



**HAL**  
open science

# Le complexe de Ploumanac'h (Massif Armoricaïn), essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique

Michel Barrière

## ► To cite this version:

Michel Barrière. Le complexe de Ploumanac'h (Massif Armoricaïn), essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique. Sciences de la Terre. Université de Bretagne Occidentale, 1977. Français. NNT : . tel-01446853

**HAL Id: tel-01446853**

**<https://theses.hal.science/tel-01446853>**

Submitted on 26 Jan 2017

**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.

T H E S E

PRÉSENTÉE À L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE (BREST)  
POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR-ÈS-SCIENCES

*par*

*Michel BARRIERE*

LE COMPLEXE DE PLOUMANAC'H  
(MASSIF ARMORICAIN)

Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique  
d' une association plutonique subalcaline tardi-orogénique

*Soutenue le 5 février 1977 devant la Commission d'examen*

MM. J. DIDIER,	Président
J. FABRIES,	} Examineurs
M. GRAVELLE,	
J. LAMEYRE,	
H. de LA ROCHE	
M. LELUBRE	





à Antoinette

... *"et quasi cursores vitae lampada tradunt"* ...

Au moment où aboutit cette incertaine traversée, tel un marin du Bateau Ivre devenu pauvre Christophe Colomb de la connaissance, je relis le sillage du passé. Je pense avec gratitude à qui m'a "supporté", et à tous ces compagnons qui ont participé au voyage ou m'ont aidé à l'accomplir. La confiance, le service, l'exigence, l'amitié de ces témoins se célèbrent dans l'intimité du souvenir et du cœur. Ma joie est leur joie, et c'est bien ainsi.

Les liens tissés à Toulouse, Paris, Brest, Nantes, Rennes, Nancy, Marseille, Montpellier, Clermont ... et par delà les frontières, sont de ceux qui ne s'oublient pas. Tout de même ! que l'on me passe cette entorse : la collaboration de Joseph Cotten pour les analyses chimiques, de Gisèle Quentel pour la dactylographie, de Jean-Luc Travers pour l'iconographie, sans lesquels je ne sais, de cette recherche, ce qu'il serait advenu ...

Le substrat logistique de ce mémoire vient de l'E.R.A. 381 "Géologie des Granitoïdes" et de l'A.T.P. "Transport de la matière dans l'écorce terrestre", C.N.R.S.



## TABLE DES MATIÈRES

---

AVANT-PROPOS .....	p. 1
RESUME .....	p. 3
INTRODUCTION .....	p. 5

### *1ère PARTIE*

#### ARCHITECTURE ET MISE EN PLACE DU MASSIF

<i>Chapitre 1</i>	.- ARCHITECTURE DES TERRAINS ENCAISSANTS ET DES ENCLAVES QUI EN SONT ISSUES .....	p. 11
	A. Structures (des différents termes) antérieures à l' intrusion du complexe .....	p. 11
	B. Effets structuraux de l'intrusion .....	p. 14
<i>Chapitre 2</i>	.- ARCHITECTURE DE LA PREMIERE UNITE INTRUSIVE : LES DONNEES DE L'OBSERVATION CONCERNANT LES GRANITES A GROS GRAIN ET LES ROCHES BASIQUES .....	p. 25
	A. Orientations planaires et linéaires des granites à gros grain .....	p. 25
	B. Structure des schlieren rubanés .....	p. 26
	C. Situation des roches basiques et hybrides associées aux granites .....	p. 39
	D. Localisation et dimension des enclaves de cornéennes :	p. 48
	E. Joints de tension et fractures de cisaillement .....	p. 48
<i>Chapitre 3</i>	.- PROCESSUS DE MISE EN PLACE DES GRANITES A GROS GRAIN ET DES ROCHES BASIQUES .....	p. 53
	A. Apport des observations, expériences et théories sur la montée des corps légers peu compétents dans un en- vironnement plus lourd et plus compétent qu'eux .....	p. 53
	B. Théories et expériences concernant la fracturation de l'encaissant .....	p. 55

C. Explications généralement admises pour les intrusions en entonnoir et position du problème à Ploumanac'h ....	p. 58
D. Déformation : écoulements et ruptures .....	p. 59
E. Interprétation proposée de la mise en place du premier groupe intrusif .....	p. 63
<i>Chapitre 4</i> .- LES INTRUSIONS ULTERIEURES DES GRANITES A GRAIN FIN .....	p. 65
A. Fracturation du premier groupe intrusif .....	p. 65
B. Modalités des relations entre les granites intermédiaires .....	p. 75
C. Structure de détail des granites intermédiaires .....	p. 76
D. Interprétation de l'injection des granites intermédiaires .....	p. 79
E. L'injection terminale des granites de l'Ile Grande (groupe 3) .....	p. 80
F. Résumé chronologique des intrusions de granites à grain fin .....	p. 84
G. Fracturation tardive .....	p. 84
<i>Chapitre 5</i> .- ARCHITECTURE, CINEMATIQUE et DYNAMIQUE DU COMPLEXE .....	p. 87
A. Architecture .....	p. 87
B. Cinématique et dynamisme .....	p. 88
C. Dynamique .....	p. 90
D. Analogies et individualité de la structure du massif de Ploumanac'h .....	p. 92

*2ème PARTIE*

PETROLOGIE DES GRANITES A GROS GRAIN

<i>Chapitre 6</i> .- COMPOSITION MODALE ET DENOMINATION DES GRANITES A GROS GRAIN .....	p. 97
<i>Chapitre 7</i> .- TEXTURES DES GRANITES A GROS GRAIN .....	p. 99
A. Texture d'ensemble .....	p. 99
B. Description de quelques relations particulières entre minéraux .....	p. 103
C. Bilan textural .....	p. 110
<i>Chapitre 8</i> .- DESCRIPTION ET ANALYSE DES PRINCIPAUX MINERAUX .....	p. 113
A. L'oligoclase .....	p. 113
B. Le feldspath potassique .....	p. 120

	C. La biotite .....	p. 124
	D. La hornblende .....	p. 131
	Conclusion .....	p. 135
<i>Chapitre 9</i>	<b>.- COMPOSITION CHIMIQUE GLOBALE DES GRANITES A GROS GRAIN :</b>	p. 137
	A. Echantillonnage .....	p. 137
	B. Variation géographique de la composition chimique ...	p. 137
	C. Représentation normative : tétraèdre Q-Ab-Or-An .....	p. 140
	D. Taux de variation des éléments dans les granites à gros grain .....	p. 144
	Conclusion .....	p. 146
<i>Chapitre 10</i>	<b>.- PETROGRAPHIE DES SCHLIEREN RUBANES .....</b>	p. 149
	A. Le litage .....	P. 149
	B. Composition modale .....	p. 151
	C. Données minéralogiques et chimiques .....	p. 151
	D. Texture .....	p. 152
	E. Discussion .....	p. 152
<i>Chapitre 11</i>	<b>.- LE CORTEGE D'APLITES ET DE PEGMATITES .....</b>	p. 155
	A. Grands traits structuraux .....	p. 155
	B. Pétrographie et minéralogie .....	p. 157
	C. Composition chimique globale et représentation norma- tive .....	p. 158
	D. Discussion et implications .....	p. 160
<i>Chapitre 12</i>	<b>.- LE METAMORPHISME DE CONTACT .....</b>	p. 163
	A. Le métamorphisme de contact évolutif dans les séquen- ces grésopélitiques et grésosarkosiques .....	p. 163
	B. Métamorphisme des roches de la séquence basique et de la séquence carbonatée .....	p. 176
	C. Métamorphisme des granites et des blastomylonites ..	p. 178
	Conclusions .....	p. 179
<i>Chapitre 13</i>	<b>.- PETROLOGIE DES GRANITES A GROS GRAIN .....</b>	p. 181
	A. Données sur les variables physico-chimiques .....	p. 181
	B. Coefficients de partage entre minéraux .....	p. 184
	C. Approche de la composition initiale du magma .....	p. 189
	D. Evolution pétrologique des granites à gros grain ....	p. 190

## 3ème PARTIE

PETROLOGIE DES ROCHES BASIQUES ET HYBRIDES SYNCHRONES DES GRANITES A GROS GRAIN

Chapitre 14 .-	PETROGRAPHIE DES ROCHES BASIQUES ET HYBRIDES	p.	201
	A. Le groupe gabbroïque	p.	201
	B. Les autres groupes de roches sombres	p.	217
Chapitre 15 .-	GEOCHIMIE DES ROCHES BASIQUES ET HYBRIDES	p.	223
	A. Discrimination chimique des groupes	p.	223
	B. Approche chimique de la contamination du groupe gabbroïque	p.	227
	C. Approche chimique de la différenciation, la parenté du groupe gabbroïque	p.	232
	D. Situation du groupe dioritique	p.	236
Chapitre 16 .-	REMARQUES SUR L'EVOLUTION PETROLOGIQUE DU GROUPE GABBROÏQUE	p.	237

## 4ème PARTIE

REFLEXIONS SYNTHETIQUES SUR L'EVOLUTION DU MASSIF DE PLOUMANAC'H

A .-	Importance des phénomènes postmagmatiques	p.	243
B .-	Relation génétique entre roches basiques et roches acides de la formation synchrone majeure	p.	244
C .-	Facteurs de la différenciation magmatique dans les granites à gros grain	p.	248
D .-	Eléments tectono-magmatiques : relations entre le magmatisme potassique et la situation tectonique	p.	251
ANNEXE 1 -	Principaux caractères des divers types pétrographiques	p.	257
ANNEXE 2 -	Eléments pétrologiques concernant les granites à grain fin:	p.	259
ANNEXE 3 -	Données isotopiques et géochronologie	p.	263
BIBLIOGRAPHIE		p.	265
ANNEXE 4 -	Localisation des échantillons	(hors-texte)	
CARTE au 1/25.000, en couleur		(hors-texte)	

## AVANT-PROPOS

A la question de l'origine et de l'évolution des granites, sensu lato, qui a dominé la problématique jusqu'à la moitié du 20ème siècle, s'est substituée peu à peu l'étude des modes divers de genèse et d'évolution des différentes entités, qu'il est toujours convenu de nommer des "granites", mais avec la prudence qui n'attache au nom lui-même que la nécessité de désigner la classe à laquelle l'objet dont on en parle appartient. L'étude du massif granitique de Ploumanac'h s'inscrit dans cette perspective et se comprend en tant que pièce à verser parmi beaucoup d'autres au dossier de la connaissance des associations plutoniques continentales.

L'optique de cette contribution est délibérément plurielle ; à une approche ultra-spécialisée, l'auteur a préféré - aidé en cela par la nécessité - mener de front et en cascade l'inventaire architectural du massif, l'analyse pétrographique de la principale formation du complexe ainsi que la description préliminaire de sa géochimie, en se souciant des modifications entraînées dans l'aurole de contact. Le bénéfice de cette option est de pouvoir situer l'évolution pétrologique dans son espace - temps et de pouvoir contrôler à chaque étape la cohérence interne de l'observation de ce phénomène multiple qu'est la formation d'une roche.





## R E S U M E

---

### I. ARCHITECTURE ET MISE EN PLACE DU MASSIF

L'étude de la structure du massif de Ploumanac'h a pour but de retracer l'histoire et les mécanismes de sa mise en place.

L'architecture du complexe de Ploumanac'h résulte de l'emboîtement successif de trois groupes d'intrusions. Le premier groupe intrusif - granites à gros grain, gabbro-norites, gabbro-diorites, diorites et roches hybrides synchrones - emplit un entonnoir profond à section elliptique, situé dans un socle de blastomylonites et de quartzophyllades. Les roches de cette unité présentent une nette structure planaire qui provient de la superposition d'un flux visqueux et d'une protoclaste susceptible d'évoluer en flux plastique. La déformation plastique est causée par des pressions centrifuges qui aplatissent aussi les terrains environnants. L'injection du deuxième groupe intrusif débute avec la fracturation intense de la première unité ; ces granites intermédiaires - plusieurs granites à grain fin ou aplitiques - se disposent au coeur de la première unité en puissants feuillets subhorizontaux, en dykes verticaux et en segments de "ring-dykes" à pendage externe. Le dernier groupe intrusif - également formé de granites à grain fin - forme une cloche assymétrique au centre de la deuxième unité.

Ce dispositif architectural centré s'est réalisé par les jeux successifs de deux types de mécanismes : refoulement et effondrement. Les injections forcées prédominent largement avec percement ductile puis à l'emporte-pièce du socle, venues de magmas sous pression, écrasement de l'auréole et des cristallissats, bréchification et soulèvement des granites à gros grain premiers formés. Les intrusions passives terminent la formation du complexe, à la faveur de la subsidence de blocs de plus en plus centraux.

Le fonctionnement diapirique de l'association synchrone basique-acide du premier groupe intrusif apparaît comme le phénomène majeur, créateur de la place occupée par le complexe dans le socle. Au coeur du massif, les roches basiques occupent un volume important, supérieur au quart de celui des granites ; elles ont un rôle moteur en transmettant les contraintes profondes jusque dans l'épizone crustale ; certaines masses viennent même télescoper les granites à gros grain en formation et se figer à leur contact. La dualité des déformations subies par le premier groupe intrusif apparaît dans les zones litées du granite porphyroïde où des structures liées à l'écoulement visqueux sont reprises par des structures liées à l'écoulement plastique subséquent. Le style et l'attitude de l'ellipsoïde de déformation totale des granites à gros grain ressort de la forme en galette des enclaves éruptives sombres, disposées parallèlement aux bords de l'entonnoir et légèrement étirées subverticalement.

### II. PETROGRAPHIE ET PETROLOGIE DES GRANITES A GROS GRAIN

L'étude de l'évolution pétrologique des granites à gros grain a été focalisée sur la description de la différenciation entre le monzogranite porphyroïde interne et le syénogranite à gros grain périphérique qui, sur le terrain, pas-

sent progressivement l'un à l'autre en quelques centaines de mètres.

L'investigation des textures permet d'affiner le cadre spatiotemporel de l'évolution : ordre des nucléations, avatars de la croissance, transformations et réactions minérales. La séparation et l'analyse des principales phases minérales précisent l'aspect minéralogique de la différenciation depuis les structures précoces que sont les zones litées (schlieren rubanés) jusqu'aux structures les plus tardives représentées par des aplitopegmatites. Le partage de Rb et Sr entre minéraux coexistants montre l'intensité des redistributions tardi- à post-magmatiques, liées à des circulations de fluides aqueux chauds ; l'étude chimique sur roche totale des divers cristallisats permet d'atténuer ces effets sur les compositions initiales.

La formation des granites à gros grain est compatible avec un phénomène de différenciation magmatique par cristallisation fractionnée. Le monzogranite est un cumulat magmatique où les phénomènes de sédimentation par gravité interfèrent avec des écoulements convectifs ; le syénogranite s'approche d'une composition résiduelle pour une pression de fluides  $\approx 1 \text{ Kb H}_2\text{O}$ . La pression totale de mise en place est comprise entre 2 et 3,25 Kb, pression diapirique supérieure à la charge lithostatique. La température du liquidus du magma granitique se situe en dessous de  $1000^\circ\text{C}$  ; la fugacité d'oxygène n'est pas tamponnée : elle reste constante puis décroît avec la cristallisation.

### III. L'ASSOCIATION DES GRANITES ET DES ROCHES BASIQUES

Deux groupes de roches basiques se distinguent tant sur des critères pétrographiques que chimiques : le groupe "dioritique", peu homogène et peu représenté, montre, pour certains de ses membres, une affinité lamprophyrique ; le groupe "gabbroïque" forme une série de différenciation depuis des cumulats gabbroïtiques à olivine jusqu'à des granodiorites sombres ; cette série présente plusieurs particularités : des ocelles disséminées à couronne de clinopyroxène en prismes centripètes et à cœur de quartz  $\pm$  feldspath tardifs, issues de gouttes riches en silice, immiscibles ou difficilement miscibles avec le magma basique ; une contamination par le granite porphyroïde surtout aux bordures ; des teneurs élevées pour les éléments majeurs Si, K, Ti et les traces Ba, Rb et une teneur très faible en Cu.

Bien que l'hypothèse de l'origine des granites à gros grain par anatexis crustale pure ne soit pas invraisemblable, il existe plus d'arguments en faveur de leur origine par différenciation magmatique du groupe gabbroïque. Groupe gabbroïque et granites à gros grain forment une série issue de l'évolution étagée d'un magma basaltique à affinité alcaline ou transitionnelle, plus ou moins contaminé en traversant la croûte continentale, définie comme une série subalcaline potassique saturée en silice. La place de ce magmatisme potassique dans l'orogène hercynien est discutée.

## I N T R O D U C T I O N

---

Le but de ce travail est de contribuer à la reconnaissance des origines et des évolutions des intrusions granitiques. Le choix s'est porté sur un complexe plutonique associant des roches basiques aux granites. Le choix du complexe de Ploumanac'h (Massif Armoricaïn) a été dicté par plusieurs soucis :

- un *âge hercynien*, permettant de penser que ce massif aurait moins souffert que d'autres d'avatars tectoniques. L'âge carbonifère du massif a été envisagé par Sandréa (1958) en raison de son "absence de striction". Les mesures géochronologiques confirment ce point de vue : Adams (1967), Leutwein *et al.* (1968) ont calculé sur minéraux des âges au K-A et au Rb-Sr de  $290 \pm 10$  à  $310 \pm 9$  millions d'années. Une isochrone Rb-Sr sur roche totale fournit un âge de 290 millions d'années (annexe 3).

- l'*appartenance à un ensemble tectonomagmatique clair* (fig. 0.1) : la "traînée moniliforme" de Barrois (1909) qui regroupe un chapelet de granites porphyroïdes rouges.

- d'*excellentes conditions d'affleurements* ; les reconnaissances entreprises en 1969 ont montré que le massif offrait des affleurements exceptionnels en qualité, en étendue et en variété, de loin supérieurs aux massifs frères (mise à part l'auréole de contact du granite de Flamanville).

Il s'est agit d'abord d'établir un certain nombre d'observations concernant l'architecture, la pétrographie et la géochimie de cet ensemble situé dans un environnement qu'il modifie, en partant de l'idée qu'une étude coordonnée des divers aspects est essentielle à la compréhension de la formation des granites.

\*  
\* \*

Les premiers documents géologiques synthétiques concernant la région sont dus à Barrois (carte au 1/80.000 feuille Lannion, 1909) ; Thomas et Campbell-Smith (1932) apportent une contribution importante à l'étude des roches basiques et hybrides de l'Anse Sainte-Anne en Trégastel ; Sandréa (1958) parcourt la région et ajoute quelques observations nouvelles. Chauris (1958) décrit les pegmatites de La Clarté. Coppens (1952), Coppens et Bolfa (1963), Chauris *et al.*, (1965) signalent l'habitus particulier des minéraux accessoires. Coppens *et al.*, (1965) étudient l'âge des zircons. D'autres précisions architecturales et pétro-

graphiques sont apportées par les travaux de Loy (1965, 1967). Parallèlement à mes propres travaux (Barrière et Chauris, 1971 ; Barrière, 1972, 1974, 1976) se déroulent ceux de Dupuis (1972 à 1976) allant de la cartographie à la thermoluminescence .

Le massif granitique de Ploumanac'h forme la pointe nord-ouest du Trégor (Côtes-du-Nord), face aux Sept Iles et à l'Archipel des Triagoz, entre les baies de Lannion et de Perros-Guirec (fig. 0.1). Il offre une côte très découpée, aux nombreux récifs et îlots, sur les communes de Trébeurden, Pleumeur-Bodou, Trégastel et Perros-Guirec ; il couvre une superficie d'environ 35 km<sup>2</sup>, sans compter la zone de balancement des marées, environ km<sup>2</sup> entre l'île Milliau et Ploumanac'h. Cette étendue considérable de l'estran est due à la conjonction d'une forte amplitude de la marée (12 mètres pour les plus importantes) et de l'existence d'un plateau sous-marin plongeant doucement vers le NW, correspondant à la prolongation du massif en mer, et donnant des récifs jusqu'à deux kilomètres de la côte. Ce massif est constitué d'une assez grande variété de roches éruptives, principalement granitiques, appartenant à trois générations distinctes dont l'annexe 1 et la carte hors-texte résument les caractéristiques et précisent la chronologie des principaux constituants. Le *premier groupe intrusif* est constitué de granites à gros grain et de roches basiques contemporaines que je nomme "*la formation synchrone majeure*", et de venues sombres sécantes et réduites. Le *deuxième groupe* est constitué de multiples granites à grain fin et aplites, que je qualifie de *granites intermédiaires* - du point de vue chronologique -. Le *troisième groupe*, également à grain fin, le plus simple et le moins diversifié de tous, est formé par les *granites de l'île Grande*.

\*  
\* \*

Le travail présenté ci-dessous concerne l'architecture du massif dans ses relations avec l'encaissant et la pétrologie de la formation synchrone majeure. Pourquoi cette restriction ? Il m'est apparu que le premier groupe intrusif était de loin le plus important tant du simple point de vue du volume ou de la masse que du point de vue des relations internes (rapports entre matériaux acides et basiques, différenciation à l'intérieur de chaque groupe) et externes (relations avec l'encaissant). Le noeud du problème était là.

---

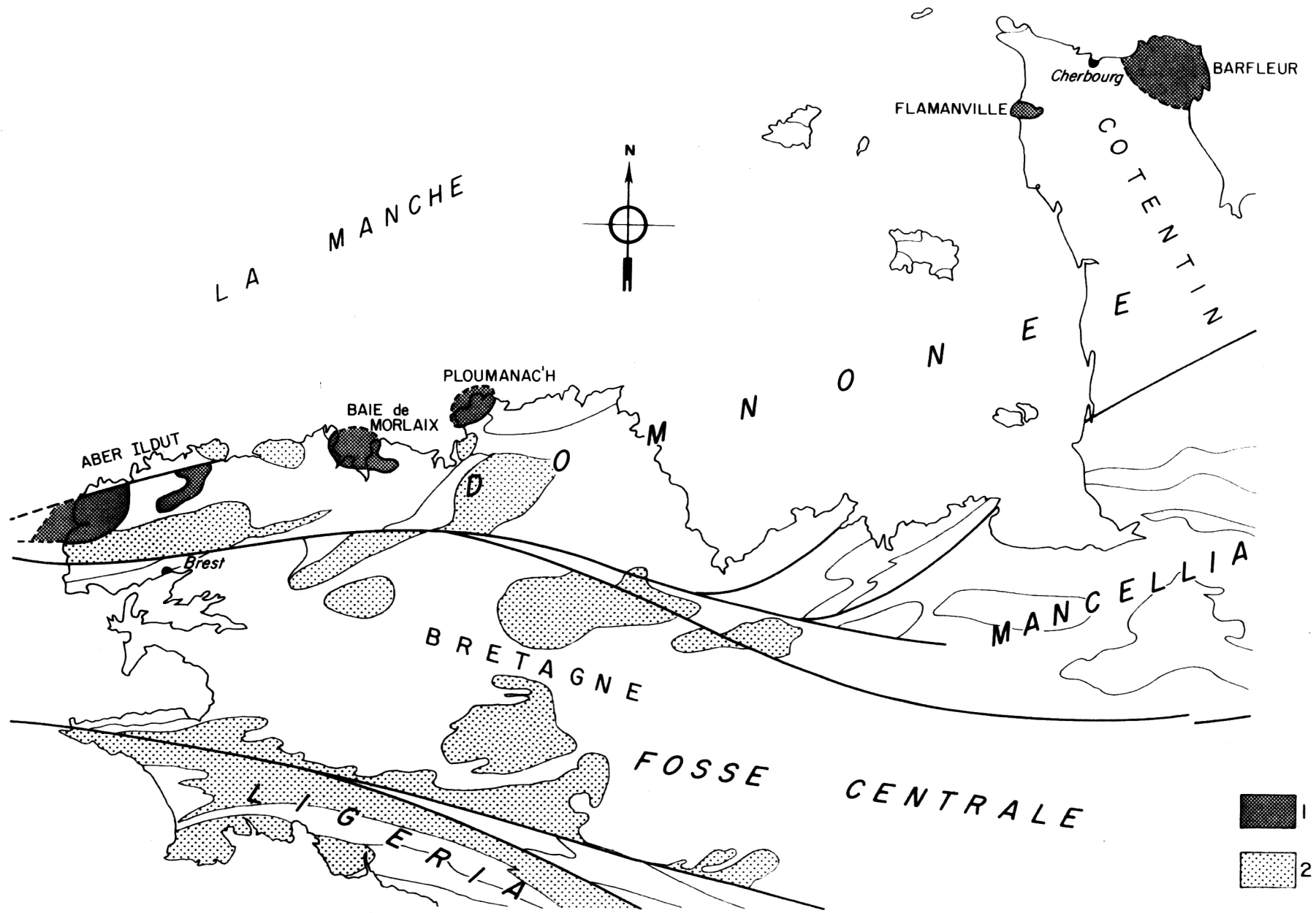


FIG. 0.1 - Situation du complexe de Ploumanac'h dans le Massif Armoricain. Le groupe des monzogranites et syénogranites porphyroïdes rouges (1) se trouve dans le domaine dommonéen ; il se distingue des autres granites hercyniens (2) : le batholite médio-armoricain et les bandes leucogranitiques méridionales.



## 1ÈRE PARTIE

### ARCHITECTURE ET MISE EN PLACE DU MASSIF





## CHAPITRE 1

### ARCHITECTURE DES TERRAINS ENCAISSANTS ET DES ENCLAVES QUI EN SONT ISSUES

#### A - STRUCTURES (DES DIFFERENTS TERMES) ANTERIEURES A L'INTRUSION DU COMPLEXE

Le complexe de Ploumanac'h s'est mis en place dans un bâti composite comportant (cf. carte hors-texte) :

- un vieil ensemble gneissique, dénommé depuis Barrois "Gneiss de Trébeurden" ;
- les cornéennes pélitiques et grésopélitiques de l'île Milliau, dont on ne connaît pas la position stratigraphique exacte ;
- le granite intrusif de Perros-Guirec et son cortège aplitopegmatitique ;
- le champ filonien doléritique, postérieur aux gneiss et au granite de Perros ; mais antérieur au complexe de Ploumanac'h.

Ce bâti forme une ride anticlinoriale. Auvray (1972) y reconnaît un horst limité vers le Sud par de grandes failles Est-Ouest.

La côte et les îlots, tant à l'Est qu'à l'Ouest, offrent des affleurements continus et de grande qualité : le Castel, le Sud de l'île Milliau et l'îlot du Roc'h, pour les cornéennes ; les falaises, de la Pointe de Bihit à Porz Mabo, à l'Ouest, et de Porz Rolland à la plage de Trestraou, à l'Est pour le complexe gneissique et les roches intrusives subséquentes.

#### 1. LE VIEUX COMPLEXE GNEISSIQUE (GNEISS DE TREBEURDEN)

De Crec'h Héry et de la Pointe de Bihit, au SW, à Porz Rolland au NE, des gneiss composites, mylonitiques, présentent une foliation d'écrasement à orientation moyenne variant de N30 à N55 (grossoirement SW-NE) ; cette foliation, très serrée et subverticale au niveau de la Pointe de Bihit, plonge à Porz Rolland de 30 à 45° vers le NW.

Des reliques texturales conservées ici ou là permettent de connaître la nature originelle de certaines de ces roches ; on peut ainsi identifier :

- des roches à phénocristaux, plagioclases à section quadrangulaire et quartz hexagonaux à golfes de corrosion ; elles sont de deux types, à couleur très claire ou grise et à composition rhyolitique ou dacitique. Elles proviennent, soit

de venues filoniennes, soit de volcanites, soit de tufs volcano-sédimentaires.

- des orthogneiss finement à grossièrement ocellés, dérivant d'anciens granites et granodiorites, parfois porphyroïdes ; ces orthogneiss, à l'Ouest de Porz Mabo, sont recoupés par les filons clairs, plissés, écrasés et transformés en leptynites.

A la pointe de Bihit, la foliation est plan axial de plis isoclinaux affectant des filonnets de quartz, dont le plongement axial varie mais est souvent redressé. Les niveaux leptynitiques clairs sont boudinés, pincés en biseau et plissés ; les axes de plis semblant eux aussi plonger fortement. De nombreux corps lenticulaires (poissons ou amandes), décimétriques à métriques sont individualisés par le jeu de deux plans d'écrasement faisant entre eux un angle inférieur à  $30^\circ$  et déterminant une linéation d'intersection subverticale de direction N35 à N50 ; ces lentilles représentent les parties les moins écrasées de la roche. Ce phénomène tectonique est imputable à la forte intensité du laminage (Lilié, 1974, décrit des phénomènes analogues) ou à l'intersection des plans d'écrasement avec une éventuelle foliation primitive (orientée N25-30 selon Verdier, 1968), surface d'anisotropie suivant laquelle se serait aussi produit l'écrasement. Ces deux systèmes de plans perpendiculaires à la compression ne peuvent être des plans de cisaillement conjugués. L'écrasement est accompagné de néocristallisation de chlorite, épidote, biotite verte, séricite, dans les deux systèmes de plans : ces gneiss sont donc des blastomylonites.

L'âge de ce complexe gneissique est rapporté au Pentévrien, par analogie avec la série du Moulin de la Rive, remaniée dans la série de Locquirec qui est elle-même attribuée au Briovérien (Cogné, 1962 ; Verdier, 1968). En l'absence de relations géologiques précises et de données géochronologiques interprétables, rien ne s'oppose à ce que ce complexe n'ait pas un âge uniforme et ne soit pas, pour partie, aussi ancien.

## 2. LA FORMATION GRESO-PELITIQUE DE L'ILE MILLIAU

Cette formation d'âge incertain est constituée de métagraywackes, métarkoses, quartzites et de rares niveaux calcaïques. Elle affleure au SW du massif, sur l'estran sud du Castel de l'île Milliau. Elle est issue d'une sédimentation très fine et rythmique, surtout graywackeuse. Les sédiments rubanés ont subi au moins un métamorphisme régional et deux épisodes de déformations avant l'intrusion du pluton.

Une phase de plissement isoclinal, générateur de schistosité, (fig. 1.1) affecte cette série, le style du plissement étant plus serré à l'Est qu'à l'Ouest de l'île. Les axes de plis plongent de  $30^\circ$  à  $80^\circ$  vers le Nord ; la schistosité de plan axial est orientée autour de N30 et subverticale, disposition voisine de celle des plans d'écrasement des mylonites de la Pointe de Bihit. Cette phase de déformation s'accompagne d'un métamorphisme à biotite, ce mica étant situé dans les plans axiaux.

Le plongement axial parfois très accentué des plis isoclinaux conduit à envisager l'existence d'une autre phase de déformation, qui n'a pas été reconnue de façon formelle. La dispersion des axes de plis et des linéations correspondantes peut être due au glissement différentiel dans un matériel hétérogène ; par ailleurs, les rares charnières courbes décimétriques pourraient correspondre à des figures d'interférence entre le plissement isoclinal et des déformations synsédimentaires (flute-casts, load casts à la base des bancs gréseux). La défor-

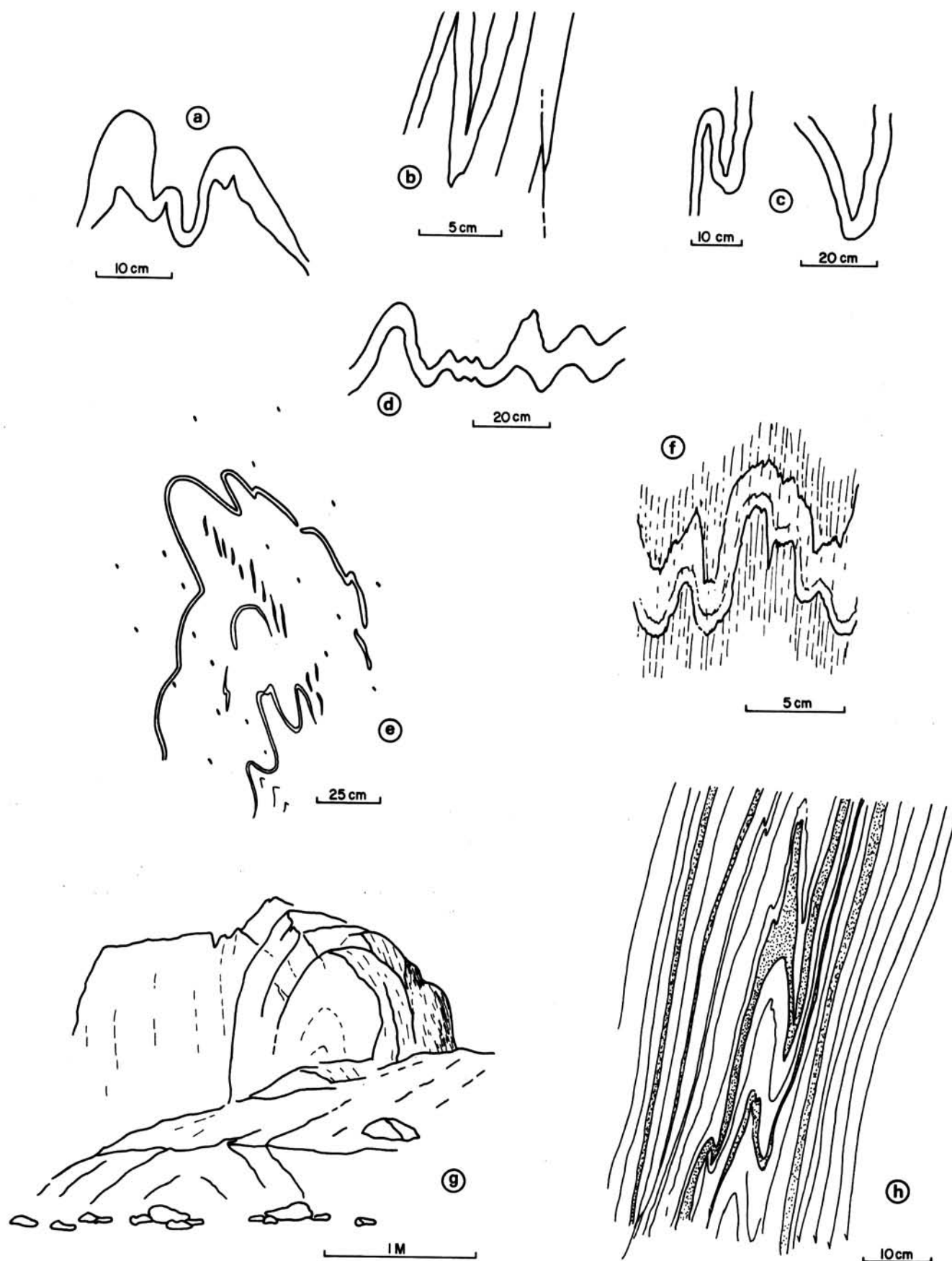


FIG. 1.1 - Attitude des plis anté-intrusions dans les cornéennes de l'île Milliau. Les niveaux gréseux (a, d, e, g) donnent des plis moins serrés que les niveaux pélitiques (b, c, f, h). g, d'après Mazéas (rapport inédit).

mation postérieure à l'intrusion (voir infra) complique singulièrement la reconnaissance de ces structures primitives et oblige à rester circonspect. A priori, cette phase peut être ou antérieure (ondulation ample d'axe ESE par exemple) ou postérieure au plissement isoclinal.

Les relations chronologiques de ces sédiments avec les gneiss de Trébeurden ne sont pas connues. Barrois (1909) a noté par le symbole  $\chi''$  leur parenté avec le Briovérien. De fait, les caractères de sédiments rythmiques et d'une très grande finesse les rapprochent des schistes et quartzophyllades de Saint-Michel-en-Grève. Cependant, rien ne s'oppose à ce que cette formation apparemment azoïque soit plus récente. Quoi qu'il en soit, il serait tentant d'y voir la couverture sédimentaire d'un socle représenté par les blastomylonites de Trébeurden, socle et couverture ayant subi une phase de déformation majeure s'exprimant sous forme, là de mylonitisation, et ici, de plissement isoclinal.

### 3. LE GRANITE DE PERROS-GUIREC

Le granite de Perros-Guirec est intrusif dans le vieux complexe gneissique dont il contient sur sa bordure beaucoup de petites enclaves et quelques grands panneaux. Son âge est estimé à 650 M.A. (Vidal, 1976). Des digitations granitiques, aplitiques et pegmatitiques parcourent les gneiss ; elles forment soit des laccolites - Roc'h Huit ; Sud de la plage de Trez-Meur ; la Roche Mignonne = cote 23 au SE de la Pointe de Bihit - ou des sills ou escaliers (fig. 1.3), soit un lacis très serré aboutissant à une brèche d'injection. Ces appendices et la bordure du massif de Perros subissent surtout à l'Ouest les effets de la blastomylonitisation, en général moins accentués que dans les vieux gneiss, mais tout de même très sensibles. Le granite de Perros est orthogneissifié, avec formation abondante de séricite, biotite verte et épidote, et ressemble alors à s'y méprendre à certains orthogneiss du vieux complexe. Cette convergence explique les hésitations des cartographes (Barrois, Sandréa, Loy, Verdier), sur la limite du massif de Perros-Guirec.

### 4. LE CHAMP FILONNIEN DOLÉRITIQUE

Des filons de dolérites, subverticaux, nombreux et épais (très souvent plus de 5 m de puissance), lardent les gneiss et le granite de Perros, leur orientation d'ensemble est NE à la Pointe de Bihit et s'infléchit à l'ENE du côté oriental. Ces dolérites sont transformées en amphibolites, au contact du massif de Ploumanac'h.

