement. L'évolution d'un système poreux présente donc des singularités (Tait et al, 1984).

2) Injection sous un fluide stratifié en composition (Fig. I-17b) : le nouveau liquide forme une couche séparée qui réchauffe le fluide zoné susjacent, initiant une série de couches à double-diffusion. La cristallisation dans la couche inférieure peut provoquer le mélange du fluide avec les niveaux les plus bas de la couche stratifiée, en fonction du gradient de densité (Huppert et al, 1982b). Dans les expériences de ce type, on rencontre un phénomène accessoire qui est la formation au sommet du récipient d'une série de couches fines. Elles sont dues à un refroidissement latéral parasite provenant de la différence de température existant entre le liquide et les parois. Cet effet vient s'ajouter aux phénomènes thermiques principaux liés à l'injection. Cette observation s'applique aux systèmes géologiques en attirant l'attention sur les pertes de chaleur dans l'encaissant qui vont créer un gradient de

température horizontal pouvant se superposer à un autre gradient thermique, horizontal le plus souvent (Mc Birney, 1985). Mais dans les cas réels le problème pourra être compliqué par l'hétérogénéité du matériel environnant la chambre magmatique. Ainsi en terrain métamorphique et dans le cas d'une intrusion de grande taille, les gradients thermiques liés aux pertes de chaleur dans l'encaissant pourront sans doute être différents suivant la nature lithologique des parois considérées, la position sur ces parois et l'orientation de leurs éventuelles structures.

Ces deux types d'expériences décrivent le cas où le fluide nouveau peut s'étaler à la base de la chambre. Ceci ne sera réalisé que si ce magma est plus dense que le magma résidant, si sa vitesse d'injection est relativement lente et si son régime d'écoulement n'est pas turbulent. Dans le cas contraire, les choses seront plus compliquées et l'on pourra avoir un mélange partiel des magmas (Sparks et al, 1980).

D'autre part la viscosité des différents liquides en présence a des effets importants. Un fort gradient de viscosité à travers l'interface peut modifier significativement la convection : le fluide résiduel léger peut être immédiatement entraîné dans le niveau sus-jacent, de manière continue, empêchant qu'un renversement ne se produise (Huppert et al, 1983). Ces expériences illustrent deux principes que l'on peut extrapoler aux chambres magmatiques :

- 1) l'injection d'un nouveau fluide plus dense que le magma résidant peut conduire à une période de cristallisation indépendante au cours de laquelle le nouveau fluide évolue séparément ;
- 2) la cristallisation induit des changements de densité des fluides résiduels qui peuvent permettre le mélange.

V.22- CONSIDERATIONS THEORIQUES

Dans un fluide "calme" -ce qui est le cas d'une couche-limite où se produit une cristallisation in situ- l'incorporation ou le rejet de soluté dans un cristal se traduit par un profil exponentiel de concentration, dans un film fin adjacent au cristal en croissance. On peut calculer l'épaisseur de ce film et en déduire ses conditions de stabilité en calculant son nombre de Rayleigh :

$$\delta = \frac{k_s}{V} \quad Ra_{\text{film}} = \frac{g \Delta \rho k_s^2}{V^3 \mu}$$

La valeur critique de ce paramètre est d'environ 1000, valeur largement inférieure à celles obtenues dans les chambres magmatiques. Ce film sera donc fondamentalement instable, et le liquide résiduel qui le constitue pourra donc être mis en mouvement par convection (Huppert et Sparks, 1984). Il est intéressant de constater que l'épaisseur du film n'est pas fonction de la taille des cristaux autour desquels il se forme. Aussi plus le cristal sera grand, plus le rapport du volume du cristal sur celui du liquide résiduel sera grand et donc plus le fractionnement sera important.

VI- APPLICATION AUX INTRUSIONS LITEES

Les phénomènes de litage dans les intrusions mafiques et ultramafiques sont bien connus à différentes échelles (Wager et Brown, 1968 ; Wager, 1968 ; Irvine, 1982). Il y a donc tout lieu de penser que plusieurs mécanismes différents sont en cause. Irvine (1987) a réalisé une synthèse de tous les processus envisageables pour rendre compte de la formation des intrusions litées.

VI.1- SYNTHESE DES PROCESSUS ENVISAGEABLES

La cristallisation peut se séparer en 3 stades :

- 1) stade cumulus, correspondant à la cristallisation des minéraux précoces (minéraux cumulus) ;
- 2) stade post-cumulus, correspondant à la cristallisation du liquide interstitiel baignant les cristaux cumulus ;
- 3) stade subsolidus, marqué par les phénomènes de basse température comme l'exsolution et autres réactions minérales contrôlées par la diffusion, la recristallisation et l'altération.

Pour Irvine (1987), les deux questions fondamentales sont : 1) où et dans quelles conditions se forment les cristaux qui définissent les litages ? et 2) quels sont les processus chimiques et physiques qui déterminent les espèces, proportions, formes, relations et compositions des phases minérales ?

Nous nous limiterons ici à citer les résultats proposés par Irvine (1987) pour le stade cumulus. C'est en effet cette étape qui constitue, dans la plupart des cas, le stade principal au cours duquel vont être déterminés l'emplacement et de la structure du litage.

L'origine des cristaux peut être :

- * allochtone : les cristaux se forment ailleurs que sur leur lieu de dépôt final, vers lequel ils sont conduits par précipitation ou flottation, ou bien par l'intermédiaire d'un vecteur fluide (courants de densité, courants de convection, panaches turbulents).
- * autochtone : les cristaux nucléent et se développent sur le site du litage. Ceci peut se réaliser par cristallisation in situ le long d'une surface de refroidissement (sommet de la pile des cumulats, à l'interface avec le magma, ou suivant une paroi de la chambre magmatique) ou bien à partir d'un

liquide surfondu pouvant trouver son origine dans une autre partie du réservoir magmatique.

Irvine (1987) ne recense pas moins de 13 mécanismes physiques et chimiques plausibles pouvant déterminer les caractéristiques des roches litées. Parmi ceux-ci, on retiendra :

- * la différenciation par cristallisation fractionnée avec ou sans ségrégation du liquide, c'est à dire avec ou sans séparation physique du liquide résiduel produit par la cristallisation.
- * les réinjections de liquides dans la chambre, comme en témoignent les litages cycliques décrits dans de nombreuses intrusions litées (voir Irvine, 1982 par exemple).
- * les phénomènes de mélange qui peuvent conduire à des relations liquidus inhabituelles.
- * la cinétique de la cristallisation et les effets de la diffusion. C'est par exemple le cas de la cristallisation oscillatoire invoquée par Mc Birney et Noyes (1979) pour certains litages du Skaergaard.
- * le tri mécanique des cristaux par précipitation ou flottation, bien que comme on l'a vu précédemment, ce cas semble assez limité.
- * des interactions entre des couches limites de convection thermique et solutale.

Un certain nombre des cas énumérés ci dessus semblent avoir une importance particulière. Les paragraphes suivants en présentent quelques exemples.

VI.2- LITAGE DU AU REMPLISSAGE

Les litages cycliques à grande échelle (métrique à décamétrique) observés dans les zones ultramafiques et parfois mafiques des intrusions litées ont été couramment attribués à l'injection dans une chambre d'un nouveau magma primitif. Les études récentes confirment l'éventualité d'un tel processus. Des apports successifs de nouveau magma primitif, donc dense et chaud, à la base d'une chambre magmatique créent des conditions favorables à la convection à double-diffusion, et un système lité peut se former si les injections sont

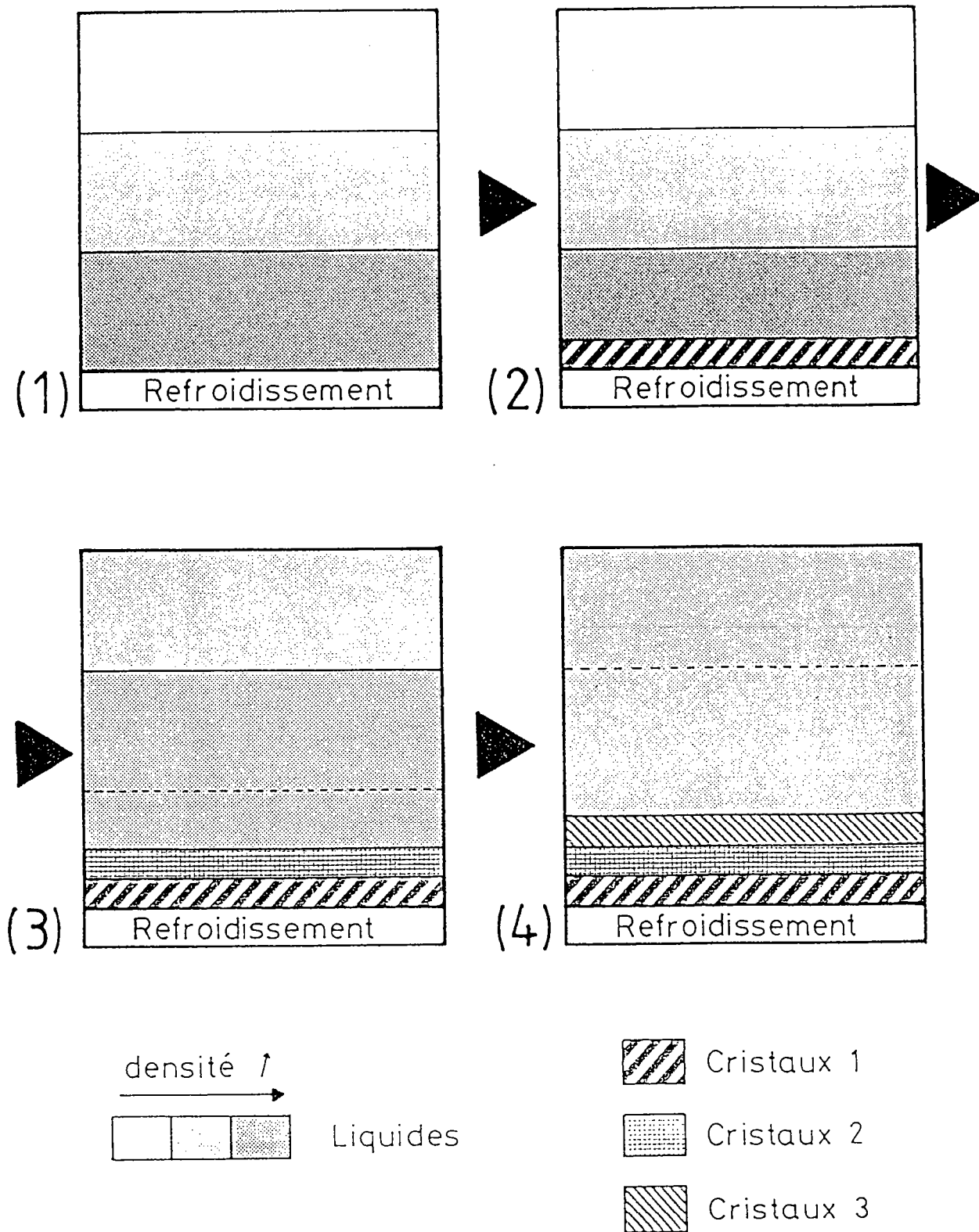


Fig. I-18 : Représentation schématique de la formation d'un litage lors de l'évolution d'un système stratifié en densité. A la disparition d'une interface correspond une modification de l'assemblage cristallisant.

suffisamment rapprochées dans le temps pour que le réservoir n'atteigne pas un stade d'équilibre thermique où les différents niveaux pourraient fusionner (Sparks et al, 1984).

VI.3- LITAGE DU A LA CRISTALLISATION IN SITU

Plusieurs études (Campbell, 1978 ; Mc Birney et Noyes, 1979) ont attiré l'attention sur les difficultés à expliquer de nombreux caractères des roches dites d'accumulation par la précipitation de cristaux. Mc Birney et Noyes (1979) ont proposé que l'essentiel de la cristallisation puisse se faire dans une couche-limite le long des bords de la chambre et que le litage rythmique à petite échelle (millimétrique à centimétrique) se forme par des oscillations périodiques de la nucléation et de la croissance des différentes phases minérales, autour d'une limite cotectique : une phase devient sursaturée et se développe entraînant la sursaturation d'une autre phase qui peut à son tour nucléer.

Le point important eu égard à des considérations dynamiques est la modification localisée de la densité du fluide qui va pouvoir s'écarter par convection de sa position initiale. Dans de nombreux cas la cristallisation in situ conduira à l'installation de gradients de composition et de température dans la chambre magmatique.

VI.4- LITAGE DU A DES GRADIENTS DE COMPOSITION

On a vu que des gradients de température et de composition pouvaient être créés dans une chambre magmatique par suite de phénomènes de remplissage ou de fractionnement convectif. Malgré les incertitudes qui pèsent sur l'application de la théorie de la convection à double diffusion aux systèmes magmatiques, on peut envisager que dans certains cas des couches à double-diffusion puissent se former dans ces gradients et être "congelées" pour donner des roches litées (Mc Birney et Noyes, 1979). Des expériences ont montré que le litage des fluides peut provoquer ou influencer le litage des cristaux, mais l'épaisseur des lits de cristaux n'est qu'indirectement liée à l'épaisseur des niveaux liquides (Chen et Turner, 1980 ; Kerr et Turner, 1982). Ainsi une expérience réalisée à partir de trois couches de solutions différentes refroidies par en dessous, a démontré qu'à chaque

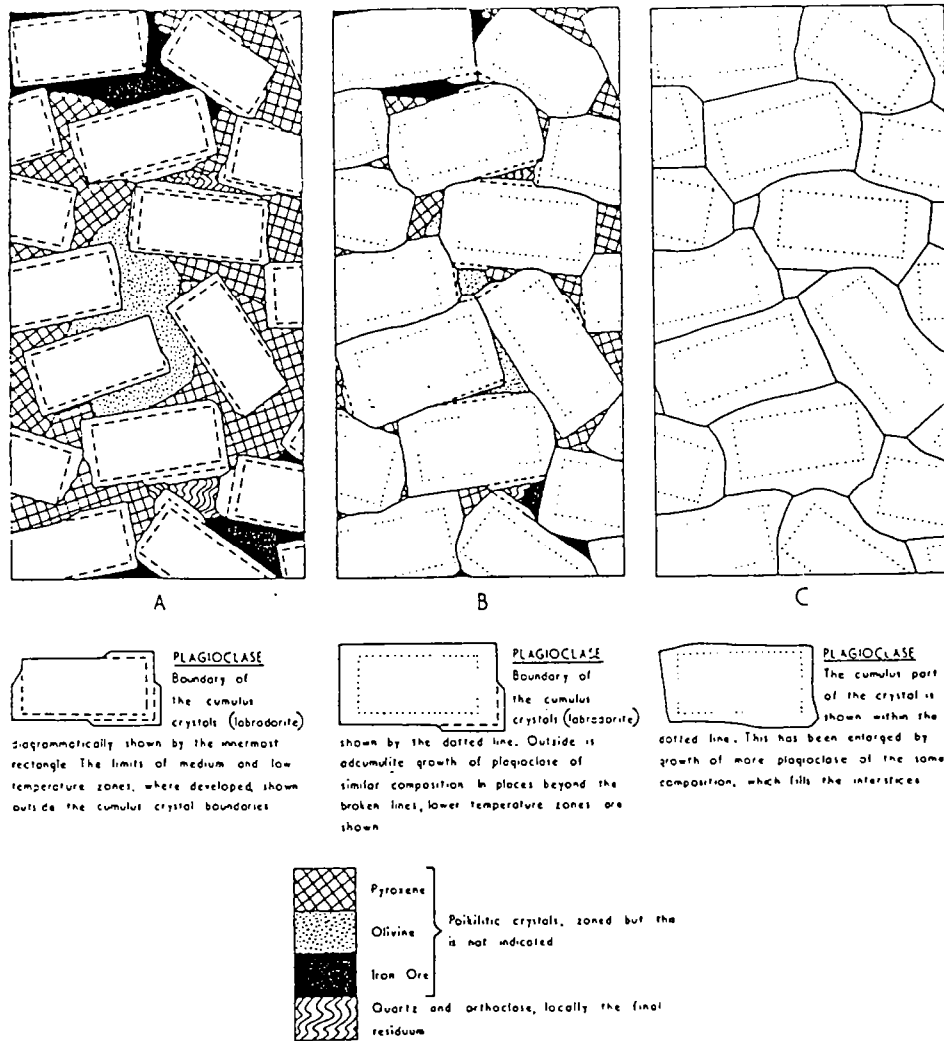


Fig. I-19: Représentation schématique de cumulats à plagioclase formés à partir d'un magma gabbroïque.

A : orthocumulat.

B : mésocumulat.

C : adcumulat.

(Wager et al., 1960).

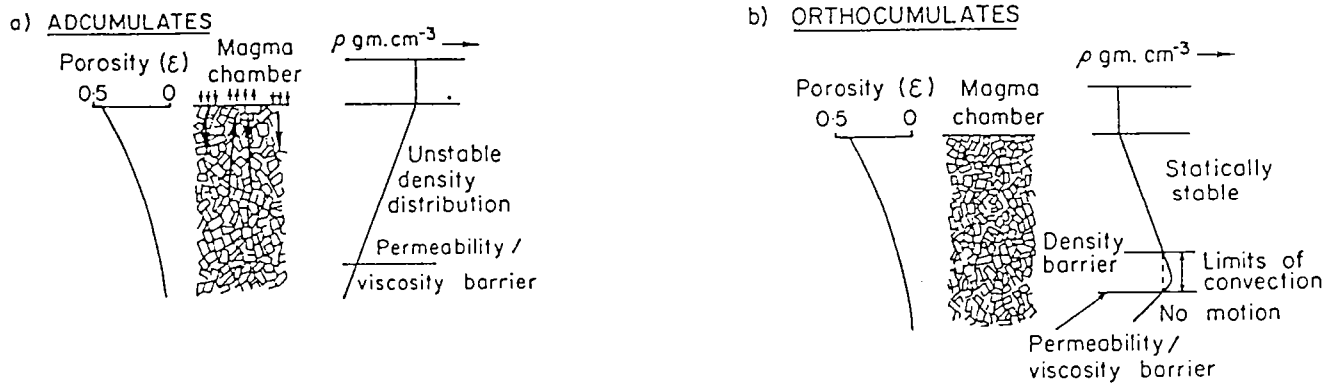


Fig. I-20: Profils de densité dans un liquide interstitiel, produits par cristallisation intercumulus et donnant naissance à :

a) des adcumulats,

b) des orthocumulats.

(Tait et al., 1984).

fois qu'une interface se rompt la composition du fluide en contact avec le fond refroidi du récipient change brusquement (Fig. I-18). Ceci permet la cristallisation d'au moins une nouvelle phase solide (Kerr et Turner, 1982).

Certaines intrusions litées montrent une discordance angulaire entre le litage rythmique et le litage de phase (Wager et Brown, 1968). Dans ce cas le litage rythmique est considéré comme parallèle aux bords de l'intrusion. De telles discordances peuvent apparaître dans un système qui développe des gradients de composition et subit une cristallisation in situ le long des parois. Si un fractionnement convectif ou un remplissage occasionnel conduit à la mise en place de gradients de composition, le litage horizontal qui s'ensuit peut être congelé comme un litage de phase discordant.

VI.5- LITAGE DU A LA SEDIMENTATION

Malgré les critiques formulées contre la théorie d'accumulation, de nombreuses structures sont le mieux expliquées par des phénomènes de précipitation de cristaux; par exemple, les stratifications de courant, certains lits classés et certaines structures de glissement (slumping). La sédimentation peut jouer d'une manière importante lorsque des glissements se produisent et entraînent des courants de densité. C'est ainsi que l'on explique les litages en auge (Wager, 1968). Dans le cas de la mise en place d'une couche fine de magma chaud, dense et fluide, les vitesses de précipitation sont comparables aux vitesses de convection, ce qui rend la sédimentation possible.

VI.6- CRISTALLISATION POST-CUMULUS

Quand la cristallisation se produit dans un milieu poreux, là encore on observe des mouvements de convection (Tait et al, 1984). On en retire l'idée que la convection doit jouer un grand rôle lors des processus post-cumulus dans les chambres magmatiques (Sparks et al., 1985 ; Kerr et al., 1989). D'après Wager et al (1960) la croissance post-cumulus présente deux extrêmes : les orthocumulats et les adcumulats (Fig. I-19). Classiquement l'origine de ces deux pôles est expliquée par l'interaction entre les échanges de matière par diffusion et les taux d'accumulation des cristaux. Si les taux d'accumulation sont grands la croissance de la pile cristalline piège du liquide ; les échanges par diffusion sont inhibés et le liquide intergranulaire cristallise ce qui donne une texture d'orthocumulus. A l'inverse si l'accumulation est lente, le liquide intercumulus peut se rééquilibrer continuellement par diffusion avec le réservoir principal sus-jacent. Le liquide des

pores cristallise donc lentement en restant à une composition chimique constante, ce qui forme un adcumulat.

Mais ce modèle pose des problèmes d'ordres géologique et cinétique, comme par exemple la faible vitesse des échanges par diffusion qui empêche que ce soit un mécanisme quantitativement plausible pour la rééquilibration de la composition du liquide interstitiel (Tait et al, 1984). Par contre la convection semble pouvoir être un mode de transport chimique plus efficace.

On peut donc considérer la cristallisation post-cumulus en termes de cristallisation in situ et de fractionnement convectif : des cristaux se forment sur le plancher de l'intrusion et piègent du liquide intercumulus. Si la cristallisation se produit dans l'espace interstitiel et libère du fluide résiduel léger, un échange continu par convection se fait avec le magma dense sus-jacent, ce qui a pour effet de maintenir la composition du fluide des pores presque constante et permet la croissance adcumulus (Fig. I-20) (Tait et al, 1984). A ces phénomènes de fractionnement convectif peuvent s'ajouter les phénomènes de digitations responsables des transferts de matière observés lors des expériences (Kerr et Tait, 1985 ; 1986). Si le fluide résiduel est plus dense -notamment si l'assemblage qui cristallise est dominé par le plagioclase- il ne pourra pas être mobilisé par convection et formera un liquide intercumulus statique, ce qui résultera en un orthocumulat. Deux autres facteurs sont aussi à intégrer dans ces mécanismes : la perméabilité de la pile de cristaux et la viscosité du magma qui peuvent inhiber toute convection et amener ainsi la formation d'orthocumulats.

VII- CONCLUSION

Ce chapitre présente une très brève revue des mécanismes physiques de second ordre venant se superposer à l'évolution principale qu'est la différenciation magmatique. Pour des raisons de clarté de l'exposé, divers phénomènes ont été distingués et étudiés séparément, bien que dans la réalité ils agissent en même temps et se contrôlent mutuellement. Ainsi dans une chambre magmatique un litage pourra être créé par injection d'un liquide primitif à la base du réservoir et en même temps des effets de convection complexes pourront résulter des échanges thermiques entre les deux magmas, ainsi que des transferts de chaleur vers l'encaissant. En plus de ceci, la cristallisation de phases mafiques pourra produire des liquides différenciés susceptibles de se concentrer au sommet de la chambre et de modifier un litage formé lors d'un stade précédent. Les phénomènes observés sur le terrain vont donc souvent résulter de l'interaction de plusieurs mécanismes dont l'importance relative variera dans le temps et dans l'espace et dépendra des paramètres physiques dont seule une étude géologique poussée est en mesure de permettre la détermination.

2^{ème} PARTIE

ETUDE PETROLOGIQUE
DU COMPLEXE PLUTONIQUE NORD DE GUERNESEY

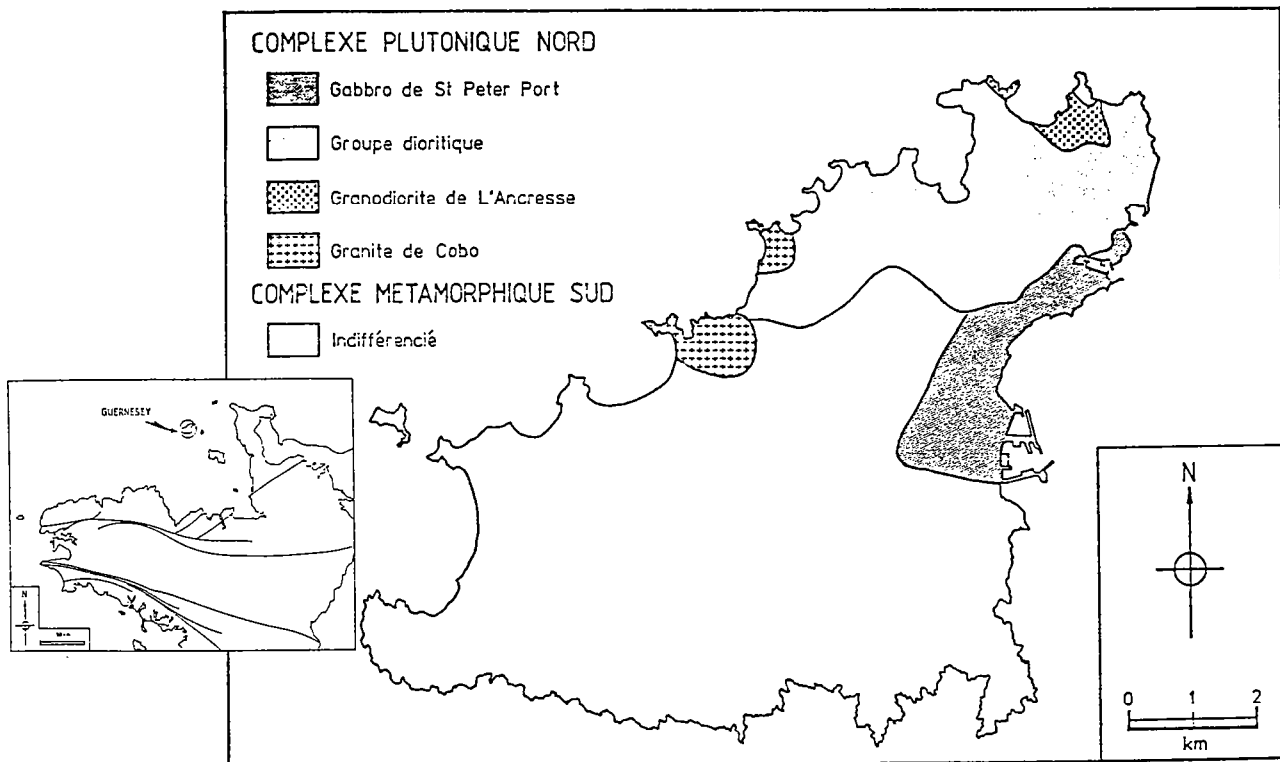


Fig. II-1 : Carte géologique simplifiée de Guernesey.

I- LOCALISATION

I.1- SITUATION GEOGRAPHIQUE

Guernesey fait partie de l'archipel des îles anglo-normandes (Channel Islands), situé en Manche occidentale. Elle bénéficie d'une position intermédiaire entre la France et l'Angleterre, à 120 km des côtes anglaises, 100 km de Saint Malo et 50 km du Cotentin, à la hauteur du Cap de Flamanville. C'est par la taille la seconde île de l'archipel, après Jersey, avec environ 65 km² de superficie.

I.2- ESQUISSE GEOLOGIQUE

Guernesey appartient à la frange Nord du Massif Armoricaïn, plus précisément au domaine Domnonéen défini par Cogné (1974). L'île peut être schématiquement divisée en deux grands ensembles principaux (Fig. II-1) :

- 1) un complexe métamorphique au Sud
- 2) un complexe plutonique au Nord.

On peut remarquer que cette bipartition de l'île a des implications géomorphologiques : le relief est nettement contrasté entre une plate-forme basse (moins de 10 mètres d'altitude) au Nord et une plate-forme haute, d'environ 80 à 90 mètres d'altitude, au Sud ; mais aussi des implications humaines : la partie Nord étant très largement occupée par des serres destinées aux cultures maraîchères et horticoles qui sont avec le tourisme la principale activité économique de l'île, à la différence du Sud où le paysage est beaucoup plus agreste.

I.21 LE COMPLEXE METAMORPHIQUE SUD

Le complexe métamorphique est principalement constitué de gneiss ocellés souvent séparés par de fines ceintures volcano-sédimentaires intensément métamorphisées. Ces gneiss correspondent à la partie la plus ancienne de l'île et sont datés du Protérozoïque inférieur. Ce sont notamment les gneiss d'Icart (Fig. II-2), âgés de 2018 Ma (Calvez et Vidal, 1978), définissant le type de l'Icartien ainsi que les gneiss de Castle Cornet qui semblent être la même formation affectée d'un métamorphisme de contact lors de la mise en place du Complexe Plutonique Nord. On rencontre également dans ce complexe métamorphique des roches plus jeunes paraissant se rattacher au Protérozoïque

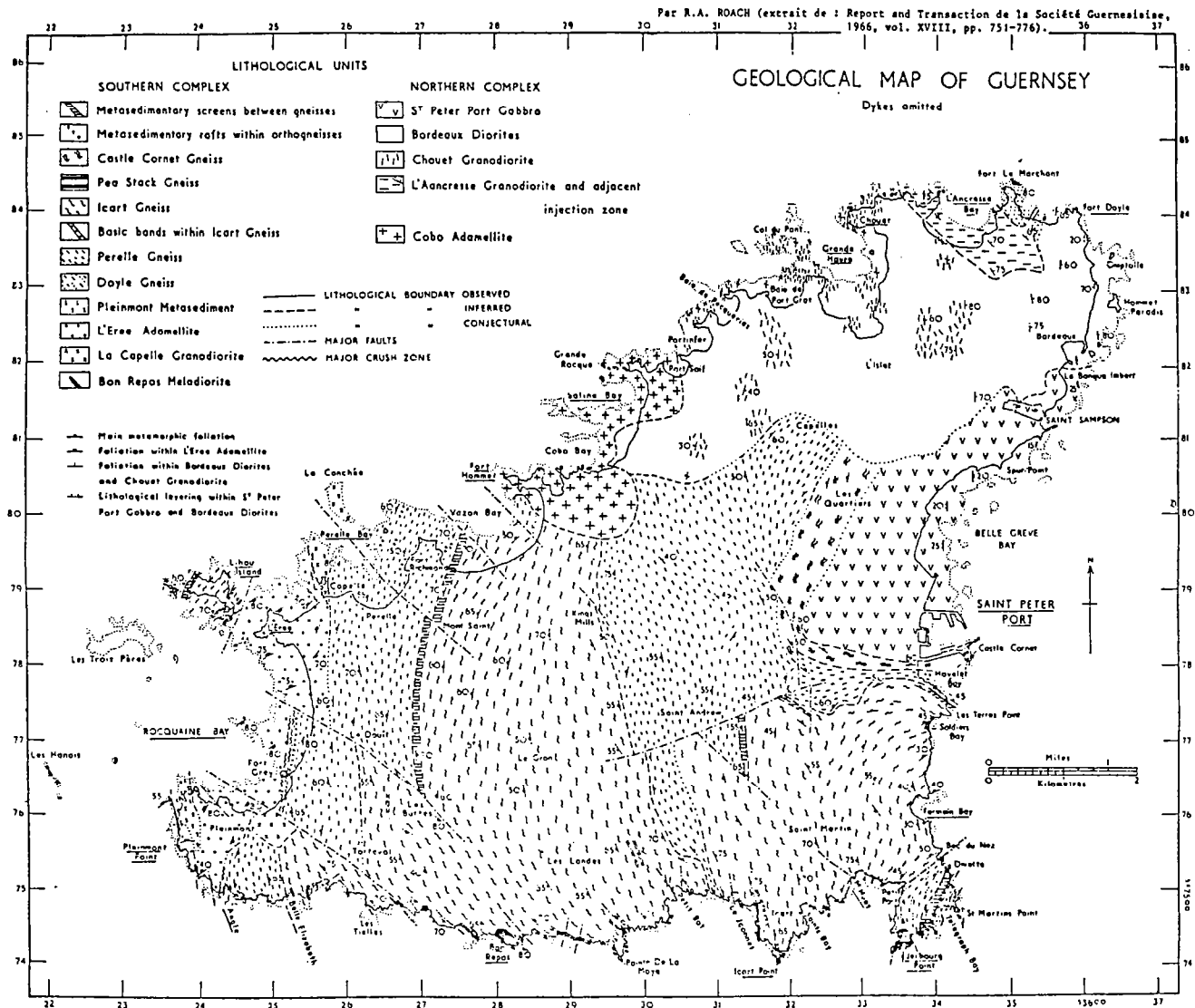


Fig. II-2 : Carte géologique de Guernesey (Roach, 1966).

supérieur tels les gneiss de Perelle (Power et al., 1989) ainsi qu'une roche faiblement foliée : l'Adamellite de l'Erée. Cette dernière a été datée par Adams (1976) à 646 ± 24 Ma, par isochrone Rb/Sr sur roche totale et minéraux ; cet âge approximatif suggère qu'il s'agit d'une intrusion cadomienne précoce. Toutes ces roches ont subi divers épisodes de déformation tout au long des différentes étapes de l'évolution précambrienne de la région (Roach, 1977).

I.22 LE COMPLEXE PLUTONIQUE NORD

C'est cette partie de l'île qui constitue l'objet de cette étude pétrologique et ses diverses caractéristiques seront largement développées dans ce qui suit. Dans les grandes lignes, cet ensemble est constitué de quatre intrusions majeures et d'intrusions mineures représentées par diverses générations de filons d'épaisseur décimétrique à métrique, essentiellement liés à l'activité magmatique ayant formé les divers groupes principaux. On rencontre également quelques filons de lamprophyre, nettement postérieurs, seuls témoins d'événements hercyniens (Adams, 1967).

Les quatre intrusions principales sont (Fig. II-1 et Fig. II-2) :

- 1) Le Gabbro de Saint Peter Port,
- 2) Le Groupe Dioritique de Bordeaux,
- 3) La Granodiorite de l'Ancrese,
- 4) Le Granite de Cobo.

Il faut signaler dès à présent que le Groupe Dioritique de Bordeaux a longtemps été subdivisé en deux sous-ensembles : Diorite de Bordeaux et Granodiorite de Chouet, mais cette distinction est maintenant abandonnée pour diverses raisons qui seront évoquées plus loin.

Les quelques données géochronologiques disponibles (Adams, 1967, 1976 ; D'Lemos, 1987) indiquent un âge cadomien pour cet ensemble, c'est à dire aux alentours de 500-550 Ma. Ces datations seront discutées au chapitre VII.

La densité de peuplement dans la moitié Nord de Guernesey, ainsi que l'importance des dépôts alluvionnaires et de la couverture végétale rendent très difficiles les observations de terrain à l'intérieur de l'île. Par contre, les 20 kilomètres de côte procurent d'excellents affleurements presque continus.

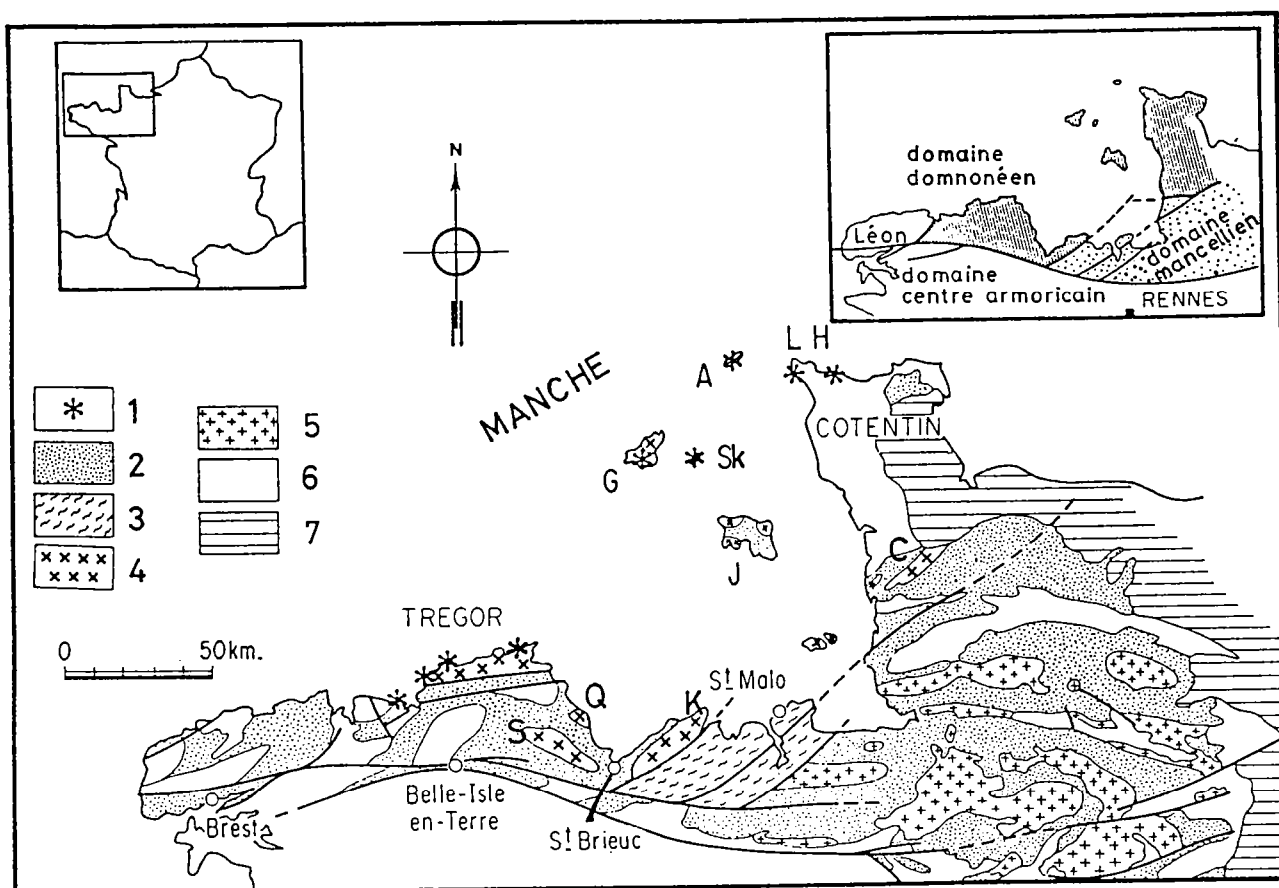


Fig. II-3 : Principales unités stratigraphiques du domaine Nord-armoricain. 1 : Reliques du socle icartien. 2 : Formations briovériennes. 3 : Ceinture migmatitique de Saint-Malo. 4 : Roches plutoniques cadomiennes de type M. 5 : Roches plutoniques cadomiennes de type S. 6 : Formations paléozoïques. 7 : Couverture mésozoïque du Bassin de Paris. A : Aurigny. C : Diorite de Coutances. G : Guernesey. J : Jersey. K : Diorite de Coetmieux-Fort-La-Latte. LH : La Hague. Q : Diorite de Saint-Quay-Portrieux. S : Diorite de Squiffiec. Sk : Sercq. (D'après Graviou et al., 1988).

Dans ce qui suit, le Complexe Plutonique Nord de Guernesey sera désigné par les initiales CPNG.

I.3- LE CONTEXTE GEOLOGIQUE

La partie Nord du massif armoricain est composée des domaines Domnonéen et Mancellien (Cogné, 1974) (Fig. II-3). Si l'on excepte le massif du Léon, elle est essentiellement constituée de terrains précambriens, déformés lors de l'orogénèse cadomienne à la fin du Protérozoïque.

On peut distinguer deux cycles séparés par une longue période : un cycle protérozoïque inférieur connu sous le nom d'Icartien et un deuxième cycle appelé Briovérien et daté du Protérozoïque supérieur.

I.31- LE CYCLE ICARTIEN

Le cycle Icartien regroupe toutes les formations datées entre 2200 et 1800 Ma (Auvray et al., 1980 ; Piton, 1985). Il forme une bande d'affleurements d'extension limitée, d'orientation Nord-Est Sud-Ouest depuis le Nord du Cotentin jusqu'à la Baie de Lannion (Fig. II-3). Il s'agit de formations intensément métamorphisées, constituées de séries volcano-sédimentaires et d'orthogneiss ocellés (Roach, 1966, 1977 ; Adams, 1976 ; Auvray, 1979 ; Auvray et al., 1980, etc...). Ce dernier type représente le faciès le plus constant du cycle Icartien et s'observe notamment au Sud de Guernesey où il constitue la Formation d'Icart, datée à 2018 ± 15 Ma (Calvez et Vidal, 1978).

I.32- LE CYCLE BRIOVERIEN

D'après les données géochronologiques les plus récentes, le cycle Briovérien se déroule, entre 660 et 540 Ma (voir notamment Graviou et al., 1988 ; Guerrot et Peucat, 1989). Ces formations sont largement exposées dans les régions Nord-armoricaines et sont peu affectées par les événements hercyniens. C'est la raison pour laquelle le domaine Nord-armoricain est une région clé pour la reconstitution de l'histoire précambrienne du Massif Armoricaïn.

Les nombreuses données disponibles ont permis d'aboutir à une reconstitution lithostratigraphique dans laquelle deux stades sont classiquement

distingués et ont été calés géochronologiquement (Guerrot et al., 1989) : un Briovérien inférieur entre 656 et 584 Ma et un Briovérien supérieur entre 584 et 540 Ma.

Le Briovérien inférieur est constitué de formations sédimentaires, accompagnées de manifestations volcaniques d'affinité essentiellement calco-alcaline. Un important plutonisme calco-alkalin à caractère mantellique (type M dans la classification de Didier et al., 1982) se manifeste largement dans la partie la plus septentrionale du domaine Nord-armoricain, entre 650 et 615 Ma (Graviou et Auvray, 1985 ; Graviou et al., 1988). Vers la fin du Briovérien inférieur, se mettent en place de nombreux plutons dioritiques syn à tardi-tectoniques. Les mieux développés sont les intrusions de Coetmieux-Fort-La-Latte (Génestier, 1984 ; Vidal et al., 1974), Saint-Quay-Portrieux (Vidal et al., 1972 ; Arnaud, 1980 ; Fabriès et al, 1984 ; Barrat, 1986), Coutances (Dupret, 1988 ; Guerrot et al., 1989) et Squiffiec (Hallot, 1988). Tout ce magmatisme est lui aussi typiquement calco-alkalin et de type M.

La tectogenèse cadomienne débute après le dépôt des dernières formations du Briovérien inférieur et se développe avec une intensité croissante vers le Sud. Les études structurales récentes (Balé et Brun, 1983, 1989 ; Balé 1988) ont permis de mettre en évidence que la déformation correspondait à une phase de serrage à contrainte dominante Nord-Sud, entraînant d'importants chevauchements avec empilement d'écaillés vers le Sud-Est.

L'évolution se poursuit par le dépôt des séries sédimentaires à caractère flyschöide du Briovérien supérieur. La tectogenèse cadomienne se manifeste essentiellement dans la partie Ouest du domaine Domnonéen, avec notamment la formation du dôme migmatitique de Saint-Malo (Brun, 1975 ; Martin, 1977 ; Brun et Martin, 1978) daté par U/Pb sur zircons à 541 ± 5 Ma (Peucat, 1986).

Deux types de manifestations magmatiques apparaissent pendant le Briovérien supérieur. D'une part, dans le domaine Mancellien, se mettent en place des granitoïdes tardi à post-tectoniques (Jonin, 1981), datés aux alentours de 540 Ma (Pasteels et Doré, 1982 ; Graviou et al., 1988), dont la nature peralumineuse traduit un caractère crustal (Georget, 1986). Ce sont donc des granitoïdes de type S dans la classification de Didier et al. (1982). D'autre part, à la même époque, se mettent en place dans le Nord du Massif Armoricaïn (Trégor, Nord Cotentin, Jersey et Guernesey) des plutons gabbro-dioritiques ou granitiques, d'affinité calco-alcaline et de type M. Les diverses données existantes permettent d'envisager que c'est à cet événement que se rattache la mise en place

du CPNG. Mais le magmatisme le plus typique du Briovérien supérieur est l'apparition de puissants épanchements ignimbritiques depuis le Trégor jusqu'au Nord du Cotentin. Ces épanchements datent de 550 Ma environ (Auvray, 1975, 1979 ; Vidal, 1980). Ces magmatismes marquent la fin de l'évolution précambrienne dans le domaine Nord-armoricain car ils sont surmontés en discordance par les premiers sédiments de la transgression cambrienne en Normandie (Doré et al., 1984).

I.33- LES MODELES GEODYNAMIQUES

Les premiers modèles expliquant l'évolution précambrienne du Nord du Massif Armoricain en termes de tectonique des plaques ont été proposés à la fin des années 70 (Auvray, 1979 ; Cogné et Wright, 1980 ; Auvray et Lefort, 1980).

Ces modèles reposaient sur l'existence d'un important magmatisme calco-alcalin, particulièrement développé dans le Trégor (Auvray, 1979) et mis en place sur une marge continentale représentée par le socle Icartien. La mise en évidence d'un domaine océanique, souligné par une importante anomalie magnétique orientée Nord-Est Sud-Ouest, au milieu de la Manche (Lefort, 1975) a permis d'envisager un modèle de subduction avec un plan de subduction plongeant vers le Sud-Sud-Est, sous le socle icartien. La fusion du coin de manteau au dessous de la plaque subductée peut alors engendrer les magmas calco-alcalins (Graviou, 1984).

Depuis lors, l'apparition de nouvelles données géologiques, géochronologiques et structurales a permis d'affiner ce modèle. Plusieurs schémas d'inspiration similaire, à quelques différences près, ont été proposés (Chantraine et al., 1988 ; Dissler et al., 1988 ; Graviou et al., 1988). A titre d'illustration, la figure II-4 reproduit le modèle de Graviou et al. (1988).

Cependant, les arguments structuraux développés par Balé et Brun (1983, 1988) et Balé (1986, 1988) impliquent que les structures observées auraient un caractère systématiquement antithétique par rapport au plan de subduction supposé vers le Sud-Est. D'autre part, la mise en évidence de la translation vers le Nord-Ouest du massif du Léon pendant le Dévonien (Balé et Brun, 1986) suggère que la trace de l'océan de la Manche, représentée par l'anomalie magnétique observée actuellement, n'est plus dans sa position originelle. Ceci a conduit Auvray(1989) et Brun et Balé (1989) à envisager la possibilité que le plongement de la subduction soit vers le Nord.

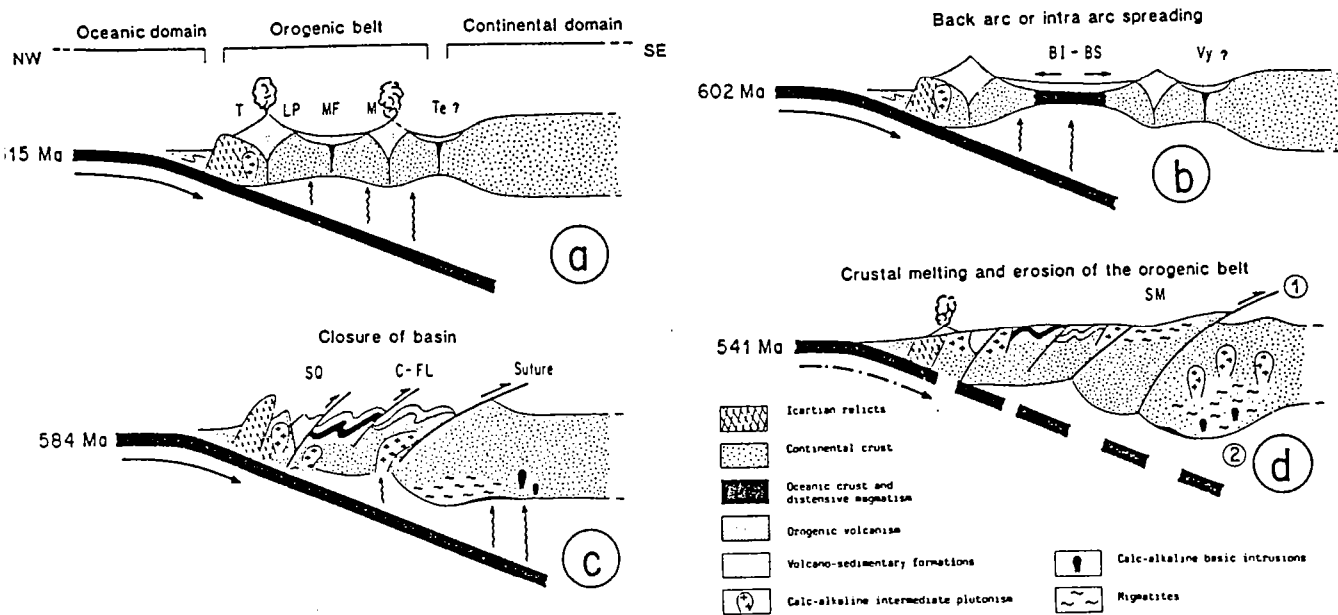


Fig. II-4 : Schémas interprétatifs de l'évolution orogénique cadomienne. (Graviou et al., 1988).

Abréviations : Volcanisme d'arc insulaire : LP : Lannion-Paimpol, M : Monsurvent. Plutonisme de marge active : T : granodiorites du Trégor, SQ : diorite de St-Quay-Portrieux, FL : diorite de Fort-La-Latte, C : diorite de Coutances. Volcanisme de bassin intra-arc (ou arrière-arc) : BI : Belle-Isle-en-Terre, BS : Baie de St-Brieuc, MF : Mortes-Femmes. Volcanisme cadomien de type MORB d'âge inconnu (arrière-arc ?) : Te : Terrette, Vy : Vassy. SM : ceinture migmatitique de St-Malo.

a) A 615 Ma : intrusion des granodiorites du Trégor ; un volcanisme de type arc insulaire est déjà bien développé à cette époque et l'ouverture de bassins intra-arc ou arrière-arc débute.

b) A 600 Ma : mise en place du complexe basique-ultrabasique de Belle-Isle-en-Terre ; ouverture d'un bassin intra-arc ou arrière-arc avec ralentissement possible de la subduction.

c) A 580 Ma : intrusion des massifs dioritiques (St-Quay-Portrieux, Fort-La-Latte, Coutances) ; réactivation de la subduction et fermeture du bassin intra-arc ; développement d'une tectonique chevauchante en Bretagne ; mise en place possible de magnas basiques calco-alcalins en base de croûte dans le domaine mancennien.

d) A 540 Ma : formation des migmatites produites par fusion partielle de la croûte épaissie dans la région de St-Malo ; des granites alcalins et des rhyolites se mettent en place sur la bordure de la marge active ; mise en place du batholite mancennien, pouvant être engendré par fusion partielle dans une croûte épaissie (hypothèse 1) ou par la montée de magnas basiques à la base de la croûte (hypothèse 2), ces deux hypothèses n'étant pas contradictoires.

Sans plus s'attarder sur ce nouveau modèle, on retiendra que l'orogénèse cadomienne s'explique bien par un modèle de subduction, dont le sens de plongement ne peut être établi de manière catégorique.

I.4- LES TRAVAUX ANTERIEURS SUR GUERNESEY

La grande variété des roches que l'on peut observer à Guernesey ainsi que la bonne qualité des conditions d'affleurement le long du littoral ont fait que l'île attire depuis longtemps l'attention des géologues. Il serait hors de propos de dresser ici un inventaire complet des travaux relatifs à la géologie de Guernesey ; seuls seront cités les principaux précurseurs et les travaux les plus récents, surtout ceux ayant introduit des notions génétiques. Pour plus d'informations l'amateur d'histoire ancienne ou l'épistémologiste pourront consulter la bibliographie quasiment exhaustive, riche de 213 références, établie par Van Leuven (1969) et couvrant la période 1753-1968.

La première oeuvre géologique recensée est due à McCulloch (1811) qui dresse une carte grossière indiquant les principaux affleurements. Si les limites entre les différentes unités lithologiques ne sont pas encore établies, la division fondamentale de l'île en deux ensembles est déjà reconnue, à partir de la différence de niveau d'érosion entre les plate-formes Nord et Sud.

Duncan (1841) décrit le premier les types particuliers que l'on rencontre à Cobo (granite de Cobo) et au Mont Cuet (Granodiorite de Chouet) (Fig. II-5).

Ansted et Latham (1862) formulent la première hypothèse génétique qui nourrira pendant longtemps le débat géologique guernesiais. Ils proposent une "théorie métamorphique" par laquelle le métamorphisme de sédiments produit une grande masse de magma qui s'élève dans la croûte et dont la partie supérieure se trouve alors comprimée contre le matériel susjacent, entraînant le développement d'une foliation dans la roche en cours de solidification. Les gneiss du Sud de l'île sont donc considérés comme l'enveloppe foliée d'une intrusion grenue composite que l'on observerait au Nord.

Hill (1882) rejette cette hypothèse en faisant remarquer que les roches plutoniques sont intrusives dans les gneiss. En fait cette observation ne détruit pas complètement la théorie métamorphique puisque les gneiss pourraient représenter une enveloppe latérale foliée de l'intrusion, recoupée par le magma à des niveaux plus superficiels de la croûte. En 1884, Hill et Bonney établissent la première carte géologique détaillée où tous les faciès principaux du complexe septentrional sont reconnus (Hill, 1884). Toutefois, ils ne détaillent pas la Granodiorite de Chouet et

ne parviennent pas à distinguer nettement les gabbros des diorites. On doit d'autre part à ce travail la première description du litage des diorites observable au Nord-Est de l'île. Ces mêmes auteurs (Bonney et Hill, 1912) interprètent l'absence de foliation des roches plutoniques comme une preuve de leur origine magmatique.

Parkinson (1907, 1929) reprend ces idées et propose qu'à l'exception peut-être de certains granites de la côte Nord-Ouest, les roches forment une série, étant génétiquement liées comme le produit de la différenciation d'un unique magma. A sa suite, le CPNG sera longtemps appelé "la série de différenciation" (the differentiation suite).

Groves (1927, 1930, 1931) et Groves et Maurant (1929) tentent d'établir une corrélation entre les roches des îles anglo-normandes, celles du Sud-Ouest de l'Angleterre et celles de la Bretagne, à l'aide des cortèges de minéraux lourds (zircon, apatite, biotite, chlorite, magnétite et hématite).

Plymen (1932) établit que toutes les roches de Guernesey, à l'exception de certains filons tardifs, sont précambriennes. En 1951 (Plymen, 1951), il ranime la "théorie métamorphique" en rapprochant, à l'aide de leurs compositions minéralogiques, d'une part Granite de Cobo et gneiss granitiques (Gneiss d'Icart et Gneiss de Perelle) et d'autre part diorites et gneiss dioritiques (Adamellite de l'Erée). Il pense donc que les roches plutoniques dérivent des roches métamorphiques.

Dury (1950) est le premier à tracer le contour cartographique précis du Granite de Cobo, avec notamment la présence d'affleurements de diorite sur la plage de Cobo Bay.

La dernière étude pétrographique complète du CPNG dans son ensemble est due à Drysdall (1957). Il ne fait plus intervenir de lien génétique direct entre le socle métamorphique et les roches plutoniques et se situe donc dans le courant de pensée de Hill plutôt que dans celui d'Ansted. Il propose un scénario complet pour la formation du complexe Nord : les gabbros sont d'abord mis en place, dont une partie est ensuite assimilée par un magma granitique d'origine incertaine pour former les diorites. Puis se développe une étape granitique représentée par la mise en place de trois intrusions plutoniques : un épisode granodioritique correspondant à la Granodiorite de Chouet, la Granodiorite de l'Ancrese et enfin le Granite de Cobo. La formation de ces magmas granitiques serait en relation avec un épisode tectonique.

Elwell et al. (1960, 1962) se sont plus particulièrement intéressés aux structures litées spectaculaires que présentent les diorites au Nord-Est de l'île et notamment à des figures tubulaires d'injection de matériel granitique. Ils considèrent ces phénomènes comme purement magmatiques.

En 1966 Roach publie un guide de la géologie de Guernesey qui décrit tout le complexe d'une manière synthétique. C'est le dernier travail en date concernant l'île dans son ensemble et c'est la première carte géologique complète.

Adams (1967, 1976), dans le cadre d'une étude géochronologique d'ensemble sur les roches du Nord du Massif Armoricaïn fournit les premiers âges Rb/Sr et K/Ar pour les diverses unités de Guernesey. L'âge cadomien suspecté pour le CPNG est clairement établi par une isochrone Rb/Sr à 558 ± 15 Ma sur le Granite de Cobo.

Dans les années 1980, une équipe anglaise constituée de Brown, Topley et Power s'intéresse aux associations complexes de roches dioritiques au sens large que l'on rencontre dans la péninsule de Chouet, au Nord de l'île (Brown et al. 1980 ; Topley et al. 1982). Les relations de terrain sont ambiguës et d'après les compositions chimiques, les auteurs suggèrent l'intervention quasi-contemporaine de plusieurs magmas différents évoluant par cristallisation fractionnée.

Bishop et French (1982) étudient à la même époque les diorites litées du Nord-Est de l'île, dans le secteur de la Marina de Beaucette. Ils proposent de nouvelles idées concernant la formation de ces roches, par des phénomènes de recristallisation subsolidus, de métasomatose et de fusion partielle. A la différence des auteurs précédents, ils écartent donc l'hypothèse du caractère purement magmatique des diverses unités du complexe plutonique.

En 1986 paraît la carte géologique de Guernesey, qui ne comporte guère de nouveautés par rapport à celle de Roach (1966) quant aux limites des principales unités lithologiques. Sont néanmoins reportées les formations superficielles alluvionnaires récentes qui ont une extension importante en certains endroits. La présence de Granodiorite de l'Ancrese sur la plage de la Banque au mouton, au Nord de l'île, n'est par contre pas signalée et toute la péninsule de Fort Doyle, zone d'affleurements de diorite hétérogène, est rattachée au Groupe dioritique.

La même année, D'Lemos s'intéresse au granite de Cobo et notamment à ses relations avec le Groupe dioritique de Bordeaux (D'Lemos, 1986). Il démontre que l'on a ici la manifestation d'interactions complexes entre deux magmas acide et basique. On doit au même auteur une datation Rb/Sr du Granite de Cobo livrant un âge d'environ 500 Ma, sensiblement plus jeune que ce qui était alors admis (D'Lemos, 1987).

A l'issue de ce rapide historique, on voit que la géologie de Guernesey en général et du CPNG en particulier qui a attiré l'attention d'un bon nombre d'auteurs pose un certain nombre de problèmes. Le chapitre suivant tentera de dégager les enseignements qui peuvent être retenus dans l'état actuel des connaissances.

II- GENERALITES SUR LE COMPLEXE PLUTONIQUE NORD DE GUERNESEY

Le CPNG est donc essentiellement constitué de quatre intrusions majeures, basique à acide : le Gabbro de Saint-Peter-Port, le Groupe dioritique de Bordeaux, la Granodiorite de L'Ancrese et le Granite de Cobo. Cette subdivision peut se discuter car plusieurs auteurs (Drysdall, 1957 ; Roach, 1966) subdivisaient le groupe dioritique en Diorite de Bordeaux et Granodiorite de Chouet. Mais l'ambiguïté des relations de terrain entre ces deux types empêche d'affirmer l'antériorité éventuelle de l'un ou de l'autre et il semble donc préférable de les intégrer en un seul groupe hétérogène (Brown et al., 1980).

Le caractère intrusif du CPNG dans les gneiss du complexe Sud ne fait aucun doute depuis les observations de Hill (1882). Sur la côte Ouest, à Vazon Bay (Fig. II-5), le Granite de Cobo est nettement postérieur aux gneiss de Perelle dont il recoupe la foliation. A l'Est, au niveau de Castle Cornet, le gabbro est intrusif dans le Gneiss de Castle Cornet. Celui-ci forme une ceinture entre le Gabbro et les Gneiss de Perelle et est considéré par Roach (1966) comme résultant de la migmatisation et de la feldspathisation de métasédiments. Il est séparé du Gabbro par une étroite zone de diorite hybride que l'on peut observer au pied de Castle Cornet et qui est interprétée comme un faciès marginal du Gabbro (Drysdall, 1957).

Si la postériorité du CPNG par rapport au complexe métamorphique ne fait donc aucun doute, la chronologie relative à l'intérieur de l'ensemble plutonique est beaucoup moins évidente. A cause de la rareté des affleurements à l'intérieur des terres, l'essentiel des observations rapportées ici a été réalisé le long du rivage. C'est pour cette raison que les relations entre certains groupes sont assez mal définies puisque leurs contacts ne peuvent être tracés avec précision sur plus de quelques dizaines de mètres et qu'il faut donc se contenter de renseignements ponctuels. Les éléments indiscutables sont :

- 1) le caractère intrusif du Granite de Cobo dans le Groupe dioritique de Bordeaux ;
- 2) le caractère intrusif de la Granodiorite de L'Ancrese dans le Groupe dioritique de Bordeaux.

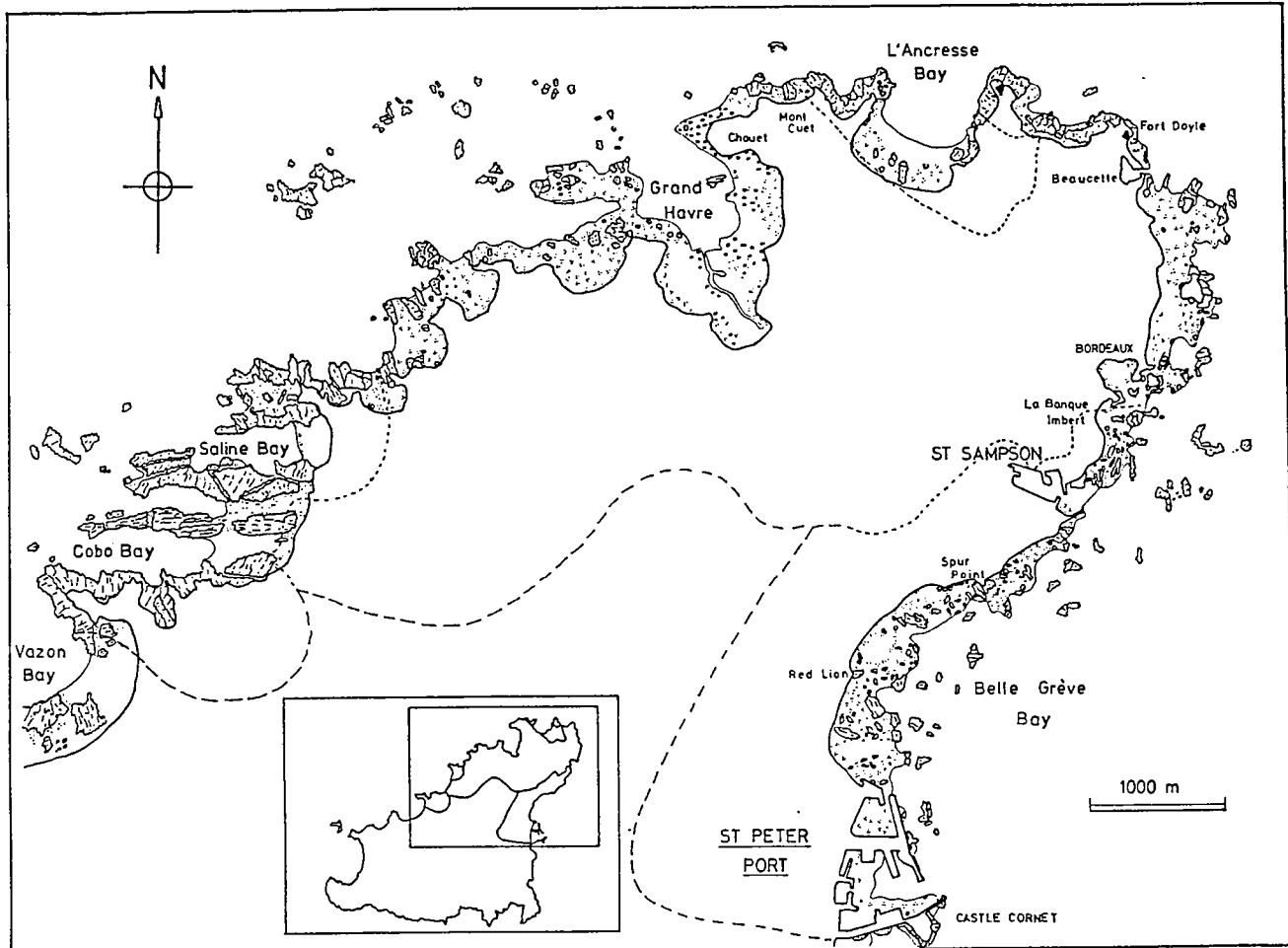


Fig. II-5 : Carte géographique simplifiée du Nord de Guernesey. Les lignes tiretées représentent les contours des principales unités du CPNG.

Le Granite de Cobo et la Granodiorite de L'Ancrese sont éloignés d'environ quatre kilomètres et rien ne permet donc de les caler relativement dans le temps. La chronologie relative entre le Gabbro de Saint-Peter-Port et le Groupe Dioritique de Bordeaux ne saute pas immédiatement aux yeux. Ces deux unités sont séparées par une zone d'agmatites, dans le secteur de La Banque Imbert, où l'on retrouve des fragments de gabbro et de grandes masses dioritiques emballés dans un ciment plus acide. Un peu au Sud de cette zone de contact, dans les gabbros, on rencontre des injections massives du matériel acide, que l'on ne retrouve plus dès que l'on franchit le contact, dans les diorites. Ceci constitue un argument pour proposer l'antériorité des gabbros. Néanmoins la mise en place des diorites n'a pas dû se faire longtemps après celle des gabbros car de nombreux critères de terrain indiquent que gabbros et diorites étaient proches de l'état liquide en même temps.

On peut donc raisonnablement proposer comme chronologie de mise en place des différentes unités :

- 1) Gabbro de Saint-Peter-Port
- 2) Groupe dioritique de Bordeaux
- 3) Granodiorite de l'Ancrese
et/ou Granite de Cobo

Les roches plutoniques dans leur ensemble ne présentent aucune déformation à l'exception de quelques fractures tardives liées au refroidissement du pluton et d'importance tout à fait limitée. Quelques filons de microgabbro ou de microdiorite rencontrés dans le Gabbro de Saint-Peter-Port présentent une mylonitisation qui paraît liée à leur mise en place et ne traduit donc aucun épisode tectonique de grande ampleur. Si l'on ajoute à cela que l'altération des diverses roches est assez limitée (séricitisation des plagioclases, ouralitisation des pyroxènes, transformation secondaire des amphiboles en actinote...) on voit que l'état de conservation du CPNG est excellent et que l'on dispose d'un bon outil pour étudier les phénomènes magmatiques.

La caractéristique la plus spectaculaire du CPNG est la présence de figures de litage magmatique que l'on peut observer sur plus de six kilomètres le long de la côte Est, dans les gabbros et les diorites. Cette similitude ainsi que l'impression de relative contemporanéité entre ces deux unités, que l'on dégage de l'étude de leur zone de contact, conduisent à considérer cette partie basique du CPNG comme une vaste chambre magmatique et non comme un simple pluton.

Cette idée est renforcée par la présence dans le Gabbro de nombreux filons grenus de matériel gabbroïque, qui correspondraient alors à des conduits de réalimentation de la chambre. La distinction entre chambre magmatique et pluton a pour intérêt d'impliquer une différence de comportement entre un système clos et un système ouvert, non seulement au sens géologique mais aussi aux sens physique et chimique.

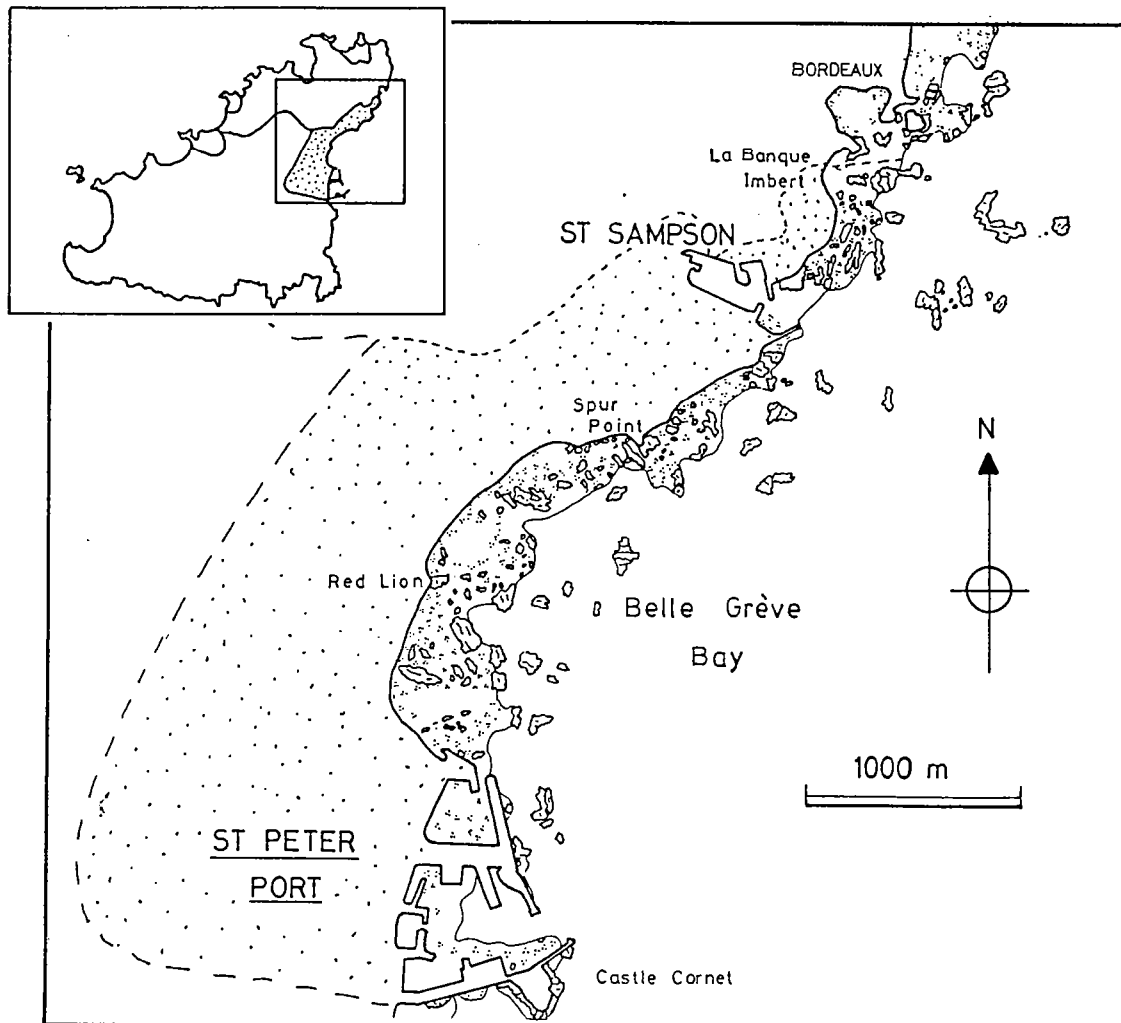


Fig. II-6: Carte géographique simplifiée du secteur du Gabbro de St-Peter-Port (figuré en pointillés).

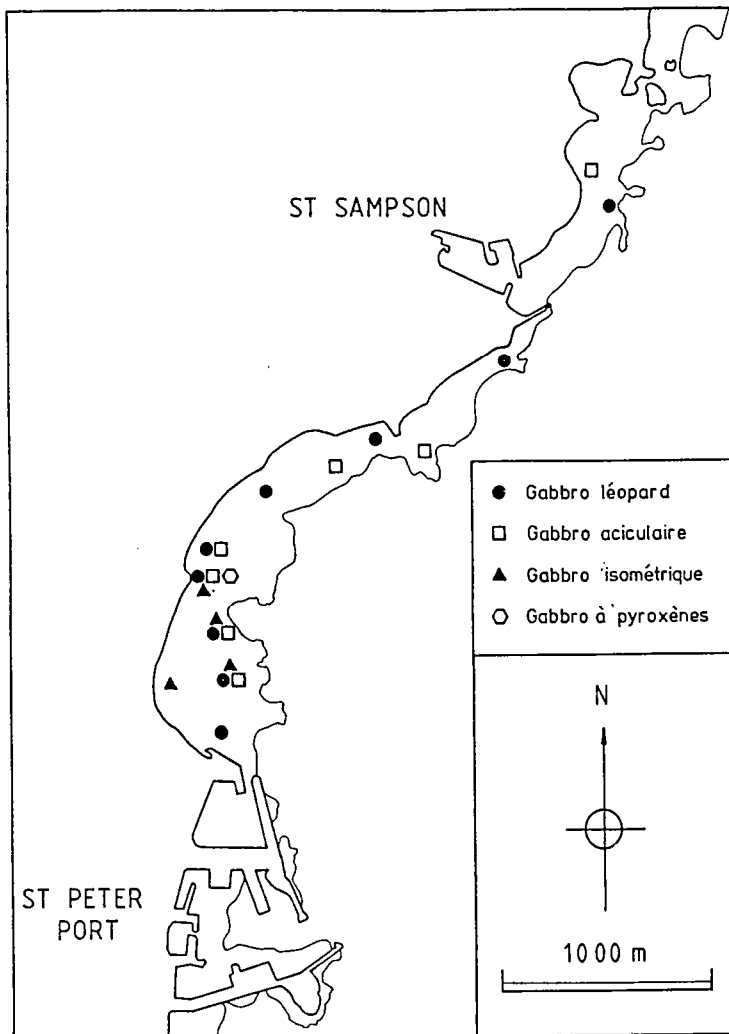


Fig. II-7 : Répartition des différents types pétrographiques du Gabbro de St-Peter-Port.

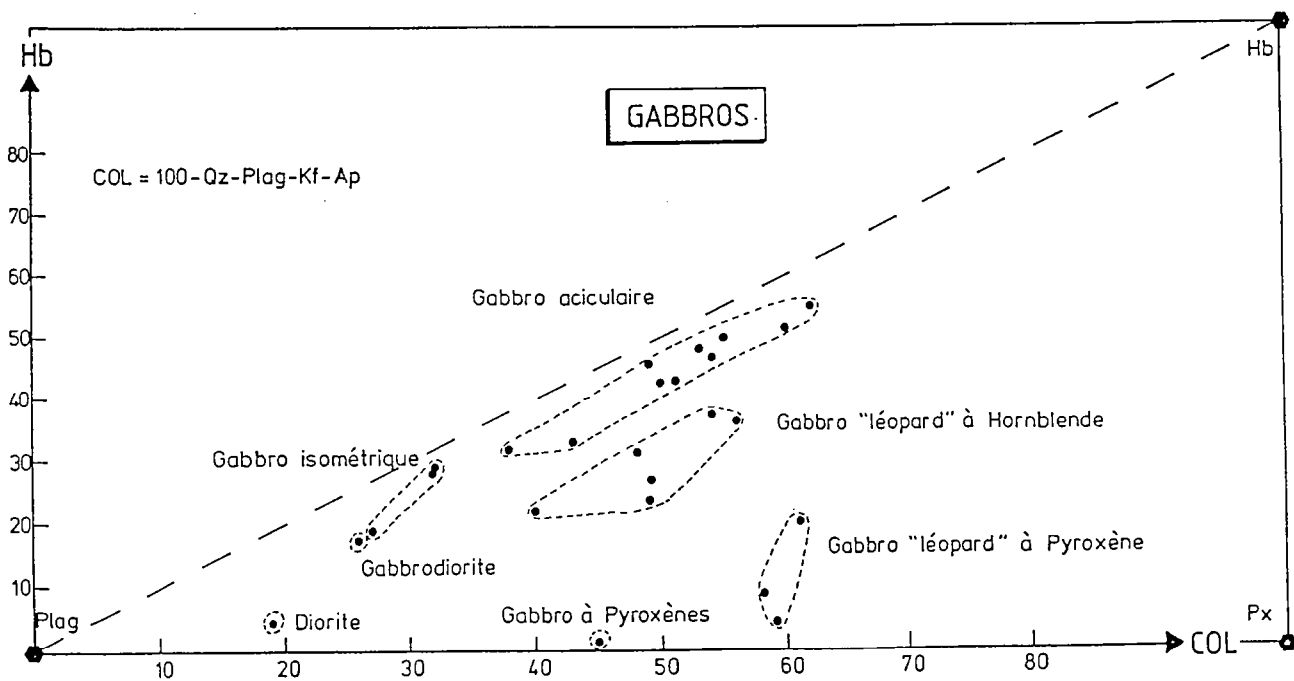


Fig. II-8 : Analyses modales des échantillons du Gabbro de St-Peter-Port dans un diagramme $Hb = f(COL)$. Hb, Plag, Px = amphibole, plagioclase, pyroxène ; COL = indice de coloration.

III- LE GABBRO DE SAINT PETER PORT

III,1- MODE DE GISEMENT

Le Gabbro de Saint Peter Port s'observe sur la côte Est de l'île, entre Castle Cornet et La Banque Imbert, soit sur plus de quatre kilomètres le long de l'estran (Fig. II-6). Il est en contact au Sud et à l'Ouest avec les gneiss de Castle Cornet et au Nord avec le Groupe dioritique de Bordeaux. Le contact Sud observable au pied de Castle Cornet ne laisse aucun doute quant au caractère intrusif du Gabbro ; par contre le contact avec le Groupe dioritique pose quelques problèmes qui seront abordés en détail plus avant.

Le Gabbro de Saint Peter Port présente des figures de litage magmatique à plusieurs échelles (voir plus loin) et est caractérisé par la grande variabilité de ses faciès. Ces deux phénomènes font que l'on rencontre divers types de gabbros sans organisation évidente tout au long du rivage (Fig. II-7). Les plans de litage ont une direction assez bien réglée d'environ 170° et un pendage faible vers l'Ouest de 10 à 45°. Cependant les figures de litage ne s'observent jamais en continu sur de très grandes longueurs (moins de 100 mètres). Il est d'ailleurs difficile de suivre un quelconque lit-repère et donc inutile d'espérer établir une quelconque stratigraphie. Cependant on trouve des gabbros lités depuis les affleurements les plus méridionaux (à St-Peter-Port) jusqu'à La Banque Imbert au Nord.

III,2- ETUDE PETROGRAPHIQUE

Malgré la grande diversité des types pétrographiques que l'on rencontre, on peut reconnaître trois types principaux de gabbros (Fig. II-8, Tab. II-1) :

- 1) gabbro léopard,
- 2) gabbro aciculaire,
- 3) gabbro isométrique.

III,21- LE GABBRO LEOPARD

Cette variété de gabbro est désignée dans la terminologie des carriers de Guernesey sous l'appellation de "Birds-eye" et est appelée Gabbro à Hornblende par certains auteurs (Roach, 1966). On lui préférera ici le nom plus

Gabbro léopard

	à pyroxène			à amphibole					
	59E	70F	72A	64A	67C	71A	72B	GCI1D	GCI1D
Plagio	36.3	40.9	42.0	50.4	51.3	46.2	44.0	59.2	51.1
Hb	20.3	4.8	9.1	23.9	31.6	37.5	36.4	22.3	27.1
Biot		10.7		0.2	1.3		0.5		
Cpx	35.6	29.2	36.7	16.6	11.3	6.3	10.0	9.9	12.7
Opx		11.4					8.2	6.0	6.8
Op	5.0	2.8	11.8	8.3	3.7	9.7	0.8	2.1	2.0
Ap	2.8	0.2	0.4	0.6	0.8	0.3	0.1	0.5	0.3

Gabbro aciculaire

	64B	67B	71B	74	84A	84B	GCI1E	GCI2A	GCI2B	GCI2C
Plagio	45.5	44.0	46.3	47.4	43.0	47.6	36.1	59.8	54.9	36.6
Hb	48.3	46.8	43.0	42.8	50.0	45.8	55.1	32.1	33.3	51.7
Biot	0.2	0.6			0.6	0.1	0.5	0.2		0.2
Op	4.8	6.1	7.9	6.7	4.7	3.2	6.5	5.8	9.3	8.4
Ap	1.2	2.5	2.8	3.1	1.7	3.3	1.8	2.1	2.5	3.1

Gabbro isométrique

	64C	65	67A
Plagio	72.1	67.5	67.7
Hb	19.2	28.2	29.3
Cpx	4.9	0.6	0.2
Biot	1.1	1.2	
Op	1.9	1.8	2.3
Ap	0.8	0.6	0.5
Sph		0.1	

Gabbro à
pyroxènes

	70H
Plagio	55.2
Hb	1.2
Biot	0.7
Cpx	29.5
Opx	9.8
Op	3.4
Ap	0.2

Gabbro-
diorite

	GCI1C
Plagio	72.6
Hb	17.7
Biot	4.0
Op	4.6
Ap	1.1

Tab. II-1: Analyses modales des échantillons du Gabbro de St-Peter-Port.

imagé de Gabbro léopard, parce que ce terme descriptif est plus spécifique que celui de "Gabbro à hornblende" qui n'est pas assez restrictif puisqu'à peu près tous les faciès du Gabbro sont riches en amphibole (qui n'est d'ailleurs pas de la hornblende au sens strict...).

La caractéristique de ce type est d'être constitué de cristaux centimétriques d'amphibole brune poecilitique, pouvant atteindre trois centimètres de diamètre et conférant à la roche un aspect tacheté.

Les gabbros léopard ont une texture "orthocumulat" au sens d'Irvine (1982) : on peut distinguer des cristaux "cumulus" précoces de plagioclase (chadacristaux) et des cristaux "postcumulus" d'amphibole (oïkocristaux) (Fig. II-9). Ces derniers représentent entre 25 % et 40 % du volume de la roche. A la différence des orthocumulats classiques (Wager et al., 1960) les chadacristaux de plagioclase des gabbros léopard ne sont pas zonés.

Les phases minérales sont les suivantes :

- 1) **le plagioclase :** basique (labrador ou bytownite), généralement altéré en damourite et épidotes, cristallisant en petites lattes sub-automorphes. Ce minéral est très précoce ; il n'inclut en général que quelques petits cristaux de minéraux opaques.
- 2) **l'amphibole brune :** souvent abondante (jusqu'à 38 %), de teinte foncée et pléochroïque, en grands cristaux poecilitiques tardifs. Elle englobe le plagioclase, les pyroxènes, les minéraux opaques et l'apatite. Elle se déstabilise parfois en amphibole de teinte verdâtre, claire.
- 3) **le clinopyroxène :** petits cristaux sub-automorphes, incolores et non pléochroïques, pouvant inclure plagioclase précoce, orthopyroxène, minéraux opaques et apatite. Il se déstabilise fréquemment en petits copeaux d'amphibole brune, optiquement semblable aux grands cristaux poecilitiques.
- 4) **l'orthopyroxène :** petits cristaux sub-automorphes présentant un léger pléochroïsme allant de l'incolore jusqu'à des teintes rose pâle. Il est relativement précoce, commençant à cristalliser peu après l'apparition du plagioclase et un peu avant le clinopyroxène. Il est parfois légèrement altéré en fines paillettes d'amphibole incolore et de chlorite, surtout concentrées dans les clivages ou les fractures des cristaux. C'est un minéral peu abondant (moins de 12 %), absent de plusieurs échantillons.
- 5) **la biotite :** en petites plaquettes, elle est en général rare (moins de 1 %), sauf dans un échantillon particulier (70F) où elle est abondante (11 %) en grands cristaux poecilitiques.

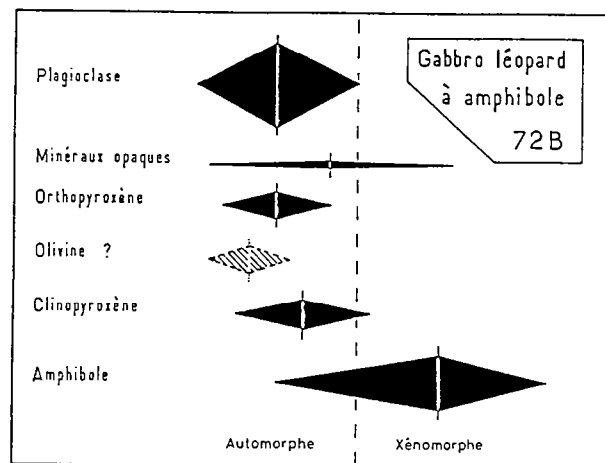
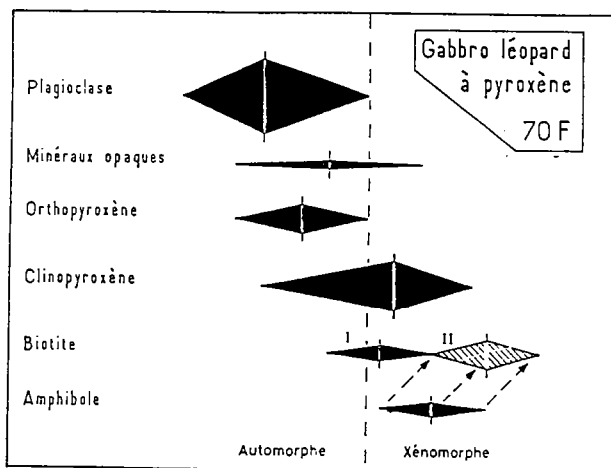
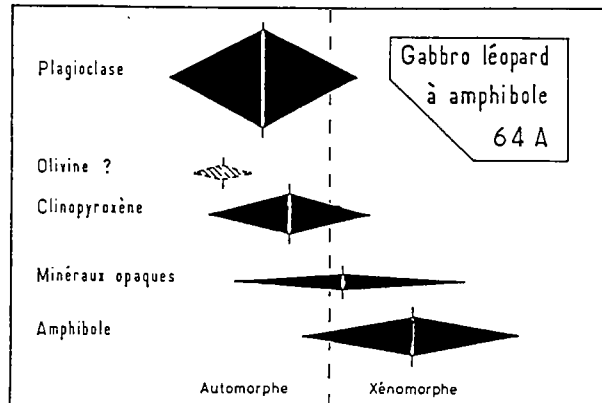
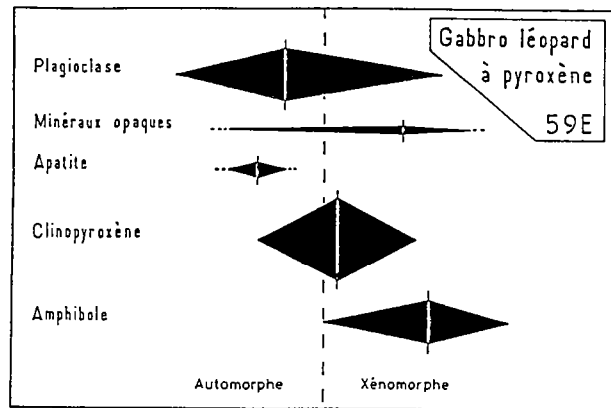


Fig. II-9 : Ordres de cristallisation de quelques échantillons de gabbro léopard.

6) les minéraux opaques : ils sont assez abondants (de 1 à 12 %) et cristallisent tout au long de l'histoire de la roche.

7) l'apatite : présente en général pour moins de 1 % de la roche, elle peut être abondante (jusqu'à 2,8 %) en cristaux assez trapus de taille millimétrique (jusqu'à 2 millimètres de long).

	Plag.	Hb	Biot.	Cpx.	Opx.	Op.	Ap.
moy	46.8	23.7	1.4	18.7	3.6	5.1	0.7
σ	6.5	10.6	3.3	11.2	4.3	3.7	0.8

Tab. II-2 : Moyenne et écart-type des analyses modales de 9 échantillons de gabbro léopard.

Quelques échantillons renferment des symplectites de minéraux opaques et d'un minéral phylliteux qui n'a pu être déterminé à la microsonde électronique. Il s'agit sans doute de fantômes d'olivines, transformées en minéraux opaques et orthopyroxène, lui même déstabilisé par la suite (Johnston et Stout, 1984 ; Daval, 1987). Ces reliques étant en très faible quantité, elles n'apparaissent pas dans les tableaux d'analyses modales. Elles ont néanmoins été représentées, à titre indicatif, dans la figure II-9 des ordres de cristallisation.

L'analyse modale permet de distinguer deux sous-groupes de Gabbro léopard : l'un à hornblende dominante, l'autre à pyroxène dominant.

Gabbro léopard à pyroxène							
	Plag.	Hb	Biot.	Cpx.	Opx.	Op.	Ap.
moy	39.7	11.4	3.6	33.8	3.8	6.5	1.1
σ	2.5	6.5	5.0	3.3	5.4	3.8	1.2

Gabbro léopard à amphibole							
	Plag.	Hb	Biot.	Cpx.	Opx.	Op.	Ap.
moy	50.4	29.8	0.3	11.1	3.5	4.4	0.4
σ	4.8	5.8	0.5	3.1	3.6	3.4	0.2

Tab. II-3 : Moyenne et écart-type des analyses modales de 3 échantillons de gabbro léopard à pyroxène et de 6 échantillons de gabbro léopard à amphibole.

Dans les deux cas ces gabbros correspondent à des cumulats : le plagioclase est la première phase à cristalliser puis est séparé du liquide initial par un processus quelconque, ensuite le liquide résiduel baignant les chadacristaux précoces cristallise formant les amphiboles poecilitiques. Il faut garder présent à l'esprit que ces roches étant formées par accumulation de cristaux précoces de plagioclase, leur composition modale va dépendre du taux d'extraction des cristaux cumulus à partir du liquide initial. On ne pourra donc pas raisonner avec ces résultats comme avec ceux relatifs à des liquides.

III,22- LE GABBRO ACICULAIRE

Baptisé "Long-grain" par les carriers locaux, ce type a été appelé "bojite" par les auteurs anglais car il est exclusivement constitué de plagioclase et de hornblende. Il sera appelé ici "Gabbro aciculaire" par souci de logique et de cohérence avec les autres types, pour n'employer qu'une terminologie descriptive. Ces roches sont caractérisées par la présence de cristaux aciculaires d'amphibole, qui sont disposés suivant une surface définissant un plan de litage. Ces baguettes millimétriques ne présentent pas d'alignement préférentiel dans le plan de litage.

La composition minéralogique est la suivante :

- 1) le plagioclase :** basique (labrador, bytownite), en cristaux sub-automorphes présentant parfois une légère zonation normale.
- 2) l'amphibole :** de teinte brune, pléochroïque, en cristaux sub-automorphes allongés, dessinant un alignement qui correspond au plan de litage. Les cristaux sont bien formés, souvent maclés et contiennent peu d'inclusions (quelques petits cristaux précoces de plagioclase, ou de minéraux opaques). L'amphibole est à peu près aussi abondante que le plagioclase (32 à 52 %) et ces deux minéraux semblent contemporains.
- 3) les minéraux opaques :** ils sont abondants dans tous les échantillons : de 3 à 9 % et cristallisent tout au long du refroidissement du magma.
- 4) l'apatite :** elle est abondante dans tous les échantillons étudiés : de 1 à 3 %, et se développe en cristaux assez trapus, relativement précoces.
- 5) la biotite :** minéral rare (moins de 1 %) en petites plaquettes mal développées.

	Plag.	Hb	Biot.	Op.	Ap.
moy	46.1	44.9	0.2	6.3	2.4
σ	6.9	7.1	0.2	1.8	0.7

Tab. II-4 : Moyenne et écart-type des analyses modales de 10 échantillons de gabbro aciculaire.

A la différence des gabbros léopard, les gabbros aciculaires sont assez homogènes en ce qui concerne la nature et l'abondance des phases minéralogiques présentes. D'autre part, ils présentent un ordre de cristallisation différent : amphibole et plagioclase semblent cristalliser à peu près simultanément.

A ce stade se pose la question de l'interprétation de la texture de ces gabbros aciculaires. Du fait de l'habitus non déformé des amphiboles, le litage observé dans ces roches est caractéristique d'une origine magmatique et ne peut être interprété comme une foliation résultant d'un phénomène de déformation postérieur à la solidification des gabbros. La présence de ce litage, bien défini par l'orientation planaire des baguettes d'amphibole, suggère un phénomène d'accumulation. Quand à la forme aciculaire des amphiboles, elle doit correspondre à une cristallisation rapide du magma. L'absence d'alignement de ces cristaux implique des conditions calmes, sans écoulement magmatique violent. Ces deux notions d'accumulation et de cristallisation rapide apparaissent contradictoires. On peut proposer que le Gabbro aciculaire résulte de la trempe d'un magma, sous l'influence d'une contrainte verticale engendrée par le poids du magma sus-jacent ce qui entraînerait la cristallisation des minéraux suivant un plan de litage. La coprécipitation du plagioclase et de l'amphibole laisse supposer des conditions thermodynamiques (notamment quant à la teneur en eau) régnant lors de la cristallisation des gabbros aciculaires différentes de celles dans lesquelles se sont formés les gabbros léopard qui contiennent une amphibole plus tardive.

III.23- LE GABBRO ISOMETRIQUE

Ce troisième type de gabbro n'est pas distingué par Drysdall (1957) ni par Roach (1966) qui en font une variété du gabbro léopard. Cependant à la lueur des observations en lame mince, des analyses modales, ainsi que des compositions chimiques, il semble nécessaire de l'individualiser.

Ce faciès relativement homogène ne présente en macro-échantillon ni amphiboles aciculaires, ni cristaux poecilites, d'où son nom. Sa composition

minéralogique est assez proche de celle des gabbros léopard mais des différences existent néanmoins, notamment dans la texture et dans l'habitus des amphiboles. La texture des gabbros isométriques n'est pas une texture orthocumulat car bien que le plagioclase soit toujours sub-automorphe, l'amphibole brune est en cristaux plus petits et manifestement plus précoces que dans les gabbros léopard. Le clinopyroxène est rare (0,2 à 5 %) et les minéraux opaques ainsi que l'apatite sont peu abondants (respectivement environ 2 % et 0,5 %).

	Plag.	Hb	Cpx.	Biot.	Op.	Ap.
moy	69.1	25.6	1.9	0.8	2.0	0.6
σ	2.1	4.5	2.1	0.5	0.2	0.1

Tab. II-5 : Moyenne et écart-type des analyses modales de 3 échantillons de gabbro isométrique.

L'origine de ce type de gabbro est difficile à déterminer : on ne peut trancher s'il s'agit d'une roche formée par accumulation ou bien le résultat de la cristallisation directe d'un magma.

III.24- TYPES PARTICULIERS

Les trois types qui viennent d'être décrits regroupent la majorité des échantillons étudiés. Cependant certaines roches ne peuvent s'intégrer dans ce schéma relativement simple. Ainsi l'analyse modale permet de distinguer un échantillon (70H) ayant l'aspect macroscopique des gabbros isométriques, mais une composition minéralogique assez différente. L'amphibole y est très accessoire (1,2 %) mais le clinopyroxène et l'orthopyroxène sont des minéraux cardinaux (respectivement 29,5 et 9,8 %). Le plagioclase, abondant, est du labrador. Il s'agit donc d'un gabbro à deux pyroxènes. A l'affleurement cette roche est en contact progressif avec, vers l'Ouest un gabbro léopard un peu particulier (70F) et vers l'Est un gabbro leucocrate de couleur jaunâtre (70G). Le gabbro léopard particulier (70F) contient de l'orthopyroxène (à la différence des autres échantillons de ce type) et l'amphibole y est assez rare (5%) semblant remplacée par des cristaux poecilites de biotite (11 %). Le passage d'un extrême à l'autre de ces trois types se fait très rapidement en moins de vingt mètres.

Le gabbro leucocrate dont il vient d'être question est un autre point d'interrogation. Il constitue un type pétrographique intermédiaire entre les gabbros et les diorites, d'où le nom proposé de "gabbro-diorite" (échantillons 70G et GCI 1C). On le rencontre en plusieurs endroits tout au long du massif de

Gabbro, formant de grandes poches métriques à décamétriques, se distinguant de l'encaissant sombre grâce à sa teinte jaunâtre. Il présente des contacts diffus avec le gabbro environnant qui est le plus souvent du gabbro léopard.

Sa composition minéralogique est la suivante :

- 1) le plagioclase :** acide (andésine) en cristaux sub-automorphes souvent altérés. Il est très abondant, représentant près des trois-quarts de la roche.
- 2) l'amphibole :** de couleur vert pâle, abondante en petits cristaux sub-automorphes trapus, un peu arrondis. Cet habitus assez anormal est dû à la nature secondaire de cette amphibole qui remplace l'orthopyroxène. C'est donc en fait une ouralite.
- 3) la biotite :** peu abondante (4 %), brune, pléochroïque, chloritisée.
- 4) les minéraux opaques :** assez abondants (4,6 %), cristallisant pour la plupart en même temps que le plagioclase et l'orthopyroxène (ouralitisé).
- 5) l'apatite :** relativement abondante (1,1 %) en petits prismes courts ou en baguettes, indiquant un refroidissement rapide de la roche (Capdevila, 1967).
- 6) la chlorite :** rare, en petites fibres associées à l'amphibole, se développant à la périphérie des anciens cristaux d'orthopyroxène.

