



HAL
open science

**PETROGENESE DES MAGMAS CALCO-ALCALINS :
exemple des granitoïdes cadomiens de la région
trégorroise (Massif Armoricain)**

Pierrick Graviou

► **To cite this version:**

Pierrick Graviou. PETROGENESE DES MAGMAS CALCO-ALCALINS : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricain) . Sciences de la Terre. Université de Rennes 1, 1984. Français. NNT : . tel-01759699

HAL Id: tel-01759699

<https://insu.hal.science/tel-01759699>

Submitted on 5 Apr 2018

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.

PETROGENESE DES MAGMAS

CALCO - ALCALINS :

exemple des granitoïdes cadomiens

de la région trégorroise

(Massif Armoricain)

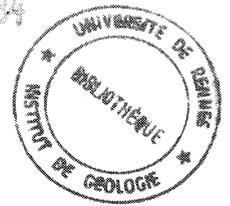


22 NOV. 1984

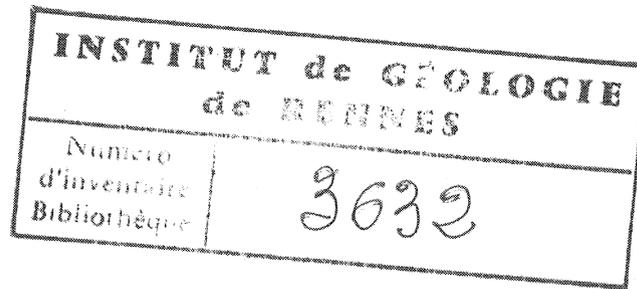


INSTITUT de GÉOLOGIE de RENNES	
Numero d'inventaire Bibliothèque	3632

22 NOV. 1984



SERIE : C
NO d'Ordre : 840
N° de Série : 328



Thèse
Présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES I

U.E.R. "Structures et Propriétés de la Matière"

pour obtenir

le titre de DOCTEUR en TROISIEME CYCLE
Spécialité : GEOLOGIE

par
Pierrick GRAVIOU

Sujet de la Thèse : PETROGENESE DES MAGMAS CALCO-ALCALINS : exemple
des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricaïn).

Soutenue le 23 Mars 1984

devant la Commission d'Examen

MM. J. HAMEURT	Professeur, Université de Rennes.	Président
B. AUVRAY	Maître-Assistant, Univ. de Rennes	
B.M. JAHN	Professeur, Université de Rennes.	
R. MAURY	Professeur, Université de Brest	Examineurs
J.B. ORSINI	Professeur, Université de St-Etienne.	

" Emouvant aboutissement d'un labeur
titanesque dont les racines plongent
tout droit dans l'océan secret des
sentiments tumultueux qui me secouent
jusqu'aux antipodes".

Greg

A tous ceux qui ont participé
à l'élaboration de ce mémoire,

merci.

AVANT-PROPOS

CHAPITRE I - INTRODUCTION	1
I - CADRE GEOLOGIQUE.	1
A. Le Protérozoïque inférieur.	1
B. Le Protérozoïque supérieur.	4
C. Le magmatisme fini-précambrien.	5
D. Le Paléozoïque.	6
E. Le complexe filonien.	6
II - TRAVAUX ANTERIEURS.	7
A. Les travaux anciens.	7
B. Les travaux modernes.	8
C. Les travaux récents.	8
III - PRESENTATION DU MEMOIRE.	12
A. Principaux objectifs.	12
B. Techniques d'étude.	13
C. Plan du mémoire.	14
CHAPITRE II - ETUDE PETROGRAPHIQUE.	17
I - CARACTERES GENERAUX.	17
II - LA MICROGRANODIORITE DE PLEUBIAN.	20
A. Caractères macroscopiques.	20
B. Caractères microscopiques.	20
1°) Les phénocristaux.	20
2°) La mésostase.	22
III - LA GRANODIORITE DE TALBERG.	24
A. Caractères macroscopiques.	24
B. Caractères microscopiques.	26

IV - LE MICROGRANITE DE LAUNAY ET SES ENCLAVES.	28
A. Le microgranite.	28
1°) Les phénocristaux.	28
2°) La mésostase.	30
B. Les enclaves granodioritiques.	30
V - LE GRANITE DE POMELIN-BREHAT.	31
A. Caractères macroscopiques.	31
B. Caractères microscopiques.	31
VI - LE GRANITE DE PORT-BLANC.	34
A. Caractères macroscopiques.	34
B. Caractères microscopiques.	34
VII - LA DIORITE DE CASTEL-MEUR.	36
A. Caractères macroscopiques.	36
B. Caractères microscopiques.	37
C. Relations enclaves - encaissant.	39
VIII - CONCLUSIONS.	43
CHAPITRE III - ETUDE MINERALOGIQUE.	49
I - LES MINERAUX OPAQUES.	49
II - LE CLINOPYROXENE.	51
III - LES AMPHIBOLES.	59
A. Les amphiboles primaires.	59
B. Les amphiboles secondaires.	70
IV - LA BIOTITE.	73
V - LE FELDSPATH ALCALIN.	73
VI - LES MINERAUX ACCESSOIRES.	73

VII - CONCLUSIONS.	75
CHAPITRE IV - ETUDE GEOCHIMIQUE.	79
I - LES ELEMENTS MAJEURS.	79
A. L'ensemble granodioritique.	79
B. L'ensemble granitique.	82
C. Nomenclature et classifications.	82
D. Affinité géochimique globale.	85
II - LES ELEMENTS EN TRACES.	92
III - LES TERRES RARES.	95
IV - ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE ET ISOTOPIQUE.	100
CHAPITRE V - INFLUENCE DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE.	107
I - CRISTALLISATION FRACTIONNEE - DÉFINITIONS - MISE EN EVIDENCE.	107
II - APPLICATION AU BATHOLITE NORD-TREGORROIS.	107
A. Approche qualitative.	113
1°) Rôle des minéraux essentiels.	113
2°) Rôle des minéraux accessoires.	121
3°) Discussion.	125
B. Résultats quantitatifs.	126
C. Conclusions.	134
III - MECANISMES DE CRISTALLISATION ET MISE EN PLACE DES MAGMAS.	139
IV - CONDITIONS THERMODYNAMIQUES DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE.	141
A. La teneur en eau.	142
B. La pression totale.	148

C. La fugacité d'oxygène.	150
D. La température.	151
V - CONCLUSIONS	154
CHAPITRE VI - GENESE DES MAGMAS.	157
I - ROLE DE LA CROUTE CONTINENTALE.	158
A. Généralités.	158
B. Les granitoïdes trégorrois : origine crustale ou mantélique ?	159
1°) Apport de la géochimie isotopique du strontium.	160
2°) Critères pétrographiques et géochimiques.	161
II - ROLE DE LA CROUTE OCEANIQUE SUBDUCTEE.	163
A. Généralités.	167
B. Modélisations.	168
1°) Choix des paramètres.	168
2°) Résultats - Discussions.	170
III - ROLE DE LA CROUTE CONTINENTALE INFERIEURE.	175
A. Modélisations.	179
B. Discussion.	185
IV - ROLE DU MANTEAU SUPERIEUR.	185
A. Travaux expérimentaux.	186
B. Modélisations.	189
V - MODELES COMPLEXES - DISCUSSION.	194
A. Généralités.	194
B. Régime thermique des zones de subduction.	195
1°) Croûte océanique chaude - manteau froid.	195
2°) Croûte océanique chaude - manteau chaud.	197
3°) Croûte océanique froide - manteau froid.	199
4°) Croûte océanique froide - manteau chaud.	199

VI - CONCLUSIONS.	211
CONCLUSIONS GENERALES.	213
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.	217
ANNEXE.	

AVANT - PROPOS

Terreur et superstition! Voilà ce que le volcanisme, seule manifestation magmatique connue dans l'Antiquité, inspirait aux observateurs de l'époque. Longtemps considéré en effet comme l'expression de la colère ou du travail des divinités, le magmatisme est actuellement démystifié.

Pourtant, aujourd'hui encore, lorsqu'il s'agit d'expliquer l'origine des magmas calco-alcalins, certains scientifiques n'hésitent pas à invoquer avec humour l'intervention du Démon.

Les roches calco-alcalines sont parmi les mieux représentées à la surface de la Terre. Directement liées à la croissance des continents, on les rencontre essentiellement au niveau des zones de subduction et ce, depuis l'Archéen jusqu'à la période actuelle. Cependant, malgré l'intérêt que ces roches suscitent depuis plusieurs années auprès des chercheurs, le problème de leur genèse reste toujours inexpliqué.

Ce travail n'a pas la prétention d'apporter La Réponse. Il représente uniquement une contribution à l'étude générale de ce phénomène. Pour ce faire, l'étude du Batholite Nord-Trégorrois, complexe plutonique armoricain lié à une paléozone de subduction d'âge cadomien, a été retenue.

Outre son apport à la connaissance du magmatisme orogénique à l'échelle globale, une telle étude permettra de préciser la reconstitution des événements ayant aboutit à la formation de la croûte continentale ancienne dans le domaine nord-armoricain.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

I - CADRE GEOLOGIQUE.

Situé dans la partie la plus septentrionale du Massif Armoricaïn et se rattachant par conséquent au domaine domnonéen (Fig.1), le Batholite Nord-Trégorrois, également connu sous le nom de massif de Perros-Guirec - Bréhat, s'étend sur une longueur de 40 kilomètres et une largeur de 10 kilomètres environ. Cet ensemble plutonique, constitué de granitoïdes cadomiens, forme ainsi une bande côtière depuis l'île de Bréhat à l'Est jusqu'à la Baie de Lannion à l'Ouest (Fig.2). Malgré son extension géographique modeste, le Trégor présente une diversité d'unités lithologiques tant au point de vue de la nature des roches qu'à celui de leur âge; on peut y reconnaître :

A - Le Protérozoïque inférieur.

L'histoire géologique de la région trégorroise débute dès le Protérozoïque inférieur (Pentévrien) ainsi qu'en témoigne l'existence de reliques d'un socle gneissique ayant fourni un âge d'environ 2000 M.a. (Auvray et al., 1980a). Ce socle ancien constitue la bordure ouest du Batholite Nord Trégorrois (gneiss de Trébeurden) mais se retrouve également en petits lambeaux au sein de ce massif et en particulier dans la région de Pleubian (gneiss de Port-Béni). Dans les deux

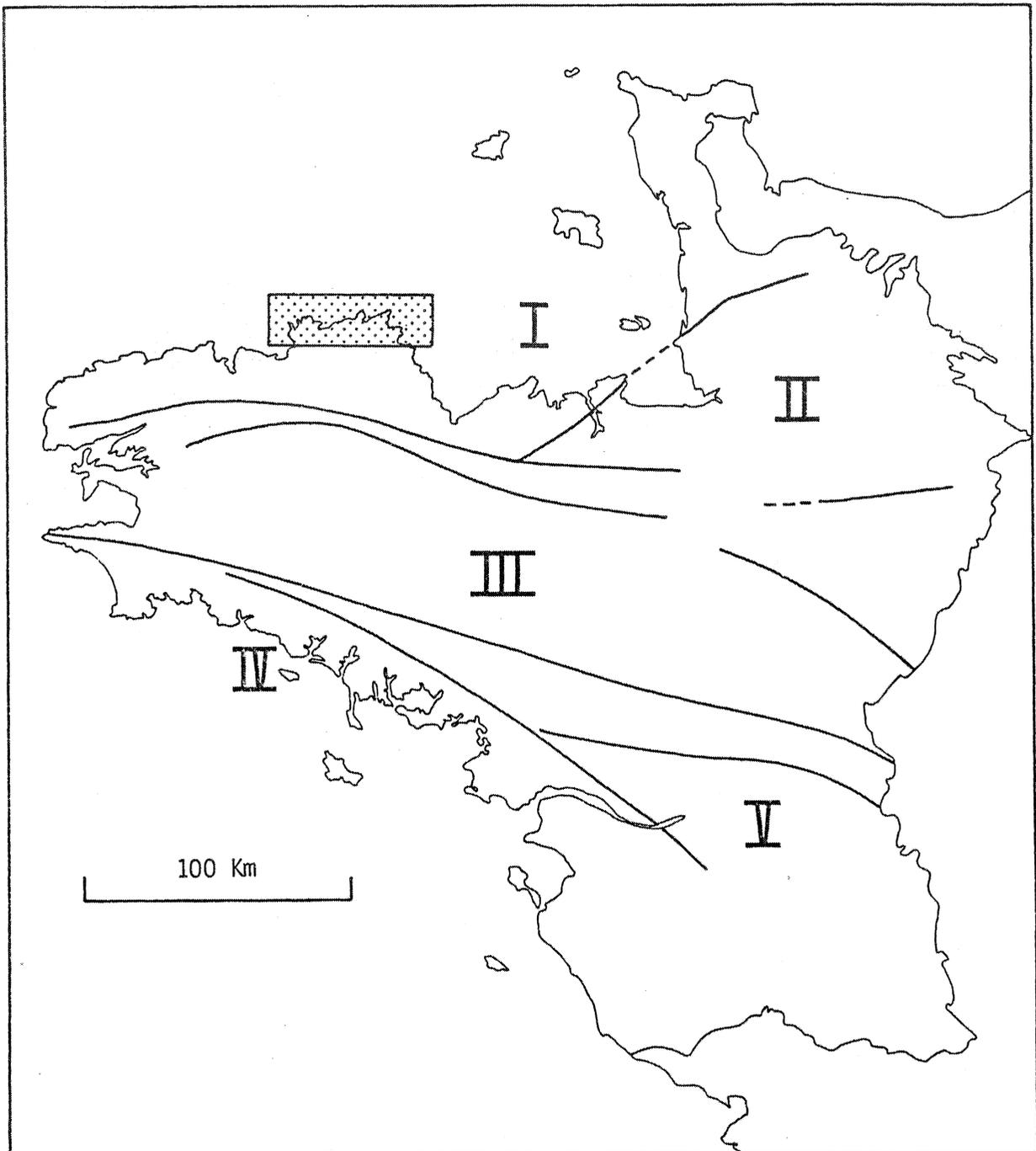


Figure 1 : Les principaux domaines structuraux du Massif Armoricain (d'après Cogné, 1974). Localisation de la région étudiée. (I) : domaine domnonéen ; (II) : domaine mancellien ; (III) : domaine centre-armoricain ; (IV) : domaine de l'anticlinal de Cornouailles ; (V) : domaine ligérien.

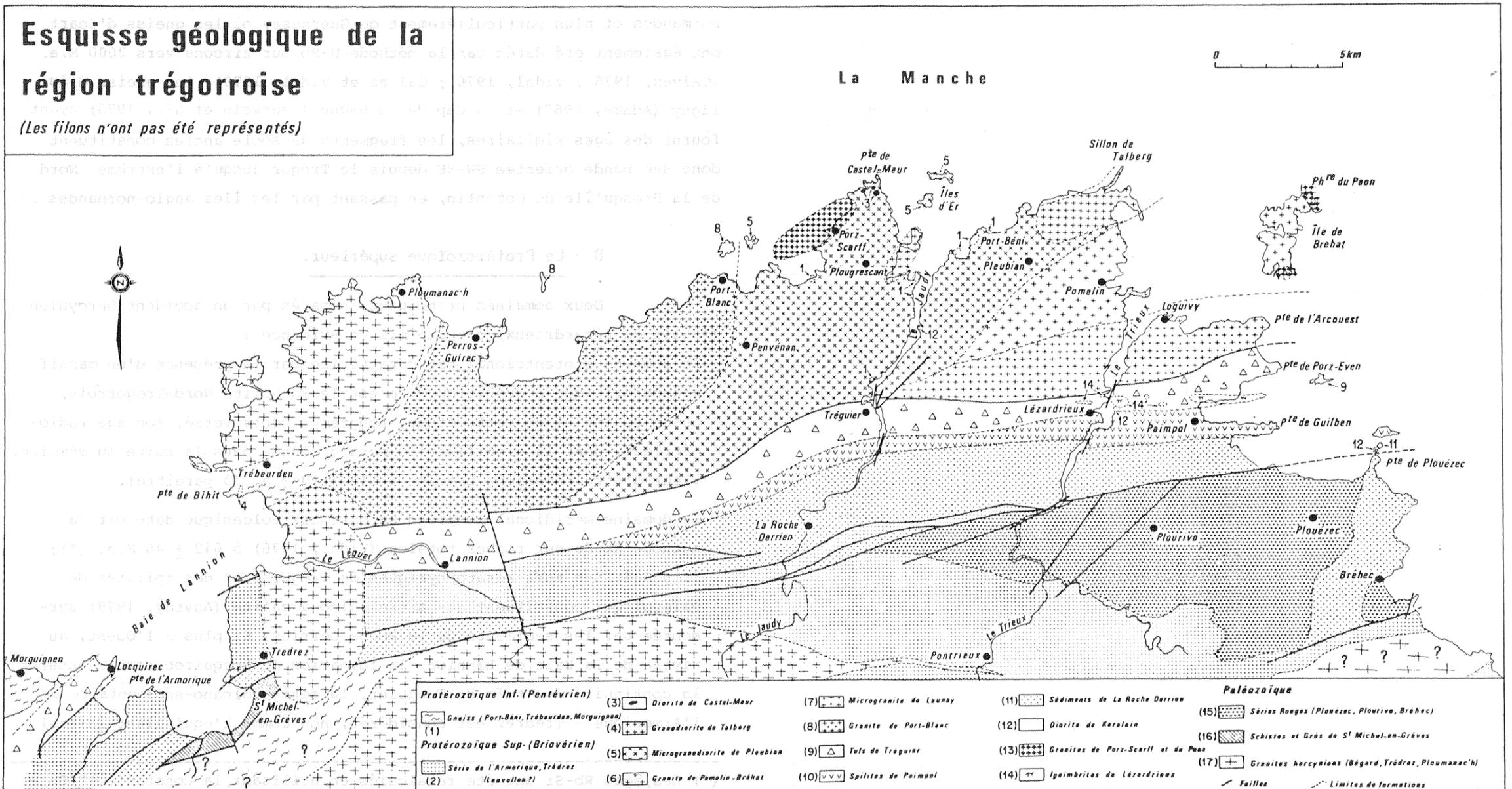


Figure 2 : Carte géologique de la région trégorroise (d'après Auvray, 1979)

cas, il s'agit essentiellement de séries calco-alcalines d'origine volcanique comportant des termes basiques et acides (compositions basaltiques à rhyolitiques) métamorphisés en amphibolites et leptynites (Auvray, 1979) ; localement, la présence de micaschistes indique quelques rares épisodes sédimentaires. Il faut enfin signaler l'existence, intrusifs dans ces formations volcano-sédimentaires, d'anciens granites porphyroïdes (orthogneiss à phénocristaux de feldspath) qui ont fait l'objet des travaux géochronologiques précédemment évoqués.

Ces gneiss sont à rapprocher de ceux des îles anglo-normandes et plus particulièrement de Guernesey où les gneiss d'Icart ont également été datés par la méthode U-Pb sur zircons vers 2000 M.a. (Calvez, 1976 ; Vidal, 1976 ; Calvez et Vidal, 1978). Les gneiss d'Aurigny (Adams, 1967) et du Cap de la Hague (Leutwein et al., 1973) ayant fourni des âges similaires, les fragments de socle ancien constituent donc une bande orientée SW-NE depuis le Trégor jusqu'à l'extrême Nord de la Presqu'île du Cotentin, en passant par les îles anglo-normandes.

B - Le Protérozoïque supérieur.

Deux domaines principaux, séparés par un accident hercynien (faille de Lézardrieux) ont été mis en évidence :

- Le domaine septentrional est caractérisé par la présence d'un massif granodioritique à granitique : c'est le Batholite Nord-Trégorrois, objet essentiel de cette étude. Longtemps controversé, son âge radiométrique, dont la signification sera discutée dans la suite du mémoire, vient d'être récemment précisé à 615 ± 10 M.a. (à paraître).
- Le domaine méridional comprend un ensemble volcanique daté par la méthode Rb-Sr sur roches totales (Vidal, 1976) à 642 ± 46 M.a. (*); il s'agit des tufs kératophyriques de Tréguier et des spilites de Paimpol qui constituent une série calco-alcaline (Auvray, 1979) surmontée par les sédiments de la Roche-Derrien. Si plus à l'Ouest, au niveau de la Baie de Lannion, la formation de Locquirec semble assurer la continuité des tufs de Tréguier, la série volcano-sédimentaire de l'Armorique - Trédrez est considérée, non comme l'équivalent latéral

(*) Les âges Rb-Sr ont été recalculés en utilisant la constante $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$; les erreurs sont données à $\pm 2 \sigma$ multipliées par $\sqrt{\text{MSWD}}$ lorsque MSWD est supérieur à 1.

des spilites de Paimpol, mais comme le prolongement occidental de la série de Lanvollon (Auvray, 1979 ; Rabu et al., 1984). Il faut enfin noter la présence, dans ce domaine sud-trégorrois, de petites intrusions dioritiques (diorite de Keralain - Taurel) ou granodioritiques (granodiorite de Beg Ar Fourm) également rapportées au Briovérien supérieur.

Les manifestations magmatiques cadomiennes ne constituent pas un événement limité à la seule région trégorroise. Dans la Baie de Saint-Brieuc par exemple, la diorite de Saint-Quay et celle de Coëtmiex Fort-la-Latte sont datées respectivement à 583 ± 40 M.a. (Vidal et al., 1972) et 593 ± 15 M.a. (Vidal et al., 1974). Plus à l'Est, dans le domaine mancellien, Jonin et Vidal (1975) obtiennent un âge de 618 ± 23 M.a. pour la granodiorite de Vire. Malgré l'imprécision des résultats, il faut également citer les travaux d'Adams (1967) qui estime à 693 ± 70 M.a. l'âge de la granodiorite de l'Erée (Guernesey), ou ceux de Leutwein et al. (1973) qui font état d'orthogneiss à 550 - 600 M.a. dans la région du Cap de la Hague. Enfin, dans le domaine de l'anticlinal de Cornouaille, la granodiorite de Port-Manech datée à 592 ± 10 M.a. (Vidal, 1976) témoigne d'une activité magmatique sud-armoricaine au Protérozoïque supérieur.

C - Le magmatisme fini-préCambrien.

C'est un magmatisme représenté dans le domaine nord-trégorrois par les granites de Porz-Scarff (Plougrescant) et du Paon (Bréhat) ainsi que par leur équivalent hypovolcanique filonien, le microgranite de Loguivy. Ces granites alcalins, intrusifs dans le Batholite Nord-Trégorrois, ont un âge de 552 ± 8 M.a. et sont considérés comme étant cogénétiques des ignimbrites de Lézardrieux datées à 547 ± 57 M.a. (Auvray et Vidal, 1973 ; Auvray, 1975, 1979 ; Vidal, 1976). Là encore, il ne s'agit pas d'intrusions restreintes à la région trégorroise. Si la datation à 561 ± 68 M.a. (Vidal, 1976) du microgranite du Verdelet (Baie de Saint-Brieuc) reste malheureusement imprécise, on connaît des massifs granitiques ou granodioritiques d'âge similaire dans les îles anglo-normandes; Adams (1967) obtient en effet un âge de 549 ± 11 M.a. sur un granite de la partie sud-ouest de Jersey et date la granodiorite de Cobo (Guernesey) à 559 ± 15 M.a.

D - Le Paléozoïque.

Localisé à l'extrémité ouest du domaine nord-trégorrois, le complexe annulaire sub-alcalin de Ploumanac'h est constitué de trois granites emboîtés. Tardi-orogénique (Barrière, 1976, 1977), ce massif hercynien daté à 303 ± 15 M.a. (Vidal, 1976) représente l'un des événements magmatiques les plus récents du Massif Armoricain. Plus au Sud, le granite de Trédrez est considéré comme une apophyse du massif de Plouaret-Bégard. Il appartient à l'ensemble des granites hercyniens de type Quintin, Moncontour, Dinan, qui jalonnent le puissant accident séparant le domaine domnonéo-mancellien du domaine centre armoricain. Son âge, estimé jusque là vers 310 - 320 M.a. à partir des mesures ponctuelles en K-Ar (Adams, 1967 ; Leutwein, 1968), vient d'être déterminé à 329 ± 5 M.a. (Peucat et al., sous presse).

Il faut enfin noter la présence de deux formations sédimentaires d'âge paléozoïque; il s'agit des schistes et grès ordoviciens de Saint-Michel-en-Grève et des séries rouges de Plouézec-Plourivo dont les volcanites interstratifiées ont été datées à 472 ± 5 M.a. (Auvray et al., 1980 b).

E - Le complexe filonien.

Essentiellement situés dans le domaine nord-trégorrois, ces filons peuvent être rapportés à trois groupes lithologiques principaux (Barrois, 1908 ; Auvray, 1979) :

- Les albitophyres d'Er, constitués de filons andésitiques et spilitiques, représentent le groupe le plus ancien. Il recoupe le massif de Perros - Guirec - Bréhat mais sa mise en place est antérieure à l'apparition du magmatisme alcalin fini-précambrien.
- Les dolérites du Trieux (pour Barrois, les diabases ophitiques de Pleubian) constituent un réseau extrêmement dense intrusif dans l'ensemble des formations du domaine nord-trégorrois, à l'exception du granite de Ploumanac'h.
- Les lamprophyres de Trestraou (pour Barrois, les porphyrites micacées) correspondent à de rares filons de kersantite, les plus récents de la région.

II - TRAVAUX ANTERIEURS.

L'étude historique de la région trégorroise ayant déjà été largement développée (Auvray, 1979), cette partie se limitera au rappel de quelques travaux essentiels permettant de suivre le cheminement des idées.

A - Les travaux anciens.

C'est en 1827 que Puillon Boblaye esquisse le premier schéma géographique et géologique du Massif Armoricaïn; dans un chapitre consacré à la géologie trégorroise, il définit à l'extrémité nord de la région un ensemble constitué de "granite et de syénite". En 1841, dans le mémoire accompagnant la carte géologique de France, Dufresnoy et Elie de Beaumont mentionnent la présence, dans le Trégor, de "terrains cristallisés" ou "terrains primitifs". A l'occasion du levé de la carte géologique du département des Côtes du Nord, de Fourcy (1844) décrit ces "terrains primitifs" : il s'agit essentiellement de "granite amphibolique et de syénite".

Il faut ensuite attendre la fin du dix-neuvième siècle pour que Barrois, à travers l'étude du Massif Armoricaïn, reprenne les travaux des auteurs précédents. Les notes successives qu'il publie alors (Barrois, 1881, 1884, 1888, 1897, 1898) vont lui permettre, dès 1898, d'établir un tableau stratigraphique remarquable dans lequel les principales formations trégorroises sont déjà définies; il insiste même sur l'identité des volcanites de Paimpol et des terrains des îles anglo-normandes ou du Nord du Cotentin.

En 1899, dans un article relatif à la carte géologique de Tréguier, Barrois marque la distinction entre le granite de Perros-Guirec, anté-cambrien, et le granite de Trégastel, carbonifère. La publication des feuilles de Tréguier et Lannion au 1/80.000ème (Barrois 1908 a et b) constitue une synthèse de tous ces travaux : contenant en enclaves les "micaschistes et gneiss fondamentaux" de Port-Béni, le granite anté-cambrien de Perros-Guirec, anciennement appelé granite à amphibole de Tréguier, occupe la partie nord de la région; le domaine sud comprend un ensemble volcanique, la bande synclinale de Paimpol, et une formation sédimentaire briovérienne, la bande anticlinale de la Roche-Derrien; ces principales unités sont recoupées par les granites de Trégastel et Plouaret.

Ce dernier schéma, très semblable au modèle actuel, sera remis en cause quelques années plus tard; Milon (1928, 1934, 1936) propose en effet un âge carbonifère pour l'ensemble du Trégor, qu'il s'agisse des granites ou des formations volcaniques. Par contre, si Barrois (1930, 1932, 1934) semble confirmer l'âge hercynien du granite de Perros-Guirec, il hésite sur la position des volcanites de Paimpol qu'il considère tantôt briovériennes, tantôt cambriennes.

B - Les travaux modernes.

Pruvost (1949), au cours d'un travail synthétique sur le Massif Armoricaïn, est amené à considérer le Trégor comme une partie de la Domnonée, individualisée au cours de la phase orogénique cadomienne; influencé par les travaux de Milon, il réaffirme cependant l'âge carbonifère des volcanites de Paimpol et de tous les granites trégorrois. Il faut alors attendre les travaux de Delattre et al. (1952) puis ceux de Laffite (1955) pour que l'ensemble volcanique du domaine sud-trégorrois soit définitivement attribué au Briovérien. La position stratigraphique du massif de Perros-Guirec, que Sandréa (1958) rapporte au cambro-ordovicien ou que Verdier (1968) assimile au socle pentévrien, n'est toujours pas déterminée. Cependant, en 1967, Adams met en évidence l'âge anté-cambrien de ce massif à partir de mesures radiométriques ponctuelles sur minéraux (hornblende, K/Ar : 670 ± 17 M.a. - biotite, Rb/Sr : 623 ± 17 M.a. - biotite, K/Ar : 587 ± 14 M.a.).

C - Les travaux récents.

En 1975, Lefort met en évidence une importante zone d'anomalies magnétiques allongées depuis le Sud de la Cornouaille anglaise jusqu'à l'Ouest du Massif Armoricaïn. Interprétant ces anomalies comme la trace d'un ancien océan (océan de la Manche) maintenant réduit à une suture cryptique, il envisage (Lefort, 1975, 1977) l'existence, en Manche occidentale, d'une zone de paléosubduction qu'il associe à l'orogénèse calédonienne.

Ayant pour but d'étudier la genèse et l'évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricaïn, Auvray (1972 a et b, 1974, 1975) va accumuler, pendant près de 10 ans, les données pétrographiques et géochimiques qui le conduiront à caractériser (Auvray,

1979) les principales formations trégorroises. Il met ainsi en évidence l'existence de reliques d'un socle pentévrien, définit le caractère calco-alcalin des manifestations magmatiques cadomiennes (Batholite Nord-trégorrois, tufs de Tréguier et spilites de Paimpol) et établit l'affinité alcaline du magmatisme fini-précambrien (granites de Porz-Scarff et du Paon, microgranite de Loguivy et ignimbrites de Lézardrieux). Il propose d'expliquer cette intense activité magmatique par un phénomène de subduction qui aurait affecté le domaine nord-armoricain au Protérozoïque supérieur (Fig.3). Cette hypothèse est renforcée par la présence, dans l'ensemble de la zone domnonéo-mancellienne, de formations briovériennes calco-alcalines. On peut citer à ce propos le massif dioritique de Saint-Quay-Portrieux (Arnaud, 1980), la granodiorite de Vire (Jonin, 1973, 1981), ou les spilites de la baie de Douarnenez (Maillet, 1977 ; Auvray et Maillet, 1977). Lefort se rallie alors à cette dernière proposition (Auvray et Lefort, 1979).

La reconnaissance en mer d'Irlande, dans le "Monian complex" d'une ancienne fosse océanique ainsi que l'identification, au niveau du Pays de Galles, d'un arc magmatique briovérien (600 - 650 M.a.) d'affinité calco-alcaline conduisent Wright (1977) à envisager une zone de paléosubduction liée à la fermeture de l'océan celtique au Protérozoïque supérieur. La présence dans les deux cas d'un magmatisme calco-alcalin d'âge briovérien, amène alors Wright à constater l'analogie entre l'orogénèse celtique et cadomienne; deux hypothèses sont proposées :

- l'une fait appel à une zone unique de subduction décrochée par une faille transformante cadomienne ou par des cisaillements senestres anté-hercyniens; dans ce schéma, les régions sud-britanniques ("Midland - Block") et le domaine domnonéo-mancellien constituent une même marge active (Fig. 4).

- l'autre, qui semble réunir tous les suffrages (Auvray, 1979 ; Cogné et Wright, 1980) implique deux subductions parallèles (Fig. 5); d'après Cogné et Wright, la première serait le moteur, en bordure de la marge pentévrienne, de la phase cadomienne I qui affecte le domaine nord du armoricain antérieurement à 660 M.a.; la seconde, en bordure nord du "Midland Block" serait responsable de la phase cadomienne II qui se développe dans l'ensemble des régions sud-britanniques et domnonéo-mancelliennes aux alentours de 600 M.a.

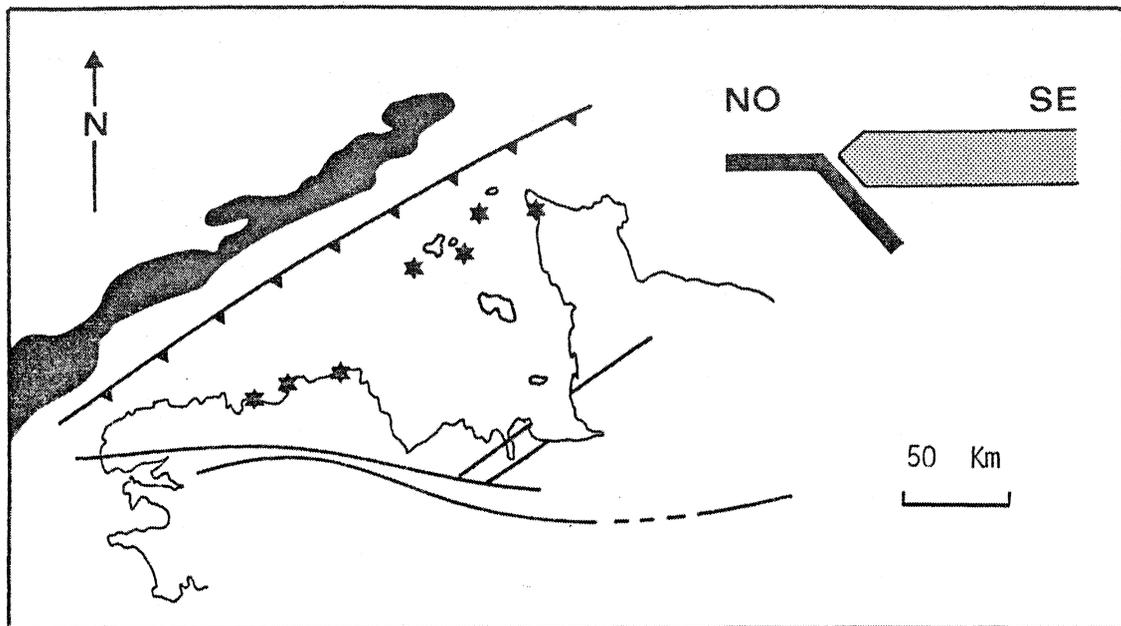


Figure 3 : Reconstitution schématique de la subduction au Protérozoïque supérieur dans le domaine nord-armoricain (d'après Auvray, 1979). Les étoiles indiquent les affleurements connus de socle protérozoïque (2000 Ma).

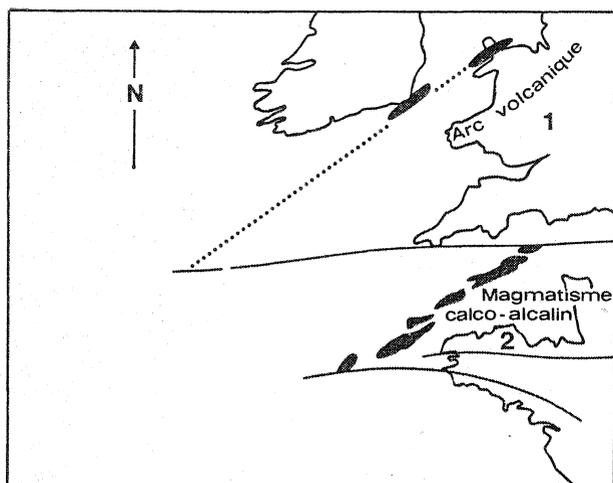


Figure 4 : Schéma interprétatif où le "Midland Block" (1) et le domaine domnonéo-mancellien (2) sont considérés comme une même marge active protérozoïque.

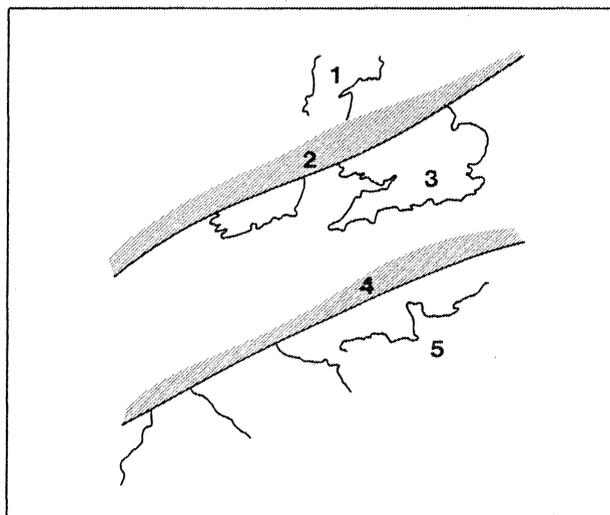


Figure 5 : Position des microplaques ouest-européennes au Protérozoïque supérieur selon Lefort (1975) et Auvray (1979). (1) : Micro-continent moisien; (2) : Océan longmyndien; (3) : Midland Block ; (4) : Océan de la Manche ; (5) : Bloc domnonéo-mancellien.

Cependant, les travaux récents (Rabu et al., 1982, 1983 ; Balé et Brun, 1983) qui font état d'une seule phase majeure de déformation (\sim 600 M.a.) dans le Briovérien de la baie de Saint-Brieuc devraient permettre de reconsidérer l'évolution de la chaîne cadomienne.

Quoi qu'il en soit, l'existence d'une paléo-subduction au niveau de la marge pentévrienne est bien établie; cette subduction cadomienne induit, dans le domaine nord-armoricain, un magmatisme briovérien essentiellement calco-alcalin mais devenant localement alcalin à la fin des temps protérozoïques (550 M.a.).

D'autre part, si dans le domaine nord-atlantique il existe au cours du Protérozoïque moyen (1800 - 1000 M.a.) une importante activité magmatique s'achevant par l'orogène grenvillien, aucun événement entre 1800 M.a. et 1000 M.a. n'a été décelé dans les fragments de socle du Massif Armoricain ; s'appuyant sur les travaux de Charlot (1978) qui met en évidence une période de vacuité orogénique entre la période éburnéenne (1700 M.a.) et pan-africaine (600 M.a.) dans le craton ouest-africain, Auvray (1979) rapproche alors le "bloc pentévrien" de la province sud-atlantique.

III - PRESENTATION DU MEMOIRE.

A - Principaux objectifs.

Constitué de granodiorites et de granites d'affinité calco-alcaline, le Batholite Nord-Trégorrois représente un exemple de massif dont la mise en place est liée à l'existence d'une subduction. L'étude pétrographique, pétrologique et géochimique entreprise ici a donc pour but essentiel d'essayer de comprendre les mécanismes de formation de la croûte continentale armoricaine au Protérozoïque supérieur. C'est dans ce sens et à travers l'évolution de la région trégorroise, que le problème plus général de la genèse des magmas calco-alcalins sera abordé. Au cours de ce travail, il s'agira par conséquent :

- de définir les principaux types de roches et de préciser leurs relations mutuelles.
- d'expliquer les mécanismes de différenciation du (des) magma(s) en évaluant le rôle de la cristallisation fractionnée et (ou) de la fusion partielle.
- d'estimer les conditions thermodynamiques de la cristallisation et de la mise en place des magmas.
- de fixer des contraintes d'ordre pétrologique ou géochimique permettant d'approcher la nature de la source des magmas trégorrois.
- d'entamer une discussion sur la genèse des magmas orogéniques, tant tholéitiques que calco-alcalins.
- enfin, de replacer la région trégorroise dans son contexte géologique armoricain.

B - Techniques d'étude.

L'étude pétrographique a nécessité tout d'abord un travail de terrain consistant à reconnaître les différents types de roches, à déterminer leurs caractères macroscopiques principaux et à compléter l'échantillonnage déjà effectué par B. Auvray. En laboratoire, deux types de techniques ont été employés : la microscopie optique à transmission ou à réflexion pour déterminer les minéraux et la microsonde électronique (Camebax) pour connaître leur composition chimique.

En ce qui concerne l'étude géochimique, elle a demandé l'utilisation de trois techniques :

- la fluorescence X (spectromètre X Siemens SR5) pour le dosage de la plupart des éléments majeurs (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 total, MnO, CaO, K_2O , TiO_2 et P_2O_5) et celui de quelques éléments en traces (Rb, Sr, Ba, V, Co, Ni, Nb, Y et Zr).
- l'absorption atomique (Perkin Elmer 403) pour le dosage de Na_2O et MgO.
- La spectrométrie de masse (Cameca TSN 206) pour le dosage des terres rares par dilution isotopique et pour l'étude géochronologique (méthode U-Pb sur zircons).

Les analyses minéralogiques (microsonde électronique) ont été obtenues à Brest, au Centre Océanologique de Bretagne (C.O.B) par D. Hermitte, M. Bonn et moi-même. Les analyses chimiques de roches totales ont été effectuées au laboratoire de Géologie de Rennes, avec la collaboration de F. Vidal, M. Lemoine, B.M. Jahn et J. Cornichet. L'étude géochronologique a pu être réalisée grâce à la participation de Ph. Vidal, J.J. Peucat, D. Hermitte et J. Cornichet.

C - Plan du mémoire.

Le mémoire comprend deux parties : la première, essentiellement descriptive, est divisée en quatre chapitres et correspond à l'analyse des données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques; la deuxième, plutôt interprétative, permet en deux chapitres, de développer les points précédemment définis.

Premier chapitre : il est consacré à la présentation des principaux traits géologiques du Trégor dans son contexte armoricain ainsi qu'à l'analyse des travaux antérieurs.

Deuxième chapitre : il correspond à une description pétrographique et minéralogique détaillée des différentes roches du Batholite, tant à l'échelle macroscopique que microscopique. La séquence de cristallisation des minéraux y est définie.

Troisième chapitre : il complète l'étude précédente par un examen approfondi de la composition chimique des phases minérales, en particulier ferro-magnésiennes.

Quatrième chapitre : il comprend la présentation des caractères géochimiques des types pétrographiques observés (éléments majeurs, éléments en traces, terres rares) et s'achève par une étude géochronologique et isotopique. C'est dans ce chapitre qu'est confirmée l'affinité calco-alcaline du massif; ce dernier est alors comparé à des séries plutoniques ou volcaniques de contexte géodynamique semblable.

Cinquième chapitre : il a trait au rôle de la cristallisation fractionnée dont les mécanismes sont précisés; il comporte en outre une étude des conditions thermodynamiques ayant présidé à cette cristallisation et à la mise en place des magmas.

Sixième chapitre : les principales hypothèses concernant la nature de la source et le mode de différenciation des magmas calco-alcalins sont présentées. Ces hypothèses sont alors confrontées aux données de la pétrologie expérimentale, testées sur des modèles géochimiques, puis discutées.

Conclusion : Après un bref rappel des principaux résultats obtenus, le Batholite Nord-Trégorrois est replacé dans son contexte géodynamique régional.

CHAPITRE II

ETUDE PETROGRAPHIQUE

I - CARACTERES GENERAUX.

Dans le cadre d'un travail synthétique sur le Trégor, Auvray (1979) entreprend l'étude du massif de Perros Guirec - Bréhat auquel il donne le nom de Batholite Nord-Trégorrois. Il y distingue cinq types pétrographiques principaux que j'ai également retrouvés et qui peuvent être regroupés en trois ensembles de taille équivalente (Fig.6) : le granite de Pomelin - Bréhat et le microgranite de Launay occupent la partie orientale du complexe tandis que la microgranodiorite de Pleubian et la granodiorite de Talberg en constituent le centre; quant au granite de Port-Blanc, il forme l'extrémité ouest du batholite où réapparaît un petit massif granodioritique (type Talberg).

En ce qui concerne le volume primitif ou actuel de chacun des faciès, il est impossible à estimer; d'une part, le niveau d'érosion n'est pas connu et l'absence de relief interdit toute observation suivant la troisième dimension; d'autre part, si l'existence de la granodiorite de Beg Ar Fourm laisse supposer le prolongement du batholite vers le Sud, au delà de la faille de Lézardrieux, l'étude du substrat rocheux sous-marin au Nord de la région (Lefort, 1970) met également en évidence son extension dans cette direction. Le massif actuellement vi-

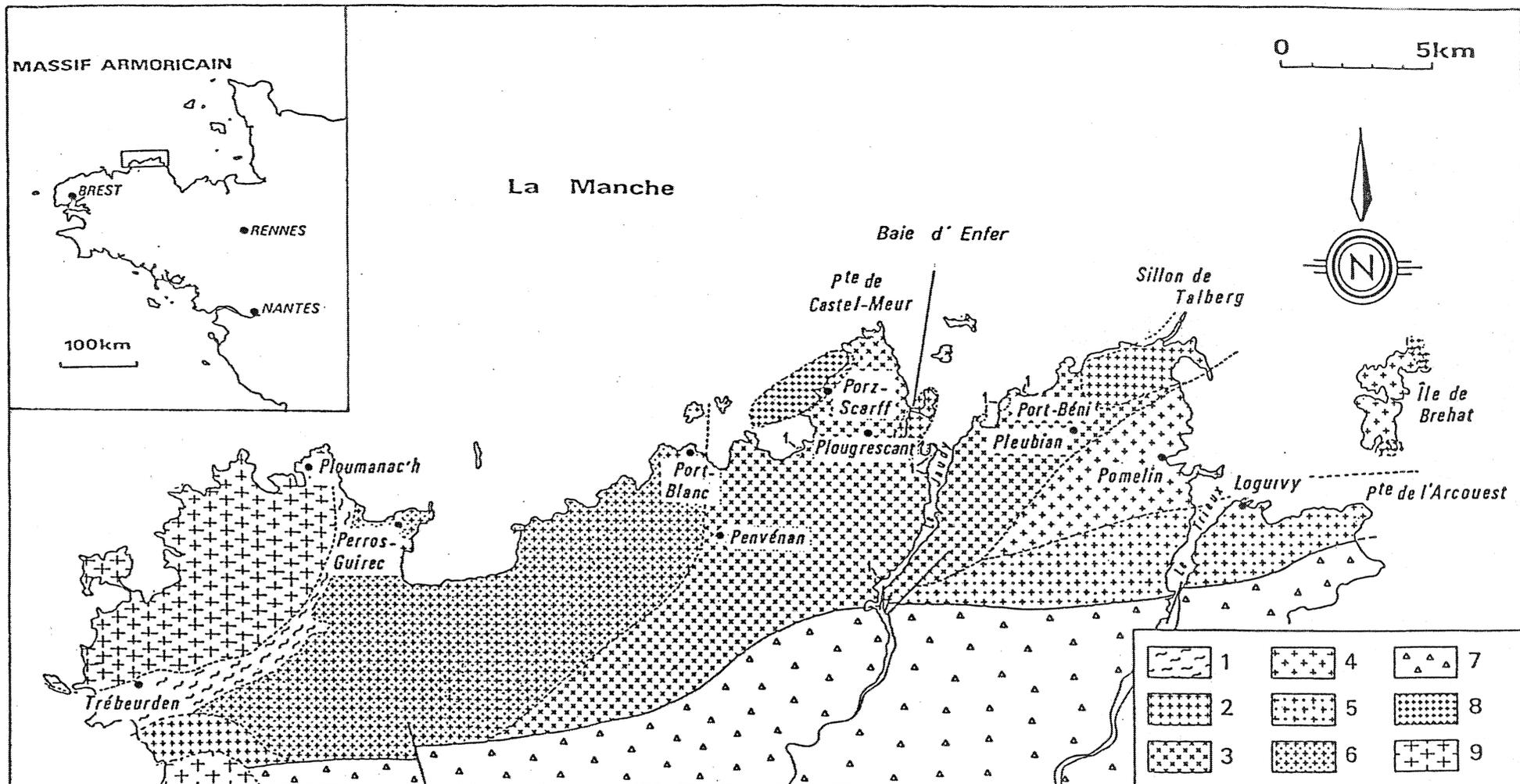


Figure 6 : Le Batholite Nord-Trégorrois (faciès 2, 3, 4, 5 et 6) dans son contexte géologique (d'après Auvray, 1979). (1) : socle granito-gneissique pentévrien ; (2) : granodiorite de Talberg ; (3) : microgranodiorite de Pleubian ; (4) : granite de Pomelin - Bréhat ; (5) : microgranite de Launay ; (6) : granite de Port-Blanc ; (7) : ensemble volcano-sédimentaire briovérien ; (8) : granites fini-précambriens ; (9) : granites hercyniens.

sible ne constitue donc probablement qu'un fragment d'un domaine magmatique plus vaste s'étendant en mer et en partie oblitéré par les formations sud-trégorroises.

Le manque d'affleurements limitant l'observation à la bande côtière, les contacts entre les trois unités précédemment définies ne sont jamais visibles, toujours masqués par des dépôts sableux. Auvray (1979) signale cependant, à l'extrémité du sillon de Talberg, une petite masse granitique qui paraît recouper cartographiquement les granodiorites; c'est le seul indice permettant d'envisager l'antériorité du granite de Pomelin - Bréhat par rapport à l'ensemble Pleubian - Talberg.

La microgranodiorite de Pleubian et la granodiorite de Talberg semblent, par contre, intimement associées; le passage entre les deux roches, toujours extrêmement diffus, se fait de manière progressive au niveau d'une véritable zone de mélange, identique à celle qui existe entre le granite de Pomelin - Bréhat et le microgranite de Launay. Les relations chronologiques entre les roches justifient donc leur appartenance aux ensembles mis en évidence géographiquement sans qu'il soit possible d'établir une succession dans l'apparition de ces trois unités. Cependant, l'absence de recristallisation et de métamorphisme de contact aux limites entre les faciès suggère une mise en place, sinon simultanée, du moins rapprochée dans le temps, des différents types pétrographiques. Il faut également signaler l'existence de la diorite de Castel Meur qui n'affleure qu'à l'état d'enclaves localisées dans la région de Plougrescant et dont les relations complexes avec la microgranodiorite de Pleubian seront étudiées dans la suite du mémoire.

L'absence quasi-générale de toute déformation constitue également une des particularités de ce batholite; les roches apparaissent toujours parfaitement équantes sauf au niveau du petit massif granodioritique occidental (type Talberg) où l'influence d'une tectonique hercynienne se traduit par le développement d'une foliation très frustrée orientée N 60 environ. Ailleurs, bien que les roches soient massives, il faut cependant noter l'existence de quelques petites zones de cisaillement et de fractures N-S décalant parfois de plusieurs mètres les filons doléritiques tardifs.

Tenues pour caractéristiques des granitoïdes (Didier, 1973 ; Leterrier et Debon, 1978), les enclaves microgrenues de forme ovoïde sont présentes dans toutes les roches du complexe et en particulier dans les

faciès grenus où elles peuvent être localement abondantes (sillon du Talberg, Ile à Bois); Auvray (1979) en reconnaît deux types : les unes, de couleur sombre, contiennent fréquemment des phénocristaux de feldspath et sont dioritiques; les autres, plus leucocrates, sont de nature granitique. Enfin, il faut souligner la rareté des filons aplitiques et l'absence générale de pegmatites.

II - LA MICROGRANODIORITE DE PLEUBIAN.

A - Caractères macroscopiques.

De teinte blanc-verdâtre lorsqu'elle est fraîche, la roche est caractérisée par la présence de phénocristaux automorphes de plagioclase (taille de 0,5 cm environ) et de minéraux ferro-magnésiens plus petits (amphibole et biotite), uniformément répartis dans une mésostase à grain fin. L'abondance de ces phénocristaux, très variable, est parfois telle qu'elle donne à la roche un aspect grenu; il est alors impossible, sur le terrain, de la distinguer de la granodiorite de Talberg. Il ne semble cependant pas exister de zonation minéralogique évidente à l'échelle du massif.

B - Caractères microscopiques.

Au microscope, la texture apparaît migrogrenue porphyrique (Fig.7), les phénocristaux constituant en général 50% de la roche totale : le plagioclase et l'amphibole sont abondants, la biotite toujours présente en faible quantité; le quartz par contre, est rare sous cette forme. Quant à la mésostase, essentiellement quartzo-feldspathique, elle est finement grenue, la présence de micropegmatites donnant parfois à la roche une allure granophyrique. La composition modale est celle d'une granodiorite dans la classification de Streckeisen (Tableau 1 ; Fig. 16).

1°) Les phénocristaux :

Le plagioclase : Toujours automorphe, il est caractérisé par des déstabilisations (saussuritisation et séricitisation) soulignant le zonage : épidoles au coeur du cristal, séricite en bordure. La macle de l'albite, la plus fréquente, permet néanmoins de déterminer optiquement la compo-

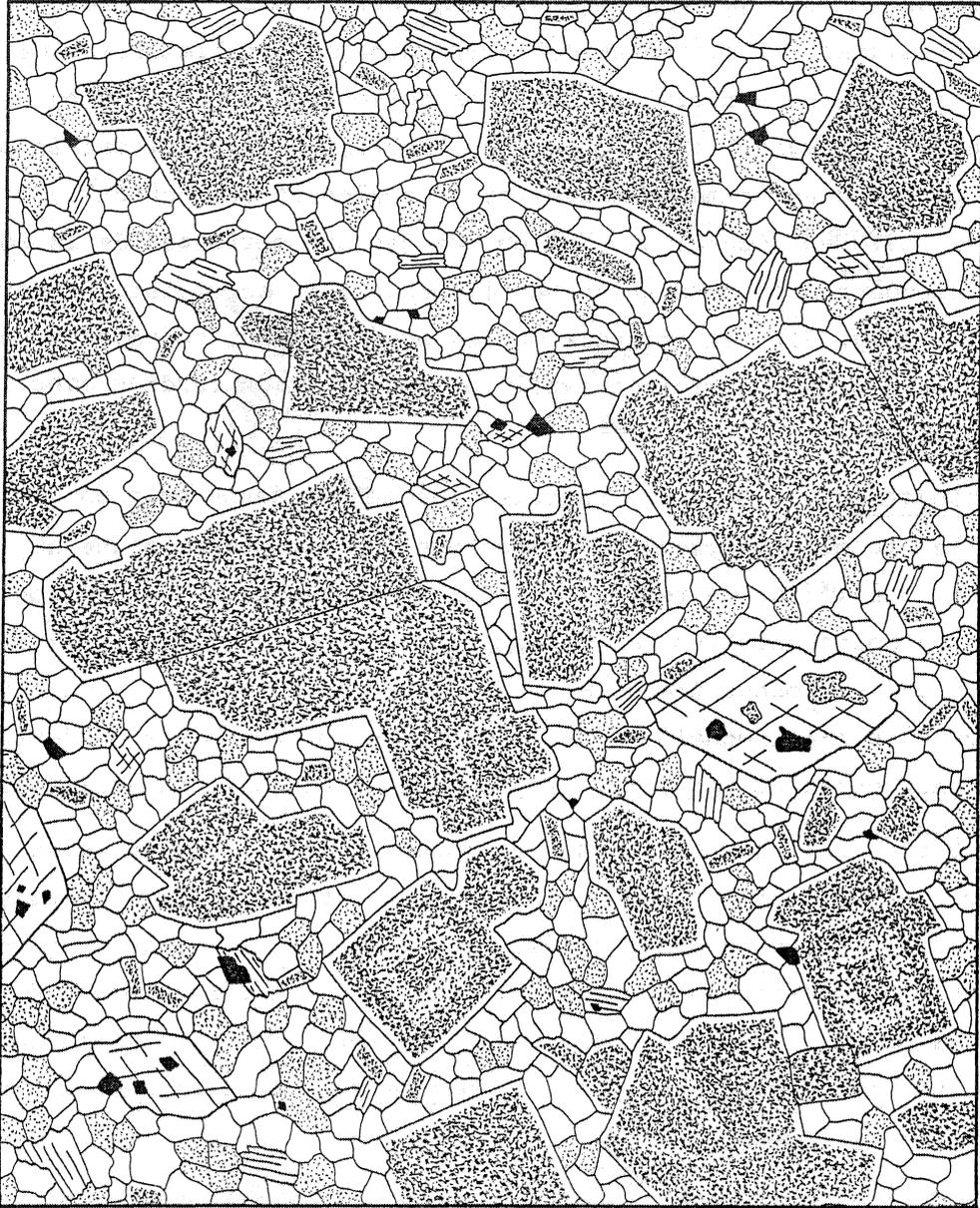


Figure 7 : Caractères microscopiques de la microgranodiorite de Pleubian. Phénocristaux : plagioclase séricitisé et amphibole. Matrice : plagioclase, feldspath potassique, amphibole, biotite, magnétite et quartz (X 10).

Le plagioclase : Automorphe à sub-automorphe, il a une composition d'oligoclase (An 20 en moyenne) et présente les mêmes caractères que les phénocristaux : déstabilisation fréquente et bordure albitique réactionnelle.

Les minéraux ferro-magnésiens : Il s'agit de biotite et de hornblende optiquement identiques aux phénocristaux; la couleur verte de l'amphibole est cependant plus accentuée.

Le feldspath potassique : C'est une orthose microperthitique xénomorphe souvent associée au quartz pour former des micropegmatites graphiques.

Le quartz : Abondant dans la mésostase, il se présente toujours en petites plages xénomorphes cimentant les autres constituants.

Les minéraux opaques : Seule la petite taille de ces minéraux explique leur attribution à la mésostase; en effet, les fréquentes inclusions dans les phénocristaux et en particulier dans le clinopyroxène, indiquent une cristallisation précoce. Qu'ils se présentent sous forme de grains automorphes ou de figures squelettiques (Fig.9), l'observation en lumière réfléchie montre qu'ils sont constitués d'une alternance de bandes de magnétite et d'ilménite

Les minéraux accessoires : L'apatite et le zircon sont les constituants accessoires les plus fréquents, généralement inclus dans les minéraux colorés. Les épidotes (zoïsite, clinozoïsite et pistachite) en petits cristaux automorphes peuvent être localement abondantes. Par contre, le sphène et l'allanite, bien que toujours présents, sont beaucoup plus rares. Enfin, il faut signaler l'existence de minéraux secondaires (épidotes, actinote, chlorite et séricite) représentant les produits de déstabilisation du plagioclase et des minéraux ferro-magnésiens.

III - LA GRANODIORITE DE TALBERG.

A - Caractères macroscopiques.

Des trois massifs principaux constitués par cette granodiorite, seuls ceux de la Baie d'Enfer (Plougrescant) et du sillon de Talberg, exempts de toute déformation, ont été étudiés.

Il s'agit d'une roche claire, à grain moyen (0,5 cm environ), dans laquelle le plagioclase et les minéraux ferro-magnésiens (amphibole et biotite) sont toujours présents mais en quantité extrêmement variable.

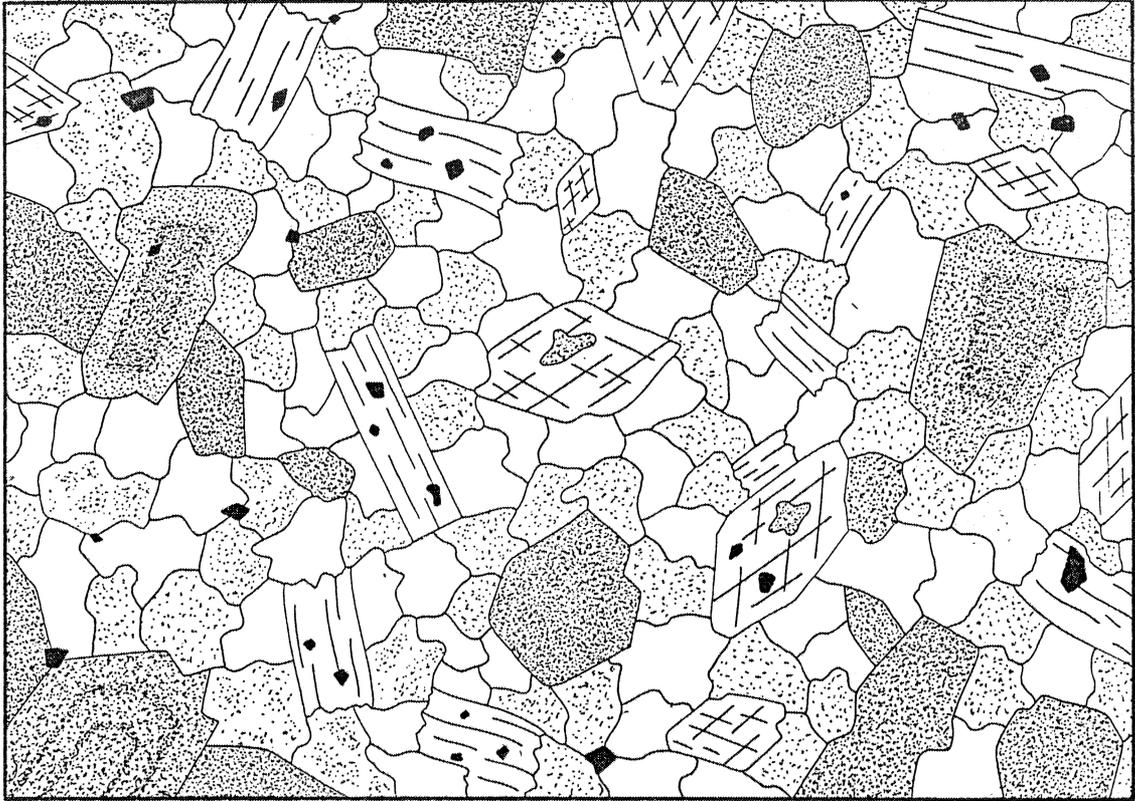


Figure 10 : Caractères microscopiques de la granodiorite de Talberg. Minéraux opaques, plagioclase zoné et séricitisé, amphibole, biotite, feldspath potassique, quartz (X 2).

Les minéraux colorés, en général dispersés, se concentrent parfois en amas diffus de taille centimétrique.

B - Caractères microscopiques.

La texture est typiquement grenue (Fig. 10) mais localement, le plagioclase et l'amphibole ayant une taille supérieure à celle des autres cristaux, elle tend à devenir microgrenue porphyrique. Les minéraux colorés et le plagioclase, automorphes, sont cimentés par le feldspath potassique et le quartz, essentiellement xénomorphes. Dans certains échantillons, le feldspath alcalin englobe le plagioclase ce qui donne à la roche une texture monzonitique. Des variations de composition minéralogique sont observables : en effet, si dans la région du sillon du Talberg les minéraux colorés constituent moins de 10% de la roche totale, ils sont beaucoup plus abondants dans le secteur de la Baie d'Enfer; cette augmentation de la teneur en minéraux ferro-magnésiens dans la région de Plougrescant s'accompagne également d'une concentration plus importante de plagioclase; cependant, la composition modale est dans l'ensemble celle d'une granodiorite (Tableau 1, Fig. 16).

Le plagioclase : Il se présente sous forme de cristaux automorphes toujours zonés depuis des coeurs de labrador (An 55) jusqu'à des bordures d'oligoclase (An 20). En réalité, l'altération y est fréquente (saussuritisation et séricitisation) rendant délicate toute détermination optique; il est cependant possible d'envisager une composition primaire plus basique des coeurs des cristaux maintenant déstabilisés en épidote. Les macles sont fréquentes (albite, carlsbad, péricline) et souvent, au contact du feldspath alcalin et de l'oligoclase apparaît un fin liseré albitique. Ce plagioclase, en tous points identique à celui de la microgranodiorite de Pleubian, forme également des agrégats de type synneusis, regroupant parfois de nombreux individus. Dans certains échantillons, et en particulier dans le massif de la Baie d'Enfer, son abondance est telle (il peut constituer jusqu'à 60% de la roche totale) qu'elle ne peut être expliquée que par accumulation.

Le clinopyroxène : Il n'a jamais été observé directement dans la granodiorite. Seule la présence de grands cristaux à contours déchiquetés, constitués d'actinote et parfois de hornblende verte sur les bordures, témoigne de son existence; il est en effet tentant, par analogie avec la microgra-

nodiorite de Pleubian, d'attribuer à ces amphiboles une origine secondaire par déstabilisation rétro-morphique d'un ancien clinopyroxène. La texture grenue de la roche argumente en faveur d'une cristallisation relativement lente pouvant expliquer la transformation complète de ces clinopyroxènes; par contre, dans la microgranodiorite de Pleubian, la cristallisation plus rapide suggérée par la texture de la roche aurait permis le blindage de l'augite qui conserve alors un caractère relictuel.

L'amphibole : Elle est toujours automorphe, fortement pléochroïque de vert pâle à brun et fréquemment zonée; la partie centrale est en général de couleur brune tandis que la bordure externe est plus verdâtre. Il s'agit d'une hornblende dont l'angle d'extinction atteint 25°. La déstabilisation, peu fréquente, se traduit par le développement de chlorite et d'épidote. Toujours bien représentée dans la roche, elle renferme parfois des inclusions de plagioclase ou de minéraux opaques.

La biotite : A l'inverse de ce qui a été observé dans la microgranodiorite de Pleubian, la biotite est toujours plus abondante que l'amphibole. Elle se présente en cristaux automorphes fréquemment chloritisés; ils restent cependant très pléochroïques depuis le jaune clair jusqu'au brun foncé. La chloritisation s'accompagne parfois d'une exsudation de fer et de formation de prehnite en fuseau dans les clivages.

Les minéraux opaques : Les grains, sub-automorphes ou squelettiques, sont en général composites, constitués de magnétite et d'ilménite disposées en bandes parallèles ou en taches.

Le feldspath alcalin : C'est une orthose microperthitique xénomorphe et parfois séricitisée. Elle apparaît souvent en associations micropegmatitiques avec le quartz mais elle peut également englober le plagioclase.

Le quartz : Abondant, il se présente en plages xénomorphes globuleuses parfois craquelées.

Les minéraux accessoires : L'apatite et le zircon sont les plus fréquents, inclus dans les minéraux colorés. Les épidotes (zoïsite, clinozoïsite et pistachite) appartiennent soit à la paragenèse primaire (petits cristaux automorphes), soit à la paragenèse secondaire : elles résultent alors de la transformation des minéraux ferro-magnésiens et du plagioclase. Enfin, il faut signaler la présence constante de rares cristaux d'allanite, bien zonés et automorphes.

IV - LE MICROGRANITE DE LAUNAY ET SES ENCLAVES.

A - Le microgranite : caractères macroscopiques et microscopiques.

A l'affleurement, la roche présente une teinte généralement rosée, parfois même rose violacée lorsqu'elle est fraîche. On y distingue parfaitement de nombreux phénocristaux de plagioclase et d'amphibole répartis uniformément dans une mésostase relativement sombre dont le grain n'est pas visible à l'oeil nu.

Au microscope, le microgranite de Launay est caractérisé par une texture microgrenue porphyrique (Fig. 11), la mésostase pouvant présenter deux aspects différents : elle est, soit uniquement constituée de petits cristaux xénomorphes de quartz et de feldspath, soit très riche en micropegmatites graphiques et en gerbes sphérolitiques. Les phénocristaux représentent en général 30% à 40% de la roche, le plagioclase étant nettement dominant; l'amphibole est le minéral ferro-magnésien le plus abondant mais la biotite est également fréquente; par contre, le feldspath potassique et le quartz sont rares sous forme de phénocristaux.

1°) Les phénocristaux :

Le plagioclase : Automorphe, intensément séricitisé, il est toujours maclé (macle de l'albite). Les sections zonées sont fréquentes, pouvant évoluer d'un coeur d'andésine (An 35) vers une bordure albitique (An 10). Ces phénocristaux sont parfois regroupés en agrégats polycristallins dont le centre peut être occupé tout à fait exceptionnellement par un plagioclase corrodé plus ancien.

L'amphibole : Il s'agit de hornblende qui se présente en cristaux automorphes semblables à ceux de la microgranodiorite de Pleubian. Cette amphibole est caractérisée par un zonage en taches ("patchy-zoning") très fréquent et par un angle d'extinction atteignant 20°. Elle est parfois rétrotransformée en agrégats de chlorite et d'épidote.

La biotite : Pléochroïque de jaune à brun foncé, elle apparaît en petites plaquettes automorphes souvent chloritisées.

Le feldspath alcalin et le quartz : Ils sont exceptionnels sous forme de phénocristaux.

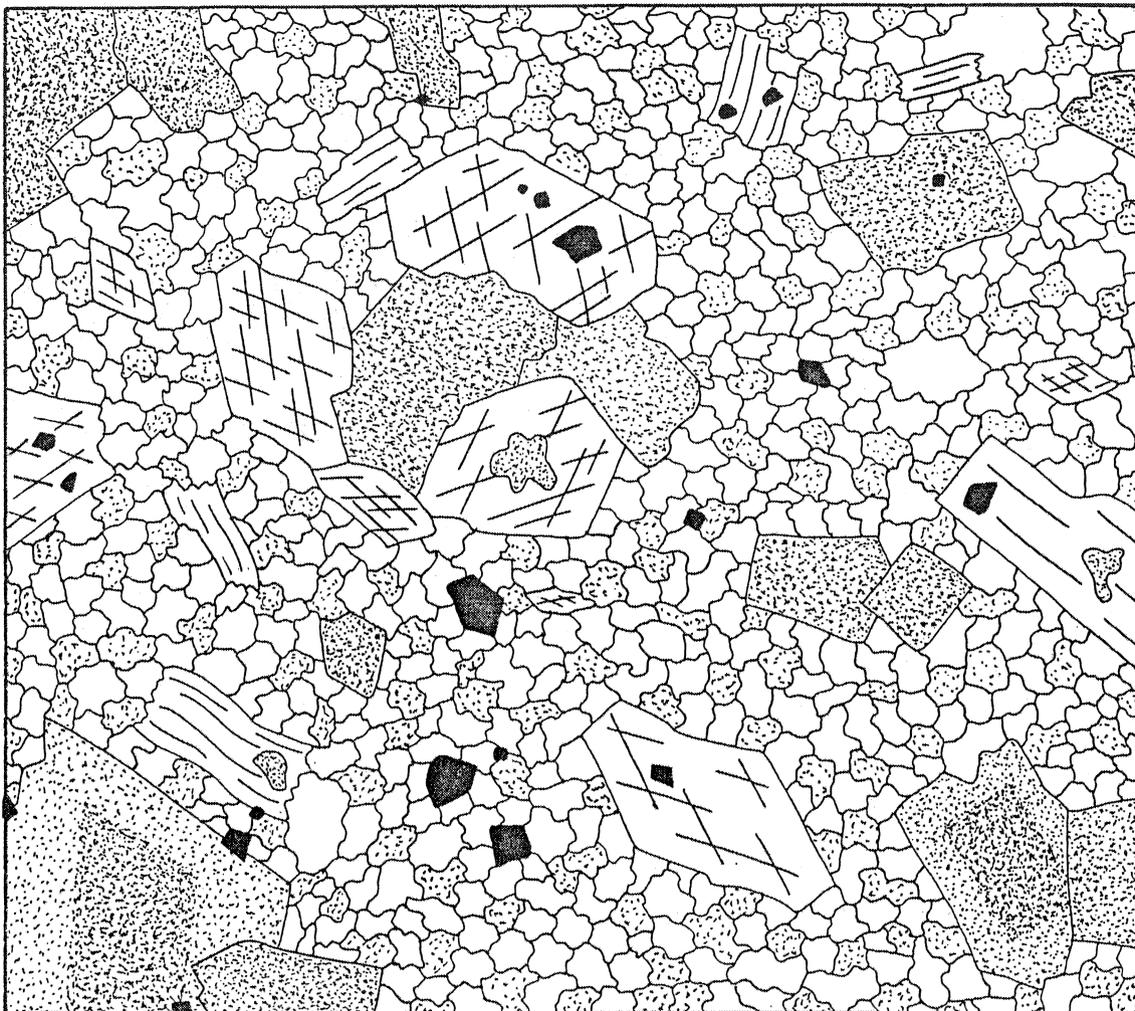


Figure 11 : Caractères microscopiques du microgranite de Launay.
Phénocristaux : plagioclase, amphibole, biotite, minéraux opaques. Mé-
sostase : feldspath potassique, quartz, amphibole, biotite, plagioc-
lase (X 10).

Les minéraux opaques : En petits cristaux automorphes ou squelettiques, ils sont constitués de magnétite et d'ilménite et le plus souvent inclus dans les minéraux ferro-magnésiens.

2°) La mésostase :

Plagioclase albitique parfois sub-automorphe, orthose microperthitique et quartz xénomorphe sont les constituants principaux de la mésostase, très finement grenue.

Complétant cette paragenèse primaire, il faut noter la présence de minéraux colorés (hornblende verte et biotite) auxquels s'associent généralement les minéraux accessoires : apatites, zircons, épidotes et quelques rares allanites zonées. Les micropegmatites graphiques, toujours très abondantes dans ce type de roche, correspondent à des associations d'orthose ou d'albite et de quartz. Dans certains échantillons se développent des gerbes sphérolitiques fibro-radiées, probablement quartzo-feldspathiques, mais dont la finesse de cristallisation rend difficile toute détermination optique; ces sphérolites peuvent être interprétées comme le produit de dévitrification d'un verre, ou d'une cristallisation très rapide de microcristaux fibreux; dans les deux cas, un refroidissement brutal du liquide magmatique est nécessaire.

B - Les enclaves granodioritiques :

Dans l'anse de Launay-Mal-Nommée, près de la pointe de l'Arcouest, on peut observer des roches verdâtres, totalement englobées par le microgranite; il s'agit d'enclaves microgrenues, à phénocristaux de plagioclase et d'amphibole, dont la taille varie de quelques dm^3 à plusieurs m^3 . Les contours de ces enclaves sont toujours très sinueux, mais le contact entre les deux roches est net, sans passage diffus ni développement d'un métamorphisme dans l'encaissant microgranitique. Il semble donc qu'au moment de sa mise en place, le microgranite de Launay ait entraîné avec lui des fragments d'un magma non solidifié (contours sinueux) mais déjà largement cristallisé (limites nettes).

Au microscope, ces roches apparaissent microgrenues porphyriques, les phénocristaux représentant en général moins de 40% de la roche : le plagioclase est toujours largement dominant mais les minéraux

ferro-magnésiens (amphibole et biotite) abondent également. Le clinopyroxène est, par contre, plus accidentel. La mésostase, dans laquelle on retrouve tous les éléments constituant les phénocristaux, est composée de plagioclase en petites lattes sub-automorphes, de minéraux colorés automorphes (amphibole et biotite), d'orthose microperthitique et de quartz xénomorphes. L'apatite, le zircon, les minéraux opaques, les épidotes et quelques rares allanites sont les minéraux accessoires les plus répandus.

V - LE GRANITE DE POMELIN - BREHAT.

A - Caractères macroscopiques .

Il s'agit d'un granite à grain fin (4 à 5 mm en moyenne) présentant une teinte rosée parfois accentuée par l'altération. Les minéraux colorés, peu abondants, sont dispersés uniformément dans la roche; parfois cependant, ils se groupent en petits nids sphériques de taille centimétrique. Dans la partie sud de l'île de Bréhat, le faciès, plus leucocrate et à tendance aplitique, est caractérisé par une couleur plus intense.

B - Caractères microscopiques .

Essentiellement composé de plagioclase en cristaux automorphes, de feldspath alcalin et de quartz xénomorphes, ce granite présente une texture grenue, parfois à tendance monzonitique (Fig. 12). Les minéraux colorés, automorphes, représentent en général moins de 10% de la roche, la biotite étant toujours plus abondante que l'amphibole. Dans le faciès plus fin de l'île de Bréhat, la proportion des minéraux ferro-magnésiens diminue tandis que se développent le quartz et le feldspath alcalin; ce dernier domine alors largement sur le plagioclase. Néanmoins, quelles que soient les variations minéralogiques observées, la composition est celle d'un granite monzonitique (Tableau 1 ; Fig. 16).

Le plagioclase : En cristaux sub-automorphes parfois corrodés en bordure, il s'agit d'oligoclase souvent zoné; le coeur (An 30) est alors plus riche en anorthite que la périphérie (An 10-15). Maclé albite

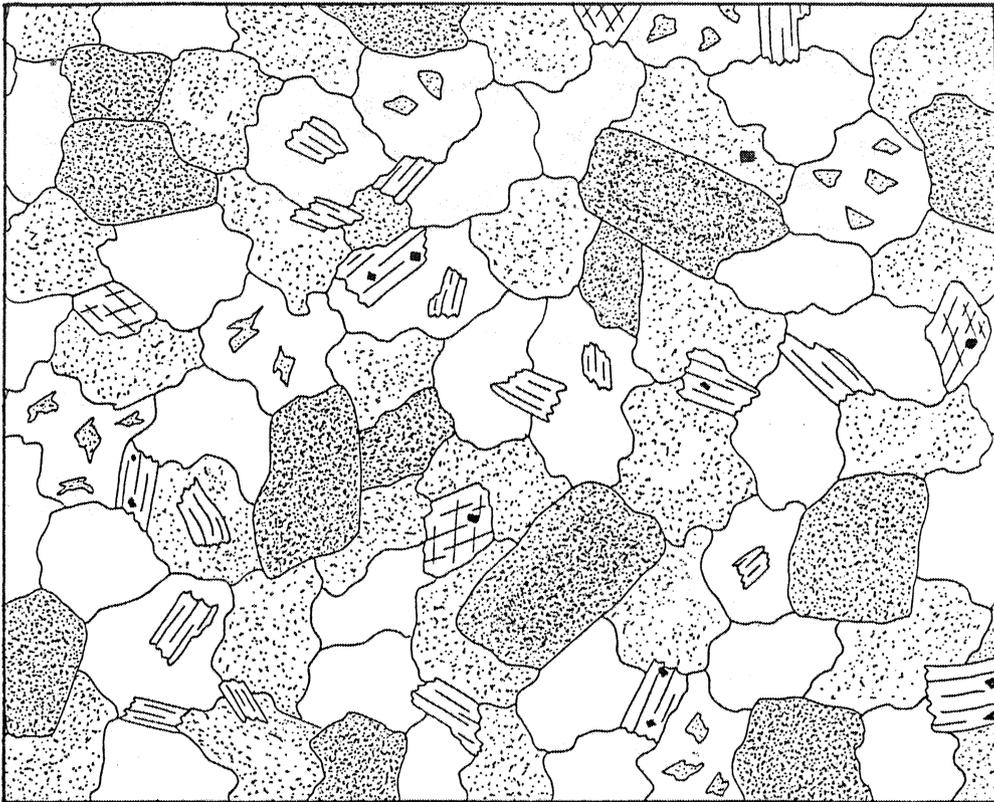


Figure 12 : Caractères microscopiques du granite de Pomelin-Bréhat. Minéraux opaques, plagioclase, amphibole, biotite, feldspath potassique, quartz (X 5).

ou carlsbad, ce plagioclase est fréquemment déstabilisé en petites paillettes de séricite, ou même en granules d'épidotes au centre des cristaux zonés. Au contact avec le feldspath alcalin, apparaît parfois une fine couronne réactionnelle d'albite.