## B - EFFETS STRUCTURAUX DE L'INTRUSION

### 1. GEOMETRIE DES CONTACTS ENTRE LE MASSIF ET SON ENCAISSANT, ET FISSURATIONS CONNEXES DE L'ENCAISSANT.

#### a) Fracture conique majeure

Le contour d'ensemble du complexe intrusif, dans sa partie observable, est proche d'une ellipse ; il représente l'intersection de la surface topographique - assimilable à une surface horizontale - avec une surface conique à pendage interne très fort ( $> 75^\circ$ ) ou quasi vertical. Le contact ainsi observé est net et, pour ainsi dire, tranché au couteau. Ce contact correspond à celui des granites à gros grain type La Clarté ; cependant, entre Trébeurden et Pleumeur-Bodou, les granites intermédiaires, eux aussi recourent l'encaissant, mais cette fois-ci selon une surface à pendage interne faible ( $< 20^\circ$ ).

Ce contour elliptique présente des indentations (Porz Rolland, la Clarté, Trébeurden, l'île Milliau) qui montrent son caractère irrégulier dans le détail. La carte au 1/2500 de l'île Milliau illustre les relations entre le granite et son encaissant (fig. 1.2) : le contact, subvertical, dessine une ligne brisée qui suit tantôt la direction d'ensemble de l'ellipse, tantôt la direction de la schistosité liée au plissement isoclinal ou celle du rubanement des métagraywackes ; le passage du granite à la cornéenne s'effectue en moins d'un millimètre. Des blocs, anguleux, de quelques décimètres jusqu'à dix mètres de côtés, sont détachés de la paroi et enclavés par le granite ; ces enclaves restent confinées au voisinage immédiat de l'encaissant.

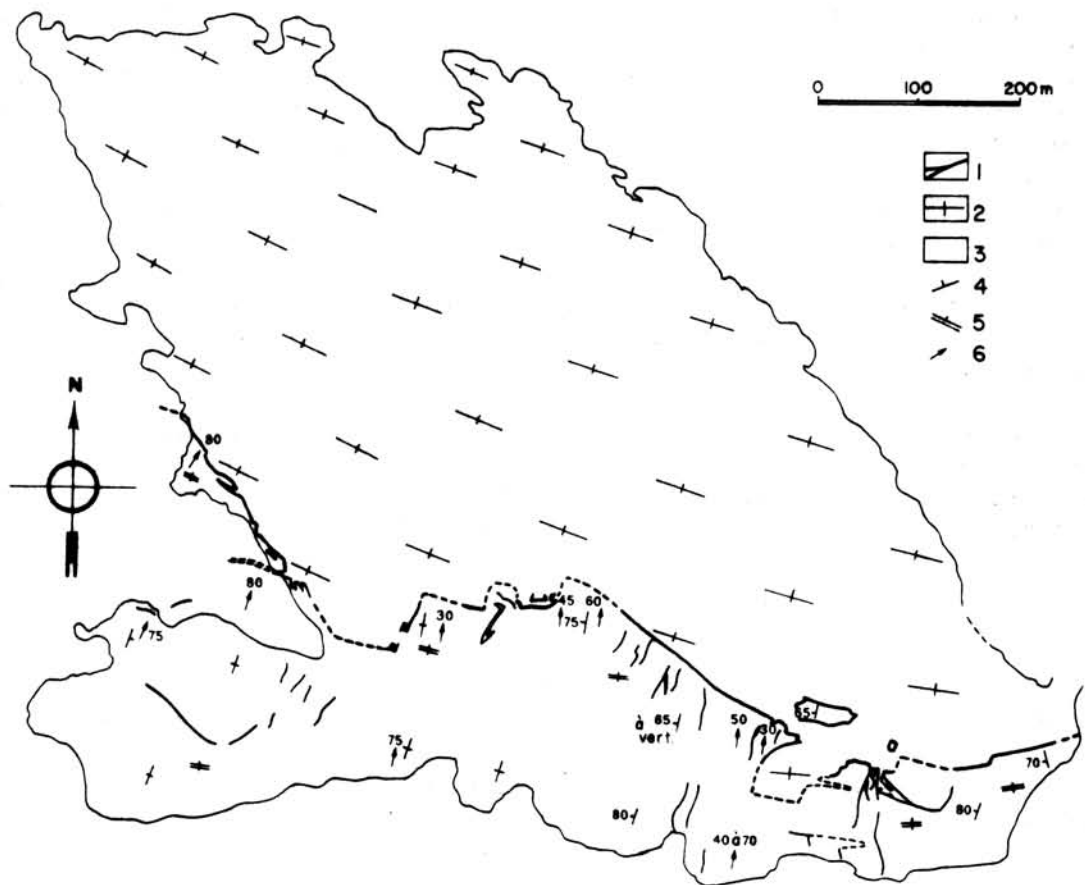


FIG. 1.2 - Contact en ligne brisée de l'île Milliau. (1) : filons aplitopegmatisques. (2) : trace de l'orientation planaire du granite de La Clarté. (3) : cornéennes avec (4) : leur ancienne schistosité ; (5) : leur néoschistosité cryptique ; (6) : le plongement axial des plis isoclinaux.



b) Fractures radiales, concentriques, subhorizontales ou inclinées.

Plusieurs types de fractures sont ouvertes dans les terrains encaissants et nourries par les granites à gros grain, ainsi que par leurs aplites, pegmatites et filons hydrothermaux. On les observe sur les estrans et falaises de l'île Milliau, à l'Ouest, et de Squéouel à la plage de Trestraou, à l'Est.

- Les *fissures radiales*, verticales ou fortement redressées, de loin les plus nombreuses, sont particulièrement bien développées à l'île Milliau, où elles empruntent la direction de la schistosité préexistante (fig. 1.2). Elles sont nourries de filons puissants de quelques cm à 2 m et se prolongent parfois loin du contact (plus de 500 m sur la côte Est). Deux groupes peuvent y être distingués :
  - . des fissures en *relation de continuité avec la masse* du granite ; on observe dans leur remplissage un passage progressif, du granite à gros grain de la Clarté, à un granite à grain moyen, puis à des granites aplitiques, et enfin à des aplitopegmatites (île Milliau).
  - . des fissures, beaucoup plus nombreuses, qui *recoupent aussi bien le granite que son encaissant* ; elles sont remplies d'aplite et de pegmatite (île Milliau, côté Nord-est).
- Les *fissures concentriques* ou subtangentielles, parallèles au contact majeur et donc subverticales, parfois largement ouvertes (jusqu'à 10 m de puissance), sont peu nombreuses. Elles sont situées à moins de 100 m du contact et correspondent à des segments de fractures annulaires secondaires. Elles sont nourries de granite à gros grain, de granite à grain moyen, de granite aplitique et d'aplitopegmatite. Il est probable qu'elles ne sont pas toutes synchrones :
  - . à Porz Rolland par exemple, on observe l'un de ces filons, de 3 à 5 m de puissance (fig. 1.3), constitué de granite de La Clarté, et recoupé par des aplitopegmatites radiales,
  - . à l'île Milliau, on voit plusieurs filons concentriques, de granite à grain moyen, granite aplitique et aplitopegmatite, en relation de continuité avec des fissures radiales du premier groupe et, par elle, avec le granite de La Clarté (fig. 1.2).
- Les *fissures subhorizontales* ou diversement inclinées (pendage < 40°) vers l'intérieur du massif, sont remplies d'aplitopegmatites et recoupent le granite de La Clarté aussi bien que son encaissant. A Porz Rolland, elles sont en relation de continuité avec les fissures radiales du 2ème groupe.

Du point de vue chronologique, on distingue donc :

- des fractures concentriques et radiales, à fort pendage, contemporaines de l'ouverture de la fracture conique et de la venue magmatique principale ;
- des fractures radiales, inclinées et subhorizontales postérieures aux précédentes et à la mise en place du granite périphérique.

2. APLATISSEMENT DES TERRAINS ENCAISSANTS, EN RELATION AVEC L'INTRUSION DES GRANITES A GROS GRAIN

Les terrains environnants, cornéennes rubanées et blastomylonites, ont subi les contraintes responsables de l'aplatissement et de la cataclase des granites à gros grain. La déformation résultante est accompagnée d'un métamorphisme de contact dynamothermique (infra. IIème partie, ch. 12). Cette déformation se mani-

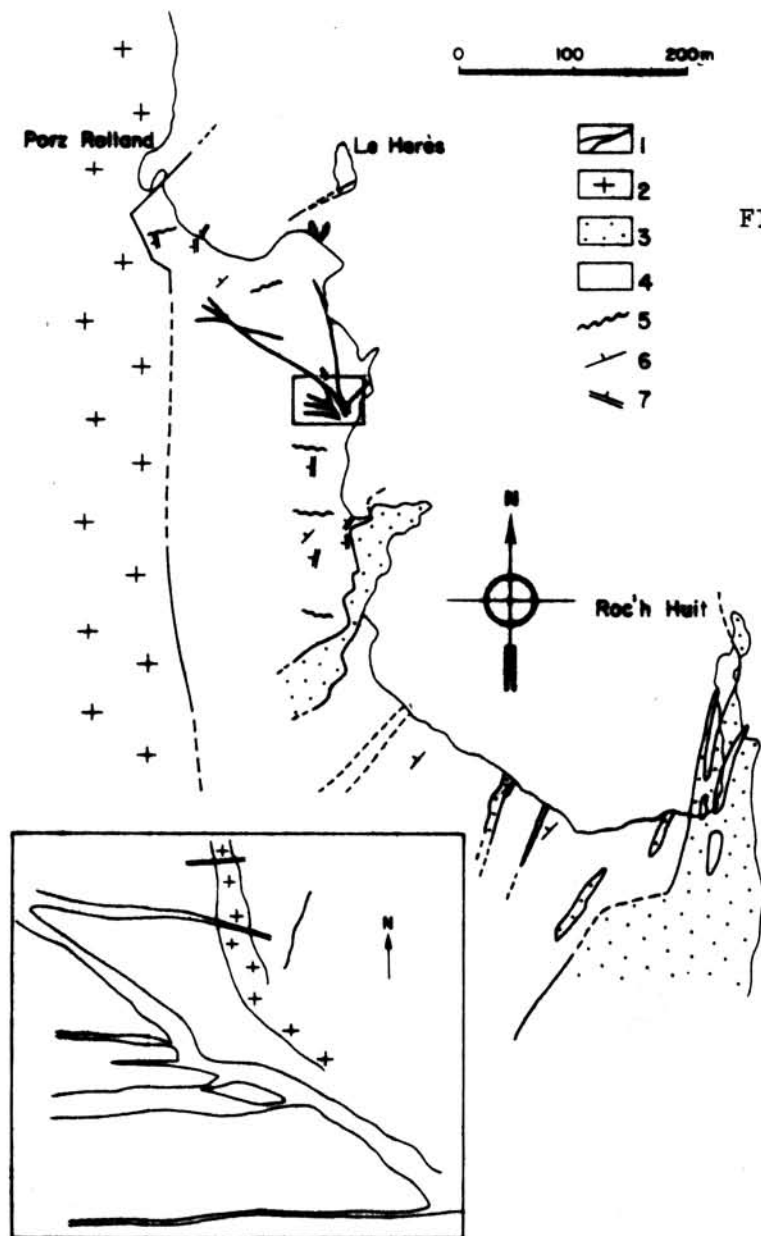


FIG. 1.3 - *Contact de Porz Rolland.*  
 (1) : filons issus de (2) :  
 granite de La Clarté ; (3) :  
 granite de Perros-Guirec et ses  
 apophyses aplitoïdes ; (4) :  
 blastomylonites ; (5) : zone à  
 plis ptygmatiques nombreux ;  
 (6) : foliation anté-intrusion  
 et (7) foliation postintrusion  
 des blastomylonites.

este de façon évidente à l'île Milliau, pour les cornéennes, et dans le secteur situé entre le sémaphore de La Clarté et Porz Rolland, pour le complexe gneissique.

L'affleurement de l'île Milliau est particulièrement favorable, car les plans de schistosité et de rubanement sont à peu près orthogonaux à la limite du granite. Or, une *cryptoschistosité* subverticale, se développe dans ces cornéennes *parallèlement au contour elliptique du massif et à la disposition planaire des granites à gros grain* ; dans le détail, cette schistosité recoupe les indentations du contact. Cette cryptoschistosité, peu visible sur le terrain, est parfaitement nette en lame mince : elle est plan axial de plis tantôt très ouverts, en larges ondulations de plusieurs mètres, tantôt serrés, de quelques décimètres d'amplitude (fig. 1.4). Il s'agit : d'une schistosité de flux près du contact où elle s'accompagne de biotite, de quartz et de sillimanite, pour la séquence pélitique, d'une schistosité de fracture à 1 km du contact (îlots du Roc'h) où elle crénule



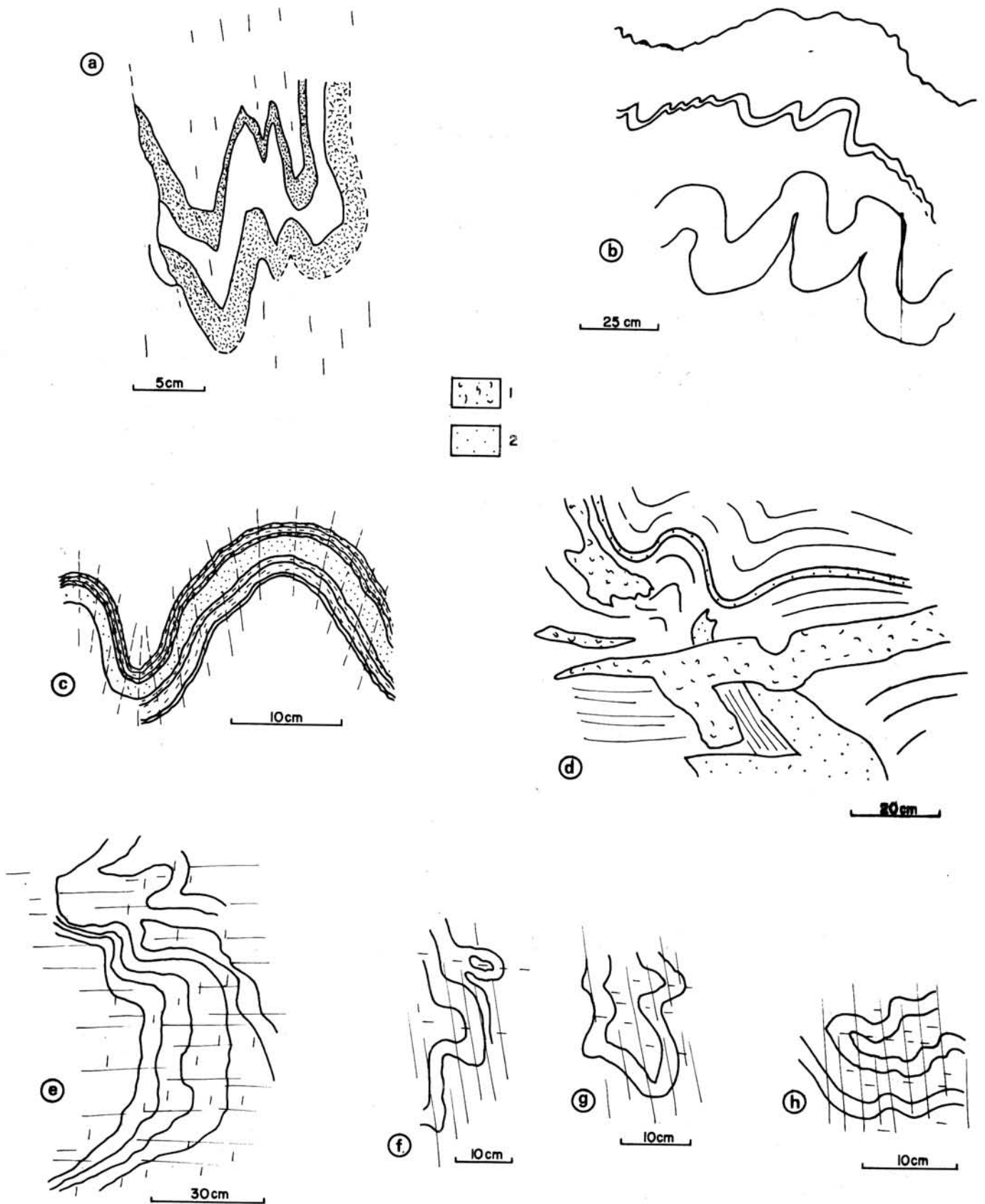


FIG. 1.4 - Aplatissage des cornéennes et des filons par intrusion, à l'île Milliau. Les plis engendrés sont tantôt amples (c, d), tantôt serrés (a). Figures d'interférences avec le plissement isoclinal : e, f, g, h. (1) : pegmatite ; (2) : aplite.

la schistosité régionale à biotite. Ce plissement des cornéennes affecte aussi les filons issus du granite ; les filons perpendiculaires au contact sont gondolés, les filons parallèles au contact peuvent subir un boudinage. Par ailleurs, on observe dans la cryptoschistosité, une fruste *linéation minérale subverticale* : elle correspond à l'orientation de minéraux de néoformation (sillimanite), à l'allongement de minéraux plus ou moins broyés et granulés (andalousite, cordiérite) et d'agrégats polyminéraux (biotite - quartz). Les couches des métasédiments ne sont ni rebroussées, ni rendues parallèles au contact.

Les leptynites et gneiss granodioritiques de Porz Rolland sont coïncés entre le massif de Ploumanac'h et le granite de Perros, en une bande étroite de quelques centaines de mètres (fig. 1.3 ; 1.5) ; le granite de Perros-Guirec et ses dépendances aplitiques et microgranitiques rigides ont fait office d'enclume sur lequel les "gneiss de Trébeurden" ont été refaçonnés? La zone écrasée présente une foliation secondaire grossièrement parallèle au contact et où recristallisent biotite, quartz, amphibole : cette foliation passe à travers les filons granitiques et aplitopegmatitiques issus des granites à gros grain. Ces filons, lorsqu'ils sont peu épais, sont intensément plissotés (plis ptygmatisques, fig. 1.5h) et peuvent très localement montrer des flancs boudinés (fig. 1.5g). Deux filons boudinés sont observables à l'Est de Porz Rolland ; l'un est situé dans un rentrant de la dépendance aplitoïde en escalier du granite de Perros et présente des boudins à axe situé dans la foliation selon la plus grande pente (l'étirement maximum horizontal est due à la configuration locale) ; l'autre a, de par sa position, une signification générale : il montre un *double boudinage* avec étirement maximum selon la ligne de plus grande pente. De plus, quelques filons d'aprites non plissés suturent des plans de cisaillement subverticaux en rapport avec l'aplatissement (fig. 1.5d). Comme dans les cornéennes pélitiques, une linéation minérale se trouve dans la schistosité, et en général selon la ligne de plus grande pente : elle se manifeste par l'allongement des agrégats de biotite - quartz ou d'amphibole verte.

Biot et Ramberg (cf. Ramsay, 1967) ont montré que la longueur d'onde dominante ( $W$ ) des plis ptygmatisques en voie de formation est fonction de l'épaisseur ( $t$ ) du filon et du rapport des viscosités du filon ( $\mu^1$ ) et de la roche ( $\mu^2$ ) qui le contient. Treize mesures faites sur des filons qui en sont au tout début du gondolage montrent qu'effectivement le rapport longueur d'onde dominante / épaisseur des veines ptygmatisques est constant (tabl. 1.1., fig. 1.6), notamment pour les pegmatites où ce rapport avoisine 10. On peut alors calculer le rapport des viscosités  $\mu^1 / \mu^2$  du filon et de son encaissant à partir de la relation

$$W = 2\pi t \left( \frac{\mu^1}{6\mu^2} \right)^{1/3}$$

qui donne pour les filons des pegmatites, une viscosité environ 24 fois supérieure à celle des cornéennes et des blastomylonites au moment de la déformation. Cette donnée quantifie la relative malléabilité des roches encaissantes chauffées et comprimées par le granite, au moment où, selon toute vraisemblance, les aplites et pegmatites étaient entièrement cristallisées. Cette plasticité des cornéennes et des blastomylonites a grandement facilité leur déformation.

Les plis ptygmatisques permettent en outre de calculer une valeur approchée de l'aplatissement subi par la roche (Ramsay, 1967) contenant les filons plissés ; les cornéennes de l'île Milliau peuvent être *localement* aplaties de moitié, les blastomylonites de Porz Rolland enregistrent un raccourcissement encore plus considérable qui atteint par endroits les deux tiers (tableau 1.1). Ces quantités de déformation sont des limites supérieures ; dans leur ensemble, les terrains encaissants ne paraissent pas avoir été aplatés de plus d'une centaine

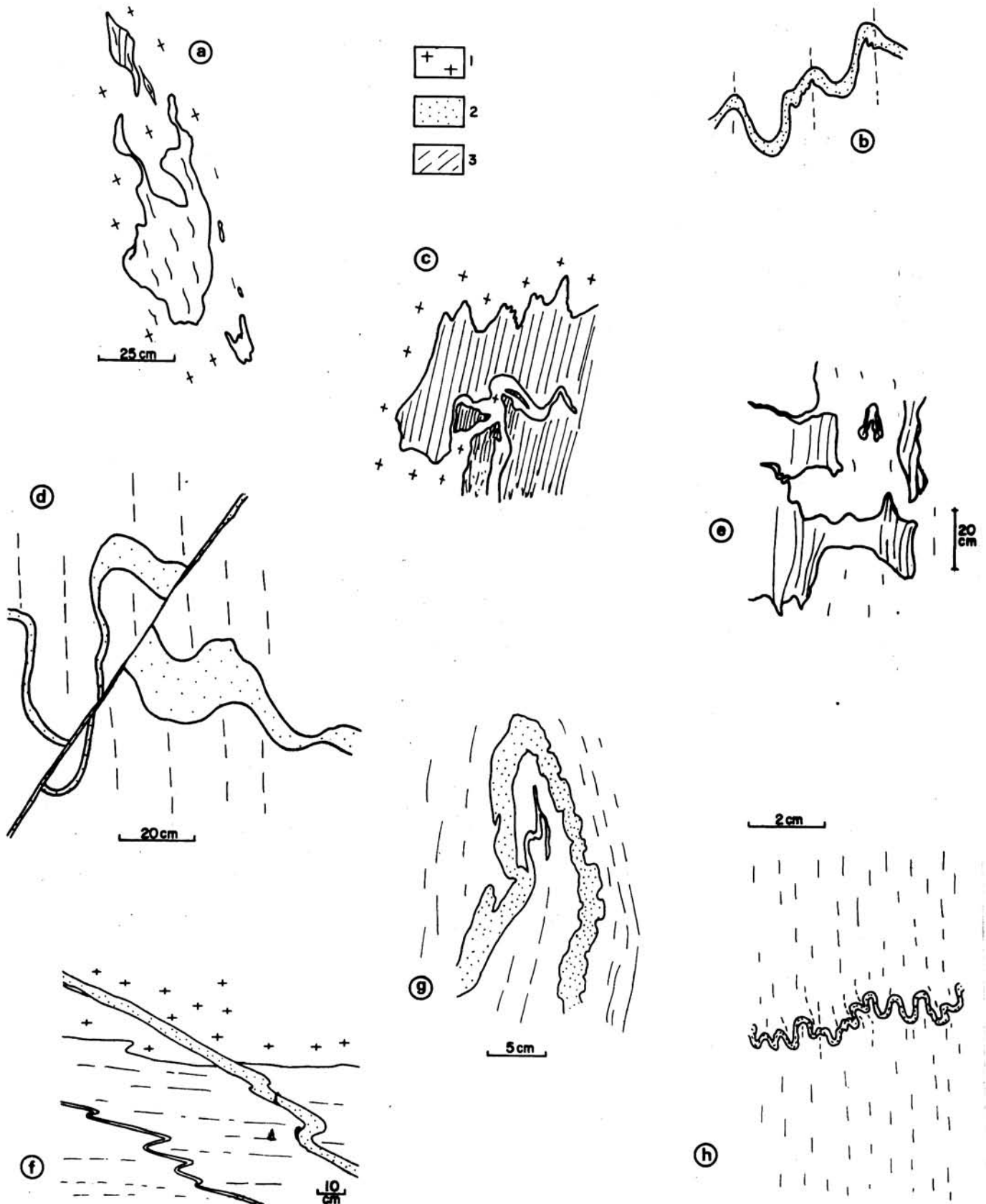


FIG. 1.5 - Aplatissement des blastomylonites et des filons de Porz Rolland. (1) : granites ; (2) : aplitopegmatites ; (3) : blastomylonites. b, d à h : plis ptygmatisques. d : pli ptygmatisque cisailé avec deuxième génération d'aplite dans le cisaillement ; f : corrélation entre longueur d'onde et épaisseur des filons ptygmatisques au contact d'une apophyse de Perros-Guirec (d'après Gofas, rapport inédit) ; g : boudinage d'un flanc de pli ptygmatisque.

de mètres ; c'est peu eu égard à la dimension du massif dont le rayon s'accroît, à ce stade postaplitique, de moins de 2 %.

TABLEAU 1.1

*Filons ptygmatisés de l'île Milliau et de Porz Rolland*

Rapport de la longueur d'onde dominante à l'épaisseur du filon gondolé, en fonction de la nature du filon et de la roche encaissante (13 mesures) ; en dernière colonne, valeurs de l'aplatissement maximum (20 mesures)

LOCALITE	ROCHE	APLITE	PEGMATITE	Aplatissement maximum
<i>Ile Milliau</i>	Cornéennes rubanées		9 et 10	50 %
<i>Porz Rolland</i>	Blastomylonites claires	5 à 8	10	60 %
	Blastomylonites sombres	9	10	66 %
	Métadolérites			30 %

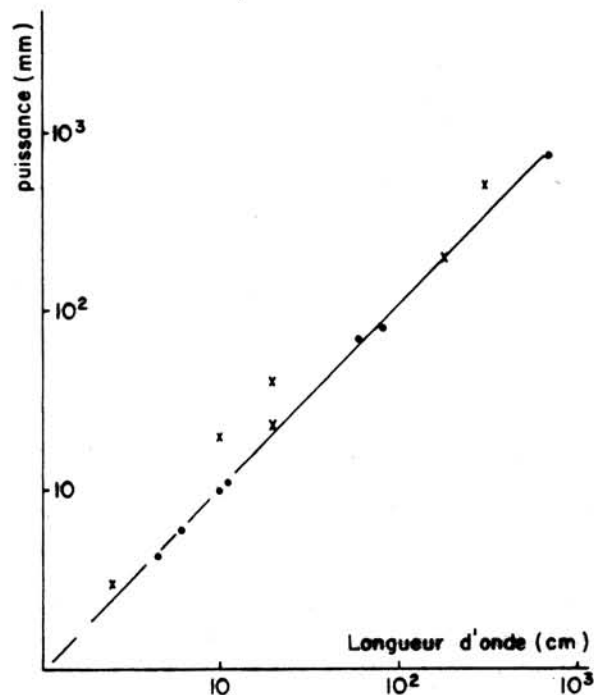


FIG. 1.6 - Relation entre épaisseur et longueur d'onde des filons ptygmatisés de Milliau et Porz Rolland :

Points : aplites  
Croix : pegmatites

### 3. APLATTISSEMENT DES ENCLAVES DE CORNEENNES

Les enclaves de cornéennes incluses dans les granites à gros grain subissent le même phénomène. Cela est particulièrement net dans le secteur Seigle - Tanguy - Haren (fig. 1.7) et visible également aux îles Biguédec, Jaouen et Losquet.

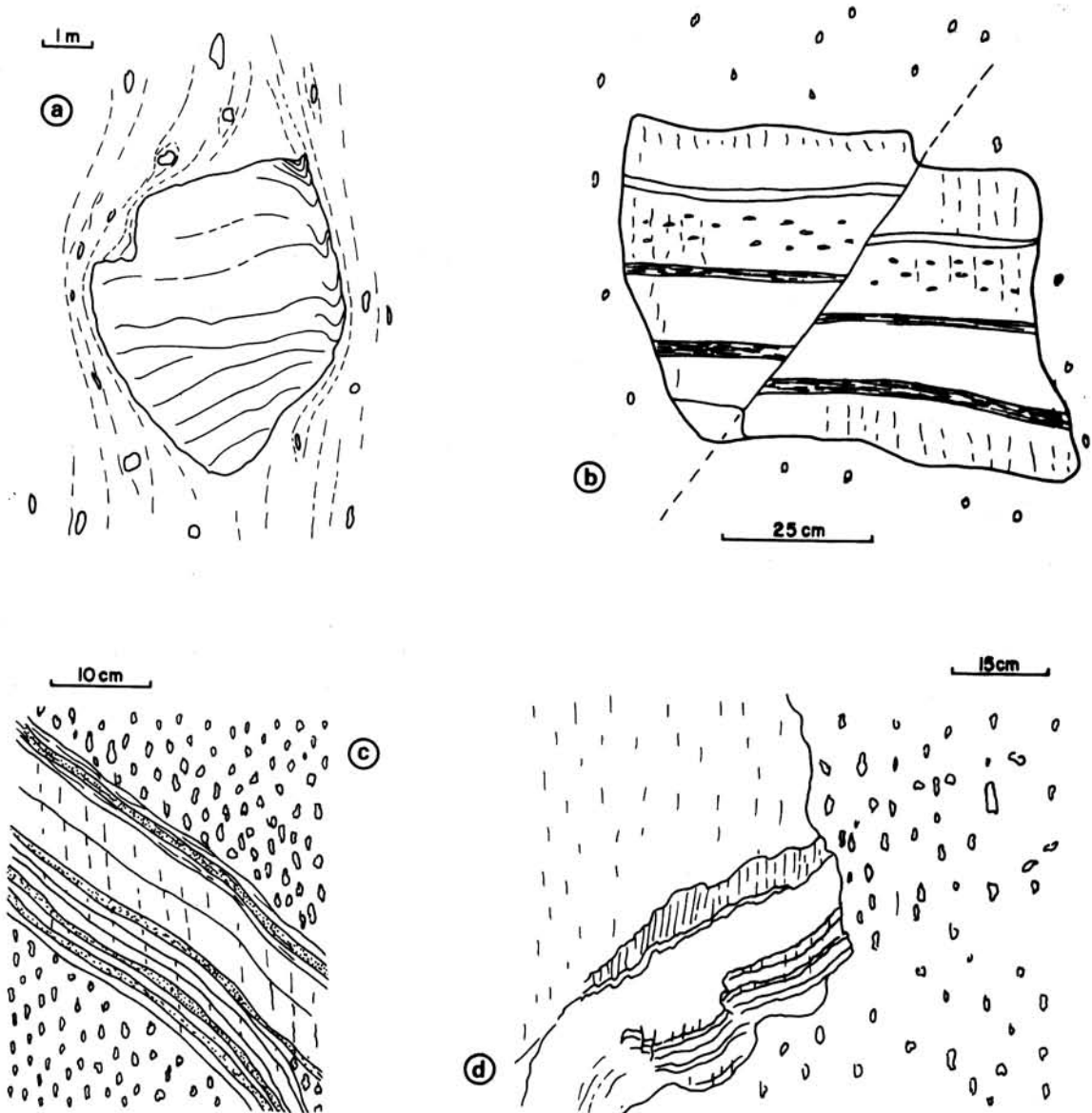


FIG. 1.7 - Aplattissement des enclaves de cornéennes du granite porphyroïde.  
 a : ombre de pression aux extrémités d'une grosse enclave à Haren.  
 b, c, d : développement d'une fruste schistosité à biotite - sillimanite, subparallèle à la disposition planaire du granite.

A la périphérie de ces enclaves se développe, dans les niveaux alumineux, une schistosité fruste à biotite - sillimanite, parallèle à la disposition planaire du granite et passant du granite à l'enclave sans déflexion ou avec une légère réfraction. Parfois cette foliation est plan axial de plis souples observés dans l'enclave de cornéenne. A Biguedec, j'ai observé aussi dans un grand amas de cornéennes incluses dans le granite porphyroïde, des filons d'aplite plissés ayant pour plan axial la disposition planaire commune au granite et à son enclave. Ces

enclaves de cornéennes à néofoliation peuvent être rapprochées des xénolites décrits par N.R. Martin (1952) dans le massif de Flamanville, où les amphiboles et biotites recristallisent parallèlement à la structure planaire du granite.



## CHAPITRE 2

### ARCHITECTURE DE LA PREMIERE UNITE INTRUSIVE

#### LES DONNEES DE L'OBSERVATION CONCERNANT LES GRANITES A GROS GRAIN ET LES ROCHES BASIQUES

---

##### A - ORIENTATIONS PLANAIRES ET LINEAIRES DES GRANITES A GROS GRAIN

La description qui suit repose avant tout sur des observations mésoscopiques ; celles-ci ont été contrôlées en lame mince (micro-structure) ; réunies et intégrées sur une carte, elles révèlent une mégastucture (cf. carte hors-texte).

Les granites à gros grain sont typiquement orientés ; les minéraux plats - biotites, feldspaths - et les cloisons de quartz révèlent une disposition planaire. Par ailleurs, la disposition des enclaves congénères du granite corrobore toujours l'orientation décelée à partir des minéraux ; ces enclaves présentent une forme discoïde à lenticulaire proche d'un ellipsoïde uniaxe, avec plan d'aplatissement parallèle à l'orientation planaire minérale. Ces différents repères, utilisés conjointement, indiquent l'existence très générale d'une disposition planaire.

Localement, à l'oeil nu, on observe une linéation minérale ayant pour support la fluidalité planaire subverticale. Cette linéation se manifeste dans le plan de fluidalité par une faible orientation préférentielle des mégacristaux et par une très légère excentricité de la trace des enclaves discoïdes dont le plus grand axe est lui aussi subvertical. Aux Peignes et à l'île de Seigle, cette linéation plonge de 70° vers le Sud-Est et l'Est ; en quelques autres localités, elle est subverticale ou proche de la ligne de plus grande pente dans le plan de la disposition planaire. Cependant, la structure planaire domine de très loin la structure linéaire à l'échelle mésoscopique.

Au microscope, on note que la structure planaire est soulignée par un parallélisme net des faces (010) du microcline et de l'oligoclase et des faces (001) des biotites. Cette disposition planaire va de pair, pour partie, avec une déformation mécanique dans un milieu fortement cristallisé. En effet, les feldspaths sont fracturés perpendiculairement à leur aplatissement et montrent parfois une bordure légèrement granulée ; les biotites sont tordues et moulées sur les feldspaths ; le quartz présente des formes de fluage, avec granulation et extinction roulante. Dans les types les plus écrasés, le quartz tend à former des cloi-



sons polycristallines, les biotites sont déchiquetées, et la roche prend une allure de gneiss ocellés. Cependant, on remarque aussi que même lorsque la cataclase est faible (quartz à peine flué), les mégacristsaux de feldspaths restent souvent nettement orientés selon une disposition planaire.

L'intensité de l'orientation varie donc d'un point à l'autre du massif ; on n'en a pas fait d'étude quantitative. A l'observation mésoscopique, le repérage de cette structure planaire est plus difficile dans le granite à gros grain périphérique - où les bons marqueurs font défaut - que dans le granite porphyroïde ; mais il n'empêche que le granite périphérique est autant folié sinon plus que le granite des Traouiéros. Cependant, au contact même, l'orientation du granite périphérique est moins marquée, ainsi que dans les zones NE et SW, là où le type La Clarté est le plus puissant.

Au total, le schéma structural d'ensemble, obtenu à partir d'un relevé systématique des orientations planaires, révèle une disposition planaire subverticale tournant autour du massif de façon parallèle à ses contacts avec l'encaissant. Généralement, les plans de flux sont fortement inclinés vers le centre du massif, de 85 à 70° ; seule la région de Trégastel-bourg montre une inclinaison moins accentuée, de 50 à 60°. La figure obtenue est donc celle d'un emboîtement de troncs de cônes aigus à section elliptique, analogue à celle d'en entonnoir profond.

## B - STRUCTURE DES SCHLIEREN RUBANES

Les granites à gros grain - surtout le granite porphyroïde - présentent des différenciations rubanées (schlieren), donnant des figures significatives.

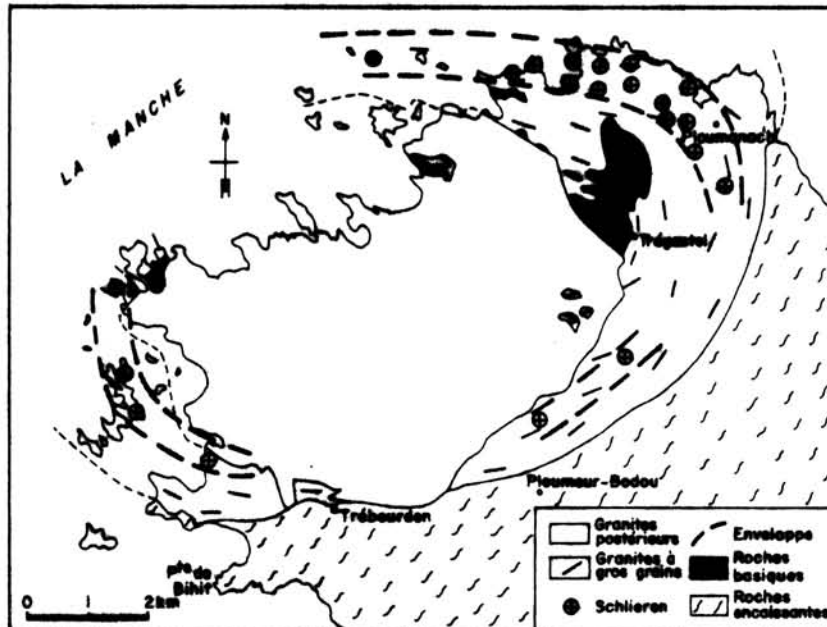


FIG. 2.1 - Localisation des schlieren des granites à gros grain et des roches basiques. La discontinuité de l'enveloppe annulaire des schlieren est due aux lacunes d'affleurement.