Deux hypothèses différentes peuvent rendre compte de la présence de ces roches :

- 1) il peut s'agir d'enclaves de matériel gneissique arraché au socle lors de la mise en place du gabbro et plus ou moins assimilé par le magma gabbroïque (Drysdall, 1957 ; Roach et al., 1986)
- 2) ou bien ce sont des poches de liquide dioritique correspondant au même matériel que le Groupe dioritique de Bordeaux. Ces poches seraient restées individualisées au sein du magma gabbroïque pour des raisons d'immiscibilité, mais des phénomènes de diffusion chimique à l'interface seraient alors responsables du caractère diffus des contacts de ces inclusions.

Cette dernière hypothèse est confortée par l'analyse chimique qui révèle que ces gabbro-diorites ont une composition en éléments majeurs très proche de celle de certaines diorites. Par contre l'origine gneissique est défendue par la présence d'une foliation très frustre observable dans certaines poches

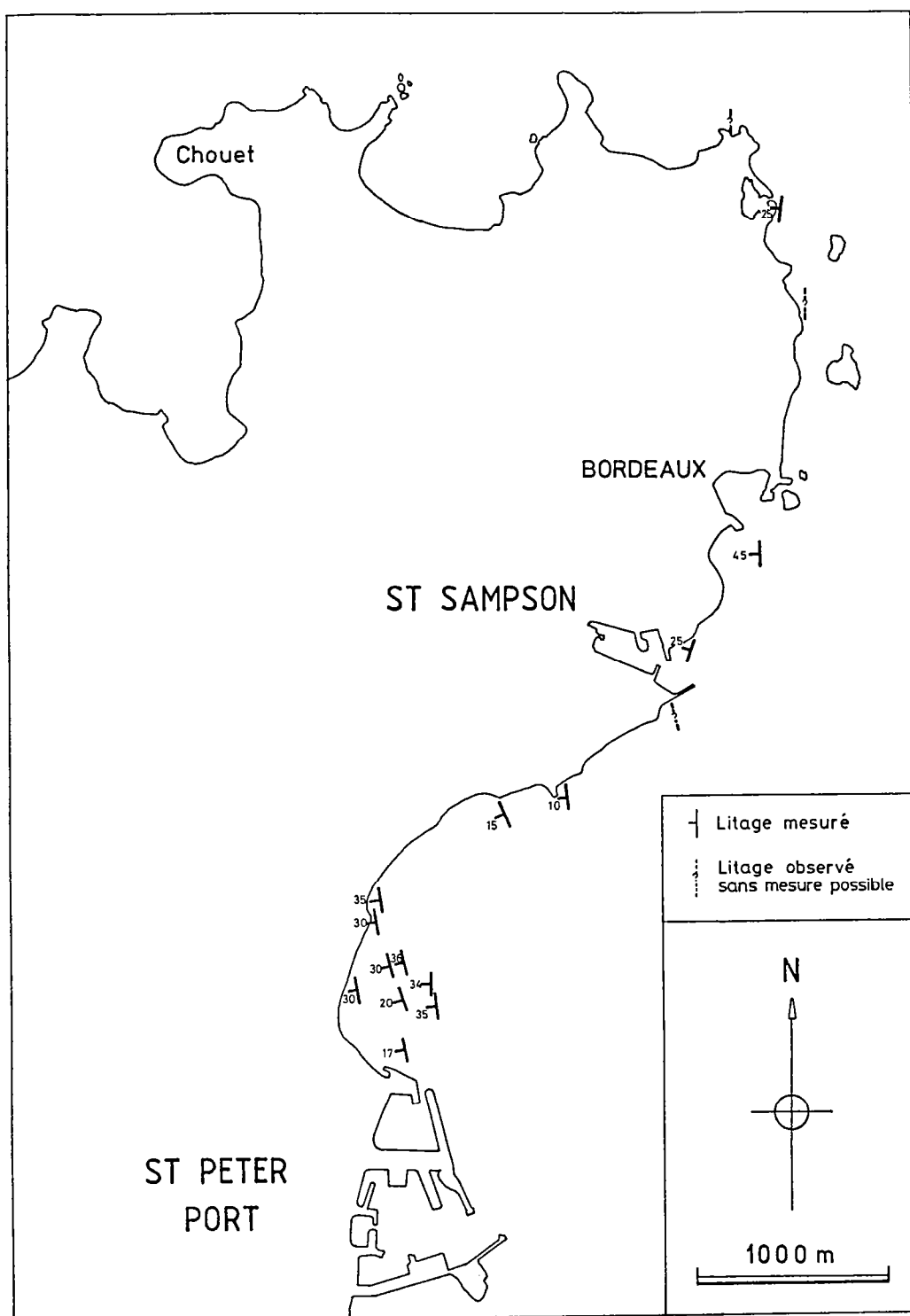


Fig. II-10: Orientation des plans de litage magnétique dans le Gabbro de St-Peter-Port et le Groupe Dioritique de Bordeaux.

gabbro-dioritiques, ainsi que par la valeur élevée du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ces roches (0.709). Il est donc impossible, dans l'état actuel, de trancher entre ces deux explications.

III.25- LITAGES

Tout au long de la côte, les gabbros présentent des figures de litage magmatique (Fig. II-10). Ce phénomène s'exprime à deux échelles différentes.

Tout d'abord, l'alternance de gabbro léopard, de gabbro aciculaire et de gabbro isométrique définit un litage de premier ordre. Comme cela a déjà été signalé, les variations latérales de ces divers faciès sont très rapides, aussi il est impossible d'établir une colonne stratigraphique typique du Gabbro de Saint-Peter-Port. Cependant, en effectuant des coupes d'Est en Ouest le long de l'estran de Belle Grève, on peut observer sur environ 200 mètres une succession d'unités plurimétriques, d'épaisseurs variables, constituées des divers types de gabbros (Roach, 1971). Cette succession définit donc un litage macrorhythmique, au sens d'Irvine (1982). On peut sans doute rattacher à ce type de litage des niveaux de gabbro à olivine qui ne sont plus visibles aujourd'hui mais qui ont pu être observés à l'occasion de travaux de voirie (Roach et al., 1986). Ces niveaux se rencontrent le plus à l'Est du corps gabbroïque.

Un litage de deuxième ordre est constitué par des variations de l'abondance relative des minéraux dans le gabbro léopard. Il s'agit donc d'un litage modal, caractérisé par des successions de niveaux décimétriques à l'intérieur desquels l'amphibole et le plagioclase prédominent alternativement. Les plus beaux exemples de ce phénomène se rencontrent sur la côte Est, à Spur Point, au milieu du massif gabbroïque. Certaines de ces unités présentent à première vue un granoclassement bien marqué, caractérisé par l'habitus en "taches" de l'amphibole. La base du lit est constituée d'un niveau très riche en amphibole, puis, vers le haut, ce minéral devient progressivement plus rare et le sommet du lit est riche en plagioclase.

Ce type de figure suggère un phénomène de précipitation de cristaux. Mais, en fait, les amphiboles sont poecilites et donc tardives, alors que c'est le plagioclase qui constitue la phase précoce de ce type de gabbro. Il faut donc considérer le problème en sens inverse, ce granoclassement apparent pouvant résulter de la flottation du plagioclase, plus léger que le magma, cristallisant dans un premier stade, puis l'espace intercumulus étant ensuite comblé par la cristallisation d'amphibole. Ceci implique donc que la séquence de lits observés reproduit plus ou moins une superposition originelle de magmas.

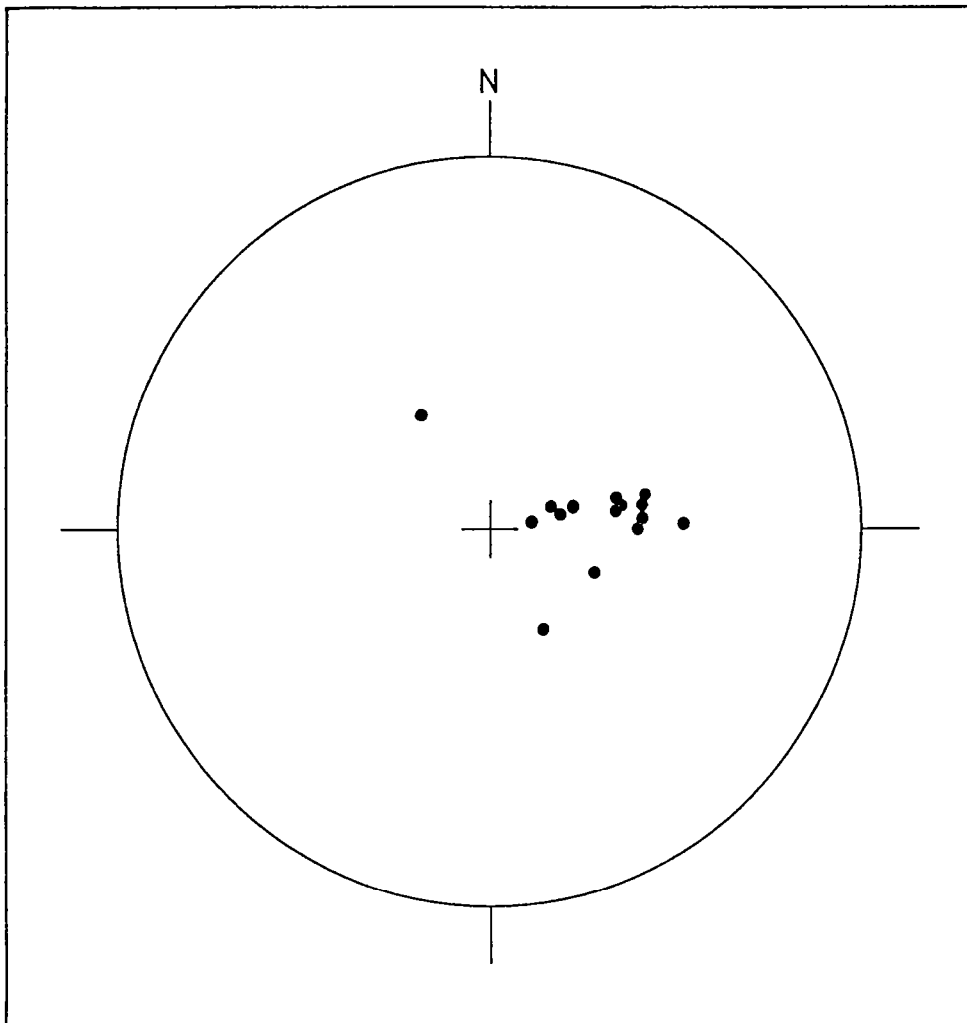


Fig. II-11 : Pôles des plans de litage magmatique du Gabbro de St-Peter-Port (projection à partir de l'hémisphère inférieur).

Les plans de litage ainsi définis, qui s'observent parfois également dans les faciès de gabbro isométrique, peuvent être mesurés. Ils ont en moyenne une direction subméridienne et un faible pendage vers l'Ouest, d'une vingtaine de degrés (Fig. II-11).

Ce litage de deuxième ordre s'exprime également dans les gabbros aciculaires dont les cristaux d'amphibole ont une orientation planaire, les plans de litage ayant une orientation semblable à celle mesurée dans les gabbros léopard. Dans le plan de litage, les baguettes d'amphibole ne présentent aucun alignement préférentiel.

Bien que le litage de premier ordre ne se prête que difficilement aux mesures d'orientation, il semble que les directions des deux types de litage soient semblables. Ceci permet donc de définir que la base de la pile des cumulats gabbroïques est à rechercher vers l'Est, en direction de la mer, alors que les affleurements situés en bordure de la plage vers l'Ouest correspondent à des niveaux stratigraphiquement plus élevés. La présence de gabbro à olivine vers la base de la pile, passant à des gabbros à deux pyroxènes et amphibole, puis vers le haut de la séquence à des faciès où l'amphibole semble prépondérante permet d'envisager que le litage de premier ordre reproduit l'ordre de cristallisation classique d'un magma calco-alcalin.

III,3- ETUDE CHIMIQUE DES PHASES MINÉRALES

L'étude chimique des phases minérales a été réalisée à la microsonde électronique ; sept échantillons représentatifs des différents types de gabbros ont été sélectionnés, à savoir trois gabbros léopard (un à pyroxène et deux à hornblende), un gabbro à deux pyroxènes, un gabbro aciculaire, un gabbro isométrique et une gabbro-diorite. Les analyses ont été effectuées sur une microsonde automatisée CAMEBAX (IFREMER, Brest), avec une tension accélératrice de 15 kV, une intensité de 15 nA et un temps de comptage de 6 s. Les tableaux des analyses chimiques des diverses phases minérales sont en Annexe 3.

III,31- LES AMPHIBOLES

III,31a- Méthodologie

La formule structurale générale d'une amphibole peut être écrite $A_{0-1} B_2 C_5 T_8 O_{22} (OH, F, Cl)_2$ où B et C correspondent respectivement aux sites cationiques M_4 et M_1, M_2, M_3 . Elle est calculée sur la base de 23 oxygènes de

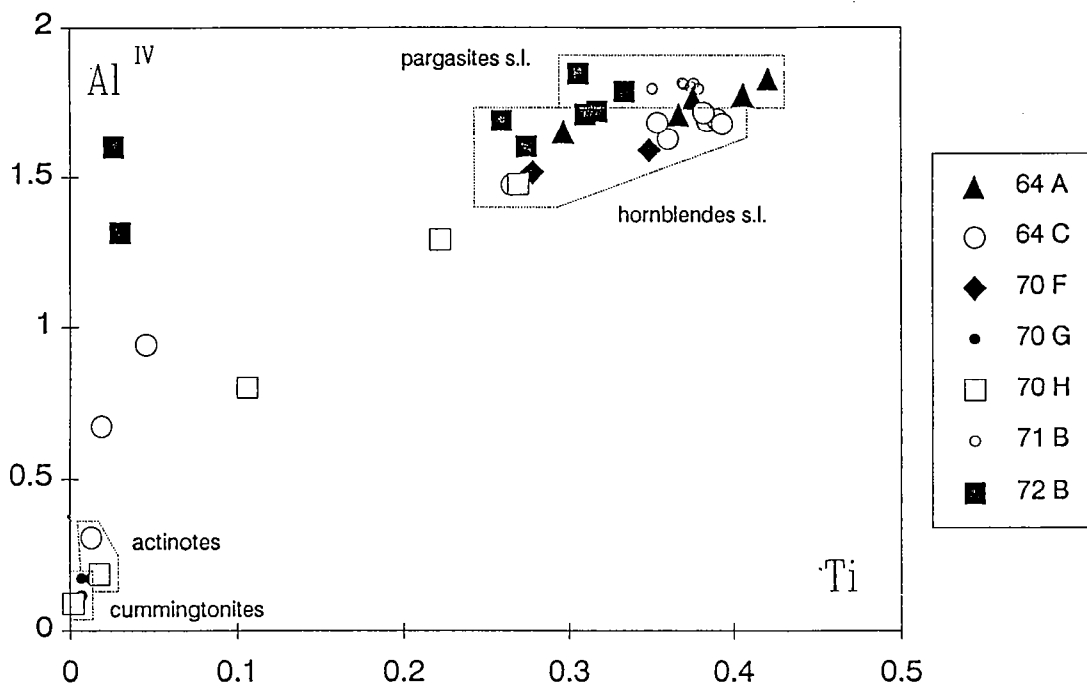


Fig. II-12: Composition chimique des amphiboles du Gabbro de St-Peter-Port dans un diagramme $Al^{IV} = f(Ti)$.

manière à remplir les conditions d'occupation des sites de la façon suivante :

site T : Si puis Al jusqu'à 8 ;

site C : Al restant puis Ti, Fe^{3+} , Cr, Mg, Fe^{2+} ,
Mn jusqu'à 5 ;

site B : Mg, Fe^{2+} , Mn restants puis Ca, Na jusqu'à 2 ;

site A : Na restant puis K jusqu'à 1 maximum.

La formule structurale doit vérifier la formule de Papike et al. (1974) pour l'équilibre des charges :

$$\text{Na}_{\text{M4}} + \text{Al}^{\text{iv}} = (\text{Na} + \text{K})_{\text{A}} + \text{Al}^{\text{vi}} + 2\text{Ti} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+}$$

L'analyse chimique à la microsonde exprime tout le fer sous la forme Fe^{2+} ; le rapport $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+}$ dont dépend le degré d'occupation du site A est donc inconnu. Afin de lever cette indétermination, plusieurs méthodes de calcul peuvent être employées (Stout, 1972 ; Robinson et al, 1982), chacune ajoutant une contrainte sur l'occupation des sites :

- 1) Si = 8
- 2) somme des cations sauf Ca, Na, K = 13
- 3) somme des cations sauf Na, K = 15
- 4) somme des cations sauf K = 15
- 5) somme des cations = 16
- 6) $\text{Fe}^{2+} = \text{Fe total}$

L'utilisation simultanée de ces six méthodes de normalisation donne des valeurs maximale et minimale possibles pour la teneur en Fe^{3+} de l'amphibole (Reynard et Ballevre, 1988 ; Reynard, 1989). Seules les analyses satisfaisant à au moins deux formules de normalisation (en pratique, deux est un maximum) ont été retenues, la non vérification de cette condition laissant suspecter des problèmes analytiques. En fin de compte, une valeur moyenne de Fe^{3+} a été retenue pour les divers calculs.

III,31b- Résultats

Trente-neuf cristaux d'amphibole ont été analysés, que l'on peut globalement scinder en deux populations (Fig. II-12) : d'une part des amphiboles calciques riches en titane qui sont les plus abondantes ; d'autre part des amphiboles calciques ou ferromagnésiennes pauvres en titane et riches en silice.

La première population est constituée d'amphiboles correspondant essentiellement à des magnésio-hastingsites, des hornblendes pargasitiques ferrifères et des hornblendes pargasitiques dans la classification de Leake (1978).

Bien que différents noms décrivent ces minéraux, leurs compositions chimiques sont assez voisines et nous les désignerons sous le terme de Pargasites au sens large et Hornblendes au sens large. Ce sont les amphiboles brunes des gabbros de tous types. On constate donc immédiatement que les amphiboles automorphes des gabbros aciculaires ont à peu de chose près la même composition que les amphiboles poecilitiques des gabbros léopard. Les premières ont seulement une composition un peu plus homogène. A une exception près les cristaux analysés ne présentent aucune zonation significative. Le seul cristal zoné (Hb2 de l'échantillon 72B) présente un coeur de pargasite ferrifère et une bordure de hornblende pargasitique. Ces amphiboles brunes se rencontrent dans les divers échantillons sous la forme de cristaux individualisés, d'habitus variable, mais aussi de petites inclusions dans les clinopyroxènes. Ces petits cristaux qui correspondent à la déstabilisation du minéral hôte ont exactement la même composition que les grandes amphiboles voisines et ceci conduit à penser que l'origine des amphiboles brunes des gabbros est à rechercher dans des réactions périclitiques du type : $\text{Cpx} + \text{liquide} \longrightarrow \text{amphibole}$.

La deuxième population d'amphiboles comprend d'une part des actinotes et d'autre part des cummingtonites. Ces dernières proviennent essentiellement (4 sur 5) de l'échantillon de gabbro-diorite 70G où elles ont un habitus assez globuleux avec un développement d'aiguilles de chlorite à la périphérie. Par contre dans l'échantillon de gabbro à deux pyroxènes 70H, on voit nettement que la cummingtonite est le produit d'altération de l'orthopyroxène ($\text{Opx}_4 \longrightarrow \text{Amph}_1$). Il est intéressant de constater que cette cummingtonite a une composition semblable à celles des cummingtonites remplaçant l'orthopyroxène dans les gabbros du pluton calco-alcalin de Saint-Quay-Portrieux (Arnaud, 1980 ; Fabriès et al, 1984), alors que des cummingtonites primaires seraient plus riches en Al_2O_3 et en CaO. Dans l'échantillon 70H, le rapport mg ($\text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO})$) de la cummingtonite (0.67) est égal à celui de l'orthopyroxène (0.66) et plus faible que celui de la roche totale (0.78). Cette origine secondaire de la cummingtonite explique la forme particulière des cristaux d'amphibole dans l'échantillon de gabbro-diorite (70G) qui pseudomorphosent donc d'anciens orthopyroxènes. Pour ce qui est des actinotes (2 analyses), on les rencontre dans des roches contenant quelques amphiboles ayant une composition intermédiaire entre les deux populations principales. Ces amphiboles à composition de magnésio-hornblende sont des cristaux de teinte verdâtre se développant aux dépens de l'amphibole

brune. On en déduira donc que la déstabilisation des amphiboles primaires (pargasite sl. et hornblende sl.) entraîne la formation de magnésio-hornblendes voire même d'actinotes dans un stade ultime.

En résumé, on peut considérer que la population d'amphiboles calciques riches en titane correspond aux amphiboles magmatiques (primaires) alors que les amphiboles riches en silice et pauvres en titane sont secondaires, produits de la déstabilisation soit de l'amphibole magmatique en ce qui concerne les actinotes, soit de l'orthopyroxène en ce qui concerne les cummingtonites. On retiendra d'autre part que les amphiboles aciculaires ont une composition peu variable de magnésio-hastingsite ou de pargasite, assez semblable à celle des amphiboles poecilitiques des gabbros léopard. La différence de forme cristalline entre ces deux types d'amphiboles ne réside donc pas dans une différence de composition chimique, mais doit être due à une différence dans les conditions thermodynamiques lors du refroidissement du magma. Les gabbros aciculaires et les gabbros léopard peuvent donc, au vu de la chimie des amphiboles, dériver d'un même liquide initial.

III,32- LES PYROXENES

III,32a- Méthodologie

Les formules structurales des pyroxènes sont de la forme : $A_1 B_1 T_2 O_6$, où A et B sont les sites octaédriques M_1 et M_2 et T le site tétraédrique. Elles ont donc été calculées sur la base de 6 oxygènes. Le fer trivalent est estimé selon la méthode proposée par Finger (1972) qui s'appuie sur des critères de stoechiométrie. Signalons au passage que la méthode simplifiée de Droop (1987) donne exactement les mêmes résultats.

La formule de Finger est la suivante :

$$N(Fe^{3+}) = 2 [N_a - \sum (N_i r_i)]$$

où $N(Fe^{3+})$ est le nombre d'atomes de Fe^{3+} ,

N_a est le nombre d'atome d'oxygène dans la formule (=6),

N_i est le nombre de cations de l'espèce i, normalisé (à 4 cations ici),

r_i est le nombre d'atomes d'oxygènes par atome de métal de l'oxyde i.

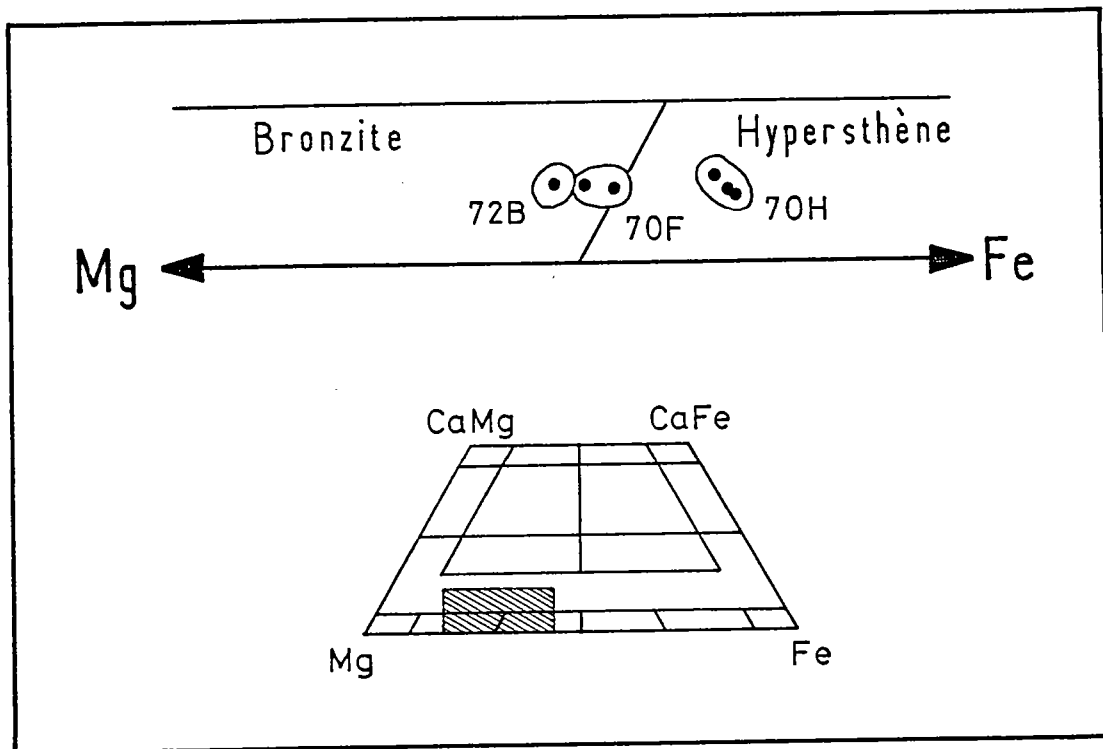


Fig. II-13: Composition chimique des orthopyroxènes du Gabbro de St-Peter-Port dans un diagramme Ca-Mg-Fe.

Les formules sont normalisées à 4 cations et l'occupation des sites est envisagée de la manière suivante (Cameron et Papike, 1980) :

site T : Si puis Al jusqu'à 2 ;

site M1 : Al restant puis Ti, Cr, Fe^{3+} , Fe^{2+} et Mg ;

site M2 : Na, Ca, K, Mn, Fe^{2+} et Mg.

L'équation de l'équilibre des charges de Papike et al. (1974) : $\text{Al}^{\text{vi}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + 2\text{Ti} = \text{Al}^{\text{iv}} + \text{Na}$ doit être satisfaite. Le problème principal est la répartition du fer divalent et du magnésium entre les deux sites octaédriques M_1 et M_2 . Dans le cas des orthopyroxènes, de nombreux travaux sont disponibles, aboutissant à des résultats assez convergents (Virgo et Hafner, 1969 par exemple). Par contre, en ce qui concerne les clinopyroxènes, la situation semble beaucoup plus obscure à cause de l'intervention contrariante du calcium. En conséquence, on s'abstiendra de toute tentative de répartition et lorsque des formules structurales de pyroxènes seront nécessaires (géothermobarométrie, cf chapitre VI), elles seront établies en suivant les prescriptions des divers auteurs consultés.

III,32b- Les orthopyroxènes

Seuls trois des sept échantillons étudiés contiennent de l'orthopyroxène, sans compter la gabbro-diorite où il est entièrement pseudomorphosé par de la cummingtonite. Les orthopyroxènes rencontrés ont tous des compositions assez voisines : ils se situent à peu près à la limite entre le champ des bronzites et celui des hypersthènes (Fig. II-13). Une faible évolution existe de l'échantillon 72B jusqu'au 70H en passant par le 70F : les rapports mg des minéraux vont de 0.71 à 0.66, en rapport avec un léger enrichissement en silice de celle-ci (45.76 % $\rightarrow$ 46.47 % $\rightarrow$ 48.05 %). Ceci est le résultat de la différenciation d'un liquide dont le rapport fer/magnésium croît. Dans l'échantillon 70H on voit un développement secondaire de cummingtonite par déstabilisation de l'orthopyroxène et l'amphibole a le même rapport mg que le pyroxène (0.67). On peut donc supposer que dans l'échantillon de gabbro-diorite (70G), l'orthopyroxène qui a disparu devait avoir le même rapport mg que la cummingtonite qui l'a remplacé soit 0.62-0.65. Ceci est un argument supplémentaire permettant de voir dans la gabbro-diorite (70G) une roche différenciée et non une enclave gneissique, puisqu'elle s'inscrit bien dans l'évolution chimique des autres types de gabbros. La teneur en calcium de tous les orthopyroxènes analysés est faible et assez constante : entre 2.0 et 2.6 %.

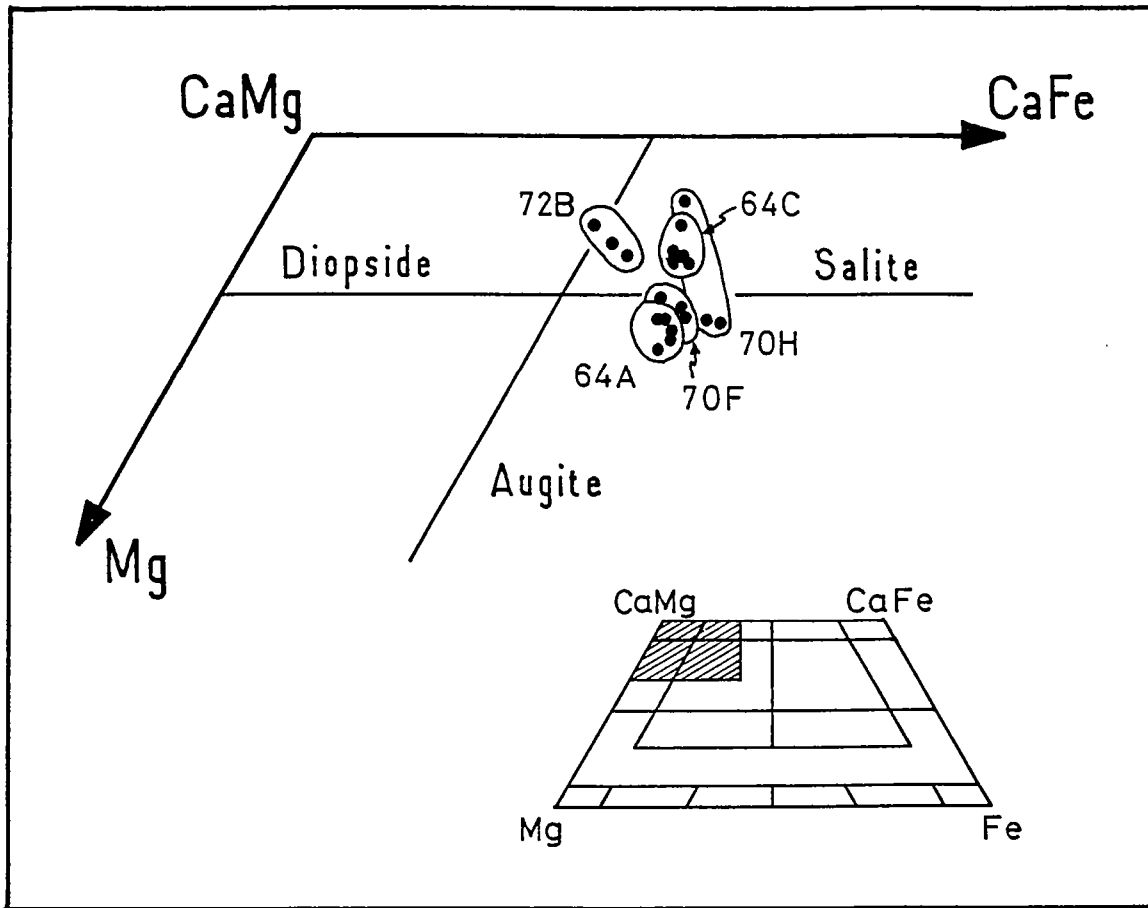


Fig. II-14: Composition chimique des clinopyroxènes du Gabbro de St-Peter-Port dans un diagramme Ca-Mg-Fe.

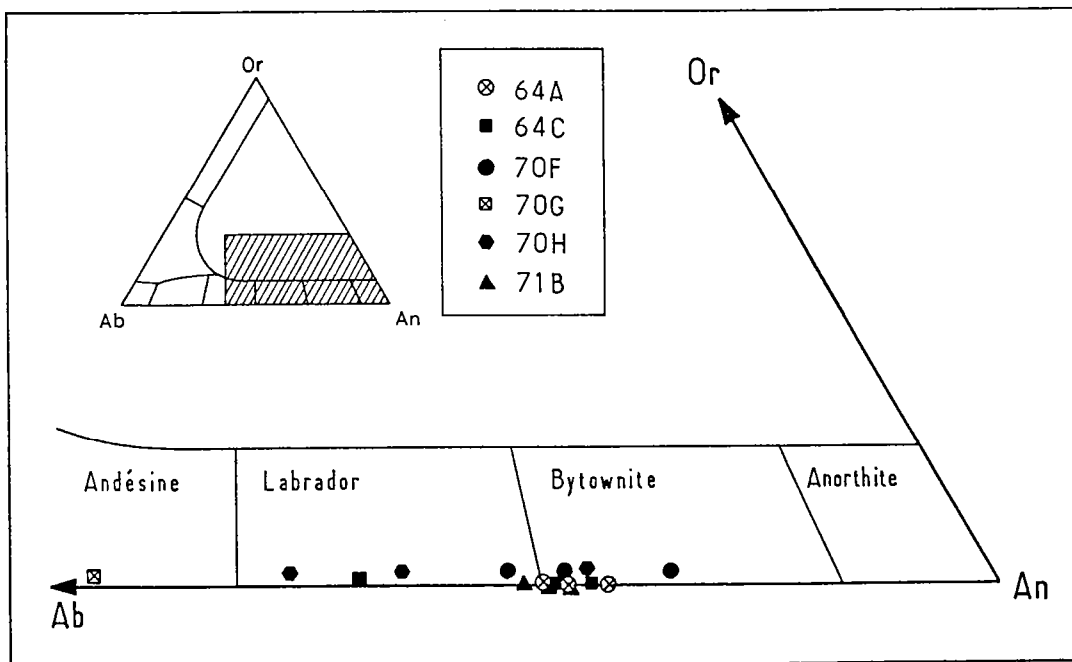


Fig. II-15: Composition chimique des plagioclases du Gabbro de St-Peter-Port dans un diagramme Or-Ab-An.

III,32c- Les clinopyroxènes

On rencontre des clinopyroxènes dans cinq des échantillons étudiés à la microsonde. Comme pour les orthopyroxènes, la gamme de variation des compositions est assez limitée ($mg = 0.81$ à 0.73) (Fig. II-14) et sans rapport avec les différences de composition des roches totales, si ce n'est la faible augmentation de SiO_2 . Les clinopyroxènes se situent à la limite entre les champs de l'augite et de la salite, voire du diopside en ce qui concerne l'échantillon 72B. Ceux qui coexistent avec des orthopyroxènes montrent la même évolution minéralogique que ces derniers : léger enrichissement en fer de 72B vers 70H. Un cristal provenant de ce dernier type est nettement plus riche en calcium et on discerne optiquement qu'il est en cours de déstabilisation avancée en amphibole brune. Il semble donc que la réaction déjà proposée $Cpx + Liquide = amphibole$ fasse aussi intervenir une libération de calcium provenant des plagioclases vraisemblablement. Les clinopyroxènes de l'échantillon 64C (gabbro isométrique) se situent nettement dans le champ des salites. Optiquement ils présentent une certaine altération mais cela n'explique peut être pas tout. Ce sont rappelons-le des minéraux peu abondants dans ce type particulier.

III,33- LES PLAGIOCLASES

L'étude de la composition chimique des plagioclases n'est pas très instructive, au niveau où elle a été pratiquée tout au moins. On constate que les plagioclases de tous les gabbros sont très pauvres en K_2O (Or_0 à Or_1) (Fig. II-15). Les phénomènes de zonation sont assez limités, confirmant l'étude microscopique ; cependant lorsqu'ils existent ils sont tous normaux, avec enrichissement conjoint en sodium et silice du coeur vers la bordure.

Les plagioclases des gabbros léopard ainsi que ceux des gabbros aciculaires sont dans le champ des bytownites, jusqu'à la limite des labradors. Cette similitude de composition des feldspaths entre les deux principaux groupes de gabbros est à rapprocher de la similitude de composition des amphiboles qui a déjà été signalée.

Le gabbro à deux pyroxènes a des plagioclases allant de compositions de bytownite au coeur (An_{73}) à labrador vers la bordure (An_{54}), à peu près comme le gabbro isométrique ($An_{73} \rightarrow An_{58}$).

La gabbro-diorite contient elle un plagioclase plus acide à composition d'andésine. C'est un des caractères qui la rapprochent des diorites.

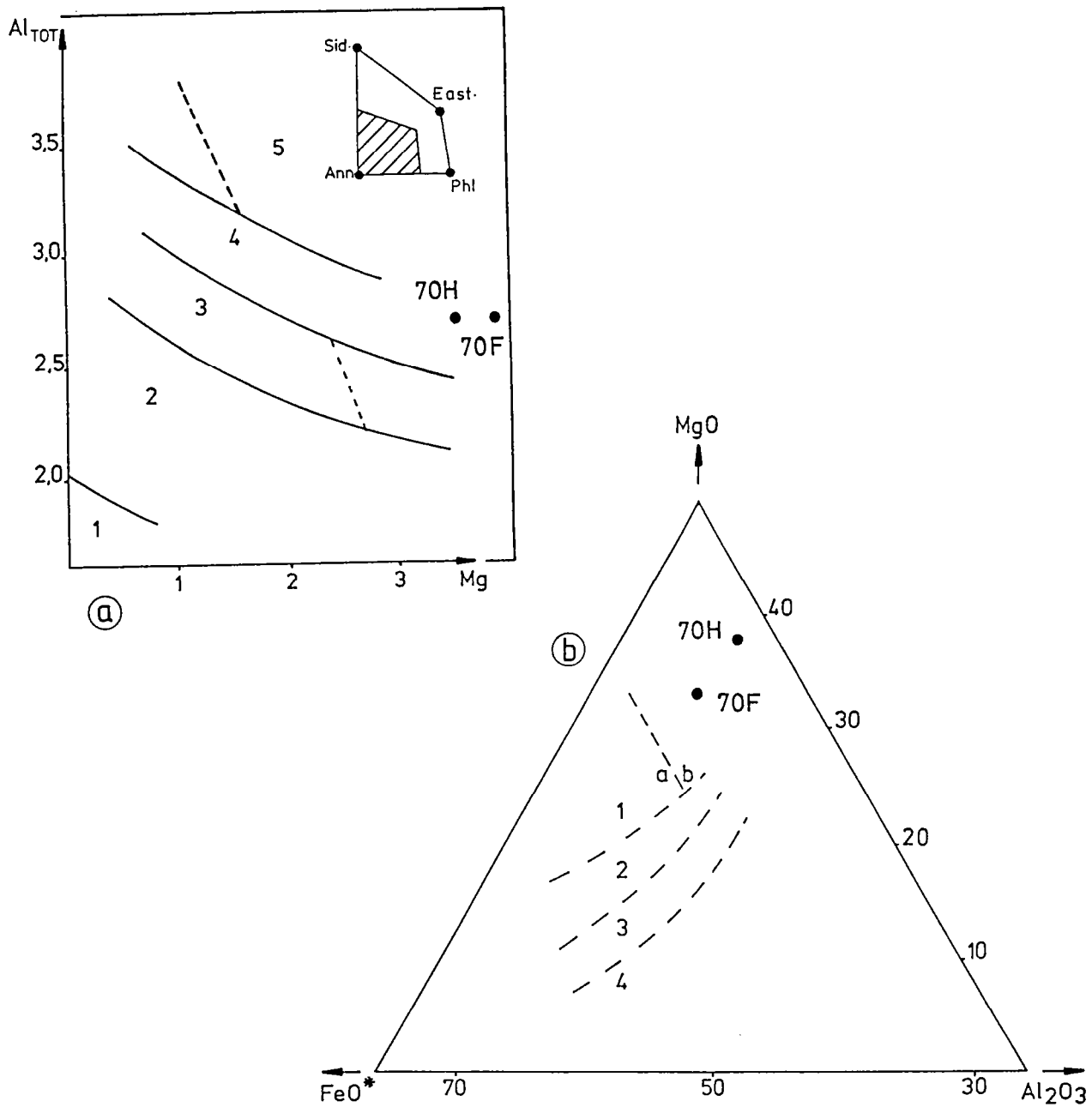


Fig. II-16: Composition chimique des biotites du Gabbro de St-Peter-Port.

a) diagramme de Nachit et al. (1985). Les courbes limitent les champs des granitoïdes 1: peralcalins, 2: alcalins, 3: subalcalins, 4: calco-alcalins, 5: aluminopotassiques.

b) diagramme de Nockolds (1947). Les champs correspondent aux biotites associées à 1a: de l'amphibole, 1b: du pyroxène et/ou de l'olivine, 2: (biotite seule), 3: de la muscovite, 4: un silicate d'alumine.

On retrouve au niveau des plagioclases l'évolution déjà décelée avec les pyroxènes depuis le gabbro léopard jusqu'à la gabbro-diorite, via le gabbro à deux pyroxènes : en compositions moyennes, on passe de An_{72} à An_{61} puis à An_{40} . Ceci est en bon accord avec l'acidité croissante de la roche totale.

III,34- LES MINERAUX OPAQUES

L'étude précise des minéraux opaques (par images de la répartition du fer et du titane par exemple) n'a pas pu être réalisée. Cependant un nombre suffisant d'analyses ponctuelles est disponible pour avoir une idée des variations des phases, dans les grandes lignes tout au moins.

Les minéraux opaques des gabbros ont tous une composition à peu près constante quel que soit l'échantillon et l'habitus du minéral (automorphe en inclusion dans les amphiboles ou bien plus tardif). Les analyses ponctuelles se répartissent en deux populations : d'une part des analyses de magnétite avec environ 90 % de fer, dosé sous forme de FeO ; et d'autre part des phases plus riches en titane, jusqu'à des compositions d'ilménite. La présence de ces deux types de compositions au sein des mêmes cristaux est caractéristique de phénomènes d'exsolution du titane à partir d'un oxyde ferrotitané initial. Le minéral étant considéré comme un système clos, la moyenne des analyses si elles sont assez nombreuses pour permettre une représentativité statistique convenable, donne une idée de la composition du minéral opaque original. Ainsi celui-ci devait être une titanomagnétite constituée d'environ 15 % de TiO_2 et 75 % de FeO total.

Une rapide étude au microscope métallographique en lumière réfléchie a confirmé l'existence des lamelles d'exsolution dans les titanomagnétites et a révélé la présence de quelques sulfures (pyrite) et de rutil, relativement abondant dans le gabbro aciculaire. Aucune trace d'hématite n'a été décelée.

III,35- LES BIOTITES

L'étude des biotites n'est malheureusement pas possible dans la plupart des échantillons car il s'est révélé que pratiquement tous ces minéraux étaient plus ou moins chloritisés, même si leurs caractères optiques ne le laissaient pas prévoir. Seul l'échantillon de gabbro léopard à pyroxène (70F) qui contient près de 11 % de biotite poecilitique a livré des analyses exploitables, c'est à dire avec un total des oxydes dosés supérieur à 95 % et une teneur raisonnable en K_2O de 9.51 %. Dans le diagramme de Nockolds (1947) cette biotite se situe dans le champ des biotites associées au pyroxène ou à l'olivine (Fig. II-16), indication confirmée par le diagramme de Nachit et al. (1985) bien que dans ce dernier cas on ne se situe

	Gabbro lés à Fx		Gabbro lés à Hb		à 2 Fx	Gabbro aciculaire			à isométrique		solite
N° Ech. N° Ana.	53 E 9936	70 F 9943	64 A 9939	72 B 9947	70 H 9945	64 B 9940	71 B 9946	64 A 9948	64 C 9941	65 9942	70 G 9944
SiO ₂	44.89	46.47	42.45	45.76	48.05	42.25	39.21	40.07	45.42	45.30	54.69
Al ₂ O ₃	17.32	14.66	17.30	17.09	14.65	18.69	15.55	17.14	24.06	22.20	20.86
Fe ₂ O ₃	10.08	11.03	14.95	9.14	10.92	13.91	15.25	14.63	6.56	7.64	6.75
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.15	0.16	0.17	0.14	0.16	0.14	0.14	0.16	0.09	0.11	0.13
HgO	7.47	10.31	6.57	10.05	9.62	6.80	6.35	7.04	4.43	4.69	4.18
CaO	12.53	12.01	12.60	11.97	11.77	10.63	12.26	10.77	12.79	10.11	6.88
Na ₂ O	1.90	1.79	2.49	3.07	2.22	2.98	2.91	2.15	2.56	2.72	5.18
K ₂ O	2.40	1.09	0.72	0.82	0.76	0.79	0.72	1.85	1.62	2.44	0.32
TiO ₂	1.36	1.24	2.06	0.65	1.43	2.66	2.70	3.07	1.65	1.02	0.66
P ₂ O ₅	0.23	0.27	0.30	0.21	0.28	0.49	1.50	0.57	0.40	0.42	0.40
PF	2.74	1.48	1.16	1.53	1.02	1.76	1.26	2.26	2.74	3.50	0.30
Total	101.13	100.76	100.79	100.58	100.68	101.30	100.65	99.71	101.92	100.15	100.94
Nb	6	5	10	7	7	12	12	13	6	7	7
Zr	42	36	56	45	40	69	73	71	45	28	23
Y	23	23	23	12	23	30	36	38	18	19	14
Sr	498	503	945	636	561	1096	1081	572	1064	825	645
Rb	98	39	19	22	27	17	12	63	66	106	10
Co	33	41	43	45	38	35	37	32	19	19	20
V	366	275	629	152	231	535	484	654	204	243	59
Ni	29	100	61	101	90	10	9	4	26	14	17
Cr	79	349	93	196	260	18	13	11	53	64	47
Ba	663	631	265	235	469	293	274	457	453	634	212
Qz											1.36
Or	14.18	6.44	4.25	4.85	4.49	4.67	4.25	10.93	10.75	14.42	1.89
Ab	3.77	15.15	8.47	11.60	18.79	25.22	6.31	4.74	10.36	14.15	43.66
An	31.64	29.29	33.90	30.43	27.76	35.29	35.43	31.65	48.78	41.16	31.52
Ne	6.67		6.33	7.79			9.92	7.23	6.12	4.80	
Mg-Di	8.26	8.13	6.11	8.04	8.28	3.38	4.04	4.80	3.81	1.79	
Fe-Di	3.04	2.84	4.61	2.51	2.77	2.00	2.70	2.26	0.70	0.61	
Ca-Di	12.24	11.91	11.13	11.52	12.02	6.36	7.06	7.54	5.03	2.61	
Mg-Hy		0.71			5.10						10.41
Fe-Hy		0.25			1.70						3.84
Mg-Ül	7.25	11.79	7.19	11.91	7.41	16.04	8.25	8.93	5.06	6.93	
Fe-Ül	2.94	4.53	5.98	4.10	2.73	9.39	6.08	4.64	1.03	2.59	
Ap	0.53	0.63	0.70	0.49	0.65	1.14	3.01	1.32	0.93	0.97	0.93
Ilm	2.58	2.36	3.95	1.23	2.72	5.05	5.13	5.83	1.99	1.94	1.25
Cor											0.47
Mag	4.58	4.45	5.40	3.78	4.66	6.05	6.10	6.52	4.23	4.20	3.79

Tab. II-6 : Analyses chimiques des échantillons du Gabbro de St-Peter-Port.

pas dans la partie discriminante du diagramme. On peut donc en déduire que les grands cristaux poecilitiques de biotite sont primaires et associés au pyroxène, jouant le rôle tenu par l'amphibole brune dans les autres types de gabbro léopard ; ils ne proviennent donc pas de la déstabilisation d'une amphibole antérieure.

III.4- ETUDE GEOCHIMIQUE

III.41- METHODOLOGIE

Onze échantillons de Gabbro ont été analysés pour les éléments majeurs et les éléments en trace, dans le but de tenter de reconstituer les grandes lignes de l'évolution pétrogénétique du Gabbro de Saint Peter Port. Les analyses ont été obtenues par fluorescence X. Les échantillons ont été sélectionnés en fonction de leur représentativité et de leur faible degré d'altération. Cependant, du fait de la grande diversité du matériel, on a déjà signalé que la distinction des différents types pétrographiques est assez subjective. Il faut donc garder à l'esprit que onze analyses seulement ne peuvent donner une image géochimique précise de tout le massif de Gabbro dans sa complexité.

III.42- RESULTATS

Si l'on écarte la gabbro-diorite, les différents types de gabbro sont pauvres, voire très pauvres, en SiO_2 : 39.21 à 48.05 %. Ils sont plutôt pauvres en MgO : jusqu'à 4.43 % seulement et riches en Al_2O_3 : jusqu'à 24.06 %. La diversité déjà notée au vu des caractères pétrographiques se retrouve dans les compositions chimiques et la discrimination des différents types principaux précédemment établie reste à peu près valable (Tab. II-6).

III.42a- Gabbro aciculaire

Les gabbros aciculaires ont des caractéristiques géochimiques assez uniformes : pauvres en SiO_2 et MgO , riches en Al_2O_3 , FeO^* , CaO et TiO_2 . La teneur en P_2O_5 est assez bien corrélée avec l'abondance d'apatite ; la forte teneur en titane est en bon accord avec la richesse en amphiboles brunes et en minéraux opaques.

SiO ₂	40.51	(1.28)
Al ₂ O ₃ *	18.13	(0.70)
Fe ₂ O ₃	14.60	(0.55)
MnO	0.15	(0.01)
MgO	6.73	(0.29)
CaO	11.29	(0.69)
Na ₂ O	2.68	(0.38)
K ₂ O	1.12	(0.52)
TiO ₂	2.81	(0.18)
P ₂ O ₅	0.79	(0.36)
PF	1.76	(0.41)

Tab. II-7 : Moyenne et écart-type des 3 analyses de gabbro aciculaire

III.42b- Gabbro léopard

A la différence des gabbros aciculaires, les gabbros léopard présentent une certaine dispersion des caractères chimiques. Les deux sous-types à amphibole et à pyroxène, mis en évidence d'après les critères pétrographiques, ne se distinguent plus nettement ici. La teneur en SiO₂ est toujours faible, celles en Fe₂O₃, MgO et TiO₂ sont très variables d'un échantillon à l'autre sans corrélation évidente avec la composition minéralogique. Par contre la teneur en CaO est assez constante. La teneur en Al₂O₃ est d'environ 17 %, sauf pour l'échantillon de gabbro léopard à pyroxène 70F.

SiO ₂	44.89	(1.52)
Al ₂ O ₃ *	16.64	(1.03)
Fe ₂ O ₃	11.31	(2.21)
MnO	0.15	(0.01)
MgO	8.60	(1.61)
CaO	12.29	(0.30)
Na ₂ O	2.31	(0.51)
K ₂ O	1.26	(0.67)
TiO ₂	1.33	(0.51)
P ₂ O ₅	0.25	(0.03)
PF	1.76	(0.59)

Tab. II-8 : Moyenne et écart-type des 4 analyses de gabbro léopard

III.42c- Gabbro isométrique

Les deux échantillons de gabbro isométrique analysés ont des compositions assez semblables, si ce n'est une petite différence dans les teneurs en Al₂O₃ et CaO, que l'on peut imputer à une abondance différente de plagioclase. Par rapport au gabbro léopard, ce type se distingue par un net enrichissement en

Al_2O_3 : 23 % contre 17 % et un appauvrissement en Fe_2O_3 : 7 % contre plus de 9 % ainsi qu'en MgO : 4,6 % contre 7 à 10 %. Ces observations confirment la nécessité de discriminer ces deux types de gabbros, à la différence de ce que font d'autres auteurs (Drysdall, 1957 ; Roach, 1966).

SiO_2	45.36	(0.06)
Al_2O_3^*	23.13	(0.93)
Fe_2O_3	7.10	(0.54)
MnO	0.10	(0.01)
MgO	4.56	(0.13)
CaO	11.45	(1.34)
Na_2O	2.64	(0.08)
K_2O	2.13	(0.31)
TiO_2	1.03	(0.01)
P_2O_5	0.41	(0.01)
PF	3.12	(0.38)

Tab. II-9 : Moyenne et écart-type des 2 analyses de gabbro isométrique

III,42d- Gabbro à deux pyroxènes

Le gabbro à deux pyroxènes qui ressemble pétrographiquement aux gabbros isométriques en diffère chimiquement. De ce point de vue, il se rattache plutôt au gabbro léopard, si ce n'est qu'il est plus riche en SiO_2 . Il a une composition assez semblable à celle du gabbro léopard à pyroxène avec lequel il est en contact sur le terrain, ce qui permet de suspecter de possibles phénomènes de mélanges à l'état liquide. On peut pousser plus loin ce raisonnement en constatant que la composition chimique du gabbro à deux pyroxènes 70H est intermédiaire entre celle du gabbro léopard à pyroxène 70F et celle de la gabbro-diorite 70G, permettant ainsi d'envisager une éventuelle origine comagmatique de ces deux types.

III,5- CONCLUSION

Le Gabbro de Saint-Peter-Port est une formation complexe constituée de plusieurs types de gabbros dont les relations mutuelles sont difficiles à apprécier. En conséquence, il n'a pas été possible d'établir une reconstitution pétrogénétique rendant compte de l'origine et de l'évolution des divers types. Il est donc impossible dans l'état actuel de reconnaître un éventuel liquide parent et de mettre en évidence un mécanisme précis de fractionnement. Tout au plus peut-on supposer que l'évolution à grande échelle du Gabbro, traduite par le litage de premier ordre décrit au paragraphe III,25, reproduit la séquence classique de la

différenciation par cristallisation fractionnée d'un magma basaltique calco-alcalin (Morse, 1980). On a ainsi une succession de faciès à olivine, puis à pyroxènes et enfin à amphibole prédominante. Un fractionnement de l'amphibole dans les derniers stades de la différenciation serait susceptible de produire des liquides dioritiques (Cawthorn et O'Hara, 1976) pouvant être à l'origine du Groupe Dioritique de Bordeaux dont les relations avec le Gabbro ne sont pas évidentes.

Se superposent à l'évolution principale du massif, des phénomènes de faible amplitude caractérisés par les litages de second ordre visibles dans les gabbros léopard. Si le mécanisme responsable de la formation de ce litage reste mystérieux, le rôle du plagioclase qui forme les minéraux cumulus est primordial. Les critères pétrographiques incitent à penser que ce litage résulte d'une superposition originelle de magmas. Cependant, en l'absence d'une étude chimique fine, banc par banc, il n'est pas possible de proposer une explication pour la création d'une telle structure litée mettant en jeu des magmas de compositions manifestement peu différentes.

Cette complexité du Gabbro de Saint-Peter-Port est partagée par une autre intrusion litée calco-alcaline : le massif de Burguillos del Cerro, étudié par Pons (1982). Là aussi, les faciès sont nombreux et variés : Pons indique "...même en simplifiant à l'extrême, on ne compte pas moins de 14 groupes pétrographiques distincts...qui s'intègrent dans 6 grandes unités...". Certaines de ces unités présentent des caractéristiques communes avec certains types du Gabbro de Saint-Peter-Port. Par exemple les gabbros "ojo de culebra" s'apparentent aux gabbros léopard, les gabbros à amphibole ressemblent aux gabbros aciculaires et certains gabbros bleus font penser aux gabbros isométriques. Pons parvient à reconstituer la structure tri-dimensionnelle du massif et à proposer une souche magmatique et un mode de fractionnement possibles. Malgré la multiplicité des types pétrographiques, les relations entre les divers faciès du massif de Burguillos del Cerro peuvent être cartographiées. Ce n'est pas le cas à Guernesey, puisque les affleurements visibles le long des côtes sont à peu près parallèles à la direction du litage magmatique. On ne peut donc bénéficier que d'observations dans une seule dimension. C'est vraisemblablement cette limitation qui est à l'origine des difficultés que l'on rencontre pour élaborer une reconstitution pétrogénétique fiable rendant compte de l'évolution du Gabbro de Saint-Peter-Port.

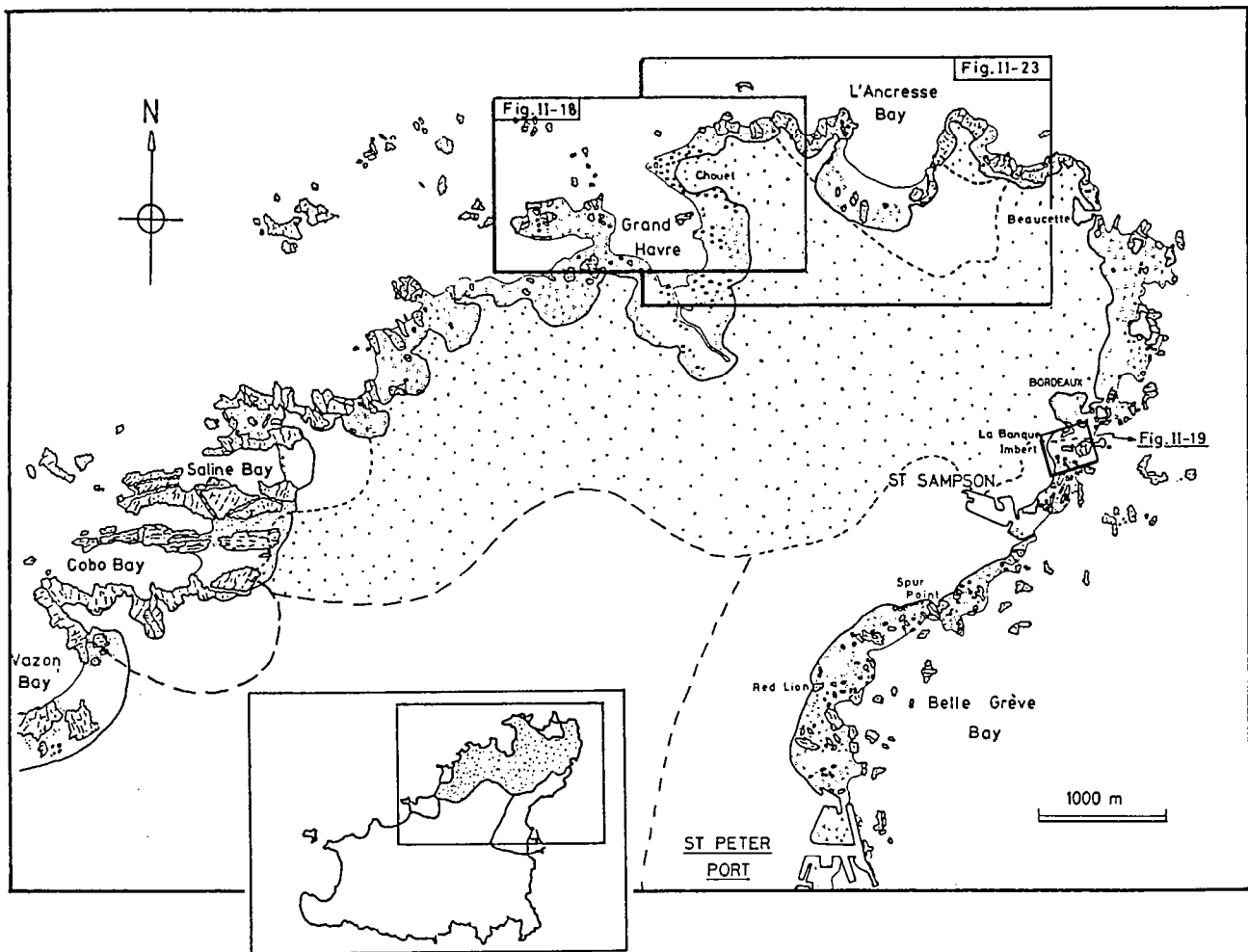


Fig. II-17: Carte géographique simplifiée du secteur du Groupe Dioritique de Bordeaux (figuré en pointillés). Les cadres représentent la localisation des figures de détail II-18, II-19 et II-23.

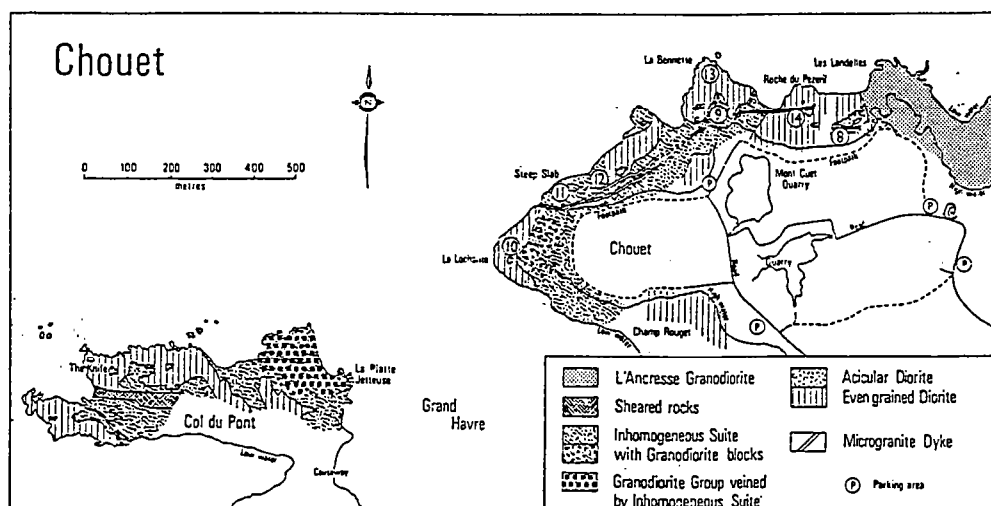


Fig. II-18: Carte géologique des secteurs de Chouet et de Col du Pont (voir le schéma de localisation sur la figure II-17), montrant les relations complexes entre les différents types du Groupe Dioritique de Bordeaux: type Bordeaux (acicular diorite et even-grained diorite) et type Chouet (inhomogeneous suite et granodiorite group). (Topley et al., 1982).

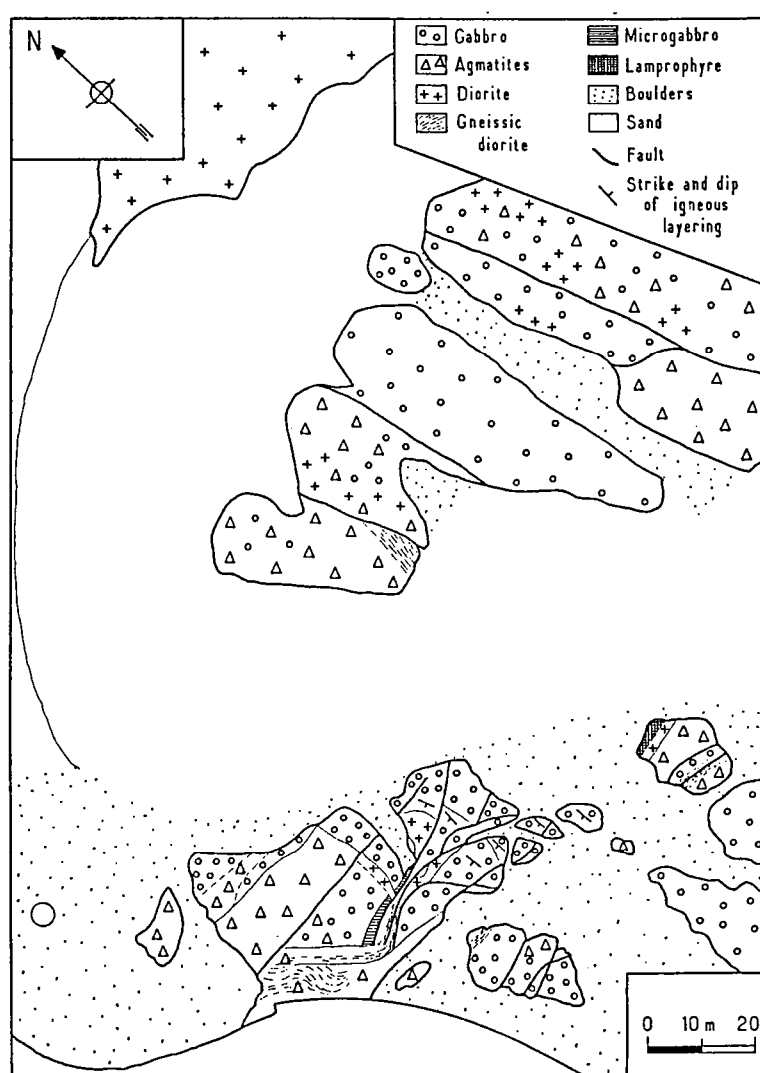


Fig. II-19: Carte géologique détaillée du secteur de la Banque Imbert (voir le schéma de localisation sur la figure II-17), illustrant la complexité du contact entre le Gabbro de St-Peter-Port (vers le Sud) et le Groupe Dioritique de Bordeaux (vers le Nord).

IV- LE GROUPE DIORITIQUE DE BORDEAUX

IV.1- MODE DE GISEMENT

Le groupe dioritique de Bordeaux constitue la plus grande partie du CPNG. C'est le seul ensemble à être en contact avec le complexe métamorphique Sud et les trois intrusions ignées. Il occupe à peu près toute la partie septentrionale de l'île au Nord d'une ligne Bordeaux-Cobo Bay (Fig. II-17).

Il s'agit d'une vaste intrusion plus hétérogène encore que les gabbros. A tel point que plusieurs auteurs y ont vu deux unités distinctes : la Diorite de Bordeaux et la Granodiorite de Chouet (Drysdall, 1957 ; Roach, 1966). Le doute a commencé à être jeté sur cette subdivision par Brown et al. (1980) : à partir des affleurements de la péninsule de Chouet et du lieu-dit Col du Pont, au Nord de Guernesey (Fig. II-18), ces auteurs établissent que l'on voit en fait trois unités distinctes, d'affinités dioritique à granodioritique. Les ambiguïtés signalées par Drysdall (1957) et Roach (1966) qui voyaient tantôt la Diorite de Bordeaux prédaté la Granodiorite de Chouet et tantôt l'inverse, se trouvent dès lors partiellement éclaircies. Les trois nouvelles unités sont baptisées Diorite de Bordeaux, Groupe Granodioritique et Suite Hétérogène (Brown et al., 1980 ; Topley et al., 1982), les deux dernières unités correspondant grossièrement à la Granodiorite de Chouet de Drysdall. Cette terminologie n'a pas encore été étendue à l'ensemble du Groupe Dioritique et ne concerne que les roches situées à l'Ouest de la Granodiorite de l'Ancrese. Cependant à l'Est de cette même intrusion se rencontre une situation également complexe avec une association intime de roches dioritiques d'aspects très différents. Bien que cette hétérogénéité pétrographique du Groupe Dioritique semble plus ou moins liée à la proximité de la Granodiorite de l'Ancrese, la Granodiorite de Chouet a été décrite en plusieurs endroits à l'intérieur des terres (Drysdall, 1957). Il est donc plus simple d'intégrer tous ces faciès globalement dioritiques en un vaste Groupe Dioritique, hétérogène en composition, mais dont tous les constituants sont à peu près contemporains comme en attestent les relations de terrain.

Le contact du Groupe Dioritique avec les formations métamorphiques n'est pas observable. Par contre les relations avec le Gabbro de Saint Peter Port sont bien exposées dans la petite crique de La Banque Imbert (Fig. II-19). Il s'agit là d'une vaste zone d'injection où l'on observe le Gabbro au Sud envahi par de

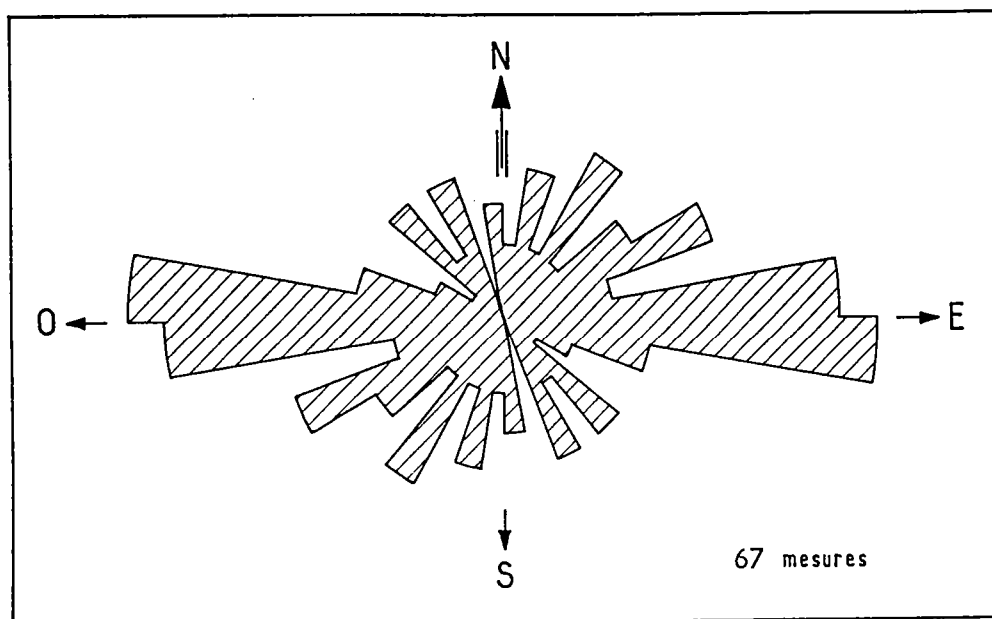


Fig. II-20 : Diagramme de fréquence des directions des filons gabbroïques et microgabbroïques dans le Gabbro de St-Peter-Port.

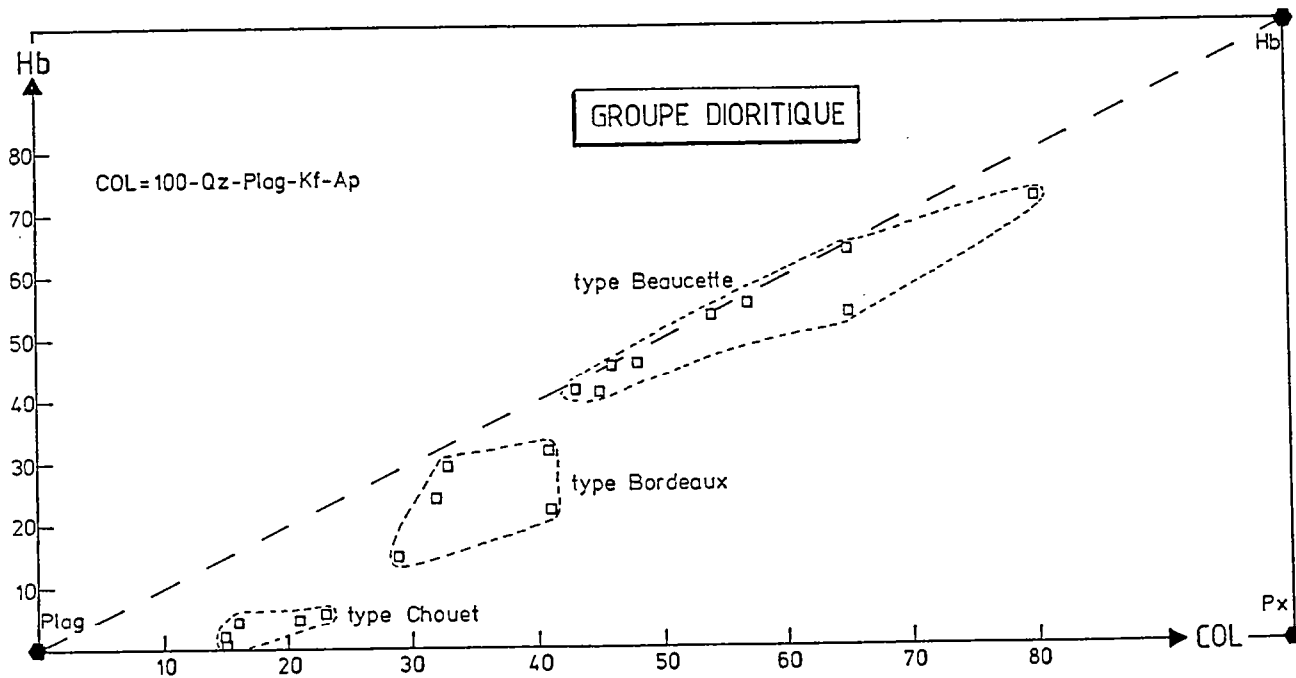


Fig. II-21 : Analyses modales des échantillons du Groupe Dioritique de Bordeaux dans un diagramme $Hb = f(COL)$. Hb, Plag, Px = amphibole, plagioclase, pyroxène ; COL = indice de coloration.

nombreuses injections d'un matériel leucocrate de couleur jaunâtre, riche en plagioclases. Ce ciment dioritique emballe des fragments plus ou moins anguleux de gabbro, ceux-ci subissant parfois une déformation plastique localement assez intense avec recristallisation des amphiboles, contemporaine de l'injection du matériel feldspathique. Associées à ces brèches magmatiques (agmatites) on voit également de grandes masses leucocrates de diorite, constituant des poches plurimétriques en contact progressif avec le ciment acide. Au Nord de la baie, on passe brutalement à des affleurements de diorite homogène à grain assez fin, dans laquelle on ne retrouve plus aucune manifestation du matériel leucocrate constituant le ciment des agmatites. Le passage est donc net entre la zone d'injection et la diorite franche, mais ce contact est masqué par une langue de sable d'une vingtaine de mètres de large et d'orientation Est-Ouest. On notera que cette direction correspond à l'orientation moyenne des filons gabbroïques et microgabbroïques rencontrés dans le Gabbro de Saint-Peter-Port (Fig. II-20). La forme des enclaves de gabbro dans les agmatites, leur déformation plastique, la présence de masses dioritiques, sont autant de critères indiquant une mise en place sub-contemporaine du Gabbro de Saint Peter Port et de la diorite voisine. La postériorité de celle-ci n'est pas évidente puisque le contact n'est pas observable directement ; elle semble néanmoins fort vraisemblable du fait de l'absence de matériel acide dès que l'on franchit le contact supposé entre les deux formations. En fin de compte, on retiendra l'idée que le Gabbro de Saint Peter Port et le Groupe Dioritique de Bordeaux peuvent être considérés comme subcontemporains.

Au Nord et à l'Ouest, le Groupe Dioritique est recoupé par la Granodiorite de l'Ancrese et par le Granite de Cobo dont il sera question en détail au chapitre VII.

Le Groupe Dioritique dans sa partie Nord-Est présente d'intéressantes figures de litage magmatique, d'orientation semblable à celle des litages observés dans les gabbros ; il en sera question lorsque les divers faciès de diorite auront été décrits.

Type Bordeaux

	20A	42B	44C2	53	87
Plagio	58.3	50.4	58.3	55.0	81.2
Hb	14.8	31.8	22.2	29.1	4.7
Biot	11.9	8.9	17.0	3.8	12.3
Qz	12.0	8.2	1.2	9.5	
Op	2.2	0.4	1.3	0.4	1.6
Ap	0.4	0.2			
Sph	0.4	0.1		0.1	0.1
Kf				2.1	
Cpx					0.1

Type Beaucette

	26A	26B	26C	26D	26E	26F	27A	27B	27C	27E
Plagio	20.0	49.0	41.8	35.3	47.9	45.1	32.1	52.0	54.4	67.2
Hb	72.2	41.6	55.6	64.0	45.6	56.5	54.0	46.0	41.3	24.1
Biot	7.8		1.1		0.2	0.1	11.2	1.4	2.6	4.2
Qz		8.1	1.1		5.6		2.6		0.5	
Op		1.2	0.3	0.7	0.4	0.3	0.1	0.6	1.0	3.4
Ap		0.1	0.1		0.2	0.4			0.1	1.0
Sph					0.1	0.1				
Kf						0.5				
Cc									0.1	0.1

Type Chouet

Groupe Granodioritique		Suite Hétérogène			
	44B	44C1	42A	44A	44D
Plagio	44.5	42.6	60.7	60.7	64.1
Qz	37.7	41.2	24.2	15.0	14.2
Biot	11.2	12.6	13.6	15.8	15.3
Hb	4.2	1.2		5.8	4.5
Op	0.9	0.7	1.4	1.3	1.5
Ap			0.1	0.3	0.4
Kf	1.5	1.6		1.1	
All		0.1			

Tab. II-10 : Analyses modales des échantillons du Groupe Dioritique de Bordeaux.

IV.2- ETUDE PETROGRAPHIQUE

A l'instar des gabbros, les échantillons provenant du Groupe Dioritique montrent une grande diversité pétrographique. Là encore trois types principaux peuvent être discernés (Fig. II-21, Tab. II-10) :

- 1) le type Bordeaux,
- 2) le type Beaucette,
- 3) le type Chouet.

Cette distinction repose sur les analyses modales des roches provenant de tout l'ensemble dioritique. Il est intéressant de constater que les types Beaucette et Chouet ainsi définis se trouvent localisés en des endroits bien distincts de l'île.

IV.21- LE TYPE BORDEAUX.

Le faciès caractéristique de ce type est une diorite à grain assez fin (environ 1 millimètre), homogène, isométrique, que l'on trouve immédiatement au Nord du contact avec le Gabbro de Saint Peter Port à la Banque Imbert (échantillon 20A).

Ce type a une composition minéralogique intermédiaire entre le type Beaucette, très riche en amphibole et le type Chouet, plus riche en SiO_2 . S'y rattachent des faciès de diorite isométrique ou aciculaire rencontrés dans la péninsule de Chouet ainsi que des enclaves des faciès granodioritiques issus du même endroit. On le rencontre donc dans toute la zone correspondant au Groupe Dioritique.

La composition minéralogique des diorites du type Bordeaux est la suivante :

1) le plagioclase : minéral essentiel constituant plus de la moitié de la roche. Les cristaux sont subautomorphes d'assez grande taille. Sa composition est généralement assez difficile à évaluer en raison d'une intense altération en idocrase ; lorsque les mesures ont pu être faites, il se révèle qu'il s'agit d'andésine (An_{35}). Une zonation normale est visible, plus ou moins développée suivant les échantillons.

2) l'Amphibole : elle peut être aciculaire ou bien plus trapue, généralement précoce, de couleur verte assez franche avec un pléochroïsme net. Elle se déstabilise parfois en actinote et surtout en chlorite. Optiquement, aucune zonation n'est décelée. Son abondance est assez variable, mais c'est un minéral toujours présent.

3) la biotite : souvent automorphe, elle semble coexister avec l'amphibole.

Lorsqu'elle est fraîche, sa couleur est brun sombre avec un net pléochroïsme, mais elle est le plus souvent très altérée en chlorite. Elle est toujours présente, mais est particulièrement abondante dans les enclaves de la granodiorite de Chouet.

4) le quartz : d'abondance assez variable (1 à 12 %) il est xénomorphe, en petits cristaux.

5) les minéraux opaques : ils sont modérément abondants (moins de 2.5 %) et cristallisent tout au long du refroidissement de la roche : certains cristaux sont automorphes en inclusion dans le plagioclase alors que d'autre cristallisent en équilibre avec l'amphibole.

6) les minéraux accessoires : un peu de sphène, d'apatite voire de clinopyroxène sont observés, mais en quantités infinitésimales.

7) le feldspath potassique : seul l'échantillon provenant de la côte Ouest (près du contact avec le Granite de Cobo) en contient un peu, en rares cristaux d'assez grande taille. Il est absent de tous les autres échantillons et on peut proposer que son origine soit liée à la proximité du granite avec lequel des échanges de potassium ont pu avoir lieu (D'Lemos, 1986).

	Plag.	Hb	Biot.	Qz	Op.	Ap.	Sph.	KF
moy	55.5	24.5	10.4	7.7	1.1	0.2	0.2	0.5
σ	3.2	6.6	4.8	4.0	0.7	0.2	0.2	0.9

Tab. II-11 : Moyenne et écart-type des analyses modales de 4 échantillons de diorite du type Bordeaux (exception faite de l'échantillon 87).

Ce type de diorite n'est donc pas très homogène et l'on se retrouve face aux mêmes problèmes que lors de l'étude des gabbros. L'intérêt de regrouper les échantillons en types pétrographiques, même imparfaits, est de permettre de raisonner sur trois ensembles plutôt que sur vingt. Mais il faut bien se garder de considérer ces types comme des unités lithologiques nettement définies.

Se rattache à ce type de Bordeaux un échantillon prélevé dans les grandes masses dioritiques associées aux agmatites de La Banque Imbert. On verra plus loin que cette roche a une composition chimique très voisine de celles provenant de la diorite située un peu plus au Nord, dans le Groupe Dioritique. Mais la composition modale de ces deux échantillons est différente : la diorite de la zone d'agmatites est presque exclusivement constituée de plagioclases et ne contient pas de quartz. S'il s'agit bien du même matériel que les diorites franches,

ces divergences pétrographiques peuvent être dues à une histoire thermodynamique un peu différente lors de la cristallisation ou encore à un phénomène de contamination par le matériel acide injecté.

En plusieurs endroits, les diorites du type Bordeaux ont une texture particulière. Il s'agit de faciès appinitiques caractérisés par de grandes amphiboles allongées plurimillimétriques à centimétriques, contenant généralement un coeur de plagioclase. Ces appinites forment des poches métriques, passant progressivement au faciès isométrique plus fin caractéristique du type Bordeaux. Cette texture particulière pourrait s'expliquer par un phénomène de sursaturation locale en eau, favorisant la croissance des amphiboles et inhibant le développement du plagioclase (Rock, 1977).

IV,22- LE TYPE BEAUCETTE

Ce type est constitué par les échantillons provenant du secteur de Beaucette, au Nord-Est de Guernesey. Il s'agit d'une ancienne carrière, aujourd'hui transformée en port pour les yachts (marina). C'est dans cette partie de l'île que l'on rencontre les phénomènes de litage magmatique les plus spectaculaires.

La minéralogie de ces roches est simple, à base de plagioclase et d'amphibole verte. Les proportions de ces deux minéraux variant notablement en fonction de la couleur de la roche, de 67 % de plagioclase et 20 % d'amphibole dans les leucodiorites, jusqu'à la proportion inverse de 20 % de plagioclase et 72 % d'amphibole dans les méladiorites les plus sombres.

- 1) le plagioclase :** il est toujours subautomorphe et complètement damouritisé, empêchant à peu près toute mesure de composition. On peut néanmoins lui estimer une composition d'andésine. Une zonation est discernable, apparemment normale, les bordures des cristaux semblant plus acides et moins altérées.
- 2) l'amphibole :** subautomorphe à xénomorphe, elle semble cristalliser pendant un laps de temps relativement long. Elle est de couleur verte, nettement pléochroïque, relativement fraîche et souvent zonée avec une bordure plus claire que le coeur. Elle semble coprécipiter avec le plagioclase pendant le début de son histoire.

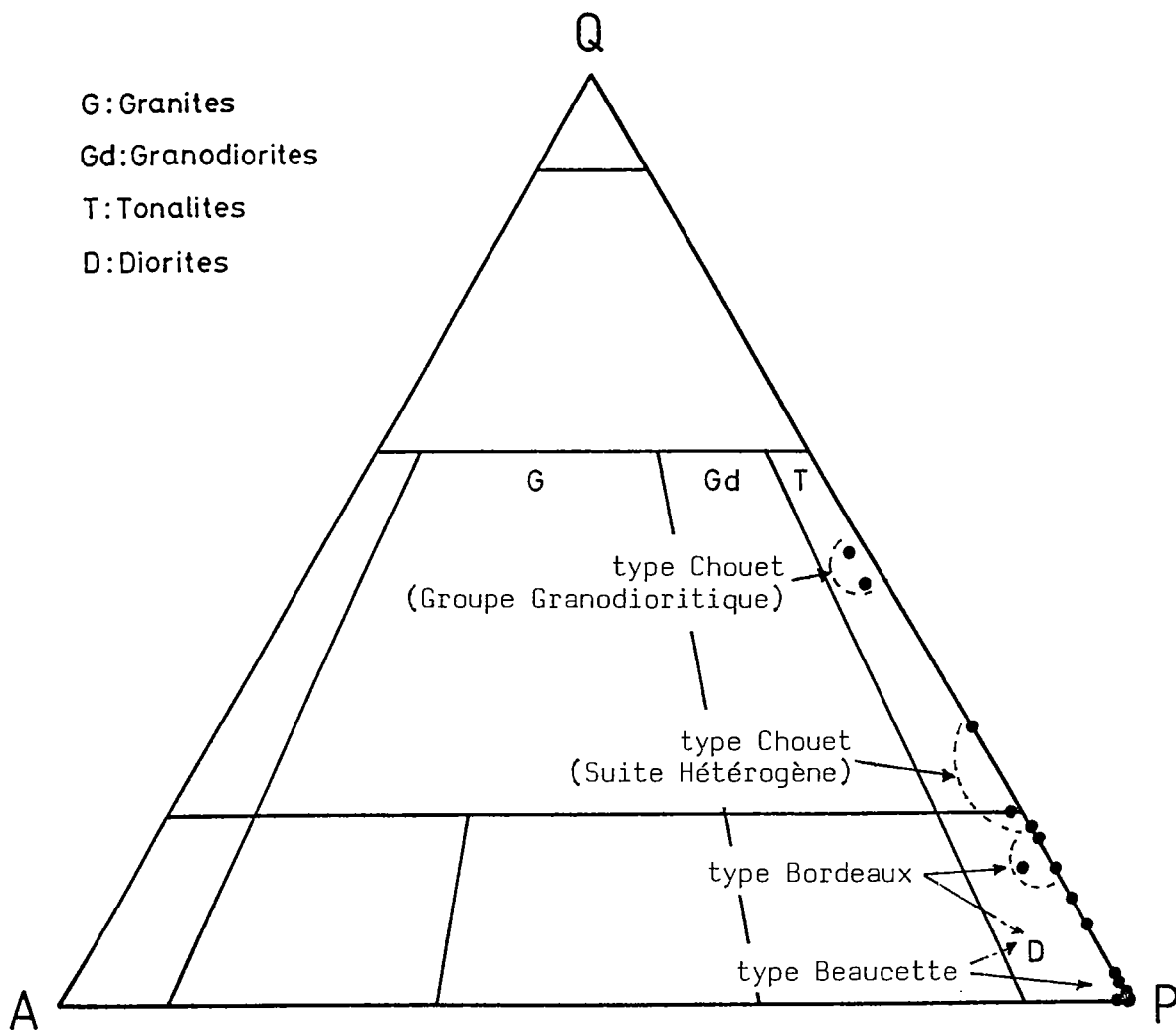


Fig. II-22: Position des échantillons du Groupe Dioritique de Bordeaux dans un diagramme Q-A-P de Streckeisen (1976).

- 3) la biotite :** elle est assez abondante dans les deux faciès de méladiorite. De teinte brunâtre, pléochroïque, elle peut être très altérée en chlorite et son habitus est subautomorphe en petites plaquettes rectangulaires, indiquant un caractère précoce.
- 4) le quartz :** épisodiquement présent, son existence n'est pas liée à la coloration de la roche. Ce sont de petits grains xénomorphes.
- 5) les minéraux opaques :** ils sont rares dans ces roches (moins de 1.2 %) en petits grains trapus assez précoces.
- 6) les minéraux accessoires :** une faible proportion d'apatite, de sphène et de calcite a été rencontrée, ainsi que quelques cristaux de feldspath potassique dans un échantillon de mésodiorite.

A l'exception d'une mésodiorite qui se place dans le champ des diorites quartzifères, toutes les roches de ce type ont une composition de diorite dans la classification triangulaire Q A P de Streckeisen (1976) (Fig. II-22).

Un des échantillons est rattaché à ce type car provenant de la Marina de Beaucette, bien que son acidité lui donne une composition modale voisine de celle du type Bordeaux.

On dispose de quatre échantillons provenant de la Marina de Beaucette (27A, B, C et E) qui correspondent à des roches de plus en plus leucocrates. On voit nettement que l'éclaircissement de la roche correspond à un enrichissement en plagioclase et un appauvrissement en amphibole. Par contre l'abondance en quartz n'a aucun rapport avec cette évolution. Par conséquent, la différence de coloration des roches n'est pas due à une évolution de la composition chimique du magma, mais est la conséquence de la genèse de ces roches par accumulation à des taux divers à partir de liquides initiaux voisins.

IV,23- LE TYPE CHOUET

Ce type de diorites correspond à peu près à la Granodiorite de Chouet de Drysdall (1957) et Roach (1966) et aux Groupe Granodioritique et Suite Hétérogène de Brown et al. (1980) et Topley et al. (1982). L'étude présente étant centrée sur les roches litées, la péninsule de Chouet dont les faciès ne présentent pas de litage magmatique n'ont été que rapidement étudiés.

Les diorites de type Chouet se distinguent des types Bordeaux et Beaucette par la présence d'au moins 14 % de quartz.

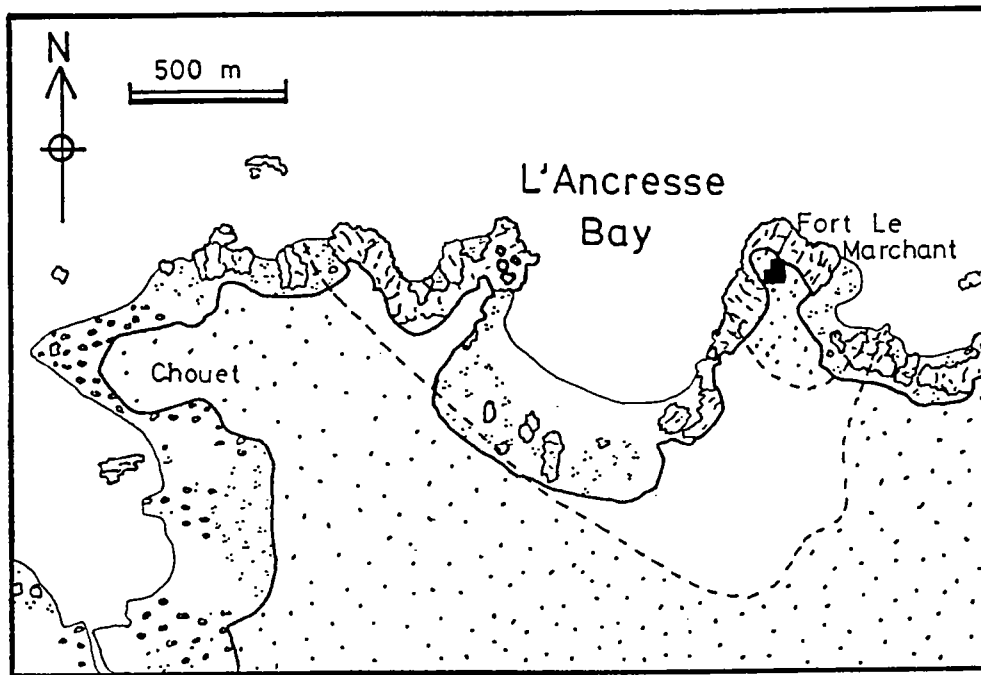


Fig. II-23 : Carte géographique simplifiée de la région de L'Ancrese (voir le schéma de localisation sur la figure II-17). Le Groupe Dioritique de Bordeaux est représenté en pointillés et la Granodiorite de L'Ancrese sans figuré.

	Plag.	Qz	Biot.	Hb	Op.	Ap.	KF
moy	54.5	26.5	13.7	3.1	1.2	0.2	0.8
σ	9.1	11.2	1.7	2.2	0.3	0.2	0.7

Tab. II,12 : Moyenne et écart-type des analyses modales de 5 échantillons de diorite du type Chouet.

La paragenèse de ces roches est plagioclase + quartz + biotite, l'amphibole n'ayant plus qu'un rôle mineur (moins de 6 %) et le feldspath potassique n'excédant pas 1.6 %. Ces roches ont donc une composition de tonalite dans la classification internationale (Streckeisen, 1976).

L'analyse modale révèle deux sous-types, en accord avec les observations de Brown et al. (1980) et de Topley et al. (1982), dont la terminologie "Groupe Granodioritique" et "Suite Hétérogène" est ici utilisée pour dénommer ces sous-types.

Groupe Granodioritique							
	Plag.	Qz	Biot.	Hb	Op.	Ap.	KF
moy	43.6	39.5	11.9	2.7	0.8	-	1.6
σ	1.0	1.8	0.7	1.5	0.1	-	0.1

Suite Hétérogène							
	Plag.	Qz	Biot.	Hb	Op.	Ap.	KF
moy	61.8	17.8	14.9	3.4	1.4	0.3	0.4
σ	1.6	4.5	0.9	2.5	0.1	0.1	0.5

Tab. II-13 : Moyenne et écart-type des analyses modales de diorite du type Chouet : 2 échantillons du Groupe Granodioritique et 3 échantillons de la Suite Hétérogène.

IV,23a- Le Groupe Granodioritique

Le groupe granodioritique usurpe son nom puisque le feldspath potassique n'y est présent qu'en très faible quantité (1.5 % au maximum), ce qui en fait un "groupe tonalitique". Schématiquement, c'est une roche contenant à peu près autant de plagioclase acide (andésine An_{37}) subautomorphe, que de quartz ; soit environ 40 % de chaque. Macroscopiquement, on reconnaît ce type à la

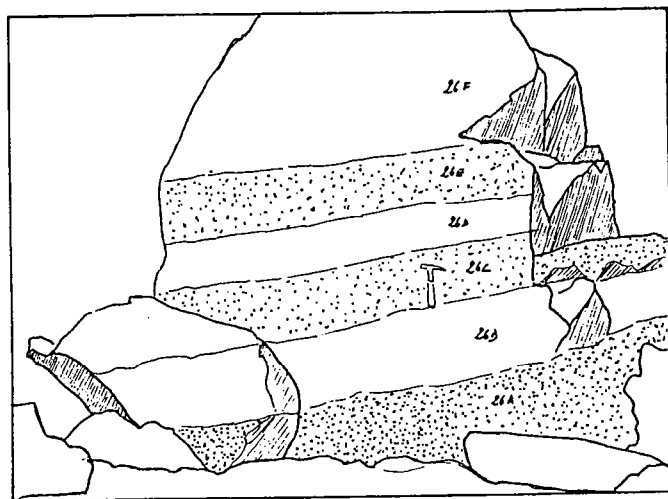


Fig. II-24 : Schéma de l'affleurement 26 situé 50 m au Sud de la marina de Beaucette. On observe une superposition de 6 niveaux dioritiques différents, surmontés de diorites veinées.

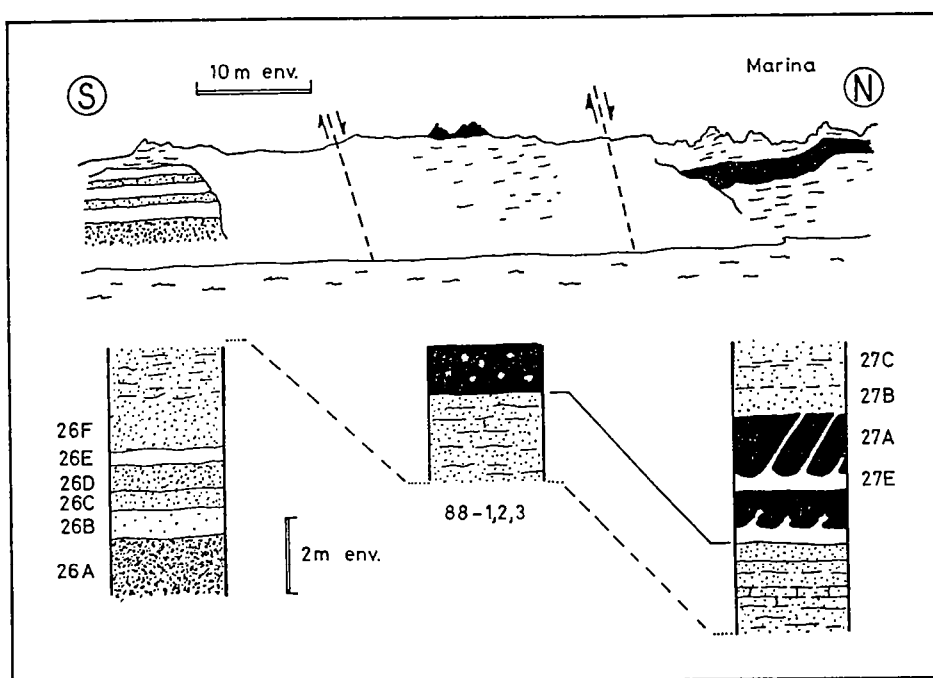


Fig. II-25 : Colonnes lithologiques observées dans le secteur de la marina de Beaucette (voir Fig. II-24 et II-28). On peut établir une corrélation entre les différentes colonnes à partir du niveau-repère qu'est la méladiorite 27A (contenant des pipes) que l'on retrouve plus au Sud ainsi que des diorites veinées que l'on observe sous la méladiorite 27A, au sommet de l'affleurement 26, plus au Sud, et entre ces deux points.

présence d'agrégats polycristallins de quartz. Environ 12 % de biotite, brune, pléochroïque, subautomorphe, un peu altérée, complètent la minéralogie de cette roche.