Le feldspath potassique : Il est toujours microperthitique, rarement maclé, parfois séricitisé, mais ne présente jamais le quadrillage caractéristique du microcline. C'est une orthose qui s'associe fréquemment avec le quartz sous forme de micropegmatites graphiques.

Le quartz : Très abondant, en particulier dans le faciès de l'île de Bréhat, il constitue des plages globuleuses xénomorphes prenant parfois une allure poecilitique.

La biotite : Elle est toujours chloritisée mais présente un fort pléochroïsme de jaune pâle à brun. En plaquettes automorphes, elle est souvent associée aux minéraux opaques et à la hornblende.

L'amphibole : Il s'agit d'une hornblende en baguettes automorphes qui présentent un angle d'extinction pouvant atteindre 20°. Elle est en général zonée depuis des coeurs de couleur brune jusqu'à des bordures verdâtres. Parfois déstabilisée en un mélange de chlorite et d'épidote, cette amphibole renferme fréquemment des inclusions d'apatite, de minéraux opaques et de plagioclase.

Les minéraux opaques : Ils se présentent en grains sub-automorphes ou sous forme de figures squelettiques, le plus souvent inclus dans les minéraux colorés, parfois même dans les plagioclases. Identiques aux minéraux opaques des autres roches du batholite, ils sont toujours constitués d'alternances de bandes de magnétite et d'ilménite.

Les minéraux accessoires : L'apatite, le zircon, et quelques petites épidotes automorphes parfois disposées en gerbes sont les minéraux accessoires les plus courants. L'allanite, automorphe et remarquablement zonée, est rare mais présente dans tous les échantillons. La chlorite, les épidotes, la séricite et les granules de minéraux opaques représentent les produits de déstabilisation des minéraux essentiels.

VI - LE GRANITE DE PORT-BLANC.

A - Caractères macroscopiques :

Le granite de Port-Blanc, leucocrate, de teinte rose - blanchâtre, présente des caractères voisins du granite de Pomelin - Bréhat. Très homogène au point de vue minéralogique dans l'ensemble du massif, la roche possède un grain assez grossier (1 cm environ) tendant à diminuer vers l'Ouest au contact du socle pentévrien. Si le quartz est abondant, les minéraux colorés sont peu représentés, en particulier l'amphibole dont les baguettes automorphes sont rarement visibles à l'oeil nu. Les biotites, en général dispersées dans la roche, se groupent parfois en petits nids identiques à ceux que l'on observe dans les autres faciès du batholite.

C'est dans ce granite et notamment dans la région de Port l'Epine que les filons aplitiques sont les plus développés; ils restent cependant peu nombreux.

B - Caractères microscopiques :

Essentiellement composée de plagioclase, de feldspath alcalin et de quartz, la roche possède une texture typiquement grenue (Fig. 13). La composition minéralogique est celle d'un granite monzonitique (Tableau 1 ; Fig. 16) où le plagioclase est parfois entouré de cristaux xénomorphes de feldspath alcalin. Si la biotite est le minéral ferro-magnésien le plus abondant, l'amphibole est néanmoins toujours présente.

Le plagioclase : Il est en général automorphe, maclé albite et très largement séricitisé. Le zonage est peu important et la composition très homogène est celle d'une oligoclase (An 15-12). Au contact avec le feldspath alcalin, ce plagioclase est parfois bordé d'un fin liseré albitique.

Le feldspath alcalin : Souvent perthitique, il présente un aspect moiré et un quadrillage discontinu; il s'agit donc d'un microcline en plages xénomorphes, parfois maclé carlsbad.

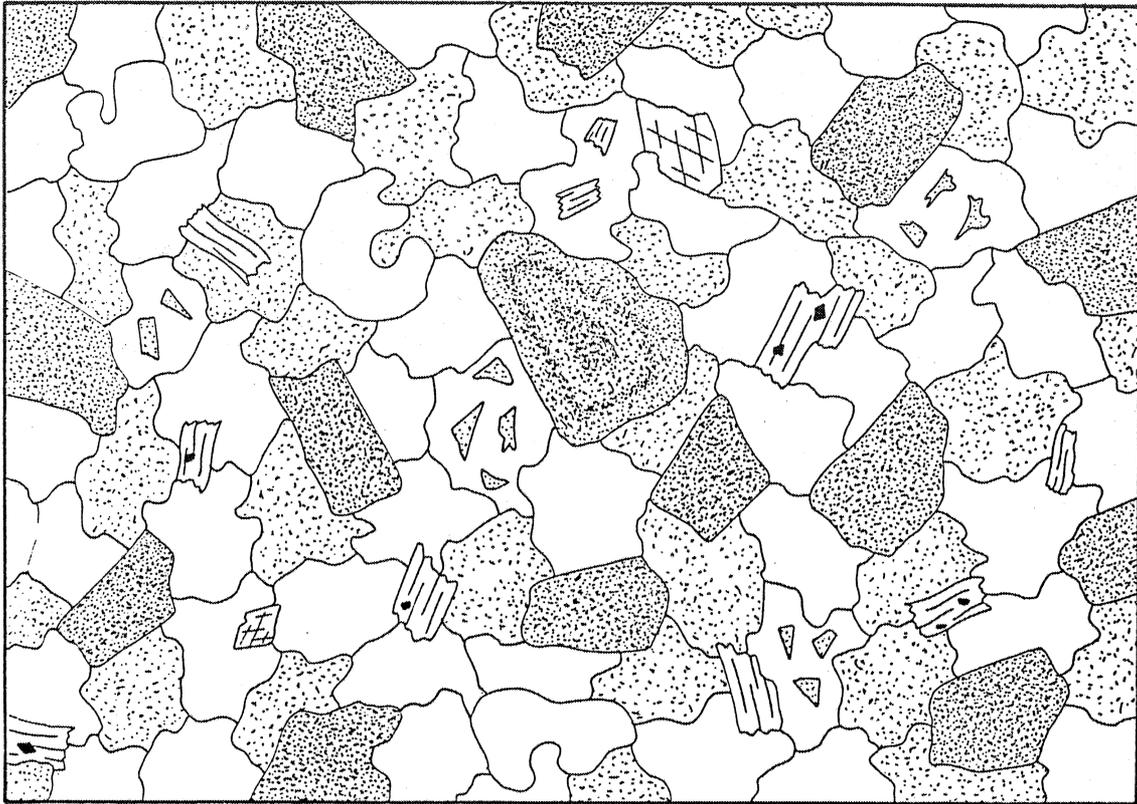


Figure 13 : Caractères macroscopiques du granite de Port Blanc. Minéraux opaques, plagioclase, amphibole, biotite, feldspath potassique, quartz (X 5).

Le quartz : Il est très abondant, xénomorphe ou en grands cristaux globuleux à tendance poecilitique.

La biotite : Elle constitue des cristaux automorphes riches en inclusions d'apatite et de zircon. Toujours très chloritisée, elle reste cependant pléochroïque de jaune à brun.

L'amphibole : Peu fréquente, elle est souvent zonée, brune au centre, verdâtre en bordure. C'est une hornblende pléochroïque qui se présente en baguettes trapues souvent déstabilisées en un mélange de chlorite, d'épidotes et de sphène. Elle contient de nombreuses inclusions de minéraux opaques, d'apatite et parfois même de plagioclase.

Les minéraux opaques : En cristaux automorphes le plus souvent inclus dans les minéraux colorés, il s'agit toujours d'ilménite. L'absence de magnétite constitue donc le caractère le plus original de ce granite par rapport aux autres roches du complexe.

Les minéraux accessoires : L'apatite, le zircon et le sphène sont bien représentés. Les épidotes forment parfois des gerbes rayonnantes et sont le plus souvent associées à la biotite. Enfin, il faut citer la chlorite et la séricite, produits d'altération des minéraux primaires, ainsi que l'allanite, présente dans tous les échantillons.

VII - LA DIORITE DE CASTEL-MEUR.

A - Caractères macroscopiques :

D'extension très limitée, la diorite de Castel-Meur affleure au Nord de Plougrescant dans le secteur de Porz-Bugalé - Le Gouffre, sur une distance d'à peine quelques centaines de mètres. La roche, de teinte foncée verte à noire, apparaît dans la microgranodiorite de Pleubian sous forme d'enclaves dont trois types différents ont été observés :
 - Les enclaves de petite taille (inférieure au m³) sont anguleuses et possèdent des contours nets, bien tranchés, sans aucune auréole de réaction ; regroupées en essaims, elles constituent une véritable brèche magmatique dans laquelle les éléments peuvent être parfois assemblés à la façon d'un puzzle (Planche 1, Photos 1 et 2).

- Les grandes enclaves (quelques m³) montrent également des contacts nets; les contours sont cependant plus sinueux, souvent lobés, voire même effilochés (Planche 1, Photos 3 et 4). Localement, la limite diorite - microgranodiorite est marquée par la concentration de minéraux ferro-magnésiens. Ces enclaves dioritiques renferment en outre des fragments anguleux d'une roche sombre à grain fin (Planche 1, Photo 5).
- Il faut enfin noter l'existence de quelques enclaves dont les contours sont extrêmement flous; le passage entre la diorite et la microgranodiorite se fait alors de manière progressive (Planche 1, Photo 6).

B - Caractères microscopiques .

Au microscope, la roche présente une recristallisation très nette qui se traduit par une texture microgrenue porphyrique, quel que soit l'aspect des enclaves; les phénocristaux (taille de 0,5 cm environ) sont donc les témoins de la paragenèse primaire dans une mésostase finement grenue ayant acquis un aspect cornéifié lors de la mise en place de la microgranodiorite de Pleubian. Bien que la teneur en quartz semble plus importante dans les enclaves à contours diffus, la composition minéralogique varie peu et correspond aux diorites quartzifères de la classification de Streckeisen (Tableau 1; Fig. 16).

Le plagioclase : Il est en général peu affecté par la recristallisation et forme des cristaux automorphes saussuritisés, parfois finement maclés albite et toujours relativement basiques (An 45-55). Ce plagioclase se retrouve dans la matrice à l'état de petites plages xénomorphes peu abondantes.

L'amphibole : C'est une hornblende brune, très pâle, peu pléochroïque mais souvent zonée; exceptionnellement le coeur des cristaux automorphes est occupé par un clinopyroxène (augite) ou plus fréquemment par de l'actinote. Lorsque la recristallisation est intense, le zonage disparaît et seul le contour de l'amphibole magmatique est conservé (Fig. 14). Dans la mésostase, elle constitue des petits cristaux poeciloblastiques associés à la biotite.

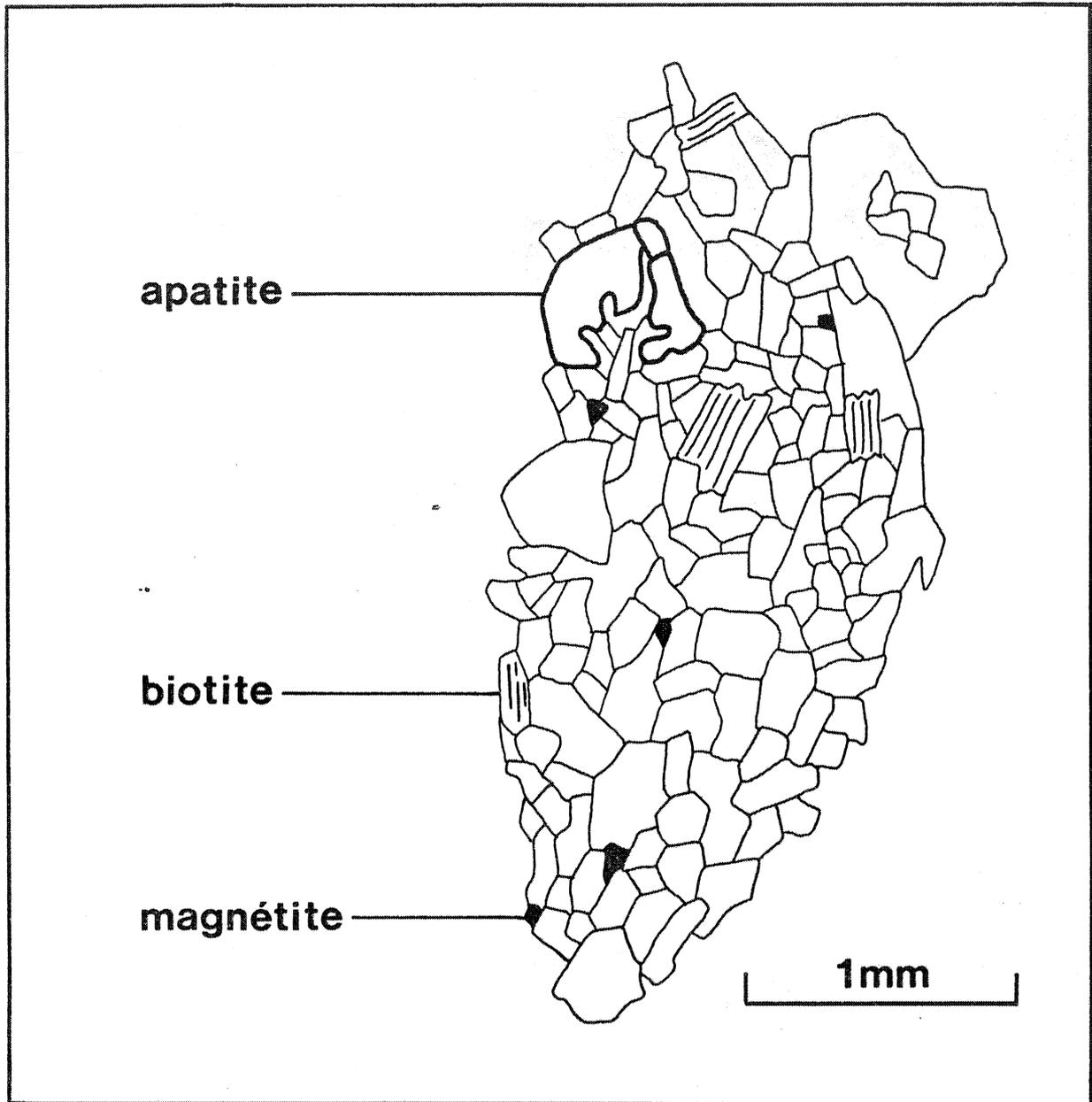


Figure 14 : Phénocrystal d'amphibole recristallisée de la diorite de Castel-Meur.

La biotite : On ne distingue le plus souvent que la forme originelle des phénocristaux de biotite brune entièrement recristallisés en paillettes enchevêtrées.

Le quartz : Il se présente en petites plages xénomorphes peu abondantes, en particulier dans les enclaves anguleuses.

Les minéraux accessoires : Les gros prismes d'apatite et les minéraux opaques, en inclusion dans les minéraux ferro-magnésiens, appartiennent vraisemblablement à la paragenèse primaire.

Les fragments anguleux emballés dans ces enclaves montrent la même succession de paragenèses et les mêmes constituants minéralogiques que dans la diorite; le grain y est cependant beaucoup plus fin et les minéraux colorés plus abondants.

Il faut enfin signaler que la déstabilisation des minéraux (saussuritisation, chloritisation) est postérieure à la recristallisation puisqu'elle affecte aussi bien les éléments de la matrice que les phénocristaux.

C - Relations enclaves - encaissant :

L'existence d'enclaves dioritiques ou gabbroïques associées à des granitoïdes ne constitue pas un événement exceptionnel; pour ne citer que quelques exemples, le massif de Quérigut dans les Pyrénées (Marre, 1973), le batholite corso-sarde (Orsini, 1980) ou les complexes plutoniques de la Sierra Morena, en Espagne (Pons, 1982), en sont également pourvus.

Par contre ce qui est beaucoup moins classique, c'est l'aspect varié de ces enclaves sur un même affleurement :

- D'une part, la forme bréchiq ue des petites enclaves indiquent que lors de l'intrusion du magma - hôte, celles-ci avaient déjà acquis une maturité texturale permettant de résister à la déformation; autrement dit, leur cristallisation était achevée.
- D'autre part, le contour sinueux des grandes enclaves témoigne de la rencontre de deux magmas de viscosité différente , en voie de cristallisation (Marre, 1982). L'aspect en "feuille de chêne" des contacts (Planche 1, Photo 3), reproduit expérimentalement (Ramsay, 1967), suggère l'existence d'une contrainte qui se traduit par

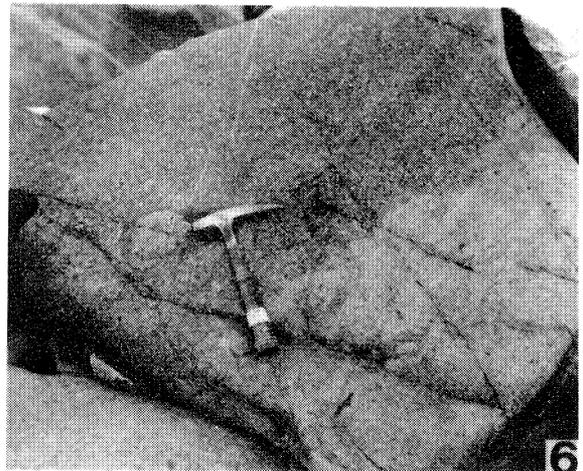
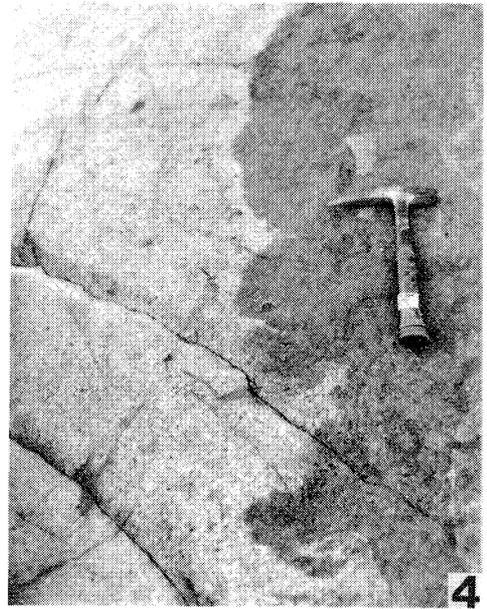
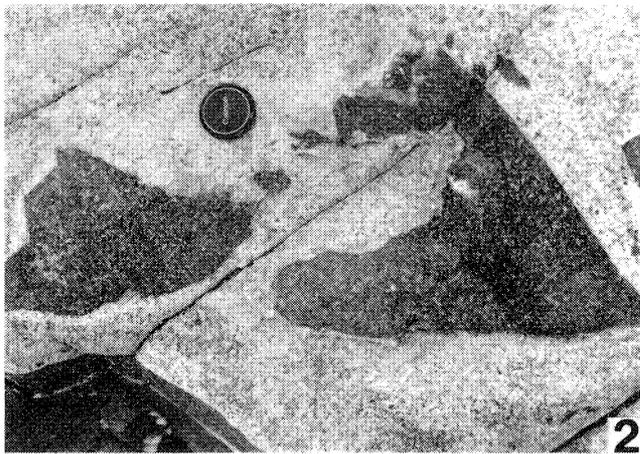
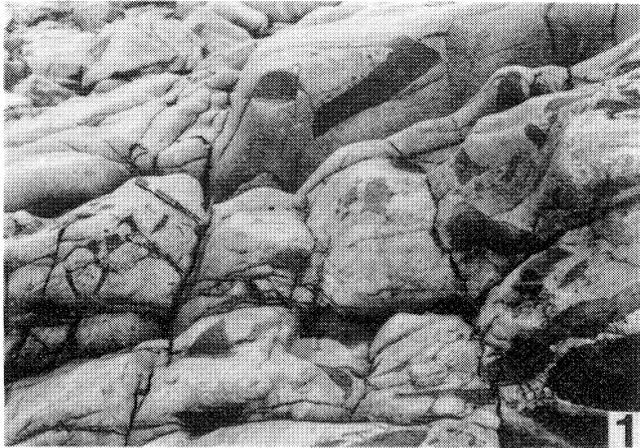
Planche 1 : caractères macroscopiques de la diorite de Castel-Meur

Photos 1 et 2 : enclaves anguleuses de la diorite dans la microgranodiorite de Pleubian

Photos 3 et 4 : grandes enclaves lobées

Photo 5 : fragment dioritique anguleux emballé dans une enclave

Photo 6 : enclave à contour diffus



un fort raccourcissement parallèle entre deux roches de compétences différentes : le matériel le plus visqueux (diorite) forme alors les lobes, le matériel le moins visqueux (microgranodiorite) pénétrant en lames dans ces derniers.

- Enfin, la présence d'enclaves à bords diffus implique la mise en place simultanée de deux magmas de viscosité analogue.

Afin de rétablir l'histoire de la mise en place des magmas à partir des relations enclaves - encaissant, deux hypothèses ont été envisagées :

- La première consiste à invoquer deux injections successives de diorite, l'une avant la mise en place de la microgranodiorite, l'autre pendant cette intrusion; la diorite de type I, bien cristallisée, est alors reprise en petits fragments anguleux par la microgranodiorite et par la diorite de deuxième génération; cette dernière, en voie de cristallisation, est emballée en grandes enclaves par le magma granodioritique.
- La deuxième propose une seule intrusion dioritique en voie de cristallisation. Le magma granodioritique reprend alors en fragments bréchiques les bordures refroidies du massif de diorite; le coeur par contre, encore en partie liquide, se scinde en grands lambeaux plus souples qui, perforant le toit cristallisé du pluton, incorporent des éléments anguleux (Fig. 15). Cette cristallisation centripète du massif dioritique est compatible avec la teneur en quartz qui semble moins importante dans les enclaves bréchiques que dans les enclaves à contours sinueux.

La concentration de minéraux ferro-magnésiens qui se manifeste parfois à la limite des enclaves peut être interprétée comme le résultat d'un effet thermodiffusionnel ou "effet de Soret" (Schott et Costeseque, 1978 ; Costeseque et al., 1979 ; Pons, 1982); en effet, le gradient thermique induit par le magma granodioritique, depuis le coeur des enclaves jusqu'aux bordures, peut expliquer la migration d'éléments vers les parties chaudes ou les parties froides.

Dans tous les cas, quelle que soit l'hypothèse retenue, l'intrusion quasi-simultanée de deux magmas de viscosité et de composition différente est mise en évidence. Engendrées par l'intrusion de

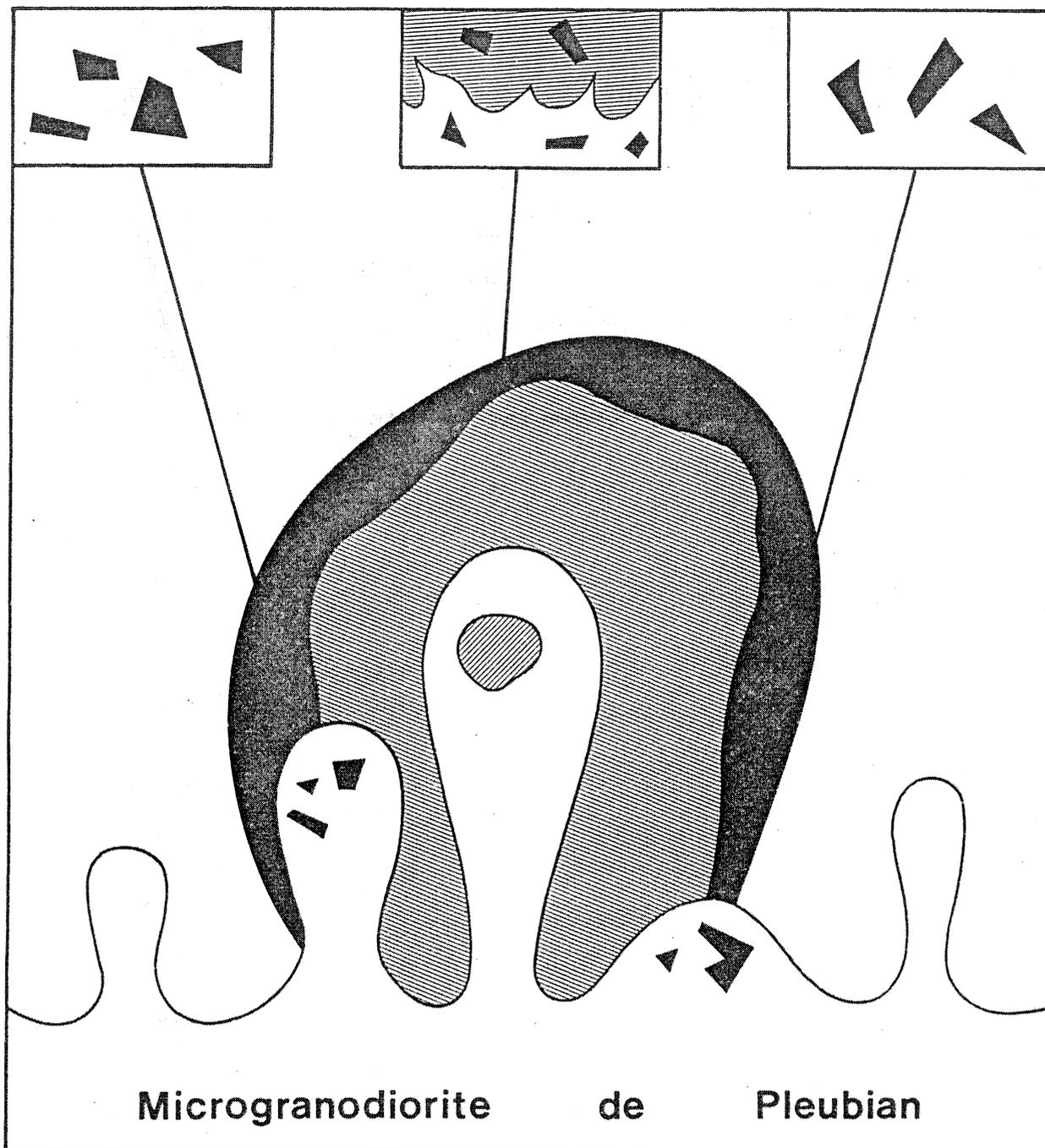


Figure 15 : Schéma interprétatif illustrant la mise en place de la microgranodiorite de Pleubian au niveau du massif de Castel-Meur. Le magma granodioritique reprend les bordures cristallisées du pluton dioritique (figurées en noir) en petits fragments anguleux et la partie centrale partiellement liquide (figurée en gris) en enclaves plus souples.

la microgranodiorite de Pleubian, les enclaves ont une forme qui n'est que la résultat d'une déformation affectant une masse dioritique dont la cristallisation est plus ou moins avancée (solide à la périphérie, plus fluide au coeur).

VIII- CONCLUSIONS.

Le Batholite Nord-Trégorrois apparaît constitué de cinq types pétrographiques principaux dont les relations mutuelles suggèrent une mise en place sub-synchrone. Les roches, en général de composition intermédiaire, sont caractérisées par la présence constante d'amphibole et semblent former une suite continue d'un pôle granodioritique à un pôle granitique (Fig. 16 et 17); les termes plus basiques, peu abondants, n'existent qu'à l'état d'enclaves (diorite de Castel-Meur). Une des particularités de ce complexe est le développement des faciès microgrenus (types Pleubian et Launay) qui couvrent à eux seuls près de la moitié de la surface affleurante.

A partir des observations pétrographiques et notamment l'étude des textures et des relations (inclusions) des différentes phases les unes par rapport aux autres, l'ordre de cristallisation des minéraux a été établi (Fig. 18). A l'exception de la diorite de Castel-Meur dont la recristallisation n'a pas permis une telle analyse, il est identique pour tous les types de roches : les minéraux opaques et l'apatite apparaissent au liquidus, suivis du clinopyroxène dans les faciès granodioritiques; la séquence se poursuit par la cristallisation successive du plagioclase, de l'amphibole et de la biotite ; c'est alors que se développent le feldspath alcalin et le quartz.

Dans toutes les roches, la paragenèse primaire est affectée par une déstabilisation rétromorphique (chloritisation des minéraux ferro-magnésiens, saussuritisation et séricitisation des plagioclases); elle est interprétée (Auvray, 1979) comme le résultat de l'effet d'un voile thermique lié aux événements magmatiques fini-précambriens.

Type pétrographique	Castel-Meur	Pleubian	Talberg (Baie d'Enfer)	Talberg (Sillon)	Pomelin	Bréhat	Port-Blanc
Plagioclase	34	55	61,9	41,9	35,8	21,5	34
Clinopyroxène	tr.	2	-	-	-	-	-
Amphibole	55	11,8	7	2,9	2,4	1	1
Biotite	2	3,4	12,2	5,7	7,2	2	6,5
Feldspath K	-	8,5	1	17,1	25,1	42,7	27
Quartz	6	17,1	14	30,2	25,4	32,1	30
Accessoires	3	2,2	3,9	2,2	4,1	0,7	1,5

Tableau 1 : Composition minéralogique des granitoïdes trégorrois (analyses modales %).

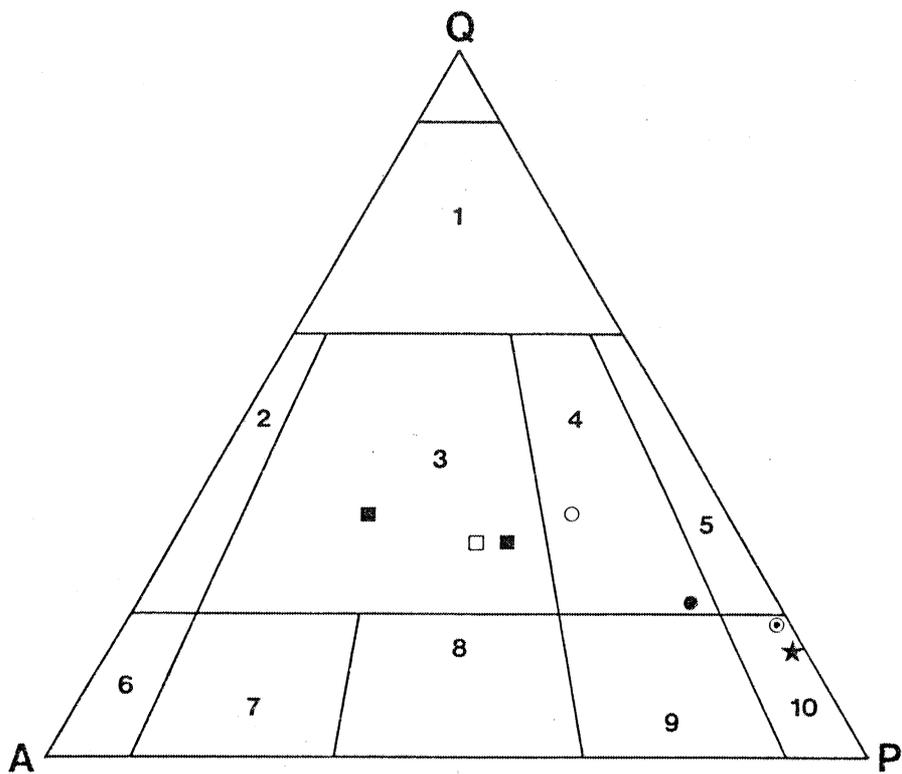


Figure 16 : Position des granitoïdes trégorrois dans le diagramme modal Quartz - Feldspath Alcalin - Plagioclase (Streckeisen, 1976). (1) : granitoïdes très quartziques ; (2) : granites alcali-feldspathiques ; (3) : granites ; (4) granodiorites ; (5): tonalites ; (6) : syénites alcali-feldspathiques ; (7) : syénites ; (8) : monzonites ; (9) : monzodiorites et monzogabbros ; (10) : diorites et gabbros.

⊙ granodiorite de Talberg (Baie d'Enfer)

○ granodiorite de Talberg (Sillon)

● microgranodiorite de Pleubian

★ diorite de Castel Meur

■ granite de Pomelin-Bréhat

□ granite de Port Blanc

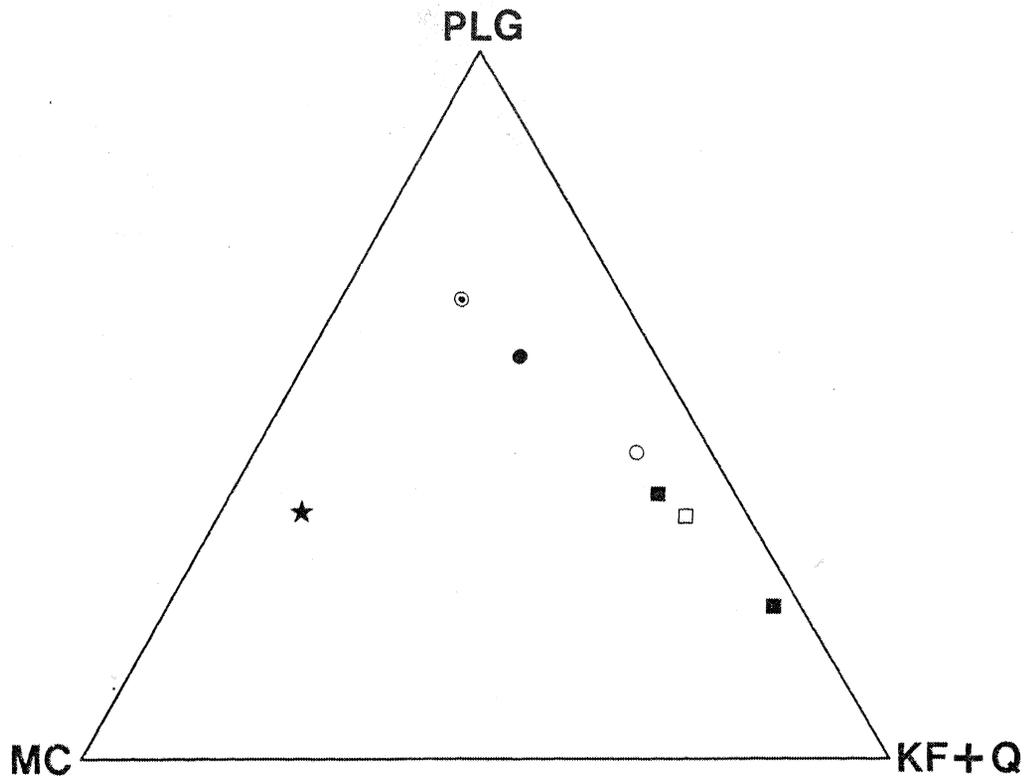


Figure 17 : Composition minéralogique modale des granitoïdes trégorrois. Abréviations utilisées : Plg, plagioclase ; MC, minéraux colorés ; KF, feldspath potassique ; Q, quartz.

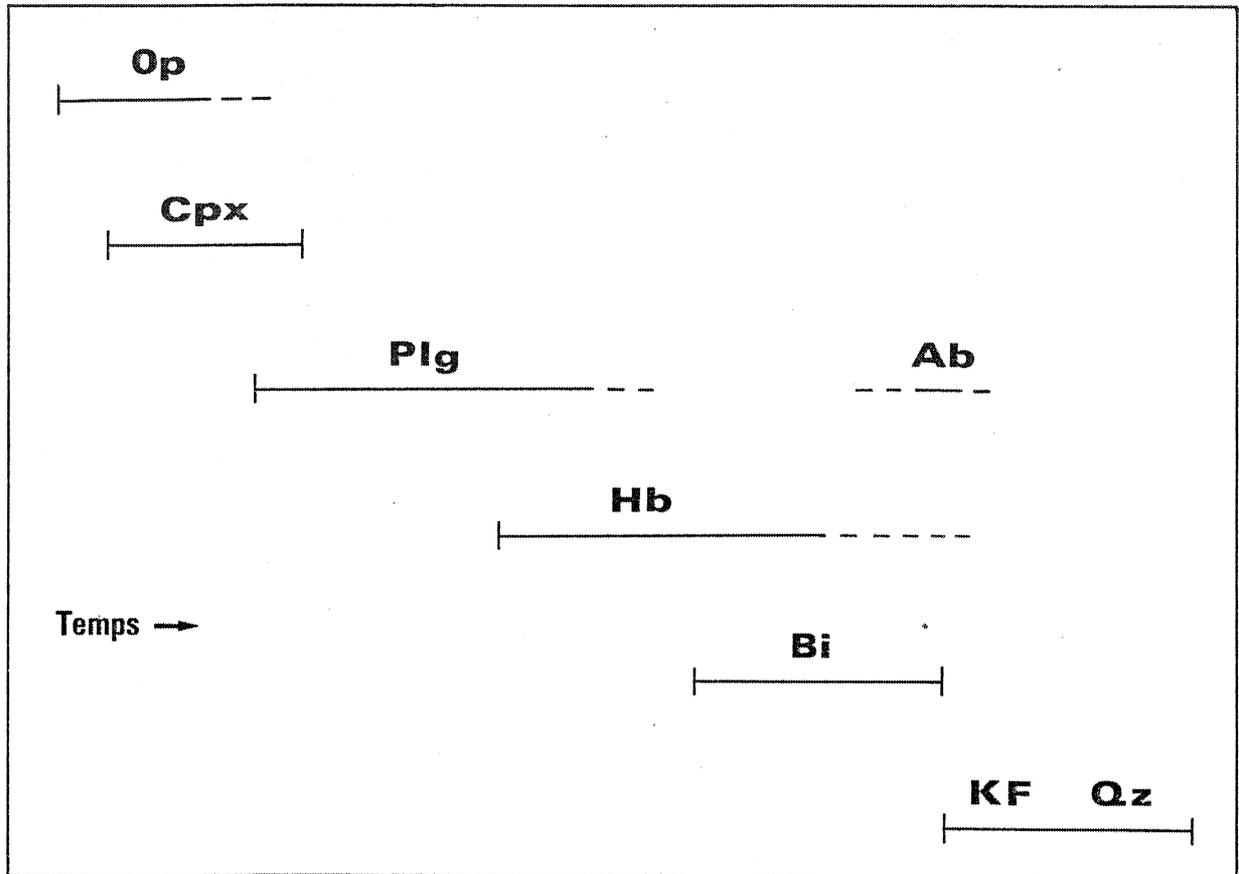


Figure 18 : Séquence de cristallisation des minéraux dans les granitoïdes trégorrois. Abréviations utilisées : Op, minéraux opaques ; Cpx, clinopyroxène ; Plg, plagioclase ; Hb, hornblende ; Bi, biotite ; Ab, albite ; Kf, feldspath potassique ; Qz, quartz.

CHAPITRE III

ETUDE MINERALOGIQUE

Après avoir examiné les principaux traits pétrographiques du Batholite Nord-Trégorrois et défini plus précisément les différents faciès rencontrés, ce chapitre est consacré à l'étude de la composition chimique des phases minérales suivantes (*) : les minéraux opaques, le clinopyroxène, les amphiboles, la biotite, le feldspath alcalin et les minéraux accessoires; quant au plagioclase, l'intense altération qui le caractérise n'a permis d'obtenir aucun résultat analytique susceptible de rendre compte de sa nature primaire.

I - LES MINERAUX OPAQUES.

Les analyses obtenues confirment les observations microscopiques en lumière réfléchie (Tableau 2) : mis à part le granite de Port-Blanc dans lequel seule l'ilménite est présente, toutes les

(*) Seules les moyennes des analyses obtenues à la microsonde électronique sont présentées dans ce mémoire (conditions expérimentales : 15 KV, 15 nA).

Echantillon	80-7		80-5		80-6		80-8	
Nb d'analyses	4		5		6		5	
Moyenne - Ecart-type	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	0,16	0,05	0,31	0,07	1,51	0,5	0,50	0,2
Al ₂ O ₃	-		0,50	0,5	0,13	0,1	0,28	0,2
FeO	31,10	0,5	33,76	2,5	37,69	1,0	31,21	0,4
Fe ₂ O ₃ (*)	65,42	1,1	62,11	6,3	60,10	4,5	64,93	0,9
MnO	0,07	0,08	0,20	0,4	0,32	0,2	0,04	0,06
MgO	-		-		-		-	
CaO	-		-		0,08	0,1	0,13	0,05
Na ₂ O	-		0,03	0,04	-		-	
K ₂ O	-		0,03	0,04	-		-	
TiO ₂	0,95	0,5	3,43	3,1	3,27	1,7	0,97	0,4
Total	97,70		100,37		98,10		98,06	

A

Echantillon	80-7		80-5		80-6		80-8		80-11	
Nb d'analyses	6		5		5		3		9	
Moyenne - Ecart-type	\bar{x}	σ								
SiO ₂	0,20	0,1	0,22	0,1	0,31	0,1	0,54	0,2	0,10	0,1
Al ₂ O ₃	-		-		-		0,03	0,03	-	
FeO	41,62	0,8	39,47	0,4	40,48	1,0	41,01	0,4	41,28	0,5
Fe ₂ O ₃ (*)	3,32	1,2	3,38	0,6	5,21	0,9	4,94	1,3	0,73	1,0
MnO	3,22	0,1	6,38	0,2	3,94	0,9	2,27	0,2	4,75	0,1
MgO	-		-		-		0,03	0,04	-	
CaO	0,08	0,04	0,13	0,07	-		0,17	0,05	0,10	0,06
Na ₂ O	-		-		-		-		-	
K ₂ O	-		-		-		-		-	
TiO ₂	49,89	1,0	51,12	0,3	49,49	0,4	48,19	0,3	51,58	0,4
Total	98,33		100,70		99,43		97,18		98,52	

B

Tableau 2 : Compositions chimiques moyennes de la magnétite (A) et de l'ilménite (B) des granitoïdes trégorrois. (*) : les teneurs en Fe₂O₃ sont calculées.

autres roches montrent des minéraux opaques constitués d'alternances de bandes de magnétite et d'ilménite (Planche II). Généralement interprété comme le résultat d'une démixtion à basse température à partir d'une titanomagnétite primaire, un tel agencement des minéraux ferrotitanés est fréquent dans les roches plutoniques dont le refroidissement est lent.

On constate également, au seul examen des clichés de répartition des éléments (Planche 2, Photos 4 et 5) que ces minéraux opaques ne se comportent pas en systèmes clos et qu'un départ de fer ou de titane s'effectue à la périphérie des cristaux. L'habitus parfois squelettique de ces derniers représente alors le stade ultime, après migration massive d'éléments, des phénomènes d'altération.

Enfin, il apparaît que la somme des oxydes de la plupart des analyses de magnétite et d'ilménite est inférieure à 100 (Tableau 2). Une telle observation permet donc de confirmer le déficit des minéraux opaques en fer et en titane mais indique en outre que, lors de leur départ, ces cations sont remplacés par des éléments non dosés.

II - LE CLINOPYROXÈNE.

Les clinopyroxènes de la microgranodiorite de Pleubian possèdent une composition d'augite ou de salite tandis que ceux de la diorite de Castel Meur correspondent à des diopsides (Tableau 3; Fig. 19); en fait, la principale variation concerne la valeur mg ($Mg/Mg + Fe^{2+}$) de ces minéraux qui, reflétant généralement celle de la roche totale (Helz, 1973) diminue de la diorite à la microgranodiorite.

L'origine de ces rapports entre les pyroxènes et la roche qui les contient est cependant complexe et dépend de plusieurs facteurs :

- L'activité d'un élément dans un clinopyroxène qui cristallise est proportionnelle à l'activité de cet élément dans le liquide mais l'existence de substitutions couplées au niveau du minéral implique des interactions susceptibles d'agir sur sa composition chimique.
- Les conditions physico-chimiques et leurs variations (pression, température, fugacité d'oxygène, teneur en eau du magma) au cours de la cristallisation, influent également sur l'activité des éléments ou sur l'ordre de cristallisation des minéraux et peuvent par conséquent modifier la nature du clinopyroxène.

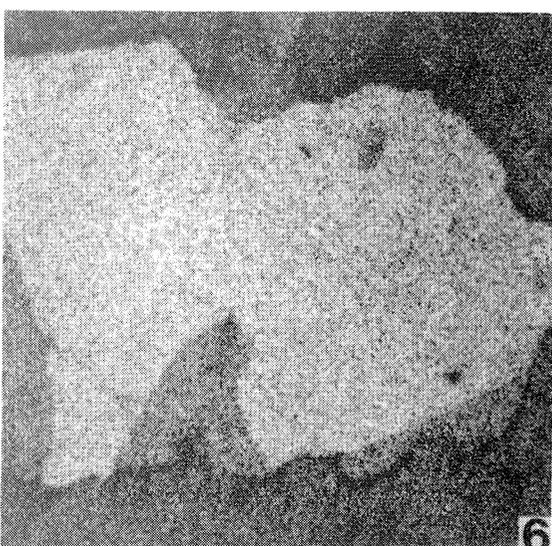
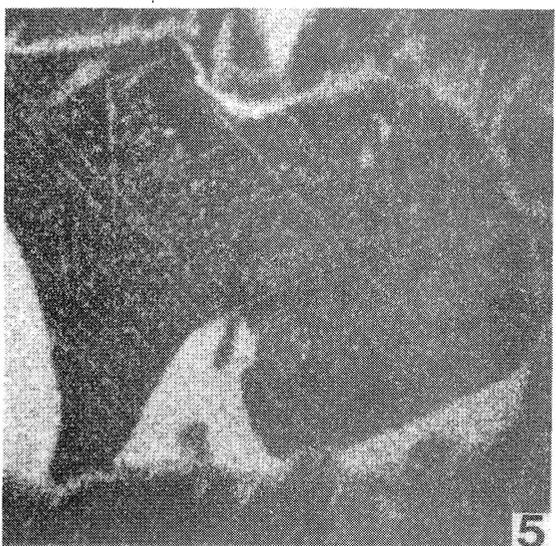
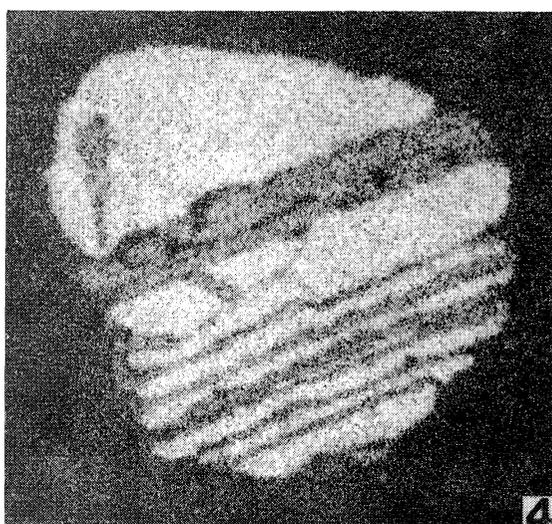
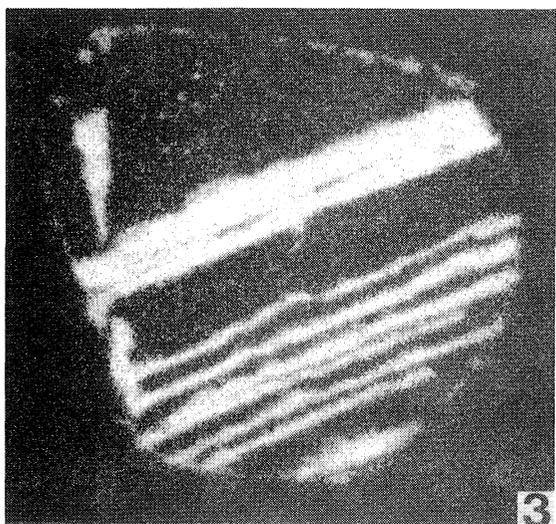
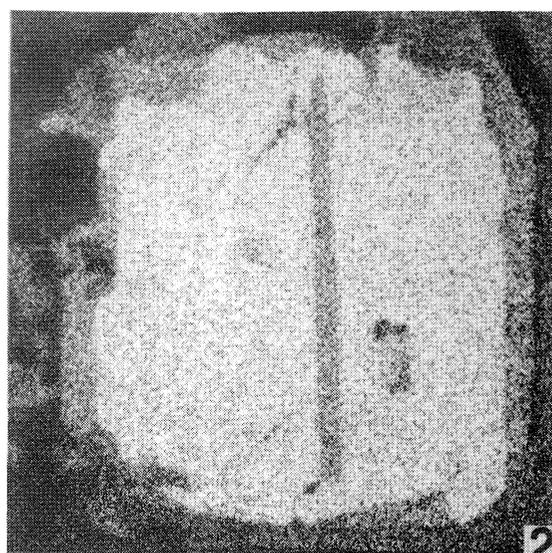
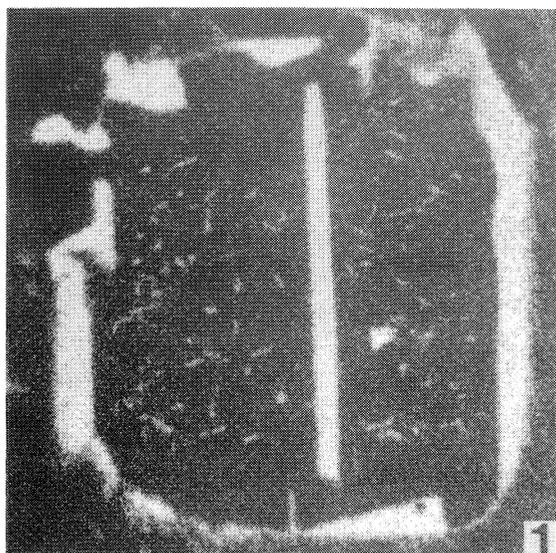
Planche 2 : les minéraux opaques

Photo 1 : Image X de répartition du titane dans un minéral opaque de la microgranodiorite de Pleubian (X 400)

Photo 2 : Image X de répartition du fer

Photos 3 et 5 : Images X de répartition du titane dans les minéraux opaques de la granodiorite de Talberg (X 600)

Photos 4 et 6 : Images X de répartition du fer



Echantillon Type de Clinopyroxène	80-10 (type Castel Meur)		80-7 (type Pleubian)			
	Diopside et Salite		Salite		Augite	
Nb d'analyses	6		2		11	
Moyenne - Ecart -type	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	52,86	0,5	53,95	0,07	53,02	0,3
Al ₂ O ₃	1,88	0,6	1,14	0,1	2,04	0,2
FeO (*)	5,26	0,9	6,97	0,1	9,85	0,4
MnO	0,17	0,07	0,22	0,05	0,28	0,1
MgO	16,60	1,1	14,76	0,1	14,75	0,2
TiO ₂	0,19	0,05	0,04	0,02	0,46	0,06
Cr ₂ O ₃	0,71	0,3	0	-	0	-
CaO	22,17	0,6	22,50	0,4	19,16	0,3
Na ₂ O	0,22	0,03	0,12	0,04	0,32	0,03
K ₂ O	0	-	0	-	0	-
Total	100,06		99,70		99,88	
Si	1,939		1,994		1,967	
Al ^{IV}	0,061		0,006		0,033	
Al ^{VI}	0,020		0,043		0,056	
Fe ³⁺	0,046		0		0	
Fe ²⁺	0,114		0,214		0,304	
Mn	0,005		0,007		0,009	
Mg	0,913		0,818		0,820	
Ti	0,005		0,001		0,012	
Cr	0,020		0		0	
Ca	0,871		0,891		0,761	
Na	0,015		0,009		0,023	
K	0		0		0	
Total	4,00		3,98		3,98	
mg	0,89		0,79		0,73	

Tableau 3 : Compositions chimiques moyennes des clinopyroxènes du Batholite Nord-Trégorrois. Les formules structurales sont calculées sur six oxygènes. (*) : FeO représente le fer total.

- Enfin, la vitesse de refroidissement affecte le comportement des éléments mineurs tels que Al, Cr ou Ti (Gamble et Taylor, 1980). C'est la raison pour laquelle l'estimation des taux relatifs de substitution des composants non quadrilatéraux a été tentée sur ces clinopyroxènes (Fig. 20).

Le diagramme Al total/ Al^{IV} (Fig. 20 a) montre que, dans les diopsides de la diorite, l'essentiel de l'aluminium est en site tétraédrique et que le cation R³⁺ dominant n'est donc pas Al^{VI} mais Fe³⁺ ou Cr³⁺. Les augites ou les salites de la microgranodiorite sont par contre caractérisées par des teneurs plus importantes en aluminium hexacoordonné.

La concentration en Fe³⁺ des diopsides a été déterminée par l'équation de balance des charges proposée par Hamm et Vieten (1971) : $Al^{IV} + Na = Al^{VI} + Fe^{3+} + Cr^{3+} + 2 Ti$. D'après Edwards (1976), qui compare différentes méthodes, c'est celle qui paraît la plus fiable. Les clinopyroxènes de la microgranodiorite n'autorisent cependant pas une telle correction conduisant à des valeurs négatives de Fe³⁺ (Fig. 20 b); ce déséquilibre apparent ainsi que la somme des cations, toujours inférieure à 4, indiquent l'intervention d'un composant jadéitique (Cawthorn et Collerson, 1974). Toutefois, l'absence de corrélation marquée entre Na et Al^{VI} (Fig. 20 c) permet de supposer que si ce composant peut suffire à rétablir l'équilibre des charges, il est peu important, ce qui revient à considérer le fer ferrique comme à peu près inexistant. Cette faible teneur en Fer et notamment en Fe³⁺ a déjà été signalée par de nombreux auteurs (Best et Mercy, 1967 ; Fodor, 1971 ; Ewart, 1976) comme une des caractéristiques des clinopyroxènes des séries calco-alcalines; en accord avec les données pétrographiques, elle peut être expliquée par la cristallisation antérieure ou simultanée de magnétite (Barberi et al., 1971 ; Gibb, 1973 ; Gill, 1981).

Malgré le nombre peu important d'analyses, il a été possible en examinant les relations entre les différents éléments (Tracy et Robinson, 1977), d'évaluer le rôle des principaux composants de ces pyroxènes. Dans les augites de la microgranodiorite de Pleubian, l'essentiel de l'aluminium tétracoordonné (environ 80%) est associé au titane au niveau de la molécule tschermakitique R²⁺ Ti Al₂O₆ (Fig. 20 d); dans les diopsides de la diorite de Castel-Meur, ce pôle R²⁺ Ti Al₂O₆ est par contre peu représenté (environ 15%), la présence de Fe³⁺ et de Cr³⁺ favorisant le développement des molécules R²⁺ Fe³⁺ Al SiO₆ et R²⁺ Cr³⁺ Al SiO₆ qui mettent

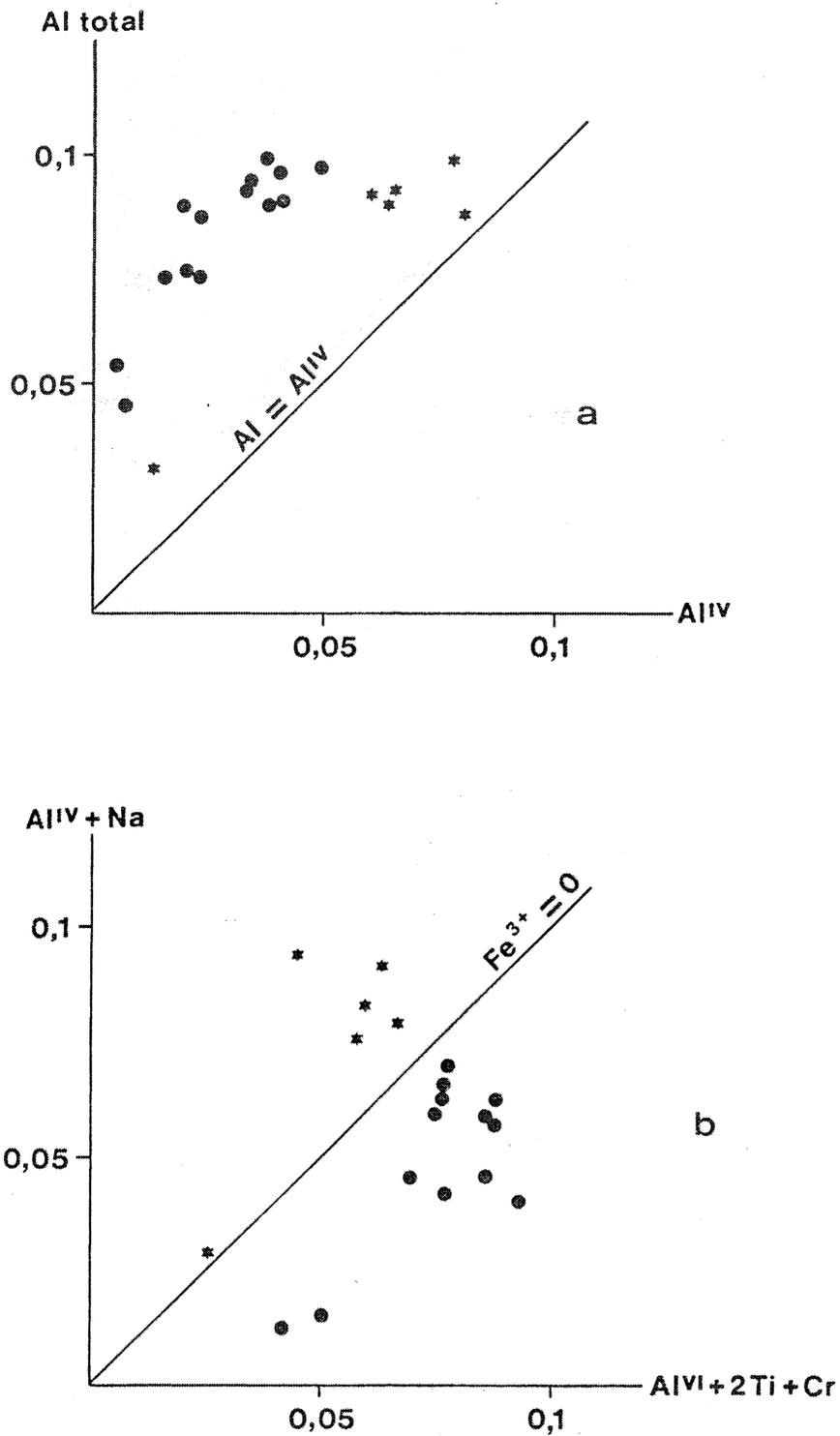


Figure 20 : Etude des substitutions dans les clinopyroxènes de la diorite de Castel - Meur (★) et de la microgranodiorite de Pleubian (●)

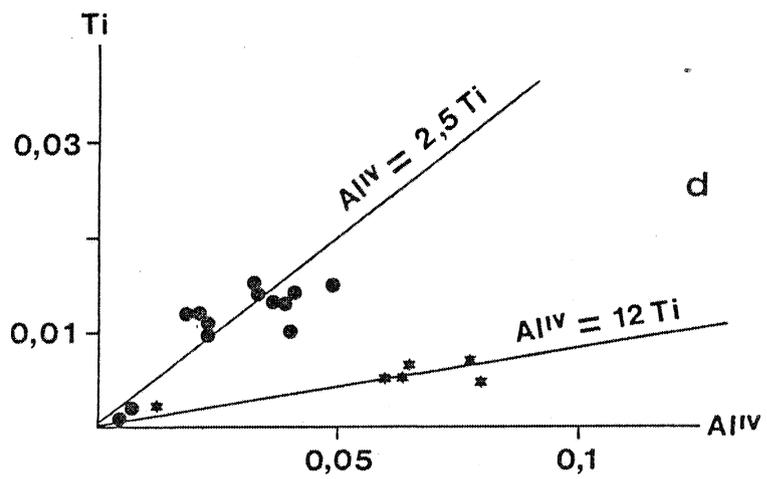
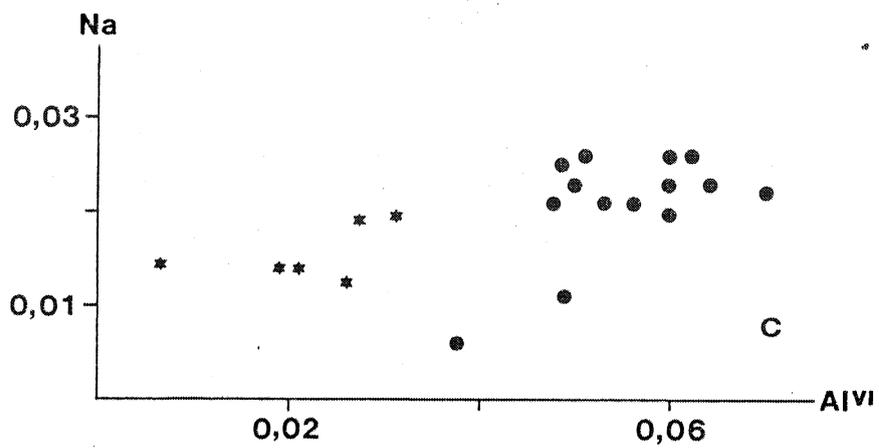


Figure 20 : (suite)

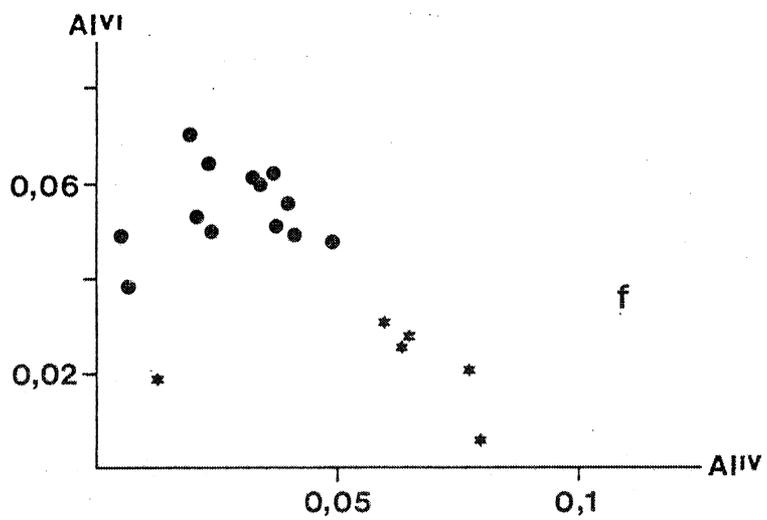
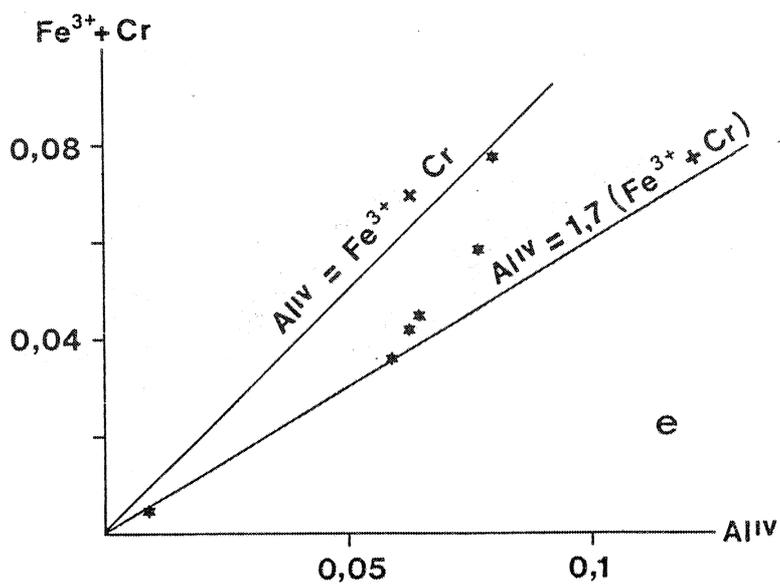


Figure 20 : (suite)

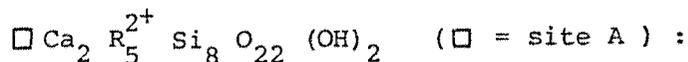
en jeu plus de 60% d' Al^{IV} (Fig. 20 e). Enfin, l'absence de corrélation nette entre l'aluminium des sites tétraédriques et octaédriques indique la faible influence du composant $\text{R}^{2+} \text{Al}^{\text{VI}} \text{Al}^{\text{IV}} \text{SiO}_6$ dans tous ces clinopyroxènes (Fig. 20 f).

III - LES AMPHIBOLES.

A - Les amphiboles primaires .

Il s'agit dans tous les cas d'amphiboles calciques (Tableau 4) pour lesquelles la classification de Leake (1978) permet de préciser la nomenclature (Fig. 21); les formules structurales, calculées sur 23 oxygènes (H_2O non dosée), ont été rééquilibrées avec estimation de Fe^{3+} en supposant que la somme de tous les cations, exceptés Ca, Na et K, doit être égale à 13 (Stout, 1972). Les amphiboles des faciès microgrenus (Pleubian et Launay) correspondent en moyenne à des magnésio-hornblendes; celles de la granodiorite de Talberg et du granite de Port-Blanc se situent à la limite entre les champs des magnésio-hornblendes et des ferro-hornblendes; il faut cependant signaler que le coeur des cristaux, moins riche en silice, présente un caractère tschermakitique plus accentué. Enfin, dans le granite de Pomelin-Bréhat, les amphiboles appartiennent à la famille des hornblendes hastingsitiques (coeur des cristaux) ou à celle des ferro-hornblendes (bordures). Dans tous les types pétrographiques, le zonage des cristaux est donc confirmé d'un point de vue chimique : il se traduit, du coeur vers la bordure, par une augmentation de la teneur en silice et en fer ainsi que par une diminution des concentrations en aluminium, titane, sodium et potassium; par contre, la teneur en calcium est remarquablement constante. Les analyses montrent également que, dans le microgranite de Launay, les petites amphiboles de la mésostase sont identiques aux bordures des phénocristaux.

Il est possible de décrire la composition chimique des amphiboles calciques par un certain nombre de substitutions à partir de la formule structurale de la trémolite



Echantillon	80-7 (type Pleubian)				80-8 (type Talberg)				80-6 (type Talberg)			
	Coeur		Bordure		Coeur		Bordure		Coeur		Bordure	
Nb d'analyses	20		2		15		3		8		4	
Moyenne - Ecart-type	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	44,37	0,7	45,81	0,2	44,65	1,2	47,02	0,4	44,39	1,8	46,53	0,5
Al ₂ O ₃	9,90	0,5	8,16	0,04	8,85	1,0	6,76	0,3	8,39	1,6	6,29	0,9
FeO (*)	13,83	0,7	17,69	0,4	19,26	1,7	20,47	0,3	20,68	0,8	21,61	0,6
MnO	0,19	0,1	0,39	0,05	0,39	0,1	0,58	0,02	0,52	0,1	0,73	0,2
MgO	13,13	0,6	11,15	0,1	9,92	0,7	9,64	0,3	8,77	0,5	9,25	0,5
TiO ₂	2,55	0,3	1,57	0,04	1,71	0,5	0,62	0,1	1,85	0,5	0,75	0,1
CoO	10,80	0,3	10,61	0,01	10,55	0,3	11,24	0,1	10,67	0,2	10,49	0,2
Na ₂ O	2,09	0,1	1,65	0,01	1,70	0,2	1,07	0,07	2,01	0,3	1,50	0,1
K ₂ O	0,86	0,06	0,81	0,03	0,65	0,1	0,59	0,05	0,73	0,07	0,57	0,06
Total	97,72		97,84		97,68		97,99		98,01		97,72	
Si	6,460		6,738		6,624		6,690		6,672		7,024	
Al ^{IV}	1,540		1,262		1,376		1,010		1,328		0,976	
Al ^{VI}	0,156		0,150		0,168		0,172		0,155		0,141	
Fe ³⁺	0,703		0,779		0,842		0,682		0,579		0,450	
Fe ²⁺	0,974		1,680		1,539		1,852		2,010		2,226	
Mn	0,024		0,048		0,049		0,073		0,066		0,093	
Mg	2,868		2,459		2,207		2,150		1,977		2,094	
Ti	0,278		0,173		0,190		0,068		0,208		0,085	
Co	1,710		1,702		1,709		1,818		1,741		1,713	
Na	0,598		0,477		0,497		0,312		0,592		0,443	
K	0,162		0,154		0,125		0,113		0,141		0,111	
Total	15,47		15,62		15,32		15,24		15,47		15,35	
mg	0,75		0,59		0,59		0,54		0,49		0,48	

Tableau 4 : Compositions chimiques moyennes des amphiboles primaires du Batholite Nord-Trégorrois. Les formules structurales sont calculées sur 23 oxygènes. (*) : FeO représente le fer total.

Echantillon	80-2 (type Launay)						80-5 (type Pomelin Bréhat)				80-11 (type Port-Blanc)			
	Coeur		Bordure		Mésostase		Coeur		Bordure		Coeur		Bordure	
Nb d'analyses	15		5		7		9		5		18		8	
Moyenne - Ecart Type	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	44,90	1,3	47,4	0,3	47,08	0,7	42,10	0,7	43,42	1,3	43,87	0,5	45,53	0,5
Al ₂ O ₃	9,25	1,1	6,93	0,2	7,19	0,2	11,16	0,5	8,33	1,6	8,84	0,2	7,11	0,8
FeO (*)	14,68	0,8	17,17	0,6	16,10	0,4	18,62	2,0	26,81	2,5	22,97	0,8	24,1	0,8
MnO	0,28	0,01	0,45	0,1	0,46	0,1	0,37	0,2	0,9	0,6	0,61	0,2	0,93	0,2
MgO	12,94	0,8	12,40	0,2	12,65	0,4	9,25	1,3	5,07	1,1	7,51	0,5	7,39	0,5
TiO ₂	2,03	0,3	1,06	0,07	1,08	0,09	2,82	0,3	1,17	0,7	1,28	0,1	0,39	0,2
CoO	11,06	0,1	10,61	0,1	10,67	0,5	10,57	0,2	9,58	0,5	9,98	0,2	10,14	0,4
Na ₂ O	1,77	0,2	1,31	0,03	1,29	0,1	2,67	0,3	2,06	0,4	1,91	0,1	1,48	0,1
K ₂ O	0,82	0,06	0,56	0,03	0,6	0,1	0,58	0,06	0,81	0,1	0,63	0,07	0,60	0,06
Total	97,73		97,89		97,12		98,14		98,15		97,60		97,67	
Si	6,546		6,874		6,869		6,288		6,657		6,623		6,872	
Al ^{IV}	1,454		1,126		1,131		1,712		1,343		1,377		1,128	
Al ^{VI}	0,132		0,056		0,102		0,249		0,158		0,192		0,134	
Fe ³⁺	0,759		1,043		0,955		0,552		0,983		0,966		1,043	
Fe ²⁺	1,024		1,032		1,000		1,764		2,442		1,923		1,987	
Mn	0,033		0,055		0,057		0,046		0,116		0,077		0,118	
Mg	2,830		2,697		2,767		2,071		1,165		1,700		1,672	
Ti	0,222		0,114		0,118		0,315		0,134		0,145		0,044	
Ca	1,757		1,688		1,703		1,712		1,608		1,649		1,679	
Na	0,508		0,376		0,372		0,781		0,624		0,570		0,442	
K	0,154		0,106		0,113		0,111		0,162		0,240		0,118	
Total	15,42		15,17		15,19		15,60		15,39		15,46		15,24	
mg	0,73		0,72		0,73		0,54		0,32		0,47		0,46	

Tableau 4 : (suite)

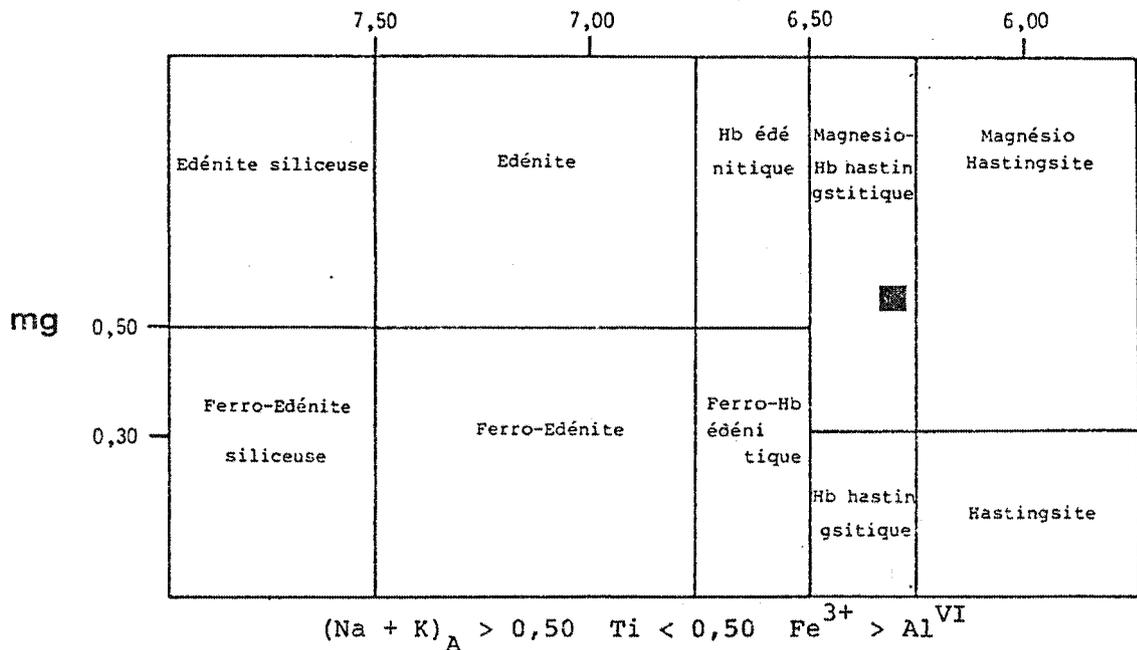
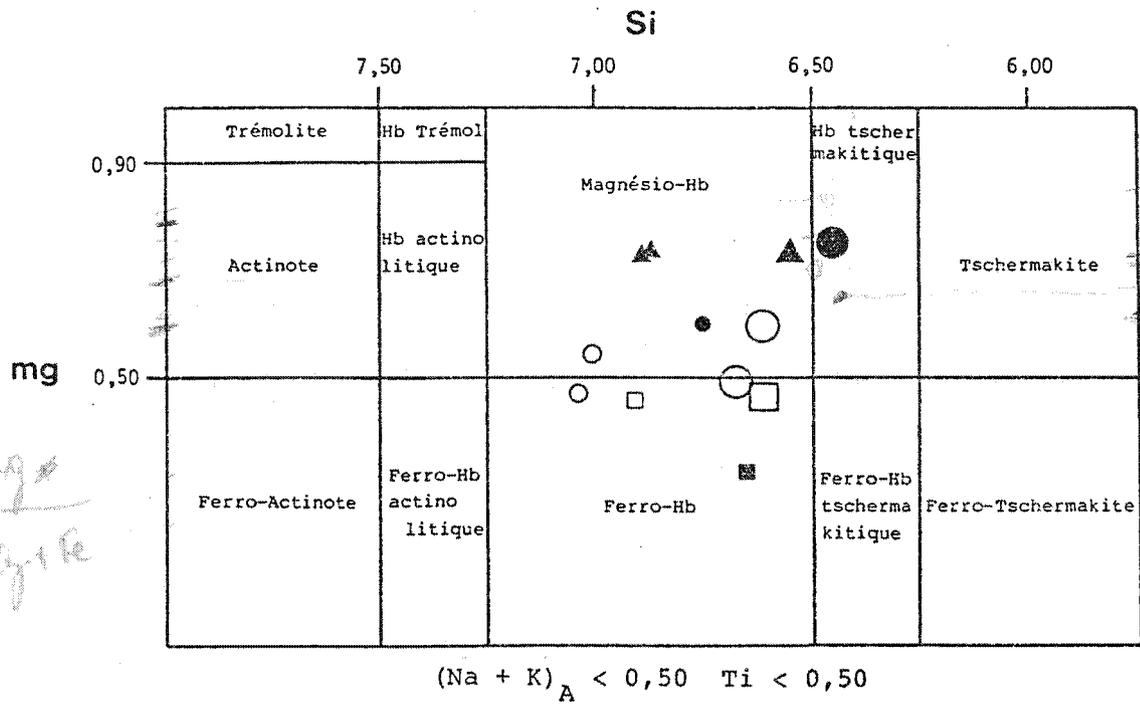


Figure 21 : Position des amphiboles primaires du Batholite Nord-Trégorrois dans les diagrammes de classification de Leake (1978). Grands symboles : cœur des cristaux ; petits symboles : bordure des cristaux ou microcristaux de la mésostase. (○) : granodiorite de Talberg ; (●) : microgranodiorite de Pleubian ; (▲) : microgranite de Launay ; (■) : granite de Pomelin-Bréhat ; (□) : granite de Port-Blanc.

- Type 1 : $(\text{Na} + \text{K})^{\text{A}} + \text{Al}^{\text{Z}} \rightleftharpoons \square + \text{Si}$ (Edénite)
- Type 2a : $\text{Al}^{\text{Y}} + \text{Al}^{\text{Z}} \rightleftharpoons \text{R}^{2+} + \text{Si}$ (Tschermakite)
- Type 2b : $\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{Z}} \rightleftharpoons \text{R}^{2+} + \text{Si}$
- Type 3a : $\text{Na}^{\text{x}} + \text{Al}^{\text{Y}} \rightleftharpoons \text{Ca} + \text{R}^{2+}$ (Glaucophane)
- Type 3b : $\text{Na}^{\text{x}} + \text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Ca} + \text{R}^{2+}$ (Riébeckite)
- Type 4 : $\text{Na}^{\text{A}} + \text{Na}^{\text{x}} \rightleftharpoons \square + \text{Ca}$ (Richtérite)
- Type 5 : $\text{Ti}^{\text{Y}} + 2 \text{Al}^{\text{Z}} \rightleftharpoons \text{R}^{2+} + 2 \text{Si}$
- Type 6a : $2 \text{Na}^{\text{x}} + \text{Ti}^{\text{Y}} \rightleftharpoons 2 \text{Ca} + \text{R}^{2+}$
- Type 6b : $\text{Na}^{\text{x}} + \text{Ti}^{\text{Y}} \rightleftharpoons \text{Ca} + \text{Al}^{\text{Y}}$

Afin de déterminer les constituants principaux de ces amphiboles, différentes corrélations entre éléments ont été examinées (Fig. 22). Le diagramme $\text{Al}^{\text{IV}} / (\text{Na} + \text{K})^{\text{A}}$ (Fig. 22 a) permet de mettre en évidence l'importance de la substitution de type 1 faisant intervenir l'aluminium tétracoordonné; la pente de la corrélation observée ($\sim 1,5$) diffère cependant du rapport de substitution édénitique $\text{Al}^{\text{IV}} / \text{cations A}$ qui, dans le cas idéal, doit être égal à l'unité. Il faut donc envisager d'autres substitutions, comme les types 2 ou 5, favorisant l'entrée de l'aluminium en site tétraédrique. Le diagramme $\text{Al}^{\text{total}} / \text{Al}^{\text{IV}}$ (Fig. 22b) montre que l'essentiel de l'aluminium (environ 90%) est tétracoordonné; par conséquent, le cation R^{3+} dominant est Fe^{3+} . Une telle caractéristique indique, selon Czamanske et Wones (1973), le rôle prépondérant de la substitution de type 2b par rapport à celle de type 2a; en réalité, l'absence de corrélations positives $\text{Al}^{\text{IV}} / \text{Al}^{\text{VI}}$ et $\text{Al}^{\text{IV}} / \text{Fe}^{3+}$ (Fig. 22c et d) implique l'inexistence des substitutions de type 2. Il existe par contre une bonne corrélation entre Al^{IV} et Ti (Fig. 22e); le rapport de substitution ($\sim 2,5$) s'écarte néanmoins du rapport théorique ($\text{Al}^{\text{IV}} / \text{Ti} = 2$) correspondant au type 5. De plus, la valeur résiduelle de l'aluminium tétracoordonné ($\text{Al}^{\text{IV}} = 0,9$) lorsque Ti est nul, peut être interprétée comme la marque de la substitution édénitique.