Les traînées riches en minéraux ferromagnésiens (biotite brune avant tout) sont concentrées dans une zone annulaire, de puissance variable - plusieurs centaines de mètres - située à une distance de 500 à 1500 m de la bordure du massif (fig. 2.1), dans le granite porphyroïde et la zone de transition vers le granite de La Clarté. En outre, quelques schlieren de taille réduite se trouvent en dehors de cette zone, notamment tout près de la bordure et parfois près des enclaves métriques de cornéennes. L'étude de ces objets a été entreprise sur trois localités où ils sont nombreux et bien exposés ; à Tourony en Trégastel ; dans les îles au Nord de Trégastel-plage, de l'île du Dé à l'île aux Lapins ; enfin, à l'extrémité NW de l'île Losquet.

### 1. FORME DES SCHLIEREN

Les traînées sombres sont disposées dans la masse du granite soit isolément, soit en ensembles plus ou moins complexes (fig. 2.2 ; 2.3 ; 2.4). Dans une même localité, on observe en général aussi bien des individus isolés que des ensembles complexes. Les individus isolés montrent souvent les marques d'une dislocation et d'une résection (2.5) : la masse du granite porphyroïde est susceptible de les trancher net et de les isoler, leur conférant une allure de lambeaux. Vis-à-vis de ces vestiges, les ensembles font figure d'objets mieux préservés et conservés.

La forme générale des schlieren est des plus variables ; il est difficile d'en avoir une vue précise car les sections combinant plusieurs plans orthogonaux sont rares. Là où ils sont le moins déformés (région de Tourony), ce sont des surfaces courbes à géométrie relativement simple : ressemblant à des cuillers (portions de sphères ou d'ellipsoïdes), à des tubes, lobes ou gouttières, souvent emboîtés les uns dans les autres comme des festons (fig. 2.2 à 2.4 ; 2.6 à 2.10). Couramment, les traînées sombres sont attachées en faisceaux ou disposées en fourches. Certains dispositifs pourraient rappeler ceux de la stratification entrecroisée (fig. 2.2) : une guirlande paraît recouper une autre guirlande et être elle-même recoupée par une troisième ; cependant, même dans les zones les moins déformées, les festons sont disposés de façon peu régulière, comme s'ils avaient été déplacés les uns par rapport aux autres : ainsi la guirlande de droite de la figure 2.2 est quasi-orthogonale à sa voisine, ou bien les guirlandes de la figure 2.3 qui sont tournées "dos à dos" (convexité contre convexité).

Dans les localités à déformation plus intense, on observe encore ces dispositifs, mais aussi de nombreuses surfaces gauches, bosselées et même digitées. Les sections de ces surfaces donnent de belles figures de plis (fig. 2.11 à 2.13). Il n'a pas été possible de trouver des sections planes permettant la construction des isogones ; cependant, la forme des plis semble pouvoir se rapporter aux trois classes de Ramsay (1967) : classe 1c (plis à isogones convergents ; classe 2 (plis semblables, à isogones parallèles) et 3 (plis à isogones divergents), ainsi qu'à des superpositions de plis de classes différentes. Ces figures de plis montrent souvent des charnières épaissies et des flancs très minces et allongés. Ces plis sont presque toujours dissymétriques. Dans les zones à déformation très intense, les figures de plis sont très serrées (fig. 2.14) ; les rayons de courbure des charnières peuvent descendre jusqu'à moins de 20 cm. Il faut noter que dans une même localité, l'intensité de la déformation varie très vite de place en place et que des figures peu déformées peuvent côtoyer à quelques mètres de distance des figures qui le sont beaucoup plus (Nord de l'île aux Lapins) : la déformation est hétérogène.

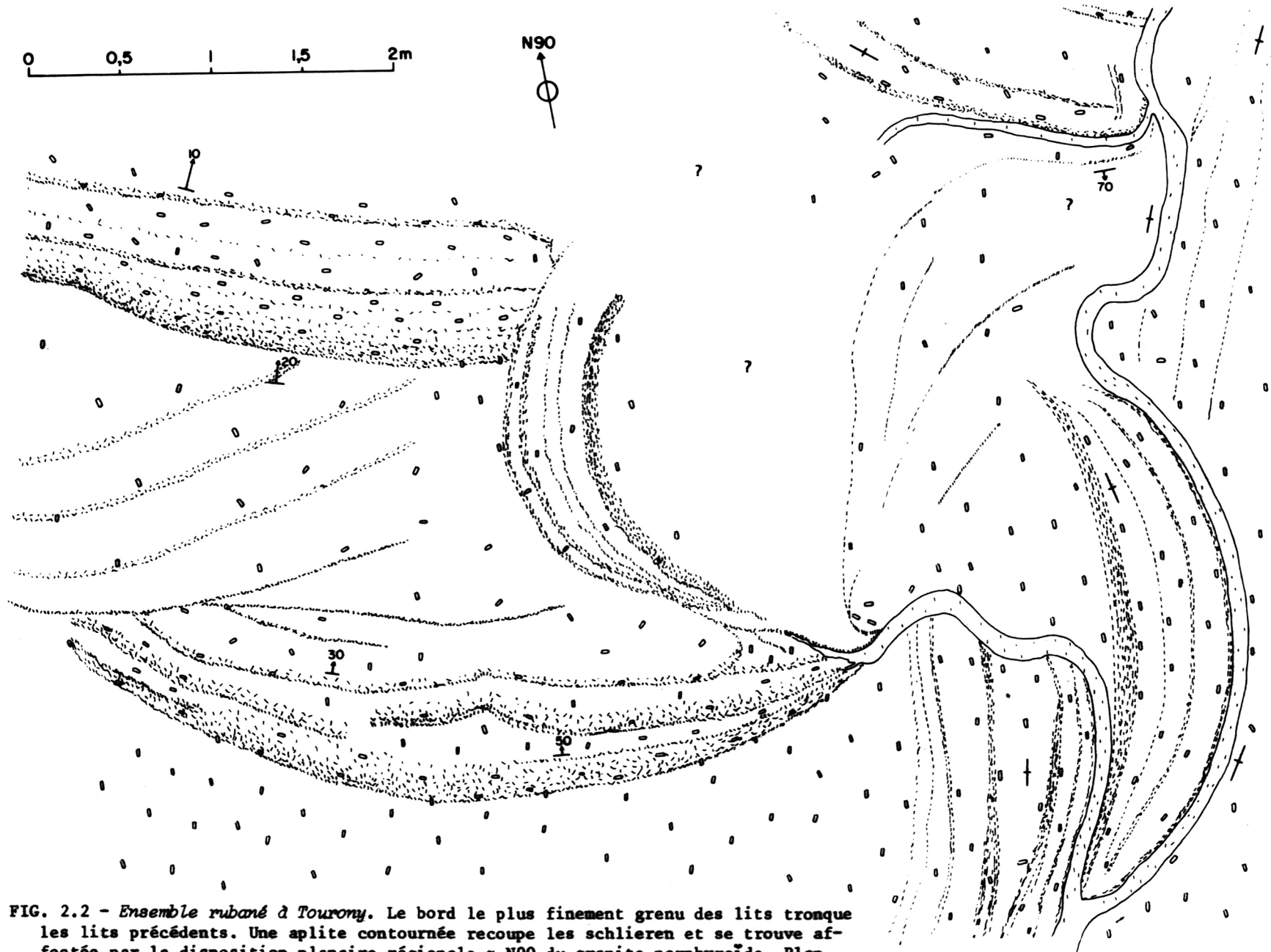


FIG. 2.2 - Ensemble rubané à Tourony. Le bord le plus finement grenu des lits tronque les lits précédents. Une aplitte contournée recoupe les schlieren et se trouve affectée par la disposition planaire régionale  $\approx$  N90 du granite porphyroïde. Plan faiblement incliné.

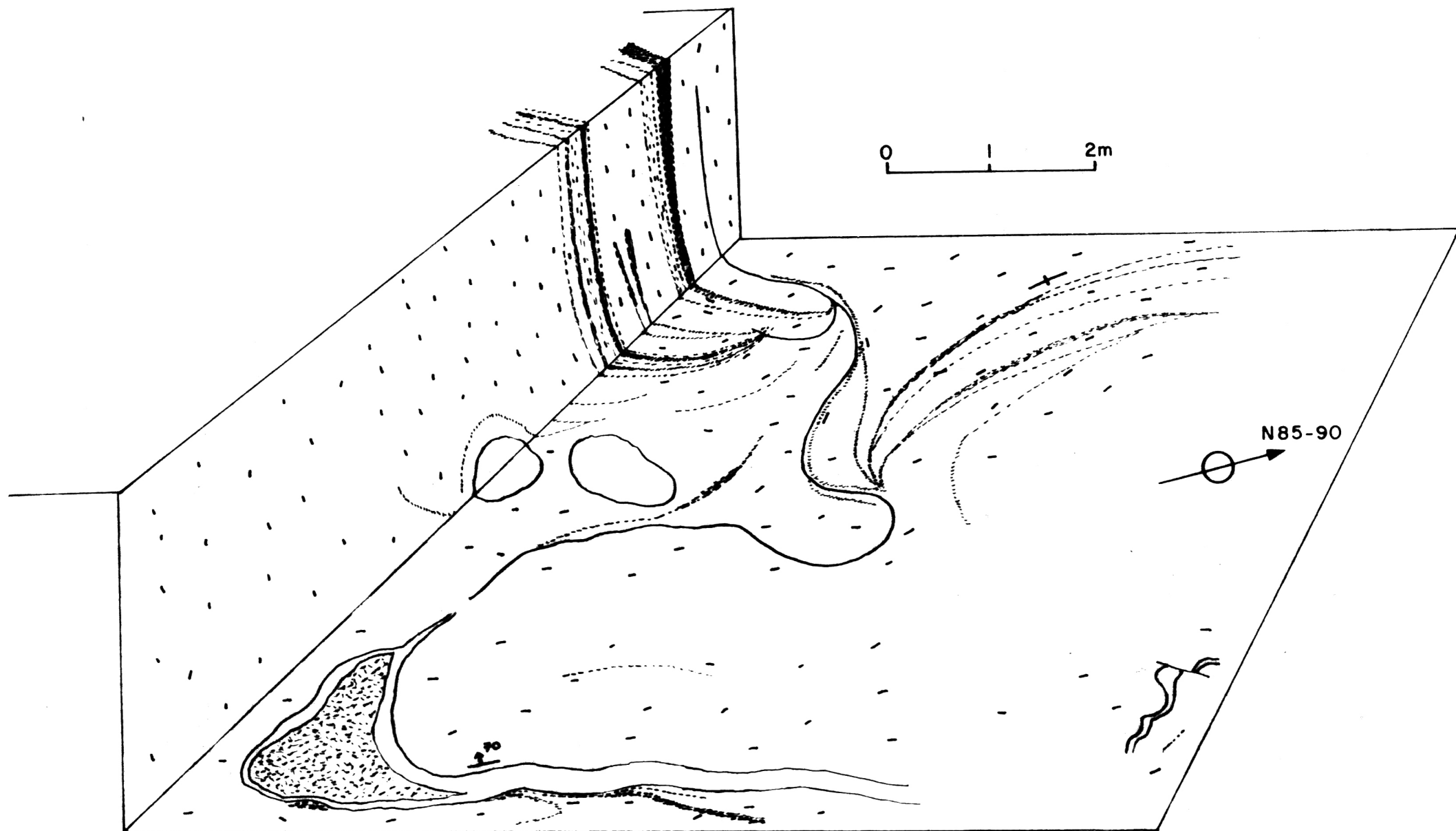


FIG. 2.3 - Autre ensemble rubané à Tourony. Le dièdre laisse entrevoir la forme en cuiller des zones litées. Une aplitte contournée, affectée par la disposition planaire régionale du granite porphyroïde vient mouler (en bas à gauche) un antiforme micacé qui représente le dos de l'une des "cuillers".

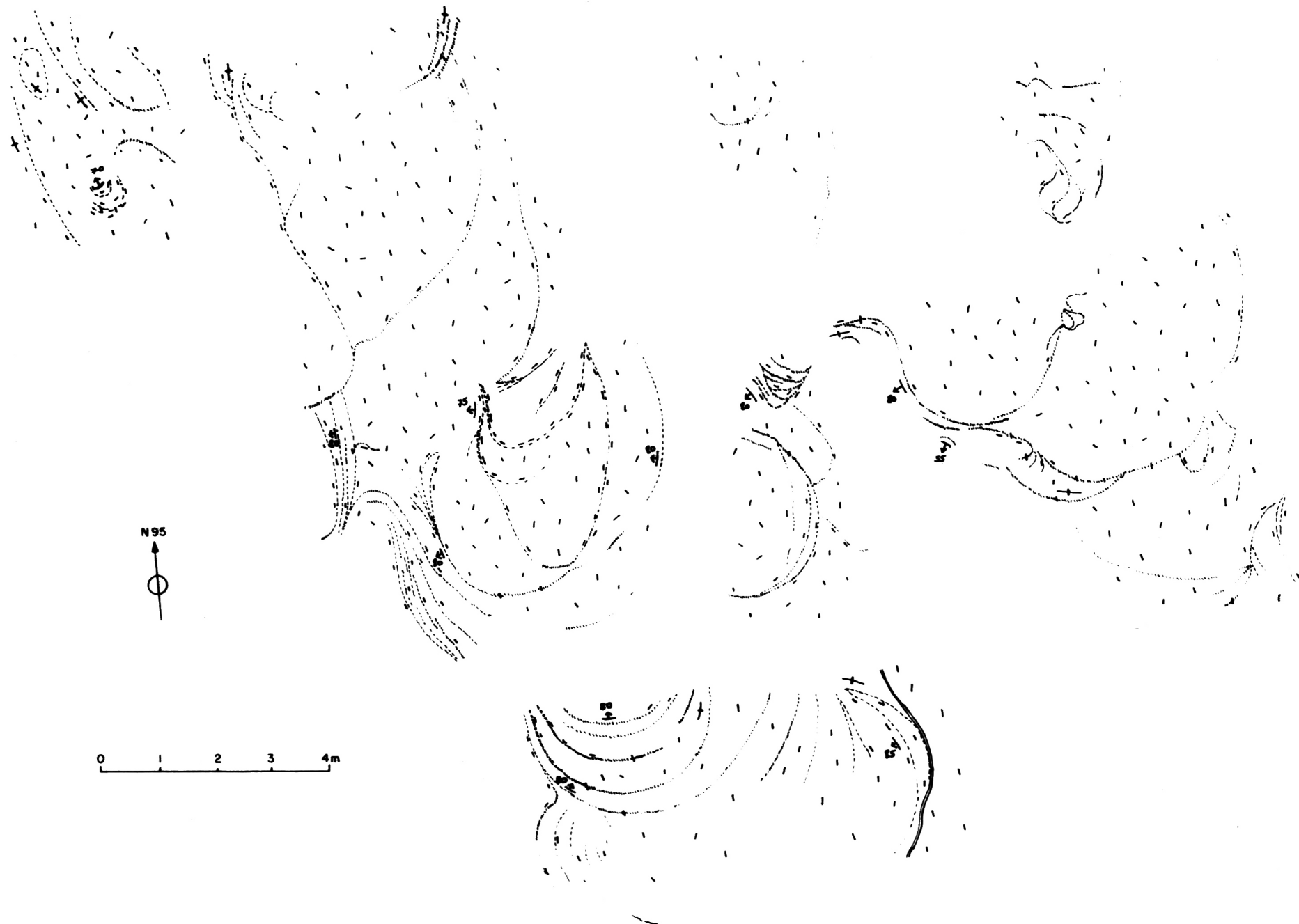


FIG. 2.4 - Groupe de schlieren "cellulaires" à Tourony : le dispositif réalisé montre de nombreuses troncatures, se succédant du bas en haut de la figure et quelques beaux exemples de litages emboîtés en pelure d'oignon. Plan subhorizontal.

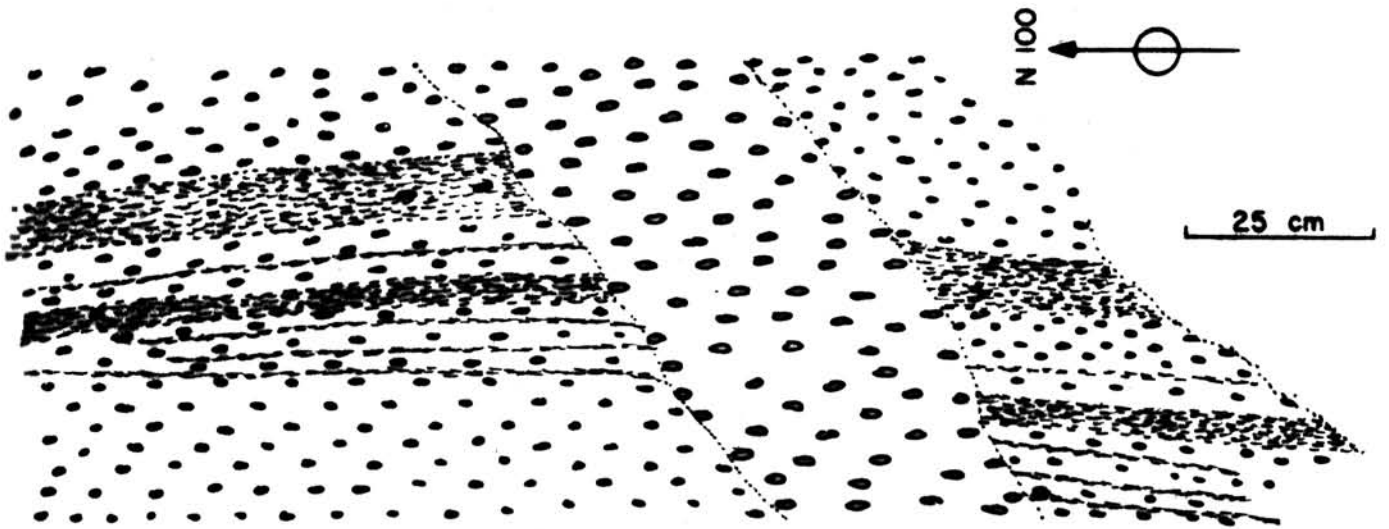


FIG. 2.5 - Zone rubanée recoupée par le granite porphyroïde. Groupe de l'île du Dé. Plan faiblement incliné.

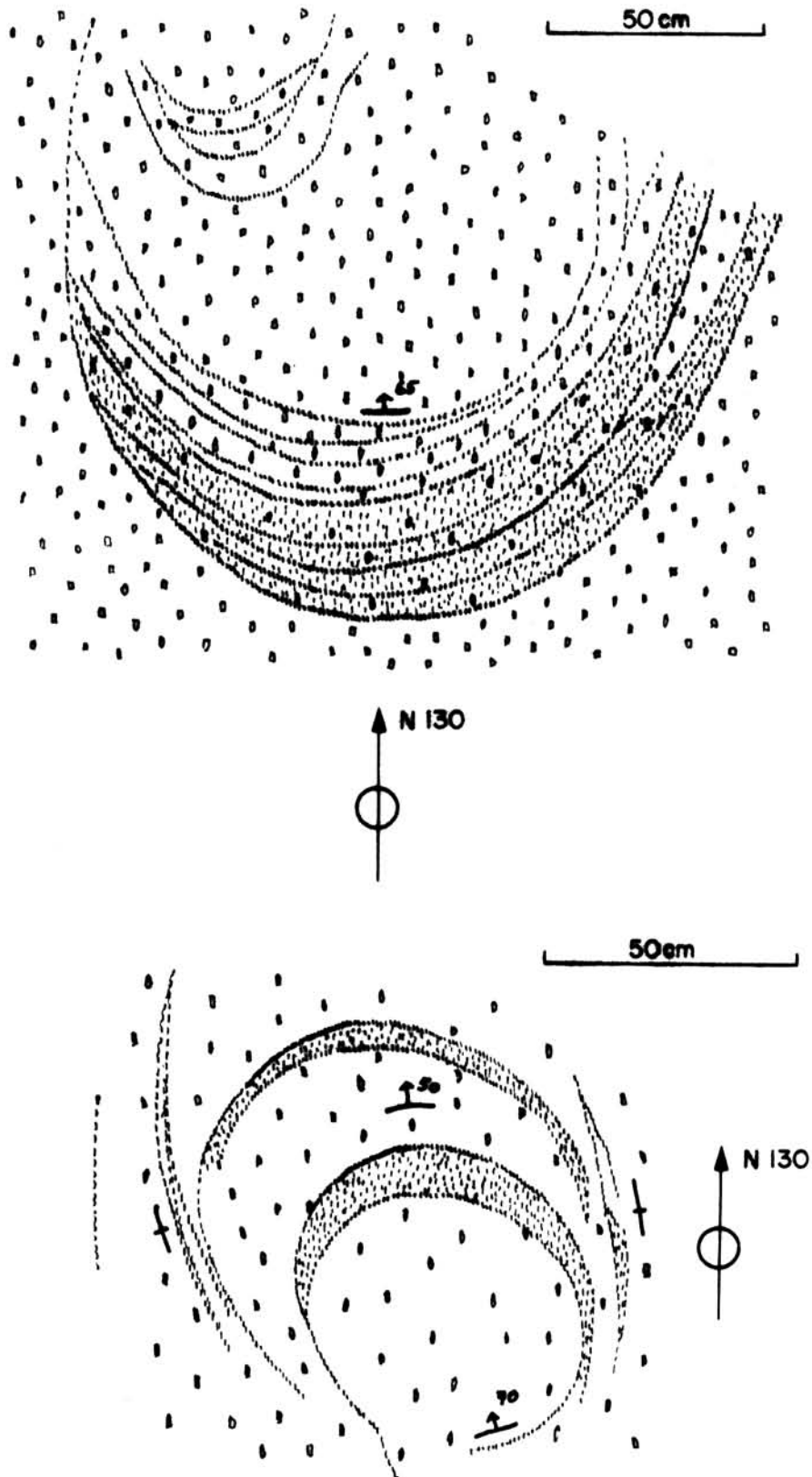


FIG. 2.6 - *Schlieren en guirlande ou en tube de l'île Losquet : coupe horizontale.*





FIG. 2.7 - *Zone rubanée en cuiller.*  
Losquet.

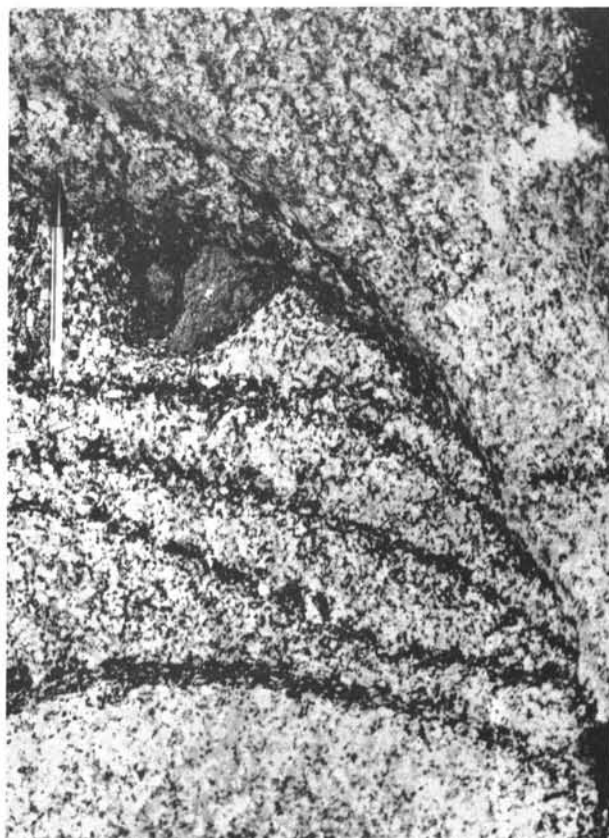


FIG. 2.8 - *Détail de schlieren tronqué,*  
Tourony.



FIG. 2.9 - *Détail de schlieren en guirlande,*  
Losquet.  
La disposition planaire régionale recoupe tout le dispositif et a valeur de plan axial.

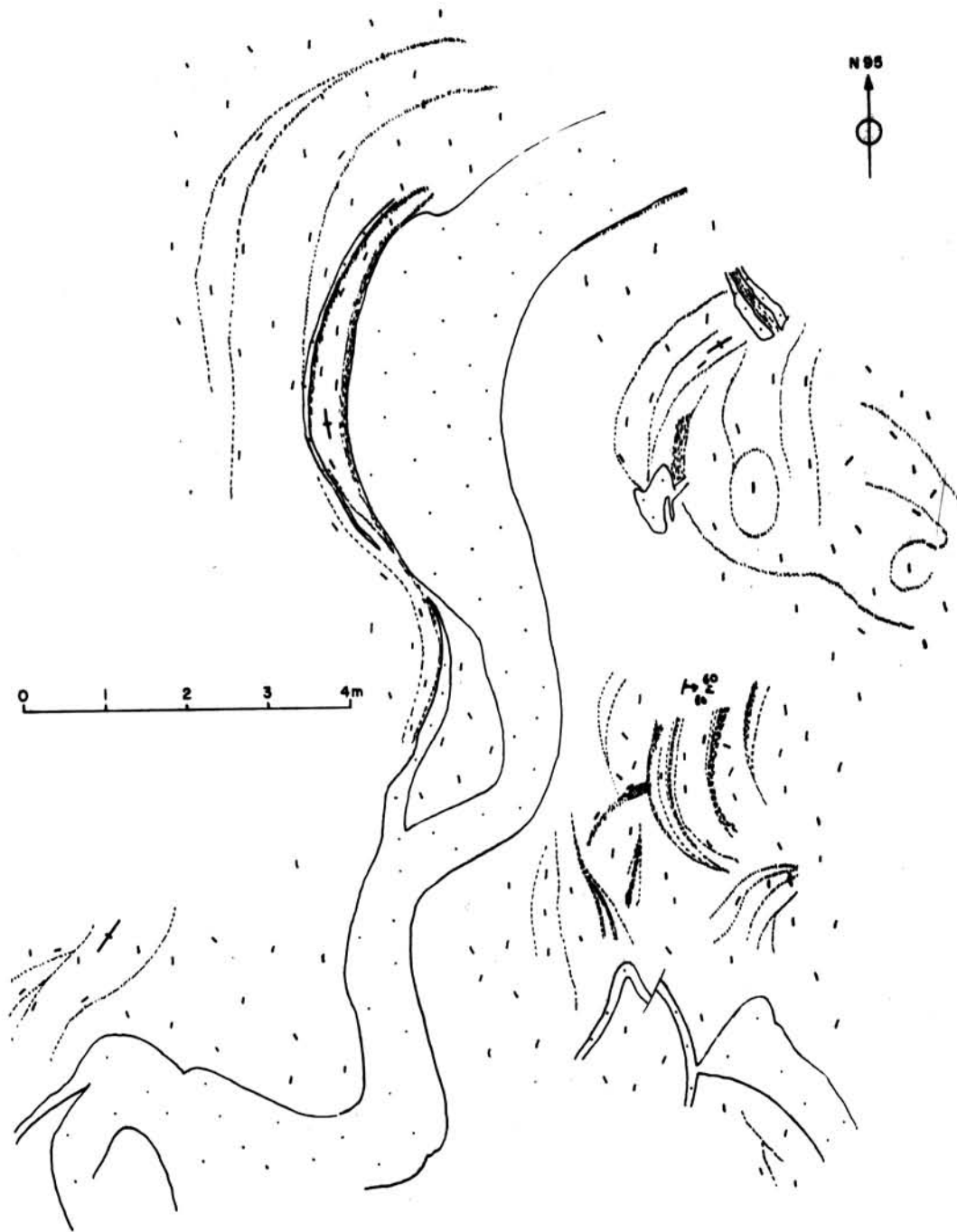


FIG. 2.10 - Ensemble lité et aplitopegmatitique à Tourony. De puissantes aplitopegmatites contournées se logent à la faveur des surfaces de discontinuité du litage. Plan subhorizontal.



FIG. 2.11 - *Zone rubanée plissée, Losquet*. Les guirlandes tronquées sont fortement resserrées et recoupées par la disposition planaire du granite porphyroïde. Surface subhorizontale.

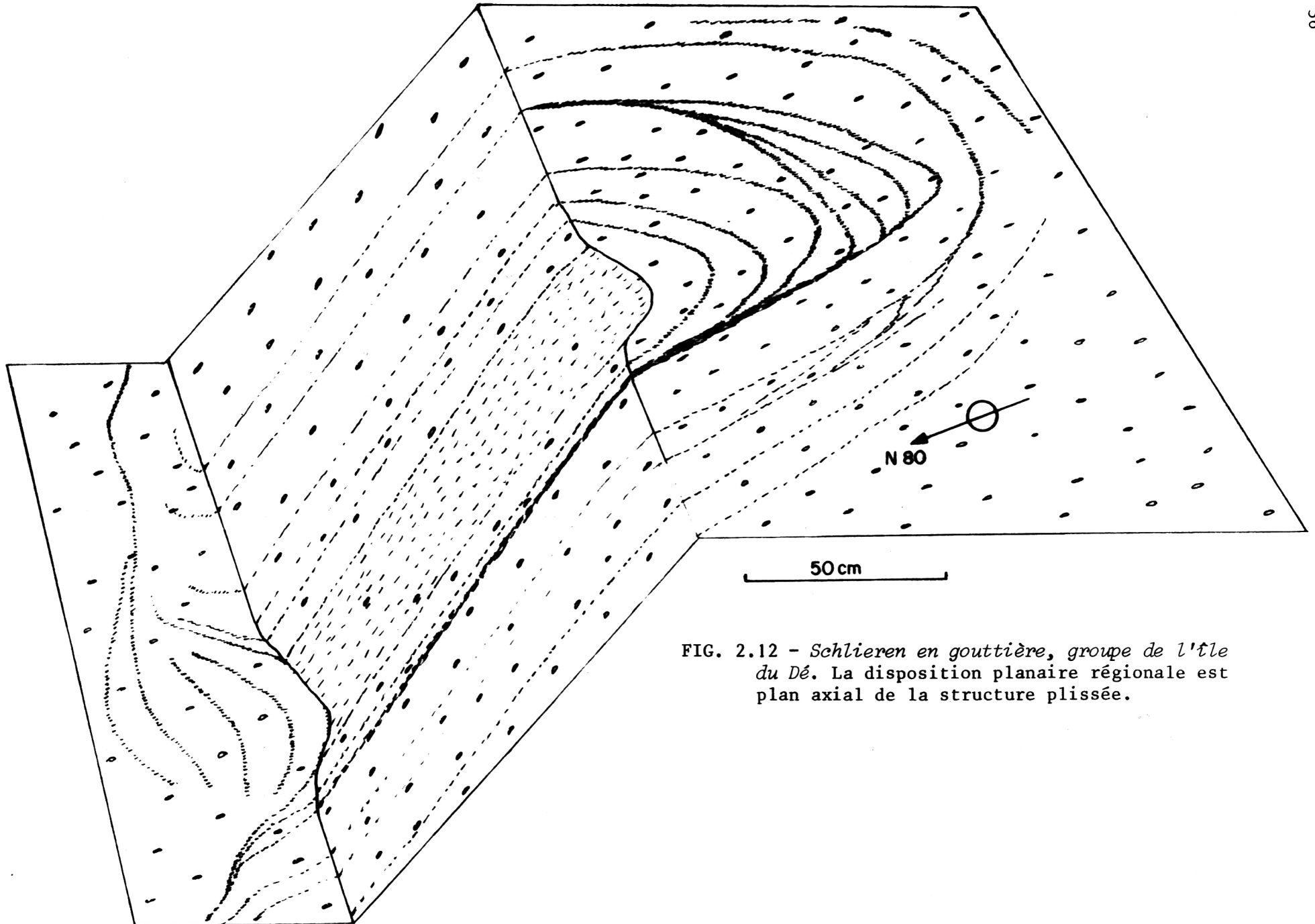


FIG. 2.12 - *Schlieren en gouttière*, groupe de l'île du Dé. La disposition planaire régionale est plan axial de la structure plissée.

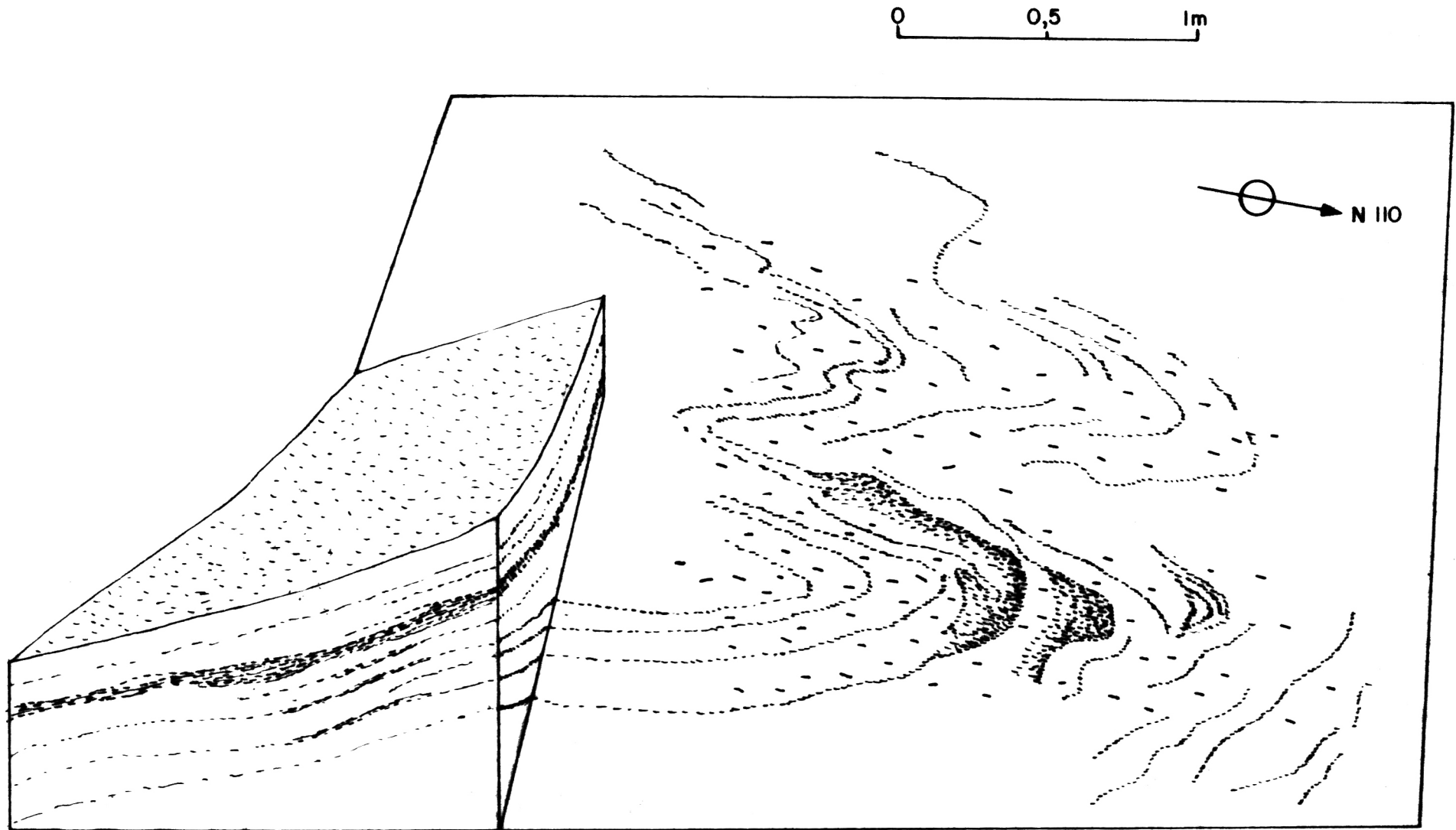


FIG. 2.13 - Schlieren plissé, Le Gouffre.

## 2. ORIENTATION DES MINÉRAUX

### Disposition planaire

Les minéraux se disposent soit tangentiellement aux schlieren, soit de façon parallèle à la disposition planaire régionale des minéraux du granite.

A Tourony, région où la foliation du granite est la moins exprimée, la disposition tangentielle est préservée : les faces (001) des biotites et (010) des feldspaths sont parallèles à la surface développée par le schlieren ; cette surface tournant, l'orientation des minéraux tourne également (fig. 2.2). Cependant, même dans ce cas, un certain nombre de minéraux du schlieren se dispose parallèlement à la foliation régionale.

Ailleurs, la foliation régionale est résolument pénétrative (par ex. fig. 2.6 ; 2.9. ; 2.11 à 2.14) ; la réorientation des minéraux est complète, sauf dans les flancs des plis légèrement oblique sur la foliation. Comme pour le granite environnant, les minéraux sont plus ou moins tordus, cassés. Cette foliation est plan axial des structures plissées ; dans les régions à déformation intense, les flancs des plis deviennent parallèles à la foliation. Cette foliation, qui affecte également les aplites plissées associées aux schlieren, est donc une schistosité de plan axial. Cette seconde disposition planaire recoupe la disposition planaire tangentielle et lui est donc postérieure.