IV.23b- La suite Hétérogène

Comme son nom l'indique, ce sous-type est constitué d'un assemblage hétéroclite de roches dioritiques, tonalitiques, granodioritiques (Brown et al., 1980). D'après les quelques échantillons disponibles ici, on peut le caractériser comme suit, à titre purement indicatif : environ 60 % de plagioclase acide (andésine An_{37}) automorphe zoné et à peu près autant de quartz que de biotite (15 % environ), tous deux xénomorphes. On trouve parfois de l'amphibole verte, prismatique à aciculaire, qui cristallise à peu près en même temps que la biotite.

IV.23c- Relations de terrain dans la péninsule de Chouet

Brown et al. (1980) et Topley et al. (1982) ont fait une description détaillée des relations de terrain dans la péninsule de Chouet, entre les trois groupes qu'ils y distinguent (Groupe Dioritique, Groupe Granodioritique et Suite Hétérogène) (Fig. II-18). Le Groupe Dioritique, qui correspond au type Bordeaux défini dans ce travail, semble être la première unité mise en place. Vient ensuite le Groupe Granodioritique puis la Suite Hétérogène. Les affleurements montrent de nombreuses figures d'injection entre les divers groupes, indiquant nettement que tous ont en fait été à l'état liquide à peu près en même temps.

Bien qu'aucune étude détaillée de terrain n'ait été réalisée, il est frappant de constater que l'on retrouve des relations aussi complexes de l'autre côté de la Granodiorite de L'Ancrese, dans la Péninsule de Fort Le Marchant, à l'Est (Fig. II-23). Drysdall (1957) et Roach (1966) avaient d'ailleurs baptisé ce secteur "zone d'injection". On est donc en présence de deux zones présentant des associations subliquides de diverses diorites, qui sont les contacts Est et Ouest du Groupe Dioritique de Bordeaux avec l'intrusion postérieure qu'est la Granodiorite de L'Ancrese. On peut penser que Chouet et Fort Le Marchant sont des zones de mélange magmatique entre un liquide dioritique légèrement antérieur (type Bordeaux) et un magma granodioritique (Granodiorite de l'Ancrese).

IV.24- LITAGES ET STRUCTURES ASSOCIEES

A la pointe Nord-Est de Guernesey se rencontrent de spectaculaires figures de litage magmatique dans le Groupe Dioritique de Bordeaux (Drysdall, 1957 ; Elwell et al., 1960, 1962 ; Blake et al., 1965 ; Roach, 1966 ; Bishop et

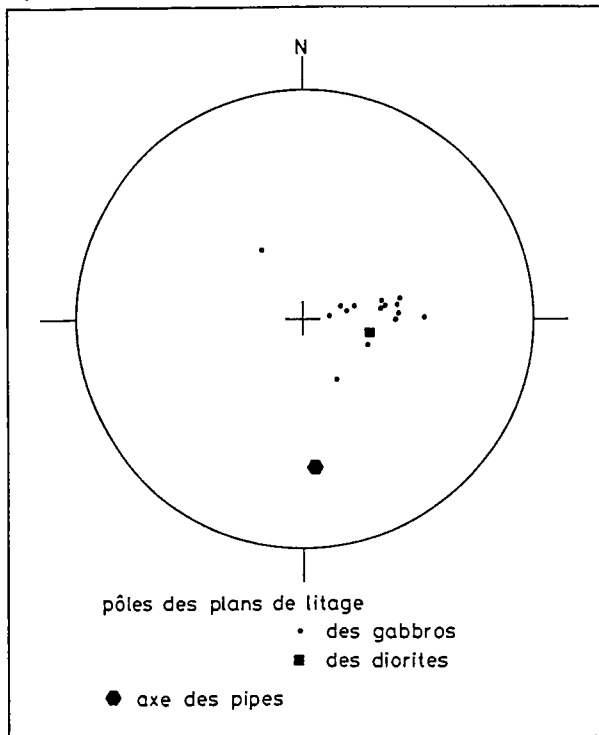


Fig. II-26: Pôles des plans de litage magmatique du Groupe Dioritique de Bordeaux et axe des pipes (projection à partir de l'hémisphère inférieur). Les pôles du Gabbro de St-Peter-Port sont rappelés pour comparaison.

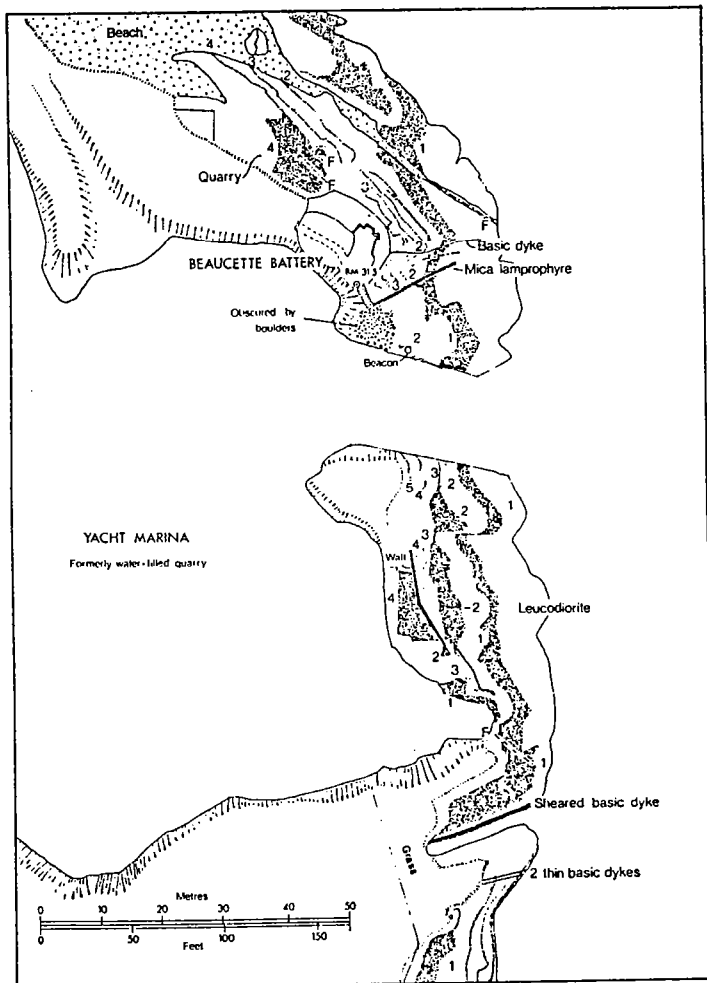


Fig. II-27: Carte géologique du secteur de la marina de Beaucette, montrant la position des niveaux de méladiorite (27A) figurée en pointillés et des diorites veinées (en blanc). Les couches sont numérotées du bas vers le haut. (D'après Bishop et French, 1982).

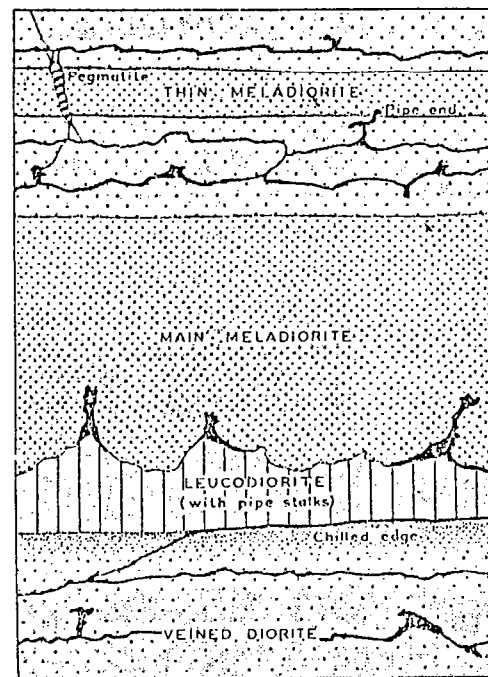


Fig. II-28: Coupe schématique des diorites de la marina de Beaucette. La section (verticale) est dans un plan ne contenant pas les pipes. "Main meladiorite" correspond à la méladiorite 27A et "Leucodiorite" à l'échantillon 27E. (Elwell et al., 1960).

French, 1982). A la différence du Gabbro de Saint Peter Port où l'on peut observer de telles figures sur toute la longueur de l'intrusion, les litages des diorites ne sont présents que dans un secteur limité d'environ un kilomètre de long, depuis la Croix Besnard jusqu'à Fort Doyle. Les figures les plus remarquables se trouvent aux alentours de la Marina de Beaucette. Les roches concernées correspondent à celles qui ont été regroupées dans le type Beaucette.

Une cinquantaine de mètres au Sud de la Marina, une falaise haute d'environ cinq mètres présente une superposition de six unités dioritiques différentes (échantillons 26A à 26F) (Fig. II-24). A la base se trouve une méladiorite très sombre (26A), surmontée de quatre couches d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur, de compositions légèrement différentes (26B à E). La séquence est terminée par un épais niveau de diorite mésocrate (26F) parcourue de veines leucocrates concordantes (Fig. II-25). Pour cette raison, à la suite de Bishop et French (1982), ce niveau sera appelé "diorite veinée". Ce litage décimétrique a une orientation semblable à celle des gabbros, avec une direction subméridienne des plans de litage et un faible pendage (une vingtaine de degrés) vers l'Ouest (Fig. II-26).

Plus au Nord, dans et à proximité de la Marina de Beaucette, on rencontre une alternance de diorites de teintes tranchées (Fig. II-27). Le niveau le plus remarquable est un épais lit mélanocrate (27A) d'environ deux mètres d'épaisseur, surmonté par une diorite veinée (Fig. II-25). Au dessous de cette méladiorite se trouvent deux lits leucocrates d'environ cinquante centimètres d'épaisseur, eux-mêmes surmontant un épais niveau de diorite veinée. L'orientation du litage observé sur cet affleurement est identique à celle relevée plus au Sud.

Les deux niveaux leucocrates donnent naissance à des structures spectaculaires (Fig. II-28). Il s'agit d'injections de matériel leucocrate, d'allure cylindrique, longues d'environ deux mètres et d'un diamètre moyen de dix centimètres (Fig. II-29). Ces structures, baptisées "pipes" par les auteurs anglais (Drysdall, 1957 ; Elwell et al., 1960), traversent l'épais niveau méladioritique et disparaissent à l'interface de celui-ci avec la diorite veinée susjacente. Elles sont subparallèles et obliques par rapport au plan de litage, faisant un angle d'environ 40° avec celui-ci. Plus précisément leur orientation est de 175° avec une inclinaison de 35° (Fig. II-26). En coupe transversale, on distingue une zone supérieure pegmatitique et une portion inférieure plus finement grenue (Fig. II-29). Cette

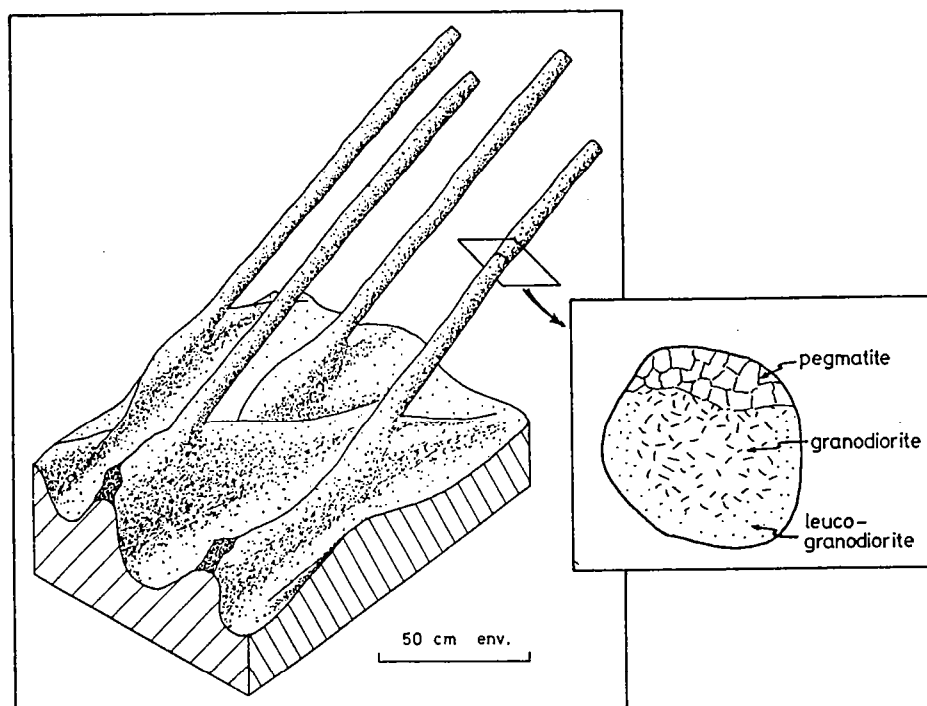


Fig. II-29 : Diagramme illustrant les relations entre les pipes inclinées et les veines concordantes à partir desquelles elles se forment et coupe transversale d'une pipe. (D'après Elwell et al., 1960).

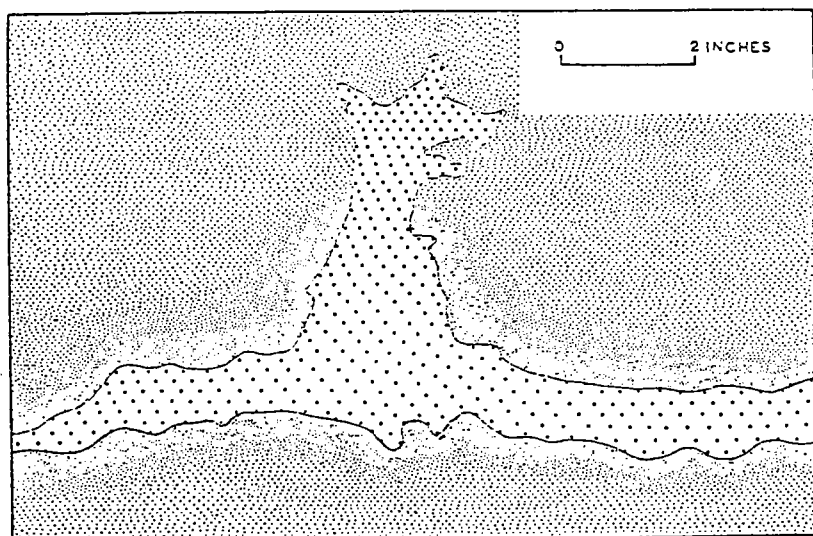


Fig. II-30 : Veine leucodioritique émettant un "bourgeon" vers le haut. Au contact de la veine, la mésodiorite encaissante présente des bordures figées qui semblent recoupées par le "bourgeon". (Elwell et al., 1962).

dissymétrie de texture semble indiquer que l'inclinaison des pipes est un caractère primaire et n'est pas due à une déformation tardive par rapport à la cristallisation.

Ces alternances décimétriques à métriques de diorites mélanocrates à leucocrates dessinent donc un litage de premier ordre. S'y ajoute un litage de second ordre caractérisé par la présence de nombreuses veines leucocrates dans les diorites veinées mésocrates. Ce litage a la même orientation que le litage de premier ordre. Les veines leucocrates sont donc subparallèles, elles ont une épaisseur centimétrique (deux centimètres en moyenne) et sont généralement espacées de plusieurs dizaines de centimètres. Des bordures figées sont souvent observées dans les mésodiorites à leur contact (Elwell et al., 1962) (Fig. II-30). Ceci suggère que ces veines résultent de la mise en place de fines lames d'un liquide "acide" dans un magma mésodioritique plus chaud, au moins partiellement liquide.

Par endroit, des connections subverticales s'échappent des veines leucocrates et les relient entre elles. Leur composition semble identique à celle des veines. Ces figures ont été étudiées par Elwell et al. (1962) qui proposent qu'il s'agit de structures planaires, constituant donc des sortes de cloisons verticales entre les veines leucocrates subhorizontales (Fig. II-31). En général, ces connections recoupent les bordures figées développées dans les mésodiorites encaissantes, au contact des veines leucodioritiques. Ceci suggère que ces structures verticales se sont formées un peu après la mise en place du matériau liquide des veines.

On rencontre également un autre type de phénomène, qui sera plus particulièrement étudié dans la troisième partie de ce mémoire. On constate que les bordures supérieures des veines leucocrates -et dans une plus faible mesure les interfaces inférieures- sont affectées de petites ondulations plus ou moins régulières (Fig. II-32). Ces ondulations ont un espacement et une amplitude centimétriques.

Comme on le verra plus loin, ces structures peuvent s'interpréter comme des phénomènes gravitaires, développés à l'interface entre deux fluides de viscosités différentes. Tout ceci indique que les litages observés dans la région de Beaucette sont des structures magmatiques primaires, formées lors du refroidissement des magmas. Ceci est en contradiction avec l'interprétation de Bishop et French (1982) qui proposent, sur des arguments minéralogiques contestables, que ces structures sont secondaires, issues de phénomènes métasomatiques et de recristallisation subsolidus.

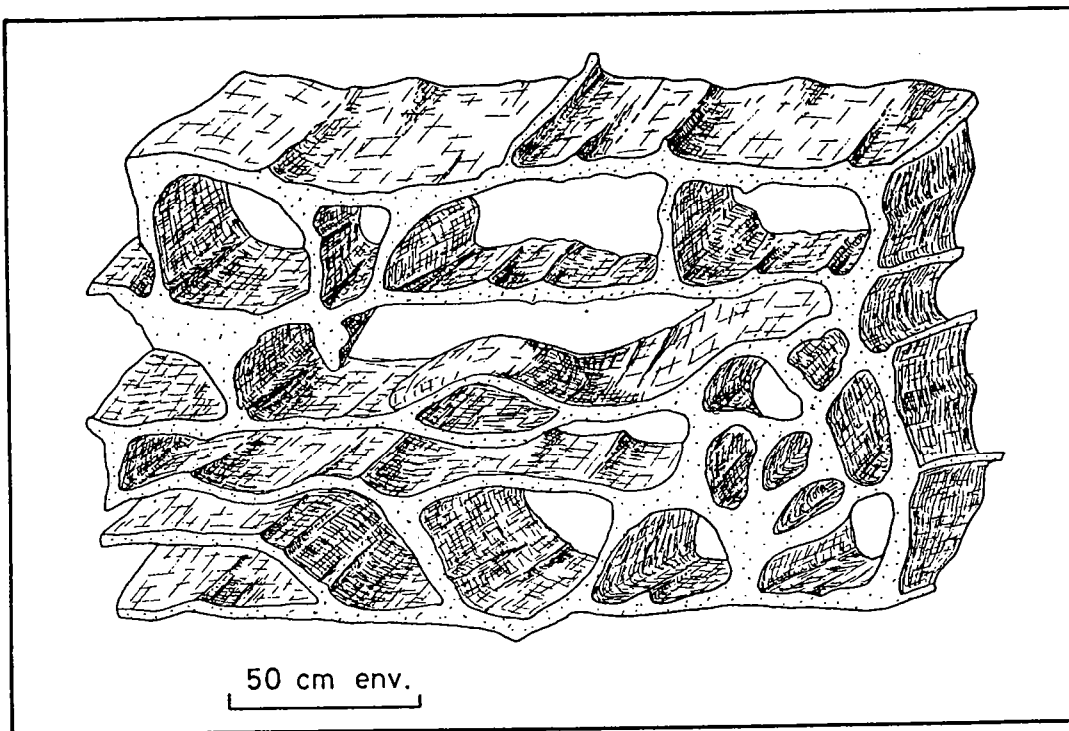


*Fig. II-31 : Représentation schématique de la structure tri-dimensionnelle des diorites veinées.
(Etlwell et al., 1962).*

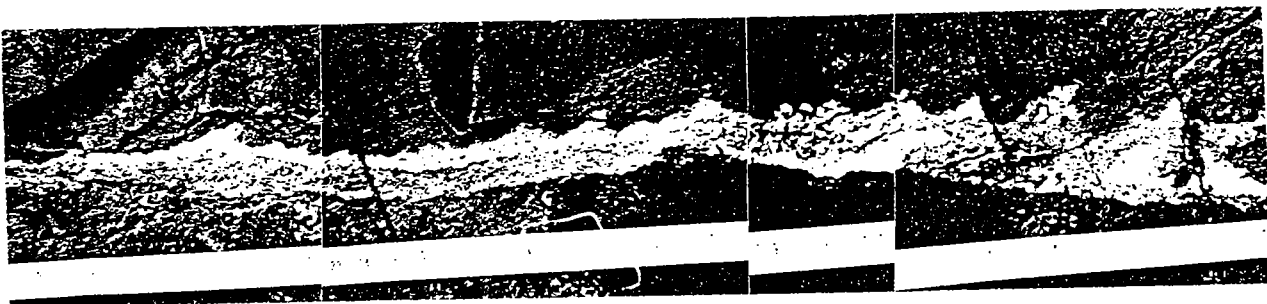


Fig. II-32 : Photographie d'une veine leucodioritique dont la bordure supérieure présente des ondulations.

Le fait que ces litages spectaculaires ne s'observent que dans une zone limitée du massif dioritique pourrait s'expliquer par l'intervention d'une fracturation, accompagnée de déplacements verticaux, postérieure à la mise en place du complexe lité. Ainsi, au pied de Fort Doyle, à quelques centaines de mètres au Nord de la Marina de Beaucette, se rencontrent quelques traces de déformation cassante d'âge sans doute hercynien. On observe notamment une zone de failles subméridiennes dont on ne peut suivre l'extension vers le Sud, mais qui pourrait se prolonger à travers la Marina. On peut donc envisager que les affleurements décrits ci-dessus correspondraient à un niveau structural inférieur par rapport au reste du massif dioritique où les roches sont massives.

IV.3- ETUDE CHIMIQUE DES PHASES MINÉRALES

Quatre échantillons ont été sélectionnés pour l'étude des phases minérales à la microsonde électronique. Ce sont : une diorite de type Bordeaux, une méladiorite et une mésodiorite du type Beaucette et une tonalite du type Chouet (rattachée à la Suite Hétérogène). Les résultats des analyses chimiques des diverses phases minérales sont en Annexe 3.

IV.31- LES AMPHIBOLES

Ce sont les seules phases à avoir été étudiées en détail car le seul minéral caractéristique de ces roches avec le plagioclase, mais ce dernier est généralement très altéré. Trois échantillons contiennent des amphiboles : la diorite de type Bordeaux et les diorites du type Beaucette. La méthodologie est la même que pour les gabbros.

Dans un diagramme Al^{iv} en fonction du titane (Fig. II-33), les analyses se disposent dans une enveloppe allongée à pente positive. L'extrémité droite de l'enveloppe correspond aux analyses effectuées au coeur des cristaux ; il s'agit d'amphiboles riches en Al^{iv} , à composition de hornblendes tschermakitiques (Leake, 1978). L'extrémité opposée de l'enveloppe, où les amphiboles sont pauvres en titane et en Al^{iv} , correspond aux compositions des bordures des cristaux. Ce sont des magnésio-cummingtonites (Leake, 1978). Entre ces deux extrêmes, la grande majorité des analyses montre des compositions de magnésio-hornblendes. Les amphiboles des deux échantillons de la diorite de Beaucette présentent des zonations déjà décelées optiquement. Par contre les amphiboles du type Bordeaux sont très homogènes : ce sont toutes des magnésio-hornblendes. Les compositions moyennes des amphiboles du type Beaucette sont très semblables aux

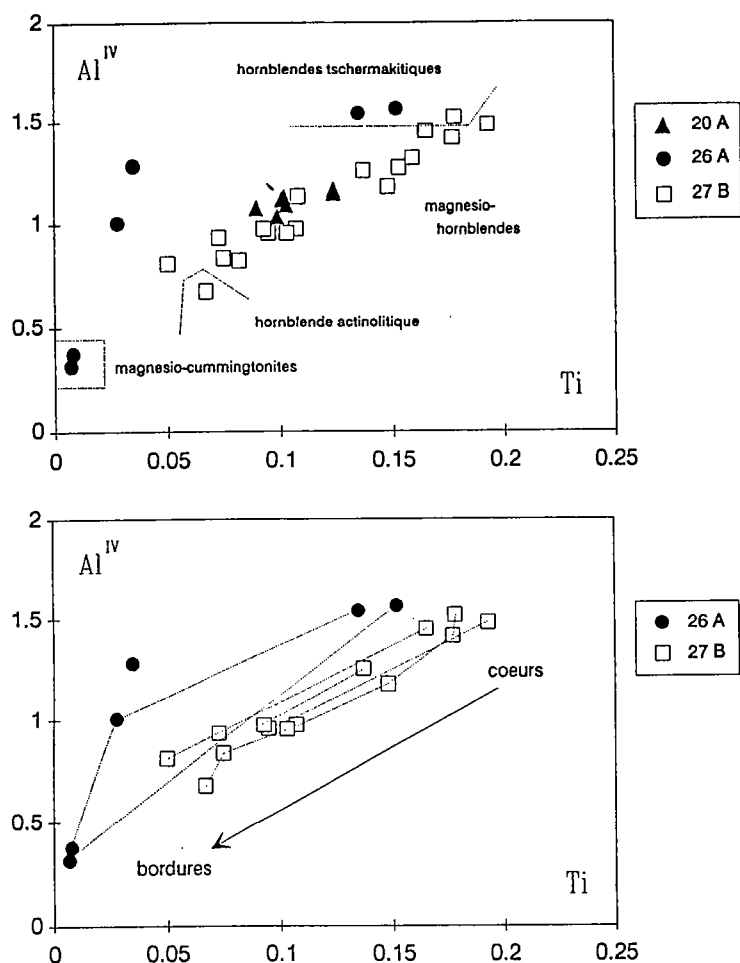


Fig. II-33 : Composition chimique des amphiboles du Groupe Dioritique de Bordeaux dans un diagramme $Al^{IV} = f(Ti)$.

a) Composition des amphiboles du type Bordeaux (20A) et du type Beaucette (26A et 27B).

b) Evolution de la composition des amphiboles du type Beaucette du coeur vers la bordure.

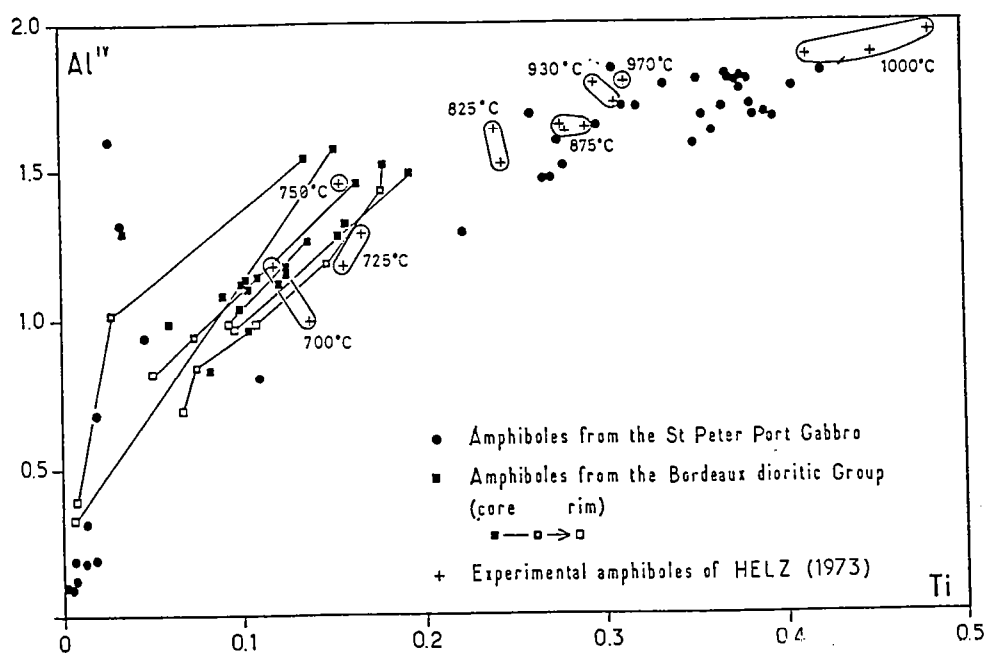


Fig. II-34 : Comparaison de la composition chimique des amphiboles du Groupe Dioritique de Bordeaux et du Gabbro de St-Peter-Port, dans un diagramme $Al^{IV} = f(Ti)$. Sont également reportées des amphiboles expérimentales de Helz (1973).

compositions du type Bordeaux. Si l'on relie les points représentatifs des compositions des coeurs et des bordures des amphiboles, on obtient un faisceau de droites à peu près parallèles. On a là une indication que les amphiboles des deux échantillons du type Beaucette ont subi la même histoire de cristallisation et que le fractionnement qui a présidé à leur formation était régulier ; dans le cas contraire, le passage du coeur aux bordures serait en ligne brisée.

Si l'on compare les amphiboles des diorites à celles des gabbros à l'aide du diagramme $Al^{IV} = f(Ti)$, on remarque que les premières prennent en quelque sorte le relais des secondes (Fig. II-34). Les deux ensembles d'analyses s'organisent selon une évolution continue et régulière depuis des pargasites jusqu'à des actinotes en passant par des magnésio-hornblendes. Ceci peut accréditer l'hypothèse que diorites et gabbros sont deux manifestations du même épisode magmatique. D'après les travaux de Helz (1973), on sait que l'aluminium hexacoordonné et le titane des amphiboles sont corrélés positivement avec la température de cristallisation de la roche. Il n'est pas question d'utiliser quantitativement les données de Helz qui ont été obtenues sur des roches d'un chimisme différent de celui des diorites guernesaises, mais on constate que les compositions des amphiboles des diorites traduisent une cristallisation à plus basse température que les gabbros, ce qui pourrait suggérer que les diorites sont plus jeunes que les gabbros.

Pour étudier plus précisément les zonations dans les amphiboles des diorites du type Beaucette, les diverses analyses ont été reportées dans des diagrammes Mg, Fe_{total} , Ca en fonction du silicium qui croît du coeur vers la bordure des cristaux (Fig. II-35). On constate tout d'abord que méladiorites (26A) et mésodiorites (27B) renferment des amphiboles zonées différemment, avec un comportement opposé du fer : croissant vers la bordure dans la méladiorite et décroissant dans la mésodiorite, ainsi qu'un comportement différent du calcium qui décroît dans la méladiorite alors qu'il est invariant dans la mésodiorite. L'évolution du magnésium est identique dans les deux amphiboles : nettement enrichi vers la bordure des cristaux. Ceci est en contradiction avec les principes généraux du fractionnement dans les magmas, qui voudraient que le magnésium diminue quand la cristallisation progresse. Ceci suggère l'intervention de réactions péritectiques au cours du développement des amphiboles, à l'image de ce qui se passe dans les gabbros. Bien qu'on n'observe plus aucune trace d'hypothétiques minéraux précoces, des réactions péritectiques comme : Orthopyroxène + liquide $\rightarrow$ amphibole dans les méladiorites et : Clinopyroxène + liquide $\rightarrow$ amphibole dans les mésodiorites expliqueraient les évolutions chimiques des

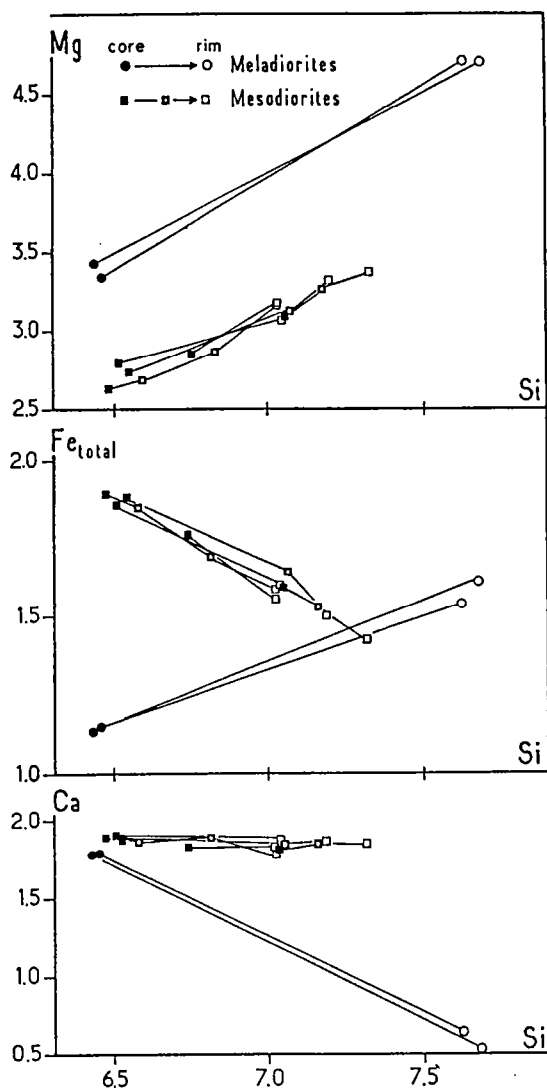


Fig. II-35: Comparaison des zonations des amphiboles d'une méladiorite (26A) et d'une mésodiorite (27B), dans des diagrammes $Mg, Fe^{tot}, Ca = f(Si)$.

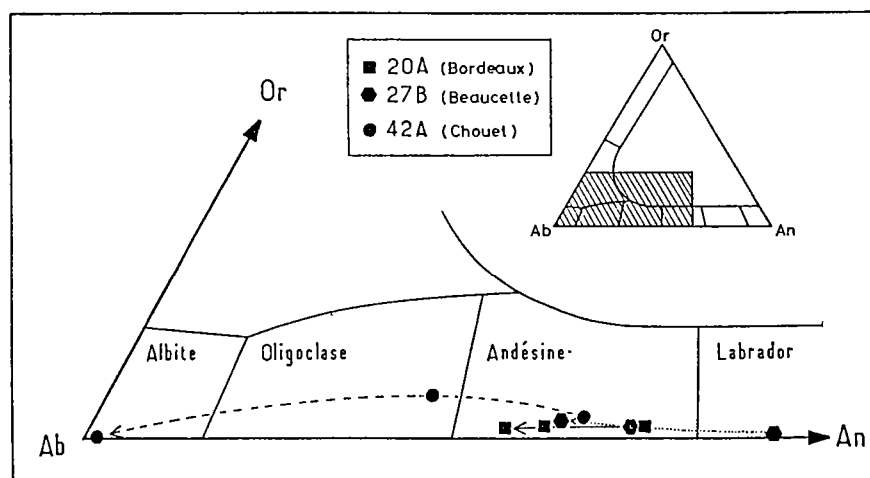


Fig. II-36: Composition chimique des plagioclases du Groupe Dioritique de Bordeaux dans un diagramme Or-Ab-An.

amphiboles. Ces réactions sont évidemment simplistes. Il faudrait en fait, si l'on veut tenter de cerner la réalité de plus près, considérer des réactions plus complexes comme Orthopyroxène + plagioclase + liquide $\rightarrow$ amphibole + plagioclase plus acide + liquide, dans le cas des méladiorites. La déstabilisation de l'orthopyroxène libérant du magnésium et du fer, les bordures des amphiboles seraient enrichies en ces éléments.

Une autre information déduite de la chimie des amphiboles vient des différences de teneur en fer et magnésium des coeurs des amphiboles, qui ont par contre des concentrations semblables en titane et Al_{iv} . D'après Helz (1973), cette similitude suggère une température semblable pour le début de cristallisation des amphiboles. Dès lors la divergence dans les teneurs en fer et magnésium doit être due à une différence de composition des liquides à partir desquels se sont développées les amphiboles. Les méladiorites ont donc dû cristalliser à partir d'un liquide initial plus magnésien et moins riche en fer que celui des mésodiorites. Compte tenu de la disposition de ces roches sur le terrain (en superposition directe), il s'impose donc à l'idée que cette séquence de diorites reproduit une superposition initiale de deux liquides : l'un plus magnésien et donc vraisemblablement plus dense à la base, surmonté d'un autre liquide plus léger.

IV.32- LES PLAGIOCLASES

Quelques analyses de plagioclases ont été réalisées sur la diorite de type Bordeaux (20A), la mésodiorite de type Beaucette (27B) et la diorite de type Chouet (42A). Dans les trois cas, les zonations qui ont été décelées au microscope optique sont confirmées mais elles sont d'importance variable (Fig. II-36).

Les plagioclases de la mésodiorite ont une composition moyenne d'andésine An_{44} avec un coeur de labrador An_{56} et une bordure plus acide An_{38} . La composition du coeur est semblable à celles des bordures du gabbro isométrique et du gabbro à deux pyroxènes. La diorite de type Bordeaux contient des plagioclases un peu plus acides : de An_{45} à An_{34} , soit une composition d'andésine comparable à celles rencontrées dans la gabbro-diorite. Quant à la tonalite de Chouet, les résultats vont d'une composition d'andésine An_{40} à de l'albite presque pure Ab_{99} . Cette valeur extrême s'observe ponctuellement à la

						type beaucette											
						Plage Sud						Marina de Beaucette					
type Bordeaux																	
N° Ech.	20 A	87	44 A	42 A	44 C	N° Ech.	26 A	26 B	26 C	26 D	26 E	26 F	27 A	27 B	27 C	27 E	
N° Ana.	9949	9689	9951	9950	9952	N° Ana.	9685	9686	9495	9496	9497	9498	9687	9688	9499		
SiO ₂	56.02	56.68	59.19	65.52	67.28	SiO ₂	46.31	53.23	51.71	50.60	52.49	51.67	50.74	49.99	50.97	48.29	
Al ₂ O ₃	18.53	19.80	18.27	16.94	15.16	Al ₂ O ₃	12.29	16.41	16.20	13.00	16.78	16.08	13.84	17.88	17.48	20.45	
Fe ₂ O ₃	8.52	6.53	6.36	4.78	4.62	Fe ₂ O ₃	10.81	8.38	8.97	9.19	8.55	7.96	8.98	8.15	8.45	9.66	
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
MnO	0.14	0.10	0.10	0.04	0.06	MnO	0.19	0.13	0.16	0.17	0.14	0.14	0.15	0.14	0.14	0.13	
MgO	3.23	2.09	2.28	1.41	1.78	MgO	16.47	6.01	7.70	10.86	6.13	7.36	11.26	7.05	6.31	4.21	
CaO	4.85	1.45	5.57	3.34	4.10	CaO	7.69	8.10	8.27	8.93	8.30	8.51	8.22	9.13	7.82	7.76	
Na ₂ O	4.09	7.74	4.27	4.61	3.96	Na ₂ O	1.18	3.62	3.42	2.53	3.36	3.58	1.90	2.67	3.56	3.97	
K ₂ O	1.57	1.66	1.98	1.50	1.62	K ₂ O	0.86	1.32	1.23	1.14	1.36	1.23	1.18	1.78	1.42	2.14	
TiO ₂	1.08	0.84	0.78	0.47	0.45	TiO ₂	0.61	0.71	0.80	0.62	0.81	0.75	0.55	0.67	0.78	1.10	
P ₂ O ₅	0.44	0.26	0.39	0.27	0.25	P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.12	0.09	0.13	0.12	0.10	0.10	0.10	0.36	
PF	2.30	2.21	1.16	1.92	1.02	PF	3.47	1.86	1.80	2.50	1.82	2.38	2.75	2.14	2.19	2.44	
Total	100.77	99.36	100.35	100.80	100.50	Total	99.99	99.89	100.38	99.63	99.87	99.78	99.67	99.70	99.22	100.51	
Nb	10	11	10	8	8	Nb	5	5	6	5	6	6	5	6	7	nd	
Zr	140	319	118	188	145	Zr	50	64	70	58	68	66	58	56	53	nd	
Y	30	16	18	7	12	Y	13	16	19	13	18	18	12	17	23	nd	
Sr	568	476	540	561	446	Sr	93	367	405	225	423	363	281	389	433	nd	
Rb	57	55	60	59	42	Rb	26	42	38	26	43	39	40	63	48	nd	
Co	17	14	10	6	12	Co	67	30	36	38	32	33	49	34	36	nd	
V	148	54	83	40	66	V	186	238	257	213	245	239	189	223	262	nd	
Ni	5	5	5	2	8	Ni	423	53	94	217	52	83	191	71	47	nd	
Cr	12	5	6	11	17	Cr	1424	253	409	868	225	371	623	326	219	nd	
Ba	496	521	656	354	553	Ba	256	261	327	314	247	243	406	412	344	nd	
Qz	9.86		11.37	23.97	26.74	Qz		1.44			1.27		0.55				
Or	9.28	9.81	11.70	8.86	9.57	Or	5.08	7.80	7.27	6.74	8.04	7.27	6.97	10.52	8.39	12.65	
Ab	34.61	65.49	36.13	39.01	33.51	Ab	9.98	30.63	28.94	21.41	28.43	30.29	16.08	22.59	30.12	33.59	
An	21.19	5.50	24.84	14.81	18.71	An	25.70	24.63	25.22	20.75	26.69	24.17	25.75	31.55	27.52	31.66	
Mg-Di			0.07			Mg-Di	3.53	4.05	4.24	6.75	3.75	5.07	4.27	3.73	2.95	1.07	
Fe-Di			0.03			Fe-Di	0.93	1.71	1.56	2.02	1.54	1.53	1.21	1.30	1.17	0.72	
Ca-Di			0.10			Ca-Di	4.90	6.20	6.27	9.59	5.70	7.21	6.00	5.47	4.43	1.87	
Mg-Hy	8.04	1.78	5.61	3.51	4.43	Mg-Hy	18.13	10.92	10.46	14.13	11.52	9.15	23.78	8.27	8.68		
Fe-Hy	5.26	0.94	2.66	1.08	1.26	Fe-Hy	4.78	4.62	3.84	4.22	4.74	2.75	6.73	2.88	3.44		
Mg-Ol		2.40				Mg-Ol	13.57		3.14	4.32		2.88		3.89	2.86	11.03	
Fe-Ol		1.40				Fe-Ol	3.95		1.27	1.42		0.96		1.49	1.25	8.18	
Ap	1.02	0.60	0.90	0.63	0.58	Ap	0.25	0.25	0.28	0.21	0.30	0.28	0.23	0.23	0.23	0.83	
Ilm	2.05	1.60	1.48	0.89	0.85	Ilm	1.16	1.35	1.52	1.18	1.54	1.42	1.04	1.27	1.48	2.09	
Cor	2.34	3.26		2.31	0.04	Cor											
Mag	4.27	3.99	3.93	3.58	3.55	Mag	3.73	3.85	3.95	3.75	3.96	3.89	3.67	3.80	3.93	4.29	

Tab. II-14 : Analyses chimiques des échantillons du Groupe Dioritique de Bordeaux.

périphérie des cristaux et est sans doute le résultat de la déstabilisation du plagioclase initial. Tous les plagioclases analysés sont très pauvres en K_2O (Or_0 à Or_1) sauf dans la tonalite de Chouet où cette teneur peut atteindre Or_4 .

IV,33- LE FELDSPATH POTASSIQUE

Il a été analysé dans la seule roche où il est significativement présent, à savoir le type Chouet. Il s'agit de petits cristaux d'orthose, de composition Ab_2Or_{98} , dépourvue donc de calcium.

IV,4- ETUDE GEOCHIMIQUE

IV,41- LES TYPES PRINCIPAUX

A l'instar des gabbros, la diversité pétrographique des diorites se retrouve dans les caractères chimiques. La teneur en SiO_2 va de 46.6 % pour les méladiorites du type Beaucette à 67.3 % pour une tonalite du type Chouet. Fe_2O_3 varie entre 4.8 % pour le type Chouet et 10.8 % pour la méladiorite. MgO couvre une large gamme, de 1.4 % dans le type Chouet à 16.7 % pour la méladiorite (Tab. II-14).

IV,41a- Le type Bordeaux

Deux échantillons ont été étudiés : une diorite typique 20A et un fragment de masse dioritique associée aux agmatites de la zone de contact de La Banque Imbert (87). On se souvient que pétrographiquement ces deux roches différaient largement, la seconde étant très riche en plagioclase. Chimiquement les deux échantillons présentent des similitudes dans les teneurs en SiO_2 , MgO , TiO_2 , P_2O_5 et K_2O . Par contre la diorite typique est plus riche en Fe_2O_3 et CaO et notablement plus pauvre en Na_2O que l'autre échantillon. Il semble donc raisonnable de considérer que le plagioclase est responsable de ces divergences, l'échantillon 87 en étant très riche. On pourrait alors penser que ce dernier est constitué de matériel dioritique initialement voisin de la diorite type, mais contaminé par un jus plagioclasique qui peut être le ciment des agmatites.

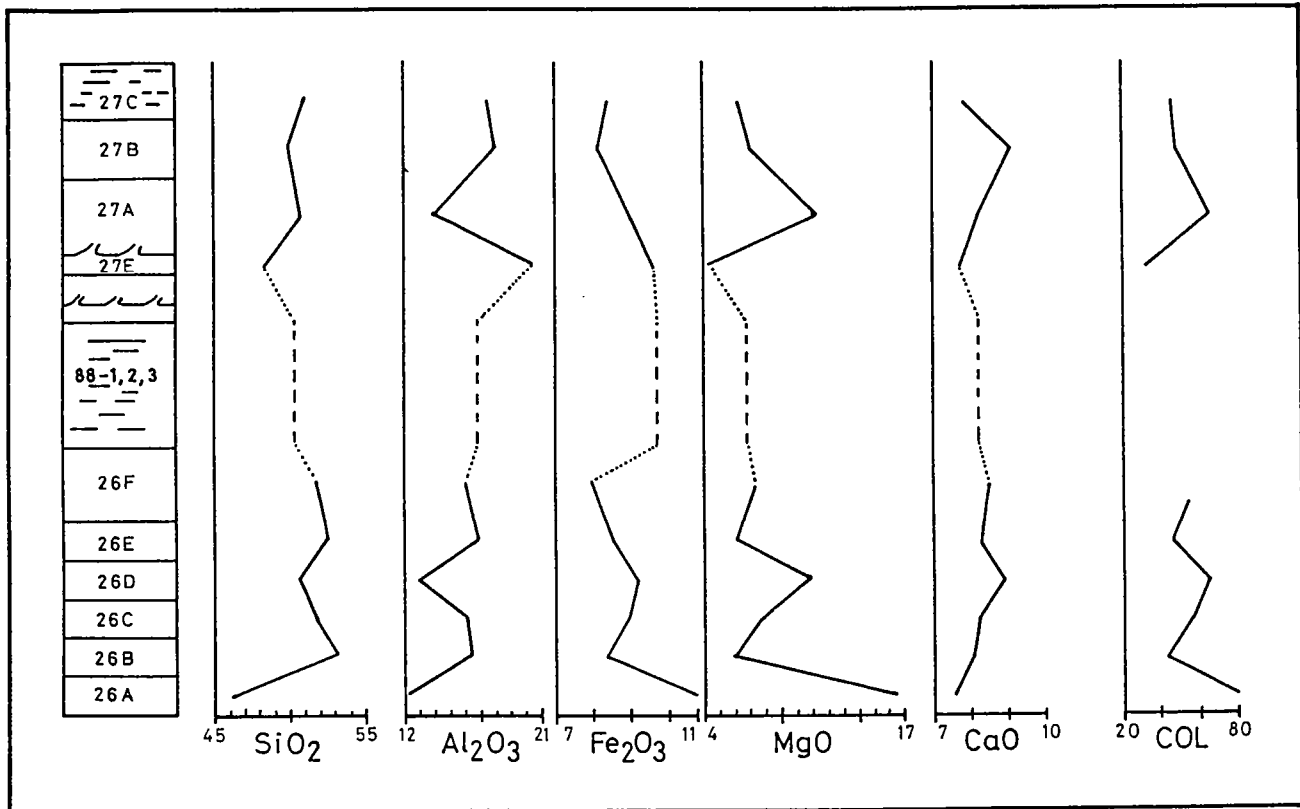


Fig. II-37 : Composition chimique des diorites du secteur de la marina de Beaucette en fonction de leur position stratigraphique. En tirets est représentée la composition moyenne des mésodiorites des diorites veinées.

SiO ₂	56.35	(0.33)
Al ₂ O ₃ *	19.16	(0.64)
Fe ₂ O ₃	7.53	(1.00)
MnO	0.12	(0.02)
MgO	2.66	(0.57)
CaO	3.15	(1.70)
Na ₂ O	5.91	(1.83)
K ₂ O	1.61	(0.04)
TiO ₂	0.96	(0.12)
P ₂ O ₅	0.35	(0.09)
PF	2.25	(0.05)

Tab. II-15 : Moyenne et écart-type des 2 analyses de diorite du type Bordeaux

IV,41b- Le type Beaucette

Déjà très diversifié pétrographiquement puisque constitué de cumulats à plagioclase + hornblende (méladiorite 26A) ou de liquides plus évolués (mésodiorite 27B), ce type présente de grandes variations chimiques, cohérentes avec une origine cumulative de ces roches (Fig. II-37). La méladiorite 26A, pauvre en SiO₂ et très riche en MgO ainsi qu'en Fe₂O₃, a donc une composition en accord avec sa texture de cumulat. La mésodiorite 27B est plus riche en SiO₂ et Al₂O₃ et plus pauvre en Fe₂O₃ et MgO, ce qui confirme le caractère différencié de cet échantillon par rapport au précédent.

L'échantillon 27E provient de la base de niveaux leucocrates insérés dans la méladiorite, concordants avec le plan de litage et émettant de spectaculaires prolongements tubulaires vers le haut, à travers la mésodiorite susjacente. Cette roche a une teneur assez faible en SiO₂ compte tenu de son caractère leucocrate (COL = 32) ; elle est pauvre en MgO, ce qui est moins surprenant et très riche en Al₂O₃ (plus de 20 %). La teneur en alcalins est supérieure à celle des autres roches de ce type et là encore le rôle du plagioclase s'impose.

Si l'on établit un parallèle entre les deux couples d'échantillons 26 A / B et 27 A / B correspondant chacun à une superposition méladiorite / leucodiorite séparées par une interface franche, on constate que la différenciation est soulignée par un net enrichissement en Al₂O₃ ainsi qu'en CaO, Na₂O, K₂O et TiO₂ et par une diminution sensible de Fe₂O₃ et surtout de MgO. Ceci correspond tout à fait à l'évolution minéralogique

Méiodiorites								
N° Ech. N° Ana.	88-1 M1 9481	88-1 M2 9482	88-1 M3 9483	88-1 M4 9484	88-2 M1 9489	88-2 M2 9490	88-3 M1 9492	88-3 M2 9493
SiO ₂	50.72	50.67	49.99	50.14	50.09	49.66	51.80	50.06
Al ₂ O ₃	17.00	17.15	16.95	16.79	17.13	16.94	16.74	16.07
Fe ₂ O ₃	9.19	9.21	10.12	9.73	10.07	10.49	9.00	9.95
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.15	0.15	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	0.19
MgO	6.63	6.48	6.97	7.05	6.83	6.78	6.72	7.79
CaO	8.36	8.10	8.03	8.16	7.57	7.94	8.31	9.27
Na ₂ O	3.49	3.59	3.34	3.35	3.72	3.56	3.23	2.86
K ₂ O	1.42	1.47	1.38	1.43	1.14	1.10	1.48	1.20
TiO ₂	0.67	0.88	0.88	0.87	0.86	0.83	0.81	0.80
P ₂ O ₅	0.14	0.13	0.13	0.13	0.12	0.11	0.15	0.12
PF	1.69	1.72	1.48	1.63	2.12	2.06	1.39	1.32
Total	99.66	99.55	99.45	99.45	99.82	99.64	99.80	99.63
Nb	6	8	7	8	6	6	7	7
Zr	77	75	74	75	67	68	70	77
Y	22	23	25	24	21	24	22	21
Sr	513	531	479	460	466	448	435	400
Rb	49	53	51	52	36	34	50	39
Co	32	32	35	34	37	36	34	37
V	274	267	281	276	305	310	259	257
Ni	56	51	59	64	43	38	63	101
Cr	260	248	300	319	196	219	267	437
Ba	333	339	382	379	315	305	525	425
Or	8.39	8.69	8.15	8.45	6.74	6.50	8.75	7.09
Ab	29.53	30.38	28.26	28.35	31.48	30.12	27.33	24.20
An	26.53	26.34	27.18	26.55	26.68	26.99	26.81	27.47
Mg-Di	3.81	3.51	3.08	3.50	2.63	2.95	3.67	4.77
Fe-Di	1.65	1.55	1.55	1.61	1.34	1.66	1.55	2.14
Ca-Di	5.86	5.43	4.93	5.46	4.22	4.88	5.61	7.41
Mg-Hy	6.07	5.30	6.15	5.90	5.38	4.90	12.12	8.54
Fe-Hy	2.63	2.35	3.08	2.71	2.74	2.75	5.13	3.84
Mg-Ol	4.65	5.13	5.70	5.72	6.31	6.33	0.66	4.27
Fe-Ol	2.21	2.50	3.14	2.90	3.55	3.91	0.31	2.11
Ap	0.32	0.30	0.30	0.30	0.28	0.25	0.35	0.28
Ilm	1.65	1.67	1.67	1.65	1.63	1.58	1.54	1.52
Mag	4.03	4.04	4.04	4.03	4.02	3.98	3.96	3.95

Leucodiorites						
N° Ech. N° Ana.	88-1 L1 9485	88-1 L2 9486	88-1 L3 9487	88-1 L4 9488	88-2 L1 9491	88-3 L1 9494
SiO ₂	54.18	53.71	54.70	55.51	53.05	56.88
Al ₂ O ₃	18.00	20.09	18.80	19.60	18.15	16.85
Fe ₂ O ₃	5.22	3.01	4.31	3.56	7.59	6.65
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.09	0.05	0.08	0.07	0.10	0.14
MgO	3.48	1.71	2.88	2.45	4.03	4.99
CaO	10.15	13.33	10.93	9.57	7.30	6.08
Na ₂ O	5.28	4.94	5.29	5.73	5.48	3.52
K ₂ O	0.44	0.27	0.44	0.74	0.50	1.98
TiO ₂	0.60	0.28	0.42	0.38	1.10	0.71
P ₂ O ₅	0.21	0.24	0.21	0.22	0.16	0.20
PF	2.12	2.71	2.23	2.29	2.41	1.66
Total	99.77	100.34	100.29	100.12	99.87	99.67
Nb	6	5	6	5	6	7
Zr	47	40	65	43	73	85
Y	15	8	12	10	17	20
Sr	221	153	221	270	310	539
Rb	11	6	11	19	14	67
Co	17	9	14	12	30	25
V	135	65	102	85	265	187
Ni	22	11	19	16	31	46
Cr	58	13	48	30	15	193
Ba	94	57	89	214	117	934
Qz	0.16	0.57	0.61	0.23		8.30
Or	2.60	1.60	2.60	4.37	2.95	11.70
Ab	44.68	41.80	44.76	48.49	46.37	29.79
An	24.11	31.85	26.25	25.57	23.45	24.33
Mg-Di	7.97	4.26	7.17	6.10	3.33	1.34
Fe-Di	1.32		0.56		1.19	0.38
Ca-Di	10.38	4.93	8.79	7.06	4.89	1.89
Mg-Hy	0.70				3.99	11.08
Fe-Hy	0.12				1.42	3.13
Mg-Ol					1.91	
Fe-Ol					0.75	
Vol		8.73	2.31	1.49		
Ap	0.49	0.56	0.49	0.51	0.37	0.46
Ilm	1.14	0.53	0.80	0.72	2.09	1.35
Mag	3.72	1.36	3.52	2.50	4.29	3.85
Hem		1.38		0.67		

Tab. II-17: Analyses chimiques des échantillons de diorite veinée du Groupe Dioritique de Bordeaux.

IV,41c- Le type Chouet

Les trois analyses relatives à ce type, dont deux se rattachent à la Suite Hétérogène et une au Groupe Granodioritique, ne peuvent être considérées comme représentatives de l'ensemble de la Formation. En effet, comme cela a déjà été signalé, le type Chouet regroupe des faciès dioritiques à tonalitiques très variés qui nécessiteraient à eux seuls une étude pétrologique détaillée.

SiO ₂	64.00	(3.47)
Al ₂ O ₃ *	16.79	(1.27)
Fe ₂ O ₃	5.32	(0.74)
MnO	0.07	(0.02)
MgO	1.82	(0.36)
CaO	4.34	(0.93)
Na ₂ O	4.28	(0.27)
K ₂ O	1.70	(0.20)
TiO ₂	0.57	(0.15)
P ₂ O ₅	0.30	(0.06)
PF	1.37	(0.40)

Tab. II-16 : Moyenne et écart-type des 3 analyses de diorite du type Chouet

On retiendra que la distinction entre les deux sous-types mentionnés, bien qu'évidente pétrographiquement, ne s'impose pas au vu des analyses d'éléments majeurs. Par ailleurs, ces roches sont riches en SiO₂ et surtout en Al₂O₃.

IV,42- LES DIORITES VEINEES

Le terme "diorites veinées" qui a été introduit plus haut désigne les mésodiorites du type Beaucette qui sont parcourues de veines leucocrates concordantes. Ce type de diorites servira de base à l'étude développée dans la troisième partie de ce mémoire. C'est pourquoi une étude géochimique fine a été réalisée.

Des coupes sériees ont été réalisées dans trois blocs de diorite veinée (88-1, 88-2, 88-3). Les mésodiorites (suffixe M) et les veines leucocrates (suffixe L) ont été séparées et analysées pour les éléments majeurs et les éléments en trace (Tab. II-17).

On remarque immédiatement que la composition des mésodiorites est constante d'un bloc à l'autre, alors que les leucodiorites présentent des variations plus importantes. Dans le bloc 88-1, un niveau mésodioritique et une veine leucocrate ont pu être scindés en deux parties. L'homogénéité des mésodiorites

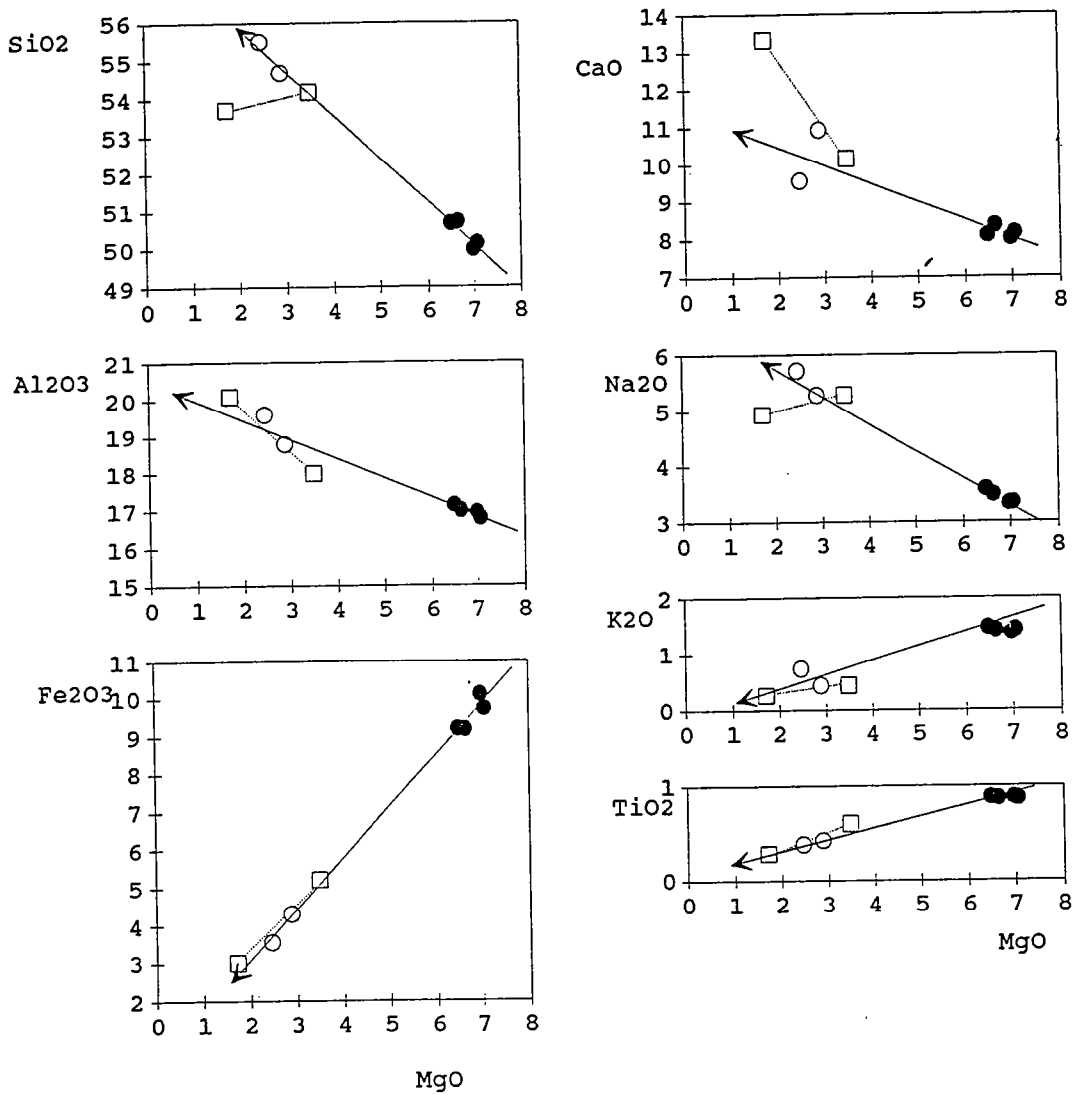


Fig. II-38 : Diagrammes oxyde = $f(\text{MgO})$ de la diorite veinée 88-1. Les points noirs représentent les mésodiorites (88-1 M1, 88-1 M2, 88-1 M3, 88-1 M4), les points blancs représentent les veines leucodioritiques (88-1 L3, 88-1 L4) et les carrés blancs représentent la base et le sommet d'une veine (88-1 L1, 88-1 L2).

(88-1 M1 et 88-1 M2) s'observe là aussi ; il n'y a donc pas plus de variations à l'intérieur d'une couche qu'entre deux couches différentes. En ce qui concerne les leucodiorites, le sommet de la veine (88-1 L2) montre un léger enrichissement en Al_2O_3 et CaO et un appauvrissement en SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O et TiO_2 par rapport à la base (88-1 L1). Ceci traduit manifestement un rôle du plagioclase. La différenciation à l'intérieur des veines leucocrates aboutit donc à un enrichissement en plagioclase vers le sommet.

Si l'on s'intéresse à l'évolution globale mésodiorites-leucodiorites à l'intérieur du bloc 88-1, l'alignement des points représentatifs des différents niveaux dans un diagramme du type Harker avec MgO en abscisse indique la possibilité d'un lien génétique par cristallisation fractionnée entre les mésodiorites et les leucodiorites (Fig. II-38). Cette idée a été testée à l'aide du programme XLFRAC de Stormer et Nicholls (1978) adapté par Jean-Alix Barrat (CAESS, Rennes). Cette méthode permet de calculer la composition du cumulat susceptible de produire l'évolution par cristallisation fractionnée décrite par les divers échantillons. L'intérêt de l'algorithme de Stormer et Nicholls est de prendre en compte simultanément plusieurs oxydes, en opérant sur des systèmes surdéterminés. Les compositions des minéraux utilisés sont dérivées des analyses des phases des diorites du type Beaucette :

	Amphibole	Plagio.	Biotite	M.Opaques
SiO_2	46	58	37	0
Al_2O_3	9	27	14	0
Fe_2O_3^*	16	0	17	100
MgO	13	0	15	0
CaO	11	8	0	0
Na_2O	1	7	0	0
K_2O	0	0	9	0
TiO_2	1	0	5	0
H_2O	3	0	3	0

En supposant que les mésodiorites constituent un liquide initial et que les leucodiorites sont le liquide résiduel produit par cristallisation fractionnée, on calcule la composition du cumulat pour chacun des trois blocs (F désigne le taux de cristallisation calculé) :

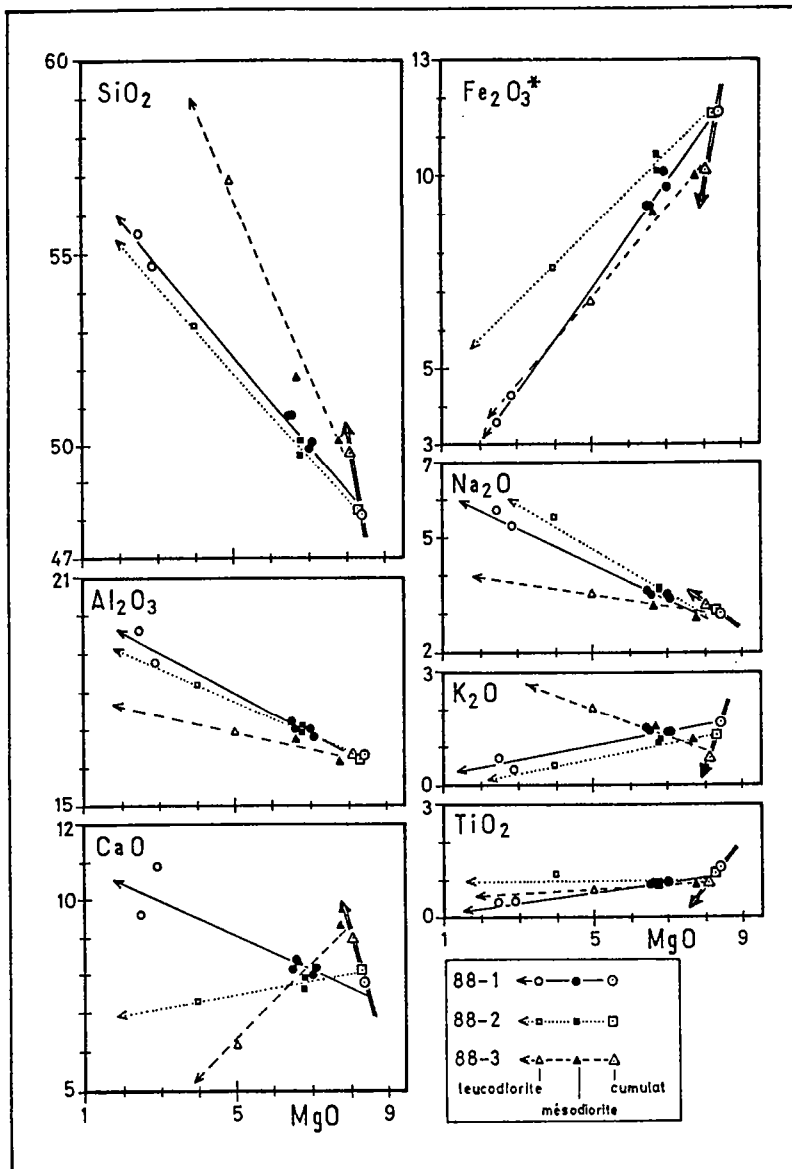


Fig. II-39 : Diagrammes oxyde = $f(\text{MgO})$ des diorites veinées 88-1, 88-2, 88-3.

	88-1 (S1)	88-2 (S2)	88-3 (S3)
SiO ₂	48.1	48.3	49.8
Al ₂ O ₃	16.3	16.2	16.3
Fe ₂ O ₃ *	11.6	11.7	10.1
MgO	8.4	8.3	8.1
CaO	7.8	8.1	9.0
Na ₂ O	3.0	3.1	3.2
K ₂ O	1.6	1.3	0.7
TiO ₂	1.3	1.2	0.9
Amph.	44.7	46.8	53.2
Plag.	36.4	36.9	38.7
Biot.	17.4	14.6	7.8
M. Op.	1.5	1.7	0.3
F	72.0	66.4	83.8

On voit donc que la cristallisation fractionnée d'un assemblage d'amphibole + plagioclase + biotite + minéraux opaques en proportions légèrement variables permet d'envisager que les veines leucodioritiques sont génétiquement liées aux mésodiorites encaissantes.

Cependant les taux de cristallisation calculés sont très élevés (66 à 84 %). D'autre part, on n'observe à aucun endroit dans le secteur de Beaucette des roches ayant la composition des cumulats calculés. Cela signifie sans doute que si leucodiorites et mésodiorites sont génétiquement liées par cristallisation fractionnée, les mésodiorites ne sont pas le liquide initial, mais sont plutôt un mélange de cumulat et de liquide initial ou bien de cumulat et d'un liquide légèrement différencié.

Toutes ces remarques seront discutées à la fin de la troisième partie de ce mémoire.

IV.43- RECONSTITUTION PETROGENETIQUE

Ce modèle intègre les données de Bishop et French (1982) sur les diorites de la Marina de Beaucette et prend en compte les relations de terrain ainsi que les données pétrographiques. Il est cohérent avec toutes les analyses d'éléments majeurs, mais est illustré par les variations de MgO en fonction de SiO₂ (Fig. II-40). Toute quantification des phénomènes serait illusoire et on en restera donc à une description qualitative, en deux stades principaux, de mécanismes plausibles. La reconstitution ne concerne que les types Bordeaux et

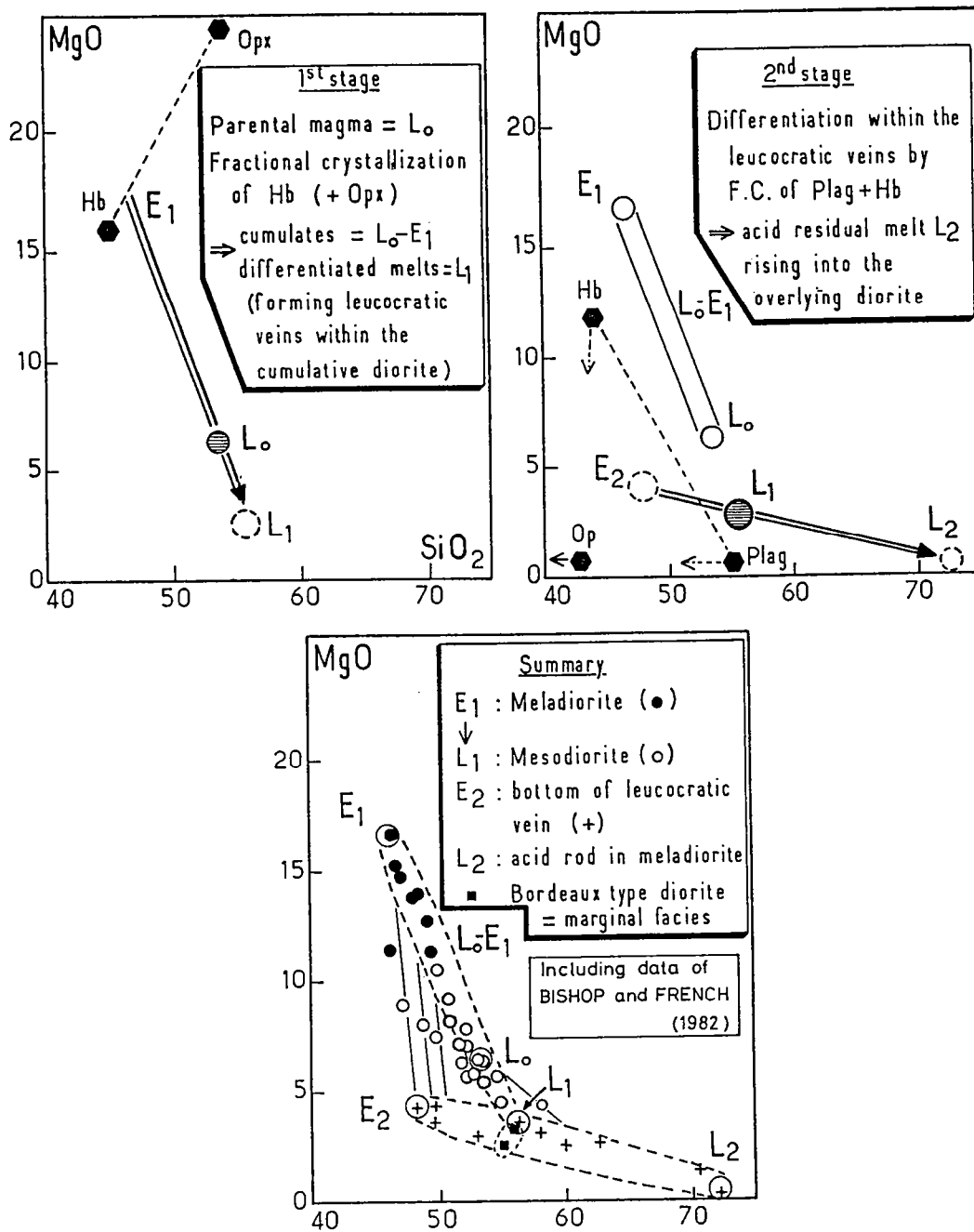


Fig. II-40 : Modèle d'évolution pétrogénétique du Groupe Dioritique de Bordeaux. (voir texte).

Beaucette car le type Chouet doit être considéré dans un cadre plus large comme le suggèrent les phénomènes de mélanges observés au voisinage de la Granodiorite de L'Ancrese.

1er stade : on peut proposer comme liquide initial L_0 un magma ayant à peu près la composition des mésodiorites de la Marina de Beaucette (échantillon 27B) qui représentent le plus grand volume de roche homogène et qui ont une texture évoquant un liquide. Ces compositions sont semblables à celles des mésodiorites des diorites veinées. A partir de L_0 , il y a cristallisation fractionnée d'amphibole + orthopyroxène, ce dernier réagissant continuellement avec le liquide jusqu'à disparaître complètement lorsque la cristallisation des amphiboles sera achevée. Toute une série de cumulats ou de mélanges cumulats+liquides L_0-E_1 est donc produite, correspondant aux méladiorites et mésodiorites du type Beaucette. Le liquide résiduel L_1 de cet épisode de différenciation se concentre en veines correspondant aux lits leucocrates intercalés dans les mésodiorites.

2ème stade : A partir des liquides du type L_1 , la cristallisation fractionnée de plagioclase + amphibole + minéraux opaques aboutit à la formation d'une "lignée leucocrate", les faciès proches de l'extrait solide étant représentés par la base des veines leucocrates (27E) intercalées dans les mésodiorites et les liquides résiduels les plus acides, donc plus légers, formant le toit des veines et pouvant s'élever pour donner les pipes pegmatitiques. Cet épisode est donc localisé dans les veines leucocrates et doit se produire à peu près en même temps que le premier stade.

En plus de ces deux stades principaux, la coexistence au sein de la chambre magmatique de divers liquides de compositions différentes peut permettre que des mélanges interviennent concomitamment aux deux épisodes de cristallisation fractionnée. Toute une série de produits intermédiaires peut être ainsi engendrée. Si l'on admet de plus la quasi contemporanéité des événements gabbroïque et dioritique, un autre type de mélange est possible entre les liquides rattachés à ces deux évolutions. Ceci expliquerait bien certains faciès de cumulat comme l'échantillon G695 de Bishop et French (1982) par exemple. Certains liquides différenciés, par une cristallisation plus rapide en bordure de l'intrusion, seraient responsables des faciès assez homogènes du type Bordeaux.

L'origine du liquide initial L_0 est incertaine. Compte-tenu des relations ambiguës existant entre le Groupe Dioritique de Bordeaux et le Gabbro de Saint-Peter-Port, il peut être envisagé que ce liquide initial dérive de la différenciation des gabbros.

IV.5- CONCLUSION

Le Groupe Dioritique de Bordeaux est un ensemble hétérogène constitué de plusieurs types de roches ayant connu des évolutions différentes. On y rencontre de nombreux exemples de phénomènes magmatiques divers comme des litages (diorites de type Beaucette) ou bien des figures de mélange partiel (mingling) ou de mélange avec homogénéisation (diorites de type Chouet).

Les relations du Groupe Dioritique de Bordeaux avec le Gabbro de Saint-Peter-Port ne sont pas claires. Il est difficile d'établir si les deux groupes ont une évolution commune où si l'un dérive de l'autre. L'ambiguïté même de leurs relations incite à considérer que les histoires de ces deux intrusions, si elles ne sont pas confondues, doivent être sub-contemporaines. Un certain nombre d'évidences de terrain et pétrographiques incitent à voir dans les diorites un ensemble un peu plus jeune que les gabbros. Ceci pourrait cependant n'être qu'un effet de la géométrie de la chambre magmatique.

A l'instar des gabbros, l'évolution pétrogénétique des diorites de Bordeaux est difficile à tracer. On peut néanmoins identifier les grande lignes de l'évolution des divers types pétrographiques. Les diorites du type Beaucette qui présentent de spectaculaires figures de litage montrent un rôle déterminant de la cristallisation fractionnée d'amphibole et de plagioclase. Les diorites du type Bordeaux, que l'on rencontre d'un bout à l'autre du Groupe Dioritique, peuvent correspondre à des liquides différenciés produits par l'évolution du type Beaucette et refroidis plus rapidement en bordure de l'intrusion. Ils peuvent aussi être considérés comme des liquides issus de la différenciation du Gabbro de Saint-Peter-Port car ils ont des compositions chimiques assez voisines de celles des Gabbro-diorites décrites au chapitre précédent.

Quant aux diorites du type Chouet, qui n'ont pas été étudiées en détail ici, elles semblent le résultat de phénomènes complexes mettant en jeu plusieurs magmas de compositions différentes. En effet, ce type présente des figures de mélanges magmatique partiel (mingling) qui portent à y voir des preuves de l'interaction de plusieurs magmas, l'un d'entre eux pouvant correspondre au type Bordeaux qui a une vaste extension dans le Groupe Dioritique. On verra plus loin (chapitre V) d'autres arguments allant dans ce sens.

La répartition spatiale des divers types pétrographiques du Groupe Dioritique de Bordeaux s'accorde bien avec la structure d'une chambre magmatique. Le type Beaucette, qui est constitué de formations litées, marquerait la périphérie ou bien la base de la chambre où l'existence de couches limites permettrait le développement des litages. Par contre, on rencontre le type Chouet dans des secteurs qui correspondraient au coeur de la chambre, c'est à dire là où existent des phénomènes de convection capables de produire les mélanges magmatiques responsables de la formation de ces diorites hétérogènes. Malheureusement, l'absence d'affleurements à l'intérieur de l'île empêche de préciser cette zonéographie.

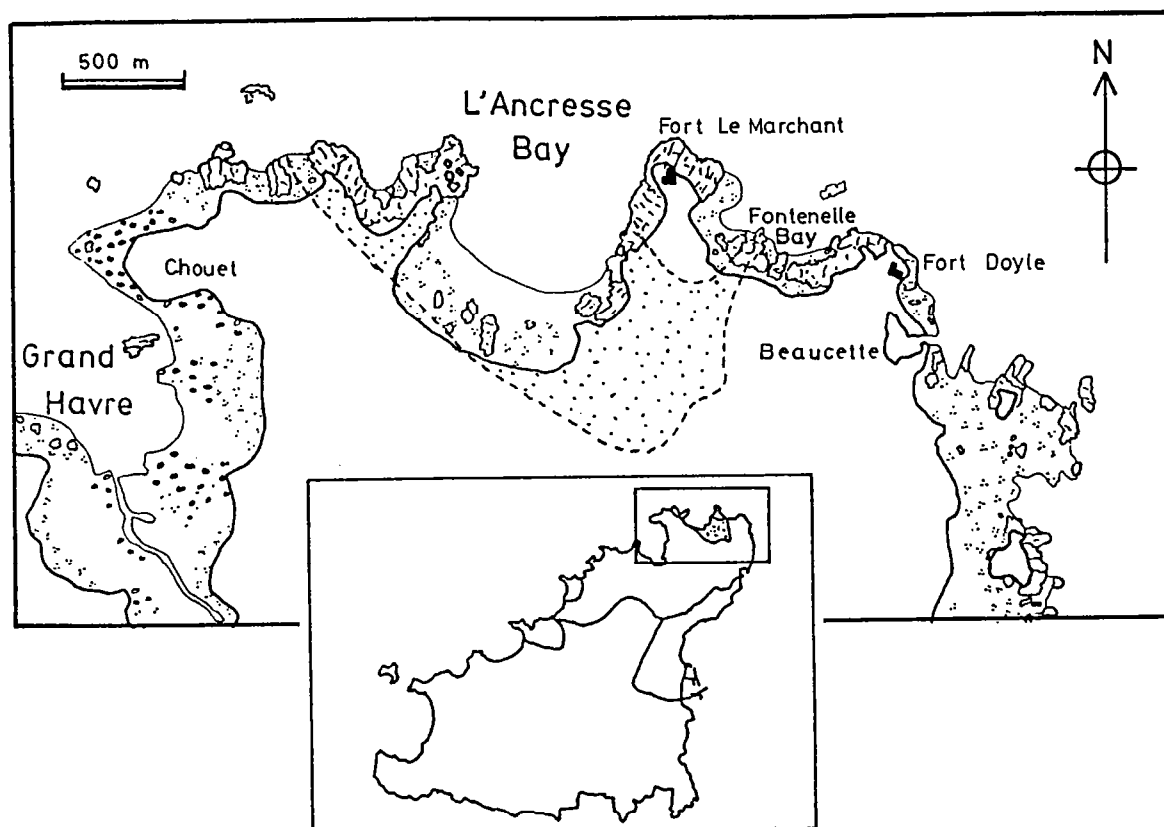


Fig. II-41: Carte géographique simplifiée du secteur de la Granodiorite de L'Ancrese (figurée en pointillés).

V- LA GRANODIORITE DE L'ANCRESSE ET LE GRANITE DE COBO

Cette étude étant essentiellement centrée sur les formations magmatiques litées, les deux intrusions acides tardives que sont la Granodiorite de L'Ancrese et le Granite de Cobo n'ont été que très sommairement étudiées. Il est cependant intéressant de s'y arrêter quelques instants, d'une part par intérêt géologique afin d'avoir une vue d'ensemble du complexe plutonique et d'autre part -comme on l'a déjà laissé entendre- parce que ce magmatisme acide a certainement joué un rôle dans la genèse de certains faciès du Groupe Dioritique de Bordeaux.

V.1- LA GRANODIORITE DE L'ANCRESSE

V.11- MODE DE GISEMENT

La Granodiorite de L'Ancrese forme un petit massif intrusif dans le Groupe Dioritique de Bordeaux, observable dans la baie de L'Ancrese au Nord de Guernesey (Fig. II-41). Elle est bordée à l'Ouest et à l'Est par les zones de diorite hétérogène de Chouet et de Fort Le Marchant (Fig. II-23). Le contact Ouest entre la Granodiorite de L'Ancrese et le Groupe Dioritique de Bordeaux, dans la péninsule de Chouet, montre la postériorité de la Granodiorite qui emballe des enclaves nettement individualisées de matériel dioritique. La zone d'injection de Fort Le Marchant, déjà identifiée par Groves (1927), semble indiquer que la mise en place des magmas dioritiques et granodioritiques était chronologiquement rapprochée. On rencontre notamment des enclaves dioritiques fusiformes, étirées dans la direction 130°, à Fontenelle Bay (entre Fort Doyle et Fort Le Marchant). Sur la façade Est de la baie de L'Ancrese on distingue nettement que la diorite de teinte grise est recoupée par de grandes lames métriques subparallèles de Granodiorite rosâtre.

V.12- ETUDE PETROGRAPHIQUE

La Granodiorite de L'Ancrese se présente à l'affleurement sous la forme d'une roche grenue à grain moyen, de teinte gris-rose, assez fraîche en général. Une très faible foliation est parfois discernable, que l'on peut attribuer à une légère déformation ductile développée lors de la mise en place du magma.

	31	42C
Plagio	42.0	42.9
Qz	35.4	32.8
Kf	12.2	16.9
Biot	9.6	6.6
Op	0.7	0.8
Ap	0.1	

Tab. II-18 : Analyses modales des échantillons de la Granodiorite de L'Ancrese.

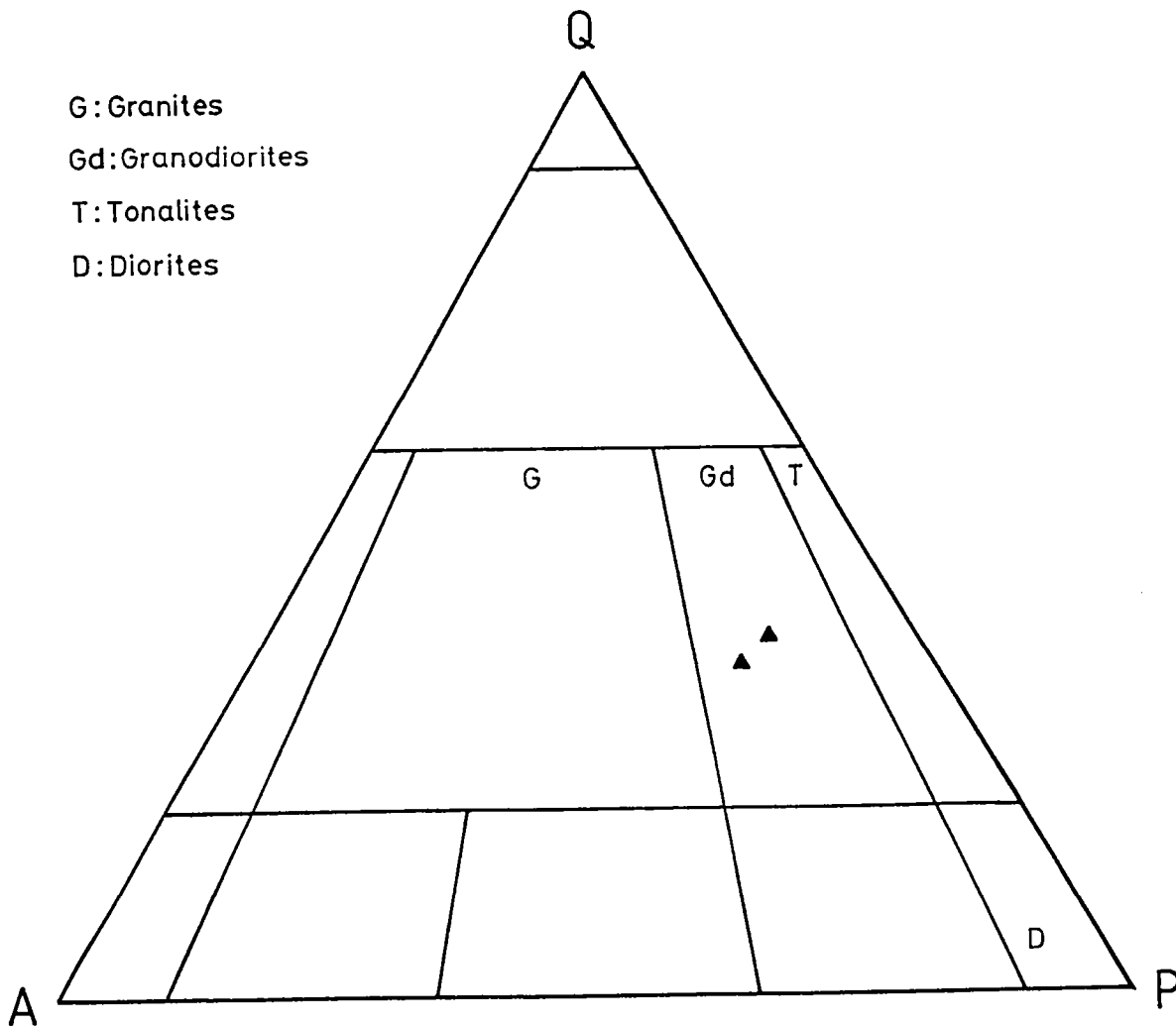


Fig. II-42 : Position des échantillons de Granodiorite de L'Ancrese dans un diagramme Q-A-P de Streckeisen (1976).

Quelques fractures subparallèles tardives, d'extension très limitée, témoignent de réajustements thermiques après la cristallisation de l'intrusion.

La minéralogie est la suivante (Tab. II-18) :

- 1) **le plagioclase** : automorphe à subautomorphe en grands cristaux fortement zonés, il est altéré en damourite ce qui empêche une mesure précise de sa composition.
- 2) **le quartz** : il se présente soit en cristaux subautomorphes d'assez grande taille, soit en plages xénomorphes recristallisées. Son extinction est parfois roulante, témoin de la légère déformation qu'a subi la roche.
- 3) **le feldspath potassique** : il s'agit d'orthose perthitique, en cristaux subautomorphes de taille moyenne.
- 4) **la biotite** : chloritisée, elle se présente en petites plaquettes subautomorphes de teinte sombre, pléochroïques.
- 5) **les minéraux opaques** : ils sont rares et plutôt tardifs.
- 6) **l'apatite** : elle est très accessoire : 0.1 % dans l'un des deux échantillons.

La composition modale moyenne est la suivante :

	Plag.	Qz	KF	Biot.	Op.	Ap.
moy	42.5	34.1	14.6	8.1	0.8	0.1
σ	0.5	1.3	2.4	1.5	0.1	0.1

Tab. II-19 : Moyenne et écart-type des 2 analyses modales de la Granodiorite de L'Ancrese.

La composition minéralogique est donc relativement constante et cette roche tombe nettement dans le champ des granodiorites dans le triangle Q A P de Streckeisen (1976) (Fig. II-42).

V,13- ETUDE GEOCHIMIQUE

Deux échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs et en trace, livrant des résultats voisins (Tab. II-20). La composition de la granodiorite est relativement évoluée : riche en SiO₂ (71-72 %), pauvre en Fe₂O₃ et MgO et riche en alcalins, si on la compare à une granodiorite moyenne (Cox et al., 1979). En fait, sa composition chimique la rapproche nettement plus d'un granite.

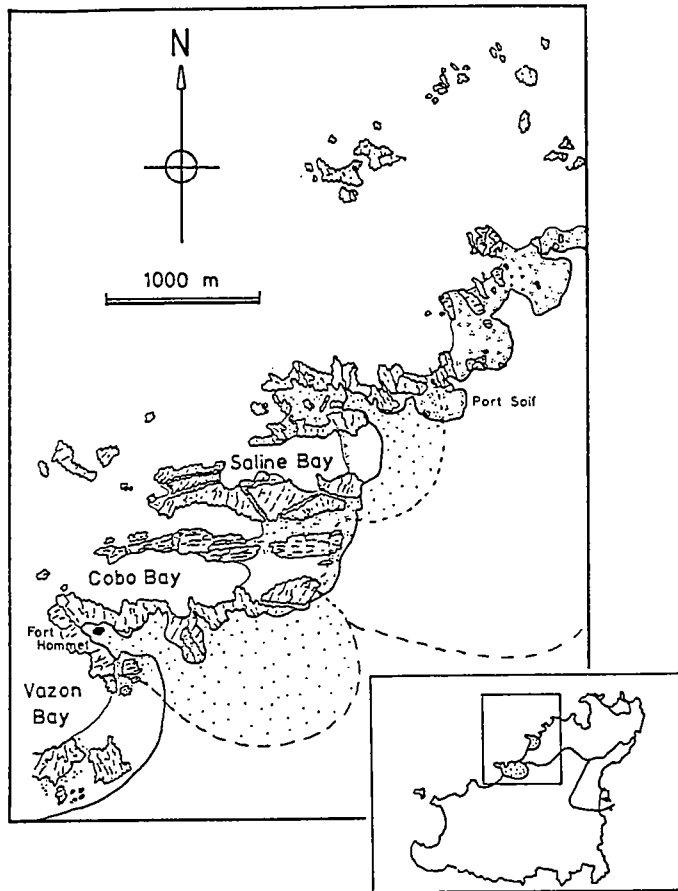


Fig. II-43 : Carte géographique simplifiée du secteur du Granite de Cobo (figuré en pointillés).

	L'Ancrese		Cobo	
N° Ech.	31	42 C	38 C	40 C
N° Ana.	9957	9954	9955	9956
SiO ₂	71.08	71.75	76.28	75.11
Al ₂ O ₃	14.94	14.35	12.87	13.15
Fe ₂ O ₃	3.44	2.70	1.37	1.20
FeO	nd	nd	nd	nd
MnO	0.04	0.05	0.02	0.02
MgO	0.99	0.94	0.33	0.53
CaO	2.80	1.35	0.13	0.32
Na ₂ O	4.20	3.94	4.20	5.10
K ₂ O	2.88	3.35	4.31	2.76
TiO ₂	0.31	0.27	0.05	0.08
P ₂ O ₅	0.24	0.21	0.03	0.18
PF	0.00	1.56	0.86	2.48
Total	100.92	100.47	100.45	100.93
Nb	12	13	10	9
Zr	144	133	76	86
Y	17	17	6	6
Sr	330	281	57	92
Rb	59	68	128	112
Co	6	3	2	tr
V	24	22	tr	tr
Ni	3	3	1	2
Cr	13	14	15	7
Ba	965	796	646	849
Qz	28.83	32.31	34.67	33.91
Or	17.02	19.80	25.47	16.31
Ab	35.54	33.34	35.54	43.15
An	12.32	5.33	0.45	0.41
Mg-Hy	2.47	2.34	0.62	1.32
Ap	0.56	0.49	0.07	0.42
Ilm	0.59	0.51	0.04	0.04
Ru			0.03	0.06
Cor	0.40	2.29	1.13	1.62
Mag	2.42	0.51		
Hem	0.67	1.96	2.14	2.16

Tab. II-20 : Analyses chimiques des échantillons de la Granodiorite de L'Ancrese et du Granite de Cobo.

	Granodiorite de L'Ancrese		Composition granodiorite	moyenne granite
SiO ₂	71.41	(0.34)	66.09	71.30
Al ₂ O ₃ *	14.65	(0.30)	15.73	14.32
Fe ₂ O ₃	3.07	(0.37)	4.41	3.03
MnO	0.05	(0.00)	0.08	0.05
MgO	0.96	(0.03)	1.74	0.71
CaO	2.07	(0.73)	3.83	1.84
Na ₂ O	4.07	(0.13)	3.75	3.68
K ₂ O	3.11	(0.24)	2.73	4.07
TiO ₂	0.29	(0.02)	0.54	0.31
P ₂ O ₅	0.22	(0.02)	0.18	0.12
PF	0.78	(0.78)	1.04	0.77

Tab. II-21 : Moyenne et écart-type des 2 analyses de la Granodiorite de L'Ancrese et composition moyenne d'un granodiorite et d'un granite d'après Cox et al. (1979).

V.2- LE GRANITE DE COBO

Cette intrusion a été baptisée "Adamellite de Cobo" par plusieurs auteurs (Drysdall, 1957 ; Roach, 1966). Suivant les prescriptions de Streckeisen (1976), le nom d'adamellite doit être évité et il vaut donc mieux parler du "Granite de Cobo" comme l'ont d'ailleurs déjà fait certains auteurs (Brown et al., 1980 ; D'Lemos, 1986, 1987).

V.21- MODE DE GISEMENT

Le Granite de Cobo affleure sur la côte Ouest de Guernesey ; il est surtout observable dans Saline Bay et Cobo Bay (Fig. II-43). Il s'agit d'un granite de teinte rosâtre, assez homogène et peu altéré. Son contact Sud, près de Fort Hommet dans Vazon Bay, se fait avec les Gneiss de Perelle dont il recoupe nettement la foliation. Au Nord, le contact avec le Groupe Dioritique de Bordeaux est moins franc et a été décrit en détail par D'Lemos (1986). En progressant sur environ 500 mètres du Sud-Ouest vers le Nord-Est dans le secteur de Port Soif, on passe du granite type à des faciès contenant des xénolithes de teinte plus sombre qui augmentent progressivement en nombre puis sont accompagnés de taches sombres (Fig. II-44). On passe ensuite à une monzodiorite quartzifère contenant des enclaves diffuses de matériel dioritique, pour aboutir enfin à une monzodiorite quartzifère homogène. Comme l'a clairement démontré D'Lemos (1986) ces phénomènes sont le résultat d'interactions entre deux magmas coexistant : le

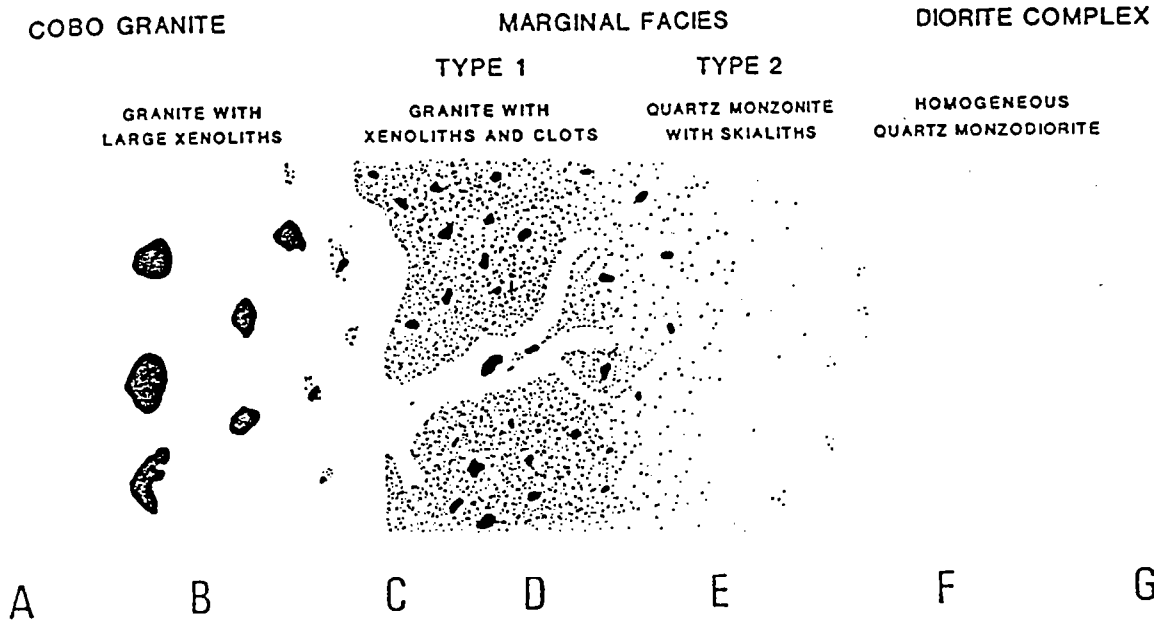


Fig. II-44 : Coupe schématique à travers le contact Granite de Cobo-Groupe Dioritique de Bordeaux, dans le secteur de Port Soif, sur une longueur d'environ 500 m.