Robinson et al. (1971) indiquent que, lorsque les types de substitution 1, 2 ou 5 sont prépondérants, la formule structurale de la hornblende doit vérifier la relation suivante : $\text{Al}^{\text{IV}} = (\text{Na} + \text{K})^{\text{A}} + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + 2 \text{Ti}$. Cette égalité n'étant pas respectée au niveau des amphiboles du Batholite Nord-Trégorrois (Fig. 22f), des substitutions de type 3, 4 ou

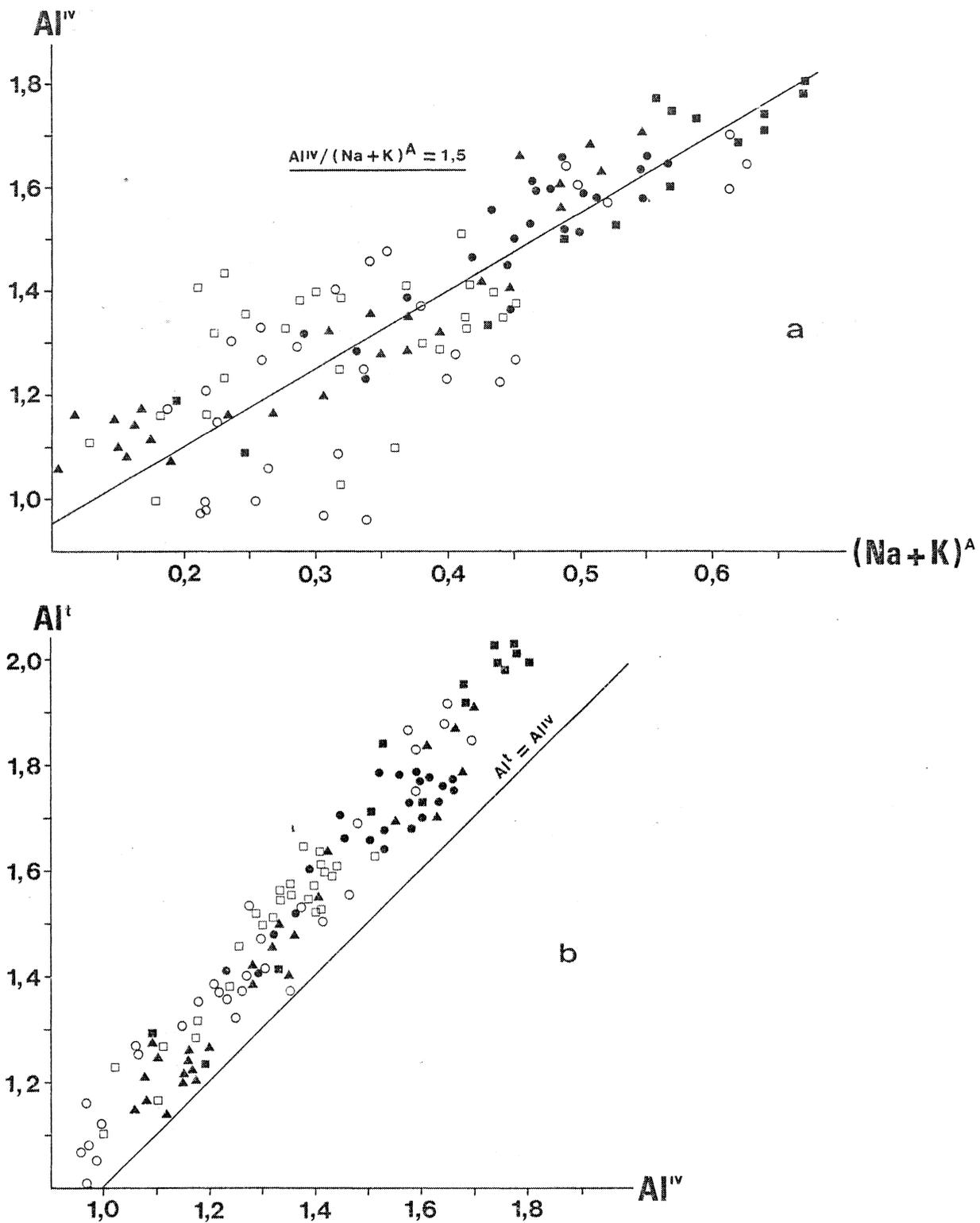


Figure 22 : Etude des substitutions dans les amphiboles du Batholite Nord-Tregorrois. (○) granodiorite de Talberg ; (●) microgranodiorite de Pleubian ; (▲) microgranite de Launay ; (■) granite de Pomelin-Bréhat ; (□) granite de Port-Blanc.

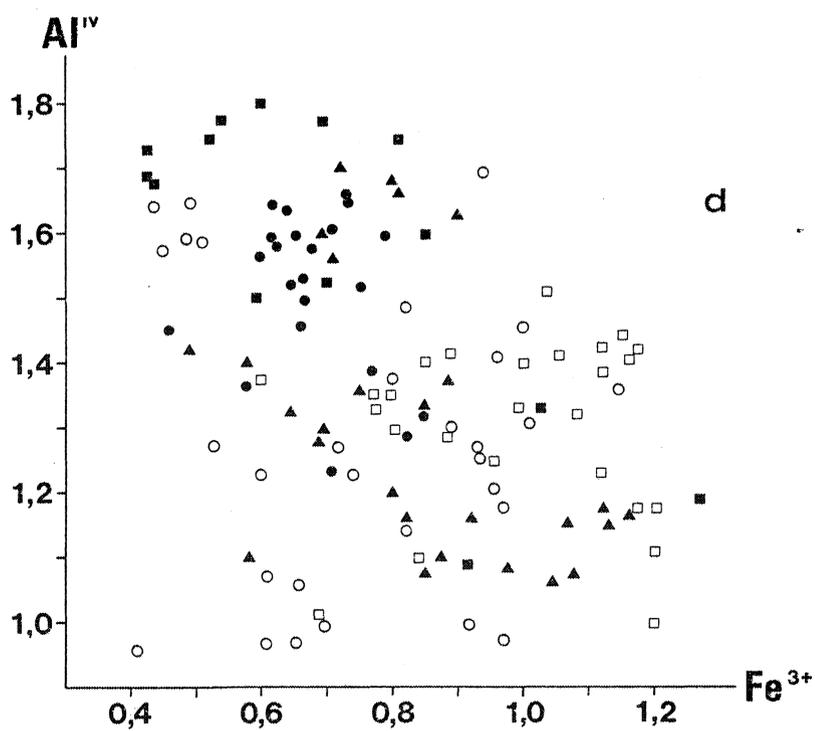
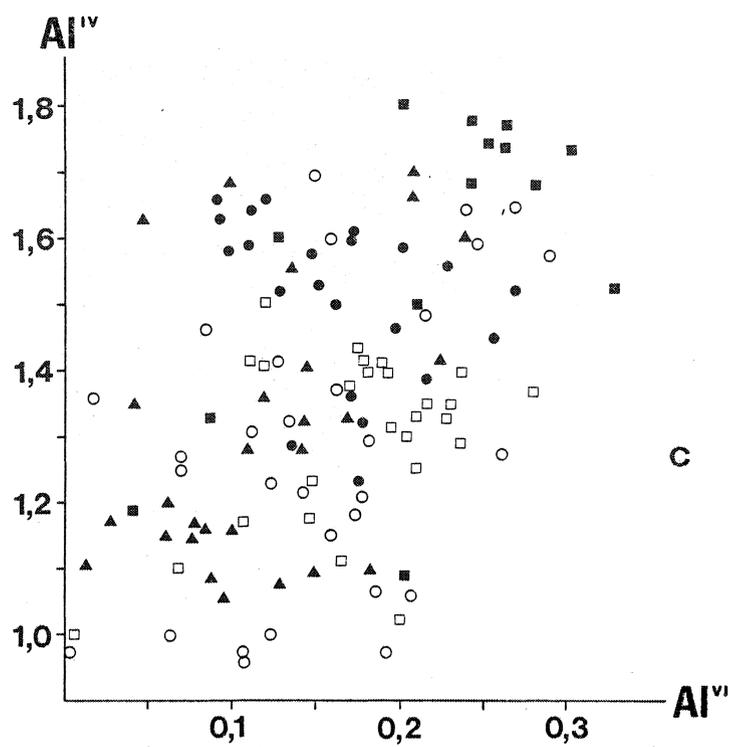


Figure 22 : (suite)

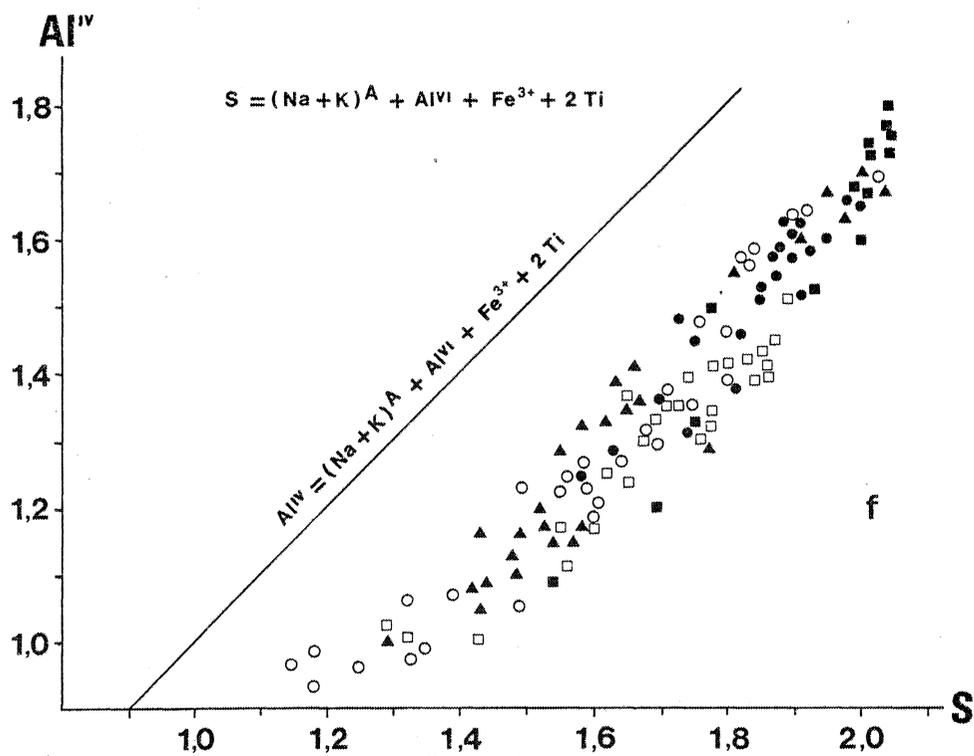
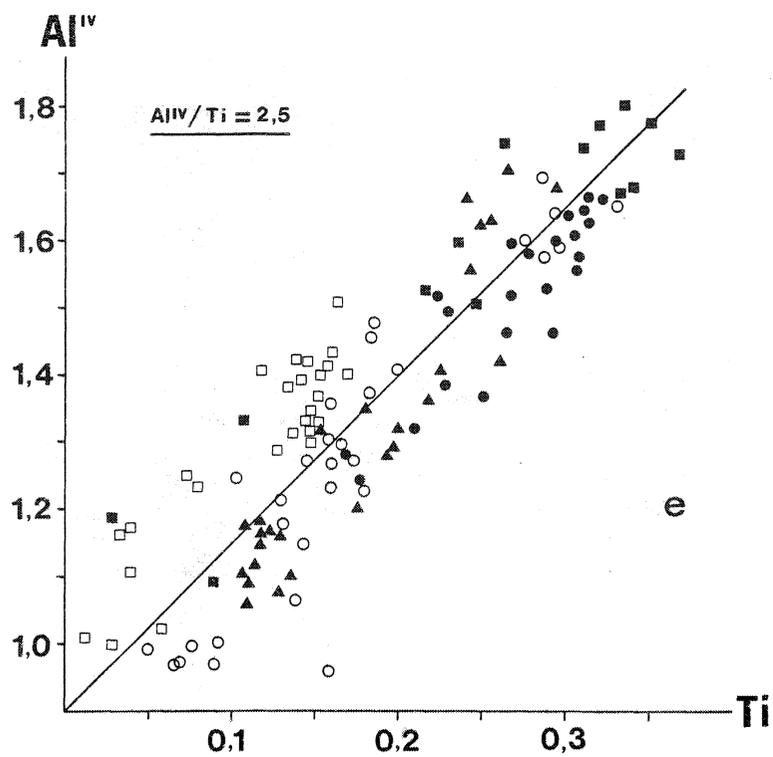


Figure 22 : (suite)

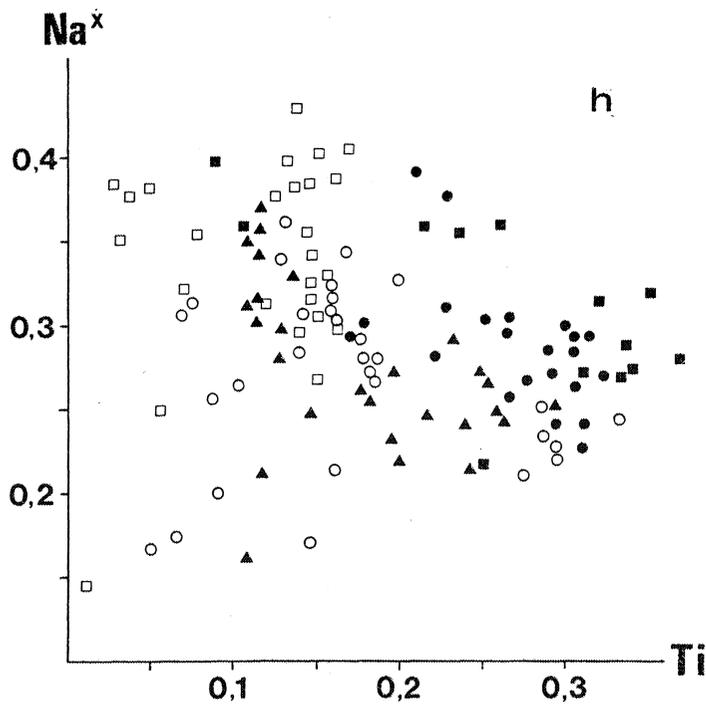
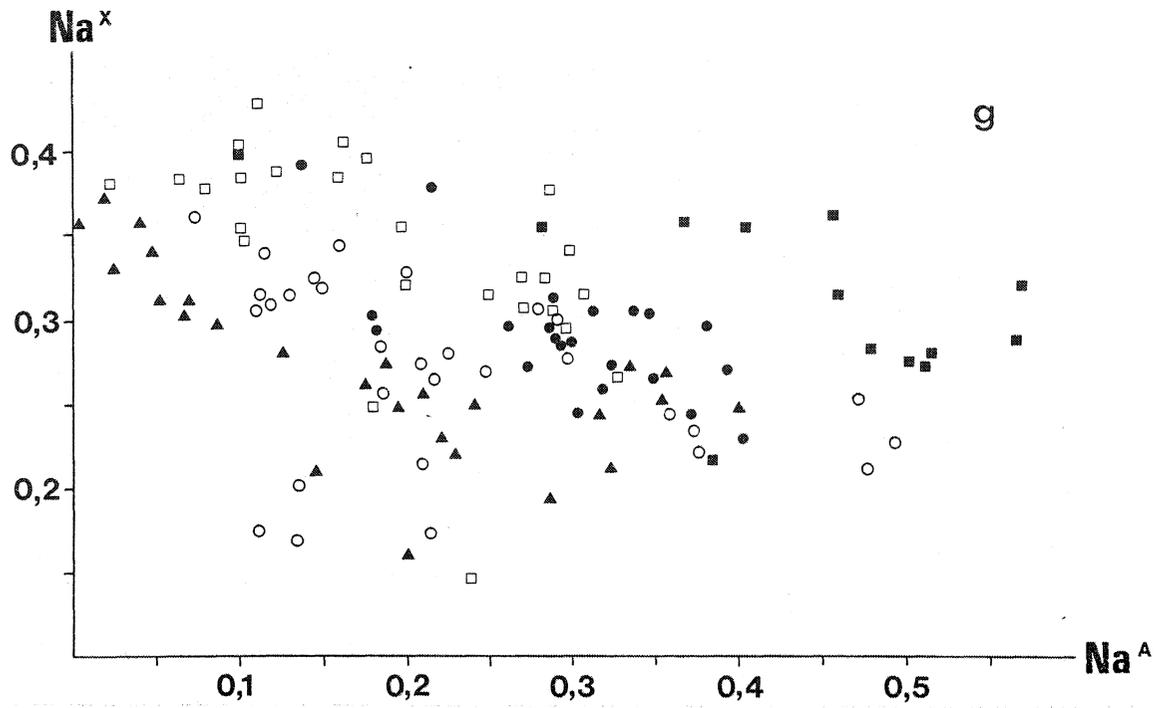


Figure 22 : (suite)

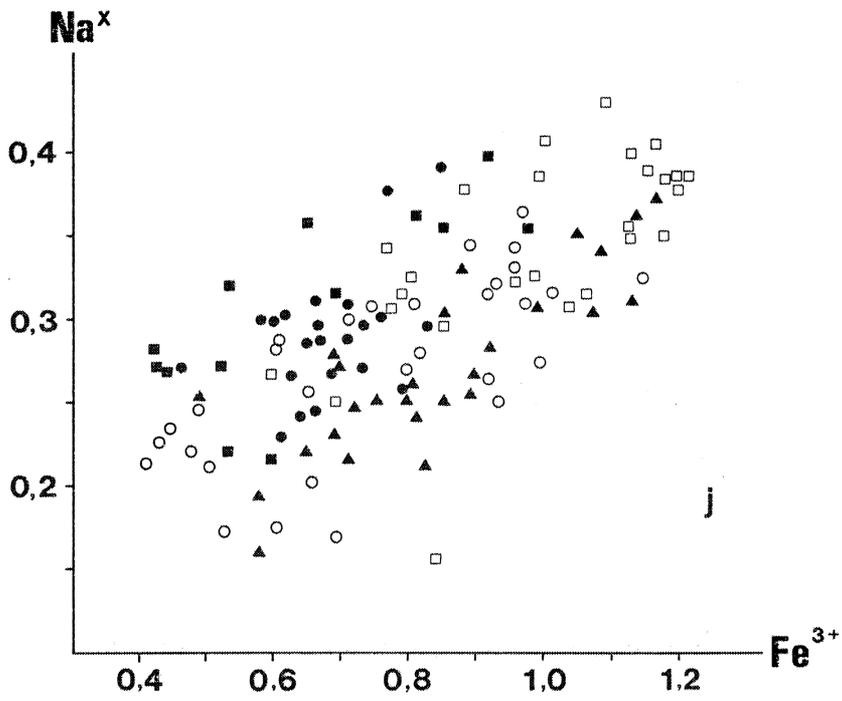
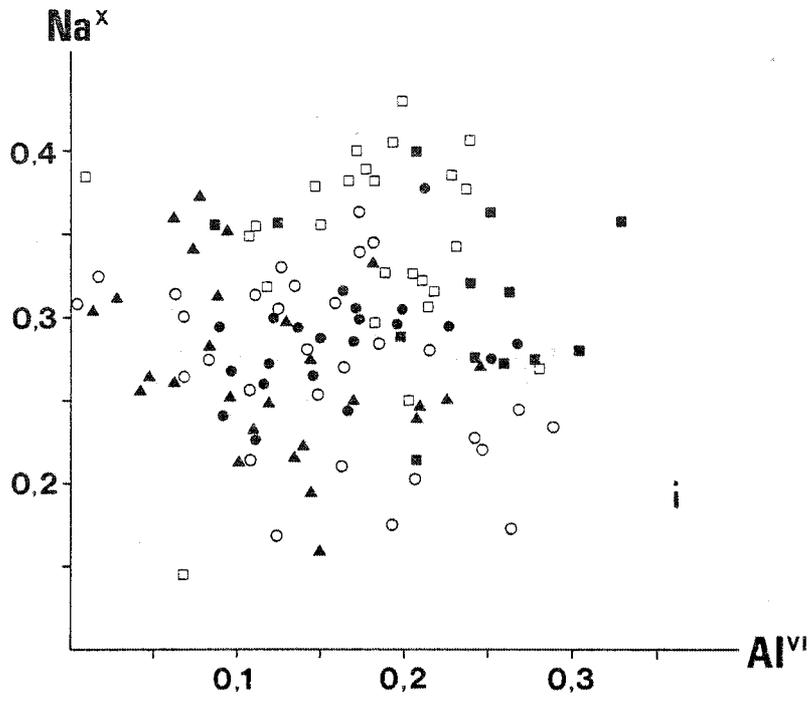


Figure 22 : (suite)

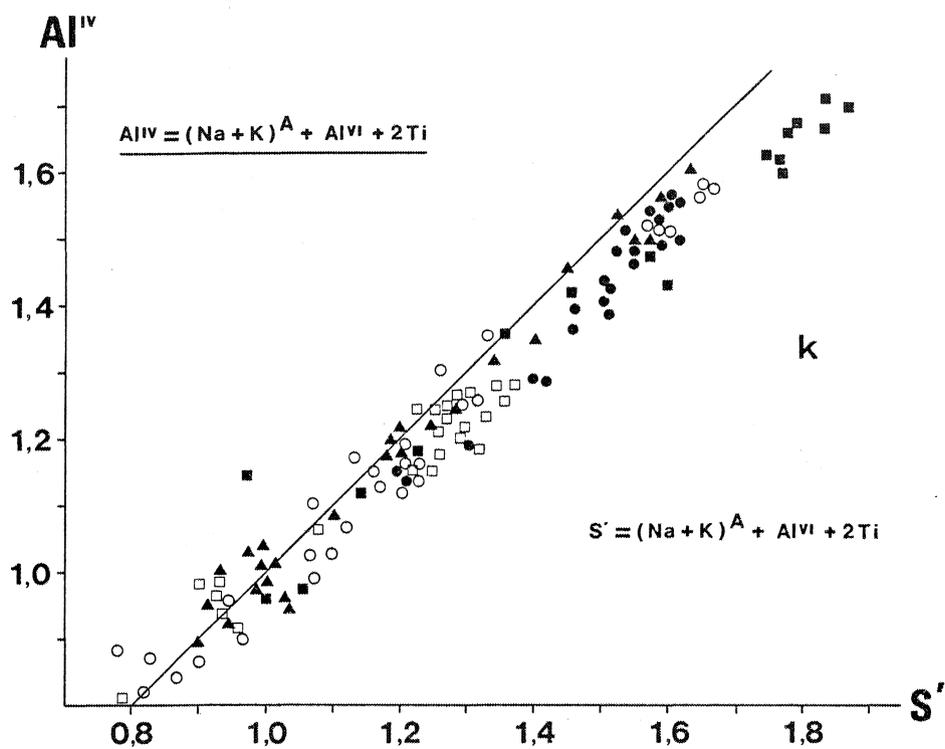


Figure 22 : (suite)

6 doivent également intervenir. Cependant, les diagrammes $\text{Na}^{\text{x}}/\text{Na}^{\text{A}}$, $\text{Na}^{\text{x}}/\text{Ti}$ et $\text{Na}^{\text{x}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ (Fig. 22g, h et i) ne montrent aucune corrélation nette; les substitutions de type 4, 6 ou 3a sont donc pratiquement inexistantes. Par contre, la faible corrélation observée entre Na^{x} et Fe^{3+} (Fig. 22 j) suggère le rôle, probablement peu important, d'une substitution riébeckitique (type 3b). Le diagramme $\text{Al}^{\text{IV}}/(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}} + \text{Al}^{\text{VI}} + 2 \text{Ti}$ (Fig. 22 k), effectué à partir des analyses brutes pour lesquelles les teneurs en Fe^{3+} n'ont pas été estimées, indique un rapport de substitution voisin de 1; la présence, dans ces amphiboles, d'un pôle riébeckitique est par conséquent seule responsable de la non vérification de l'équation de balance des charges proposée par Robinson et al. (1971). C'est la confirmation de l'absence des substitutions de type 3a, 4 et 6 ainsi que de l'importance des types 1 et 5.

B - Les amphiboles secondaires :

Soumises à des recristallisations liées à l'intrusion de la microgranodiorite de Pleubian, les amphiboles de la diorite de Castel-Meur peuvent être considérées comme secondaires. Dans la classification de Leake (1978), ces amphiboles correspondent à des hornblendes trémolitiques lorsqu'elles proviennent de la déstabilisation des clinopyroxènes (Tableau 5; Fig. 23). En réalité, la composition chimique des deux types d'amphibole est très semblable : seules la teneur en Fe^{3+} calculée et par conséquent la valeur du rapport $\text{mg} (\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ différent; il faut cependant préciser que la méthode de calcul du fer ferrique conduit à une estimation qui, en aucun cas, ne permet de déterminer les conditions oxydo-réductrices régnant dans le magma lors de la cristallisation.

Dans la microgranodiorite de Pleubian, la transformation rétro-morphique du clinopyroxène donne également naissance à trois types d'amphiboles secondaires (Tableau 5 ; Fig. 23) :

- Une amphibole brune, intermédiaire entre la magnésio-hornblende et la hornblende tschermakitique ; elle possède une composition chimique semblable à celle des coeurs des cristaux primaires.
- Une amphibole verte correspondant à de la magnésio-hornblende; elle est identique à celle qui constitue les bordures des cristaux primaires.
- Enfin, une amphibole incolore souvent fibreuse qui envahit parfois les reliques de clinopyroxène; il s'agit de hornblende actinolitique.

Echantillon	80-10 (type Castel-Meur)				80-7 (type Pleubian)					
	Amphibole recristallisée		Amphibole incolore		Amphibole brune		Amphibole verte		Amphibole incolore	
Nb d'analyses	9		4		6		3		3	
Moyenne - Ecart type	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	53,03	1,5	51,66	0,7	44,34	0,4	47,26	1,2	50,33	0,8
Al ₂ O ₃	4,40	1,2	4,60	0,4	10,46	0,3	8,07	1,0	4,39	0,9
FeO (*)	10,30	0,6	10,05	0,4	13,59	0,6	16,81	0,7	16,36	0,4
MnO	0,22	0,07	0,17	0,03	0,13	0,1	0,29	0,1	0,51	0,05
MgO	17,70	0,7	17,50	0,2	13,16	0,3	11,62	0,7	13,49	1,0
TiO ₂	0,32	0,2	0,42	0,05	2,78	0,1	1,48	0,1	0,29	0,2
Cr ₂ O ₃	0,27	0,2	0,11	0,1	0	-	0	-	0	-
CaO	10,82	0,3	11,80	0,3	10,50	0,3	10,27	0,2	10,66	0,4
Na ₂ O	0,51	0,1	0,63	0,1	2,14	0,1	1,44	0,2	0,83	0,2
K ₂ O	0,25	0,1	0,31	0,1	0,91	0,1	0,86	0,2	0,34	0,1
Total	97,82		97,25		98,05		98,10		97,25	
Si	7,320		7,283		6,412		6,863		7,327	
Al ^{IV}	0,680		0,717		1,583		1,137		0,673	
Al ^{VI}	0,035		0,046		0,194		0,243		0,079	
Fe ³⁺	0		0,766		0,772		0,799		0,688	
Fe ²⁺	1,184		0,413		0,872		1,244		1,305	
Mn	0,025		0,020		0,016		0,035		0,063	
Mg	3,665		3,700		2,837		2,516		2,928	
Ti	0,033		0,044		0,302		0,161		0,031	
Cr	0,029		0,013		0		0		0	
Ca	1,600		1,812		1,626		1,598		1,663	
Na	0,136		0,174		0,599		0,405		0,234	
K	0,044		0,056		0,168		0,159		0,063	
Total	14,75		15,04		15,38		15,16		15,05	
mg	0,75		0,90		0,76		0,67		0,69	

Tableau 5 : Compositions chimiques moyennes des amphiboles secondaires du Batholite Nord-Trégorrois. Les formules structurales sont calculées sur 23 oxygènes. (*) : FeO représente le fer total.

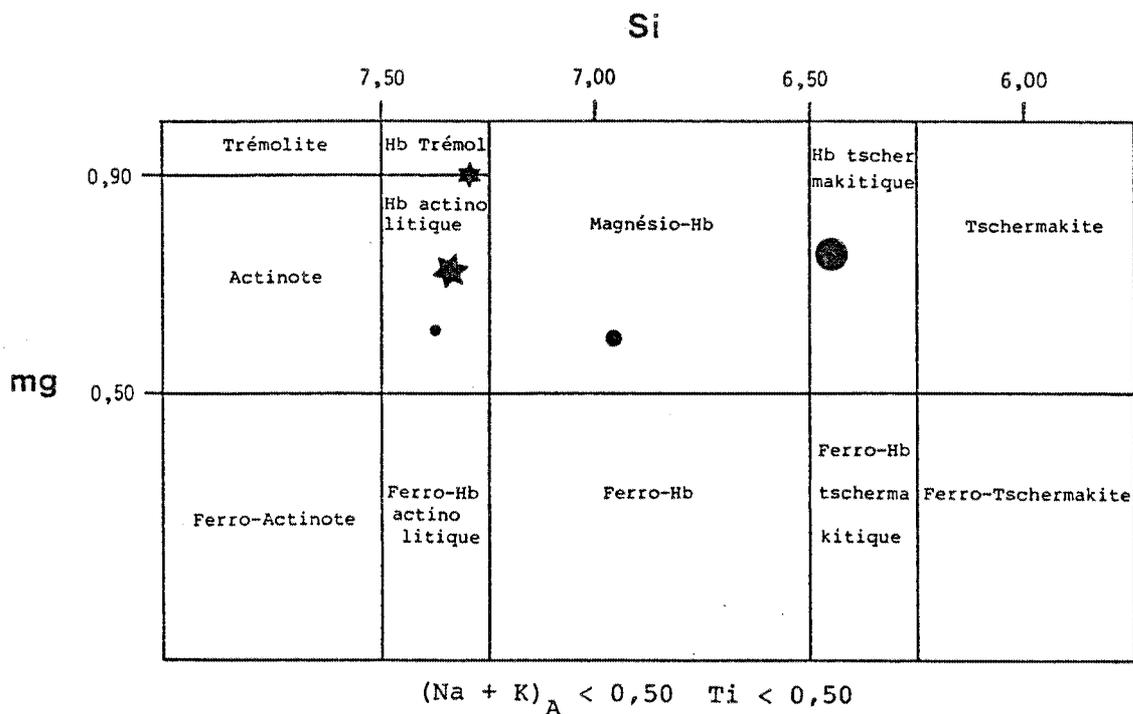


Figure 23 : Position des amphiboles secondaires du Batholite Nord-Trégorrois dans le diagramme de classification de Leake (1978).

- (★) : Amphibole primaire recristallisée (diorite de Castel Meur)
- (★) : Amphibole incolore (diorite de Castel Meur)
- (●) : Amphibole brune (microgranodiorite de Pleubian)
- (●) : Amphibole verte (microgranodiorite de Pleubian)
- (●) : Amphibole incolore (microgranodiorite de Pleubian).

IV - LA BIOTITE.

Seules les biotites des faciès granodioritiques ont pu être analysées (Tableau 6), celles des autres roches étant toujours chloritisées. Leur rapport Mg/Mg + Fe total varie conformément à la composition chimique de la roche hôte et est toujours inférieur à celui des amphiboles associées; selon Leake (1968), la faible valeur de ce rapport, qui traduit en fait le caractère ferrifère des biotites, peut être considérée comme la conséquence de la cristallisation précoce de clinopyroxènes plus magnésiens que les amphiboles. Enfin, il faut signaler les fortes teneurs de ces biotites en titane et en aluminium tétracoordonné.

V - LE FELDSPATH ALCALIN.

Les analyses chimiques obtenues montrent qu'il s'agit dans tous les cas d'orthose dépourvue d'anorthite et pauvre en composant sodique (Tableau 6). Il est souvent microperthitique et contient alors des filets d'albite pure.

VI - LES MINÉRAUX ACCESSOIRES.

En ce qui concerne les phases accessoires, c'est leur teneur parfois importante en "éléments en traces" et particulièrement en terres rares qui a retenu l'attention. Les analyses ont été obtenues dans les conditions expérimentales suivantes (20 KV, 15 nA) :

- dosage des éléments majeurs (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca et Ti) sur la raie $K\alpha$ pour un temps de comptage de 6 secondes.
- dosage du lanthane, du cérium et de l'yttrium sur la raie $L\alpha$, du thorium sur la raie $M\alpha$, pour un temps de comptage de 40 secondes.

Deux espèces minérales ont ainsi été analysées :

- l'apatite qui, localement abondante sous forme d'inclusions dans les minéraux ferro-magnésiens, est susceptible d'intervenir dans les processus pétrogénétiques. Les résultats semblent montrer qualitativement

Echantillon	80-7				80-6				80-6				80-2				80-4				80-11			
	Biotite								Feldspath potassique															
Nb d'analyses	2		17		4		4		7		7													
Moyenne - Ecart-type	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ								
SiO ₂	35,14	0,8	34,84	0,4	63,66	0,6	64,17	0,3	63,46	0,9	63,56	0,6												
Al ₂ O ₃	15,37	-	13,80	0,3	18,48	0,3	18,51	0,1	18,65	0,4	18,37	0,3												
FeO (*)	23,02	0,8	25,71	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-												
MnO	0,18	0,1	0,26	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-												
MgO	8,90	0,03	7,23	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-												
CaO	0,03	-	0,04	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-												
Na ₂ O	0,03	0,01	0,11	0,05	0,92	0,6	0,25	0,04	0,47	0,6	0,84	1,0												
K ₂ O	8,09	0,03	9,07	0,3	16,24	0,2	17,12	0,3	16,37	0,8	16,4	1,2												
TiO ₂	3,52	0,01	3,89	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-												
Total	94,28		94,95		99,30		100,05		98,95		99,17													
Si	5,499		5,542		2,975		2,982		2,973		2,977													
Al	2,830		2,583		1,016		1,012		1,028		1,012													
Fe ²⁺	3,002		3,408		-		-		-		-													
Mn	0,023		0,035		-		-		-		-													
Mg	2,089		1,724		-		-		-		-													
Ca	0,005		0,006		-		-		-		-													
Na	0,009		0,030		0,080		0,022		0,042		0,076													
K	1,616		1,841		0,969		1,015		0,979		0,980													
Ti	0,413		0,464		-		-		-		-													

Tableau 6 : Compositions chimiques moyennes de la biotite et du feldspath potassique des granitoïdes trégorrois. (*) : FeO représente le fer total.

la présence de terres rares légères dans ce minéral mais les teneurs ($\text{La}_2\text{O}_3 < 0,2\%$: $\text{Ce}_2\text{O}_3 < 0,7\%$) ne permettent pas, compte tenu des conditions analytiques, d'accorder une valeur significative aux dosages effectués.

- l'allanite qui, bien que rare dans la plupart des échantillons, est présente dans tous les granitoïdes étudiés à l'exception de la diorite de Castel-Meur. Beaucoup plus significatives, les analyses obtenues à partir d'un échantillon du granite de Pomelin-Bréhat (Tableau 7) illustrent le comportement fortement compatible des terres rares légères vis à vis de ce minéral; par contre, les teneurs en thorium et en yttrium sont faibles. Enfin, la somme des oxydes toujours inférieure à 100 indique l'existence d'éléments non dosés (néodyme...).

VII - CONCLUSIONS.

Cette étude a permis de caractériser d'un point de vue chimique la plupart des minéraux des granitoïdes trégorrois et constitue à ce titre le complément des observations pétrographiques du chapitre précédent; en ce qui concerne les résultats obtenus, ils serviront essentiellement à préciser les mécanismes de la cristallisation fractionnée et en particulier le rôle de chacune des phases minérales dans la différenciation des magmas.

Par ailleurs, l'existence d'un phénomène d'exsolution à basse température, suivi d'un départ d'éléments lors de l'altération, a été mise en évidence au niveau des minéraux opaques; il est donc impossible, à partir des couples magnétite - ilménite, de déterminer les paramètres thermobarométriques de la cristallisation selon la méthode proposée par Buddington et Lindsley (1964) ou Powell et Powell (1977). En revanche, l'étude cristallographique effectuée tant au niveau des clinopyroxènes que des amphiboles sera utilisée dans le but d'estimer les conditions physico-chimiques ayant présidé à la cristallisation des magmas.

Enfin, un dernier point mérite d'être développé en ce qui concerne l'identification des affinités géochimiques des séries magmatiques. Récemment, à partir du traitement statistique d'un nombre important de clinopyroxènes, Leterrier et al. (1982) ont en effet mis en évidence quelques critères permettant de reconnaître les contextes géo-

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	31,47	31,03	31,39	29,49	30,40	30,66	29,09	29,60	30,97	30,95	30,56	30,73	30,47
Al ₂ O ₃	14,62	14,15	14,84	14,50	13,88	13,74	13,25	13,82	13,28	14,89	14,31	14,60	14,61
FeO (*)	15,83	16,55	16,31	16,19	17,96	16,81	12,68	13,45	17,43	16,27	16,44	16,13	13,97
MnO	0,22	0,11	0,25	0,34	0,27	0,12	0,37	0,50	0,16	0,30	0,18	0,36	0,40
MgO	0,62	0,46	0,51	0,58	0,37	0,57	0,80	0,50	0,42	0,57	0,69	0,82	0,89
CaO	9,59	10,08	10,09	9,93	9,94	9,68	7,54	7,68	10,05	10,11	9,71	9,65	7,38
TiO ₂	2,08	2,41	2,11	2,10	2,49	2,57	3,08	3,60	2,49	2,17	1,91	1,82	2,25
ThO ₂	0,17	0,38	0,15	0,29	0,40	0,37	0,46	0,57	0,27	0,12	0,41	0,29	0,57
Y ₂ O ₃	0,10	0,16	0	0	0,10	0,05	0,03	0,08	0	0	0	0,16	0
La ₂ O ₃	7,62	7,60	7,10	7,35	6,22	7,89	6,92	5,13	6,30	7,39	7,07	7,09	5,99
Ce ₂ O ₃	12,95	12,46	12,66	12,98	12,60	13,21	13,86	12,70	12,64	12,87	13,15	13,15	12,41
Total	95,27	95,39	95,41	93,75	94,03	95,67	88,08	87,63	94,01	95,64	94,43	94,79	88,94

Tableau 7 : Composition chimique de l'allanite du granite de Pomelin - Bréhat (échantillon 80-5). (*) : FeO représente le fer total.

tectoniques principaux; en réalité, cette méthode ne s'applique qu'à des roches de composition basaltique, l'index de différenciation de Thornton et Tuttle (1960) devant être inférieur à 50. Cette contrainte réduit donc l'utilisation de ce procédé aux clinopyroxènes de la diorite de Castel Meur (échantillon 80-10 : $DI = 34$). Bien que la mise en place du complexe plutonique trégorrois soit attribuée à l'existence d'une subduction (Auvray, 1979), on constate que les fortes teneurs en chrome des diopsides ne permettent pas d'établir avec certitude le caractère orogénique de la diorite (Fig. 24 a); par contre, l'affinité tholéitique d'arc de cette dernière semble indiquée par ses clinopyroxènes peu titanifères (Fig. 24 b et c). Fondé sur un nombre peu important d'analyses, ce résultat demandera toutefois à être confirmé par une approche géochimique plus classique.

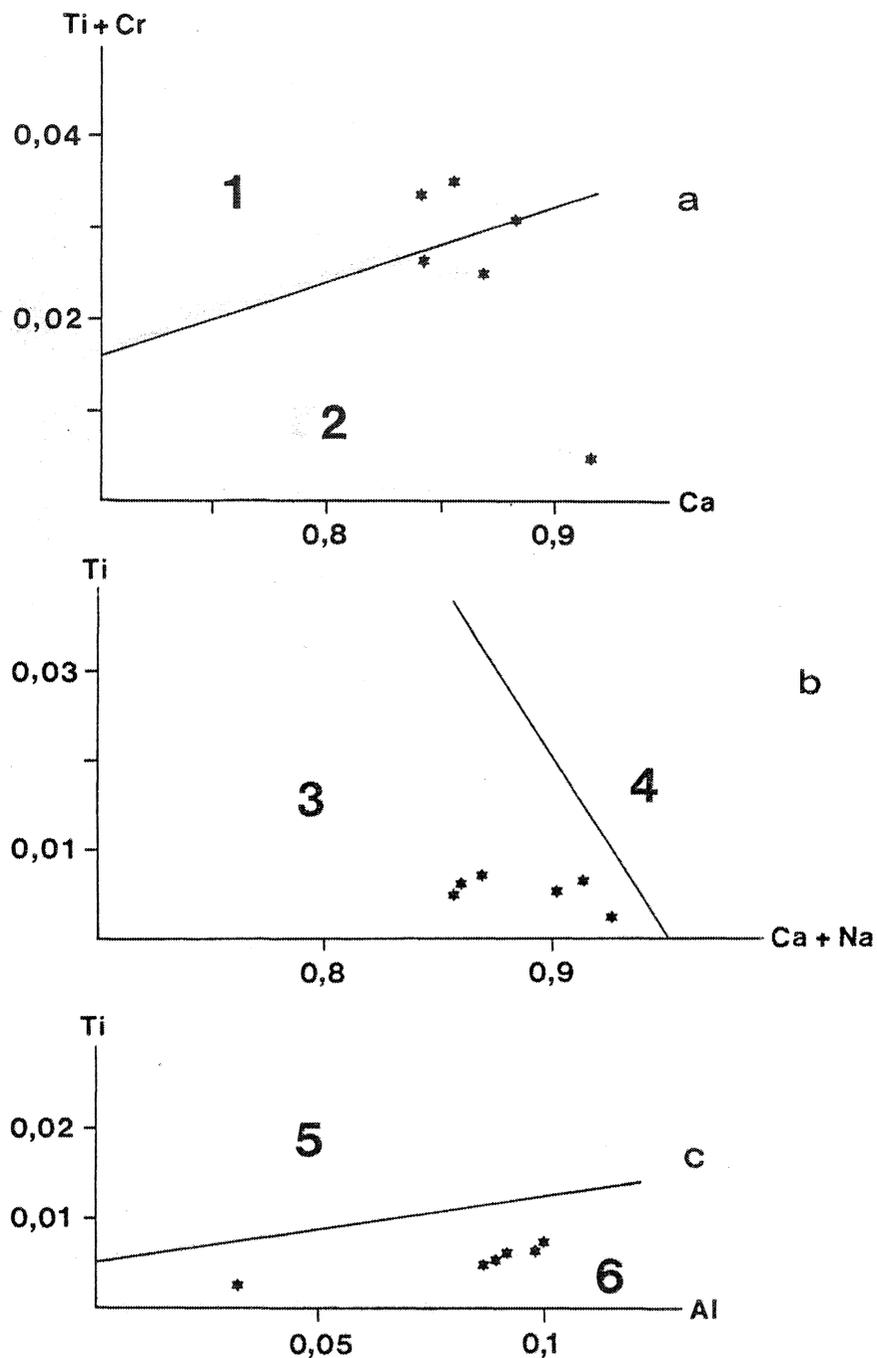


Figure 24 : Diagrammes de classification géotectonique des roches basaltiques à partir de la composition chimique (exprimée en cations) de leurs clinopyroxènes (Leterrier et al., 1982). Les étoiles représentent les clinopyroxènes de la diorite de Castel-Meur.

(1) : basaltes non orogéniques ; (2) : basaltes orogéniques ; (3) : basaltes tholéitiques ou calco-alcalins ; (4) : basaltes alcalins ; (5) : basaltes calco-alcalins ; (6) : basaltes tholéitiques d'arc.

CHAPITRE IV

ETUDE GEOCHIMIQUE

Le but de ce chapitre est (1) d'établir ou de rappeler les principales caractéristiques géochimiques des granitoïdes trégorrois, (2) de comparer ces derniers, tant au niveau des éléments majeurs que des éléments en traces, à d'autres séries plutoniques ou volcaniques et (3) de présenter les résultats géochronologiques.

I - LES ELEMENTS MAJEURS.

Les données géochimiques concernant les éléments majeurs sont extraites, pour la plupart, des travaux de Auvray (1979) et seules, quelques nouvelles analyses, représentatives de chaque faciès, ont été effectuées. La précision analytique obtenue ainsi que la localisation géographique des échantillons sont indiquées en annexe, à la fin du mémoire.

A - L'ensemble granodioritique.

Les analyses de la microgranodiorite de Pleubian confirment en général le caractère intermédiaire de la roche (Tableau 8). Malgré la large gamme de variation de la teneur en silice des échantillons, récoltés sur l'ensemble du secteur, aucune zonéographie chimique n'apparaît. La

Microgranodiorite de PLEUBIAN																					
	121	122	123	124	80-7 (*)	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136	80-9 (*)	137	\bar{X}	σ
SiO ₂	59,90	60,50	61,75	62,02	62,06	62,50	62,80	63,25	65,20	66,15	66,75	67,50	67,50	68,40	68,80	68,92	69,25	70,14	70,70	65,48	3,49
Al ₂ O ₃	17,40	16,63	15,76	17,60	16,83	16,35	16,06	16,44	16,83	15,96	16,44	14,31	15,48	15,67	15,87	15,87	15,33	14,40	14,58	15,99	0,92
Fe ₂ O ₃ (**)	5,79	6,05	6,21	4,88	5,85	5,36	5,61	5,26	4,09	4,26	3,47	5,42	3,52	3,66	3,98	3,30	3,44	3,16	3,44	4,56	1,08
MnO	0,08	0,09	0,22	0,07	0,09	0,08	0,09	0,08	0,06	0,06	0,05	0,08	0,06	0,06	0,07	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	0,03
MgO	1,98	2,33	2,29	1,43	2,21	1,95	1,58	2,01	0,97	1,23	0,96	1,26	0,97	0,95	0,47	0,85	0,92	0,88	0,91	1,38	0,58
CaO	4,85	4,45	4,79	4,80	5,21	4,45	4,33	4,00	3,12	3,48	2,72	3,12	2,36	2,55	2,24	2,50	2,14	2,27	2,35	3,46	1,08
Na ₂ O	3,54	3,56	3,87	3,68	3,58	3,71	3,79	3,45	3,62	3,59	4,02	3,48	3,33	3,50	4,14	4,11	3,50	3,74	4,23	3,71	0,26
K ₂ O	2,64	3,01	2,08	3,04	2,78	3,12	2,76	3,20	3,64	3,43	3,04	3,31	4,08	3,99	3,48	2,97	4,00	3,69	2,43	3,19	0,54
TiO ₂	0,72	0,65	0,72	0,57	0,66	0,57	0,66	0,60	0,43	0,46	0,43	0,48	0,47	0,39	0,32	0,34	0,38	0,38	0,35	0,50	0,13
P ₂ O ₅	n.d	n.d	n.d	n.d	0,23	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0,15	n.d	-	-
P.F. (1000°C)	1,62	1,80	1,50	1,47	1,47	1,37	1,42	1,06	1,49	1,49	1,21	0,91	1,11	1,21	0,86	1,06	1,16	1,09	1,16	1,29	0,25
Total	98,52	99,07	99,19	99,56	100,97	99,46	99,10	99,35	99,45	100,11	99,09	99,87	98,82	100,38	100,23	99,98	100,13	99,95	100,21	99,63	-

Granodiorite de TALBERG													
	120	112	119	113	114	115	80-8 (*)	116	80-6 (*)	117	118	\bar{X}	σ
SiO ₂	54,10	54,43	54,80	55,40	55,63	57,40	58,58	61,30	64,53	67,43	68,23	59,25	5,30
Al ₂ O ₃	17,40	17,07	18,65	16,01	17,42	17,20	17,07	17,50	16,03	15,08	16,31	16,88	0,96
Fe ₂ O ₃ (**)	8,51	8,41	7,24	8,52	8,14	6,82	7,56	5,25	5,39	3,94	3,62	6,67	1,83
MnO	0,13	0,11	0,09	0,12	0,11	0,09	0,12	0,08	0,09	0,07	0,06	0,09	0,02
MgO	3,59	3,14	2,76	4,46	3,06	3,11	2,49	1,09	1,62	1,40	0,68	2,49	1,16
CaO	7,41	6,56	7,64	6,16	6,33	4,12	5,49	3,95	4,12	2,72	2,53	5,18	1,79
Na ₂ O	3,36	3,93	3,04	2,76	3,57	4,84	3,54	4,16	3,77	3,81	4,22	3,73	0,57
K ₂ O	1,79	1,60	1,60	2,13	2,09	1,75	2,25	3,50	2,96	3,32	2,65	2,33	0,68
TiO ₂	1,52	1,31	1,17	1,10	1,24	0,88	0,87	0,56	0,60	0,44	0,34	0,91	0,39
P ₂ O ₅	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0,21	n.d	0,18	n.d	n.d	-	-
P.F. (1000°C)	1,73	1,87	2,33	2,22	1,70	2,22	1,79	1,52	1,43	1,14	1,06	1,73	0,42
Total	99,54	98,43	99,32	98,88	99,29	98,43	99,97	98,91	100,72	98,99	99,70	99,26	-

Diorite de CASTEL-MEUR							
	138	80-10 (*)	139	140	141	\bar{X}	σ
SiO ₂	52,90	53,76	55,90	56,40	54,40	54,67	1,46
Al ₂ O ₃	13,35	14,64	11,69	16,67	15,76	14,42	1,97
Fe ₂ O ₃ (**)	8,46	7,77	8,51	7,98	8,62	8,27	0,37
MnO	0,13	0,13	0,15	0,14	0,14	0,14	0,01
MgO	10,32	8,76	10,69	3,37	6,13	7,85	3,08
CaO	6,25	8,47	7,68	5,94	7,68	7,20	1,07
Na ₂ O	2,69	1,89	1,72	3,14	3,07	2,50	0,66
K ₂ O	1,44	1,45	1,06	2,28	1,26	1,50	0,46
TiO ₂	0,38	0,41	0,31	0,95	0,66	0,54	0,26
P ₂ O ₅	n.d	0,11	n.d	n.d	n.d	-	-
P.F. (1000°C)	2,26	2,28	1,84	1,87	1,60	1,97	0,29
Total	98,18	99,67	99,15	98,74	99,32	99,06	-

Tableau 8 : Composition chimique des faciès dioritiques et granodioritiques du Batholite Nord-Trégorrois.

Seules les analyses notées * sont nouvelles. Les autres résultats sont de Auvray (1979). (**): Fe₂O₃ représente le fer total.

somme des teneurs en Fe_2O_3 (Fer total), MgO et TiO_2 est le plus souvent inférieure à 8% ce qui traduit la prédominance des éléments quartzo-feldspathiques sur les minéraux colorés. Le rapport $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$ est toujours largement supérieur à l'unité et, parmi les alcalins, c'est le plus souvent Na_2O qui domine, reflétant ainsi l'abondance du plagioclase par rapport au feldspath potassique. Parfois cependant, lorsque la mésostase est particulièrement bien développée, la présence d'orthose en microcristaux conduit à des teneurs en K_2O plus importantes (analyses 132, 133 et 136).

En ce qui concerne la granodiorite de Talberg, les variations observées dans les compositions minéralogiques se retrouvent également au niveau des analyses chimiques (Tableau 8). Les teneurs en Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 et CaO dépendent de l'abondance des minéraux colorés et du plagioclase; elles diminuent par conséquent depuis la région de la Baie d'Enfer et le secteur Plougrescant - Port-Béni jusqu'au sillon de Talberg. Inversement, il y a augmentation de la teneur en alcalins et en particulier de K_2O dans les roches les plus leucocrates; dans tous les cas cependant, l'importance du plagioclase conduit à un rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ très supérieur à l'unité. Il faut enfin signaler que les analyses 119 et 120 correspondent à des échantillons attribués jusqu'à présent à la microgranodiorite de Pleubian (Auvray, 1979), mais actuellement rapportés, à partir de critères texturaux, à la granodiorite de Talberg.

Quant à la diorite de Castel Meur, elle est caractérisée par une teneur en silice relativement faible et homogène ainsi que par la prédominance du calcium sur les alcalins (Tableau 8). L'alumine, dont les concentrations sont en général moins importantes que dans les faciès granodioritiques, indique que le plagioclase n'est pas un constituant essentiel de la roche. La teneur en magnésium est liée à l'abondance des minéraux colorés; très variable, elle peut atteindre près de 11% au niveau de certains échantillons (analyses 138 et 139) dans lesquels les clinopyroxènes et les amphiboles magnésiennes (hornblende trémolitique) sont particulièrement bien représentés. L'analyse 141 correspond à une enclave anguleuse, emballée dans un grand lambeau dioritique (analyse 139); on constate que les compositions chimiques des deux faciès sont silimaires; les seules différences significatives observées concernent les teneurs en alumine, magnésium et sodium qui traduisent l'abondance relative de plagioclase et de minéraux ferro-magnésiens.

B - L'ensemble granitique.

Le microgranite de Launay est une roche de composition intermédiaire dans laquelle la somme $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$, en général inférieure à 7%, souligne la faible abondance des minéraux colorés (Tableau 9). La teneur en alcalins est élevée et le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, légèrement supérieur à l'unité, montre la prédominance du plagioclase (par rapport au feldspath potassique) dont le caractère acide est suggéré par la quantité limitée de calcium dans la roche.

Les compositions chimiques confirment également le caractère leucocrate du granite de Pomelin - Bréhat pour lequel la somme $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ est toujours inférieure à 6% (Tableau 9). Comme dans le microgranite de Launay, la teneur en alcalins est importante et le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, supérieur à 1. L'analyse 151, qui correspond à une roche contenant de petites accumulations de minéraux colorés, montre une concentration particulièrement importante en fer, magnésium et titane. A l'inverse, l'analyse 150 représente un faciès à tendance aplitique qui se distingue des autres échantillons par un caractère plus acide ($\text{SiO}_2 = 74,45\%$) et par des teneurs moins élevées en alumine, fer, magnésium, calcium et titane.

Le granite de Port-Blanc par contre possède une composition très homogène sur toute l'étendue du massif (Tableau 9). Il s'agit d'une roche leucocrate ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 5\%$) dont le caractère monzonitique est marqué par le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ proche de l'unité. La seule différence significative avec le granite de Pomelin - Bréhat réside dans la teneur en silice, plus élevée dans le granite de Port-Blanc.

C - Nomenclature et classifications.

Afin de caractériser plus précisément les principaux types pétrographiques du Batholite Nord-Trégorrois, la composition normative des échantillons a été établie (normes C.I.P.W.) et reportée dans le diagramme de classification modale de Streckeisen utilisé sous la forme Quartz - Albite + Anorthite - Orthose (Fig. 25a); Streckeisen (1976) déclare en effet que pour des roches leucocrates et parfois même méso-crates, les compositions modales et normatives sont peu différentes si la teneur en albite du feldspath alcalin est relativement basse.

Granite de POMELIN - BREHAT														
	142	143	144	145	80-4 (*)	146	147	148	149	80-5 (*)	150	151	\bar{X}	σ
SiO ₂	66,10	66,10	67,00	67,70	68,25	68,50	69,20	69,40	69,60	71,59	74,45	62,80	68,39	2,93
Al ₂ O ₃	15,93	15,50	15,10	15,40	14,89	14,31	14,78	14,17	13,83	14,31	12,84	16,50	14,79	0,99
Fe ₂ O ₃ (**)	5,25	4,38	4,04	3,52	3,69	3,62	3,30	3,49	4,00	2,80	2,02	5,42	3,71	0,84
MnO	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,04	0,08	0,06	0,01
MgO	1,13	1,18	1,10	0,57	0,67	0,75	0,58	0,73	0,67	0,38	0,20	2,78	0,89	0,66
CaO	2,95	2,49	3,09	2,69	2,26	2,14	1,92	1,90	1,73	1,81	1,04	1,93	2,16	0,57
Na ₂ O	3,88	3,95	4,31	4,22	3,84	3,85	4,47	4,64	3,96	4,32	4,02	4,05	4,12	0,26
K ₂ O	3,24	3,29	3,67	3,77	3,65	3,59	3,67	3,83	3,95	3,87	4,26	3,92	3,72	0,28
TiO ₂	0,43	0,44	0,41	0,32	0,38	0,37	0,34	0,34	0,38	0,27	0,21	0,55	0,37	0,08
P ₂ O ₅	n.d	n.d	n.d	n.d	0,13	n.d	n.d	n.d	n.d	0,08	n.d	n.d	-	-
P.F. (1000°C)	1,14	1,41	0,34	1,09	1,04	1,93	1,11	1,28	1,25	0,62	0,50	1,92	1,13	0,49
Total	99,12	98,81	99,12	98,98	98,86	99,12	99,42	99,44	99,43	100,12	99,58	99,95	99,34	-

Microgranite de LAUNAY														
	80-2 (*)	152	153	154	155	80-3 (*)	156	157	158	159	160	161	\bar{X}	σ
SiO ₂	64,09	65,18	65,70	66,00	66,00	66,13	66,25	66,45	67,69	67,75	68,30	70,30	66,65	1,63
Al ₂ O ₃	16,16	16,72	16,47	16,29	16,47	15,83	16,16	15,78	15,67	15,69	15,86	15,08	16,01	0,45
Fe ₂ O ₃ (**)	5,17	4,50	4,35	4,38	3,96	4,07	4,11	3,59	3,76	3,55	3,23	3,04	3,97	0,59
MnO	0,09	0,07	0,08	0,07	0,07	0,08	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,01
MgO	1,88	1,31	1,57	1,28	1,17	1,23	1,24	1,04	0,96	1,34	0,82	0,94	1,23	0,29
CaO	3,82	2,17	2,34	1,97	2,23	3,23	2,18	2,47	2,47	1,29	1,00	1,21	2,20	0,80
Na ₂ O	3,89	4,31	4,17	5,07	3,95	3,93	4,48	4,49	4,44	3,91	4,70	4,94	4,35	0,40
K ₂ O	3,60	3,95	3,79	3,40	3,68	3,75	3,85	3,62	3,44	4,41	4,28	3,56	3,78	0,31
TiO ₂	0,56	0,47	0,42	0,44	0,43	0,45	0,40	0,38	0,43	0,37	0,32	0,25	0,42	0,06
P ₂ O ₅	0,21	n.d	n.d	n.d	n.d	0,16	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	-	-
P.F. (1000°C)	1,14	1,17	0,84	1,21	1,50	0,95	0,61	0,93	1,11	1,37	1,34	0,92	1,09	0,25
Total	100,61	99,85	99,73	100,11	99,46	99,81	99,34	98,81	100,02	99,73	99,90	100,38	99,76	-

Tableau 9 : Composition chimique des faciès granitiques du Batholite Nord-Trégorrois. Seules les analyses notées * sont nouvelles. Les autres résultats sont de Auvray (1979). (**): Fe₂O₃ représente le fer total.

Granite de PORT-BLANC											
	169	80-12 (*)	170	171	172	173	174	80-11 (*)	175	\bar{X}	σ
SiO ₂	69,10	69,17	69,73	69,80	70,30	70,80	70,90	71,40	72,38	70,38	1,07
Al ₂ O ₃	13,37	15,75	14,39	14,15	13,92	14,54	13,38	14,12	13,46	14,12	0,75
Fe ₂ O ₃ (**)	3,72	3,24	3,59	3,96	3,59	3,10	3,15	2,93	3,05	3,37	0,35
MnO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,01
MgO	0,83	0,69	1,00	0,89	0,79	0,69	0,70	0,59	0,62	0,75	0,13
CaO	2,82	2,57	1,94	2,52	2,40	1,34	2,46	2,23	1,91	2,24	0,45
Na ₂ O	3,69	3,87	3,52	3,50	3,38	3,60	3,58	3,53	3,57	3,58	0,13
K ₂ O	3,16	3,45	3,58	3,20	3,35	3,62	3,72	3,41	3,59	3,45	0,19
TiO ₂	0,38	0,33	0,38	0,42	0,39	0,36	0,30	0,29	0,29	0,35	0,05
P ₂ O ₅	n.d	0,12	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0,11	n.d	-	-
P.F. (1000°C)	1,00	1,10	1,25	1,04	0,92	1,15	0,83	0,95	1,04	1,03	0,12
Total	98,16	100,36	99,44	99,54	99,15	99,24	98,98	99,62	99,97	99,33	-

Tableau 9 : (suite)

En ce qui concerne les roches de type Pleubian et Talberg, le diagramme confirme dans l'ensemble leur nature intermédiaire; par contre, au niveau des termes les plus acides et les plus basiques, on constate un télescopage qui se traduit par le déplacement des points représentatifs des données normatives vers le champ des granodiorites. Pour les faciès granitiques, c'est effectivement l'abondance du feldspath alcalin micro-perthitique qui est responsable de ce déplacement. Dans les faciès dioritiques, la présence de potassium lié à l'amphibole et à la biotite conduit à surestimer la proportion d'orthose normative par rapport aux analyses modales; c'est donc l'abondance des minéraux colorés, qui dans ce dernier cas, rend difficile l'utilisation du diagramme.

Une classification normative des granitoïdes a alors été considérée (O'Connors, 1965); basée sur une représentation triangulaire Albite - Anorthite - Orthose (Fig.25b), elle ne s'applique qu'à des roches possédant plus de 10% de quartz à la norme.

Il apparaît d'une part que la majorité des échantillons de type Pleubian et Talberg s'inscrivent dans le champ des granodiorites ou dans celui des tonalites; on constate d'autre part que les faciès de type Launay, Pomelin - Bréhat ou Port-Blanc, moins riches en anorthite, correspondent essentiellement à des granites. Enfin, pour ce qui est des enclaves de type Castel-Meur, la condition exigée par la classification (quartz normatif > 10%) n'est respectée que pour deux analyses (139 et 140) dont les points représentatifs se situent à la limite entre les champs granodioritique et tonalitique.

L'étude géochimique confirme donc dans l'ensemble et malgré l'hétérogénéité des faciès, la terminologie précédemment définie sur des bases minéralogiques.

D - Affinité géochimique globale.

Il ne s'agit pas de reprendre en détail tous les arguments géochimiques déjà développés (Auvray, 1979) montrant que l'ensemble des roches du Batholite Nord-Trégorrois est d'affinité calco-alcaline; seuls quelques points importants seront ici discutés.

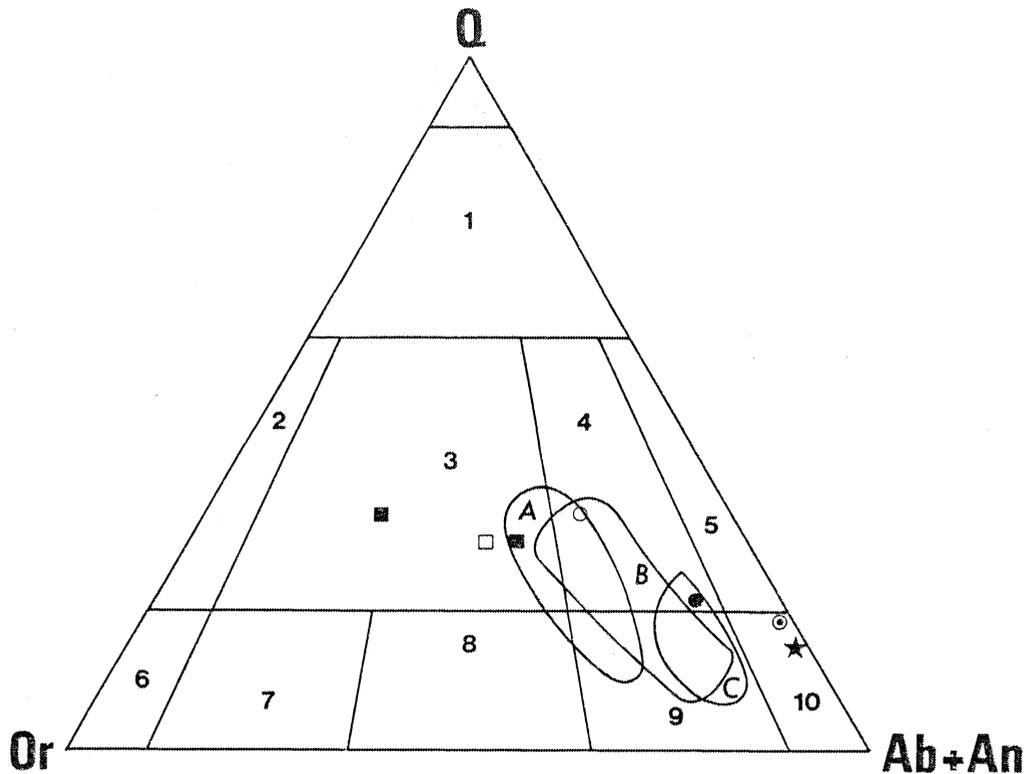


Figure 25a : Diagramme de classification modale des granitoïdes (Streckeisen, 1976) utilisé pour les analyses normatives sous la forme Quartz - Orthose - Albite + Anorthite. (A) : granites de Launay, Pomelin-Bréhat et Port Blanc ; (B) : granodiorites de Talberg et Pleubian ; (C) : diorite de Castel-meur. Les analyses modales sont également portées dans ce diagramme à titre de comparaison (figurés identiques à ceux de la figure 16).

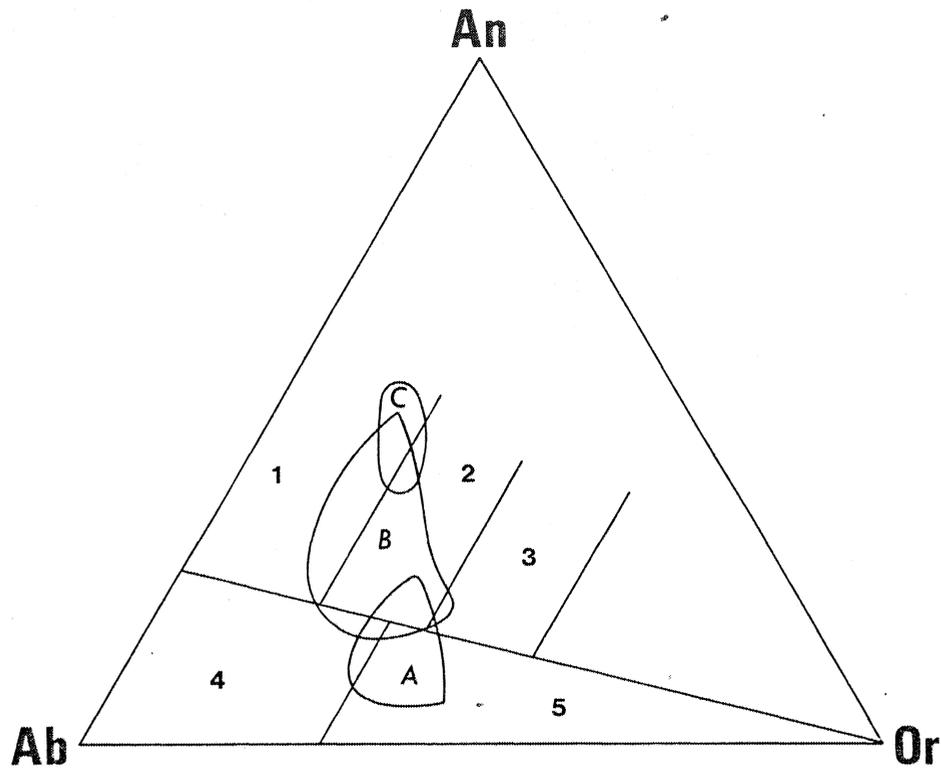


Figure 25b : Position des analyses normatives des granitoïdes trégorrois dans le diagramme Albite - Anorthite - Orthose (O'Connors, 1965). (1) : tonalites ; (2) : granodiorites ; (3) : quartz monzonites ; (4) : trondhjémites ; (5) : granites. (A) : granites de Launay, de Pomelin-Bréhat et de Port Blanc ; (B) : granodiorites de Talberg et de Pleubian ; (C) : diorite de Castel-Meur.

Le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (Mac Donald et Katsura, 1964), créé pour définir les associations de roches volcaniques, a été utilisé pour établir le caractère géochimique global du complexe plutonique trégorrois (Fig. 26) : on constate que mis à part deux échantillons de la diorite de Castel-Meur (analyses 139 et 80-10), toutes les autres roches se situent dans le domaine du magmatisme calco-alcalin.

Le diagramme AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$) confirme l'appartenance des granitoïdes trégorrois à une lignée évolutive de type calco-alcalin (Fig. 27) et montre en particulier le caractère relativement différencié de la plupart des échantillons. Seule la diorite de Castel Meur présente à nouveau un comportement original par rapport à la tendance globale; l'affinité calco-alcaline de la roche semble cependant établie, remettant en cause le caractère tholéitique indiqué par la composition chimique des clinopyroxènes. Il convient donc d'être prudent quant à l'attribution de la diorite à une série magmatique précise.

L'évolution chimique des batholites péruviens (Atherton et al., 1979) et californien (Carmichael et al., 1974) a été représentée dans le diagramme AFM à titre de comparaison; on constate une grande similitude entre ces associations plutoniques des zones orogéniques et le complexe trégorrois (Fig. 28). Ce diagramme met également en évidence le caractère calco-alcalin des volcanites du domaine sud-trégorrois qui montrent une analogie avec l'ensemble plutonique. Leur association dans le temps et dans l'espace ne peut donc être fortuite et traduit, comme le montre Auvray (1979), l'expression d'un même magmatisme à des niveaux de mise en place différents; déjà décrit par de nombreux auteurs (Dickinson, 1970 ; Atherton et al., 1979 ; Bagby et al., 1981) dans les ceintures circum-pacifiques en particulier, ce type de relation plutonisme - volcanisme ne constitue donc pas une originalité de la région trégorroise.

Afin d'établir plus précisément l'affinité du Batholite Nord-Trégorrois, une autre démarche a été suivie; basée sur les caractères pétrographiques des roches, elle consiste à utiliser le diagramme modal de Streckeisen (Fig. 29) dans lequel ont été reportées les principales séries magmatiques (Lameyre, 1980 ; Lameyre et Bowden, 1982) :

- Les séries tholéitiques, caractérisées par l'absence de feldspath potassique, sont restreintes aux termes quartzo-plagioclasiques des domaines océaniques.

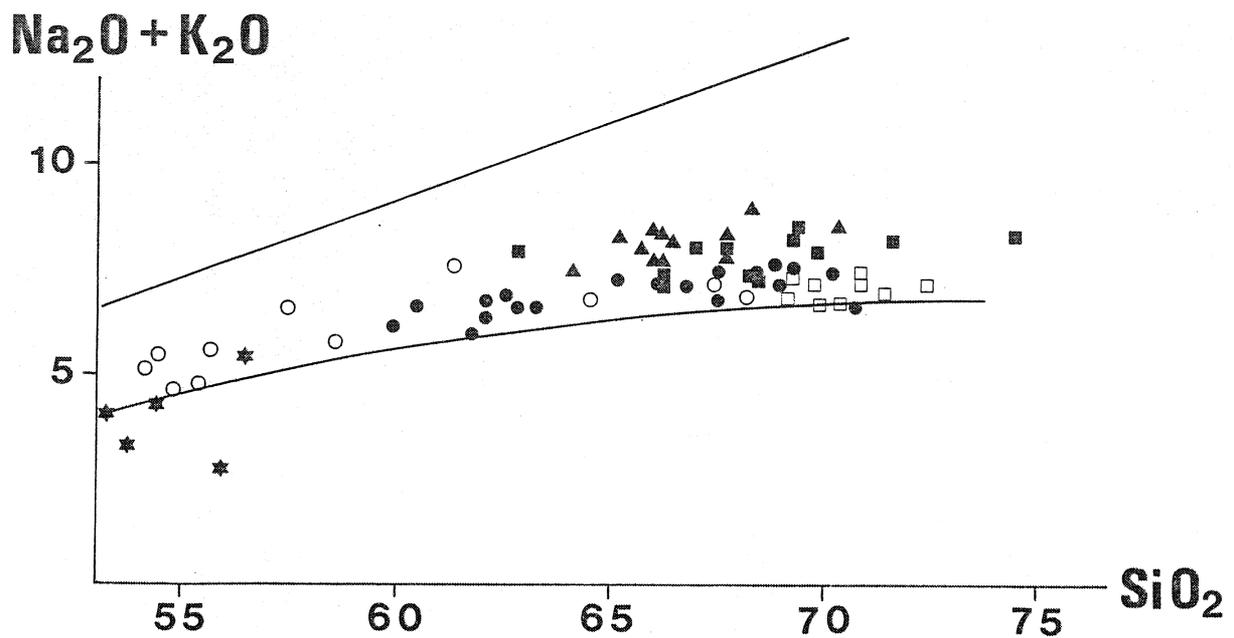


Figure 26 : Evolution du Batholite Nord-Trégorrois dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (Mc Donald et Katsura, 1964). Le champ délimité par les deux courbes correspond au domaine des séries calco-alcalines (mêmes figurés que dans la figure précédente).

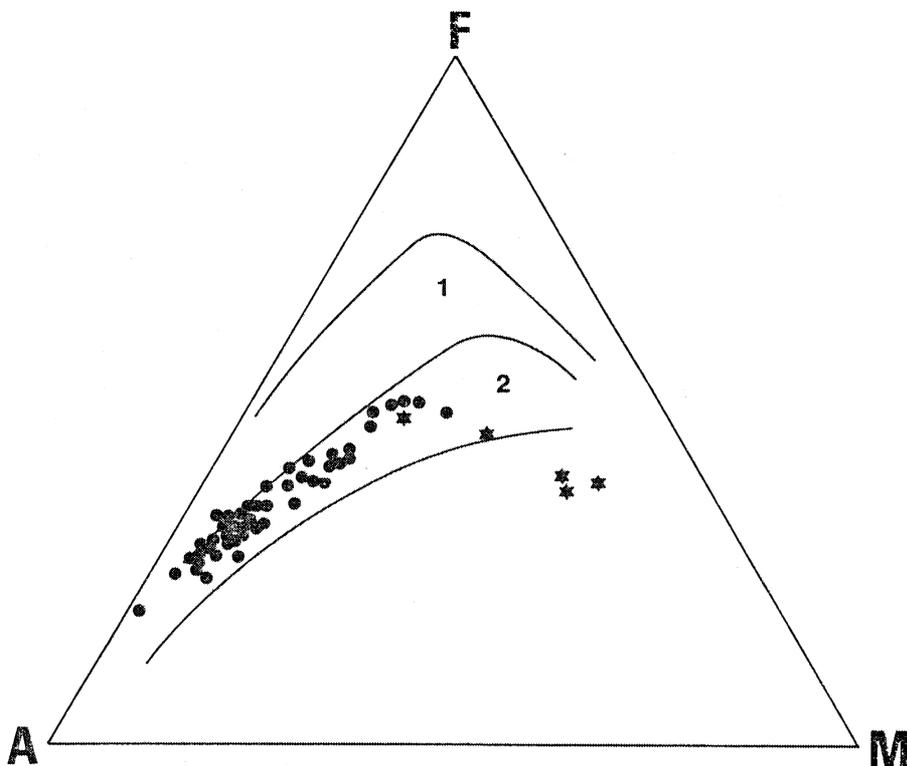


Figure 27 : Evolution des granitoïdes trégorrois dans le diagramme AFM. Les étoiles représentent la diorite de Castel-Meur. (1) : domaine des séries tholéitiques. (2) : domaine des séries calco-alcalines.

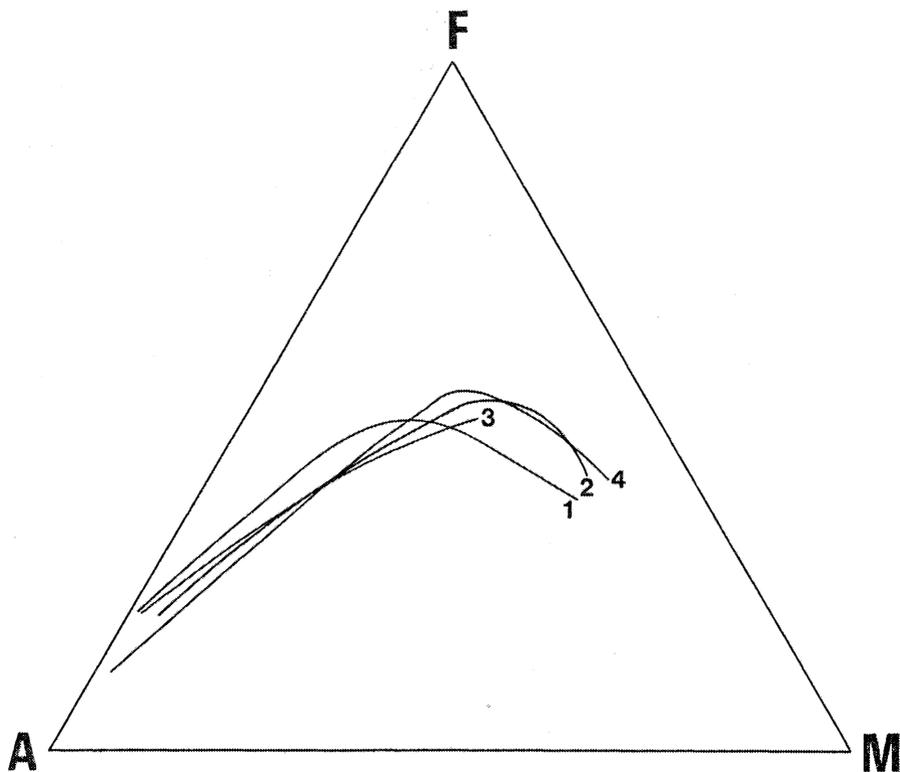


Figure 28 : Evolution de différents ensembles magmatiques dans le diagramme AFM. (1) : Batholite Nord - Trégorrois ; (2) : volcanites sud-trégorroises ; (3) : Batholite de Californie ; (4) : Batholite côtier péruvien.