### Disposition linéaire

On ne dispose pas de données statistiques sur l'orientation des feldspaths dans les schlieren. Cependant, j'ai constaté à l'île Losquet que les 18 axes mesurés des structures tubulaires ou en gouttière sont proches de la verticale ; l'axe qui s'en écarte le plus plonge de 60° environ vers l'Est (fig. 2.6b). Dans cette île, linéation minérale du granite environnant et axes des digitations micacées sont subparallèles.



50 cm

plan vertical  $\perp$  N105

FIG. 2.14 - Guirlande plissée, tle aux Lapins.

## 4. TYPE DE LA DEFORMATION

Sur certains exemples, on observe un cisaillement le long du plan de foliation ; certains niveaux repères des schlieren et des aplites sont ainsi décalés.

Il est par ailleurs difficile de nier l'existence d'une composante d'aplatissement avec extension corrélative dans le plan parallèle à la disposition planaire. Ceci est déjà suggéré par l'aspect de certaines figures (fig. 2.11 ;

2.14). Il faut en outre prendre en considération le fait que dans les plis accentués, et notamment au niveau des charnières, les minéraux sont toujours parallèles entre eux et parallèles au plan de glissement. Si le mécanisme était du cisaillement simple, on devrait s'attendre à ce qu'il n'en soit pas ainsi ; en effet, un cisaillement simple devrait former une foliation oblique sur les flancs des plis et ne pas modifier la disposition dans la tête des plis.

### C - SITUATION DES ROCHES BASIQUES ET HYBRIDES ASSOCIEES AUX GRANITES

Les affleurements connus de roches basiques couvrent environ 2,5 km<sup>2</sup>, soit à peu près le vingtième de la superficie émergée du massif (fig. 2.15). La masse la plus importante est celle de Trégastel, puis, par ordre de superficie décroissante, viennent celles des îles de Seigle, Biguédec, Jaouen, les Peignes et Canton. L'investigation des données gravimétriques, menée conjointement avec les mesures de densité des roches, indique que le volume des roches basiques est supérieur au quart du volume des granites.

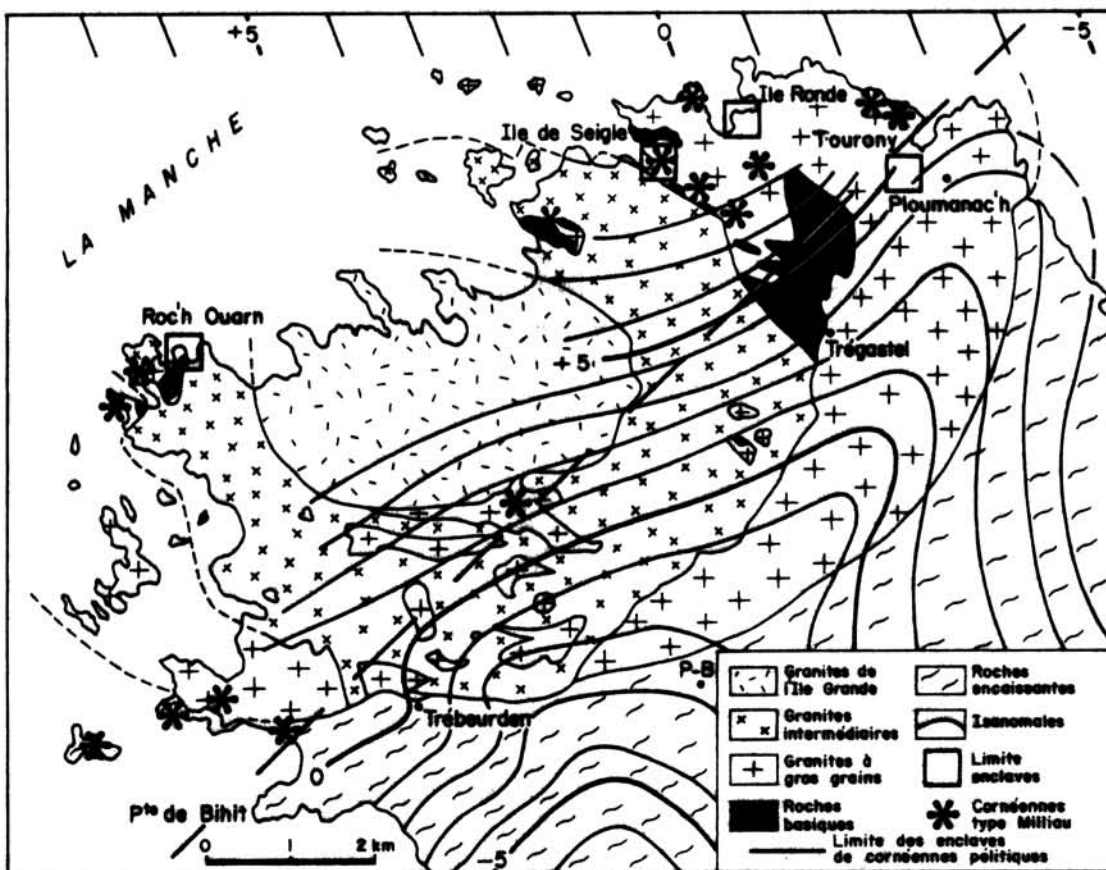


FIG. 2.15 - Anomalie gravimétrique associée aux roches basiques. En outre, sont reportés les gisements de cornéennes grésopélitiques et les quatre secteurs retenus pour l'étude de la forme des enclaves éruptives sombres.



## 1. RELATIONS ARCHITECTURALES AVEC LE GRANITE PORPHYROÏDE

Les limites des masses basiques sont courbes, lobées et frangées d'enclaves de plus en plus petites à mesure que l'on s'éloigne du contact (fig. 2.16, 2.17). Dans le détail, les roches basiques et les roches hybrides se résolvent, sur leur bordure, en corps plus ou moins arrondis et boursouflés, évoquant localement des pillow-lavas, quasi jointifs, ou séparés par de minces cloisons courbes de granite contaminé, à feldspath "rapakivi". A l'Anse de Sainte-Anne en Trégastel, la bordure de ces boules est plus finement grenue que leur centre et présente deux temps de cristallisation, suggérant des bordures figées (cf. infra ch. 14). Ces masses sont recoupées par des émissions de granites porphyroïdes, onduleuses (fig. 2.16e, 2.18b et d) ou même très irrégulière.

Mis à part le centre de la masse basique de Ste Anne, constituée de noyons massives, les roches basiques et hybrides sont fondamentalement orientées. Leur disposition planaire est parallèle, dans l'ensemble, à la disposition planaire du granite porphyroïde adjacent ; elle est marquée avant tout par les tablettes de plagioclases et les biotites, mais aussi, dans les types hybrides, par les mégacristsaux de microcline et les ocelles de quartz ; les baguettes de hornblende sont situées aussi dans ce plan. L'observation des lames minces montre que les masses basiques sont diversement déformées ; là où on observe une nette orientation planaire, bien marquée par les plagioclases, les minéraux ne montrent pas nécessairement de déformation plastique, - en particulier dans la masse basique de Ste Anne - ; dans ce cas, la disposition planaire ainsi réalisée traduit donc une fluidalité magmatique. Mais en de nombreuses localités, et plus particulièrement dans les bordures de roches hybrides, se superpose à cette fluidalité une déformation plastique d'intensité variable et pouvant être très prononcée (par exemple, Nord de l'île Tanguy).

Parfois, la disposition planaire des roches plus acides contourne celle des roches plus basiques ; mais en général, il s'agit d'une structure pénétrative qui affecte en continuité, aussi bien l'ensemble des roches que leurs enclaves et leurs digitations, avec seulement ici ou là des déflexions dues à la différence de viscosité (fig. 2.18). A Biguedec, les filons granitiques subissent la même déformation plastique que les roches basiques qu'ils recourent.

Dans l'ensemble, la structure des roches basiques s'ordonne selon la disposition en entonnoir profond décrite plus haut à propos des granites à gros grain. Leur orientation est essentiellement planaire, comme celle des granites, et leurs digitations s'ordonnent selon cette orientation, ainsi à Poul-Fich, en Trégastel-plage (carte hors-texte).

## 2. VOLUME OCCUPE PAR LES ROCHES BASIQUES DANS LE COMPLEXE

La carte gravimétrique (fig. 2.15) montre une anomalie positive à l'aplomb du complexe plutonique de Ploumanac'h ; ce fait n'est pas dû à l'interférence d'anomalies régionales liées à la structure du Trégor ou à celle de la Manche, mais au fait que le massif est plus lourd que son encaissant (Barrière, 1974).

Afin de calculer le volume minimal occupé par les roches basiques, des mesures systématiques de densité ont été faites (tableau 2.1). Avec une densité allant de 2,60 à 2,66, les granites sont nettement plus légers que les roches environnantes (2,69 à 2,97). Les roches basiques les moins hybrides ont une densité de 2,87 à 3,10.



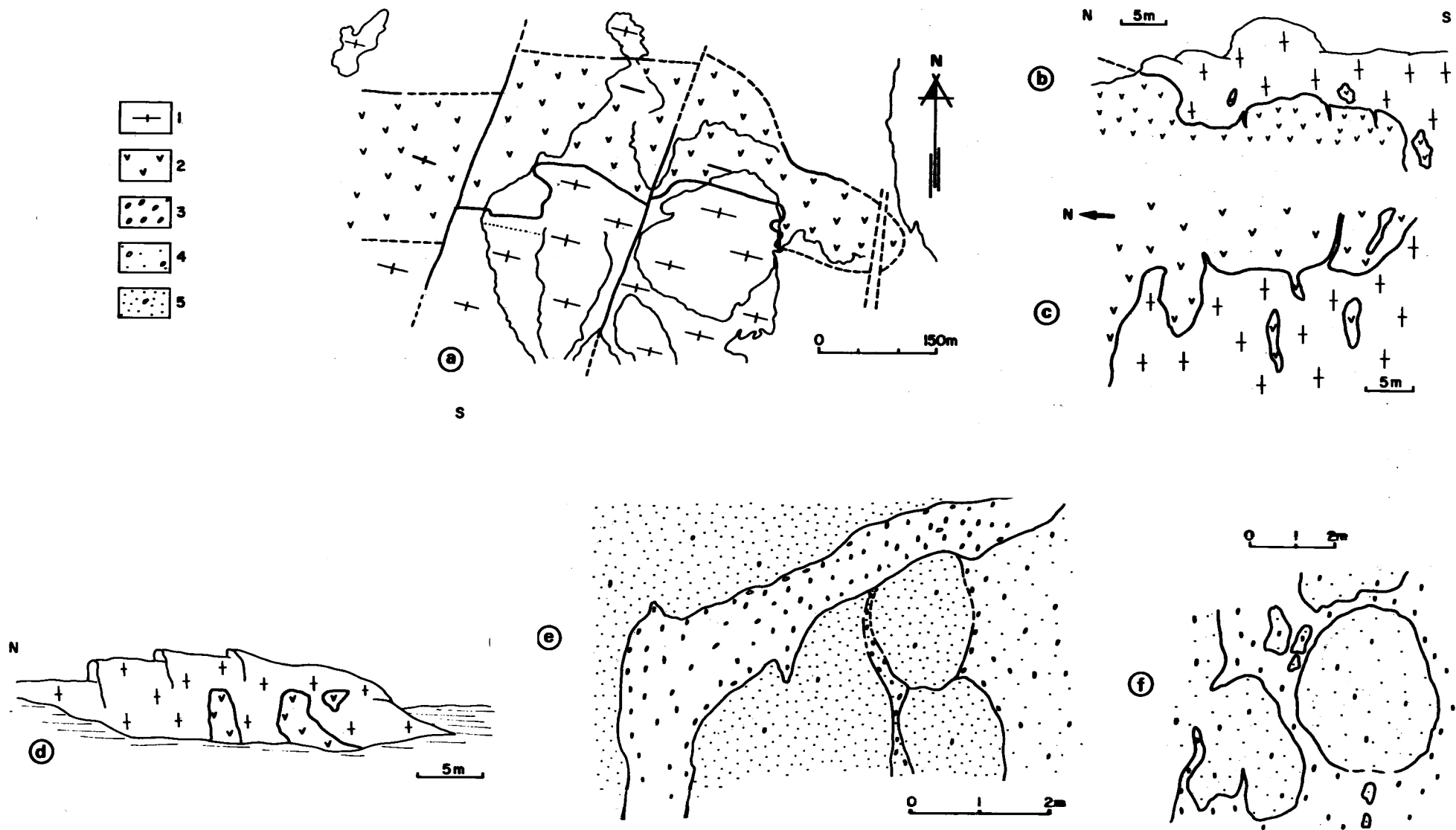


FIG. 2.16 - Relation des granodiorites sombres et du granite porphyroïde à l'île de Seigle. a : carte ; b et c : projections verticale et horizontale du contact de l'île Ouest ; d : lobes basiques sur un flot à l'Est. e : digitation de granite porphyroïde à dispositions planaires superposées et f : contact lobé, de l'île Est. (1) : disposition planaire des granites ; (2) et (5) : granodiorite sombre ; (3) : mégacristaux de feldspath potassique ; (4) : roche hybride.

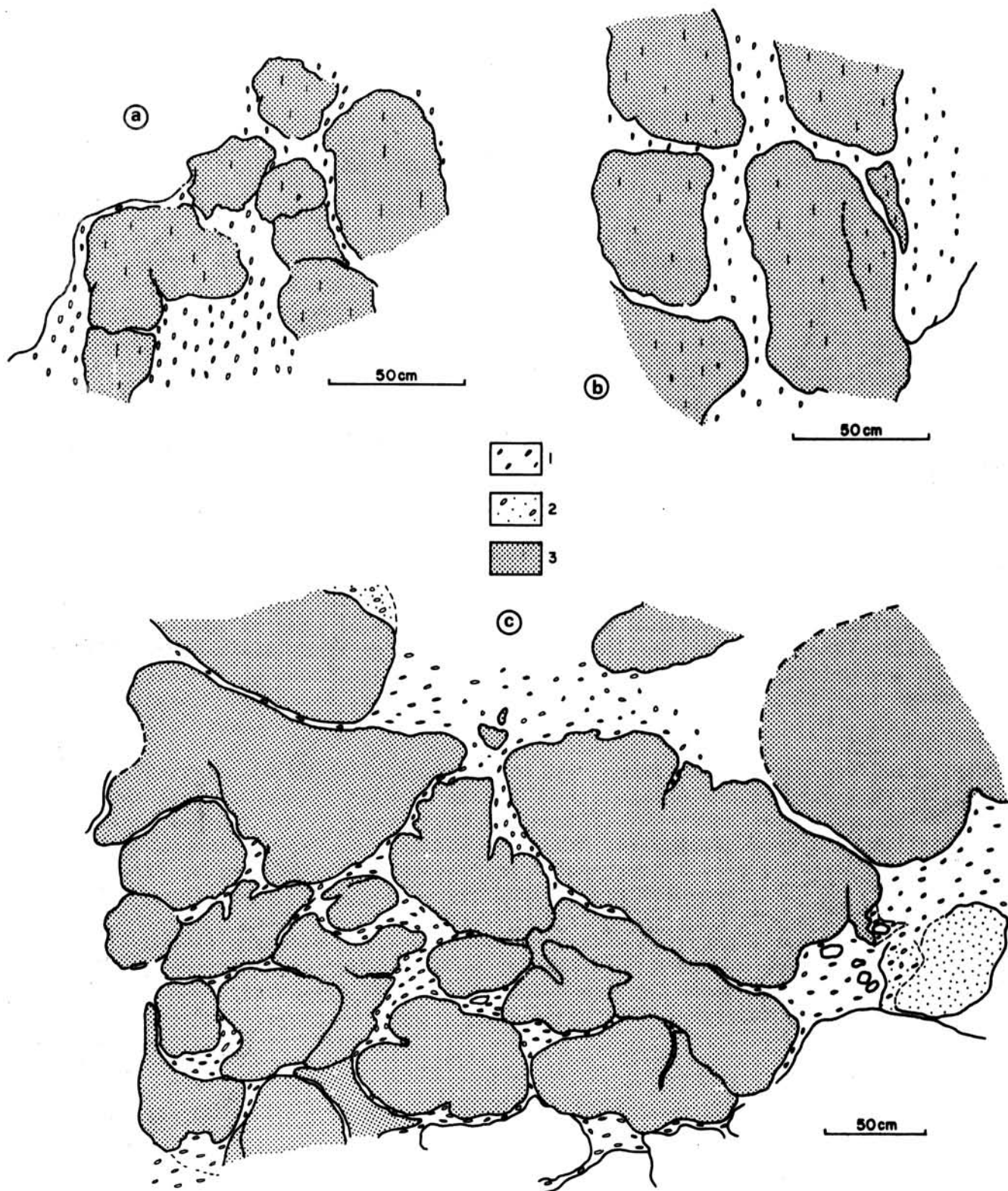


FIG. 2.17 - Contact du granite porphyroïde et des gabbrodiorites à l'anse Ste Anne, en Trégastel. Les roches basiques (3) et intermédiaires (2) se résolvent en "coussins" dans une matrice granitique (1) en écoulement, à gros feldspaths potassiques mantelés d'oligoclase (allure rapakivi). Les minéraux du granite et des roches basiques présentent une orientation commune. a et b, plans subverticaux ; c, plan incliné puis horizontal vers le haut.

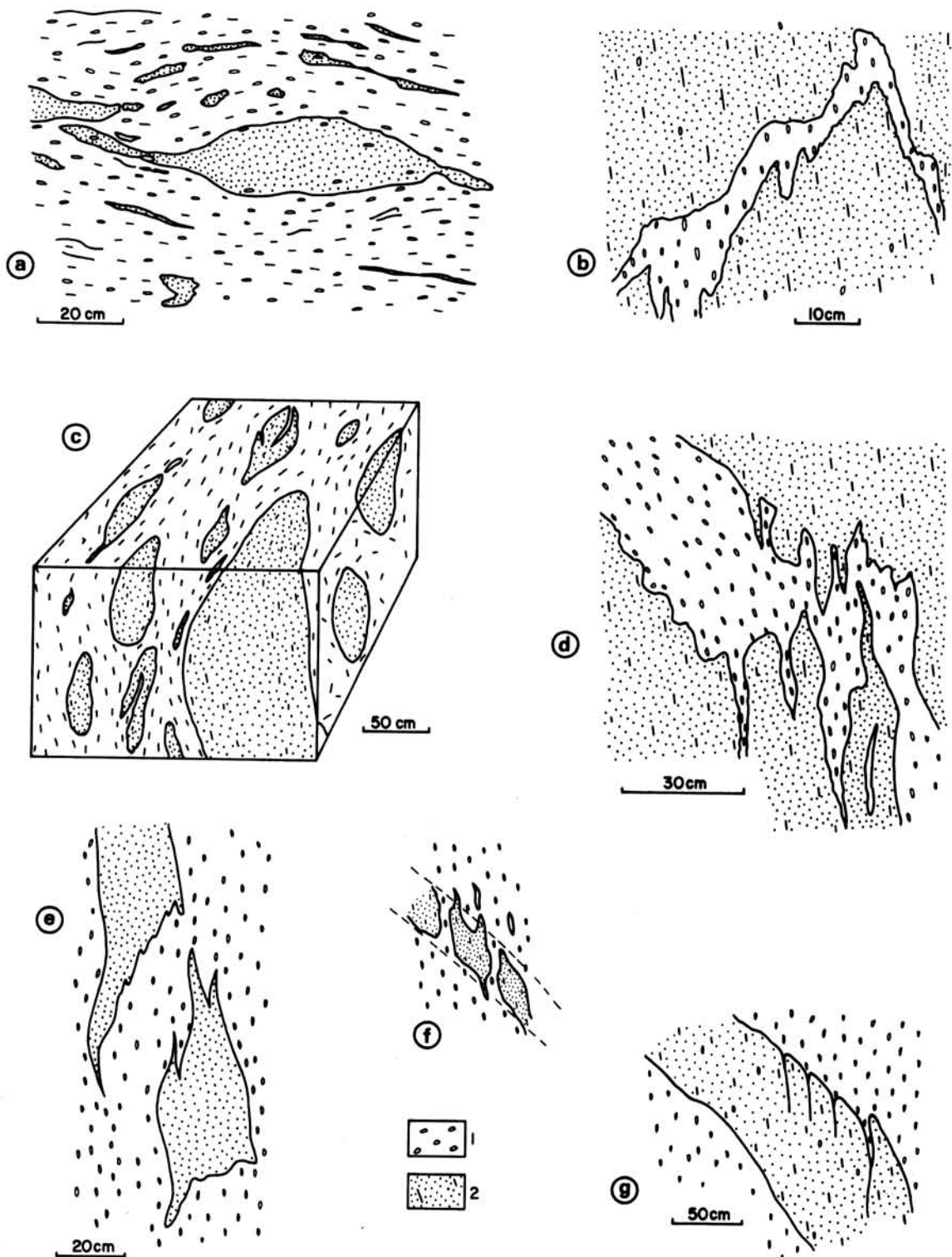


FIG. 2.18 - Relations des roches basiques et hybrides (2) avec le granite porphyroïde (1) à l'île de Biguedec. a, f : enclaves hybrides effilochées et orientées dans la structure planaire. b : filon plissé de granite des Traouiéros à orientation planaire de plan axial. c : bloc-diagramme illustrant la disposition spatiale des enclaves dans le granite. d : digitations de granite porphyroïde avec structures planaires discordantes et concordantes. g : panneau hybride discordant sur la structure planaire.

TABLEAU 2.1

Densité des roches du complexe intrusif de Ploumanac'h et des terrains encaissants. Sur chaque mesure, l'erreur absolue maximum est de  $\pm 0,02$

TYPE DE ROCHE	NOMBRE DE MESURES	DENSITES		
		Moyenne	Médiane	Extrêmes
GRANITES A GROS GRAIN - Type Traouiéros - Type La Clarté	12 5	2,66 2,624	2,66 2,62	2,63-2,67 2,62-2,63
GRANITES INTERMEDIAIRES - à biotite - saccharoïde	12 3	2,63 2,60	2,63 2,60	2,62-2,65 2,59-2,60
GRANITES DE L'ILE GRANDE	8	2,635	2,64	2,62-2,65
ROCHES BASIQUES - gabbrodiorite - gabbro à hypersthène - norite à olivine	8 2 2	2,87 2,95 3,10	2,87 - -	2,84-2,89 2,94-2,96 3,08-3,12
HYBRIDES - sombres - granite contaminé	7 2	2,784 2,70	2,78 -	2,72-2,83 2,70
ROCHES ENCAISSANTES - cornéennes - gneiss de Trébeurden - métadolérites	11 12 6	2,73 2,685 2,973	2,74 2,69 2,97	2,64-2,79 2,61-2,71 2,91-3,04

Le calcul montre que l'équilibre des masses est réalisé, pour un modèle minimal (densités moyennes utilisées : roche encaissante, 2,71 ; granites, 2,65 ; roches basiques, 2,95), avec un volume de roches basiques correspondant au quart du volume des granites, autrement dit au cinquième du volume du complexe. Or, l'équilibre est non seulement atteint mais dépassé : donc le volume des roches basiques est certainement supérieur au quart du volume des granites.

Les données gravimétriques et aéromagnétiques suggèrent par ailleurs que la masse basique est légèrement décentrée vers le Nord du massif.

### 3. FORME DES ENCLAVES SOMBRES

Une étude morphologique a été menée sur les enclaves ellipsoïdes d'ori-

gine éruptive sombres, parentes des masses basiques et hybrides (cf. infra, ch. 14).

Les enclaves basiques du granite porphyroïde des Traouiéros ont une forme générale discoïde ; cette forme a pu être précisée dans quatre localités, Roc'h Ouarn, Seigle, île Ronde, Tourony (cf. fig. 2.15) par la mesure systématique (1912 données) et leurs sections (tableau 2.2) perpendiculaires au plan de foliation (mesures de leur grand axe ou longueur L, et de leur petit axe ou largeur l).

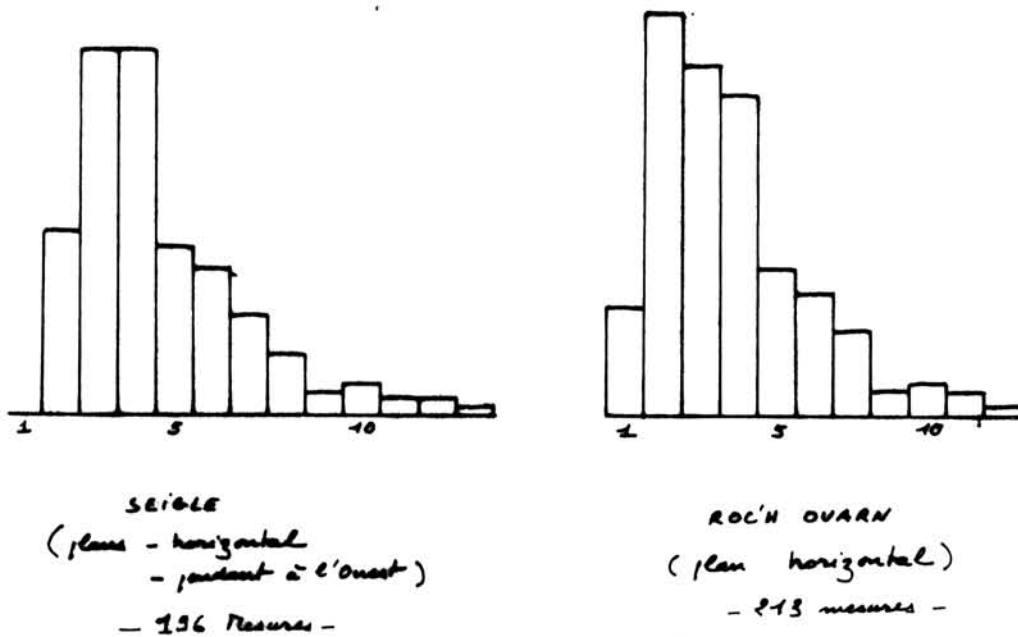


FIG. 2.19 - Distribution du rapport Longueur / largeur des enclaves éruptives sombres.

Les enclaves de cornéenne et les enclaves éruptives claires à mi-claires ont été éliminées : les enclaves de cornéennes sont rarement ellipsoïdales ; les enclaves éruptives claires sont nettement moins aplaties que les sombres. Par ailleurs, j'ai dû éliminer les petites sections (en dessous de 10 cm de grand axe) - la mesure du petit axe devenant imprécise - ainsi que les sections non perpendiculaires à la foliation. Les enclaves éruptives sombres (cf. enclaves microgrenues sombres, Didier, 1964) appartiennent à plusieurs types : porphyrique ou non ; grain très fin, fin ou moyen ; cette population semble homogène du point de vue rhéologique, vu la distribution unimodale du rapport L/l (fig. 2.19). Cependant, il est possible que certaines enclaves de grande taille et souvent très aplaties soient en réalité le produit du démantèlement (boudinage ?) de filons-cloisons syngénétiques. On observe sur le terrain, certains alignements rigoureux de grandes enclaves de même nature pétrographique. La distribution des rapports L/l laisse entrevoir un maximum secondaire aux classes 9 ou 10. C'est pourquoi, suspectant la possibilité d'une hétérogénéité de la population d'enclaves, j'ai préféré les médianes aux moyennes du rapport L/l.

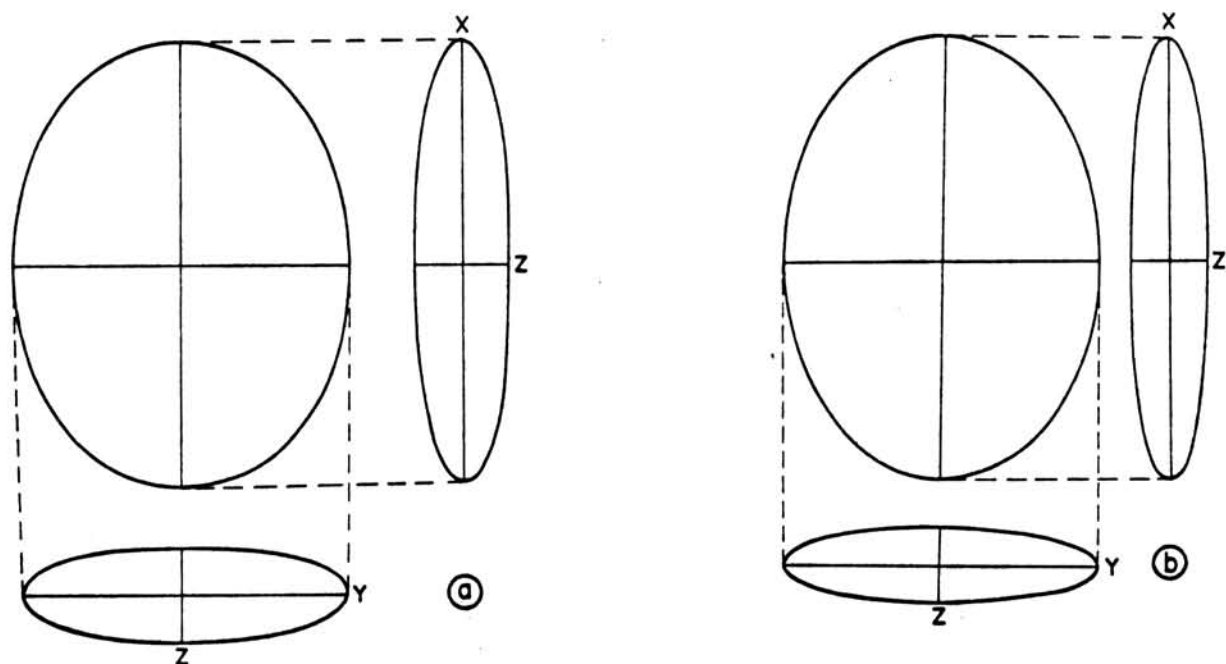


FIG. 2.20 - *Forme moyenne des enclaves éruptives sombres.* a : Roc'h Ouarn ;  
b : Ile de Seigle.

La forme moyenne des enclaves obtenue par simple résolution graphique est celle d'un ellipsoïde aplati en forme de galette (fig. 2.20). Le rapport  $X/Z$  passe de  $\sim 2$  à Tourony à  $\sim 6$  à l'île de Seigle ; il est d'autant plus élevé que la foliation est mieux marquée. (Ce résultat est à paralléliser avec l'observation faite par E. Cloos, 1971, dans la "Blue Ridge", U.S.A., où plus la schistosité est marquée, plus les oolites sont aplaties). Cet ellipsoïde est triaxial : il apparaît légèrement étiré ; ainsi à Roc'h Ouarn et à Seigle, où le nombre de mesures est important, le plus grand axe de l'ellipsoïde, assez proche de la verticale, semble supérieur d'environ  $1/3$  à l'axe intermédiaire (a allant de 1,3 à 1,4) ; cependant à Tourony et à l'île Ronde, ce même rapport paraît encore plus faible. La direction du grand axe est plus ou moins parallèle à celle de la fruste linéation marquée par les mégacristaux de feldspath potassique.

La forme des enclaves éruptives sombres permet de préciser l'allure de l'ellipsoïde de déformation finie de ces corps : ellipsoïde essentiellement aplati, mais de plus légèrement étiré. Sur le diagramme de Zingg et Flinn (cf. Ramsay, 1967), les points représentatifs de ces ellipsoïdes sont très proches de l'abscisse (lieu des ellipsoïdes de révolution aplati) ;  $k = (a-1)/(b-1)$  se situe aux alentours de 0,12 à 0,13. On remarque que les enclaves les plus aplaties (Roc'h Ouarn, Seigle) sont aussi les plus étirées ; ce qui laisse suspecter un lien organique entre les deux phénomènes d'aplatissement et d'étirement.

Ramsay souligne qu'un ellipsoïde de type galette peut provenir de la réduction de volume d'une sphère selon un axe. Pour les roches magmatiques, une réduction de volume accompagne la cristallisation. Cependant, les enclaves basiques éruptives devaient être déjà solides lorsqu'elles ont subi leur déformation : témoins en sont les déformations cristallines observées. C'est pourquoi il ne semble pas qu'il faille tenir compte de cette réduction de volume dans l'analyse



de l'ellipsoïde de déformation. Et s'il fallait tenir compte de cette réduction de volume, la signification de la forme de l'ellipsoïde n'en serait pas affectée comme il apparaît sur le diagramme de Zingg et Flinn (fig. 2.21).

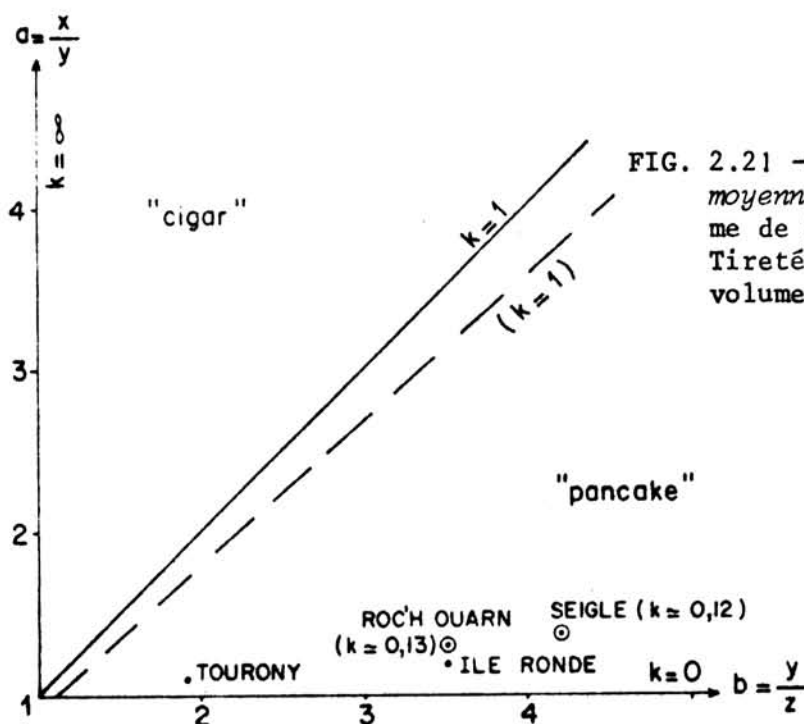


FIG. 2.21 - Nature de la forme ellipsoïdale moyenne des enclaves sombres (diagramme de Zingg et Flinn).  
Tirété :  $k = 1$  pour une réduction de volume de 10 %.

TABLEAU 2.2

Rapports axiaux des enclaves plastiques sombres du granite porphyroïde mesurés sur des plans perpendiculaires à la foliation  $| X = (1 + e1) > Y = (1 + e2) > Z = (1 + e3) |$ . Pour les deux dernières localités, les mesures sont trop peu nombreuses et trop dispersées pour que la médiane ait une signification.

LOCALITES	ROC'H HOUARN			ILE DE SEIGLE			ILE RONDE		TOURONY	
	Nombre de mesures	Moyenne	Médiane	Nombre de mesures	Moyenne	Médiane	Nombre de mesures	Moyenne	Nombre de mesures	Moyenne
$\frac{L}{I}$ sur plan horizontal	210	4,05	3,55	100	4,89	4,25	69	4,24	58	1,94
$\frac{L}{I}$ sur plan vertical	43	5,48	4,66	100	5,71	5,19	30	3,72	10	1,88
$\frac{L}{I}$ sur plan oblique pendant à l'Est	33	4,37	4	95	6,42	5,71	16	3,81	22	2,06
$\frac{L}{I}$ sur plan oblique pendant à l'Ouest	46	4,95	4,44	95	5,15	4,29	19	3,81	10	2,31
Toutes mesures confondues	332	4,39		390	5,54		134	4,01	100	2,00
Moyenne des moyennes		4,71			5,54			3,90		2,05
$a = \frac{X}{Y} = \frac{(1 + e1)}{(1 + e2)}$		~ 1,32			~ 1,38		(~ 1,2)		(~ 1,1)	
$b = \frac{Y}{Z} = \frac{(1 + e2)}{(1 + e3)}$		~ 3,5			~ 4,2		(~ 3,5)		(~ 1,9)	
$k = \frac{a - 1}{b - 1}$		~ 0,13			~ 0,12		(~ 0,08)		(~ 0,11)	

Etant donné qu'il existe une différence de compétence entre les enclaves sombres et le milieu granitique où elles sont, et que cette différence n'est pas connue, on ne peut appliquer au granite porphyroïde la forme de l'ellipsoïde de déformation finie de ses enclaves plastiques ; par contre, le style d'ellipsoïde devrait être le même pour les deux roches : forme de galette plus ou moins étirée subverticalement, mais à rapports axiaux probablement différents.

## D - LOCALISATION ET DIMENSION DES ENCLAVES DE CORNEENNES

### 1. REPARTITION

Les enclaves de cornéennes type Milliau - Castel ne sont pas également réparties dans le massif ; elles sont particulièrement abondantes dans le secteur Haren - Seigle - Tanguy, en Trégastel-plage, ainsi qu'à l'îlot de Biguédec. Elles sont absentes au-dessous d'une droite allant de la plage de Trez-Meur en Trébeurden jusqu'à Ploumanac'h (fig. 2.15). Cette limite peut correspondre approximativement à l'ancien contact des métagraywackes avec les blastomylonites de Trébeurden.