- A) Granite de Cobo avec des enclaves éparses.
 B) Granite de Cobo contenant des enclaves nombreuses et de grande taille, généralement arrondies, mais aux formes parfois lobées.
 C) Contact entre le Granite de Cobo et un faciès de bordure du Groupe Dioritique de Bordeaux. Le contact est progressif sur une distance de quelques centimètres à un mètre. Dans la baie de Cobo, on rencontre un contact progressif sur une plus grande longueur.
 D) Faciès de bordure riche en xénolithes, formés par dilacération et assimilation partielle de grandes enclaves dioritiques;
 E) Monzonites quartzifères hétérogènes contenant des enclaves dioritiques diffuses (skialithes) ainsi que des veinules irrégulières et diffuses de matériel granitique.
 F) Passage progressif de E à des monzodiorites quartzifères homogènes montrant des relations de terrain analogues à celles des diorites situées plus au Nord.
 G) Passage progressif de F à des diorites typiques.
 (D'Lemos, 1986).

	38C	40A	40C	55C
Plagio	36.0	36.8	38.7	34.3
Qz	33.5	37.8	38.0	34.2
Kf	26.7	20.3	18.7	26.1
Biot	3.8	5.1	4.5	5.3
Op			0.1	0.1

Tab. II-22 : Analyses modales des échantillons du Granite de Cobo.

granite s'est mis en place alors que la diorite environnante n'était pas encore totalement solidifiée. L'intervalle de temps entre la mise en place du Granite de Cobo et celle du Groupe Dioritique de Bordeaux a donc été faible.

V.22- ETUDE PETROGRAPHIQUE

Si on peut considérer le Granite comme texturalement homogène à l'échelle de l'intrusion -abstraction faite des faciès de contact précédemment décrits-, on n'en discerne pas moins quelques petites variations à l'échelle de l'affleurement. Certains faciès sont tout à fait isométriques, alors que d'autres montrent nettement quelques phénocristaux de feldspath alcalin, pouvant atteindre 1 cm de longueur.

La composition minéralogique du Granite de Cobo est la suivante (Tab. II-22) :

- 1) **le plagioclase** : il est acide (andésine An_{35}), subautomorphe, parfois zoné et légèrement damouritisé.
- 2) **le quartz** : de taille moyenne, il est xénomorphe, parfois un peu recristallisé, en petites plages xénomorphes étroitement engrenées les unes dans les autres.
- 3) **le feldspath potassique** : il s'agit de grands cristaux d'orthose perthitique, postérieurs au plagioclase.
- 4) **la biotite** : c'est un minéral peu abondant, en petites plaquettes subautomorphes, précoces, vertes, pléochroïques, légèrement chloritisées.
- 5) **les minéraux opaques** : très rares, ils sont petits et précoces, généralement inclus dans les plagioclases.

La composition modale moyenne est la suivante :

	Plag.	Qz	KF	Biot.	Op.
moy	36.7	35.6	23.0	4.7	0.1
σ	1.7	1.8	3.5	0.6	0.1

Tab. II-23 : Moyenne et écart-type des 4 analyses modales du Granite de Cobo.

Les proportions de quartz et plagioclase sont donc sensiblement égales alors que le feldspath potassique est un peu moins abondant.

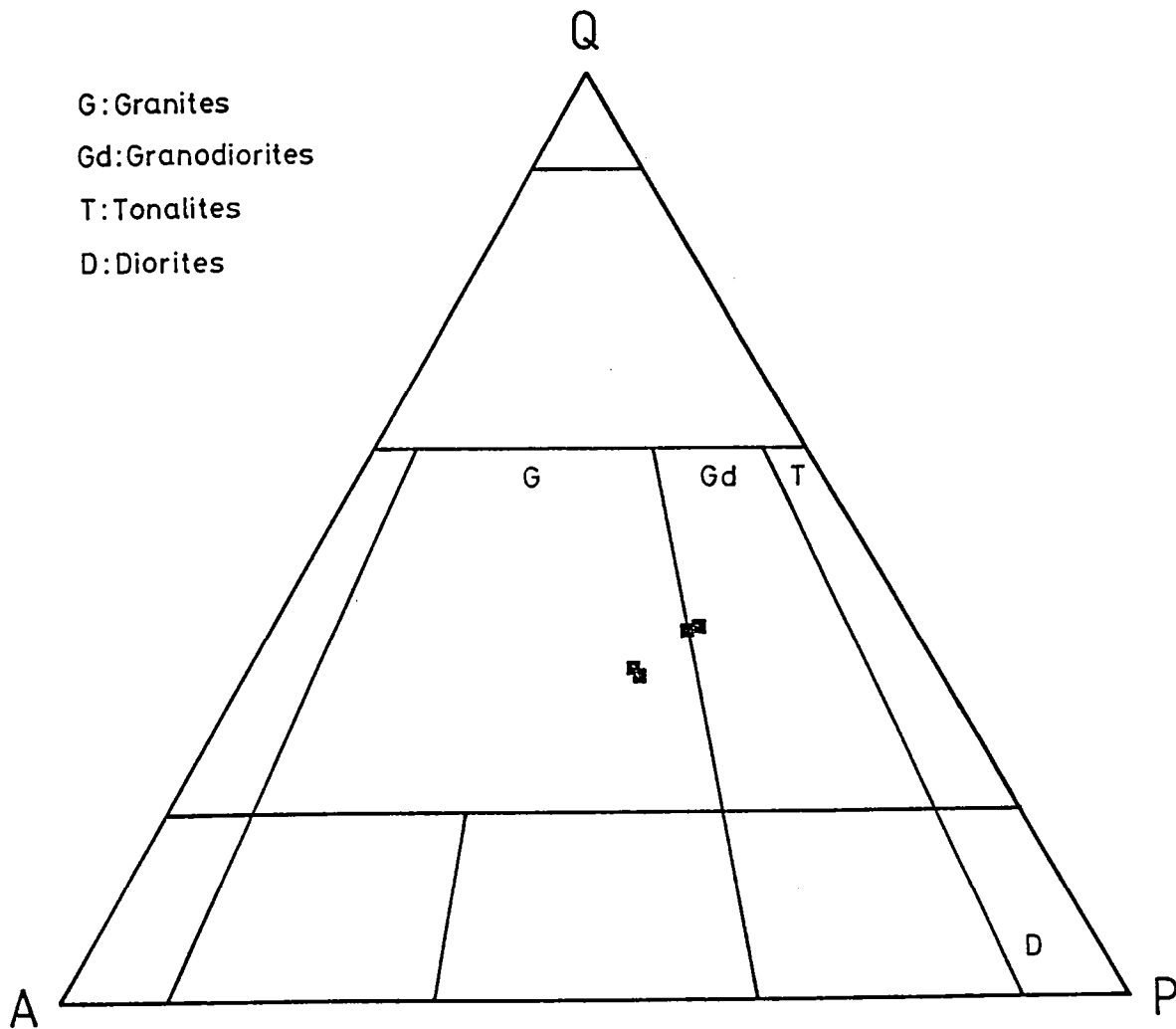


Fig. II-45: Position des échantillons de Granodiorite de L'Ancrese dans un diagramme Q-A-P de Streckeisen (1976).

Dans la classification de Streckeisen (1976), ces granites sont soit des granodiorites à la limite des monzogranites, soit de véritables monzogranites (Fig. II-45).

V.23- ETUDE GEOCHIMIQUE

Deux échantillons (38C et 40C) ont été analysés pour les éléments majeurs et en trace ; ils se révèlent très semblables, sauf peut-être en ce qui concerne les alcalins (Tab. II-20). Par rapport à un granite moyen (Cox et al., 1979) celui de Cobo est plus acide et un peu moins alumineux.

	Cobo		moyen
SiO ₂	75.69	(0.59)	71.30
Al ₂ O ₃ *	13.01	(0.14)	14.32
Fe ₂ O ₃	1.28	(0.09)	3.03
MnO	0.02	(0.00)	0.05
MgO	0.43	(0.10)	0.71
CaO	0.23	(0.10)	1.84
Na ₂ O	4.65	(0.45)	3.68
K ₂ O	3.53	(0.78)	4.07
TiO ₂	0.06	(0.02)	0.31
P ₂ O ₅	0.11	(0.07)	0.12
PF	1.67	(0.81)	0.77

Tab. II-24 : Moyenne et écart-type des 2 analyses du Granite de Cobo et composition moyenne d'un granite d'après Cox et al. (1979).

V.3- EVOLUTION PETROGENETIQUE

L'intimité des relations de terrain entre le Gabbro de Saint Peter Port et le Groupe Dioritique de Bordeaux (tout au moins les types Bordeaux et Beaucette) permet de considérer ces deux unités lithologiques comme le résultat d'un même événement magmatique, avec des histoires de cristallisation un peu différentes. Par contre, le lien entre les deux intrusions acides et l'ensemble Gabbro-Diorite n'est pas clair. Compte-tenu cependant de la quasi contemporanéité des quatre intrusions, il semble difficile d'imaginer que la Granodiorite de L'Ancrese et le Granite de Cobo ne soient pas plus ou moins apparentés aux deux unités basiques. Deux hypothèses peuvent alors être envisagées :

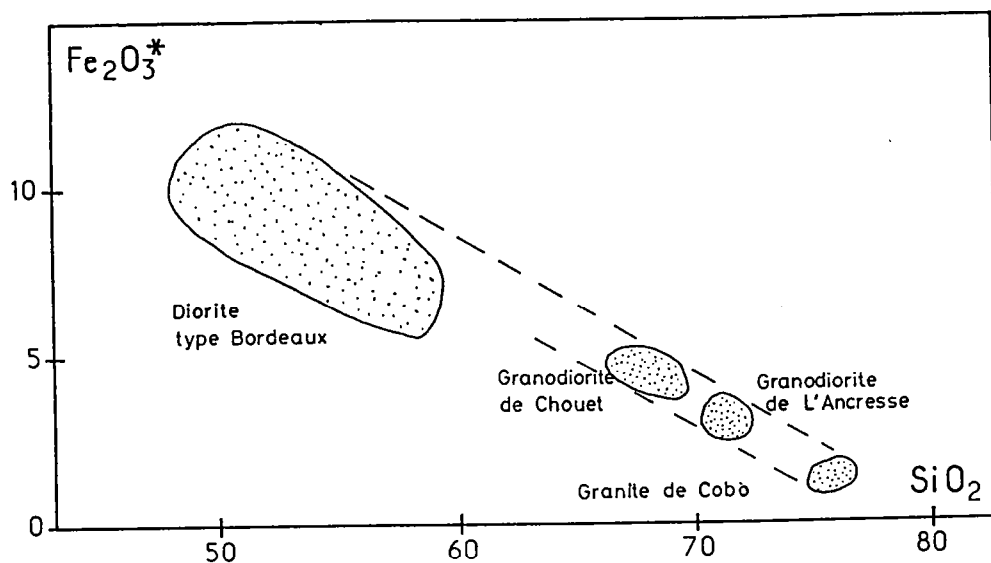


Fig. II-46 : Diagramme $Fe_2O_3^* = f(Si)$ des échantillons des diorites du type Bordeaux, des granodiorites du type Chouet (Groupe granodioritique), de la Granodiorite de L'Ancrese et du Granite de Cobo.

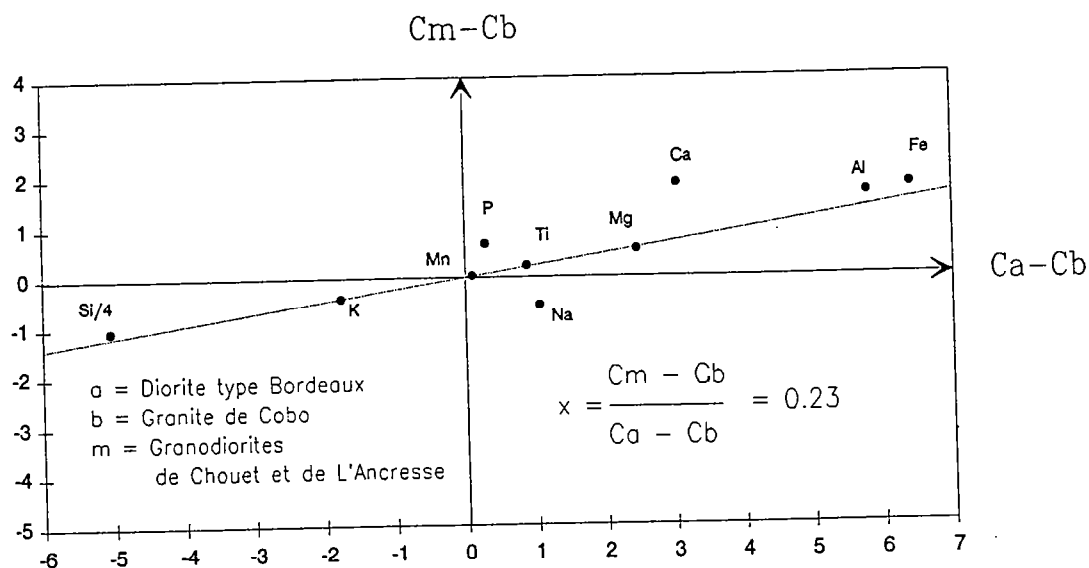


Fig. II-47 : Test de mélange entre les diorites du type Bordeaux (pôle a) et le Granite de Cobo (pôle b). Le mélange que l'on cherche à quantifier (m) est constitué par la moyenne des compositions des granodiorites de L'Ancrese et des granodiorites du type Chouet (groupe granodioritique). Ca, Cb et Cm désignent la concentration des éléments dans les pôles a et b et dans le mélange m. x représente la proportion pondérale du pôle a dans le mélange.

- 1) le Granite de Cobo et la Granodiorite de L'Ancrese sont les produits ultimes du fractionnement magmatique global ayant formé par ailleurs les gabbros et les diorites. L'ensemble du CPNG pourrait alors être considéré comme une suite de différenciation.
- 2) le Granite de Cobo est le produit de la fusion partielle de l'encaissant gneissique de la chambre magmatique gabbro-dioritique. Les granodiorites (L'Ancrese et Chouet) sont alors des mélanges entre ce contaminant acide d'origine crustale et un magma plus basique provenant de la différenciation principale de la chambre magmatique.

Si l'on place dans des diagrammes de Harker les données géochimiques se rapportant aux diorites de type Bordeaux, au groupe granodioritique du type Chouet, à la Granodiorite de L'Ancrese et au Granite de Cobo, on remarque par l'ajustement linéaire tout à fait satisfaisant qui existe entre les différents groupes (Fig. II-46). Ceci incite à préférer la seconde hypothèse. Un test quantitatif, comme celui proposé par Fourcade et Allègre (1981), confirme tout à fait cette idée (Fig. II-47). D'un point de vue purement logique, il semble invraisemblable que la mise en place de 10 km^3 de magma basique à 1000°C dans un milieu plus froid d'au moins 700°C et pouvant être légèrement hydraté ne s'accompagne pas d'une fusion de l'encaissant.

On peut tenter de quantifier cette hypothèse en utilisant une approche proposée par Frost et Lindsay (1988) (voir aussi Frost et Mahood, 1987). Ces auteurs proposent une méthode d'estimation des propriétés rhéologiques à l'équilibre thermique entre deux magmas de composition et température initiale différentes (notamment un magma acide et un magma basique). Dans un premier temps, la température d'équilibre est calculée d'après Sparks et Marshall (1986) en établissant que la chaleur libérée par la cristallisation du magma le plus chaud est égale à la chaleur reçue par le magma le plus froid. Les paramètres à prendre en compte sont les températures initiales, les capacités calorifiques des liquides et des minéraux et les chaleurs latentes de fusion des diverses phases solides. Une fois la température d'équilibre déterminée, on peut estimer la cristallinité (c'est à dire la fraction volumique de cristaux dans le magma) pour chaque magma à l'aide du modèle de Marsh (1981). Enfin, on calcule la viscosité de chacun des systèmes en utilisant la procédure décrite en détail dans la troisième partie de ce mémoire (chapitre 3). Le calcul des taux de cristallisation nécessite la connaissance des températures liquidus et solidus des magmas (Marsh, 1981). Frost et Lindsay (1988) proposent un modèle permettant d'estimer ces températures d'après la teneur en SiO_2 et en H_2O du magma, sous une pression totale de 2 kbar. On verra au chapitre VII que la mise en place du CPNG a dû se faire sous une pression plus

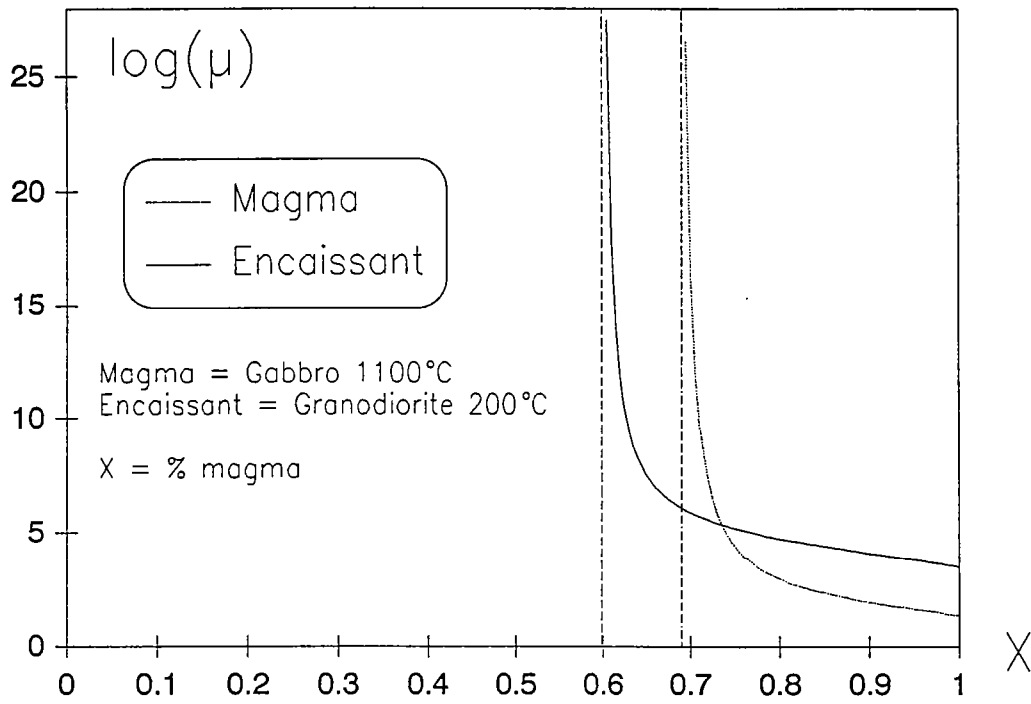


Fig. II-48: Courbes d'évolution des viscosités du magma gabbroïque et de l'encaissant granodioritique en fonction de la fraction massique de magma (X). (voir texte).

élevée, entre 4 et 5 kbar. Des expressions des températures liquidus et solidus à 4,5 kbar en fonction des teneurs en SiO_2 et en H_2O ont été établies suivant la même approche que Frost et Lindsay (1988) (voir chapitre VII).

Le modèle final ainsi obtenu peut être appliqué à n'importe quel système constitué de deux magmas à des températures initiales différentes. Dans le cas présent, on a étudié l'interaction d'un magma gabbroïque à 1100°C avec une granodiorite à 200°C (température minimale) représentant l'encaissant. Les compositions des roches utilisées sont des compositions moyennes de gabbros et de granodiorites (Cox et al., 1979) et la teneur en eau a été fixée à 2% dans les deux cas. On notera cependant que l'application du modèle à ce système particulier (magma- roche solide) qui fait intervenir un écart de température initial important implique un certain nombre de simplifications, sur les capacités calorifiques notamment. D'autre part, les températures solidus sont mal contraintes, car elles dépendent de manière critique de la fraction d'eau dans la phase fluide (Eggler, 1972a). Le résultat obtenu ne doit donc être considéré que comme un ordre de grandeur. De plus, ce modèle suppose que les températures initiales sont constantes dans les deux corps. En ce qui concerne le magma gabbroïque, ceci impose une homogénéisation thermique par convection (Marsh, 1989) qui apparaît vraisemblable.

La figure II-48 présente le résultat de ce calcul, la viscosité des corps basique (gabbro) et acide (encaissant granodioritique) étant tracée en fonction du pourcentage de magma gabbroïque dans le système. La brutale décroissance de viscosité observée pour les deux corps lorsque le pourcentage de gabbro augmente traduit la transition de l'état solide (viscosité infinie) à l'état liquide. On constate qu'au dessus de 60% de magma gabbroïque dans le système, l'encaissant peut fondre. Les viscosités des deux magmas deviennent relativement voisines au dessus de 75% de gabbro. Très schématiquement, ceci signifie que la mise en place d'une masse M de magma gabbroïque est susceptible d'induire la fusion d'une masse M/3 de l'encaissant. Ensuite, le magma gabbroïque est capable d'assimiler une masse M/4 du magma acide produit par cette fusion crustale.

En conclusion, l'hypothèse que les magmas granitiques et granodioritiques correspondent au mélange d'un liquide dioritique (type M) et d'un contaminant acide (type S), issu de la fusion du socle, semble la plus vraisemblable. Elle est de plus en agrément avec les relations de terrain, puisque

les faciès granodioritiques du Groupe Dioritique de Bordeaux (type Chouet et type Suite Hétérogène) se rencontrent sur la côte Ouest de Guernesey, c'est à dire entre la Granodiorite de L'Ancrese et le Granite de Cobo. Par contre tous les faciès observés sur la façade opposée de l'île, dans le secteur de Bordeaux - Beaucette, sont considérés comme des diorites plus primitives, au caractère basique bien affirmé.

VI- CONDITIONS PHYSIQUES DE MISE EN PLACE
VI.1- THERMOMETRIE

Les minéraux cardinaux des gabbros et des diorites du CPNG sont en nombre limité : plagioclase, amphibole, orthopyroxène, clinopyroxène, minéraux opaques. Il s'ensuit que peu de géothermomètres sont utilisables. Les plus fiables sont ceux reposant sur la coexistence de l'orthopyroxène et du clinopyroxène, qui sont donc applicables aux seuls gabbros. On peut ainsi calculer la température d'équilibre entre les deux pyroxènes.

VI.11- Méthodologie

Quatre géothermomètres ont été utilisés, correspondant à trois approches thermodynamiques différentes.

VI.11a- Le thermomètre à deux pyroxènes de Lindsley et Andersen (1983)

Cette méthode graphique fournit une température approchée par projection des points représentatifs des pyroxènes dans le trapèze CaMg, CaFe, Fe, Mg, à l'aide de relations de phase déterminées expérimentalement. Les formules structurales sont calculées sur la base de 6 atomes d'oxygène de la manière suivante :

- 1) $Al^{iv} = 2 - Si$
- 2) $Al^{vi} = Al^{tot} - Al^{iv}$
- 3) $Fe^{3+} = Al^{iv} + Na - Al^{vi} - Cr - 2Ti$
- 4) calcul des composants non quadrilatéraux à soustraire afin d'exprimer la composition des pyroxènes sous forme de pourcentages de Wo, En et Fs, correspondant aux pôles purs calcique, magnésien et ferreux.

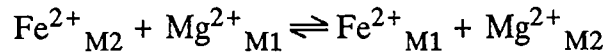
Les auteurs proposent pour leur thermomètre les incertitudes suivantes :

- * $dT = \pm 50 \text{ }^{\circ}\text{C}$ pour des pyroxènes pauvres en composants non quadrilatéraux (Wo+En+Fs > 98%)
- * $dT = \pm (50 + 5p)^{\circ}\text{C}$ sinon, où p est le pourcentage des composants non quadrilatéraux, au dessus de 2%.

Le travail original de Lindsley et Andersen (1983) était basé sur les relations de phase à 1 atmosphère. Il a été complété par Lindsley (1983) proposant des relations à 5, 10 et 15 kilobars. Comme on le verra au paragraphe VI-2, le modèle le plus approprié est celui à 5 kbar.

VI.11b- Les géothermomètres de Wood et Banno (1973) et Wells (1977)

Ces deux méthodes semi-empiriques sont basées sur la réaction d'échange du fer et du magnésium entre les deux sites octaédriques M_1 et M_2 pour les phases orthopyroxène et clinopyroxène :



Les formulations proposées admettent une distribution idéale de Fe^{2+} et Mg^{2+} . Il ne s'agit cependant que d'une approche simplifiée venant ajouter une incertitude supplémentaire à celle découlant de la difficulté à répartir correctement Fe et Mg dans les sites octaédriques des pyroxènes, lors du calcul des formules structurales.

Les calculs effectués selon la méthode de Wells conduisent généralement à des températures supérieures à celles obtenues à l'aide de l'expression développée par Wood et Banno (D'Arco, 1982).

Les expressions de la température sont les suivantes (T est exprimé en Kelvin) :

*** Selon Wood et Banno (1973) :**

$$T = \frac{-10202}{\ln \frac{a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Cpx}}}{a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}}} - 7.65 X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} + 3.88 \left[X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} \right]^2 - 4.6}$$

*** Selon Wells (1977) :**

$$T = \frac{7341}{3.355 + 2.44 X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} - \ln \frac{a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Cpx}}}{a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}}}}$$

$$\text{avec } a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6} = X_{\text{Mg}}^{M_1} \cdot X_{\text{Mg}}^{M_2}$$

$$X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} = \left[\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+}} \right]_{\text{opx}}$$

tout le Fe étant exprimé sous la forme Fe^{2+} .

Wood et Banno attribuent à leur méthode une précision de $\pm 60^\circ\text{C}$ alors que pour la méthode de Wells elle est de $\pm 70^\circ\text{C}$.

La répartition du fer et du magnésium dans les sites M_1 et M_2 est considérée comme aléatoire, c'est à dire que l'on suppose :

$$X_{\text{Fe}}^{M1} = X_{\text{Fe}}^{M2} = X_{\text{Fe}} \quad \text{avec} \quad X_{\text{Fe}} = \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}$$

VI.11c- Le géothermomètre de Bertrand et Mercier (1985)

Ce géothermomètre présente deux intérêts principaux: d'une part il découle d'une étude thermodynamique précise et d'autre part il ne fait pas appel à la répartition du fer et du magnésium dans les sites octaédriques et n'est donc pas dépendant du calcul de la formule structurale. Cette méthode, basée sur la réaction de transfert $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6^{\text{opx}} \rightleftharpoons \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6^{\text{cpx}}$ fait appel aux concentrations en calcium et sodium dans le site octaédrique M_2 , qui est le seul à recevoir ces deux cations.

L'expression proposée est (T exprimée en $^\circ\text{C}$) :

$$T = \frac{36273 + 399 P}{19.31 - 8.314 \ln K^* - 12.15 \left[\text{Ca}^*_{\text{cpx}} \right]^2}$$

avec :

$$K^* = \frac{1 - \text{Ca}^*_{\text{cpx}}}{1 - \text{Ca}^*_{\text{opx}}}$$

$$\text{Ca}^*_{\text{opx}} = \left[\frac{X_{\text{Ca}}^{M2}}{1 - X_{\text{Na}}^{M2}} \right]_{\text{opx}}$$

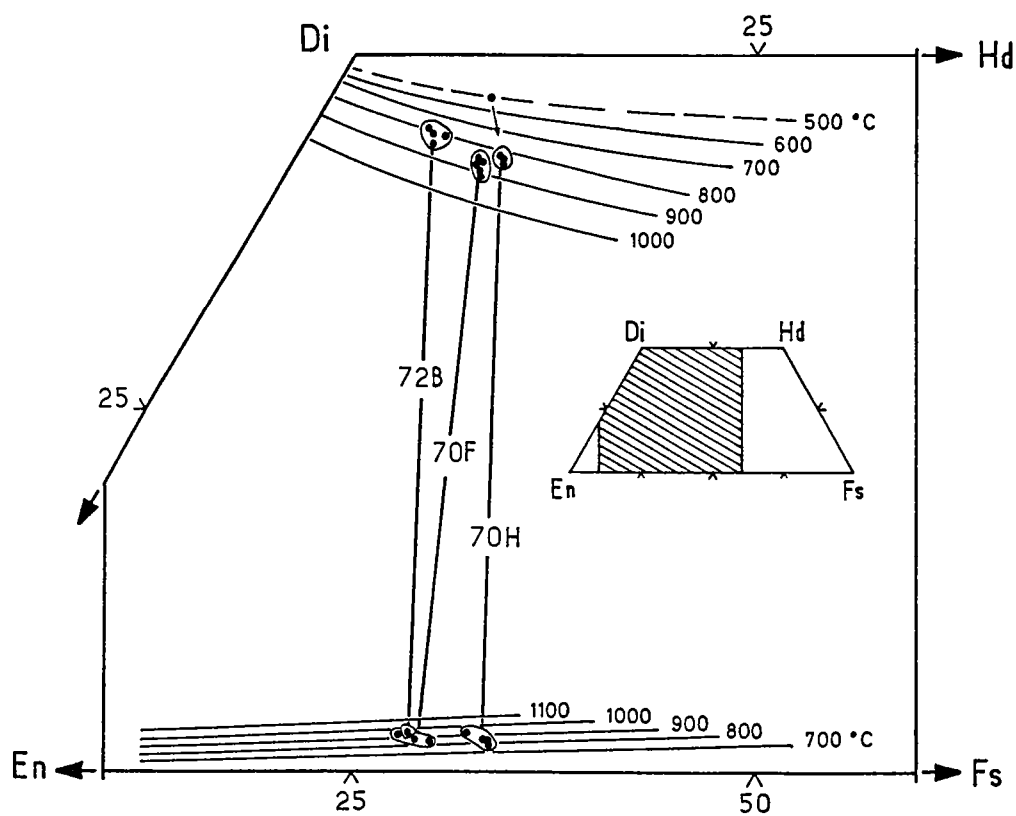


Fig. II-49 : Position des clinopyroxènes et des orthopyroxènes du Gabbro de St-Peter-Port dans le trapèze Di-Hd-En-Fs de Lindsley (1983), à 5 kbar.

$$Ca^*_{cpx} = \left[\frac{X_{Ca}^{M2}}{1 - X_{Na}^{M2}} \right]_{cpx} + \left[\frac{T+273.15}{1000} - 0.77 \right] \cdot \left[\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg^{2+}} \right]$$

P = Pression en GPa (1 GPa = 10 kbar)

X_{Ca}^{M2} et X_{Na}^{M2} désignent les concentrations en Ca et Na dans le site M2.

La température, inconnue, intervenant à la fois dans le membre de gauche de l'équation et dans le membre de droite par l'intermédiaire de Ca^*_{cpx} , il faut avoir recours à une méthode simple de calcul numérique pour obtenir la racine de l'équation.

Le modèle a été calibré pour des données pression-température de 0-10 GPa et 810-1500°C et une précision de $\pm 18^\circ C$ à des températures voisines de 1200°C est annoncée par les auteurs.

Le calcul de la formule structurale ne pose ici aucun problème puisque tout le calcium et le sodium vont en site M_2 exclusivement.

VI,12- Résultats

Les quatre méthodes géothermométriques ont été appliquées aux trois échantillons qui contiennent deux pyroxènes.

VI,12a- Gabbro léopard à pyroxène (70F)

Pour utiliser le thermomètre de Lindsley et Andersen (1983) on calcule les paramètres Wo, En et Fs pour les quatre clinopyroxènes et les deux orthopyroxènes analysés, ainsi que les moyennes de toutes les analyses de chaque type de pyroxène de l'échantillon (cpx^* et opx^*)

	cpx3	cpx4	cpx7	cpx8	cpx*	opx2	opx3	opx*
Wo	42,8	41,8	41,3	42,6	42,2	2,5	2,2	2,4
En	45,9	46,3	46,6	45,6	46,4	71,0	68,9	70,6
Fs	11,3	11,9	12,1	11,8	11,4	26,5	28,9	27,0

Ces données sont reportées dans le diagramme à 5 kbar (Lindsley, 1983) (Fig. II-49). L'accord entre les températures obtenues pour les clinopyroxènes et pour les orthopyroxènes est assez bon :

Clinopyroxènes : T = 835 - 910 °C

Orthopyroxènes : T = 850 - 905 °C

Nous retiendrons donc pour estimation de la température calculée d'après Lindsley et Andersen (T_{LA}) :

$$840 < T_{LA} < 910 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Les formules structurales utilisées pour le calcul des géothermomètres de Wood et Banno et de Wells sont les suivantes :

	opx2	opx3	opx*	cpx3	cpx4	cpx7	cpx8	cpx*
X_{Mg}^{M1}	.710	.690	.706	.749	.742	.740	.743	.750
X_{Mg}^{M2}	.675	.659	.667	.079	.090	.095	.079	.084
a	.479	.455	.471	.059	.067	.070	.059	.063
X Fe	.281	.301	.289					

$$a = a_{Mg_2Si_2O_6} = \left[X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1} \right]$$

On obtient les résultats suivants : T_{WB} = température calculée d'après Wood et Banno, T_W d'après Wells :

T_{WB}	opx2	opx3	opx*	T_W	opx2	opx3	opx*
cpx3	922	914		cpx3	923	924	
cpx4	940	932		cpx4	949	949	
cpx7	946	938		cpx7	958	958	
cpx8	922	914		cpx8	923	924	
cpx*			927	cpx*			936

$$T_{moy} = 929 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$\sigma = 11.4 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$T_{moy} = 939 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$\sigma = 15.3 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Les deux géothermomètres donnent des résultats sensiblement comparables. Il y a un bon accord entre la moyenne arithmétique des températures obtenues en prenant tous les couples opx/cpx possibles et la température calculée avec les compositions moyennes de pyroxènes de l'échantillon. Nous retiendrons comme valeur de la température la moyenne arithmétique des estimations plus ou moins deux fois l'écart-type.

$$906 < T_{WB} < 952 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$908 < T_W < 969 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Pour l'application du géothermomètre de Bertrand et Mercier (1985) on calcule la concentration en Ca et Na des pyroxènes, dans le site M_2 .

	cpx3	cpx4	cpx7	cpx8	cpx*	opx2	opx3	opx*
X_{Ca}^{M2}	.867	.846	.840	.865	.859	.047	.042	.046
X_{Na}^{M2}	.023	.025	.024	.022	.023	.002	.002	.002
X Fe	.226	.234	.233	.237	.228			

On calcule les températures suivantes :

T_{BM}	cpx3	cpx4	cpx7	cpx8	cpx*
opx2	910	956	977	905	
opx3	909	956	976	905	
opx*					931

$$T_{moy} = 937 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$\sigma = 30.4 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Il faut signaler que la pression qui intervient au numérateur de l'expression de la température n'a que peu d'influence sur le résultat (environ 5°C d'écart entre 1 atm et 10 kbar). Les calculs ont été effectués avec une valeur de la pression de 5 kbar, qui est une valeur raisonnable comme on le verra plus loin. Compte tenu de la meilleure précision théorique de ce géothermomètre, nous retiendrons comme estimation de la température la moyenne arithmétique plus ou moins une fois l'écart-type.

$$907 < T_{BM} < 967 \text{ } ^\circ\text{C}$$

En conclusion, il y a un très bon accord -compte tenu des limites des méthodes- entre les différents résultats obtenus à l'aide des trois géothermomètres utilisés en dernier. Les températures déduites par la méthode de Lindsley et Andersen donnent des valeurs inférieures d'environ 60°C, ce que les auteurs signalent avoir constaté en comparant leurs résultats à d'autres données. Si l'on accorde plus de foi aux trois méthodes non graphiques et notamment à celle de Bertrand et Mercier, on peut retenir pour le gabbro léopard à pyroxène une température d'équilibre des pyroxènes de 935°C.

VI,12b- Gabbro léopard à hornblende (72B)

En employant la même procédure que pour l'échantillon précédent, on obtient les estimations suivantes :

832	<	T_{WB}	<	889	°C
803	<	T_W	<	879	°C
772	<	T_{BM}	<	826	°C

Le géothermomètre de Lindsley et Andersen livre des estimations quelque peu contradictoires : on obtient 950°C pour les orthopyroxènes et entre 780 et 860°C pour les clinopyroxènes. Ceci pourrait être dû au non-équilibre entre ces deux phases minérales, sans doute à cause de la déstabilisation du clinopyroxène en amphibole. Auquel cas les géothermomètres ne sont pas applicables. Cette hypothèse est confortée par le fait que la méthode de Bertrand et Mercier donne un résultat assez nettement inférieur aux deux autres méthodes. On ne pourra donc pas retenir d'estimation de température pour le gabbro léopard à amphibole.

VI,12c- Gabbro à deux pyroxènes (70H)

Cette fois, les quatre géothermomètres donnent des résultats à peu près concordants :

790	<	T_{LA}	<	900	°C
900	<	T_{WB}	<	906	°C
922	<	T_W	<	930	°C
895	<	T_{BM}	<	909	°C

Nous admettrons comme valeur moyenne pour ce type de gabbro, une température d'équilibration des pyroxènes de 910°C.

VI,13- EN RESUME

Les deux échantillons sur lesquels des estimations de température ont pu être faites livrent des résultats voisins :

- * gabbro léopard à pyroxène (70F) : 935°C
- * gabbro à pyroxène (70H) : 910°C

En conséquence, on retiendra que l'équilibre orthopyroxène / clinopyroxène a été réalisé pour des températures de l'ordre de 900 - 940°C. Ce stade de la cristallisation correspond dans les faciès cumulat au début de la

cristallisation du liquide interstitiel, la formation des minéraux cumulus étant à peu près achevée.

VI.2- BAROMETRIE

VI.21- METHODOLOGIE

En règle générale, la détermination des pressions totales est difficile, de par le manque de fiabilité des méthodes géobarométriques ou à cause de la limitation du champ d'application de ces méthodes. Les quelques géobaromètres calibrés disponibles, établis sur des roches métamorphiques, nécessitent la coexistence de pyroxènes, grenat ou quartz, plagioclase ou spinelle éventuellement. Or les roches du CPNG sont dépourvues de grenat et de spinelle. Trois tentatives d'estimation de la pression sous laquelle se sont formées les roches basiques du CPNG ont néanmoins été effectuées à partir de méthodes d'inspiration différente.

1) Un géobaromètre proposé par Mercier et Bertrand (1984) utilise l'équilibre orthopyroxène-clinopyroxène. L'expression de la pression totale est la suivante (P en GPa) :

$$P = \frac{1.073}{\frac{x_{Ca}^{M2}}{x_{Mg}^{M2}} + 0.028} - 1.65$$

Il convient d'être conscient que le résultat obtenu dépend de manière critique de la façon dont sont établies les formules structurales, la répartition du magnésium entre les deux sites octaédriques restant très incertaine. Toutefois, la valeur calculée donne un ordre d'idée satisfaisant.

2) Une autre méthode est basée sur la corrélation empirique de la teneur totale en aluminium des hornblendes avec la pression de solidification des plutons calco-alcalins (Hollister et al., 1987). La formulation proposée est (P en kbar) :

$$P = 5.64 \text{ Al}_{\text{tot}} - 4.76$$

et l'erreur estimée est de ± 1 kbar. L'étude de Hollister et al. fait suite aux travaux de Hammarstrom et Zen (1986) qui avaient obtenu une première formulation moins précise car intégrant moins de données. Il faut une fois encore être prudent

dans l'utilisation des résultats obtenus par cette démarche, notamment à cause du caractère empirique de la méthode et de la grande complexité structurale des amphiboles.

3) Une autre estimation de la pression peut être dégagée des travaux de Egglér (1972a,b) sur la stabilité de l'amphibole dans les magmas calco-alcalins. Les résultats ont été obtenus par des expériences de fusion d'une andésite du Parícutin, c'est à dire une roche sensiblement plus acide que les gabbros et les diorites du CPNG. Néanmoins Egglér (1972a) propose que ses résultats sont applicables à n'importe quel magma basaltique calco-alcalin.

VI.22- RESULTATS

VI.22a- D'après Mercier et Bertrand (1984)

De même que les estimations de température obtenues par ces auteurs, cette méthode ne peut être appliquée qu'aux trois échantillons contenant à la fois orthopyroxène et clinopyroxène.

L'échantillon de gabbro léopard à hornblende (72B) pour lequel les calculs géothermométriques ont conduit à suspecter un état de déséquilibre chimique s'est révélé inutilisable ici, toutes les valeurs de pression obtenues étant négatives. Les deux autres échantillons ont livré un résultat acceptable :

- * Gabbro léopard à pyroxène (70F) : $P \approx 3$ kbar
- * Gabbro à deux pyroxènes (70H) : $P \approx 4$ kbar

Ces deux valeurs sont les moyennes des résultats obtenus en combinant tous les couples opx/cpx possibles. Il faut cependant noter que dans le cas du gabbro à deux pyroxènes (70H), 5 des 9 valeurs calculées sont négatives.

VI.22b- D'après Hollister et al. (1987)

Le nombre d'échantillons utilisé est cette fois moins limité, l'amphibole étant un constituant essentiel de la plupart des faciès de gabbro et de diorite. Bien

évidemment les calculs ont été effectués sur les amphiboles primaires, qui ont des compositions de hornblende au sens large. Les résultats obtenus sont les suivants :

*** Pour les gabbros**

	ech	n	m	min	max	moy	σ
θ aciculaire	71B	6	0	6.7	7.0	6.9	0.1
θ léo à Hb	64A	5	0	6.2	6.6	6.4	0.1
θ léo à Hb	72B	7	0	3.9	7.3	6.3	1.1
θ léo à Px	70F	2	0	4.8	5.4	5.1	0.3
θ à deux Px	70H	4	1	0.7	4.9	3.1	1.8
θ isométrique	64C	7	0	4.8	6.4	6.0	0.5

(n = nombre de valeurs calculées
m = nombre de valeurs nulles)

Les valeurs de la pression les plus faibles correspondent soit à des bordures de cristaux, soit à des amphiboles résultant de la déstabilisation de clinopyroxènes. On retiendra une valeur moyenne de 6.5 kbar qui est le résultat moyen livré par les échantillons pour lesquels un nombre suffisant d'analyses d'amphiboles est disponible.

*** Pour les diorites :**

	ech	n	m	min	max	moy	σ	Hb*
type Bordeaux	20A	7	0	2.3	3.0	2.7	0.2	
méladiorite	26A	6	2	2.6	6.2	5.0	1.5	2.8
mésodiorite	27B	14	1	0.6	5.7	3.1	1.8	2.9

(Hb* = estimation de la pression calculée avec la moyenne des compositions des amphiboles de l'échantillon).

L'interprétation est ici plus délicate que pour les gabbros. On constate que les valeurs les plus faibles sont obtenues avec les analyses provenant des bordures des cristaux des amphiboles, correspondant au fait que du coeur vers la bordure, la teneur en aluminium total diminue. Il semble donc que les faibles valeurs de la pression sont le résultat de l'évolution chimique du magma, car il

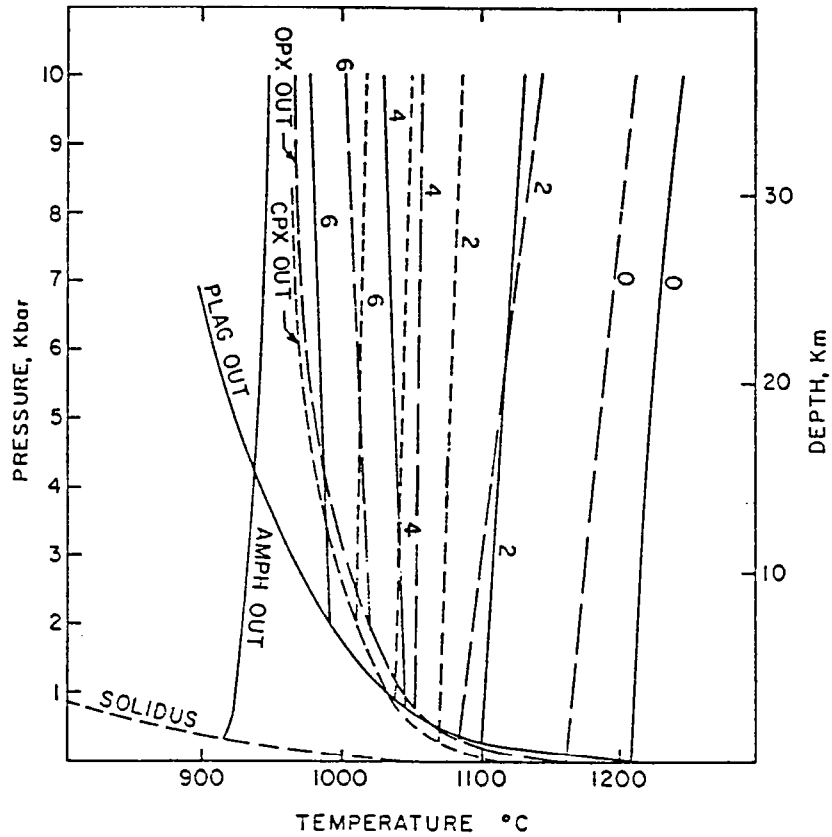


Fig. II-50 : Courbes de fusion d'une lave du Parícutin. Les courbes du solidus et de disparition des phases à gauche du diagramme correspondent à des conditions de saturation en H_2O . Les autres lignes sont des courbes de fusion à sous-saturation. Les chiffres représentent le pourcentage pondéral de H_2O dans le magma. Les lignes continues sont les courbes liquidus du plagioclase, les lignes en tirets longs sont celles de l'orthopyroxène et les lignes en tirets courts sont celles du clinopyroxène. L'olivine accompagne généralement l'orthopyroxène sur le liquidus de celui-ci. (Eggler, 1972b).

apparaît invraisemblable qu'il y ait 4 ou 5 kbar d'écart entre le début et la fin de la cristallisation des amphiboles.

La diorite de type Bordeaux livre des résultats très homogènes avec un faible écart-type -du fait de l'absence de zonation des amphiboles- et cette valeur est en accord avec celles obtenues si l'on utilise les compositions moyennes des amphiboles des méladiorites et mésodiorites de type Beaucette, soit environ 3 kbar. Si par contre on considère les estimations de pression obtenues avec les analyses des coeurs des cristaux, les valeurs sont de l'ordre de 6 kbar, soit à peu près la même chose que pour les gabbros.

VI.22c- D'après la stabilité de l'amphibole

Les divers échantillons de gabbro aciculaire sont essentiellement constitués de plagioclase et d'amphibole et montrent une cristallisation à peu près contemporaine de ces deux phases. Dans plusieurs échantillons de diorite on retrouve des relations semblables avec coprécipitation de plagioclase et d'amphibole. Les données obtenues par Eggler (1972a,b) par fusion d'une andésite du Paricutin indiquent que les courbes d'apparition de l'amphibole et du plagioclase se recoupent à environ 4,5 kbar - 930°C (Fig. II-50). On notera que cette température correspond tout à fait à celle calculée pour les équilibres des pyroxènes dans d'autres gabbros.

VI.23- CONCLUSIONS

A ce stade, nous nous trouvons face à des résultats ambigus: soient respectivement P_{px} , P_{hb} et P_{st} les estimations de pression d'après les pyroxènes, les amphiboles et la stabilité de l'amphibole :

P (kbar)	P_{px}	P_{hb}	P_{st}
Gabbro	3 - 4	6	4,5
Diorite		3 ou 6	4,5

Si l'on tient compte du fait qu'aucune des deux méthodes n'est indiscutable, que ce soit à cause de l'incertitude sur les formules structurales pour P_{px} , de la nature empirique des approches pour P_{hb} , ou du caractère approximatif pour P_{st} , il est très délicat de conclure de manière catégorique. L'approche la moins fiable est certainement celle reposant sur la teneur en aluminium des amphiboles (P_{hb}) qui est très dépendante de la composition chimique des magmas comme l'indique la divergence des résultats obtenus à partir des coeurs et des bordures des cristaux. D'autre part, compte tenu de la présence de litages

magmatiques indiquant une certaine stabilité du réservoir magmatique et de l'étroite association des différents types de gabbros dont certains traduisent une cristallisation rapide (gabbro aciculaire), on peut penser que l'ensemble du massif gabbro-dioritique s'est refroidi à pression constante, c'est à dire lorsque la chambre magmatique était en place à une certaine profondeur dans la croûte terrestre.

Il semble donc que les résultats issus de la stabilité de l'amphibole (P_{st}), qui sont à peu près en accord avec ceux obtenus à partir des pyroxènes (P_{px}) livrent une estimation raisonnable de la pression lithostatique régnant lors de la cristallisation du complexe gabbro-dioritique. On retiendra donc comme ordre de grandeur 4 à 5 kbar, c'est à dire une profondeur de mise en place d'une quinzaine de kilomètres.

VI.3- FUGACITE D'OXYGENE

VI.31- METHODOLOGIE

Comme on l'a déjà signalé, les compositions chimiques des minéraux opaques se répartissent en deux populations. Grossièrement ce sont d'un côté des magnétites et de l'autre des ilménites. La coexistence de ces deux phases dans les mêmes cristaux correspond à des phénomènes d'exsolution du titane. Dans le but de contraindre les conditions d'oxydo-réduction du milieu lors de ces phénomènes, l'étude des minéraux opaques de trois échantillons a été réalisée à l'aide de la méthode proposée par Stormer (1983) qui permet de calculer la température et la fugacité d'oxygène de l'équilibre d'une phase spinelle et d'une phase rhomboédrique (hémioilménite). Cette méthode de calcul fait appel aux formulations développées par Spencer et Lindsley (1981).

L'application de la méthode de Stormer suppose la coexistence dans un même échantillon de solutions solides de magnétite-ulvöspinelle (phase spinelle) et d'hématite-ilménite (phase rhomboédrique). Dans le cas des échantillons étudiés, la phase spinelle correspond à la population d'analyses riches en fer et la phase rhomboédrique aux analyses riches en titane. Il est bien évident que les résultats que l'on obtiendra sont les températures d'exsolution du titane à partir de l'oxyde ferro-titané original, c'est à dire correspondant à un phénomène

relativement tardif de l'évolution magmatique. Cependant, si ces réactions ont commencé à se produire suffisamment tôt, elles pourront donner une idée des conditions régnant dans le magma en fin de solidification.

Suivant les recommandations de Stormer (1983) les formules structurales ont été calculées sur la base de 4 oxygènes, normalisées à 3 cations pour les titanomagnétites et à 3 oxygènes, normalisées à 2 cations pour les hémioilménites. On calcule ensuite les fractions molaires apparentes d'ilménite (X_{ilm}) dans les phases rhomboédriques et les fractions molaires apparentes d'ulvöspinelle dans les phases spinelle (X_{usp}).

$$X_{ilm} = \frac{\sqrt{(nFe^{2+} \cdot nTi)}}{0.5 nFe^{3+} + \sqrt{(nFe^{2+} \cdot nTi)}}$$

$$X_{usp} = \frac{nTi XFe^{2+}}{0.5 nFe^{3+} XFe^{3+} + nTi XFe^{2+}}$$

avec : nFe^{2+} , nTi , nFe^{3+} = nombre total d'ions Fe^{2+} , Ti , Fe^{3+} ;

et :

$$XFe^{2+} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca}$$

$$XFe^{3+} = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Al + Cr}$$

A partir de ces valeurs on peut calculer les divers paramètres thermodynamiques intervenant dans les équations de Spencer et Lindsley (1981) :

$$\begin{aligned} A_1 &= -3 X_{usp}^2 + 4X_{usp} - 1 & A_2 &= 3 X_{usp}^2 - 2X_{usp} \\ A_3 &= -3 X_{ilm}^2 + 4X_{ilm} - 1 & A_4 &= 3 X_{ilm}^2 - 2X_{ilm} \end{aligned}$$

$$K_{exch} = \frac{X_{usp}(1-X_{usp})^2}{(1-X_{ilm}) X_{ilm}^2}$$

$$H_{exch}^0 = 27799 \text{ J mol}^{-1}$$

$$S_{exch}^0 = 4.192 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

Op 8

	252	255	256	258
251	524	513	528	531
	-24.13	-24.37	-24.04	-23.98
260	423	417	426	427
	-33.28	-33.47	-33.21	-33.17

Op 11

	312	321	322
320	496	489	488
	-27.54	-27.70	-27.74

Op 5

	205	206	208	209	210	211	212	213	216
204	428	666	715	699	673	763	692	706	707
	-18.23	-13.60	-10.82	-13.14	-13.51	-12.27	-13.24	-13.03	-13.02
214	617	528	716	548	532	579	544	553	553
	-20.65	-22.53	-17.40	-22.12	-22.44	-21.49	-22.20	-22.03	-22.03
215	522	624	794	652	630	704	646	659	660
	-17.54	-15.90	-11.26	-15.47	-15.81	-14.69	-15.56	-15.37	-15.35

Tab. II-25 : Résultats du calcul de la fugacité d'oxygène sur l'échantillon de Gabbro aciculaire 71B. Dans chacun des 3 cristaux étudiés, la température (1ère ligne) et la fugacité d'oxygène (2ème ligne) ont été calculées pour chaque couple d'analyses ponctuelles possible.

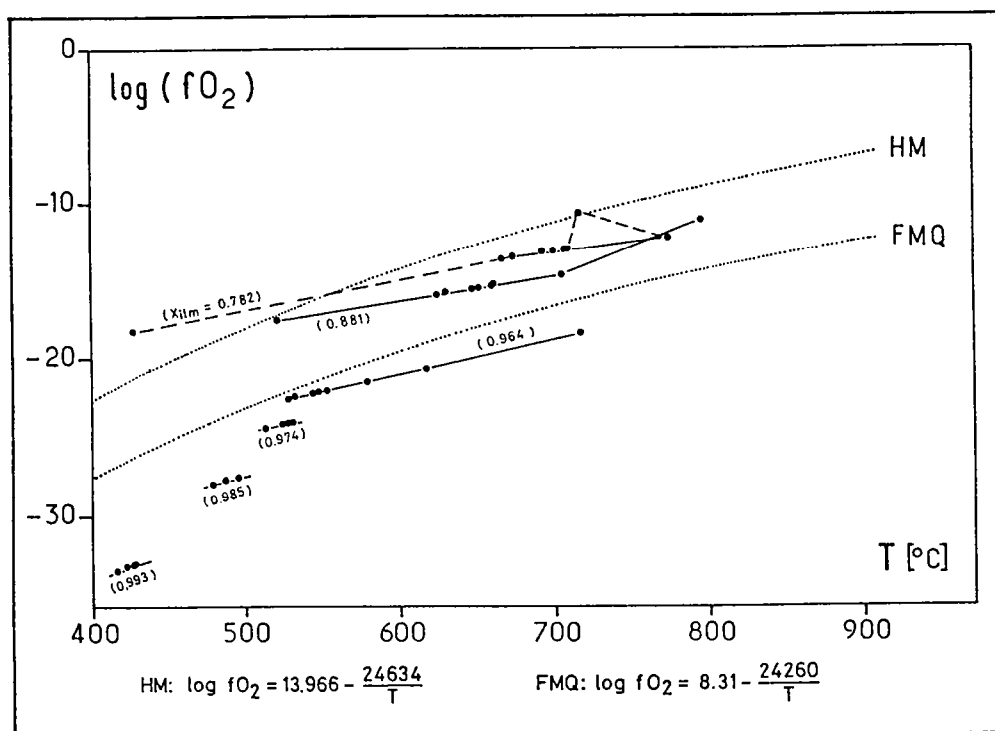


Fig. II-51 : Diagramme de la fugacité d'oxygène (fO_2) en fonction de la température pour les minéraux opaques du Gabbro aciculaire 71B. L'équation du tampon HM est d'après Spencer et Lindsley (1981) ; celle du tampon FMQ est d'après Chou et Williams (1977).

$$\begin{aligned} W_H^{usp} &= 64835 \quad (T < 800^\circ\text{C}) & W_H^{usp} &= 0 \quad (T \geq 800^\circ\text{C}) \\ W_S^{usp} &= 60.296 \quad (T < 800^\circ\text{C}) & W_S^{usp} &= 0 \quad (T \geq 800^\circ\text{C}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} W_H^{mt} &= 20798 \quad (T < 800^\circ\text{C}) & W_H^{mt} &= 0 \quad (T \geq 800^\circ\text{C}) \\ W_S^{mt} &= 19.652 \quad (T < 800^\circ\text{C}) & W_S^{mt} &= 0 \quad (T \geq 800^\circ\text{C}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} W_H^{ilm} &= 102374 & W_H^{hem} &= 36818 \\ W_S^{ilm} &= 71.095 & W_S^{hem} &= 7.7714 \end{aligned}$$

$$H_{usp}^0 = -3073.1 \quad S_{usp}^0 = 10.724$$

$$W_G^i = W_H^i - T W_S^i \quad (\text{avec } i = \text{usp, ilm, mt, hem})$$

On peut enfin déterminer les valeurs de T (exprimé en Kelvin) et fO_2 à partir des relations de Spencer et Lindsley (1981) :

$$T = \frac{-A_1 W_H^{usp} - A_2 W_H^{mt} + A_3 W_H^{ilm} + A_4 W_H^{hem} + H_{exch}^0}{-A_1 W_S^{usp} - A_2 W_S^{mt} + A_3 W_S^{ilm} + A_4 W_S^{hem} - R \ln(K_{exch})}$$

$$\begin{aligned} \log(fO_2) = MH + 12 \ln(1-X_{ilm}) - 4 \ln(1-X_{usp}) + 1/RT [& 8 X_{usp}^2 (X_{usp}-1) W_G^{usp} \\ & + 4 X_{usp}^2 (1-2X_{usp}) W_G^{mt} + 12 X_{ilm} (1-X_{ilm}) W_G^{ilm} \\ & - 6 X_{ilm}^2 (1-2X_{ilm}) W_G^{hem}] \cdot 1/2.303 \end{aligned}$$

$$\text{avec } MH = 13.966 - 24634/T$$

VI,32- RESULTATS

La méthode a été appliquée à l'échantillon de gabbro aciculaire 71B au sein duquel un nombre suffisant d'analyses de minéraux opaques a pu être réalisé. Tous les couples phase spinelle / phase rhomboédrique possibles ont été utilisés. Mais chaque valeur de température et de fugacité d'oxygène correspond à un couple d'analyses ponctuelles et non à des moyennes sur un minéral (puisque les deux phases coexistent dans les mêmes cristaux) ; il faut donc rester vigilant, car des erreurs analytiques peuvent exister.

Les résultats obtenus (Fig. II-51) s'étalent en température de 417°C à 794°C et en fugacité d'oxygène de $\log(fO_2) = -33.5$ à -10.8 . On peut noter que les valeurs les plus basses de T et fO_2 sont obtenues avec les phases rhomboédriques pour lesquelles la fraction molaire apparente d'ilménite est la plus forte (jusqu'à 99.3 %). Il est fort possible que dans ces conditions on sorte du champ de validité

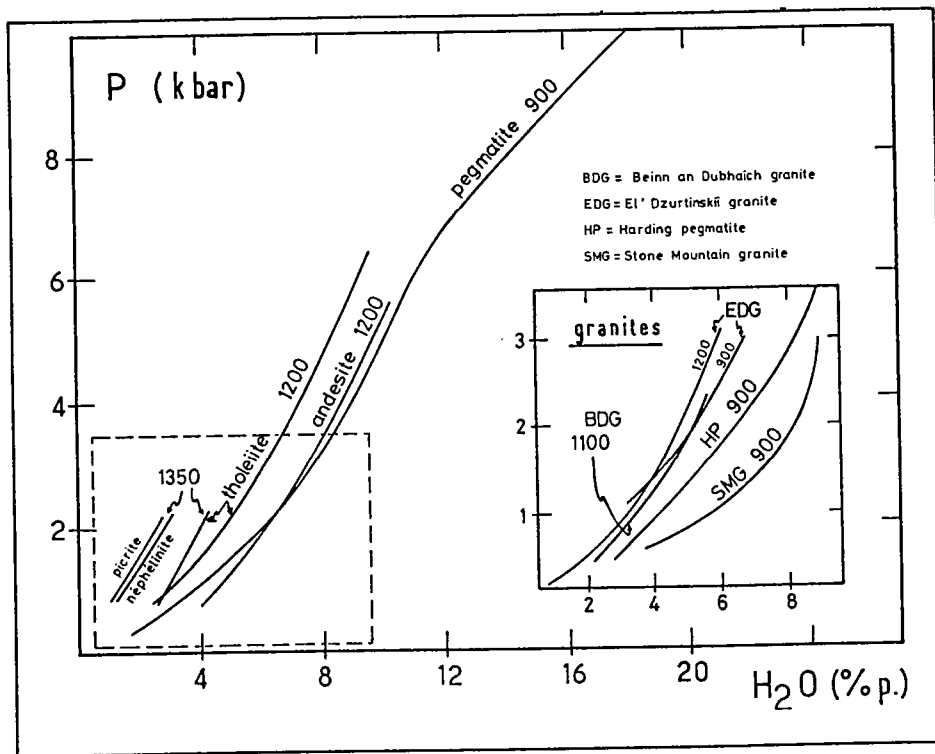


*Fig. II-52: Solubilité de l'eau en fonction de la pression dans des liquides silicatés naturels.
(Dingwell, 1986).*

de la méthode, les hémioilménites étant trop pauvres en fer pour être utilisables. On trouve néanmoins ici la confirmation que les phénomènes d'exsolution du titane se produisent dans une vaste gamme de température, disons entre 500°C et 800°C. Les valeurs supérieures, de l'ordre de 800°C, sont obtenues avec les phases rhomboédriques contenant environ 80 % d'ilménite. Ces températures correspondent à un ordre de grandeur plausible pour la fin de la cristallisation des minéraux principaux des roches (gabbro aciculaire en l'occurrence). On peut admettre qu'à ce moment la fugacité d'oxygène était de l'ordre de 10^{-11} à 10^{-12} soit entre les tampons HM et FMQ, en prenant pour ces courbes les tracés proposés respectivement par Spencer et Lindsley (1981) et par Chou et Williams (1977). Ce résultat est comparable -bien qu'un peu supérieur- à ceux obtenus pour les gabbros calco-alcalins du pluton de Saint-Quay-Portrieux (Fabriès et al, 1984), ou ceux de Burguillos del Cerro (Pons, 1982).

VI.4- TENEUR EN EAU

La présence dans les gabbros et les diorites de l'amphibole comme minéral cardinal suggère la présence d'une quantité importante d'eau dans les magmas. Mais l'estimation de la teneur en eau est chose difficile, notamment parce que la composition minéralogique des échantillons analysés se prête mal à l'utilisation des géobaromètres de l'eau. Toutefois, à l'aide de l'étude de la stabilité de l'amphibole, on peut tenter une approche qualitative grossière.

A partir d'expériences de fusion d'échantillons d'une andésite du Parícutin, Eggler (1972a,b) a établi que la température maximale de stabilité de l'amphibole était de 940°C à 5,5 kbar, dans un magma andésitique contenant 4,4% d'eau. Cette teneur en eau correspond à une fraction d'eau dans la phase vapeur ($X_{H_2O}^v$) de 0,44. Cette température de 940°C est en bon accord avec les températures d'équilibrage clinopyroxène-orthopyroxène calculées dans les gabbros et identifiées comme marquant le début de la cristallisation de l'amphibole.

Dingwell (1986) a synthétisé des données de solubilité de l'eau dans les liquides silicatés naturels (Fig. II-52). Il en ressort notamment que cette solubilité dépend avant tout de la pression totale, plus encore que de la composition du magma (voir aussi Wyllie, 1979). Si l'on admet pour les gabbros et les diorites de Guernesey une pression totale de l'ordre de 4 à 5 kbar, on peut prévoir que jusqu'à 9% d'eau (en pourcentage pondéral) pourront être dissous dans le magma. On

peut donc envisager que la teneur en eau du magma lors de la cristallisation de l'amphibole des gabbros ou des diorites était comprise entre 4 et 9%.

Eggler (1972a) a d'autre part établi que le liquidus du plagioclase était à des températures supérieures aux courbes d'apparition de l'amphibole pour des teneurs en eau inférieures à 6%. Il suppose alors que la coexistence de plagioclase et d'amphibole, comme on l'observe dans les gabbros aciculaires et dans les diorites du CPNG, traduit une teneur en eau voisine de 6%. C'est donc cette valeur que nous retiendrons.

Par ailleurs, Eggler (1972b) a observé que le plagioclase était une phase précoce, précédant les pyroxènes, lorsque le magma ne contenait que peu d'eau (2% au maximum) (Fig. II-50). Or les faciès de cumulats du Gabbro de St-Peter-Port dans lesquels le plagioclase forme les cristaux cumulus contiennent environ 30 à 40% d'amphibole poecilitique, apparaissant après la cristallisation d'au moins 50% de phases anhydres. Un magma gabbroïque initial contenant 2% d'eau verra cette teneur atteindre 5% lorsque les phases anhydres précoces seront formées, réalisant donc des conditions favorables au développement de l'amphibole.

En conclusion, on retenir les estimations suivantes de la teneur en eau des magmas ayant donné les divers types de roches du CPNG :

Gabbro léopard : 2% ;

Gabbro aciculaire : 6% ;

Diorites : 6%.

VI.5- TEMPERATURES DES MAGMAS

A partir de divers travaux expérimentaux, Frost et Lindsay (1988) ont établi un modèle simple exprimant les températures liquidus, liquidus à saturation en eau et solidus en fonction de la teneur en SiO_2 des magmas. Ce modèle a été calculé pour une pression totale de 2 kbar.

En vue d'approcher les températures des différents magmas intervenant dans la formation des gabbros et des diorites de Guernesey, un modèle similaire à celui de Frost et Lindsay (1988) a été établi pour des magmas à 4,5 kbar, qui est la pression sous laquelle nous avons estimé que les diverses roches du CPNG se formaient. Plusieurs jeux de données expérimentales ont été utilisés :

- 1) une andésite (60.5% de SiO_2) d'après Eggler (1972b) ;
- 2) un gabbro (40% de SiO_2) et une tonalite (59% de SiO_2) d'après Wyllie (1977) ;
- 3) un granite (70% de SiO_2) d'après Naney (1983).

Dans les deux premiers cas, les diagrammes de phase proposés par les auteurs permettent d'estimer les températures des différentes courbes (liquidus

sec, à diverses teneurs en eau et à saturation ainsi que solidus) à 4,5 kbar. Dans le cas du granite, Naney (1983) fournit des diagrammes établis à 2 kbar et à 8 kbar. Les valeurs à 4,5 kbar ont été estimées par interpolation linéaire, l'erreur possible étant limitée compte tenu des faibles écarts de température entre les données à 2 et à 8 kbar.

Reportés dans un diagramme température en fonction de la teneur en SiO_2 , ces points expérimentaux permettent de caler une série de courbes d'allure semblable à celles proposées par Frost et Lindsay (1988) (Fig. II-53). Ces diverses courbes peuvent s'exprimer sous la forme :

Liquidus sec :

$$T_{\text{Liq}}^0 = 1423.19 - 5.536 [\text{SiO}_2] + 0.0353 [\text{SiO}_2]^2$$

Liquidus à saturation en eau :

$$T_{\text{Sat}} = 1683.75 - 16.625 [\text{SiO}_2] + 0.0825 [\text{SiO}_2]^2$$

Solidus :

$$T_{\text{Sol}} = 917.40 - 6.080 [\text{SiO}_2] + 0.030 [\text{SiO}_2]^2$$

(Où $[\text{SiO}_2]$ est la teneur en SiO_2).

On notera que le solidus est contraint par les données de Eggler (1972b) concernant un système dans lequel la fraction molaire d'eau dans la phase vapeur est forte. Une variation de ce paramètre de 1 à 0,5 pourra décaler le solidus d'au moins 100°C (Eggler, 1972a).

Les courbes liquidus pour des teneurs en eau variées peuvent s'exprimer de la manière suivante :

$$T_{\text{Liq}} = T_{\text{Liq}}^0 - (2643.343 - 2.13 T_{\text{Liq}}^0) [\text{H}_2\text{O}] + (554.686 - 0.468 T_{\text{Liq}}^0) [\text{H}_2\text{O}]^2$$

(Où $[\text{H}_2\text{O}]$ est la teneur en H_2O).

Ces diverses expressions permettent ainsi d'approcher l'ordre de grandeur des températures du liquidus et du solidus d'un magma de teneurs en SiO_2 et H_2O données.

Dans le cas des magmas identifiés à Guernesey, on obtient les estimations suivantes :

Gabbro léopard : $T_{\text{Liq}} = 1200^\circ\text{C}$, $T_{\text{Sol}} = 700^\circ\text{C}$

Gabbro aciculaire : $T_{\text{Liq}} = 1150^\circ\text{C}$, $T_{\text{Sol}} = 720^\circ\text{C}$

Diorites : $T_{\text{Liq}} = 1060^\circ\text{C}$, $T_{\text{Sol}} = 690^\circ\text{C}$

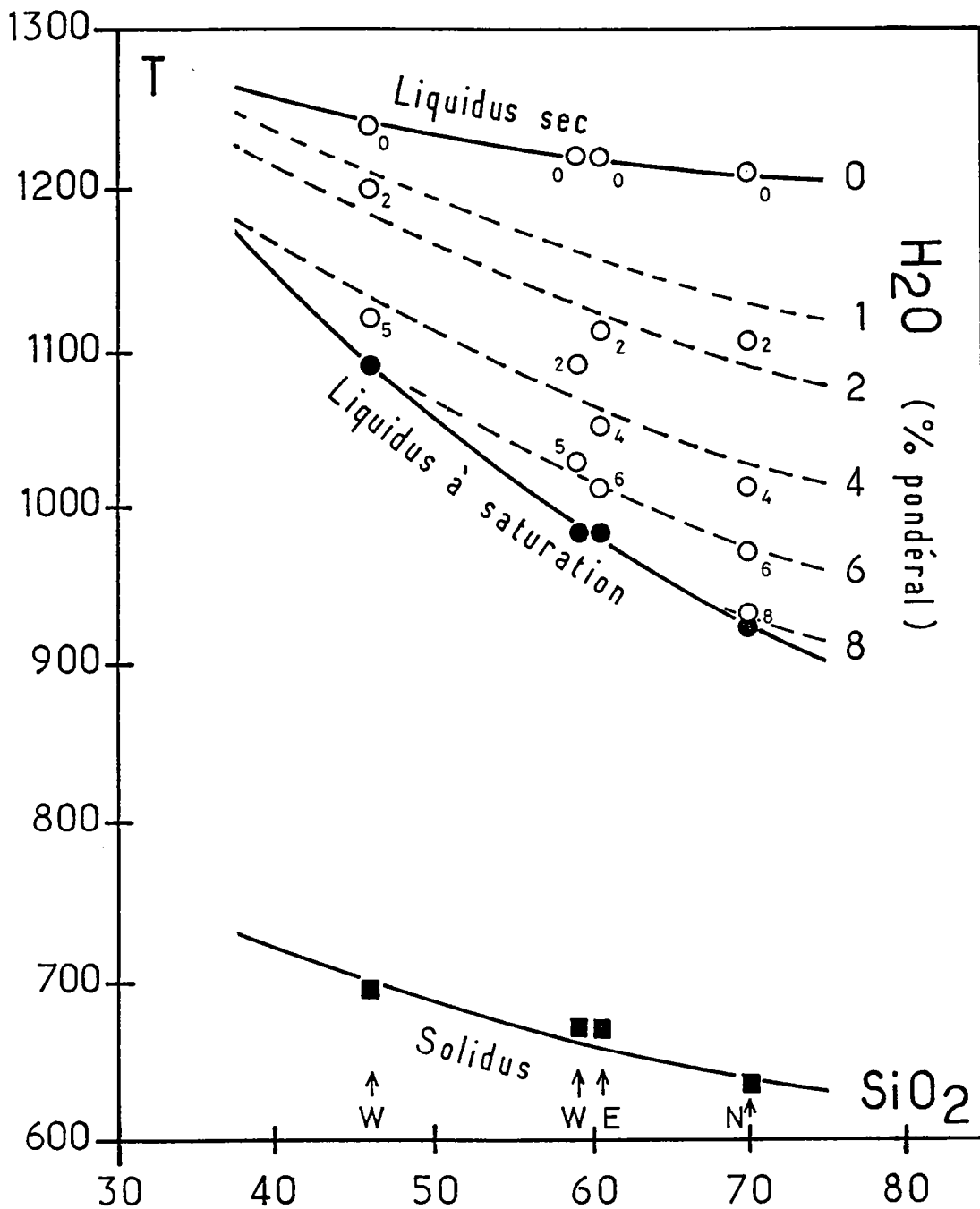


Fig. II-53 : Modèle de courbes liquidus, liquidus à saturation et solidus à 4,5 kbar en fonction de la teneur en SiO_2 et H_2O . Les points expérimentaux sont représentés, correspondant aux températures liquidus à différentes teneurs en eau (points blancs), à saturation en eau (points noirs) et au solidus (carrés noirs). Les données sont de : W : Wyllie (1977), E : Eggler (1972b), N : d'après Naney (1983).

En ce qui concerne les diorites veinées, on peut estimer :

Mésodiorites : $T_{\text{Liq}} = 1060^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{Sol}} = 690^{\circ}\text{C}$

Leucodiorites : $T_{\text{Liq}} = 1030^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{Sol}} = 675^{\circ}\text{C}$

La température liquidus des leucodiorites est inférieure d'environ 30°C à celle des mésodiorites, ce qui va dans le même sens que l'observation de bordures figées dans les mésodiorites au voisinage des veines leucocrates, décrites au chapitre IV.

VI,6- CONCLUSION

A l'issue de ce chapitre consacré à l'étude des conditions de mise en place des gabbros et des diorites du CPNG, on peut dégager les résultats suivants :

Pression totale = 4 à 5 kbar ;

Température d'équilibre orthopyroxène-clinopyroxène dans les gabbros, marquant aussi l'apparition de l'amphibole poecilitique = 900 à 940°C ;

Fugacité d'oxygène : entre les tampons HM et FMQ ; estimation minimale : $\log(f\text{O}_2) = -11$ à 800°C ;

Teneur en eau des magmas = 2% pour les gabbros léopard et 6% pour les gabbros aciculaires et les diorites ;

Températures liquidus des magmas = 1150 à 1200°C pour les gabbros et environ 1050°C pour les diorites.

	N° Ech.	[Rb]	[Sr]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
GABBROS					
G Léo à Px	70F	40.07	476.0	0.24355	0.70770
G Léo à Hb	64A	18.11	891.0	0.05880	0.70627
G à 2 Px	70H	25.78	623.5	0.11980	0.70685
G acic.	71B	8.18	1013.6	0.02335	0.70603
G isom.	64C	55.29	1089.0	0.14670	0.70584
Gabbro-diorite	70G	7.70	643.3	0.03463	0.70901
DIORITES					
Bordeaux	87	57.00	476.7	0.34590	0.71034
	20A	50.60	534.9	0.27360	0.70945
Beaucette	26A	27.65	105.3	0.75990	0.71085
	26B	41.92	378.5	0.32048	0.70836
	27A	34.17	274.7	0.35986	0.70842
	27E	73.70	564.0	0.37790	0.70867
Chouet	42A	56.26	570.5	0.28500	0.70920
	44A	61.44	543.6	0.32700	0.70878
	44C	45.08	458.8	0.28430	0.70869
GRANODIORITES					
	31	56.06	337.0	0.48007	0.70953
	42C	66.65	273.1	0.7065	0.71229
	GCI 75-6-2	90.00	111.0	2.35	0.7246
GRANITES					
	38C	134.63	59.85	6.54	0.75749
	40A	112.10	93.8	3.47	0.7322
	40C	108.04	92.2	3.399	0.73335
	GCI 74-71	126.60	101.0	3.636	0.73417

Tab. II-26 : Données Rb/Sr sur roche totale.

VII- LES RESULTATS DE LA GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

VII.1 METHODOLOGIE

Vingt-deux échantillons ont été sélectionnés pour l'étude des isotopes du rubidium et du strontium. Les analyses ont été réalisées par Hervé Martin (CAESS, Rennes) sur roches totales (Tab. II-25).

Les données Rb/Sr obtenues peuvent être exploitées à deux niveaux : géochronologiquement pour tenter de dater le CPNG et géochimiquement, les isotopes servant de marqueur des phénomènes magmatiques (fractionnement, mélange, contamination).

VII.2 ETUDE GECHRONOLOGIQUE

VII.2.1 TRAVAUX ANTERIEURS

Deux tentatives de datation du CPNG ont été réalisées par Adams (1967, 1976) et D'Lemos (1987). Le premier de ces auteurs a fait une vaste étude géochronologique du Nord du Massif Armoricaire (Adams, 1967) qu'il a ensuite synthétisée dans un article (Adams, 1976). Concernant le CPNG, il ressort un âge Rb/Sr sur roche totale et minéraux du Granite de Cobo de 558 ± 15 Ma (âge recalculé avec $\lambda_{Rb} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$). Adams considère que c'est là le seul résultat exploitable qu'il peut proposer, la dispersion des diverses données obtenues sur les autres unités lithologiques du CPNG empêchant toute conclusion.

Plus récemment, D'Lemos (1987) a tenté à nouveau la datation Rb/Sr du Granite de Cobo. Il obtient un âge nettement plus jeune de 496 ± 13 (2σ) Ma. Cette isochrone est obtenue à partir de huit roches totales et l'alignement des points est satisfaisant avec un MSWD de 2.2. On ne peut donc pas suspecter ce résultat d'imprécision analytique, mais il apparaît surprenant dans la mesure où aucun événement magmatique important n'était encore connu à cette époque dans la chaîne cadomienne armoricaine.

L'isochrone de D'Lemos (1987) a été recalculée avec le programme de calcul utilisé dans ce mémoire. Ce programme utilise les mêmes méthodes de

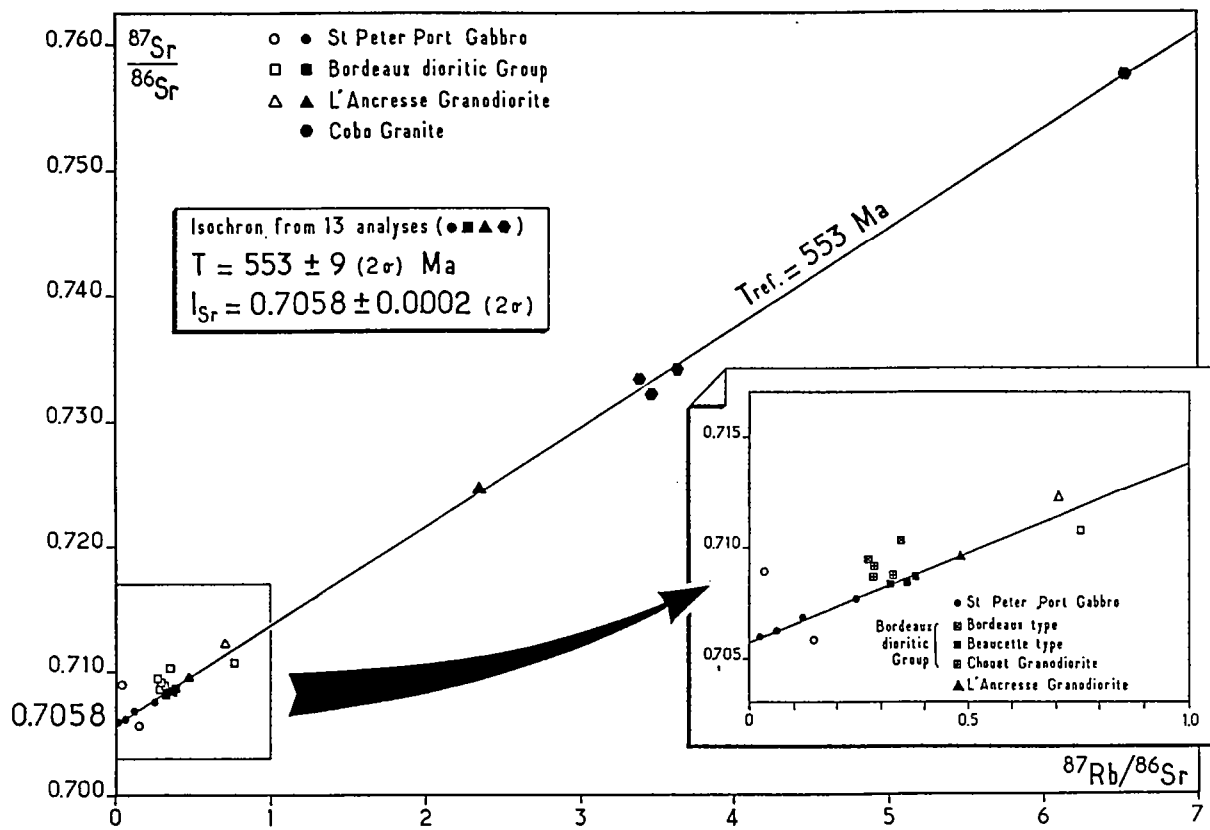


Fig. II-54 : Isochrone de référence établie à partir des différentes roches du CPNG.

calcul que celles appliquées par D'Lemos, mais il maximise les erreurs. On obtient un résultat voisin, mais avec de plus fortes erreurs :

$$T = 494 \pm 28 (2\sigma) \text{ Ma}$$

$$I_{\text{Sr}} = 0.7099 \pm 0.0016 (2\sigma)$$

VII.22- NOUVEAUX RESULTATS

Dans le cadre de cette étude, les analyses réalisées sur les quatre intrusions du CPNG ont été reportées dans un même diagramme isochrone. A première vue, l'alignement des points est loin d'être satisfaisant. Mais une étude plus fine montre que les analyses les plus discordantes correspondent à des échantillons particuliers et notamment à divers faciès marginaux du Groupe Dioritique de Bordeaux. A l'intérieur de chacun de ces faciès de bordure, les points représentatifs des divers échantillons sont convenablement regroupés. Ainsi les trois échantillons du type Chouet livrent des résultats voisins, de même que les deux diorites du type Bordeaux. L'écart de ces points par rapport à la tendance générale traduirait donc l'intervention de phénomènes de mélange et/ou de contamination, ce qui est en accord avec les observations pétrographiques et géochimiques énoncées aux chapitres précédents. Si l'on décide de considérer à part ces points particuliers, treize valeurs restent, correspondant à des échantillons provenant des zones centrales des intrusions.

Les quatre analyses portant sur le Granite de Cobo donnent un âge de $554 \pm 71 \text{ Ma}$ avec un rapport initial du strontium mal contraint car les échantillons ont des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ élevé. Si par contre on calcule un âge à partir des échantillons de gabbro et de diorite, qui ont des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ très bas, on obtient cette fois un âge de $518 \pm 69 \text{ Ma}$. On remarque qu'aux larges erreurs près, ces âges ne sont pas incompatibles. Or les contraintes de terrain et les critères pétrographiques montrent que les roches basiques sont antérieures au Granite, chronologie relative inverse de ce que propose la datation absolue. Etant donné que les différentes unités lithologiques du CPNG sont sub-contemporaines (voir plus haut) et en admettant le cogénétisme des diverses roches, on peut alors reporter toutes les analyses dans le même diagramme isochrone (Fig. II-54). On obtient ainsi un âge de référence :

$$T_{\text{ref}} = 553 \pm 9 (2\sigma) \text{ Ma}$$

$$I_{\text{Sr}} = 0.7058 \pm 0.0002 (2\sigma)$$

Il serait outrecuidant de considérer cette datation comme un âge absolu et indiscutable de la mise en place de tout le CPNG, compte tenu de la dispersion des données et de l'incertitude sur le cogénétisme des unités basiques et acides. On

peut néanmoins proposer cette valeur de 553 Ma comme une bonne approximation de l'âge de mise en place du CPNG.

Cet âge est en accord avec celui obtenu par Adams (1967) sur le seul Granite de Cobo, ainsi qu'avec l'idée que l'on a de l'évolution de la chaîne cadomienne. Mais il est absolument contradictoire avec la datation de D'Lemos (1987) qui semble analytiquement indiscutable. Cependant, les échantillons du granite analysés par D'Lemos ont des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ allant de 3,3 à 5,3 alors que ceux déterminés dans cette étude couvrent une plus large gamme : de 3,4 à 6,5. Si l'on calcule une isochrone pour le granite de Cobo à l'aide des 8 analyses de D'Lemos (1987) et des 4 analyses nouvelles, on obtient les résultats suivants :

$$T = 540 \pm 40 (2\sigma) \text{ Ma}$$

$$I_{\text{Sr}} = 0.7070 \pm 0.0023 (2\sigma)$$

Si, d'autre part, on recalcule l'isochrone de référence établie précédemment en y incorporant les données de D'Lemos (1987), les résultats sont sensiblement les mêmes :

$$T = 560 \pm 7 (2\sigma) \text{ Ma}$$

$$I_{\text{Sr}} = 0.7058 \pm 0.0002 (2\sigma)$$

indiquant la compatibilité des deux jeux de données.

On peut donc penser que la faible valeur de l'âge du granite déterminée par D'Lemos (1987) résulte essentiellement de la dispersion limitée de rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ des échantillons analysés.

En conséquence, on retiendra que la mise en place du CPNG peut être raisonnablement estimée entre 550 et 560 Ma.

VII.3 GEOCHIMIE DU STRONTIUM

Le rapport isotopique initial du strontium donné par l'isochrone de référence est de 0.7058 ± 0.0002 . Cette valeur basse indique un caractère primitif pour le magma parent du CPNG, mais atteste aussi une légère contamination crustale. Si ce rapport initial est satisfaisant pour les roches basiques, il est un peu faible pour les granites pour lesquels on s'attendrait à une valeur supérieure compte tenu de l'origine qu'on leur propose, avec un rôle de la fusion partielle du socle gneissique. A ce propos la valeur obtenue par D'Lemos (1987) est plus satisfaisante : 0.70978 ± 0.00078 , mais elle est très mal contrainte du fait que les granites analysés ont des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ élevés.

Si on calcule les rapports isotopiques initiaux du strontium pour l'échantillon le moins radiogénique et pour l'échantillon le plus radiogénique en admettant un âge de 553 Ma, on peut fixer des bornes pour les compositions

isotopiques des 2 pôles du mélange. Ainsi le composant mantellique devait avoir un I_{Sr} inférieur à 0.705 et le composant crustal un I_{Sr} supérieur à 0.709.

Comme on vient de le voir, neuf analyses n'ont pas été prises en compte pour établir l'isochrone de référence. Ce sont :

- 1) les deux analyses du type Bordeaux,
- 2) les trois analyses du type Chouet,
- 3) une analyse de la Granodiorite de L'Ancrese provenant d'un échantillon collecté à proximité du contact avec le Groupe Dioritique de Bordeaux dans la péninsule de Chouet,
- 4) l'échantillon de gabbro-diorite,
- 5) l'échantillon de gabbro isométrique,
- 6) une méladiorite (la plus mélanocrate) du type Beaucette.

Les quatre premiers groupes d'analyses "anormales" peuvent s'expliquer facilement en faisant intervenir des phénomènes de contamination, puisqu'ils ont des rapports isotopiques du strontium élevés. Cette hypothèse ne peut s'appliquer aux deux analyses situées sous la droite de référence dans le diagramme isochrone.

A la suite de DePaolo (1981), on peut penser que les phénomènes se produisant dans une chambre magmatique ne font pas intervenir uniquement la cristallisation fractionnée mais sont en réalité beaucoup plus complexes avec une action conjointe de l'assimilation et de la cristallisation fractionnée. C'est le modèle AFC (Assimilation - Fractional Crystallization). On a vu précédemment que la différenciation magmatique par cristallisation fractionnée du CPNG avait pu s'accompagner localement de phénomènes d'assimilation de fragments du socle gneissique. Celui-ci devait avoir, à l'époque de la mise en place de la chambre magmatique, un rapport isotopique du strontium élevé, de l'ordre de 0.730, si l'on prend essentiellement en compte le socle Icartien (Auvray, 1979).

Un mécanisme d'AFC semble donc applicable, qui est capable de rendre compte du comportement des points hors isochrone.

En l'absence de données géochimiques complètes comme les éléments en trace, les terres rares, les isotopes du samarium et du néodyme, etc... il n'est pas possible de pousser plus loin le raisonnement.

VII,4- CONCLUSION

On en restera donc à la conclusion que l'étude géochronologique et isotopique du CPNG ne livre pas tous les résultats escomptés, à cause de la diversité et de la complexité des phénomènes intervenant.

L'isochrone de référence à 553 Ma donne une estimation raisonnable de l'âge de mise en place du CPNG. Le rapport isotopique initial du strontium de 0.7058 traduit à la fois un caractère primitif du magma initial, mais aussi l'intervention d'un composant contaminant crustal.

VIII- LE CPNG DANS L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE CADOMIENNE

VIII.1- AFFINITE MAGMATIQUE DU CPNG ET SITE GEOTECTONIQUE DE MISE EN PLACE

A l'aide des données géochimiques disponibles sur l'ensemble du CPNG, on peut tenter de définir l'affinité magmatique et le site géotectonique de mise en place de l'ensemble du complexe plutonique dont nous venons de voir que les différents composants peuvent être reliés à la même évolution principale. Ont été utilisées :

- 1) les données obtenues au cours de cette étude,
- 2) les analyses des diorites du type Chouet de Brown et al., (1980),
- 3) les analyses des diorites du type Beaucette de Bishop et French (1982).

Reportées dans le diagramme AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO) (Fig. II-55), les analyses provenant du CPNG s'inscrivent pour la plupart dans le champ des séries calco-alcalines.

Les compositions des clinopyroxènes du Gabbro de Saint-Peter-Port ont été reportées dans le diagramme discriminant $\text{Ti} + \text{Cr} = f(\text{Ca})$ proposé par Leterrier et al. (1982) (Fig. II-56). Les points s'inscrivent clairement dans le champ des basaltes orogéniques, indiquant donc l'affinité du liquide initial des gabbros.

La série du CPNG dans son ensemble est donc caractéristique d'un magmatisme calco-alcalin d'environnement orogénique. Ceci correspond bien à ce à quoi l'on s'attendait compte tenu de la position géographique de Guernesey dans la ceinture de granitoïdes M de l'orogénèse cadomienne (Graviou et Auvray, 1985) (Fig. II-57).

VIII.2- PLACE DU CPNG DANS L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE CADOMIENNE

Le CPNG traduit donc un magmatisme calco-alcalin, d'affinité mantellique en ce qui concerne les gabbros et les diorites, avec quelques traces d'une influence crustale pour les granodiorites et les granites. Ce magmatisme s'est mis en place il y a 550 Ma environ, c'est à dire vers la fin de l'époque cadomienne.

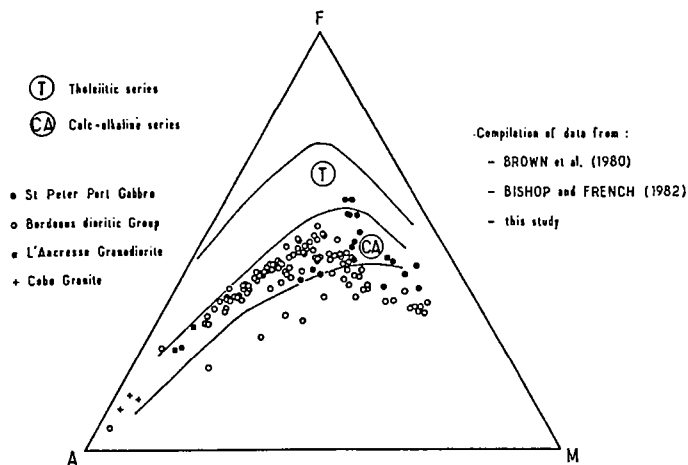


Fig. II-55 : Position des échantillons du CPNG dans le diagramme A-F-M.

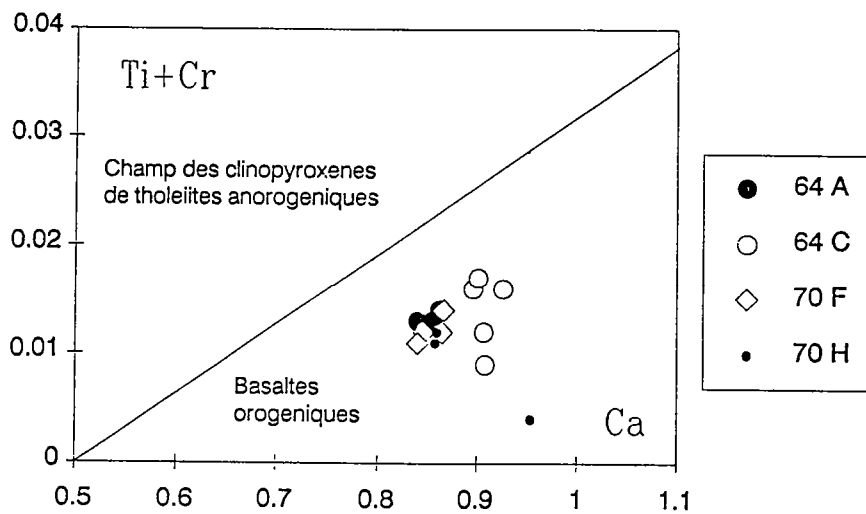


Fig. II-56 : Position des clinopyroxènes du Gabbro de St-Peter-Port dans le diagramme $Ti+Cr = f(Ca)$ de Leterrier et al. (1982).

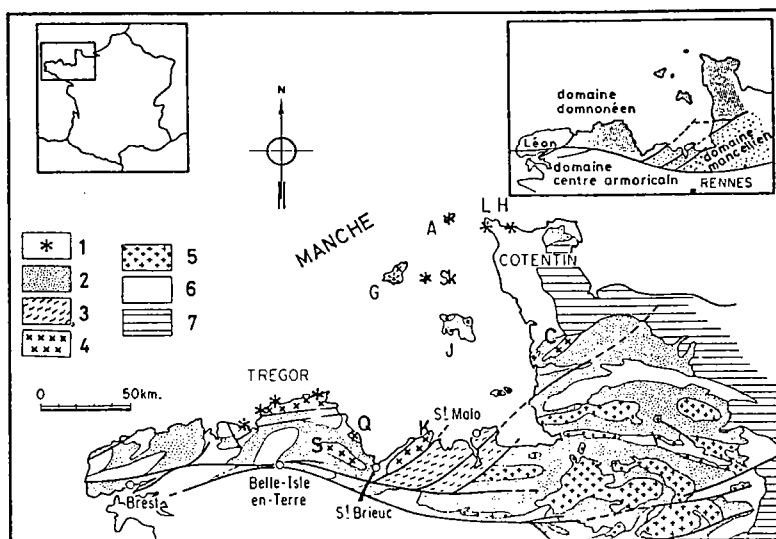


Fig. II-57 : Principales unités stratigraphiques du domaine Nord-armoricain. 1 : Reliques du socle icartien. 2 : Formations briovériennes. 3 : Ceinture migmatitique de Saint-Malo. 4 : Roches plutoniques cadomiennes de type M. 5 : Roches plutoniques cadomiennes de type S. 6 : Formations paléozoïques. 7 : Couverture mésozoïque du Bassin de Paris. A : Aurigny. C : Diorite de Coutances. G : Guernesey. J : Jersey. K : Diorite de Coetmieux-Fort-La-Latte. LH : La Hague. Q : Diorite de Saint-Quay-Portrieux. S : Diorite de Squiffiec. Sk : Sercq. (D'après Graviou et al., 1988).

Tous ces caractères s'accordent bien avec la position géographique de Guernesey qui se situe dans la ceinture de granitoïdes cadomiens de type M définie par Graviou et Auvray (1985).