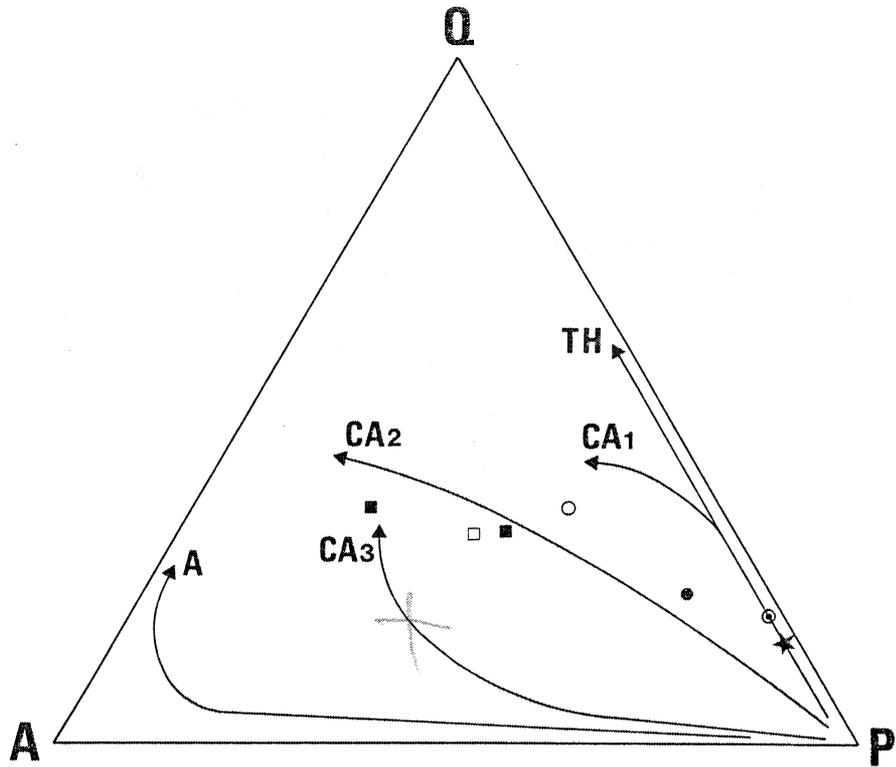


Figure 29 : Diagramme modal Quartz - Orthose - Plagioclase dans lequel est reportée l'évolution des principales séries magmatiques (Lameyre et Bowden, 1982). Séries tholéitiques (TH). Séries calco-alcalines pauvres en potassium (CA1), intermédiaires (CA2) ou riches en potassium (CA3). Séries alcalines (A). Les analyses modales des granitoïdes trégorrois sont également figurées sur ce diagramme. (●) : granodiorite de Talberg (Baie d'Enfer) ; (○) : granodiorite de Talberg (Sillon) ; (●) : microgranodiorite de Pleubian ; (★) : diorite de Castel-Meur ; (■) : granite de Pomelin-Bréhat ; (□) : granite de Port-Blanc.

- Les séries calco-alcalines, beaucoup plus variées, sont subdivisées en trois lignées à partir de la teneur en potassium des granitoïdes.
- Les séries alcalines, qui comprennent des roches syénitiques, correspondent pour la plupart à une distribution anorogénique.

Placées dans ce diagramme, les analyses modales des granitoïdes trégorrois confirment le caractère calco-alcalin de la série pour laquelle les teneurs en potassium peuvent être considérées comme moyennes; la tendance évolutive est à nouveau comparable à celle des batholites côtiers du Chili, du Pérou ou de la Sierra Nevada (Fig. 30).

II - LES ELEMENTS EN TRACES.

Les analyses, présentées intégralement en annexe à la fin du mémoire, ont été obtenues sur quelques échantillons choisis à partir de leur minéralogie et de leur composition chimique en éléments majeurs, afin de couvrir pour chaque faciès, la gamme de variation la plus large possible (Tableau 10).

En ce qui concerne les roches de type Pleubian et Talberg, les résultats sont, dans l'ensemble, en accord avec la composition moyenne des granodiorites retenue par Taylor (1968) ou Wedepohl (1969) et seules les teneurs en baryum sont significativement plus élevées dans les faciès trégorrois. Les concentrations en nickel et cobalt sont faibles, en particulier dans la microgranodiorite de Pleubian et traduisent, conformément à la chimie des éléments majeurs la faible abondance des minéraux colorés. Enfin, les teneurs relativement importantes en rubidium et en baryum soulignent le caractère potassique de ces roches.

La diorite de Castel-Meur, localement enrichie en clinopyroxène et en amphibole, montre généralement une plus grande concentration que les faciès granodioritiques en éléments de transition (V, Ni, Co) et des teneurs moins élevées en yttrium, niobium et zirconium. La roche, dépourvue de feldspath alcalin, est en outre, caractérisée par la faible abondance du rubidium et du baryum, éléments se substituant généralement au potassium.

Les roches de type Launay, Pomelin - Bréhat ou Port-Blanc présentent également des teneurs en éléments en traces conformes à la compo-

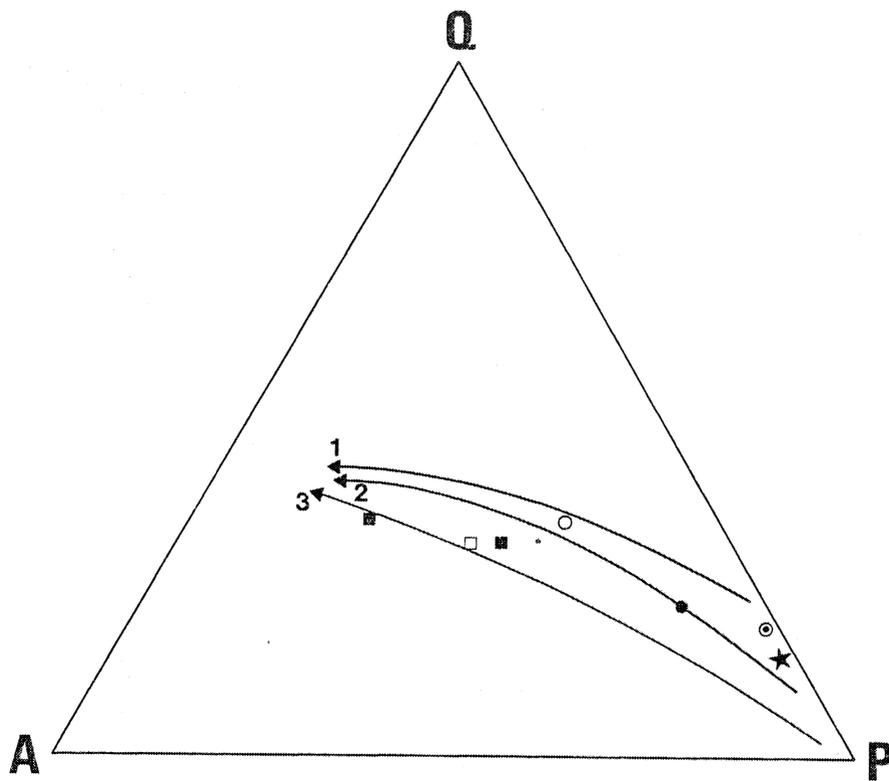


Figure 30 : Analyses modales des granitoïdes trégorrois dans le diagramme Quartz - Orthose - Plagioclase. On notera la similitude avec l'évolution des batholites côtiers du Chili (1), du Pérou (2) ou de la Sierra Nevada (3).

Type Pétrographique	Launay (5)	Pomelin-Bréhat (7)	Port-Blanc (6)	Moyenne granite
Rb	116 (102-129)	120 (111-135)	111 (98-122)	170
Sr	400 (249-589)	297 (158-383)	329 (286-363)	100
Ba	1040 (926-1190)	965 (848-1090)	848 (717-926)	840
Y	16 (13-18)	22 (18-26)	17 (14-19)	40
Zr	177 (155-192)	196 (175-211)	145 (134-154)	175
Nb	14 (12-19)	16 (14-18)	12 (11-14)	20
V	51 (30-87)	28 (7-54)	36 (28-42)	44
Ni	13 (6-25)	5 (3-11)	3 (2-4)	5
Co	6 (3-12)	3 (1-6)	4 (2-6)	1

Type Pétrographique	Castel-Meur (5)	Talberg (6)	Pleubian (6)	Moyenne Granodiorite
Rb	62 (42-103)	86 (65-117)	110 (75-192)	110
Sr	469 (302-639)	517 (380-650)	437 (323-657)	440
Ba	514 (343-924)	722 (363-910)	897 (817-980)	500
Y	15 (11-19)	20 (16-24)	20 (15-24)	35
Zr	82 (42-137)	197 (123-327)	189 (166-220)	140
Nb	7 (3-13)	14 (12-19)	14 (10-17)	20
V	144 (110-205)	110 (47-160)	61 (35-108)	75
Ni	90 (19-144)	14 (5-31)	9 (5-17)	15
Co	37 (15-57)	14 (11-23)	8 (4-14)	10

Tableau 10 : Teneur moyenne en quelques éléments en traces des granitoïdes trégorrois (les nombres entre parenthèses indiquent la gamme des valeurs obtenues). Comparaison avec la composition moyenne des granites et des granodiorites (Taylor, 1969 ; Wedepohl, 1969)

sition moyenne des granites (Wedepohl, 1969). Le rubidium est cependant moins abondant dans les granites trégorrois tandis que les teneurs en strontium, particulièrement élevées, illustrent l'importance des minéraux calciques et en particulier du plagioclase. Les concentrations en yttrium de ces granites sont faibles mais du même ordre de grandeur que dans les roches granodioritiques. Enfin, les éléments de transition tels que le nickel ou le cobalt sont à la limite de la détection analytique et confirment le caractère leucocrate des trois faciès.

III - LES TERRES RARES.

Les premiers spectres de terres rares des granitoïdes trégorrois ont été obtenus par la méthode du spectromètre de masse à étincelle à source solide (Auvray, 1979). Cependant, compte tenu de l'imprécision des résultats, douze nouveaux échantillons représentatifs des faciès pétrographiques antérieurement définis, ont été analysés par dilution isotopique (Tableau 11) ; selon le principe adopté à Rennes, la normalisation par rapport aux chondrites a été effectuée à partir des valeurs proposées par Masuda et al. (1973) légèrement modifiées (division par 1,2).

On remarque que les spectres, fortement fractionnés en ce qui concerne les terres rares légères, deviennent quasiment plats au niveau des terres rares lourdes (Fig. 31 et 32). Les anomalies en europium, en général modestes, peuvent être négatives ou positives suivant les échantillons. Qu'il s'agisse des granodiorites ou des granites, il existe une similitude au point de vue du fractionnement de la plupart des spectres; les différents types de roches du complexe constituent donc à ce titre une unité relativement homogène. De plus, aucune corrélation n'a pu être observée entre la teneur en terres rares de ces granitoïdes et leur minéralogie ou leur composition chimique en éléments majeurs. Enfin, il faut signaler deux spectres caractérisés par un enrichissement plus faible en terres rares légères : l'un, correspondant à la diorite de Castel-Meur, confirme l'originalité de cette roche par rapport à l'ensemble du batholite; l'autre, représente un échantillon du granite de Pomelin qui ne montre par ailleurs aucune particularité.

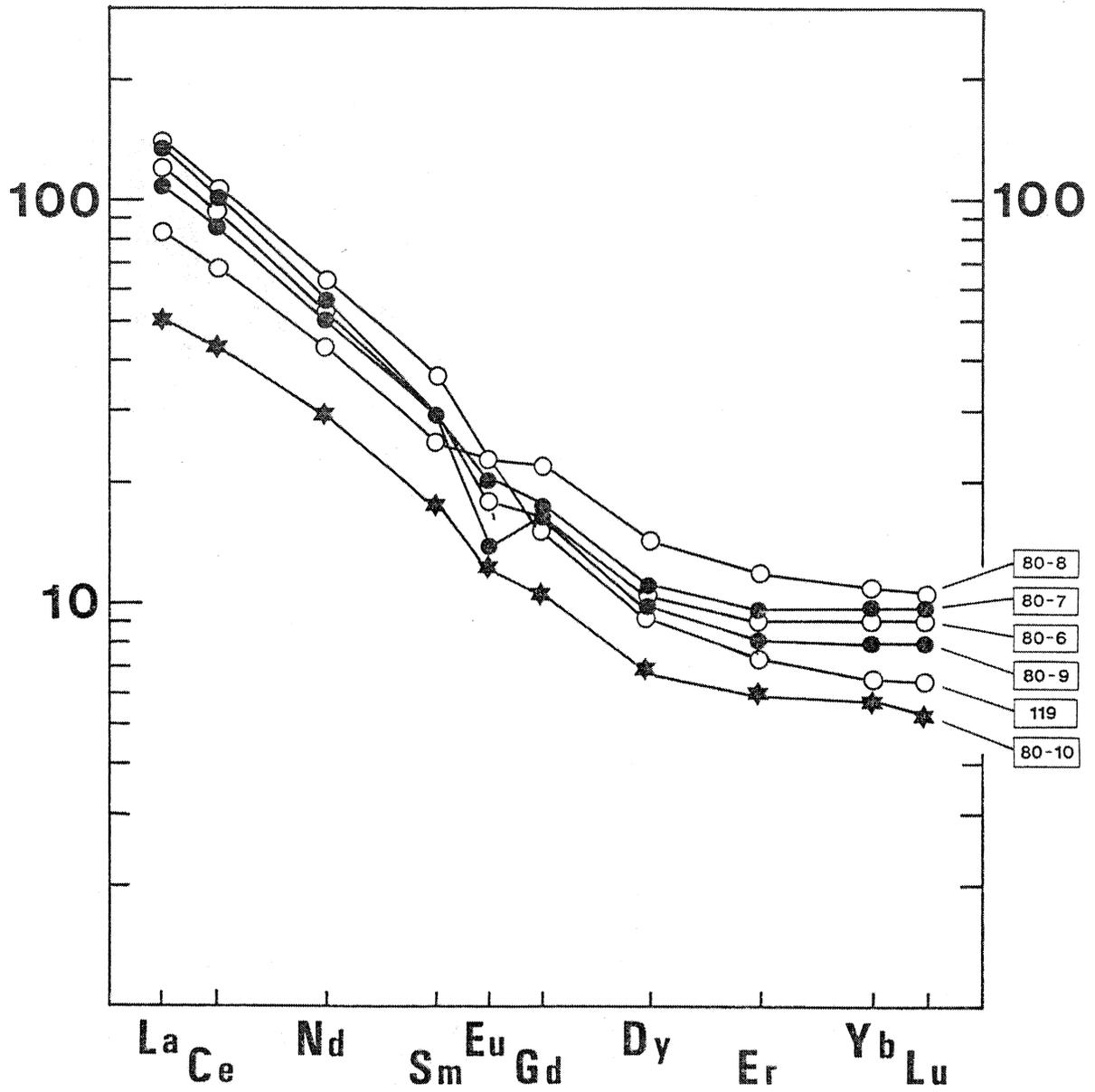


Figure 31 : Spectres de terres rares des faciès granodioritiques trégorrois (Normalisation par rapport aux chondrites). (★) diorite de Castel-Meur ; (○) granodiorite de Talberg ; (●) microgranodiorite de Pleubian.

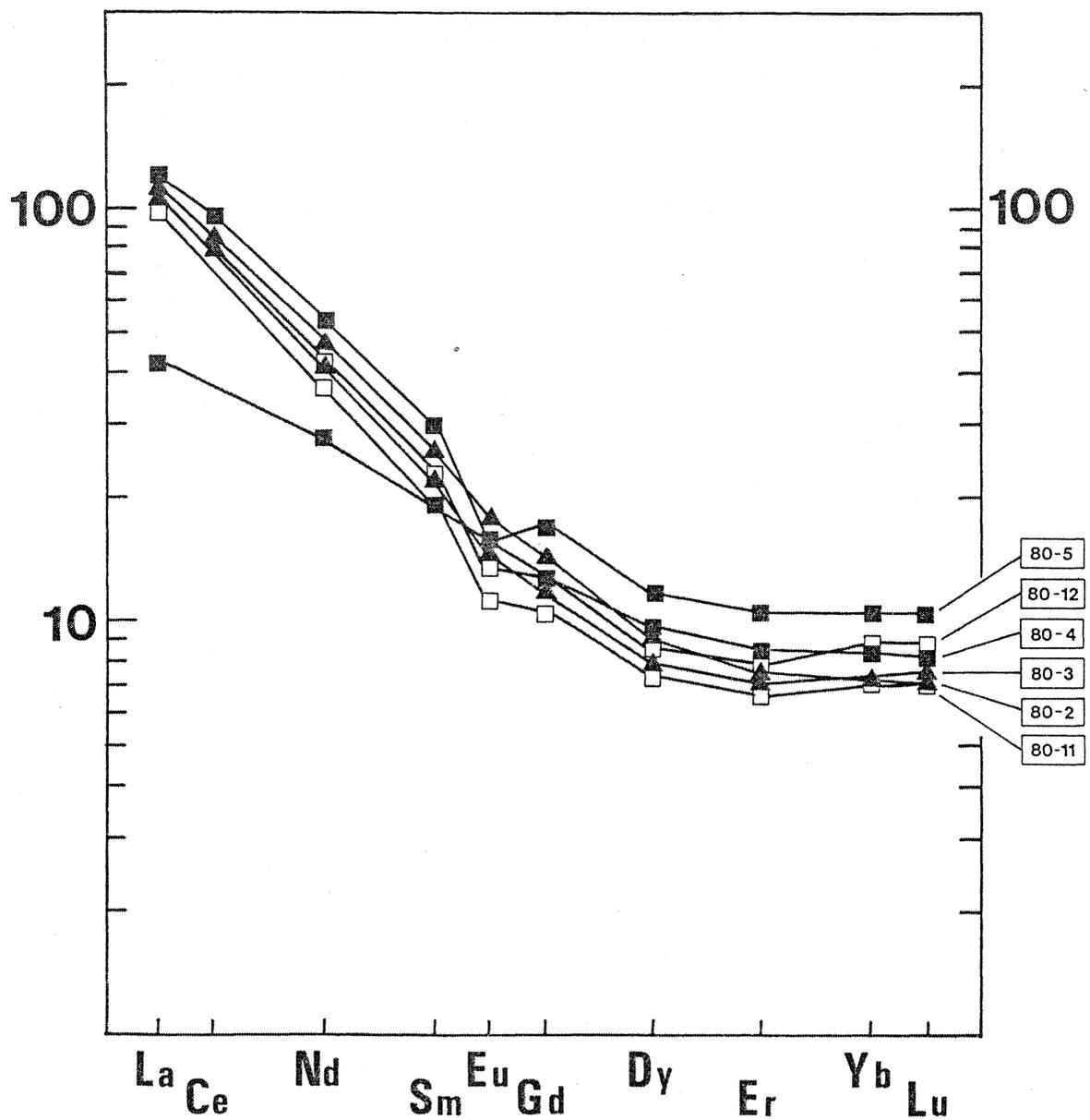


Figure 32 : Spectres de terres rares des faciès granitiques trégorrois (Normalisation par rapport aux chondrites). (▲) microgranite de Launay; (■) granite de Pomelin-Bréhat ; (□) granite de Port-Blanc.

Echantillon	80-7	80-9	80-8	80-6	119	80-10	80-2	80-3	80-4	80-5	80-11	80-12
La	34,3	43,8	44,0	38,0	26,4	16,0	35,2	33,3	13,2	37,6	31,4	31,7
Ce	69,5	85,9	87,5	76,5	55,7	35,1	69,4	64,2	-	77,0	-	64,2
Nd	28,4	33,0	36,6	31,3	26,0	17,3	28,3	24,7	16,6	31,3	21,8	24,7
Sm	5,49	5,70	7,06	5,51	4,91	3,38	4,95	4,17	3,76	5,71	3,71	4,31
Eu	1,419	0,978	1,651	1,295	1,613	0,910	1,224	1,070	1,125	1,131	0,858	1,010
Gd	4,37	4,31	5,75	4,18	3,99	2,77	3,71	3,10	3,28	4,38	2,72	3,30
Dy	3,58	3,18	4,68	3,43	2,95	2,23	2,90	2,54	3,05	3,24	2,45	2,86
Er	2,03	1,73	2,56	1,92	1,55	1,28	1,59	1,46	1,80	2,24	1,43	1,70
Yb	2,29	1,67	2,29	1,89	1,35	1,22	1,51	1,49	1,78	2,20	1,50	1,76
Lu	0,309	0,258	0,346	0,292	0,206	0,170	0,228	0,236	0,263	0,342	0,234	0,279

Tableau 11 : Teneurs en terres rares (ppm) des granitoïdes trégorrois.

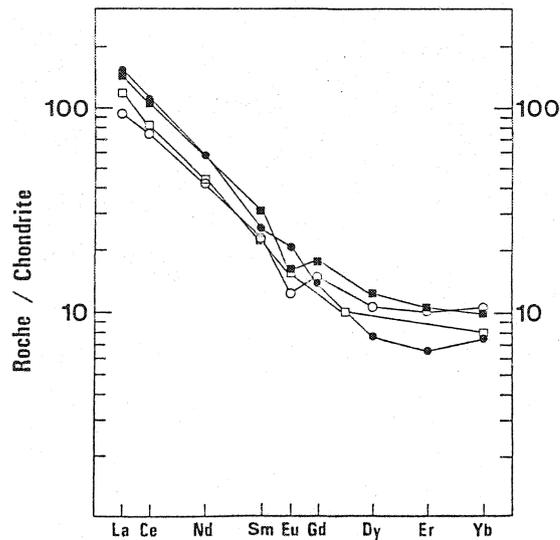
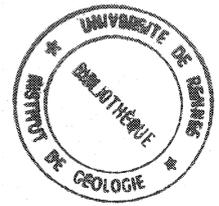


Figure 33 : Spectres de terres rares de la croûte continentale inférieure et de différents granitoïdes calco-alcalins.

- croûte continentale inférieure (Taylor et McLennan, 1981)
- granite de Budduso, Sardaigne (Orsini, 1980)
- granite de Querigut, Pyrénées (Fourcade et Allègre, 1981)
- granite calédonien, Ecosse (Pankhurst, 1978)

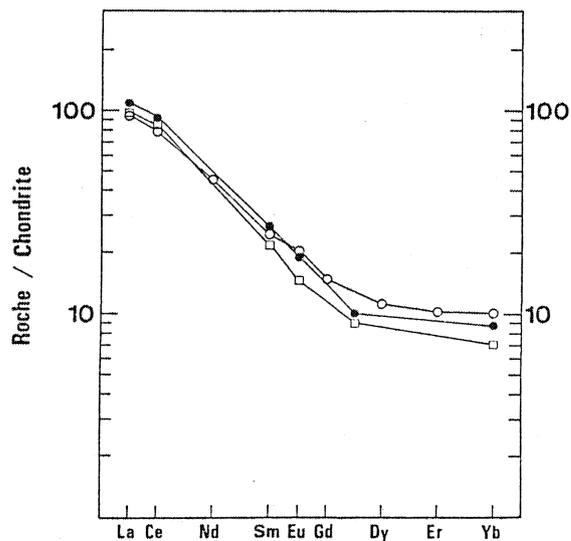


Figure 34 : Spectres de terres rares de roches andésito-dacitiques riches en potassium.

- andésite basaltique, Iles de la Sonde (Whitford et al., 1979)
- dacite, Pérou (Dostal et al., 1977)
- andésite, Iles Eoliennes (Villari et Nathan, 1978)

Ces spectres, en tous points comparables au spectre moyen déterminé par Taylor et Mc Lennan (1981) pour la croûte continentale supérieure, semblent en outre caractéristiques des granitoïdes calco-alcalins, quels que soient leur âge et leur localisation géographique (Fig. 33). Ils sont également identiques, tant par leur teneur que leur fractionnement, aux spectres de certaines roches volcaniques des marges actives ou des arcs insulaires (Fig. 34).

IV - ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE ET ISOTOPIQUE.

Dès 1967, les premiers travaux géochronologiques d'Adams permettent de confirmer l'âge anté-cambrien déjà envisagé par Barrois (1899) pour le massif de Perro-Guirec - Bréhat. Utilisant les méthodes Potassium - Argon et Rubidium - Strontium sur minéraux, il obtient en effet les résultats suivants :

- Hornblende, K/Ar : 670 ± 17 M.a.
- Biotite, Rb/Sr : 623 ± 17 M.a.
- Biotite, K/Ar : 587 ± 14 M.a.

L'âge du complexe nord-trégorrois n'est cependant toujours pas déterminé et la méthode Rubidium - Strontium sur roches totales est alors appliquée (Vidal, 1976). Les résultats, auxquels ont été associés deux analyses supplémentaires obtenues par le BRGM (échantillons 2524 et 2531), portent sur des roches de nature pétrographique variée provenant de toute l'étendue du massif (Tableau 12). Aucune isochrone n'est définie, les points représentatifs des différents échantillons montrant une dispersion importante (Fig. 35). Plusieurs processus, qui seront examinés dans la suite de ce travail, sont susceptibles de traduire un tel phénomène :

- Absence d'homogénéité isotopique de la région source des magmas.
- Contamination par un socle ancien ou par des sédiments radiogéniques.
- Événement thermique permettant l'ouverture du système postérieurement à la cristallisation.

Echantillon	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
113	51	571	0,26	0,7106
112	79	503	0,46	0,7133
143	108	382	0,82	0,7154
146	106	326	0,94	0,7164
151	108	416	0,75	0,7140
173	115	278	1,20	0,7195
2531	77	642	0,34	0,7099
2524	94	484	0,56	0,7123

Tableau 12 : Résultats Rb - Sr (d'après Vidal, 1976).

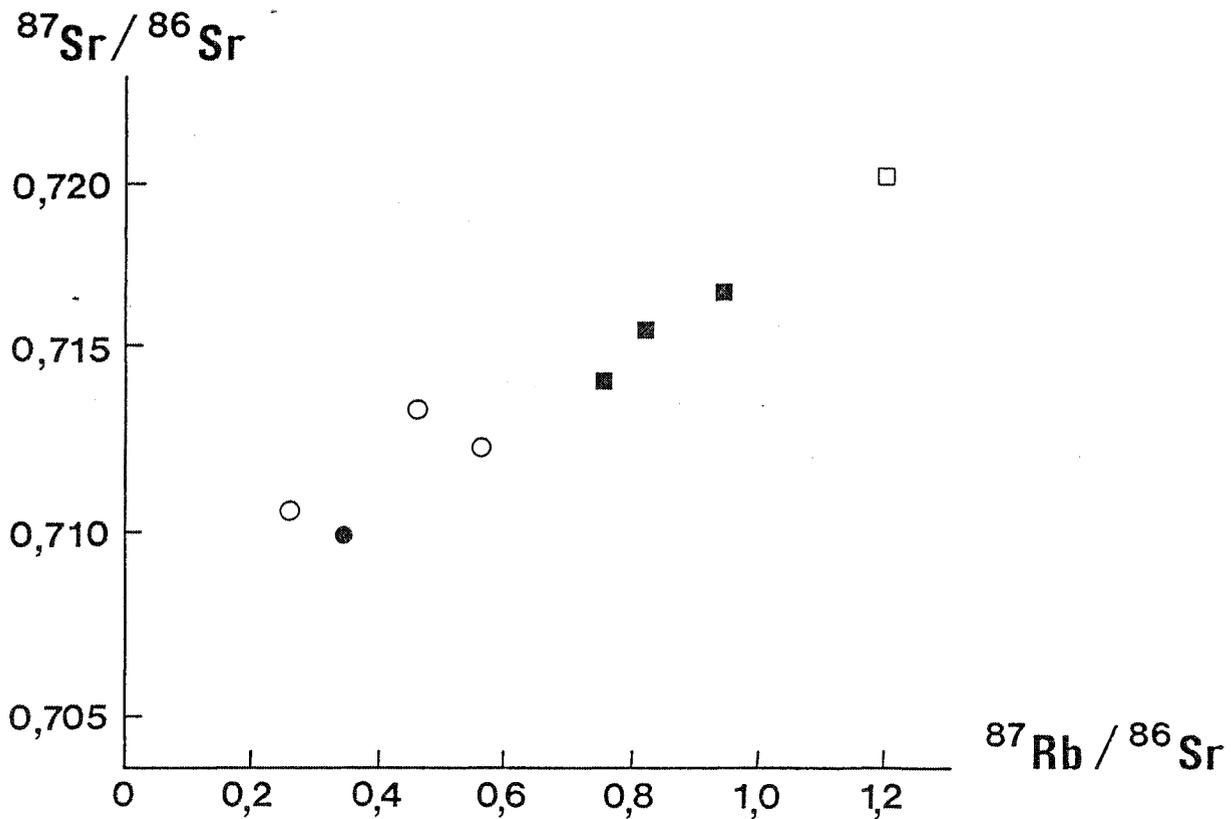


Figure 35 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (d'après Vidal, 1976). (○) granodiorite de Talberg ; (●) microgranodiorite de Pleubian ; (■) granite de Pomelin-Bréhat ; (□) granite de Port-Blanc.

La méthode Uranium - Plomb sur zircons a alors été appliquée par Ph. Vidal et J.J. Peucat (Laboratoire de Géochronologie de Rennes) pour deux échantillons : l'un, du granite de Port-Blanc; l'autre, de la granodiorite de Talberg.

Dans les deux cas, la plupart des zircons se présentent en baguettes automorphes à faces cristallines bien développées sans aucune trace d'usure (Planche 3, photos 1, 2, 5, 6); les cristaux sont en général zonés, riches en inclusions et contiennent parfois des coeurs arrondis pouvant représenter une génération de zircons hérités (Planche 3, photos 3 et 4). Enfin, on peut observer quelques rares grains de teinte sombre, arrondis, sans aucune surcroissance (Planche 3, photo 7).

En ce qui concerne le granite de Port-Blanc, les quatre fractions granulométriques analysées (Tableau 13) décrivent une courbe dans le diagramme concordia (Fig. 36); cette courbe témoigne de la présence de plomb hérité, en particulier dans les zircons les plus gros et confirme donc les observations microscopiques.

Au niveau de la granodiorite de Talberg, les résultats sont plus complexes (Tableau 13; Fig. 36) : les quatre fractions les plus riches en uranium définissent un alignement qui coupe la concordia pour un âge de 614 ± 17 M.a.
- 10

La discordia ne passe cependant pas exactement par l'origine du diagramme et indique à nouveau l'existence dans ces zircons, d'une faible teneur en plomb hérité. Quant à la fraction la plus grossière, elle se situe en dehors de l'alignement et confirme par conséquent l'hypothèse précédente.

Le mélange de deux populations de zircons est ainsi mis en évidence :

- l'une correspond à des zircons automorphes, zonés et limpides, ayant cristallisé à partir des magmas granodioritique ou granitique.
- l'autre est constituée de zircons hérités probablement issus du socle granito-gneissique pentévrien ou de sédiments plus récents provenant eux-même de la destruction de ce socle.

Important au niveau du granite de Port-Blanc, l'héritage de zircons anciens est nettement plus faible en ce qui concerne la granodiorite de Talberg. Il est donc possible dans ce dernier cas, de retenir

Fractions en μ	Concentrations		Rapports isotopiques mesurés			Ages apparents en M.a.		
	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
> 140 I	103	10,6	2430	0,06838	0,20059	592	613	690
70 - 140	250	24,0	4391*	0,06355	0,2052	548	561	613
53 - 74	231	21,5	6203	0,06295	0,2164	526	545	626
37 - 53	256*	24,3	7581	0,06238	0,2238	533	550	621
< 37	272	24,1	3344	0,06477	0,2383	495	518	620
74 - 140 II	222	22,9	9833	0,07092	0,1787	594	665	913
53 - 74	228	22,3	9671	0,06501	0,2005	557	592	726
37 - 53	242	23,8	4742	0,06446	0,2245	551	572	654
< 37	253	23,4	1095	0,07439	0,2639	513	538	648

Tableau 13 : Résultats U-Pb sur zircons. (I) : échantillon 80-6 de la granodiorite de Falberg ; (II) : échantillon 80-12 du granite de Port-Blanc.

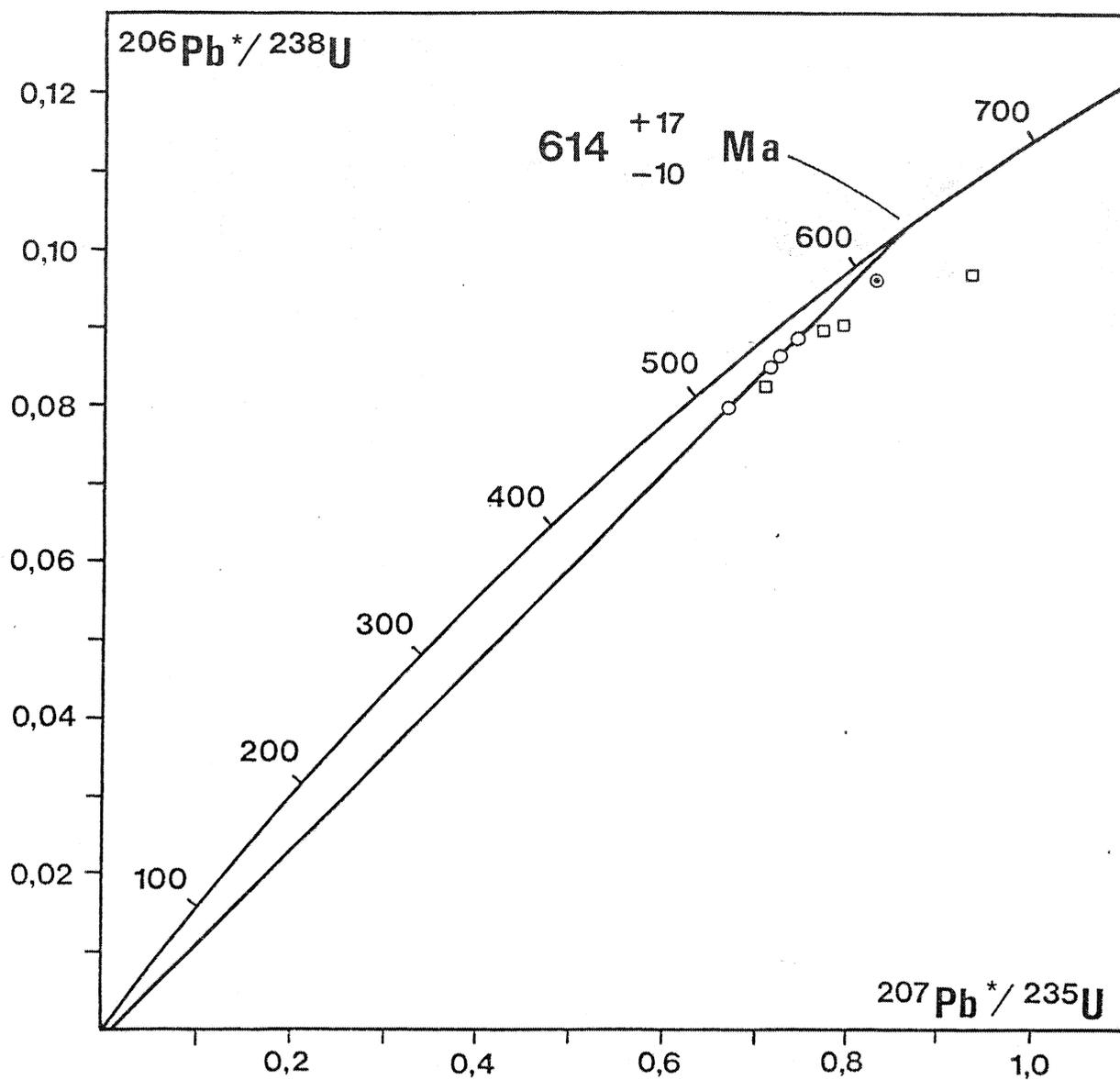


Figure 36 : Diagramme concordia.

\square zircons du granite de Port Blanc

\odot zircons de la granodiorite de Talberg ($>140\mu$)

\circ zircons de la granodiorite de Talberg ($<140\mu$)

l'âge obtenu ($614 \begin{smallmatrix} +17 \\ -10 \end{smallmatrix}$ M.a) dans la limite des erreurs analytiques comme celui de la mise en place de la roche. Par ailleurs, l'aspect progressif des contacts entre les faciès (cf. chapitre II) indique une cristallisation, sinon simultanée, du moins rapprochée dans le temps, des différents types pétrographiques et permet par conséquent d'étendre le résultat à l'ensemble du Batholite Nord-Trégorrois.

Enfin, c'est à partir de cet âge que la gamme des rapports initiaux du strontium a été calculée; compris entre 0,707 et 0,709, ces rapports seront utilisés à des fins génétiques dans la suite du mémoire.

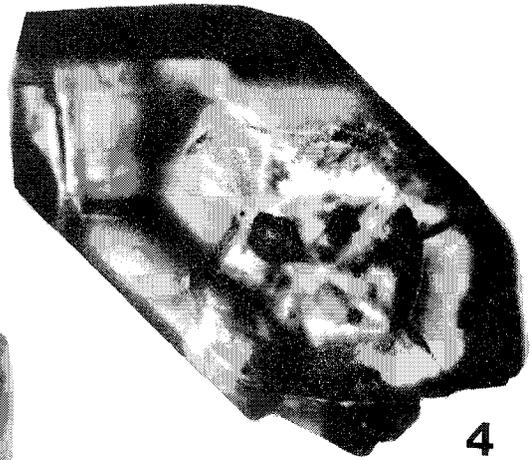
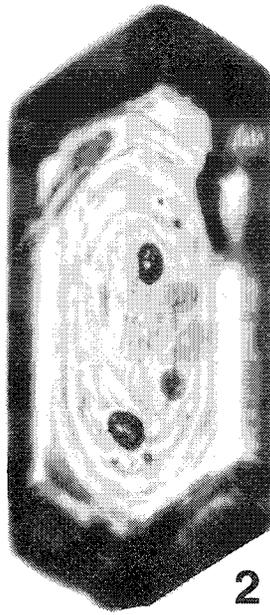
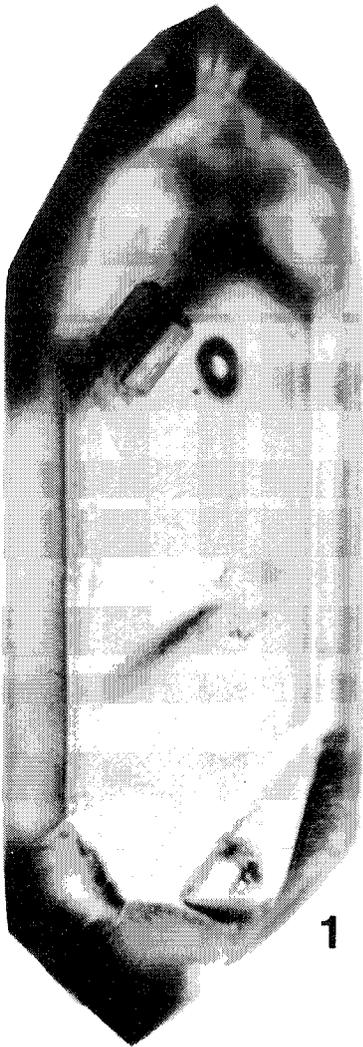
Planche 3 : les zircons (x 1600)

Photos 1 et 2 : zircons automorphes du granite de Port Blanc

Photos 3 et 4 : zircons à coeurs hérités ?

Photos 5 et 6 : zircons automorphes de la granodiorite de Talberg

Photo 7 : zircon arrondi de la granodiorite de Talberg



CHAPITRE V

INFLUENCE DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE

I - CRISTALLISATION FRACTIONNEE : DÉFINITIONS - MISE EN EVIDENCE.

La cristallisation fractionnée est un processus de différenciation qui se traduit, à partir d'un magma initial, par la séparation plus ou moins efficace des cristaux et du liquide résiduel. Lorsqu'elle est importante, cette séparation aboutit à la constitution de roches formées par l'accumulation des cristaux extraits du magma : les cumulats. Bien souvent cependant, sous l'effet d'une viscosité trop importante ou d'un brassage continu dans la chambre magmatique, il n'y a pas de formation de cumulats; les roches observées correspondent alors à un véritable mélange des minéraux cumulus et du liquide résiduel en toutes proportions. L'état final cristallisé étant seul perceptible, il est donc difficile, en l'absence de liquides ou de cumulats purs, de mettre en évidence une suite de cristallisation fractionnée sur la seule base des observations pétrographiques.

En ce qui concerne la géochimie, les éléments majeurs ne sont d'aucune utilité pour résoudre le problème; en effet, bien que l'appartenance de roches à une seule lignée évolutive soit parfois interprétée comme la marque d'une cristallisation fractionnée, la coexistence

de plusieurs magmas, obtenus par différents taux de fusion partielle puis soumis à des processus de fractionnement, peut aboutir au même résultat.

Par contre, l'étude des éléments en traces permet généralement d'évaluer le rôle de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée dans l'évolution des séries magmatiques. Trois types d'éléments peuvent être définis :

- D'une part, les éléments incompatibles qui tendent à se concentrer dans les liquides.
- D'autre part, les éléments compatibles qui, au contraire, se fixent facilement dans les réseaux cristallins.
- Enfin, les éléments qui sont distribués de manière équivalente entre les solides et les liquides coexistants.

Ces éléments vont donc se comporter différemment au cours des processus de fractionnement magmatique dont les principaux exemples sont décrits par les équations suivantes :

(1) $C^l = C_o / \{D + F(1-D)\}$ pour la fusion ou la cristallisation à l'équilibre (Shaw, 1970).

(2) $C^l = (C_o/F) \{1 - (1-F)^{1/D}\}$ pour la fusion fractionnée (Shaw, 1970).

(3) $C^l = C_o \cdot F^{(D-1)}$ pour la cristallisation fractionnée (Rayleigh, 1896).

C_o : concentration d'un élément quelconque dans la source, qu'elle soit solide ou magmatique.

C^l : concentration de l'élément dans le liquide différencié.

F : proportion de liquide.

D : coefficient de partage global de l'élément entre le résidu ou le cumulat et le liquide.

La fusion fractionnée implique qu'à chaque instant, le liquide obtenu soit séparé du résidu puis emmagasiné dans une chambre magmatique. Pour des raisons mécaniques d'extraction des magmas, on considère généralement que ce processus est peu réaliste et que la fusion à l'équilibre s'adapte mieux aux conditions naturelles (Arth, 1976 ; Cocherie, 1978 ; Cox et al., 1979). A l'inverse, la cristallisation à l'équilibre, qui par définition demande un rééquilibrage total et continu entre les phases minéralogiques et le liquide résiduel, ne semble pas pouvoir être retenue comme un phénomène courant (Cox et al., 1979 ; Hanson, 1980). Seuls deux

processus majeurs de différenciation magmatique seront donc pris en compte dans la suite de ce travail : la cristallisation fractionnée et la fusion à l'équilibre.

Lorsqu'un élément noté * est très incompatible et que la valeur de son coefficient de partage D^* entre les minéraux et le liquide tend vers zéro, les expressions (1) et (3) deviennent assimilables à une loi de type :

$$(4) C_*^l = C_{o*}/F$$

On constate ainsi que le comportement des éléments incompatibles est pratiquement identique au cours des deux processus de différenciation précédemment définis (Fig. 37). Par contre, en ce qui concerne les éléments compatibles, le résultat est différent; il apparaît en effet que pour une gamme de valeurs de F , les concentrations de ces éléments dans le liquide varient plus rapidement dans le cas d'une cristallisation fractionnée que dans celui d'une fusion partielle.

L'utilisation conjointe de ces deux types d'éléments peut donc constituer un critère d'identification des mécanismes de différenciation magmatique. Pour la cristallisation fractionnée, la combinaison des équations (3) et (4) aboutit à la relation suivante :

$$(5) \log C^l = (1-D) \log C_*^l + (D-1) \log C_{o*} + \log C_o.$$

La représentation en coordonnées logarithmiques des concentrations d'un élément compatible ($D > 1$) en fonction de celles d'un élément très incompatible ($D_* \ll 1$), amène alors à considérer l'expression (5) comme l'équation d'une droite à forte pente négative (Fig. 38). Quant à la fusion partielle, elle correspond dans ce type de diagramme à une courbe complexe de pente faible.

L'étude de la géochimie des éléments en traces constitue donc un complément aux observations pétrographiques en permettant la détermination de la nature et du rôle respectif des processus majeurs responsables de la différenciation des magmas.

II - APPLICATION AU BATHOLITE NORD-TREGORROIS.

En ce qui concerne le Batholite Nord-Trégorrois, il s'agit d'expliquer la coexistence des faciès pétrographiques observés. Représentent-ils les différents stades d'un processus de cristallisation

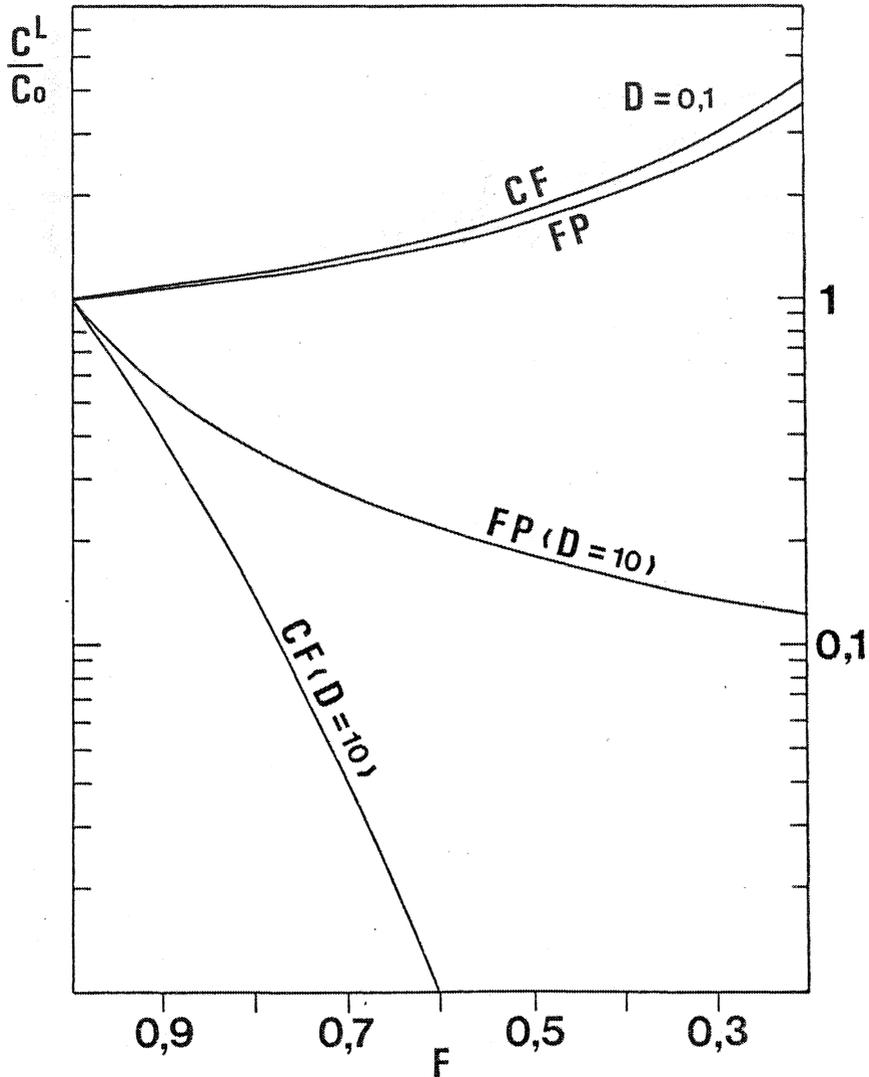


Figure 37 : Différence de comportement des éléments compatibles ($D = 10$) et des éléments incompatibles ($D = 0,1$) au cours des processus de fusion partielle à l'équilibre (FP) et de cristallisation fractionnée (CF). C_0 et C^L : concentration d'un élément dans la source et dans le liquide ; F : proportion de liquide.

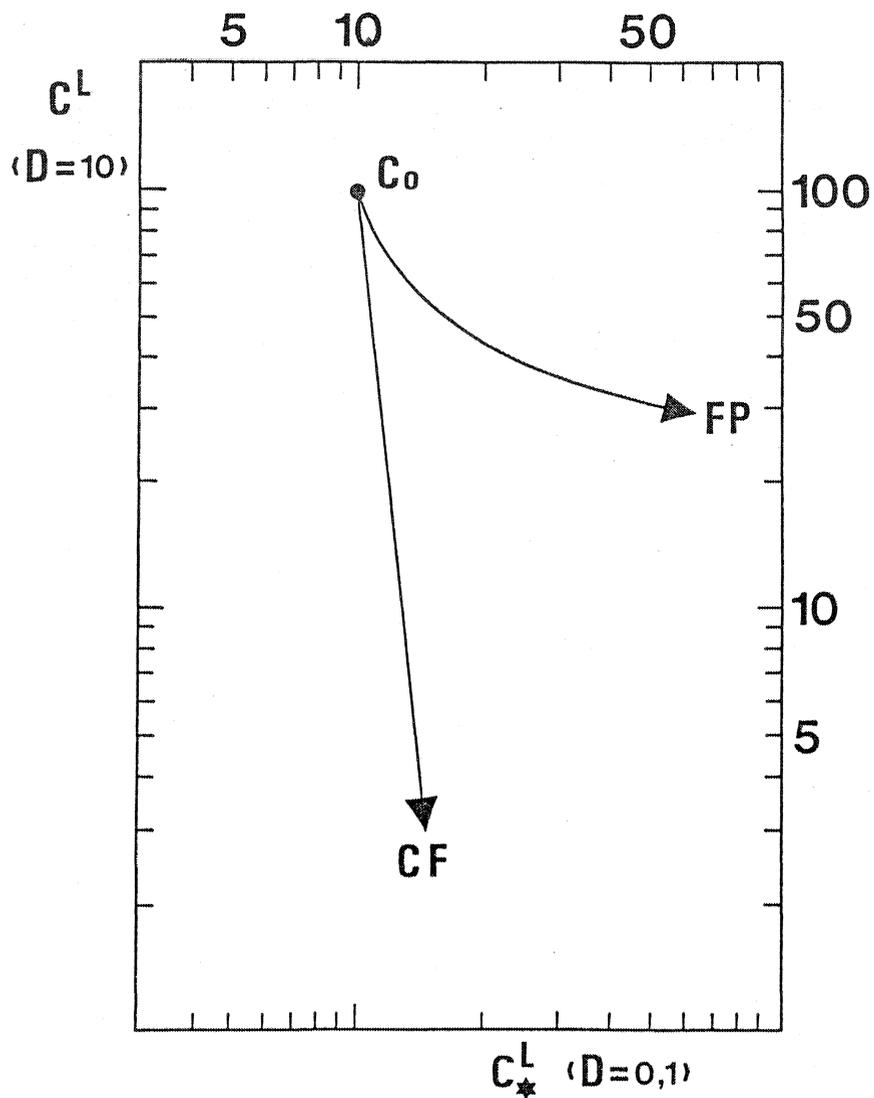


Figure 38 : Diagramme permettant de distinguer les processus de fusion partielle (FP) et de cristallisation fractionnée (CF) à partir de l'évolution des teneurs en éléments compatibles et incompatibles des liquides.

fractionnée à partir d'un même magma parent ou traduisent-ils la mise en place sub-contemporaine de plusieurs liquides ?

Les hétérogénéités minéralogiques importantes, mises en évidence au sein de la plupart des granitoïdes trégorrois, constituent le principal argument en faveur de l'existence d'une cristallisation fractionnée. Dans le granite de Pomelin-Bréhat par exemple, l'enrichissement de la roche en feldspath potassique et en quartz vers l'Est du massif peut être interprété comme le résultat d'un fractionnement permettant la formation de liquides différenciés. Au niveau de la granodiorite de Talberg, l'abondance de plagioclase et d'amphibole, dans certains échantillons du secteur de la Baie d'Enfer, traduit même sans équivoque l'accumulation de ces minéraux. Enfin, en ce qui concerne la microgranodiorite de Pleubian ou le microgranite de Launay, la texture microgrenue porphyrique qui témoigne d'une cristallisation en deux stades permet d'observer localement la concentration de phénocristaux groupés en synneusis.

Si la cristallisation fractionnée peut expliquer les caractères minéralogiques variés des échantillons d'une même unité, il est cependant impossible, sur la seule base d'une étude pétrographique, d'affirmer que les différents faciès sont liés les uns aux autres par un tel processus.

Le mode de raisonnement précédemment développé à partir des éléments en traces a alors été appliqué aux granitoïdes trégorrois. Cependant, avant de présenter les résultats obtenus, la notion d'incompatibilité (ou de compatibilité) des éléments vis à vis des minéraux doit être précisée. Le comportement d'un élément en trace dépend en effet de ses caractéristiques géométriques (rayon ionique, valence) mais aussi de la nature du liquide et des phases en présence ainsi que des conditions thermodynamiques (pression, température ...). L'utilisation de la méthode exige par conséquent un examen attentif de la propriété des éléments et de leurs concentrations relatives dans les roches étudiées. En ce qui concerne le complexe plutonique trégorrois, les éléments de transition (Ni, Co), dont les teneurs diminuent depuis les granodiorites jusqu'aux granites, peuvent être considérés comme compatibles. A l'inverse, le rubidium, dont les concentrations augmentent dans les faciès les plus évolués, se comporte en élément incompatible.

Ainsi, lorsque l'on porte en coordonnées logarithmiques les teneurs en nickel ou en cobalt des différents échantillons en fonction de leurs concentrations en rubidium, les corrélations observées sont assimilables à des droites de pente négative très accentuée (Fig. 39a et b). Il semble donc raisonnable d'envisager, pour l'ensemble des granitoïdes trégorrois à l'exception de la diorite de Castel-Meur, une différenciation par cristallisation fractionnée à partir d'un même magma parent.

Quant à la nature des minéraux ayant guidé le fractionnement, qu'ils soient essentiels ou accessoires, elle reste encore à déterminer.

A - Approche qualitative.

1°) Rôle des minéraux essentiels.

Basés sur les éléments majeurs, les diagrammes de Harker (1909), dans lesquels les différents oxydes sont portés en fonction de la silice, montrent tous une corrélation linéaire unique pour la plupart des granitoïdes étudiés (Fig. 40).

Seule la diorite de Castel-Meur, dont les relations génétiques avec les autres faciès n'ont pas encore été précisées, semble constituer une exception. L'augmentation des teneurs en alumine et en titane ainsi que la diminution rapide des concentrations en magnésium et en calcium de cette roche au cours de la différenciation indiquent en effet un mode de fractionnement différent de celui qui affecte les principales unités du batholite. Les caractères géochimiques de la diorite montrent en particulier que la phase essentielle guidant la différenciation est le clinopyroxène, minéral pouvant être localement abondant dans certains échantillons riches en magnésium. L'originalité de la roche, également évoquée dans les chapitres précédents à propos de ses traits minéralogiques (clinopyroxène chromifère) et géochimiques (teneurs en terres rares légères) conduit par conséquent à définir une deuxième unité pétrographique, contemporaine des autres faciès mais génétiquement indépendante.

En ce qui concerne l'ensemble principal du complexe, la nature des minéraux contrôlant la différenciation peut être déterminée par différentes approches, tant pétrographiques que géochimiques.

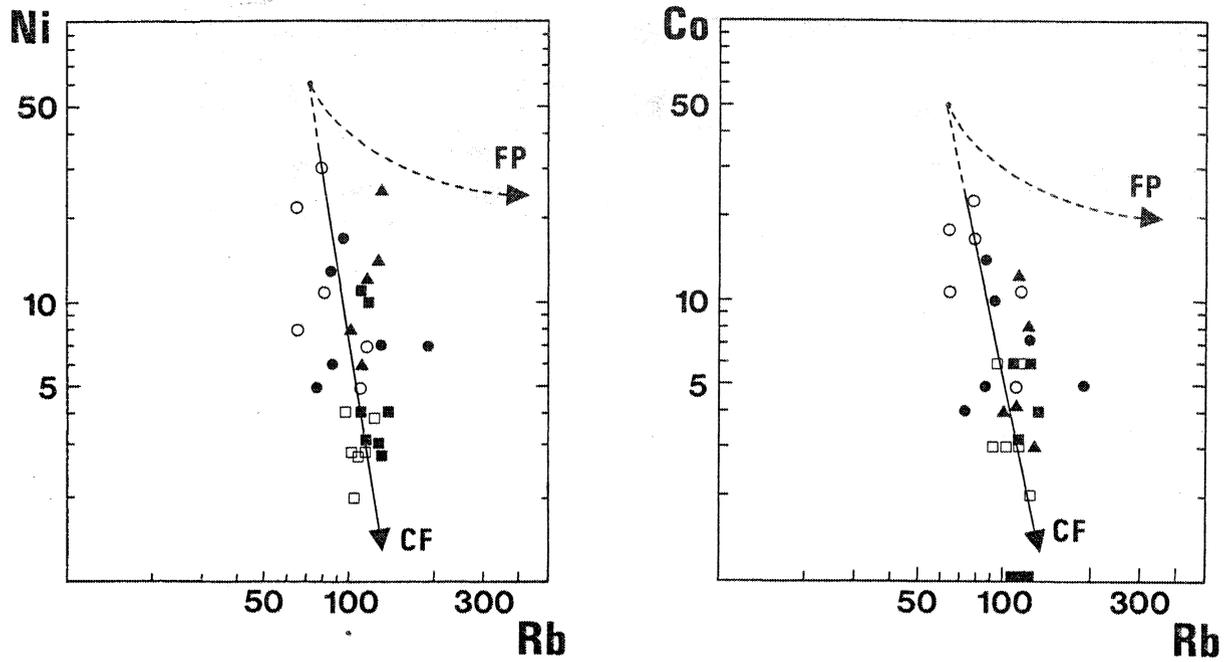


Figure 39 : Diagrammes permettant de distinguer les processus de fusion partielle (FP) et de cristallisation fractionnée (CF). (○) : granodiorite de Talberg ; (●) : microgranodiorite de Pleubian ; (▲) : microgranite de Launay ; (■) : granite de Pomelin-Bréhat ; (□) : granite de Port Blanc.

Au cours d'un processus de cristallisation fractionnée, les minéraux les plus aptes à guider la différenciation correspondent aux premières phases à apparaître. Sur la seule base de l'étude de l'ordre de cristallisation des minéraux, il est donc possible d'envisager l'influence mineure, voire inexistante, de la biotite, du feldspath potassique et du quartz ; par contre, le clinopyroxène, le plagioclase et l'amphibole sont susceptibles d'intervenir efficacement.

Ainsi, les concentrations d'amphibole et surtout de plagioclase, observées localement dans les échantillons les plus basiques de la granodiorite de Talberg et de la microgranodiorite de Pleubian, illustrent le rôle probablement important de ces minéraux pendant la cristallisation fractionnée.

L'observation des diagrammes de Harker (Fig. 40), dans lesquels on constate la diminution des teneurs en magnésium, fer, titane et perte au feu des roches, alors que les concentrations en silice augmentent, permet de confirmer le fractionnement de minéraux colorés, pour la plupart hydratés; c'est en outre ce processus de fractionnement des minéraux ferro-magnésiens qui peut rendre compte du comportement des éléments de transition (Ni, Co) dont les teneurs décroissent dans les roches les plus évoluées.

La cristallisation fractionnée de plagioclase, déjà suggérée lors de l'étude pétrographique, est également indiquée par l'appauvrissement en alumine et en calcium des termes les plus acides. Au niveau des spectres de terres rares, elle se traduit par des anomalies en europium négatives pour les roches différenciées, positives pour les échantillons dans lesquels le plagioclase s'est accumulé (échantillon 119 de la granodiorite de Talberg). Cependant, si la corrélation positive qui existe entre le calcium et le strontium confirme l'influence du plagioclase (Fig. 41), elle permet aussi d'envisager le fractionnement précoce de clinopyroxène; ce dernier permet en effet, dans les premiers stades de la cristallisation, d'abaisser les teneurs en calcium du liquide résiduel sans modifier de façon significative la répartition du strontium (Gill, 1981).

L'augmentation des teneurs en potassium, en particulier au début de la différenciation, constitue un nouvel argument en faveur du faible contrôle exercé par la biotite et par le feldspath potassique sur l'évolution des magmas (Fig. 40). Par contre, en fin de processus, lorsque les concentrations en potassium du liquide résiduel deviennent suffi-

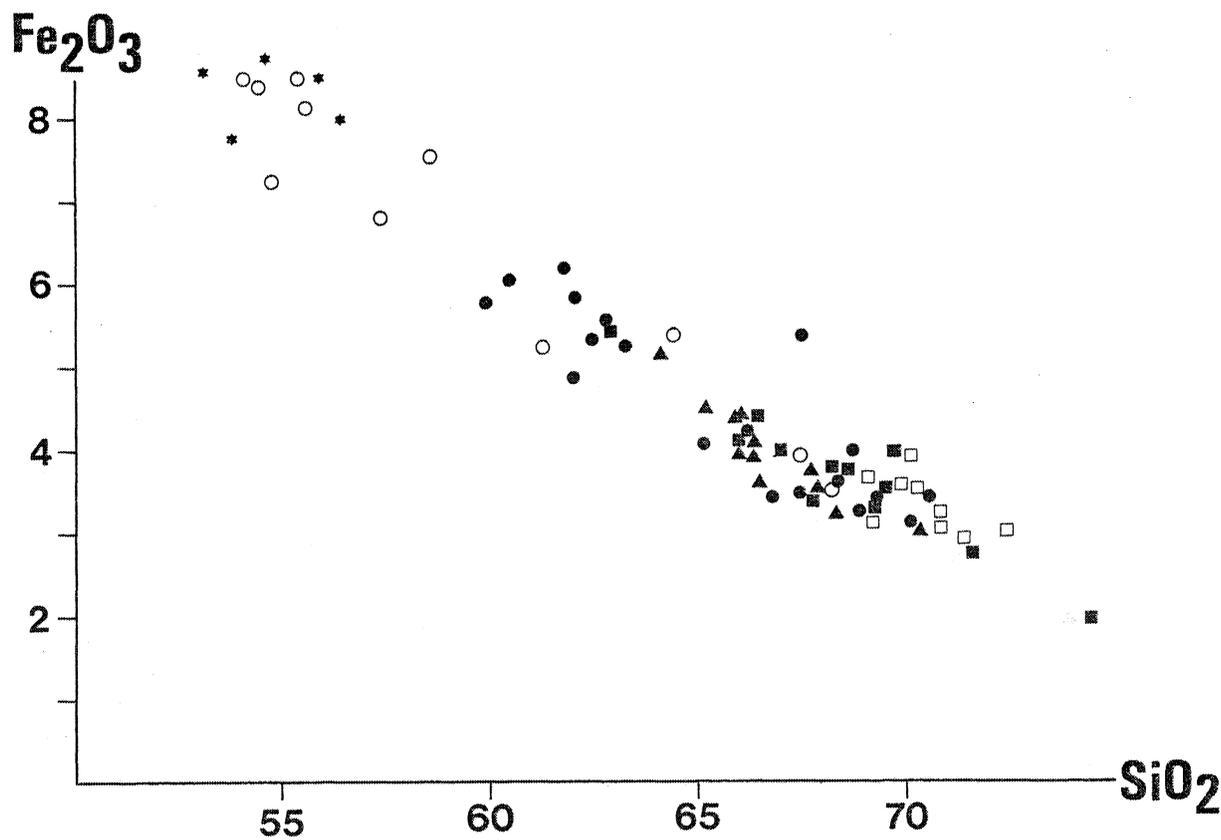
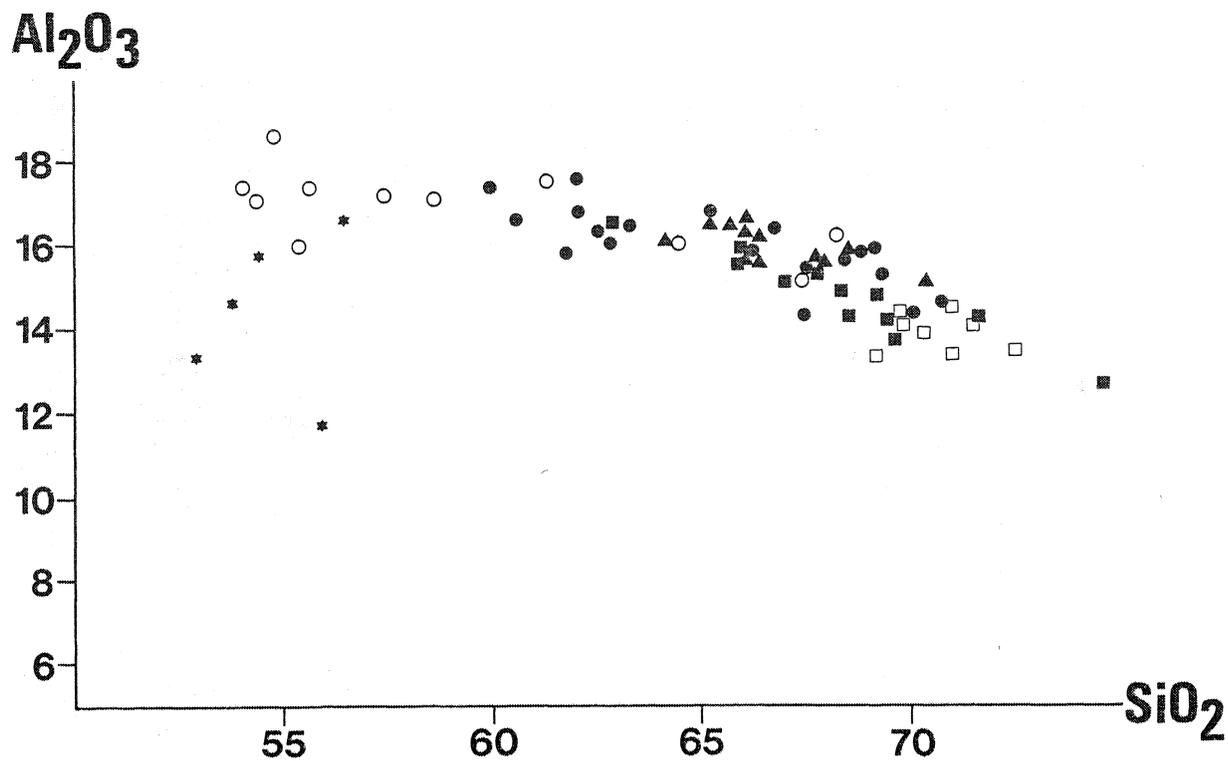


Figure 40 : Evolution des granitoïdes trégorrois dans les diagrammes de Harter (1909). Les étoiles représentent la diorite de Castel-Meur. Les autres figurés sont identiques à ceux de la figure précédente.

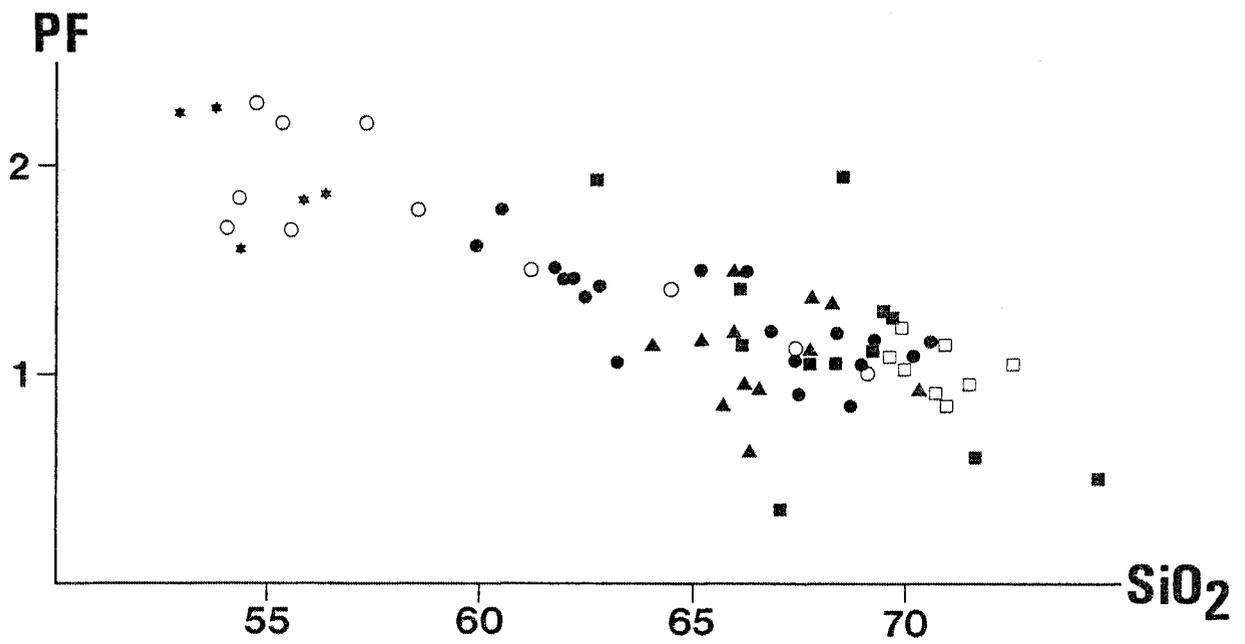
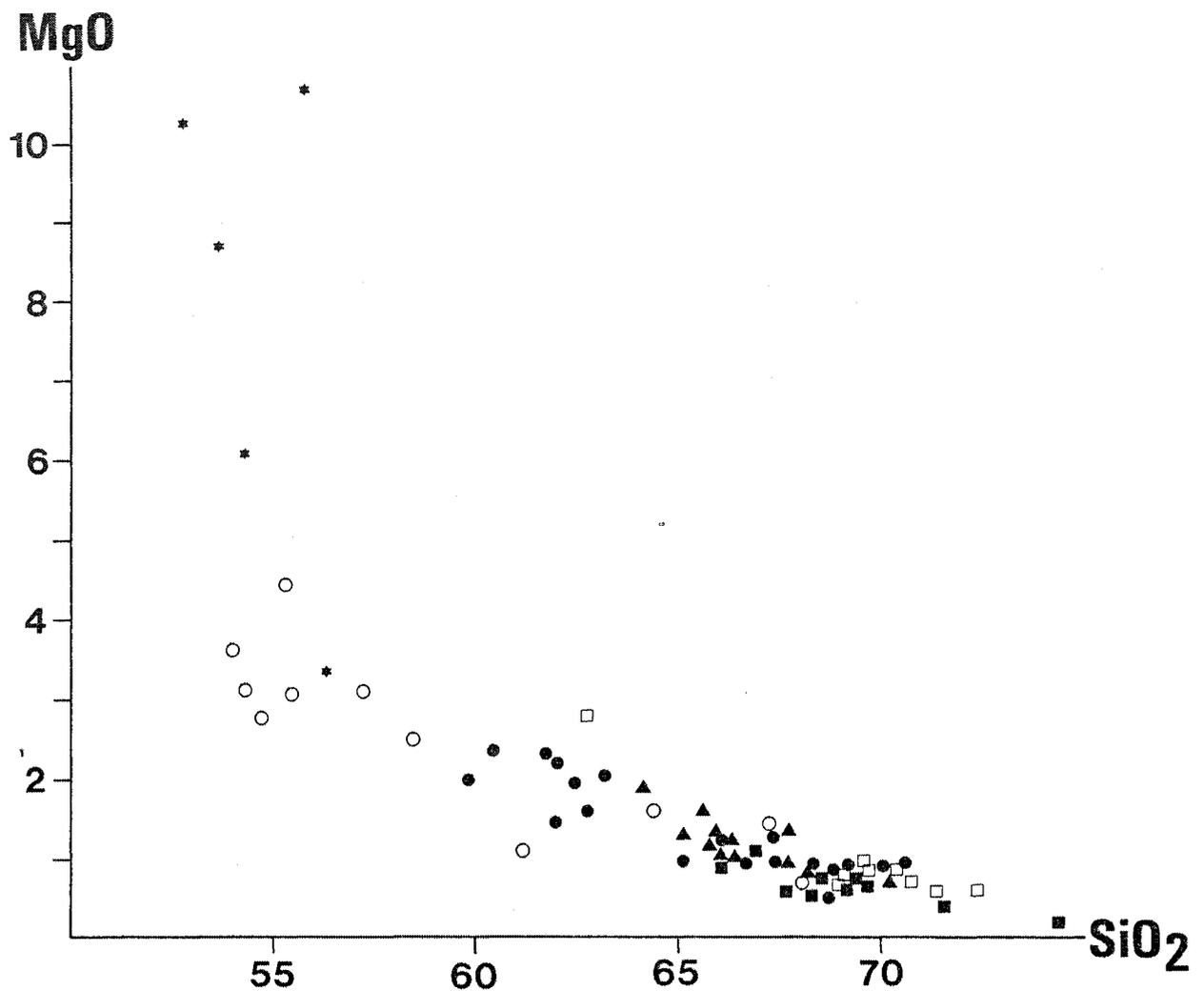


Figure 40 : (suite)

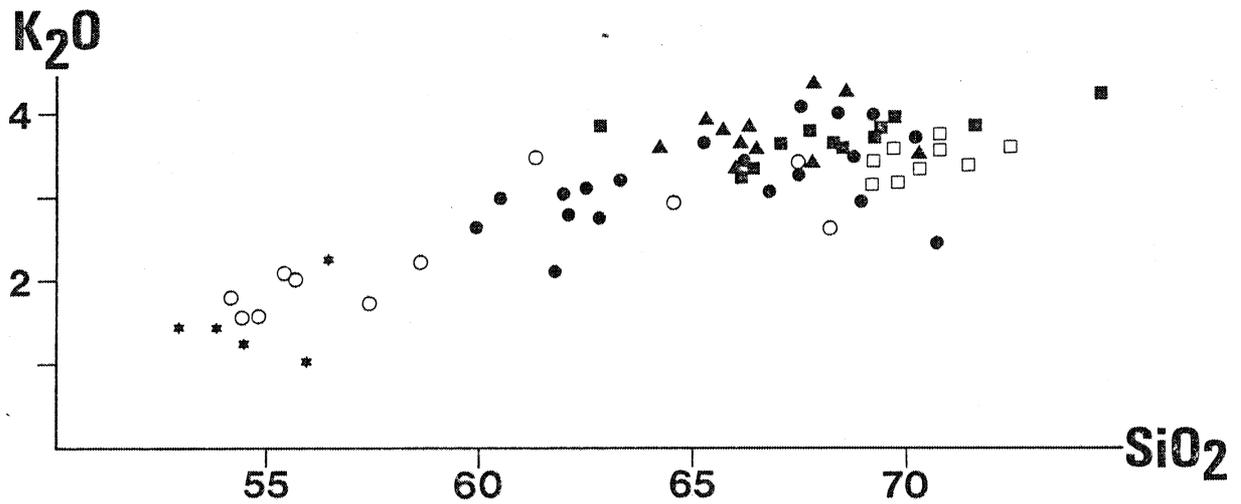
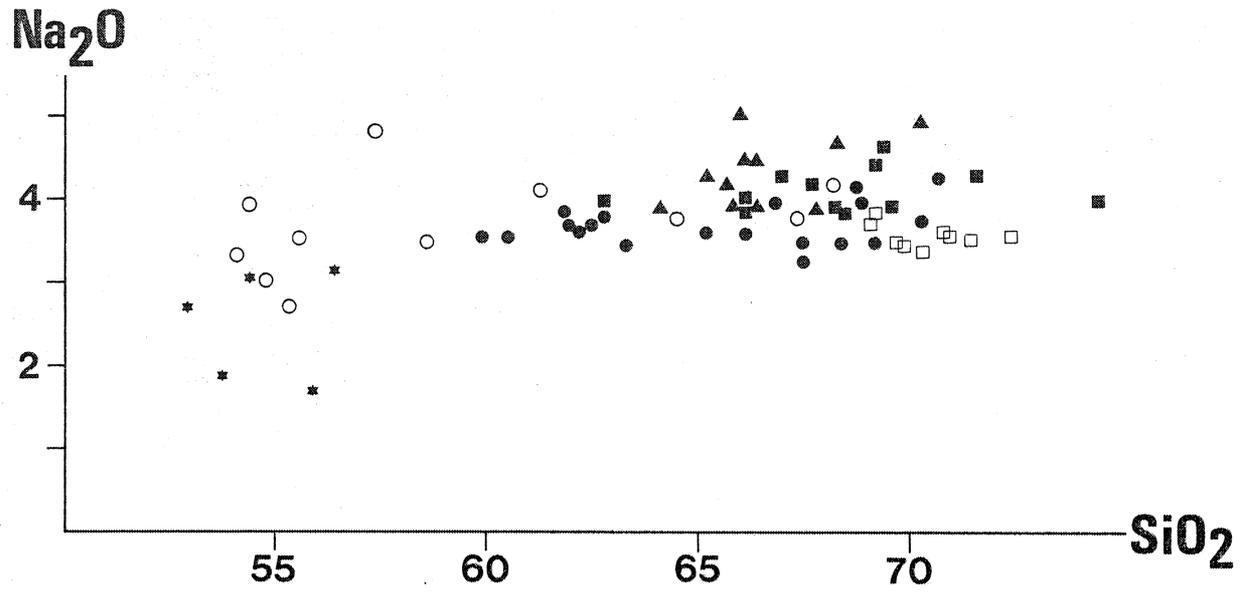


Figure 40 :(suite)

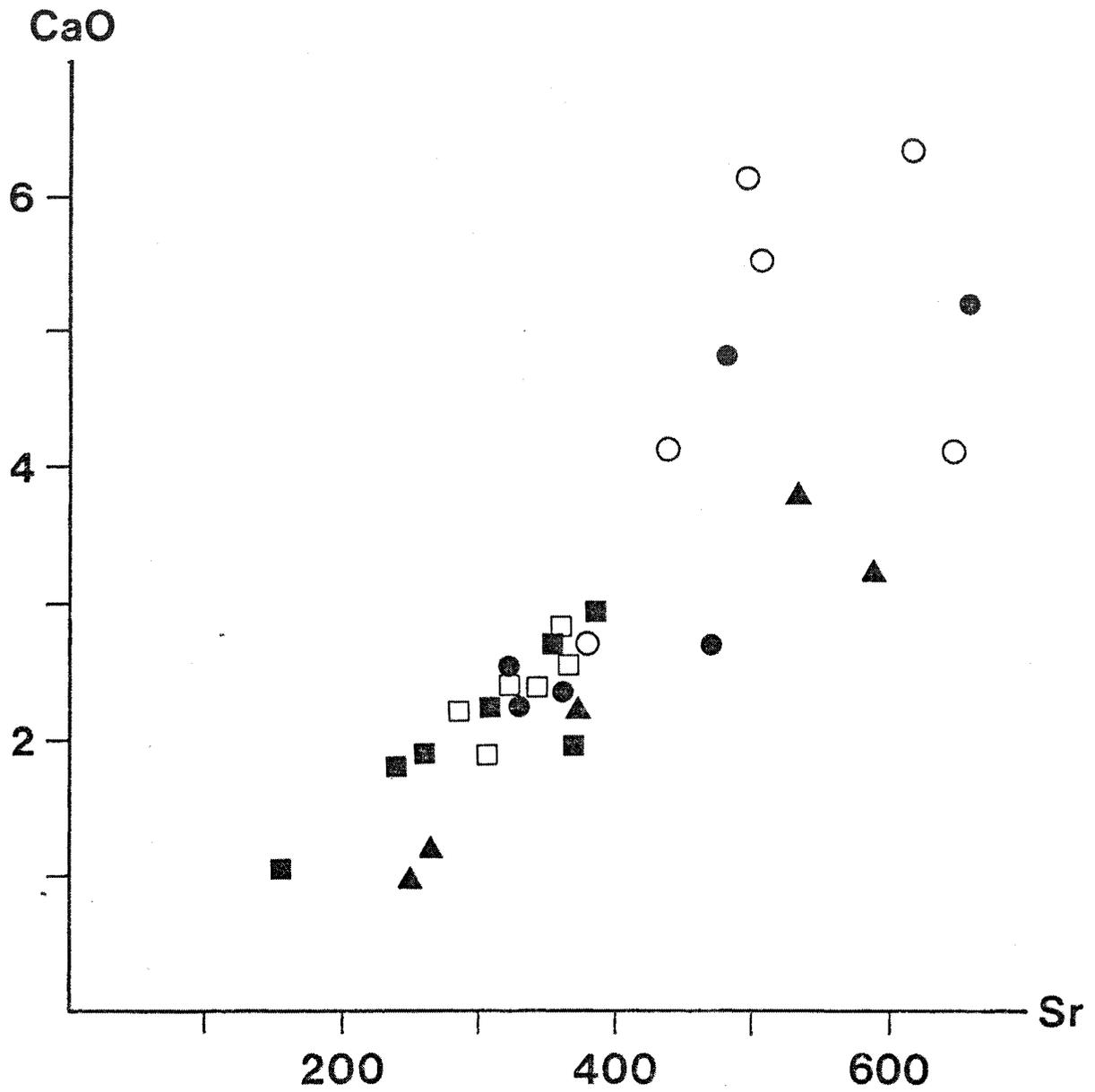


Figure 41 : Position des granitoïdes trégorrois dans le diagramme CaO %- Sr (ppm). Mêmes figurés que dans la figure précédente.

santes, la cristallisation fractionnée de ces minéraux est effective ; elle se traduit, au niveau des termes granitiques, par une pente moins accentuée de la droite de corrélation $K_2O - SiO_2$. Toujours à ce propos, l'incompatibilité décroissante du zirconium, du rubidium et du baryum au cours de l'évolution du magma (Fig. 42, 43 et 44) peut également s'expliquer par le fractionnement croissant de biotite et de zircon, voire de feldspath potassique, ainsi que par l'augmentation des coefficients de partage "minéraux/liquide" de ces trois éléments (Pearce et Norry, 1979).