### 2. DIMENSION

La taille des enclaves de cornéennes varie de quelques dm de diamètre à plusieurs mètres. Dans le secteur de Haren, les grosses enclaves métriques coexistent avec des enclaves plus petites, jusqu'à 0,50 m de diamètre. En raison de leur densité bien supérieure à celle du magma granitique et des granites à gros grain (2,7 à 2,8 contre respectivement moins de 2,4 et de 2,6 à 2,65) les enclaves de grandes dimensions ont pu sombrer dans le magma en voie de cristallisation, une fois détachées du toit ; du fait de leur liaison spatiale avec les grandes enclaves, les petites enclaves de cornéennes ont probablement subi le même sort et n'ont pu être arrachées aux parois profondes et remontées par le magma lors de sa mise en place. On a donc là un témoin de la fracturation du toit (cf. piecemeal stoping, Daly, 1933).

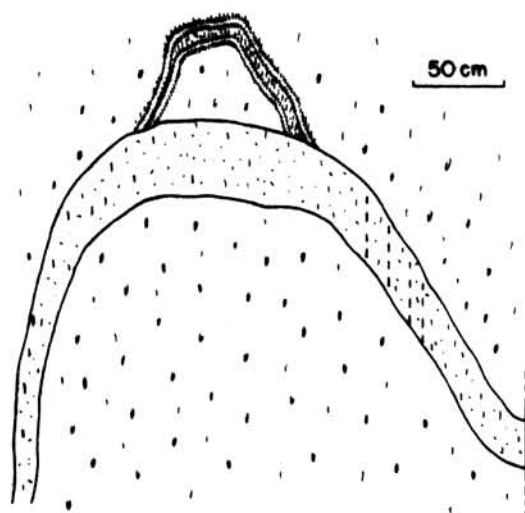
## E - JOINTS DE TENSION ET FRACTURES DE CISAILLEMENT

### 1. JOINTS DE TENSION

Des aplitopegmatites d'une part, des kersantites (Loy, 1967), diorites quartziques et granodiorites d'autre part, recoupent les granites à gros grain tout en étant antérieurs à la venue du deuxième groupe intrusif (famille des granites à grain fin types Canton et Woas-Wen). Ces deux groupes pétrographiques correspondent chacun à la succession dans le temps de plusieurs venues distinctes, les premières étant affectées par la disposition planaire des granites à gros grain, les derniers étant postérieurs à cette disposition.

Les joints précoces sont injectés surtout par des aplitopegmatites mais aussi par les kersantites (Boleonnec, Toénot). Ils sont représentés par des filons radiaux, perpendiculaires à la disposition planaire, et des filons parallèles à cette surface. Ces filons parallèles ne sont jamais boudinés ; les filons radiaux sont plissés. Les filons sinueux et onduleux de Tourony, associés ou non





aux schlieren, en sont les plus beaux exemples (fig. 2.2, 2.3 ; 2.10 ; 2.22) ; ils forment des plis ayant pour plan axial la disposition planaire pénétrative : les minéraux des aplitopegmatites sont orientés dans la même direction que celle de la disposition des minéraux du granite environnant ; ils sont tordus (biotite), cassés (bandes polycristallines de quartz) avec de nets plans de glissement (feldspath) (signes d'une déformation plastique) ; cette disposition planaire a donc valeur de schistosité de plan axial, comme dans les schlieren. La forme des plis pour autant que l'on puisse en juger ne connaissant pas la régularité de la puissance initiale dans un même filon, les rapprochent des classes 1c, 2 ou 3.

FIG. 2.22 - *Aplite plissée à Tourony*. La disposition planaire du granite traverse l'aplite ; des microcisaillements se surajoutent localement (à droite). Petit litage anté-aplitique.

A Toénot, plusieurs filons de kersantite recoupent le granite porphyroïde (fig. 2.23) ; l'un de ces filons est recoupé par une aplice précoce, elle-même foliée. A Boïennec (fig. 2.24), un filon précoce de kersantite, sur laquelle est greffée une zone de cisaillement, encaisse la même déformation que le granite environnant.

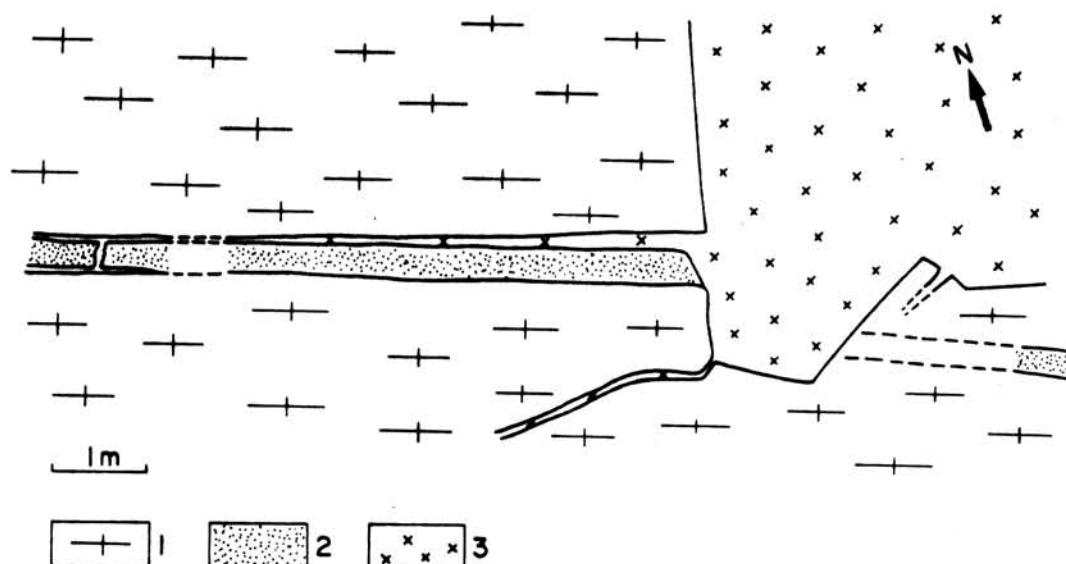
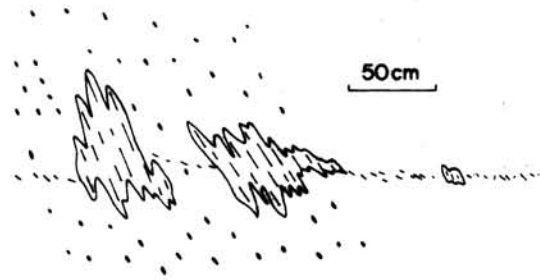


FIG. 2.23 - *Schéma d'un filon de kersantite à Toénot*. (1) : Granite porphyroïde. (2) : kersantite. (3) : Granite intermédiaire type Canton (avec dépendance aplitopegmatitique frangeant et recoupant la kersantite).

FIG. 2.24 - *Kersantite fractionnée et foliée dans le granite porphyroïde, Bolenec.*



Les joints plus tardifs sont cimentés par des granodiorites, diorites quartziques (Grève Blanche, Seigle, Gouélanec, Bolenec, Canton) et des aplites. Ces filons sont soit parallèles, soit en biseau par rapport à la disposition planaire des granites à gros grain. Certains d'entre eux sont affectés par des cisaillements tardifs.

## 2. FRACTURES DE CISAILLEMENT

Il existe plusieurs étapes marquées par des cisaillements différents, mais tous antérieurs à la venue du deuxième groupe intrusif.

Une première période de cisaillement accompagne la déformation ductile des granites à gros grain. Aux Peignes et à Bolenec, seuls endroits où l'on dispose de données nombreuses, les directions des zones de cisaillement varient assez fortement, mais se tiennent en moyenne autour de N10 pour l'une et autour de N80 pour l'autre ; la disposition planaire est bissectrice de l'angle obtus ( $\approx 110^\circ$ ) entre les deux plans conjugués ; les directions de cisaillement sont compatibles avec la disposition des contraintes responsables de la déformation plastique (fig. 2.25) : contrainte maximum radiale, contrainte minimum tangentielle ; toutes les deux étant subhorizontales.

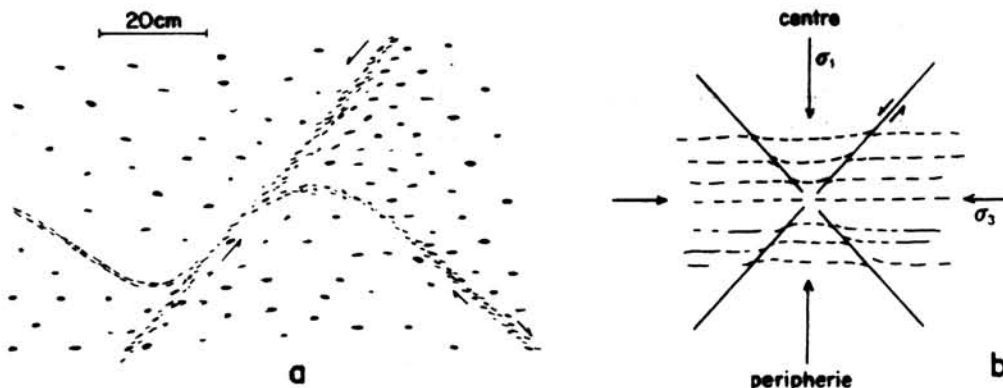


FIG. 2.25 - *Cisaillement précoce du granite porphyroïde. Les Peignes.*

Une autre période de cisaillement a lieu après la phase plastique ; il s'agit d'une déformation franchement rupturale : la disposition planaire est recoupée net, les minéraux sont cassés et broyés (fig. 2.26). Ces cisaillements s'expriment par de minces bandes mylonitiques, souvent irrégulières et anastomosées ; certaines sont inclinées sur l'horizontale, d'autres verticale. A cette période semble se rattacher le cisaillement de la grève Blanche, où une fracture nourrie par une granodiorite recoupe un joint de tension cimenté par une diorite quartzique.

que. Les filonnets granodioritiques de Canton - Bolenec nourrissent des fêlures de cisaillement appartenant sans doute à cette période.

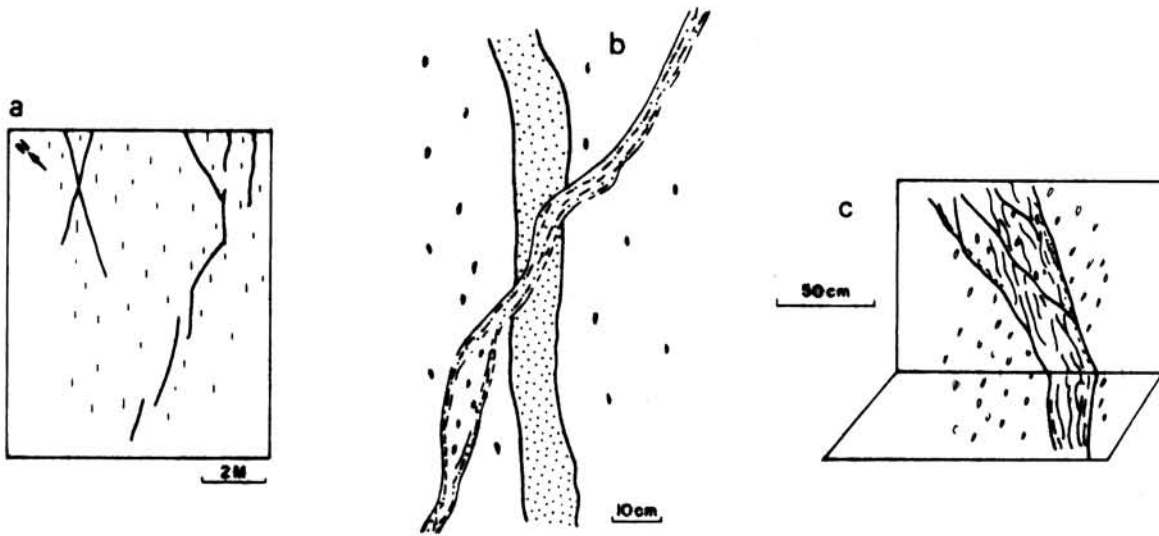


FIG. 2.26 - *Cisaillements tardifs du granite porphyroïde*. a : filets granodioritiques, îlot entre Canton et Bolenec. b : filon cisailant de granodiorite recoupant un filon de diorite quartzique, Grève Blanche, c : zone à lentilles tectoniques, Toénot.



### CHAPITRE 3

#### PROCESSUS DE MISE EN PLACE DES GRANITES A GROS GRAIN ET DES ROCHES BASIQUES

---

Le problème de la *mise en place* des corps intrusifs se scinde en deux aspects qui seront examinés successivement : celui du *mécanisme qui crée la place occupée maintenant par l'intrusion*, celui du *mécanisme qui amène à cette place le corps intrusif*.

#### A - APPORT DES OBSERVATIONS, EXPERIENCES ET THEORIES SUR LA MONTEE DES CORPS LE- GERS PEU COMPETENTS DANS UN ENVIRONNEMENT PLUS LOURD ET PLUS COMPETENT QU'EUX

On a depuis longtemps reconnu que les *dômes de sel* proviennent de la migration, vers la surface, d'une masse légère et ductile susceptible de déformer et de déplacer les terrains susjacentes : rebroussement, amincissement, percement des couches. Ces *plis diapirs* - ou *plis à noyau perçant* - (Mrazec, 1915-1927) sont dus au pouvoir ascensionnel du noyau de sel, conjugué ou non avec les forces orogéniques.

Mrazec applique ce mécanisme d'émergence "hydrostatique" et tectonique aux granites en définissant le *diapirisme magmatique*. Wegman (1930) poursuit et précise ces réflexions en analysant la tectonique d'écoulement dans les zones profondes. Il met l'accent sur la variation du comportement des roches avec la profondeur : près de la surface, les roches se comportent comme des corps rigides et cassants ; sous forte pression lithostatique, elles deviennent ductiles et sont susceptibles de fluer. Ainsi, du seul fait de ses qualités rhéologiques, de sa flottabilité, un corps mobile pourra monter dans les niveaux susjacentes et déformer les roches environnantes de multiple manière (soulèvement, fracturation, plissement, rebroussement, etc ...) jusqu'à s'étaler superficiellement en laccolite (fig. 3.1). Ce mécanisme est de nature à expliquer la formation des dômes gneissiques ou migmatitiques (Eskola, 1949 ; Haller, 1956).

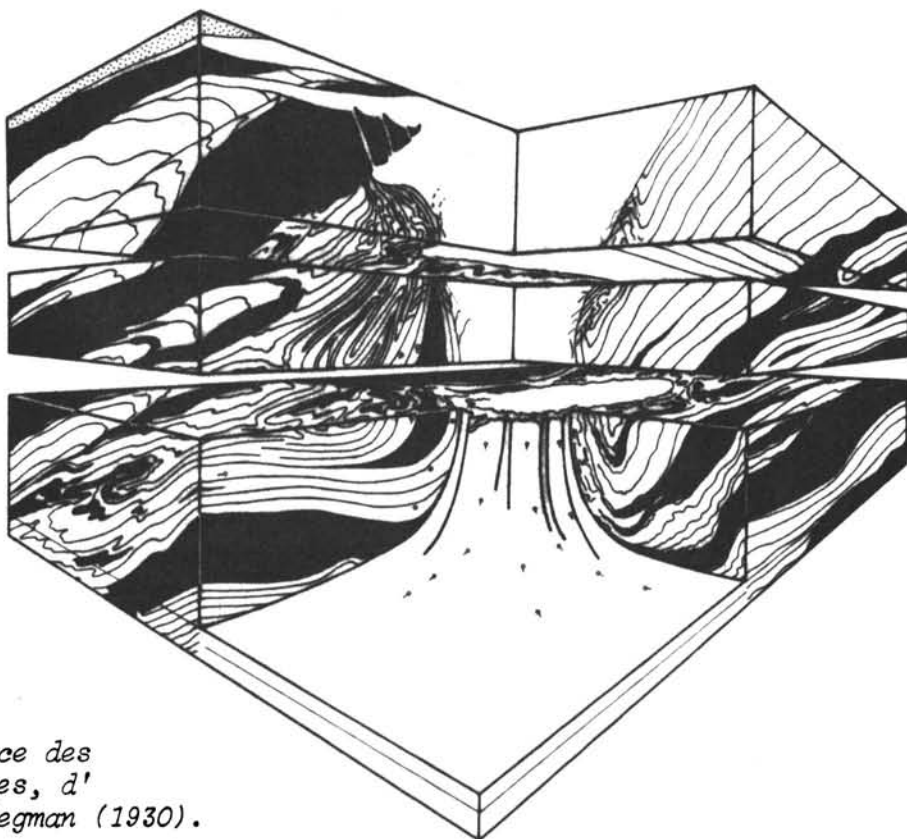


FIG. 3.1 - Mise en place des diapirs granitiques, d'après fig. 3 de Wegman (1930).

Ramberg (1967, 1970, 1973) introduit l'expérimentation en centrifugeuse. Ses résultats marquent une étape déterminante pour la compréhension de la mise en place des roches ductiles et des magmas dans la croûte. *Le contraste des viscosités entre le corps flottant et l'encaissant est capital* ; si ce contraste est faible ( $< 10^3$  poises), les structures engendrées s'apparentent aux dômes, laccolites ou champignons, et concernent l'écoulement des roches plastiques dans la croûte ; si ce contraste est fort ( $= 10^{10}$  poises), les structures sont différentes : le liquide s'échappe par les fractures, avec éventuelle subsidence en bloc de la croûte. Dans le premier cas, l'encaissant est déformé et sa structure préalable a peu d'influence sur le parcours de la masse ascendante ; dans le second cas, l'écoulement est contrôlé par la structure de la croûte. A cet égard, la comparaison des figures 3.2a et b est démonstrative : une couverture compétente peut être soulevée par un dôme plastique - phénomène facilité par les failles verticales ainsi que par l'érosion -, alors qu'une masse liquide - même très visqueuse - peut s'échapper par une faille, atteindre la surface et favoriser la subsidence du bloc. Dans le cas d'un faible contraste de viscosité, plusieurs structures particulières sont mises en évidence, dont celles-ci :

- . Si le substrat lourd, sous l'horizon de matériel léger capable de s'élever, n'est pas rigide, il participe à l'écoulement et forme un bombement sous le dôme dans lequel il peut être entraîné, donnant alors une anomalie gravimétrique positive au coeur du diapir (cf. Daly, 1947).

- . Des synclinaux marginaux ne se forment dans l'encaissant que là où le corps ascendant n'emprunte pas de fractures préexistantes.

Les modèles fluides d'Elder (1970), plus directement applicables au manteau, montrent également de belles structures diapiriques analogues à celles réalisées par Ramberg sur modèles plastiques dans les faibles contrastes de viscosités.

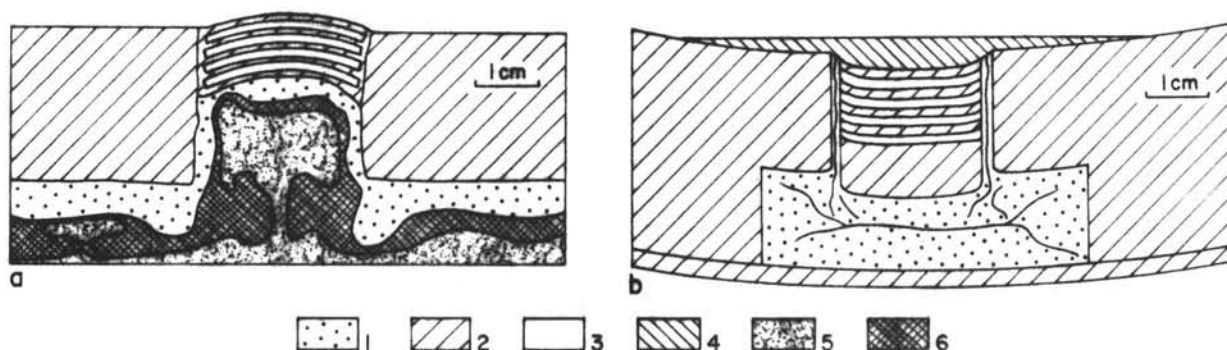


FIG. 3.2 - *Expériences sur les corps flottants* (d'après Pl. 18a et fig. 1a, Ramberg, 1970). a : formation d'un dôme, avec des matériaux à viscosité faiblement contrastée. b : formation d'une subsidence avec un fort contraste de viscosité. (1) Mastic. (2) : argile (pâte à modeler). (3) : sandwich de mastic ; (4) solution de  $K Mn O_4$ . (5) et (6) : silicône.

A la suite des travaux de Ramberg, et d'observations de terrain (par exemple : Rosenfeld, 1968 ; Thompson *et al.*, 1968 ; Talbot, 1971), Fletcher (1972) par une approche mathématique, Dixon (1975) par l'expérimentation simulent et quantifient les déformations dans le diapir et son enveloppe. Le résultat principal acquis est que, de même que l'architecture réalisée, l'intensité de la déformation dépend du rapport de viscosités du diapir et de son encaissant. Schématiquement, si le diapir a une viscosité plus forte que son encaissant, la déformation peut être plus forte dans l'encaissant que dans le diapir ; dans le cas contraire, la déformation interne des lits de l'encaissant sera plus faible.

## B - THEORIES ET EXPERIENCES CONCERNANT LA FRACTURATION DE L'ENCAISSANT

### 1. POUSSEE MAGMATIQUE SANS BOMBEMENT DE L'ECORCE

Anderson, 1924 (*in* Bailey *et al.*), 1936, relie la structure en entonnoir qu'offrent les "cone-sheets" du complexe tertiaire de Mull, à la poussée ascendante d'un corps magmatique (fig. 3.3) : au-dessus d'une chambre magmatique sous forte pression, se forment, dans la croûte susjacente, des surfaces coniques de tension le long desquelles le magma s'injecte formant des filons courbes à pendage interne - les "cone-sheets". Plus ces filons sont à l'aplomb du magma, plus ils se rapprochent de la verticale.

Roberts (1970) reprend le problème de la fracturation de l'encaissant, liée aux intrusions magmatiques, en se basant sur la théorie des craquelures de Griffith ; son analyse montre que les fractures de tension peuvent prendre naissance à grande profondeur et que les fractures de cisaillement peuvent être nourries de magma sous forte pression hydrostatique. En particulier, à l'aplomb d'une masse magmatique sphérique existe une aire de tension horizontale où naissent des fractures de tension, les fameux "cone-sheets", aire elle-même ceinturée par une zone annulaire de compression horizontale où peut se produire un plissement. L'auteur explique ainsi par une cause unique deux phénomènes apparemment antinomiques : "cauldron subsidence" du bloc central isolé par les cone-sheets et com-



pression "diapirique" dans une ceinture (fig. 3.4).

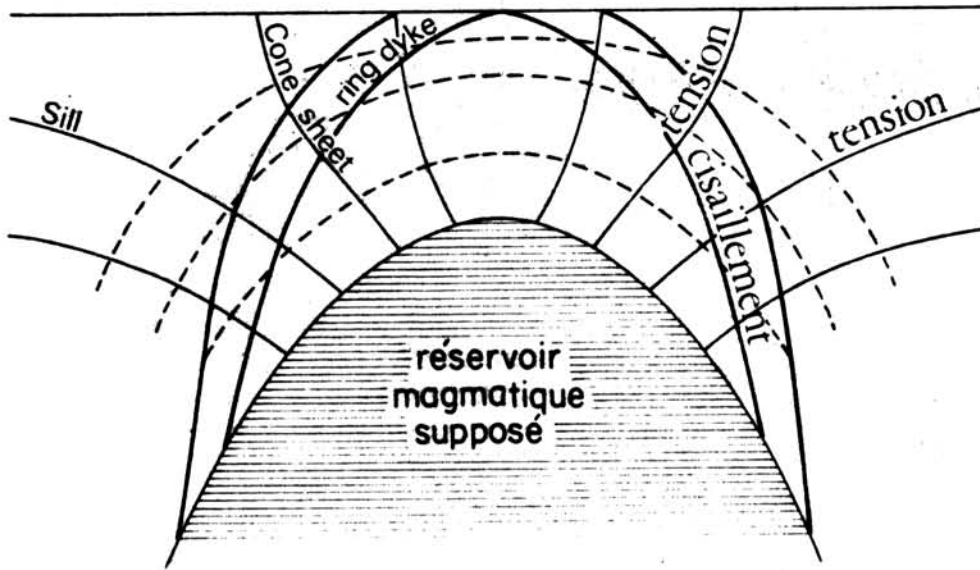


FIG. 3.3 - Orientation des trajectoires des contraintes montrant un mode de formation des "cone-sheets" et des "ring-dykes" (d'après Anderson, 1924).

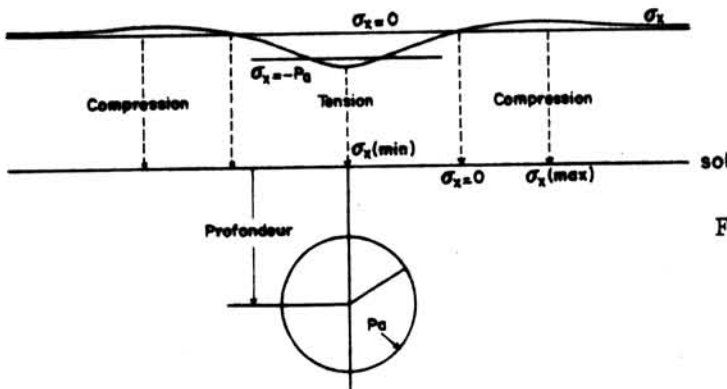


FIG. 3.4 - Variation de la contrainte horizontale  $\sigma_x$  en surface, au-dessus d'une cavité circulaire soumise à une pression interne  $P_0$ , (d'après Roberts, 1970, fig. 6).

Phillips (1974) applique la théorie de la fracturation hydraulique aux cone-sheets qu'il interprète comme des fractures de cisaillement dues à une poussée rapide du magma (fig. 3.5) : déformation cassante de l'encaissant consécutive à une expansion magmatique brutale imputable à l'ébullition rétrograde (cf. Morey, 1922). Il explique la multiplicité des cone-sheets de Mull et Ardnamurchan par de nombreux cycles d'explosions. Il admet, comme Roberts, que ces fractures de cisaillement peuvent s'étendre en fracture hydraulique de tension.

Par ailleurs, on sait que les explosions souterraines non contenues provoquent des excavations en entonnoirs (Morvan, 1969, tome 5) ou des cheminées verticales (Borg, 1972).



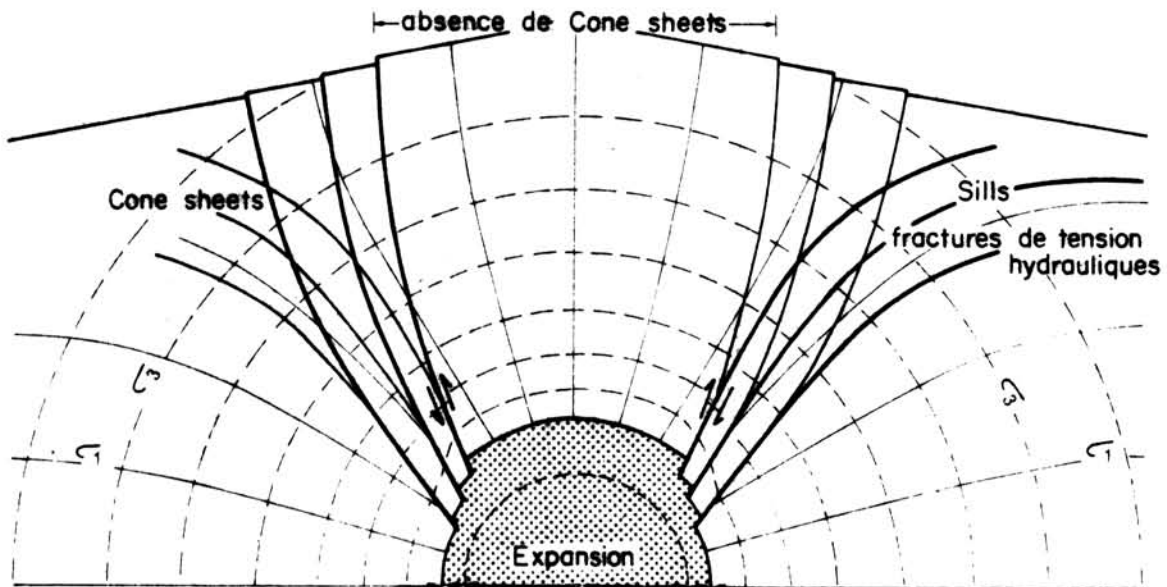


FIG. 3.5 - Représentation de la formation des cisaillements coniques par expansion rapide d'un magma entreprenant une ébullition rétrograde (d'après Phillips, 1974).

## 2. POUSSEE MAGMATIQUE AVEC BOMBEMENT

Wegman (1930) avait noté dans le cas des diapirs plutoniques, un bombement accompagné d'une fracturation radiale de l'encaissant due à la poussée lente du corps montant.

Anderson (1936) explique les cassures radiales au droit de la poussée magmatique comme des fractures de tension, mais ne semble pas les relier à un bombement. Reynolds (1956) parle explicitement de bombement à propos des cone-sheets des complexes tertiaires d'Ecosse ; dans cette perspective, Robson et Barr (1964) interprètent les cone-sheets comme des fractures de cisaillement le long desquelles le tronc de cône central peut s'effondrer. Les expériences de Ramberg (1970, pl. 16a) font apparaître de belles fractures de tension dans les zones bombées. Phillips (1974) interprète les dykes radiaux comme des fractures hydrauliques de tension due à l'élévation lente du magma et au bombement consécutif de l'encaissant, par opposition aux cone-sheets, dus à l'expansion rapide, "explosive", du magma.

Il est opportun de signaler ici les expériences de Sanford (1959) sur les modèles réduits de sable et d'argile, aptes à représenter, d'après Hubbert (1961), les déformations des roches crustales. Dans un premier type d'expérience, il applique un déplacement avec marches d'escalier et obtient des failles inverses, courbes, à convexité dirigée vers la surface, le long desquelles le bloc qui se bombe est repoussé (fig. 3.6).

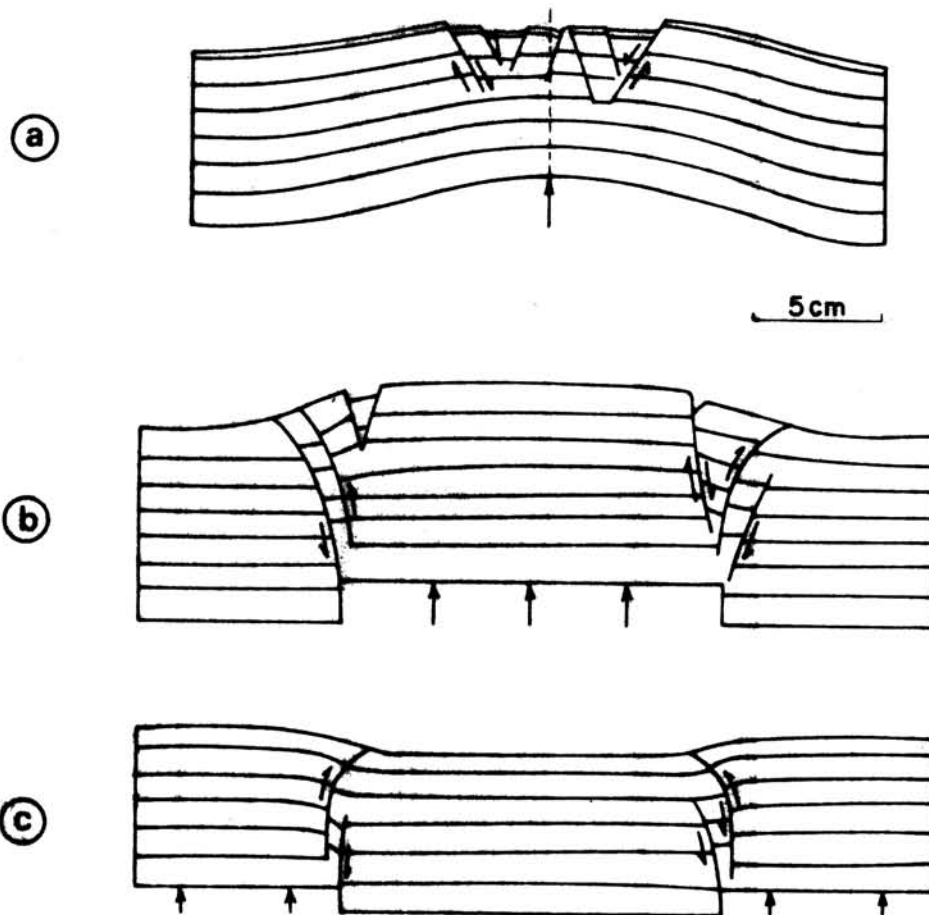


FIG. 3.6 - Déformation de lits de sable et d'argile. (a) par déplacement courbe à la base ; (b et c), par déplacement en marche d'escalier (d'après Sanford, 1959).

### C - EXPLICATIONS GÉNÉRALEMENT ADMISES POUR LES INTRUSIONS EN ENTONNOIR ET POSITION DU PROBLÈME A PLOUMANAC'H

En débordant le problème trop particulier des cone-sheets des complexes tertiaires d'Ecosse, on remarque que beaucoup d'intrusions en forme d'entonnoir ont été aussi expliquées comme le résultat d'une poussée magmatique accompagnée d'un bombement puis d'un refoulement de l'écorce : par exemple Mc Coll (1964) ; Sylvester (1964) ; Willemse (1959) pour le Bushveld ; Akaad (1966) et Pitcher et Berger (1972), pour le massif d'Ardara au Donegal, etc ... ; on qualifie un tel mécanisme d'*intrusion en force*. D'autres structures en entonnoir ont été interprétées comme résultant d'une explosion : notamment les cheminées diamantifères les cratères d'explosion-pipes, maars, diatrèmes (cf. revue de Rittmann, 1963, p. 86-89, 224, et Mac Donald, 1972, p. 289-291). Wager et Dear (1939), interprètent la structure en entonnoir du Skaergaard comme le résultat de l'expulsion d'un tronc de cône crustal dû à la pression magmatique sous-jacente, espace aussitôt occupé par le magma.

A Ploumanac'h, le problème de la place vient du fait que le corps in-

trusif prend sa place dans le socle sans l'assimiler, du moins globalement (cf. infra ch. 9, 13) et qu'il y a très peu de "piecemeal stoping" (Daly, 1933). De deux choses l'une, ou bien le bloc central s'est effondré, ou bien il a été repoussé vers le haut. Pour trancher, nous n'avons pas d'indications directes. D'autre part, le pendage fort interne de la fracture annulaire n'est pas forcément représentatif de l'aspect initial de la fracture ; cependant, l'auteur considère que le pendage interne représente un aspect originel de la fracturation conique, parce qu'il est corroboré par le plongement interne général de la disposition planaire des granites à gros grain et que les roches encaissantes sont, au demeurant, déformées de façon minime par l'intrusion ; enfin, on n'observe la fracture que sur un dénivelé de 10 mètres ! Rappelons qu'à Glen Coe, Ecosse, l'effondrement du bloc central est prouvé alors que la fracture externe peut présenter un pendage interne marqué (Clough *et al.*, 1909 ; Bailey *et al.*, 1916). On ne peut donc, pour ce qui est de Ploumanac'h, éliminer d'emblée le mécanisme de "cauldron subsidence".

L'analyse des fractures de l'encaissant nous indique qu'il y a eu un *phénomène ruptural synchrone de la mise en place* du corps intrusif. Certes, le découpage irrégulier de l'encaissant peut ne pas être précoce mais correspondre à des fractures de dilatation thermique selon des plans de moindre cohésion, joints, rubanement, schistosité (Daly, 1933) comme en témoignent certains segments où les cordiérites de la phase statique du métamorphisme de contact (cf. ch. 12) sont tranchées net. Cependant, l'auteur considère que le pendage interne représente un aspect originel de la fracturation conique, parce qu'il est corroboré par le plongement interne général de la disposition planaire des granites à gros grain et que les roches encaissantes sont, au demeurant, déformées de façon minime par l'intrusion. On peut interpréter la fracture conique soit comme une fracture de cisaillement soit comme une fracture de tension le long de laquelle le bloc central a coulissé. Dans la première hypothèse, on rejoint le point de vue de Phillips (1974) et les expériences de Sanford (1959) ; et l'on est alors conduit, par analogie avec ces modèles, à opter pour un refoulement rapide de la croûte. Dans la seconde hypothèse, on en reviendrait à la subsidence très hypothétique d'un morceau de socle.

## D - DEFORMATION : ECOULEMENTS ET RUPTURES

A Ploumanac'h, comme dans toute intrusion plutonique, se trouve posé le problème général de l'importance respective des déformations successives à travers l'évolution de l'intrusion, et non seulement leur importance mais aussi leur reconnaissance et distinction. Les critiques de Berger et Pitcher (1970) apportées aux conceptions de Balk (1937) dont les travaux demeurent fondamentaux, guident cet exposé : la distinction des structures "primaires" (magmatiques) et "secondaires" (postmagmatiques) est délicate surtout s'il s'agit d'un continuum.