Plusieurs événements magmatiques sont connus dans le Nord du Massif Armoricaïn aux alentours de 550 Ma. Auvray (1979) regroupe sous le terme de "magmatisme éocambrien" diverses manifestations plutoniques, hypovolcaniques et volcaniques du Trégor. Ce sont les granites de Porz-Scarff et du Paon, les microgranites de Loguivy et les ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux. Les datations Rb/Sr sur roches totales permettent de distinguer d'une part les granites et les microgranites : $T = 554 \pm 19 (2\sigma)$ Ma et $I_{Sr} = 0.7096 \pm 0.0012$ et d'autre part les ignimbrites : $T = 547 \pm 8 (2\sigma)$ Ma et $I_{Sr} = 0.7096 \pm 0.0012$ (Auvray, 1975, 1979 ; Vidal, 1980). Le magmatisme à 550 Ma est également connu dans d'autres secteurs du domaine Nord-armoricain, notamment à Jersey et à Saint-Germain-Le-Gaillard (en Normandie) où l'on rencontre des volcanites semblables à celles du Trégor (Boyer et al., 1979). On trouve également des intrusions granitiques ou microgranitiques d'âge voisin à Jersey (Adams, 1967) ou bien en Baie de Saint-Brieuc (Vidal, 1980).

D'autre part, les granites mancelliens ont été datés aux alentours de 540-550 Ma (Pasteels et Doré, 1982 ; Graviou et al., 1988) et c'est à cette même période que s'est formé le dôme migmatitique de Saint-Malo (Peucat, 1986). Ces deux manifestations s'inscrivent dans la ceinture des granitoïdes cadomiens de type S de Graviou et Auvray (1985).

Si l'on compare les compositions chimiques du granite de Cobo à celles des granites éocambriens du Trégor (Porz-Scarff et Le Paon), on constate qu'en plus d'avoir des âges et des affinités calco-alcalines semblables, ces magmatismes présentent certaines ressemblances géochimiques. Le tableau suivant représente les analyses moyennes des granites, n est le nombre d'analyses de chaque type ; entre parenthèses est porté l'écart-type.

n	Cobo 3	Porz-Scarff 3	Le Paon 2
SiO ₂	75.46 (0.58)	73.93 (0.63)	76.28 (0.03)
Al ₂ O ₃ *	13.16 (0.24)	13.08 (0.46)	12.07 (0.09)
Fe ₂ O ₃	1.19 (0.16)	2.16 (0.53)	0.97 (0.03)
MgO	0.37 (0.11)	0.14 (0.00)	0.08 (0.01)
CaO	0.23 (0.08)	0.42 (0.19)	0.59 (0.13)
Na ₂ O	4.33 (0.58)	4.35 (0.47)	4.04 (0.10)
K ₂ O	3.86 (0.78)	3.91 (0.50)	4.42 (0.18)
TiO ₂	0.07 (0.02)	0.13 (0.02)	0.05 (0.02)

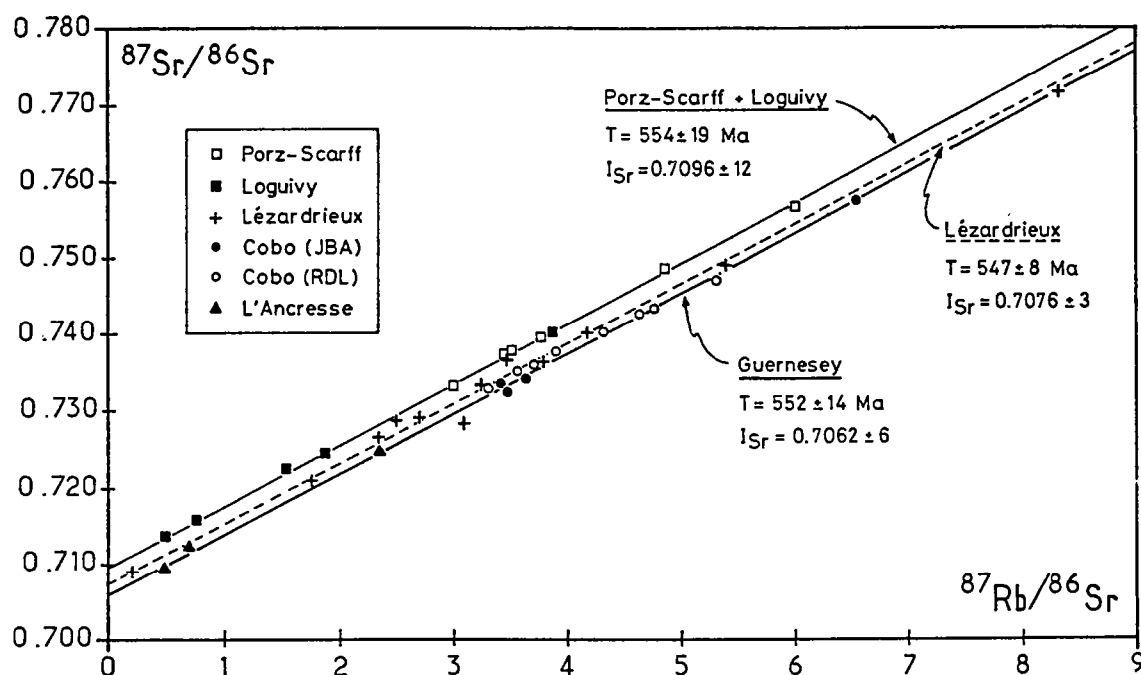


Fig. II-58 : Diagramme isochrone $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ pour les roches magmatiques finicadomiennes du Trégor et de Guernesey :
 Granite de Porz-Scarff et microgranite de Loguivy (Auvray, 1979) ;
 ignimbrites rhyolitiques de Lézardrieux (Auvray, 1979) ;
 Granodiorite de L'Ancrese et Granite de Cobo (y compris les données de D'Lemos, 1987).

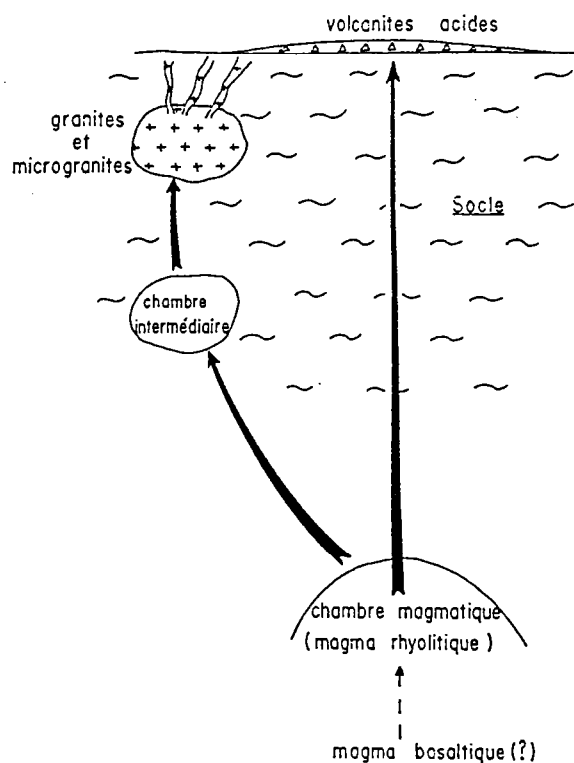


Fig. II-59 : Essai d'interprétation génétique des différents termes du magmatisme acide éocambrien dans le Trégor, Auvray (1975).

La figure II-58 représente un diagramme isochrone Rb/Sr dans lequel ont été reportées les analyses du Trégor (Auvray, 1975, 1979) : Granite de Porz-Scarff, Microgranite de Loguivy et Ignimbrites de Lézardrieux, ainsi que les analyses de la Granodiorite de L'Ancrese et du Granite de Cobo obtenues dans cette étude, complétées par les données de D'Lemos (1987) sur le Granite de Cobo. Les résultats sont les suivants :

	T [Ma]	I_{Sr}
Porz-Scarff + Loguivy	$554 \pm 19 (2\sigma)$	0.7096 ± 0.0012
Lézardrieux	$547 \pm 8 (2\sigma)$	0.7076 ± 0.0003
Guernesey	$552 \pm 14 (2\sigma)$	0.7062 ± 0.0006

Les trois ensembles ont donc des âges tout à fait semblables mais se distinguent par des rapports isotopiques initiaux du strontium différents. En ce qui concerne les formations du Trégor, Auvray (1975, 1979) interprète ces rapports comme les témoins d'une origine mantellique des roches suivie d'une contamination crustale plus ou moins importante suivant le cas considéré. Cette idée peut être étendue aux échantillons de Guernesey qui représenteraient donc le type de magma le moins contaminé. Auvray (1975, 1979) propose une hypothèse quant à la genèse des roches du Trégor (Fig. II-59). Un magma acide est tout d'abord stocké dans une chambre magmatique où il peut subir une certaine contamination crustale. Une fraction de ce magma s'échappe et monte rapidement à la surface où il s'épanche sous forme de volcanites. La rapide ascension du magma fait que la contamination reste assez faible (0.7076). Une autre partie du magma s'échappe de la chambre, mais vient se stocker dans une chambre intermédiaire où il séjournera assez longtemps pour que son rapport isotopique augmente sensiblement (0.7096) par contamination. Ce magma contaminé est à l'origine des granites de Porz-Scarff et du Paon et du microgranite de Loguivy.

Les échantillons de Guernesey s'intègrent bien dans ce schéma. Possédant le rapport isotopique le plus faible (0.706), ils peuvent correspondre aux produits de la chambre magmatique inférieure (Fig. II-60). Cette idée est confortée par les observations pétrologiques énoncées précédemment qui permettent d'envisager que les magmas acides ayant donné les granites et les granodiorites sont constitués d'un mélange d'un composant basique semblable aux magmas dioritiques du CPNG et d'un composant acide, issu de la fusion crustale, en plus faible proportion. Dans ces conditions, les magmas granitiques de Guernesey que l'on observe en contact avec les diorites, seraient restés près de

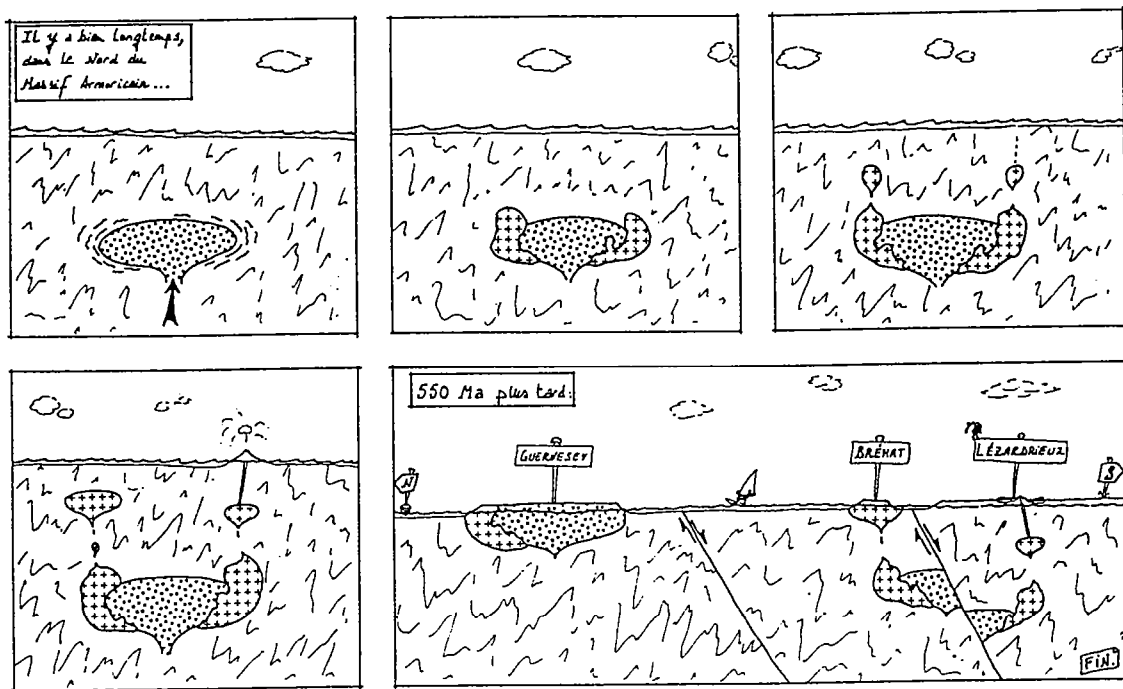


Fig. II-60 : Représentation schématique de l'origine des magmas acides fini-cadomiens dans le Nord du Massif Armoricain.

l'endroit où ils se sont formés. On trouve ici une confirmation de l'hypothèse selon laquelle le Granite de Cobo et la Granodiorite de L'Ancresse correspondraient à des niveaux plus profonds que les granites du Trégor. Ayant eu une histoire crustale plus courte que les granites trégorrois, ils seraient moins contaminés.

D'une manière plus générale, cette idée que les intrusions acides tardicadomiennes sont précédées par la mise en place en profondeur de corps basiques induisant une fusion crustale conforte l'hypothèse de Le Gall et Barrat (1987) et de Graviou et al., (1988) qui envisagent l'hypothèse que les granitoïdes du batholite mancellien pourraient être engendrés par la mise en place de magmas basiques en base de croûte. Ceci expliquant la présence de petits stocks gabbrodioritiques dans certaines zones de ce batholite (Jonin, 1981 ; Le Gall et Barrat, 1987). Ainsi, le magmatisme basique fini-cadomien (≈ 550 Ma) pourrait représenter un volume important (Barrat, 1986) dont le CPNG serait le témoin direct et dont les témoins indirects correspondraient au magmatisme acide (granites du Trégor et de la Mancellia, ignimbrites).

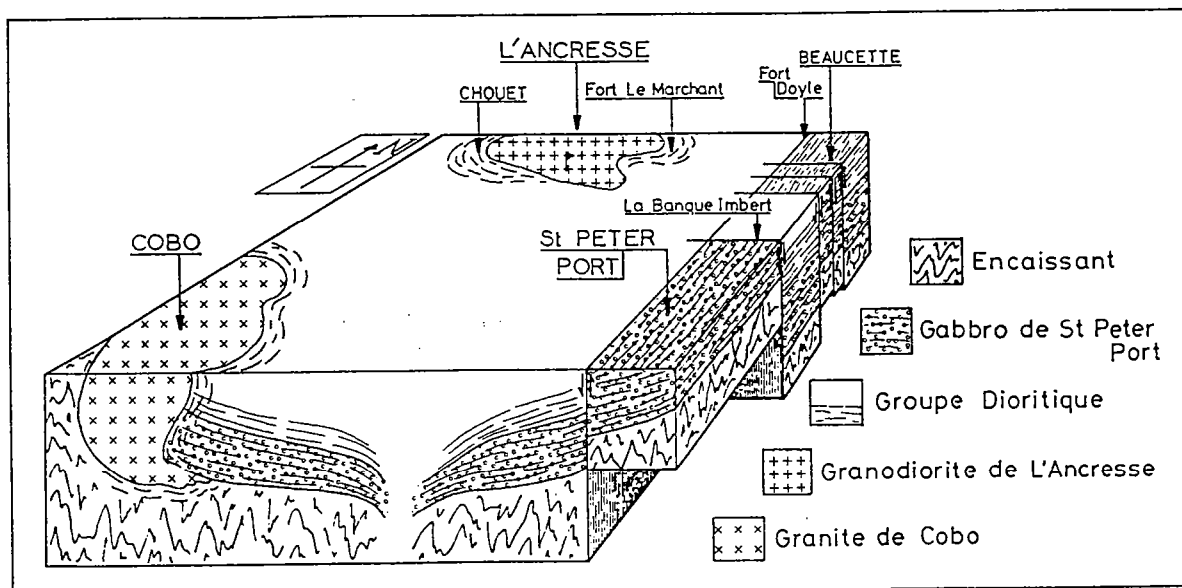


Fig. II-61 : Bloc-diagramme schématisant la structure du Complexe plutonique Nord de Guernesey.

IX- CONCLUSION

Le complexe plutonique Nord de Guernesey est un massif calco-alcalin d'âge cadomien (550-560 Ma) constitué de quatre intrusions. Les deux ensembles les plus basiques : le Gabbro de Saint-Peter-Port et le Groupe Dioritique de Bordeaux sont des formations litées qui constituent les témoins d'une ancienne chambre magmatique (Fig. II-61). Les relations entre gabbros et diorites ne peuvent être établies avec certitude, mais plusieurs critères pétrographiques et géochimiques incitent à penser qu'ils se rattachent à une même évolution magmatique. Les deux intrusions les plus acides : la Granodiorite de L'Ancrese et le Granite de Cobo apparaissent résulter du mélange d'un constituant basique apparenté aux liquides gabbro-dioritiques et d'un constituant dérivant de la fusion crustale induite par la mise en place de la chambre magmatique basique.

La répartition spatiale des différents types pétrographiques du Groupe Dioritique de Bordeaux permet de proposer une zonéographie de la chambre magmatique gabbro-dioritique. Les diorites litées du type Beaucette que l'on observe à l'Est de l'île marquent la bordure de la chambre où l'existence d'une couche limite permet au magma de s'écouler de manière laminaire. Un tel environnement est propice à la formation des litages par cristallisation contre les parois de l'intrusion. Plus à l'Ouest, les associations complexes de diorites du type Chouet indiquent le coeur du réservoir. A cet endroit, l'existence de phénomènes de convection -qu'elle soit due à des mécanismes du type double-diffusion ou à des réinjections de magma- crée un milieu turbulent qui permet le mélange plus ou moins intime des différents liquides coexistant dans la chambre. Des failles tardives à jeu limité décalent ensuite les diverses formations. Pour simplifier le schéma (Fig. II-61), ces failles sont tracées de manière rectiligne, n'ayant pas été directement observées sur le terrain.

Le Groupe Dioritique de Bordeaux, et plus précisément le type Beaucette que l'on observe sur la côte Est de l'île, présente de nombreuses figures particulières traduisant l'intervention de phénomènes magmatiques divers venant se superposer à l'évolution magmatique principale par cristallisation fractionnée. On a ainsi des indications de l'importance des phénomènes tels que les mélanges dans les chambres magmatiques calco-alcalines.

Certaines structures qui évoquent des figures de charge sédimentaires sont particulièrement bien développées à la pointe Nord-Est de l'île. Elles vont faire l'objet de l'étude développée dans la troisième partie de ce mémoire, qui a pour but d'estimer les contraintes rhéologiques que l'existence de phénomènes mécaniques simples apporte pour la compréhension de l'évolution des chambres magmatiques.

3^{ème} PARTIE

ESTIMATION DES PROPRIETES RHEOLOGIQUES DES
MAGMAS PAR L'ETUDE DES INSTABILITES GRAVITAIRES

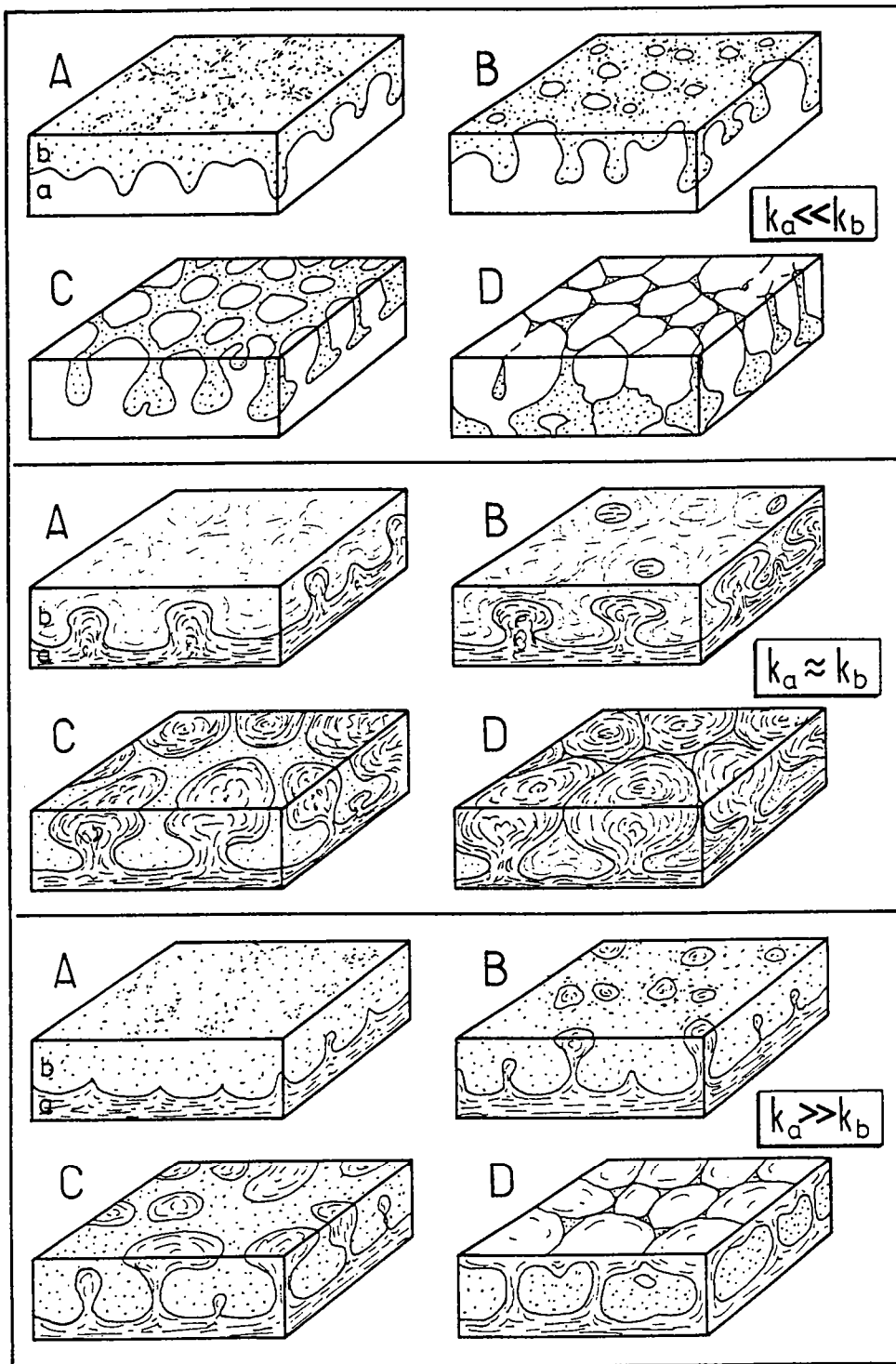


Fig. III-1: Figures de charge sédimentaires expérimentales. k_a = viscosité cinématique de la source (niveau inférieur flottable), k_b = viscosité cinématique de la surcharge (niveau supérieur dense). (d'après Anketell et al., 1970).

I- PRINCIPE, EXEMPLES

I.1- PRINCIPE

Afin d'essayer de trouver de nouveaux outils permettant de contraindre l'état rhéologique des magmas, nous nous sommes intéressés à certaines structures très particulières que l'on rencontre à la pointe Nord-Est de Guernesey, dans la région de Beaucette. Ces structures qui ont été décrites en détail dans la 2^e partie de ce mémoire, peuvent être considérées comme des figures d'instabilité gravitaire, comme nous allons le voir plus loin.

Un phénomène d'instabilité gravitaire se développe lorsqu'un système présente un gradient de densité inverse, c'est à dire lorsque ce système est composé d'une superposition de milieux dans laquelle des éléments plus denses se retrouvent disposés au dessus d'éléments plus légers. Ce phénomène s'exprimera de façon remarquable lorsque les milieux de densités différentes sont séparés par une interface nette, dont on pourra observer la déformation. En effet, deux constituants superposés d'un système gravitairement stable sont nécessairement séparés par une interface horizontale. En conséquence, le phénomène d'instabilité gravitaire entraînera une déformation de l'interface. Des phénomènes de ce type sont très bien connus dans d'autres disciplines de la géologie : c'est par exemple le cas des figures de charge sédimentaires (load casts) qui se forment lorsqu'une strate gréseuse recouvre des niveaux argileux hydratés (Anketell et al., 1970 ; Allen, 1984) (Fig. III-1). C'est également ce que l'on observe lors du développement de dômes salifères ou de la mise en place de plutons granitiques (Brun, 1981).

Dans les phénomènes gravitaires, la force motrice gouvernant le déplacement relatif des milieux est uniquement due à l'action du champ de gravité terrestre. Le caractère inverse du gradient de densité induit une énergie gravitaire potentielle qui, si elle est libérée, produit la force motrice de l'instabilité. Le système évoluera de manière à se rééquilibrer, c'est à dire tendra à se disposer selon un gradient de densité normal, stable. Ainsi les éléments lourds se déplaceront vers les niveaux inférieurs alors que les éléments légers s'élèveront.

La dynamique des systèmes fluides à gradients de densité inverse, aussi appelée "instabilité de Rayleigh-Taylor" a fait l'objet de nombreuses études théoriques et expérimentales (p.ex. Woidt, 1978 ; Ramberg, 1981). L'évolution des

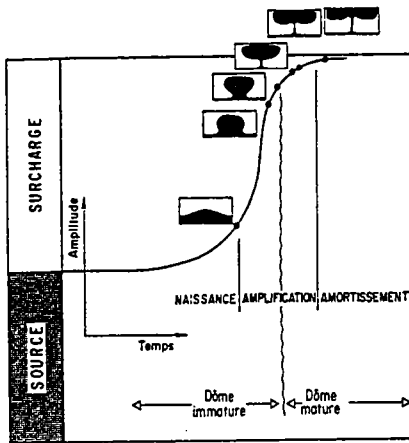


Fig. III-2: Evolution d'une instabilité de Rayleigh-Taylor. Forme de la structure et de la courbe d'amplification d'après Woidt (1978). (Brun, 1981).

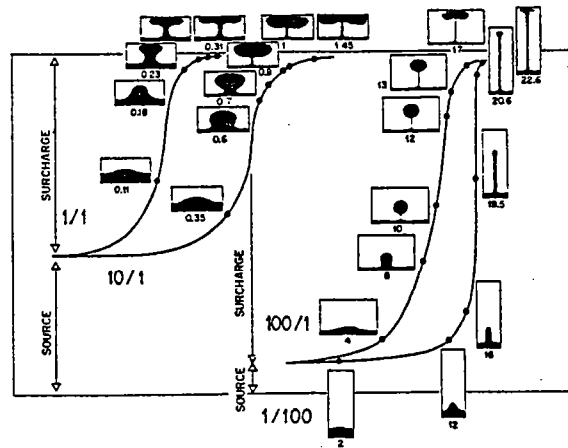


Fig. III-3: Compilation de modèles numériques d'instabilité de Rayleigh-Taylor (d'après Woidt, 1978), présentant différents rapports h_1/h_2 et μ_1/μ_2 . Le contraste de viscosité est indiqué par une fraction pour chaque courbe. Le temps d'évolution (en secondes) est indiqué sous chaque profil de structure. (Brun, 1981).

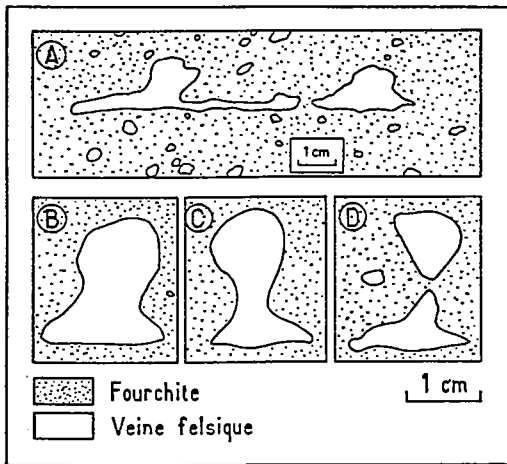
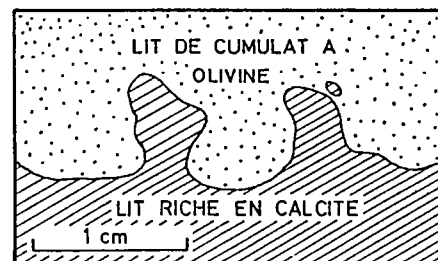


Fig. III-4: Figures observées dans le Sill de Sainte Dorothée (Québec). (A): Développement de 2 dômes à partir d'une veine felsique. (B, C, D): Coupes sériées transversale, sur 1 cm d'épaisseur, dans le dôme de droite de la figue A. (Dessin d'après photo de Philpotts, 1972).

Fig. III-5: Diapirs miniatures de calcite dans le sill inférieur de Benfontein (Kimberley, Afrique du Sud). (Dawson et Hawthorne, 1973).



systèmes gravitairement instables peut-être décomposée en trois stades successifs (Brun, 1981) (Fig. III-2) :

- 1) la **naissance** au cours de laquelle la phénomène s'initie ;
- 2) l'**amplification** correspondant à une étape d'accélération du phénomène ;
- 3) l'**amortissement** qui intervient lorsque le système est complètement rééquilibré (le gradient de densité est devenu normal) ou que l'évolution est bloquée (cristallisation achevée).

Les travaux théoriques (Ramberg, 1981 notamment) ont montré que l'amplification de l'instabilité est contrôlée par les paramètres géométriques et rhéologiques qui caractérisent le système : les épaisseurs des couches, leurs densités et leurs viscosités. Epaisseur et viscosité vont agir sur la longueur d'onde caractéristique du phénomène, c'est à dire l'espacement moyen entre les structures développées (Fig. III-3). Quant à la densité, elle n'intervient pas -ou peu- sur la longueur d'onde, mais seulement sur la vitesse d'amplification du phénomène.

I.2- EXEMPLES D'INSTABILITES GRAVITAIRES MAGMATIQUES

Sur tous les continents, de nombreuses intrusions litées présentent des structures qui ont été interprétées en termes de phénomènes gravitaires, essentiellement à cause de leur ressemblance frappante avec certaines figures sédimentaires.

Dans le sill de Sainte Dorothée, près de Montréal, Philpotts (1972) décrit dans des roches basiques alcalines (fourchites), des niveaux de cumulats à augite titanifère renfermant des ocelles de matériel feldspathique (Fig. III-4). On rencontre par ailleurs des veines leucocrates dont les bordures supérieures présentent de nombreux petits dômes. Ces deux types de figures sont considérés par Philpotts comme résultant de la coexistence de liquides magmatiques de densités différentes. Utilisant le rapport existant entre l'épaisseur et la viscosité des milieux d'une part, et la longueur d'onde des phénomènes gravitaires d'autre part, l'auteur en tire une estimation des viscosités des liquides.

En Afrique du Sud, près de Kimberley, les sills kimberlitiques de Benfontein montrent des figures de sédimentation magmatique (Dawson et Hawthorne, 1973). On y observe notamment des structures considérées comme des "diapirs miniatures" de composition très riche en calcite, injectés dans des niveaux de cumulats à olivine (Fig. III-5).

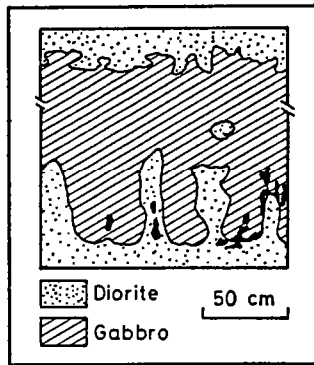


Fig. III-6: Dessin d'un lit de gabbro à hornblende de l'intrusion de l'île de Cap Breton (Canada). Les figures de charge indiquent une mobilité des cumulats dioritiques encaissants et de la couche gabbroïque. En noir sont figurées des structures en flammes provenant de la remontée de liquide intercumulus des cumulats dioritiques sous-jacents. (Wiebe, 1974).

Fig. III-7: Bloc-diagramme illustrant les structures observées dans le complexe de Klokken (Groenland). Noter l'asymétrie des figures de charge. (Parsons et Butterfield, 1981).

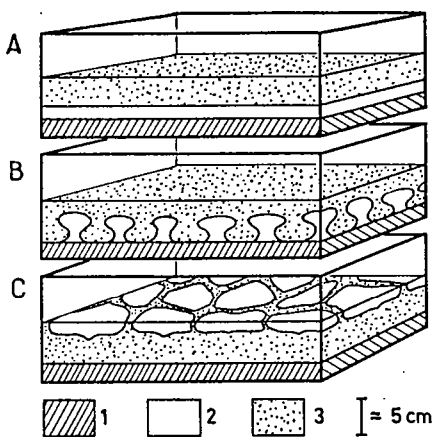
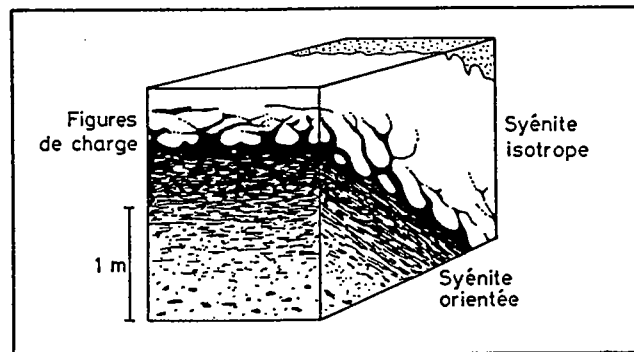


Fig. III-8: Bloc-diagramme schématique montrant un modèle possible pour la formation des structures en champignon du complexe de Fongen-Hyllingen (Norvège). 1: Gabbro adcumulus consolidé; 2: Pâte cristalline riche en plagioclase; 3: Pâte cristalline riche en olivine (en contact avec le magma sus-jacent dans le stade A). Les étapes A à C illustrent la déformation progressive induite par le contraste de densité existant entre les couches 2 et 3. Le stade C correspond aux figures observées. (Thy et Wilson, 1980).

Dans l'île de Cap Breton, à l'Est du Canada, Wiebe (1974) décrit des figures de charge où un épais niveau de gabbro à hornblende s'enfonce dans un lit dioritique sous-jacent, qui s'injecte alors vers le haut (Fig. III-6).

A l'Est de l'Inde, dans l'Etat d'Orissa, les roches ultramafiques de Nausahi présentent elles aussi de nombreuses structures sédimentaires. Mukherjee et Haldar (1975) font état d'ondulations du plan de contact entre des cumulats à olivine et des cumulats à chromite. Ils considèrent ces phénomènes comme des figures de charge dues à une accumulation irrégulière de cristaux cumulus.

Goode (1976) observe dans l'intrusion litée de Kalka en Australie centrale, des structures qu'il considère comme des figures de charge entre une mélanorite à olivine et une mésonorite à olivine sus-jacente. Lui aussi établit un parallèle avec des structures sédimentaires.

Le Groenland fournit également des exemples de phénomènes gravitaires. Dans le complexe de Klokken, les interfaces entre des syénites isotropes et des syénites orientées présentent presque systématiquement des formes lobées assimilées à des figures de charge (Parsons, 1979 ; Parsons et Butterfield, 1981 ; Parsons et Becker, 1987) (Fig. III-7). Les auteurs signalent que l'extension du phénomène varie selon que les syénites orientées sont leucocrates ou plus colorées. Ils insistent sur le comportement asymétrique des interfaces supérieure et inférieure des syénites isotropes, la base des bancs étant beaucoup plus affectée que le sommet, ce qui suggère un mouvement relatif vers le bas des roches isométriques.

Une autre intrusion litée célèbre, celle de Fongen-Hyllingen en Norvège, est riche en figures de charge. Thy et Wilson (1980) décrivent notamment des structures en forme de champignons, constituées d'une roche de teinte claire dans une matrice dunitique plus sombre (Fig. III-8). La taille de ces "champignons" et leur espacement sont très réguliers (environ 10 centimètres). Les auteurs expliquent que ces structures ne peuvent en aucun cas provenir d'une accumulation magmatique primaire et ne peuvent donc être dues qu'à un phénomène de surcharge développé avant la solidification du magma. Le contraste de densité entre un magma sus-jacent riche en olivine et un liquide sous-jacent riche en plagioclase est considéré comme le moteur du phénomène. Des observations étant également possibles dans le plan de litage, on remarque que ces

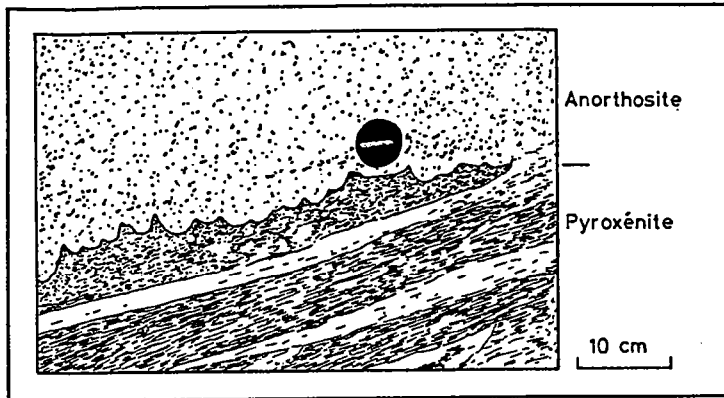


Fig. III-9 : Déformation du sommet d'un lit de pyroxénite surmonté par une couche d'anorthosite, dans le complexe du Bushveld (Afrique du Sud). (Dessin d'après photo de Lee, 1981).

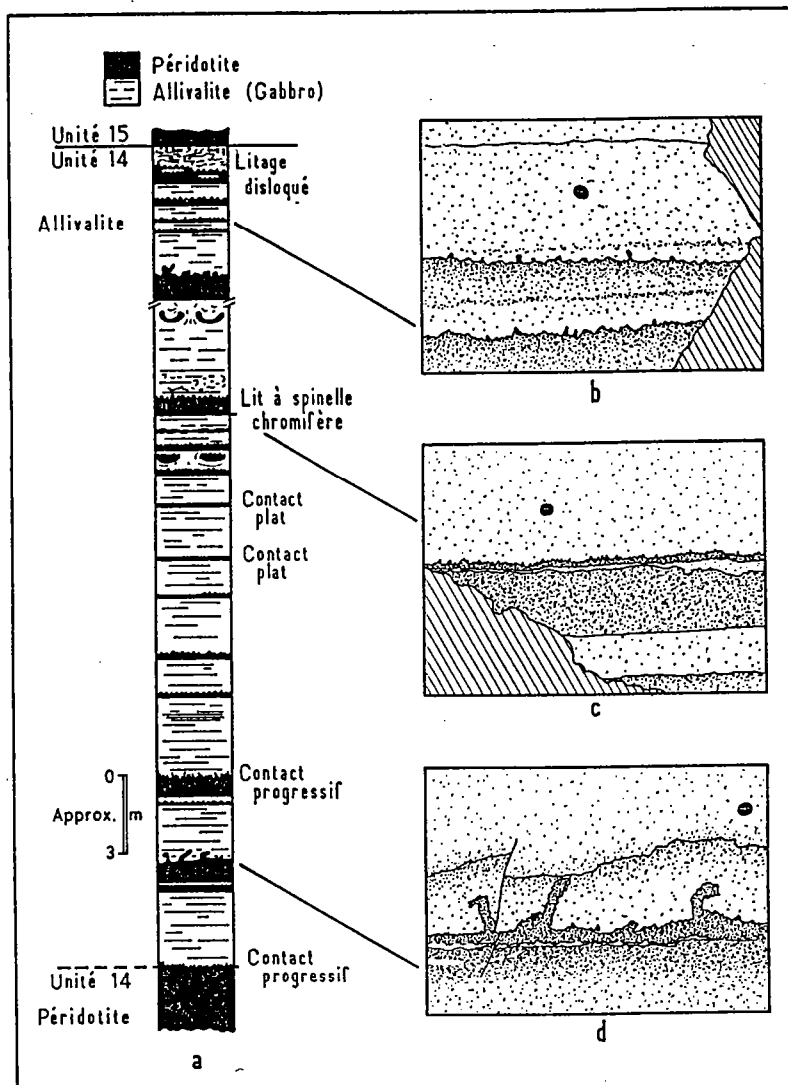


Fig. III-10 : Structures en doigts dans le complexe de Rhum (Grande Bretagne). (a) Colonne stratigraphique montrant les contacts le long desquels se développent de structures en doigts (schématisées par les petites ondulations des contacts) ; (b) Deux lits de périodolite montrant des structures en doigts le long de leurs contacts supérieurs ; (c) Structures en doigts régulières, la base des périodolites est toujours plane ; (d) Protubérances irrégulières de périodolite, formées au sommet d'un cumulat à olivine nettement lité. (Dessin d'après photos de Butcher et al., 1985).

structures induisent des figures polygonales confirmant le développement linéaire vers le haut des champignons qui constituent donc des micro-diapirs et non des structures planaires.

Un autre exemple bien étudié est le complexe lité du Bushveld en Afrique du Sud. Lee (1981) y fait un inventaire abondamment illustré des nombreuses figures de charge que l'on y rencontre, à l'interface entre des couches d'anorthosite et de pyroxénite, ou bien de harzburgite et de pyroxénite (Fig. III-9). L'auteur discute l'origine de ces structures car la disposition finale des faciès, observée actuellement, correspond à des gradients de densité normaux, donc stables. Lee propose qu'au cours de la cristallisation des magmas, l'intervention de liquides interstitiels ait pu provoquer une inversion des gradients de densité des magmas en présence. Bien que présentant une configuration stable en fin d'évolution, les liquides seraient donc passés par un stade transitoire d'instabilité gravitaire.

En Espagne, le complexe de Burguillos del Cerro, étudié par Pons (1982), présente un certain nombre de ressemblances pétrologiques avec le CPNG que nous avons évoquées dans la deuxième partie de ce mémoire. On peut y voir de nombreuses figures de litage magmatique et souvent les limites entre des lits successifs de gabbro ont un aspect onduleux.

On peut enfin citer le cas du complexe igné de l'île de Rhum, en Grande Bretagne. De nombreuses structures de tailles et de morphologies diverses y sont décrites, dans des roches à composition principalement gabbroïque (allivalites). Butcher et al. (1985) décrivent des structures en forme de doigts ("finger structures"). Ce sont des digitations de péridotite s'injectant vers le haut dans des couches de gabbro (Fig. III-10). Comme dans l'exemple précédent du Bushveld, la disposition finale des roches correspond à un gradient de densité normal. Les auteurs font plusieurs constatations précises quant à l'apparition de ces figures. Elles se rencontrent uniquement aux interfaces supérieures entre les lits de péridotite et le gabbro encaissant, la base des couches étant plane. Leur existence est indépendante de l'environnement : ces structures se développent aussi bien le long des contacts entre les unités principales qu'aux interfaces de veines centimétriques de péridotite ou bien à la base de blocs de gabbro emballés dans des péridotites. Le contact péridotite/gabbro est toujours net, jamais progressif et la géométrie des figures est régulière avec des amplitudes de 2 à 5 centimètres et des longueurs d'onde de 5 à 10 centimètres. La direction des digitations est perpendiculaire au plan de litage qui est faiblement penté, ou bien parfois directement contrôlée par la direction verticale. Enfin, la composition des

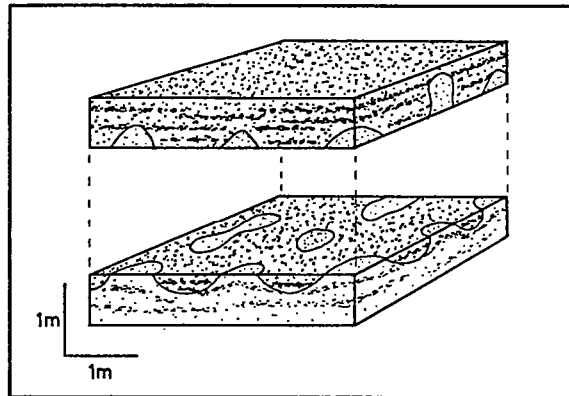


Fig. III-11 : Bloc-diagramme éclaté montrant la structure tridimensionnelle du contact onduleux entre une alluvite à pyroxène (en dessous) et une alluvite (au dessus), dans le complexe de Rhum (Grande Bretagne). (Young et Donaldson, 1985).

doigts périclinitiques est à peu près identique à celle de la couche à partir de laquelle ils sont formés. D'autres figures sont également citées comme, par exemple, des pipes d'une longueur d'environ 2 mètres pour un diamètre de 10 centimètres environ. Les auteurs envisagent trois hypothèses pour la formation de ces diverses structures :

- 1) Le dépôt de gabbro sur un plancher périclinitique irrégulier. Cette explication qui peut être satisfaisante pour les digitations d'amplitude centimétrique est inadéquate pour les structures de plus grande extension (pipes).
- 2) La déformation d'une pile cristallisée sous l'action de forces gravitaires. Cette idée est rejetée car les gradients de densité constatés sont normaux, exprimant une situation stable. D'autre part, le gabbro entourant les digitations ne montre aucune déformation. De plus la morphologie des figures est différente de celle des champignons décrits par Thy et Wilson (1980) à Fongen-Hyllingen. L'explication de Lee (1981) pour les figures observées dans le Bushveld, en terme d'instabilité gravitaire malgré les gradients de densité normaux ne paraît pas devoir être retenue dans le cas de Rhum, car la quantité de fluide interstitiel nécessaire pour inverser les gradients paraît exagérément élevée (80%).
- 3) Un remplacement métasomatique. C'est cette dernière hypothèse qui a la faveur des auteurs car elle rend compte de l'ensemble des phénomènes. La compaction des couches inférieures de périclinitite à forte porosité, surmontées par un gabbro plus compact, entraîne l'expulsion du liquide intergranulaire vers le haut. Le plagioclase des gabbros est alors déstabilisé, ce qui permet la cristallisation de l'olivine et du clinopyroxène à la place et forme ainsi les digitations.

Toujours dans le complexe lité de Rhum, se rencontrent des figures très différentes. Young et Donaldson (1985) décrivent un contact onduleux entre un gabbro dense riche en pyroxènes et un autre type de gabbro, plus léger, pauvre en pyroxènes (Fig. III-11). Dans ce cas, une hypothèse de formation par instabilité gravitaire est admise par les auteurs compte tenu du caractère manifestement inverse des gradients de densité.

Ces quelques exemples proviennent d'à peu près tous les continents. Ils ont aussi des âges très variés : Protérozoïque (Kalka, Klokken, Cap Breton, Bushveld, Nausahi), Paléozoïque (Fongen-Hyllingen, Burguillos del Cerro), Mésozoïque (Benfontein, Sainte-Dorothée) et Cénozoïque (Rhum).

Cette brève revue bibliographique, qui est loin d'être exhaustive, montre que de nombreuses intrusions litées -pour ne pas dire toutes- renferment

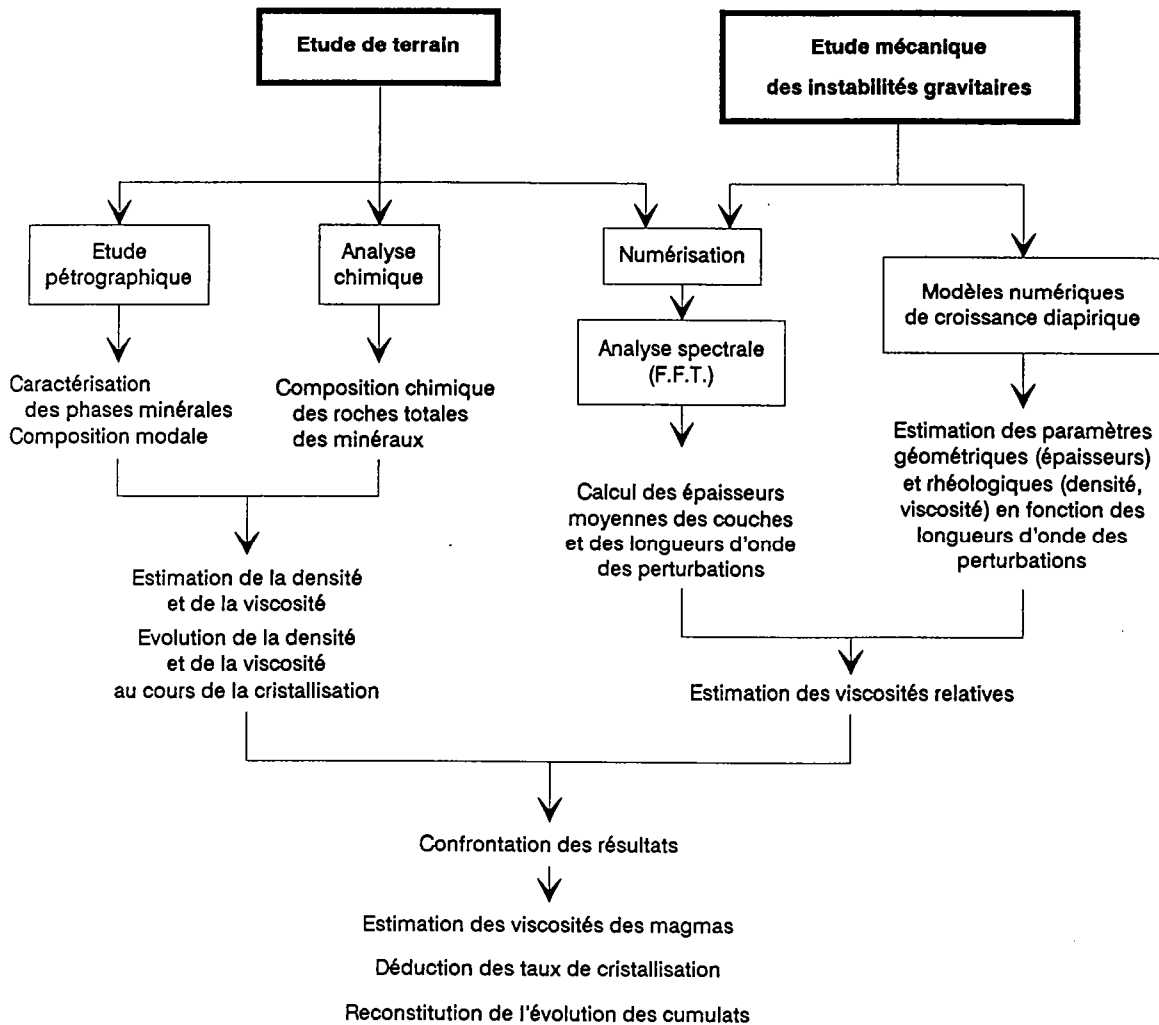


Fig. III-12 : Schéma synthétique illustrant les diverses étapes de l'approche proposée pour estimer les contrastes de viscosité entre des magmas coexistant.

des structures magmatiques présentant une ressemblance morphologique certaine avec des phénomènes sédimentaires de figures de charge. Quelques uns de ces exemples ne sont pas interprétés en terme d'instabilités gravitaires, néanmoins plusieurs auteurs affirment que les objets rencontrés correspondent à la déformation de structures magmatiques présentant des gradients de densité inverses, induisant donc des phénomènes de réajustement gravitaire (Thy et Wilson, 1980 par exemple). Certains tentent même de remonter aux caractères rhéologiques des magmas impliqués, en utilisant la morphologie des figures qui dépend étroitement de ces paramètres (Philpotts, 1972 ; Lee, 1981).

L'universalité, dans le temps et dans l'espace, de ces figures d'instabilité gravitaire et les contraintes pétrologiques que leur compréhension peut permettre d'apporter semble donc justifier une approche théorique plus rigoureuse de ces phénomènes. On peut espérer en retirer des données quantitatives concernant les propriétés rhéologiques des magmas mis en jeu, qui apparaissent comme une question clé pour la reconstitution de l'histoire des intrusions litées, avec toutes les conséquences géologiques ou économiques que cela peut impliquer.

I.3- METHODOLOGIE DE L'APPROCHE UTILISEE

L'approche que nous avons menée repose à la fois sur l'étude de terrain et sur l'étude mécanique des figures d'instabilité gravitaire (Fig. III-12).

A partir du terrain, l'étude pétrographique par microscopie optique, l'analyse des phases minérales à la microsonde électronique et l'analyse chimique des roches totales permettent de caractériser les roches et leurs constituants, ainsi que la taille des cristaux. La première idée que l'on en retire concerne la parenté des différents types pétrographiques et l'évolution générale du système magmatique. Ces données permettent alors de proposer des hypothèses et notamment d'estimer l'évolution des taux de cristallisation des magmas. A partir de la composition chimique en éléments majeurs des échantillons, on peut calculer la viscosité et la densité des magmas qui ont donné naissance à ces roches, à l'aide de méthodes classiques essentiellement thermodynamiques. En ajoutant à ces estimations l'effet de la cristallisation, basée sur les renseignements de l'analyse modale et de la composition chimique des minéraux, on peut tracer l'évolution générale de la viscosité des magmas en fonction du taux de cristallisation, donc du refroidissement du système.

Toujours sur le terrain, un certain nombre de figures d'instabilité gravitaire sont sélectionnées en vue de déterminer statistiquement leurs caractéristiques géométriques. Plusieurs veines leucocrates ont ainsi été

numérisées puis traitées par une méthode d'analyse spectrale afin d'estimer l'épaisseur moyenne des couches et surtout la longueur d'onde des perturbations développées aux interfaces.

Ces résultats sont ensuite injectés dans une étude théorique des instabilités gravitaires, basée sur les modèles numériques de croissance des diapirs proposés par Ramberg (1981). Ces modèles permettent d'évaluer les viscosités et les épaisseurs relatives des divers milieux pour lesquels se développent des perturbations de longueur d'onde déterminée. Connaissant, par l'étude statistique des objets, les épaisseurs et les longueurs d'onde, on peut ainsi remonter aux viscosités des magmas coexistant.

Dans un dernier temps, la confrontation des résultats issus des deux parties de l'approche : celle que l'on peut qualifier de thermodynamique et celle reposant essentiellement sur des considérations mécaniques, permet de proposer des valeurs pour les viscosités absolues des divers magmas interagissant. On peut également contraindre leur évolution au cours du temps et du refroidissement en estimant les taux de cristallisation au moment où se produisent les phénomènes d'instabilité gravitaire. On accède donc ainsi à des considérations cinétiques concernant l'histoire du réservoir magmatique qui peuvent permettre de mieux approcher les phénomènes de formation des cumulats.

II- DESCRIPTION DES FIGURES ETUDIEES

II,1- DESCRIPTION DES FIGURES

A la pointe Nord-Est de Guernesey, au lieu-dit Beaucette, on peut observer de nombreuses figures très particulières qui ont déjà été décrites dans la deuxième partie de ce mémoire et dont je me contenterai de rappeler ici les caractéristiques essentielles. Ces phénomènes remarquables présentent des similitudes morphologiques avec les figures de charge sédimentaires, de la même manière que les divers exemples cités au chapitre précédant. Ils s'expriment à diverses échelles, sous des formes différentes (Fig. III-13) :

- 1) Des injections cylindriques de matériel leucocrate dans un épais lit de méladiorite. Ces figures (pipes) pegmatitiques ont une longueur d'environ deux mètres et un diamètre décimétrique. Elles prennent naissance à partir de niveaux leucocrates concordants dans le plan de litage, d'une épaisseur d'environ 50 centimètres (Fig. III-13a). L'espacement entre ces pipes est de l'ordre de 50 centimètres à 1 mètre.
- 2) A la fois au dessus et en dessous de la "méladiorite principale" dans laquelle se rencontrent les pipes pegmatitiques, se trouvent des "diorites veinées". Ce type de roche correspond à une matrice de composition intermédiaire (mésodioritique) parcourue de nombreuses veines leucocrates subparallèles et concordantes dans la structure générale. Ces veines ont une épaisseur de 1 à 2 centimètres et sont espacées de 10 à 50 cm. Elles donnent naissance à deux types de figures :
 - * des connections sub-verticales relient par endroits deux veines superposées, ce qui donne à l'affleurement un aspect d'échelle posée sur la tranche (Fig. III-13b). L'exposition des structures ne permet pas d'établir si ces connections sont linéaires ou planaires. Leur épaisseur est semblable à celle des veines qu'elles relient, soit de l'ordre de 1 à 2 centimètres.
 - * Les interfaces supérieures des veines sont systématiquement affectées d'ondulations. Ces perturbations ont une amplitude centimétrique en général et n'apparaissent que très rarement à la base des couches leucocrates (Fig. III-13c).

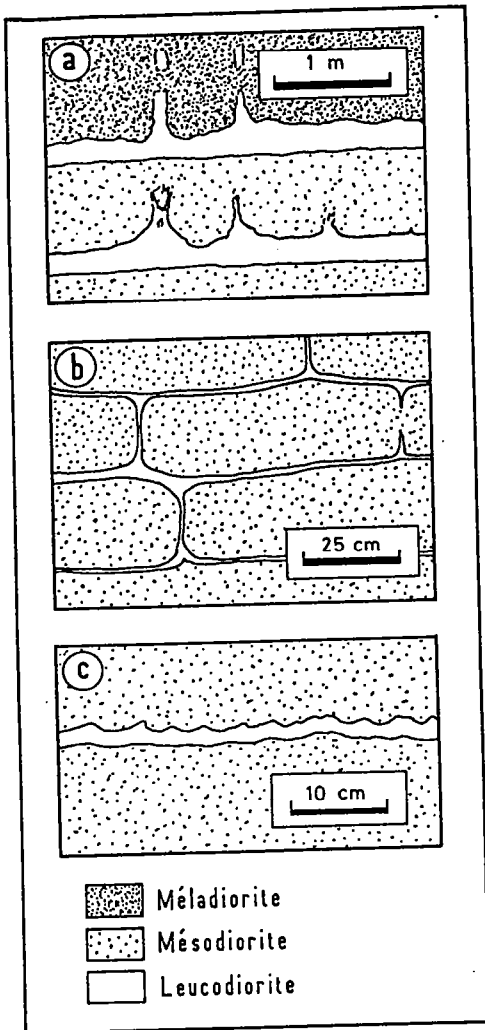
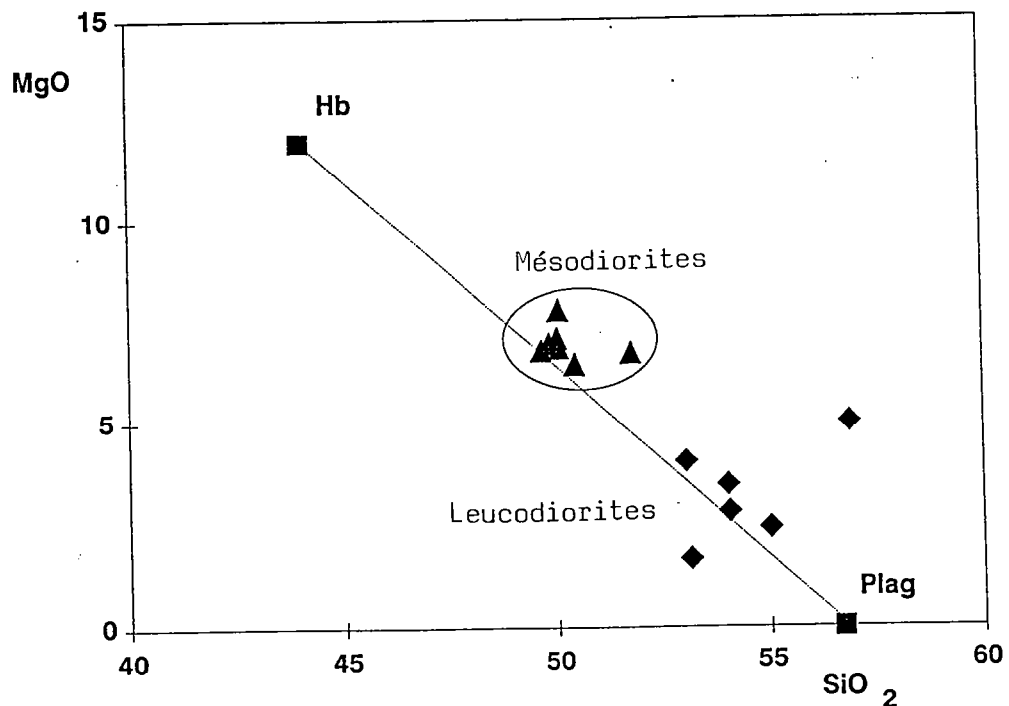


Fig. III-13 : Représentation schématique des divers types de figures rencontrées à Guernesey, aux abords de la Marina de Beaucette. (a) Initiation des pipes pegmatitiques à partir d'épais lits leucodioritiques; (b) Connexions verticales joignant des veines leucocrates parallèles; (c) Interface onduleuse au sommet d'une veine leucodioritique.

Fig. III-14 : Diagramme de Harker $MgO = f(SiO_2)$ illustrant l'homogénéité de composition des mésodiorites, qui sont constituées d'environ 60% d'amphibole et 40% de plagioclase.



Toutes ces figures, à la lumière des exemples rencontrés dans la littérature, font immédiatement penser à des phénomènes gravitaires. En effet, elles mettent en cause des superpositions de roches alternativement mésocrates et leucocrates, de compositions chimiques bien tranchées (Fig. III-14). On est donc en droit de penser, intuitivement, que les magmas qui ont formé ces diverses couches avaient des propriétés rhéologiques bien distinctes. A première vue, on peut considérer que les gradients de densité qui ont présidé à la formation de ces figures étaient inverses, puisque l'on voit les roches sombres s'enfoncer dans les plus claires, qui elles-mêmes s'infiltrent vers le haut dans les couches sus-jacentes. On verra plus loin que les calculs de densité qui peuvent être effectués confirment cette hypothèse. Nous sommes donc en présence d'un cas assez similaire à celui des "champignons" de Fongen-Hyllingen (Thy et Wilson, 1980) ou de Rhum (Young et Donaldson, 1985).

Le but de cette étude étant d'envisager de quelle manière des objets particuliers peuvent apporter des contraintes pour la reconstitution de l'évolution pétrologique d'une chambre magmatique, l'attention a essentiellement été portée sur les phénomènes apparemment les plus simples que sont les interfaces onduleuses des veines leucocrates. Les perturbations ont en effet des amplitudes de l'ordre de grandeur de l'épaisseur des couches, et l'espacement des figures est nettement plus grand que l'épaisseur des veines. C'est dans ce cas que les simplifications qu'une étude physique par le biais de la mécanique des fluides exige (Ramberg, 1981) ont le plus de chance d'être acceptables.

Deux caractères géométriques particuliers de ces perturbations sont à souligner :

- 1) Les ondulations sont préférentiellement limitées aux interfaces supérieures des veines, la base des couches étant nettement moins affectée. Les bordures supérieure et inférieure sont donc dissymétriques par rapport au plan de litage.
- 2) La direction d'extension des ondulations apparaît perpendiculaire aux veines, c'est à dire au plan de litage, dont le pendage moyen n'excède pas 20° à cet endroit. Cependant, lorsque les veines sont anormalement pentées, ou bien

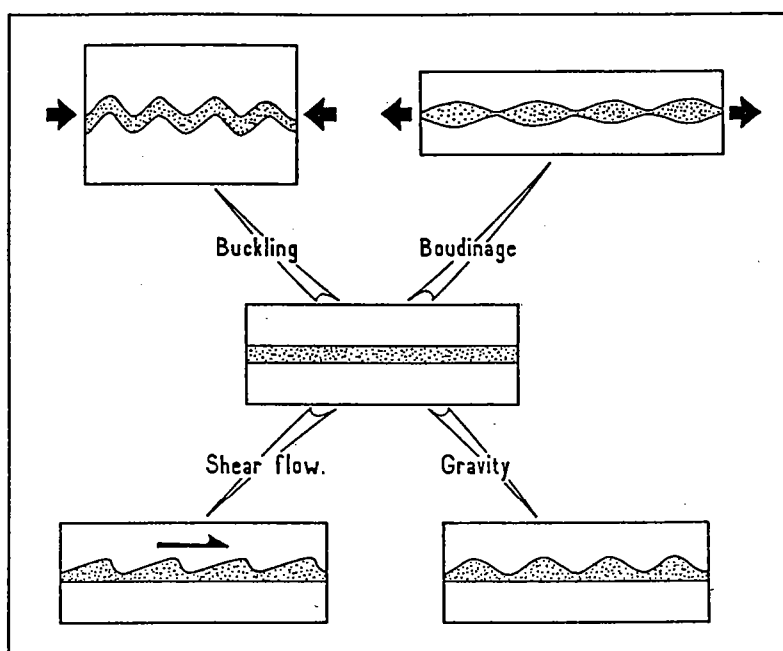


Fig. III-15 : Diagramme synthétique des différentes hypothèses envisageables pour rendre compte de la formation des interfaces onduleuses observées à Guernesey.

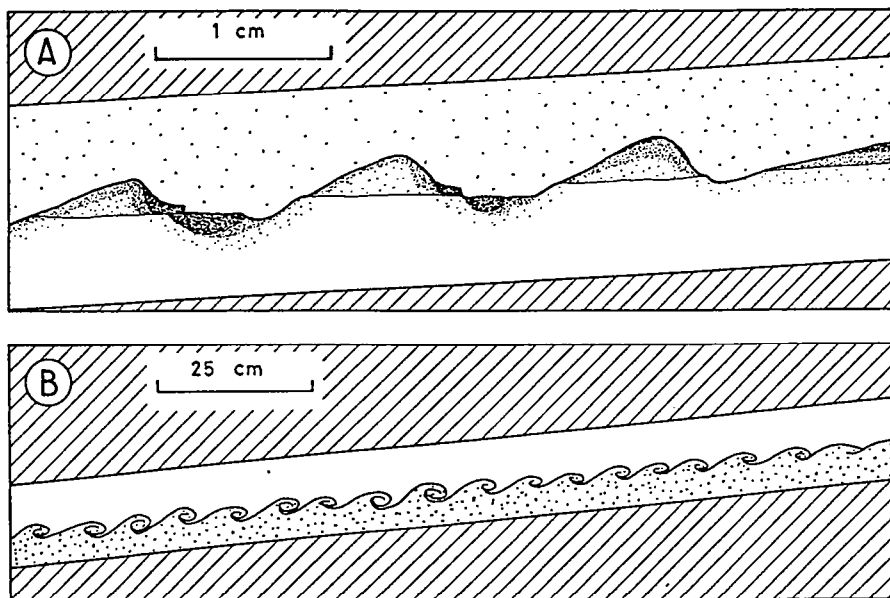


Fig. III-16 : Instabilités de courant cisaillant. (A) à l'interface entre deux liquides immiscibles (discontinuité nette de la densité) ; (B) dans un fluide stratifié présentant une variation continue de la densité. Dans les deux cas, les gradients de densité sont normaux, avec les liquides les plus denses disposés à la base. (Dessins d'après photos dans Tritton, 1977).

que l'amplitude des perturbations est plus grande, on peut observer qu'en fait le matériel leucocrate s'injecte dans la mésodiorite sus-jacente selon la direction verticale.

II.2- HYPOTHESES ENVISAGEABLES

A partir de la ressemblance de ces perturbations avec les figures de charge sédimentaires et donc avec certains objets décrits dans d'autres complexes lités, nous avons émis à priori l'idée d'un contrôle gravitaire. D'autres hypothèses peuvent cependant être envisagées pour la formation de ces interfaces onduleuses (Fig. III-15).

En premier lieu on peut songer à la déformation par plissement ou boudinage de lits leucodioritiques consolidés. Des couches initialement limitées par des bordures parallèles planes seraient soumises à une déformation compressive (plissotement) ou distensive (boudinage). Bien que l'on n'observe pas de critères microscopiques de déformation dans les mésodiorites encaissantes, ceci n'empêche pas d'imaginer cette hypothèse : la déformation d'un magma non totalement cristallisé peut être accommodée par la fraction liquide et aucune fabrique n'est alors observable dans la roche finale pourvu que la déformation ait cessé lorsque l'état solide est atteint. Cependant deux observations excluent une telle hypothèse. D'une part, nous avons insisté sur la dissymétrie des interfaces supérieure et inférieure des veines. Or le plissement ou le boudinage d'une couche "plate" produirait des perturbations symétriques le long des bordures, en phase dans le cas d'une compression, ou bien en opposition de phase lors d'un étirement. Sauf cependant si les mésodiorites situées au dessus et en dessous des veines leucocrates présentaient une forte différence de compétence. Un tel contraste rhéologique n'est pas envisageable pour des roches de composition chimique identique et dont la mise en place est quasiment synchrone. D'autre part, les taux de raccourcissement ou d'étirement nécessaires pour produire de telles figures doivent être importants. Ils auraient donc forcément dû se manifester à plus grande échelle. Or on n'observe nulle part dans le CPNG un champ de déformation compressive ou distensive susceptible de produire de telles contraintes. On peut donc exclure l'idée que les ondulations ont été formées par compression ou étirement d'une couche régulière originale.

Une autre cause envisageable serait l'intervention d'instabilités de courant cisailant, notamment le cas de l'instabilité de Kelvin-Helmholtz (Fig. III-16). Ce phénomène se développe à l'interface entre deux couches de fluide animées de courants laminaires ayant des vitesses différentes (Tritton, 1977,

p.209 ; Turner, 1979, p.94). Ce gradient de vitesse va induire une déformation dissymétrique de l'interface. Compte-tenu des connaissances actuelles sur la dynamique des magmas, l'existence de courants laminaires à faible vitesse au contact entre deux fluides magmatiques semble tout à fait vraisemblable. Que ce soit à cause de phénomènes de convection dans une couche limite ou bien de l'injection de liquides, on se trouve sans doute dans des conditions propices au développement d'instabilités de Kelvin-Helmholtz. Cependant, ce phénomène intervient en créant une asymétrie due au flux de matière, ce que l'on n'observe généralement pas dans nos exemples. Ce type de mécanisme ne peut donc être responsable de l'initiation des ondulations des interfaces des veines leucocrates, mais il peut expliquer l'aspect en dents de scie de certaines figures rencontrées.

En conséquence, le seul mécanisme sérieusement envisageable pour la formation des figures considérées est un phénomène d'instabilité gravitaire. La superposition de couches de magmas de compositions chimiques différentes et donc de propriétés rhéologiques différentes aboutira localement à l'existence de gradients de densité inverses correspondant donc à une configuration potentiellement instable. Dans le cas où une couche légère est intercalée entre deux couches plus denses, des micro-diapirs vont ainsi se former qui seront localisés à l'interface supérieure où le gradient de densité est inverse et non à la base où la situation est stable, d'où la dissymétrie des figures. L'ascension des dômes sera contrôlée par la direction verticale du champ de gravité qui est la source de la force motrice du phénomène.

III- ELEMENTS DE RHEOLOGIE DES MAGMAS

ESTIMATION DE LA DENSITE ET DE LA VISCOSITE

III,1- NOTIONS DE BASE DE RHEOLOGIE

III,11- GENERALITES

La rhéologie (du grec rheos = courant et logos = discours) est l'étude de la déformation (les changements de forme ou de taille) et de l'écoulement (la vitesse de changement de la déformation) de matériaux soumis à des contraintes.

Les corps naturels, dont font évidemment partie les magmas dans leur grande diversité, ont des comportements rhéologiques complexes et variés. On peut distinguer deux cas extrêmes :

- i) les fluides visqueux idéaux qui se déforment de manière irréversible, en s'écoulant, lorsqu'ils sont soumis à un quelconque système de contraintes. Le degré de déformation change continuellement avec le temps.
- ii) les solides élastiques idéaux qui se déforment instantanément sans écoulement lorsqu'ils sont soumis à un système de contraintes. La quantité de déformation est directement proportionnelle à la contrainte appliquée. La déformation élastique est complètement récupérable : le corps reprend sa forme et sa taille initiales lorsque la contrainte appliquée est supprimée ; la déformation est donc réversible.

Entre ces deux cas extrêmes, on rencontre la vaste gamme des matériaux plastiques qui ont les caractéristiques à la fois des fluides visqueux et des solides élastiques. Si la contrainte appliquée n'excède pas une valeur critique, qui correspond à la "limite élastique", le corps plastique se comporte comme un solide élastique. Mais si cette valeur est dépassée, un écoulement plastique se produit et le corps répond alors comme un fluide visqueux. Les magmas pouvant être considérés comme des fluides en cours de solidification, c'est avec les modèles visqueux et plastiques qu'ils sont le plus convenablement décrits (Chester et al., 1985, chap. 5).

La classification conventionnelle de l'écoulement des corps incompressibles et dont les propriétés ne changent pas au cours du temps est basée sur la relation existant entre la contrainte cisailante appliquée et la vitesse de déformation d'un matériau soumis à un cisaillement laminaire simple à pression et

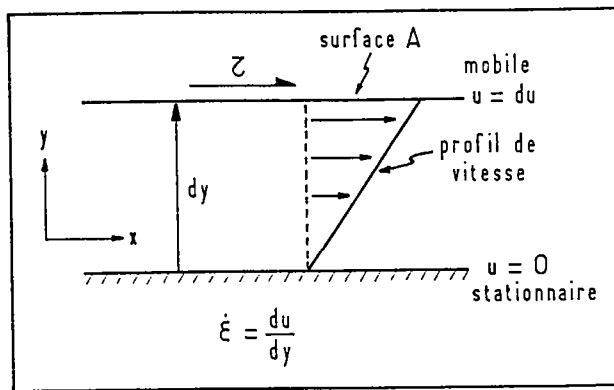


Fig. III-17 : Diagramme des conditions du courant cisailant simple stationnaire entre deux surfaces parallèles d'aire A . Une contrainte cisailante τ est appliquée parallèlement à la surface supérieure, qui avance alors à la vitesse du . La surface inférieure, située à une distance dy en dessous, reste stationnaire. La vitesse de cisaillement $\dot{\epsilon}$ à travers le fluide est égale à du/dy . (Chester et al., 1985).

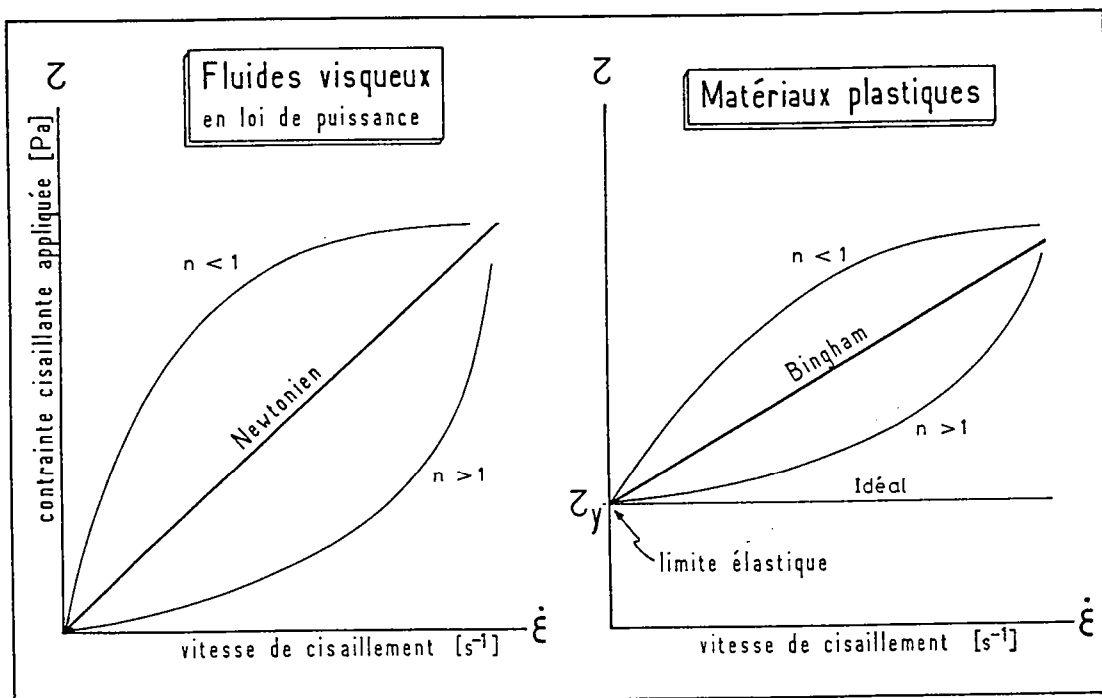


Fig. III-18 : Principales courbes rhéologiques d'écoulement. (Chester et al., 1985).

température données (Fig. III-17). La contrainte cisailante τ est la force par unité de surface agissant dans la direction de l'écoulement sur des surfaces parallèles à cette direction. La vitesse de cisaillement $\dot{\epsilon}$ est donnée par le gradient des vitesses à travers les couches en mouvement, perpendiculairement à la direction d'écoulement (Chester et al., 1985). La résistance au mouvement à l'intérieur du fluide est mesurée par la viscosité absolue :

$$\eta = \frac{d\tau}{d\dot{\epsilon}}$$

La courbe de τ en fonction de $\dot{\epsilon}$ détermine le type de comportement rhéologique du matériau observé (Fig. III-18). Ce comportement sera décrit par une loi semi-empirique du type $\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}(\tau, T, P, t, y)$ ou $\tau = \tau(\dot{\epsilon}, T, P, t, y)$. T et P sont les variables physiques température et pression, t est la variable cinématique temps et y est une variable matérielle caractérisant le système. Suivant le type d'expérience employé pour établir la loi semi-empirique décrivant le comportement du matériau, on obtiendra l'une ou l'autre des formulations (Poirier, 1976).

III.12- FLUIDES VISQUEUX

Dans le cas général, leur écoulement est représenté par une loi de puissance. A pression et température déterminées, cette loi est du type :

$$\tau = K \dot{\epsilon}^n$$

où l'exposant n dépend du mécanisme d'écoulement mis en oeuvre (voir par exemple Nicolas, 1984).

K est une constante si P et T sont fixés. Dans le cas général, pour un fluide donné, la pression est négligeable en première approximation (Poirier, 1976). Dans ces conditions, K contient essentiellement un terme d'activation thermique de la forme $\exp(Q/RT)$ où Q est l'énergie d'activation de l'écoulement visqueux et R la constante des gaz (voir par exemple McBirney et Murase, 1984).

La viscosité absolue s'exprime donc :

$$\eta = \frac{d\tau}{d\dot{\epsilon}} = n K \dot{\epsilon}^{n-1}$$

On distingue le cas particulier des fluides newtoniens pour lesquels la viscosité est constante, c'est à dire $n = 1$.

La loi s'écrit plus simplement :

$$\tau = \mu \dot{\epsilon}$$

$$\text{et } \eta = K = \tau / \dot{\epsilon}$$

que l'on note μ : la viscosité newtonienne

Ce cas particulier constitue une bonne approximation pour nombre de fluides communs. Il sert souvent de base pour l'étude intuitive du comportement des fluides (Chester et al., 1985).

III,13- MATERIAUX VISCO-ELASTIQUES

Alors que les fluides visqueux se déforment de manière irréversible, aussi faible soit la contrainte appliquée, les corps plastiques ne le font que si leur limite élastique est dépassée. Dans le diagramme $\tau = f(\dot{\epsilon})$, ils se distinguent donc des fluides visqueux en ne passant pas par l'origine.

Le comportement plastique est décrit par l'équation générale :

$$\tau = \tau_y + K \dot{\epsilon}^n$$

On distingue le cas particulier où $n = 1$, correspondant aux corps de Bingham dont le comportement est équivalent au comportement newtonien au delà de la limite élastique. Dans ce cas, l'équation générale se simplifie :

$$\tau = \tau_y + \mu \dot{\epsilon}$$

$$\text{pour } \tau \leq \tau_y \quad \eta_b = \infty$$

$$\tau > \tau_y \quad \eta_b = \frac{\tau - \tau_y}{\dot{\epsilon}}$$

où η_b est la viscosité de Bingham.

Les modèles de comportement plastique combinent les comportements élastique et visqueux, chacun agissant distinctement suivant le niveau de

contrainte. Cependant, pour les matériaux réels, les deux comportements peuvent opérer simultanément à des degrés divers.

III,14- SIGNIFICATION DE LA VISCOSITE

La viscosité représente la quantité d'énergie dissipée sous forme de chaleur par un fluide lors de son mouvement, qui ne pourra pas être récupérée mécaniquement. C'est donc une mesure de la résistance à l'écoulement du fluide lorsqu'il subit un cisaillement laminaire simple.

A cause du caractère non newtonien des fluides réels, on distinguera les viscosités absolue et apparente.

III,141- Viscosité absolue

La viscosité absolue est exprimée par l'équation :

$$\eta = \frac{d\tau}{d\dot{\epsilon}}$$

Elle mesure la résistance absolue du fluide au mouvement, à n'importe quelle vitesse de cisaillement.

Pour les fluides visqueux décrits par une loi de puissance et pour les matériaux plastiques au delà de la limite élastique, elle s'écrit donc :

$$\eta = n K \dot{\epsilon}^{n-1}$$

Dans le cas où $n = 1$, $\eta = K = \mu$.

III,142- Viscosité apparente

La viscosité apparente d'un matériel non newtonien est la valeur de la viscosité calculée en supposant que le comportement est newtonien, à une vitesse de déformation donnée.

$$\text{Donc } \mu' = \frac{\tau}{\dot{\epsilon}}$$

Pour un fluide en loi de puissance, elle s'écrit :

$$\mu' = \frac{\tau}{\dot{\epsilon}} = \frac{K \dot{\epsilon}^n}{\dot{\epsilon}} = K \dot{\epsilon}^{n-1}$$

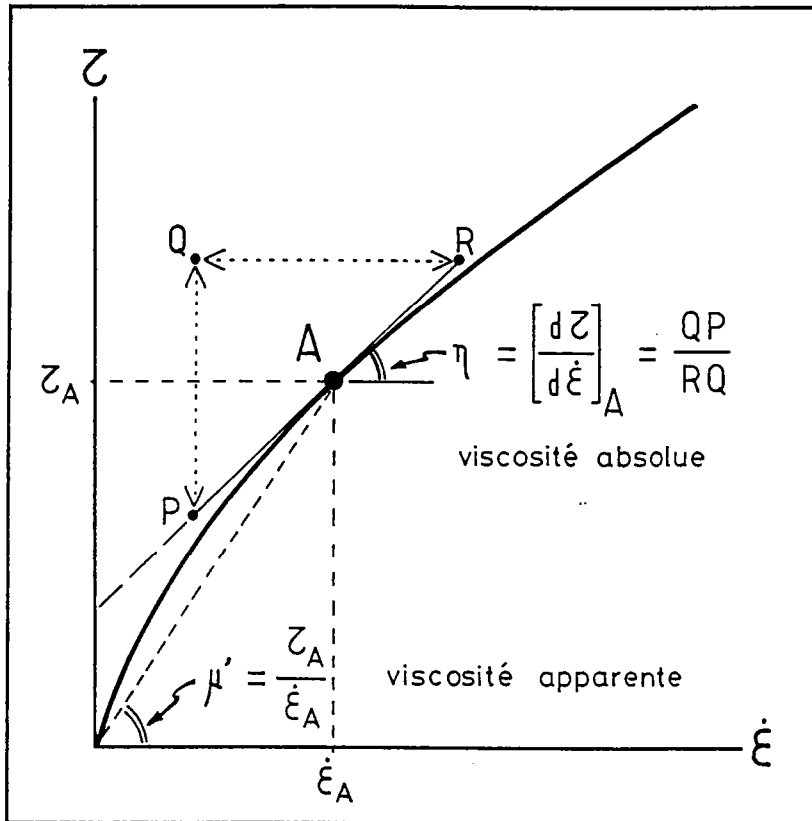


Fig. III-19 : Interprétation graphique des viscosités absolue et apparente. (Chester et al., 1985).

On voit que dans le cas d'un fluide newtonien où $n = 1$, $\mu' = K = \mu$.

Pour un corps plastique :

$$\mu' = \frac{\tau}{\dot{\epsilon}} = \frac{\tau_y + K \dot{\epsilon}^n}{\dot{\epsilon}} = \frac{\tau_y}{\dot{\epsilon}} + K \dot{\epsilon}^{n-1}$$

Considérons par exemple le cas d'un fluide quelconque ($n < 1$ par exemple). On peut interpréter graphiquement les viscosités absolue et apparente (Fig. III-19) :

$$\eta = \left[\frac{d\tau}{d\dot{\epsilon}} \right]_A \qquad \mu' = \frac{\tau_A}{\dot{\epsilon}_A}$$

III,143- Viscosité dynamique et viscosité cinématique

En mécanique des fluides, on appelle souvent la viscosité d'un matériau viscosité dynamique, par opposition à la viscosité cinématique qui est la viscosité dynamique divisée par la masse volumique du matériau.

L'unité du système international pour la viscosité dynamique est le Pascal-seconde [Pa s], mais on rencontre très souvent l'ancienne unité du système C.G.S qui est le Poise [P] et vaut 0,1 Pa s. En ce qui concerne la viscosité cinématique, l'unité S.I. est le mètre carré par seconde [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$], l'unité désuète du système C.G.S. est le stokes [St] valant $10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. En règle générale, lorsqu'on parle de viscosité, il s'agit de la viscosité dynamique et dans tout ce qui suit, les unités du système international seront employées.

III,15- VISCOSITE DES MAGMAS

Dans le cas général, les magmas et les roches ne se comportent malheureusement pas comme des systèmes idéaux. Cependant, dans des cas un peu particuliers, ils peuvent être décrits avec une approximation raisonnable par les comportements simples énoncés ci-dessus.

Par exemple, une roche magmatique quelconque se comporte comme un fluide visqueux à l'échelle des temps géologiques, c'est à dire au moins 10^4 ans qui est le temps caractéristique du rebond post-glaciaire pour lequel cette assertion peut être vérifiée (Turcotte et Schubert, 1982). Le manteau se comporte, quant à lui, comme un solide élastique pour des temps de l'ordre de 1 à 10^4

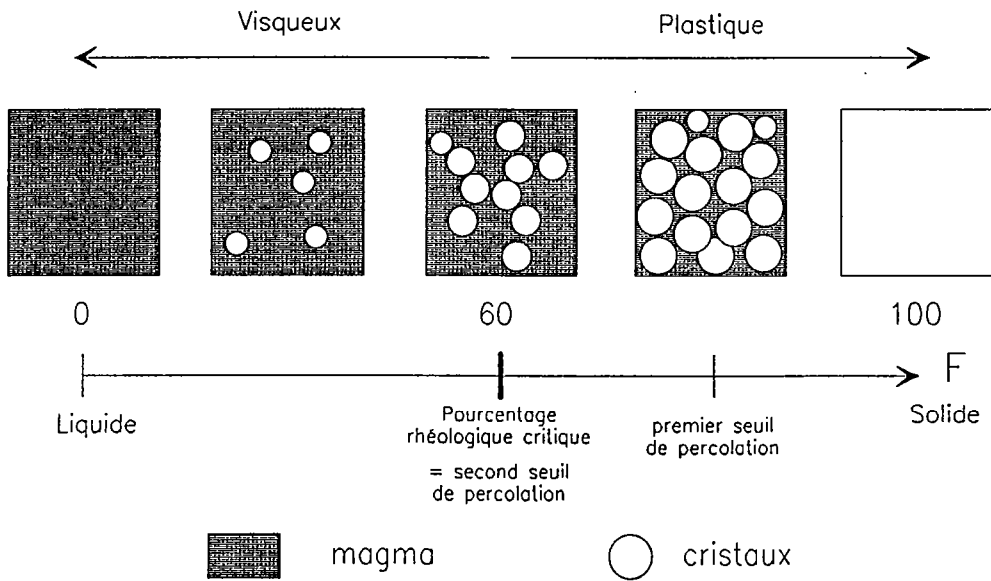


Fig. III-20: Evolution du comportement rhéologique d'un magma au cours de la cristallisation. F désigne le taux de cristallisation = la concentration de phases solides en suspension.

secondes et comme un fluide visqueux pour des temps de 10^{11} à 10^{17} secondes, soit 3000 ans à 3 Ga (Turcotte et Schubert, 1982).

En ce qui concerne les magmas, plusieurs cas sont à distinguer en fonction des taux de cristallisation (Van der Molen et Paterson, 1979 ; Marsh, 1981 ; Nicolas, 1984) (Fig. III-20) :

- 1) Un magma exempt de cristaux se comporte comme un fluide newtonien idéal. Sa viscosité dépend de la composition chimique du liquide et de la température. Le rôle de la pression peut être négligé : Kushiro et al. (1976) ont mesuré que la viscosité d'un magma andésitique ne décroît que d'un facteur 2 entre 1 atm et 15 kbar à 1350 °C. Compte tenu de la précision des calculs de viscosité qui avoisine en général un ordre de grandeur, on peut considérer cette variation comme à peu près insignifiante. Cependant la pression joue un rôle indirect important car elle contrôle la quantité d'eau et d'autre volatiles pouvant être dissous dans le magma (Dingwell, 1986 par exemple). Ce facteur est d'une importance capitale en pétrologie magmatique.
- 2) Un magma en cours de cristallisation peut être considéré comme un fluide visqueux contenant une phase solide en suspension. Il peut se modéliser soit comme un fluide newtonien dont la viscosité dépend de la viscosité du liquide intergranulaire et de l'abondance de cristaux en suspension ; soit comme un fluide de Bingham possédant une limite élastique finie. Dans ce dernier cas, les valeurs des limites élastiques mesurées dans les conditions naturelles sont de l'ordre de 10^2 à 10^3 Pa (Chester et al., 1985). Un comportement de Bingham est le modèle qui explique le mieux certains phénomènes naturels comme la morphologie des coulées de lave ou le transport de xénolithes (Turcotte et Schubert, 1982).
- 3) Lorsque le taux de cristallisation du magma augmente, on va atteindre une limite critique correspondant à la transition entre le cas précédent de l'écoulement d'une suspension dense (des cristaux dans un liquide) au cas de l'écoulement d'une masse granulaire (du liquide entre des cristaux). Cette transition correspond au moment où va s'établir une continuité entre les différentes particules solides et à partir duquel ce sont les interactions entre les grains qui vont jouer un rôle prédominant alors que dans le cas d'une suspension dense, les déplacements étaient localisés dans la phase fluide entre les grains. La transition entre ces deux types de comportements se produit pour une fraction volumique critique de cristaux, aussi appelée le "pourcentage rhéologique critique du liquide". La valeur de cette limite est assez délicate à estimer car elle dépend notamment des caractéristiques du

liquide (donc de la composition chimique de la roche finale) et de la forme des cristaux. A la suite de Marsh (1981), on pourra accepter comme pourcentage critique une valeur d'environ 60% de cristaux en volume, soit 40% de liquide. Van der Molen et Paterson (1979) vont même jusqu'à proposer 30 à 35% de liquide seulement comme valeur critique. Dans ce qui suit, nous nous en tiendrons à l'estimation de Marsh, qui est également la valeur acceptée par Frost et Lindsay (1988) (voir aussi Arzi, 1978). Au delà du pourcentage rhéologique critique, le magma pourra donc être considéré comme un solide.

- 4) Lorsque la cristallisation atteint le pourcentage rhéologique critique, le magma franchit ce que l'on appelle le second seuil de la percolation (Nicolas, 1984). De visqueux, son comportement devient plastique. Si la cristallisation se poursuit, on atteindra enfin le premier seuil de percolation, correspondant à la disparition de la continuité du liquide intergranulaire. Le milieu interstitiel sera donc discontinu ce qui aura pour implication rhéologique de diminuer nettement la vitesse de déformation de la roche.

En résumé, au dessus de 60 % de cristaux, le magma sera considéré comme un solide, la porosité de la masse granulaire étant alors trop faible pour permettre au liquide intergranulaire restant de s'exprimer en tant que tel. En deçà de cette valeur limite, le comportement du magma sera approché par une loi newtonienne.

III.2- ESTIMATION DE LA VISCOSITE DES MAGMAS

III.21- PRINCIPE

Nous venons de voir que le comportement d'un magma peu cristallisé, en tout cas avec moins de cristaux que le pourcentage rhéologique critique, pouvait être approché par un modèle de fluide visqueux newtonien. Il convient néanmoins de noter que la présence d'une phase solide en suspension entraîne l'apparition d'une limite élastique (Mc Birney et Noyes, 1979 ; Mc Birney et Murase, 1984 ; Chester et al., 1985 ; Scarfe, 1986). Dans ce qui suit, nous considérerons des magmas en dessous du pourcentage rhéologique critique (soit renfermant moins de 60% de cristaux) et nous utiliserons donc le modèle simple du comportement newtonien. La loi rhéologique des magmas sera donc $\sigma = \mu \dot{\epsilon}$, la

viscosité (newtonienne, dynamique) étant la constante de proportionnalité entre contrainte appliquée et vitesse de déformation.

La viscosité d'un magma dépend de nombreux facteurs que l'on peut regrouper en deux ensembles : les facteurs dûs au liquide et ceux liés à la présence de cristaux.

En ce qui concerne les facteurs agissant sur la phase fluide, ce sont la composition chimique du magma, représentée par la fraction molaire des oxydes X_i (y compris l'eau et les éventuels autres volatiles) et la température T . La pression pourra être négligée, comme on l'a vu plus haut. En toute rigueur, il faudrait prendre en compte d'autres paramètres comme la présence de bulles de gaz dans le magma, mais un tel facteur est absolument inaccessible dans la plupart des roches magmatiques et nous n'en ferons donc pas cas. D'un point de vue qualitatif, la viscosité d'un magma varie dans le même sens que son "acidité" et en sens inverse de la température et de la teneur en eau.

Les facteurs relatifs à la présence d'une phase solide en suspension se limitent, en pratique, à l'abondance (la fraction volumique F) de cristaux, qui correspond au taux de cristallisation du magma. De manière plus rigoureuse, il faudrait prendre également en compte la taille des cristaux, ainsi que leur forme. A cause de la difficulté à estimer la viscosité des suspensions de particules, ces deux paramètres seront intégrés dans des lois empiriques et seule la fraction volumique de cristaux (ou le taux de cristallisation) seront pris en compte. Plus la phase solide sera abondante, plus la viscosité sera forte. Ainsi la viscosité d'un magma va évoluer notablement au cours du refroidissement puisqu'une diminution de la température va entraîner une modification de la composition chimique en même temps que l'apparition puis le développement de phases minérales. La température agit donc directement (sur la viscosité de la fraction liquide) et indirectement (sur l'abondance des cristaux).

On peut séparer le rôle de ces deux familles de facteurs en écrivant la viscosité du magma :

$$\mu = \mu_o \times \mu_R$$

$$\text{ou bien : } \ln(\mu) = \ln(\mu_o) + \ln(\mu_R)$$

avec : $\mu_o = f(X_i, T)$ = viscosité du liquide interstitiel

et : $\mu_R = f(F)$ = viscosité relative due à la présence de cristaux.

Le rôle direct de la température s'exprime par une loi d'Arrhénius classique :

$$\mu_o = A \exp \left[-\frac{E}{RT} \right]$$

avec A = constante, E = énergie d'activation, R = constante des gaz et T = température absolue. On retrouve donc la dépendance de la viscosité d'avec l'inverse de la température.

Bottinga et Weill (1972) puis Shaw (1972) ont élaboré une démarche empirique pour estimer la viscosité des magmas subliquidus, donc la viscosité de la phase liquide dépourvue de cristaux en suspension, ou encore la viscosité du liquide intergranulaire dans le cas d'une suspension fluide. Shaw (1972) aboutit à la formulation suivante :

$$\ln(\mu_o) = \left[\frac{10^4}{T} - 1.5 \right] S - 6.4$$

$$\text{avec : } S = \frac{\sum X_i (S_i^o X_{\text{SiO}_2})}{1 - X_{\text{SiO}_2}}$$

où X_i désigne la fraction molaire de l'oxyde i

et où S_i^o est une constante qui prend les valeurs suivantes :

6.7	pour Al_2O_3
3.4	Fe_2O_3 , FeO et MgO
4.5	CaO et TiO_2
2.8	Na_2O et K_2O
2.0	H_2O

La valeur de la viscosité obtenue par l'expression de Shaw est exprimée en poises c'est à dire en unité C.G.S. Il faut diviser cette valeur par 10 pour la convertir en Pa s.

D'où l'expression que nous utiliserons :

$$\ln(\mu_0) = \left[\frac{10^4}{T} - 1.5 \right] \left[\frac{x_{\text{SiO}_2}}{1 - x_{\text{SiO}_2}} \right] \sum x_i s_i^0 - 8.7$$

avec μ_0 en Pa s et T en K.

III.22- ROLE DES CRISTAUX EN SUSPENSION

En ce qui concerne le rôle des cristaux, de nombreuses tentatives ont été effectuées pour calculer la viscosité d'une suspension de particules en fonction de la concentration de ces particules.