2°) Rôle des minéraux accessoires.

Alors que les teneurs en titane et en fer des minéraux colorés augmentent selon la suite des cristallisations observées (clinopyroxène - amphibole - biotite), la pente des corrélations entre ces éléments et la silice devient de plus en plus faible au cours de l'évolution des roches (Fig. 40). Si ce caractère géochimique peut être expliqué par un fractionnement moins important des minéraux ferro-magnésiens en fin de différenciation, il pose également le problème du rôle précoce des minéraux opaques.

Le comportement du vanadium, élément qui se substitue très facilement au fer et au titane est à ce sujet assez explicite : pendant les premiers stades de la différenciation, tandis que les rapports Fe_2O_3/MgO et TiO_2/MgO des roches totales restent presque constants, la diminution rapide des teneurs en vanadium indique en effet la cristallisation fractionnée de titanomagnétite (Fig. 45 a et b). Dans la suite de l'évolution par contre, les concentrations en vanadium ne varient quasiment plus; le fractionnement des minéraux ferro-magnésiens peut alors être tenu pour seul responsable de l'appauvrissement en fer et en titane des roches différenciées.

Par ailleurs, si l'on porte la concentration en phosphore des différents échantillons en fonction de leur teneur en silice (Fig.46), on remarque qu'il existe une bonne corrélation négative entre ces éléments. Le fractionnement d'apatite, minéral fréquemment inclu dans les phases ferro-magnésiennes, doit donc être envisagé. De plus, lorsqu'elle cristallise, l'apatite a pour effet de diminuer la teneur en terres rares des magmas sans pour autant changer de façon significative l'allure générale des spectres (Watson et Capobianco, 1981). Par conséquent, si le parallélisme de la plupart des spectres des granitoïdes trégorrois est en parfait

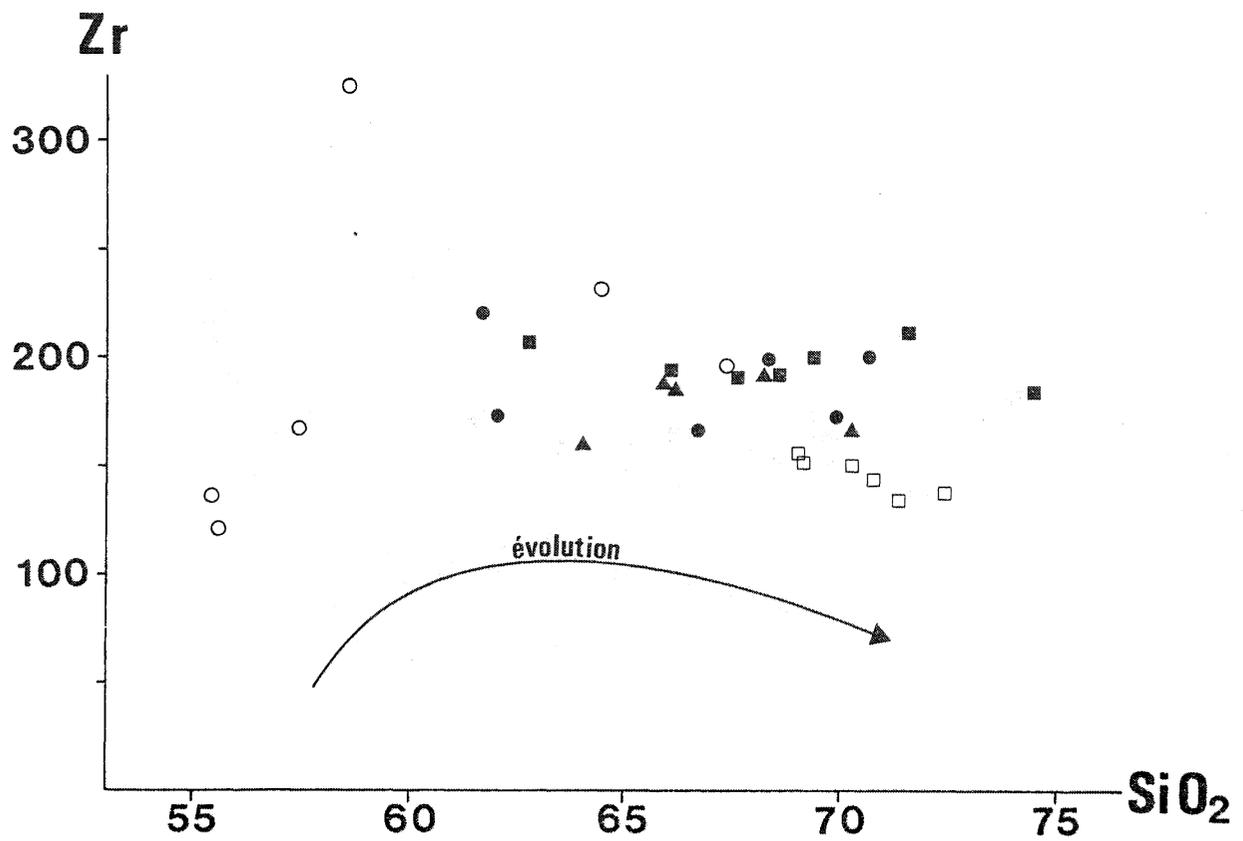


Figure 42 : Position des granitoïdes trégorrois dans le diagramme Zr (ppm)-SiO₂ %. Mêmes figurés que dans la figure précédente.

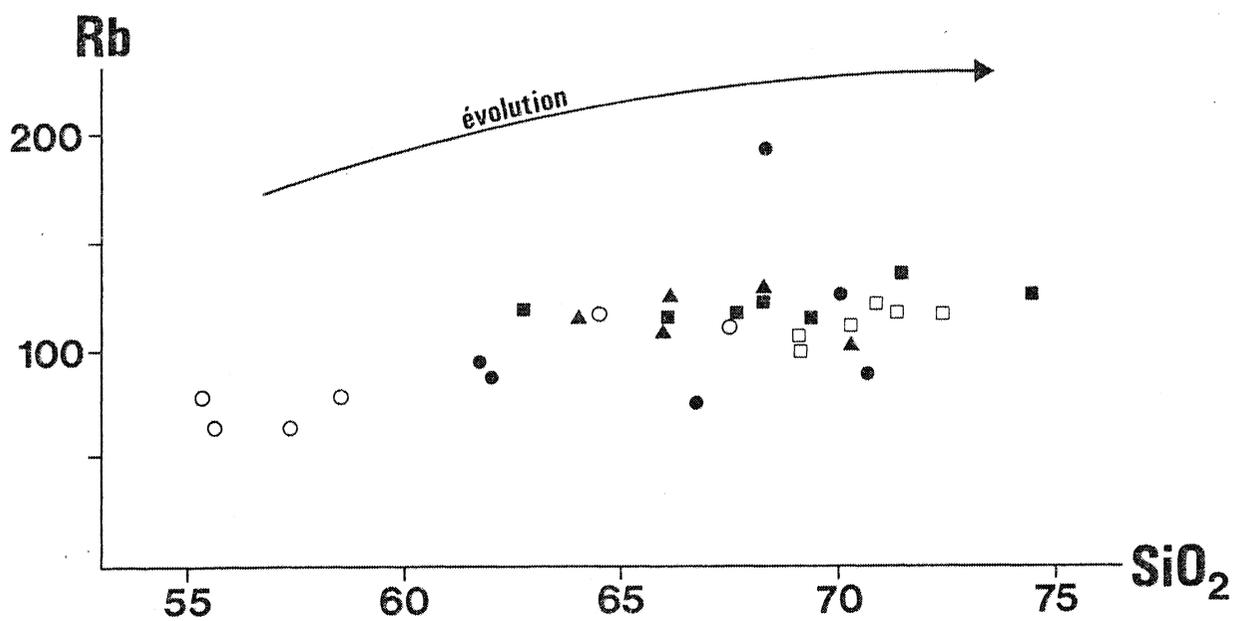


Figure 43 : Position des granitoïdes trégorrois dans le diagramme Rb (ppm)-SiO₂ %. Mêmes figurés que dans la figure précédente.

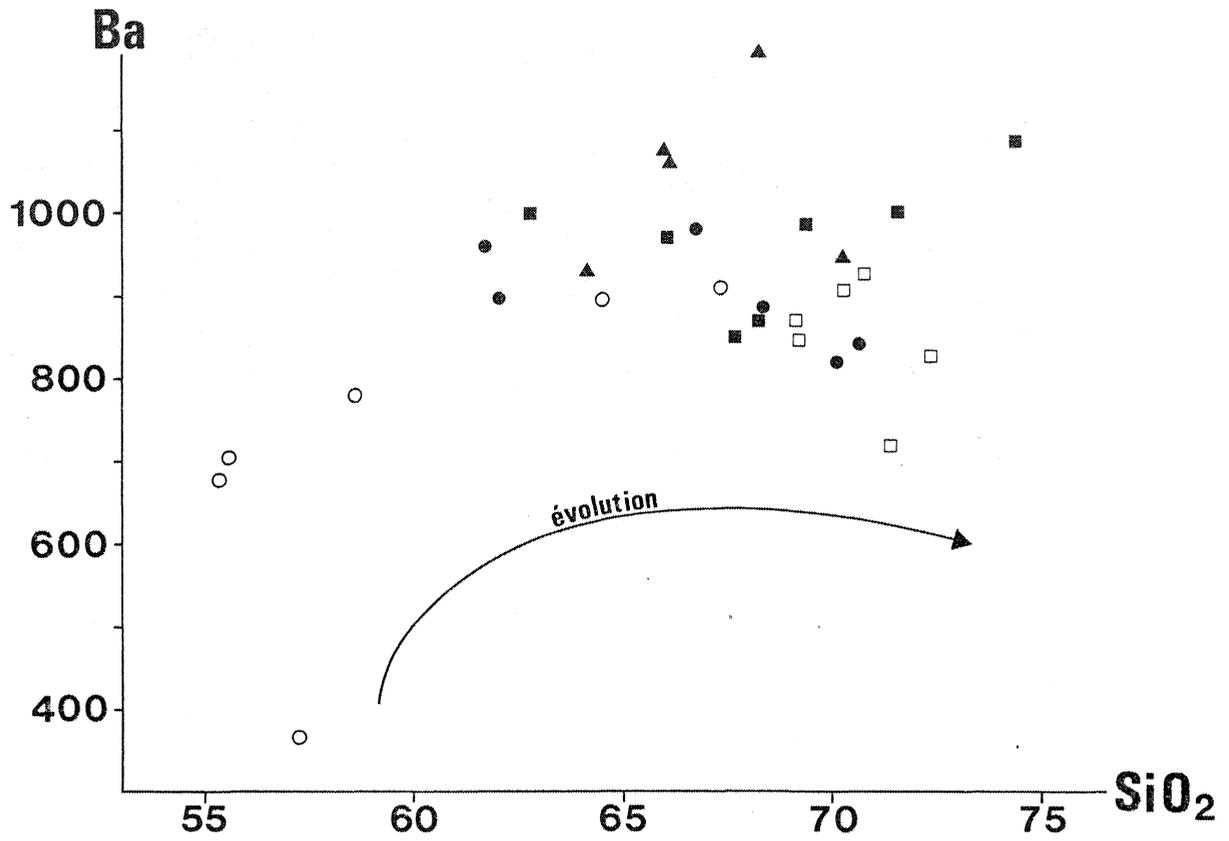


Figure 44 : Position des granitoïdes trégorrois dans le diagramme Ba (ppm)-SiO₂. Mêmes figurés que dans la figure précédente.

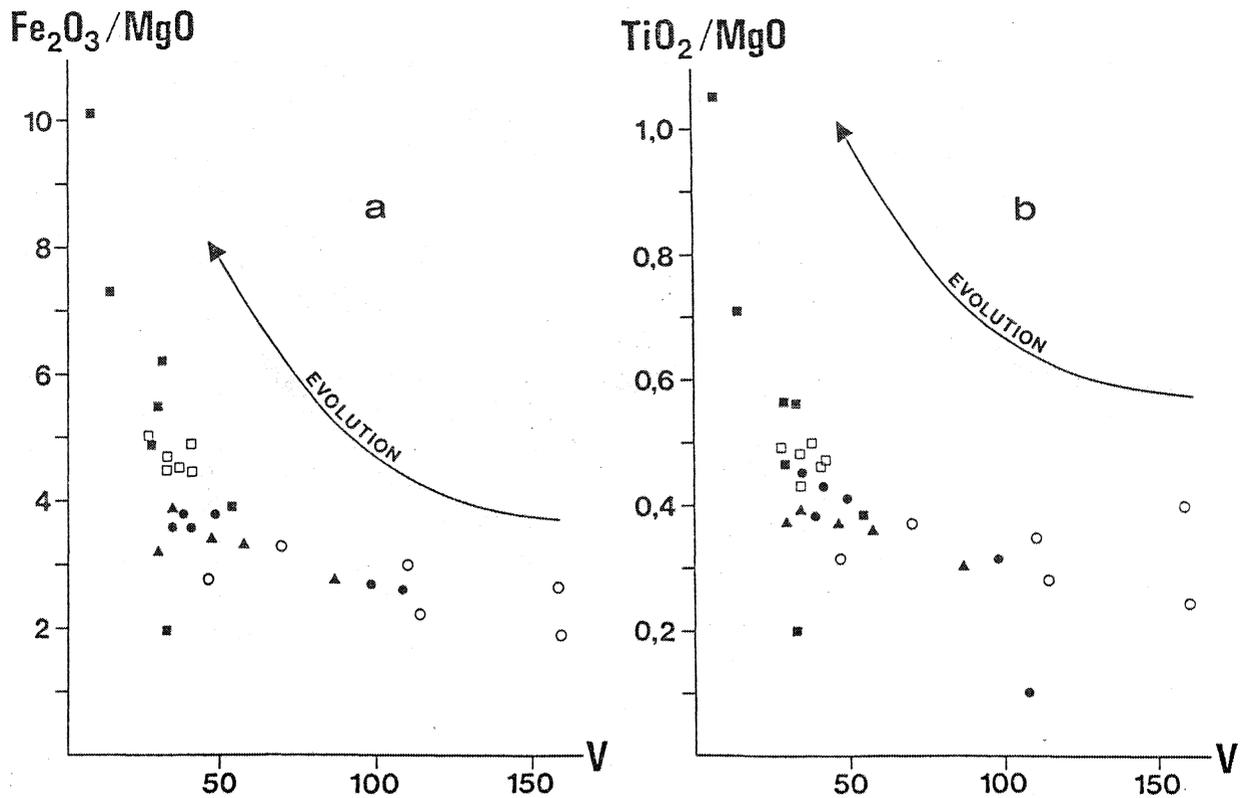


Figure 45 : Evolution des rapports FeO/MgO et TiO_2/MgO des granitoïdes trégorrois en fonction de leur teneur en V (ppm). Mêmes figurés que dans la figure précédente.

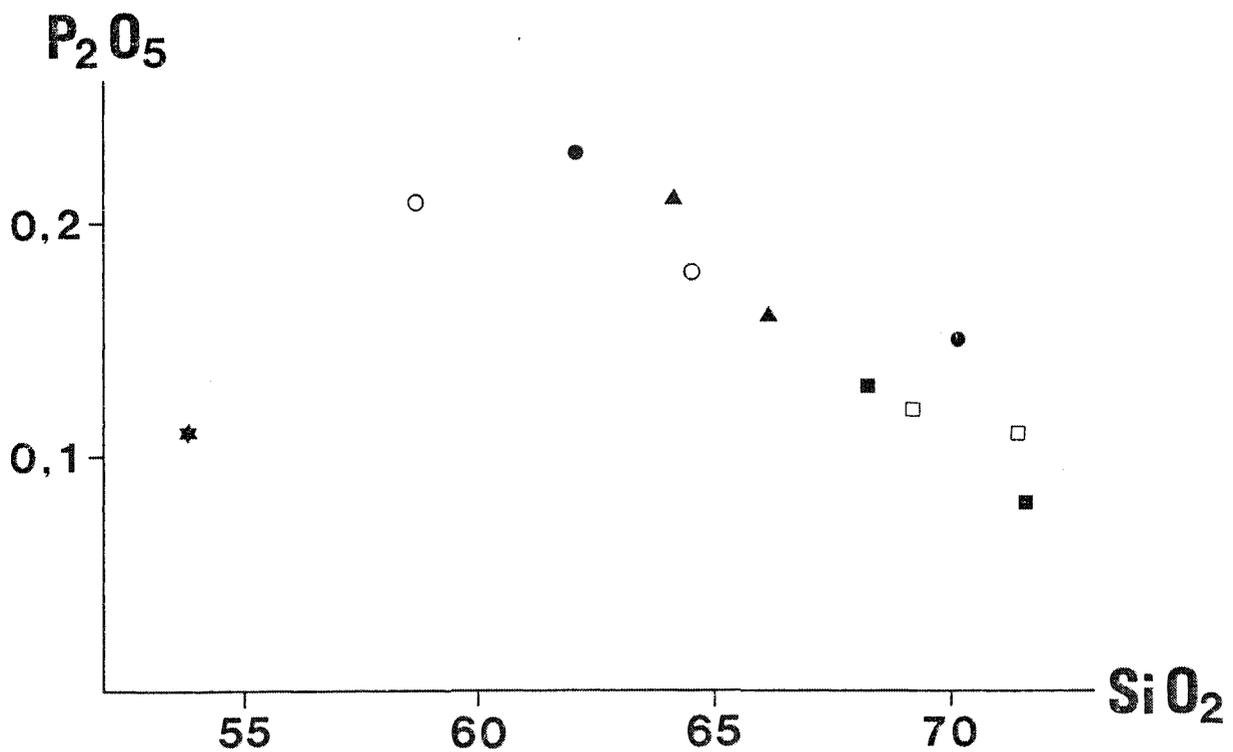


Figure 46 : Position des granitoïdes trégorrois dans le diagramme P_2O_5 %- SiO_2 %. Mêmes figurés que dans la figure précédente.

accord avec un processus de cristallisation fractionnée, l'extraction d'apatite explique l'absence d'enrichissement systématique en terres rares des liquides résiduels.

Un échantillon du granite de Pomelin - Bréhat (80-4) se distingue cependant par sa teneur beaucoup plus faible en terres rares légères; ne présentant par ailleurs aucune particularité pétrographique ni géochimique, cet échantillon ne peut être considéré comme le témoin d'un magma différent de celui précédemment défini. Seule la cristallisation fractionnée d'allanite permet ainsi d'abaisser très rapidement la concentration en terres rares légères des liquides différenciés, sans modifier sensiblement leur teneur en terres rares lourdes (Fourcade et Allègre, 1981); le calcul basé sur la composition chimique de l'allanite analysée au cours de ce travail, montre par exemple qu'à partir d'un magma initial contenant environ 35 ppm de lanthane (granite de Bréhat), un fractionnement de 0,03% de ce minéral suffit à expliquer le caractère exceptionnel de l'échantillon 80-4. De plus, l'aspect automorphe des cristaux d'allanite, leur zonage net et leur inclusion fréquente dans les minéraux ferro-magnésiens indiquent qu'il s'agit d'une phase précoce; un tel mécanisme de fractionnement est donc parfaitement possible en ce qui concerne les granitoïdes trégorrois.

3°) Discussion.

A l'exception de la diorite de Castel-Meur qui constitue une unité indépendante, les granitoïdes du complexe plutonique trégorrois semblent donc pouvoir être interprétés comme les différents stades d'un processus de cristallisation fractionnée à partir d'un même magma parent.

Une telle conclusion ne repose cependant que sur la validité de la méthode utilisée au début de ce chapitre et basée sur le comportement des éléments en traces au cours des mécanismes de différenciation. Ainsi, bien que les arguments d'ordre géochimique développés précédemment montrent l'existence d'une seule lignée magmatique, le résultat obtenu a été confronté aux données pétrographiques et minéralogiques.

L'examen des analyses modales moyennes des différents types pétrographiques montre par exemple qu'il est difficile d'imaginer l'appartenance de la granodiorite de Talberg et de la microgranodiorite de Pleubian à une seule série ayant subi un simple phénomène de cristallisation fractionnée (Fig. 47). Compte tenu de l'ordre de cristallisation

des minéraux (cf. chapitre III), on ne peut en effet concevoir le fractionnement précoce de feldspath potassique ni l'enrichissement du liquide résiduel en minéraux colorés.

D'autre part, l'évolution de la composition chimique des amphiboles en fonction de la nature des roches semble incompatible avec la cristallisation fractionnée d'un magma parent unique (Fig. 48 a et b). Deux ensembles peuvent alors être définis : l'un constitué par la microgranodiorite de Pleubian, le microgranite de Launay et le granite de Pomelin - Bréhat ; l'autre par la granodiorite de Talberg. Quant au granite de Port-Blanc, aucun argument ne permet de l'attribuer avec certitude à l'un de ces ensembles; le caractère très différencié de la roche, l'absence de magnétite, l'homogénéité des analyses chimiques et la grande surface apparente de ce massif sont autant de facteurs amenant à considérer plutôt ce granite comme une unité indépendante des autres faciès.

Il semblerait donc qu'on ne puisse interpréter l'ensemble des variations chimiques et minéralogiques des granitoïdes trégorrois en termes de cristallisation fractionnée à partir d'un magma unique. Il paraît au contraire plus raisonnable d'envisager la mise en place sub-contemporaine de quatre magmas probablement issus d'une même source pour des taux de fusion similaires puis affectés à des degrés divers par la cristallisation fractionnée. Suggérée par les éléments en traces, l'appartenance de toutes les roches du complexe à une seule lignée devient alors illusoire.

Il faut cependant rappeler que du point de vue qualitatif, aucune distinction ne peut être effectuée sur le plan géochimique entre les ensembles qui viennent d'être mis en évidence. Ainsi, les principaux minéraux intervenant au cours de la différenciation, bien que leurs abondances relatives et leurs compositions soient susceptibles de variations, sont probablement identiques au niveau des différentes lignées. Les résultats déjà établis restent donc parfaitement valables en ce qui concerne la caractérisation des phases ayant guidé l'évolution des magmas.

B - Résultats quantitatifs.

Après avoir déterminé qualitativement les principales phases minéralogiques intervenant au cours de la cristallisation fractionnée des différents ensembles, une estimation quantitative du rôle de chacun de

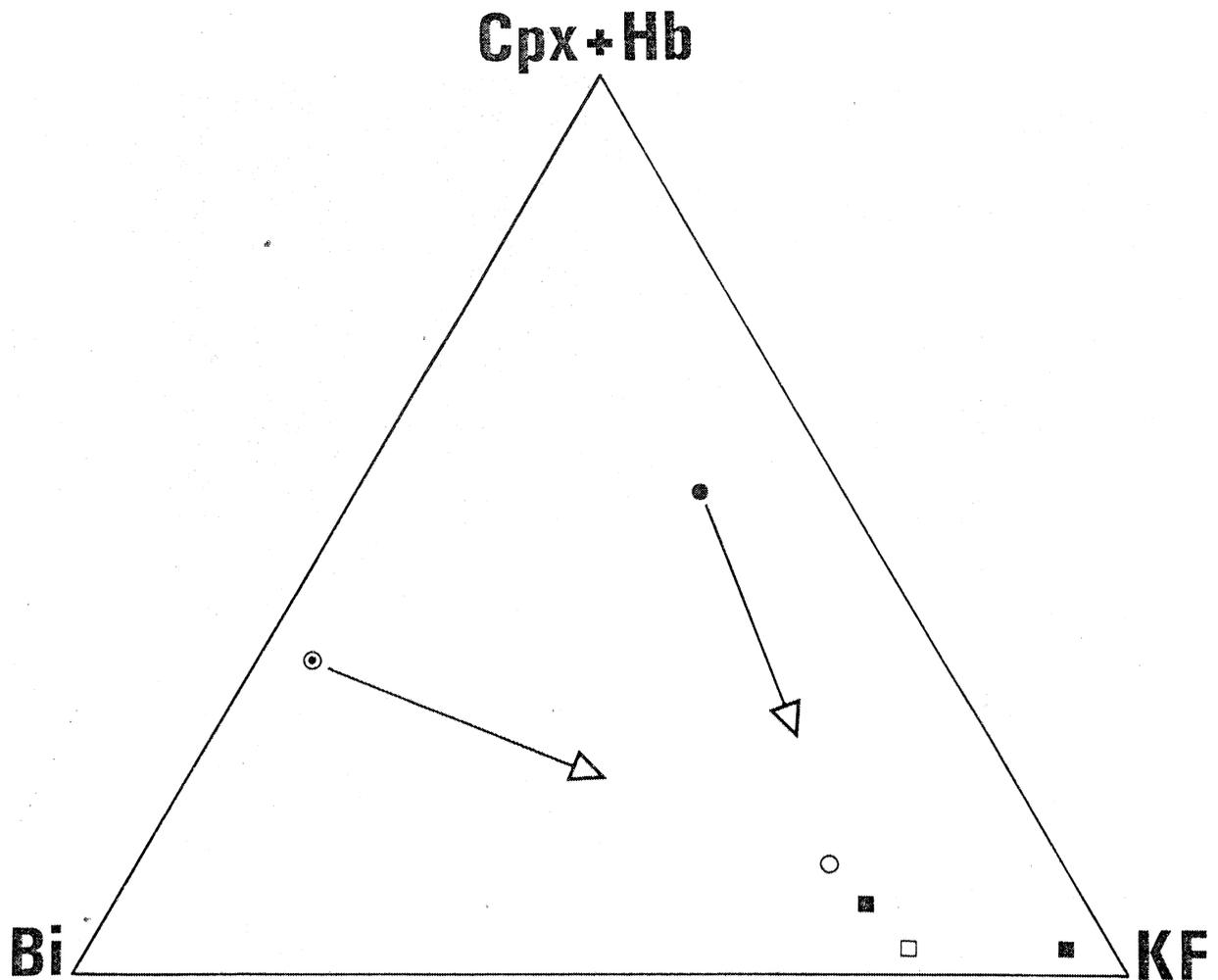


Figure 47 : Position des granitoïdes trégorrois dans le diagramme modal Clinopyroxène + Hornblende - Biotite - Feldspath potassique. Il apparaît que les différents types pétrographiques ne peuvent dériver les uns des autres par un simple processus de cristallisation fractionnée.

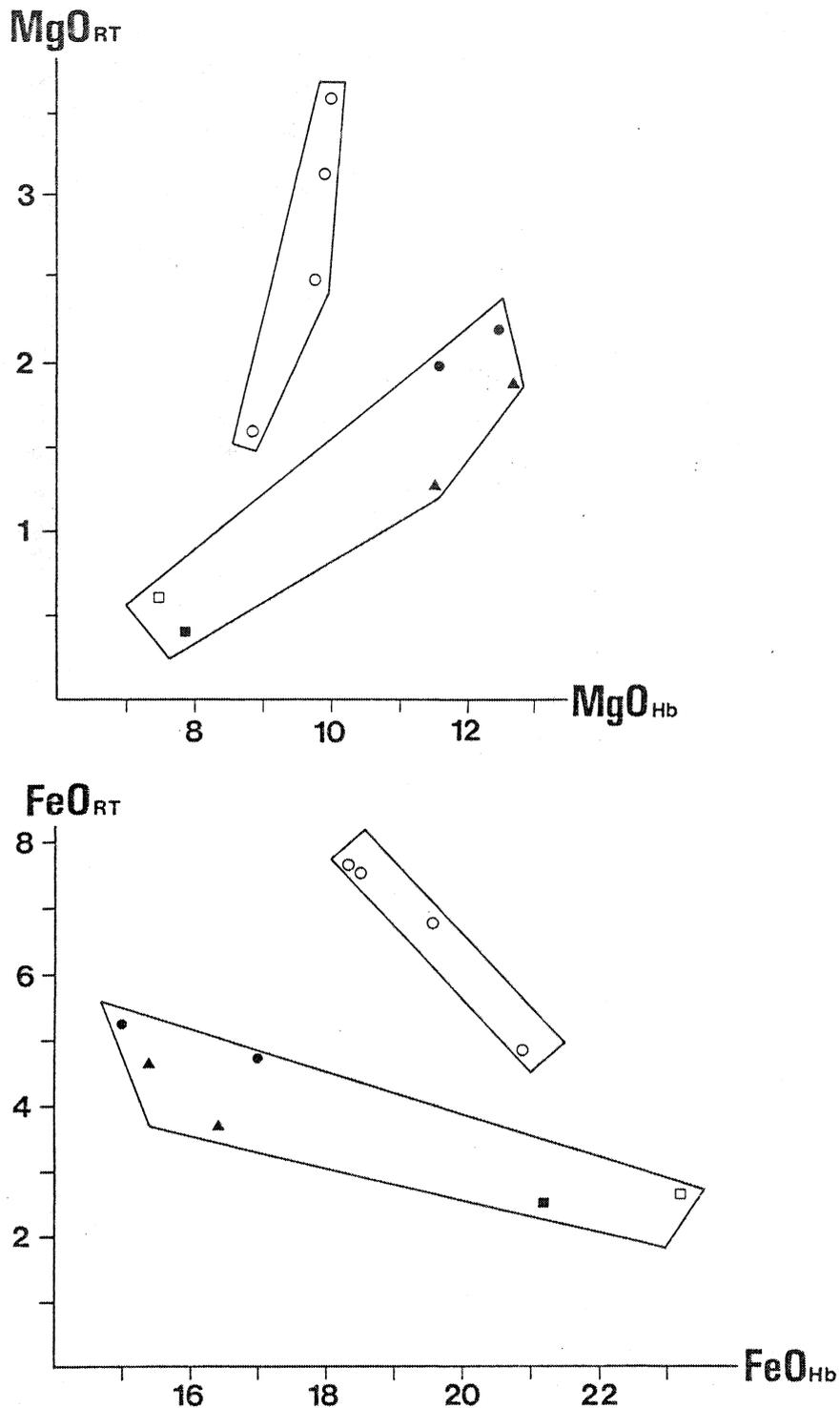


Figure 48 : Diagrammes dans lesquels la teneur en fer et en magnésium des hornblendes est portée en fonction de la concentration de ces éléments dans les roches totales correspondantes. Quatre analyses obtenues par Auvray (1979) sur des amphiboles séparées figurent également dans ces diagrammes. (o) : granodiorite de Talberg ; (●) : microgranodiorite de Pleubian ; (▲) : microgranite de Launay ; (■) : granite de Pome-lin-Bréhat ; (□) : granite de Port Blanc.

ces minéraux a été tentée. A l'aide des diagrammes de Harker, on peut en effet préciser l'abondance relative des phases qui fractionnent, ce qui revient à calculer la composition minéralogique d'une roche virtuelle uniquement constituée de minéraux cumulés; la méthode graphique généralement utilisée (Cox et al., 1979) ne pouvant cependant s'étendre à plus de trois minéraux, ce type de détermination a nécessité une approche algébrique particulière dont seul le principe est présenté ici :

Dans un diagramme de Harker (SiO_2 , Y), les points représentatifs des minéraux A, B, C, D, E (Fig. 49) susceptibles d'influencer la différenciation définissent un polygone pour lequel il existe un barycentre M tel que :

$$a \vec{MA} + b \vec{MB} + c \vec{MC} + d \vec{MD} + e \vec{ME} = \vec{0}$$

Si ce point M appartient d'autre part à la droite de corrélation ($Y = p \text{SiO}_2 + q$) matérialisant l'évolution de la série, il peut correspondre à une roche fictive constituée des minéraux A, B, C, D, E ayant contrôlé la cristallisation fractionnée; connaissant la composition chimique de ces minéraux, il est alors facile, en combinant les deux équations citées précédemment, d'établir pour chaque diagramme une relation faisant intervenir uniquement les proportions relatives a, b, c, d, e des différentes phases composant le cumulat M. La somme de ces proportions devant être égale à 100, l'utilisation de quatre diagrammes est donc suffisante, dans cet exemple, pour résoudre le système.

Dans le cas du Batholite Nord-Trégorrois, les données analytiques peu nombreuses portant sur la diorite de Castel-Meur et le granite de Port-Blanc n'ont pas permis une telle investigation; seules deux unités ont été ainsi traitées : la granodiorite de Talberg d'une part, l'ensemble "Pleubian - Launay - Pomelin Bréhat", d'autre part.

Afin de pouvoir tester, pour chacune de ces unités, le rôle des principaux minéraux retenus qualitativement, six diagrammes de Harker ont été considérés (Fig. 50). On constate que ces derniers présentent parfois une tendance non rectiligne traduisant au niveau de l'inflexion une variation dans la nature, la composition chimique, ou les proportions relatives des phases qui fractionnent. C'est la raison pour laquelle, dans tous les diagrammes, l'évolution de l'ensemble "Pleubian - Launay - Pomelin Bréhat" a été décomposée en deux droites impliquant la résolution de deux systèmes d'équations.

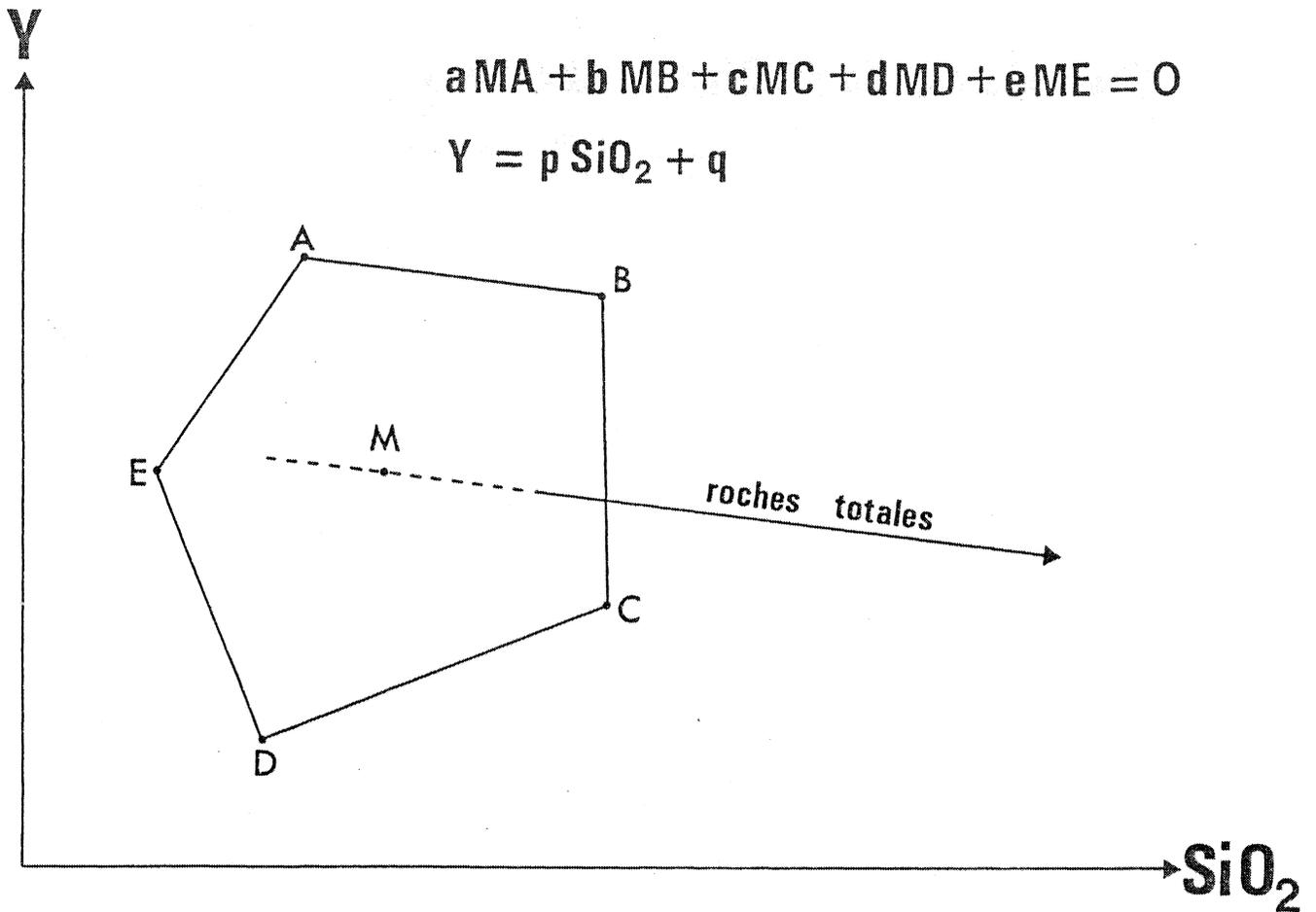


Figure 49 : Diagramme oxyde $Y = F$ (SiO_2). Un point M, barycentre du polygone constitué par les minéraux A, B, C, D, E et appartenant à la droite d'évolution des roches totales peut être défini.

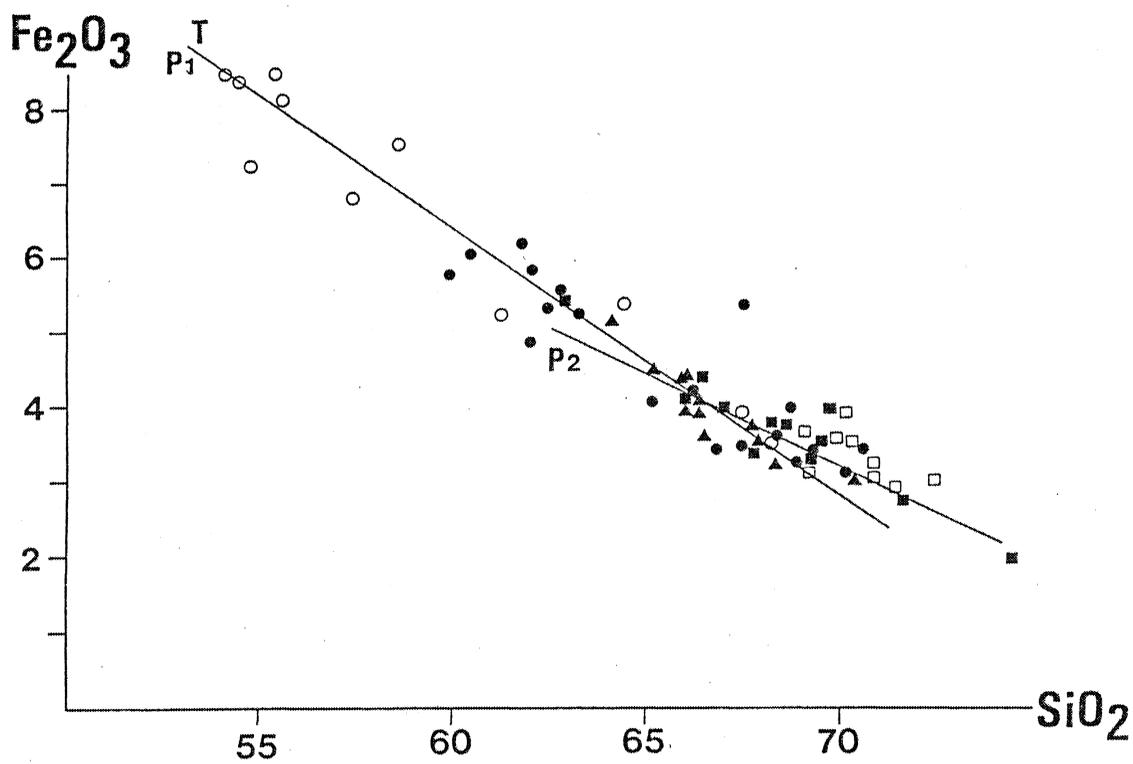
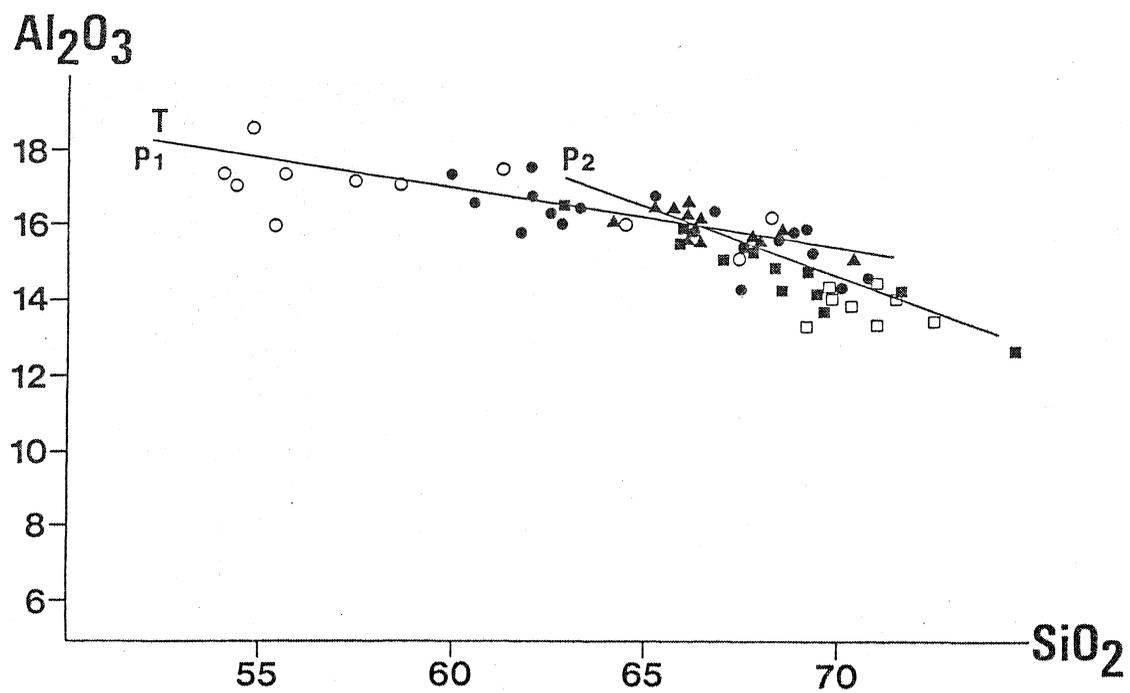


Figure 50 : Corrélations entre oxydes et silice dans les diagrammes de Harker. T : granodiorite de Talberg ; P₁ et P₂ : ensemble "Pleubian - Launay - Pomelin-Bréhat".

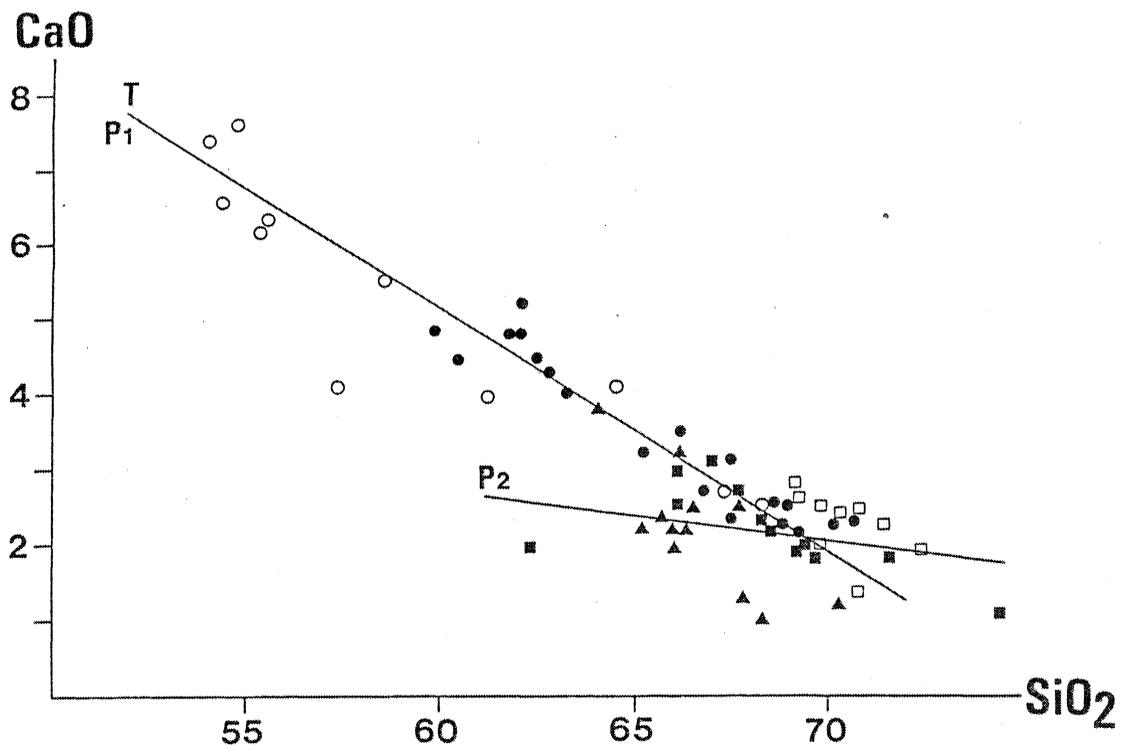
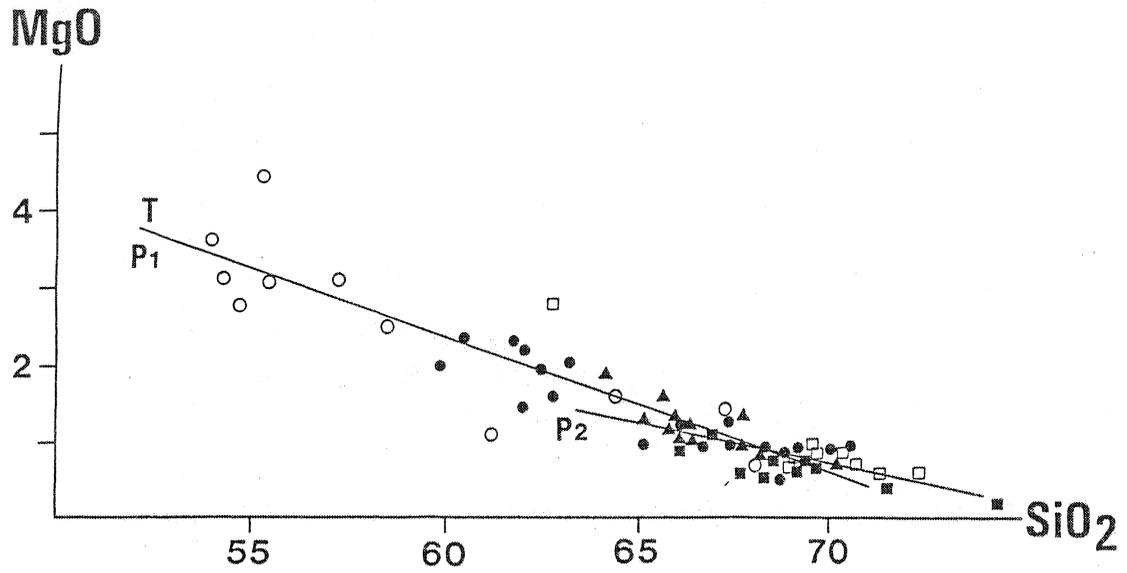


Figure 50 : (suite)

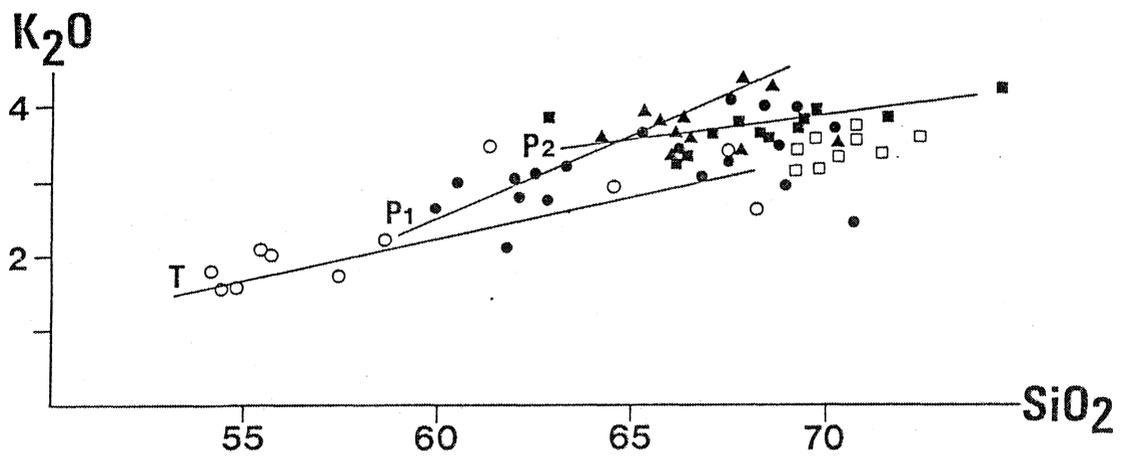
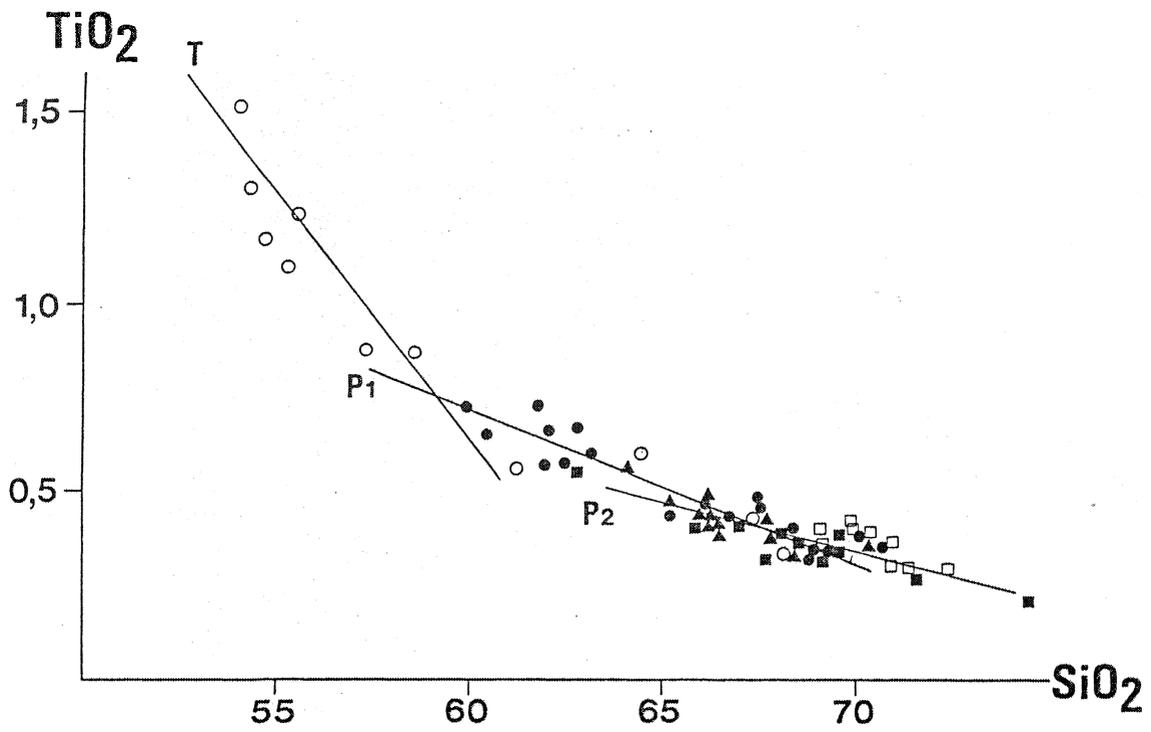


Figure 50 : (suite)

En ce qui concerne les minéraux, on a fait appel, dans la mesure du possible, aux analyses obtenues au cours de ce travail (Tableau 14); cependant, en l'absence de données analytiques fiables portant sur le plagioclase, les minéraux opaques et l'apatite, les compositions ont été tirées de Deer et al. (1965). De plus, le clinopyroxène de la granodiorite de Talberg étant entièrement déstabilisé, c'est celui de la microgranodiorite de Pleubian qui a été retenu pour les deux unités. Enfin, à propos du plagioclase, le zonage important et parfois oscillatoire des cristaux ne permet pas d'estimer facilement sa nature; celle-ci sera par conséquent déduite des systèmes d'équations pour lesquels sont testées différentes possibilités.

Les résultats obtenus, tant sur la granodiorite de Talberg que sur les roches les moins différenciées de l'ensemble "Pleubian - Launay - Pomelin Bréhat" (droite I), montrent dans les deux cas une seule solution possible, en parfait accord avec les observations pétrographiques (Tableau 15). Après le fractionnement mineur de clinopyroxène, de minéraux opaques et d'apatite, le rôle prépondérant d'un plagioclase à composition moyenne d'oligoclase (An 26-29) apparaît à l'évidence. En ce qui concerne les minéraux ferro-magnésiens, c'est essentiellement l'amphibole qui guide l'évolution des deux séries; la cristallisation fractionnée de biotite est par contre beaucoup moins sensible, en particulier au niveau de l'ensemble "Pleubian - Launay - Pomelin Bréhat".

En fin d'évolution de cette dernière unité (droite II) on constate l'influence croissante du plagioclase qui devient plus acide (An 20) conformément à la minéralogie observée dans les roches (Tableau 15). A ce stade de la différenciation, le rôle moindre, voire inexistant des phases accessoires (minéraux opaques et apatite) ainsi que l'absence de fractionnement du clinopyroxène sont également indiqués. Enfin, tandis que la biotite se substitue à l'amphibole pour devenir le principal minéral coloré contrôlant l'évolution des derniers liquides, il faut remarquer la cristallisation fractionnée de feldspath potassique en quantité non négligeable.

C - Conclusions.

En ce qui concerne la nature et les proportions des phases essentielles guidant la différenciation des magmas, les résultats obtenus

Echantillon	80-8	80-6	80-7	Analyses extraites de Deer et al. (1965)		
Minéral	Hornblende	Biotite	Augite	Magnétite	Ilménite	Apatite
SiO ₂	44,65	34,84	53,02	0,27	0,51	-
Al ₂ O ₃	8,85	13,80	2,04	0,21	-	-
Fe ₂ O ₃ (*)	21,40	28,50	10,93	99,13	46,37	0,21
MgO	9,92	7,23	14,75	-	0,46	0,10
CaO	10,55	0,04	19,16	-	0,71	55,84
K ₂ O	0,65	9,07	-	-	-	-
TiO ₂	1,71	3,89	0,46	-	50,20	-

Echantillon	80-7	80-7	80-7	Analyses extraites de Deer et al. (1965)		
Minéral	Hornblende	Biotite	Augite	Magnétite	Ilménite	Apatite
SiO ₂	44,37	35,14	53,02	0,27	0,51	-
Al ₂ O ₃	9,90	15,37	2,04	0,21	-	-
Fe ₂ O ₃ (*)	15,35	25,50	10,93	99,13	46,37	0,21
MgO	13,13	8,9	14,75	-	0,46	0,10
CaO	10,80	0,03	19,16	-	0,71	55,84
K ₂ O	0,86	8,09	-	-	-	-
TiO ₂	2,55	3,52	0,46	-	50,20	-

Echantillon	80-2	80-7	80-4	Analyses extraites de Deer et al. (1965)		
Minéral	Hornblende	Biotite	Feldspath K	Magnétite	Ilménite	Apatite
SiO ₂	44,90	35,14	63,46	0,27	0,51	-
Al ₂ O ₃	9,25	15,37	18,65	0,21	-	-
Fe ₂ O ₃ (*)	16,29	25,5	-	99,13	46,37	0,21
MgO	12,94	8,9	-	-	0,46	0,10
CaO	11,06	0,03	-	-	0,71	55,84
K ₂ O	0,82	8,09	16,37	-	-	-
TiO ₂	2,03	3,52	-	-	50,20	-

Tableau 14 : Compositions chimiques des phases utilisées dans les modèles de cristallisation fractionnée. (T) : granodiorite de Talberg. (P₁) et (P₂) : ensemble "Pleubian-Launay - Pomelin-Bréhat".

Teneur en An du Plg	An 26	An 29	An 30	An 35	An 41	An 52	An 60	An 66
Hbl	- 7,6	24,5	35,3	61,1	64,2	114,6	127,9	125,6
Bi	15,8	9,2	10,1	6,1	4,8	- 2,4	- 3,5	- 4,2
Cpx	19,7	3,5	- 3,3	-17,2	-18,7	-44,3	-52	-49,8
Plg	66,6	59,6	55,4	49,2	49,7	34,7	31,2	31,8
Mgt	2,5	0,03	- 1,6	- 3,9	- 4,4	- 8,5	- 9,9	- 9,5
Ilm	1,8	1,6	1,6	1,4	1,4	1,4	1,3	1,4
Ap	1,2	1,5	2,4	3,2	3,0	4,5	5,0	4,6

Teneur en An du Plg	An 19,5	An 22	An 26	An 29	An 35	An 41	An 52	An 60	An 66
Hbl	-22,7	-14	21,1	48,7	89,6	91,7	166	185	184,8
Bi	18,8	14,9	5,6	- 5,4	-17,4	-19	-45,1	-50,5	-51,9
Cpx	28,5	24,3	2,4	-12,6	-37,7	-38,7	-80,4	-92,1	-90,8
Plg	71	69,7	63,2	60,2	53,3	54,4	41,9	38,9	39,2
Mgt	2,6	3,1	3,8	5,2	6,2	5,9	9,2	9,8	10,0
Ilm	1,2	1,2	0,6	0,2	- 0,5	- 0,4	- 1,4	- 1,8	- 1,7
Ap	0,5	0,75	3,2	3,7	6,4	6,1	9,7	10,7	10,3

Teneur en An du Plg	An 14	An 19,5	An 22	An 26	An 29	An 35	An 41
Hbl	21	3,5	2,5	3,2	- 9,3	-22,1	-26
Bi	-14,4	16,7	19	19	41,2	63	69,3
KF	21,2	7,8	6,3	1,9	- 5,3	-15,2	-19,6
Pgl	69,2	71,3	71,8	76,4	76,1	78,8	82,3
Mgt	4,7	1,5	1,3	1,2	- 1	- 3,2	- 4,9
Ilm	1,2	0	0	0	- 1	- 1,7	- 2
Ap	2,9	0	- 1	- 1,7	- 0,3	- 0,5	0,7

T

P1

P2

Tableau 15 : Contribution (exprimée en %) des différentes phases minéralogiques au cours de la cristallisation fractionnée du Batholite Nord-Trégorrois. (T) : granodiorite de Talberg ; (P₁) et (P₂) : ensemble "Pleubian - Launay - Pomelin-Bréhat". On constate que dans chacun des trois cas, une seule solution est possible.

à partir des éléments majeurs ou des éléments en traces sont donc parfaitement cohérents avec les caractères pétrographiques et en particulier avec l'ordre de cristallisation des minéraux. D'autre part, il n'a jamais été possible d'observer de cumulats ni de liquides à part entière; les faciès microgrenus toujours porphyriques, dans lesquels la teneur en phénocristaux peut varier considérablement, sont à ce sujet démonstratifs.

Tenue pour caractéristique des granitoïdes (Mc Carthy et Groves, 1979 ; Bateman et Chappell, 1979 ; Lee et Christiansen, 1983) la coexistence des minéraux cumulus et du liquide différencié dans les roches plutoniques trégorroises rend difficile toute détermination de la composition chimique des magmas parents. Ce mélange solide - liquide peut être interprété comme le résultat d'une réhomogénéisation partielle s'effectuant pendant l'ascension des magmas jusqu'à leur niveau de mise en place. Toutefois, une viscosité importante de ces magmas ou/et l'existence possible de mouvements convectifs dans la chambre suffisent à expliquer l'absence de séparation complète entre les deux phases. Quelle que soit l'hypothèse retenue, l'examen détaillé des diagrammes de Harker (Fig. 40) permet néanmoins d'approcher la nature des magmas à l'origine de la granodiorite de Talberg ou de l'ensemble "Pleubian - Launay - Pomelin Bréhat". Pour la granodiorite, les échantillons dans lesquels abondent le plagioclase et les minéraux colorés (secteur de la Baie d'Enfer) sont, au niveau des droites de corrélation, séparés des faciès les plus évolués (Sillon du Talberg) par une lacune de composition ($\text{SiO}_2 \sim 60\%$); en ce qui concerne l'autre ensemble, une légère discontinuité est également observable ($\text{SiO}_2 \sim 64\%$) entre quelques échantillons de la microgranodiorite de Pleubian, riches en phénocristaux, et les autres roches de la série. D'après Lee et Van Loenen (1971), de telles discontinuités géochimiques et minéralogiques correspondent probablement à la composition des magmas initiaux qui, dans les deux cas examinés précédemment, serait granodioritique (Tableau 16). D'autre part, si les enclaves de type Castel Meur peuvent être interprétées comme les produits de différenciation d'un liquide plus basique ($\text{SiO}_2 \sim 55\%$), il faut signaler que l'homogénéité du massif de Port Blanc pose le problème de l'origine de ce granite : représente-t-il un magma initialement acide ($\text{SiO}_2 \sim 70\%$) ou au contraire s'agit-il d'un liquide différencié par cristallisation fractionnée d'une série dont les autres termes n'apparaissent pas à l'affleurement.

	(1)	(2)
SiO ₂	60	64
Al ₂ O ₃	17	16,5
Fe ₂ O ₃	6,4	5,0
MgO	2,4	1,6
CaO	5,2	3,8
TiO ₂	0,7	0,5
Na ₂ O	3,7	3,9
K ₂ O	2,2	3,4

Tableau 16 : Composition chimique estimée des liquides parentaux (anté-cristallisation fractionnée) à l'origine de la granodiorite de Talberg (1) et de l'ensemble Pleubian-Launay - Pomelin-Bréhat (2).

III - MECANISMES DE CRISTALLISATION ET DE MISE EN PLACE DES MAGMAS.

Il peut apparaître surprenant de considérer les effets de la cristallisation fractionnée dans des magmas acides ou intermédiaires dont la viscosité est généralement élevée.

Shaw (1965) montre cependant que les minéraux invoqués dans la différenciation du complexe trégorrois peuvent fractionner par gravité à partir d'un magma granitique statique (Fig. 51); la loi de Stokes, loi qui régit la vitesse de décantation des particules solides dans un liquide visqueux, semble indiquer en effet qu'un tel fractionnement est possible à l'échelle de quelques centaines d'années seulement. Les résultats de Shaw (1965) permettent d'autre part de constater que la vitesse de dépôt d'une particule dense (magnétite) mais de petite taille (0,1 cm) est théoriquement inférieure à celle d'un grand cristal (0,5 cm) de faible densité (plagioclase); il paraît donc difficile d'envisager la cristallisation fractionnée gravitaire des minéraux accessoires dont la taille est en général extrêmement réduite. En réalité, l'inclusion fréquente de titanomagnétite, d'apatite, de zircon ou d'allanite dans les phases ferromagnésiennes a pour effet de lester ces dernières en favorisant le fractionnement de l'ensemble du système.

Si la loi de Stokes rend effectivement compte de la vitesse de décantation des minéraux isolés dans une chambre magmatique, elle ne peut être appliquée qu'aux premiers stades de la différenciation. En effet, au cours de la cristallisation, l'augmentation rapide du nombre de cristaux en suspension dans le magma, la diminution de la température et l'acidité croissante du liquide résiduel sont autant de facteurs difficilement maîtrisables qui vont tendre à augmenter la viscosité et à ralentir considérablement la chute des minéraux denses (Shaw, 1965 ; Rice, 1981).

La cristallisation fractionnée par gravité à partir des magmas parents du Batholite Nord-Trégorrois semble donc pouvoir être retenue, au moins en ce qui concerne les premières phases à apparaître (minéraux opaques, clinopyroxène); toutefois, dès que la concentration des cristaux en suspension devient trop importante, la séparation complète entre les minéraux cumulus et le liquide résiduel n'est probablement plus possible.

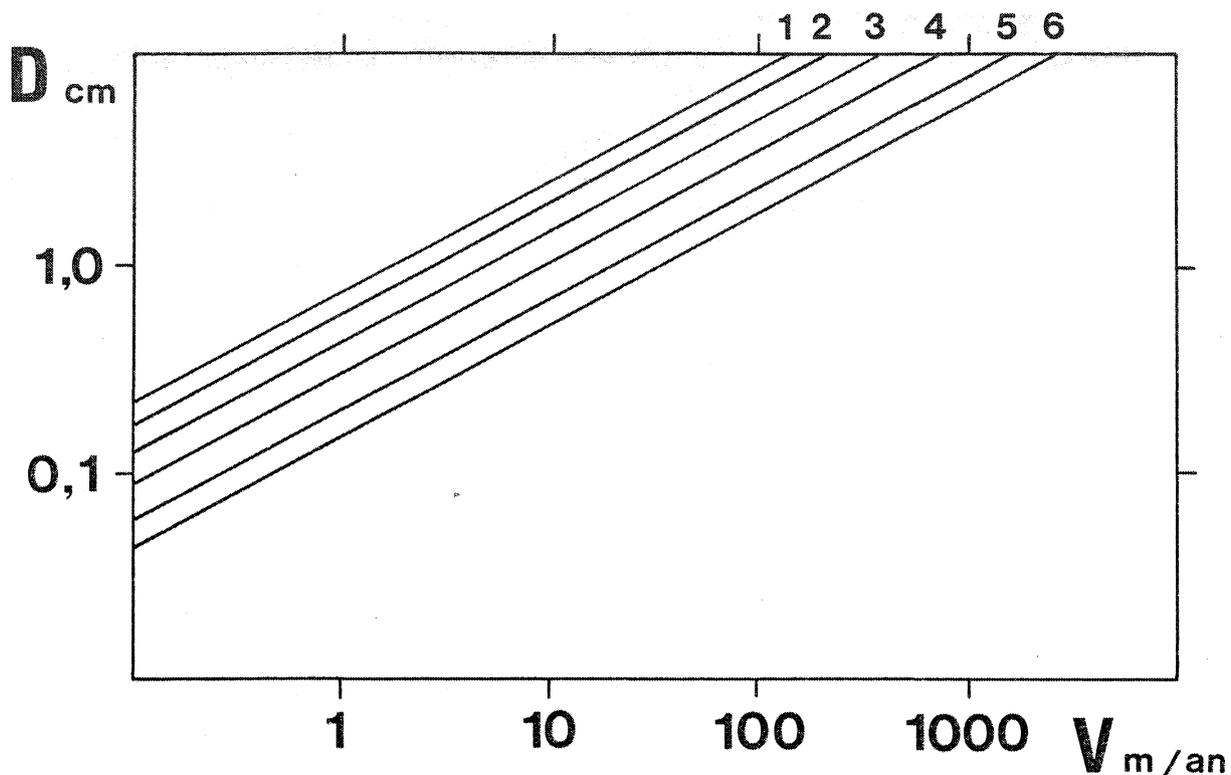


Figure 51 : Vitesse de décantation des minéraux en fonction de leur taille dans un liquide granitique possédant une viscosité de 10^6 poises et une densité d de 2,3 (Shaw, 1965). (1) : biotite ($d = 3,1$) ; (2) : hornblende ($d = 3,3$) ; (3) : feldspath alcalin ($d = 2,6$) ; (4) plagioclase ($d = 2,7$) ; (5) : pyroxène ($d = 3,4$) ; (6) : magnétite ($d = 5,2$).

D'autres mécanismes sont par ailleurs susceptibles de provoquer la différenciation d'un magma par cristallisation fractionnée. Une des conséquences de la perte de chaleur par conduction aux limites d'une chambre magmatique est d'établir un gradient de température induisant des différences de densité entre le toit et le plancher de l'intrusion; des mouvements de convection vont alors pouvoir s'initier et le magma, à l'approche des bordures, subit un refroidissement qui en augmente la viscosité. Un certain nombre de cristaux sont ainsi piégés et s'accumulent au niveau des parois, repoussant progressivement le liquide résiduel vers le coeur de la chambre. Déjà invoqué par de nombreux auteurs (Wager et Brown, 1968 ; Cox et al., 1979 ; Bateman et Chappell, 1979 ; Fourcade et Allègre, 1981) pour expliquer la zonéographie minéralogique latérale parfois observée au niveau des complexes plutoniques, ce processus de cristallisation fractionnée par congélation semble en effet pouvoir s'appliquer à l'ensemble Pleubian - Launay - Pomelin - Bréhat.

En admettant la position centrale du granite de Pomelin - Bréhat par rapport aux roches de type Pleubian et Launay, ce qui paraît confirmé par la prépondérance de faciès microgrenus en mer (Lefort, 1970), il est facile d'imaginer un tel mécanisme de cristallisation centripète :

- Dans un premier temps, la concentration relative de minéraux précoces (phénocristaux) près des parois de la chambre magmatique, alors que le centre est essentiellement occupé par le magma résiduel, traduit le caractère plus basique des roches périphériques : la microgranodiorite de Pleubian et dans une moindre mesure le microgranite de Launay.
- Dans un deuxième temps, tandis que l'ensemble se met en place à un niveau plus superficiel et que le liquide central refroidit lentement (granite de Pomelin - Bréhat), il y a cristallisation rapide des faciès de bordure; ces derniers acquièrent alors une texture microgrenue au contact de l'encaissant.

IV - CONDITIONS THERMODYNAMIQUES DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE.

La connaissance des conditions thermodynamiques régnant lors de la cristallisation fractionnée est fondamentale pour comprendre les pro-

cessus de cristallisation et approcher ainsi la nature des magmas parents.

Afin de déterminer ces conditions, il a été nécessaire, étant donné l'impossibilité d'utiliser des géobaromètres et des géothermomètres dont la validité est par ailleurs souvent controversée, d'établir une technique d'étude particulière : elle est basée sur le fait que la composition chimique des phases minérales et leur ordre de cristallisation sont déterminés non seulement par la nature du magma mais aussi par la teneur en eau du système, la pression totale, la fugacité d'oxygène et la température.

Les caractères pétrographiques et chimiques des minéraux ferro-magnésiens (clinopyroxène, amphibole) ainsi que la séquence d'apparition des phases ont déjà été déterminés pour tous les granitoïdes du Batholite Nord-Trégorrois à l'exception de la diorite de Castel Meur (cf. chapitres II et III). Il est donc possible, par comparaison avec des travaux expérimentaux effectués sur des roches similaires et au cours desquels les paramètres physico-chimiques (% H₂O, P, fO₂, T) sont contrôlés (Tableau 17), de connaître l'influence des conditions thermodynamiques sur la cristallisation des magmas.

Avant d'aborder l'étude proprement dite, quelques précisions doivent cependant être apportées. D'une part, les méthodes de calcul de la teneur en fer ferrique des minéraux colorés étant généralement considérées comme peu fiables (Edwards, 1976), les analyses ont été utilisées sous leur forme primitive (FeO = fer total). D'autre part, les minéraux ayant cristallisé pendant les travaux expérimentaux ne permettent pas toujours, du fait de leur petite taille, d'obtenir des analyses de bonne qualité; par conséquent, seules les analyses dont la somme des oxydes est comprise entre 98% et 100% (en y intégrant 2% d'eau pour les amphiboles) ont été retenues.

A - La teneur en eau.

L'abondance des produits pyroclastiques dans le volcanisme andésitique ou dacitique, l'étude de la chimie des inclusions gazeuses, de même que l'importance des minéraux hydratés dans les roches calco-alcalines, par rapport aux roches tholéitiques, ont amené de nombreux auteurs à considérer la richesse en eau comme une des caractéristiques principales des magmas calco-alcalins (Allen et Boettcher, 1978 ; Anderson, 1980 ; Coulon

Références	Roches utilisées	Pression (kbars)	Température (°C)	Fugacité d'oxygène	Minéraux analysés	Teneur en eau
Allen et al. (1975)	Andésite	10 - 13	900 - 940	MW - NNO	Amphiboles	Saturation (X H ₂ O=1)
Allen et Boettcher (1978)	Andésite	13	900 - 940	MH	Amphiboles	Saturation et sous-saturation
Helz (1973)	Tholeite à olivine Tholeite à quartz Basalte alcalin	5	700 - 1000	QFM	Amphiboles et Clinopyroxènes	Saturation
Eggler (1972 a)	Andésite	5 - 6	900 - 930	QFM	Amphiboles	Saturation et sous-saturation
Green et Ringwood (1968)	Tholeite à olivine Tholeite à quartz Andésite basaltique Dacite	9 - 36	920 - 1490	non contrôlée	Clinopyroxènes	Absence d'eau
Green (1972)	Andésite	9 - 36	850 - 1160	non contrôlée	Clinopyroxènes	2% < H ₂ O < 10%

Tableau 17 : Conditions thermodynamiques régnant au cours de différents travaux expérimentaux.
Abréviations utilisées : QFM, tampon quartz - fayalite - magnétite ; MH, tampon magnétite -
hématite ; NNO, tampon nickel - oxyde de nickel ; MW, tampon magnétite - wüstite.

et Thorpe, 1981 ; Gill, 1981). C'est ainsi que dans les roches du complexe trégorrois, la présence d'eau est suggérée par l'existence de minéraux hydratés (amphibole et biotite) et par la déstabilisation du clinopyroxène en amphibole.

Les travaux expérimentaux de Maaløe et Wyllie (1975), effectués sur un granite à une pression de 2 kbars, montrent que l'ordre de cristallisation des minéraux varie avec la teneur en eau du système (Fig. 52) ; dans ces conditions, l'apparition de la biotite avant celle du feldspath potassique (ordre observé) indique une teneur pondérale en eau supérieure à 3%.

D'autre part, selon les travaux d'Eggler (1972 b) ou d'Eggler et Burnham (1973) sur une andésite du Parícutin, la cristallisation du clinopyroxène avant celle du plagioclase ne peut s'effectuer qu'en présence d'eau en quantité importante (Fig. 53) : les auteurs signalent en effet que cet ordre de cristallisation exige une teneur en eau supérieure à 3,5% mais n'implique pas obligatoirement la saturation du magma. A ce propos, il faut également citer les travaux de Green (1972) montrant que pour une teneur en eau supérieure à 5% environ, l'apparition du plagioclase ne peut précéder la cristallisation de l'amphibole.