### 1. SUPERPOSITION DE DEUX TYPES D'ECOULEMENT : VISQUEUX ET PLASTIQUE

#### Déformation plastique

La déformation ductile des cristaux des granites à gros grain est une preuve suffisante de cette phase de déformation : glissement intracristallin, macles, torsion, rotation (kink). D'autre part, la déformation cassante à l'échelle des minéraux correspond, à l'échelle de la roche, à une déformation ductile, car la roche n'apparaît pas pour autant fracturée (à propos de l'incidence de l'é-

chelle d'observation sur la caractérisation de la déformation, cf. Vernon, 1976, p. 148). D'autres évidences vont dans le même sens : existence de plusieurs générations de filons subissant aussi une déformation plastique, forme très aplatie des petites enclaves éruptives sombres (qui ne peut être imputable seulement à une déformation visqueuse : leur texture montre l'existence d'une légère recristallisation liée à une déformation plastique) : par ailleurs, ces enclaves ont dû être très rapidement amenées à la même température et à la même pression de fluide que leur encaissant granitique, autrement dit rapidement cristalliser et donc avoir un comportement rigide dans un milieu visqueux.

### Existence d'une déformation visqueuse antérieure

L'orientation des minéraux n'est pas imputable seulement à un écoulement plastique ; en effet, celle-ci reste parfois bien marquée alors même que la déformation plastique des cristaux est faible. Un écoulement visqueux les a donc orientés. Par ailleurs, les zones rubanées attestent l'existence de courants magmatiques (cf. infra, ch. 10).

Dans les deux cas, il s'agit d'une déformation hétérogène, due probablement aux différences de cristallisation, aux différences de viscosité des matériels acides, basiques ; par exemple, les schlieren peuvent être facilement recoupés ou isolés. L'écoulement est complexe (sur ce point dans les roches plutoniques, cf. Nicolas et al., 1975). Ces deux types d'écoulement sont d'autant plus difficiles à distinguer qu'ils s'expriment par des orientations minérales parfois communes. Dans un matériel homogène, l'écoulement plastique succède à l'écoulement visqueux, lorsque ce matériel passe d'un comportement liquide à un comportement solide ; dans le cas d'un matériel hétérogène à portions de viscosités différentes et diversement cristallisées, il faut s'attendre à ce qu'une déformation s'exprime au même moment par un flux visqueux dans les parties magmatiques et par un flux plastique dans les parties à cristallisation très avancée. A Ploumanac'h, l'écoulement visqueux et l'écoulement plastique sont la manifestation d'un épisode de déformation continue encadrant la cristallisation : l'écoulement magmatique se transforme en écoulement plastique (protoclase tandis que la cristallisation de la roche s'achève, cataclase ensuite). La déformation déborde la cristallisation de la roche : on rejoint ainsi les idées de Berger et Pitcher (1970) sur la possibilité de la continuité de la déformation dans les roches plutoniques.

## 2. LES TYPES DE DEFORMATIONS

### Au cours de l'écoulement visqueux

Le type de déformation ne peut être précisé à cause de l'écoulement plastique subséquent, et du manque de marqueurs spécifiques de cet écoulement. Tout se passe comme si les roches ont perdu la mémoire de leur écoulement directionnel à l'état magmatique, ou comme si l'écoulement directionnel avait été peu marqué du fait d'un très faible taux de cisaillement (déplacement en masse par exemple). On renvoie le lecteur intéressé aux discussions de Marre (1973) sur l'écoulement des magmatites du Quérigut, où une analyse du type de déformation a pu être tentée.

### Au cours de l'écoulement plastique

La dominance générale de la fabrique S sur la fabrique L (Flinn, 1961), la forme des enclaves de roches éruptives aussi bien que de cornéennes, la forme



des joints aplitiques précoces et des schlieren, la disposition de leurs minéraux, indiquent l'existence d'un *aplatissement* intrinsèque au corps intrusif et parallèle aux bordures, qui est confirmé par le parallélisme flagrant de l'aplatissement de l'encaissant (plis ptygmatisques, plissement à cryptoschistosité de plan axial, double boudinage de certaines aplites, etc ...). Cet *aplatissement* correspond à une déformation non plane et probablement non rotationnelle (Flinn, 1965 ; Ramsay, 1967).

L'ellipsoïde de déformation finie ("total strain" de Schwerdtner, 1976) des enclaves éruptives sombres, ellipsoïde aplati (Flinn, 1965) légèrement étiré subverticalement, avec  $k \approx 0,1$ , s'accorde avec le résultat de la déformation de l'encaissant : aplati avec plissement à surface axiale subverticale et légèrement étiré subverticalement. On ne connaît pas la forme exacte de l'ellipsoïde de déformation finie des granites à gros grain eux-mêmes, mais l'image générale de la déformation des granites à gros grain est celle d'un aplatissement contre la paroi avec expansion anisotrope dans les surfaces parallèles à la paroi où un étirement subvertical apparaît.

### 3. RELATIONS SPATIALES ENTRE ROCHES ACIDES ET ROCHES BASIQUES

#### Digitations, boules et essais d'enclaves

Les lobes basiques de tailles importantes, tel celui de Trégastel ; les digitations plus réduites (île de Seigle), les franges de boules et les essais d'enclaves présentent des formes explicables de diverses façons. Les boules des granodiorites à bordure figée et des granodiorites sombres à cloisons granitiques évoquent des phénomènes décrits depuis longtemps, notamment dans les îles anglo-normandes, et interprétés plus récemment par de nombreux auteurs comme le résultat de la venue en contact de deux magmas en voie de cristallisation, l'un acide, l'autre basique (cf. entre autres, Bishop, 1963 ; Blake *et al.*, 1965 ; Wager *et al.*, 1965 et l'excellente revue de Walker et Skelhorn, 1966). En France, de telles relations ont déjà été décrites dans le Massif Central (Didier et Lameyre, 1969). Cette interprétation met l'accent sur la lenteur de la miscibilité des magmas, c'est-à-dire, la relative longévité des émulsions magmatiques.

La différence de viscosité peut expliquer ces formes. Elder (1970) rappelle que si l'on force un fluide dans un autre fluide plus visqueux, le premier forme des digitations dans le second (fig. 3.7) ; de telles relations lobées dans un filon ont été aussi interprétées par Pollard *et al.* (1974). Les indentations ("cups") sont interprétées comme le résultat d'une différence de viscosité entre deux milieux au moment d'un serrage (Ramsay, 1967).

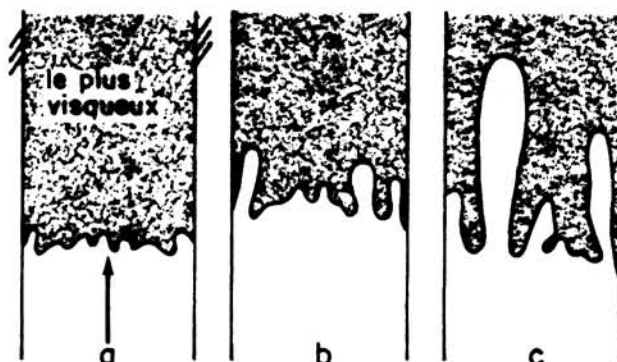


FIG. 3.7 - Formation de digitations par poussée d'un fluide visqueux dans un autre encore plus visqueux (d'après Saffman et Taylor, 1958).

La différence de tension superficielle, en l'absence de contraintes extérieures, peut expliquer une telle disposition, celle d'un magma basique à tension superficielle la plus forte (fig. 3.8 ; Smith, 1954) au contact d'un magma acide. Enfin l'écoulement simultané des magmas puis des roches donne aux lobes leur forme aplatie et accentue leur forme digitée.

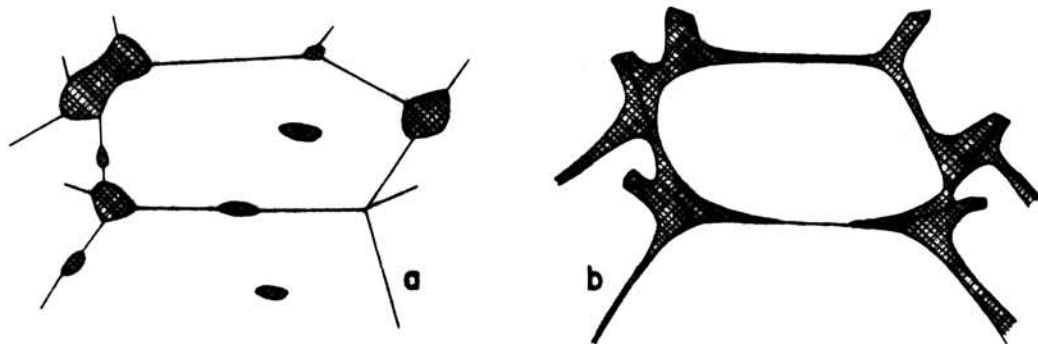


FIG. 3.8 - Dispositions contrastées d'une phase subordonnée en fonction de sa tension superficielle, soit plus forte (a), soit plus faible (b) que celle de la phase abondante. D'après Smith (1964).

#### Relations dans l'écoulement

Les observations de détail faites au Nord de l'Anse Ste Anne d'une part, aux îles de Seigle et Biguedec d'autre part, permettent d'établir que le matériel basique et le matériel acide ont entrepris un écoulement commun : écoulement visqueux d'abord, cela est net à l'Anse Ste Anne où les roches basiques sont localement exemptes de déformation plastique mais présentent une disposition planaire minérale, parallèle à la bordure et à celles des granites à gros grain - écoulement plastique ensuite (îles de Seigle et Biguedec). Dans ce matériel hétérogène, une structure pénétrative commune est chaque fois réalisée.

Les relations spatiales entre roches basiques et granitiques sont donc commandées par les rapports de tension superficielle des magmas, les rapports de viscosité des matériels correspondants, par l'évolution des cristallisations respectives et leur comportement lors de l'écoulement.

#### 4. APPARITION DES DEFORMATIONS RUPTURELLES

Les ruptures de tension apparaissent de façon précoce au cours de l'écoulement plastique : ce sont les joints aplitiques ultérieurement déformés. Ils témoignent du fait que le comportement cassant du matériel granitique est acquis avant sa complète cristallisation. Les zones de cisaillement sont d'abord assez souples, puis se comportent de manière franchement rupturelle. Ainsi, les déformations ductiles cèdent la place aux déformations cassantes avec la consolidation de l'intrusion et son refroidissement.

## E - INTERPRETATION PROPOSEE DE LA MISE EN PLACE DU PREMIER GROUPE INTRUSIF

L'hypothèse de cauldron subsidence doit être abandonnée, car, si on l'admet, il faut admettre aussi le forage magmatique central du bloc en effondrement donnant un conduit d'alimentation par où la pression magmatique serait transmise au coeur du diapir. Un processus du type effondrement avec forage magmatique central est par trop compliqué et hypothétique pour être retenu. Le comportement de l'intrusion synchrone majeure est sans aucun doute dans un deuxième temps celui d'une *injection forcée diapirique* ; il semble que le plus simple soit d'admettre que dans le premier temps de l'intrusion le comportement était aussi celui d'une *injection forcée* mais à l'*emporte-pièce*, tout au moins au niveau qui est celui de l'observation actuelle (\*).

1. Une *injection à l'emporte-pièce* refoule une pastille de croûte le long d'une fracture à section horizontale grossièrement elliptique et à section verticale inconnue. La pression magmatique peut provenir de plusieurs composantes : une composante de flottabilité, une composante orogénique et une troisième composante liée soit à l'ébullition rétrograde soit à une augmentation du volume liée à la fusion partielle relativement sèche en profondeur (infra. ch. 5).

2. Au fur et à mesure que l'enveloppe granitique cristallise, des joints aplitopegmatitiques précoces se forment de façon parallèle ou perpendiculaire aux structures planaires ou bien épousent les contours des schlieren ; des fractures radiales et inclinées s'ouvrent à cheval sur les zones de contact à la fois dans le granite et son encaissant, où cristallisent d'autres aplitopegmatites. La pression magmatique centrale se maintenant et l'injection devant continuer au centre du système, les granites périphériques ainsi que la bordure des masses basiques, les filons d'aplitopegmatite, les enclaves de cornéennes et les terrains encaissants sont diversement aplatis. La pression centrifuge est une pression du type hydraulique qui est transmise des profondeurs par la colonne d'alimentation et depuis la racine du système, à la manière de ce que Wegman (1930) avait pensé. Le magma basique peut être entraîné dans l'intrusion à la manière du fluage observé dans certaines expériences de Ramberg ; il peut également être lui-même l'âme du piston et avoir un rôle moteur prépondérant repoussant devant lui le matériel acide plus léger.

3. Le corps intrusif se refroidissant, les déformations cassantes de cisaillement et de tension s'imposent ; la déformation plastique s'interrompt.

(\*) Cette interprétation diffère de celle que Dupuis (1976b) présuppose d'un diapirisme uniquement ductile au niveau actuel de l'observation, en se fondant sur une hypothétique structure des gneiss de Trébeurden en "synclinal marginal" ; mes propres observations n'ont pas mis en évidence une telle structure.





## CHAPITRE 4

### LES INTRUSIONS ULTERIEURES DES GRANITES A GRAIN FIN

Après l'injection des granites à gros grain, des roches basiques associées et de leur cortège filonien, l'intrusion du deuxième groupe de granites (ou granites intermédiaires) puis du troisième et dernier groupe (granites de l'Ile Grande) complète et achève l'élaboration du massif.

#### A - FRACTURATION DU PREMIER GROUPE INTRUSIF

Une fracturation importante affecte le premier groupe intrusif ; elle préside à la formation d'une *mégabreche* à fragments de granite porphyroïde et engendre un réseau de *fractures majeures et mineures* délimitant les granites intermédiaires ou utilisées par leur chevelu filonien. Cette fracturation est postérieure à la déformation plastique des granites à gros grain, au moins pour l'essentiel, car les structures correspondantes sont recoupées par les granites intermédiaires.

##### 1 - LA FRAGMENTATION MEGABRECHIQUE

Toute la zone centrale et une partie du secteur sud des granites à gros grain sont affectées par une fracturation à grande échelle. Le granite des Traouiéros est débité en blocs de toute taille, décimétriques à hectométriques, plus ou moins déplacés les uns par rapport aux autres et cimentés, à l'Ouest par le granite porphyrique de Canton, et à l'Est par le granite saccharoïde de Woaswen. Plusieurs secteurs de l'estran, autour des îles suivantes, permettent une observation détaillée du phénomène : île aux Herbes, Toënot (fig. 4.1) ; Bolenec, Les Peignes, l'Ouest de Canton (fig. 4.2) ; Biguédec (fig. 4.3 et 4.4). Les contacts entre granite porphyroïde et granites intermédiaires sont francs et le

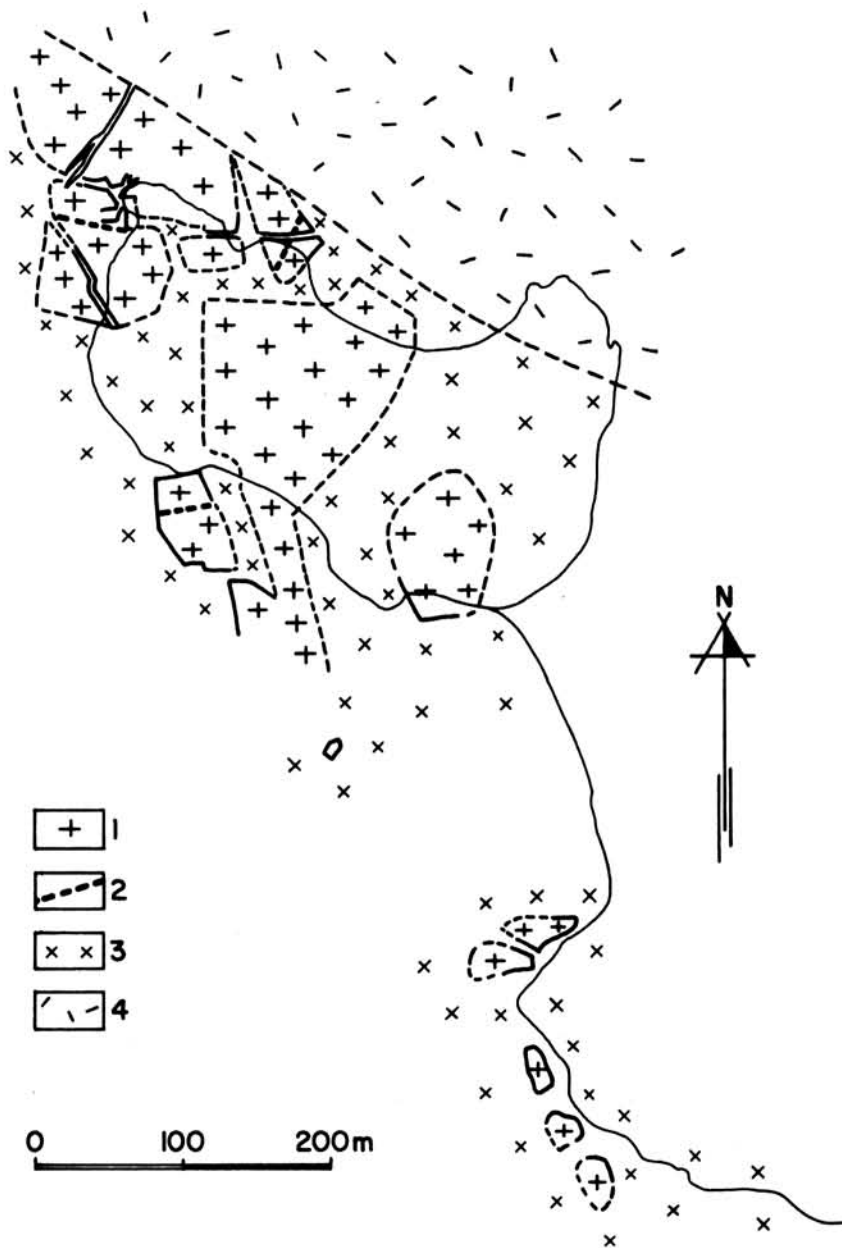


FIG. 4.1 - Relations entre les trois groupes de granites à la presqu'île de Toënot. (1), granite porphyroïde ; (2), kersantite ; (3), granite intermédiaire type Canton ; (4), granite externe de l'Ile Grande. Ligne fine continue : contour de la côte.

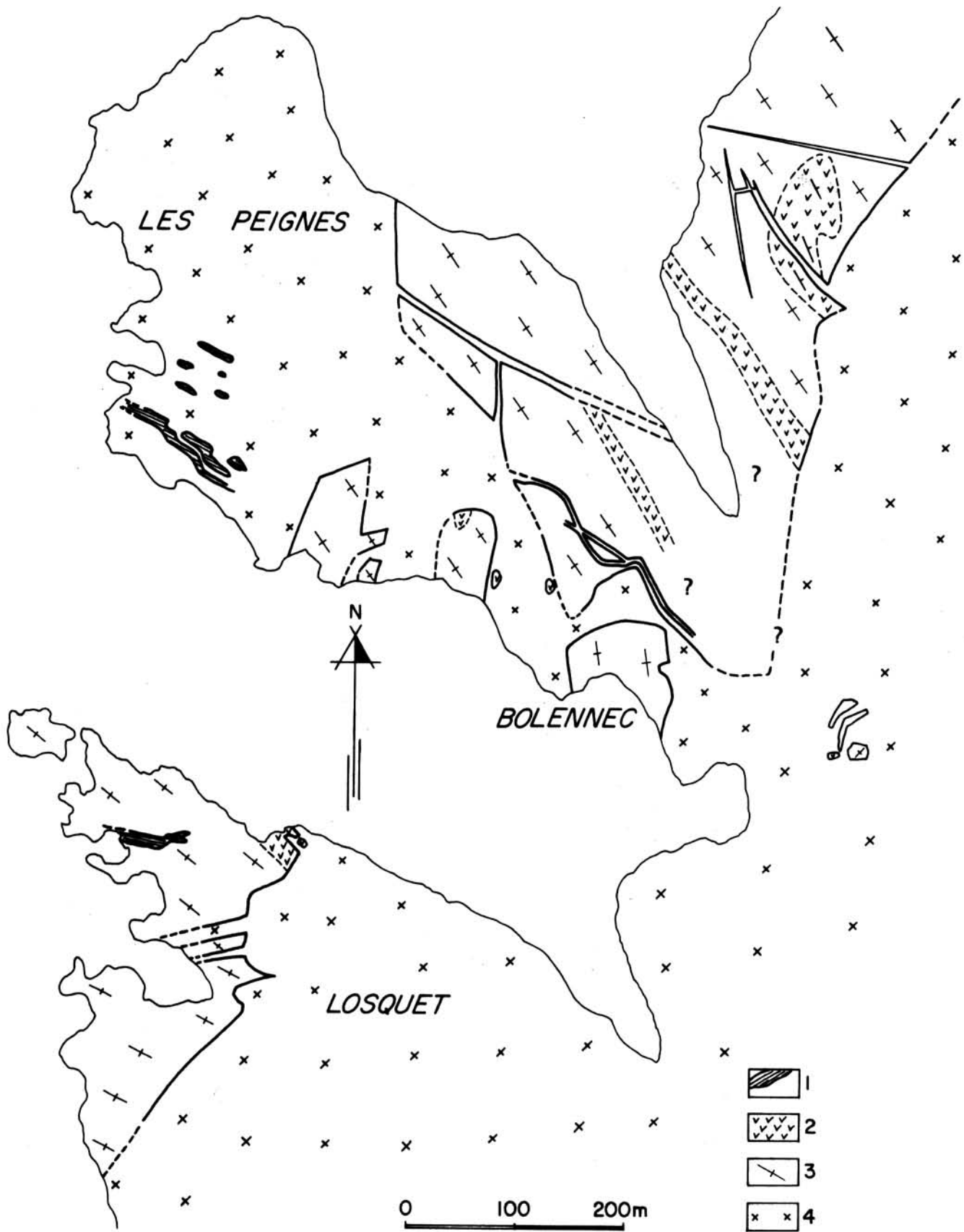
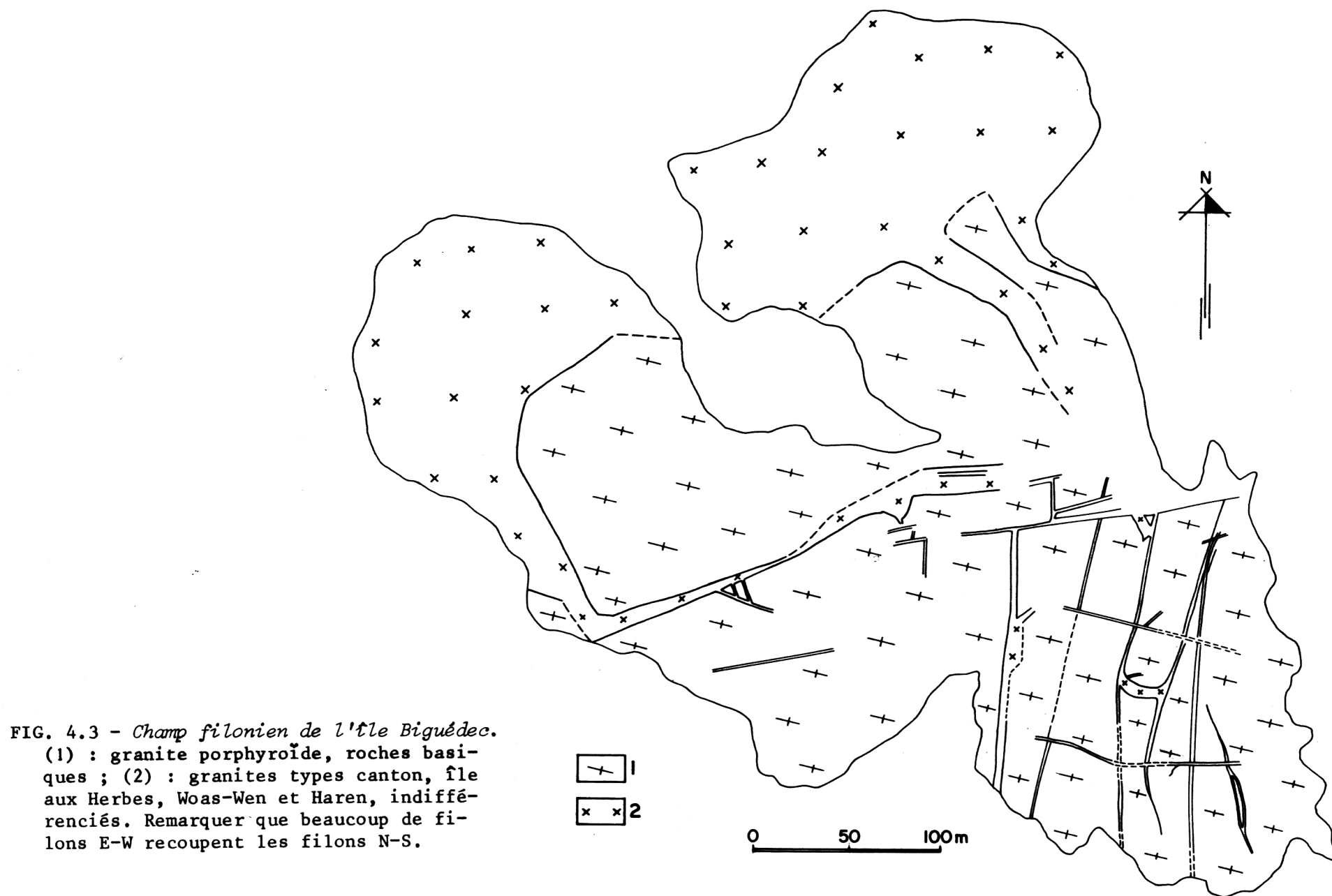


FIG. 4.2 - Carte détaillée de la région des Peignes. Grandes enclaves de granite porphyroïde (3) dans le granite intermédiaire type Canton (4).  
 (1) : enclaves de cornéenne ; (2) : roches basiques et hybrides. Le contour des îles correspond à celui des plus grandes marées basses.



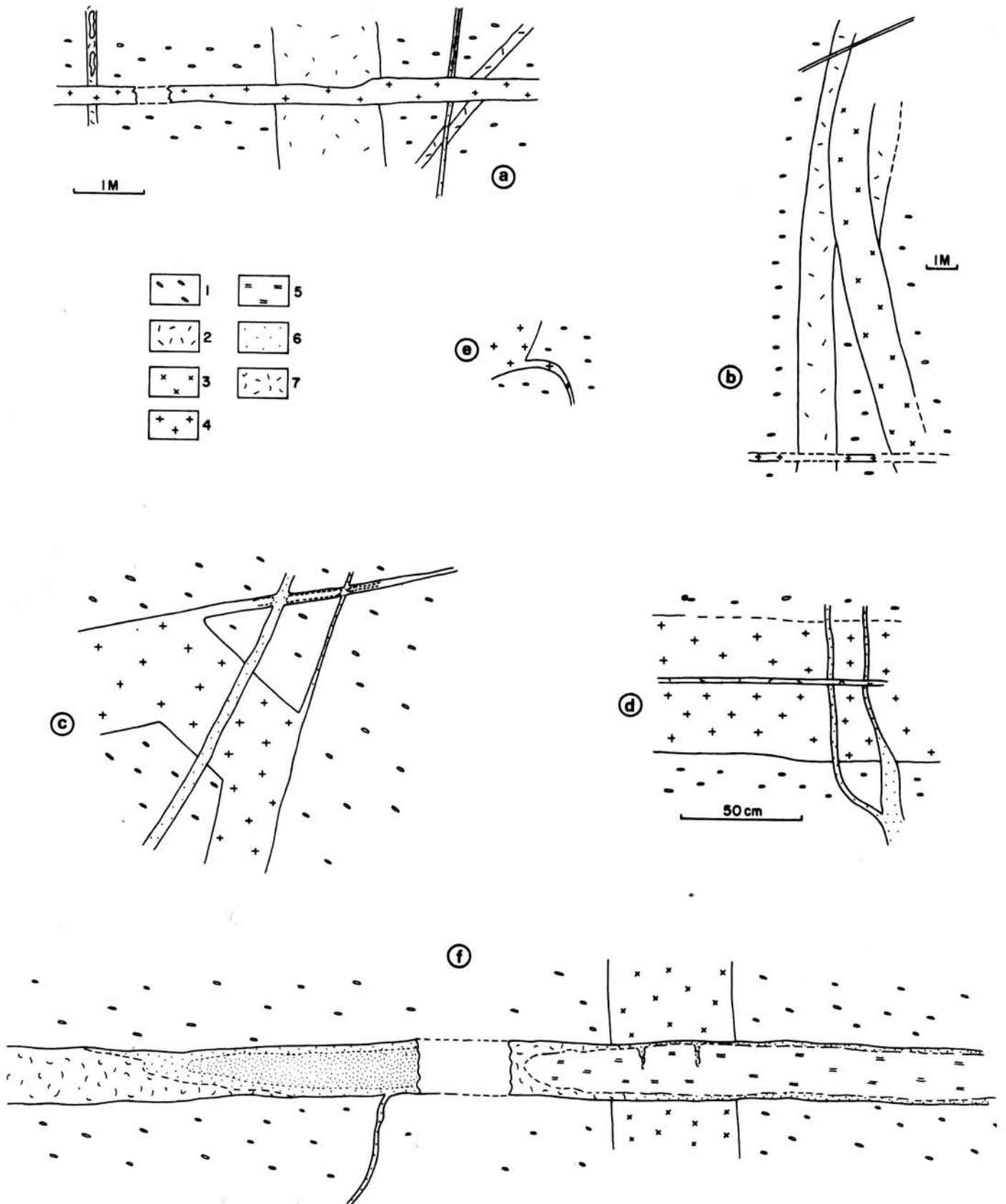


FIG. 4.4 - *Détail de relations dans le champ filonien de Biguédec.* (1) : granite porphyroïde ; (2) : granite à grain très fin ; (3) : granite à grain fin ; (4) : granite type Canton ; (5) : granite de Haren ; (6) : aplites ; (7) : pegmatite.

plus souvent rectilignes ; les blocs de granite porphyroïde sont anguleux ; cependant, les angles sont légèrement arrondis ; il y a près des contacts de fréquentes enclaves de petite taille et des xénocristaux du granite des Traouiéros dans les granites intermédiaires. Les blocs de granite des Traouiéros sont souvent déplacés les uns par rapport aux autres ; l'attitude de leur foliation fournit un repère commode. Plus de deux cents mesures des orientations des plans de fracture du granite porphyroïde ont été reportées sur canevas de Schmidt, par rapport à la trace de sa structure planaire (fig. 4.5), et par rap-

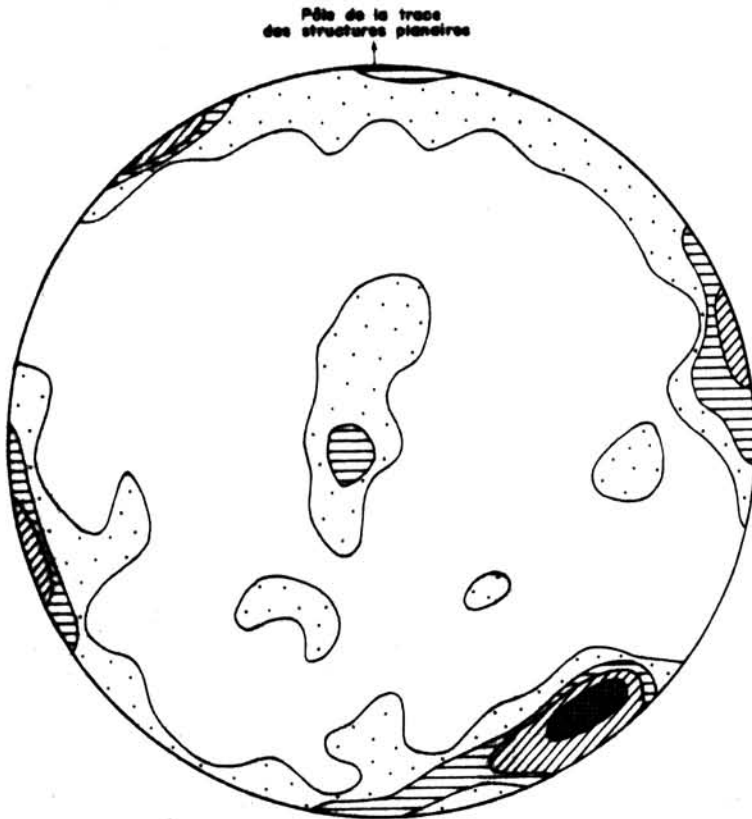


FIG. 4.5 - Représentation statistique des pôles des plans de fracture du granite porphyroïde par rapport à la trace de la structure planaire sur l'horizontale. Isopaques à 1,5 - 3 - et 5 %. 207 données dans les zones de Biguédec, des Peignes, de Toënot et de l'Ile aux Herbes.

port au Nord magnétique (fig. 4.6). La distribution statistique de ces plans de fracture ne se fait pas au hasard, mais selon trois orientations principales suborthogonales : deux maximum subverticaux dans les secteurs Nord et Sud étudiés et dont la direction dépend de la position du secteur dans l'édifice et un maximum subhorizontal dans les secteurs Sud et Ouest.

Il apparaît que les directions privilégiées des cassures du granite des Traouiéros sont décalées par rapport à la direction de sa structure planaire (fig. 4.5) ; sur le terrain on observe cette indépendance des plans de fracture par rapport à la structure planaire en ce sens qu'ils le recourent selon des an-

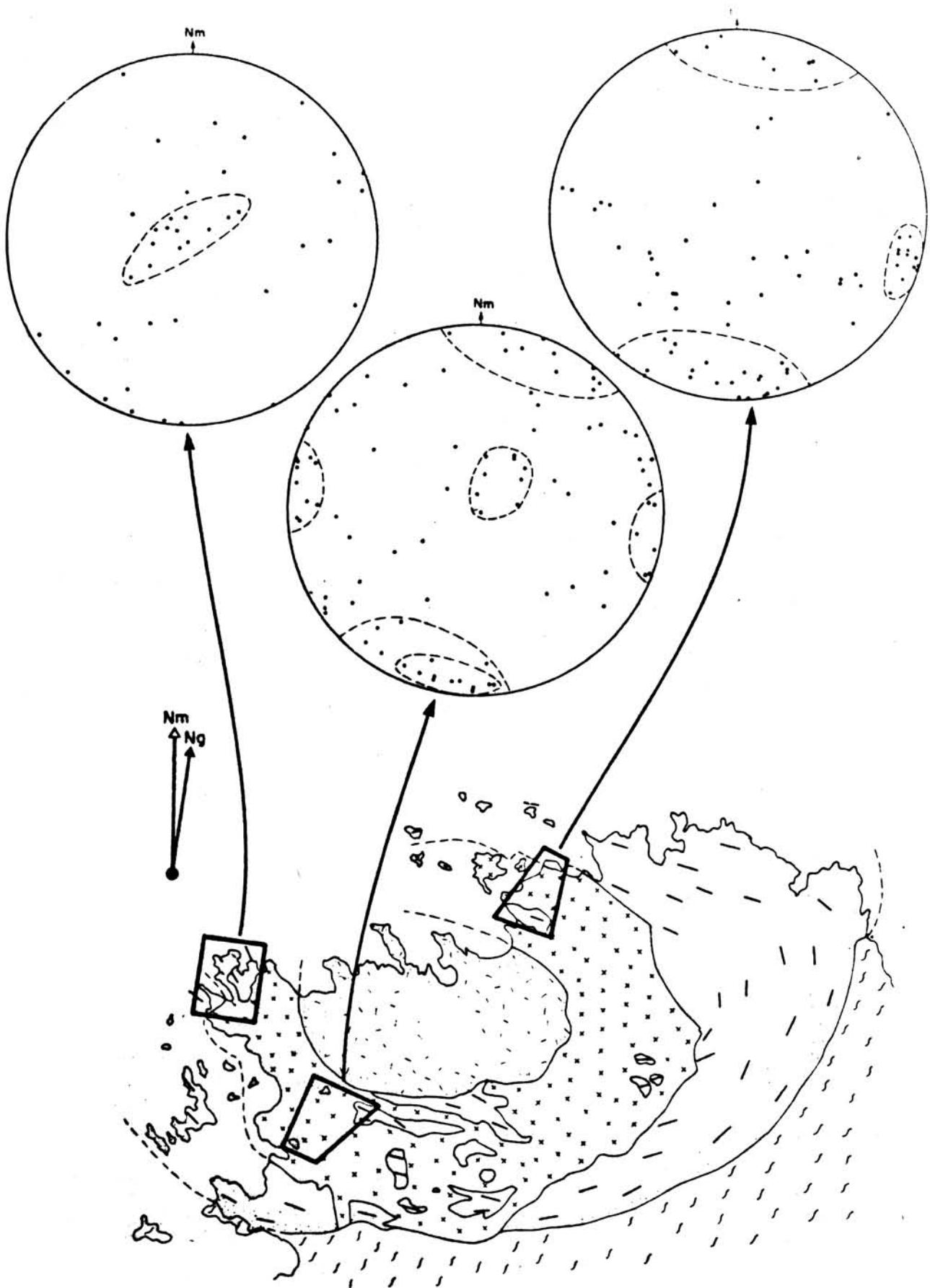


FIG. 4.6 - Représentation statistique des pôles des plans de fractures du granite porphyroïde par rapport au Nord magnétique, dans les trois secteurs étudiés.

gles fort divers. Cette absence de relations entre la fracturation et la structure planaire ne signifie pas que la présence d'un plan d'anisotropie soit sans influence sur l'orientation du plan de fracture -Donath, 1963, a montré pour les fractures de compression que l'angle de la foliation par rapport à la direction des contraintes modifie l'angle des plans de cisaillements par rapport à cette contrainte (Mattauer, 1973).