Pour une suspension de particules sphériques à très faible concentration (de l'ordre de 1 %), la formule d'Einstein :

$$\mu_R = 1 + 2.5 \phi$$

(ϕ est la concentration des particules en suspension)

est considérée comme théoriquement correcte (Marsh, 1981 ; Chester et al., 1985)

Pour décrire le comportement des suspensions à plus forte concentration en particules, plusieurs formulations sont envisageables : Marsh (1981) utilise une équation due à Roscoe :

$$\mu_R = (1 - R \phi)^{-2.5}$$

Lorsque ϕ tend vers $1/R$, μ_R tend vers l'infini, ce qui traduit le passage à l'état solide. Dans le cas d'un magma, $1/R$ doit être ajusté en fonction du pourcentage rhéologique critique. Nous avons vu précédemment qu'on pouvait retenir une valeur de 0,6 pour ce paramètre, soit $R = 1,67$.

Constatant que les mesures de la viscosité de deux magmas (un basalte tholéiitique hawaïen et une dacite du Mont St-Helens) à divers taux de cristallisation sont largement supérieurs aux valeurs prédites par les équations ci-dessus, Mc Birney et Murase (1984) font appel à une formulation dérivée d'une équation de Sherman. Ils prennent en compte la taille des cristaux, considérée -à juste titre- comme un paramètre déterminant. Ils proposent donc l'équation suivante :

$$\ln(\mu_R) = \frac{0.011 D}{\phi^{-1/3} - 1} - 0.15$$

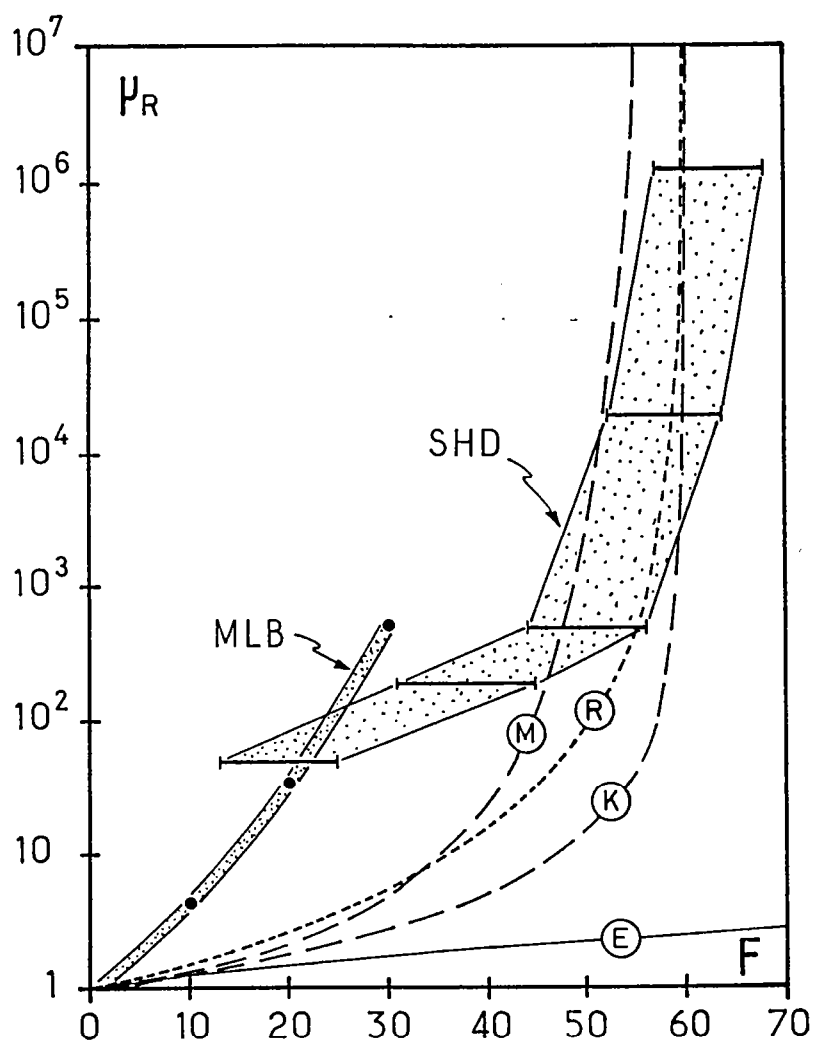


Fig. III-21 : Diagramme comparatif de la viscosité relative en fonction du taux de cristallisation calculée d'après diverses équations : M : Mooney, K : Krieger et Dougherty, R : Roscoe, E : Einstein. SHD et MLB désignent les données expérimentales de Mc Birney et Murase (1984).

avec D = diamètre moyen des cristaux en μm

et Φ = concentration des cristaux (fraction volumique).

Cette formule pose un certain nombre de problèmes :

- 1) $\ln(\mu_R)$ doit tendre vers 0 quand Φ tend vers 0. Ceci implique ici un diamètre moyen négatif.
- 2) $\ln(\mu_R)$ tend vers l'infini lorsque Φ tend vers 1 alors que nous avons vu précédemment qu'il était plus raisonnable d'envisager une cristallinité critique de 0,6.
- 3) Si Φ et D tendent vers 0, alors $\ln(\mu_R)$ tend vers une valeur négative.
- 4) Enfin, McBirney et Murase (1984) ont ajusté les divers coefficients de leur formule à partir des données expérimentales obtenues sur une dacite du Mont St-Helens. L'accord entre les valeurs calculées et mesurées laisse supposer un diamètre moyen des cristaux à peu près constant (de l'ordre de 0,2 à 0,3 mm) quel que soit la concentration des cristaux. Cette idée est irréaliste compte-tenu de ce que la taille des cristaux doit varier en fonction du taux de cristallisation (donc de la concentration en cristaux).

Pour toutes ces raisons, cette approche est difficile à employer et ne sera donc pas retenue ici.

Jeffrey et Acrivos (1976), dans le cadre d'une étude des propriétés rhéologiques des suspensions de particules, font appel à deux formulations introduites initialement par Mooney et par Krieger et Dougherty qui sont respectivement :

$$\mu_R = \exp \left[\frac{B\Phi}{1 - K\Phi} \right]$$

$$\mu_R = (1 - K\Phi)^{-B/K}$$

De même que pour la formule de Roscoe employée par Marsh (1981), le coefficient K dépendra du pourcentage rhéologique critique choisi. Dans le cas présent, on prendra $K = 1/0,6$. Quant au facteur B , Jeffrey et Acrivos (1976) préconisent la valeur 2,65.

La figure III-21 représente l'allure des différentes courbes de μ en fonction de la concentration en cristaux, notée F . Sont également figurées les données expérimentales utilisées par McBirney et Murase (1984). On voit que celles-ci sont assez loin des diverses courbes pour des concentrations inférieures à 40%. En fin de compte, nous retiendrons la formulation proposée par Jeffrey et

Acrivos (1976) a partir de l'équation de Mooney, qui est la moins éloignée des données expérimentales.

Nous disposons donc de deux équations nous permettant d'estimer la viscosité d'un magma, en tenant compte du rôle critique des cristaux en suspension :

$$\mu = \mu_o \cdot \mu_R$$

avec :

$$\ln(\mu_o) = \left[\frac{10^4}{T} - 1.5 \right] \left[\frac{X_{SiO_2}}{1 - X_{SiO_2}} \right] \sum x_i S_i^0 - 8.7$$

et :

$$\mu_R = \exp \left[\frac{2.65 F}{1 - (F / 0.6)} \right]$$

Compte tenu de la vaste gamme des viscosités des magmas et des valeurs élevées pouvant être atteintes, on choisira souvent d'exprimer la viscosité dynamique en unités logarithmiques.

III.3- ESTIMATION DE LA DENSITE DES MAGMAS

Après la viscosité que nous venons d'étudier, l'autre propriété fondamentale pour notre étude est la densité. C'est en effet le sens des gradients de densité qui va déterminer la stabilité d'un système multi-couches. D'où la nécessité de pouvoir estimer avec une précision raisonnable la densité des magmas qui est très différente de celle des roches qui en dérivent.

Il convient tout d'abord de rappeler que la masse volumique d'un corps correspond à la masse d'une unité de volume de ce corps. Elle se calcule donc en divisant la masse du corps par son volume et s'exprime en kg m^{-3} . Quant à la densité il s'agit de la masse volumique divisée par la masse volumique de l'eau. Cette dernière quantité étant peu différente de 1000 kg m^{-3} , la densité d'un corps est donc à peu près un millièème de sa masse volumique. C'est ce qui explique que l'on a souvent tendance à confondre la densité d'avec la masse volumique exprimée en g cm^{-3} , l'unité C.G.S.

III,31- PRINCIPE

La masse volumique d'un magma peut s'exprimer sous la forme :

$$\rho = \frac{M_r}{V_r}$$

$$\text{avec : } M_r = \frac{\sum m_i}{\sum \frac{m_j}{M_j}} \text{ et } V_r = \sum X_i \cdot V_i$$

où m_i, m_j = poids de l'oxyde i, j dans le liquide,

M_j = masse molaire de l'oxyde j ,

X_i = fraction molaire de l'oxyde i ,

V_i = volume molaire partiel de l'oxyde i .

Les sommations sont faites sur les oxydes SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 et/ou FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O et TiO_2 .

Si le calcul de M_r ne pose pas de problème, il n'en va pas de même de celui des volumes molaires partiels qui ont fait l'objet de nombreuses publications (Bottinga et Weill, 1970 ; Nelson et Carmichael, 1979 ; Bottinga et al., 1982, 1983 ; Mo et al., 1982 ; Lange et Carmichael, 1987).

Le volume molaire partiel dépend de la pression, de la température et de la composition chimique du liquide :

$$dV_i = \left(\frac{\partial V_i}{\partial T} \right) dT + \left(\frac{\partial V_i}{\partial P} \right) dP + \left(\frac{\partial V_i}{\partial n_i} \right) dn_i$$

La question essentielle est de savoir quelle influence exerce réellement chacun des paramètres et donc quels sont ceux que l'on peut éventuellement négliger.

III,32- ROLE DE LA COMPOSITION CHIMIQUE

Cette question a fait l'objet d'une assez vive controverse. Bottinga et al. (1982,1983) ont établi que le constituant critique est l'alumine, dont le volume molaire partiel dépend de la composition chimique totale du liquide, à la différence des autres oxydes. Ghiorso et Carmichael (1984) réfutent cette assertion que ses auteurs maintiennent avec la plus vive fermeté (Bottinga et al., 1984). Lange et Carmichael (1987) réconcilient les parties en proposant que le volume

molaire partiel de l'alumine soit constant, mais que ce soit celui de l'oxyde de titane qui varie en fonction de la composition globale du magma. Mo et al. (1982) ont étudié plus particulièrement le rôle de Fe_2O_3 , mais ils ne parviennent pas à dégager de conclusions catégoriques.

En conséquence, nous retiendrons ici l'approche de Bottinga et al. (1982, 1983) qui nous semble la mieux documentée, étant basée sur 248 expériences.

Bottinga et al. (1982, 1983) proposent la formulation suivante :

$$V_r = \sum x_i V_i^0 + x_A \left[V^* + x_A \frac{\sum x_j K_j}{\sum x_j} \right]$$

avec : V_r = volume molaire du liquide à la température de référence (T_r),

V_i^0 = volume molaire partiel de l'oxyde i ,

V^*, K_j = constantes,

x_j = fraction molaire de l'oxyde j .

et où les indices prennent les valeurs suivantes :

i = tous les oxydes sauf Al_2O_3 ,

j = Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO , FeO ,

A = Al_2O_3 .

III,33- ROLE DE LA TEMPERATURE

Elle peut s'exprimer sous la forme :

$$V = V_r \exp (\alpha [T - T_r])$$

où α est le coefficient de dilatation thermique du liquide,

T la température considérée,

T_r la température de référence,

V_r le volume molaire à T_r .

Le rôle de la température sur la densité est certain et divers jeux de valeurs pour le coefficient de dilatation thermique sont disponibles dans la littérature (p.ex. Bottinga et al., 1983 ; Lange et Carmichael, 1987).

Essentiellement par un souci de cohérence entre les divers paramètres adoptés, nous retiendrons l'expression proposée par Bottinga et al. (1982, 1983) :

$$\alpha = \sum x_i \alpha_i^0 + x_A \left[\alpha^* + K_\alpha \left(v^* + x_A \frac{\sum x_j K_j}{\sum x_j} \right) \right]$$

où α_i^0 = coefficient de dilatation thermique partiel à T_r

$K_\alpha, \alpha^* =$ constantes.

Il convient de noter que les divers coefficients de dilatation thermique partiels ne sont approchés qu'avec une assez forte erreur.

III,34- ROLE DE LA PRESSION

On peut l'exprimer par :

$$V = V_r \exp (-\beta [P - P_r])$$

où β est le coefficient de compressibilité du liquide,

P la pression considérée,

P_r la pression de référence,

V_r le volume molaire à P_r .

Le rôle de la pression sur le volume d'un magma est certain (Scarfe et al., 1979), mais les coefficients de compressibilité sont très difficiles à évaluer avec une précision convenable et peu de données sont disponibles pour les liquides silicatés (Bottinga et al., 1983). Bien que Lange et Carmichael (1987) proposent une étude de ce problème, nous en resterons toujours au modèle de Bottinga et al. (1982, 1983) qui n'intègrent pas l'effet de la pression. Cette simplification est supportable dans notre propos, dans la mesure où les phénomènes qui nous intéressent peuvent être considérés comme se produisant à pression constante. Par ailleurs, les magmas mis en jeu ont des compositions chimiques relativement voisines, ce qui limite l'influence d'une éventuelle dépendance entre la compressibilité et la composition. Comme nous nous attachons essentiellement aux gradients de densité, une estimation relative de la densité des magmas sera suffisante.

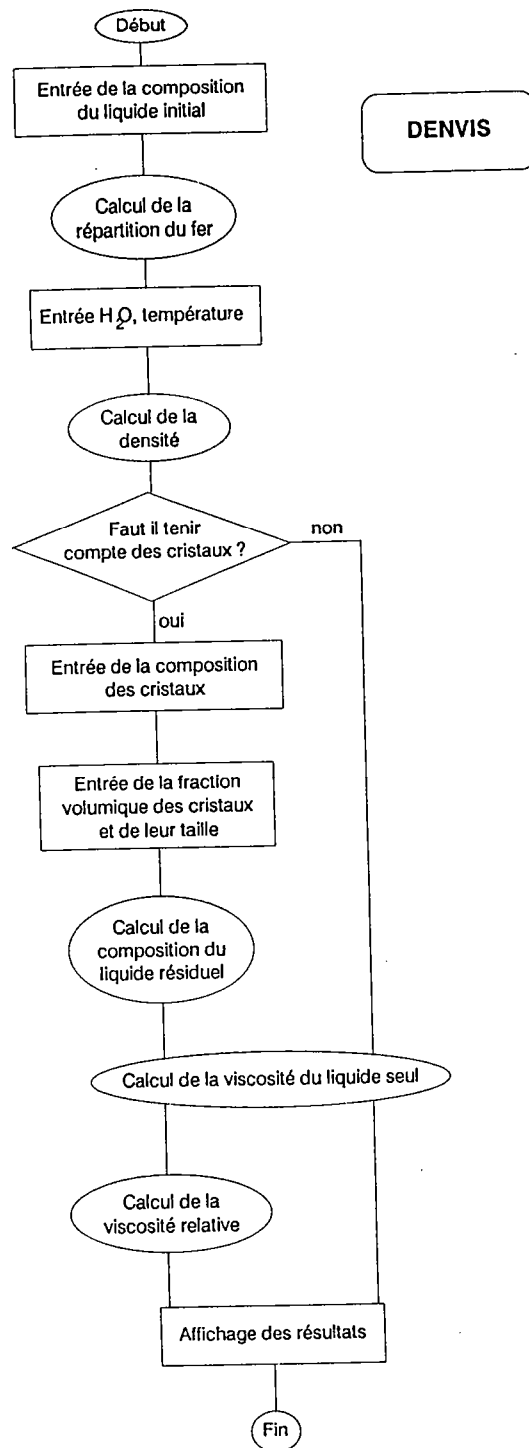


Fig. III-22 : Algorithme du programme de calcul des densités et des viscosités des magmas.

III.35- CALCUL DE LA DENSITE

En combinant les équations énoncées ci-dessus à partir des travaux de Bottinga et al. (1982, 1983), on aboutit à la formulation suivante :

$$V_r = \left[\sum X_i V_i^0 + X_A \left(V^* + X_A \frac{\sum X_j K_j}{\sum X_j} \right) \right] \cdot \exp \left[\left(\sum X_i \alpha_i^0 + X_A \left[\alpha^* + K_\alpha \left(V^* + X_A \frac{\sum X_j K_j}{\sum X_j} \right) \right] \right) (T - T_r) \right]$$

Cependant, l'analyse de Bottinga et al. (1982, 1983) ne s'applique qu'à des liquides silicatés secs. Or en ce qui nous concerne, si l'on peut raisonnablement négliger l'effet de la pression, il nous faut par contre tenter d'intégrer le rôle de la teneur en eau des magmas.

Aussi, bien que ce ne soit pas très rigoureux car les paramètres thermodynamiques reportés ci-dessous n'ont pas été mesurés dans de telles conditions, nous avons tenu compte du constituant H₂O comme un oxyde supplémentaire en prenant comme valeur du volume molaire partiel 17 cm³.mol⁻¹ (Silver et Stolper, 1985).

On utilisera donc les paramètres suivants :

	V_i^0	α_i^0	K_j
SiO ₂	26.75	0.1 10 ⁻⁵	0
TiO ₂	22.45	37.1 10 ⁻⁵	0
Al ₂ O ₃			-20.0
Fe ₂ O ₃	44.40	32.1 10 ⁻⁵	0
FeO	13.94	34.7 10 ⁻⁵	-58.0
MnO	14.13	15.1 10 ⁻⁵	0
MgO	12.32	12.2 10 ⁻⁵	-37.8
CaO	16.59	16.7 10 ⁻⁵	- 8.5
Na ₂ O	29.03	25.9 10 ⁻⁵	-11.4
K ₂ O	46.30	35.9 10 ⁻⁵	-48.1
H ₂ O	17.00		

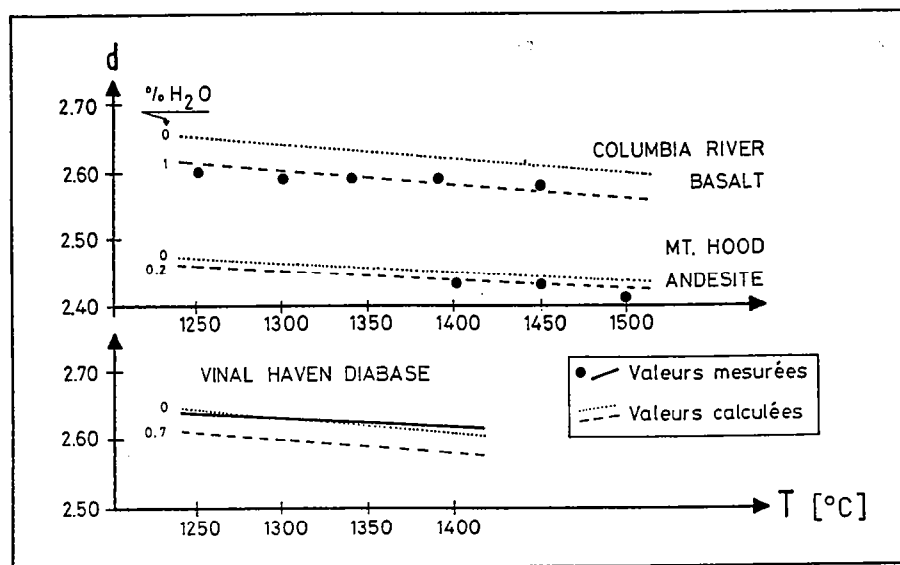


Fig. III-23: Comparaison des valeurs calculées de la densité de quelques magmas avec les valeurs mesurées rapportées par Bottinga et Weill, 1970.

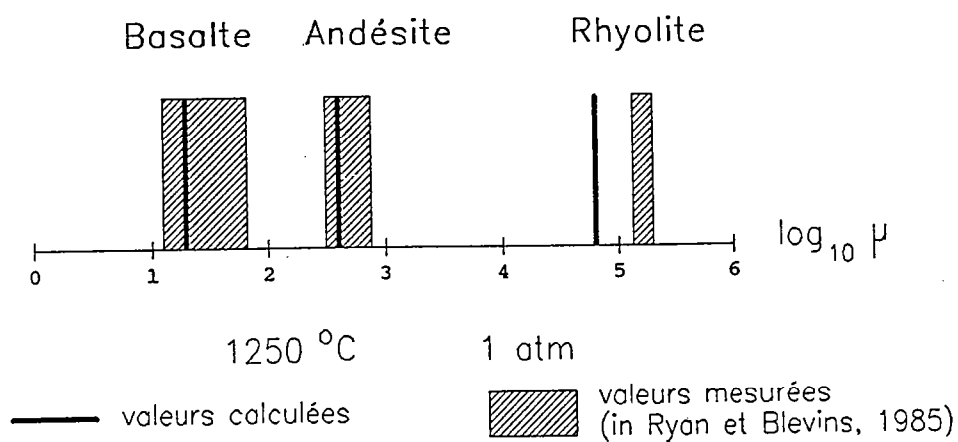


Fig. III-24: Viscosités des basaltes, andésites et rhyolites calculées à partir de compositions moyennes (Cox et al., 1979).

$$\begin{aligned}
 T_r &= 1400 \text{ } ^\circ\text{C} \\
 V^* &= 41.92 \text{ cm}^3 \text{ mol}^{-1} \\
 \alpha^* &= 87.48 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \\
 K_\alpha &= -2.282 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^3 \text{ mol}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}
 \end{aligned}$$

III.4- DESCRIPTION DU PROGRAMME DE CALCUL UTILISE

Afin d'automatiser les calculs de la viscosité et de la densité des magmas, un programme a été réalisé sur micro-ordinateur, écrit en Turbo-Pascal. La figure III-22 en représente l'algorithme.

Une fois donnée la composition chimique en éléments majeurs du magma considéré, ainsi que la teneur en eau et la température, on calcule la densité à l'aide de la formule du paragraphe III,3.

Si la cristallisation de minéraux en suspension est à prendre en compte, la composition du liquide résiduel est calculée en soustrayant au liquide initial les éléments prélevés par les cristaux, à partir de la composition de chaque phase minérale et de leur fraction volumique.

Puis on calcule la viscosité de la phase liquide, c'est à dire le liquide initial s'il n'y a pas cristallisation, sinon la composition du liquide intergranulaire. Dans le premier cas, on calcule ensuite la viscosité relative due à la présence de la phase solide en suspension.

Afin de tester la validité de ce programme, la densité calculée pour divers magmas étudiés expérimentalement disponibles dans la littérature a été comparée avec les valeurs mesurées (Fig. III-23). L'écart maximal obtenu est de l'ordre de 2%, ce qui est de l'ordre de grandeur de l'erreur acceptée par les divers auteurs.

Par ailleurs, la viscosité de magmas basaltiques, andésitiques et rhyolitiques a été calculée (Fig III-24) à partir d'analyses moyennes de ces roches (Cox et al., 1979). Les résultats obtenus sont en parfait accord avec les valeurs mesurées disponibles dans la bibliographie (Ryan et Blevins, 1987).

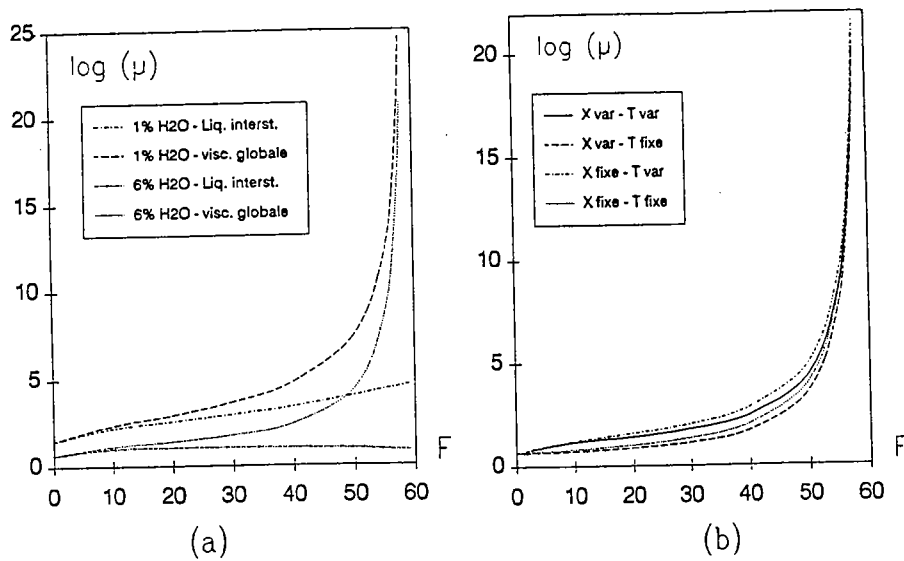


Fig. III-25 : Influence de divers paramètres sur la viscosité d'un magma dioritique (exprimée en fonction du taux de cristallisation).

(a) Test du rôle de l'eau.

(b) Test du rôle de la température (T) et de la composition du liquide interstitiel (X).

Densité

88-1 M4	2.39	88-2 M2	2.40
88-1 L4	2.29	88-2 L1	2.34
88-1 M3	2.40	88-2 M1	2.39
88-1 L2 88-1 L3	2.31		
88-1 M2	2.38	88-3 M2	2.41
88-1 M1		88-3 L1	2.32
		88-3 M1	2.38

Fig. III-26 : Résultats des calculs de densité pour les divers échantillons de diorite veinée.

Nous considérerons donc que les résultats obtenus donnent une estimation satisfaisante de la densité et de la viscosité des magmas et cet outil a été employé pour les divers échantillons provenant de Guernesey.

III.5- RESULTATS

Dans un premier temps, afin de tester l'influence des divers paramètres sur la viscosité, plusieurs tests simples ont été effectués. La figure III-25 représente la viscosité en fonction du taux de cristallisation du magma.

Le schéma (a) exprime le rôle de la teneur en eau. Sont figurées la viscosité globale du magma chargé de cristaux en suspension (μ) et la viscosité du liquide interstitiel (μ_o), pour un magma dioritique contenant 1 et 6 % d'H₂O. On remarque que le magma le plus hydraté a une viscosité pouvant être 100 fois plus faible que le magma ne renfermant que 1 % d'eau. Ceci illustre un fois encore le rôle fondamental des fluides.

Au cours du refroidissement d'un magma, trois paramètres vont varier : la température (T), la concentration en cristaux (F) et la composition chimique du liquide résiduel baignant les cristaux (X). On peut estimer la température du magma correspondant à un taux de cristallisation quelconque à l'aide des méthodes décrites au chapitre V de la deuxième partie de ce mémoire. Quant à la variation chimique du liquide résiduel, on la calcule simplement en soustrayant au liquide initial les constituants entrant dans les cristaux. Le schéma (b) illustre l'importance de ces trois paramètres au cours de la cristallisation d'un magma dioritique. Sont figurées quatre courbes de la viscosité globale (μ) du magma :

- 1) Composition et températures variables. C'est le cas le plus réaliste.
- 2) Composition variable et température fixe.
- 3) Composition fixe et température variable.
- 4) Composition et température fixes. Dans ce cas, seuls les cristaux en suspension agissent sur la viscosité.

La position relative des différentes courbes traduit que la diminution de la température et l'évolution de la différenciation conduisent à une augmentation de la viscosité. Même si l'écart maximal entre les quatre courbes apparaît limité dans le diagramme logarithmique, une différence sensible apparaît entre les diverses valeurs de la viscosité dès que l'on atteint des taux de cristallisation importants. Ainsi, pour 50% de cristallisation, l'écart entre les estimations extrêmes est de l'ordre de 10^5 Pa s.

Ce programme a été utilisé pour estimer les densités et les viscosités des divers magmas identifiés dans le Groupe dioritique de Bordeaux du CPNG. Le

rôle de la température a été pris en compte à l'aide de la méthode d'estimation des températures liquidus proposée dans la deuxième partie de ce mémoire. Les résultats sont exprimés dans le tableau III-26. Les densités calculées avoisinant des valeurs de 2.35, la précision que l'on peut leur attribuer est de l'ordre de ± 0.05 .

En ce qui concerne les diorites veinées, la densité moyenne des mésodiorites est 2.40 et celle des leucodiorites 2.30. Il se confirme donc que l'on est en présence de systèmes gravitairement instables, mettant en jeu une superposition de magmas présentant un contraste de densité net. La viscosité des magmas mésodioritiques est de l'ordre de 5 Pa·s et celle des magmas leucodioritiques avoisine 20 Pa·s, soit un contraste mésodiorite-leucodiorites de 1/4. Cette valeur est conforme à ce que l'on attend au vu de la composition chimique, les magmas basiques étant classiquement plus fluides que les magmas acides.

Pour les diorites litées que l'on rencontre au Sud de la Marina de Beaucette, qui sont constituées de 6 niveaux dioritiques de compositions différentes séparés par des limites nettes, les résultats des calculs de densité ne laissent pas apparaître d'évolution régulière de la base vers le sommet. On ne peut donc pas expliquer ces roches comme résultant de la cristallisation simultanée d'une superposition de liquides. Par contre, on peut imaginer un phénomène de mise en place progressive vers le haut, une couche se formant alors que la couche sous-jacente était partiellement cristallisée, donc plus dense. On obtiendrait ainsi une configuration stable, qui rendrait bien compte de la morphologie de ces diorites litées.

Enfin, dans le cas des roches de la Marina de Beaucette, le magma à partir duquel se forment les pipes (27E) a une densité qui n'est pas significativement différente de celle des méladiorites sus-jacentes (27A). Si l'on veut invoquer le rôle de la gravité dans la formation de ces structures, il faut supposer 1) soit que les méladiorites étaient partiellement cristallisées, donc plus denses lors de l'injection des pipes ; 2) soit que le magma formant les pipes était plus léger à cause, par exemple, d'une teneur en volatiles plus forte que celle que l'on a supposé (6% d'H₂O).

IV- CARACTERISTIQUES GEOMETRIQUES DES FIGURES D'INSTABILITE GRAVITAIRE

Lors de l'étude de terrain, un certain nombre de figures d'instabilité gravitaire ont été sélectionnées pour déterminer statistiquement leurs caractéristiques géométriques, c'est à dire l'épaisseur moyenne des couches et la longueur d'onde des perturbations développées aux interfaces leucodiorite-mésodiorite.

IV.1- EPAISSEUR

Les figures ont été photographiées perpendiculairement au plan de litage, soit dans un plan proche de la verticale, compte-tenu du faible angle de pendage du litage magmatique des diorites. Ces photographies ont ensuite été numérisées, à l'aide d'un programme mis au point par Isabelle Coat (CAESS, Rennes), afin d'obtenir une représentation discrète des interfaces. En d'autres termes, cela signifie que l'on transforme une structure naturelle continue (les contours d'une interface) en une représentation constituée d'une série finie de points caractérisés par leurs coordonnées cartésiennes (en x et en y) par rapport à un système de référence quelconque. Ce jeu de coordonnées va pouvoir être traité par diverses méthodes numériques d'intégration ou d'analyse spectrale.

Six veines leucocrates ont ainsi été étudiées, appelées B, C, D, E, F et G. Dans un premier temps, on peut déterminer l'épaisseur des couches en estimant l'intégrale de la représentation de l'interface supérieure et en lui soustrayant la valeur de l'intégrale de la représentation de l'interface inférieure. On obtient ainsi une estimation de la surface de la veine leucocrate qui, divisée par la longueur de la portion de veine étudiée mesurée directement sur le terrain, donne une valeur de l'épaisseur moyenne du lit leucodioritique. Les épaisseurs moyennes calculées sont les suivants :

couche	B	C	D	E	F	G
h (cm)	1.05	2.10	1.34	3.31	1.38	2.35

IV.2- LONGUEUR D'ONDE

Dans un deuxième temps, on peut estimer la longueur d'onde des perturbations des interfaces supérieures, qui est le paramètre fondamental de l'étude. Pour cela, le recours à une méthode d'analyse spectrale est nécessaire.

IV.21- PRINCIPE DE L'ANALYSE SPECTRALE

L'analyse spectrale repose sur le théorème de Fourier qui dit que toute fonction périodique peut être représentée par une série de fonctions sinusoïdales.

Soit une fonction sinusoïdale quelconque de la forme :

$$Y_k = A_k \cos(k\theta - \phi_k)$$

On peut aussi l'écrire :

$$Y_k = A_k [\cos(k\theta) \cos(\phi_k) + \sin(k\theta) \sin(\phi_k)]$$

$$\Leftrightarrow Y_k = A_k \cos(\phi_k) \cos(k\theta) + \sin(\phi_k) \sin(k\theta)$$

$$\Leftrightarrow Y_k = \alpha_k \cos(k\theta) + \beta_k \sin(k\theta)$$

$$\text{avec } \begin{cases} \alpha_k = A_k \cos(\phi_k) \\ \beta_k = A_k \sin(\phi_k) \end{cases}$$

D'où l'expression découlant de la relation de Fourier :

$$Y = \sum_k \alpha_k \cos(k\theta) + \beta_k \sin(k\theta)$$

Soit la longueur d'onde de la fonction étudiée et x la variable ; l'expression générale devient :

$$Y(x) = \sum_{k=0}^{\infty} \alpha_k \cos\left(\frac{2k\pi}{\lambda}x\right) + \beta_k \sin\left(\frac{2k\pi}{\lambda}x\right)$$

Dans l'étude pratique des interfaces, la fonction n'est pas continue, mais est représentée par un échantillonnage de N points distincts et la somme portera alors sur un nombre fini de valeurs k . k est appelé le nombre d'onde de la fonction élémentaire. Dans l'analyse spectrale d'un système fini (de longueur L), on considère que le signal total ($-\infty < x < +\infty$) est une superposition périodique de système fini. On a donc implicitement une longueur d'onde L correspondant à

$k = 1$ et k représente le nombre de périodes de la fonction sinusoïdale élémentaire compris dans l'échantillon de la fonction périodique étudiée.

$$Y(n) = \sum_{k=0}^{N-1} \alpha_k \cos\left(\frac{2k\pi}{N}x\right) + \beta_k \sin\left(\frac{2k\pi}{N}x\right)$$

Les coefficients de l'équation sont alors :

$$\begin{cases} \alpha_k = \frac{2}{k} \sum_{n=0}^{N-1} Y(n) \cos\left(\frac{2k\pi}{N}x\right) \\ \beta_k = \frac{2}{k} \sum_{n=0}^{N-1} Y(n) \sin\left(\frac{2k\pi}{N}x\right) \end{cases}$$

et on peut calculer :

$$A_k = \sqrt{\alpha_k^2 + \beta_k^2}$$

qui est l'amplitude de l'onde associée au nombre d'onde k . A_k représente donc l'importance relative de la composante sinusoïdale élémentaire de nombre d'onde k , dans le spectre des fréquences correspondant à la fonction périodique étudiée.

Si l'on étudie le spectre d'une fonction sinusoïdale simple (Fig. III-27a), le spectre de fréquence obtenu qui comprend donc en abscisse le nombre d'onde k et en ordonnée l'amplitude A_k comporte un pic unique puisque la fonction périodique initiale est exactement sinusoïdale. $k = 5$ indique que l'échantillon de la fonction étudié comprend 5 périodes.

Lorsque l'on effectue l'analyse spectrale d'une fonction non sinusoïdale, le spectre de fréquence est plus complexe. Voici par exemple le cas d'une fonction cycloïde (Fig. III-27b). On observe un pic principal correspondant à un nombre d'onde de 5 indiquant la présence de 5 cycles dans l'échantillon de la fonction étudié. Ce pic correspond à la **fréquence fondamentale** du spectre ($\omega_0 = 2\pi k_0 / T$). Il est accompagné d'une série de pics d'amplitude plus faible correspondant aux **fréquences supérieures** (aussi appelées harmoniques supérieures) du spectre ($\omega_i = 2\pi k_i / T$). L'amplitude des pics du spectre décroît lorsque k augmente. Les nombres d'onde forment une suite (5, 10, 15, 20...) du type $k_i = k_0(i+1)$.

Considérons une autre fonction périodique non sinusoïdale, comme par exemple une onde carrée (Fig. III-27c). On retrouve le même type de spectre de fréquence que dans l'exemple précédent avec un pic principal ($k_0 = 4$) et une série de pics supérieurs ($k_i = 12, 20, 28...$) dont les nombres d'onde associés sont cette

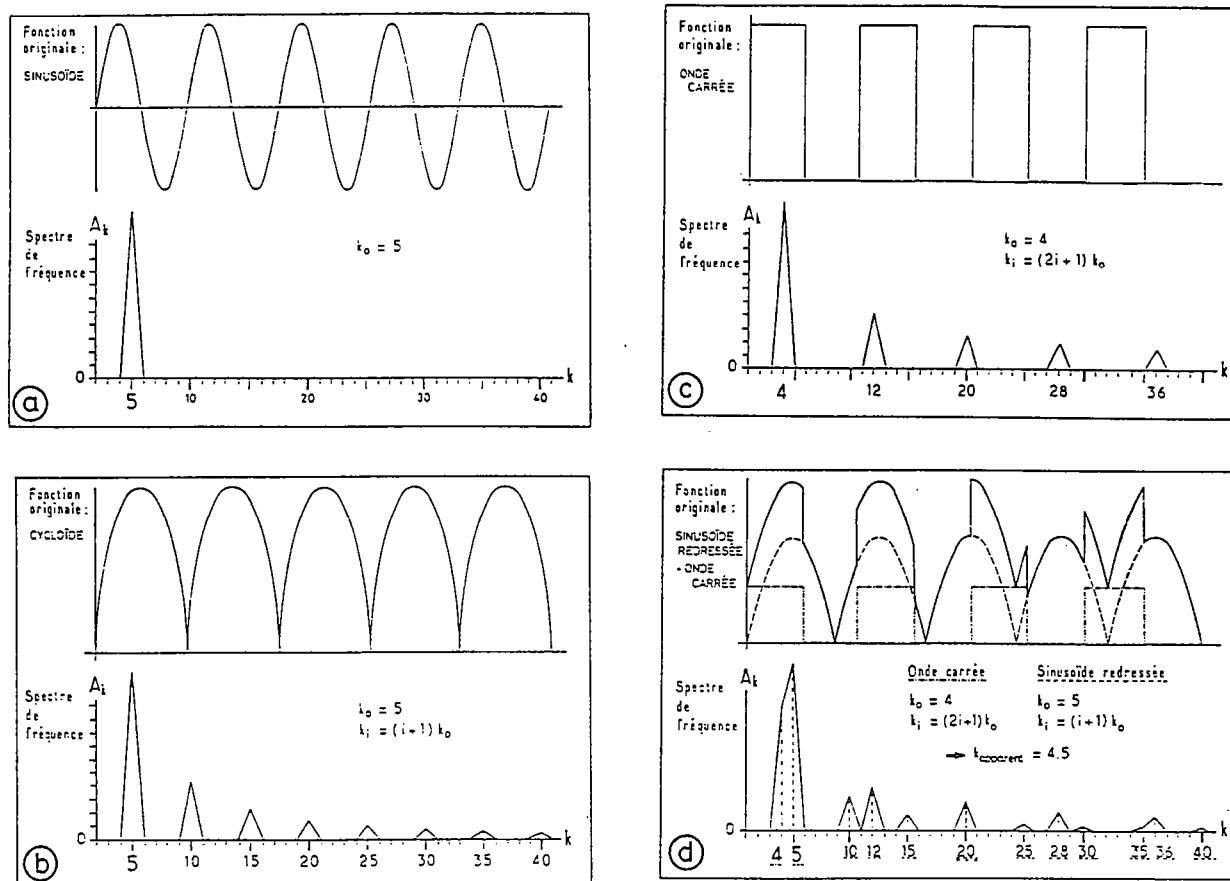


Fig. III-27: Exemples de spectres de fréquence de quelques fonctions périodiques simples. (a) sinusoïde ; (b) cycloïde ; (c) onde carrée ; (d) sinusoïde redressée + onde carrée. Pour chaque cas, la courbe supérieure représente la fonction originale $y = f(x)$ et la courbe inférieure est une partie du spectre de fréquence $A_k = f(k)$.

fois du type $k_i = k_0(2i+1)$. L'existence de fréquences supérieures traduit donc le caractère non sinusoïdal de la fonction périodique

Si on s'intéresse maintenant à une fonction périodique constituée de la superposition d'un signal carré et d'une sinusoïde redressée (qui se comporte de la même manière qu'une cycloïde) de longueur d'onde différente, le spectre de fréquence obtenu va donc livrer deux familles de pics (Fig. III-27d):

- 1) une famille correspondant à la composante carrée : $k_0 = 4$ et $k_i = k_0(2i+1)$;
- 2) une famille correspondant à la composante sinusoïdale redressée : $k_0 = 5$ et $k_i = k_0(i+1)$.

La juxtaposition des pics correspondant aux fréquences fondamentales donne alors un pic apparent pour $k = 4,5$. C'est l'examen des fréquences supérieures qui permet de distinguer les deux familles de pics et donc de discerner les deux composantes. Si ce pic à $k = 4,5$ était une fréquence fondamentale, on devrait rencontrer une série de pics supérieurs soit pour $k = 9, 13,5, 18, 22,5 \dots (k_0(i+1))$ soit pour $k = 13,5, 22,5, 31,5 \dots (k_0(2i+1))$, ce qui n'est manifestement pas le cas. Le spectre total est donc constitué de la superposition des spectres de chacune des composantes de la fonction périodique originale.

IV.22- RESULTATS

Pour réaliser l'analyse spectrale des bordures des veines leucodioritiques, une méthode de Transformation de Fourier Rapide (FFT = Fast Fourier Transform) a été employée. Il s'agit d'un algorithme classique, fréquemment employé dans de nombreux domaines ayant recours à l'analyse spectrale (cf p.ex. Davis, 1986).

Le programme qui a été réalisé, en Turbo Pascal, fait appel à une procédure de calcul de FFT commercialisée par Borland (Turbo Pascal Numerical Methods Toolbox, version 4.0). On obtient directement les paramètres α_k et β_k à partir desquels on calcule l'amplitude A_k .

Six veines leucodioritiques ont ainsi été traitées (Fig. III-28). L'amplification des phénomènes gravitaires conduisant à des perturbations non-sinusoïdales, les spectres de fréquence obtenus sont complexes, constitués de nombreux pics d'amplitudes diverses, traduisant la présence d'une superposition de fonctions élémentaires constituées de fréquences fondamentales et de fréquences supérieures. Pour tenter de discerner les diverses composantes, il faut considérer chaque pic et voir s'il peut être relié à un autre par une loi du type $k_i = k_0(i+1)$ ou $k_i = k_0(2i+1)$. Pour cela, on peut s'aider d'une technique simple

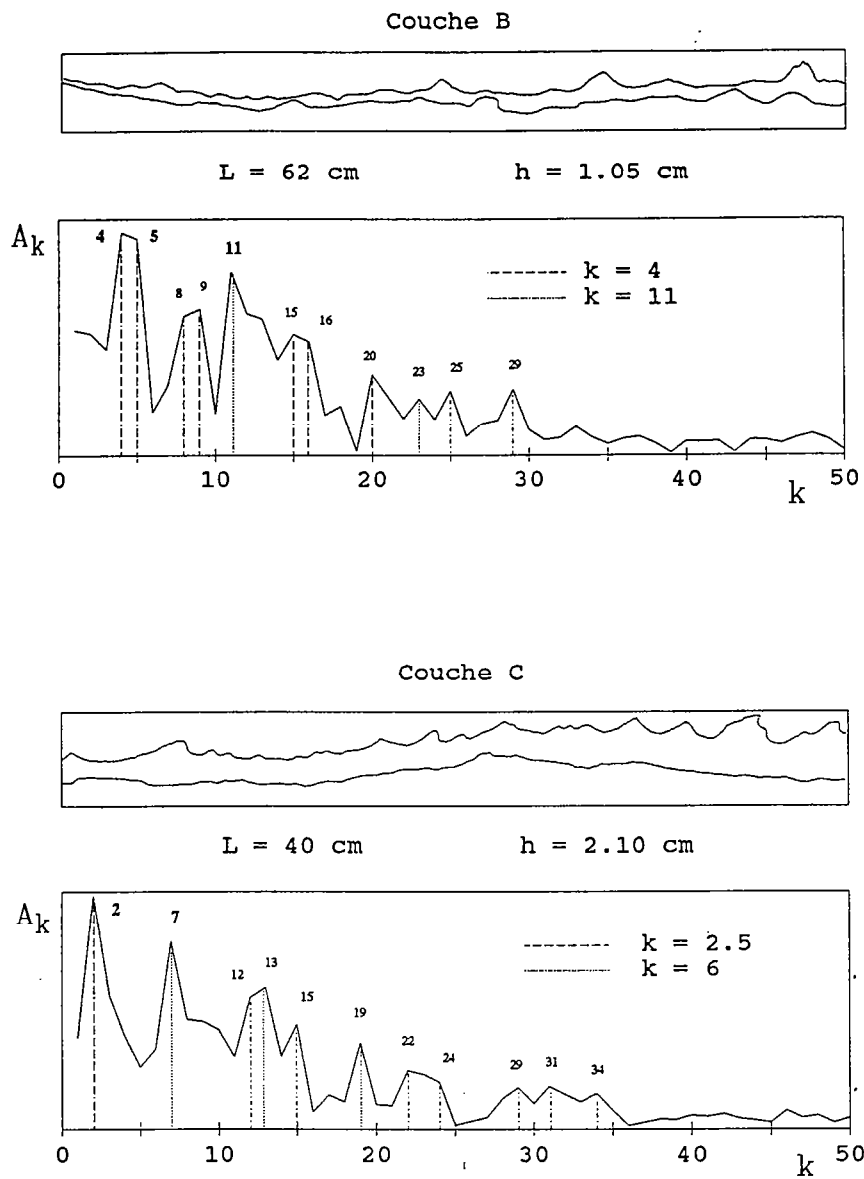


Fig. III-28: Résultats de l'analyse spectrale des six couches étudiées. Pour chaque couche est représentée l'allure de la couche numérisée et le spectre de fréquence associé. L = longueur de la couche étudiée, h = épaisseur moyenne. Les nombres d'onde des fréquences fondamentales sont notés.

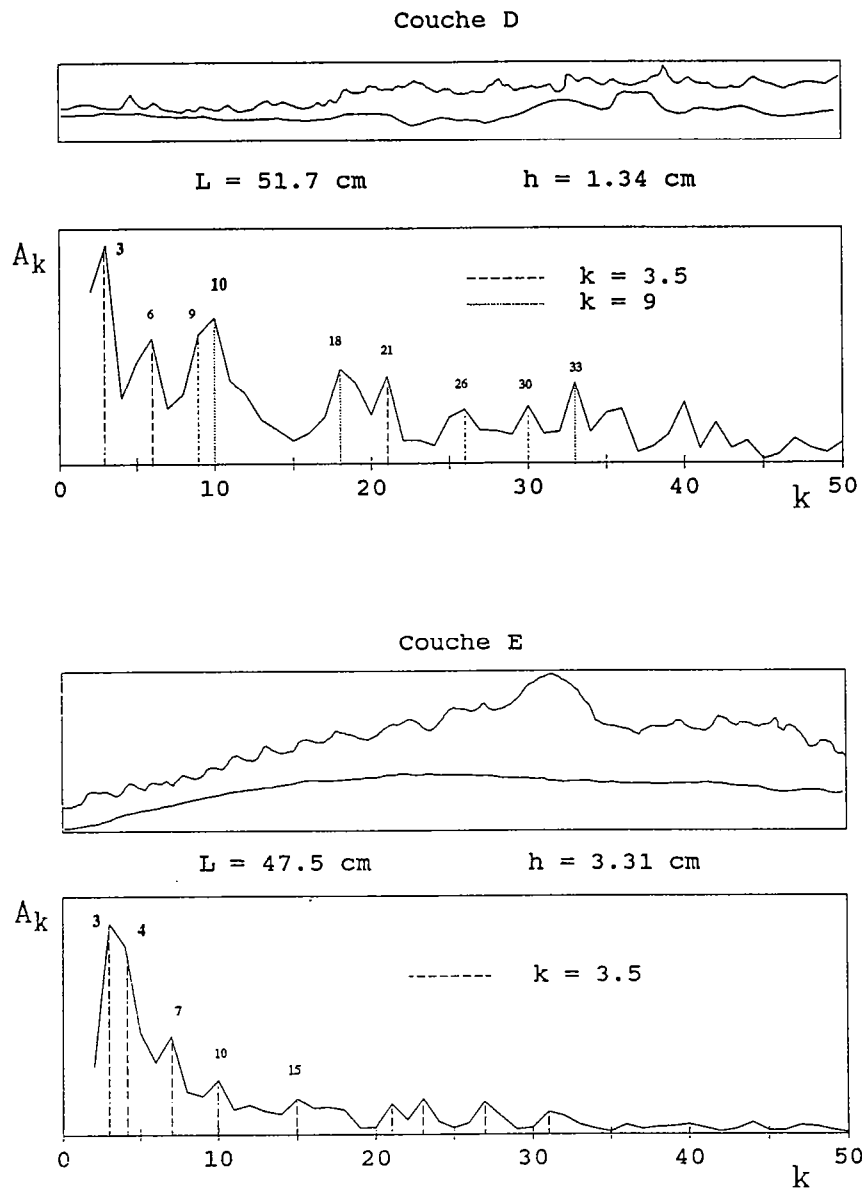


Fig. III-28 : Résultats de l'analyse spectrale

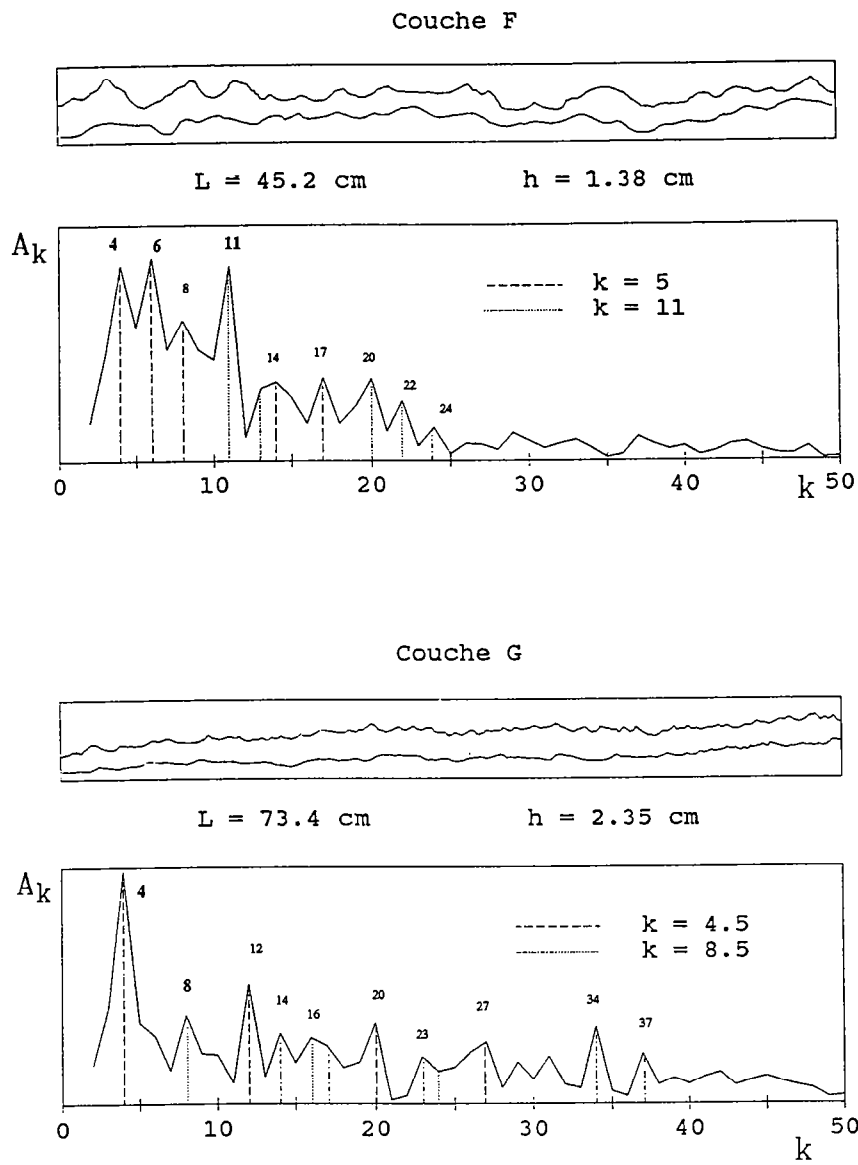


Fig. III-28: Résultats de l'analyse spectrale

consistant à calculer tous les dénominateurs des pics k_i , puis à voir s'il existe un (ou plusieurs) dénominateur commun qui correspond alors à k_0 . Ensuite, on vérifie sur les spectres si cette valeur de k_0 peut effectivement être une fréquence fondamentale, c'est à dire, notamment, si ses harmoniques supérieures ont des amplitudes décroissantes, plus faibles que le pic fondamental.

La figure III-28 représente pour chacune des 6 couches étudiées, l'allure de la couche digitalisée et le spectre de fréquence obtenu. Pour la couche B, par exemple, on rencontre un premier pic de forte amplitude pour une valeur du nombre d'onde d'à peu près 4,5. Le pic suivant ($k = 8-9$) peut-être considéré comme une fréquence supérieure du pic fondamental précédent ($k_1 = 2k_0$). Par contre, le pic obtenu pour $k = 11$ a une amplitude forte et ne peut s'interpréter comme une fréquence supérieure. Il s'agit donc d'une deuxième fréquence fondamentale. Tous les pics suivants, d'amplitude moindre, peuvent se rattacher au cortège des pics supérieurs de l'une ou de l'autre fréquence fondamentale ainsi définies. On peut donc considérer l'interface étudiée comme résultant de la superposition de deux fonctions périodiques de longueurs d'onde différentes. Les 5 autres couches ont été étudiées de la même manière et les nombres d'onde des fréquences fondamentales identifiées apparaissent sur la figure III-28.

Un résultat essentiel de cette étude est que pour 5 des 6 couches considérées, on peut mettre en évidence deux fréquences fondamentales, traduisant la superposition de deux fonctions élémentaires de longueurs d'onde distinctes.

Soit L la longueur de la portion d'interface analysée. Le nombre d'onde k exprime le nombre de cycles présents dans la fonction périodique originale. La longueur d'onde de la composante sinusoïdale de nombre d'onde k est alors $\lambda = L / k$.

Comme souvent en physique, on préférera considérer des paramètres sans dimension. Aussi, plutôt que de s'intéresser à la valeur directe de la longueur d'onde, nous utiliserons dans tout ce qui suit le rapport λ / h , soit la longueur d'onde divisée par l'épaisseur moyenne de la couche. Par abus de langage, lorsque

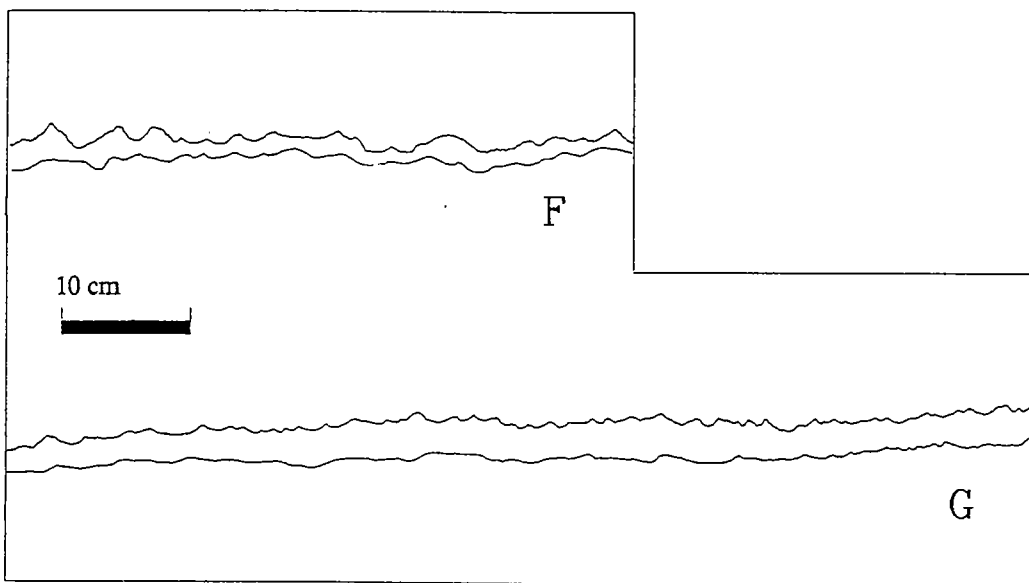


Fig. III-29 : Allure des couches F et G. (Dessin réalisé à partir des couches numérisées).

par la suite on parlera de "*longueur d'onde*" il faudra entendre "*longueur d'onde sans dimension*". Ces valeurs s'expriment bien évidemment sans unité.

Pour les six couches étudiées, les résultats obtenus sont les suivants :

couche	k	L		h	/h
B	4 11	62	15.5 5.6	1.05	14.8 5.4
C	2.5 6	40	16.0 6.7	2.10	7.6 3.2
D	3.5 9	52	14.8 5.7	1.34	11.0 4.3
E	3.5	47.5	13.6	3.31	4.1
F	5 11	45	9.0 4.1	1.38	6.6 3.0
G	4.5 8.5	73.4	16.3 8.6	2.35	6.9 3.7

Avant toute discussion de ces résultats, il faut s'interroger sur leur précision.

$$\frac{\lambda}{h} = \frac{L}{kh} \text{ d'où } \frac{\Delta(\lambda/h)}{(\lambda/h)} = \frac{\Delta L}{L} + \frac{\Delta k}{k} + \frac{\Delta h}{h}$$

Le paramètre le moins bien maîtrisé est le nombre d'onde k. On peut considérer que $\Delta k = 1$ soit grossièrement $\Delta k / k \approx 0,1$. Nous admettrons donc que le rapport λ / h est estimé à 10 % près en moyenne.

Les veines leucocrates F et G superposées sur le terrain, parallèles et espacées d'une vingtaine de centimètres (Fig. III-29). Il est très intéressant de constater que dans les deux cas on obtient des résultats identiques (aux erreurs près) soit $\lambda / h = 7$ et 3,5.

Tous ces résultats peuvent être représentés de manière graphique (Fig. III-30). La détermination des fréquences fondamentales de chaque couche fait une grande part à l'interprétation et chaque cas pourrait être discuté. Il semble néanmoins très raisonnable d'admettre la convergence des résultats pour les 6 exemples qui se prêtaient à cette étude. C'est sur la base de l'interprétation

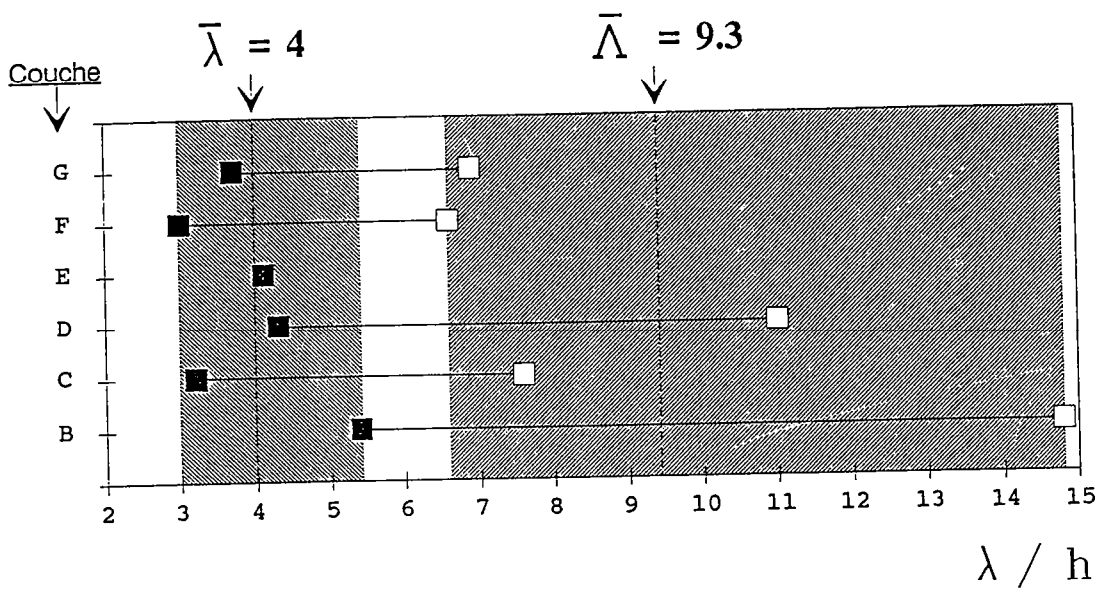


Fig. III-30 : Diagramme récapitulatif des longueurs d'onde sans dimension mesurées dans les 6 couches étudiées.

globale des données que l'on peut donc admettre que les interfaces supérieures des veines leucodioritiques sont caractérisées par la superposition de deux composantes périodiques élémentaires de longueurs d'onde différentes.

Quantitativement, on peut donc distinguer une petite longueur d'onde (λ) d'environ 3, assez bien définie, et une grande longueur d'onde (Λ), moins bien contrainte, mais dont la valeur moyenne est d'environ 10. Dans les calculs qui suivent, nous retiendrons les intervalles suivants :

$$2 \leq \lambda \leq 4$$

$$8 \leq \Lambda \leq 13$$

V- ETUDE NUMERIQUE DE LA CROISSANCE DES DIAPIRS

La dernière partie de l'approche proposée pour estimer les viscosités relatives des magmas coexistants fait appel aux modèles numériques d'étude de la croissance des diapirs. En effet, le phénomène diapirique peut être étudié de manière théorique à l'aide de paramètres sans dimension. Le comportement des systèmes peut alors être considéré quelle que soit l'échelle de taille : le processus sera identique qu'il s'agisse de structures kilométriques comme les dômes salifères ou les plutons granitiques, ou bien centimétriques comme les figures de charge sédimentaires ou les instabilités étudiées ici.

V.1- APPROCHE EXPERIMENTALE

Nous avons fait appel aux travaux de Ramberg (1981) qui consistent en une étude théorique basée sur des concepts de mécanique des fluides, étayée par une démarche expérimentale. Les expériences pratiquées concernent des fluides peu visqueux et visent à étudier les processus de formation des diapirs dans des conditions de géométrie et de rhéologie homogènes et régulières : les niveaux flottables (moins denses) et les surcharges (les couches plus denses sus jacentes) ont une épaisseur régulière et une composition homogènes. Les résultats expérimentaux renseignent sur le contrôle de l'initiation des structures, les relations entre épaisseur et taille des dômes ainsi que sur leur vitesse d'ascension en fonction des différents paramètres géométriques et rhéologiques.

Les expériences rapportées par Ramberg (1981) ont été réalisées dans des récipients rectangulaires en plexiglas, remplis d'une couche d'huile comme source (le milieu flottable) et d'une couche de sirop visqueux comme surcharge. Lorsque le système est stabilisé avec un gradient de densité normal (l'huile au dessus), la boîte est rapidement retournée et le système devient instable. S'il existe des hétérogénéités comme des bulles d'air ou des variations irrégulières de l'épaisseur des couches, l'initiation des dômes sera contrôlée par ces irrégularités. Cependant, dans le cas où la source est exempte de bulles et où les couches ont une épaisseur uniforme, faible par rapport à la longueur de la boîte pour minimiser les effets de bord, plusieurs observations peuvent être réalisées.

Des ondulations d'axe horizontal se forment tout d'abord à l'interface, initialement plane, mais gravitairement instable. L'amplitude de ces ondulations se développe d'abord lentement, puis de plus en plus rapidement. Très tôt, des

bombements assez régulièrement espacés apparaissent le long des rides. Ces bombements deviennent ensuite des diapirs circulaires qui s'élèvent rapidement vers le haut de la surcharge. Les rides formées au début de l'évolution s'organisent parallèlement aux parois de la boîte et sont régulièrement espacées d'une distance dépendant de l'épaisseur de la source et du contraste de viscosité entre les deux milieux. Dans des boîtes rectangulaires, l'extension des ondulations se fait suivant le plus grand côté du réservoir, dans un récipient circulaire, les rides s'incurvent parallèlement à la circonférence.

Des expériences réalisées en faisant varier l'épaisseur de la source indiquent que la vitesse d'ascension des dômes augmente rapidement avec l'augmentation de l'épaisseur de la source. De plus, la viscosité des matériaux intervient aussi : moins les matériaux sont visqueux, plus rapide est l'ascension. L'augmentation de l'épaisseur de la source entraîne également un accroissement de l'espacement entre les rides puis entre les diapirs formés le long des rides. Le diamètre des dômes ainsi que leur espacement semble varier linéairement avec l'épaisseur de la source.

V.2- APPROCHE MECANIQUE THEORIQUE

V.21- PRINCIPE

L'approche théorique, basée sur le comportement mécanique des fluides mis en jeu, développée par Ramberg (1981) vise à obtenir des informations sur :

- 1) la longueur d'onde dominante (qui contrôle l'espacement des dômes et des rides) ;
- 2) la vitesse d'ascension des déflexions en fonction des paramètres géométriques et rhéologiques des systèmes.

La théorie sera applicable quel que soit le nombre de couches et le sens des divers gradients de densité, sous réserve que les simplifications suivantes soient acceptables :

- 1) les substances ont un comportement newtonien. Nous avons vu au chapitre précédent que cette approximation était supportable dans le cas qui nous intéresse. Si les milieux impliqués ont un comportement de Bingham, c'est à dire possèdent une limite élastique finie, ceci signifie que les perturbations devront avoir une amplitude et/ou une longueur d'onde minimale avant de pouvoir se développer.

- 2) Les termes inertiels dans les équations de la mécanique des fluides sont négligeables. Autrement dit, les forces d'inertie sont très petites devant les forces gravitaires. Ceci est certainement valide compte-tenu de la très faible vitesse des phénomènes.
- 3) Le rapport amplitude sur longueur d'onde des perturbations de l'interface doit être petit. Ceci signifie que la méthode dans son ensemble est applicable aux seuls stades initiaux du développement des rides et des diapirs.
- 4) Le champ de gravité est orthogonal. Le litage magmatique des diorites étudiées ayant un faible pendage, cette condition peut être considérée comme vérifiée.

Les travaux expérimentaux ont permis de vérifier que la distribution des dômes est déterminée lors des stades précoces de l'évolution des perturbations, c'est à dire lorsque les amplitudes sont petites devant les longueurs d'onde. Ceci autorise à considérer que, compte-tenu de la troisième condition évoquée ci-dessus, la méthode prédira convenablement l'espacement des structures mais que l'estimation des vitesses d'ascension ne sera applicable qu'aux stades initiaux (Ramberg, 1981). D'autre part, la confrontation des résultats théoriques avec ceux des expériences ou bien des observations de cas naturels permet de vérifier que ce sont bien les perturbations qui ont la plus forte vitesse d'amplification qui se développent préférentiellement (Ramberg, 1981). Ceci conforte la validité de la méthode, même dans le cas où les corps n'ont pas un comportement tout à fait newtonien. En effet, si les matériaux possèdent une limite élastique finie, le fait que les ondulations doivent avoir une amplitude minimale avant de se développer ne prédétermine pas quelles perturbations évolueront plus rapidement par la suite. Ainsi, des ondulations préexistantes ayant une faible vitesse d'amplification compte-tenu des propriétés géométriques et rhéologiques du système ne donneront pas nécessairement naissance aux structures principales. Donc, même si le comportement d'un magma quelconque est en réalité plus proche d'un type de Bingham que d'un type purement newtonien, la prédiction des longueurs d'onde dominantes restera valide. Par contre, l'estimation de la vitesse d'ascension sera faussée dès que l'on dépassera les stades initiaux du phénomène.

V.22- EQUATIONS GENERALES DE LA MECANIQUE DES FLUIDES

D'une manière générale, l'écoulement d'un fluide visqueux incompressible est décrit par l'équation de Navier-Stokes. Cette équation s'écrit en coordonnées cartésiennes dans un repère (O,i,j,k) :

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \frac{\eta}{\rho} \nabla^2 \vec{v} + \vec{g} \quad (1)$$

où $\vec{v}$ = vitesse de l'élément de volume de fluide

ρ = masse volumique

p = pression

η = viscosité dynamique

$\vec{g}$ = accélération de la gravité

et où ∇ est l'opérateur nabra = $\frac{\partial}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial}{\partial z} \vec{k}$

$\frac{\partial}{\partial t}$ étant la dérivée partielle par rapport au temps

Cette équation est la généralisation à un élément de fluide visqueux du principe fondamental de la dynamique (ou deuxième loi de Newton) qui établit que la somme des forces s'exerçant sur un point matériel est égale à la variation de la quantité de mouvement du point par rapport au temps :

$$\frac{d(m\vec{v})}{dt} = \sum \vec{F}$$

Dans l'équation de Navier-Stokes,

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v} = \frac{D\vec{v}}{Dt}$$

est la dérivée particulière de la vitesse v par rapport au temps, c'est à dire la dérivée prise en suivant le mouvement de l'élément de fluide le long de sa trajectoire ; $-\nabla p$ représente les forces de pression, $\eta \nabla^2 \vec{v}$ les forces visqueuses et $\vec{g}$ les forces de pesanteur. D'autre part, l'élément de fluide doit vérifier l'équation de continuité d'un fluide incompressible :

$$\nabla \cdot \vec{v} = 0 \quad (2)$$

Les contraintes s'exerçant sur l'élément de fluide peuvent être décrites par le tenseur des contraintes :

$$\sigma_{ik} = -p \delta_{ik} + \eta \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_k} + \frac{\partial v_k}{\partial x_i} \right) \quad (3)$$

où δ_{ik} est le symbole de Kronecker qui vaut 1 si $i=k$ et 0 sinon.

On peut donc distinguer les contraintes normales et tangentielles :

$$\sigma_{ii} = \sigma_i = -p + 2\eta \frac{\partial v_i}{\partial x_i} \quad (4)$$

$$\sigma_{ij} (i \neq j) = \tau_{ij} = \eta \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \quad (5)$$

Comme il a été précisé plus haut que l'on négligera les forces inertielles, l'équation de Navier-Stokes peut se simplifier :

$$\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p - \vec{g} = \frac{\eta}{\rho} \nabla^2 \vec{v} \quad (6)$$

Compte-tenu de la symétrie des phénomènes gravitaires considérés, on peut restreindre l'étude à un espace à deux dimensions, c'est à dire à un plan vertical.

Dans un repère cartésien (O,x,y) où y représente la direction verticale comptée positivement vers le haut, le mouvement du fluide peut être décrit par les trois équations suivantes :

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \eta \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \quad (7)$$

$$\frac{\partial p}{\partial y} + \rho g = \eta \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) \quad (8)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \quad (9)$$

où u et v représentent les composantes horizontale et verticale de la vitesse V.

V.23- APPLICATION AUX PHENOMENES DIAPIRIQUES

Ramberg (1981) applique ces équations générales aux cas des systèmes constitués d'un empilement de couches homogènes d'épaisseurs (h), densité (ρ) et viscosité (μ) déterminées (Fig. III-31). Les couches sont numérotés de 1 à n+1 vers le bas, l'interface de numéro k étant donc située entre les couches k et k+1. Les couches sommitale (1) et basale (n+1) peuvent éventuellement être infinies ; si le système est supposé à l'air libre, il suffit de prendre une épaisseur infinie pour

h_1 et une viscosité et une densité nulles. Le modèle théorique tel qu'il est utilisé ci-dessous est applicable aux systèmes constitués d'au moins trois couches c'est à dire deux interfaces.

Considérons une couche i d'épaisseur h (Fig. III-32). Son interface supérieure sera donc référencée $i-1$ et l'inférieure i . Le mouvement de l'interface dans le plan vertical (x,y) peut être décrit par une perturbation sinusoïdale du type :

$$y = \bar{y} \sin(\omega x) \quad (10)$$

avec $\bar{y}$ = amplitude

et $\omega = \frac{2\pi}{\lambda}$ où λ = longueur d'onde.

(le choix d'une fonction sinus est totalement arbitraire et l'on pourrait tout aussi bien utiliser une fonction cosinus). La vitesse de changement de l'amplitude des perturbations s'exprime alors :

$$v = \frac{\partial y}{\partial t} = \bar{v} \sin(\omega x) \quad (11)$$

Dans l'étude de la dynamique des fluides, on fait parfois appel, pour simplifier les calculs, à la notion de fonction de courant (cf p.ex. Ramberg, 1986 ; Turcotte et Schubert, 1982). Soit ψ la fonction de courant telle que :

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = v \text{ et } \frac{\partial \psi}{\partial y} = -u \quad (12)$$

Alors, si ψ est une dérivée totale :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(-\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \right) = -\frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial y} = 0$$

La fonction de courant ψ vérifie donc l'équation de continuité (9).

D'autre part, dérivons les équations (7) et (8) par rapport à y et x , respectivement :

$$(7) \Rightarrow \frac{\partial^2 p}{\partial x \partial y} = \eta \left(\frac{\partial^3 u}{\partial x^2 \partial y} + \frac{\partial^3 u}{\partial y^3} \right)$$

$$(8) \Rightarrow \frac{\partial^2 p}{\partial x \partial y} = \eta \left(\frac{\partial^3 v}{\partial x^3} + \frac{\partial^3 v}{\partial x \partial y^2} \right)$$

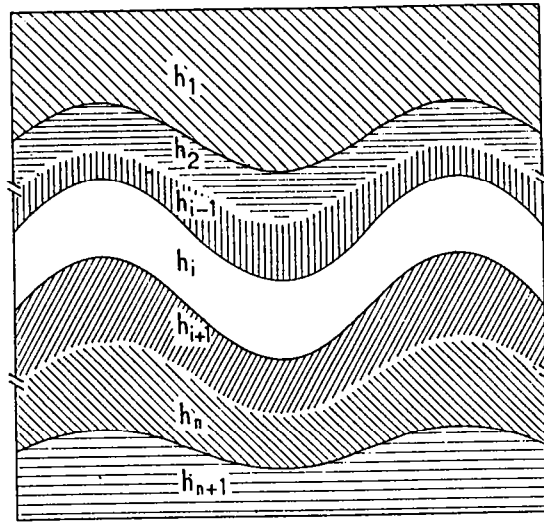


Fig. III-31 : Représentation schématique d'un modèle multicouches à n interfaces. h_i désigne l'épaisseur de la couche i dont l'interface supérieure est référencée i et l'interface inférieure $i+1$.

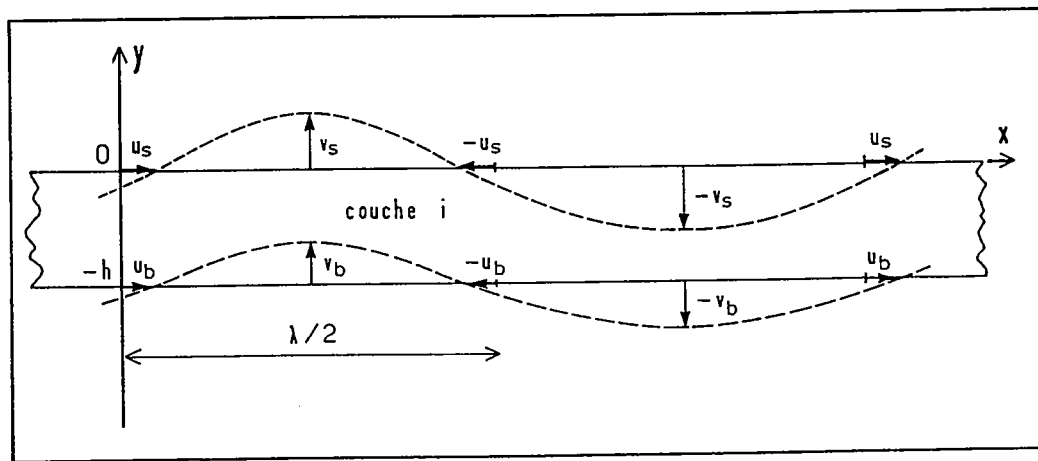


Fig. III-32 : Vitesses instantanées de changement de l'amplitude normale (v) et de l'amplitude tangentielle (u) au sommet (indice s) et à la base (indice b) d'une couche visqueuse. Les courbes en pointillés indiquent la position des sommets des vecteurs-vitesse dont les origines sont situées le long des interfaces planes.

$$\text{d'où: } \frac{\partial^3 v}{\partial x^3} + \frac{\partial^3 v}{\partial x \partial y^2} - \frac{\partial^3 u}{\partial x^2 \partial y} - \frac{\partial^3 u}{\partial y^3} = 0$$

et d'après (12) :

$$\frac{\partial^3}{\partial x^3} \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial^3}{\partial x \partial y^2} \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \right) - \frac{\partial^3}{\partial x^2 \partial y} \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) - \frac{\partial^3}{\partial y^3} \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) = 0$$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial^4 \psi}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \psi}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \psi}{\partial y^4} = 0$$

Ainsi, dans le cas de l'écoulement plan d'un fluide visqueux incompressible, la fonction de courant doit satisfaire à la relation :

$$\nabla^4 \psi = \frac{\partial^4 \psi}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \psi}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \psi}{\partial y^4} = 0 \quad (13)$$

connue sous le nom d'équation biharmonique.

L'étude de l'écoulement d'un fluide se ramène donc à trouver une fonction de courant appropriée.

Pour cela, on réalise une analyse périodique en posant :

$$\psi(x, y) = \psi'(y) \cos(\omega x)$$

on a alors :

$$\psi'(y) + 2\omega^2 \frac{\partial^2 \psi'}{\partial y^2} + \omega^4 \frac{\partial^4 \psi'}{\partial y^4} = 0$$

c'est à dire une équation du 4^e ordre qui admet 4 solutions :

$$e^{\pm \omega y} \text{ et } y \cdot e^{\pm \omega y}$$

On aboutit ainsi à des fonctions de courant de la forme :

$$\psi = y e^{\pm \omega y} [\alpha \cos(\omega x) \pm \beta \sin(\omega x)] \pm e^{\pm \omega y} [\gamma \cos(\omega x) \pm \delta \sin(\omega x)]$$

De plus, comme

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0$$

alors si u est en cosinus, v sera en sinus.

Dans son étude, Ramberg (1981) aboutit ainsi à des expressions des composantes u et v de la vitesse :

$$u = [Ae^{\omega y} + Be^{-\omega y} + Cye^{\omega y} + Dye^{-\omega y}] \cos(\omega x) \quad (14)$$

$$v = [Ae^{\omega y} - Be^{-\omega y} + C\left(y - \frac{1}{\omega}\right)e^{\omega y} - D\left(y + \frac{1}{\omega}\right)e^{-\omega y}] \sin(\omega x) \quad (15)$$

où A, B, C, D sont des coefficients dépendant des conditions aux limites.

Au sommet de la couche i , on a :

$$\begin{cases} v = \bar{v}_S \sin(\omega x) \\ u = \bar{u}_S \cos(\omega x) \end{cases}$$

et $y = 0$ d'où, d'après (14) et (15) :

$$\begin{cases} \bar{v}_S = A + B & (16) \\ \bar{u}_S = A - B - \frac{C}{\omega} + \frac{D}{\omega} & (17) \end{cases}$$

A la base de cette même couche :

$$\begin{cases} v = \bar{v}_B \sin(\omega x) \\ u = \bar{u}_B \cos(\omega x) \end{cases}$$

En posant $y = -h$ dans les équations (11) et (12) il vient :

$$\begin{cases} \bar{u}_B = Ae^{-\omega h} + Be^{\omega h} - Che^{-\omega h} - Dhe^{\omega h} & (18) \\ \bar{v}_B = Ae^{-\omega h} - Be^{\omega h} - C\left(h + \frac{1}{\omega}\right)e^{-\omega h} + D\left(h - \frac{1}{\omega}\right)e^{\omega h} & (19) \end{cases}$$

La résolution du système formé par les équations (16), (17), (18) et (19) conduit aux coefficients A, B, C et D en fonction des vitesses u_s, v_s, u_b et v_b .

Les distributions des vitesses qui interviennent dans les coefficients A, B, C et D sont liées aux contraintes normales et tangentielles agissant sur les interfaces. D'après les équations générales (4) et (5) :

$$\sigma_y = -p + 2\mu \frac{\partial v}{\partial y} \quad (20)$$

$$\text{et } \tau_{xy} = \mu \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (21)$$

Calculons d'abord la contrainte tangentielle au sommet et à la base de la couche.

$$\begin{aligned} \tau &= \mu \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \mu \left(\frac{\partial}{\partial x} \tilde{v} \sin(\omega x) + \frac{\partial}{\partial y} \tilde{u} \cos(\omega x) \right) \\ &= \mu \left(\omega \tilde{v} \cos(\omega x) + \frac{\partial \tilde{u}}{\partial y} \cos(\omega x) \right) \end{aligned}$$

$$\text{donc } \tau = \mu \left(\omega \tilde{v} + \frac{\partial \tilde{u}}{\partial y} \right) \cos(\omega x) \quad (22)$$

$$\text{d'après (15) : } \tilde{v} = A e^{\omega y} - B e^{-\omega y} + C \left(y - \frac{1}{\omega} \right) e^{\omega y} - D \left(y + \frac{1}{\omega} \right) e^{-\omega y}$$

$$\text{d'après (14) : } \tilde{u} = A e^{\omega y} + B e^{-\omega y} + C y e^{\omega y} + D y e^{-\omega y}$$

d'où

$$\frac{\partial \tilde{u}}{\partial y} = A \omega e^{\omega y} - B \omega e^{-\omega y} + C \omega y e^{\omega y} + C e^{\omega y} - D \omega y e^{-\omega y} + D e^{-\omega y}$$

en remplaçant $\tilde{v}$ et $\frac{\partial \tilde{u}}{\partial y}$ par leurs expressions respectives dans (22) il vient :

$$\tau = 2\mu \omega \left(A e^{\omega y} - B e^{-\omega y} + C y e^{\omega y} - D y e^{-\omega y} \right) \cos(\omega x) \quad (23)$$

Au sommet de la couche, $y = 0$ et :

$$\tau_S = 2\mu \omega (A - B) \cos(\omega x) \quad (24)$$

A la base, $y = -h$ et :

$$\tau_B = 2\mu \omega \left(A e^{-\omega h} - B e^{\omega h} + C y e^{-\omega h} - D y e^{\omega h} \right) \cos(\omega x) \quad (25)$$

Intéressons-nous maintenant aux contraintes normales :

$$\sigma = 2\mu \frac{\partial v}{\partial y} - p = 2\mu \sin(\omega x) \frac{\partial \tilde{v}}{\partial y} - p \quad (26)$$

$$\text{d'après (15) : } \tilde{v} = Ae^{\omega y} - Be^{-\omega y} + C\left(y - \frac{1}{\omega}\right)e^{\omega y} - D\left(y + \frac{1}{\omega}\right)e^{-\omega y}$$

$$\text{d'où : } \frac{\partial \tilde{v}}{\partial y} = A\omega e^{\omega y} + B\omega e^{-\omega y} + C\omega y e^{\omega y} + D\omega y e^{-\omega y} \quad (27)$$

$$\text{et d'après (8) : } \frac{\partial p}{\partial y} = \mu \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) - \rho g$$

$$\text{d'où : } \frac{\partial p}{\partial y} = \mu \left(\frac{\partial^2 \tilde{v}}{\partial y^2} - \omega^2 \tilde{v} \right) \sin(\omega x) - \rho g$$

En intégrant ces équations à x fixé :

$$p = \mu \sin(\omega x) \int \frac{\partial^2 \tilde{v}}{\partial y^2} dy - \mu \omega^2 \sin(\omega x) \int \tilde{v} dy - \rho g \int dy$$

$$\text{Soit : } p = \mu \left(\int \frac{\partial^2 \tilde{v}}{\partial y^2} dy - \omega^2 \int \tilde{v} dy \right) \sin(\omega x) - \rho g y + \tilde{p}_0$$

$$\Leftrightarrow p = \mu \left(\int \frac{\partial^2 \tilde{v}}{\partial y^2} dy - \omega^2 \int \tilde{v} dy \right) \sin(\omega x) - \rho g y \sin(\omega x) + \tilde{p}_0 \quad (28)$$

On calcule chacune des intégrales indéfinies :

$$(27) \Rightarrow \frac{\partial^2 \tilde{v}}{\partial y^2} = \omega^2 \left[\left(A + \frac{C}{\omega} \right) e^{\omega y} - \left(B - \frac{D}{\omega} \right) e^{-\omega y} + C y e^{\omega y} - D y e^{-\omega y} \right]$$

$$\text{d'où : } \int \frac{\partial^2 \tilde{v}}{\partial y^2} dy = \omega \left[A e^{\omega y} + B e^{-\omega y} + C y e^{\omega y} + D y e^{-\omega y} \right] \quad (29)$$

$$(15) \Rightarrow \int \tilde{v} dy = \frac{1}{\omega} \left[A e^{\omega y} + B e^{-\omega y} + C \left(y - \frac{2}{\omega} \right) e^{\omega y} + D \left(y + \frac{2}{\omega} \right) e^{-\omega y} \right] \quad (30)$$

En insérant (29) et (30) dans (28) on obtient alors :

$$p = 2\mu (C e^{\omega y} - D e^{-\omega y}) \sin(\omega x) - \rho g \bar{y} \sin(\omega x) + \bar{p}_0 \quad (31)$$

A l'aide de (27) et (31) on obtient en fin de compte :

$$\sigma = 2\mu [A \omega e^{\omega y} + B \omega e^{-\omega y} + C(\omega y - 1)e^{\omega y} + D(\omega y + 1)e^{-\omega y}] \sin(\omega x) + \rho g \bar{y} \sin(\omega x) + \bar{p}_0 \quad (32)$$

Au sommet de la couche, $y = 0$ d'où :

$$\sigma_S = 2\mu [A \omega + B \omega - C + D] \sin(\omega x) + \rho g \bar{y}_S \sin(\omega x) - \bar{p}_S \quad (33)$$

et à la base $y = -h$ d'où :

$$\sigma_B = 2\mu [A \omega e^{-\omega h} + B \omega e^{\omega h} - C(\omega h + 1)e^{-\omega h} - D(\omega h - 1)e^{\omega h}] \sin(\omega x) + \rho g \bar{y}_B \sin(\omega x) - \bar{p}_B \quad (34)$$

En introduisant dans le système formé par les équations (24), (25), (33) et (34) les valeurs des coefficients A, B, C et D que l'on peut calculer à partir des équations de vitesse, on obtient directement des relations entre les contraintes et les vitesses à la base et au sommet de chaque couche.

Pour établir les relations vitesses - contraintes dans l'ensemble du système, on s'appuie sur la continuité qui doit exister entre deux couches superposées, à travers leur interface commune.

Continuité des contraintes :

$$\begin{cases} \tau_{Bi} = \tau_{S,i+1} \\ \sigma_{Bi} = \sigma_{S,i+1} \end{cases} \quad 1 \leq i \leq n \quad (35)$$

Continuité des vitesses :

$$\begin{cases} \bar{u}_{Bi} = \bar{u}_{S,i+1} = \bar{u}_i \\ \bar{v}_{Bi} = \bar{v}_{S,i+1} = \bar{v}_i \end{cases} \quad 1 \leq i \leq n \quad (36)$$

Continuité de l'amplitude :

$$\bar{y}_{B,i} = \bar{y}_{B,i+1} = \bar{y}_i \quad (37)$$

En combinant ces équations avec les expressions de τ et σ , on aboutit à un système d'équations avec u_i et v_i en inconnues et qui peut s'écrire sous forme matricielle :

$$[A_{ij}] [V_i] = [Y_i] \quad 1 \leq i, j \leq 2n \quad (38)$$

avec :

$$\begin{cases} V_{2k+1} = \dot{v}_k \\ V_{2k+2} = \dot{u}_k \end{cases}$$

et

$$\begin{cases} Y_{2k+1} = 0 \\ Y_{2k+2} = q_k \dot{y}_k \end{cases}$$

pour $0 \leq k \leq n-1$

et avec

$$q_k = \frac{\rho_k - \rho_{k+1}}{2\mu_{k+1}} g h_{k+1}$$

Si la couche basale est infinie, c'est à dire si $h_{n+1} = \infty$, on remplace q_n par q'_n ainsi défini :

$$q'_n = \frac{\rho_n - \rho_{n+1}}{2\mu_{n+1}} g h_n$$

La matrice $[A_{ij}]$ est une matrice bande dont les composants dérivent des relations contraintes - vitesse. Pour un système à n interfaces, on obtient ainsi une matrice carrée $2n \times 2n$ dont les éléments prennent les valeurs suivantes :

$$\text{avec } \phi_i = \frac{2\pi h_i}{\lambda} \text{ et } 1 \leq i \leq n-1$$

ch = cosinus hyperbolique et sh = sinus hyperbolique

$$a_{2i-1, 2i-3} = -\frac{\mu_i}{\mu_{i+1}} \frac{2\phi_i \text{sh } \phi_i}{\text{ch } 2\phi_i - 1 - 2\phi_i^2}$$

$$a_{2i-1, 2i-2} = +\frac{\mu_i}{\mu_{i-1}} \frac{2\phi_i \text{ch } \phi_i - 2\text{sh } \phi_i}{\text{ch } 2\phi_i - 1 - 2\phi_i^2}$$

$$a_{2i-1, 2i-1} = \frac{-2\phi_{i+1}^2}{\text{ch } 2\phi_{i+1} - 1 - 2\phi_{i+1}^2} + \frac{\mu_i}{\mu_{i+1}} \frac{2\phi_i^2}{\text{ch } 2\phi_i - 1 - 2\phi_i^2}$$

$$a_{2i-1,2i} = \frac{\text{sh } 2\phi_{i+1} - 2\phi_{i+1}^2}{\text{ch } 2\phi_{i+1} - 1 - 2\phi_{i+1}^2} + \frac{\mu_i}{\mu_{i+1}} \frac{\text{sh } 2\phi_i - 2\phi_i^2}{\text{ch } 2\phi_i - 1 - 2\phi_i^2}$$

$$a_{2i-1,2i+1} = \frac{2\phi_{i+1} \text{ sh } \phi_{i+1}}{\text{ch } 2\phi_{i+1} - 1 - 2\phi_{i+1}^2}$$

$$a_{2i-1,2i+2} = \frac{2\phi_{i+1} \text{ ch } \phi_{i+1} - 2 \text{ sh } \phi_{i+1}}{\text{ch } 2\phi_{i+1} - 1 - 2\phi_{i+1}^2}$$

$$a_{2i,2i-3} = -\frac{\mu_i}{\mu_{i+1}} \frac{h_{i+1}}{h_i} \frac{2\phi_i (\phi_i \text{ ch } \phi_i + \text{sh } \phi_i)}{\text{ch } 2\phi_i - 1 - 2\phi_i^2}$$

$$a_{2i,2i-2} = +\frac{\mu_i}{\mu_{i+1}} \frac{h_{i+1}}{h_i} \frac{2\phi_i^2 \text{ sh } \phi_i}{\text{ch } 2\phi_i - 1 - 2\phi_i^2}$$

$$a_{2i,2i-1} = \frac{\phi_{i+1} (\text{sh } 2\phi_{i+1} + 2\phi_{i+1})}{\text{ch } 2\phi_{i+1} - 1 - 2\phi_{i+1}^2} + \frac{\mu_i}{\mu_{i+1}} \frac{h_{i+1}}{h_i} \frac{\phi_i (\text{sh } 2\phi_i + 2\phi_i)}{\text{ch } 2\phi_i - 1 - 2\phi_i^2}$$

$$a_{2i,2i} = \frac{-2\phi_{i+1}^3}{\text{ch } 2\phi_{i+1} - 1 - 2\phi_{i+1}^2} + \frac{\mu_i}{\mu_{i+1}} \frac{h_{i+1}}{h_i} \frac{2\phi_i^3}{\text{ch } 2\phi_i - 1 - 2\phi_i^2}$$

$$a_{2i,2i+1} = \frac{-2\phi_{i+1} (\phi_{i+1} \text{ ch } \phi_{i+1} + \text{sh } \phi_{i+1})}{\text{ch } 2\phi_{i+1} - 1 - 2\phi_{i+1}^2}$$

$$a_{2i,2i+2} = \frac{-2\phi_{i+1}^2 \text{ sh } \phi_{i+1}}{\text{ch } 2\phi_{i+1} - 1 - 2\phi_{i+1}^2}$$

Tous les autres éléments de $[A_{ij}]$ sont nuls.

Quelques cas-limites sont à distinguer lorsque les couches supérieures ou inférieures sont infinies :

si $h_1 = \infty$

$$a_{1,1} = \frac{-2\phi_2^2}{\text{ch } 2\phi_2 - 1 - 2\phi_2^2}$$

$$a_{1,2} = \frac{\text{sh } 2\phi_2 - 2\phi_2}{\text{ch } 2\phi_2 - 1 - 2\phi_2^2} + \frac{h_1}{h_2}$$

$$a_{2,1} = \frac{\phi_2 (\text{sh } 2\phi_2 + 2\phi_2)}{\text{ch } 2\phi_2 - 1 - 2\phi_2^2} + \frac{\mu_1}{\mu_2} \phi_2$$

$$a_{2,2} = \frac{-2\phi_2^3}{\text{ch } 2\phi_2 - 1 - 2\phi_2^2}$$

si $h_{n+1} = \infty$

$$a_{2n-1,2n-1} = \frac{\mu_n}{\mu_{n+1}} \frac{2\phi_n^2}{\text{ch } 2\phi_n - 1 - 2\phi_n^2}$$

$$a_{2n-1,2n} = 1 + \frac{\mu_n}{\mu_{n+1}} \frac{\text{sh } 2\phi_n - 2\phi_n}{\text{ch } 2\phi_n - 1 - 2\phi_n^2}$$

$$a_{2n,2n-3} = -\frac{\mu_n}{\mu_{n+1}} \frac{2\phi_n (\phi_n \text{ch } \phi_n + \text{sh } \phi_n)}{\text{ch } 2\phi_n - 1 - 2\phi_n^2}$$

$$a_{2n,2n-2} = \frac{\mu_n}{\mu_{n+1}} \frac{2\phi_n^2 \text{sh } \phi_n}{\text{ch } 2\phi_n - 1 - 2\phi_n^2}$$

$$a_{2n,2n-1} = \phi_n + \frac{\mu_n}{\mu_{n+1}} \frac{\phi_n (\text{sh } 2\phi_n + 2\phi_n)}{\text{ch } 2\phi_n - 1 - 2\phi_n^2}$$

$$a_{2n,2n} = \frac{\mu_n}{\mu_{n+1}} \frac{2\phi_n^3}{\text{ch } 2\phi_n - 1 - 2\phi_n^2}$$

A l'aide de l'équation (38) on obtient ainsi des expressions pour les vitesses u_i et v_i en fonction des rapports de viscosité μ_i / μ_{i+1} , des rapports d'épaisseur h_i / h_{i+1} et des longueurs d'onde λ / h_i .

Il est commode de scinder l'équation (38) en deux :

$$\tilde{v}_j = \left(\begin{matrix} v & q_i \\ k_{ji} & q_1 \end{matrix} \right) q_1 \tilde{y}_i \quad (39)$$

et

$$\tilde{u}_j = \left(\begin{matrix} u & q_i \\ k_{ji} & q_1 \end{matrix} \right) q_1 \tilde{y}_i \quad (40)$$

où

$$k_{ji}^v = \frac{|A_{2i,2j-1}|}{|A|} \quad (1 \leq i, j \leq n)$$

et

$$k_{ji}^u = \frac{|A_{2i,2j}|}{|A|}$$

où $|A|$ est le déterminant de la matrice A et $|A_{\alpha,\beta}|$ est le cofacteur de $a_{\alpha,\beta}$, c'est à dire le déterminant de la matrice obtenue en enlevant la $\alpha^{\text{ème}}$ ligne et la $\beta^{\text{ème}}$ colonne de $[A]$, multiplié par $(-1)^{\alpha+\beta}$.

En fait $[k_{ji}^v]$ et $[k_{ji}^u]$ sont deux parties de $[A^{-1}]$, la matrice inverse de $[A]$. $[k_{ji}^v]$ est la matrice formée des colonnes de numéros impairs de $[A^{-1}]$, alors que $[k_{ji}^u]$ est formée des colonnes de numéros pairs.