L'étude de la composition chimique des clinopyroxènes, obtenus expérimentalement sur des roches diverses et dans des conditions thermodynamiques variables (Green et Ringwood, 1968 ; Green, 1972 ; Helz, 1973), met en évidence une augmentation de la teneur en Al^{IV} de ces minéraux lorsque la teneur en eau du magma diminue (Fig. 54). Il n'apparaît par contre aucune relation nette entre la composition chimique de ces clinopyroxènes et la nature de la roche-hôte (Tableau 17), ce qui semble indiquer que l'activité de la silice n'est pas la cause principale de l'entrée de l'aluminium en site tétraédrique. L'absence d'eau ayant pour effet secondaire d'élever la température du liquidus, les faibles teneurs en Al^{IV} des clinopyroxènes du Batholite Nord-Trégorrois résulteraient donc essentiellement de la combinaison de deux facteurs : la présence d'une quantité notable d'eau dans le magma entraînant une température modérée de cristallisation. Il faut cependant insister sur le caractère surtout qualitatif d'une telle démarche qui ne permet pas de prendre en

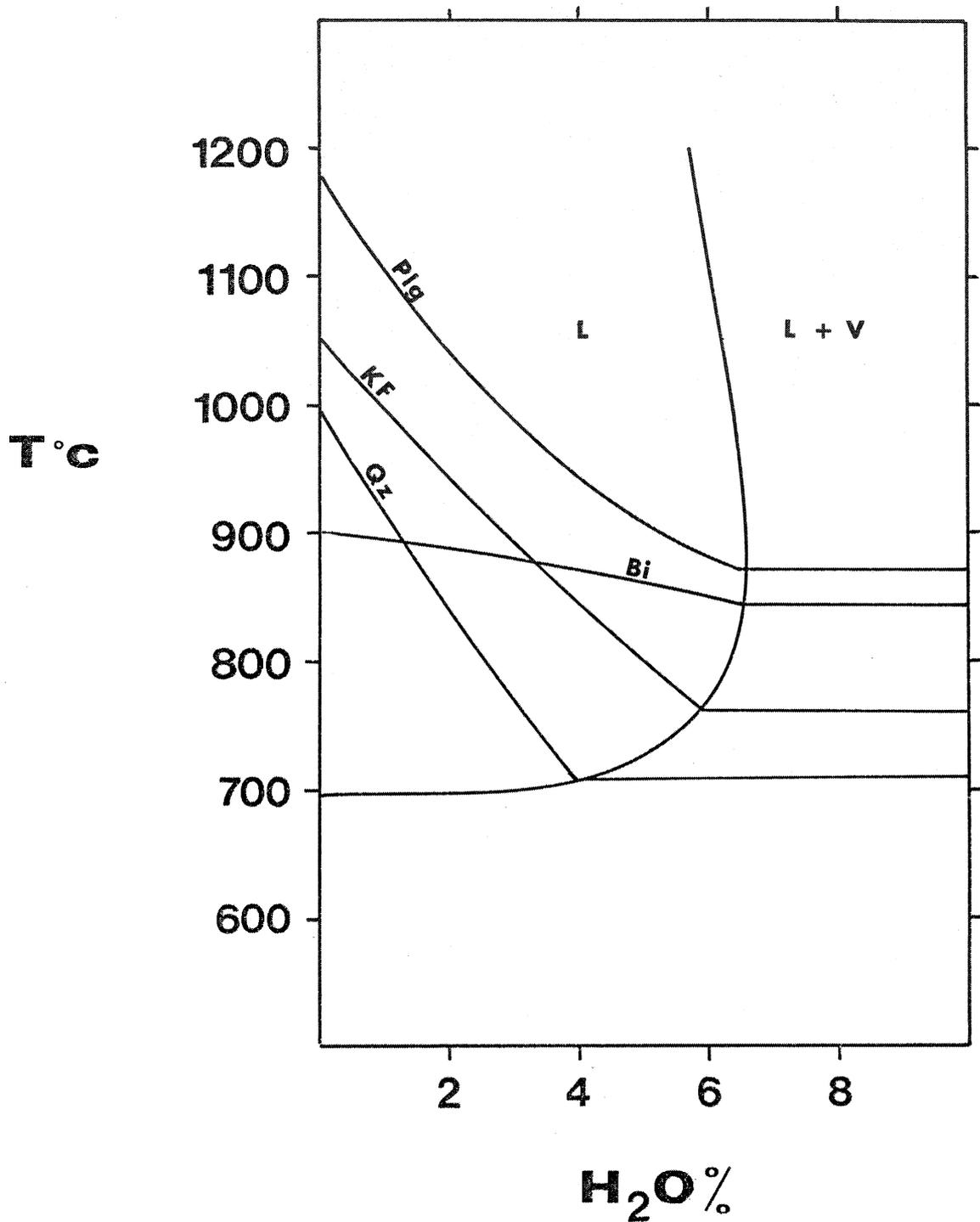


Figure 52 : Diagramme de phases d'un granite à une pression totale de 2 kbars (d'après Maaloe et Wyllie, 1975). Abréviations utilisées : L = liquide, V = vapeur, Plg = plagioclase, KF = feldspath potassique, Bi = biotite, Qz = quartz.

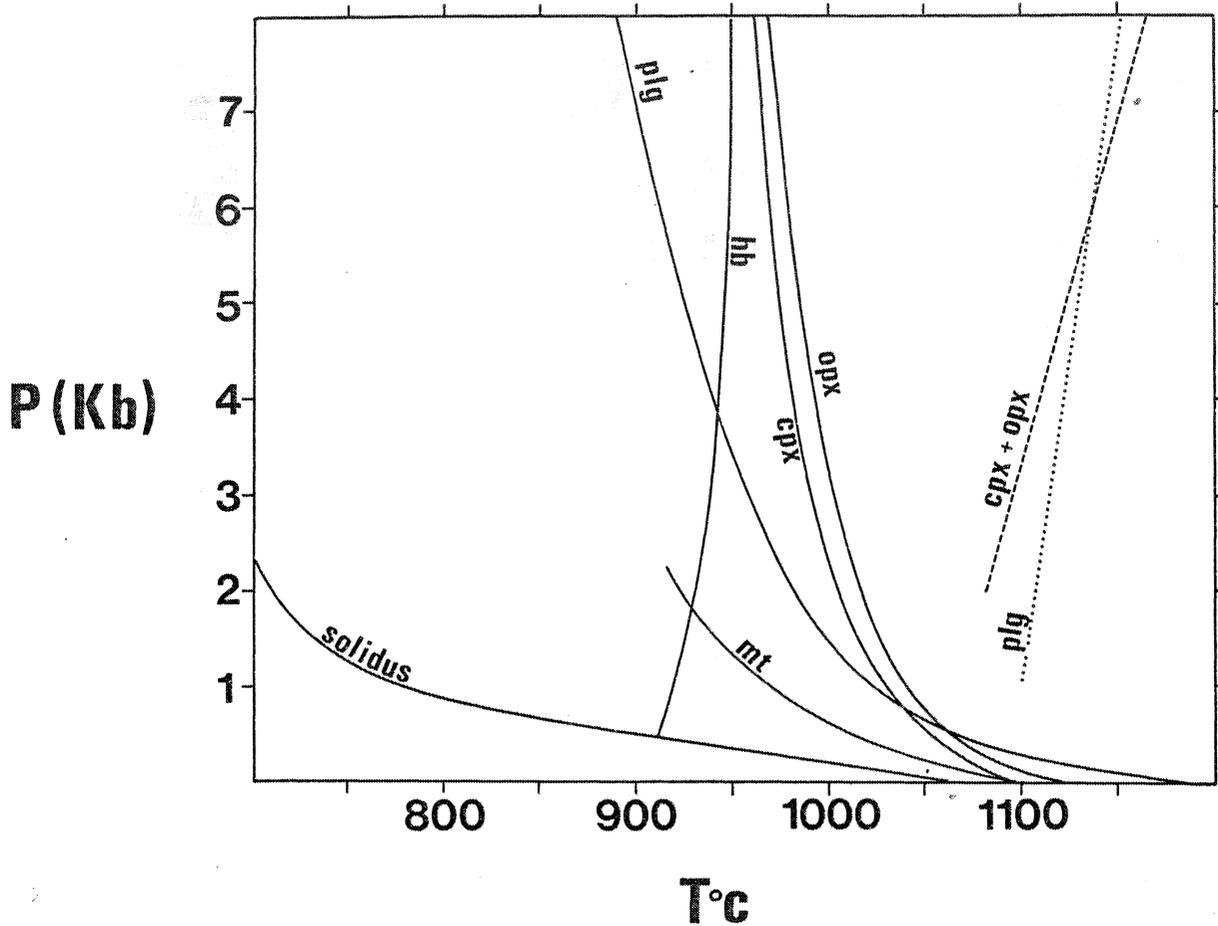


Figure 53 : Diagramme de phases d'une andésite du Parícutin (d'après Egger, 1972b). Courbes en trait plein : le magma est saturé en eau ; courbes en pointillés : le magma contient 2 % en poids d'eau. Abréviations utilisées : P = pression, T = température, mt = magnétite, Plg = plagioclase, Hb = hornblende, Cpx = clinopyroxène, Opx = orthopyroxène.

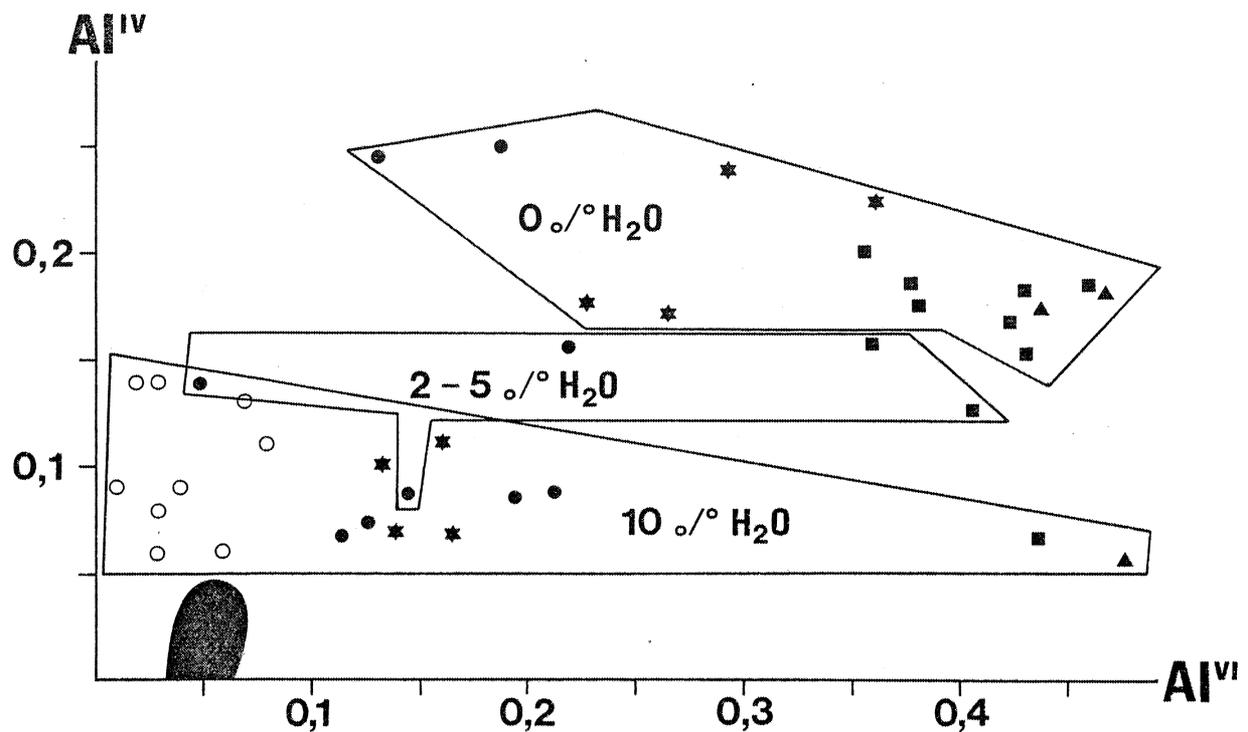


Figure 54 : Répartition de l'aluminium entre les sites tétraédriques et octaédriques des clinopyroxènes en fonction de la pression totale et de la teneur en eau du magma. Le domaine figuré en noir correspond aux clinopyroxènes trégorrois. Les autres symboles représentent des clinopyroxènes obtenus expérimentalement (Green et Ringwood, 1968 ; Green, 1972 ; Helz, 1973) à des pressions variées : 5 kbars (○) ; 9-13 kbars (●) ; 18 kbars (★) ; 27 kbars (■) ; 36 kbars (▲).

compte la totalité des paramètres physico-chimiques (interactions entre éléments par le jeu des substitutions, vitesse de cristallisation, structure du magma...) susceptibles d'influencer la composition des minéraux; par conséquent, s'il est possible d'envisager la cristallisation du clinopyroxène à partir d'un magma fortement hydraté, la teneur en eau d'environ 10% (Fig. 54), trop élevée pour respecter la séquence de cristallisation observée dans les granitoïdes trégorrois, ne saurait être retenue.

Jakès et White (1972 a) utilisent la teneur en Al^{IV} des amphiboles pour distinguer les sites géotectoniques de mise en place des andésites calco-alkalines : marges actives ou arcs insulaires (Fig. 55); ils attribuent cette différence, indépendante de la chimie de la roche totale, à la teneur en eau qui serait plus élevée dans les magmas des marges actives. La composition des amphiboles, obtenues expérimentalement à partir de roches andésitiques (Eggler, 1972 a ; Allen et al., 1975 ; Allen et Boettcher, 1978) à saturation ou à sous-saturation en eau du magma et à pression variable, confirme cette hypothèse : les faibles teneurs en eau favorisent la présence de l'aluminium dans les sites tétraédriques de ces minéraux dont le comportement paraît alors identique à celui des clinopyroxènes. Les basses teneurs en Al^{IV} des amphiboles du Batholite Nord-Trégorrois permettent donc d'imaginer une cristallisation à partir d'un magma hydraté atteignant rapidement la saturation en eau au cours de son évolution.

B - La pression totale.

Bien que l'abondance des faciès microgrenus du Batholite Nord-Trégorrois témoigne en faveur d'une mise en place relativement superficielle des magmas, le niveau où s'est effectué l'essentiel de la cristallisation n'est pas connu et la pression totale lors du refroidissement reste donc à déterminer.

A la suite des travaux de nombreux auteurs (Kushiro, 1969 ; Aoki, 1970 ; Thompson, 1974 ; Marcelot et al., 1983), la faible proportion des composants tschermakitiques ($Ca Al_2 SiO_6$) et jadéitiques ($Na Al Si_2 O_6$) dans les clinopyroxènes de la microgranodiorite de Pleubian (cf. Chapitre III) peut être considérée, au même titre que l'importance de la molécule tschermakitique titanifère $Ca Ti Al_2 O_6$ (Yagi et Onuma, 1967), comme la marque d'une pression peu élevée. Ainsi, par comparaison avec les travaux expérimentaux confirmant l'entrée de l'aluminium en site octaédrique de ces minéraux à pression croissante (Green et Ringwood,

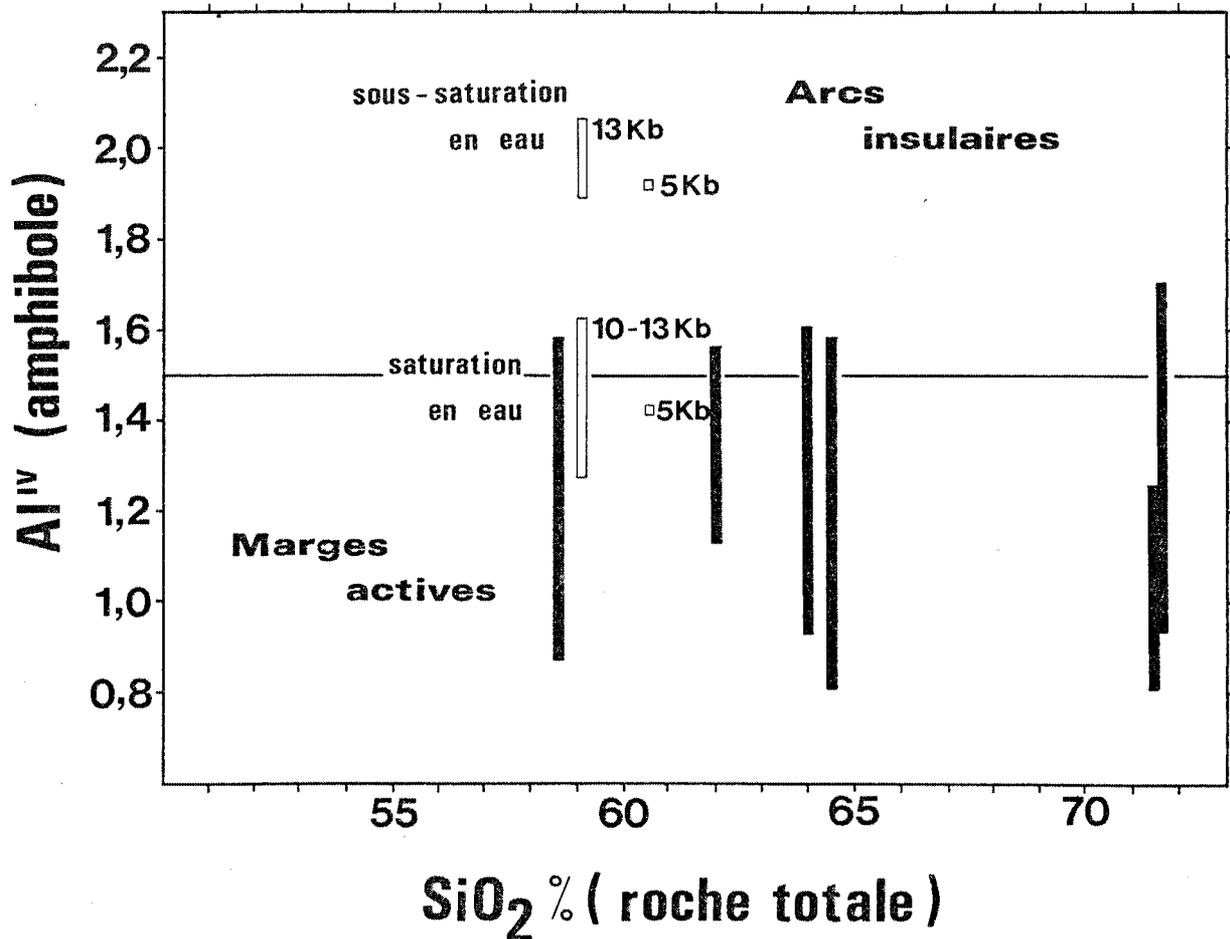


Figure 55 : Influence de la teneur en eau et de la composition des magmas sur la présence d'aluminium en site tétraédrique des amphiboles. La limite ($Al^{IV} = 1,5$) permettant de différencier les arcs insulaires des marges actives (Jakes et White, 1972a) est également figurée sur ce diagramme. Les rectangles noirs représentent les gammes de composition des amphiboles trégorroises (cœur et bordure) ; les rectangles blancs correspondent à des amphiboles obtenues expérimentalement à des pressions totales de 5, 10 et 13 kbars (Eggler, 1972a ; Allen et al., 1975 ; Allen et Boettcher, 1978).

1968 ; Green, 1972 ; Helz, 1973), les basses teneurs en Al^{VI} des clinopyroxènes du Batholite Nord-Trégorrois indiquent une pression probablement inférieure ou égale à 5 kbars (Fig. 54).

En ce qui concerne les amphiboles, la quasi-inexistence de substitutions mettant en jeu l'aluminium hexacoordonné (tschermakite, glaucophane) suggère à nouveau une pression modérée à basse lors de la cristallisation de ces minéraux (Leake, 1965 ; Ujike et Onuki, 1976 ; Helz, 1973, 1982); de plus, la faible teneur en Al^{VI} de la bordure des phénocristaux et de la totalité des microcristaux d'amphibole dans les roches microgrenues semble en accord avec une cristallisation en deux stades : l'un, au niveau d'une chambre magmatique, l'autre, pendant la remontée du magma jusqu'au niveau de mise en place.

D'autre part, tandis que les travaux d'Eggler (1972 b) sur des roches andésitiques montrent qu'une pression totale inférieure à 4 kbars est exigée (Fig. 53) par l'ordre de cristallisation des minéraux (le plagioclase précédant l'amphibole), Piwinskii (1973), pour des roches tonalitiques à granodiorites, situe cette limite aux environs de 2 kbars. Une pression faible, vraisemblablement inférieure à 2 ou 3 kbars et donc parfaitement compatible avec la saturation en eau du système, peut ainsi être retenue pour la cristallisation des magmas intermédiaires du complexe nord-trégorrois.

C - La fugacité d'oxygène.

Probablement liée à la présence d'eau en quantité non négligeable, la deuxième caractéristique des magmas calco-alcalins est leur fugacité d'oxygène élevée pendant la cristallisation (Osborn, 1959, 1962 ; Gill, 1978). Les preuves pétrographiques de la cristallisation de magnétite au liquidus et les arguments géochimiques en faveur du fractionnement précoce de ce minéral dans les roches du Batholite Nord-Trégorrois nécessitent en effet une fugacité d'oxygène importante; seul le granite de Port-Blanc, dans lequel les minéraux opaques sont uniquement constitués d'ilménite, pourrait avoir cristallisé dans des conditions moins oxydantes.

D'autre part, les spectres de terres rares des roches totales ne montrent pas ou peu d'anomalies en europium malgré des arguments pétrographiques et géochimiques en faveur d'un fractionnement important de plagioclase. Un tel comportement de l'europium, caractéristique des magmas

calco-alcalins, peut être également expliqué, comme le signalent Weill et Drake (1973), par une fugacité d'oxygène élevée. Cette dernière favorise en effet l'oxydation de Eu^{2+} en Eu^{3+} qui, sous cette forme trivalente, n'est pas facilement incorporé dans le plagioclase en substitution du Ca^{2+} .

En accord avec Fudali (1965), les travaux expérimentaux sur des roches andésitiques (Eggler, 1972 b ; Eggler et Burnham, 1973) permettent d'établir que la magnétite n'apparaît au liquidus que pour des fugacités d'oxygène supérieures au tampon NNO (Ni - NiO); en l'absence de données plus précises, c'est cette limite inférieure qui sera donc considérée ici.

D - La température.

Malgré l'absence de couples minéralogiques susceptibles d'être utilisés comme géothermomètres magmatiques, une estimation de la température et de son évolution au cours de la cristallisation a été tentée.

D'un point de vue qualitatif, l'importance et le couplage des substitutions de type 1 et 5 (introduction de sodium en site A associée à l'entrée de titane en site Y) dans les amphiboles du complexe magmatique trégorrois traduisent une température de cristallisation relativement élevée (Helz, 1973 , 1982 ; Arnaud, 1980).

D'autre part, si la corrélation positive qui existe généralement entre l'aluminium des sites tétraédriques des amphiboles et la température (Harry, 1950 ; Dodge et al., 1968 ; Leake, 1971 ; Helz, 1973) peut être affectée par la teneur en eau du magma (Fig. 55), la pression totale et la composition chimique ou minéralogique de la roche-hôte semblent n'avoir aucune influence significative (Jakès et White, 1972 ; Helz, 1973, 1982). La teneur maximale en Al^{IV} des hornblendes contenues dans les granitoïdes trégorrois, tout à fait comparable à celle des amphiboles synthétiques obtenues à partir de magmas andésitiques saturés en eau (Eggler, 1972 a ; Allen et al., 1975), permet donc d'envisager une température de cristallisation de l'ordre de 900 - 950°C pour la plupart des faciès (Tableau 17).

Afin de confirmer ces températures et de préciser leur évolution au cours de la cristallisation, les amphiboles obtenues expérimentalement par Helz (1973), à partir de magmas basaltiques saturés

en eau à une pression totale de 5 kbars, ont également été utilisées; on constate qu'entre les teneurs en Al^{IV} et Ti des hornblendes, tant naturelles que synthétiques, il existe une corrélation positive unique (substitution de type 5) liée à la température de cristallisation (Fig. 56). Cette dernière, en accord avec les résultats précédents, paraît varier fortement depuis les coeurs des cristaux ($\sim 900^{\circ}C$) jusqu'à leurs bordures pour lesquelles des teneurs en Al^{IV} inférieures à 1 indiquent selon Helz (1982) des conditions de subsolidus. La gamme des températures ainsi obtenues, identique pour la majorité des granitoïdes trégorrois, permet donc de suivre le cursus thermique de cristallisation des amphiboles. Une exception mérite cependant d'être signalée dans le cas des hornblendes du granite de Port-Blanc. Ces dernières sont en effet caractérisées par des teneurs en Al^{IV} et en Ti relativement basses pouvant être interprétées comme la marque d'une température de cristallisation peu élevée ou comme le résultat d'un rééquilibrage entre les minéraux et le liquide résiduel.

En ce qui concerne les clinopyroxènes des faciès granodioritiques, les réactions de déstabilisation auxquelles ils ont été soumis s'effectuent en trois étapes qu'il est possible de relier à des variations des conditions thermodynamiques. Dans un premier temps, alors que la cristallisation du plagioclase est déjà amorcée, le clinopyroxène réagit avec le liquide résiduel enrichi en eau pour donner une hornblende brune tschermakitique; sa composition, identique à celle des coeurs des phénocristaux d'amphibole, témoigne d'une température élevée. La déstabilisation se poursuit alors jusqu'à une température proche du solidus; elle aboutit, au moment où le magma quitte la chambre magmatique, à la formation de magnésiohornblende (faibles teneurs en Al^{IV} et en Al^{VI}) constituant par ailleurs la bordure des phénocristaux ainsi que les petits cristaux de la mésostase (microgranodiorite de Pleubian). C'est probablement au cours de ce stade que se développent la couronne albitique entourant les plagioclases, les perthites du feldspath potassique et les micropegmatites graphiques. Enfin, une hornblende actinolitique envahit la plupart des clinopyroxènes tandis qu'apparaissent les minéraux secondaires liés à la chloritisation de la biotite et à l'altération des plagioclases. Considérée par Auvray (1979) comme le résultat d'un réchauffement régional induit par les événements magmatiques fini-précambriens (granites de Porz-Scarff ou du Paon et microgranite de Loguivy), cette dernière rétro-morphose peut être également expliquée par le jeu de deux phénomènes post-solidus : (1) la libération de la chaleur latente de cristallisation, (2) le départ et donc la circulation d'eau exigés par la décompression du système lors de sa mise en place.

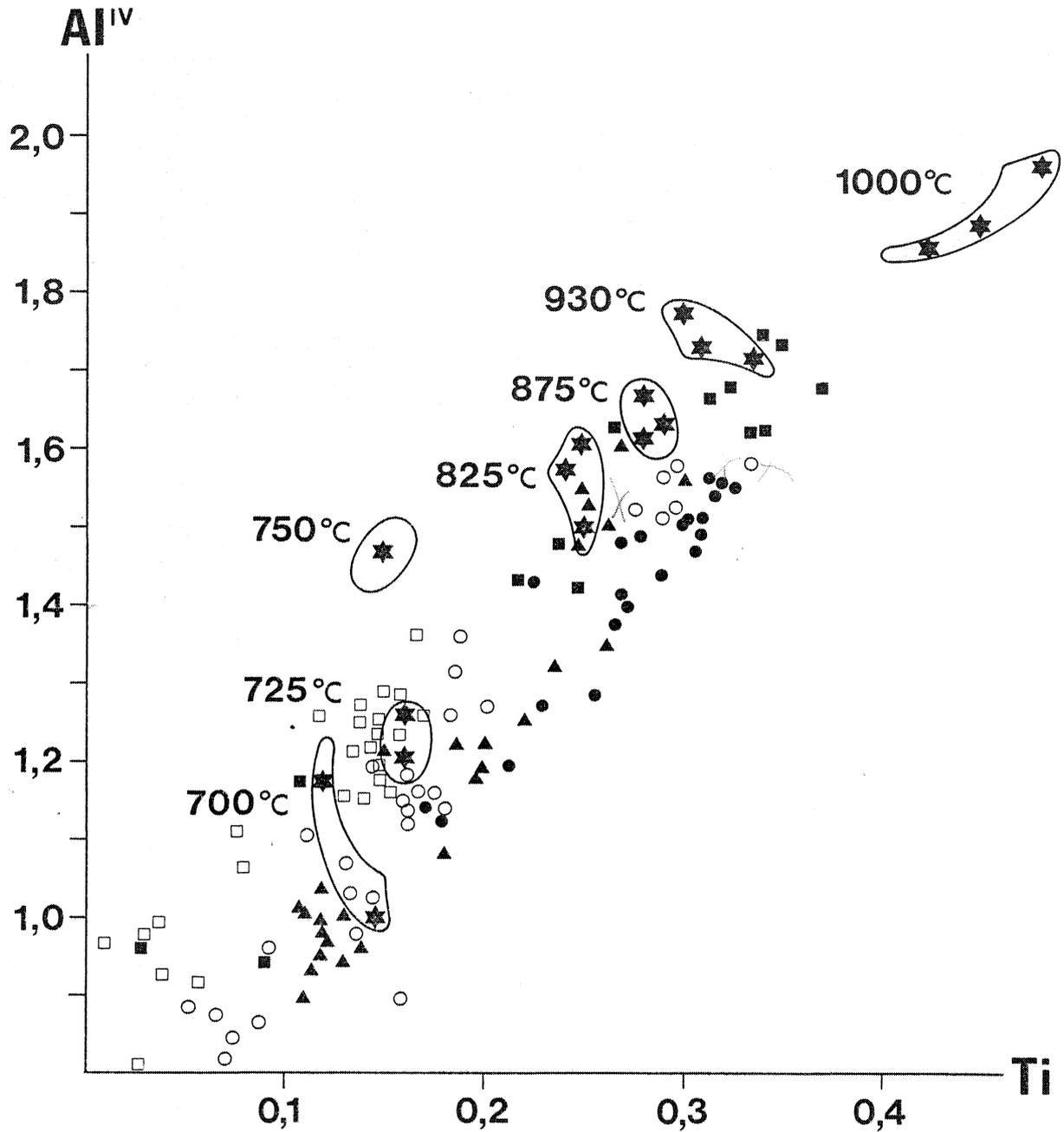


Figure 56 : Corrélation entre le titane et l'aluminium tétracoordonné des amphiboles trégorroises. (○) granodiorite de Talberg ; (●) microgranodiorite de Pleubian ; (▲) microgranite de Launay ; (■) granite de Pomelin-Bréhat ; (□) granite de Port-Blanc. Les étoiles représentent des amphiboles obtenues expérimentalement dans des conditions de saturation en eau, à 5 kbars et entre 1000°C et 700°C (Helz, 1973).

Quoi qu'il en soit, les nombreux travaux expérimentaux effectués sur des roches andésitiques, tonalitiques ou granodioritiques confirment l'apparition de l'amphibole entre 900°C et 950°C (Piwinskii et Wyllie, 1968, 1970 ; Egger, 1972 b ; Piwinskii, 1973 ; Stern et al., 1975 ; Wyllie et al., 1976). Ils indiquent en outre, compte tenu d'une teneur en eau du magma initial comprise entre 3,5% et 5%, une température de 1000°C à 1100°C environ au liquidus.

V - CONCLUSIONS.

L'étude des caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des granitoïdes calco-alcalins du Batholite Nord - Trégorrois a donc permis de mettre en évidence l'existence de quatre magmas sub-contemporains et d'origine vraisemblablement identique, affectés à des degrés divers par des processus de cristallisation fractionnée. La composition des magmas initiaux et les mécanismes de fractionnement ont été précisés pour chaque unité, à l'exception du granite de Port-Blanc.

Au niveau de la diorite de Castel-Meur, c'est un fractionnement de clinopyroxène qui est invoqué pour expliquer, à partir d'un liquide parent relativement basique ($\text{SiO}_2 \sim 55\%$), l'évolution chimique et minéralogique des échantillons. En ce qui concerne la granodiorite de Talberg et l'ensemble "Pleubian - Launay - Pomelin Bréhat", les magmas originels sont très voisins et de composition intermédiaire ($\text{SiO}_2 \sim 60-64\%$). Dans les deux cas, si l'intervention précoce des minéraux opaques, du clinopyroxène et des minéraux accessoires semble vraisemblable, le rôle du plagioclase et de l'amphibole est prépondérant tout au long du processus de cristallisation fractionnée; ce n'est qu'au cours des derniers stades que la précipitation de biotite et dans une moindre mesure du feldspath potassique devient susceptible de guider l'évolution des liquides.

Si les processus de cristallisation peuvent être expliqués de façon satisfaisante, il n'en est pas de même des moteurs ayant engendré le fractionnement. Mis à part les stades initiaux de la différenciation, la viscosité des magmas granodioritiques ou granitiques en voie de cristallisation paraît trop élevée pour qu'un mécanisme gra-

vitaire puisse être retenu. C'est la raison pour laquelle l'existence de mouvements convectifs a été envisagée; ayant pour effet d'entraîner les premiers cristaux vers les parois de la chambre magmatique, ces mouvements peuvent être à l'origine d'une cristallisation centripète qui explique en particulier la position relative ainsi que les caractères texturaux et géochimiques des différents faciès de l'ensemble "Pleubian - Launay - Pomelin Bréhat".

Enfin, l'observation pétrographique détaillée des roches couplée à l'étude de la composition chimique des minéraux ferromagnésiens, a conduit, par comparaison avec des travaux expérimentaux, à estimer les conditions thermodynamiques ayant présidé à la cristallisation des magmas. A l'exception du granite de Port Blanc qui semble avoir cristallisé sous faible fugacité d'oxygène et à température modérée, les résultats obtenus sur les principaux faciès sont homogènes et en parfait accord avec les caractères physico-chimiques des magmas calco-alcalins. La cristallisation fractionnée de la granodiorite de Talberg ainsi que celle de l'ensemble "Pleubian - Launay - Pomelin Bréhat" paraît ainsi débiter, au niveau de réservoirs crustaux, à partir de liquides contenant environ 4% d'eau, sous une pression totale de l'ordre de 2 kbars à 3 kbars, une fugacité d'oxygène supérieure au tampon NNO et une température de 1100°C à 1000°C au liquidus. Le fractionnement précoce et important de minéraux anhydres (clinopyroxène et plagioclase) permet alors d'atteindre rapidement la saturation en eau du système et de favoriser l'apparition des phases hydratées (amphibole puis biotite). Enfin, au moment de la mise en place quasi-simultanée de ces magmas, il y a cristallisation plus ou moins rapide du liquide résiduel qui, après le départ d'eau exigé par la décompression, reste toujours saturé. Le solidus hydraté qui, à l'inverse du solidus anhydre, possède une pente dP/dT négative est ainsi recoupé en profondeur malgré la libération de la chaleur latente de cristallisation qui tend à augmenter la température (Green, 1980 ; Coulon et Thorpe, 1981 ; Albarède, 1983). La présence d'eau peut donc expliquer le caractère intrusif des magmas trégorrois dont la montée au travers de la croûte continentale se trouve bloquée avant la surface.

CHAPITRE VI

GENESE DES MAGMAS

Avant d'envisager l'étude de la genèse des magmas trégorrois, il m'a paru nécessaire de rappeler brièvement quelques points essentiels.

Les granitoïdes cadomiens du Batholite Nord-Trégorrois présentent une affinité typiquement calco-alcaline tant au niveau de la composition des roches qu'à celui des caractères physico-chimiques des magmas. Associé à un domaine volcanique (spilites et k ratophyres) possédant la même tendance géochimique, ce massif de Perros Guirec - Bréhat s'est mis en place dans un contexte de subduction, en bordure d'une marge active ou d'un arc insulaire continental pentévrien, au même titre que l'ensemble du magmatisme qui affecte les régions domnonéo-mancelliennes pendant les temps cadomiens.

Les différents faciès observés au sein du complexe plutonique trégorrois ont été interprétés comme le résultat d'une cristallisation fractionnée de plusieurs liquides dont les compositions initiales, estimées à partir des éléments majeurs, sont granodioritiques. L'homogénéité des teneurs en terres rares de la quasi-totalité des types pétrographiques étudiés indique par contre la faible influence de la cristallisation fractionnée sur la répartition de ces éléments; le parallélisme de la plupart des spectres suggère en outre des processus de différenciation similaires (fusion partielle) et une région source identique pour tous les magmas.

D'autre part, les comparaisons effectuées entre ces granitoïdes et diverses suites plutoniques ou volcaniques calco-alcalines d'âge et de provenance extrêmement variés (cf. chapitre IV) montrent, en ce qui concerne les caractères minéralogiques ou géochimiques des roches (éléments majeurs et terres rares), une analogie ne pouvant être considérée comme fortuite; aussi, les hypothèses qui vont être invoquées pour expliquer la genèse du complexe magmatique trégorrois devraient également permettre d'aborder le problème plus général de l'origine des magmas calco-alcalins. Cette origine sera discutée sur la base de modèles pétrogénétiques prenant en compte la participation possible de la plupart des objets en présence : croûte continentale, croûte océanique subductée et manteau supérieur.

I - ROLE DE LA CROÛTE CONTINENTALE.

L'existence de reliques d'un socle ancien aux abords ou au sein-même du Batholite Nord-Trégorrois (gneiss pentévriens de Trébeurden, Morguignen ou Port-Béni) conduit évidemment à évoquer le rôle possible d'une telle croûte continentale dans la genèse des magmas cadomiens. S'il est en effet possible d'envisager la fusion totale de la croûte sialique dont la composition moyenne est intermédiaire, la contribution du socle peut également se borner à une simple contamination de magmas d'origine profonde au cours de leur remontée.

Toutefois, avant de rechercher dans les granitoïdes trégorrois les marques éventuelles d'une participation du socle gneissique pentévrien à la formation des magmas, l'influence des composants crustaux sur les caractères des roches calco-alcalines doit être définie plus précisément.

A - Généralités.

Dès 1968, un certain nombre d'auteurs montrent, à partir d'une compilation de données sur le volcanisme calco-alcalin tertiaire ou actuel des régions pacifiques, que la teneur moyenne en potassium des magmas croît avec l'épaisseur de la croûte traversée (Dickinson, 1968 ; Condie et Potts, 1969 ; Mc Birney, 1969). Plus récemment, les comparaisons effectuées entre la composition des laves orogéniques des arcs in-

sulaires et des marges actives (Jakès et White, 1971, 1972 b ; Gill, 1981 ; Bailey, 1981 ; Palacios et al., 1983) indiquent que la présence de croûte continentale favorise la prédominance des roches acides et tend à augmenter les rapports isotopiques initiaux du strontium ainsi que la teneur en éléments incompatibles des magmas (K, Rb, Ba, Sr, La, La/Yb, Zr, Nb, P, Ti). Jakès et White (1972 a et b) mettent également en évidence le rôle majeur des minéraux hydratés (amphibole et biotite) dans les andésites calco-alcalines des marges, tandis qu'à l'inverse, le magmatisme essentiellement tholéitique des arcs insulaires intra-océaniques est le plus souvent caractérisé par l'importance des laves à deux pyroxènes; déjà signalée à de nombreuses reprises, l'absence d'associations tholéitiques au niveau des marges actives serait, d'après Miyashiro (1974) ou Coulon et Thorpe (1981), le résultat d'une cristallisation fractionnée et d'une contamination favorisées par la nature et l'épaisseur de la croûte sialique qui a pour effet de ralentir l'ascension des magmas.

En accord avec les travaux expérimentaux de Watson (1982) sur la contamination des basaltes, la présence de croûte continentale semble donc pouvoir affecter, à des degrés variés, la nature des magmas primaires; il existe cependant peu de critères permettant de reconnaître avec certitude une empreinte crustale. En effet, si la teneur en éléments incompatibles des laves augmente avec l'épaisseur de la croûte traversée, elle croît également de façon linéaire avec la profondeur du plan de Bénioff, tant dans les arcs insulaires immatures que dans les marges actives (Dickinson, 1975 ; Whitford et al., 1979) ; il devient dès lors impossible, sur la seule base de ces éléments, de mettre en évidence le rôle d'un socle sialique dans la genèse des magmas orogéniques.

B - Les granitoïdes trégorrois : origine crustale ou mantélique ?

Ainsi, le caractère relativement potassique des granitoïdes trégorrois et leur teneur élevée en rubidium, baryum et terres rares légères par exemple ne peuvent être considérés sans ambiguïté comme les témoins d'une participation crustale.

Par contre, la géochimie isotopique du strontium est tout à fait adaptée pour distinguer les produits recyclés des matériaux juvéniles.

1°) Apport de la géochimie isotopique du strontium.

A partir des données de Vidal (1976) et Charlot (non publiées) sur les gneiss de Trébeurden, Port-Béni et Morguignen, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ moyen de la croûte pentévrienne trégorroise a été calculé pour l'époque de la mise en place du massif de Perros Guirec - Bréhat (~ 615 Ma) : de l'ordre de 0,717, ce rapport est nettement inférieur à la valeur de 0,723 obtenue par Auvray (1979) pour l'ensemble des pointements de socle qui affleurent depuis le Trégor jusqu'au Cap de la Hague (Adams, 1967 ; Leutwein et al., 1973). Selon Auvray, la différence entre les deux résultats serait due au choix de l'échantillonnage qui accentue l'hétérogénéité naturelle du matériel pentévrien ; essentiellement constitué de roches à composition granodioritique ou granitique (orthogneiss, leptynites), ce dernier est également caractérisé par la présence d'amphibolites peu radiogéniques (Rb/Sr très faible). Si la proportion de ces dernières est surestimée, les rapports isotopiques moyens du strontium vont alors tendre à diminuer. De plus, la température de fusion d'une amphibolite étant nettement plus élevée que celle d'un orthogneiss ou d'une leptynite, on peut s'attendre, dans le cas d'une mobilisation du socle, à une participation préférentielle des termes acides (Rb/Sr important) et par conséquent, à un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ supérieur à 0,717 pour le magma ainsi obtenu.

Compris entre 0,707 et 0,709, les rapports isotopiques initiaux du strontium des granitoïdes trégorrois sont donc beaucoup trop faibles pour être compatibles avec une source purement crustale. Par ailleurs, ces granitoïdes ne peuvent être considérés comme les produits directs d'une différenciation du manteau, celui-ci possédant aux environs de 615 Ma une valeur isotopique moyenne de l'ordre de 0,704. Déjà retenu par Auvray (1979), le modèle le plus simple consiste alors à envisager une origine juvénile, ou tout au moins profonde, des magmas cadomiens qui, au cours de leur remontée dans le socle gneissique pentévrien, subissent une contamination. L'importante hétérogénéité du matériel contaminant n'autorise cependant aucune quantification précise du rôle de ce socle et la géochimie isotopique du strontium ne permet pas ici, à l'instar des travaux effectués sur le magmatisme andin (Briqueu et Lancelot, 1979 ; De Paolo, 1980), d'approcher les mécanismes d'une telle participation crustale. Par contre, si on ne peut exclure totalement

l'existence d'une contamination sélective par apport d'une phase fluide enrichie en ^{87}Rb , la présence de zircons hérités dans les granitoïdes trégorrois indique sans équivoque une véritable assimilation de l'encaissant gneissique; vraisemblablement faible dans le cas de la granodiorite de Talberg, plus importante en ce qui concerne le granite de Port-Blanc, cette assimilation de croûte sialique pentévrienne par les magmas cadomiens n'est donc pas homogène sur l'ensemble du massif de Perros - Guirec - Bréhat. La dispersion observée dans le diagramme isochrone Rb-Sr résulterait alors essentiellement d'un processus de contamination plutôt que d'une hétérogénéité isotopique de la région source ou d'un événement thermique permettant l'ouverture du système Rb-Sr postérieurement à la cristallisation des magmas.

2°) Critères pétrographiques et géochimiques.

A partir de l'étude des granitoïdes de l'orogène tasmalien d'Australie, Chappell et White (1974) proposent une classification opposant les granites de type S aux granites de type I; les premiers, très homogènes, acides, peu sodiques et hyperalumineux auraient, selon ces auteurs, une origine sédimentaire tandis que les seconds, de composition plus variée et moins alumineux, sont interprétés comme le résultat de la fusion crustale de roches ignées. Les travaux plus récents (Ishihara, 1977 ; Chappell, 1978 ; Hine et al., 1978 ; Pitcher, 1979 ; Beckinsale, 1979 ; Mc Culloch et Chappell, 1982) montrent cependant que si l'origine crustale des granites de type S ne fait aucun doute, les caractères pétrographiques, géochimiques et surtout isotopiques des granites de type I indiquent fréquemment l'intervention d'un composant mantélique.

Une nouvelle classification pétrogénétique des granitoïdes est alors définie (Lameyre, 1980 ; Didier et al., 1982) ; elle permet de distinguer (Tableau 18) :

- d'une part, des granites C purement crustaux, correspondant approximativement aux granites S de Chappell et White mais subdivisés en types CS et CI suivant la nature métasédimentaire ou ignée de leurs enclaves.
- d'autre part, des granites M, mantéliques ou infracrustaux.

Appliquée au massif de Perros Guirec - Bréhat, cette classification confirme à tout point de vue l'origine profonde des granitoïdes trégorrois tandis qu'à l'inverse, l'ensemble du Batholite Mancellien,

Granitoïdes de Type M	Granitoïdes de Type C
Contexte de subduction	Contexte de collision
Massifs allochtones (intrusifs) souvent associés à du volcanisme	Massifs généralement autochtones, parfois liés à des migmatites.
Association de roches à composition variable depuis des termes gabbro-dioritiques jusqu'à des granites.	Roches leucocrates et acides ($\text{SiO}_2 \geq 65 \%$)
Hornblende commune + reliques de clinopyroxène.	Hornblende absente ou subordonnée.
Présence de magnétite et d'ilménite.	Présence d'ilménite mais absence de magnétite.
Muscovite peu abondante, même dans les roches leucocrates.	Muscovite commune - Association à deux micas.
Absence de cordiérite, grenat et alumino-silicates.	Présence fréquente de ces minéraux.
Minéralisation à cuivre et molybdène.	Minéralisation à étain et wolfram.
Enclaves microgrenues basiques.	Enclaves micacées et xénolithes métasédimentaires ou ignés suivant la nature de l'encaissant.
Corindon normatif < 1% ou diopside normatif.	Corindon normatif > 1%
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (mol.) < 1,1	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (mol.) > 1,1
Fugacité d'oxygène élevée (> tampon Ni - NiO).	Fugacité d'oxygène faible (< tampon Ni - NiO).
Température élevée au liquidus.	Température plus faible au liquidus.
Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial faible.	Rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial généralement élevé.

Tableau 18 : Principaux caractères pétrographiques et géochimiques permettant de différencier les granitoïdes de type M ("mantéliques") des granitoïdes de type C ("crustaux"). (d'après Chappell et White, 1974 ; Ishihara, 1977 ; Chappell, 1978 ; Hine et al., 1978 ; Pitcher, 1979 ; Beckinsale, 1979 ; McCulloch et Chappell, 1982 ; Didier et al., 1982).

considéré ici à titre de comparaison, présente un tempérament crustal bien marqué (Tableau 19 ; Fig. 57 et 58). Seul le granite de Port-Blanc possède à la fois des éléments témoins d'une contribution mantélique ($Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$ voisin de 1,03 - présence d'amphibole et d'enclaves microgrenues basiques) et des caractères qui argumentent en faveur d'une participation crustale importante (homogénéité minéralogique et chimique - absence de magnétite - abondance de zircons hérités - rapport isotopique initial du strontium de l'ordre de 0,709); la similitude des spectres de terres rares du granite de Port-Blanc et des autres faciès du Batholite Nord-Trégorrois montre toutefois que l'assimilation de croûte pentévrienne n'a pas eu plus d'incidence que la cristallisation fractionnée sur ces éléments.

D'autre part, la présence d'enclaves microgrenues basiques ainsi que l'absence de xénolithes et d'enclaves surmicacées au niveau de tous les types pétrographiques du complexe plutonique trégorrois constituent, selon Didier (1983), un des critères principaux conduisant à reconnaître le caractère purement mantélique des magmas parentaux. A mon avis cependant, l'hypothèse d'une fusion d'un matériel infracrustal, lui-même dérivé du manteau lors d'une histoire antérieure, ne peut être totalement écartée.

Quoi qu'il en soit, le rôle passif du socle sialique pentévrien au cours des événements magmatiques cadomiens de la région trégorroise est bien démontré. D'origine profonde, les magmas ayant donné naissance au massif de Perros Guirec - Bréhat présentent néanmoins des caractères témoignant d'une assimilation crustale qui, à l'exception du granite de Port-Blanc, semble relativement faible.

II - ROLE DE LA CROÛTE OcéANIQUE SUBDUCTÉE.

Le plus fort argument en faveur de la participation de croûte océanique à la genèse des magmas orogéniques est sa présence, à des profondeurs généralement comprises entre 80 km et 150 km, sous toutes les zones de convergence de plaques caractérisées par une activité volcanique intense (Gill, 1981).

B.N.T.	B.M.
<p>Volcanisme associé (M)</p> <p>?</p> <p>Diorite, granodiorites, granites SiO₂ = 53 - 74 % (M).</p> <p>Hornblende commune et reliques de clinopyroxène (M).</p> <p>Absence de muscovite, cordié- rite... (M).</p> <p>Présence de nombreuses enclaves microgrenues basiques (M).</p> <p>Magnétite + ilménite (M).</p> <p>Corindon normatif en général < 1% (M).</p> <p>Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O (mol.) < 1,1 (M).</p> <p>Fugacité d'oxygène importante et probablement supérieure au tampon Ni - NiO (M).</p> <p>Température élevée au liquidus (M).</p>	<p>Migmatites de Saint-Malo associées (C).</p> <p>Minéralisation à étain et Wolfram (C).</p> <p>Termes uniquement leucocrates SiO₂ = 64 - 77 % (C).</p> <p>Absence de ces minéraux (C).</p> <p>Présence de ces minéraux (C).</p> <p>Présence d'enclaves micro- grenues basiques, d'enclaves micacées et de xénolithes de cornéennes (C).</p> <p>Magnétite + ilménite (M).</p> <p>Corindon normatif > 1% (C).</p> <p>Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O (mol.) > 1,1 (C).</p> <p>?</p> <p>?</p>

Tableau 19 : Principaux critères pétrographiques et géochimiques de reconnaissance des granitoïdes de type M et de type C appliqués au Batholite Nord-Trégorrois et au Batholite Mancellien. Les données concernant le Batholite Mancellien sont de Jonin (1981).

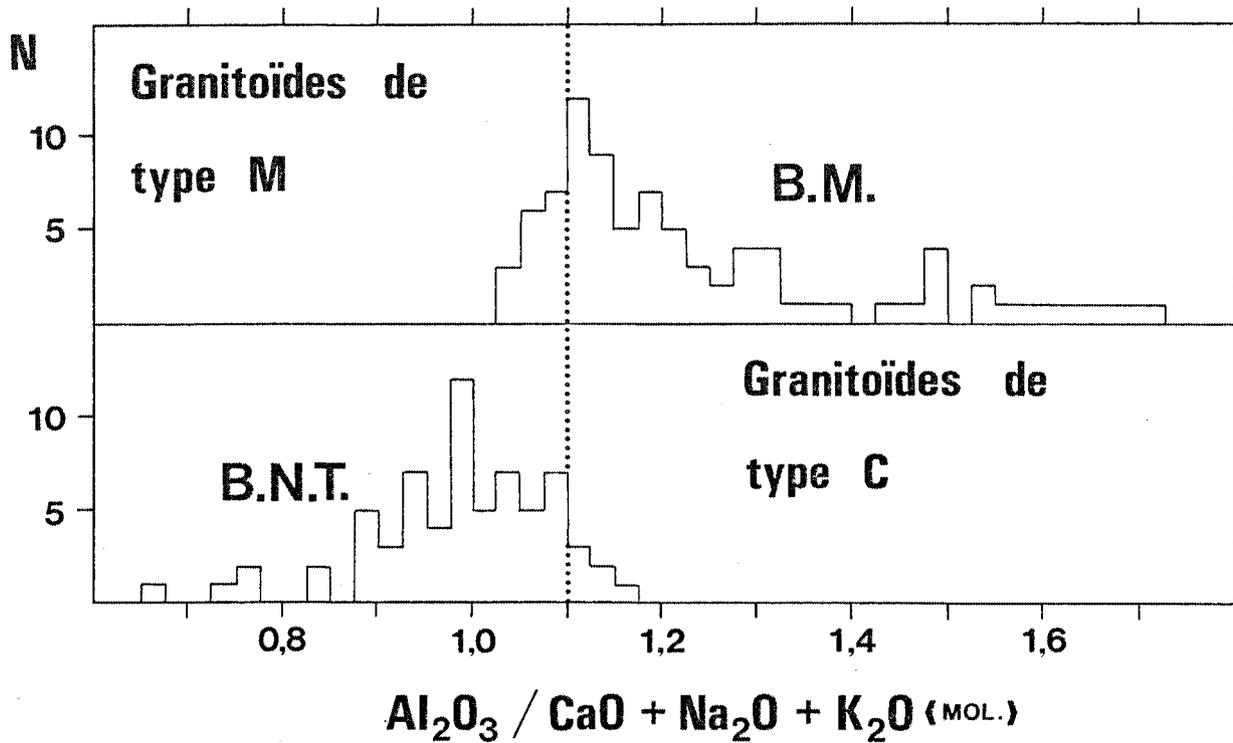


Figure 57 : Histogramme montrant le caractère mantélique (M) des granitoïdes trégorrois (B.N.T.) et le caractère crustal (C) des granitoïdes mancelliens (B.M.). Les données concernant le Batholite Mancellien sont extraites de Jonin (1981).

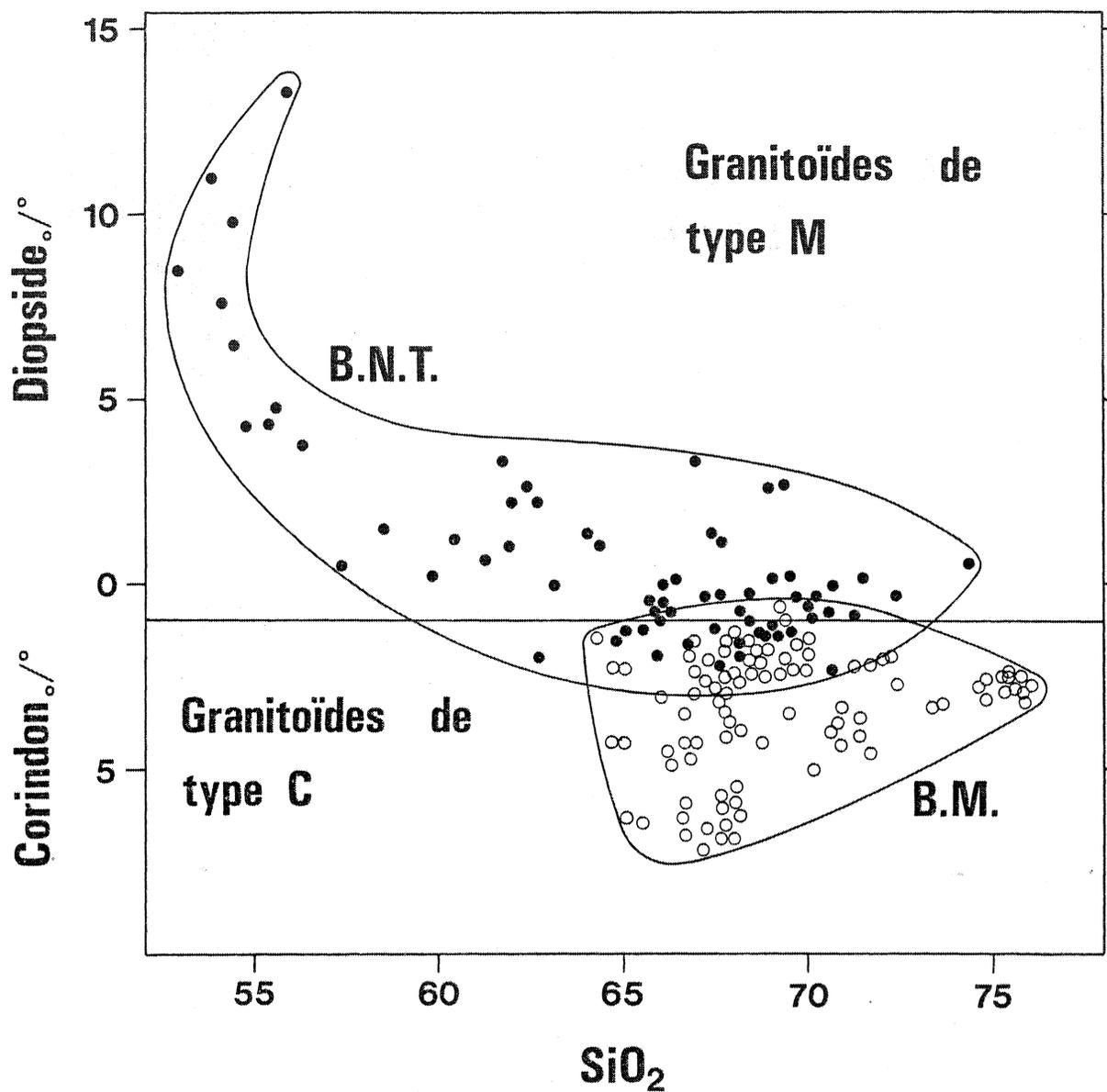


Figure 58 : Diagramme "Corindon ou Diopside normatif - SiO_2 ", permettant de différencier les granitoïdes de type M et de type C. (B.N.T.) : Batholite Nord - Trégorrois. (B.M.) : Batholite Mancellien.

A - Généralités.

Dès 1968, il est suggéré que les magmas orogéniques de composition intermédiaire (andésites, granodiorites) ne sont bien souvent, ni le résultat d'une cristallisation fractionnée de liquides basaltiques, ni celui d'un mélange entre matériaux acides et basiques, mais qu'ils peuvent être d'origine primaire. Les travaux expérimentaux de Green et Ringwood (1968) puis de Green (1972) montrent ainsi que la fusion partielle d'une source basaltique, portée dans le faciès éclogite, peut donner des liquides de composition andésitique ou dacitique. Par la suite, Stern et Wyllie (1978) confirment la nature intermédiaire des magmas produits expérimentalement par la fusion hydratée d'éclogites, à une température de 900°C environ et une pression de 30 kbars. Le rapport Ca/Mg + Fe des liquides obtenus est cependant plus élevé que celui des magmas andésitiques naturels et conduit ces derniers auteurs à rejeter un tel mécanisme de fusion. En fait l'altération de la croûte océanique par l'eau de mer tend à diminuer la teneur en calcium des basaltes sans changer de façon significative leur concentration en fer et en magnésium (Hart, 1976 ; Devore, 1983). A l'encontre des conclusions de Stern et Wyllie (1978), il semble donc possible d'obtenir des liquides à composition intermédiaire par fusion de matériel océanique altéré puis porté dans le faciès "éclogite." Par ailleurs, Holloway et Burnham (1972) ainsi que Allen et al. (1975) mettent en évidence la composition andésitique des magmas provenant de la fusion de basaltes tholéitiques (MORB) soumis lors de la subduction, aux conditions du faciès "amphibolite". Enfin, une origine des liquides intermédiaires par cristallisation fractionnée d'amphibole et de clinopyroxène ou, à plus haute pression, de clinopyroxène et de grenat à partir d'un magma basaltique ne peut être à priori exclue (Green et Ringwood, 1968 ; Holloway et Burnham, 1972).

D'autre part, l'existence d'une corrélation positive entre la teneur en éléments incompatibles (K, Rb, Ba, Sr, La, La/Yb) des laves récentes et la profondeur du plan de Benioff sous-jacent, tant au niveau des marges actives que des arcs insulaires, argumente en faveur de la participation de matériel océanique subducté à la genèse des magmas (Dickinson et Hatherton, 1967 ; Hatherton et Dickinson, 1968, 1969 ; Dickinson, 1975 ; Whitford et al., 1979 ; Gill, 1981). Fréquemment utilisée pour retrouver le sens des paléosubductions, cette polarité des domaines orogéniques se traduit en surface par une variation chimique spatio-temporelle du magmatisme (Jakès et White, 1972 b ; Miyashiro, 1974 ;

Dostal et al., 1977 ; Saunders et al., 1980 ; Gill, 1981). Ainsi, dans la plupart des arcs insulaires, on rencontre successivement en s'éloignant de la fosse, une série tholéitique précoce pauvre en éléments incompatibles puis des roches calco-alcalines enrichies en potassium, rubidium et terres rares légères.

Deux paramètres, semble-t-il indépendants, sont donc susceptibles de rendre compte de l'abondance variable des éléments lithophiles dans les roches calco-alcalines : la profondeur de la zone sismique ainsi que l'épaisseur et la nature de la croûte, océanique, transitionnelle ou continentale, traversée par les magmas. Sur le plan géochimique, on constate par exemple une identité parfaite entre les andésites de marge active de type andin (Bailey, 1981) et les andésites de l'arc insulaire de la Sonde, situées sur une croûte transitionnelle peu épaisse (~ 20 km) mais au dessus d'un plan de Benioff relativement profond (Whitford et al., 1979). Dans les deux cas, il s'agit de laves enrichies en éléments incompatibles : potassium, rubidium et terres rares légères (Fig. 59).

Cependant, si la présence d'une croûte océanique subductée paraît nécessaire à la genèse des magmas orogéniques, les modalités de son influence restent toujours à déterminer.

B - Modélisations.

1°) Choix des paramètres.

Afin de tester les différentes hypothèses proposées dans le cas du complexe plutonique de Perros-Guirec - Bréhat, plusieurs modèles de fusion ont été appliqués à partir des terres rares, éléments considérés généralement comme peu mobiles durant les processus d'altération et de métamorphisme. Par ailleurs, on a démontré précédemment que les phénomènes de contamination et de cristallisation fractionnée ne paraissent pas affecter de façon significative le fractionnement en terres rares des granitoïdes trégorrois et que ces éléments peuvent être par conséquent tenus pour caractéristiques des magmas parents. Dans le but d'estimer les conditions nécessaires à l'obtention de liquides granodioritiques à partir d'un plancher océanique subducté dans le faciès "amphibolite" puis "éclogite", les assemblages minéralogiques de départ ont été déterminés dans les deux cas à l'aide des éléments majeurs (Tableau 20)

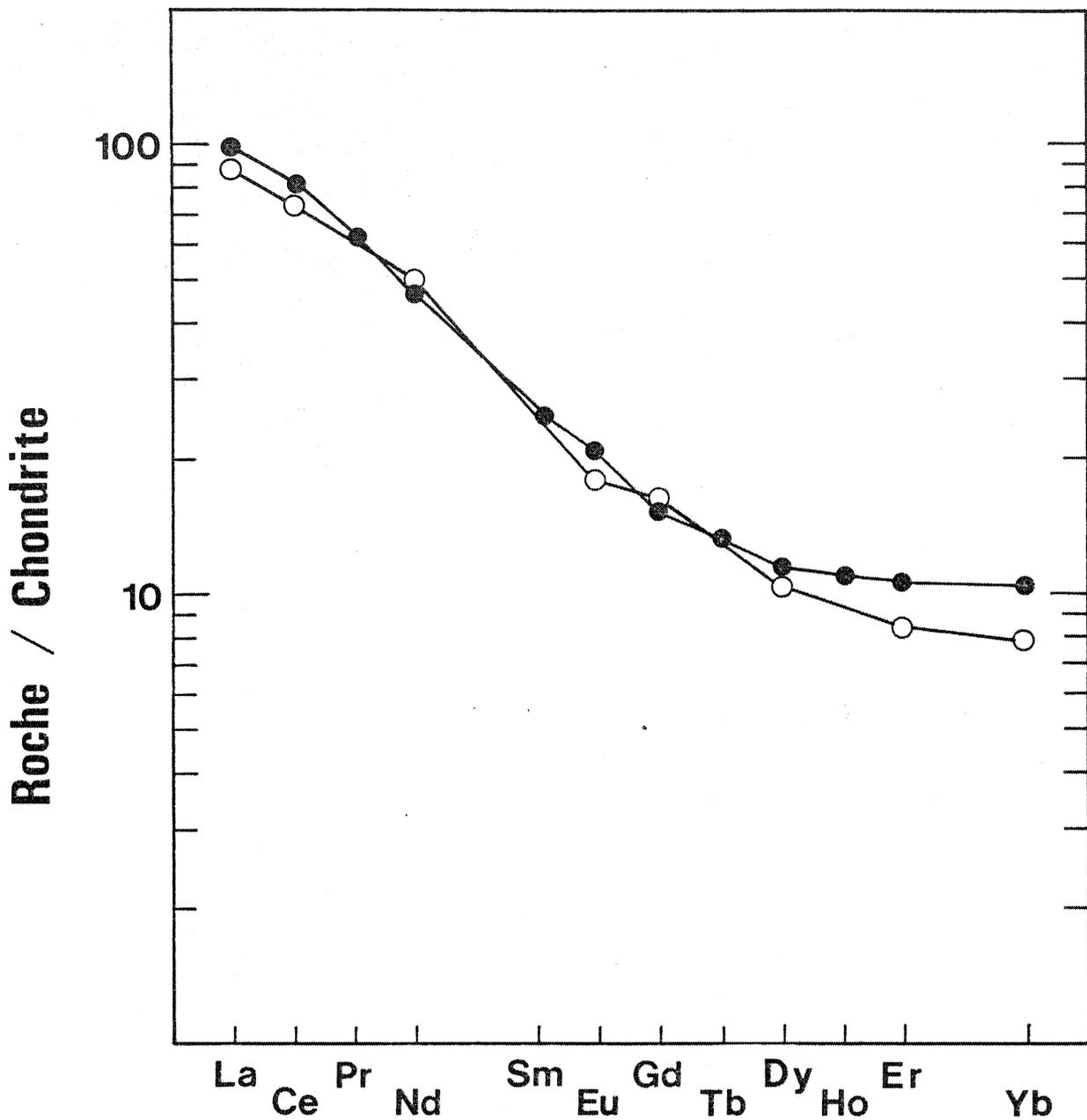


Figure 59 : Comparaison entre le spectre de terre rare d'une andésite de marge active de type Andin (●; Bailey, 1981) et celui d'une andésite de l'arc insulaire de la Sonde (○; Whitford et al., 1979).

et ceci de façon à approcher au mieux la composition chimique des basaltes tholéitiques de type MORB (Pearce, 1976). Les calculs effectués montrent que pour obtenir des magmas intermédiaires à partir d'une éclogite à quartz, le taux de fusion doit être compris entre 15% et 20% environ tandis que pour une source amphibolitique, il est de l'ordre de 25% à 35% (Tableau 21). Ces résultats sont en accord avec les travaux expérimentaux de Stern et Wyllie (1978) ou de Burnham (1979).

La teneur en terres rares du matériel basaltique de départ a été considérée égale à 10 fois celle des chondrites (spectre plat) en supposant que le métamorphisme prograde auquel est soumise la croûte océanique subductée ne modifie pas l'allure générale des spectres initiaux. Mais le problème le plus délicat, inhérent à ce type de modélisation, réside dans le choix des coefficients de répartition des éléments entre le solide résiduel et le magma produit. La valeur des coefficients de partage des terres rares entre une phase minérale et un liquide est directement proportionnelle à l'acidité de ce liquide et en général inversement proportionnelle à la température (Hanson, 1978, 1980 ; Henderson, 1982). De plus, ces coefficients de partage sont déterminés dans la plupart des cas sur des roches naturelles ou synthétiques entre phénocristaux et verre à l'équilibre; ils sont donc parfaitement applicables aux processus de cristallisation fractionnée mais ne sauraient par contre être transposés directement aux phénomènes de fusion partielle. Ces derniers impliquent en effet une température nettement plus élevée que celle qui règne au moment de la cristallisation. Aussi, afin de pallier cet inconvénient, on a utilisé les coefficients de répartition réservés habituellement aux liquides basaltiques (Arth et Hanson, 1975) et ce, malgré la composition intermédiaire à acide du complexe trégorrois (Tableau 22).

2°) Résultats - Discussion.

Les résultats obtenus indiquent que la fusion partielle d'un matériel basaltique de type MORB, subducté dans le faciès "amphibolite" ou "éclogite" ne permet pas d'expliquer l'enrichissement en terres rares légères des granitoïdes trégorrois (Fig. 60). De plus, l'absence de fractionnement au niveau des terres rares lourdes de ces granitoïdes ne s'accorde pas avec la présence de grenat dans un résidu éclogitique, ni même avec la cristallisation fractionnée de ce minéral.

	Ga	Cpx	Ky	Ilm	Qz	E	MORB	
SiO ₂	40,4	54,88	36,70	0,11	100	50,1	49,56	
Al ₂ O ₃	23,0	10,44	62,73	0,54	-	15,9	16,09	
Fe ₂ O ₃	-	-	0,63	5,70	-	-	-	
FeO	13,9	9,11	-	43,32	-	10,5	10,17	
MnO	-	-	-	0,35	-	-	-	
MgO	12,0	6,4	-	0,56	-	7,8	7,69	
CaO	11,0	12,94	-	0,65	-	11,2	11,34	
Na ₂ O	-	5,31	-	-	-	3,0	2,8	
K ₂ O	-	0,34	-	-	-	0,2	0,24	
TiO ₂	0,3	0,39	-	48,90	-	0,8	1,42	
	Plg	Hbl	Cpx	Opx	Qz	Ilm	A	MORB
SiO ₂	54,44	42,91	49,60	53,20	100	0,11	49,97	49,56
Al ₂ O ₃	28,97	12,45	2,41	1,15	-	0,54	15,71	16,09
Fe ₂ O ₃	0,51	4,34	1,66	-	-	5,70	-	-
FeO	-	10,89	13,57	21,64	-	43,32	10,37	10,17
MnO	-	0,15	0,49	0,78	-	0,35	0,13	-
MgO	0,13	11,34	9,97	22,50	-	0,56	7,33	7,69
CaO	10,47	12,04	21,13	0,82	-	0,65	11,05	11,34
Na ₂ O	5,57	1,20	0,43	-	-	-	2,35	2,80
K ₂ O	0,35	1,49	0,07	-	-	-	0,9	0,24
TiO ₂	-	0,93	0,53	0,13	-	48,90	1,03	1,42

Tableau 20 : Détermination de la composition minéralogique d'un basalte de type MORB porté dans le faciès "amphibolite" (A) et dans le faciès "éclogite" (E). La composition chimique des phases minérales est de Deer et al. (1965). La composition moyenne des MORB est de Pearce (1976).

(E) : grenat, 35 % - clinopyroxène, 57 % - disthène, 3 % - ilménite, 1 % - quartz, 4 %

(A) : plagioclase, 30 % - hornblende, 55 % - clinopyroxène, 6 % - orthopyroxène, 2 % - quartz, 6 % - ilménite, 1 %.

Abréviations utilisées : Ga, grenat ; Cpx, clinopyroxène ; Ky, disthène ; Ilm, ilménite ; Qz, quartz.

F %	30	25	20	15	10	
SiO ₂	56,0	57,6	59,7	64,7	71,1	
Al ₂ O ₃	16,8	17,1	17,4	14,4	11,5	
FeO (*)	8,0	7,3	6,4	5,4	4,5	
MgO	6,0	5,5	4,7	3,8	3,2	
CaO	9,6	9,0	8,2	7,7	6,5	
Na ₂ O	3,0	3,0	2,9	3,1	2,6	
K ₂ O	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	
TiO ₂	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	
F %	40	35	30	25	20	15
SiO ₂	56,4	58,8	60,1	62,1	65,2	70,3
Al ₂ O ₃	16,6	17,8	18,2	17,4	16,1	14,1
FeO (*)	7,5	5,6	4,8	4,5	4,1	3,2
MgO	4,3	4,2	3,4	3,2	2,9	2,3
CaO	9,1	9,1	8,8	8,4	7,7	6,6
Na ₂ O	2,8	3,1	3,1	3,0	2,8	2,5
K ₂ O	0,6	0,6	0,6	0,6	0,45	0,45
TiO ₂	1,5	0,3	0,3	0,25	0,2	0,2

I**II**

Tableau 21a : Composition chimique des liquides obtenus par différents taux de fusion partielle de basaltes de type MORB.

(I) : fusion d'éclogite à quartz

(II) : fusion d'amphibolite

F %	30	25	20	15	10	
Ga	20	16	10	0	0	
Cpx	57	56	55	60	50	
Ky	10	12	15	13	10	
Ilm	0	0	0	0	0	
Qz	13	16	20	27	40	
Ga	41,5	41	41	41	39	
Cpx	57	57,5	57,5	56,5	58	
Ky	0	0	0	1,5	2,0	
Ilm	1,5	1,5	1,5	1,0	1,0	
Qz	0	0	0	0	0	
F %	40	35	30	25	20	15
Plg	45	49	50	48	45	40
Hb	27,5	28	30	28	25	20
Cpx	5	3	0	0	0	0
Opx	5	3	0	0	0	0
Qz	15	17	20	24	30	40
Ilm	2,5	0	0	0	0	0
Plg	20	20	21,5	24	26	28
Hb	73	69,5	66	64	62,5	61,5
Cpx	7	7,5	8	8	7,5	7,0
Opx	0	1,5	3	2,5	2,5	2,5
Qz	0	0	0	0	0	0
Ilm	0	1,5	1,5	1,5	1,5	1,0

IL

IR

IL

IR

Tableau 21b : Composition minéralogique calculée des liquides (L) et des résidus (R) obtenus par fusion partielle de basaltes de type MORB.

(I) : fusion d'éclogite à quartz

(II) : fusion d'amphibolite

Abréviations utilisées : Ga, grenat ; Cpx, clinopyroxène ; Hb, hornblende ; Ky, disthène ; Opx, orthopyroxène ; Ilm, ilménite ; Qz, quartz.

	Orthopyroxène	Clinopyroxène	Hornblende	Plagioclase	Grenat
La (*)	0,020	0,054	0,15	0,14	0,018
Ce	0,024	0,070	0,20	0,12	0,028
Nd	0,033	0,12	0,33	0,081	0,068
Sm	0,054	0,18	0,52	0,067	0,29
Eu	0,054	0,18	0,59	0,34	0,49
Gd	0,091	0,19	0,63	0,063	0,97
Dy	0,15	0,21	0,64	0,055	3,17
Er	0,23	0,17	0,55	0,063	6,56
Yb	0,34	0,16	0,49	0,067	11,5

Tableau 22 : Coefficients de partage des terres rares entre minéraux et magmas basaltiques (d'après Arth et Hanson, 1975). (*) : les valeurs correspondant au lanthane sont estimées.

Par ailleurs, comme l'ont déjà montré Dostal et al. (1977) ou Lefèvre (1979), la cristallisation fractionnée de clinopyroxène ou d'amphibole à partir d'un magma basaltique ne modifie en rien l'allure des spectres des liquides différenciés. L'explication de ce phénomène tient au caractère incompatible des terres rares pour ces minéraux; en effet, le comportement des éléments incompatibles est identique au cours de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée (cf. chapitre V).

Aucun des modèles exposés précédemment ne permet de rendre compte de la distribution des terres rares dans les granitoïdes trégorrois. Cependant, afin de supprimer toute contestation liée au choix des coefficients de partage ou à celui de la minéralogie des matériaux sources, la teneur maximale en lanthane des liquides produits a été déterminée en supposant que cet élément migre en totalité dans le magma ($D_{La} = 0$). Il apparaît donc (Fig. 61) que même dans ces conditions limites, le faible taux de fusion nécessaire pour respecter l'enrichissement en terres rares légères des granitoïdes ne s'accorde ni avec les travaux expérimentaux (Stern et Wyllie, 1978 ; Burnham, 1979), ni avec les modèles basés sur les éléments majeurs.

La fusion partielle directe de croûte océanique ou la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique ne permettent par conséquent, en aucun cas, d'expliquer les caractères géochimiques des granitoïdes trégorrois.

III - ROLE DE LA CROUTE CONTINENTALE INFÉRIEURE.

Précédemment, sur la base d'arguments d'ordre pétrologique ou isotopique, l'origine profonde des granitoïdes trégorrois et par conséquent le rôle essentiellement passif du socle sialique pentévrien ont été démontrés.

Néanmoins, l'hypothèse d'une source infracrustale plus basique et moins radiogénique (Rb/Sr faible) que les roches gneissiques actuellement connues à l'affleurement ne peut être totalement écartée. En fait, la fusion de croûte continentale inférieure a parfois été retenue comme un processus génétique susceptible d'engendrer des magmas calco-alcalins à composition intermédiaire au niveau des marges actives

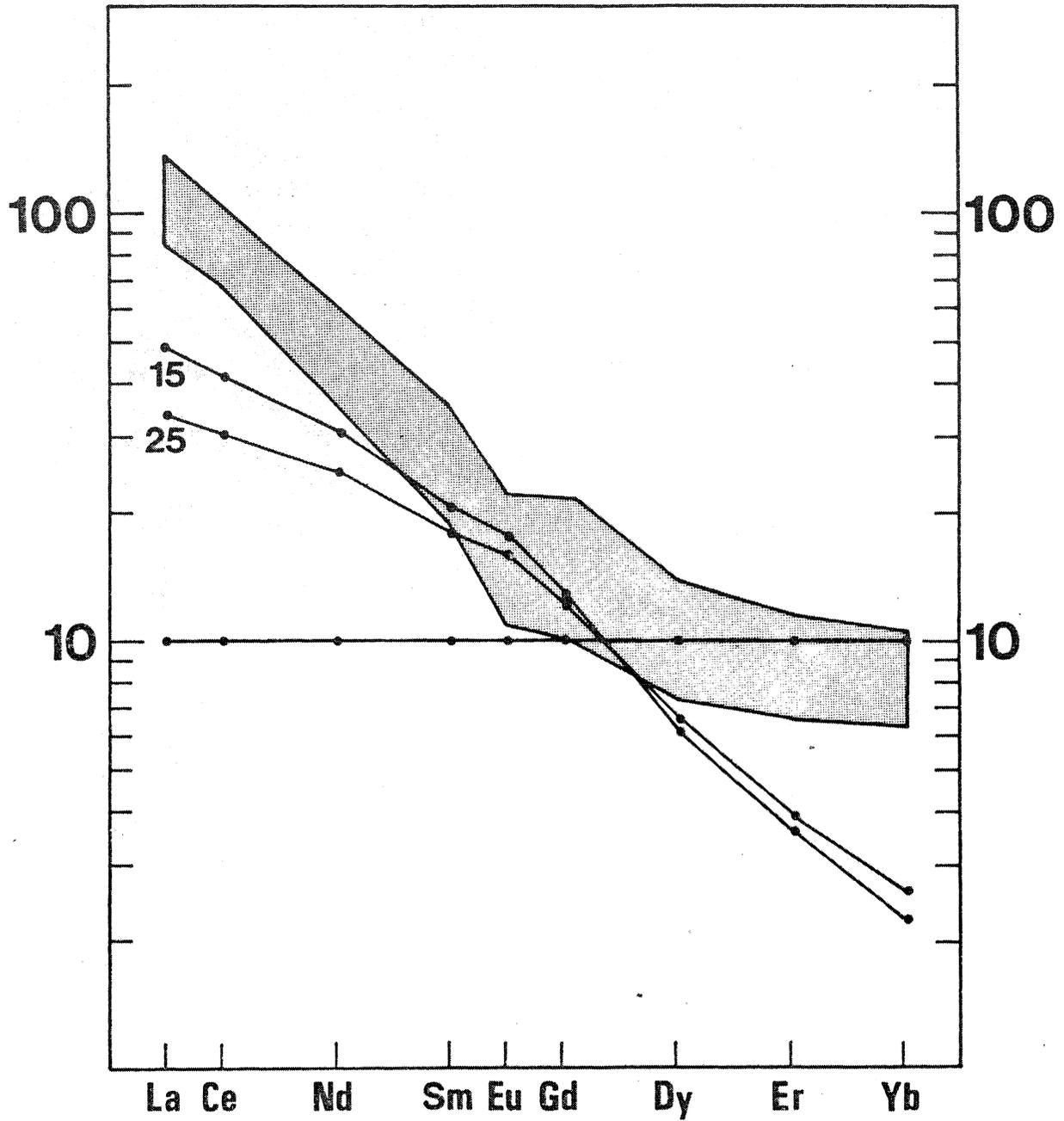


Figure 60a : Modèle de fusion non modale d'une éclogite à quartz ($La_N = Yb_N = 10$). Les compositions minéralogiques de la source et des résidus ainsi que les taux de fusion (15 - 25 %) sont déterminés à partir des éléments majeurs (cf. tableaux 20 et 21). Le domaine figuré en grisé correspond à la gamme de la plupart des spectres de granitoïdes trégorrois.