Une comparaison peut être établie entre l'orientation statistique des plans de fracture du granite porphyroïde et la puissance cumulée selon la direction des filons subverticaux de granite intermédiaire dans les régions nord et sud considérées (fig. 4.7) : les deux directions principales des plans de fractu-

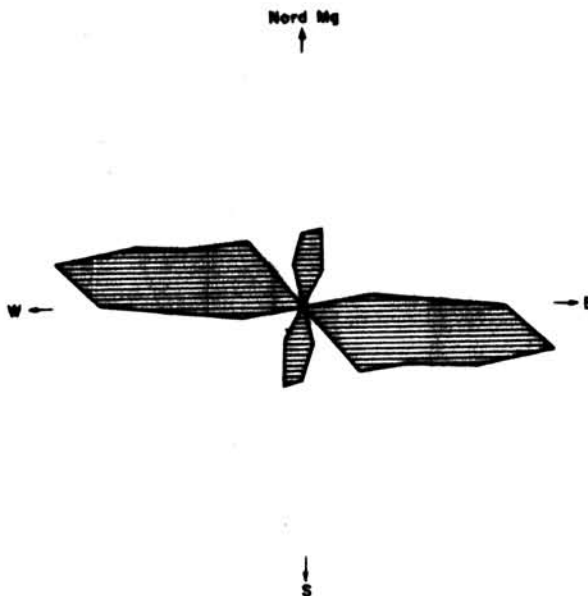


FIG. 4.7 - Puissance cumulée selon la direction, des filons subverticaux de granites intermédiaires dans le granite porphyroïde, pour les zones allant de l'île aux Lapins à Landrellec ; et des Peignes à Crec'h Héry.

res subverticaux se retrouvent dans la direction des filons (NNE ou ESE). Le maximum d'ouverture des granites à gros grain correspond aux fractures parallèles à N100-N95 (E-W) : ouverture d'une centaine de mètres, contre  $\approx 25$  m pour la direction NS.

## 2 - LES FRACTURES MAJEURES

Deux types de fractures majeures sont distinguées par leur géométrie : les fractures à pendage externe, les fractures subhorizontales (fig. 4.8) :

### Fractures obliques à pendage externe

Entre Haren et Gouélanec, le contact des granites intermédiaires avec le premier groupe intrusif plonge de 45 à 80° vers le Nord comme on peut l'observer au Nord de l'île Tanguy ; l'orientation de ce contact, N110-120, correspond à la direction majeure de la fracturation et des injections des divers



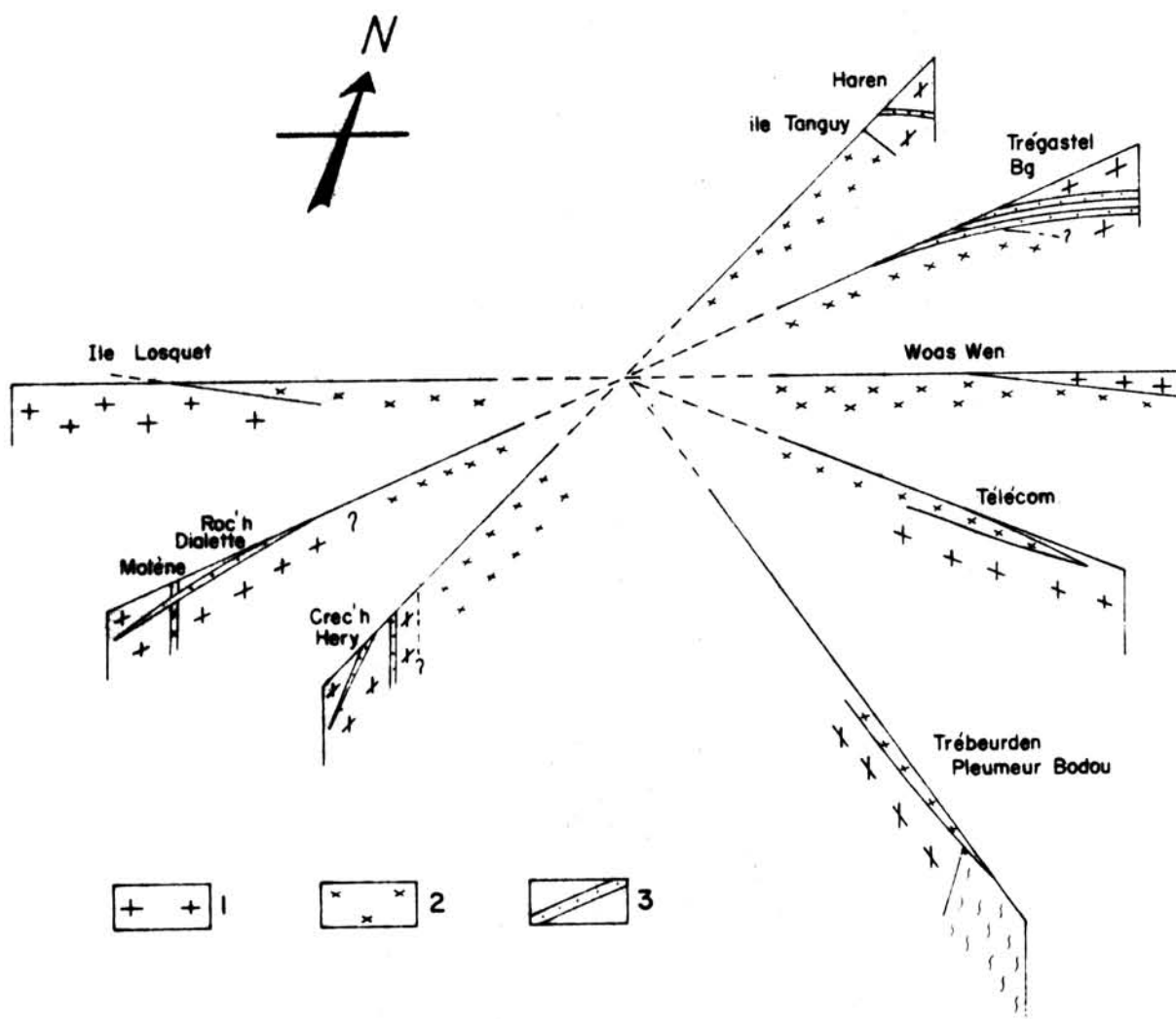


FIG. 4.8 - Coupes radiales dans les granites intermédiaires. (1) : granites à gros grain ; (2) : granites à grain fin ; (3) : aplites de Trégastel.

granites intermédiaires dans tout le secteur septentrional en Haren, Landrellec et dans les carrières de Woas-Wen. Au Sud de la Grève Rose, dans le granite porphyroïde, à 300 m au Nord du contact avec les granites intermédiaires, on observe un filon d'aplite de même direction et plongeant de  $45^\circ$  vers le Nord. A Kerléo, une lame de granite de Canton plonge de  $20^\circ$  vers le Sud-Ouest (fig. 4.9) ; à Crec'h Hery et à Roc'h Dialette, des filons d'aprites et de granite saccharoïde pendent aussi vers l'extérieur du massif. Les deux filons incurvés des aplites de Trégastel-bourg s'enfoncent vers l'Est selon un angle de  $20$  à  $25^\circ$  (cf. carte et coupe hors-texte).

#### Décollements subhorizontaux

Des feuillets subhorizontaux de granite porphyrique et de granite saccharoïde parcourent les granites à gros grain - Trébeurden, région des radars ;

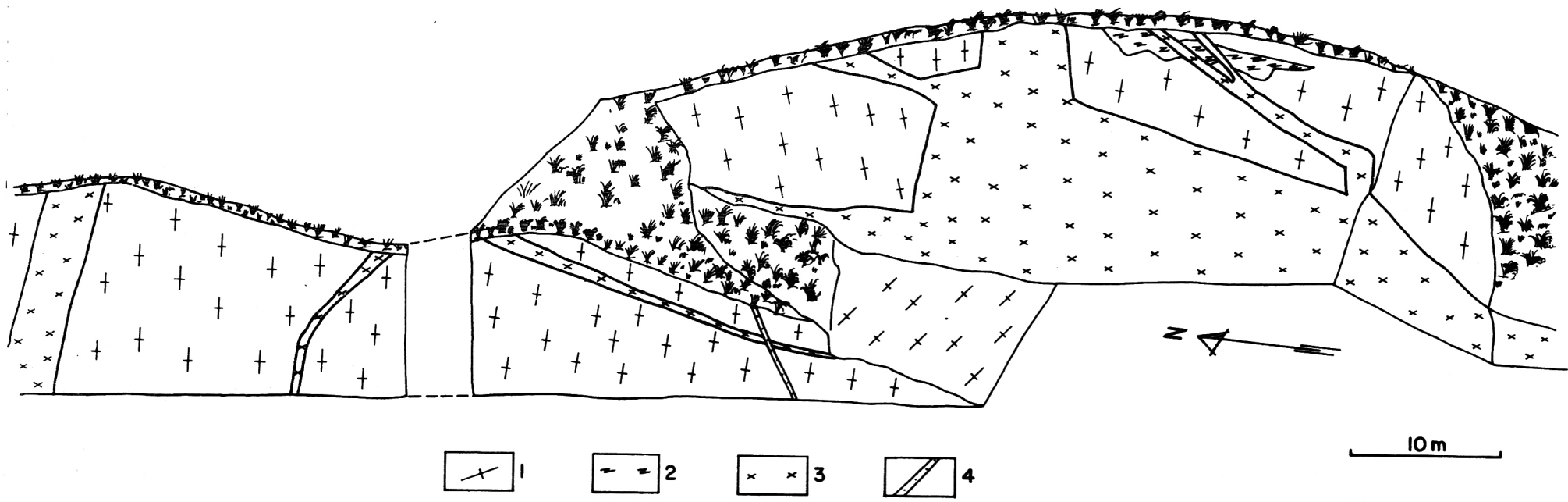


FIG. 4.9 - Relation entre le granite porphyroïde (1) et le granite Canton (3) à la carrière de Kerléo.  
(2) : enclave d'amphibolite. (4) : aplite.

île Losquet, estran au Sud de l'île Jaouen, mais aussi le socle environnant, entre Trébeurden et Pleumeur-Bodou.

L'épaisseur cumulée des feuillets obliques subhorizontaux est impossible à évaluer faute de coupe verticale. A Trégastel, les filons d'aprites ont de 20 à 40 m de puissance ; à Saint-Samson, le front de taille dans la lame de granite saccharoïde a plus de 20 m de hauteur, et le grain relativement grossier de cette roche au SW de la Tour de Woas-Wen laisse présager une épaisseur beaucoup plus grande (plusieurs centaines de mètres ?).

## B - MODALITES DES RELATIONS ENTRE LES GRANITES INTERMEDIAIRES

Il existe six types principaux de roches appartenant au groupe des granites intermédiaires : l'aprite de Trégastel et cinq granites. L'annexe 1 résume les principaux caractères pétrographiques de ces roches. La fracturation et le remplissage des fractures s'est fait en plusieurs phases ; principalement trois : l'injection du granite porphyrique, puis celle du granite saccharoïde, enfin celle des aprites de Trégastel. Mais les phénomènes sont encore plus complexes ; ainsi, à Biguédec, des fractures EW à remplissage de granite saccharoïde sont nourries postérieurement aux fractures NS remplies par le même granite. Par ailleurs, il faut ajouter le type précoce à grain très fin de l'île aux Herbes, enclavé dans le granite de Canton, les filons à foliation oblique de Molène-Crec'h Héry postérieurs au granite porphyrique et antérieurs au granite saccharoïde, le type à grain fin de Haren synchrone ou légèrement antérieur au type saccharoïde, sans compter les diverses variétés microgranitiques et aplitiques.

Les contacts entre différents types, et entre variétés à l'intérieur d'un même type, présentent des allures changeantes qui dénotent des relations de viscosité différentes et traduisent des laps de temps plus ou moins longs entre les diverses injections.

Il n'est pas possible dans le cadre de ce mémoire de passer en revue toutes les relations observées entre les six types de roches distingués, d'autant plus qu'elles sont fort labiles. En général, les contacts majeurs entre le granite saccharoïde et le granite porphyrique sont francs avec une *allure en lignes brisées* à segments rectilignes souvent soulignés par des pegmatites, comme dans le cas des contacts entre les trois grands groupes de granites (Dupuis, 1975) ; cependant, des relations plus souples avec des contours sinueux et des digitations mal délimitées s'observent dans le détail (carrières de Woas-Wen. Dupuis, 1974). Les filons microgrenus à foliation oblique coupent au couteau le granite porphyrique et sont tranchés nets par le granite saccharoïde. Le granite de Haren et le granite saccharoïde présentent de belles *relations lobées*, mais à contact net : limites onduleuses, nombreuses enclaves à contour courbe du type très fin, mais pas de figures en choux-fleurs ; ce phénomène se voit en grand à l'île Tanguy sur plusieurs dizaines de mètres près du contact nord des granites intermédiaires ; on le retrouve à petite échelle dans les nombreux filons mixtes qui lardent les granites à gros grain (Biguédec et flots environnants) ou le granite Canton (Goulmédec). Quant aux *contacts diffus*, ils s'observent principalement à l'intérieur du type saccharoïde (ou type Woas-Wen) entre ses différentes variétés (saccharoïde porphyrique à biotite, saccharoïde à biotite, saccharoïde sans biotite), ainsi que dans les passages entre chaque type et ses apophyses aplito-pegmatitiques.

Ces divers types de relations témoignent du caractère tantôt successifs tantôt quasi simultané des injections, les matériaux ayant des viscosités fort variables suivant l'époque et le lieu.

### C - STRUCTURE DE DETAIL DES GRANITES INTERMEDIAIRES

Celle-ci n'a pas été étudiée de façon systématique. En de multiples localités, l'examen à l'oeil nu ne fournit aucun élément. Les carriers ont d'ailleurs remarqué que les granites intermédiaires n'ont pas de "feuille" (c'est-à-dire pas de disposition planaire des minéraux et notamment des micas). En certains points cependant, les micas manifestent une disposition planaire nette à l'oeil nu, tantôt subhorizontale (île aux Herbes et Tanguy), tantôt subverticale (Roch Illiz) ; ailleurs (Landrellec, Petite Fougère) des schlieren onduleux ou enroulés trahissent un écoulement complexe.

#### Cas particulier des filons microgrenus à foliation oblique

Les filons microgrenus situés dans l'archipel de Molène (La Grange, Roc'h Dialet) et sur la côte de Crec'h Hery (Dupuis, 1972, 1974) ajoutent à leur intérêt chronologique un intérêt structural (fig. 4.10), car ils admettent une fluidalité planaire interne oblique sur leur direction. Ces filons sombres et peu puissants (< 1,5 m) sont subverticaux. La foliation oblique est marquée par l'orientation des différents minéraux constitutants (biotites, tablettes feldspathiques) et celle, très bien réglée, des enclaves sombres, nombreuses et d'allure lenticulaire. Elle se poursuit jusqu'au bord même du filon où elle reste discordante. Perpendiculairement à cette foliation, de nombreux joints précoces sont disposés de façon régulière (par exemple tous les 2 cm dans un filon de 40 cm de puissance) ; ces joints très minces (< 1 mm), sont cimentés par du quartz et du microcline et apparaissent rosés sur l'affleurement.

Certains affleurements donnent le change dans le cas où la foliation interne est parallèle à la foliation du granite porphyroïde ; ce n'est qu'une facétie de la nature, les deux foliations sont indépendantes comme on s'en convainc à la vue d'autres affleurements. Cette foliation oblique est due à une cristallisation sous contraintes ; transmises aux filons par les épontes rigides, elles pourraient être le simple résultat du déplacement ou du rejeu des lèvres au moment de la mise en place des filons. En effet, dans certains cas, on observe que les épontes se sont écartées l'une de l'autre, de façon oblique, ou bien qu'elles ont rejoué horizontalement (fig. 4.10a). Par ailleurs, il y a une cohérence parfaite entre la disposition des joints de tension et le couple de cisaillement engendré par le rejeu latéral des lèvres (Anderson, 1951) ; le plan de compression maximum correspondant au plan de foliation est perpendiculaire au plan de tension maximum ou plan des joints roses (fig. 4.11). Le système des filons à foliations obliques correspond, ainsi, dans son ensemble, à une famille de plans de cisaillement, développés dans le granite porphyroïde et injectés de magma.

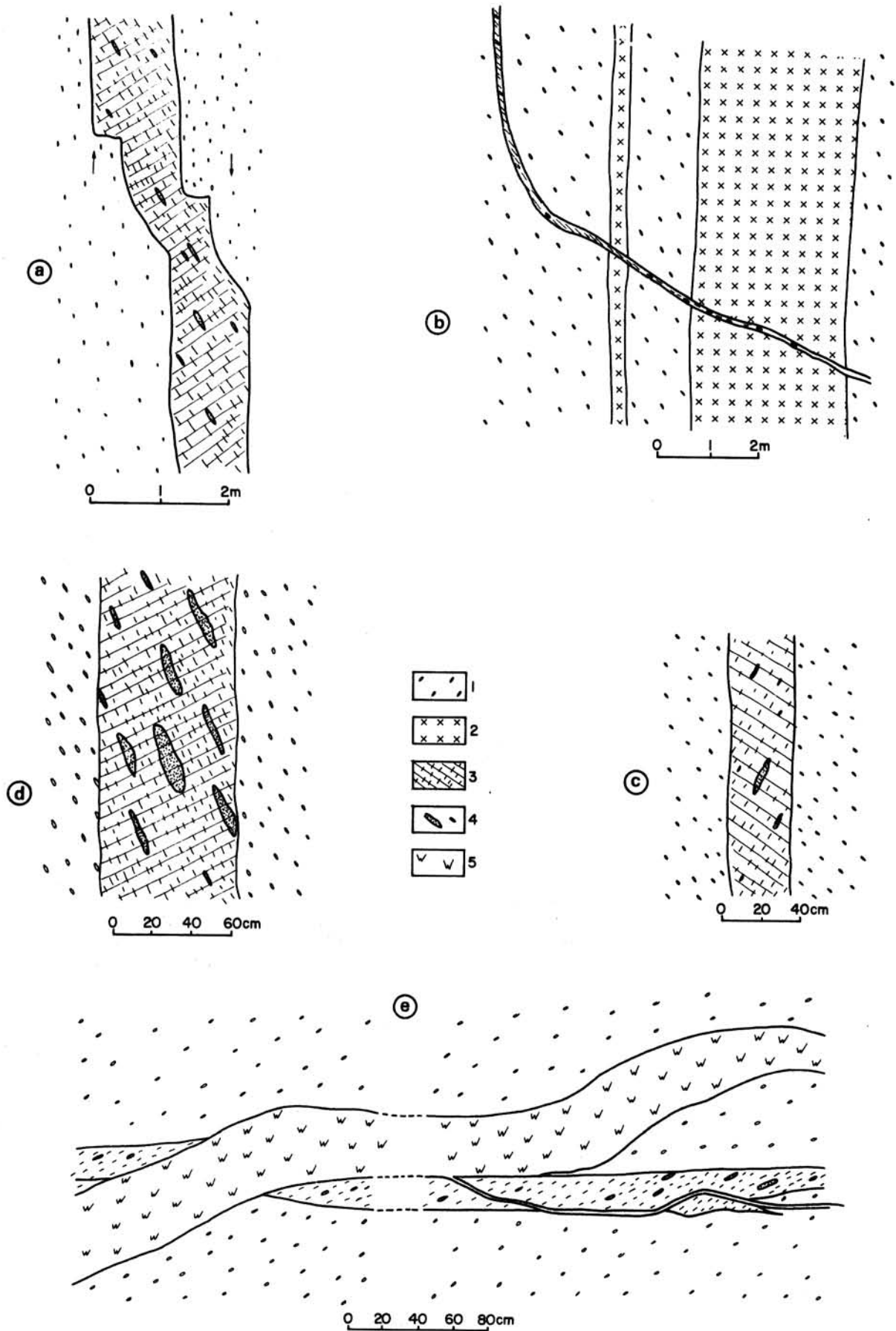


FIG. 4.10 - Filons "obliques" à Molène (a, b, c, d) et Crec'h Héry (e).  
 (1) : granite porphyroïde. (2) : granite Canton. (3) : filons microgrenus avec orientation minérale et fractures de tension. (4) : enclaves très sombres des filons "obliques". (5) : granite de Woas-Wen.

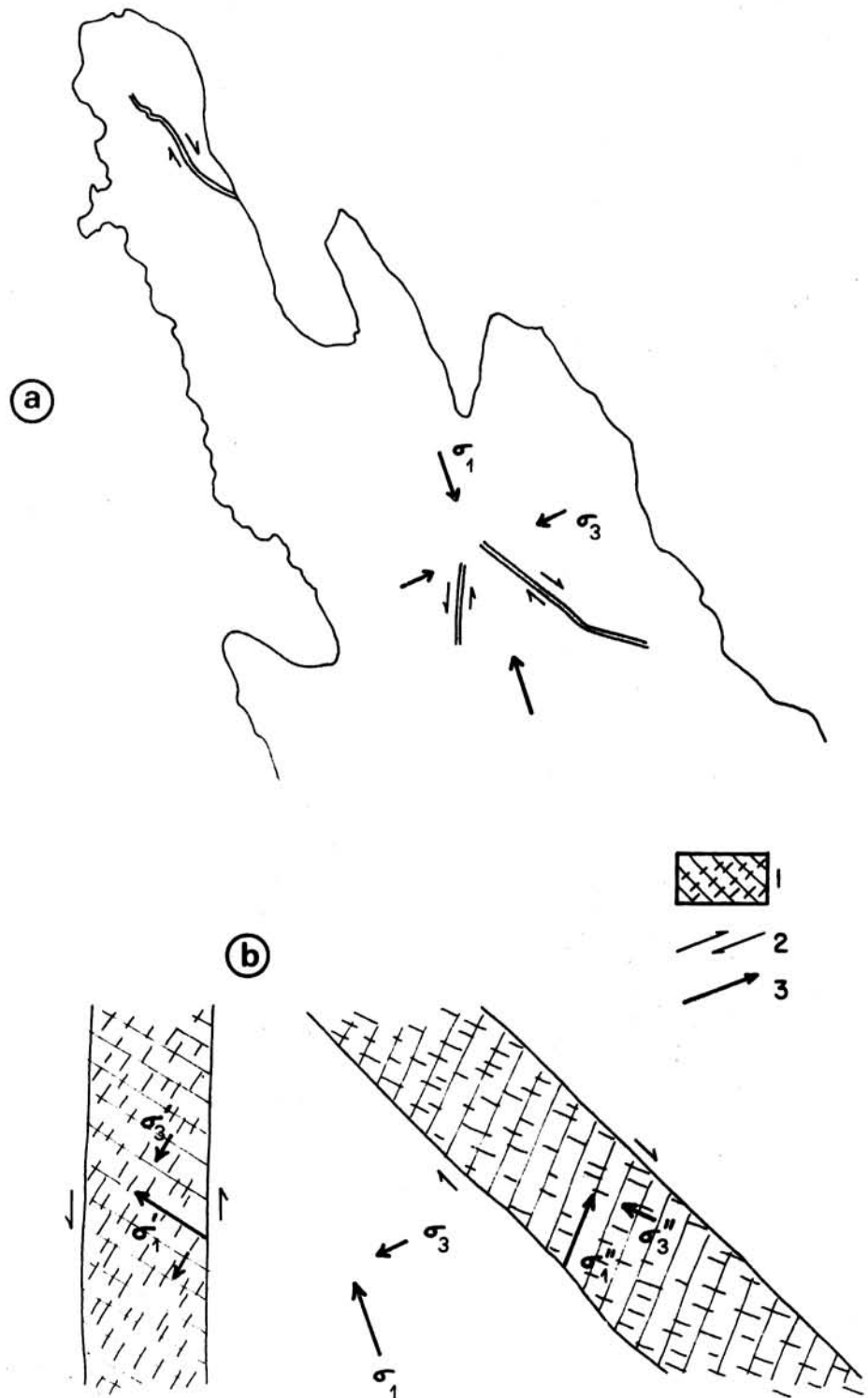


FIG. 4.11 - *Interprétation mécanique des filons obliques.* a : schéma de position des filons à l'extrémité NW de Molène (La Grange) ;  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  : contraintes horizontales maximum et minimum. b : disposition des contraintes dans les cisaillements. Les contraintes déviées,  $\sigma'_1$ ,  $\sigma''_1$  et  $\sigma'''_3$  sont parallèles respectivement aux plans de fracture dans le filon, et aux plans de schistosité ; ce dernier conserve son obliquité jusqu'aux épontes. Comparer avec certains dispositifs de fractures en échelon (Beach, 1975).



D'autres filons présentent une disposition planaire sigmoïde (Toënot) semblable à ce qui a pu être décrit dans le Donegal (cf. Pitcher *et al.*, 1972) et peuvent être interprétés comme les précédents comme des zones de cisaillement entre des blocs rigides.

#### D - INTERPRETATION DE L'INJECTION DES GRANITES INTERMEDIAIRES

La disposition des fractures et feuilletés à pendages externes est semblable à celle des "ring-dykes" des complexes circulaires, ceux-ci sont interprétés comme des cisaillements ouverts par la chute de blocs centraux lors d'une baisse de pression dans la chambre magmatique sous-jacente (Anderson, 1936 ; Phillips, 1974). On déduit ainsi l'existence de *plusieurs périodes d'effondrement*, permettant l'intrusion des segments annulaires de granite porphyroïde puis de granite saccharoïde et des aplites.

Ces effondrements néanmoins n'expliquent pas la formation des plans verticaux, ni de la mégabrèche avec distribution statistique des fractures selon trois maximum à direction quasi perpendiculaire ; la fragmentation mégabréchique s'accompagne d'un accroissement du volume en chaque endroit selon trois directions principales, à la faveur de fractures de tension. *Cet accroissement du volume* est le signe d'un *bombement* du premier groupe intrusif ; en effet, les intrusions des granites intermédiaires sont nettement postérieures à la cristallisation des granites à gros grain et ne peuvent en aucun cas être reliées à la réduction de volume connexe de cette cristallisation. Le bombement inféré indique une recrudescence de la pression magmatique à la base du dispositif, avec accroissement de la poussée verticale ascensionnelle. En se basant sur les données expérimentales concernant la résistance des roches à la traction et sur les considérations théoriques de Griffith (1925), puis de Jaeger (1962), Roberts (1970) a démontré que les fractures de tension dues à la poussée magmatique peuvent se réaliser sous de fortes pressions lithostatiques.

La fracturation mégabréchique est donc imputable à une poussée axiale subverticale s'exerçant sur un matériel intégralement consolidé. Cette poussée est d'origine magmatique ; elle est suffisamment rapide pour que la limite d'élasticité des roches soit dépassée avant qu'elles n'aient pu être réchauffées et fluer ; la cheminée d'alimentation est donc réouverte, mais l'axe de la poussée semble décalé par rapport à l'axe de la première intrusion d'environ un km vers l'Ouest - Sud-Ouest.

Ce "coup de piston" accompagné d'un nouvel arrivage magmatique est immédiatement suivi par les effondrements reconnus plus haut. Les granites à gros grain, fragilisés, s'effondrent d'autant mieux dans le matériel magmatique qui les a investis.

Quelle est l'orientation des contraintes régionales lors de la poussée axiale ? Si le maximum d'ouverture se fait dans les fractures Est-Ouest, la direction de la plus forte tension horizontale est Nord-Sud ; cette direction oblique sur le grand axe de l'affleurement elliptique du premier groupe intrusif, indique une rotation des contraintes régionales au cours de la formation du complexe.



## E - L'INJECTION TERMINALE DES GRANITES DE L'ILE GRANDE (Groupe 3)

### 1 - LES DONNEES DE L'OBSERVATION

La dernière unité intrusive occupe une zone interne du massif excentrée d'environ 1 km vers l'Ouest - Sud-Ouest du complexe, par rapport à l'axe du cône ; elle a un contour bosselé plus ou moins elliptique.

#### Relation entre les deux granites de la troisième unité

Deux types pétrographiques distincts de granite se distinguent aussi par leur situation dans l'édifice :

- un granite à biotite occupe le centre de l'intrusion ; un peu de muscovite, toujours subordonnée, apparaît dans ce granite à mesure que l'on s'approche de la périphérie ; la variation de composition se fait de façon progressive. En plus de cette variation minéralogique, s'ajoute localement une variation du grain ; celui-ci devient fin à très fin vers Penvern, entre la cote 51 et le château d'eau ;
- un granite à deux micas, riche en muscovite, forme un anneau périphérique de largeur variable. La variation de la largeur de cet anneau tient à deux raisons, l'une structurale (voir infra), l'autre géométrique : la surface d'érosion coupe la structure de façon légèrement oblique en s'élevant graduellement d'Ouest en Est.

Les relations entre les deux types, interne et externe, se voient dans de bonnes conditions sur le flanc Sud-Ouest de Toul-ar-Staon ; des relations identiques ont été observées dans la région de Penvern. Le granite riche en muscovite recoupe le granite pauvre en muscovite, en l'injectant de filons onduleux et anastomosés. Les tracés des contacts, bien que très nets, sont lobés et sinueux (fig. 4.12). Manifestement, le granite interne était encore chaud et plastique lorsque le granite externe a été injecté ; cependant, le coeur de l'unité interne était plus rigide et susceptible de se fracturer de façon rectiligne comme en témoigne le filon de leucogranite de Porz-Gélin.

#### Structure

Tous les contacts observés à la périphérie des granites de l'Ile Grande sont situés à l'Est du massif, entre l'estran de Landrellec et Penvern ; ces contacts plongent faiblement de 15 à 30° vers l'extérieur (fig. 4.13). Le granite de l'Ile Grande forme donc une coupole légèrement entaillée par l'érosion et dont le plancher reste inconnu. Quelques filons radiaux et subtangentiels issus de la couronne externe recoupent les granites intermédiaires et les granites à gros grain (Landrellec, Toënot).

Sur le terrain, les granites de l'Ile Grande montrent, en général, une nette disposition planaire des biotites - la "feuille" des carriers -, selon laquelle il se débite aisément (les deux autres plans de coupe, dénommés "fil"

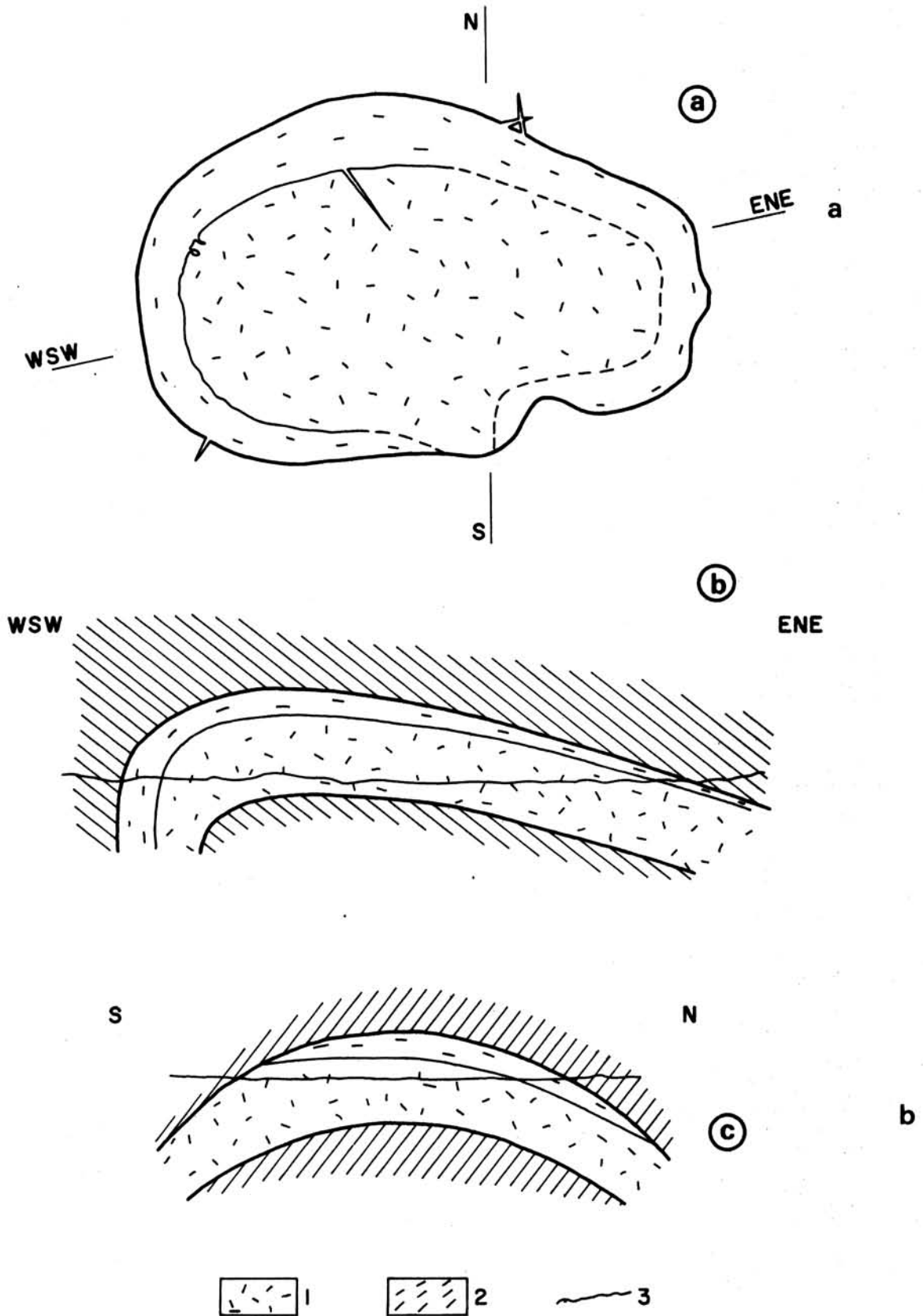


FIG. 4.12 - Relations entre les granites de l'Ile Grande.  
 a : schéma du contact entre les granites interne et externe,  
 à Toul-ar-Staon. b : schlieren spirale à Toul-ar-Staon. (1) :  
 enclave surmicacée. (2) : granite interne. (3) : granite  
 externe.

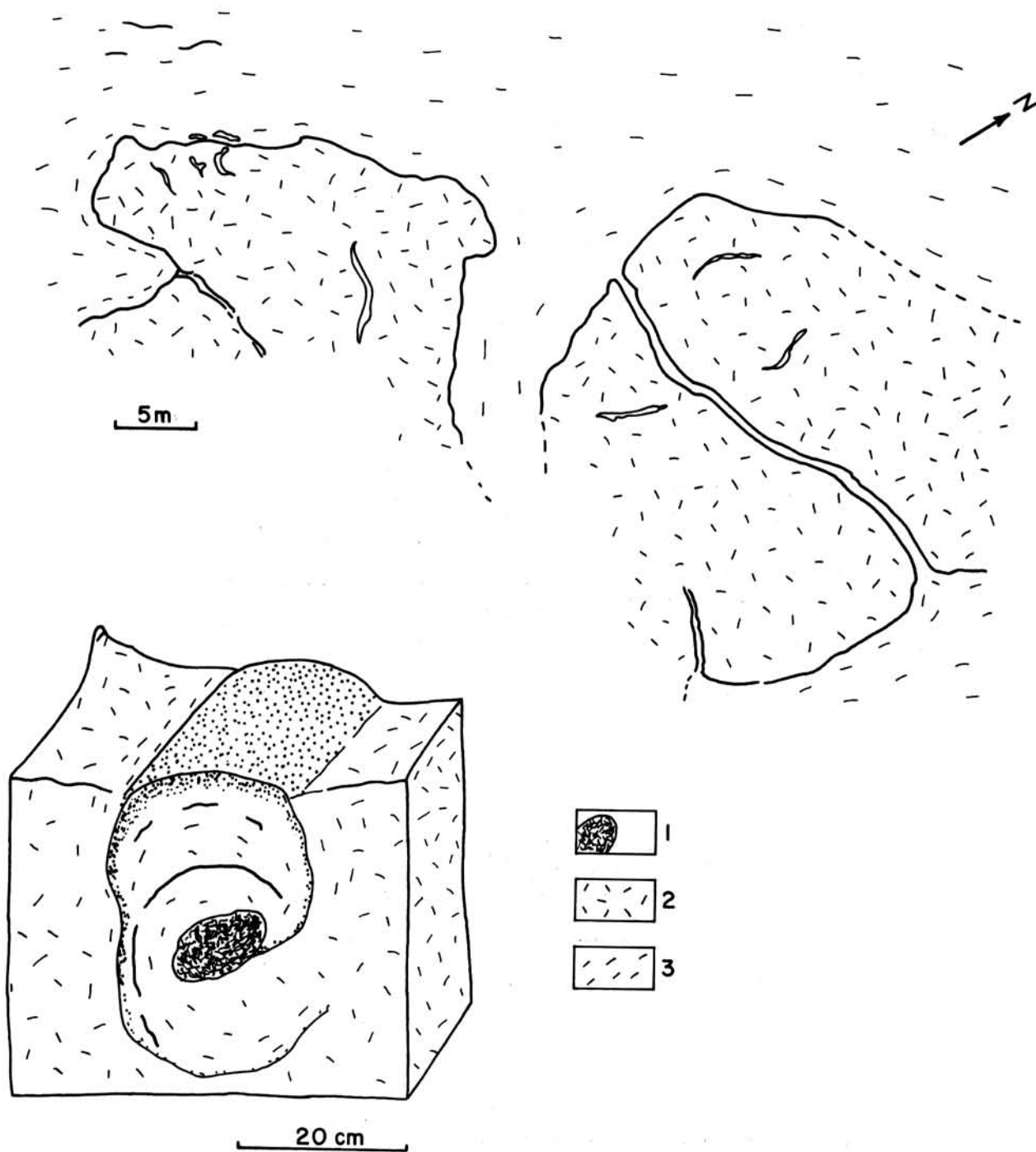


FIG. 4.13 - Architecture des granites de l'île Grande. a : carte schématique. b et c : coupes interprétatives. (1) : granite interne. (2) : granite externe. (3) : niveau actuel de l'érosion.

et "contrefil" sont liés, non à la microstructure mais à un régime de diaclases tardives). La structure planaire résulte d'une fluidalité magmatique et non post-magmatique (absence de trace de déformation dans le solide alors qu'il n'y a pas eu de recristallisation, parallélisme aux schlieren surmicacés). On remarque que la muscovite est disposée de façon nettement moins ordonnée que la biotite : ce mica blanc est, du moins pour partie, d'origine secondaire.