D'après (38) :

$$\begin{aligned} \dot{y}_j &= \sum_{i=1}^n \left(k_{ji}^v \frac{q_i}{q_1} \right) q_1 \dot{y}_i \\ \Leftrightarrow \frac{\dot{y}_j}{\dot{y}_j} &= q_1 \sum_{i=1}^n k_{ji}^v \frac{q_i}{q_1} \frac{\dot{y}_i}{\dot{y}_j} = \kappa_j q_1 \quad (1 \leq j \leq n) \quad (41) \end{aligned}$$

$$\frac{\dot{y}_j}{\dot{y}_j} = \frac{\partial \dot{y}_j}{\dot{y}_j \partial t}$$

est la vitesse de changement de l'amplitude relative. Elle dépend des rapports de viscosité et d'épaisseur, ainsi que de la longueur d'onde. Pour un système donné, dont les paramètres rhéologiques et géométriques sont fixés, v/y ne dépend que de la longueur d'onde par l'intermédiaire de $\phi = 2\pi h/l$.

$$(41) \Rightarrow \frac{\dot{y}_j}{\dot{y}_j} = \kappa_j q_1 \quad \text{avec} \quad \kappa_j = \sum_{i=1}^n k_{ji}^v \frac{q_i}{q_1} \frac{\dot{y}_i}{\dot{y}_j}$$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial \dot{y}_j}{\dot{y}_j \partial t} = \kappa_j q_1 \quad \Leftrightarrow \frac{\partial \dot{y}_j}{\dot{y}_j} = \kappa_j q_1 \partial t$$

d'où en intégrant :

$$\dot{y}_j = \dot{y}_j^0 \exp(\kappa_j q_1 t) \quad (42)$$

$$\kappa_j = \sum_{i=1}^n k_{ji}^v \frac{q_i}{q_1} \frac{\dot{y}_i}{\dot{y}_j} \Leftrightarrow \kappa_j \dot{y}_j = \sum_{i=1}^n k_{ji}^v \frac{q_i}{q_1} \dot{y}_i$$

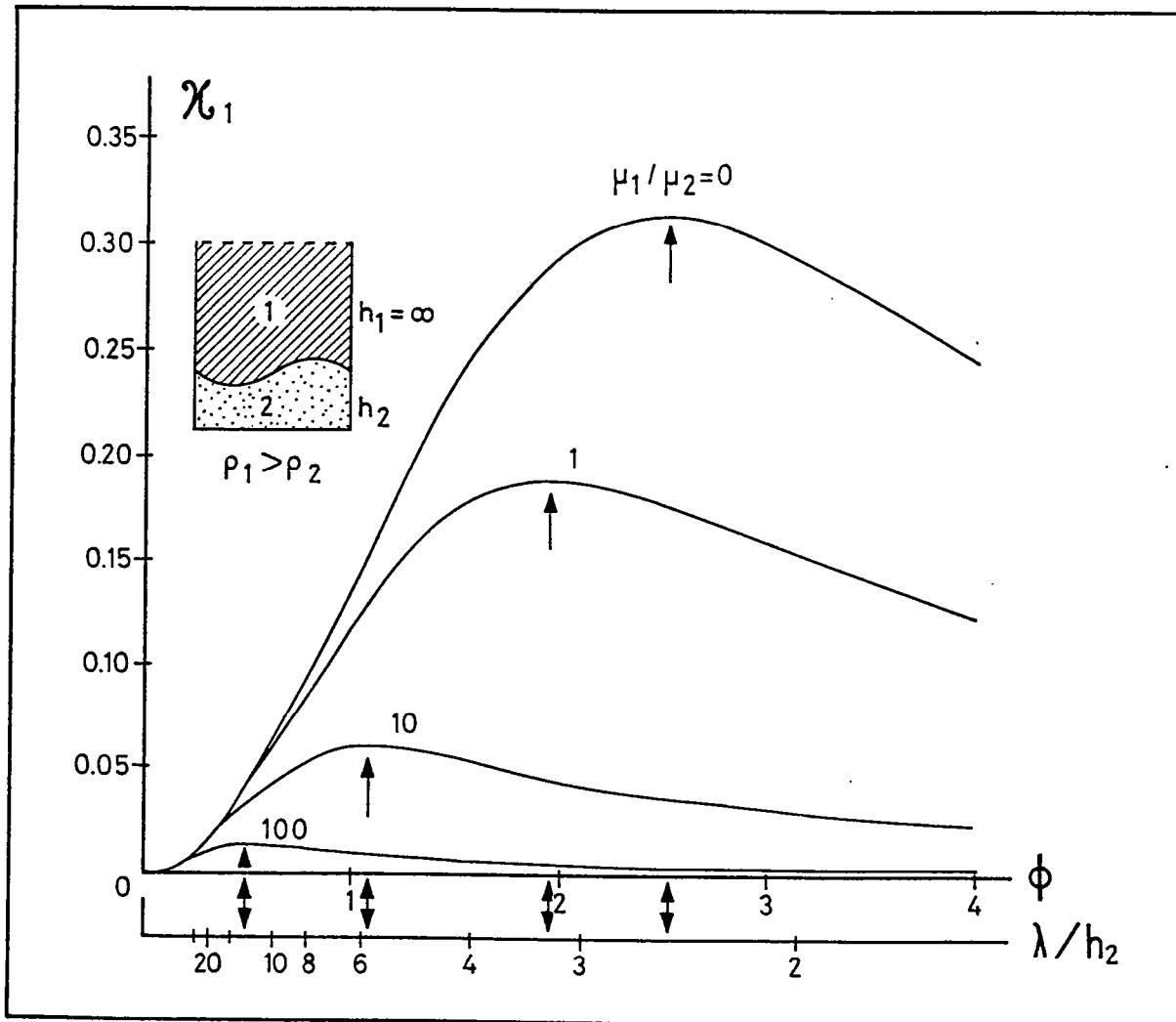


Fig. III-33 : Courbes du facteur de croissance $K_1 = f(\phi)$ pour un modèle à 2 couches. Les courbes correspondent à différents contrastes de viscosité μ_1/μ_2 . Les maxima indiquent les valeurs λ/h_2 des perturbations dominantes. (D'après Ramberg, 1981).

Ceci peut s'écrire sous forme matricielle :

$$[k_{ji}^v q_i/q_1] [y_i] = [K] [y] \quad (43)$$

Donc K_j représente les n valeurs propres de la matrice $[k_{ji}^v q_i/q_1]$ et y_i les vecteurs propres correspondants. Parmi ces n valeurs, la plus importante est celle qui donne la valeur maximale au terme $\exp(K_j q_1 t)$ de l'équation (42). Nous l'appellerons "*facteur de croissance*", noté K_1 . A cette valeur correspondra en effet la vitesse d'amplification maximale de la perturbation.

$$|K_1| = \text{Max}(|K_j|)$$

Donc si $q_1 < 0$, ce qui signifie que $\rho_1 < \rho_2$, soit un gradient de densité normal au niveau de la première interface -c'est le cas d'un système où l'on considèrerait une surface libre- alors $K_1 < 0$. Dans le cas contraire d'un gradient inverse, alors $K_1 > 0$.

D'après (43), la matrice des y_j correspond au vecteur propre de $[k_{ji}^v q_i/q_1]$. En calculant ce vecteur propre, on peut donc estimer les amplitudes relatives des perturbations.

Pour rechercher les longueurs d'onde qui se développent préférentiellement, c'est à dire celles qui ont la plus forte vitesse d'amplification, on calcule pour un système de conditions géométriques et de viscosités données les différentes valeurs de K_1 en fonction de Φ_i , c'est à dire h_i/λ . Les maxima de la courbe $K_1 = f(\Phi_i)$ correspondront aux valeurs recherchées de la longueur d'onde.

Voici à titre d'exemple (Fig. II-33) les résultats obtenus dans le cas d'un système constitué de 2 couches, la couche supérieure étant plus dense et d'épaisseur infinie. Les différentes courbes $K_1 = f(\Phi_i)$ correspondent à différentes valeurs des contrastes de viscosité μ_1/μ_2 . On observe la présence systématique d'un pic indiquant la longueur d'onde préférentielle. Lorsque le rapport des viscosités passe de 0 à 100, la longueur d'onde (en fait la longueur d'onde sans dimension λ/h_2) varie de 2,96 à 12,93.

D'autres modèles multi-couches plus complexes indiquent la possibilité d'obtenir plus d'une longueur d'onde dominante. Considérons par exemple le cas d'un modèle à deux interfaces constitué d'une couche supérieure dense d'épaisseur infinie, surmontant une couche plus légère, elle-même reposant sur une couche basale de même épaisseur et encore moins dense. Lorsque le contraste de viscosité varie, on voit qu'à partir d'une courbe classique à un seul maximum, apparaît progressivement un second maximum qui va devenir rapidement prépondérant (sa

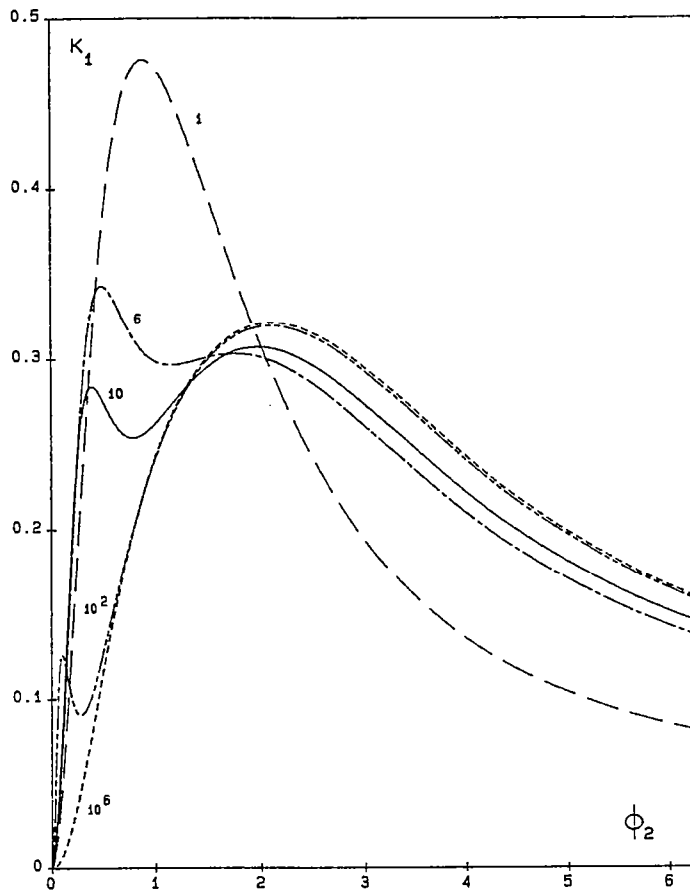


Fig. III-34: Courbes $K_1 = f(\phi_2)$ pour un modèle à 3 couches. Les chiffres portés sur chaque courbe indiquent le contraste de viscosité $\mu_1/\mu_2 = \mu_2/\mu_3$. Noter la présence de deux maxima distincts pour des contrastes de viscosité entre 6 et 100.

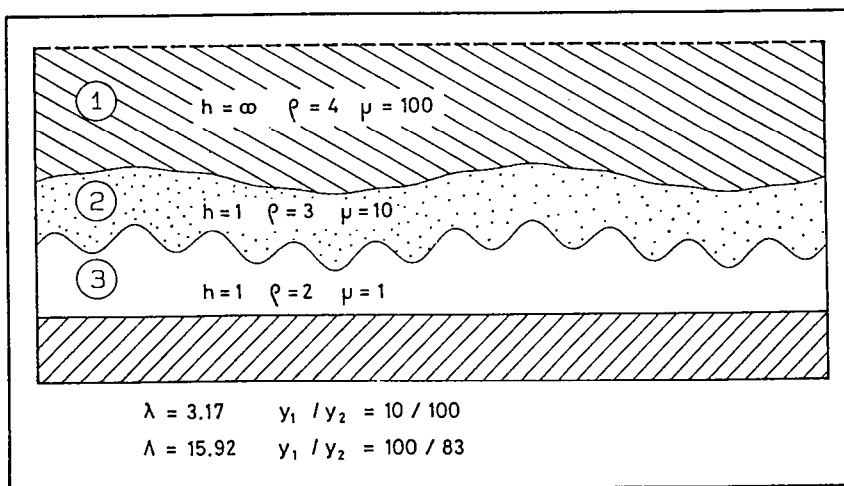


Fig. III-35: Développement de deux perturbations contemporaines avec des longueurs d'onde différentes. Ce cas correspond à celui de la figure 34 pour des contrastes de viscosité de 10.

vitesse d'amplification devenant la plus forte), pour enfin ne plus être que le seul à subsister (Fig. III-34). Ainsi, dans ce cas de figure, pour des conditions assez précises, peut-on observer deux longueurs d'onde contemporaines. Le calcul des vecteurs propres permet d'estimer les amplitudes relatives de chacune des composantes de la déformation de l'interface. On peut en déduire l'allure que prendront les couches dans un cas quelconque (Fig. III-35).

V.3- DESCRIPTION DU PROGRAMME DE CALCUL

Le programme nécessaire au calcul des longueurs d'onde dominantes a été écrit en Turbo Pascal (Fig. III-36). Il calcule le facteur de croissance K_1 pour 100 valeurs de Φ de 10^{-3} à 6,28, soit $1 \leq \lambda/h \leq 6,28 \cdot 10^3$, pour un système constitué de plusieurs couches d'épaisseurs, viscosités et densités données. Compte-tenu de cette gamme de valeurs extrêmes, couvrant 3 ordres de grandeur, les points de calcul sont choisis en progression logarithmique plutôt que régulièrement espacés, afin de minimiser les artefacts numériques.

Pour chaque valeur de Φ , la matrice $[A]$ est calculée conformément aux éléments a_{ij} énoncés au paragraphe précédent. Cette matrice est ensuite inversée et partitionnée pour obtenir $[k_{ji}^v]$. Enfin, les valeurs propres de $[k_{ji}^v q_i/q_1]$ sont recherchées.

Dans un deuxième temps, la courbe $K_1 = f(\Phi)$ obtenue est dérivée afin d'obtenir les valeurs précises de Φ correspondant aux valeurs maximales de K_1 ; ces valeurs sont ensuite réinjectées dans la première étape de calcul pour préciser K_1 ainsi que pour calculer les vecteurs propres associés.

Enfin, la courbe $K_1 = f(\Phi)$ est tracée à l'écran, les résultats pouvant être automatiquement archivés dans un fichier de résultats.

Les procédures d'inversion de matrice, de recherche des valeurs propres et vecteurs propres et de dérivation ont été empruntées aux Numerical Methods Toolbox du Turbo Pascal

V.4- RESULTATS

A l'aide de ce programme, nous nous sommes intéressés aux domaines d'existence des longueurs d'onde en fonction des propriétés géométriques (épaisseurs) et rhéologiques (densités, viscosités). Des diagrammes peuvent être réalisés, correspondant à chaque fois à une configuration géométrique et à des gradients de densité déterminés. En abscisse et en ordonnée sont portés divers contrastes de viscosité qui sont les facteurs que l'on cherche à contraindre. Les

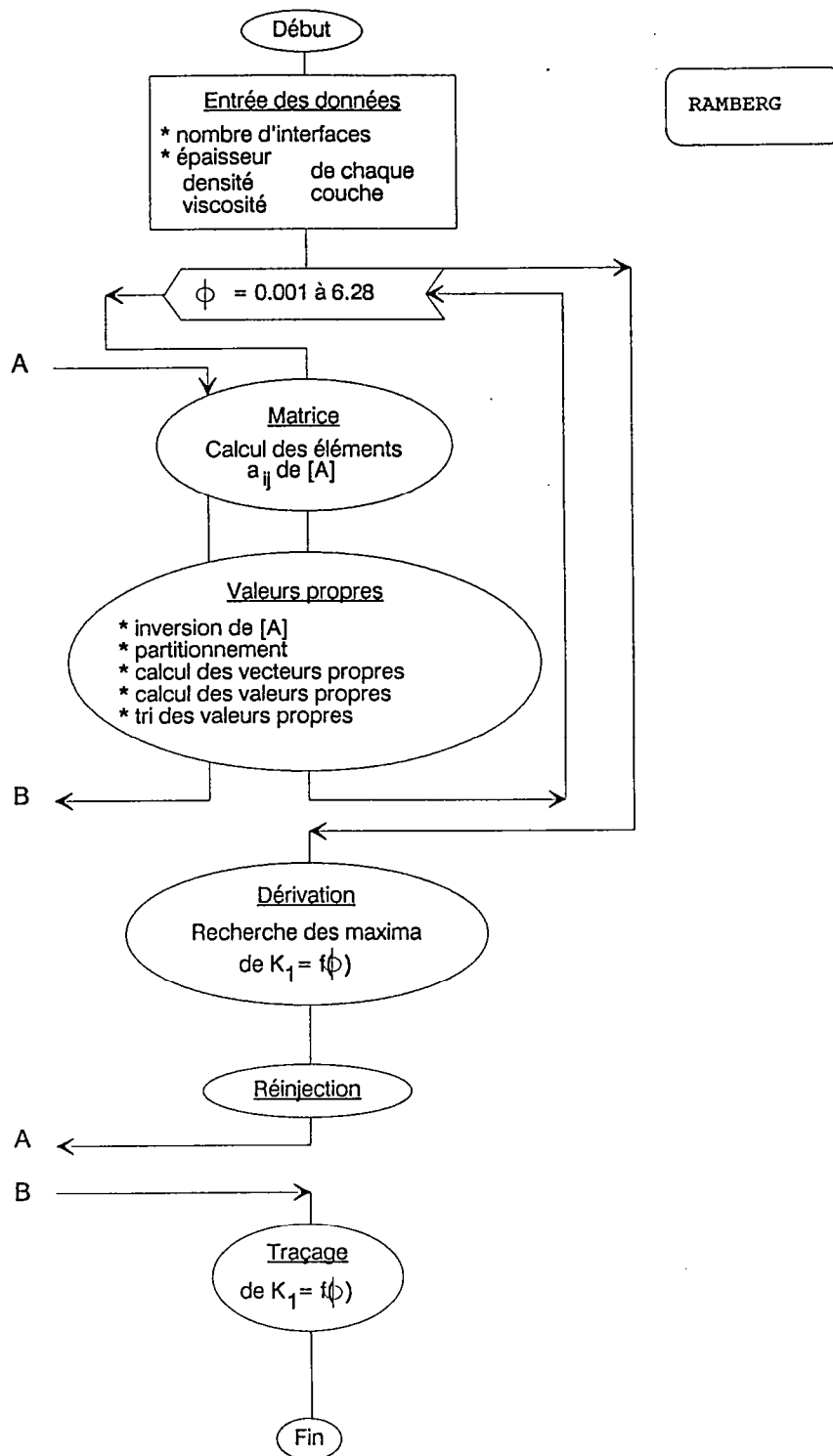


Fig. III-36 : Algorithme du programme de calcul des longueurs d'onde des perturbations dominantes, selon la méthode proposée par Ramberg (1981).

valeurs des longueurs d'onde sont calculées pour chaque point du diagramme. En général, les diagrammes couvrent 6 ordres de grandeur de viscosité sur chaque axe et représentent les résultats de 625 calculs élémentaires.

V,41- MODELE A 3 COUCHES

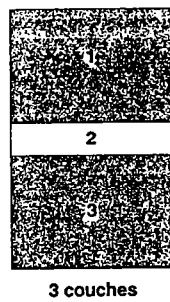
Dans un premier temps, on peut envisager le système le plus simple pouvant représenter les figures observées sur le terrain. Il s'agit d'un modèle à 3 couches constitué d'un lit flottable représentant les veines leucocrates, intercalé entre deux niveaux denses d'épaisseur infinie, représentant les mésodiorites encaissantes (Fig. III-37). La valeur absolue des densités utilisées n'a aucune importance puisque les gradients de densité conditionnent le sens d'évolution du système et agissent seulement sur la vitesse d'ascension des microdiapirs mais n'influent pas sur la longueur d'onde des perturbations. Dans ce cas, comme dans tout ce qui suit, la couche représentant les lits leucodioritiques est considérée comme le niveau de référence et tous ses paramètres ont été pris égaux à l'unité. Les couches sont référencées en ordre croissant vers le bas. En conséquence, dans ce modèle à 3 couches, il ne reste que deux variables qui sont les viscosités des deux couches denses μ_1 et μ_3 . Le résultat des calculs peut être exprimé dans un diagramme $\mu_1 / \mu_3 = f(\mu_1 / \mu_2)$ représentant le contraste de viscosité entre les deux couches denses en fonction du rapport de la viscosité de la couche dense supérieure sur la viscosité de la couche flottable de référence (Fig. III-38).

Un enseignement essentiel de ce type de modèle à 3 couches est que l'on ne prédit l'existence que d'une seule longueur d'onde dominante à la fois : les courbes $K_1 = f(\Phi)$ ne présentent qu'un seul maximum.

Les champs d'existence des longueurs d'onde mesurées sur les échantillon ont été portés dans le diagramme. Les valeurs retenues sont $3 \leq \lambda \leq 4$ et $8 \leq \Lambda \leq 13$. Une seule longueur d'onde existant à la fois, ces deux champs ne se recoupent pas.

Quelques autres renseignements peuvent être retirés de ce cas simple :

- * les longueurs d'onde mesurées ne peuvent être obtenues que si $\mu_1 / \mu_3 \leq 1$ c'est à dire qu'il doit exister un contraste de viscosité entre les deux niveaux denses, la couche basale étant la plus visqueuse ;
- * les grandes longueurs d'onde (Λ) sont obtenues pour $\mu_1 / \mu_2 \leq 100$ et les petites (λ) pour $\mu_1 / \mu_2 \leq 2$. Ceci signifie que le développement des grandes longueurs d'onde nécessite que la couche dense sommitale soit environ 100



3 couches

épaisseur	densité	viscosité
Infinie	10	Mu1
1	1	1
Infinie	10	Mu3

Fig. III-37 : Représentation schématique d'un modèle à 3 couches et valeur des paramètres géométriques et rhéologiques employés. Les niveaux denses (1) et (3) représentent les mésodiorites et le niveau de référence (2) est assimilé aux veines leucodioritiques.

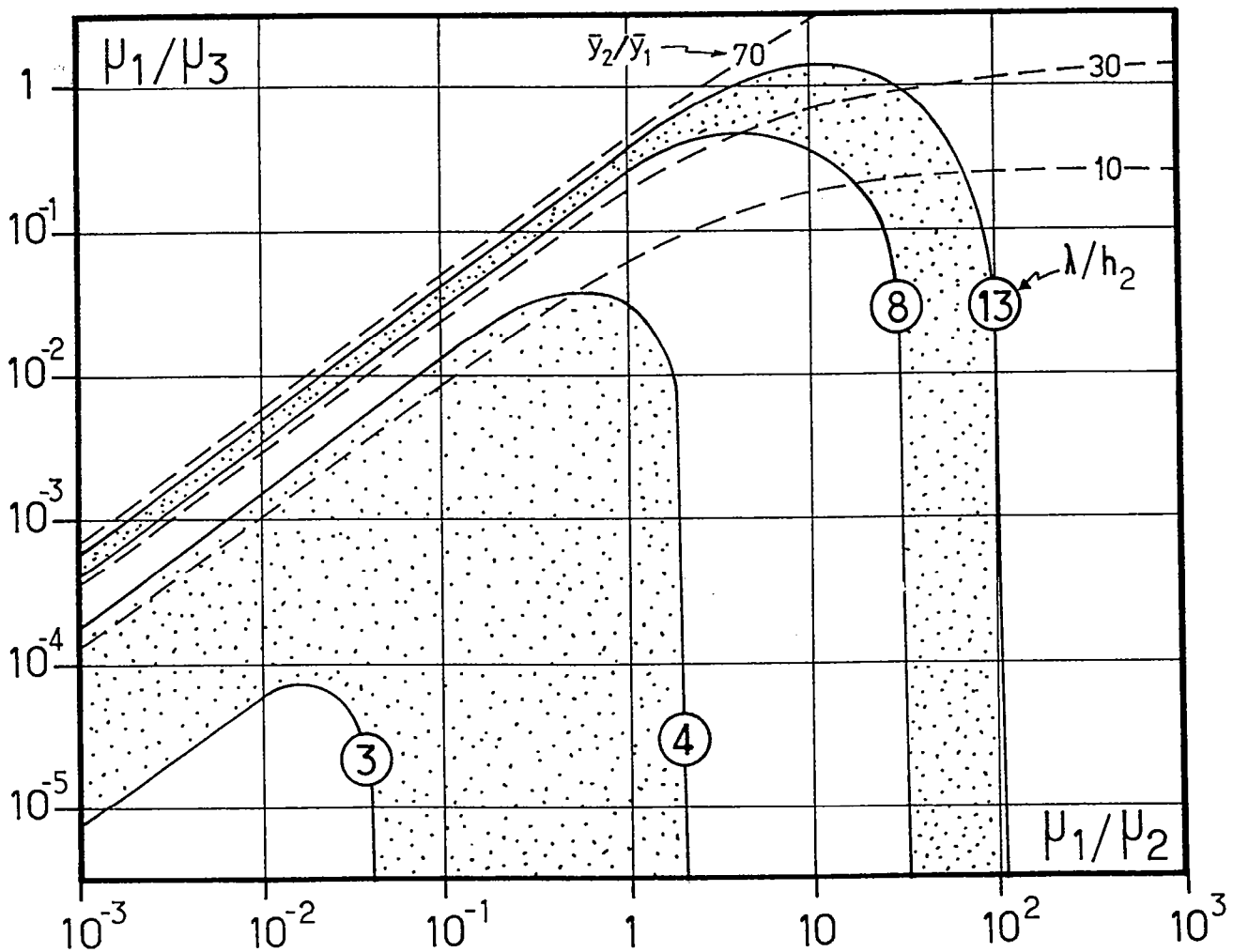


Fig. III-38 : Domaines d'existence des longueurs d'onde dans le modèle à 3 couches. Les courbes en trait plein limitent les champs correspondant aux valeurs extrêmes mesurées sur les échantillons. Les courbes tiretées sont les courbes de même valeur du rapport des amplitudes des deux interfaces (y_2/y_1).

fois plus visqueuse que le niveau de référence. Par contre les petites longueurs d'onde se développeront lorsque la viscosité de la couche supérieure est au plus égale à celle de la couche flottable.

Lors de la description de l'aspect des veines leucocrates étudiées, nous avons insisté sur la dissymétrie des interfaces supérieures et inférieures, la base des couches leucodioritiques étant peu déformée. Si l'on ajoute au diagramme précédent les courbes de même valeur du rapport $\bar{y}_2 / \bar{y}_1$ qui décrit le rapport d'amplitude des déflexions de l'interface supérieure par rapport à celle de l'interface inférieure, on peut limiter le champ d'existence de λ . Effectivement, $\bar{y}_2 / \bar{y}_1$ doit être petit compte-tenu de la dissymétrie des interfaces. Ces conditions ne sont remplies que dans la branche verticale du domaine. Le champ d'existence de la petite longueur d'onde λ n'est pas modifié. On peut donc dégager une conclusion supplémentaire, à savoir que le rapport de viscosité μ_1 / μ_2 nécessaire pour former λ est inférieur à celui requis pour Λ , soit :

$$\Lambda: 30 \leq \mu_1 / \mu_2 \leq 100$$

$$\lambda: \mu_1 / \mu_2 \leq 2.$$

Le modèle à 3 couches se révèle donc impropre à reproduire les observations, à savoir la coexistence de deux longueurs d'onde différentes. Mais à l'aide de ces enseignements, il semble intéressant d'étudier l'influence d'une couche fluide intercalée entre la couche dense supérieure et le niveau de référence.

V.42- MODELE A 4 COUCHES

Ce système un peu plus complexe fait donc intervenir une quatrième couche intercalée à la base de la couche dense sommitale (Fig. III-39). Aux deux variables du cas précédent (les viscosités μ_1 et μ_4 des deux couches denses) s'ajoutent maintenant les épaisseur, densité et viscosité de la couche intercalaire. Nous sommes donc en présence de cinq paramètres à ajuster.

En ce qui concerne la densité, du fait que seul compte le sens des gradients et non leur intensité, on peut se ramener à trois situations distinctes :

$$1): \rho_2 \geq \rho_1 \geq \rho_3$$

$$2): \rho_1 \geq \rho_2 \geq \rho_3$$

$$3): \rho_1 \geq \rho_3 \geq \rho_2$$

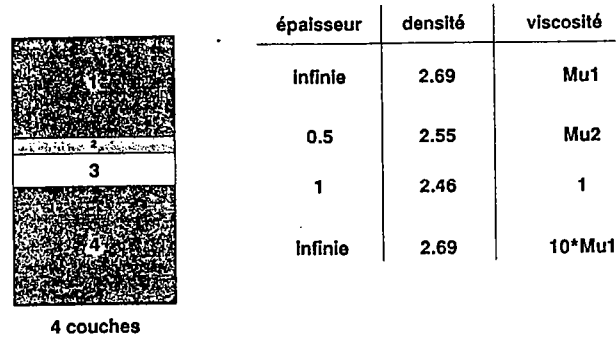


Fig. III-39 : Représentation schématique d'un modèle à 4 couches et valeur des paramètres géométriques et rhéologiques employés. Par rapport au modèle à 3 couche (Fig.28), un niveau fin est intercalé entre la couche dense supérieure (1) et la couche flottable de référence (3).

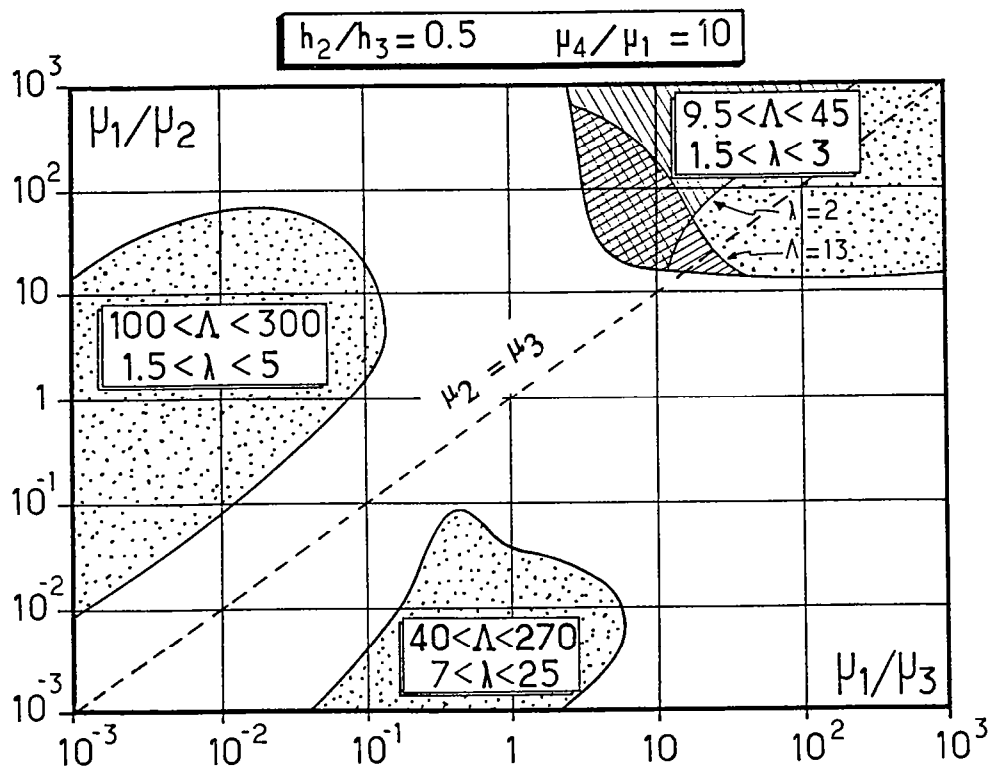


Fig. III-40 : Domaines d'existence des longueurs d'onde dans le modèle à 4 couches. Les trois champs correspondent aux domaines où deux perturbations coexistent avec les valeurs extrêmes des longueurs d'onde indiquées dans les encadrés. L'aire quadrillée dans le champ supérieur limite le domaine où les perturbations prédites sont en accord avec les phénomènes observés.

Intéressons nous tout d'abord au cas où $\rho_1 \geq \rho_2 \geq \rho_3$.

Une fois les gradients de densité établis, il reste trois variables de viscosité (la viscosité des deux couches denses et celle de la couche intercalaire) et une d'épaisseur (celle de la couche intercalaire). Considérons le cas intermédiaire où l'épaisseur de la couche intercalaire est égale à la moitié de celle du niveau de référence et où le contraste de viscosité entre les deux couches denses est fixé à 10, la couche basale étant la plus visqueuse, conformément aux résultats suggérés par le modèle à 3 couches.

Lorsque l'on fait varier les deux paramètres de viscosité restants, on remarque que cette fois, pour certains ensembles de valeurs, on peut obtenir deux longueurs d'onde contemporaines, c'est à dire une situation similaire aux observations de terrain.

Les résultats ont été portés dans des diagrammes semblables à ceux utilisés pour le modèle à trois couches : en abscisse le contraste de viscosité entre la couche dense supérieure et le niveau de référence (μ_1 / μ_3) et en ordonnée le rapport de la viscosité de la mésodiorite sommitale avec la couche intercalaire (μ_1 / μ_2) (Fig. III-40).

Les champs individualisés correspondent aux valeurs des viscosités pour lesquelles deux longueurs d'onde coexistent. Partout ailleurs, une seule longueur d'onde est prédite. Trois champs sont distingués qui, de manière très approximative, se répartissent symétriquement de part et d'autre de la droite $\mu_2 = \mu_3$. Le champ gauche et le champ inférieur prédisent deux longueurs d'onde, mais les valeurs de celles-ci ne sont pas en accord avec les mesures, notamment qui est toujours très nettement supérieure aux estimations relevées sur les divers échantillons. Seul le champ supérieur droit, situé sur la droite $\mu_2 = \mu_3$ propose des conditions satisfaisantes. On peut y distinguer un petit secteur, d'extension limitée, dans lequel les deux longueurs d'onde calculées sont voisines des valeurs mesurées, à savoir : $8 \leq \Lambda \leq 13$ et $2 \leq \lambda \leq 4$.

Ce type de calcul répété pour diverses valeurs du rapport d'épaisseur h_2 / h_3 et du contraste de viscosité entre les deux couches denses μ_4 / μ_1 peut être synthétisé dans un diagramme ne représentant que les champs où les résultats des calculs sont en accord avec les mesures. Le tout exprimé dans le même système d'axes que précédemment (Fig. III-41).

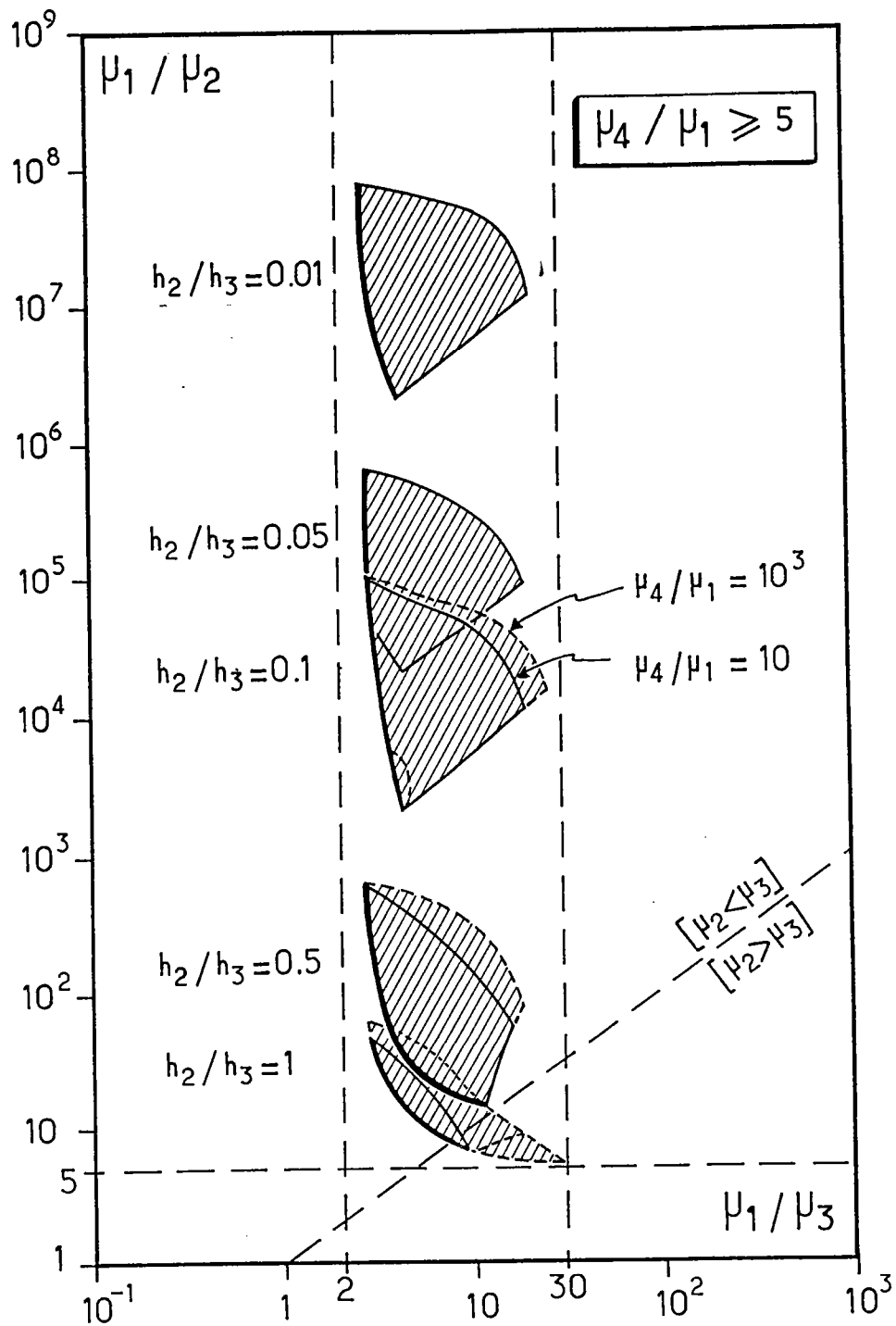


Fig. III-41 : Domaines de coexistence de deux perturbations pour diverses épaisseurs relatives h_2/h_3 et divers contrastes de viscosité μ_4/μ_1 .

On dégage alors les résultats suivants quant à la possibilité de reproduire numériquement les valeurs mesurées des longueurs d'onde :

$$\begin{aligned} h_2 / h_3 &\leq 1 \\ \mu_4 / \mu_1 &\geq 5 \\ \mu_1 / \mu_2 &\geq 5 \\ 3 &\leq \mu_1 / \mu_3 \leq 30 \end{aligned}$$

Hors de ces conditions, soit on n'observe qu'une seule longueur d'onde, soit deux longueurs d'onde coexistent, mais avec des valeurs en désaccord avec les résultats des mesures effectuées sur les diverses veines leucocrates.

On constate que le contraste de viscosité μ_1 / μ_3 entre la couche dense supérieure et le niveau de référence représentant les veines leucodioritiques est bien contraint autour d'une valeur moyenne de 10.

D'autre part, comme le modèle simple à 3 couches le laissait envisager, il doit exister un net contraste de viscosité entre les deux couches denses encaissantes.

Les propriétés du niveau intercalaire sont moins bien définies, son épaisseur et sa viscosité ne pouvant excéder celle de la référence. Néanmoins la seule présence de cette couche supplémentaire permet de prédire la coexistence de deux perturbations avec des longueurs d'onde différentes, même si ce niveau n'a qu'une épaisseur très faible.

Toutes ces observations s'appliquent au cas où $\rho_1 \geq \rho_2 \geq \rho_3$ c'est à dire que les gradients de densité sont inverses à travers les deux interfaces supérieures. Si l'on considère le cas où $\rho_2 \geq \rho_1 \geq \rho_3$ ou bien $\rho_1 \geq \rho_3 \geq \rho_2$, les résultats précédents ne s'observent plus et soit on n'observe qu'une seule longueur d'onde dominante, soit deux perturbations coexistent mais avec des longueurs d'onde inadéquates.

En résumé, la comparaison des longueurs d'onde mesurées, déterminées statistiquement à partir des ondulations développées aux interfaces supérieures des veines leucocrates, avec les résultats des modèles numériques de croissance diapirique permet de dégager un certain nombre de résultats :

- * Le modèle numérique le mieux adapté est constitué de 4 couches : un niveau flottable entre deux couches denses, ces 3 lits ayant une réalité pétrologique macroscopique car correspondant aux veines leucocrates dans l'encaissant

méladioritique, et une fine couche intercalée à la base du niveau dense supérieur.

- * Les gradients de densité à travers les deux interfaces supérieures doivent être inverses ; les densités des deux couches denses sont considérées comme égales.
- * La coexistence des deux longueurs d'onde observées ne peut être prédite de manière théorique que dans des conditions géométriques et rhéologiques assez bien définies ; les propriétés des veines leucodioritiques et de l'encaissant mésodioritique sont assez bien contraintes : $\mu_1 / \mu_3 = 2 - 30$ et $\mu_1 / \mu_3 \geq 5$. La couche intercalaire exigée par le calcul a des caractéristiques un peu moins bien définies, mais cependant on peut dégager le résultat que : $\mu_1 / \mu_2 \geq 5$ et $h_2 / h_3 \leq 1$.

D'où les caractéristiques moyennes suivantes pour les 4 niveaux :

	h	ρ	μ	
1	∞	$\rho_1 \geq \rho_3$	10	mésodiorite supérieure
2	< 1	$\rho_1 \geq \rho_2 \geq \rho_3$	< 1	?
3	1	ρ_3	1	leucodiorite
4	∞	ρ_1	> 50	mésodiorite inférieure

V.5- INTERPRETATION

Les densités relatives calculées sont tout à fait en accord avec les estimations que l'on peut faire à l'aide des méthodes classiques à partir de la composition chimique des magmas, en ce qui concerne les niveaux observables (mésodiorites et leucodiorites). Ainsi, les mésodiorites doivent être plus denses que les leucodiorites (ce qu'indiquent bien les calculs de densité à partir de la composition effectués au chapitre III), le niveau intercalaire ayant une densité intermédiaire.

En ce qui concerne les viscosités relatives, deux résultats sont à relever :

- 1) $\mu_1 / \mu_3 > 1$: c'est à dire que les mésodiorites sont plus visqueuses que les leucodiorites alors que leur composition chimique laisserait supposer l'inverse. C'est donc le degré de cristallinité des mésodiorites qui contrôle leur viscosité.

- 2) $\mu_4 / \mu_1 > 1$: ceci indique que la mésodiorite basale était plus visqueuse que celle surmontant les veines leucocrates. Compte-tenu de la grande homogénéité de la composition chimique de ces roches, c'est, cette fois encore, une différence de taux de cristallisation qui seule peut rendre compte de cette différence de viscosité : les mésodiorites situées sous les veines leucocrates seraient plus cristallisées que les niveaux supérieurs.

Dans les modèles numériques, il a été nécessaire de faire intervenir une fine couche fluide intercalaire dont les propriétés sont peu contraintes. Un candidat possible pour est le liquide résiduel issu de la cristallisation des mésodiorites (Fig. III-42). En effet, la viscosité propre d'un liquide intercumulus n'est influencée que par les variations de composition chimique et de température, non par la présence de particules en suspension. Aussi, sa viscosité évoluant peu au cours du refroidissement, serait de l'ordre de grandeur de la viscosité des veines leucocrates. D'autre part, le liquide résiduel issu de la cristallisation des mésodiorites a une densité inférieure à celle du magma initial, ce qui permet donc d'envisager un gradient de densité semblable à celui déduit des calculs.

Il apparaît donc que le liquide interstitiel entourant les cristaux joue un rôle mécanique local au voisinage de l'interface. Lorsqu'on s'éloigne de l'interface, la rhéologie deviendrait celle du mélange liquide + cristaux.

La disposition de ce film de liquide en une couche parallèle à l'interface dans le modèle théorique n'a bien évidemment aucune réalité pétrologique. Néanmoins ce modèle représente un analogue mécanique du comportement du système.

Ainsi la pile de cumulat mésodioritique joue un rôle différent suivant l'échelle considérée :

- 1) d'une part globalement, à l'échelle de la couche, c'est le rôle de l'ensemble liquide + cristaux qui est prépondérant ;
- 2) d'autre part localement, à l'échelle de l'interface, c'est le liquide résiduel qui contrôle la bordure des veines leucocrates.

A partir de l'étude pétrologique des diorites veinées, il est possible d'envisager un lien génétique entre les mésodiorites et les leucodiorites par cristallisation fractionnée d'amphibole + plagioclases + biotite + minéraux opaques. Le fait que l'on n'observe jamais de tels cumulats purs conduit à proposer que les mésodiorites représentent vraisemblablement un mélange de ce cumulat

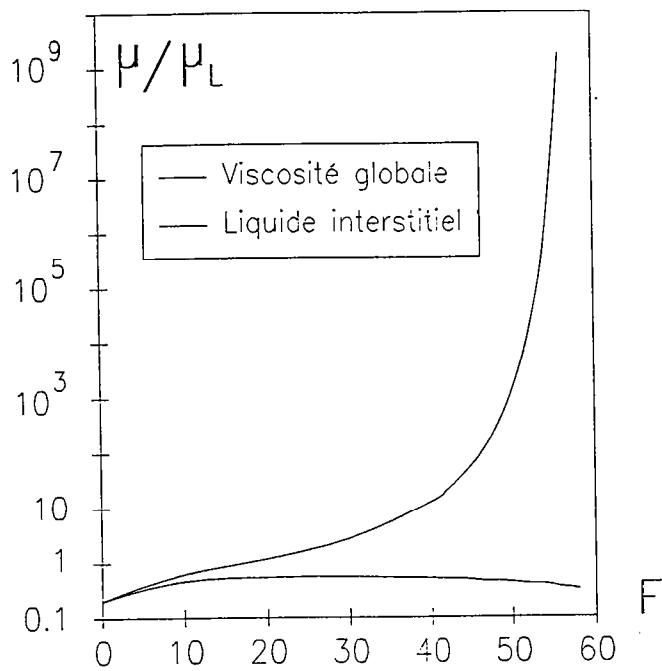


Fig. III-42 : Viscosité relative d'une mésodiorite par rapport à une leucodiorite en fonction du taux de cristallisation de la mésodiorite. La composition du cumulat est fixée d'après l'étude pétrologique (voir deuxième partie) : amphibole + plagioclase + biotite + minéraux opaques. La courbe supérieure représente la viscosité globale de la mésodiorite (liquide interstitiel + cristaux) ; la courbe inférieure représente la viscosité du liquide interstitiel seul.

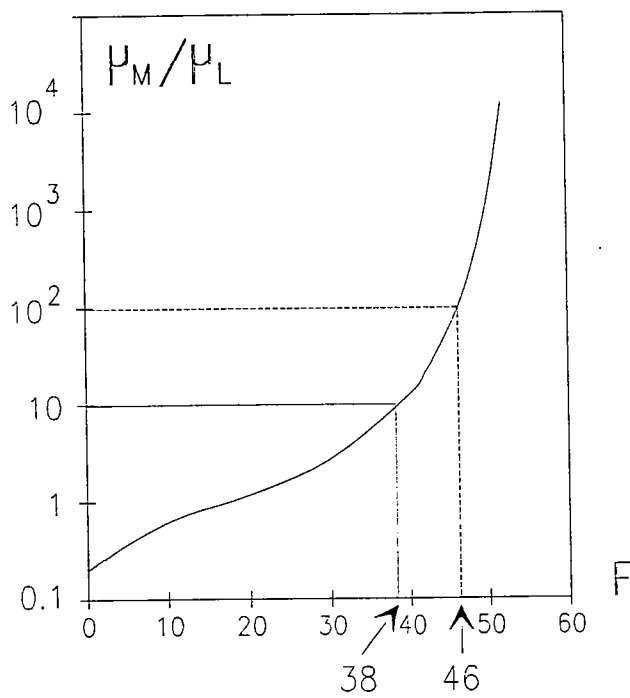


Fig. III-43 : Viscosité relative de la mésodiorite 88-1 M1-2 par rapport à la leucodiorite 88-1 L3, en fonction du taux de cristallisation de la mésodiorite.

avec un liquide, peut-être même le liquide initial. On peut tenter de tester cette hypothèse à l'aide des renseignements obtenus sur les viscosités relatives.

La figure III-43 représente la viscosité relative des mésodiorites par rapport aux leucodiorites, en fonction du taux de cristallisation des mésodiorites. Conformément aux résultats obtenus dans la deuxième partie, l'assemblage qui cristallise est constitué de 45% d'amphibole, 36% de plagioclase, 17% de biotite et 2% de minéraux opaques. Les veines leucodioritiques sont supposées rester liquides. L'étude des instabilités gravitaires suggère un contraste de viscosité d'environ 100 entre les couches denses inférieures et le niveau de référence (leucodiorites). On voit sur la figure III-43 qu'un tel contraste implique un taux de cristallisation d'environ 46% pour les mésodiorites inférieures. Ceci signifie donc que les mésodiorites (M) seraient constituées d'un mélange de 46% de cristaux (S) et de 54% d'un liquide (L) (Fig. III-44). Le contraste de viscosité entre la mésodiorite supérieure et la veine leucodioritique doit être de l'ordre de 10. Ceci correspond à un taux de cristallisation de la mésodiorite d'environ 38%. On peut calculer la composition chimique, du liquide L, connaissant celles de M et de S. Voici, à titre d'exemple, les calculs réalisés avec les données du bloc de diorite veinée 88-1 :

	M	S	L1	L
SiO ₂	50.7	48.1	54.7	52.9
Al ₂ O ₃	17.8	16.3	18.8	19.1
Fe ₂ O ₃ *	9.2	11.6	4.3	7.2
MgO	6.6	8.4	2.9	5.1
CaO	8.2	7.8	10.9	8.5
Na ₂ O	3.5	3.0	5.3	3.9
K ₂ O	1.4	1.6	0.4	1.2
TiO ₂	0.9	1.3	0.4	0.6

Le taux de cristallisation estimé par les contrastes de viscosité est un taux apparent :

$$F = \frac{\overline{ML}}{\overline{SL}}$$

où $\overline{ML}$ et $\overline{SL}$ représentent la mesure algébrique des segments ML et SL (Fig. III-44).

Si l'on suppose que ce liquide L est le liquide initial à partir duquel se sont formées les leucodiorites, on peut calculer un taux de cristallisation réel :

$$F' = \frac{\overline{LL_1}}{\overline{SL_1}}$$

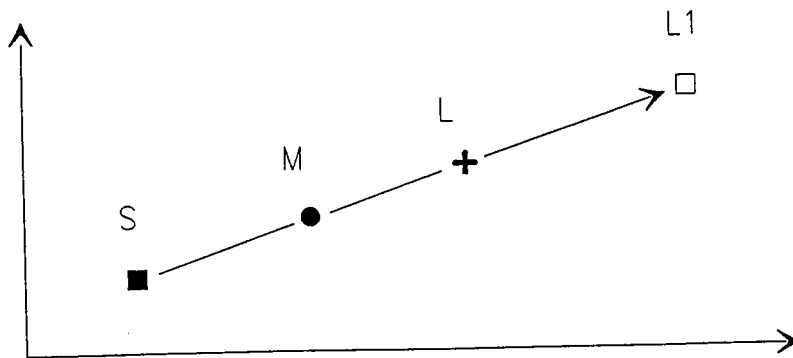


Fig. III-44 : Relations entre les divers constituants identifiés, dans un diagramme élément-élément.
S = cumulat, M = mésodiorite, L = liquide initial, L1 = liquide résiduel.

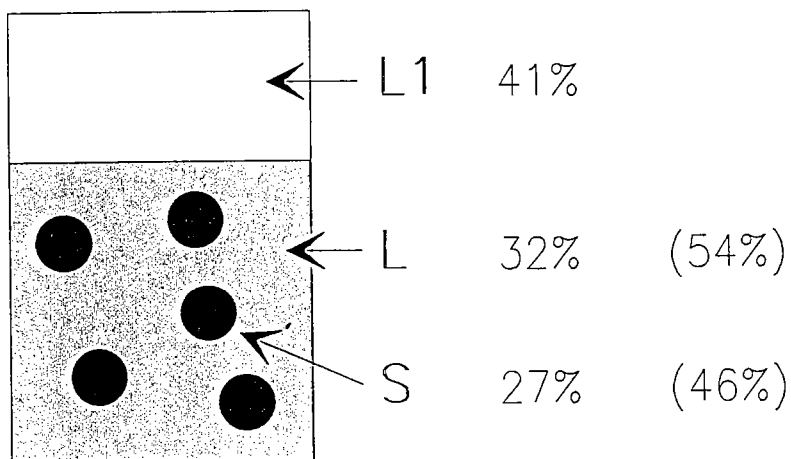


Fig. III-45 : Diagramme récapitulatif des taux de cristallisation des diorites veinées, déduits de l'étude pétrologique et des contraintes apportées par les instabilités gravitaires.

Le calcul donne $F' = 0.40$.

La pile de cumulat mésodiorite-leucodiorite est donc un système à trois constituants : un extrait solide (S), un liquide initial (L) et un liquide résiduel (L1).

On peut exprimer les proportions de ces trois constituants ([S], [L] et [L1]) grâce à F et F'. Il vient :

$$[S] = \frac{F}{1 + F (1/F' - 1)}$$

$$[L] = \frac{1 - F}{1 + F (1/F' - 1)}$$

$$[L1] = \frac{F (1/F' - 1)}{1 + F (1/F' - 1)}$$

Comme $F = 0.46$ et $F' = 0.40$, on obtient les résultats suivants (Fig. III-45) :

$$[S] = 0.27$$

$$[L] = 0.32$$

$$[L1] = 0.41$$

Ces calculs suggèrent que le volume des leucodiorites est de l'ordre des deux-tiers de celui des mésodiorites. Ce chiffre peut paraître élevé si l'on ne considère que les veines leucocrates concordantes, qui ne semblent pas occuper plus de 20% du volume des diorites veinées. Cependant, on observe de nombreuses connections verticales entre les veines. Ces structures représentent elles-aussi un volume non négligeable de matériel différencié, qui, ajouté à celui des veines, permet de considérer comme crédible la valeur calculée. De toutes façons, l'hypothèse que le liquide interstitiel (L) correspond au liquide initial donne une borne maximale pour le volume de leucodiorite.

On peut donc, grâce aux données retirées du calcul des viscosités relatives, formuler un certain nombre d'hypothèses quant à la formation de ces litages :

- 1) les leucodiorites et les mésodiorites sont génétiquement liées par cristallisation fractionnée.
- 2) Les mésodiorites correspondent à un mélange d'environ 45% de cristaux cumulus et 55% du liquide initial de la différenciation.
- 3) Le taux de cristallisation réel nécessaire pour former les veines leucocrates est de l'ordre de 40%. Cette valeur est nettement plus réaliste que celle de 70%

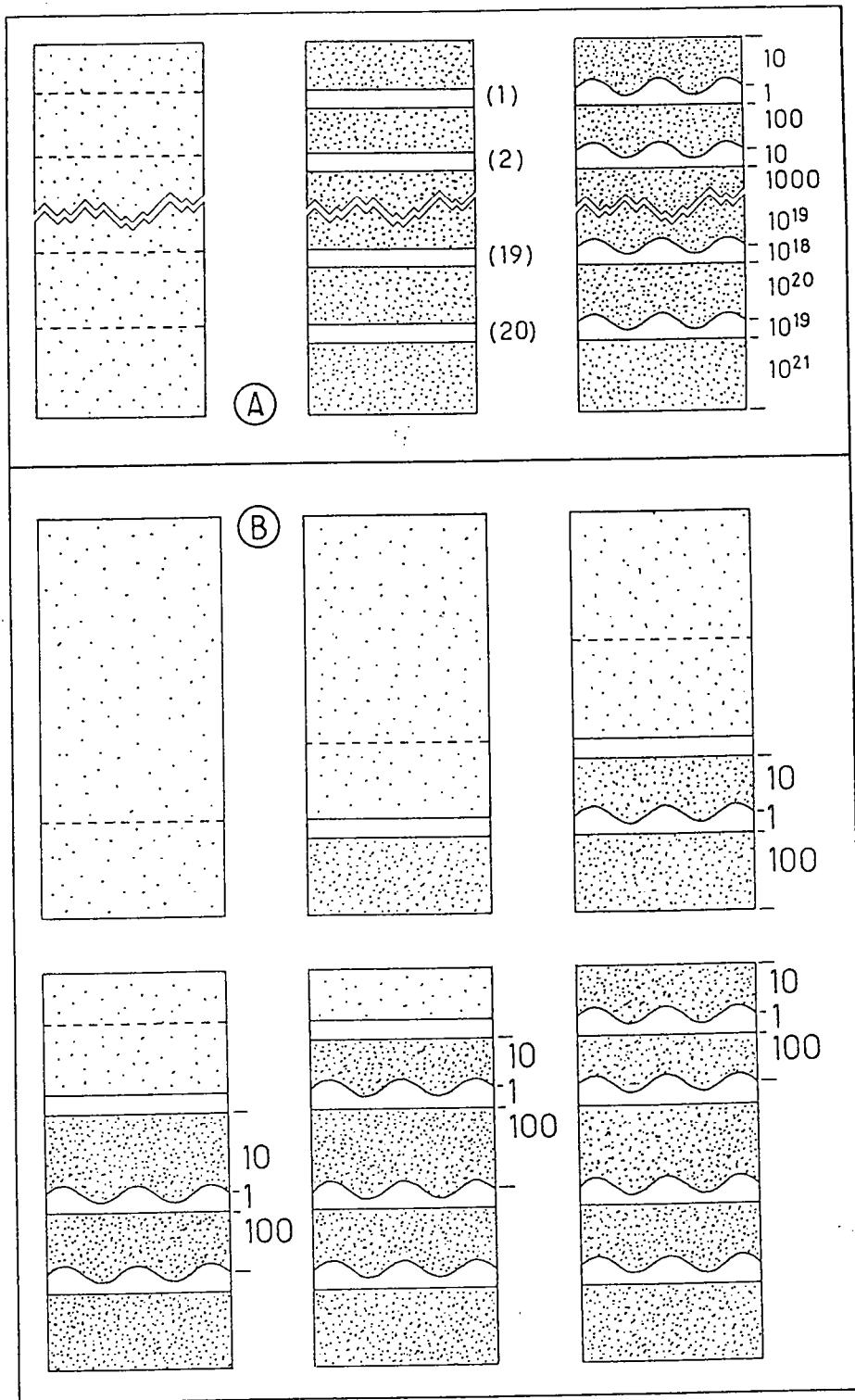


Fig. III-46: Modèles de formation des diorites veinées. (Pointillés espacés = magma initial, pointillés serrés = mésodiorites, sans figurés = veines leucocrates.)

A) Crystallisation en bloc.

B) Crystallisation cyclique.

obtenue dans la seconde partie de ce mémoire, en supposant dans un premier temps que la différenciation se faisait à partir d'un liquide de la composition des mésodiorites.

- 4) Le matériel leucocrate dans son ensemble (veines, connections, pipes) pourrait représenter de l'ordre de 40% du volume des diorites veinées.

Une autre conclusion importante se dégage de cette étude. Les veines qui ont fait l'objet de l'analyse précédente proviennent de niveaux divers dans la colonne stratigraphique des diorites veinées. Dans tous les cas, un contraste de viscosité existe entre les mésodiorites supérieures et inférieures. Deux hypothèses sont envisageables :

- 1) toute la pile des diorites veinées s'est formée en même temps (Fig. III-46a). Ceci implique que le même contraste de viscosité existait entre les mésodiorites inférieures et supérieures de chaque veine au même instant. Autrement dit, si l'on suppose l'empilement d'une vingtaine de veines, on aurait alors un contraste de viscosité de l'ordre de 10^{20} entre les mésodiorites situées au bas de la pile et celles situées sur le dessus. Cela signifie que les niveaux les plus bas seraient à peu près solides et donc impropres à développer les figures micro-diapiriques observées.
- 2) Il reste donc l'hypothèse que les différentes veines se sont formées progressivement, depuis la base de la pile vers le sommet (Fig. III-46b). Une veine se mettrait donc en place au sommet des cumulats, alors que les niveaux sous-jacents sont partiellement refroidis et que les instabilités gravitaires s'y sont exprimées.

Le contraste de viscosité entre les mésodiorites inférieures et supérieures de chaque veine traduit donc que la formation des diorites veinées résulte d'un phénomène de cristallisation cyclique se produisant en base de chambre magmatique. Ceci est en accord avec la notion de couche limite stagnante en base de chambre (Jaupart et al., 1984, par exemple) qui correspondrait à un environnement propice au développement des figures observées.

VI- CONCLUSION

Au cours de cette partie du mémoire, on a pu montrer que les diverses figures rencontrées à la pointe nord-est de Guernesey étaient des phénomènes gravitaires. Notamment, les interfaces onduleuses des veines leucocrates se sont formées sous l'action de la gravité en réponse à des gradients de densité instables.

L'analyse spectrale pratiquée sur ces objets a permis de mettre en évidence le caractère périodique des perturbations. De plus, les ondulations des interfaces ont révélé la coexistence de deux longueurs d'onde contemporaines.

A partir des valeurs de ces longueurs d'onde, des estimations de viscosité ont pu être faites qui apportent un certain nombre de renseignements sur l'état des magmas lors du développement des phénomènes gravitaires : les mésodiorites sont plus visqueuses que les veines leucocrates qu'elles renferment ce qui implique qu'elles étaient partiellement cristallisées. Il existe un contraste de viscosité entre les mésodiorites situées sous les veines et celles situées au-dessus. Ceci traduit une différence de cristallinité des deux magmas, les diorites inférieures étant les plus cristallisées. Cette observation peut se faire à n'importe quel niveau dans la séquence de diorites ; on peut en déduire que la cristallisation des roches s'est faite du bas vers le haut. Il s'ensuit que cette portion du complexe gabbro-dioritique de Guernesey représente des niveaux stratigraphiques inférieurs de la chambre magmatique. Par ailleurs, les conditions géométriques requises par les modèles numériques indiquent un rôle mécanique du liquide interstitiel des cumulats, au voisinage des interfaces.

La confrontation de ces résultats avec les calculs de la viscosité des magmas que l'on peut effectuer par les méthodes thermodynamiques classiques permet d'approcher la composition du magma à l'origine de ces structures, ce que l'étude pétrologique seule ne pouvait révéler.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

L'objectif principal de ce travail est de déterminer dans quelle mesure l'étude de phénomènes physiques, secondaires par rapport à la différenciation magmatique, permet d'apporter des contraintes pour la reconstitution de l'évolution des chambres magmatiques.

Dans un premier temps, une étude pétrologique de l'objet choisi -le Complexe plutonique Nord de Guernesey- a été réalisée. On en retire à la fois des résultats intéressant la géologie régionale et les paramètres de base pour l'étude des phénomènes physiques secondaires.

Les résultats d'ordre régional consistent en la mise en évidence ou la confirmation de plusieurs points. On a ainsi montré que le Complexe plutonique Nord de Guernesey est un massif calco-alcalin d'âge cadomien (550-560 Ma) constitué de quatre intrusions. Les deux ensembles les plus basiques : le Gabbro de Saint-Peter-Port et le Groupe Dioritique de Bordeaux sont des formations litées qui constituent les témoins d'une ancienne chambre magmatique. Les relations entre gabbros et diorites ne peuvent être établies avec certitude, mais plusieurs critères pétrographiques et géochimiques incitent à penser qu'ils se rattachent à une même évolution magmatique. Les deux intrusions les plus acides : la Granodiorite de L'Ancrese et le Granite de Cobo apparaissent résulter du mélange d'un constituant basique apparenté aux liquides gabbro-dioritiques et d'un constituant dérivant de la fusion crustale induite par la mise en place de la chambre magmatique basique.

Le Groupe Dioritique de Bordeaux, et plus précisément le type Beaucette que l'on observe sur la côte Est de l'île, présente de nombreuses figures particulières traduisant l'intervention de phénomènes magmatiques divers venant se superposer à l'évolution magmatique principale par cristallisation fractionnée. On a ainsi des indications de l'importance des phénomènes tels que les mélanges dans les chambres magmatiques calco-alcalines.

Certaines structures qui évoquent des figures de charge sédimentaires sont particulièrement bien développées à la pointe Nord-Est de l'île. Ce sont elles qui ont été choisies pour étudier l'importance des phénomènes physiques de second ordre dans les chambres magmatiques. En effet, les mécanismes d'instabilité gravitaire ont une signification suffisamment simple pour permettre ce type d'approche.

Dans la troisième partie de ce mémoire, on a pu montrer que les diverses figures rencontrées à la pointe nord-est de Guernesey étaient effectivement des phénomènes gravitaires. Ainsi, les interfaces onduleuses des veines leucocrates se sont formées sous l'action de la gravité en réponse à des gradients de densité instables.

Les phénomènes gravitaires sont caractérisés par l'existence d'une relation entre la longueur d'onde des figures produites, d'une part, et les paramètres géométriques (épaisseur) et rhéologiques (densité, viscosité) des couches, d'autre part. Les figures d'instabilité gravitaire observées sur le terrain peuvent donc permettre d'accéder aux viscosités des magmas.

Dans un premier temps, l'analyse spectrale pratiquée sur ces objets permet de mettre en évidence le caractère périodique des perturbations. De plus, les ondulations des interfaces révèlent la coexistence de deux longueurs d'onde contemporaines.

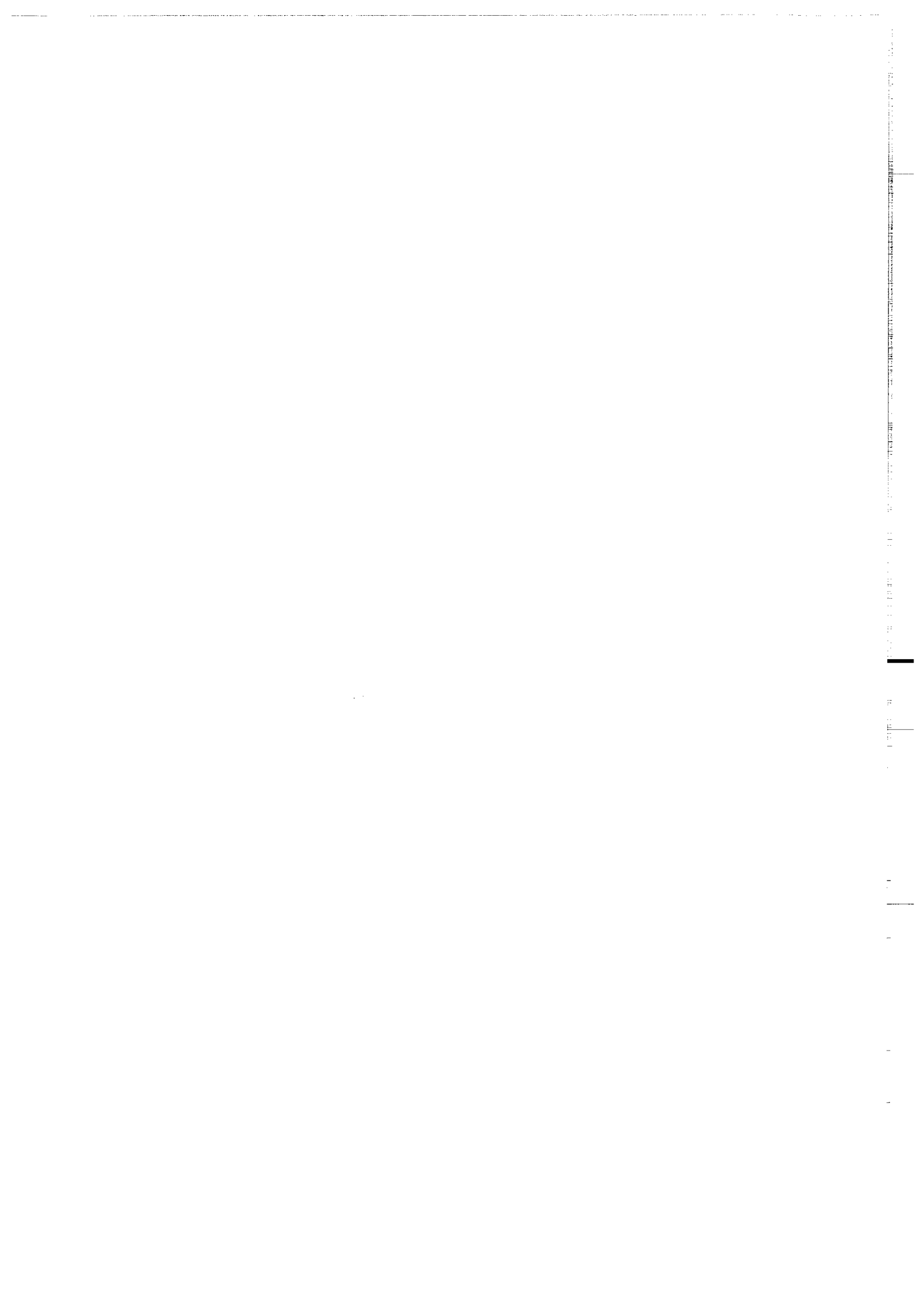
A partir des valeurs de ces longueurs d'onde, la viscosité des magmas coexistant peut être estimée par l'emploi de modèles numériques de croissance diapirique.

On en retire des renseignements sur l'état des magmas lors du développement des phénomènes gravitaires : les mésodiorites sont plus visqueuses que les veines leucocrates qu'elles renferment ce qui implique qu'elles étaient partiellement cristallisées. Il existe un contraste de viscosité entre les mésodiorites situées sous les veines et celles situées au-dessus. Ceci traduit une différence de cristallinité des deux magmas, les diorites inférieures étant les plus cristallisées. Cette observation permet de mettre en évidence que ces diorites résultent d'un processus de cristallisation cyclique, progressant depuis le bas de la pile de cumulats vers le haut. Il s'ensuit que cette portion du complexe gabbro-dioritique de Guernesey représente un niveau basal de la chambre magmatique. Par ailleurs, les conditions géométriques requises par les modèles numériques indiquent un rôle mécanique du liquide interstitiel des cumulats, au voisinage des interfaces.

La confrontation de ces résultats avec les calculs de la viscosité des magmas que l'on peut effectuer par les méthodes thermodynamiques classiques permet d'approcher la composition du magma à l'origine de ces structures, ce que l'étude pétrologique seule ne pouvait révéler.

Il ressort donc de cette étude que des phénomènes physiques secondaires par rapport à l'évolution principale des chambres magmatiques peuvent s'exprimer de manière précise. Leur étude peut apporter des contraintes au raisonnement géologique. Ce travail a surtout mis l'accent sur la possibilité

d'utiliser les instabilités mécaniques et notamment les phénomènes gravitaires qui ont une signification simple. De nombreux enseignements restent à en retirer qui n'ont pas encore pu être abordés. Ainsi ces idées gagneraient à être confrontées avec les modèles "dynamiques" d'évolution des cumulats, car tant l'environnement de base de chambre que le rôle mécanique du liquide interstitiel que l'on a identifiés s'accordent bien avec les concepts récents sur la formation des roches litées. L'utilisation conjointe des méthodes pétrologiques classiques et de cet "outil mécanique" est susceptible d'apporter un éclairage nouveau à l'étude des intrusions litées.



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ADAMS, C.J.D. (1967) - A geological and related isotopic study of rocks from north-western France and the Channel Islands (United Kingdom), Thèse, Oxford, non publiée : 259p.
- ADAMS, C.J.D. (1976) - Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland. *J.Geol. Soc. London*, 132 : 233-250.
- ALLEGRE, C. (1983) - *L'écume de la Terre*. Fayard (édit), Paris : 366p.
- ALLEN, J.R.L. (1984) - Sedimentary structures. Their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, vol.30, Elsevier : 663 p.
- ANKETELL, J.M., CEGLA, J. et DZULYNSKI, S. (1970) - On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Ann. Soc. geol. Pologne*, 40, (1) :3-30.
- ANSTED, D.T. et LATHAM, R.G. (1862) - *The Channel Islands*. London.
- ARNAUD, G. (1980) - L'intrusion gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux (Côtes du Nord). Thèse 3^{ème} cycle, Université Paris VI, non publiée : 141p.
- ARZI, A.A. (1978) - Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44 : 173-184.
- AUVRAY, B. (1975) - Relations entre plutonisme acide et volcanisme ignimbritique : exemple des manifestations magmatiques cambriennes du Nord de la Bretagne. *Pétrologie*, 1 (2) : 125-138.
- AUVRAY, B. (1979) - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricaïn. Thèse d'Etat, Rennes, non publiée : 680 p.
- AUVRAY, B. (1989) - Pentevrian and brioverian in the North-Armorican massif : characteristics and geodynamic evolution. In "The Cadomian orogeny", D'Lemos, R.S., Strachan, R.A., Topley, C.G. & Beckinsale, R.D. (eds.), *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, in press.
- AUVRAY, B. et LEFORT, J.P. (1980) - Evolution géodynamique du Massif Armoricaïn au Protérozoïque supérieur. *J. Geol. Soc. London*, 137 : 213.
- AUVRAY, B., CHARLOT, R. et VIDAL, Ph. (1980) - Données nouvelles sur le protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricaïn (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, 17 (4) : 532-538.
- BALE, P. (1986) - Tectonique cadomienne en Bretagne Nord. Interactions décrochement-chevauchement : champs de déformation et modélisation expérimentales. Thèse d'Université, Rennes, non publiée : 369 p.
- BALE, P. (1988) - La tectonique cadomienne dans l'est du Trégor (Massif Armoricaïn). *Géologie de la France*, 1 : 3-16.
- BALE, P. et BRUN, J.P. (1983) - Les chevauchements cadomiens de la Baie de Saint-Brieuc (Massif Armoricaïn). *C.R. Acad. Sc. Paris, II*, 297 : 359-362.
- BALE, P. et BRUN, J.P. (1986) - Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) : un segment du domaine eo-hercynien sud-armoricaïn translaté au Dévonien. *Bull. Soc. géol. France*, 1986, 8, II, 3, : 471-477.

- BALE, P. et BRUN, J.P. (1989)** - Late Precambrian thrust and wrench zones in northern Brittany (France). *J. Struct. Geol.*, 11 (4) : 391-405.
- BARRAT, J.A. (1986)** - Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : géochimie de l'intrusion de Saint-Quay. *Hercynica*, 1986, II, 2 : 125-133.
- BERTRAND, P. et MERCIER, J.C. (1985)** - The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene : toward an absolute geothermometer for the natural system ? *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 76 : 109-122.
- BISHOP, A.C. et FRENCH, W.J. (1982)** - Nature and origin of meladiorite layers in northern Guernsey, Channel Islands. *Mineral. Mag.*, 46 : 301-321.
- BLAKE, S. (1987)** - Sediment entrainment in viscous fluids : can crystals be erupted from magma chamber floors ? *J. Geol.*, 95 : 397-406.
- BLAKE, S. et CAMPBELL, I.H. (1986)** - The dynamics of magma-mixing during flow in volcanic conduits. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94 : 72-81.
- BLAKE, D.H., ELWELL, R.W.D., GIBSON, I.L., SKELHORN, R.R. et WALKER, G.P.L. (1965)** - Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 121 : 31-49.
- BONNEY, T.G. et HILL, E. (1912)** - Petrography of Guernsey, Alderney, Sark and Herm. *Quart. J. Geol. Soc.*, 68 : 31-57.
- BOTTINGA, Y. et WEILL, D.F. (1970)** - Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components, *Am. J. Sci.*, 269 : 169-182.
- BOTTINGA, Y. et WEILL, D.F. (1972)** - The viscosity of magmatic silicate liquids : a model for calculation. *Am. J. Sci.*, 272 : 438-475.
- BOTTINGA, Y., WEILL, D.F. et RICHET, P. (1982)** - Density calculations for silicate liquids. I. Revised method for aluminosilicate compositions, *Geochim. Cosmochim. Acta* 46 : 909-919.
- BOTTINGA, Y., RICHET, P. et WEILL, D.F. (1983)** - Calculation of the density and thermal expansion coefficient of silicate liquids. *Bull. Mineral.*, 106 : 129-138.
- BOTTINGA, Y., WEILL, D.F. et RICHET, P. (1984)** - Density calculations for silicate liquids : reply to a critical comment by Ghiorso and Carmichael. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48 : 409-414.
- BOWEN, N.L. (1928)** - The evolution of igneous rocks, Princeton university press, Princeton, New Jersey : 344 p.
- BOYER, C., AUTRAN, A., AUVRAY, B., GUILLOT, P.L. et LE GALL, J. (1979)** - Bilan et synthèse des paléovolcanismes anté-dévonien de France. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXI : 695-708.
- BRANDEIS, G. et JAUPART, C. (1986)** - On the interaction between convection and crystallization in cooling magma chambers. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 77 : 345-361.
- BRANDEIS, G. et JAUPART, C. (1987a)** - The kinetics of nucleation and crystal growth and scaling laws for magmatic crystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96 : 24-34.
- BRANDEIS, G. et JAUPART, C. (1987b)** - Crystal sizes in intrusions of different dimensions : constraints on the cooling regime and the crystallization kinetics. in B.O. Mysen (edit), "Magmatic processes : physicochemical principles", *Geochem. Soc. Spec. Pub.* 1 : 307-318.

- BRANDEIS, G. et JAUPART, C. (1987c)** - Characteristic dimensions and times for dynamic crystallization. in "Origins of igneous layering", I. Parsons (edit), NATO ASI Series, (C), 196 : 613-639.
- BRANDEIS, G. et MARSH, B.D. (1989)** - The convective liquidus in a solidifying magma chamber : a fluid dynamic investigation. *Nature*, 339 : 613-616.
- BRANDEIS, G., JAUPART, C. et ALLEGRE, C.J. (1984)** - Nucleation, crystal growth and thermal regime of cooling magmas, *J. Geophys. Res.* 89 : 10161-10177.
- BROPHY, J.G. (1989)** - Basalt convection and plagioclase retention : a model for the generation of high-alumina arc basalt. *J. Geol.*, 97 : 319-329.
- BROWN, M., TOPLEY, C.G. et POWER, G.M. (1980)** - The origin of the diorites and associated rocks of Chouet, north-western Guernsey, Channel Islands, *Mineral. Mag.* 43 : 919-929.
- BRUN, J.P. (1975)** - Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : le Massif de St-Malo (Massif Armoricaïn). Analyse de la déformation. Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, non publiée : 97 p.
- BRUN, J.P. (1981)** - Instabilités gravitaires et déformations de la croûte continentale. Thèse d'Etat, Rennes, non publiée : 197p.
- BRUN, J.P. et BALE, P., (1989)** - Cadomian tectonics in Northern Brittany. in : "The Cadomian orogeny", D'Lemos, R.S., Strachan, R.A., Topley, C.G., & Beckinsale, R.D. (eds), *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, in press.
- BRUN, J.P. et MARTIN, H. (1978)** - Relations métamorphisme-déformation au cours de l'évolution dynamique d'un dôme migmatitique : Le massif de Saint-Malo (France). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XX, 1 : 91-101.
- BUTCHER, A.R., YOUNG, I.M. et FAITHFULL, J.W. (1985)** - Finger structures in the Rhum complex. *Geol. Mag.*, 122 (5) : 491-502.
- CALVEZ, J.Y. et VIDAL, Ph. (1978)** - Two billion years old relicts in the Hercynian belt of Western Europe. *Contr. Mineral. Petrol.*, 65 : 395-399.
- CAMERON, M. et PAPIKE, J.J. (1980)** - Crystal chemistry of silicate pyroxenes. in Prewitt, C.T. (edit.), "Pyroxenes", *Reviews in Mineralogy*, 7 : 5-92.
- CAMPBELL, I.H. (1978)** - Some problems with the cumulus theory, *Lithos* 11 : 311-323.
- CAMPBELL, I.H. et TURNER, J.S. (1986)** - The influence of viscosity on fountains in magma chambers. *J. Petrol.*, 27 (1) : 1-30.
- CAPDEVILA, R. (1967)** - Répartition et habitus de l'apatite dans le granite de Neira (Espagne), comparaisons avec des données expérimentales et applications pétrogénétiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 264 : 1694-1697.
- CAWTHORN, R.G. et O'HARA, M.J. (1976)** - Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. *Am. J. Sci.* 276 : 309-329.
- CHANTRAINE, J., CHAUVEL, J.J., BALE, P., DENIS, E. et RABU, D. (1988)** - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), IV, 5 : 815-829.
- CHEN, C.F. et TURNER, J.S. (1980)** - Crystallization in a double-diffusive system, *J. Geophys. Res.* 85 : 2573-2593.

- CHESTER, D.K., DUNCAN, A.M., GUEST, J. E. et KILBURN, C.R.J. (1985) - The rheological behaviour of basaltic lavas. in: Mount Etna. The anatomy of a volcano, Chapman & Hall : 188-228.
- CHOU, I.M. et WILLIAMS, R.J. (1977) - Hydrogen fugacity sensor measurements of the Quartz-Fayalite-Magnetite and Hematite-Magnetite buffer reaction (abstract). E.O.S. 58 (6) : 520.
- COGNE, J. (1974) - Le Massif Armoricaïn. in Debelmas "Géologie de la France", vol.I, Doin edit. : 105-161.
- COGNE, J. et WRIGHT, A.E. (1980) - L'Orogène cadomien. in: Géologie de l'Europe, 26ème Congrès Géol. Int. Mem. B.R.G.M., 108 : 29-55.
- COX, K.G. et MITCHELL, C. (1988) - Importance of crystal settling in the differentiation of Deccan Trap basaltic magmas. Nature, 233 : 447-449.
- COX, K.G., BELL, J.D. et PANKHURST, R.J. (1979) - The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin., London : 450p.
- D'ARCO, P. (1982) - Contribution à l'interprétation géothermométrique et géobarométrique des paragenèses calco-alcalines de l'arc des petites Antilles : cristallisation fractionnée de la série du Quill (Ile de Saint-Eustache). Thèse 3^{ème} cycle, Brest, non publiée : 186p.
- DAVAL, D., (1987) - Petrogenesis of orthopyroxene-magnetite-ilmenite intergrowths from an ultramafic layer. Contrib. Mineral. petrol., 95 : 301-310.
- DAVIS, J.C. (1986) - Statistics and data analysis in geology. John Wiley & Sons, 2 ed., 646 p.
- DAWSON, J.B. et HAWTHORNE, J.B. (1973) - Magmatic sedimentation and carbonatitic differentiation in kimberlite sills at Benfontein, South Africa. J. Geol. Soc. London, 129 (1) : 61-85.
- De PAOLO, D.J. (1981) - Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet. Sci. Lett., 53 : 189-202.
- DIDIER, J., DUTHOU, J.L. et LAMEYRE, J. (1982) - Mantle and crustal granites : genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. J. Volcanol. Geotherm. Res., 14 : 125-132.
- DINGWELL, D.B. (1986) - Volatile solubilities in silicate melts. in "Short course in silicate melts", C.M. Scarfe (éditeur), Mineralogical Association of Canada : 93-129.
- DISSLER, E., DORE, F., DUPRET, L., GRESSELIN, F. et LE GALL, J. (1988) - L'évolution géodynamique cadomienne du nord-est du Massif Armoricaïn. Bull. Soc. géol. France, (8), IV, 5 : 801-814.
- D'LEMONS, R.S. (1986) - Interaction between co-existing magmas : field evidence from the Cobo granite and the Bordeaux Diorite Complex, north-west Guernsey, Channel Islands. Proc. Ussher Soc., 6 : 323-329.
- D'LEMONS, R.S. (1987) - The evolution of the Northern Igneous complex of Guernsey, Channel Islands. Some isotopic evidence. Proc. Ussher Soc., 6 : 498-501.
- DONALDSON, C.H. et HAMILTON, D.L (1987) - Compositional convection and layering in a rock melt. Nature, 327 : 413-415.
- DORE, F., DUPRET, L. et LE GALL, J. (1984) - Les premiers temps de la transgression cambrienne sur le socle dans le cotentin. Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, (C), 16 (1) : 49-59.

- DOWTY, E. (1980)** - Crystal growth and nucleation theory and the numerical simulation of igneous crystallization. in "Physics of magmatic processes", R.B. Hargraves (edit) : 419-485.
- DROOP, G.T.R. (1987)** - A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineral. Mag.*, 51 : 431-435.
- DRYSDALL, A.R. (1957)** - The petrology of the plutonic complex of north Guernsey. Thèse, Southampton, non publiée : 358 p.
- DUNCAN, J. (1841)** - A History of Guernsey. London.
- DUPRET, L. (1988)** - The proterozoic of north-eastern Armorican Massif. in "Precambrian in younger fold belts : european variscides, the Carpathians and Balkans", V. Zoubek, J. Cogné, D. Kozhoukharov et H.G. Krautner (eds) : 444-461.
- DURY, G.H. (1950)** - The Channel Islands. Rep. Land Utilisation Surv., London.
- EGGLER, D.H. (1972a)** - Amphibole stability in H_2O -undersaturated calc-alkaline melts. *Earth Planet. Sci. Let.*, 15 : 28-34.
- EGGLER, D.H. (1972b)** - Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34 : 261-271.
- ELWELL, R.W.D., SKELHORN, R.R. et DRYSDALL, A.R. (1960)** - Inclined granitic pipes in the diorites of Guernsey, *Geol. Mag.* 97 : 89-105.
- ELWELL, R.W.D., SKELHORN, R.R. et DRYSDALL, A.R. (1962)** - Net veining in the diorite of north east Guernsey, Channel Islands. *J. Geol.* 70 (2) : 215-226.
- FABRIES, J., CONQUERE, F., et ARNAUD, G. (1984)** - The mafic silicates in the Saint Quay-Portrieux gabbro-diorite intrusion : crystallization conditions of a calc-alkaline pluton. *Bull. Mineral.*, 107 : 715-736.
- FINGER, L.W. (1972)** - The uncertainty in the calculated ferric iron content of a microprobe analysis. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 71 : 600-603.
- FOURCADE, S. et ALLEGRE, C.J. (1981)** - Trace elements behaviour in granite genesis : a case study. The calc-alkaline plutonic association from the Querigut Complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76 : 177-195.
- FRIDRICH, C.J. et MAHOOD, G.A. (1987)** - Compositional layers in the zoned magma chamber of the Grizzly Peak Tuff. *Geology*, 15 : 299-303.
- FROST, T.P. et LINDSAY, J.R. (1988)** - MAGMIX : a BASIC program to calculate viscosities of interacting magmas of differing composition, temperature, and water content. *Computers & Geosciences*, 14 (2) : 213-228.
- FROST, T.P. et MAHOOD, G.A. (1987)** - Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Navad, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99 : 272-291.
- GENESTIER, V. (1984)** - Pétrologie d'une intrusion calco-alkaline et de ses enclaves : le massif cadomien de Fort-La-Latte (Bretagne Nord). D.E.A., Rennes, non publié : 52p.

- GEORGET, Y. (1986)** - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et Géochimie. Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 9 : 250p.
- GHIORSO, M.S. et CARMICHAEL, I.S.E. (1984)** - Comment on "density calculations for silicates liquids. I. Revised method for aluminosilicate compositions" by Bottinga, Weill and Richet. Geochim. Cosmochim. Acta, 48 : 401-408.
- GOODE, A.D.T. (1976)** - Sedimentary structures and magma current velocities in the Kalka layered intrusion, Central Australia. J. Petrol., 17 (4) : 546-558.
- GRAVIOU, P. (1984)** - Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricaïn). Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, non publiée : 236 p.
- GRAVIOU, P. et AUVRAY, B. (1985)** - Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoïdes cadomiens du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques. C.R.Acad. Sc. Paris, 301, II, 5 : 315-318.
- GRAVIOU, P., PEUCAT, J.J., AUVRAY, B. et VIDAL, Ph. (1988)** - The cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. Hercynica, IV (1) : 1-13.
- GRIFFITHS, R.W. (1987)** - Effects of earth's rotation on convection in magma chambers. Earth. Planet. Sci. Lett., 85 : 525-536.
- GROVES, A.W. (1927)** - The heavy minerals of the plutonic rocks of the channel Islands : 2. Guernsey, Sark and Alderney. Geol. Mag., 64 (760) : 457-473.
- GROVES, A.W. (1930)** - The heavy mineral suites and correlation of the granites of Northern Brittany, the Channel Islands, and the Cotentin. Geol. Mag., 67 (791) : 218-240.
- GROVES, A.W. (1931)** - The heavy mineral correlation of igneous rocks (correspondence). Geol. Mag., 68 (809) : 526-527.
- GROVES, A.W. et MOURANT, A.E. (1929)** - Inclusions in the apatites of some igneous rocks. Min. Mag., 22 : 92-99.
- GUERROT, C. et PEUCAT, J.J. (1989)** - U-Pb geochronology for the late proterozoic cadomian orogeny in the Northern Armorican Massif, France. In "The Cadomian orogeny", D'Lemos, R.S., Strachan, R.A., Topley, C.G., & Beckinsale, R.D. (eds.), Geol. Soc., London, Spec. Pub., in press.
- GUERROT, C., PEUCAT, J.J. et DUPRET, L. (1989)** - Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur) dans le Nord du Massif armoricaïn. C.R.Acad. Sci. Paris, 308, II : 89-92.
- HALLOT, E. (1988)** - Magmatisme cadomien nord-armoricain. Exemple du massif gabbro-dioritique de Plouvara-Squiffec. D.E.A., Rennes, non publié : 68 p.
- HAMMARSTROM, J.M. et ZEN, E. (1986)** - Aluminium in hornblende : an empirical igneous geobarometer. Am. Mineral., 71 : 1297-1313.
- HANSEN, U. et YUEN, D.A. (1987)** - Evolutionary structures in double-diffusive convection in magma chambers. Geophys. Res. Lett., 14 (11) : 1099-1102.
- HELZ, R.T. (1973)** - Phase relations of basalts in their melting range at $\text{PH}_2\text{O} = 5 \text{ kb}$ as a function of oxygen fugacity. J. Petrol., 14 (2) : 249-302.

- HILL, E. (1882) - On Ansted's assertion that the oldest rocks of Guernsey are to be found in the northern part of the island. *Proc. Camb. Phil. Soc.*, 4 : 385.
- HILL, E. (1884) - The rocks of Guernsey. *Quart. J. Geol. Soc.*, 40 : 404-430.
- HOLLISTER, L.S., GRISSOM, G.C., PETERS, E.K., STOWELL, H.H. et Sisson, V.B. (1987) - Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.*, 72 : 231-239.
- HUPPERT, H.E. (1971) - On the stability of a series of double-diffusive layers, *Deep-Sea Res.*, 18 : 1005-1021.
- HUPPERT, H.E. et SPARKS, R.S.J. (1980a) - Restrictions on the composition of mid-ocean ridge basalts : a fluid dynamical investigation, *Nature*, 286 : 46-48.
- HUPPERT, H.E. et SPARKS, R.S.J. (1980b) - The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense ultrabasic magma, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75 : 279-289.
- HUPPERT, H.E. et SPARKS, R.S.J. (1984) - Double-diffusive convection due to crystallization in magmas, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12 : 11-37.
- HUPPERT H.E. et TURNER J.S., (1978) - On melting icebergs. *Nature*, 271 : 46-48.
- HUPPERT H.E. et TURNER J.S., (1981) - A laboratory model of a replenished magma chamber, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54 : 144-152.
- HUPPERT, H.E., SPARKS, R.S.J. et TURNER, J.S. (1982a) - Effects of volatiles on mixing in calc-alkaline magma systems, *Nature*, 297 : 554-557.
- HUPPERT, H.E., TURNER, J.S. et SPARKS, R.S.J. (1982b) - Replenished magma chambers : effects of compositional zonation and input rates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57 : 345-357.
- HUPPERT, H.E., SPARKS, R.S.J. et TURNER, J.S. (1983) - Laboratory investigations of viscous effects in replenished magma chambers, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65 : 377-381.
- HUPPERT, H.E., SPARKS, R.S.J. et TURNER, J.S. (1984) - Some effects of viscosity on the dynamics of replenished magma chambers. *J. Geophys. Res.*, 89 (B8) : 6857-6877.
- HUPPERT, H.E., SPARKS, R.S.J., WILSON, J.R. et HALLWORTH, M.A. (1986a) - Cooling and crystallization at an inclined plane. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 79 : 319-328.
- HUPPERT, H.E., SPARKS, R.S.J., WHITEHEAD, J.A. et HALLWORTH, M.A. (1986b) - Replenishment of magma chambers by light inputs. *J. Geophys. Res.*, 91 (B6) : 6113-6122.
- IRVINE, T.N. (1982) - Terminology for layered intrusions. *J. Petrol.* 23 : 127-162.
- IRVINE, T.N. (1987) - Processes involved in the formation and development of layered igneous rocks. in "Origins of igneous layering", I. Parsons (edit), NATO ASI Series, (C), 196 : 649-656.
- IRVINE, T.N., KEITH, D.W. et TODD, S.G. (1983) - The J-M Platinum-Palladium Reef of the Stillwater Complex, Montana : II. Origin by double-diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld Complex. *Econ. Geol.*, 78 (7) : 1287-1334.
- JACKSON, E.D. (1961) - Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 358 : 106p.

- JAUPART, C. et BRANDEIS, G. (1986)** - The stagnant bottom layer of convecting magma chambers. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 80 : 183-199.
- JAUPART, C. et VERGNIOLE, S. (1988)** - Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions. *Nature*, 311 : 58-60.
- JAUPART, C., BRANDEIS, G. et ALLEGRE, C.J. (1984)** - Stagnant layers at the bottom of convecting magma chambers. *Nature*, 308 : 535-538.
- JEFFREY, D.J. et ACRIVOS, A. (1976)** - The rheological properties of suspensions of rigid particles. *Am. Inst. Chem. Eng. J.*, 22 (3) : 417-432.
- JOHNSTON, A.D. et STOUT, J.H. (1984)** - Development of orthopyroxene-Fe/Mg ferrite symplectites by continuous olivine oxidation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88 : 196-202.
- JONIN, M. (1981)** - Un batholite fini-précambrien : le batholite Mancellien (Massif Armoricaire, France). Thèse d'Etat, Brest, non publiée : 320 p.
- KERR, R.C. et TAIT, S.R. (1985)** - Convective exchange between pore fluid and an overlying reservoir of denser fluid : a postcumulus process in layered intrusions, *Earth Planet. Sci. Lett.* 75 : 147-156.
- KERR, R.C. et TAIT, S.R. (1986)** - Crystallization and compositional convection in a porous medium with application to layered igneous intrusions, *J. Geophys. Res.*, 91 : 3591-3609.
- KERR, R.C. et TURNER, J.S. (1982)** - Layered convection and crystal layers in multicomponent systems, *Nature*, 298 : 731-733.
- KERR, R.C., WOODS, A.W., WORSTER, M.G. et HUPPERT, H.E. (1989)** - Disequilibrium and macrosegregation during solidification of a binary melt. *Nature*, 340 : 357-362.
- KIRKPATRICK, R.J. (1981)** - Kinetics of crystallization of igneous rocks. in "Kinetics of geochemical processes", P.H. Ribbe (edit), *Reviews in Mineralogy*, 8 : 321-398.
- KOYAGUCHI, T. (1989)** - Chemical gradient at diffusive interfaces in magma chambers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103 : 143-152.
- KUSHIRO, I., YODER, H.S. Jr. et MYSEN, B.O. (1976)** - Viscosities of basalt and andesite melts at high pressures. *J. Geophys. Res.*, 81 (35) : 6351-6356.
- LANDAU, L. et LIFCHITZ, E. (1971)** - Mécanique des fluides, Editions Mir, Moscou, 669 p.
- LANGE, R.A. et CARMICHAEL, I.S.E. (1987)** - Densities of $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO-MgO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{-SiO}_2$ liquids : New measurements and derived partial molar properties. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51 : 2931-2946.
- LANGMUIR, C.H. (1989)** - Geochemical consequences of in situ crystallization. *Nature*, 340 : 199-205.
- LEAKE, B.E. (1978)** - Nomenclature of amphiboles. *Miner. Mag.*, 42 : 533-563.
- LEE, C.A. (1981)** - Post-deposition structures in the Bushveld complex mafic sequence. *J. Geol. Soc. London*, 138 (3) : 327-341.
- LEFORT, J.P. (1975)** - Le socle péri-armoricain : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'ouest de la France. Thèse d'Etat, Rennes, non publiée : 217 p.