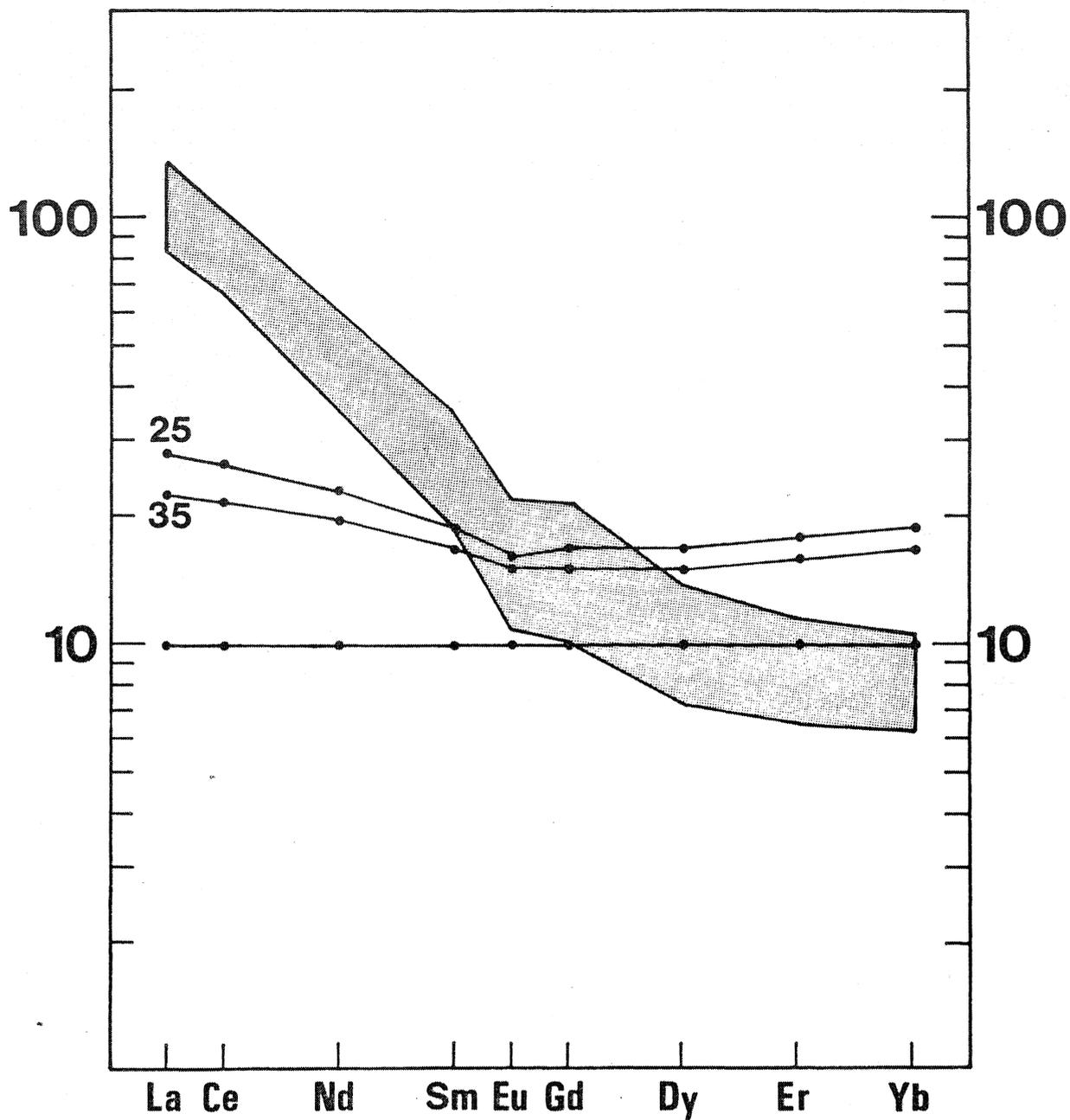


Figure 60b : Modèle de fusion non modale d'une amphibolite ($La_N = Yb_N = 10$). Les compositions minéralogiques de la source et des résidus ainsi que les taux de fusion (25 - 35 %) sont déterminés à partir des éléments majeurs (cf. tableaux 20 et 21). Même figuré que dans la figure précédente.

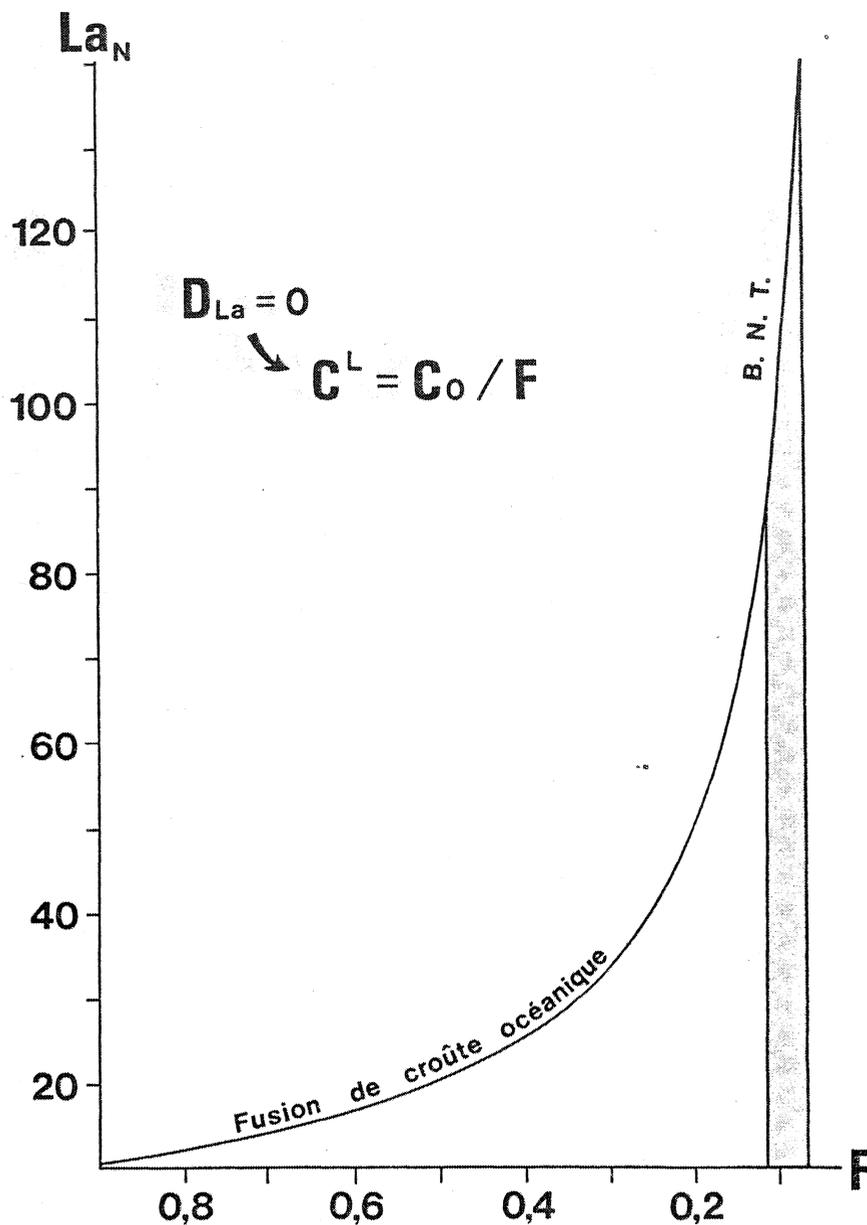


Figure 61 : Teneur en lanthane maximale (normalisation par rapport aux chondrites) des liquides obtenus par fusion partielle de basaltes de type MORB ($La_N = 10$). Le coefficient de partage du lanthane entre le résidu et le liquide est supposé nul. On constate que les taux de fusion permettant d'expliquer ainsi l'enrichissement en terres rares légères des granitoïdes du Batholite Nord-Trégorrois (BNT) sont voisins de 10 %.

(Pichler et Zeil, 1972 ; Bagby et al., 1981); mais la nature même de cette base de croûte reste encore mal connue et un tel phénomène n'a jamais pu être mis nettement en évidence.

A - Modélisations.

En ce qui concerne la croûte inférieure, la composition utilisée correspond à la moyenne proposée par Taylor et Mc Lennan (1981); mais devant l'impossibilité d'estimer les paramètres physiques conditionnant le climat métamorphique infracrustal aux époques cadomiennes (pression, température, teneur en eau), trois types de sources ont été retenus; on a ainsi testé successivement la fusion d'une granulite à grenat, d'une amphibolite à grenat et d'une amphibolite. Pour ce faire, la composition minéralogique des trois roches a été déterminée à l'aide des éléments majeurs selon le même procédé que celui utilisé pour la croûte océanique (Tableau 23). On constate que les taux de fusion nécessaires pour obtenir des liquides à composition intermédiaire sont de 30% dans le cas d'une source granulitique et de 40% dans celui des sources amphibolitiques (Tableau 24).

En ce qui concerne les coefficients de partage, on a considéré toute une gamme de variation entre les valeurs extrêmes correspondant aux liquides basaltiques et dacitiques (Tableaux 22 et 25). Ainsi, dans un diagramme où $(La/Yb)_N$ est porté en fonction de $(Yb)_N$, il est possible de définir un domaine pour l'ensemble des magmas obtenus par fusion des trois sources envisagées (Fig. 62) ; cependant, compte tenu des taux de fusion imposés par la composition chimique de la croûte continentale inférieure de Taylor et Mc Lennan (1981), il apparaît que le fractionnement et la teneur en terres rares des granitoïdes trégorrois ne s'accorde pas avec une origine infracrustale et ce, quels que soient le type de source ou les coefficients de partage utilisés.

De plus, la fusion partielle d'une source granulitique anhydre, généralement appauvrie en potassium, rubidium et baryum (Allen, 1979 ; Convert, 1981 ; Taylor et Mc Lennan, 1981) ne permet pas d'expliquer la teneur importante en eau ou en éléments incompatibles des roches calco-alcalines de marge active et plus particulièrement du massif de Perros Guirec - Bréhat.

	Plg	Ga	Cpx	Qz	Ilm	G	CCI
SiO ₂	54,44	39,60	50,54	100	0,11	54,16	54,0
Al ₂ O ₃	28,97	22,45	2,74	-	0,54	18,95	19,0
Fe ₂ O ₃	0,51	0,62	2,42	-	5,70	-	-
FeO	-	22,77	12,80	-	43,32	8,95	9,0
MnO	-	1,58	0,15	-	0,35	-	-
MgO	0,13	11,05	9,65	-	0,56	4,21	4,1
CaO	10,47	1,70	20,16	-	0,65	9,41	9,5
Na ₂ O	5,6	-	0,75	-	-	2,84	3,4
K ₂ O	0,35	-	0,07	-	-	0,18	0,6
TiO ₂	-	0,28	0,25	-	48,90	1,08	0,9
	Plg	Hbl	Ga	Qz	Ilm	Ag	CCI
SiO ₂	53,44	41,44	39,60	100	0,11	53,8	54,0
Al ₂ O ₃	29,58	13,82	22,45	-	0,54	19,1	19,0
Fe ₂ O ₃	0,13	5,97	0,62	-	5,70	-	-
FeO	0,14	13,61	22,77	-	43,32	9,0	9,0
MnO	-	0,59	1,58	-	0,35	-	-
MgO	0,06	9,72	11,05	-	0,56	4,2	4,1
CaO	11,83	9,26	1,70	-	0,65	8,9	9,5
Na ₂ O	4,51	1,71	-	-	-	2,6	3,4
K ₂ O	0,26	0,78	-	-	-	0,4	0,6
TiO ₂	-	1,12	0,28	-	48,9	0,9	0,9
	Plg	Hbl	Qz	Ilm	A	CCI	
SiO ₂	53,44	41,44	100	0,11	53,92	54,0	
Al ₂ O ₃	29,58	13,82	-	0,54	18,82	19,0	
Fe ₂ O ₃	0,13	5,97	-	5,70	-	-	
FeO	0,14	13,61	-	43,32	8,83	9,0	
MnO	-	0,59	-	0,35	0,25	-	
MgO	0,06	9,72	-	0,56	4,11	4,1	
CaO	11,83	9,26	-	0,65	9,10	9,5	
Na ₂ O	4,51	1,71	-	-	2,70	3,4	
K ₂ O	0,26	0,78	-	-	0,44	0,6	
TiO ₂	-	1,12	-	48,9	0,95	0,9	

Tableau 23 : Détermination de la composition minéralogique d'une granulite à grenat (G), d'une amphibolite à grenat (Ag) et d'une amphibolite. CCI représente la composition moyenne de la croûte continentale inférieure (Taylor et Mc Lennan, 1981). La composition chimique des phases minérales est de Deer et al. (1965).

(G) : plagioclase, 48 % - grenat, 20 % - clinopyroxène, 20 % - quartz, 10 % - ilménite, 2 %

(Ag) : plagioclase, 44 % - hornblende, 38 % - grenat, 4 % - quartz, 13 % - ilménite, 1 %

(A) : plagioclase, 44 % - hornblende, 42 % - quartz, 13 % - ilménite, 1 %.

F % I	55	50	45	40	35	30	25	
SiO ₂	57,4	58,6	60,2	61,5	63,5	65,3	69,4	
Al ₂ O ₃	17,9	17,5	17,2	16,7	15,9	15,1	14,0	
FeO (*)	8,9	8,4	7,7	7,6	7,4	7,3	6,0	
MgO	4,0	3,8	3,7	3,6	3,5	3,4	3,0	
CaO	7,6	7,6	7,5	7,0	6,5	5,9	5,3	
Na ₂ O	2,4	2,4	2,4	2,3	2,2	2,0	1,9	
K ₂ O	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,1	0,1	
TiO ₂	1,1	1,1	0,6	0,6	0,6	0,6	0,1	
F % II	70	65	60	55	50	45	40	30
SiO ₂	57,7	58,6	58,8	60,5	61,7	63,2	65,0	70,8
Al ₂ O ₃	18,0	17,4	17,5	17,1	16,8	16,1	15,3	13,1
FeO (*)	7,5	7,5	7,3	6,8	6,4	6,2	6,0	4,7
MgO	3,7	3,7	3,6	3,3	3,1	3,0	2,9	2,3
CaO	8,4	8,3	8,3	8,1	7,9	7,6	7,2	6,1
Na ₂ O	2,6	2,5	2,5	2,5	2,4	2,3	2,2	1,9
K ₂ O	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,35	0,3	0,3
TiO ₂	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,35	0,3	0,3

Tableau 24a : Composition chimique des liquides obtenus par différents taux de fusion partielle de la croûte continentale inférieure.

(I) : fusion de granulite à grenat

(II) : fusion d'amphibolite à grenat ou d'amphibolite

F %	55	50	45	40	35	30	25		
Plg	42	42	42	40	37	34	32	I L	
Ga	24	22	21	21	21,5	22	20		
Cpx	14	14	14	13	11,5	10	8		
Qz	18	20	22	25	29	33	40		
Ilm	2	2	1	1	1	1	0		
Plg	55,5	54	53	53,5	54	54,5	53	IR	
Ga	15,5	18	19	19	19	19	20		
Cpx	27,5	26	25,5	25	24,5	24	24		
Qz	0	0	0	0	0	0	0		
Ilm	2	2	2,5	2,5	2,5	2,5	3		
F %	70	65	60	55	50	45	40	30	
Plg	43	41	42	42	42	40	37	33	II, III L
Hb	38	38	37	34	32	31	30	23	
Qz	19	21	21	24	26	29	33	44	
Ilm	0	0	0	0	0	0	0	0	
Plg	46	48,5	47,5	46,5	46	47	48,5	48,5	II R
Hb	51	48,5	50	51,5	52	51	50	50	
Qz	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ilm	3	3	2,5	2	2	2	1,5	1,5	
Plg	46	48,5	47,5	46,5	46	47	48,5	48,5	III R
Ga	13	11,5	10	9	8	7	6,5	6	
Hbl	38	37	40	42,5	44	44	43,5	44	
Qz	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ilm	3	3	2,5	2	2	2	1,5	1,5	

Tableau 24b : Composition minéralogique calculée des liquides (L) et des résidus (R) obtenus par fusion partielle de croûte continentale inférieure.

(I) : fusion de granulite à grenat

(II) : fusion d'amphibolite

(III) : fusion d'amphibolite à grenat.

Abréviations utilisées : Plg, plagioclase ; Ga, grenat ; Cpx, clinopyroxène ; Hb, hornblende ; Qz, quartz ; Ilm, ilménite.

	Clinopyroxène	Hornblende	Plagioclase	Grenat
La (*)	0,21	0,52	0,24	0,28
Ce	0,30	0,899	0,20	0,35
Nd	0,65	2,80	0,14	0,53
Sm	0,95	3,99	0,11	2,66
Eu	0,68	3,44	0,73	1,50
Gd	1,35	5,48	0,066	10,5
Dy	1,46	6,20	0,055	28,6
Er	1,33	5,94	0,041	42,8
Yb	1,30	4,89	0,031	39,9

Tableau 25 : Coefficients de partage des terres rares entre minéraux et magmas dacitiques (d'après Arth et Hanson, 1975). (*) : les valeurs correspondant au lanthane sont estimées.

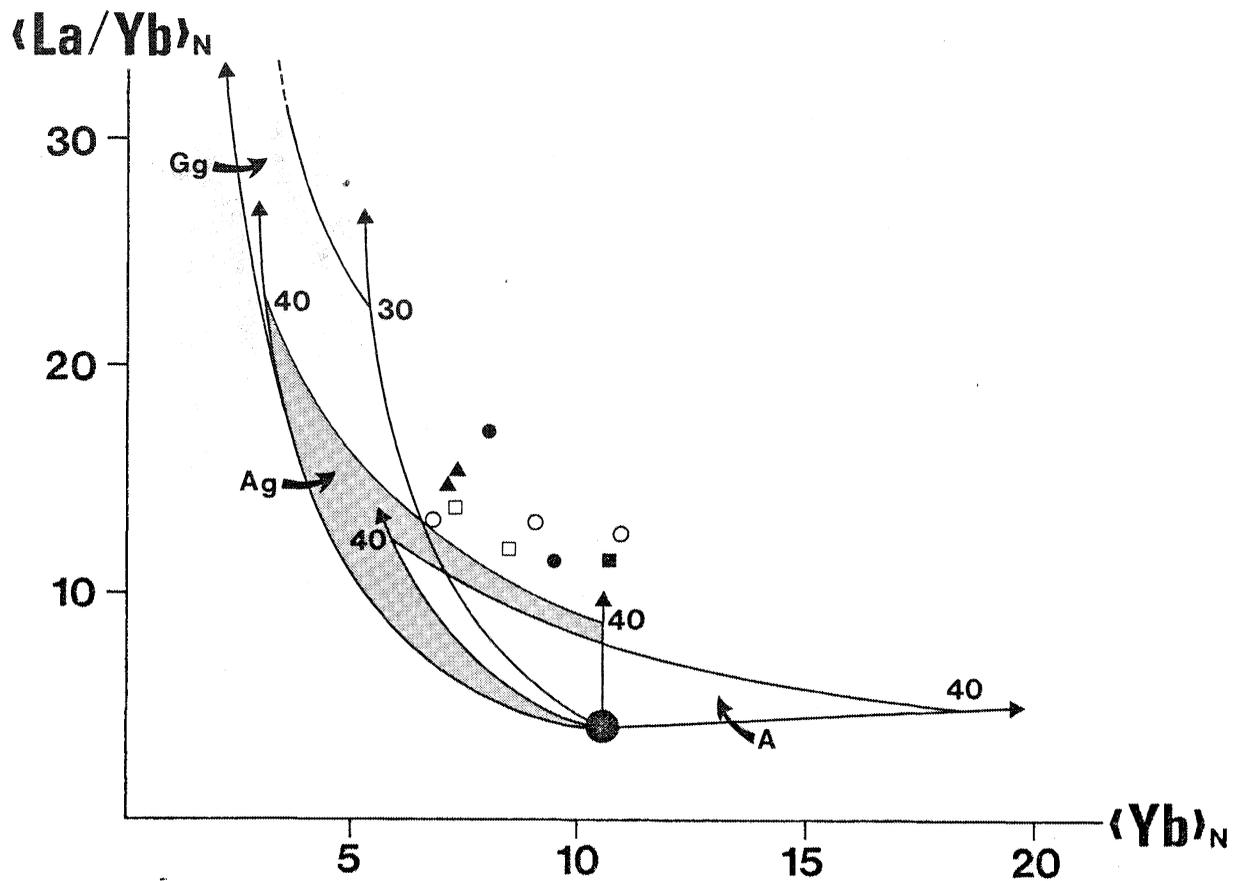


Figure 62 : Diagramme montrant les courbes d'évolution des liquides obtenus par fusion non modale d'une croûte continentale inférieure (composition chimique moyenne estimée par Taylor et Mc Lennan, 1981). Trois types d'assemblages sont testés : une granulite à grenat (Gg), une amphibolite à grenat (Ag) et une amphibolite (A). Les compositions minéralogiques des sources et des résidus ainsi que les taux de fusion sont déterminés à partir des éléments majeurs (cf. tableaux 23 et 24). Les coefficients de partage utilisés sont présentés dans les tableaux 22 et 25. On constate que les liquides ne possèdent en aucun cas les caractères des granitoïdes trégorrois. (○) : granodiorite de Talberg ; (●) microgranodiorite de Pleubian ; (▲) : microgranite de Launay ; (■) : granite de Pomelin-Bréhat ; (□) : granite de Port Blanc.

B - Discussion.

Effectués à partir d'une composition moyenne de la croûte continentale profonde, les modèles présentés ici sont en fait très contestables. Une modification, même peu importante, de la constitution géochimique de ce type de source peut amener à reconsidérer le problème. Une surestimation de la teneur en silice des matériaux infracrustaux aura par exemple pour effet d'augmenter le taux de fusion nécessaire à l'obtention de magmas granodioritiques et par conséquent de diminuer le fractionnement théorique en terres rares des liquides produits; ainsi, en partant d'une croûte inférieure amphibolitique mais de composition basaltique, il est possible, pour des taux de fusion d'environ 20% à 30%, d'aboutir à des magmas possédant, tant au niveau des éléments majeurs qu'à celui des éléments en traces, les caractéristiques des liquides à l'origine du Batholite Nord-Trégorrois.

Cependant, si en l'absence de données plus précises sur la nature et sur la composition de la croûte profonde, un tel mécanisme ne saurait être à priori rejeté, il ne semble pas pouvoir s'adapter aux traits majeurs des zones de convergence de plaque :

- D'une part, il existe des laves calco-alcalines similaires aux magmas trégorrois dans les arcs insulaires océaniques (Whitford et al., 1979 ; Lefèvre, 1979).
- D'autre part, cette hypothèse est difficilement conciliable avec la polarité géochimique latérale fréquemment observée au niveau des roches volcaniques ou plutoniques des zones de subduction.
- Enfin, l'épaisseur extrêmement variable de la croûte continentale d'une marge active à une autre paraît en contradiction avec l'analogie existant généralement entre les spectres de terres rares des différentes roches calco-alcalines. Cette analogie laisse en effet supposer, si les magmas sont issus de matériaux infracrustaux, un climat métamorphique et par conséquent des assemblages minéralogiques de la région source relativement constants.

IV - ROLE DU MANTEAU SUPERIEUR.

Dans la plupart des zones de convergence de plaques, la présence d'un coin de manteau entre le plan de Benioff et la croûte océa-

nique ou continentale sus-jacente pose le problème de son rôle éventuel dans la genèse des magmas orogéniques (Barazangi et Isacks, 1976 ; Gill, 1981). En d'autres termes, la fusion d'un matériel péridotitique peut elle engendrer des magmas calco-alcalins analogues à ceux qui ont donné naissance au Batholite Nord-Trégorrois, ou le rôle du manteau supérieur se limite -t-il à une modification des liquides issus de la croûte océanique subductée au cours de leur remontée ?

A - Travaux expérimentaux.

Kushiro et al. (1972), Green (1973, 1976) ou Mysen et Boettcher (1975 a et b) montrent ainsi que les verres obtenus expérimentalement par la fusion partielle d'une péridotite en présence d'eau sont de nature andésitique à dacitique (Tableau 26). L'interprétation de ces données diffère cependant selon les auteurs qui se répartissent en deux écoles principales (Mysen et al., 1974) :

- Pour Green (1973) par exemple, les verres analysés sont métastables et leur composition intermédiaire est essentiellement déterminée au moment de la trempe par le développement secondaire d'olivine et d'amphibole ("quenched minerals") aux dépens du liquide produit. De plus, Nicholls et Ringwood (In Mysen et al., 1974) indiquent que le rapport atomique $Mg/Mg + Fe$ total des andésites naturelles est trop faible, comparé à celui de la plupart des verres synthétisés (Tableau 26), pour que ces laves aient l'équilibre avec un résidu péridotitique riche en olivine. Nicholls et Ringwood (1972, 1973) démontrent également que pour des pressions totales supérieures à 6 kbars, l'olivine n'apparaît pas au liquide des magmas andésitique, lesquels ne peuvent donc être considérés comme les produits directs de la fusion partielle d'un matériel mantelique. Enfin Green (1973) montre, à partir d'un calcul basé sur la proportion des phases analysées au cours des travaux expérimentaux, qu'il est impossible d'obtenir des magmas à composition intermédiaire par fusion hydratée de péridotite pour des pressions supérieures à 10 kbars mais que dans ces conditions,

	I	II	III	IV
SiO ₂	65,0	64,4	59,4	56,7
Al ₂ O ₃	21,0	20,6	24,4	24,2
FeO (*)	2,7	0,8	2,4	1,9
MnO	-	0,01	0,1	0,2
MgO	1,5	3,2	0,8	1,2
CaO	8,7	9,4	9,4	10,4
Na ₂ O	0,8	0,5	1,0	1,2
K ₂ O	0,6	0,1	0,2	0,1
TiO ₂	0,9	0,1	0,5	0,6

Tableau 26 : Composition chimique de différents liquides obtenus par fusion expérimentale de péridotites mantéliques.

(I) : 10 kbars, 1100°C (Green, 1972)

(II) : 17 kbars, 1080°C (Mysen et Boettcher, 1975b)

(III) : 17 kbars, 1050°C (Mysen et Boettcher, 1975b)

(IV) : 15 kbars, 1050°C (Mysen et Boettcher, 1975b)

la présence conjointe d'olivine et d'enstatite résiduelles conduit à la formation de liquides basaltiques (tholéïtes à olivine).

- A l'opposé, Kushiro et al. (1972) ou Mysen et Boettcher (1975 a et b) n'observent aucun minéral secondaire dans les assemblages expérimentaux et interprètent par conséquent les verres obtenus comme des liquides primaires figés; ils attribuent le caractère intermédiaire à acide de ces verres à la fusion incongruente de l'orthopyroxène qui, en présence d'eau, donne de l'olivine et un liquide enrichi en silice jusqu'à des pressions supérieures à 35 kbars (Kushiro et al., 1968). En réponse à Nicholls et Ringwood, Mysen et Boettcher (1975) estiment d'autre part que le rapport $Mg/Mg + Fe$ total des magmas en équilibre avec un résidu péridotitique dépend essentiellement de la fugacité d'oxygène; généralement mal contrôlée, cette dernière, lorsqu'elle est importante, favorise en effet la formation de fer trivalent qui se comporte vis à vis de l'olivine comme un élément incompatible (Roeder et Emslie, 1970). Mysen et Kushiro déclarent par ailleurs (In Mysen et al., 1974) que l'olivine, en présence d'un liquide saturé en silice, réagit en donnant des pyroxènes et que son absence au liquidus des andésites ne constitue donc pas un argument contre l'origine primaire des magmas intermédiaires à partir du manteau supérieur. Enfin, Mysen et Boettcher (1975 b) démontrent que la faible taille des phases minéralogiques obtenues expérimentalement ne permet pas de déterminer la composition modale de l'assemblage avec suffisamment de précision pour autoriser le calcul effectué par Green.

Il semble donc difficile, sur la seule base des données expérimentales actuellement disponibles, de retenir préférentiellement l'une ou l'autre des hypothèses proposées : l'origine primaire ou non des liquides à composition intermédiaire. Cependant, comme le signalent Nicholls et Ringwood (1972, 1973), la présence de minéraux secondaires tels que l'amphibole ou l'olivine dans les assemblages expérimentaux ne constitue

pas un obstacle majeur quant à l'origine mantélique des roches andésitiques ou granodioritiques; il suffit en effet d'une cristallisation fractionnée de ces minéraux pendant la remontée des magmas primaires plus ou moins différenciés (composition de tholéite à quartz ou d'andésite basaltique) pour obtenir des liquides ayant approximativement la nature des verres analysés.

B - Modélisations.

En fait, les faibles teneurs en nickel, cobalt et chrome caractérisant les roches intermédiaires en général (Gill, 1981) et en particulier les granitoïdes trégorrois, indiquent que ces derniers ne peuvent être considérés comme les produits directs d'une fusion mantélique. Ainsi, si l'on admet pour le manteau une concentration de 2000 ppm de nickel (Boyd et Nixon, 1972) alors qu'elle n'est que de l'ordre de 20 ppm dans les magmas granodioritiques trégorrois, les valeurs des coefficients de partage de cet élément entre l'olivine et un liquide andésitique ($D \sim 30$ pour Hart et Davis, 1978 : $D = 58$ pour Luhr et Carmichaël, 1980) conduisent à des modèles pour lesquels les taux de fusion sont négatifs. C'est la raison pour laquelle une cristallisation fractionnée à haute pression d'olivine et de spinelle a été envisagée.

En ce qui concerne les éléments majeurs, deux types d'assemblages minéralogiques (lherzolite à spinelle et lherzolite à grenat) ont été déterminés (Tableau 27). La composition chimique des minéraux est celle des constituants de nodules lherzolitiques naturels inclus dans des kimberlites (Ferguson et Sheraton, 1979) ; mais en l'absence de résultats expérimentaux quantitatifs sur la fusion incongruente de l'orthopyroxène, ni la nature des liquides ni celle des résidus n'ont pu être estimées. Une modélisation sur les terres rares a cependant été effectuée pour les deux sources péridotitiques retenues qui, selon Arth et Hanson (1975), sont caractérisées par un spectre plat et une teneur égale à trois fois celle des chondrites; en utilisant les coefficients de partage proposés par Hanson (1980) pour la fusion du manteau (Tableau 28), on constate alors que l'enrichissement en terres rares légères des granitoïdes trégorrois n'est jamais atteint, quel que soit le taux de fusion, et que la cristallisation fractionnée de l'olivine ne modifie pas le fractionnement

	Ol	Opx	Cpx	Sp	Ga	LG	LS	Lhz
SiO ₂	40,32	54,62	52,15	-	41,39	45,03	45,13	45,10
Al ₂ O ₃	-	4,14	5,90	48,98	22,93	3,55	3,95	3,92
FeO (*)	9,60	6,11	3,15	12,15	7,89	7,70	7,85	8,19
MnO	0,19	0,23	0,21	-	0,47	0,20	0,23	0,14
MgO	49,88	33,38	15,84	20,28	20,62	39,10	39,07	38,81
CaO	-	0,78	18,91	0,07	4,87	3,06	2,93	2,66
Na ₂ O	-	-	1,74	-	-	0,26	0,21	0,27
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	0,07
TiO ₂	-	0,17	0,56	0,45	0,22	0,14	0,13	0,13

Tableau 27 : Détermination de la composition minéralogique d'une lherzolite à grenat (LG), d'une lherzolite à spinelle (LS). Les analyses chimiques des phases minérales sont de Ferguson et Sheraton (1979). Lhz représente une lherzolite naturelle (Mysen et Boettcher, 1975a).

LG : olivine, 55 % - orthopyroxène, 23 % - clinopyroxène, 12 % - grenat, 10 %

LS : olivine, 53 % - orthopyroxène, 29 % - clinopyroxène, 15 % - spinelle, 3 %.

	Olivine	Clinopyroxène	Orthopyroxène	Grenat
La (*)	0,0003	0,066	0,002	0,011
Ce	0,0005	0,098	0,0030	0,021
Nd	0,0010	0,21	0,0068	0,087
Sm	0,0013	0,26	0,010	0,217
Eu	0,0016	0,31	0,013	0,320
Gd	0,0015	0,30	0,016	0,498
Dy	0,0017	0,33	0,022	1,06
Er	0,0015	0,30	0,030	2,00
Yb	0,0015	0,28	0,049	4,03

Tableau 28 : Coefficients de partage des terres rares entre minéraux et liquides issus du manteau (d'après Hanson, 1980). (*) : les valeurs correspondant au lanthane sont estimées.

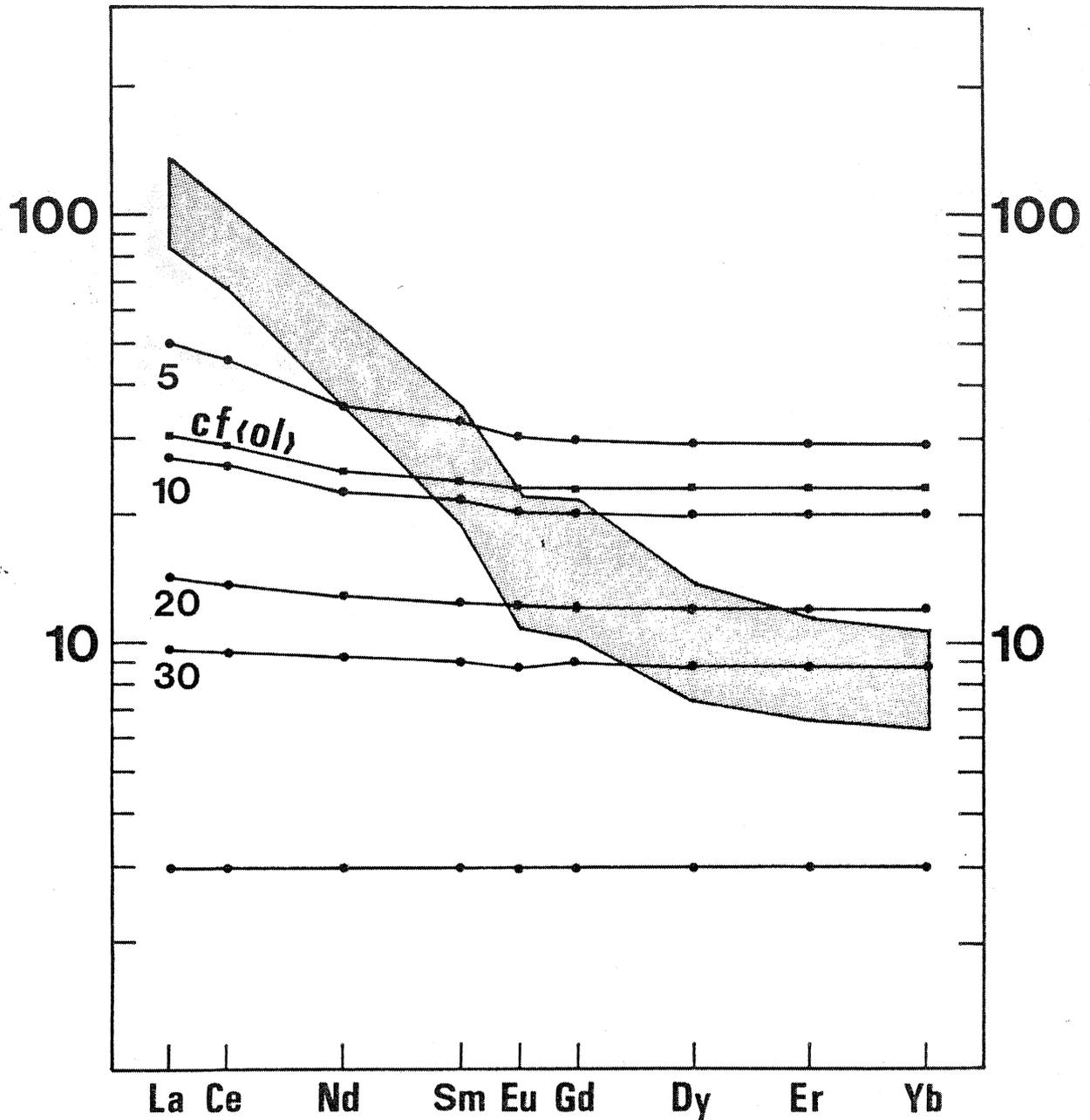


Figure 63 : Modèle de fusion modale d'une lherzolite à spinelle (olivine: 53 % ; orthopyroxène : 29 % ; clinopyroxène : 15 % ; spinelle : 3 %). La teneur en terres rares de la source est estimée à trois fois celle des chondrites. On constate que les liquides produits entre 5 % et 30 % de fusion possèdent des spectres différents de ceux des granitoïdes trégorrois (domaine figuré en gris). La cristallisation fractionnée de 10 % d'olivine ne modifie pas l'allure des spectres.

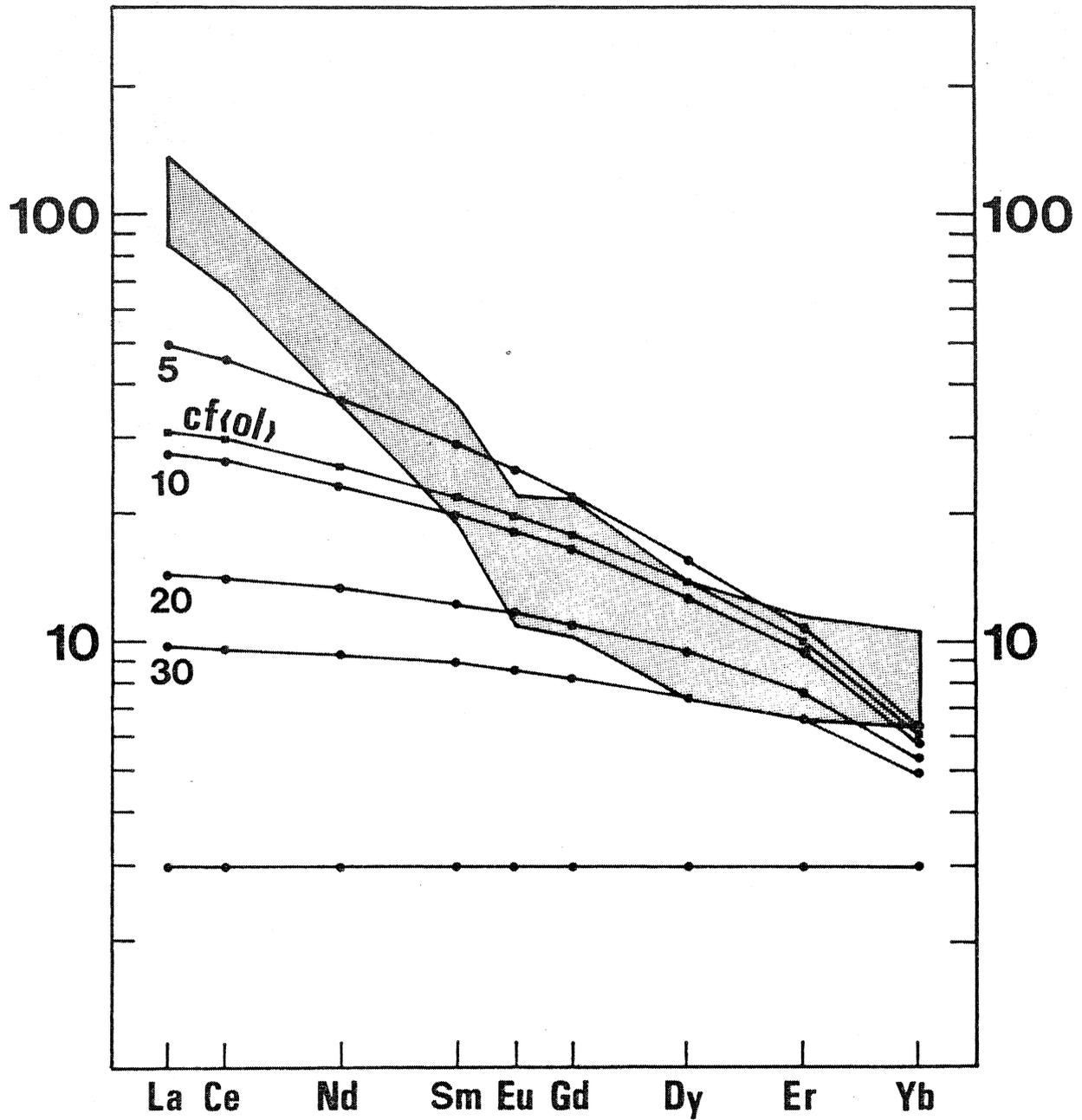


Figure 64 : Modèle de fusion modale d'une lherzolite à grenat (olivine : 55 % ; orthopyroxène : 23 % ; clinopyroxène : 12 % ; grenat : 10 %).

des spectres de façon significative (Fig. 63 et 64). Par ailleurs, la fusion d'un manteau supérieur lherzolitique ne permet pas d'expliquer les fortes teneurs en potassium, rubidium et baryum des roches du massif de Perros Guirec - Bréhat.

V - MODELES COMPLEXES - DISCUSSION.

Les modèles établis précédemment à partir des éléments majeurs, des éléments en traces et de la géochimie isotopique montrent qu'aucune des sources envisagées n'est susceptible d'engender des magmas calco-alcalins à composition intermédiaire analogues à ceux qui ont donné naissance au Batholite Nord-Trégorrois. Une origine complexe, impliquant la participation de plusieurs des composants en présence (croûte continentale, croûte océanique, manteau supérieur) semble donc nécessaire (Green, 1980 ; Kay, 1980 ; Wyllie, 1983) et c'est dans ce sens que plusieurs hypothèses vont être examinées.

A - Généralités.

Certains auteurs (Eichelberger, 1975, 1978 ; Anderson, 1976) suggèrent ainsi que les magmas intermédiaires des marges actives représentent les produits d'un mélange entre un liquide basaltique issu du manteau ou de la croûte océanique subductée et un liquide rhyolitique d'origine crustale. En fait, dans les granitoïdes trégorrois, la présence d'enclaves microgrenues de nature dioritique généralement interprétées en termes de liquides (Leterrier et Debon, 1978 ; Orsini, 1980 ; Didier, 1983) témoignerait plutôt en faveur de l'immiscibilité des magmas acides et basiques. D'autre part, l'absence d'anomalies dans la séquence de cristallisation des phases minérales ainsi que le zonage toujours direct des cristaux paraît difficilement s'accorder avec un processus de mélange.

Les autres modèles fréquemment invoqués pour expliquer la genèse des magmas orogéniques impliquent la participation plus ou moins effective de la croûte océanique et du manteau supérieur, voire même de la croûte continentale dans les contextes de marge active. Mais la

validité des hypothèses retenues dépend essentiellement de la structure thermique des zones de subduction et en particulier de la distribution de la température entre la plaque plongeante et le manteau sus-jacent. Ainsi, l'abondance et l'intensité des séismes au niveau du plan de Benioff ont amené de nombreux auteurs à considérer les forces de friction à la limite croûte océanique - manteau comme la source de chaleur permettant d'initier la fusion de la plaque subductée (Oxburgh et Turcotte, 1970 ; Toksöz et al., 1971). Griggs (1972) ou Andrews et Slepp (1974) pensent au contraire que la quantité de chaleur libérée par ce procédé est faible; ils préfèrent attribuer la fusion de la croûte océanique à une élévation de température induite par les courants de convection qui peuvent affecter le manteau supérieur. Enfin, Anderson et al. (1978) déclarent que les réactions endothermiques de déshydratation de la plaque subductée limitent le réchauffement de cette dernière et que l'eau ainsi libérée, diminue considérablement les forces de friction à l'interface croûte - manteau; ces auteurs suggèrent par conséquent que la température nécessaire à la fusion de la croûte océanique n'est atteinte qu'à des profondeurs largement supérieures à 150 km. En ce qui concerne la température du manteau supérieur sus-jacent à la plaque plongeante, elle est également difficile à évaluer et dépend essentiellement de la présence ou non de mouvements convectifs ainsi que de la nature sub-océanique ou sub-continentale de ce manteau (Jordan, 1978).

En l'absence de données plus précises portant sur l'évolution thermique des zones de subduction, il paraît donc impossible de localiser avec certitude les différents sites susceptibles de produire les magmas orogéniques. C'est la raison pour laquelle Wyllie (1983) est amené à tester quatre modèles intégrant toutes les possibilités en fonction de la température de la croûte océanique et du manteau.

B - Régime thermique des zones de subduction.

1°) Croûte océanique chaude - manteau froid.

Ce premier modèle implique la non participation du manteau supérieur à la genèse des magmas et seule une fusion partielle de la croûte océanique subductée peut être envisagée (Fig. 65). Dans un

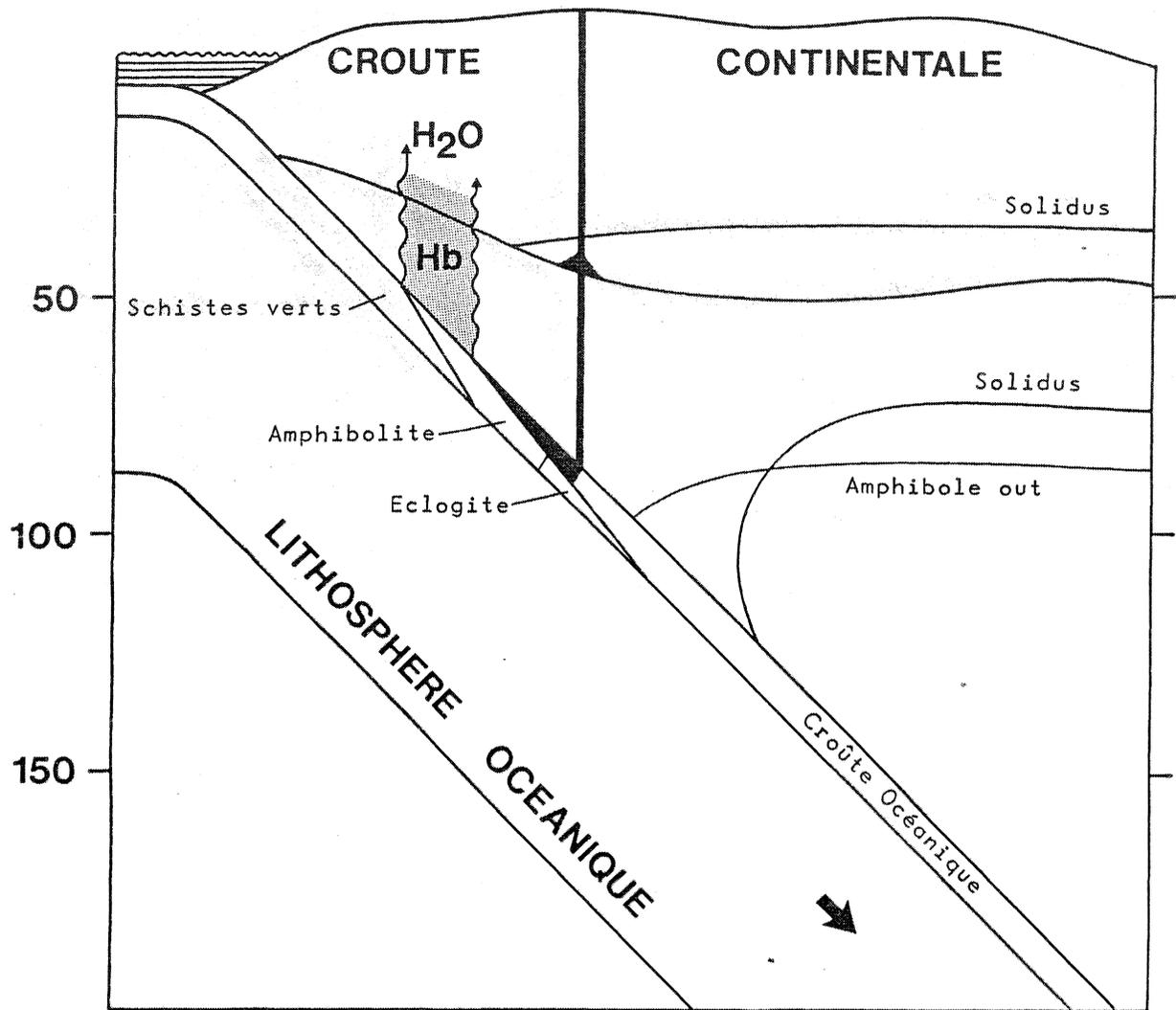


Figure 65 : Modèle thermique "croûte océanique chaude - manteau froid" dans les zones de subduction (d'après Wyllie, 1983).

- Production de magma
- ▨ Amphibole métasomatique

premier temps, il y a déshydratation de la plaque plongeante au niveau de la zone transitionnelle entre le faciès "schiste vert" et le faciès "amphibolite"; au cours de leur remontée vers la surface, les fluides libérés provoquent alors le développement d'une amphibole métasomatique dans le manteau puis une rétro-morphose des paragenèses de haute pression (faciès "granulite") dans la croûte continentale inférieure. Dans un deuxième temps, des magmas andésito-dacitiques sont produits à des profondeurs d'environ 100 km; ils traversent le manteau sus-jacent et, après une assimilation éventuelle de composants crustaux, atteignent leur niveau de mise en place. En fait, il a déjà été démontré (cf. paragraphe II) que des liquides ainsi obtenus, en équilibre avec un résidu éclogitique retenant les terres rares lourdes, ne présentent en aucun cas les caractères géochimiques de la plupart des roches calco-alcalines. Une telle hypothèse ne peut donc être retenue.

2^o) Croûte océanique chaude - manteau chaud.

Dans ce cas, comme dans le modèle précédent, le processus débute par une déshydratation partielle de la plaque plongeante à une profondeur d'environ 50 à 70 km (Fig. 66). Il y a ensuite production d'un liquide de composition intermédiaire à acide à partir d'un faible taux de fusion de la croûte océanique subductée dans le faciès "éclogite". Selon Ringwood (1974) ou selon les travaux expérimentaux de Sekine et Wyllie (1982, 1983), ce liquide primaire réagit au contact du manteau supérieur pour donner des corps de pyroxénite à grenat enrichis en divers éléments en traces dont les terres rares légères; moins denses que la péridotite environnante, ces derniers vont alors, au cours de leur remontée sous forme de diapirs, être soumis à une fusion partielle génératrice des magmas calco-alcalins. Compte tenu de la complexité d'un tel phénomène, il est actuellement impossible de le tester à partir d'une simple étude géochimique. Cependant, si ce modèle est à priori plausible, en ce qui concerne les magmas calco-alcalins, il semble plus difficile à invoquer dans le cas des magmas tholéitiques; ces derniers, généralement peu enrichis en terres rares légères sont en effet incompatibles avec une source mantélique modifiée par l'assimilation de magmas acides dont les spectres de terres rares sont toujours très fractionnés. En fait, Ringwood (1974) réserve cette interprétation aux magmas calco-alcalins et explique la genèse des roches tholéitiques par fusion partielle de péridotite en présence d'eau. Il faut alors concevoir une structure thermique légèrement

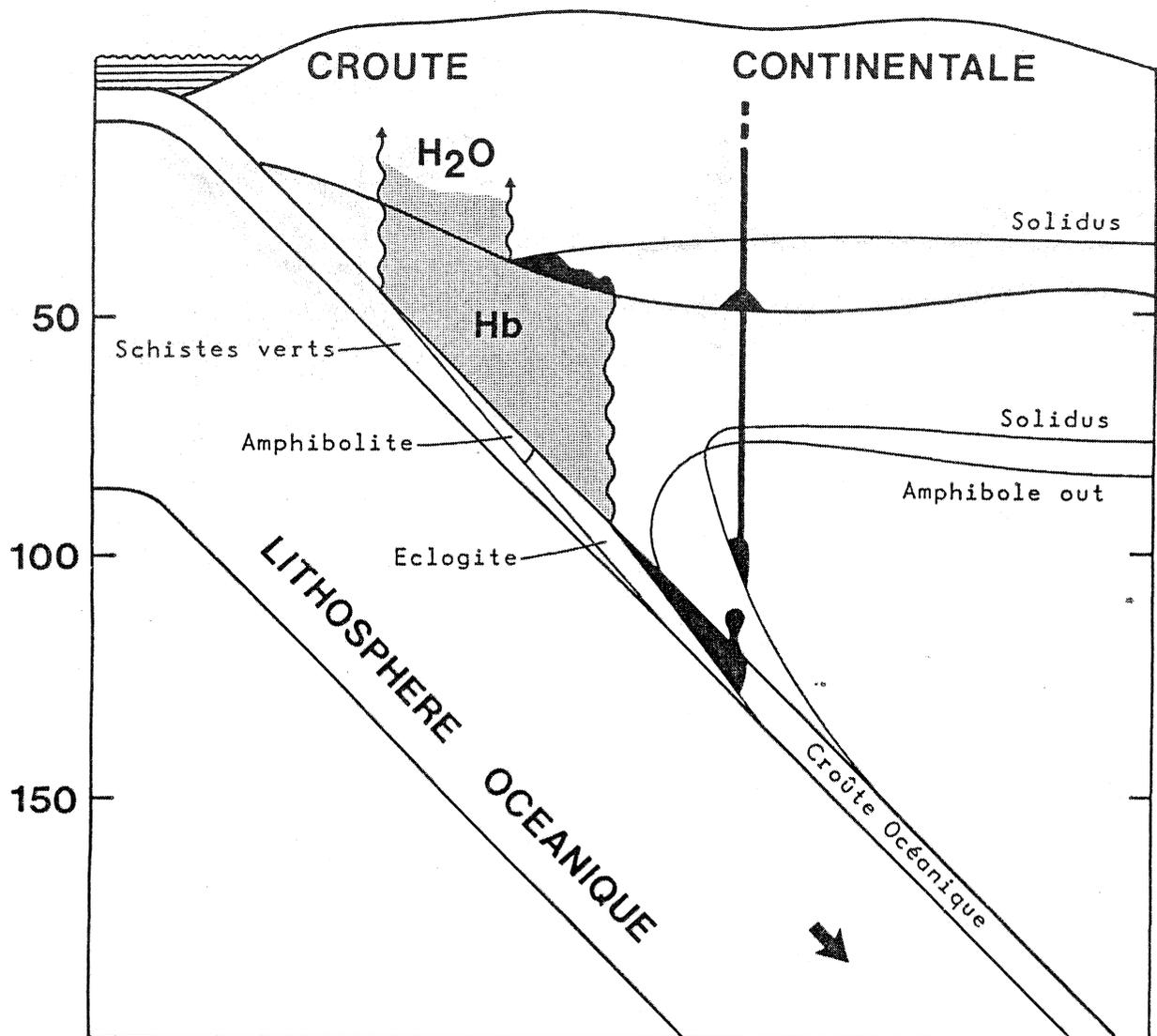


Figure 66 : Modèle thermique "croûte océanique chaude - manteau chaud" des zones de subduction (d'après Wyllie, 1983).

différente de la précédente de sorte que les fluides qui s'échappent de la croûte océanique recoupent le solidus du manteau supérieur (Fig. 67). Le faible fractionnement en terres rares légères des magmas tholéitiques paraît toutefois en contradiction avec une origine à partir d'un manteau hydraté où les fluides provenant de la plaque plongeante sont encore plus enrichis en ces éléments qu'un liquide rhyolitique (Mysen, 1979).

3°) Croûte océanique froide - manteau froid.

Le seul processus autorisé par une telle distribution de la température est la déshydratation de la croûte océanique (Fig. 68). Les fluides alors libérés et enrichis en éléments incompatibles (K, Rb, terres rares légères) traversent le manteau sans atteindre son solidus et provoquent la fusion de la base de la croûte continentale. Compte tenu des modèles géochimiques calculés précédemment (cf. paragraphe III), un tel phénomène peut expliquer la plupart des caractères des magmas calco-alcalins de marge active et en particulier des liquides granodioritiques ayant donné naissance au Batholite Nord-Trégorrois. Mais là encore, l'origine des roches tholéitiques ou même calco-alcalines des arcs insulaires océaniques reste inexpliquée.

4°) Croûte océanique froide - manteau chaud.

Ce modèle diffère du précédent par le fait que les fluides s'échappant de la croûte océanique sont susceptibles d'initier la fusion du manteau déjà réchauffé par des mouvements convectifs (Fig. 69). En provoquant la fusion incongruente de l'orthopyroxène, la vapeur d'eau va d'autre part favoriser la production de liquides hydratés et saturés en silice à partir de la péridotite (cf. paragraphe IV); enfin, la présence de ces fluides devrait permettre l'enrichissement de la source mantélique en éléments hygromagmaphiles (K, Rb, terres rares légères).

Afin de tester cette dernière hypothèse à l'aide des terres rares, on a fait appel à l'équation établie par Mysen (1979) :

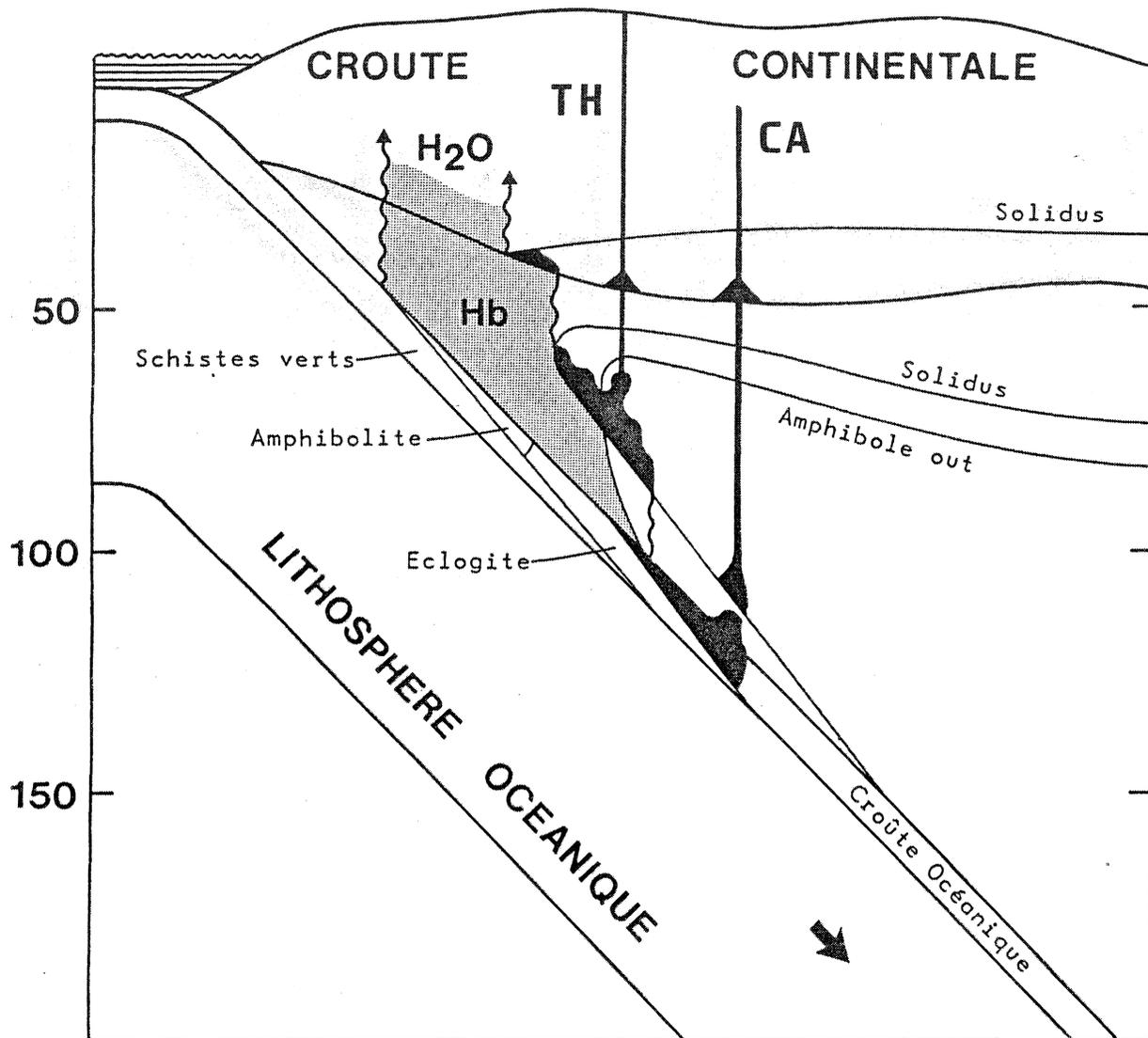


Figure 67 : Modèle thermique "croûte océanique chaude - manteau chaud" des zones de subduction. Ce modèle diffère du précédent par le fait que les fluides libérés par la croûte océanique provoquent la fusion du manteau.

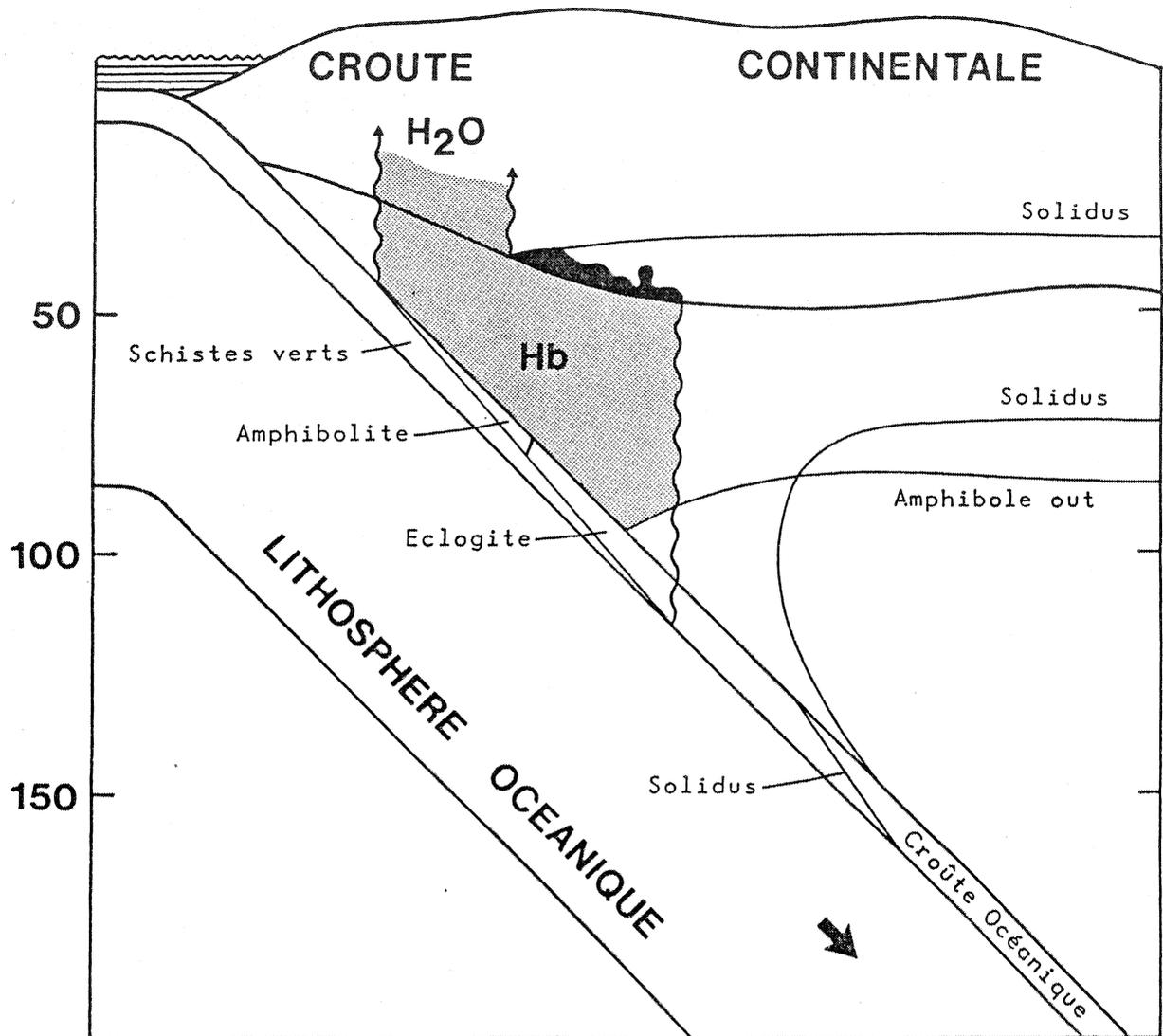


Figure 68 : Modèle thermique "croûte océanique froide - manteau froid" des zones de subduction (d'après Wyllie, 1983).

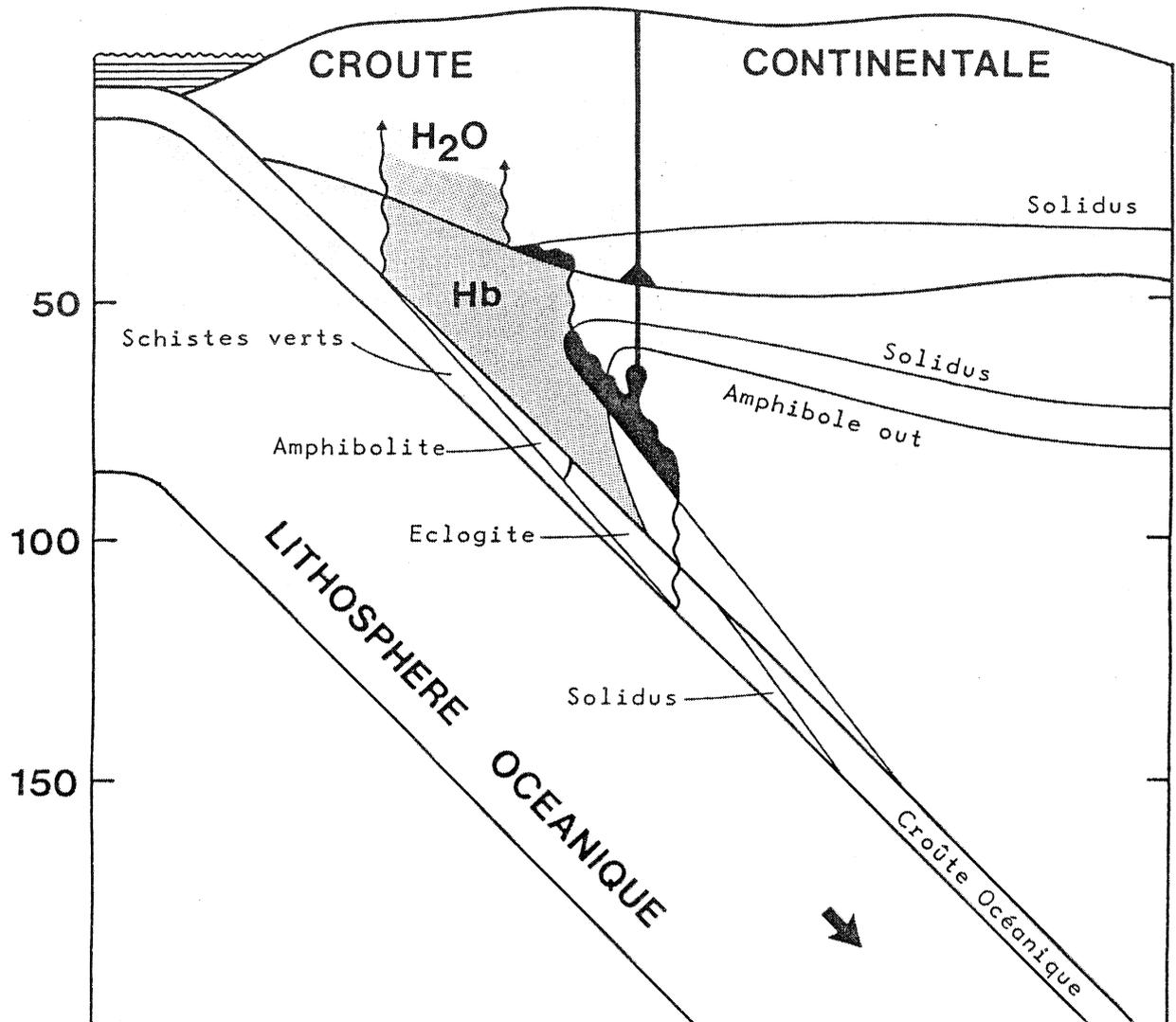


Figure 69 : Modèle thermique "croûte océanique froide - manteau chaud" des zones de subduction (d'après Wyllie, 1983).

$$C_m^M = C_o^M (1 - x_M) + \frac{C_o^S \cdot x_M}{D_s + x_s (1 - D_s)}$$

C_m^M = concentration d'un élément dans la péridotite métasomatisée.

C_o^M = concentration initiale de cet élément dans la péridotite (spectre plat - teneur égale à trois fois celle des chondrites).

C_o^S = concentration initiale dans la croûte océanique (spectre plat - teneur égale à dix fois celle des chondrites).

x_M = fraction de la phase vapeur dans la roche mantélique hôte (taux d'hydratation).

x_s = fraction de la phase vapeur dans la croûte océanique source (taux de déshydratation).

D_s = coefficient de partage global de l'élément considéré entre la croûte océanique et la phase vapeur (Tableau 29).

Un cas est examiné : celui où les fluides libérés à une profondeur de 120 km environ (pression totale de 40 kbars) sont en équilibre aussi bien avec la péridotite qu'avec leur source basaltique (éclogite à quartz). Les volumes des matériaux sont cependant difficiles à évaluer et c'est d'une manière tout à fait arbitraire qu'un taux de déshydratation de 1% (x_s) est fixé pour les calculs; on suppose par ailleurs, compte tenu du mouvement de la plaque plongeante, qu'il y a concentration de ces fluides dans une zone du manteau où la valeur de x_M atteint 2%. A partir d'une source mantélique ainsi modifiée ($La/Yb_N \sim 4$; $Yb_N \sim 4$), il est alors possible de déterminer les caractéristiques des liquides produits par deux types d'assemblages minéralogiques initiaux (cf. paragraphe IV) : on constate (Fig. 70) que si la fusion d'une lherzolite à spinelle ne peut engendrer des magmas suffisamment enrichis en terres rares légères, celle d'une lherzolite à grenat permet par contre d'obtenir des liquides tout à fait comparables aux granitoïdes trégorrois. Il apparaît également qu'une cristallisation fractionnée de 10% à 20% d'olivine à partir des magmas obtenus ne modifie pas le fractionnement des spectres de façon significative et que ce modèle n'implique donc pas obligatoirement la nature primaire des liquides intermédiaires.

Pression totale Minéraux	20 Kbars		30 Kbars		40 Kbars	
	Ga	Cpx	Ga	Cpx	Ga	Cpx
La	0,004	0,03	0,0014	0,012	0,0010	0,006
Yb	2,0	0,05	0,90	0,2	0,55	0,014

Tableau 29 : Coefficients de partage du lanthane et de l'ytterbium entre minéraux et phase vapeur H₂O (Mysen, 1979). Température : 1100°C ; pression : 20, 30 ou 40 kbars.

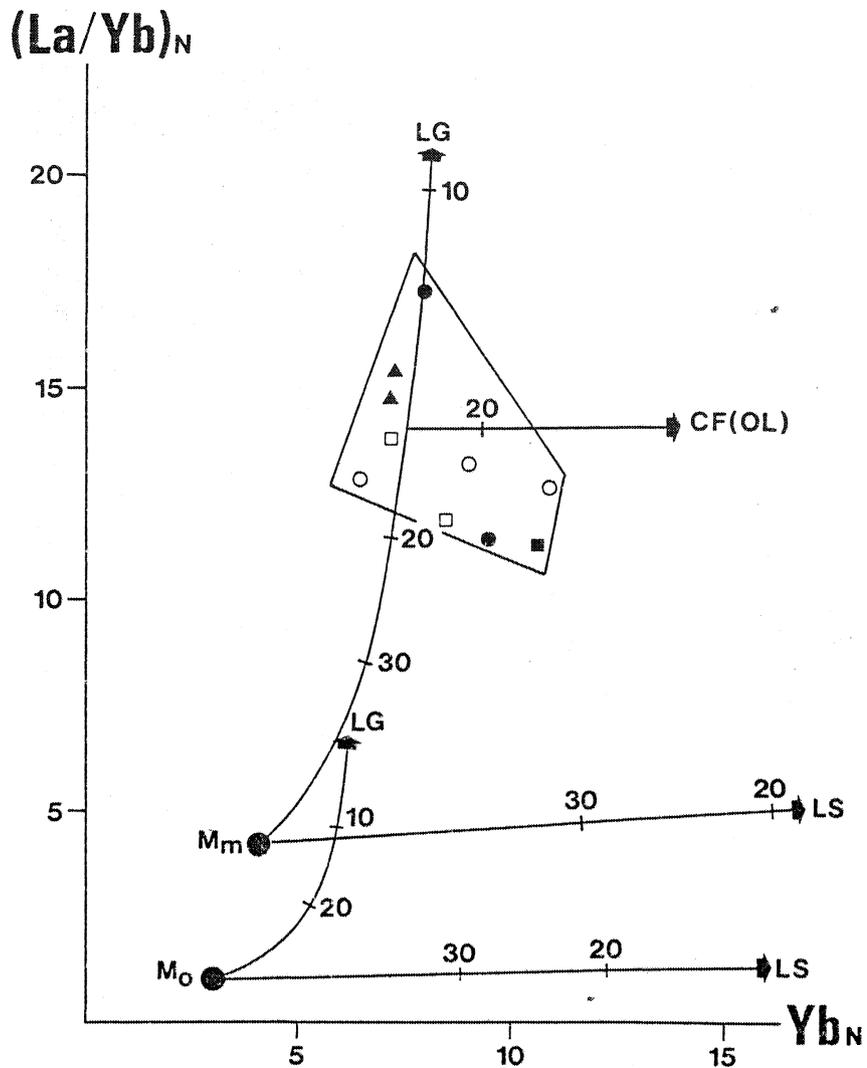


Figure 70 : Diagramme montrant les courbes d'évolution des liquides obtenus par fusion partielle d'un manteau non modifié (Mo) et d'un manteau métasomaté (Mm). Deux types de sources dont la composition minéralogique est donnée dans le tableau 27 sont testés : une lherzolite à grenat (LG) et une lherzolite à spinelle (LS). On constate qu'une fusion de 10 % à 20 % de la lherzolite à grenat peut aboutir à la formation de liquides comparables aux granitoïdes trégorrois. On peut également noter que la cristallisation fractionnée d'olivine n'a aucune influence significative sur le rapport $(La/Yb)_N$ des liquides. (○) : granodiorite de Talberg ; (●) : microgranodiorite de Pleubian ; (▲) : microgranite de Launay ; (■) : granite de Pomelin-Bréhat ; (□) : granite de Port-Blanc.

Une question reste toutefois posée; un tel processus suffit-il à expliquer les variations spatio-temporelles observées au niveau des zones de subduction et en particulier :

- La prédominance du magmatisme tholéitique dans les arcs insulaires immatures ou même dans les régions proximales de la fosse océanique des arcs continentaux. *
- L'importance du magmatisme calco-alcalin dans les marges actives alors que les roches de nature tholéitique y sont subordonnées.
- La polarité géochimique et plus exactement l'augmentation des teneurs en éléments hygromagmaphiles (K, Rb, Ba, terres rares légères) des magmas orogéniques avec l'accroissement de la profondeur du plan de Bénioff.