- LE GALL, J. et BARRAT, J.A. (1987) - Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : l'exemple des complexes basiques et ultrabasiques d'Ernée et de Trégomar. *Géologie de la France*, 1 : 3-22.
- LETERRIER, J., MAURY, R., THONON, P., GIRARD, D. et MARCHAL M. (1982) - Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59 : 139-154.
- LINDSLEY, D.H. (1983) - Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, 68 : 477-493.
- LINDSLEY, D.H. et ANDERSEN, D.J. (1983) - A two-pyroxene thermometer. *Proceedings of the thirteenth lunar and planetary science Conference, Part. 2: J. Geophys. Res.*, 88, supplement : A887-A906.
- MARSH, B.D. (1981) - On the cristallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78 : 85-98.
- MARSH, B.D. (1987) - Magmatic processes. *Rev. Geophys.*, 25 (5) : 1043-1053.
- MARSH, B.D. (1988) - Crystal capture, sorting, and retention in convecting magma. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100 : 1720-1737.
- MARSH, B.D. (1989) - Magma chambers. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17 : 439-474.
- MARTIN, D. et CAMPBELL, I.H. (1988) - Laboratory modeling of convection in magma chambers : crystallization against sloping floors. *J. Geophys. Res.*, 93 (B7) : 7974-7988.
- MARTIN, D. et NOKES, R. (1988) - Crystal settling in a vigorously convecting magma chamber. *Nature*, 332 : 534-536.
- MARTIN, D., GRIFFITHS, R.W. et CAMPBELL, I.H. (1987) - Compositional and thermal convection in magma chambers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96 : 465-475.
- MARTIN, H. (1977) - Contribution à l'étude de l'anatexie : le Massif de St Malo (Massif Armoricaïn). Mobilisation des éléments durant la fusion. Proposition d'un modèle. Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, non publiée : 95 p.
- Mc BIRNEY A.R. (1980) - Mixing and unmixing of magmas, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7 : 357-371.
- Mc BIRNEY, A.R. (1985) - Further considerations of double-diffusive stratification and layering in the Skaergaard intrusion, *J. Petrol.* 26 : 993-1001.
- Mc BIRNEY, A.R. et MURASE, T. (1984) - Rheological properties of magmas. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12 : 337-357.
- Mc BIRNEY, A.R. et NOYES, R.M. (1979) - Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion, *J. Petrol.* 20, 487-554.
- Mc CULLOCH, J. (1811) - Account- of Guernsey and the other Channel Islands. *Trans. Geol. Soc.*, ser. 1, 1 : 1.
- MERCIER, J.-C.C. et BERTRAND, P. (1984) - Thermométrie pyroxénique. Quelques méthodes basées sur des réactions de transfert. in "Thermométrie et barométrie géologiques", M. Lagache (éditeur), Société Française de Minéralogie et de Cristallographie : 237-280.
- MO, X., CARMICHAEL, I.S.E., RIVERS, M. et STEBBINS, J. (1982) - The partial molar volume of Fe_2O_3 in multicomponent silicate liquids and the pressure dependence of oxygen fugacity in magmas. *Mineral Mag.* 45, (337) : 237-245.

- MORSE, S.A. (1980)** - Basalts and phase diagrams. Springer Verlag, 493 p.
- MUKHERJEE, S. et HALDAR, D. (1975)** - Sedimentary structures displayed by the ultramafic rocks of Nausahi, Keonjhar District, Orissa, India. *Mineral Deposita*, 10 (2) : 109-119.
- NACHIT, H., RAZAFIMAHEFA, N., STUSSI, J.M. et CARRON, J.P. (1985)** - Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 301, II, 11 : 813-818.
- NANEY, M.T. (1983)** - Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am. J. Sci.*, 233 : 993-1033.
- NELSON, S.A et CARMICHAEL, I.S.E. (1979)** - Partial molar volumes of oxide components in silicate liquids, *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 117-124.
- NICOLAS, A. (1984)** - Principes de tectonique. Masson édit., Paris : 196 p.
- NOCKOLDS, S.R. (1947)** - The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 245 : 401-420.
- OLDENBURG, C.M., SPERA, F.J., YUEN, D.A. et SEWELL, G. (1989)** - Dynamic mixing in magma bodies : theory, simulations, and implications. *J. Geophys. Res.*, 94 (B7) : 9215-9236.
- PAPIKE, J.J., CAMERON, K.L. et BALDWIN, K. (1974)** - Amphiboles and pyroxenes : characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am. Abst. with Prog.* 6 : 1053.
- PARKINSON, J. (1907)** - The rocks of north Guernsey. *Geol. Mag.*, 44 : 74.
- PARKINSON, J. (1929)** - The Channel Islands. in *Handbook of the Geology of Great Britain*.
- PARSONS, I. (1979)** - The Klokken gabbro-syenite complex, South Greenland : cryptic variation and origin of inversely graded layering. *J. Petrol.*, 20 (4) : 653-694.
- PARSONS, I. et BECKER, S. (1987)** - Layering, compaction and post-magmatic processes in the Klokken intrusion. in "Origins of igneous layering". I. Parsons (edit.), NATO ASI Series, Ser. C., vol. 196 : 29-92.
- PARSONS, I. et BUTTERFIELD, A.W. (1981)** - Sedimentary features of the Nunarssuit and Klokken syenites, S. Greenland. *J. Geol. Soc. London*, 138 (3) : 289-306.
- PASTEELS, P. et DORE, F. (1982)** - Age of the Vire-Carolles granite. in "Numerical dating in stratigraphy". G.S. Odin (edit.), vol.II, NDS 212 : 784-790.
- PEUCAT, J.J. (1986)** - Behaviour of Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon systems during partial melting as shown in migmatitic gneisses from the St Malo Massif, NE Brittany, France. *J. Geol. Soc. London*, 143 : 875-885.
- PHILPOTTS, A.R. (1972)** - Density, surface tension and viscosity of the immiscible phase in a basic, alkaline magma. *Lithos*, 5 (1) : 1-18.
- PITON, Ph. (1985)** - Etude géochimique et géochronologique de la croûte continentale protérozoïque (1,8-2,2) au Nord du Massif Armoricaïn. D.E.A., Rennes, non publié : 53 p.
- PLYMEN, G.H. (1932)** - The geology of Guernsey. *Rep. Trans. Soc. Guern.*, XI (2) : 301-318.
- PLYMEN, G.H. (1951)** - The geological structure of Guernsey. *Rep. Trans. Soc. Guern.*, XV (2) : 104-118.

- POIRIER, J.P. (1976)** - Plasticité à haute température des solides cristallins. Eyrolles édit., Paris : 320 p.
- PONS, J. (1982)** - Un modèle d'évolution de complexes plutoniques : gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne). Thèse d'Etat, Toulouse, non publiée : 451 p.
- POWER, G.M., BREWER, T.S., BROWN, M. et GIBBONS, W. (1989)** - Late precambrian foliated plutonic complexes of the Channel Islands and La Hague. Early cadomian plutonism. in "The cadomian orogeny", D'Lemos, R.S., Strachan, R.A., Topley, C.G., & Beckinsale, R.D. (eds.), Geol. Soc. London, Spec. Pub., in press.
- RAMBERG, H. (1981)** - Gravity, deformation and the earth's crust. (Second Edition). Academic Press (London), 452p.
- RAMBERG, H. (1986)** - The stream function and Gauss' principle of least constraint : two useful concepts for structural geology. Tectonophysics, 131 : 205-246.
- REYNARD, B. (1989)** - La Glaucophane. Cristallochimie, propriétés thermodynamiques et mécanismes de déformation. Thèse d'Université, Rennes, non publiée : 242 p.
- REYNARD, B., BALLEVRE, M. (1988)** - Coexisting amphiboles in an eclogite from the Western Alps : new constraints on the miscibility gap between sodic and calcic amphiboles. J. Metam. Geol., 6 : 333-350.
- RICE, A. (1981)** - Convective fractionation : a mechanism to provide cryptic zoning (macrosegregation), layering, crescumulates, banded tuffs and explosive volcanism in igneous processes, J. Geophys. Res., 86 : 405-417.
- ROACH, R.A. (1966)** - Outline and guide to the geology of Guernsey, Rep. Trans. Soc. Guern., 17 : 751-776.
- ROACH, R.A. (1971)** - The layered structure of the St Peter Port Gabbro, Guernsey, Channel Isles, J. Geol. Soc. Lond. Proc., 127 : 295.
- ROACH, R.A. (1977)** - A review of the Precambrian rocks of the British variscides and their relationships with the precambrian of N.W. France. in "La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale". Coll. intern. CNRS, Rennes, n°243 : 61-79.
- ROACH, R.A., TOPLEY, C., BROWN, M. et SHUFFLEBOTHAM, M. (1986)** - Brioverian volcanism and cadomian plutonism in the northern part of the armorican massif (Pre-conference excursion guide). in I.G.C.P. 217 Proterozoic geochemistry.
- ROBINSON, P., SPEAR, F.S., SCHUMACHER, J.C., LAIRD, J., KLEIN, C., EVANS, B.W. et BOOLAN, B.L. (1982)** - Phase relations of metamorphic amphiboles : natural occurrence and theory. in "Amphiboles : petrology and experimental phase relations", Veblen, D.R. et Ribbe, C.A. (eds.), Reviews in Mineralogy, 9B : 1-227.
- ROCK, N.M.S. (1977)** - The nature and origin of lamprophyres : some definitions, distinctions and derivations. Earth Sci. Rev., 13 : 123-169.
- RYAN, M.P. et BLEVINS, J.Y.K. (1987)** - The viscosity of synthetic and natural melts and glasses at high temperatures and 1 bar (10^5 Pascals) pressure and at higher pressures. U.S. Geol. Surv. Bull., 1764 : 563 p.
- SCARFE, C.M. (1986)** - Viscosity and density of silicate melts. in "Short course in silicate melts". C.M. Scarfe (éditeur) Mineral. Assoc. Canada : 36-56.

- SCARFE, C.M., MYSEN, B.O. et VIRGO, D. (1979) - Changes in viscosity and density of melts of sodium disilicate, sodium metasilicate, and diopside composition with pressure. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook*, 78 : 547-551.
- SHAW, H.R. (1972) - Viscosities of magmatic silicate liquids : an empirical method of prediction. *Am. J. Sci.*, 272 : 870-893.
- SILVER, L. et STOLPER, E. (1985) - A thermodynamic model for hydrous silicate melts. *J. Geol.*, 93 (2) : 161-178.
- SPARKS, R.S.J. (1989) - In situ differentiation in magma. *Nature*, 340 : 187.
- SPARKS, R.S.J. et HUPPERT, H.E. (1984) - Density changes during the fractional crystallization of basaltic magmas : fluid dynamic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85 : 300-309.
- SPARKS, R.S.J. et MARSHALL, L.A. (1986) - Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29 : 99-124.
- SPARKS, R.S.J., MEYER, P. et SIGURDSSON, H. (1980) - Density variations amongst mid ocean ridge basalts: implications for magma mixing and the scarcity of primitive lavas, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 46 : 419-430.
- SPARKS, R.S.J., HUPPERT, H.E., et TURNER, J.S. (1984) - The fluid dynamics of evolving magma chambers. *Phil. Trans. R. Soc. London, A* 310 : 511-534.
- SPARKS, R.S.J., HUPPERT, H.E., KERR, R.C., Mc KENZIE, D.P. et TAIT, S.R. (1985) - Postcumulus processes in layered intrusions. *Geol. Mag.*, 122 (5) : 555-568.
- SPENCER, K.J. et LINDSLEY, D.H. (1981) - A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Am. Mineral.*, 66 : 1189-1201.
- SPERA, F.J., YUEN, D.A., CLARK, S. et HONG, H.-J. (1986a) - Double-diffusive convection in magma chambers : single or multiple layers ? *Geophys. Res. Lett.*, 13 (1) : 153-156.
- SPERA, F.J., YUEN, D.A., GREER, J.C. et SEWELL, G. (1986b) - Dynamics of magma withdrawal from stratified magma chambers. *Geology*, 14 : 723-726.
- STOLPER, E. et WALKER, D. (1980) - Melt density and the average composition of basalts, *Contrib. Mineral. Petrol.* 74 : 7-12.
- STORMER, J.C. Jr (1983) - The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *Am. Mineral.*, 68 : 586-594.
- STORMER, J.C. Jr et NICHOLLS, J. (1978) - XLFRAC : a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geosciences*, 4 (2) : 143-159.
- STOUT, P.H. (1972) - Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. *J. Petrol.*, 13 : 99-146.
- STRECKEISEN, A. (1976) - To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12 : 1-33.
- TAIT, S.R., HUPPERT, H.E. et SPARKS, R.S.J., (1984) - The role of compositional convection in the formation of adcumulate rocks, *Lithos* 17 : 139-146.
- THY, P. et WILSON, J.R. (1980) - Primary igneous load-coat deformation structures in the Fongen-Hyllingen layered basic intrusion, Trondheim region, Norway. *Geol. Mag.*, 117 (4) : 363-371.

- TOPLEY, C.G., BROWN, M. et POWER, G.M., (1982)** - Interpretation of field relationships of diorites and associated rocks with particular reference to northwest Guernsey, Channel Islands, *Geol. J.* 17 : 323-343.
- TRITTON, D.J. (1977)** - Physical fluid dynamics (International student edition). Van Nostrand Reinhold, 346 p.
- TURCOTTE, D.L. et SCHUBERT, G. (1982)** - Geodynamics. Application of continuum physics to geological problems. John Wiley & Sons, 450 p.
- TURNER, J.S. (1979)** - Buoyancy effects in fluids. Cambridge University press, 368 p.
- TURNER, J.S. (1980)** - A fluid dynamical model of differentiation and layering in magma chambers, *Nature*, 285 : 213-215.
- TURNER, J.S. et CAMPBELL, I.H. (1986)** - Convection and mixing in magma chambers. *Earth Sci. Rev.*, 23 : 255-352.
- VAN DER MOLEN, I. et PATERSON, M.S. (1979)** - Experimental deformation of partially-melted granite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70 : 299-318.
- VAN LEUVEN, J.N. (1969)** - A bibliography of the geology of the Bailiwick of Guernsey. *Rep. Trans. Soc. Guern.*, 18 (4) : 427-434.
- VIDAL, Ph. (1980)** - L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne*, 21 : 162 p.
- VIDAL, Ph., AUVRAY, B., CHAUVET, J.F. et COGNE, J. (1972)** - L'âge radiométrique de la diorite de St-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 275 : 1323-1326.
- VIDAL, Ph., DEUTSCH, S., MARTINEAU, F. et COGNE, J. (1974)** - Nouvelles données radiométriques en Baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle antécadomien nord-armoricain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 279 : 631-634.
- VIRGO, D. et HAFNER, S.S. (1969)** - Fe^{2+} , Mg order-disorder in heated orthopyroxenes. in "Pyroxenes and Amphiboles : crystal chemistry and phase petrology". *Mineral. Soc. Am., Spec. pap.* 2 : 67-81.
- WAGER, L.R. (1968)** - Rhythmic and cryptic layering in mafic and ultramafic plutons, in "Basalts" vol.2, Hess et Poldervaart éditeurs.
- WAGER, L.R. et BROWN, G.M. (1967)** - Layered igneous rocks, Oliver and Boyd, Edinburgh and London.
- WAGER, L.W., BROWN, G.M. et WADSWORTH, W.S. (1960)** - Types of igneous cumulates, *J. Petrol.*, 1 : 73-85.
- WALKER, D. (1983)** - New developments in magmatic processes. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21 (6) : 1372-1384.
- WALKER, D., AGEE, C.B. et ZHANG, Y. (1988)** - Fusion curve slope and crystal/liquid buoyancy. *J. Geophys. Res.*, 93 (B1) : 313-323.
- WEINSTEIN, S.A., YUEN, D.A. et OLSON, P.L. (1988)** - Evolution of crystal-settling in magma chamber convection. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 87 : 237-248.
- WELLS, P.R.A. (1977)** - Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62 : 129-139.

- WIEBE, R.A. (1974)** - Coexisting intermediate and basic magmas, Ingonish, Cape Breton Island. *J. Geol.*, 82 (1) : 74-87.
- WIEBE, R.A. (1988)** - Structural and magmatic evolution of a magma chamber : the Newark Island layered intrusion, Nain, Labrador. *J. Petrol.*, 29 (2) : 383-411.
- WILSON, R. (1987)** - Evolution of cooling magmas. *Nature*, 328 : 15.
- WOIDT, W.D. (1978)** - Finite element calculations applied to salt dome analysis. *Tectonophysics*, 50 : 369-386.
- WOOD, B.J. et BANNO, S. (1973)** - Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42 : 109-124.
- WYLLIE, P.J. (1977)** - Crustal anatexis : an experimental review. *Tectonophysics*, 43 : 41-71.
- WYLLIE, P.J. (1979)** - Magmas and volatile components. *Am. Mineral.* 64 (5-6) : 469-500.
- YOUNG, I.M. et DONALDSON, C.H. (1985)** - Formation of granular-textured layers and laminae within the Rhum crystal pile. *Geol. mag.*, 122 (5) : 519-528.

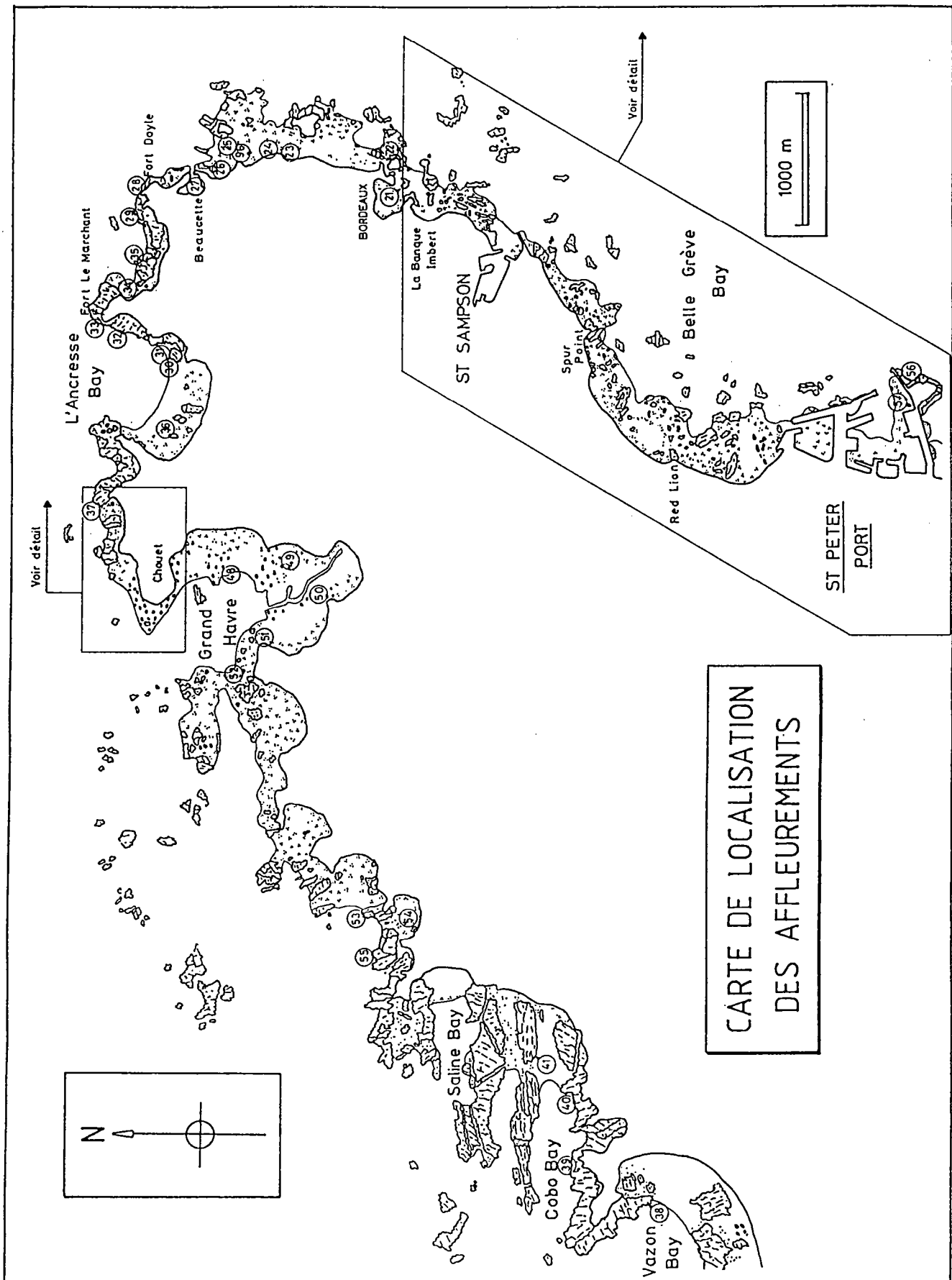
ANNEXES

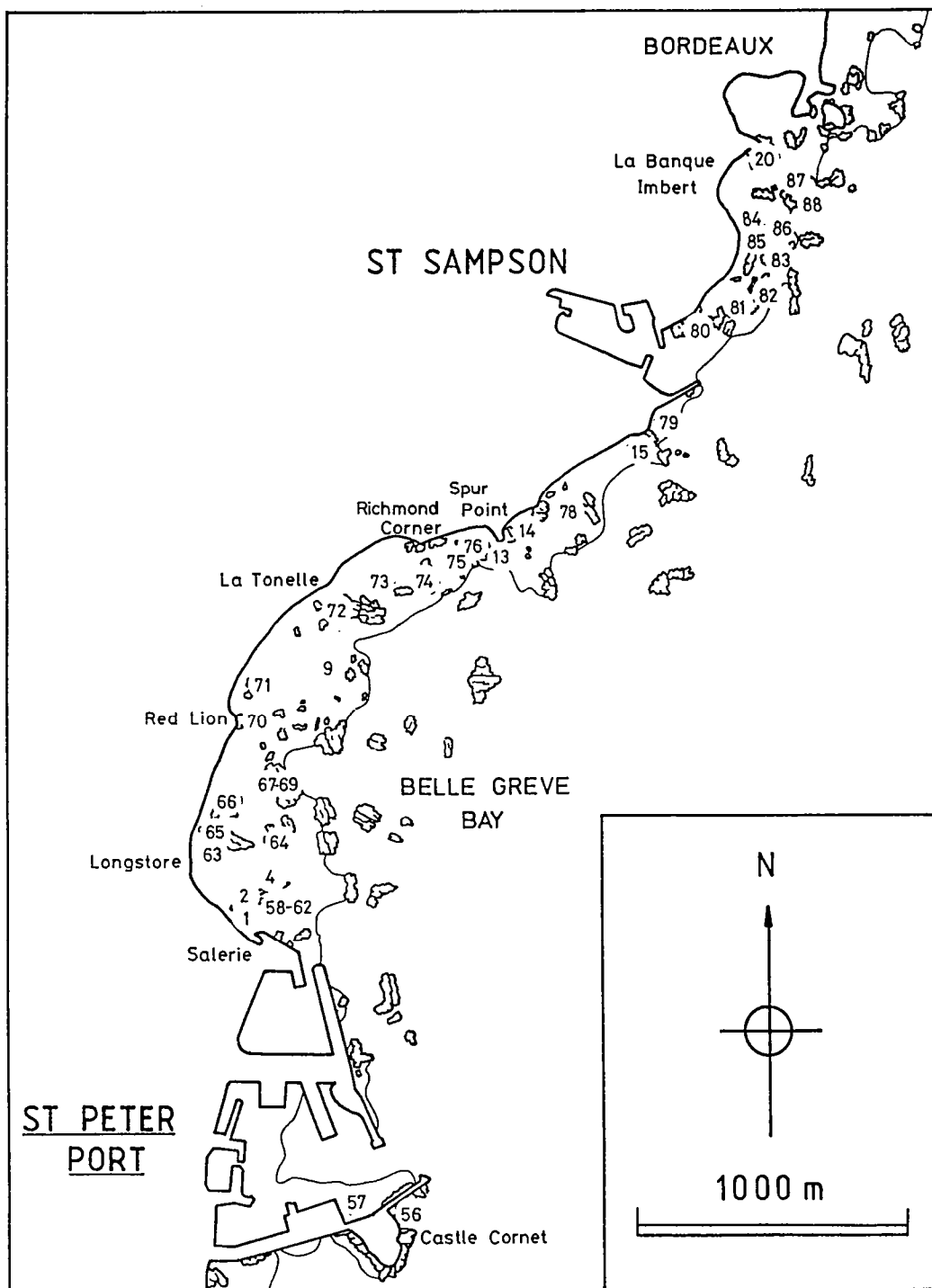
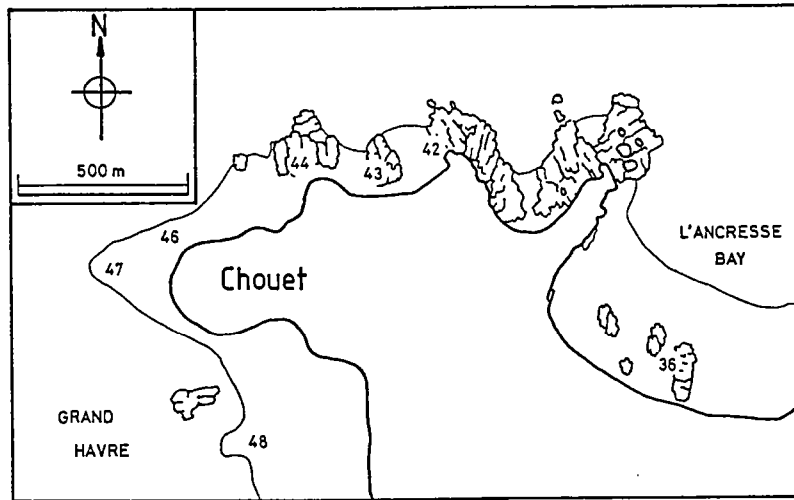
Annexe 1 : Localisation des échantillons

Annexe 2 : Analyses chimiques des échantillons du CPNG

Annexe 3 : Analyses chimiques des phases minérales

ANNEXE 1
Cartes de localisation des échantillons





ANNEXE 2

Analyses chimiques des échantillons du CPNG

Abréviations utilisées

nd = non dosé

tr = traces

Gabbro de Saint-Peter-Port											
	Gabbro léo à Px		Gabbro léo à Hb		Ø à 2 Px	Gabbro aciculaire			Ø isométrique		Ødiorite
N° Ech. N° Ana.	59 E 9938	70 F 9943	64 A 9939	72 B 9947	70 H 9945	71 B 9946	84 A 9948	64 B 9940	65 9942	64 C 9941	70 G 9944
SiO ₂	44.89	46.47	42.45	45.76	48.05	39.21	40.07	42.25	45.30	45.42	54.69
Al ₂ O ₃	17.32	14.86	17.30	17.09	14.65	18.55	17.14	18.69	22.20	24.06	20.86
Fe ₂ O ₃	10.08	11.08	14.95	9.14	10.92	15.25	14.63	13.91	7.64	6.56	6.76
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.15	0.16	0.17	0.14	0.16	0.14	0.16	0.14	0.11	0.09	0.13
MgO	7.47	10.31	6.57	10.05	9.62	6.35	7.04	6.80	4.69	4.43	4.18
CaO	12.59	12.01	12.60	11.97	11.77	12.26	10.77	10.83	10.11	12.79	6.88
Na ₂ O	1.90	1.79	2.49	3.07	2.22	2.91	2.15	2.98	2.72	2.56	5.16
K ₂ O	2.40	1.09	0.72	0.82	0.76	0.72	1.85	0.79	2.44	1.82	0.32
TiO ₂	1.36	1.24	2.08	0.65	1.43	2.70	3.07	2.66	1.02	1.05	0.66
P ₂ O ₅	0.23	0.27	0.30	0.21	0.28	1.30	0.57	0.49	0.42	0.40	0.40
PF	2.74	1.48	1.16	1.68	1.02	1.26	2.26	1.76	3.50	2.74	0.90
Total	101.13	100.76	100.79	100.58	100.88	100.65	99.71	101.30	100.15	101.92	100.94
Nb	6	5	10	7	7	12	13	12	7	8	7
Zr	42	36	58	45	40	73	71	69	28	45	23
Y	23	23	23	12	23	36	38	30	19	18	14
Sr	498	503	945	636	561	1081	572	1096	825	1064	645
Rb	98	39	19	22	27	12	63	17	106	66	10
Co	33	41	43	45	38	37	32	35	19	19	20
V	366	275	629	152	231	484	634	535	243	204	59
Ni	29	100	61	101	90	9	4	10	14	26	17
Cr	79	349	93	196	260	13	11	18	64	53	47
Ba	663	631	265	235	469	274	457	293	834	453	212
Qz											1.86
Or	14.18	6.44	4.25	4.85	4.49	4.25	10.93	4.67	14.42	10.75	1.89
Ab	3.77	15.15	8.47	11.60	18.79	6.31	4.74	25.22	14.15	10.36	43.66
An	31.64	29.29	33.90	30.43	27.76	35.43	31.65	35.29	41.16	48.78	31.52
Ne	6.67		6.83	7.79		9.92	7.29		4.80	6.12	
Mg-Di	8.26	8.13	6.11	8.04	8.28	4.04	4.80	3.98	1.79	3.81	
Fe-Di	3.04	2.84	4.61	2.51	2.77	2.70	2.26	2.00	0.61	0.70	
Ca-Di	12.24	11.91	11.13	11.52	12.02	7.06	7.54	6.36	2.61	5.03	
Mg-Hy		0.71			5.10						10.41
Fe-Hy		0.25			1.70						3.84
Mg-Ol	7.25	11.79	7.19	11.91	7.41	8.25	8.93	18.04	6.93	5.06	
Fe-Ol	2.94	4.53	5.98	4.10	2.73	6.08	4.64	9.99	2.59	1.03	
Ap	0.53	0.63	0.70	0.49	0.65	3.01	1.32	1.14	0.97	0.93	0.93
Ilm	2.58	2.36	3.95	1.23	2.72	5.13	5.83	5.05	1.94	1.99	1.25
Cor											0.47
Mag	4.58	4.45	5.40	3.78	4.66	6.10	6.52	6.05	4.20	4.23	3.79

Gabbro de Saint-Peter-Port

Types Bordeaux et Chouet					
	Type Bordeaux		Type Chouet		
N° Ech. N° Ana.	20 A 9949	87 9689	44 A 9951	42 A 9950	44 C 9952
SiO ₂	56.02	56.68	59.19	65.52	67.28
Al ₂ O ₃	18.53	19.80	18.27	16.94	15.16
Fe ₂ O ₃	8.52	6.53	6.36	4.78	4.82
FeO	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.14	0.10	0.10	0.04	0.06
MgO	3.23	2.09	2.28	1.41	1.78
CaO	4.85	1.45	5.57	3.34	4.10
Na ₂ O	4.09	7.74	4.27	4.61	3.96
K ₂ O	1.57	1.66	1.98	1.50	1.62
TiO ₂	1.08	0.84	0.78	0.47	0.45
P ₂ O ₅	0.44	0.26	0.39	0.27	0.25
PF	2.30	2.21	1.16	1.92	1.02
Total	100.77	99.36	100.35	100.80	100.50
Nb	10	11	10	8	8
Zr	140	319	118	188	145
Y	30	16	18	7	12
Sr	568	476	540	561	446
Rb	57	55	60	59	42
Co	17	14	10	6	12
V	148	54	83	40	66
Ni	5	5	5	2	8
Cr	12	5	6	11	17
Ba	496	521	656	354	553
=====	=====	=====	=====	=====	=====
Qz	9.86		11.37	23.97	26.74
Or	9.28	9.81	11.70	8.86	9.57
Ab	34.61	65.49	36.13	39.01	33.51
An	21.19	5.50	24.84	14.81	18.71
Mg-Di			0.07		
Fe-Di			0.03		
Ca-Di			0.10		
Mg-Hy	8.04	1.78	5.61	3.51	4.43
Fe-Hy	5.26	0.94	2.66	1.08	1.26
Mg-Ol		2.40			
Fe-Ol		1.40			
Ap	1.02	0.60	0.90	0.63	0.58
Ilm	2.05	1.60	1.48	0.89	0.85
Cor	2.34	3.26		2.31	0.04
Mag	4.27	3.99	3.93	3.58	3.55

Groupe Dioritique de Bordeaux

type Bordeaux

type Chouet

Type Beaucette										
	Plage Sud						Marina de Beaucette			
N° Ech. N° Ana.	26 A 9685	26 B 9686	26 C 9495	26 D 9496	26 E 9497	26 F 9498	27 A 9687	27 B 9688	27 C 9499	27 E
SiO ₂	46.31	53.23	51.71	50.60	52.49	51.67	50.74	49.99	50.97	48.29
Al ₂ O ₃	12.29	16.41	16.20	13.00	16.78	16.08	13.84	17.88	17.48	20.45
Fe ₂ O ₃	10.81	8.38	8.97	9.19	8.55	7.96	8.98	8.15	8.45	9.66
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.19	0.13	0.16	0.17	0.14	0.14	0.15	0.14	0.14	0.13
MgO	16.47	6.01	7.70	10.86	6.13	7.36	11.26	7.05	6.31	4.21
CaO	7.69	8.10	8.27	8.93	8.30	8.51	8.22	9.13	7.82	7.76
Na ₂ O	1.18	3.62	3.42	2.53	3.36	3.58	1.90	2.67	3.56	3.97
K ₂ O	0.86	1.32	1.23	1.14	1.36	1.23	1.18	1.78	1.42	2.14
TiO ₂	0.61	0.71	0.80	0.62	0.81	0.75	0.55	0.67	0.78	1.10
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.12	0.09	0.13	0.12	0.10	0.10	0.10	0.36
PF	3.47	1.86	1.80	2.50	1.82	2.38	2.75	2.14	2.19	2.44
Total	99.99	99.88	100.38	99.63	99.87	99.78	99.67	99.70	99.22	100.51
Nb	5	5	6	5	6	6	5	6	7	nd
Zr	50	64	70	58	68	66	58	56	53	nd
Y	13	16	19	13	18	18	12	17	23	nd
Sr	93	367	405	225	423	363	281	389	433	nd
Rb	26	42	38	26	43	39	40	63	48	nd
Co	67	30	36	38	32	33	49	34	36	nd
V	196	238	257	213	245	239	189	223	262	nd
Ni	423	53	94	217	52	83	191	71	47	nd
Cr	1424	253	409	868	225	371	623	326	219	nd
Ba	256	261	327	314	247	243	406	412	344	nd
Qz		1.44			1.27		0.55			
Or	5.08	7.80	7.27	6.74	8.04	7.27	6.97	10.52	8.39	12.65
Ab	9.98	30.63	28.94	21.41	28.43	30.29	16.08	22.59	30.12	33.59
An	25.70	24.63	25.22	20.75	26.69	24.17	25.75	31.55	27.52	31.66
Mg-Di	3.53	4.05	4.24	6.75	3.75	5.07	4.27	3.73	2.95	1.07
Fe-Di	0.93	1.71	1.56	2.02	1.54	1.53	1.21	1.30	1.17	0.72
Ca-Di	4.90	6.20	6.27	9.59	5.70	7.21	6.00	5.47	4.43	1.87
Mg-Hy	18.13	10.92	10.46	14.13	11.52	9.15	23.78	8.27	8.68	
Fe-Hy	4.78	4.62	3.84	4.22	4.74	2.75	6.73	2.88	3.44	
Mg-Ol	13.57		3.14	4.32		2.88		3.89	2.86	11.03
Fe-Ol	3.95		1.27	1.42		0.96		1.49	1.25	8.18
Ap	0.25	0.25	0.28	0.21	0.30	0.28	0.23	0.23	0.23	0.83
Ilm	1.16	1.35	1.52	1.18	1.54	1.42	1.04	1.27	1.48	2.09
Mag	3.73	3.85	3.95	3.75	3.96	3.89	3.67	3.80	3.93	4.29

Groupe Dioritique de Bordeaux

type Beaucette

Mésodiorites								
N° Ech. N° Ana.	88-1 M1 9481	88-1 M2 9482	88-1 M3 9483	88-1 M4 9484	88-2 M1 9489	88-2 M2 9490	88-3 M1 9492	88-3 M2 9493
SiO ₂	50.72	50.67	49.99	50.14	50.09	49.66	51.80	50.06
Al ₂ O ₃	17.00	17.15	16.95	16.79	17.13	16.94	16.74	16.07
Fe ₂ O ₃	9.19	9.21	10.12	9.73	10.07	10.49	9.00	9.95
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.15	0.15	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	0.19
MgO	6.63	6.48	6.97	7.05	6.83	6.78	6.72	7.79
CaO	8.36	8.10	8.03	8.16	7.57	7.94	8.31	9.27
Na ₂ O	3.49	3.59	3.34	3.35	3.72	3.56	3.23	2.86
K ₂ O	1.42	1.47	1.38	1.43	1.14	1.10	1.48	1.20
TiO ₂	0.87	0.88	0.88	0.87	0.86	0.83	0.81	0.80
P ₂ O ₅	0.14	0.13	0.13	0.13	0.12	0.11	0.15	0.12
PF	1.69	1.72	1.48	1.63	2.12	2.06	1.39	1.32
Total	99.66	99.55	99.45	99.45	99.82	99.64	99.80	99.63
Nb	6	8	7	8	6	6	7	7
Zr	77	75	74	75	67	68	70	77
Y	22	23	25	24	21	24	22	21
Sr	513	531	479	460	466	448	435	400
Rb	49	53	51	52	36	34	50	39
Co	32	32	35	34	37	36	34	37
V	274	267	281	276	305	310	259	257
Ni	56	51	59	64	43	38	63	101
Cr	260	248	300	319	196	219	287	437
Ba	333	339	382	379	315	305	525	425
Or	8.39	8.69	8.15	8.45	6.74	6.50	8.75	7.09
Ab	29.53	30.38	28.26	28.35	31.48	30.12	27.33	24.20
An	26.53	26.34	27.18	26.55	26.68	26.99	26.81	27.47
Mg-Di	3.81	3.51	3.08	3.50	2.63	2.95	3.67	4.77
Fe-Di	1.65	1.55	1.55	1.61	1.34	1.66	1.55	2.14
Ca-Di	5.86	5.43	4.93	5.46	4.22	4.88	5.61	7.41
Mg-Hy	6.07	5.30	6.15	5.90	5.38	4.90	12.12	8.54
Fe-Hy	2.63	2.35	3.08	2.71	2.74	2.75	5.13	3.84
Mg-Ol	4.65	5.13	5.70	5.72	6.31	6.33	0.66	4.27
Fe-Ol	2.21	2.50	3.14	2.90	3.55	3.91	0.31	2.11
Ap	0.32	0.30	0.30	0.30	0.28	0.25	0.35	0.28
Ilm	1.65	1.67	1.67	1.65	1.63	1.58	1.54	1.52
Mag	4.03	4.04	4.04	4.03	4.02	3.98	3.96	3.95

Groupe Dioritique de Bordeaux

Diorites veinées

(type Beaucette)

Leucodiorites						
N° Ech. N° Ana.	88-1 L1 9485	88-1 L2 9486	88-1 L3 9487	88-1 L4 9488	88-2 L1 9491	88-3 L1 9494
SiO ₂	54.18	53.71	54.70	55.51	53.05	56.88
Al ₂ O ₃	18.00	20.09	18.80	19.60	18.15	16.85
Fe ₂ O ₃	5.22	3.01	4.31	3.56	7.59	6.66
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0.09	0.05	0.08	0.07	0.10	0.14
MgO	3.48	1.71	2.88	2.45	4.03	4.99
CaO	10.15	13.33	10.93	9.57	7.30	6.08
Na ₂ O	5.28	4.94	5.29	5.73	5.48	3.52
K ₂ O	0.44	0.27	0.44	0.74	0.50	1.98
TiO ₂	0.60	0.28	0.42	0.38	1.10	0.71
P ₂ O ₅	0.21	0.24	0.21	0.22	0.16	0.20
PF	2.12	2.71	2.23	2.29	2.41	1.66
Total	99.77	100.34	100.29	100.12	99.87	99.67
Nb	6	5	6	5	6	7
Zr	47	40	65	43	73	85
Y	15	8	12	10	17	20
Sr	221	153	221	270	310	539
Rb	11	6	11	19	14	67
Co	17	9	14	12	30	25
V	135	65	102	85	265	187
Ni	22	11	19	16	31	46
Cr	58	13	48	30	15	193
Ba	94	57	89	214	117	934
Qz	0.16	0.57	0.61	0.23		8.30
Or	2.60	1.60	2.60	4.37	2.95	11.70
Ab	44.68	41.80	44.76	48.49	46.37	29.79
An	24.11	31.85	26.25	25.57	23.45	24.33
Mg-Di	7.97	4.26	7.17	6.10	3.33	1.34
Fe-Di	1.32		0.56		1.19	0.38
Ca-Di	10.38	4.93	8.79	7.06	4.89	1.89
Mg-Hy	0.70				3.99	11.08
Fe-Hy	0.12				1.42	3.13
Mg-Ol					1.91	
Fe-Ol					0.75	
Wol		8.73	2.31	1.49		
Ap	0.49	0.56	0.49	0.51	0.37	0.46
Ilm	1.14	0.53	0.80	0.72	2.09	1.35
Mag	3.72	1.36	3.52	2.50	4.29	3.85
Hém		1.38		0.67		

Groupe Dioritique de Bordeaux

Diorites veinées

(type Beaucette)

	L'Ancrese		Cobo	
N° Ech. N° Ana.	31 9957	42 C 9954	38 C 9955	40 C 9956
SiO ₂	71.08	71.75	76.28	75.11
Al ₂ O ₃	14.94	14.35	12.87	13.15
Fe ₂ O ₃	3.44	2.70	1.37	1.20
FeO	nd	nd	nd	nd
MnO	0.04	0.05	0.02	0.02
MgO	0.99	0.94	0.33	0.53
CaO	2.80	1.35	0.13	0.32
Na ₂ O	4.20	3.94	4.20	5.10
K ₂ O	2.88	3.35	4.31	2.76
TiO ₂	0.31	0.27	0.05	0.08
P ₂ O ₅	0.24	0.21	0.03	0.18
PF	0.00	1.56	0.86	2.48
Total	100.92	100.47	100.45	100.93
Nb	12	13	10	9
Zr	144	133	76	86
Y	17	17	6	6
Sr	330	281	57	92
Rb	59	68	128	112
Co	6	3	2	tr
V	24	22	tr	tr
Ni	3	3	1	2
Cr	13	14	15	7
Ba	965	796	646	849
=====	=====	=====	=====	=====
Qz	28.83	32.31	34.67	33.91
Or	17.02	19.80	25.47	16.31
Ab	35.54	33.34	35.54	43.15
An	12.32	5.33	0.45	0.41
Mg-Hy	2.47	2.34	0.82	1.32
Ap	0.56	0.49	0.07	0.42
Ilm	0.59	0.51	0.04	0.04
Ru			0.03	0.06
Cor	0.40	2.29	1.13	1.62
Mag	2.42	0.51		
Hém	0.67	1.96	2.14	2.16

Granodiorite de L'Ancrese

Granite de Cobo

ANNEXE 3
Analyses chimiques des phases minérales

Nombre d'oxygènes dans les formules structurales

Amphiboles : 23

Plagioclases : 32

Pyroxènes : 6

Amphiboles

Gabbro 64C

	Amph1	Hb1	Hb4	Hb5	Hb6	Hb7	Hb9	Hb10	Hbv1	Hbv2
nb	4	4	4	4	4	4	2	3	3	7
SiO2	53.68	42.62	42.42	42.25	42.63	42.25	44.14	42.54	48.56	51.04
TiO2	0.12	3.20	3.43	3.47	3.18	3.41	2.39	3.52	0.42	0.18
Al2O3	2.47	10.81	11.31	11.04	11.27	11.27	9.76	11.07	7.08	4.93
Cr2O3	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	0.10	0.02	0.00	0.05
FeO*	9.13	11.18	11.60	11.79	11.60	11.67	12.01	11.86	11.68	11.11
MnO	0.31	0.15	0.18	0.19	0.19	0.31	0.13	0.26	0.28	0.29
MgO	17.61	13.22	12.99	13.01	13.29	13.07	13.74	12.93	15.23	16.40
CaO	12.81	12.15	11.76	11.83	11.80	11.94	12.16	11.75	11.84	12.07
Na2O	0.27	1.83	1.78	1.80	1.88	1.77	1.59	1.86	1.08	0.74
K2O	0.06	0.98	1.11	1.12	1.01	1.09	1.23	1.24	0.54	0.17
Tot.	96.48	96.20	96.61	96.52	96.87	96.81	97.25	97.04	96.72	96.98
Si	7.692	6.371	6.311	6.304	6.316	6.283	6.525	6.320	7.058	7.328
Aliv	0.308	1.629	1.689	1.696	1.684	1.717	1.475	1.680	0.942	0.672
Alvi	0.108	0.276	0.294	0.246	0.285	0.259	0.225	0.258	0.271	0.162
Ti	0.013	0.360	0.384	0.390	0.354	0.382	0.265	0.393	0.046	0.019
Cr	0.002	0.006	0.002	0.002	0.004	0.003	0.012	0.002	0.000	0.006
Fe3+	0.121	0.010	0.097	0.097	0.133	0.107	0.108	0.077	0.340	0.383
Fe2+	0.957	1.385	1.319	1.346	1.266	1.313	1.346	1.374	1.008	0.884
Mn	0.037	0.019	0.023	0.024	0.023	0.039	0.016	0.032	0.035	0.036
Mg	3.761	2.945	2.881	2.894	2.934	2.897	3.028	2.863	3.300	3.510
Fe M4	0.016	0.003	0.027	0.028	0.038	0.031	0.031	0.022	0.073	0.067
Ca	1.966	1.946	1.874	1.891	1.873	1.903	1.926	1.871	1.844	1.856
Na M4	0.018	0.051	0.099	0.081	0.089	0.067	0.044	0.108	0.083	0.077
Na A	0.056	0.481	0.416	0.439	0.451	0.445	0.412	0.429	0.220	0.129
K	0.011	0.187	0.211	0.212	0.192	0.206	0.232	0.236	0.101	0.030
mg	0.79	0.68	0.68	0.68	0.69	0.68	0.69	0.67	0.75	0.79

Amphiboles Gabbro 64A

	Hb1	Hb2	Hb3	Hb4	Hb6
nb	5	7	5	6	8
SiO ₂	42.17	42.40	42.86	42.63	42.19
TiO ₂	3.83	3.40	2.67	3.31	3.66
Al ₂ O ₃	11.65	11.32	11.12	11.30	11.49
Cr ₂ O ₃	0.04	0.07	0.02	0.02	0.00
FeO*	12.08	12.16	11.37	11.61	12.08
MnO	0.18	0.18	0.22	0.21	0.21
MgO	13.60	13.55	13.75	13.53	13.20
CaO	11.47	11.56	11.55	11.45	11.56
Na ₂ O	2.34	2.16	2.13	2.11	2.27
K ₂ O	0.93	1.07	1.04	1.10	1.02
Tot.	98.27	97.87	96.76	97.25	97.69
Si	6.169	6.233	6.348	6.288	6.223
Aliv	1.831	1.767	1.652	1.712	1.777
Alvi	0.178	0.194	0.287	0.252	0.220
Ti	0.421	0.376	0.297	0.367	0.406
Cr	0.004	0.008	0.002	0.002	0.000
Fe ₃ +	0.238	0.226	0.189	0.188	0.160
Fe ₂ +	1.172	1.204	1.165	1.190	1.284
Mn	0.022	0.022	0.028	0.026	0.027
Mg	2.965	2.970	3.033	2.975	2.903
Fe M4	0.068	0.065	0.054	0.054	0.046
Ca	1.798	1.821	1.832	1.810	1.826
Na M4	0.134	0.115	0.114	0.137	0.128
Na A	0.529	0.502	0.499	0.466	0.521
K	0.173	0.201	0.197	0.207	0.192
mg	0.71	0.70	0.71	0.71	0.69

Amphiboles

Gabbro 70G

	Amph3	Amph5	Amph6	Amph11
nb	3	6	5	5
SiO ₂	54.52	53.91	54.78	53.75
TiO ₂	0.06	0.06	0.03	0.11
Al ₂ O ₃	1.13	1.25	0.96	1.56
Cr ₂ O ₃	0.04	0.08	0.01	0.01
FeO*	20.97	20.42	19.15	18.95
MnO	0.79	0.63	0.63	0.57
MgO	18.76	19.68	20.08	18.87
CaO	1.44	0.77	1.36	2.57
Na ₂ O	0.13	0.10	0.10	0.14
K ₂ O	0.01	0.02	0.03	0.05
Tot.	97.85	96.93	97.13	96.57
Si	7.879	7.824	7.901	7.825
Aliv	0.121	0.176	0.099	0.175
Alvi	0.071	0.038	0.064	0.092
Ti	0.007	0.007	0.003	0.012
Cr	0.005	0.010	0.002	0.001
Fe ₃ +	0.039	0.112	0.030	0.054
Fe ₂ +	0.740	0.500	0.508	0.675
Mn	0.097	0.078	0.077	0.070
Mg	4.041	4.256	4.317	4.095
Fe M4	1.755	1.865	1.772	1.577
Ca	0.222	0.120	0.211	0.400
Na M4	0.022	0.015	0.017	0.023
Na A	0.013	0.015	0.010	0.018
K	0.002	0.004	0.005	0.009
mg	0.62	0.64	0.65	0.65

Amphiboles

Gabbro 70F

	Hb1	Hb5
nb	5	8
SiO ₂	44.03	43.49
TiO ₂	2.51	3.15
Al ₂ O ₃	9.74	10.8
Cr ₂ O ₃	0.13	0.06
FeO*	11.60	11.81
MnO	0.14	0.17
MgO	14.46	13.71
CaO	11.48	11.41
Na ₂ O	1.60	1.79
K ₂ O	1.06	1.23
Tot.	96.76	97.21
Si	6.484	6.410
Aliv	1.516	1.590
Alvi	0.174	0.213
Ti	0.278	0.349
Cr	0.015	0.007
Fe ³⁺	0.315	0.207
Fe ²⁺	1.026	1.190
Mn	0.018	0.022
Mg	3.173	3.013
Fe M4	0.088	0.059
Ca	1.812	1.802
Na M4	0.100	0.139
Na A	0.356	0.372
K	0.199	0.232
mg	0.74	0.71

Amphiboles

Gabbro 70H

	Hb1	Hb2	Hb3	Hb4	Amph1
nb	4	4	2	5	2
SiO ₂	45.76	49.54	55.37	44.23	55.04
TiO ₂	2.02	0.97	0.17	2.42	0.02
Al ₂ O ₃	8.73	5.67	1.43	9.84	0.60
Cr ₂ O ₃	0.07	0.05	0.09	0.08	0.00
FeO*	12.35	11.23	9.73	13.04	19.19
MnO	0.18	0.16	0.23	0.21	0.42
MgO	14.18	15.74	18.74	13.25	20.75
CaO	11.68	11.77	11.81	11.87	1.19
Na ₂ O	1.27	0.76	0.18	1.37	0.04
K ₂ O	0.89	0.42	0.04	1.09	0.01
Tot.	97.10	96.31	97.79	97.40	97.26
Si	6.708	7.201	7.810	6.523	7.907
Aliv	1.292	0.799	0.190	1.477	0.093
Alvi	0.215	0.172	0.048	0.234	0.008
Ti	0.222	0.106	0.018	0.269	0.002
Cr	0.008	0.006	0.010	0.010	0.000
Fe ³⁺	0.277	0.296	0.089	0.232	0.080
Fe ²⁺	1.159	0.991	0.869	1.318	0.416
Mn	0.022	0.019	0.028	0.026	0.051
Mg	3.097	3.410	3.939	2.912	4.443
Fe M4	0.078	0.078	0.191	0.058	1.810
Ca	1.834	1.833	1.784	1.875	0.183
Na M4	0.089	0.089	0.025	0.067	0.006
Na A	0.271	0.125	0.025	0.326	0.006
K	0.166	0.078	0.007	0.204	0.001
mg	0.71	0.76	0.79	0.68	

Amphiboles

Gabbro 71B

	Hb1	Hb2	Hb3	Hb5	Hb7	Hb9
nb	25	3	10	6	8	12
SiO ₂	42.48	42.09	42.29	42.30	42.30	42.33
TiO ₂	3.45	3.38	3.36	3.42	3.36	3.19
Al ₂ O ₃	11.84	12.03	11.98	11.91	12.10	11.94
Cr ₂ O ₃	0.02	0.05	0.01	0.10	0.06	0.03
FeO*	12.09	11.79	11.81	12.15	11.27	11.70
MnO	0.22	0.15	0.20	0.17	0.26	0.22
MgO	13.65	13.40	13.76	13.60	13.86	13.81
CaO	10.88	11.23	11.10	10.90	11.00	11.04
Na ₂ O	2.48	2.29	2.50	2.44	2.49	2.35
K ₂ O	0.83	0.84	0.84	0.85	0.82	0.87
Tot.	97.94	97.24	97.84	97.83	97.52	97.47
Si	6.203	6.197	6.184	6.186	6.189	6.203
Aliv	1.797	1.803	1.816	1.814	1.811	1.797
Alvi	0.241	0.284	0.249	0.239	0.276	0.266
Ti	0.379	0.374	0.369	0.376	0.370	0.351
Cr	0.003	0.006	0.001	0.012	0.007	0.004
Fe ³⁺	0.340	0.261	0.308	0.346	0.306	0.336
Fe ²⁺	1.038	1.115	1.048	1.040	0.986	1.001
Mn	0.027	0.019	0.025	0.021	0.033	0.027
Mg	2.971	2.940	2.999	2.966	3.022	3.015
Fe M4	0.098	0.075	0.088	0.099	0.088	0.096
Ca	1.702	1.771	1.738	1.708	1.724	1.734
Na M4	0.201	0.154	0.173	0.193	0.188	0.170
Na A	0.501	0.500	0.535	0.500	0.517	0.497
K	0.155	0.157	0.157	0.158	0.153	0.162
mg	0.72	0.71	0.73	0.72	0.74	0.73

Amphiboles

Gabbro 72B

	Hb1	Hb2 coeur	Hb2 bord	Hb3	Hb4	Hb8	Hb9
nb	9	3	2	2	3	2	3
SiO2	41.97	41.93	43.88	43.03	47.47	42.41	44.32
TiO2	2.78	3.00	2.50	2.35	0.29	2.85	0.25
Al2O3	12.35	11.72	10.69	11.60	9.24	11.71	12.33
Cr2O3	0.05	0.08	0.11	0.46	0.10	0.16	0.03
FeO*	10.57	11.80	11.15	11.20	9.59	11.64	11.66
MnO	0.14	0.23	0.17	0.24	0.28	0.14	0.27
MgO	14.48	13.34	14.55	13.76	17.86	13.31	14.63
CaO	11.73	12.08	11.90	12.22	10.79	11.67	11.35
Na2O	2.28	2.31	2.26	2.37	1.82	2.09	2.20
K2O	0.83	0.74	0.49	0.47	0.07	0.94	0.13
Tot.	97.16	97.22	97.69	97.69	97.52	96.91	97.17
Si	6.153	6.213	6.399	6.310	6.686	6.277	6.398
Aliv	1.847	1.787	1.601	1.690	1.314	1.723	1.602
Alvi	0.286	0.260	0.235	0.315	0.220	0.319	0.496
Ti	0.306	0.334	0.274	0.259	0.031	0.317	0.027
Cr	0.005	0.009	0.012	0.053	0.011	0.019	0.003
Fe3+	0.311	0.136	0.227	0.128	0.710	0.174	0.670
Fe2+	0.911	1.287	1.068	1.209	0.244	1.217	0.623
Mn	0.017	0.029	0.021	0.029	0.034	0.017	0.033
Mg	3.164	2.945	3.163	3.007	3.750	2.937	3.148
Fe M4	0.074	0.039	0.065	0.036	0.175	0.049	0.115
Ca	1.842	1.917	1.860	1.921	1.629	1.850	1.756
Na M4	0.084	0.045	0.075	0.043	0.197	0.100	0.130
Na A	0.563	0.620	0.563	0.631	0.300	0.501	0.485
K	0.155	0.139	0.091	0.088	0.012	0.177	0.024
mg	0.76	0.69	0.74	0.71	0.90	0.70	0.81

Amphiboles

Diorite 20A

	Hb1	Hb2	Hb3	Hb4	Hb5	Hb6	Hb9
nb	6	3	4	5	5	5	4
SiO2	46.92	45.92	46.40	46.09	46.57	46.12	46.90
TiO2	0.93	1.11	0.92	1.11	0.80	0.90	0.89
Al2O3	7.25	7.80	7.59	7.82	7.52	7.51	7.45
Cr2O3	0.02	0.05	0.03	0.01	0.01	0.00	0.05
FeO*	17.34	17.22	17.45	17.09	16.94	17.08	16.88
MnO	0.60	0.59	0.65	0.71	0.56	0.60	0.51
MgO	11.73	11.22	11.26	11.24	11.36	11.31	11.31
CaO	11.93	12.00	12.19	11.87	12.23	12.14	12.10
Na2O	0.93	0.98	0.84	0.97	0.74	0.92	0.82
K2O	0.57	0.68	0.53	0.54	0.56	0.60	0.47
Tot.	98.22	97.58	97.87	97.44	97.30	97.18	97.36
Si	6.908	6.834	6.871	6.852	6.923	6.882	6.964
Aliv	1.092	1.166	1.129	1.148	1.077	1.118	1.036
Alvi	0.165	0.203	0.196	0.221	0.240	0.204	0.267
Ti	0.103	0.124	0.102	0.124	0.090	0.101	0.099
Cr	0.003	0.006	0.004	0.001	0.001	0.000	0.006
Fe3+	0.473	0.390	0.454	0.413	0.393	0.395	0.321
Fe2+	1.607	1.713	1.676	1.661	1.689	1.709	1.740
Mn	0.075	0.074	0.082	0.090	0.070	0.076	0.064
Mg	2.574	2.490	2.486	2.490	2.516	2.515	2.503
Fe M4	0.055	0.041	0.031	0.051	0.025	0.028	0.035
Ca	1.882	1.913	1.934	1.891	1.947	1.940	1.925
Na M4	0.063	0.046	0.035	0.058	0.028	0.032	0.040
Na A	0.202	0.236	0.206	0.220	0.185	0.233	0.195
K	0.107	0.129	0.100	0.103	0.107	0.115	0.089
mg	0.61	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59

Amphiboles

Diorite 26A

	Hb1 coeur	Hb1 bord	Hb2 coeur	-> Hb2 ->	Hb2 bord	Hb3
nb	1	2	2	1	1	2
SiO2	44.85	54.10	44.67	50.30	53.51	46.58
TiO2	1.41	0.06	1.25	0.27	0.07	0.32
Al2O3	11.40	2.56	11.44	7.93	2.76	10.40
Cr2O3	0.26	0.00	0.45	0.17	0.07	0.15
FeO*	9.40	13.55	9.47	8.48	12.91	8.78
MnO	0.11	0.38	0.16	0.13	0.30	0.13
MgO	16.00	22.22	15.51	18.30	22.02	16.19
CaO	11.56	3.45	11.48	11.56	4.21	11.63
Na2O	1.73	0.42	1.81	1.30	0.50	1.56
K2O	0.35	0.02	0.29	0.10	0.02	0.15
Tot.	97.06	96.77	96.52	98.53	96.38	95.88
Si	6.435	7.683	6.459	6.993	7.626	6.720
Aliv	1.565	0.317	1.541	1.007	0.374	1.280
Alvi	0.362	0.110	0.409	0.291	0.090	0.488
Ti	0.152	0.007	0.135	0.028	0.008	0.035
Cr	0.029	0.001	0.051	0.019	0.008	0.017
Fe3+	0.562	0.073	0.486	0.546	0.118	0.457
Fe2+	0.461	0.061	0.556	0.309	0.064	0.508
Mn	0.014	0.046	0.019	0.015	0.036	0.015
Mg	3.420	4.703	3.344	3.791	4.677	3.480
Fe M4	0.104	1.475	0.103	0.131	1.357	0.095
Ca	1.777	0.525	1.779	1.721	0.643	1.797
Na M4	0.119	0.000	0.118	0.148	0.000	0.108
Na A	0.362	0.117	0.389	0.202	0.139	0.329
K	0.065	0.003	0.053	0.017	0.003	0.027
mg	0.86	0.75	0.83	0.90	0.77	0.85

Amphiboles

Diorite 27B

	Hb1 c -> Hb1- Hb1 b			Hb2 c	Hb2 b	Hb4 c -> Hb4- -> Hb4- Hb4 b				Hb6 c	Hb6 b	Hb12 c -> Hb12 Hb12 b		
nb	4	3	2	2	1	2	2	2	1	3	2	2	2	2
SiO2	44.00	48.37	50.24	45.93	48.95	43.75	45.03	46.40	48.61	43.54	48.70	48.16	49.58	50.53
TiO2	1.48	0.67	0.47	1.24	0.86	1.60	1.61	1.34	0.99	1.71	0.87	0.93	0.69	0.62
Al2O3	10.23	6.54	5.66	8.71	7.12	10.47	9.99	8.57	6.90	10.47	6.96	6.93	5.83	4.93
Cr2O3	0.02	0.03	0.04	0.16	0.00	0.08	0.04	0.09	0.12	0.09	0.09	0.09	0.28	0.25
FeO*	15.11	13.47	12.56	14.37	12.99	15.30	15.13	13.77	13.20	14.84	13.23	13.01	12.66	11.75
MnO	0.28	0.32	0.40	0.45	0.29	0.24	0.30	0.26	0.32	0.21	0.40	0.47	0.19	0.20
MgO	11.86	14.35	15.54	13.02	14.81	11.94	12.35	13.09	14.68	11.64	14.27	14.14	15.11	15.63
CaO	11.79	11.73	12.14	11.64	11.84	11.91	11.89	11.91	11.47	11.87	12.08	11.61	11.97	11.89
Na2O	1.22	0.72	0.60	1.01	0.84	1.20	1.09	0.96	0.79	1.12	0.74	0.74	0.55	0.53
K2O	0.54	0.26	0.13	0.51	0.30	0.42	0.46	0.47	0.29	0.55	0.34	0.36	0.25	0.23
Tot.	96.53	96.46	97.77	97.04	98.01	96.90	97.88	96.87	97.36	96.03	97.69	96.43	97.09	96.54
Si	6.547	7.065	7.189	6.745	7.024	6.479	6.583	6.820	7.023	6.516	7.043	7.045	7.164	7.321
Aliv	1.453	0.935	0.811	1.255	0.976	1.521	1.417	1.180	0.977	1.484	0.957	0.955	0.836	0.679
Alvi	0.341	0.191	0.144	0.253	0.229	0.305	0.305	0.305	0.198	0.362	0.229	0.239	0.157	0.162
Ti	0.165	0.073	0.050	0.137	0.093	0.178	0.177	0.148	0.107	0.193	0.095	0.103	0.075	0.067
Cr	0.003	0.004	0.005	0.019	0.000	0.009	0.005	0.010	0.013	0.010	0.010	0.010	0.031	0.028
Fe3+	0.452	0.514	0.521	0.508	0.463	0.546	0.507	0.340	0.497	0.401	0.393	0.416	0.450	0.312
Fe2+	1.373	1.054	0.918	1.178	1.012	1.298	1.278	1.295	0.983	1.411	1.148	1.091	1.009	1.031
Mn	0.036	0.040	0.048	0.056	0.035	0.031	0.038	0.033	0.039	0.026	0.049	0.058	0.024	0.025
Mg	2.630	3.124	3.315	2.850	3.168	2.634	2.690	2.869	3.162	2.597	3.076	3.083	3.254	3.375
Fe M4	0.056	0.077	0.065	0.079	0.084	0.052	0.064	0.058	0.115	0.045	0.060	0.085	0.071	0.081
Ca	1.879	1.835	1.861	1.832	1.820	1.889	1.862	1.876	1.775	1.903	1.872	1.819	1.853	1.845
Na M4	0.064	0.088	0.074	0.090	0.096	0.059	0.073	0.066	0.109	0.052	0.068	0.096	0.077	0.074
Na A	0.288	0.117	0.093	0.197	0.139	0.286	0.235	0.206	0.111	0.273	0.141	0.113	0.078	0.074
K	0.103	0.049	0.023	0.096	0.055	0.078	0.085	0.089	0.053	0.104	0.063	0.067	0.045	0.042
mg	0.65	0.73	0.77	0.69	0.74	0.66	0.67	0.68	0.74	0.64	0.74	0.72	0.75	0.75

**Pyroxènes
Gabbro 64A**

	Cpx1	Cpx2	Cpx5	Cpx6
nb	3	3	6	4
SiO ₂	52.19	52.47	51.92	52.07
TiO ₂	0.42	0.43	0.45	0.45
Al ₂ O ₃	1.81	1.78	1.81	1.95
Cr ₂ O ₃	0.03	0.05	0.04	0.03
FeO*	8.26	8.07	7.71	7.91
MnO	0.35	0.32	0.36	0.36
MgO	15.30	15.09	15.10	14.98
CaO	21.17	21.62	21.64	21.48
Na ₂ O	0.32	0.35	0.35	0.31
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01
Tot.	99.86	100.18	99.38	99.55
Si	1.933	1.938	1.931	1.936
Ti	0.012	0.012	0.013	0.012
Al	0.079	0.077	0.079	0.085
Cr	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe ³⁺	0.054	0.045	0.058	0.040
Fe ²⁺	0.202	0.204	0.182	0.206
Mn	0.011	0.010	0.011	0.011
Mg	0.845	0.831	0.837	0.830
Ca	0.840	0.856	0.862	0.855
Na	0.023	0.025	0.025	0.022
K	0.000	0.000	0.000	0.001
(Ca)%	43.0	44.0	44.2	44.0
(Mg)%	43.3	42.7	42.9	42.7
(Fe + Mn)%	13.7	13.3	12.9	13.2

**Pyroxènes
Gabbro 64C**

	Cpx1	Cpx2	Cpx3	Cpx5	Cpx6
nb	4	3	3	2	2
SiO ₂	51.63	52.11	52.27	52.07	52.17
TiO ₂	0.50	0.46	0.43	0.53	0.28
Al ₂ O ₃	2.22	1.80	1.85	2.00	1.55
Cr ₂ O ₃	0.08	0.10	0.00	0.67	0.03
FeO*	7.72	7.03	7.29	7.37	7.76
MnO	0.31	0.30	0.37	0.32	0.28
MgO	14.40	14.34	14.54	14.43	14.69
CaO	22.52	23.27	22.83	22.65	22.89
Na ₂ O	0.35	0.31	0.28	0.36	0.33
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03
Tot.	99.74	99.72	99.87	99.81	100.01
Si	1.918	1.935	1.938	1.932	1.931
Ti	0.014	0.013	0.012	0.015	0.008
Al	0.097	0.079	0.081	0.087	0.068
Cr	0.002	0.003	0.000	0.002	0.001
Fe ³⁺	0.062	0.044	0.039	0.042	0.078
Fe ²⁺	0.178	0.175	0.187	0.187	0.162
Mn	0.010	0.010	0.012	0.010	0.009
Mg	0.797	0.794	0.804	0.798	0.810
Ca	0.896	0.926	0.907	0.901	0.908
Na	0.025	0.022	0.020	0.026	0.024
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
(Ca)%	46.1	47.5	46.5	46.5	46.2
(Mg)%	41.0	40.7	41.3	41.2	41.2
(Fe + Mn)%	12.9	11.7	12.2	12.3	12.7

Pyroxènes
Gabbro 70F

	Cpx3	Cpx4	Cpx7	Cpx8	Cpx*	Opx2	Opx3	Opx*
nb	5	6	4	4	38	9	6	23
SiO ₂	52.56	53.00	52.37	52.81	52.42	54.39	54.04	53.84
TiO ₂	0.45	0.41	0.34	0.36	0.35	0.13	0.13	0.13
Al ₂ O ₃	1.80	1.79	1.88	1.58	1.69	1.06	0.91	1.00
Cr ₂ O ₃	0.04	0.05	0.05	0.06	0.07	0.03	0.02	0.03
FeO*	7.86	8.28	8.17	8.26	7.97	17.91	19.08	18.34
MnO	0.21	0.33	0.33	0.31	0.26	0.41	0.41	0.45
MgO	15.05	15.24	15.10	14.97	15.11	25.74	24.83	25.32
CaO	21.93	21.55	21.14	21.93	21.63	1.22	1.08	1.17
Na ₂ O	0.32	0.35	0.34	0.30	0.32	0.03	0.03	0.03
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Tot.	100.23	101.01	99.74	100.59	99.83	100.93	100.54	100.32
Si	1.940	1.942	1.943	1.946	1.942	1.963	1.970	1.959
Ti	0.013	0.011	0.010	0.010	0.010	0.003	0.004	0.004
Al	0.078	0.077	0.082	0.068	0.074	0.045	0.039	0.043
Cr	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001
Fe ³⁺	0.039	0.040	0.036	0.041	0.043	0.024	0.016	0.033
Fe ²⁺	0.203	0.214	0.217	0.214	0.204	0.517	0.565	0.525
Mn	0.007	0.010	0.010	0.010	0.008	0.013	0.013	0.014
Mg	0.828	0.832	0.835	0.822	0.834	1.385	1.349	1.373
Ca	0.867	0.846	0.840	0.865	0.859	0.047	0.042	0.046
Na	0.023	0.025	0.024	0.022	0.023	0.002	0.002	0.002
K	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
(Ca)%	44.6	43.6	44.3	44.3	44.1	2.4	2.1	2.3
(Mg)%	42.6	42.8	42.1	42.1	42.8	69.7	68.0	69.0
(Fe + Mn)%	12.8	13.6	13.6	13.6	13.1	27.9	29.9	28.7

Pyroxènes

Gabbro 70H

	Cpx1	Cpx3	Cpx4	Cpx*	Opx1	Opx2	Opx4	Opx*
nb	7	6	6	23	4	4	4	16
SiO ₂	52.05	52.28	53.35	52.48	53.47	53.28	52.66	53.20
TiO ₂	0.40	0.35	0.03	0.31	0.19	0.17	0.17	0.17
Al ₂ O ₃	1.58	1.54	0.45	1.37	0.81	0.76	0.91	0.82
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.11	0.04	0.01	0.02	0.08	0.04
FeO*	9.02	8.69	7.42	8.61	20.94	20.67	20.72	20.70
MnO	0.31	0.33	0.25	0.28	0.53	0.55	0.49	0.51
MgO	14.40	14.51	14.37	14.70	23.22	23.64	23.01	23.27
CaO	21.42	21.51	24.03	21.48	0.98	1.31	1.02	1.06
Na ₂ O	0.31	0.29	0.21	0.29	0.03	0.03	0.01	0.03
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Tot.	99.51	99.53	100.24	99.57	100.19	100.43	99.08	99.81
Si	1.945	1.951	1.976	1.956	1.976	1.959	1.968	1.971
Ti	0.011	0.010	0.001	0.009	0.005	0.005	0.005	0.005
Al	0.070	0.068	0.019	0.060	0.035	0.033	0.040	0.036
Cr	0.000	0.001	0.003	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001
Fe ³⁺	0.040	0.031	0.040	0.030	0.006	0.041	0.014	0.013
Fe ²⁺	0.242	0.240	0.190	0.238	0.641	0.595	0.634	0.628
Mn	0.010	0.010	0.008	0.009	0.017	0.017	0.015	0.016
Mg	0.802	0.807	0.793	0.817	1.279	1.296	1.281	1.285
Ca	0.858	0.860	0.954	0.858	0.039	0.052	0.041	0.042
Na	0.022	0.021	0.015	0.021	0.002	0.002	0.000	0.002
K	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
(Ca)%	43.9	44.2	48.1	43.9	2.0	2.6	2.1	2.1
(Mg)%	41.1	41.4	39.9	41.9	64.5	64.8	64.5	64.8
(Fe + Mn)%	15.0	14.4	12.0	14.2	33.5	32.6	33.4	33.1

Pyroxènes

Gabbro 72B

	Cpx1	Cpx2	Cpx3	Cpx*	Opx1
nb	2	4	2	8	3
SiO ₂	52.59	52.58	52.34	52.52	53.72
TiO ₂	0.24	0.22	0.32	0.25	0.17
Al ₂ O ₃	1.55	1.44	1.95	1.59	1.38
Cr ₂ O ₃	0.20	0.19	0.03	0.15	0.02
FeO*	6.78	6.11	6.52	6.38	17.73
MnO	0.40	0.20	0.14	0.23	0.50
MgO	15.32	15.46	15.16	15.35	25.16
CaO	23.13	23.57	22.99	23.31	1.25
Na ₂ O	0.26	0.21	0.29	0.24	0.04
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Tot.	100.48	99.99	99.75	100.03	99.96
Si	1.932	1.932	1.934	1.935	1.960
Ti	0.007	0.007	0.009	0.007	0.005
Al	0.067	0.067	0.085	0.069	0.059
Cr	0.006	0.006	0.001	0.004	0.001
Fe ³⁺	0.069	0.069	0.05	0.060	0.014
Fe ²⁺	0.139	0.139	0.152	0.136	0.526
Mn	0.012	0.012	0.004	0.007	0.015
Mg	0.839	0.839	0.835	0.843	1.368
Ca	0.910	0.910	0.910	0.920	0.049
Na	0.018	0.018	0.021	0.017	0.003
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
(Ca)%	46.2	47.1	46.6	46.8	2.5
(Mg)%	42.6	43.0	42.8	42.9	69.4
(Fe + Mn)%	11.2	9.8	10.6	10.3	28.1

**Plagioclases
Gabbro 64A**

	Pg2	Pg4	Pg*
nb	3	6	21
SiO2	49.33	50.00	49.92
TiO2	0.05	0.03	0.03
Al2O3	32.00	31.05	31.29
Cr2O3	0.03	0.07	0.04
FeO*	0.28	0.21	0.26
MnO	0.03	0.02	0.03
MgO	0.03	0.02	0.02
CaO	14.90	14.34	14.47
Na2O	2.92	3.21	3.18
K2O	0.08	0.11	0.10
Tot.	99.65	99.06	99.34
Si	9.048	9.207	9.171
Ti	0.007	0.004	0.004
Al	6.916	6.739	6.776
Cr	0.004	0.010	0.006
Fe	0.043	0.033	0.040
Mn	0.004	0.003	0.005
Mg	0.008	0.005	0.005
Ca	2.927	2.829	2.849
Na	1.038	1.145	1.133
K	0.018	0.026	0.024
An	73.4	70.7	71.1
Ab	26.1	28.6	28.3
Or	0.5	0.7	0.6

**Plagioclases
Gabbro 64C**

	Pg1 coeur	Pg1 bord	Pg2	Pg3	Pg5	Pg*
nb	5	1	7	4	4	22
SiO2	50.15	53.22	49.34	50.00	50.28	49.99
TiO2	0.03	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02
Al2O3	30.86	29.17	31.46	31.95	30.97	31.04
Cr2O3	0.04	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03
FeO*	0.18	0.10	0.31	0.32	0.18	0.25
MnO	0.03	0.00	0.03	0.04	0.02	0.03
MgO	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02
CaO	14.29	11.80	15.14	14.67	14.44	14.59
Na2O	3.41	4.60	3.00	3.33	3.37	3.28
K2O	0.06	0.11	0.05	0.08	0.06	0.06
Tot.	99.07	99.02	99.42	99.43	99.36	99.31
Si	9.234	9.715	9.081	9.192	9.231	9.192
Ti	0.005	0.000	0.004	0.001	0.001	0.003
Al	6.696	6.276	6.824	6.706	6.701	6.727
Cr	0.006	0.001	0.004	0.003	0.002	0.004
Fe	0.028	0.015	0.048	0.049	0.027	0.039
Mn	0.005	0.000	0.005	0.005	0.003	0.004
Mg	0.004	0.003	0.008	0.003	0.004	0.005
Ca	2.819	2.309	2.986	2.889	2.841	2.874
Na	1.216	1.629	1.069	1.188	1.200	1.170
K	0.013	0.027	0.012	0.018	0.014	0.015
An	69.7	58.2	73.4	70.6	70.1	70.8
Ab	30.0	41.1	26.3	29.0	29.6	28.8
Or	0.3	0.7	0.3	0.4	0.3	0.4

**Plagioclases
Gabbro 70F**

	Pg3	Pg6	Pg*
nb	5	8	32
SiO ₂	50.00	49.38	49.45
TiO ₂	0.03	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	31.38	31.99	31.63
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.03
FeO*	0.31	0.33	0.32
MnO	0.02	0.02	0.02
MgO	0.04	0.02	0.02
CaO	14.70	15.24	14.60
Na ₂ O	3.09	2.79	3.02
K ₂ O	0.12	0.04	0.09
Tot.	99.72	99.86	99.20
Si	9.158	9.042	9.103
Ti	0.003	0.004	0.003
Al	6.775	6.904	6.862
Cr	0.004	0.003	0.004
Fe	0.047	0.050	0.049
Mn	0.003	0.002	0.003
Mg	0.011	0.006	0.006
Ca	2.886	2.989	2.880
Na	1.097	0.989	1.078
K	0.027	0.010	0.021
An	72.0	74.9	72.4
Ab	27.4	24.8	27.1
Or	0.7	0.3	0.5

**Plagioclases
Gabbro 70G**

	Pg1	Pg2	Pg4	Pg*
nb	4	5	7	18
SiO ₂	57.82	58.03	57.57	57.73
TiO ₂	0.02	0.04	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	26.03	26.23	26.41	26.27
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.05	0.03
FeO*	0.13	0.09	0.22	0.17
MnO	0.04	0.02	0.02	0.03
MgO	0.01	0.00	0.01	0.01
CaO	8.51	8.17	8.50	8.40
Na ₂ O	6.78	6.81	6.81	6.80
K ₂ O	0.16	0.14	0.11	0.12
Tot.	99.51	99.56	99.73	99.59
Si	10.415	10.429	10.353	10.289
Ti	0.002	0.005	0.005	0.004
Al	5.526	5.555	5.598	5.572
Cr	0.002	0.004	0.007	0.004
Fe	0.020	0.013	0.032	0.025
Mn	0.006	0.003	0.003	0.005
Mg	0.003	0.001	0.003	0.002
Ca	1.642	1.574	1.638	1.619
Na	2.368	2.375	2.376	2.371
K	0.037	0.031	0.025	0.028
An	40.6	39.5	40.6	40.3
Ab	58.5	56.7	58.8	59.0
Or	0.9	0.8	0.6	0.7

Plagioclases Gabbro 70H

	Pg1 c	->Pg1->	->Pg1->	Pg1 b	Pg3	Pg4	Pg5 c	->Pg5->	->Pg5->	Pg5 b	Pg6
nb	1	1	1	1	3	3	1	2	2	2	2
SiO2	48.72	51.80	53.73	54.50	53.84	54.13	49.37	51.93	53.20	54.72	52.71
TiO2	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.08	0.03	0.03	0.02	0.06
Al2O3	31.69	29.93	28.57	27.91	28.41	28.39	30.93	29.52	28.71	27.96	29.11
Cr2O3	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.06	0.00	0.06	0.09	0.00	0.01
FeO*	0.43	0.41	0.26	0.27	0.25	0.29	0.28	0.45	0.30	0.24	0.50
MnO	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.05	0.03	0.04	0.00
MgO	0.00	0.02	0.05	0.00	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.01	0.13
CaO	15.02	12.95	11.24	11.30	11.24	11.26	15.08	12.71	11.87	10.97	12.49
Na2O	2.63	3.76	4.75	4.69	4.88	4.90	3.05	4.02	4.61	5.00	4.32
K2O	0.14	0.22	0.27	0.31	0.23	0.19	0.23	0.27	0.33	0.27	0.22
Tot.	98.69	99.09	98.91	99.18	98.94	99.27	98.96	99.07	99.20	99.23	99.55
Si	9.032	9.496	9.817	9.931	9.837	9.855	9.131	9.533	9.726	9.954	9.6222
Ti	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.011	0.004	0.004	0.003	0.008
Al	6.923	6.467	6.153	5.995	6.117	6.093	6.742	6.387	6.187	5.994	6.263
Cr	0.000	0.000	0.006	0.000	0.006	0.008	0.000	0.009	0.013	0.000	0.001
Fe	0.067	0.063	0.040	0.042	0.038	0.044	0.044	0.069	0.046	0.036	0.077
Mn	0.008	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.008	0.005	0.006	0.000
Mg	0.000	0.006	0.013	0.000	0.007	0.005	0.010	0.008	0.009	0.002	0.035
Ca	2.983	2.544	2.201	2.205	2.200	2.197	2.989	2.500	2.326	2.139	2.444
Na	0.947	1.336	1.682	1.726	1.730	1.728	1.095	1.430	1.635	1.764	1.529
K	0.032	0.051	0.062	0.072	0.053	0.044	0.029	0.064	0.077	0.061	0.050
An	75.3	64.7	55.8	55.1	55.3	55.4	72.7	62.6	57.6	54.0	60.8
Ab	23.9	34.0	42.6	43.1	43.4	43.5	26.6	35.8	40.5	44.5	38.0
Or	0.8	1.3	1.6	1.8	1.3	1.1	0.7	1.6	1.9	1.5	1.2

**Plagioclases
Gabbro 71B**

	Pg3	Pg6	Pg7	Pg*
nb	5	9	7	45
SiO2	50.85	49.97	49.59	50.03
TiO2	0.02	0.02	0.04	0.03
Al2O3	31.50	31.83	32.09	31.90
Cr2O3	0.12	0.03	0.03	0.04
FeO*	0.26	0.19	0.19	0.23
MnO	0.02	0.04	0.02	0.03
MgO	0.01	0.02	0.02	0.02
CaO	14.10	14.41	14.46	14.44
Na2O	3.50	3.22	3.12	3.22
K2O	0.02	0.03	0.04	0.03
Tot.	100.40	99.76	99.60	99.97
Si	9.230	9.133	9.081	9.127
Ti	0.002	0.003	0.005	0.004
Al	6.737	6.858	6.926	6.860
Cr	0.017	0.004	0.005	0.006
Fe	0.040	0.029	0.028	0.034
Mn	0.003	0.007	0.003	0.005
Mg	0.002	0.004	0.004	0.004
Ca	2.741	2.822	2.837	2.823
Na	1.231	1.140	1.109	1.140
K	0.004	0.006	0.008	0.008
An	68.9	71.1	71.8	71.1
Ab	31.0	28.7	28.0	28.7
Or	0.1	0.2	0.2	0.2

**Plagioclases
Gabbro 72B**

	Pg1
nb	2
SiO2	47.92
TiO2	0.02
Al2O3	32.81
Cr2O3	0.03
FeO*	0.30
MnO	0.05
MgO	0.03
CaO	16.69
Na2O	2.02
K2O	0.04
Tot.	99.91
Si	8.808
Ti	0.002
Al	7.107
Cr	0.004
Fe	0.046
Mn	0.008
Mg	0.009
Ca	3.287
Na	0.721
K	0.009
An	81.9
Ab	17.9
Or	0.2

Plagioclases Diorite 27B

	Pg1 coeur	-> Pg1 ->	Pg1 bord	Pg2 coeur	Pg2 bord	Pg8 coeur	-> Pg8 ->	-> Pg8 ->	Pg8 bord
nb	1	4	1	4	2	3	2	6	1
SiO2	53.81	55.76	57.09	55.92	58.04	54.63	54.93	56.69	57.23
TiO2	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Al2O3	28.89	27.68	27.07	27.38	26.59	28.62	28.18	27.04	26.62
Cr2O3	0.04	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.06
FeO*	0.10	0.14	0.22	0.14	0.07	0.16	0.10	0.11	0.18
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.06	0.03
MgO	0.00	0.03	0.00	0.01	0.08	0.02	0.00	0.01	0.02
CaO	11.79	9.85	9.31	9.86	8.08	11.12	10.68	9.47	8.50
Na2O	5.15	5.95	6.40	6.19	7.04	5.50	5.69	6.37	6.85
K2O	0.07	0.24	0.10	0.06	0.25	0.06	0.13	0.10	0.10
Tot.	99.85	99.70	100.22	99.57	100.18	100.13	99.72	99.92	99.59
Si	9.757	10.073	10.234	10.110	10.380	9.858	9.942	10.203	10.312
Ti	0.000	0.002	0.00	0.000	0.001	0.000	0.000	.001	0.000
Al	6.174	5.893	5.719	5.834	5.604	6.087	6.010	5.736	5.653
Cr	0.006	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.009	0.009
Fe	0.015	0.022	0.034	0.021	0.011	0.024	0.015	0.016	0.027
Mn	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.003	0.000	0.009	0.004
Mg	0.000	0.007	0.000	0.003	0.021	0.005	0.001	0.001	0.005
Ca	2.289	1.906	1.789	1.910	1.547	2.150	2.070	1.826	1.641
Na	1.809	2.083	2.225	2.168	2.442	1.924	1.998	2.223	2.392
K	0.016	0.056	0.024	0.013	0.058	0.015	0.030	0.022	0.023
An	55.6	47.1	44.3	46.7	38.2	52.6	50.5	44.9	40.5
Ab	44.0	51.5	55.1	53.0	60.3	47.1	48.8	54.6	58.9
Or	0.4	1.4	0.6	0.3	1.4	0.4	0.7	0.5	0.6

**Plagioclases
Diorite 20A**

	Pg1 coeur -> Pg1 -> -> Pg1 -> Pg1 bord			
nb	1	1	1	1
SiO2	56.70	57.62	59.05	59.85
TiO2	0.03	0.00	0.00	0.01
Al2O3	26.84	26.56	25.58	24.65
Cr2O3	0.12	0.04	0.00	0.00
FeO*	0.25	0.23	0.00	0.05
MnO	0.00	0.00	0.08	0.00
MgO	0.00	0.01	0.01	0.00
CaO	9.28	8.64	7.58	7.03
Na2O	6.24	6.56	7.23	7.57
K2O	0.13	0.08	0.18	0.15
Tot.	99.59	99.74	99.71	99.31
Si	10.232	10.352	10.577	10.741
Ti	0.003	0.000	0.000	0.001
Al	5.708	5.624	5.399	5.214
Cr	0.018	0.006	0.000	0.000
Fe	0.038	0.034	0.000	0.008
Mn	0.000	0.000	0.012	0.000
Mg	0.000	0.001	0.003	0.001
Ca	1.795	1.664	1.455	1.351
Na	2.183	2.286	2.511	2.634
K	0.031	0.019	0.042	0.035
An	44.8	41.9	36.3	33.6
Ab	54.4	57.6	62.7	65.5
Or	0.8	0.5	1.0	0.9

**Feldspath
potassique
Granodiorite 42C**

	KF1
nb	2
SiO2	64.15
TiO2	0.03
Al2O3	18.39
Cr2O3	0.00
FeO*	0.23
MnO	0.03
MgO	0.04
CaO	0.00
Na2O	0.21
K2O	16.76
Tot.	99.84
Si	11.933
Ti	0.004
Al	4.032
Cr	0.000
Fe	0.036
Mn	0.005
Mg	0.010
Ca	0.000
Na	0.077
K	3.978
An	0.0
Ab	1.9
Or	98.1

Plagioclases **Granodiorite 42C**

	Pg1 coeur	-> Pg1 ->	-> Pg1 ->	Pg1 bord	Pg3	Pg5 coeur	-> Pg5 ->	Pg5 bord
nb	2	5	1	1	4	3	2	2
SiO2	57.37	60.18	63.05	67.64	58.81	57.65	59.30	64.37
TiO2	0.02	0.01	0.00	0.02	0.05	0.03	0.03	0.00
Al2O3	26.28	24.39	23.47	19.43	25.31	25.74	24.87	21.70
Cr2O3	0.07	0.04	0.03	0.00	0.02	0.05	0.03	0.00
FeO*	0.14	0.17	0.35	0.02	0.19	0.15	0.18	0.07
MnO	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02
MgO	0.01	0.01	0.04	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02
CaO	8.58	6.35	1.68	0.23	7.46	8.23	6.99	2.40
Na2O	6.98	8.06	9.58	11.96	7.49	7.07	7.86	10.18
K2O	0.35	0.39	1.93	0.04	0.19	0.31	0.38	0.47
Tot.	99.82	99.60	100.19	99.34	99.53	99.26	99.66	99.23
Si	10.336	10.784	11.187	11.923	10.572	10.427	10.652	11.447
Ti	0.002	0.002	0.000	0.003	0.006	0.004	0.004	0.000
Al	5.580	5.151	4.908	4.037	5.363	5.486	5.264	4.548
Cr	0.010	0.006	0.004	0.000	0.003	0.006	0.005	0.000
Fe	0.020	0.025	0.053	0.004	0.028	0.023	0.027	0.010
Mn	0.003	0.000	0.009	0.000	0.000	0.003	0.001	0.002
Mg	0.001	0.003	0.011	0.000	0.002	0.003	0.002	0.006
Ca	1.656	1.220	0.319	0.042	1.438	1.595	1.344	0.457
Na	2.438	2.801	3.297	4.087	2.611	2.480	2.737	3.510
K	0.080	0.089	0.437	0.008	0.042	0.072	0.087	0.106
An	39.7	29.7	7.9	1.0	35.2	38.5	32.2	11.2
Ab	58.4	68.1	81.3	98.8	63.8	59.8	65.7	86.2
Or	1.9	2.2	10.8	0.2	1.0	1.7	2.1	2.6

**Biotites
Gabbros**

	70 F	70 H	71 B
nb	10	1	1
SiO ₂	37.59	36.55	36.78
TiO ₂	5.03	8.05	3.79
Al ₂ O ₃	14.28	13.94	16.23
Cr ₂ O ₃	0.08	0.17	0.00
FeO*	12.46	15.02	11.20
MnO	0.05	0.00	0.01
MgO	16.37	14.43	17.82
CaO	0.01	0.07	0.13
Na ₂ O	0.28	0.20	0.42
K ₂ O	9.51	9.06	7.85
Tot.	95.66	94.49	94.23
Si	6.042	6.023	5.907
Ti	0.608	0.625	0.457
Al	2.706	2.706	3.072
Cr	0.010	0.022	0.000
Fe	1.675	2.070	1.504
Mn	0.006	0.000	0.001
Mg	3.923	3.544	4.265
Ca	0.002	0.013	0.023
Na	0.087	0.064	0.132
K	1.950	1.904	1.608

**Minéraux
opaques
Gabbro 64A**

	Op4	Op1	Op1	Op2	Op3	Op3	Op6
n° Ana	70	28	29	37	50	51	72
SiO ₂	0.02	0.03	0.01	0.04	0.07	0.04	0.97
TiO ₂	51.04	0.63	0.41	4.00	1.73	0.43	2.46
Al ₂ O ₃	0.15	0.29	0.21	2.66	1.36	0.28	0.47
Cr ₂ O ₃	0.09	0.15	0.08	0.12	0.12	0.17	0.08
FeO*	44.81	89.87	92.38	85.04	87.59	90.41	87.98
MnO	3.62	0.01	0.19	0.24	0.15	0.00	0.13
MgO	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.19
CaO	0.18	0.11	0.00	0.08	0.02	0.01	0.89
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.06	0.02	0.08	0.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00
Tot.	99.34	91.10	93.28	92.35	91.11	91.44	93.20
Si	0.000	0.001	0.000	0.002	0.003	0.002	0.037
Ti	0.966	0.019	0.012	0.116	0.051	0.013	0.071
Al	0.005	0.013	0.009	0.120	0.063	0.013	0.021
Cr	0.002	0.005	0.002	0.004	0.004	0.005	0.002
Fe ³⁺	0.060	1.943	1.964	1.648	1.829	1.959	1.763
Fe ²⁺	0.833	1.013	1.006	1.089	1.041	1.001	1.052
Mn	0.077	0.000	0.006	0.008	0.005	0.000	0.004
Mg	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.011
Ca	0.005	0.004	0.000	0.003	0.001	0.001	0.036
Na	0.000	0.001	0.000	0.004	0.002	0.006	0.002
K	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000
Tot.	2.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
X _{usp}		0.019	0.012	0.130	0.054	0.013	0.072
X _{ilm}	0.968						

**Minéraux
opaques
Gabbro 70G**

	Op2	Op2	Op2	Op3	Op1
n° Ana	222	223	224	235	207
SiO2	0.08	0.01	0.06	0.03	0.12
TiO2	47.77	48.80	47.62	47.06	0.01
Al2O3	0.01	0.00	0.06	0.01	0.01
Cr2O3	0.18	0.08	0.11	0.06	0.11
FeO*	48.63	48.07	48.62	48.54	90.18
MnO	1.27	1.14	0.94	1.01	0.00
MgO	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00
CaO	0.04	0.06	0.09	0.13	0.17
Na2O	0.00	0.07	0.03	0.04	0.03
K2O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06
Tot.	96.78	97.10	96.63	95.88	90.69
Si	0.002	0.000	0.001	0.001	0.005
Ti	0.921	0.939	0.922	0.918	0.000
Al	0.00	0.000	0.002	0.000	0.001
Cr	0.004	0.002	0.002	0.001	0.004
Fe3+	0.151	0.122	0.151	0.163	1.991
Fe2+	0.892	0.907	0.896	0.889	0.987
Mn	0.028	0.025	0.020	0.022	0.000
Mg	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.001	0.002	0.002	0.004	0.007
Na	0.000	0.003	0.002	0.002	0.002
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003
Tot.	2.000	2.000	2.000	2.000	3.000
Xusp					0.000
Xilm	0.923	0.938	0.923	0.917	

**Minéraux
opaques
Gabbro 71B**

	Op*
nb	51
SiO2	0.07
TiO2	11.97
Al2O3	0.54
Cr2O3	0.05
FeO*	80.46
MnO	0.37
MgO	0.03
CaO	0.10
Na2O	0.03
K2O	0.01
Tot.	93.26

Minéraux opaques
Gabbro 71B - Op5

[illegible]

**Mineraux opaques
Gabbro 71B**

Op8

Op11

	Op8	Op8	Op8	Op8	Op8	Op8	Op11	Op11	Op11	Op11
n° Ana	251	260	252	255	256	258	320	312	321	322
SiO2	0.06	0.07	0.09	0.03	0.08	0.01	0.00	0.13	0.02	0.06
TiO2	51.17	52.05	1.42	0.99	1.67	1.81	51.56	3.93	2.38	2.08
Al2O3	0.04	0.02	0.10	0.47	0.13	0.02	0.09	0.22	0.61	1.82
Cr2O3	0.05	0.14	0.00	0.05	0.07	0.08	0.00	0.03	0.06	0.09
FeO*	45.83	44.94	89.41	90.55	91.69	89.88	45.15	89.19	90.38	87.57
MnO	1.80	2.09	0.00	0.00	0.02	0.01	2.22	0.26	0.06	0.08
MgO	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.00	0.09	0.01	0.05	0.05
CaO	0.14	0.32	0.26	0.12	0.13	0.20	0.07	0.07	0.05	0.07
Na2O	0.13	0.00	0.03	0.06	0.03	0.01	0.00	0.05	0.00	0.10
K2O	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03
Tot.	97.48	97.59	91.38	92.35	93.84	92.01	97.01	93.63	93.56	91.87
Si	0.002	0.002	0.004	0.001	0.003	0.000	0.000	0.005	0.001	0.002
Ti	0.975	0.990	0.042	0.029	0.048	0.053	0.985	0.113	0.068	0.060
Al	0.001	0.001	0.005	0.022	0.006	0.001	0.003	0.010	0.027	0.083
Cr	0.001	0.003	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.002	0.003
Fe3+	0.051	0.013	1.908	1.923	1.892	1.890	0.029	1.757	1.833	1.798
Fe2+	0.920	0.937	1.025	1.009	1.038	1.043	0.930	1.099	1.061	1.036
Mn	0.039	0.045	0.000	0.000	0.001	0.000	0.048	0.008	0.002	0.003
Mg	0.002	0.001	0.003	0.002	0.002	0.000	0.003	0.000	0.003	0.003
Ca	0.004	0.009	0.011	0.005	0.005	0.008	0.002	0.003	0.002	0.003
Na	0.006	0.000	0.002	0.005	0.002	0.001	0.000	0.004	0.000	0.008
K	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002
Tot.	2.000	2.000	3.000	3.000	3.000	3.000	2.000	3.000	3.000	3.000
Xusp			0.042	0.029	0.048	0.053		0.114	0.070	0.065
Xilm	0.974	0.993					0.985			

Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN** - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.
- N°2 - G. QUERRE** - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND** - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- N°4 - D. PRIOUR** - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO** - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.
- N°6 - J. DE POULPIQUET** - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY** - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). EPUISE
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).
EPUISE
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987).
EPUISE
- N°11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987).
90F.
- N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987).
75F.
- N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987).
95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987).
95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987).
265F.

- N°16 - E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévonien-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE** - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS** - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE** - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). 145F.
- N°20 - J.P. GRATIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT** - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tabl., 6 pl., (1988). 200F.
- N°22 - S. BLAIS** - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F.

- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989). 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.

- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.
- N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig., (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM
ORGANISME
ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 20,00 F				
Total				
Frais d'envoi				
Montant total				

Veuillez établir votre chèque au nom de l' Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.