Etabli par Anderson et al (1978), le modèle thermique considéré ici est en fait basé sur les travaux de Delany et Helgeson (1978) qui montrent la complexité des réactions de déshydratation pouvant intervenir dans des basaltes de type MORB soumis à un métamorphisme prograde (Fig. 71). A partir des données thermodynamiques concernant ces réactions et en estimant la quantité de chaleur dégagée par les forces de friction à l'interface croûte - manteau, Anderson et al. (1978) suggèrent ainsi que la température maximale atteinte dans la croûte océanique à une profondeur de 150 km est bien inférieure à celle du solidus des basaltes. Selon ces auteurs, les réactions endothermiques de déshydratation limitent en effet l'augmentation de la température, mais contribuent également, en libérant les fluides, à diminuer progressivement les forces de friction. Le modèle prédit par conséquent une diminution de la température de la plaque plongeante au cours du temps et indique que l'état d'équilibre n'est atteint qu'après 40 à 50 Ma de subduction (Fig. 72). Les géothermes calculés pour l'interface croûte - manteau montrent par ailleurs que la plupart des réactions invoquées dans la croûte océanique interviennent à des températures comprises entre 400°C et 600°C environ et à des profondeurs (70 - 140 km) tout à fait compatibles avec les données de Gill (1981) en ce qui concerne la position du plan de Bénioff sous les arcs ou sous les marges. Afin de préciser les processus de genèse des magmas orogéniques, trois réactions mettant en jeu la serpentine, la chlorite et le talc ont alors été considérées (Fig. 71 et 73); on cons-

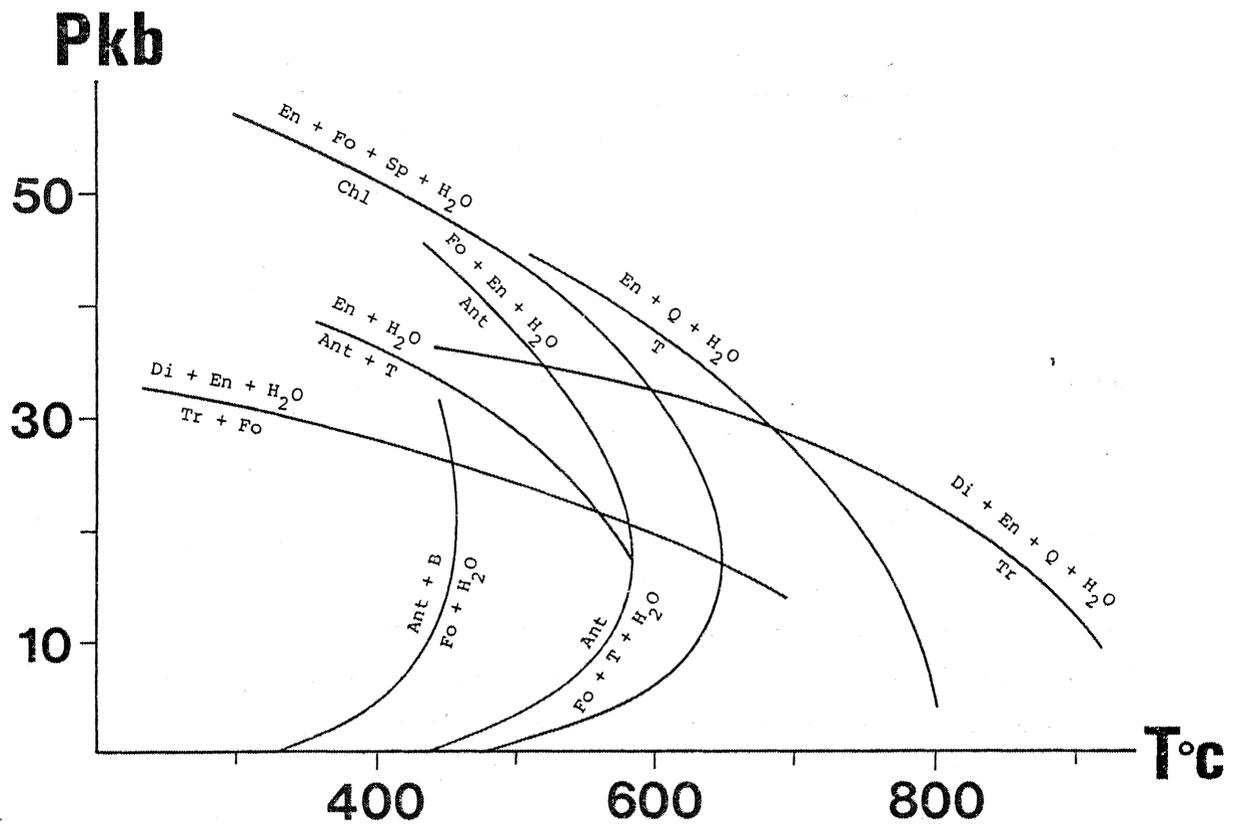


Figure 71 : Principales réactions de déshydratation pouvant intervenir dans les basaltes d'une croûte océanique subductée (d'après Delany et Helgeson, 1978). Abréviations utilisées : En, enstatite ; Fo, forstérite ; Sp, spinelle ; chl, chlorite ; Q, quartz ; T, talc ; Tr, trémolite ; Di, diopside ; Ant, antigorite ; B, brucite.

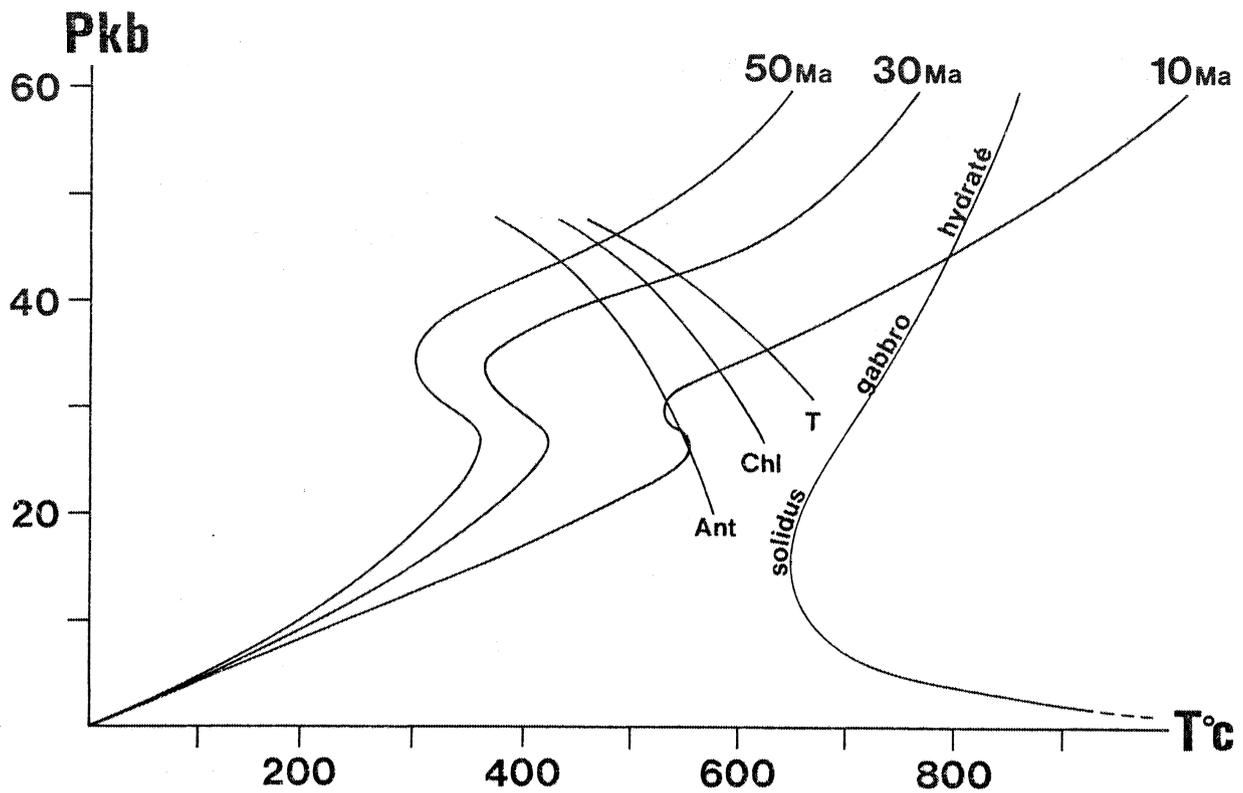


Figure 72 : Géothermes à l'interface entre croûte océanique subductée et manteau supérieur après 10 Ma, 30 Ma et 50 Ma de subduction (d'après Anderson et al., 1978). Les courbes correspondant aux réactions de déshydratation de l'antigorite, de la chlorite et du talc sont également figurées sur ce diagramme.

tate que la profondeur à laquelle ces minéraux sont détruits croît au cours du temps et que les fluides ainsi libérés vont initier la fusion du manteau sus-jacent à des niveaux de plus en plus éloignés de la fosse océanique. Un tel modèle permet donc de rendre compte de la migration temporelle du magmatisme, phénomène fréquemment observé dans les zones de convergence de plaques. Il apparaît d'autre part que la valeur des coefficients de partage déterminés expérimentalement par Mysen (1979) entre les minéraux constitutifs de la croûte océanique subductée (clinopyroxène - grenat) et la phase vapeur coexistante diminue à pression croissante (Tableau 29) ainsi qu'avec la proportion de plus en plus importante de grenat dans le résidu éclogitique. Il est donc raisonnable d'envisager une augmentation de la teneur en éléments incompatibles des fluides avec la profondeur de la croûte déshydratée ce qui conduit à considérer des régions du manteau d'autant plus enrichies en ces éléments qu'elles sont éloignées de la fosse. Egalement de plus en plus profondes, les zones de manteau ainsi métasomatisées sont en outre caractérisées par des assemblages minéralogiques dans lesquels le grenat remplace progressivement le spinelle. On peut alors envisager, en accord avec les calculs effectués précédemment (Fig. 70 et 73) :

- dans un premier temps, et en avant de l'arc, la fusion d'une lherzolite à spinelle faiblement enrichie en éléments incompatibles et permettant d'obtenir des liquides tholeitiques peu fractionnés en terres rares.
- dans un deuxième temps, et en arrière de l'arc, la fusion d'une lherzolite à grenat possédant des teneurs importantes en éléments hygromagmaphiles et conduisant aux magmas calco-alcalins.

Enfin, il est possible d'expliquer l'absence de séries tholéitiques dans les marges actives par le fait que la température du manteau sous-continentale dans les régions proches de la fosse n'est pas suffisante pour permettre la fusion, même en présence d'eau, du matériel lherzolitique. Les fluides alors libérés par la déshydratation de la croûte océanique à faible profondeur ne recoupent plus le solidus hydraté de la périclase et provoquent simplement la formation d'une amphibole métasomatique.

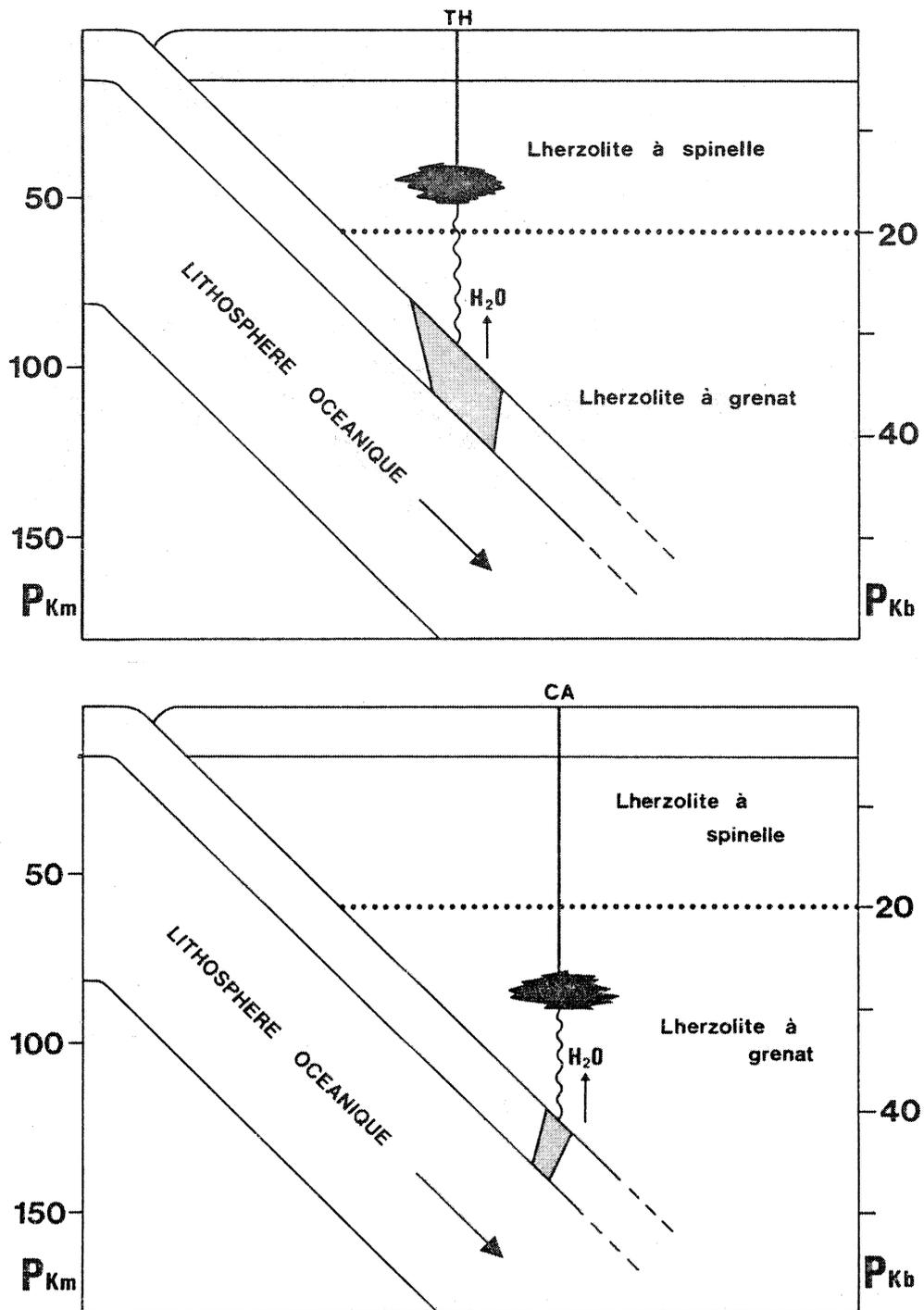


Figure 73 : Schémas interprétatifs illustrant la genèse des magmas tholéitiques (TH) et calco-alcalins (CA) dans les zones de subduction. Les domaines figurés en gris correspondent aux réactions de déshydratation de la serpentine, de la chlorite et du talc.

Premier schéma : après 10 Ma de subduction

Deuxième schéma : après 30 Ma de subduction

VI - CONCLUSIONS.

L'étude des granitoïdes calco-alcalins trégorrois permet de fixer un certain nombre de contraintes en ce qui concerne l'origine des magmas :

- La géochimie isotopique du strontium ainsi que les caractères pétrographiques de ces granitoïdes illustrent le rôle essentiellement passif du socle pentévrien granito-gneissique connu à l'affleurement. Seule une contamination crustale relativement faible des magmas d'origine profonde peut être envisagée.
- La fusion de la croûte océanique en voie de subduction et portée successivement dans le faciès "amphibolite" puis "éclogite" ne permet en aucun cas de rendre compte de la teneur en éléments en traces des granitoïdes trégorrois; indépendamment des taux de fusion choisis et quels que soient les coefficients de partage utilisés dans les modèles, l'enrichissement en terres rares légères qui caractérise ces granitoïdes n'est en effet jamais atteint.
- La fusion du manteau supérieur (lherzolite à spinelle ou à grenat), suivie ou non d'une cristallisation fractionnée au sein des liquides ainsi produits, est également un processus qui ne peut être retenu pour les mêmes raisons que précédemment.
- La seule réponse satisfaisante permettant d'intégrer l'ensemble des données géochimiques est fournie, par la fusion, en présence d'eau, d'un manteau supérieur lherzolitique préalablement enrichi en éléments hygromagmaphiles (K, Rb, LREE) par les fluides s'échappant de la plaque océanique plongeante. Mais c'est au cours de la remontée des magmas primaires ainsi obtenus que la cristallisation fractionnée d'olivine et de spinelle peut permettre d'aboutir véritablement aux liquides granodioritiques trégorrois. En fait, bien qu'un tel modèle puisse expliquer la plupart des magmatismes orogéniques, tant en domaine océanique (arc insulaire immature) qu'en domaine continental (marge active), il n'est pas possible d'écarter totalement une dernière hypothèse : la fusion d'une source infracrustale de nature basaltique soumise à un métamorphisme granulitique ou amphibolitique et métasomatisée par les fluides provenant de la croûte océanique subductée.

CONCLUSIONS GENERALES

Après avoir défini, tant d'un point de vue pétrographique que géochimique, les principaux granitoïdes du massif de Perros-Guirec - Bréhat, leur tendance évolutive globale a été précisée. Le tempérament calco-alcalin de ce complexe, ses caractères géochimiques et son analogie avec les grands ensembles plutoniques et volcaniques des contextes orogéniques anciens ou actuels, sont autant d'arguments qui permettent de situer sa genèse dans le cadre d'une subduction.

Il s'est alors agi d'expliquer les relations spatio-temporelles existant entre les différents faciès. Les résultats obtenus montrent en particulier que plusieurs magmas sub-contemporains et affectés à des degrés variés par des processus de cristallisation fractionnée, sont à l'origine du batholite. Les mécanismes de cette cristallisation ont été établis; il apparaît que c'est essentiellement le fractionnement des minéraux opaques, du plagioclase, de l'amphibole puis de la biotite qui a abouti, à partir de magmas parents granodioritiques, à la diversité des types pétrographiques rencontrés. Complétant ces observations, la séquence d'apparition des minéraux et la composition chimique des phases ferromagnésiennes ont été utilisées, par comparaison avec des travaux expérimentaux, dans le but d'estimer les conditions thermodynamiques ayant présidé

à la cristallisation : pression totale peu élevée (~ 2 kbars), température d'environ 1100°C au liquidus, teneur en eau importante et fugacité d'oxygène supérieure au tampon Ni - NiO.

Enfin, c'est grâce à l'apport de la géochimie isotopique du strontium, de la géochronologie (méthode U-Pb sur zircons) et des terres rares qu'une modélisation sur l'origine de ces granitoïdes a pu être effectuée; elle montre que si la source des magmas trégorrois est vraisemblablement mantélique, la participation crustale est indiscutable. L'hypothèse retenue, qui consiste à invoquer la fusion d'un matériel lherzolitique préalablement enrichi en éléments incompatibles par les fluides provenant de la croûte océanique subductée, a alors permis d'aborder le problème plus général de la genèse des magmas orogéniques, tholéitiques ou calco-alcalins.

Par ailleurs, en ce qui concerne le contexte géodynamique armoricain au Protérozoïque supérieur, deux points méritent d'être signalés.

D'une part, le Batholite Nord-Trégorrois a longtemps été considéré comme l'expression du magmatisme lié à la première phase cadomienne aux environs de 670 Ma (Cogné et Wright, 1980). En fait, l'âge de ce massif, qui vient d'être précisé à $615 \pm 17 - 10$ Ma au cours de ce travail, permet d'exclure une telle hypothèse; il tendrait plutôt à montrer, en accord avec les données récentes de la structurologie (Rabu et al., 1983; Balé et Brun, 1983), qu'au point de vue magmatique, une seule phase cadomienne majeure peut être reconnue.

D'autre part, les caractères pétrographiques et géochimiques des granitoïdes cadomiens des régions nord-armoricaines (cf. chapitre VI) permettent d'opposer deux domaines magmatiques principaux :

- Au Nord-Ouest, le domaine domnonéen est le siège de la mise en place de magmas juvéniles d'origine profonde actuellement représentés par le complexe pluto-volcanique trégorrois ou par l'intrusion gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux pour ne citer que deux exemples. Le rôle essentiellement passif du socle gneissique pentévrien (2000 Ma) apparaît donc à l'évidence.
- Au Sud-Est, le domaine mancellien montre par contre des granitoïdes (granodiorites, granites, leucogranites) engendrés par l'anatexie d'un socle sialique préexistant, au même titre que le dôme migmatitique de Saint-Malo.

Ces deux domaines sont séparés par une ceinture de roches basiques à ultrabasiques (Formations de Lanvollon et d'Yffiniac) d'affinité tholéitique (Rabu et al., 1983) et récemment interprétées comme les reliques d'un ancien plancher océanique obducté vers le Sud-Ouest (Balé et Brun, 1983).

En accord avec ces derniers auteurs, le schéma suivant peut donc être proposé (Figure 74) :

- Au Nord Ouest, les affleurements de socle pentévrien, reconnus depuis le Trégor jusqu'au Cap de la Hague, délimitent un arc insulaire continental caractérisé par la mise en place de magmas calco-alcalins d'origine profonde à partir d'au moins 620 Ma. Immédiatement en arrière de cet arc, il y a alors ouverture puis fermeture immédiate d'un bassin marginal entre 600 Ma et 590 Ma. La collision qui s'effectue entre l'arc insulaire et le continent "mancellien" provoque l'obduction des séries volcano-sédimentaires océaniques de la Baie de Saint-Brieuc. Le surépaississement crustal qui se développe ainsi peut donc induire l'anatexie du socle sialique et expliquer la formation du dôme migmatitique de Saint-Malo. Quant aux granitoïdes mancelliens, si leur origine crustale ne fait aucun doute, les mécanismes initiateurs de la fusion restent à déterminer. En effet, compte tenu de la faible importance des chevauchements mis en évidence au niveau de la Baie de Saint Brieuc, il ne semble pas possible d'invoquer un surépaississement crustal en arrière de la région de Saint-Malo. Par conséquent, la mise en place de magmas d'origine profonde à la base de la croûte paraît être le seul mécanisme susceptible d'engendrer l'anatexie du socle.

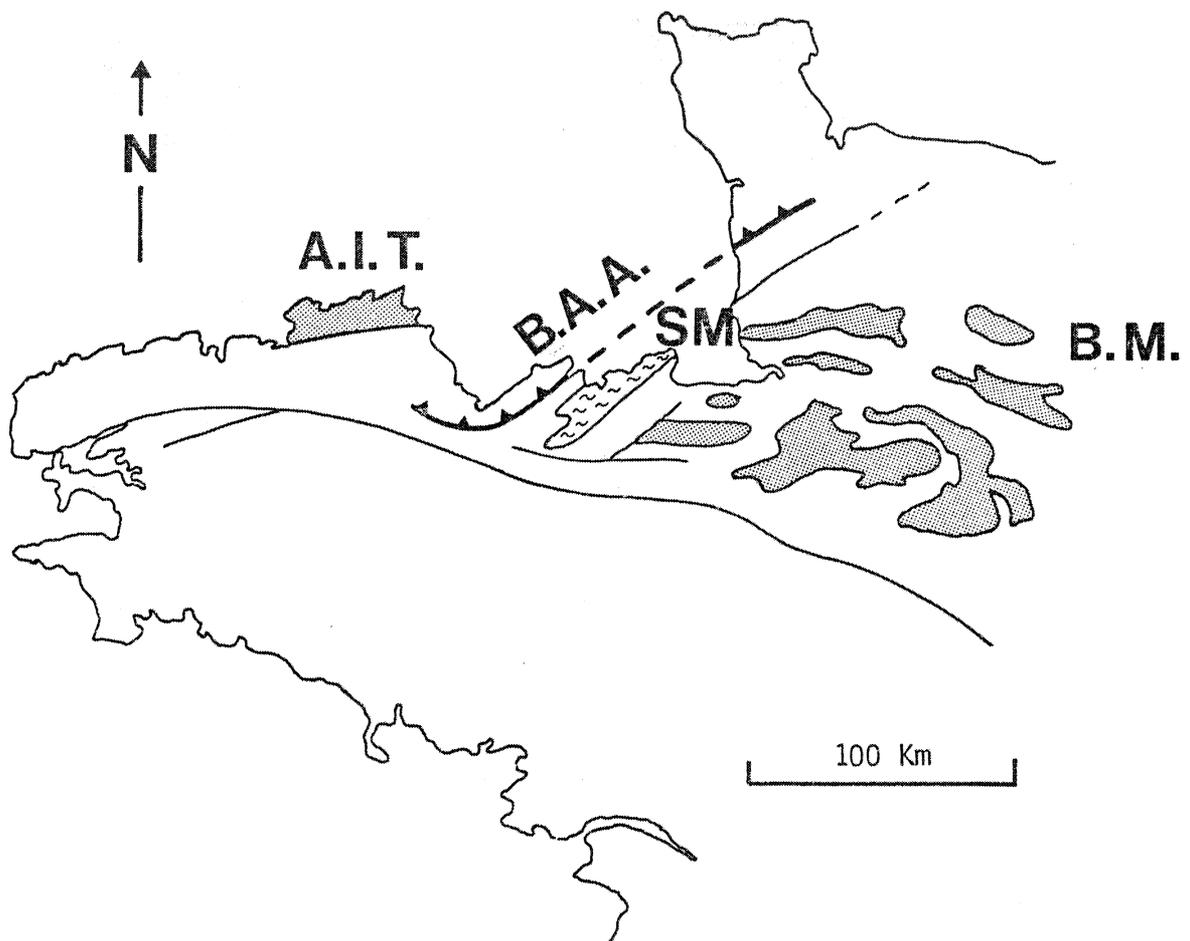


Figure 74 : Reconstitution géodynamique du domaine nord-armoricain du Protérozoïque supérieur. A.I.T., Arc insulaire trégorrois ; SM, migmatites de Saint Malo ; B.M., Batholite Mancellien ; B.A.A., bassin arrière arc (Baie de Saint Briec).

Références Bibliographiques

- ADAMS, C.J.D. (1967) - A Geochronological and related isotopic study of rocks From North Western France and the Channel (United Kingdom). Ph. D. thesis, Oxford, ronéo.
- ALBAREDE, F. (1983) - Limitations thermiques à l'ascension des magmas hydratés. C.R. Acad. Sci. Paris, 296, 1441-1444.
- ALLEN, A.R. (1979) - Metasomatism of a depleted granulite facies terrain in the Arunta Block, Central Australia. I, Geochemical Evidence. Contrib. Mineral. Petrol., 71, 85-98.
- ALLEN, J.C., BOETTCHER, A.L. (1978) - Amphiboles in andesite and basalt. II. Stability as a function of P, T, Fo_2 . Am. Mineral., 63, 1074-1087.
- ALLEN, J.C., BOETTCHER, A.L., MARLAND, G. (1975) - Amphiboles in andesite and basalt. I. Stability as a function of P, T, Fo_2 . Am. Mineral., 60, 1069-1085.
- ANDERSON, A.T. (1976) - Magma mixing. Petrological process and volcanological tool. J. Volc. Geotherm. Res., 1, 3-33.
- ANDERSON, A.T. (1980) - Significance of hornblende in calc-alkaline andesites and basalts. Am. Mineral., 65; 837-851.
- ANDERSON, R.N., DELONG, S.E., SCHWARZ, W.M. (1978) - Thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab. J. Geol., 86, 731-739.
- ANDREW, D.J., SLEEP, N.H. (1974) - Numerical modelling of tectonic flow behind island arcs. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 38, 237-251.
- AOKI, K.I. (1970) - Petrology of kaersutite bearing ultramafic and mafic inclusions in iki island, Japan. Contrib. Mineral. Petrol., 25, 270-283.
- ARNAUD, G. (1980) - L'intrusion gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux (Côtes du Nord). Thèse 3ème cycle, Paris VI, 141 p.

- ARTH, J.G. (1976) - Behavior of trace element during magmatic processes. A summary of theoretical models and their application. *J. Research U.S. Geol. Survey*, 4, 41-47.
- ARTH, J.G., HANSON, G.N. (1975) - Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 325-362.
- ATHERTON, M.P., Mc COURT, W.J., SANDERSON, L.M., TAYLOR, W.P. (1979) - The geochemical character of the segmented Peruvian Coastal Batholith and associated volcanics. In Atherton et Tarney (Ed.), *Origin of granite batholiths. Geochemical evidence*, Shiva, 148p.
- AUVRAY, B. (1972 a) - Les subdivisions majeures des volcanites du Trégor (Bretagne septentrionale). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274, 1788-1791.
- AUVRAY, B. (1972 b) - Les accidents tectoniques majeurs du Trégor. Age et signification. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274, 2940-2943.
- AUVRAY, B. (1974) - Les manifestations magmatiques acides du Cambrien dans le Nord de la Bretagne (Trégor). 2ème R.A.S.T., Pont à Mousson, p. 22.
- AUVRAY, B. (1975) - Relation entre plutonisme acide et volcanisme ignimbritique; exemple des manifestations magmatiques cambriennes du Nord de la Bretagne. *Pétrologie*, I, 125-138.
- AUVRAY, B. (1979) - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricaïn. Thèse, Rennes, 681 p.
- AUVRAY, B., VIDAL, Ph. (1973) - Chronologie des événements géologiques dans le Trégor (Bretagne Septentrionale). 1ère R.A.S.T., Paris, p. 54.
- AUVRAY, B., MAILLET, P. (1977) - Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, XIX, 5, 953-958.
- AUVRAY, B., LEFORT, J.P. (1979) - Evolution géodynamique du Massif Armoricaïn au Protérozoïque supérieur. Communication orale et résumé. In *J. Geol. Soc. London*, 137, 2, (1980).
- AUVRAY, B., CHARLOT, R., VIDAL, Ph. (1980 a) - Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricaïn (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, 17, 532-538.

- AUVRAY, B., MACE, J., VIDAL, Ph., VAN DER VOO, R. (1980 b) - Rb-Sr dating of the Plouezec volcanics, N Brittany. Implications for the age of red beds (Séries rouges) in the northern Armorican Massif. *J. Geol. Soc.*, 137, 207-210.
- BAGBY, W.C., CAMERON, K.L., CAMERON, M. (1981) - Contrasting evolution of calc-alkalic volcanic and plutonic rocks of Western Chihuahua, Mexico. *J. Geophys. Res.*, 86, 10402-10410.
- BAILEY, J.C. (1981) - Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chem. Geol.*, 32, 139-154.
- BALE, P., BRUN, J.P. (1983) - Les chevauchements cadomiens de la Baie de Saint Brieuc (Massif Armorican). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 297, 359-362.
- BARAZANGI, M., ISACKS, B. (1976) - Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- BARBERI, F., BIZOUARD, H., VARET, J. (1971) - Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33, 93-107.
- BARRIERE, M. (1976) - Architecture et dynamisme du complexe éruptif centré de Ploumanac'h (Bretagne). *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, 1, 247-295.
- BARRIERE, M. (1977) - Le massif de Ploumanac'h (Massif Armorican). Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique sub-alkaline tardi-orogénique. Thèse, Brest, ronéo, 219 p.
- BARROIS, Ch. (1881) - Etudes de M. Charles Whitman Cross sur des roches de Bretagne (Analyse de M. Charles Barrois). *Ann. Soc. Geol. Nord*, VIII, 1-29.
- BARROIS, Ch. (1884) - Observations sur la constitution géologique de la Bretagne. *Ann. Soc. Geol. Nord*, XI, 278-285.
- BARROIS, Ch. (1888) - Observations sur la constitution géologique de l'Ouest de la Bretagne. *Ann. Soc. Geol. Nord*, XVI, 1-11.

- BARROIS, Ch. (1897) - Des divisions géographiques de la Bretagne. Ann. Géogr., VI, 23-44.
- BARROIS, Ch. (1898 a) - Sur le gisement de roches cristallines anciennes du Massif de Paimpol. Ann. Soc. Geol. Nord, XXVII, 22-29.
- BARROIS, Ch. (1898 b) - Sur le gisement des roches cristallines anciennes du Massif de Paimpol (2ème note). Ann. Soc. Geol. Nord, XXVII, 265-267.
- BARROIS, Ch. (1899 a) - Feuille de Tréguier. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., X, 62, 37-41.
- BARROIS, Ch. (1899 b) - Feuille de Tréguier. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., X, 69, 479-482.
- BARROIS, Ch. (1908 a) - Légende de la feuille de Tréguier (n° 42 de la carte géologique de France au 1/80.000). Ann. Soc. Géol. Nord, XXXVII, 111-130.
- BARROIS, Ch. (1908 b) - Légende de la feuille de Lannion (n° 41 de la carte géologique de France au 1/80.000). Ann. Soc. Geol. Nord, XXXVII, 205-227.
- BARROIS, Ch. (1930) - Les grandes lignes de la Bretagne. Soc. Géol. Fr., livre jubilaire, I, 83-100.
- BARROIS, Ch. (1932) - Observation sur la constitution géologique du Cap Fréhel. Ann. Soc. Géol. Nord, LVII, 207-238.
- BARROIS, Ch. (1934) - Observations sur la carte géologique de Saint Brieuc. Ann. Soc. Géol. Nord, LIX, 224-243.
- BATEMAN, P.C., CHAPPEL, B.W. (1979) - Crystallization, fractionation and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California. Geol. Soc. Am. Bull., 90, 465-482.
- BECKINSALE, R.D. (1979) - Granite magmatism in the tin belt of South-east Asia. In Atherton et Tarney (Ed.), Origin of granite batholiths - Geochemical evidence, Shiva, 148 p.
- BEST, M.G., MERCY, E.L.P. (1967) - Composition and crystallization of mafic minerals in the Guadeloupe igneous complex, California. Am. Mineral., 52, 436-474.
- BOYD, F.R., NIXON, P.H. (1972) - Ultramafic nodules from the Thaba Putsoa kimberlite pipe. Carnegie Inst. Wash. Yearb., 71 362-372.

- BRIQUEU, L., LANCELOT, J.R. (1979) - Rb-Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks - Earth Planet Sci. Lett., 43, 385-396.
- BUDDINGTON, A.F., LINDSLEY, D.H. (1964) - Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. J. Petrol., 5, 2, 310-357.
- BURNHAM, C.W. (1979) - Magmas and hydrothermal fluids. In Barnes (Ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Wiley Interscience, New York, 71-137.
- CALVEZ, J.Y. (1976) - Comportement des systèmes uranium-plomb et rubidium-strontium dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan. Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 74 p.
- CALVEZ, J.Y., VIDAL, Ph. (1978) - Two billion year old relicts in the Hercynian belt of Western Europe. Contrib. Mineral. Petrol., 65, 395-399.
- CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J., VERHOOGEN, J. (1974) - Igneous petrology. Mc Graw Hill Book Company, 739 p.
- CAWTHORN, R.G., COLLERSON, K.D. (1974) : The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. Am. Mineral., 59, 1203-1208.
- CHAPPEL, B.W. (1978) - Granitoids from the Moonbi District, New England Batholith, Eastern Australia. J. Geol. Soc. Austr., 25, 267-283.
- CHAPPEL, B.W., WHITE, A.J.R. (1974) - Two contrasting granite types. Pacific Geol. 8, 173-174.
- CHARLOT, R. (1978) - Caractérisation des événements éburnéens et pan-africains dans l'Anti-Atlas marocain : apport de la méthode géochronologique Rb-Sr. Thèse, Rennes, ronéo, 220 p.
- COCHERIE, A. (1978) - Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. Thèse 3ème cycle, Rennes, 207 p.
- COGNÉ, J. (1974) - Le Massif Armoricaïn. In Debelmas, Géologie de la France, Doin, vol.1, 105-161.

- COGNÉ, J., WRIGHT, A.E. (1980) - L'orogène cadomien; vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale, et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin. In *Géologie de l'Europe*, 26ème Congrès Géol. Int., 29-55.
- CONDIE, K.C., POTTS, M.J. (1969) - Calcalkaline volcanism and the thickness of the early precambrian crust in North America. *Can. J. Earth Sci.*, 6, 1179-1184.
- CONVERT, J. (1981) - Les granulites à orthopyroxène de Laponie (Finlande et Norvège). *Pétrologie et géochimie*. Thèse 3ème cycle, Rennes, 181 p.
- COSTESEQUE, P., DANDURAND, J.L., FORTUNE, J.P., GOUT, R., GREZES-BESSET, R., MOUYSSET-ESPAGNE, M., SCHOTT, J., TOLLON, F. (1979) - Etude des mécanismes de transport sélectif de matière par effet thermogravitationnel dans les roches considérées comme milieu poreux. *Mémoire Sci. Geol.*, 53, 87-94.
- COULON, C., THORPE, R.S. (1981) - Role of continental crust in petrogenesis of orogenic volcanic associations. *Tectonophysics*, 77, 79-93.
- COX, K.G., BELL, J.D., PANKHURST, R.J. (1979) - The interpretation of igneous rocks. Allen et Unwin, London, 450 p.
- CZAMANSKE, G.K., WONES, D.R. (1973) - Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway; part 2, the mafic silicates. *J. Petrol.*, 14, 349-380.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1965) - Rock forming minerals. Longmans, London, 5 vol.
- DELANY, J.M., HELGESON, H.C. (1978) - Calculation of the thermodynamic consequences of dehydration in subducting oceanic crust 100 kb and > 800 C. *Am. J. Sci.*, 278, 638-686.
- DELATTRE, Ch., JEREMINE, E., LAFFITE, P., PRUVOST, P., SANDREA, A. (1952) Révisions des feuilles de Lannion, Morlaix et Tréguier au 80.000ème. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, XLIX, 232, 39-60.

- DE PAOLO, D.J. (1981) - Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 189-202.
- DEVORE, G.W. (1983) - The influence of submarine weathering of basalts on their partial melting during subduction. *Lithos*, 16, 203-213.
- DICKINSON, W.R. (1968) - Circum Pacific andesite types. *J. Geophys. Res.*, 73, 2261-2269;
- DICKINSON, W.R. (1970) - Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc trench tectonics. *Rev. Geophys. Space Phys., U.S.A.*, 8, 813-860.
- DICKINSON, W.R. (1975) - Potash-Depth (K-h) relations in continental margin and intra-ocean magmatic arcs. *Geology*, 3, 53-56.
- DICKINSON, W.R., HATHERTON, T. (1967) - Andesite volcanism and seismicity around the Pacific. *Science*, 157, 801-803.
- DIDIER, J. (1973) - Granites and their enclaves. *Developments in petrology*. Amsterdam, Elsevier ed., 393 p.
- DIDIER, J. (1983) - Indications génétiques fournies par la distribution des principaux types d'enclaves dans les granitoïdes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, 765-767.
- DIDIER, J., DUTHOU, J.L., LAMEYRE, J. (1982) - Mantle and crustal granites. Genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 14, 125-132.
- DODGE, F.C.W., PAPIKE, J.J., MAYS, R.E. (1968) - Hornblendes from granitic rocks of the central Sierra Nevada Batholith, California. *J. Petrol.*, 9, 378-410.
- DOSTAL, J., DUPUY, C., LEFEVRE, C. (1977) - Rare earth distribution in Plio quaternary volcanic rocks from southern Peru. *Lithos*, 10, 173-183.
- DOWTY, E. (1980) - Synneusis reconsidered. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 75-84.
- DUFRESNOY, A., ELIE DE BEAUMONT, L. (1841) - Explication de la carte géologique de France. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, I, 176-239.

- EDWARDS, A.C. (1976) - A comparison of the methods for calculating Fe^{3+} contents of clinopyroxenes from microprobe analysis. *Neues Jb. Miner. Mh.*, 11, 508-512.
- EGGLER, D.H. (1972 a) - Amphibole stability in H_2O undersaturated calc-alkaline melts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 15, 28-34.
- EGGLER, D.H. (1972 b) - 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.
- EGGLER, D.H., BURNHAM, C.W. (1973) - Crystallization and fractionation trends in the system andesite - H_2O - CO_2 - O_2 at pressures to 10 kb. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2517-2532.
- EICHELBERGER, J.C. (1975) - Origin of andesite and dacite. Evidence of mixing at Glass Mountain in California and at other Circum Pacific volcanoes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 1381-1391.
- EICHELBERGER, J.C. (1978) - Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature*, 275, 21-27.
- EWART, A. (1976) - Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas. Some statistics and implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 417-432.
- FERGUSON, J., SHERATON, J.W. (1979) - Petrogenesis of kimberlitic rocks and associated xenoliths of Southeastern Australia. In Boyd (Ed.), *Kimberlites, diatremes and diamonds. Their geology, petrology and geochemistry*, 140-160.
- FODOR, R.V. (1971) - Fe content in pyroxenes from a calc-alkalic volcanic suite, New-Mexico, USA. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 11, 385-390.
- FOURCADE, S., ALLEGRE, C.J. (1981) - Trace element behavior in granite genesis : a case study. The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 177-195.
- FOURCY, E. (de) (1844) - Explication de la carte géologique des Côtes du Nord. Imprimerie De Fain et Thunet, Paris, 172 p.
- FUDALI, R.F. (1965) - Oxygen fugacities of basaltic and andesite magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 1063-1075.

- GAMBLE, R.P., TAYLOR, L.A. (1980) - Crystal/liquid partitioning in augite. Effects of cooling rate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, 21-33.
- GIBB, F.G.F. (1973) - The zoned pyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland. *J. Petrol.*, 14, 203-230.
- GILL, J.B. (1978) - Role of trace element partition coefficients in models of andesite genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 709-724.
- GILL, J.B. (1981) - Orogenic andesites and plate tectonics. In *Minerals and rocks*, 16, Heidelberg (Ed.), New York, 390 p.
- GREEN, D.H. (1973) - Experimental melting studies on a model upper-mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 37-53.
- GREEN, D.H. (1976) - Experimental testing of equilibrium partial melting of peridotite under water-saturated, high pressure conditions. *Can. Mineral.*, 14, 255-268.
- GREEN, T.H. (1972) - Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high pressure hydrous conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 150-166.
- GREEN, T.H. (1980) - Island arc and continents-building magmatism. A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 63, 367-385.
- GREEN, T.H., RINGWOOD, A.E. (1968) - Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, 105-162.
- GRIGGS, D.T. (1972) - The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes. In Robertson, Hays and Knopoff (Ed.), *The Nature of the Solid Earth*, Mc Graw Hill, 361-384.
- HAMM, H.M., VIETEN, K. (1971) - Zur Berechnung der kristallchemischen Formel und des Fe^{3+} Gehaltes von Klinopyroxenen aus Elektronenstrahl-Mikroanalysen. *Neues Jb. Mineral. Mh.*, 7, 310-314.
- HANSON, G.N. (1978) - The application of trace element to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 26-43.

- X HANSON, G.N. (1980) - Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8, 371-406.
- HARKER, A. (1909) - The natural history of igneous rocks. New York, Macmillan.
- HARRY, W.T. (1950) - Aluminium replacing silicon in some silicate lattices. *Min. Mag.*, 29, 142-149.
- HART, R.A. (1976) - Chemical variance in deep ocean basalts. Initial Rep. DSDP, 34, 301-336.
- HART, S.R., DAVIS, K.E. (1978) - Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 203-219.
- HATHERTON, T., DICKINSON, W.R. (1968) - Andesitic volcanism and seismicity in New Zealand. *J. Geophys. Res.*, 73, 4615-4619.
- HATHERTON, T., DICKINSON, W.R. (1969) - The relationship between andesite volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and other island arcs. *J. Geophys. Res.*, 74, 5301-5310.
- HELZ, R.T. (1973) - Phase relations of basalts in their melting range of $\text{PH}_2\text{O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity. Part I, mafic phases. *J. Petrol.*, 14, 249-302.
- HELZ, R.T. (1982) - Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks. In *Mineral. Soc. Am., Reviews in Mineralogy. Amphiboles : Petrology and Experimental Phases Relations*, Veblen and Ribbe (Ed.), vol.9B, 279-346.
- HENDERSON, P. (1982) - Inorganic geochemistry. Pergamon press., 353 p.
- HINE, R., WILLIAM, I.S., CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R. (1978) - Contrasts between I and S type granitoides of the Kosciusko batholith. *J. Geol. Soc. Austr.*, 25, 219-234.
- HOLLOWAY, J.R., BURNHAM, C.W. (1972) - Melting relations of basalt with equilibrium water pressures less than total pressure. *J. Petrol.*, 73, 1-29.
- ISHIHARA, S. (1977) - The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. *Mining Geol.*, 27, 293-305.

- JAKES, P., WHITE, A.J.R. (1971) - Composition of island arcs and continental growth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 224-230.
- JAKES, P., WHITE, A.J.R. (1972 a) - Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. *Am. Mineral.*, 57, 887-902.
- JAKES, P., WHITE, A.J.R. (1972 b) - Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 29-40.
- JONIN, M. (1973) - Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité du batholite manceau (Massif Armoricain). *C.R.Acad. Sci. Paris*, 277, 281-284.
- JONIN, M. (1981) - Un batholite fini-précambrien : le batholite manceau (Massif Armoricain, France). Etude pétrographique et géochimique. Thèse, Brest, 319 p.
- JONIN, M., VIDAL, Ph. (1975) - Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif Armoricain, France. *Can. J. Earth Sci.*, 12, 920-927.
- JORDAN, T.H. (1978) - Composition and development of the continental tectosphere. *Nature*, 274, 544-548.
- KAY, R.W. (1980) - Volcanic arc magmas. Implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust upper mantle systems. *J. Geol.*, 88, 497-522.
- KUSHIRO, I. (1969) - The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *Am. J. Sci.*, 267, 269-284.
- KUSHIRO, I., YODER, H.S., NISHIKAWA, M. (1968) - Effect of water on the melting of enstatite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79, 1685-1692.
- KUSHIRO, I., SHIMIZU, N., NAKAMURA, Y., AKIMOTO, S. (1972) - Compositions of coexisting liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and spinel lherzolites at high pressures. A preliminary report. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, 19-25.
- LAFFITE, P. (1955) - Le granite de Bréhat et ses phénomènes de contact. *Bull. Serv. Carte Geol. Fr.*, LIII, 244, 35-68.
- LAMEYRE, J. (1980) - Les magmas granitiques. Leurs comportements, leurs associations, leurs sources. Extrait du Livre Jubilaire de la Société Géologique de France, Mém. 10, 51-62.

- LAMEYRE, J., BOWDEN, P. (1982) - Plutonic rock type series. Discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journ. Volcan. Geotherm. Res.*, 14, 169-186.
- LEAKE, B.E. (1965) - The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. *Am. Mineral.*, 50, 843-851.
- LEAKE, B.E. (1968) - A catalog of analysed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 98p.
- LEAKE, B.E. (1971) - On aluminous and edenitic hornblendes. *Min. Mag.*, 38, 389-407.
- LEAKE, B.E. (1978) - Nomenclature of amphiboles. *Min. Mag.*, 42, 533-563.
- LEE, D.E., VAN LOENEN, R.E. (1971) - Hybrid granitoid rocks of the southern Snake Range, Nevada. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 668, 48.
- LEE, D.E., CHRISTIANSEN, E.H. (1983) - The granite problem as exposed in the southern Snake Range, Nevada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 99-116.
- LEFEVRE, C. (1979) - Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'Actuel. Thèse, Montpellier, 555 p.
- LEFORT, J.P. (1970) - Etude géologique de la Manche au Nord du Trégor. Géologie du substrat rocheux et morphologie. *Bull. Soc. Géol. Mineral. Bretagne, (C), II, 2*, 89-103.
- LEFORT, J.P. (1975) - Le socle péri-armoricain. Etude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse, Rennes, ronéo, 217 p.
- LEFORT, J.P. (1977) - Possible "Caledonian" subduction under the Domno-
nean domaine. North Armorican area. *Geology*, 5, 523-526.
- LETERRIER, J., DEBON, F. (1978) - Caractères chimiques comparés des roches granitoïdes et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 1, 3-10.

- LETERRIER, J., MAURY, R.C., THONON, P., GIRARD, D., MARCHAL, M. (1982) - Clinopyroxene compositions as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 139-154.
- LEUTWEIN, F. (1968) - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif Armoricaïn. *Sci. Terre, Fr., Mém.* 11, 84 p.
- LEUTWEIN, F., POWER, G., ROACH, P., SONET, J. (1973) - Quelques résultats géochronologiques obtenus sur des roches d'âge précambrien du Cotentin. *C.R.Acad.Sci. Paris*, 276, 2121-2124.
- LUHR, J.F., CARMICHAEL, I.S.E. (1980) - The Colima volcanic complex, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 343-372.
- MAALØE, S., WYLLIE, P.J. (1975) - Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with undersaturated conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, 175-191.
- Mc BIRNEY, A.R. (1969) - Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts. *Am. Geophys. Union Monogr.*, 13, 501-506.
- Mc CARTHY, T.S., GROVES, D.I. (1979) - The Blue Tier Batholite, Northeastern Tasmania. A cumulate-like product of fractional crystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 193-209.
- Mc CULLOCH, M.T., CHAPPELL, B.W. (1982) - Nd isotopic characteristics of S and I types granites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, 51-64.
- Mc DONALD, G.A., KATSURA, T. (1964) - Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, 82-133.
- MAILLET, P. (1977) - Etude géochimique de quelques séries spilitiques du Massif Armoricaïn. Implications géotectoniques. Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 134 p.
- MARCELOT, G., MAURY, R.C., LEFEVRE, C. (1983) - Mineralogy of Erromango lavas (New Hedrides). Evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts. *Lithos*, 16, 135-151.

- MARRE, J. (1973) - Le complexe éruptif de Quérigut, pétrologie, structurologie, cinématique de mise en place. Thèse, Toulouse, 536 p.
- MARRE, J. (1982) - Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes. Manuels et méthodes n°3, B.R.G.M., 128 p.
- MASUDA, A., NAKAMURA, N., TANAKA, T. (1973) - Fine structures of mutually normalized rare earth of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 239-248.
- MILON, Y. (1928) - Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. Thèse, Oberthur, Rennes, 151 p.
- MILON, Y. (1934) - La géologie de Jersey et le problème de l'âge du Trégorrois. *C.R.Somm. Géol. Fr.*, 250-251.
- MILON, Y. (1936) - Communications orales. Compte-rendu d'une excursion de Saint-Brieuc à Bréhat. Etude des falaises de Bréhec. *C.R.Somm. Géol. mineral. Bretagne*, 2ème année, 3, 2-16.
- MIYASHIRO, A. (1974) - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.* 274, 321-355.
- MYSEN, B.O. (1979) - Trace element partitioning between garnet peridotite minerals and water rich vapo. Experimental data from 5 to 30 kbars. *Am. Mineral.*, 64, 274-287.
- MYSEN, B.O., BOETTCHER, A.L. (1975 a) - Melting of a hydrous mantle. I, Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide, and hydrogen. *J. Petrol.*, 16, 520-548.
- MYSEN, B.O., BOETTCHER, A.L. (1975 b) - Melting of a hydrous mantle. II, Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide. *J. Petrol.*, 16, 549-593.
- MYSEN, B.O., KUSHIRO, T., NICHOLLS, I.A., RINGWOOD, A.E. (1974) - A possible mantle region for andesite magmas. Discussions and replies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, 221-229.
- NICHOLLS, I.A., RINGWOOD, A.E. (1972) - Production of silica saturated tholeiitic magmas in island arcs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 243-246.

- NICHOLLS, I.A., RINGWOOD, A.E. (1973) - Effect of water on olivine stability in tholeites and the production of silica-saturated tholeiitic magmas in the island arc environment. *J. Geol.*, 81, 285-300.
- O'CONNORS, J.T. (1965) - A classification for quartz rich igneous based on Feldspar ratio. *U.S. Geol. Surv. Prof., Pap.* 525 B, 79-84.
- ORSINI, J.B., (1980) - Le Batholite Corso-Sarde : Anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble , sa place dans la chaîne varisque française. Thèse, Marseille, 390 p.
- OSBORN, E.F. (1959) - Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Am. J. Sci.*, 257, 609-647.
- OSBORN, E.F. (1962) - Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. *Am. Mineral.*, 47, 211-226.
- OSBURGH, E.R., TURCOTTE, D.L. (1970) - Thermal structure of island arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1665-1688.
- PALACIOS, C., GUERRA S.N., CAMPANO, P.B. (1983) - Difference of Ti, Zr, Y, and P content in calc-alkaline andesites from island arcs and continental margins (Central Andes). *Geol. Rundsch.*, 72, 733-738.
- PEARCE, J.A. (1976) - Statistical analysis of major element patterns in basalt. *J. Petrol.*, 17, 15-43.
- PEARCE, J.A., NORRY, M.J. (1979) - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- PEUCAT, J.J., HIRBEC, Y., AUVRAY, B., CALVEZ, J.Y. (1984) - Granites et cisaillements hercyniens dans le nord du Massif Armoricaïn. *Géochronologie Rb-Sr* (sous presse).
- PICHLER, H., ZEIL, W. (1972) - The Cenozoic rhyolite andesite association of the Chilean Andes. *Bull. Volcan.*, 35, 424-452.
- PITCHER, W.S. (1979) - A commentary on the nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*, 136, 627-662.

- PIWINSKII, A.J. (1973) - Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada Batholith, California, par II. Neues Jb. Miner. Mh., 5, 193-215.
- PIWINSKII, A.J., WYLLIE, P.J. (1968) - Experimental studies of igneous rock series. A zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. J. Geol., 76, 205-234.
- PIWINSKII, A.J., WYLLIE, P.J. (1970) - Experimental studies of igneous rock series. Felsic body suite from the Needle Point Pluton, Wallowa Batholith, Oregon. J. Geol., 78, 52-76.
- POLDERVAART, A., HESS, H.H. (1951) - Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. J. Geol., 59, 472-489.
- PONS, J. (1982) - Un modèle d'évolution de complexes plutoniques. Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Thèse, Toulouse, 451p.
- POWELL, R., POWELL, M. (1977) - Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides : a reappraisal. Min. Mag., 41, 257-263.
- PRUVOST, P. (1949) - Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. An.. Hébert et Haug, VII, 345-362.
- PULLON-BOBLAYE, (1827) - Essai sur la configuration et la constitution géologique de la Bretagne. Mém. Muséum, XV, 49-116.
- RABU, D., CHAUVEL, J.J., CHANTRAINE, J. (1982) - Le domaine interne de la chaîne cadomienne dans le Massif Armoricaïn. Etude lithostratigraphique et structurale le long d'une transversale en Baie de Saint-Brieuc et dans le pays de Lamballe (Côtes du Nord). Rapport B.R.G.M., 82 SGN, 351 PAL, 60 p., inédit.
- RABU, D., CHAUVEL, J.J., CHANTRAINE, J. (1983) - Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérien (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en Baie de Saint-Brieuc (Massif Armoricaïn). Bull. Soc. Géol. France, XXV, 4, 615-621.
- RAMSAY, J.G. (1967) - Folding and fracturing rocks. Mac Graw Hill, New-York, 568 p.

- RAYLEIGH, J.W.S. (1896) - Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Phil. Mag.*, 42, 77-107.
- 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.
- RINGWOOD, A.E. (1974) - The petrological evolution of island arc systems. *J. Geol. Soc. London*, 133, 193-204.
- ROBINSON, P., ROSS, M., JAFFE, M.W. (1971) - Composition of the anthophyllite-gedrite series, comparisons of gedrite and hornblende, and the anthophyllite-gedrite solvus. *Am. Mineral.*, 56, 1005-1041.
- ROEDER, P.L., EMSLIE, R.F. (1970) - Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29, 275-289.
- SANDREA, A. (1958) - Contribution à la lithologie de la côte Nord de la Bretagne de l'Ile de Sieck à la Baie de Perros. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, LVI, 258, 505-618.
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J., WEAVER, D. (1980) - Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula. Implications for the genesis of calcalkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 344-360.
- SCHOTT, J., COSTESEQUE, P. (1979) - Effet thermogravitationnel et concentrations sélectives dans les magmas. Table ronde du CNRS "Hautes températures et sciences de la terre", 183-193.
- SEKINE, T., WYLLIE, P.J. (1982) - Phase relationships for mixtures of granite and peridotite, with applications to subduction zone hybridization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 190-202.
- SEKINE, T., WYLLIE, P.J. (1983) - Experimental simulation of mantle hybridization in subduction zones. *J. Geol.*, 91, 511-528.
- SHAW, D.M. (1970) - Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 237-243.
- SHAW, H.R. (1965) - Comments on viscosity, crystal settling and convection in granitic magmas. *Am. J. Sci.*, 263, 120-152.

- STERN, C.R., WYLLIE, P.J. (1978) - Phase compositions through crystallization intervals in basalt-andesite-H₂O à 30 Kb with implications for subduction zone magmas. *Am. Mineral.*, 63, 641-663.
- STERN, C.R., HUANG, W.L., WYLLIE, P.J. (1975) - Basalt-Andesite-Rhyolite-H₂O. Crystallization intervals with excess H₂O and H₂O undersaturated liquidus surfaces to 35 kilobars, with implications for magma genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 189-196.
- STOUT, J.H. (1972) - Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. *J. Petrol.*, 13, 99-145.
- STRECKEISEN, A. (1976) - Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. A provisional attempt. *Neues Jb. Miner. Mh.*, 1, 1-5.
- TAYLOR, S.R. (1969) - Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. In Mc Birney (Ed.), *Proc. Andesite Conf.*, 43-63.
- TAYLOR, S.R., Mc LENNAN, S.M. (1981) - The composition and evolution of the continental crust. Rare Earth Elements evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 301, 381-199.
- THOMPSON, R.N. (1974) - Some high pressures pyroxenes. *Min. Mag.*, 39, 768-787.
- THORNTON, C.P., TUTTLE, O.F. (1960) - Chemistry of igneous rocks, differentiation index. *Am. J. Sci.*, 258, 664-684.
- TOKSOZ, M.N., MINEAR, J.W., JULIAN, B.R. (1971) - Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *J. Geophys. Res.*, 76, 1113-1138.
- TRACY, R.J., ROBINSON, P. (1977) - Zoned titanian augite in alkali-olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite. *Am. Miner.* 62, 634-645.
- UJIKE, O., ONUKI, H. (1976) - Phenocrystic hornblendes from tertiary andesites and dacites, Kagawa prefecture, Japan. *J. Japan Assoc. Minera. Petrol. Econ. Geol.*, 71, 389-399.

- VANCE, J.A. (1969) - On synneusis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24, 7-29.
- VERDIER, P. (1968) - Etude pétrographique et structurale du Trégor occidental (Baie de Lannion : Côtes du Nord - Finistère). Thèse 3ème cycle, Strasbourg, ronéo, 55 p.
- VIDAL, Ph. (1976) - L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse, Rennes, ronéo, 142 p.
- VIDAL, Ph., AUVRAY, B., CHAUVET, J.F., COGNE, J. (1972) - L'âge radiométrique de la diorite de Saint-Quay-Portrieux (Côtes du Nord). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 275, 1323-1326.
- VIDAL, Ph., DEUTSCH, S., MARTINEAU, F., COGNÉ, J. (1974) - Nouvelles données radiométriques en baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle anté-cadomien nord-armoricain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 279, 631-634.
- VILLARI, L., NATHAN, S. (1978) - Petrology and Filicudi, Aeolian Archipelago. *Bull. Volcan.* 41, 81-96.
- WAGER, L.R., BROWN, G.M. (1968) - Layered igneous rocks. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- WATSON, E.B. (1982) - Basalt contamination by continental crust. Some experiments and models. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 73-87.
- WATSON, E.B., CAPOBIANCO, C.J. (1981) - Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas. An assessment of the role of apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 2349-2358.
- WEDEPOHL, K.H. (1974) - Handbook of geochemistry. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 5 vol.
- WEILL, D.F., DRAKE, M.A. (1973) - Europium anomaly in plagioclase Feldspar. Experimental results and semiquantitative model. *Science*, 180, 1059-1060.
- WHITFORD, D.J., NICHOLLS, I.A., TAYLOR, S.R. (1979 a) - Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 341-356.

- WRIGHT, A.E. (1977) - The evolution of the British Isles in the late Precambrian. *Estud. Geol.*, 33, 303-313.
- WYLLIE, P.J. (1983) - Experimental studies on biotite and muscovite granites and some crustal magmatic sources. In Atherton and Gribble (Ed.), *Migmatites, Melting and Metamorphism*, Shiva, 326 p.
- WYLLIE, P.J., HUANG, W.L., STERN, C.R., MAALØE, S. (1976) - Granitic magmas. Possible and impossible sequences. *Can. J. Earth Sci.*, 13, 1007-1019.
- YAGI, K., ONUMA, K. (1967) - The join $\text{Ca Mg Si}_2\text{O}_6$ - $\text{Ca Ti Al}_2\text{O}_6$ and its bearing on the titanogaugites. *Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, 13, 463-483.

*"Le réalisateur est celui qui consent
à faire oeuvre imparfaite".*

Lyautey

ANNEXE

LOCALISATION DES ECHANTILLONS

GRANODIORITE DE TALBERG.

- 112 Echantillon 70-188 (analyse n°391) - Pointe de Castel-Meur (Plougrescant)
113 Echantillon 70-150 (analyse n°388) - Rive droite du Jaudy à hauteur du Carpont.
114 Echantillon 70-190 (analyse n°392) - Pointe de Bec Vilin (rive gauche du Jaudy).
115 Echantillon 70-187 (analyse n°390) - Pointe de Castel-Meur (Plougrescant)
116 Echantillon 70-229 (analyse n°389) - Le Gouffre (Plougrescant)
117 Echantillon 70-105 (analyse n°386) - Base ouest du Sillon de Talberg
118 Echantillon 70-109 (analyse n°387) - Pointe de Crec'h Maout (ouest du Sillon de Talberg).
119 Echantillon 70-137 (analyse n°445) - Rive droite du Jaudy, Ile à Poule (Enès - Yar).
120 Echantillon 70-130 (analyse n°443) - Plage de Crec'h an Run (Nord de Port-Béni).
80-6 Echantillon 80-6 (analyse n°5601) - Plage de Porz Rand (ouest du Sillon de Talberg).
80-8 Echantillon 80-8 (analyse n°5603) - Fond de la Baie d'Enfer.

MIGROGRANODIORITE DE PLEUBIAN.

- 121 Echantillon 70-184 (analyse n°447) - Rive gauche du Jaudy - Pointe de Pen Palluc'h.
122 Echantillon 70-145 (analyse n°446) - Rive droite du Jaudy (Nord de Port-Béni).
123 Echantillon 70-223 (analyse n°438) - Grève entre Castel-Meur et le Gouffre.
124 Echantillon 70-124 (analyse n°444) - Rive droite du Jaudy (Nord de Port-Béni).
125 Echantillon 70-236 (analyse n°455) - Le Gouffre (en Plougrescant)
126 Echantillon 70-123 (analyse n°441) - Grève de Kermaguen (au Nord de Pleubian).
127 Echantillon 70-247 (analyse n°457) - Ile Liliec (face à Port-Blanc).
128 Echantillon 70-246 (analyse n°456) - Fond de l'anse de Guermel.

- 129 Echantillon 70-201 (analyse n°451) - Pointe de Porz-Hir (rive gauche du Jaudy).
- 130 Echantillon 70-122 (analyse n°440) - Grève de Port de La Chaîne.
- 131 Echantillon 70-196 (analyse n°448) - Pointe de Bec Vilin, rive gauche du Jaudy.
- 133 Echantillon 70-194 (analyse n°449) - Pointe de Bec Vilin, rive gauche du Jaudy).
- 134 Echantillon 70-211 (analyse n°453) - Grève de Castel-Meur (Nord de Plougrescant).
- 135 Echantillon 70-125 (analyse n°454) - Grève de Castel-Meur -Nord de Plougrescant).
- 136 Echantillon 70-199 (analyse n°450) - Pointe de Bec Vilin, rive gauche du Jaudy.
- 137 Echantillon 70-209 (analyse n°452) - Grève de Castel-Meur (Nord de Plougrescant).
- 80-7 Echantillon 80-7 (analyse n°5602) - Plage de Port-Béni.
- 80-9 Echantillon 80-9 (analyse n°5604) - Grève de Castel-Meur (Nord de Plougrescant).

DIORITE DE CASTEL-MEUR.

- 138 Echantillon 70-123 (analyse n°436) - Partie Est de la plage de Castel-Meur.
- 139 Echantillon 70-206 (analyse n°435) - Partie Est de la plage de Castel-Meur.
- 140 Echantillon 70-214 (analyse n°437) - Partie Ouest de la Plage de Castel-Meur.
- 141 Echantillon 70-207 (analyse n°439) - Partie Est de la plage de Castel-Meur (enclave microgrenue dans 70-206)
- 80-10 Echantillon 80-10 (analyse n°5605) - Partie Est de la plage de Castel-Meur.

GRANITE DE POMELIN-BREHAT.

- 142 Echantillon 70-100 (analyse n°415) - Secteur de Porz-Guyon en Lanmodez.
- 143 Echantillon 70-98 (analyse n°414) - Pointe de Kerleau au Sud de Laneros.
- 144 Echantillon 70-104 (analyse n°416) - Partie sud-est de la presqu'île de Laneros.
- 145 Echantillon 69-56 (analyse n°419) - carrière de Pomelin (1 km au Sud de Lanmodez).
- 146 Echantillon 70-161 (analyse n°417) - rive gauche du Jaudy à hauteur de la balise de la Normande.
- 147 Echantillon 72-123 (analyse n°548) - côté Ouest de l'île nord de Bréhat (phare du Rosedo).

- 148 Echantillon 72-121 (analyse n°457) - Ile nord de Bréhat (secteur de Kerrien).
- 149 Echantillon 72-108 (analyse n°543) - Ile sud de Bréhat (côté ouest près de Crec'h Simon).
- 150 Echantillon 72-110 (analyse n°544) - Ile sud de Bréhat (côté est, secteur du Gardeno).
- 151 Echantillon 70-350 (analyse n°418) - Ile à Bois (estuaire du Trieux, rive gauche).
- 80-4 Echantillon 80-4 (analyse n°5599) - Ile à Bois.
- 80-5 Echantillon 80-5 (analyse n°5600) - Ile sud de Bréhat (côté Ouest).

MICROGRANITE DE LAUNAY.

- 152 Echantillon 70-88 (analyse n°410) - Rive droite du Trieux (1 km au Sud de Loguivy).
- 153 Echantillon 70-63 (analyse n°405) - Flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée.
- 154 Echantillon 70-74 (analyse n°408) - Rive gauche du Trieux, au Sud du Phare de Bodic.
- 155 Echantillon 70-138 (analyse n°411) - Estuaire du Jaudy (rive droite). Grève de l'île à Poule (Enes-Yar).
- 156 Echantillon 70-64 (analyse n°406) - Flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée.
- 157 Echantillon 70-73 (analyse n°413) - Rive gauche du Jaudy, sous le phare de Bodic.
- 158 Echantillon 70-176 (analyse n°413) - Rive gauche du Jaudy, 400 m au Nord de la Roche Jaune.
- 159 Echantillon 70-11 (analyse n°409) - Flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée.
- 160 Echantillon 70-79 (analyse n°409) - Rive droite du Trieux (en face du phare de Bodic).
- 161 Echantillon 70-40 (analyse n°394) - Flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée.
- 80-2 Echantillon 80-2 (analyse n°5597) - Flanc nord-ouest de la grève de Launay-Mal-Nommée.
- 80-3 Echantillon 80-3 (analyse n°5598) - Anse de Guern (Est de Laguivy).

GRANITE DE PORT-BLANC.

- 169 Echantillon 70-251 (analyse n°428) - Ile des Femmes au nord-ouest de Port-Blanc.

- 170 Echantillon 70-267 (analyse n°432) - Port-L'Epine (îlot au large de Port-L'Epine).
- 171 Echantillon 70-270 (analyse n°433) - Pointe de Port-L'Epine (flanc Est de la baie de Perros-Guirec).
- 172 Echantillon 70-261 (analyse n°431) - Plage de Trestel (bord ouest).
- 173 Echantillon 70-280 (analyse n°434) - Grève de Louannec (fond de la baie de Perros-Guirec).
- 174 Echantillon 70-253 (analyse n°429) - Ile Bruc (à l'Ouest de Port-Blanc)
- 175 Echantillon 70-254 (analyse n°430) - Grève de Poulpry (nord-ouest du Trestel).
- 80-11 Echantillon 80-11 (analyse n°5606) - Partie ouest de la plage de Port-Blanc.
- 80-12 Echantillon 80-12 (analyse n°5607) - Pointe de Port L'Epine.

ANALYSES CHIMIQUES SUR ROCHES TOTALES - PRECISION ANALYTIQUE. (*)

ELEMENTS MAJEURS.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
2%	3%	2%	1%	3%	2%	3%	2%	2%	10%

ELEMENTS EN TRACES.

	Rb	Sr	Y	Nb	Ni	Cp	V	Zr
Teneurs > 20 ppm	3%	3%	5%	5%	5%	5%	5%	5%
Teneurs < 20 ppm			10%	10%	10%	10%	10%	10%

TERRES RARES. 2%

(*) En ce qui concerne les éléments majeurs, seules les analyses notées * sont nouvelles. Les autres résultats sont de AUVRAY (1979).

Microgranodiorite de PLEUBIAN																					
	121	122	123	124	80-7 (*)	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136	80-9 (*)	137	\bar{X}	σ
SiO ₂	59,90	60,50	61,75	62,02	62,06	62,50	62,80	63,25	65,20	66,15	66,75	67,50	67,50	68,40	68,80	68,92	69,25	70,14	70,70	65,48	3,49
Al ₂ O ₃	17,40	16,63	15,76	17,60	16,83	16,35	16,06	16,44	16,83	15,96	16,44	14,31	15,48	15,67	15,87	15,87	15,33	14,40	14,58	15,99	0,92
Fe ₂ O ₃ (**)	5,79	6,05	6,21	4,88	5,85	5,36	5,61	5,26	4,09	4,26	3,47	5,42	3,52	3,66	3,98	3,30	3,44	3,16	3,44	4,56	1,08
MnO	0,08	0,09	0,22	0,07	0,09	0,08	0,09	0,08	0,06	0,06	0,05	0,08	0,06	0,06	0,07	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	0,03
MgO	1,98	2,33	2,29	1,43	2,21	1,95	1,58	2,01	0,97	1,23	0,96	1,26	0,97	0,95	0,47	0,85	0,92	0,86	0,91	1,38	0,58
CaO	4,85	4,45	4,79	4,80	5,21	4,45	4,33	4,00	3,12	3,48	2,72	3,12	2,36	2,55	2,24	2,50	2,14	2,27	2,35	3,46	1,08
Na ₂ O	3,54	3,56	3,87	3,68	3,58	3,71	3,79	3,45	3,62	3,59	4,02	3,48	3,33	3,50	4,14	4,11	3,50	3,74	4,23	3,71	0,26
K ₂ O	2,64	3,01	2,08	3,04	2,78	3,12	2,76	3,20	3,64	3,43	3,04	3,31	4,08	3,99	3,48	2,97	4,00	3,69	2,43	3,19	0,54
TiO ₂	0,72	0,65	0,72	0,57	0,66	0,57	0,66	0,60	0,43	0,46	0,43	0,48	0,47	0,39	0,32	0,34	0,38	0,38	0,35	0,50	0,13
P ₂ O ₅	n.d	n.d	n.d	n.d	0,23	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0,15	n.d	-	-
P.F. (1000°C)	1,62	1,80	1,50	1,47	1,47	1,37	1,42	1,06	1,49	1,49	1,21	0,91	1,11	1,21	0,86	1,06	1,16	1,09	1,16	1,29	0,25
Total	98,52	99,07	99,19	99,56	100,97	99,46	99,10	99,35	99,45	100,11	99,09	99,87	98,82	100,38	100,23	99,98	100,13	99,95	100,21	99,63	-

Microgranite de LAUNAY														
	80-2 (*)	152	153	154	155	80-3 (*)	156	157	158	159	160	161	\bar{X}	σ
SiO ₂	64,09	65,18	65,70	66,00	66,00	66,13	66,25	66,45	67,69	67,75	68,30	70,30	66,65	1,63
Al ₂ O ₃	16,16	16,72	16,47	16,29	16,47	15,83	16,16	15,78	15,67	15,69	15,86	15,08	16,01	0,45
Fe ₂ O ₃ (**)	5,17	4,50	4,35	4,38	3,96	4,07	4,11	3,59	3,76	3,55	3,23	3,04	3,97	0,59
MnO	0,09	0,07	0,08	0,07	0,07	0,08	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,01
MgO	1,88	1,31	1,57	1,28	1,17	1,23	1,24	1,04	0,96	1,34	0,82	0,94	1,23	0,29
CaO	3,82	2,17	2,34	1,97	2,23	3,23	2,18	2,47	2,47	1,29	1,00	1,21	2,20	0,80
Na ₂ O	3,89	4,31	4,17	5,07	3,95	3,93	4,48	4,49	4,44	3,91	4,70	4,94	4,35	0,40
K ₂ O	3,60	3,95	3,79	3,40	3,68	3,75	3,85	3,62	3,44	4,41	4,28	3,56	3,78	0,31
TiO ₂	0,56	0,47	0,42	0,44	0,43	0,45	0,40	0,38	0,43	0,37	0,32	0,25	0,42	0,06
P ₂ O ₅	0,21	n.d	n.d	n.d	n.d	0,16	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	-	-
P.F. (1000°C)	1,14	1,17	0,84	1,21	1,50	0,95	0,61	0,93	1,11	1,37	1,34	0,92	1,09	0,25
Total	100,61	99,85	99,73	100,11	99,46	99,81	99,34	98,81	100,02	99,73	99,90	100,38	99,76	-

Granite de POMELIN - BREHAT														
	142	143	144	145	80-4 (*)	146	147	148	149	80-5 (*)	150	151	\bar{X}	σ
SiO ₂	66,10	66,10	67,00	67,70	68,25	68,50	69,20	69,40	69,60	71,59	74,45	62,80	68,39	2,93
Al ₂ O ₃	15,93	15,50	15,10	15,40	14,89	14,31	14,78	14,17	13,83	14,31	12,84	16,50	14,79	0,99
Fe ₂ O ₃ (**)	5,25	4,38	4,04	3,52	3,69	3,62	3,30	3,49	4,00	2,80	2,02	5,42	3,71	0,84
MnO	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,04	0,08	0,06	0,01
MgO	1,13	1,18	1,10	0,57	0,67	0,75	0,58	0,73	0,67	0,38	0,20	2,78	0,89	0,66
CaO	2,95	2,49	3,09	2,69	2,26	2,14	1,92	1,90	1,73	1,81	1,04	1,93	2,16	0,57
Na ₂ O	3,88	3,95	4,31	4,22	3,84	3,85	4,47	4,64	3,96	4,32	4,02	4,05	4,12	0,26
K ₂ O	3,24	3,29	3,67	3,77	3,65	3,59	3,67	3,83	3,95	3,87	4,26	3,92	3,72	0,28
TiO ₂	0,43	0,44	0,41	0,32	0,38	0,37	0,34	0,34	0,38	0,27	0,21	0,55	0,37	0,08
P ₂ O ₅	n.d	n.d	n.d	n.d	0,13	n.d	n.d	n.d	n.d	0,08	n.d	n.d	-	-
P.F. (1000°C)	1,14	1,41	0,34	1,09	1,04	1,93	1,11	1,28	1,25	0,62	0,50	1,92	1,13	0,49
Total	99,12	98,81	99,12	98,98	98,86	99,12	99,42	99,44	99,43	100,12	99,58	99,95	99,34	-

Granite de PORT-BLANC												
	169	80-12	170	171	172	173	174	80-11	175	-	X	o
SiO ₂	69,10	69,17	69,73	69,80	70,30	70,80	70,30	71,40	72,38	70,38	1,07	
Al ₂ O ₃	13,37	15,75	14,39	14,15	13,92	14,54	13,38	14,12	13,46	14,12	0,75	
Fe ₂ O ₃ (**)	3,72	3,24	3,59	3,96	3,59	3,10	3,15	2,93	3,05	3,37	0,35	
MnO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,01	
MgO	0,83	0,69	1,00	0,89	0,79	0,69	0,70	0,59	0,62	0,75	0,13	
CaO	2,82	2,57	1,94	2,52	2,40	1,34	2,46	2,23	1,91	2,24	0,45	
Na ₂ O	3,69	3,87	3,52	3,50	3,38	3,60	3,58	3,53	3,57	3,58	0,13	
K ₂ O	3,16	3,45	3,58	3,20	3,35	3,62	3,72	3,41	3,59	3,45	0,19	
TiO ₂	0,38	0,33	0,38	0,42	0,39	0,36	0,30	0,29	0,29	0,35	0,05	
P ₂ O ₅	n.d	0,12	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0,11	n.d	-	-	
P.F. (1000°C)	1,00	1,10	1,25	1,04	0,92	1,15	0,83	0,95	1,04	1,03	0,12	
Total	98,16	100,36	99,44	99,54	99,15	99,24	98,98	99,62	99,97	99,33	-	

Type Pétrographique	Castel-Meur					Talberg						
	N° Echantillon	138	139	140	141	80-10	113	114	115	117	80-6	80-8
Rb	57	42	103	47	61	79	65	65	111	117	79	
Sr	302	365	639	595	445	500	622	650	380	439	509	
Ba	424	363	924	519	343	677	706	363	910	894	780	
Y	11	14	16	19	14	20	22	16	18	21	24	
Zr	51	42	137	94	86	137	123	168	195	232	327	
Nb	5	3	10	13	6	12	12	12	15	17	19	
V	140	110	143	205	120	160	158	114	47	70	110	
Ni	125	144	19	40	120	31	8	22	5	7	11	
Co	57	46	15	32	36	23	11	18	5	11	17	

Type Pétrographique	Pleubion						Launoy					
	N° Echantillon	123	130	133	137	80-7	80-9	155	160	161	80-2	80-3
Rb	94	75	192	86	87	126	108	129	102	115	125	
Sr	478	469	323	362	657	331	363	249	264	535	589	
Ba	961	980	885	841	896	817	1070	1190	946	920	1060	
Y	23	15	24	19	18	20	18	16	13	18	16	
Zr	220	166	199	201	174	174	188	192	166	165	185	
Nb	15	14	17	15	10	16	14	13	19	12	13	
V	98	35	49	38	108	41	47	35	30	87	58	
Ni	17	5	7	6	13	7	6	25	8	12	14	
Co	10	4	5	5	14	8	4	3	4	12	8	

Type Pétrographique N° Echantillon	Pomelin-Bréhat							Port-Blanc					
	142	145	148	150	151	80-4	80-5	169	172	174	175	80-11	80-12
Rb	111	112	114	126	118	127	135	105	112	122	115	117	98
Sr	383	354	261	158	371	311	242	358	340	326	304	268	363
Ba	971	848	984	1090	998	868	1000	867	905	926	826	717	847
Y	21	26	22	18	22	20	24	19	16	17	15	14	19
Zr	194	191	200	175	207	192	211	154	149	142	138	134	151
Nb	14	16	17	14	16	16	18	12	12	11	11	13	14
V	54	32	29	7	33	30	14	41	38	34	42	28	34
Ni	11	4	3	3	10	3	4	2	3	3	4	3	4
Co	6	1	1	1	1	6	4	3	3	2	3	6	6



Echantillon	80-7	80-9	80-8	80-6	119	80-10	80-2	80-3	80-4	80-5	80-11	80-12
La	34,3	43,8	44,0	38,0	26,4	16,0	35,2	33,3	13,2	37,6	31,4	31,7
Ce	69,5	85,9	87,5	76,5	55,7	35,1	69,4	64,2	-	77,0	-	64,2
Nd	28,4	33,0	36,6	31,3	26,0	17,3	28,3	24,7	16,6	31,3	21,8	24,7
Sm	5,49	5,70	7,06	5,51	4,91	3,38	4,95	4,17	3,76	5,71	3,71	4,31
Eu	1,419	0,978	1,651	1,295	1,613	0,910	1,224	1,070	1,125	1,131	0,858	1,010
Gd	4,37	4,31	5,75	4,18	3,99	2,77	3,71	3,10	3,28	4,38	2,72	3,30
Dy	3,58	3,18	4,68	3,43	2,95	2,23	2,90	2,54	3,05	3,24	2,45	2,86
Er	2,03	1,73	2,56	1,92	1,55	1,28	1,59	1,46	1,80	2,24	1,43	1,70
Yb	2,29	1,67	2,29	1,89	1,35	1,22	1,51	1,49	1,78	2,20	1,50	1,76
Lu	0,309	0,258	0,346	0,292	0,206	0,170	0,228	0,236	0,263	0,342	0,234	0,279