La fluidalité planaire est parallèle aux surfaces de contacts observés : elle plonge toujours vers l'extérieur du massif. Là où l'on ne voit pas le contact, cette fluidalité plonge faiblement vers l'extérieur (Le Corbeau, Morvil) ou bien se montre subverticale ou verticale (de Toul-ar-Staon à Canton et à Toënot) et dans ce cas souvent perturbée dans le détail avec existence de schlieren contournés ou enroulés sur eux-mêmes (fig. 4.12). Cette attitude redressée de la fluidalité laisse supposer que dans ces zones ouest et sud-ouest, le contact doit être subvertical. La coupole des granites centraux serait donc dissymétrique (fig. 4.13) ; son épaisseur est conjecturale : pour le seul granite externe, la puissance est d'environ 150 à 200 m vers l'Est du dispositif et plus du double à l'Ouest.

## 2 - INTERPRETATION DE L'INTRUSION DES GRANITES DE L'ILE GRANDE

L'intrusion ne déplace pas ses bordures et n'est accompagnée d'aucun signe de mise en place forcée. Par ailleurs, la rareté des enclaves des granites antérieurs exclut la fragmentation de leur toit. En fait, la forme même de cloche indique que le processus de formation est lié à l'effondrement en masse d'un bloc central de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (fig. 4.13). Cette coupole est ainsi assimilable au sommet d'un ring-dyke.

L'assymétrie de la coupole est due sans doute à l'utilisation de fractures à pendages fort différents et dont la signification mécanique doit être diverse. Les fractures *faiblement plongeantes* au Nord et à l'Est du dispositif de l'Ile Grande peuvent être des *fractures de cisaillements*, dues à une baisse de pression dans une chambre magmatique sous-jacente et ouvertes par enfouissement du bloc central ; cette interprétation, largement développée par Anderson (1937), paraît adéquate dans l'explication de nombreux ring-dykes (Roberts, 1970 ; Phillips, 1974). La relaxation de la pression magmatique peut être due dans ce cas à la cristallisation du magma et/ou à la fuite des fluides démixés lors de cette cristallisation. Quant aux fractures subverticales de l'Ouest et du Sud de cette troisième unité, il est possible qu'elles ne représentent qu'une "marche d'escalier" et qu'elles soient relayées vers le bas par des cisaillements à pendage externe.

Au total, l'histoire de ce dernier groupe intrusif est donc beaucoup plus simple que celle des deux groupes précédents : il s'agit d'une *subsidence en cloche*. L'axe de cet effondrement paraît superposé à l'axe du deuxième groupe intrusif.

## F - RESUME CHRONOLOGIQUE DES INTRUSIONS DE GRANITES A GRAIN FIN

L'histoire du deuxième groupe, celui des granites intermédiaires, comporte une phase de poussée magmatique et plusieurs phases d'effondrements très rapprochées dans le temps l'une des autres :

- l'intrusion commence par une poussée magmatique brusque qui bréchifie les granites à gros grain et les soulève, avec une injection de magma sous pression à cristallisation rapide, par un conduit d'alimentation situé près du centre de la structure ; ce conduit, dont on ignore la forme, continue à canaliser la transmission des contraintes depuis le réservoir profond jusqu'à un niveau superficiel.
- des effondrements et décollements surviennent ensuite, dont les plus beaux exemples structuraux sont les ring-dykes d'aplites de Trégastel,
- de plus, une période de cisaillement s'intercale dans le secteur Sud-Ouest entre ces événements.

Enfin, les granites de l'île Grande se mettent en place de manière passive à la faveur d'un décollement en forme de cloche asymétrique (\*).

## G - FRACTURATION TARDIVE

Dans l'ensemble, le complexe de Ploumanac'h, tel qu'il résulte de l'emboîtement de ces trois groupes de roches intrusives a subi peu d'événements ultérieurs. Il se comporte comme un élément solidaire du socle environnant. Cette absence d'importante dislocation tardive facilite la reconstitution de son architecture.

### Champ filonien hydrothermal

Plusieurs systèmes de filons de quartz hydrothermal (quartz laiteux, améthyste) découpent le complexe et son encaissant. Ces filons sont nombreux en certains endroits et d'ordinaire peu puissants (< 50 cm). Ils développent à leurs épontes, une kaolinisation et une silicification parfois importantes : plusieurs bandes de kaolin sont formées sur 10 ou 20 mètres de large aux dépens du granite de Woas-Wen entre Pleumeur-Bodou et Trébeurden. Ces filons emplissent des fractures de tension dont les plus importantes se situent dans un secteur NNE à NNW. Cette fracturation tardive est liée à une distension régionale Est-Ouest.

(\* ) On notera qu'au plan de la succession des intrusions le schéma présenté ici et celui de Dupuis (1975) sont concordants.

### Diaclases

Quant aux diaclases, certaines sont liées à l'orientation minérale des roches des groupes 1 et 3, comme les diaclases subverticales et parallèles au contour du massif des granites à gros grain (cf. le même type de joints dans le massif "frère" de Flamanville, Martín, 1952) ; d'autres sont dues à la fracturation signalée ci-dessus ; d'autres, enfin, sont liées à la décompression due à l'érosion : diaclases subhorizontales d'autant plus serrées qu'elles sont plus proches de la surface du sol (carrières du centre de l'Ile Grande). Ces diaclases dues aux fracturations tardives et à l'érosion, ont une grande importance pratique dans l'exploitation en carrière. De plus, ces joints s'expriment à merveille dans la topographie des falaises et des îles, comme des voies privilégiées de l'altération.





## CHAPITRE 5

ARCHITECTURE, CINEMATIQUE ET DYNAMIQUE DU COMPLEXE

A - ARCHITECTURESTRUCTURE DU MASSIF

Le massif de Ploumanac'h résulte de l'emboîtement de trois dispositifs réalisés successivement (fig. 5.1),

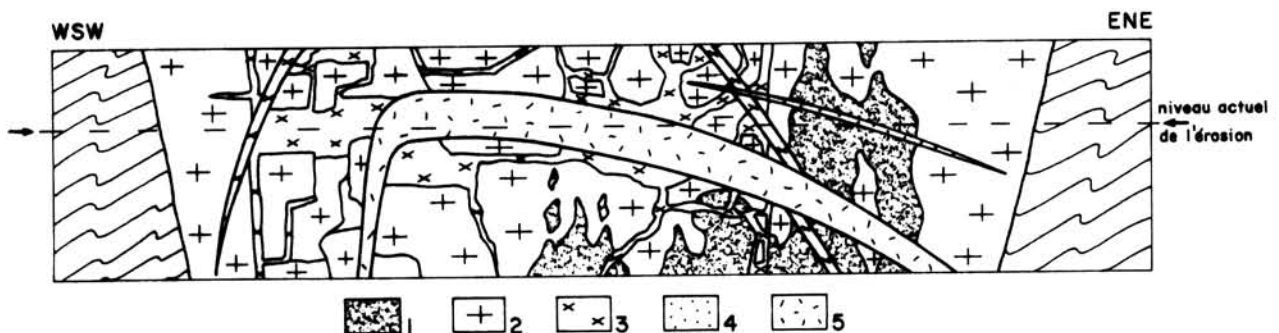


FIG. 5.1 - Coupe hypothétique et synthétique du massif de Ploumanac'h. Cette coupe faite selon le grand axe de la section elliptique ne prétend pas ni ne peut montrer la structure de l'encaissant. Comparer et compléter avec la coupe hors texte en couleur. (1) : roches basiques. (2) : granite à gros grain. (3) : granites intermédiaires. (4) : aplites de Trégastel. (5) : granites de l'Ile Grande.

- un entonnoir profond, à section horizontale elliptique, occupé par des granites à gros grain et des roches basiques injectées simultanément.
- de larges feuilletés subhorizontaux, des dykes verticaux et des filons à pendage externe (ring-dykes) de granites à grain fin et d'aplite, dans la partie centrale de l'édifice précédent,
- une cloche asymétrique de granite à grain fin, tout au centre du système.

Le massif apparaît ainsi comme un *complexe centré* ("central complex" ou mieux "centered complex" des anglo-saxons, cf. Pitcher et Berger, 1972), mais pas véritablement concentrique, -l'axe des différents groupes ne coïncide pas. La structure dominante du point de vue volumique est la forme en entonnoir profond ou en racine pivotante.

#### POSITION STRUCTURALE DANS LA CHAÎNE HERCYNIENNE

La position du complexe de Ploumanac'h dans le bâti hercynien est clairement tarditectonique, ainsi que le notait déjà Barrois (1909) : il ne subit pas les effets des plissements orogéniques. Son âge absolu le place à la fin du Carbonifère.

Le massif se met en place dans une ride anticlinoriale et ce n'est sans doute pas le fait du hasard ; Mrazec, à la suite de Marcel Bertrand, a noté la fréquence de cette position des diapirs granitiques due à son avis à un "appel des fluides". Les terrains environnants, métagraywackes, blastomylonites et vieux granites réagissent de façon cassante : une fracture cônica à section elliptique et en ligne brisée dans le détail, découpe un morceau de la croûte ; puis, chauffés par les venues intrusives, ces terrains se déforment de façon plastique en une *enveloppe aplatie* tout autour du massif. Le niveau atteint par l'intrusion est peu profond : il s'agit, d'après le métamorphisme de contact, (cf. ch. 12), d'une *intrusion épizonale* (Buddington, 1959) ou *disharmonique* (Walton, 1955), mais non pas subvolcanique au sens de superficielle. Enfin, il faut noter l'alignement sans doute non fortuit avec les autres massifs frères tardi-orogéniques de Barfleur, Flamanville, Carantec et de l'Aber-Ildut, au Nord du grand batholite Saint-Renan - Kersaint - Plouaret (Fig. 0.1 et infra, 4ème partie). Dupuis (1976b) pense que le massif de Ploumanac'h s'est mis en place à l'intersection de failles affectant le Trégor.

### B - CINEMATIQUE ET DYNAMISME

#### 1 - CINEMATIQUE

Le dispositif architectural observé ainsi que l'ensemble des déformations analysées tant dans les roches éruptives du complexe que dans les terrains environnants, conduisent à une interprétation faisant appel à deux types de dynamismes, les injections en force et les intrusions passives (Read, 1961, oppose ces deux modes d'injection) :

- les *injections en force* fonctionnent en premier lieu avec, dans l'ordre :
  - . un phénomène ruptuel brusque qui découpe un morceau de croûte,
  - . une venue intrusive sous pression, susceptible de refouler le bouchon crustal découpé et capable ensuite d'aplatir son propre cristallinat et l'enveloppe métamorphique immédiate. Le corps intrusif, visqueux puis plastique monte et gonfle en gardant une profonde racine.
  - . Après une période de relaxation de la pression magmatique permettant l'achèvement du cycle des granites à gros grain, une nouvelle pulsation magmatique soulève et bréchifie la première unité, et injecte une première venue de granite à grain fin.

- les *intrusions passives* ("permissive") achèvent la formation du complexe par un système de décollements et d'effondrements successifs, de plus en plus centraux, avec :

- . les segments de ring-dykes du deuxième groupe intrusif,
- . la loupe du troisième groupe intrusif, mise en place à la faveur d'un effondrement central en cloche asymétrique.

## 2 - PREEMINENCE DES INJECTIONS EN FORCE

*Ce sont les injections en force qui créent la place occupée par l'intrusion. Les intrusions passives n'en sont qu'une conséquence ; elles apparaissent vers la fin du fonctionnement du système centré, elles n'intéressent qu'une fraction modérée du volume du massif. Le double dynamisme de soulèvement et d'affaissement du complexe peut être rattaché à plusieurs causes :*

- premièrement, ainsi que Van Bemmelen (1937) l'a prôné pour les complexes annulaires, la conjugaison de la poussée d'Archimède des magmas avec la chute du toit dans le magma, la pression magmatique ne variant pas.
- deuxièmement, le régime d'évolution des magmas, sous-saturés en H<sub>2</sub>O, à savoir l'augmentation du volume lié à la fusion partielle et le double aspect de la cristallisation : contraction volumique du cristallinat, expansion des fluides par ébullition rétrograde. On peut ainsi expliquer des phénomènes apparemment opposés tels que le refoulement souple ou brutal et la subsidence uniquement par les propriétés physiques des magmas.
- troisièmement, les contraintes orogéniques avec phases successives de compression et de relaxation.

## 3 - CONCURRENCE DES DEFORMATIONS VISQUEUSES, PLASTIQUES ET CASSANTES AU COURS DE L'INJECTION EN FORCE ; EVOLUTION DES VISCOSITES ET DU MODE D'ASCENSION

Au niveau où l'érosion permet l'observation, (i.e. assez haut dans la croûte continentale), des phénomènes brisants ont lieu au tout début de l'intrusion des granites à gros grain avec fracturation conique du socle, ainsi qu'au tout début de l'injection des granites à grain fin. Dans les deux cas, ils accompagnent une injection forcée. L'écoulement visqueux des magmas du premier groupe intrusif est accompagné dans les zones les plus cristallisées puis suivi partout ailleurs par une déformation plastique débouchant elle-même sur une légère cataclase des minéraux ; *l'aplatissement du cristallinat accompagne l'aplatissement de l'enveloppe.*

L'évolution des viscosités au cours du temps est évidente : la croûte se réchauffe et voit sa viscosité abaissée au voisinage de l'intrusion, celle-ci cristallise et se refroidit et voit sa viscosité croître. Les modalités de la mise en place dépendent de l'évolution du contraste des viscosités corps intrusif - encaissant (Ramberg, 1967, 70, 73) ; celui-ci ne cesse de décroître au cours du temps. L'ubiquité des phénomènes ductiles puis cataclastiques dans les granites à gros grain implique que *la fin de la mise en place s'est effectuée à très haute viscosité, les granites à gros grain étant en grande partie cristallisés.* Cette déduction s'accorde avec les expériences de Ramberg, qui impliquent une forte viscosité du corps intrusif et un faible contraste de viscosité avec

l'encaissant lors du refoulement vers le haut d'un morceau de croûte. D'ailleurs, la viscosité du granite de la Clarté et de ses dépendances aplito-pegmatitiques finit par dépasser celle des métagraywackes et des blastomylonites, comme en témoignent non seulement les filons ptymatiques mais aussi les zones à fort raccourcissement de l'encaissant (cf. expériences de Dixon, 1975). Par contre, le granite cadomien de Perros-Guirec se comporte comme un corps beaucoup plus rigide que les métagraywackes et blastomylonites plus ductiles où s'opère l'essentiel de la déformation de l'encaissant.

A un niveau plus profond, et donc inaccessible à l'observation, avant la phase de mise en place à l'emporte-pièce, il y a eu montée du corps intrusif sous forme visqueuse, avec un comportement probablement pseudoplastique (Shaw, 1965 ; Shaw et al., 1968) ; à ce niveau relativement profond de la croûte, les roches encaissantes devaient avoir un comportement ductile leur permettant de s'écouler et de glisser le long du corps flottant.

*La mise en place du premier groupe intrusif est typiquement diapirique avec variation du style de refoulement de l'encaissant, souple, à l'emporte-pièce et à nouveau souple : ductile en profondeur, puis à l'emporte-pièce lorsque la zone cassante ("brittle zone") est atteinte, puis à nouveau ductile lorsque l'enveloppe réchauffée est aplatie. L'importance du facteur viscosité, qui commande les taux de déformations respectifs du corps intrusif et de l'encaissant, est telle qu'on s'efforcera de déterminer ce paramètre et son évolution au cours de la cristallisation des granites à gros grain (infra. 2ème partie, ch. 13).*

## C - DYNAMIQUE

L'évolution de la mise en place et la forme de l'intrusion dépend des forces magmatiques et de la résistance opposée par la croûte. La poussée magmatique résulte de la superposition de plusieurs forces différentes :

- la force liée à la flottabilité des magmas et des roches légères (granitiques) : c'est une *force verticale* résultant de l'excès de la poussée d'Archimède sur le poids du corps flottant.
- les forces dues à l'accroissement de volume consécutif à une fusion partielle relativement sèche dans le manteau supérieur et le bas de la croûte.
- les forces résultant de la collision entre deux plaques et qui, appliquées au bas de la croûte en bombement, peuvent accélérer la montée du globule.

C'est la combinaison de ces forces qui 1/ repousse le bouchon crustal, 2/ fait gonfler l'intrusion. Les pressions profondes peuvent être transmises par la colonne d'alimentation ; le corps intrusif fonctionne alors comme une presse hydraulique (fig. 5.2, cf. Wegman, 1930).

- aux forces citées peuvent s'ajouter vers la fin de la cristallisation celles qui sont liées à l'expansion des gaz issus de l'ébullition rétrograde (cf. Morey, 1922 ; Phillips, 1974) et qui peuvent ouvrir les fractures tardives.

De la gravité ou des contraintes profondes, quel est le facteur dominant ? Les expériences de Ramberg montrent que les seules forces gravitatives peuvent expliquer non seulement la montée du corps flottant mais aussi :

- les déformations importantes des roches environnantes,
- le refoulement d'un capuchon crustal,
- la montée de roches plus lourdes au centre du diapir.

Il n'est donc pas nécessaire en théorie de faire appel aux contraintes profondes. Cependant, celles-ci ont pu faciliter les choses. Etant au cœur et à la racine de l'intrusion, le magma basique a fait office de transmission hydraulique avec le manteau d'où il est issu (cf. infra 3ème partie), repoussant au-dessus de lui et sur les côtés le corps flottant granitique ; l'indice en est le télescopage intrusif représenté par les bordures figées des coussins basiques. Les pressions magmatiques régnant dans le manteau ont pu dès lors s'exprimer à un niveau élevé de la croûte.

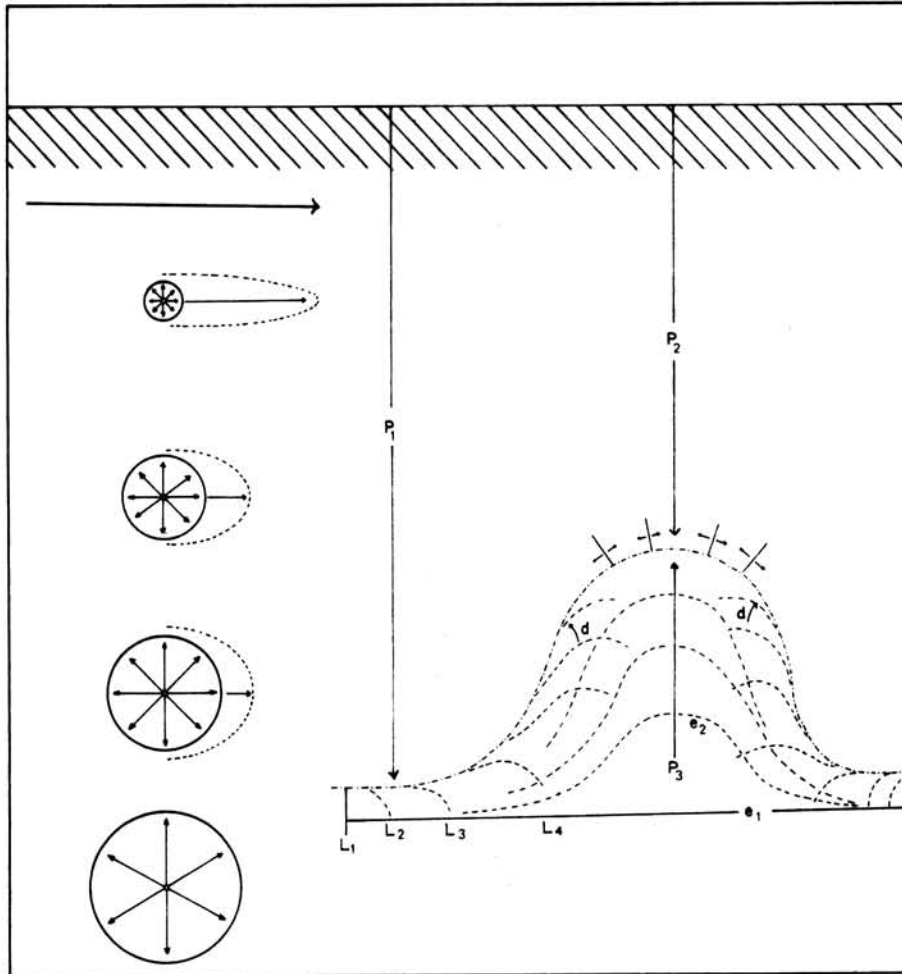


FIG. 5.2 - Représentation schématique du comportement des corps flottants (d'après Wegman, 1930, fig. 1).  $P_1$ ,  $P_2$ , pression de charge aux niveaux correspondants.  $P_3$ , pression interne du corps flottant qui dépend entre autres composantes de la pression  $P_1$ .  $l_2$ ,  $l_3$ ,  $l_4$ ,  $e_2$ , etc., modifications des surfaces planes  $l_1$ ,  $e_1$  en cours d'ascension. A gauche, superposition d'une pression orientée à la pression lithostatique ; en profondeur, où le matériel se comporte de manière fluide, la pression orientée se transforme intégralement en pression isotrope. Tant que le déplacement de la masse flottante se fait de manière hydraulique,  $P_3$  dépasse  $P_2$  ; le diapir, arrivant dans les étages supérieurs, perd son comportement fluide, subit la pression orientée et s'étale latéralement (les travaux de Ramberg montrent que ces pressions latérales ne sont pas nécessaires à l'étalement superficiel du diapir).



## D - ANALOGIES ET INDIVIDUALITE DE LA STRUCTURE DU MASSIF DE PLOUMANAC'H

La structure réalisée à Ploumanac'h offre d'évidentes et puissantes analogies avec les massifs en entonnoir profond à manifestation diapirique comme ceux de Ardara en Irlande (Akaad, 1956 ; Pitcher et Berger, 1972), de Vrårdal, en Norvège (Sylvester, 1964), de Flamanville (Martin, 1952), de Deep Creek Stock aux U.S.A. (White, 1973), massifs tardi à post-tectoniques ou anorogéniques à enveloppe aplatie.

La structure en entonnoir profond est relativement commune. Balk (1937) en avait déjà recensé un certain nombre surtout dans les intrusions gabbroïques ou intermédiaires ; d'autres ont été décrites depuis, tel le Skaergaard (Wager et Deer, 1939). Balk notait pour ces massifs la prédominance de la fabrique planaire sur la fabrique linéaire, et la position dans les vieux boucliers. C'est aussi dans les zones indurées qu'on observe les complexes à "cone-sheets" - comme ceux d'Ecosse ; cette structure présente avec la structure en entonnoir la propriété de ne permettre le déplacement du bloc central que vers le haut.

Les décollements et effondrements, autrement dit les manifestations apparentées à la "cauldron subsidence", rappellent ce qui a été décrit d'abord à Glen Coe, au Ben Nevis et ailleurs en Ecosse (cf. Clought, *et al.*, 1909 ; Bailey et Maufe, 1916), et depuis dans de nombreux complexes centrés, concentriques ou annulaires (New Hampshire, Nigeria, Ahaggar, etc...).

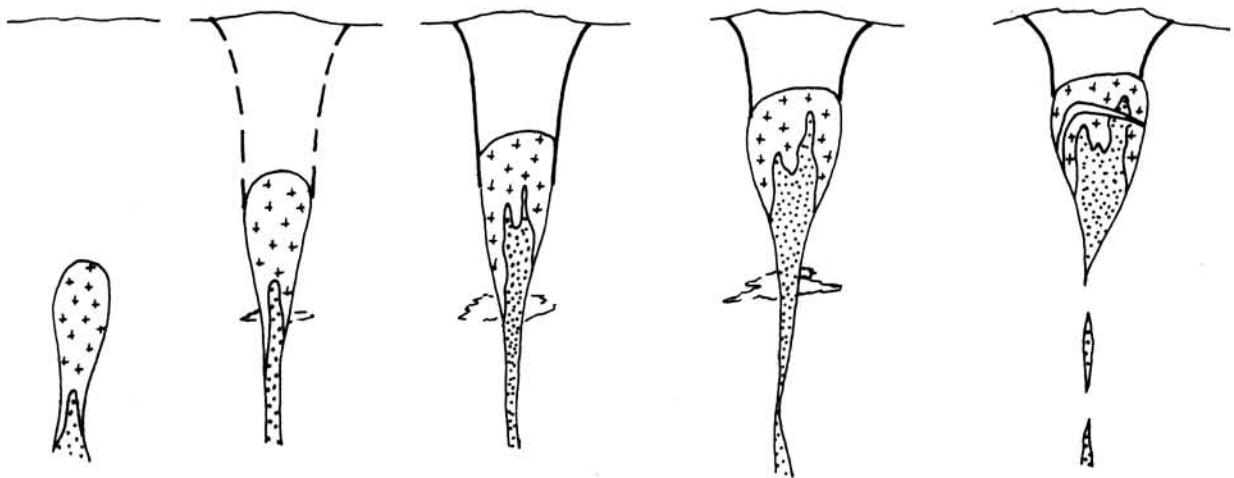


FIG. 5.3 - Evolution du globule de Ploumanac'h. Voir le texte.

L'originalité de la structure du massif de Ploumanac'h tient au fait qu'elle n'est un modèle ni d'injection forcée pure, ni de subsidence passive pure ; elle combine les injections passives et les injections forcées et dans ces dernières, les phénomènes brisants et les phénomènes souples. Le massif de Ploumanac'h apparaît dans son dynamisme - comme dans sa nature pétrographique - comme un complexe changeant ; montgolfière, puis emporte-pièce, puis diapir gonflant, enfin masse inerte à décollements de plus en plus internes. Telles furent les métamorphoses de ce petit globule pédonculé comme on peut se le représenter à l'échelle de l'orogène (fig. 5.3)

## 2ÈME PARTIE

### PETROLOGIE DES GRANITES A GROS GRAIN





Les données pétrographiques, minéralogiques et chimiques qui suivent se rapportent aux deux types granitiques, celui des Traouiéros et celui de la Clarté, ainsi qu'à la transition graduelle que l'on observe entre ces deux types. De cette description on cherche à tirer les informations permettant de préciser les conditions de formation des granites à gros grain et l'origine de leur différenciation.

TABLEAU 6.1

Analyses modales (compteur de points) des granites a gros grain

Type et localité	Surface comptée dm <sup>2</sup>	Référence	Total = 100 %				Rapport Hornblende/ Biotite
			Quartz	F.K.	Oligoclase	Colorés + accessoires	
<u>G. des Traouiéros</u>							
Woas-Wen	6	B5	12,8	41	32,6	13,6	1/3
Biguedec	7	G32	15,1	46,7	32,2	6	1/15
Gouélanec	5	G33	16	41,9	31,2	10,9	1/3
I. aux Lapins	5	G34	18,5	48,2	24,1	9,2	1/5
Tourony	7	E13	19	49,8	21,1	10	
Keruel	10	F32	19,1	44,8	28,1	8	1/3
Traouiéros	40	A1	21	39,3	28,5	11,2	1/3
Kerléo	5	B6	22,4	36,4	31,2	10	1/25
Trég.-Plage	5	E12	22,9	41,5	24,3	11,3	
Radar Symp.	9	F30	23,5	40,9	28	7,6	
Radar Est	9	F29	24,4	45,8	20,9	8,9	0
Penvern	8	F28	25,3	33,6	33	8,1	1/25
Kerariou	8	A2	27	34	30,5	8,5	1/5
Notérigou	5	F31	27,8	43	22,1	7,1	
Moyenne pondérée	27.000 p.		21,2	41,8	27,3	9,7	dont = 7 % biotite
<u>G. de transition</u>							
Crec'h Héry	5	F33	29,6	44,3	18,8	7,3	1/15
Gouffre	3	G35	27,8	46,6	18,8	6,8	1/10
Tilli	4	B12	28	49	16	7	
Moyenne pondérée	4.000 p.		28,9	46	18	7,1	
<u>G. La Clarté</u>							
Renote	2	G36	27,2	50,6	18,5	3,7	1/5
Adami	3	G38	29	49,8	16,4	4,8	
C. Varen	3	F35	30	50	16	4	1/10
La Clarté	3	A3a	33	44,5	15,5	7	1/2
Squéouel	2	G37	33,6	47,9	13,6	4,9	1/50
La Clarté	3	A4	34,4	46	15,4	4,2	
La Clarté	3	A3b	37,8	37,4	18,1	6,7	
Moyenne pondérée	15.000 p.		32,4	45,8	16,4	5,4	dont = 4,5% biotite

## CHAPITRE 6

## COMPOSITION MODALE ET DENOMINATION DES GRANITES A GROS GRAIN

L'identification à l'oeil nu des deux types de granites à gros grain est immédiate : le *granite central des Traouiéros* est un granite porphyroïde très largement grenu et à couleur rose à rouge sombre ; le *granite périphérique de la Clarté* est un granite à gros grain et à couleur rose à rouge vif. Sur le terrain, on passe insensiblement d'un type à l'autre.

Les analyses modales ont été faites par comptage sur plaques polies de grande taille, à l'aide d'un réseau à maille de  $1 \text{ cm}^2$  pour les variétés les plus porphyroïdes et de  $1/4 \text{ cm}^2$  pour le granite à gros grain. Indépendamment de la question de la représentativité des analyses (cf. de La Roche, 1964), cette méthode est peu précise pour les roches à gros cristaux (cf. Chayes, 1956, Frangipane et Schmid, 1974). Elle sert ici de première approche de la composition minéralogique des granites à gros grain.

Le tableau 6.1 montre que le granite des Traouiéros est un granite monzonitique ou *monzogranite* (cf. nomenclature de Streckeisen, 1973) et que le granite de la Clarté est un granite subalcalin ou *syénogranite*. Du granite porphyroïde interne au granite à gros grain périphérique, on voit que le quartz augmente de plus du double, le feldspath potassique augmente légèrement, l'oligoclase diminue de moitié, les minéraux colorés et accessoires diminuent presque de moitié ; parmi ces derniers, les quatre-cinquièmes sont représentés par biotite et hornblende ; le rapport volumique de ces deux minéraux (estimé lors de leur séparation) est très variable dans chacun des types.

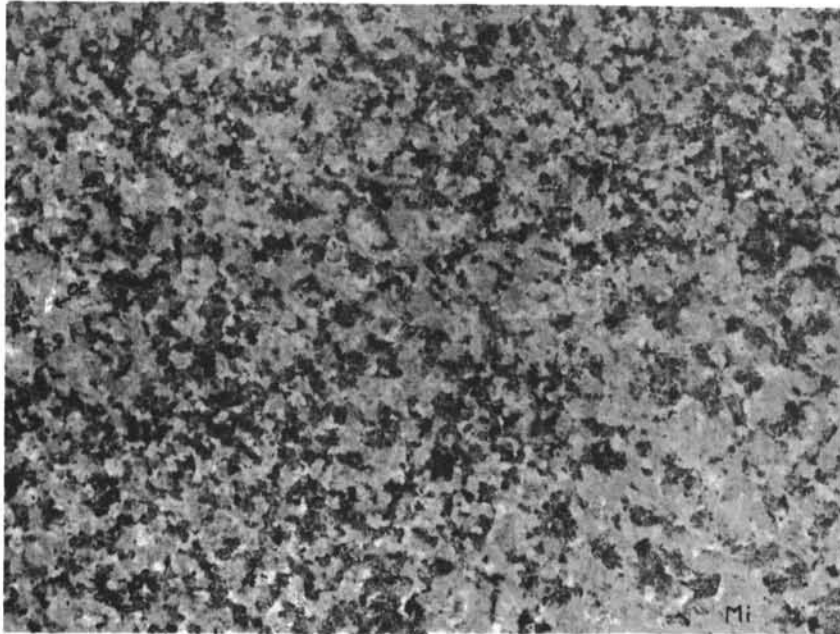
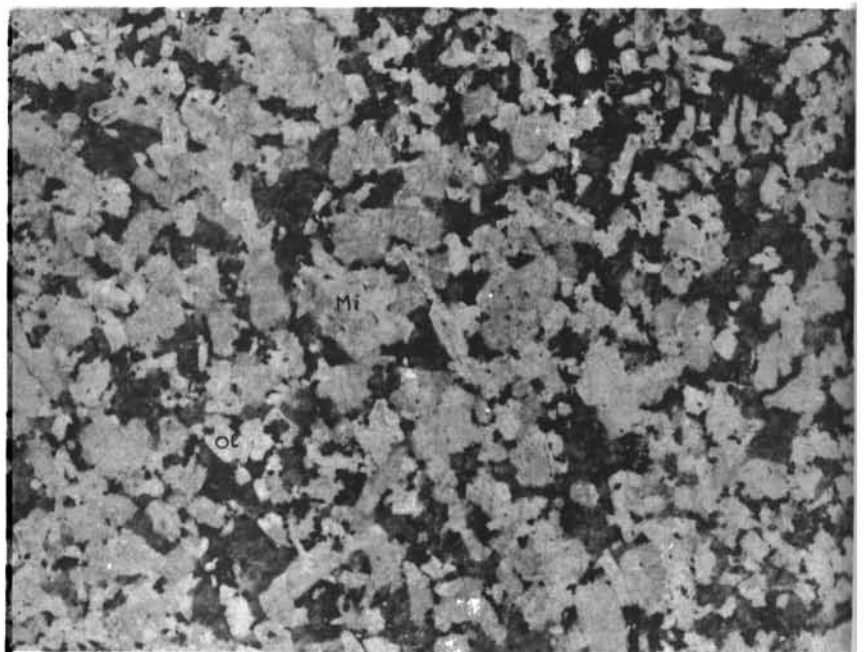


FIG. 7.1 - *Texture du  
granite de la Clarté.*  
x 0.8

FIG. 7.2 - *Texture du  
granite porphyroï-  
de des Traouiéros.*  
x 0.8



## CHAPITRE 7

TEXTURES DES GRANITES A GROS GRAIN

La forme des minéraux constituant une roche et les relations spatiales qu'entretiennent les cristaux constituent ce qu'il est convenu de nommer la texture de la roche. Cet ensemble de relations géométriques est l'aboutissement et l'expression d'un phénomène cinétique, la croissance cristalline ; l'analyse texturale donne ainsi accès à l'histoire de la cristallisation de la roche.

Il n'est pas question ici de faire un inventaire exhaustif des relations existant entre les espèces minérales des granites à gros grain ; elles sont trop nombreuses. En effet, outre les minéraux abondants, quartz, feldspath potassique, oligoclase, biotite, les granites à gros grain contiennent les minéraux colorés ou accessoires suivants : hornblende, zircon, apatite, magnétite, monazite, allanite, ilménite, pyrite, sphène, fluorine (hématite et molybdénite), albite, muscovite, chlorite, calcite, épidote. La présentation qui suit se limite aux faits essentiels issus de la synthèse des observations.

A - TEXTURE D'ENSEMBLE

Le granite de la Clarté est une roche à gros grain formée de cristaux en général xénomorphes et à taille homogène (fig. 7.1 et tableau 7.1) ; le quartz

	Granite porphyroïde des Traouiéros	Terme de passage	Granite subisogranulaire de La Clarté
Nombre de localités	18	4	7
Feldspath potassique Moyenne du grand axe (cm) Volume moyen (cm <sup>3</sup> )	1,5 à 2 1 à 3,5	1,2 à 1,5 0,5 à 1	0,7 à 1,2 0,1 à 0,5
Plagioclase Moyenne du grand axe (cm) Volume moyen (cm <sup>3</sup> )	0,8 à 1,2 0,15 à 0,5	0,7 0,1	0,4 à 0,6 0,08 à 0,06
Quartz (billes, agglomérats) Diamètre moyen (cm) Volume moyen (cm <sup>3</sup> )	1,2 1	1 0,5	0,8 0,3
Minéraux colorés (agglo) Diamètre moyen (cm) Volume moyen (cm <sup>3</sup> )	0,8 0,3	0,65 0,15	0,45 0,05

TABLEAU 7.1 - Taille des espèces cristallines et agglomérats

fait exception à la xénomorphie : il est souvent globuleux, à contour festonné ou à golfes.

Le granite des Traouïéros est une roche porphyroïde, à texture très particulière : il est largement grenu, avec une taille peu homogène des principales espèces minérales : ainsi le feldspath potassique est en moyenne six fois plus gros que l'oligoclase ou le quartz (tableau 7.1). La caractéristique texturale de ce granite est d'être constitué de minéraux en majorité subautomorphes (fig. 7.2, 7.3) : parallélépipèdes à faces (010) développées de feldspath potassique et d'oligoclase, "billes" de quartz ; celles-ci se trouvent jusque dans les variétés

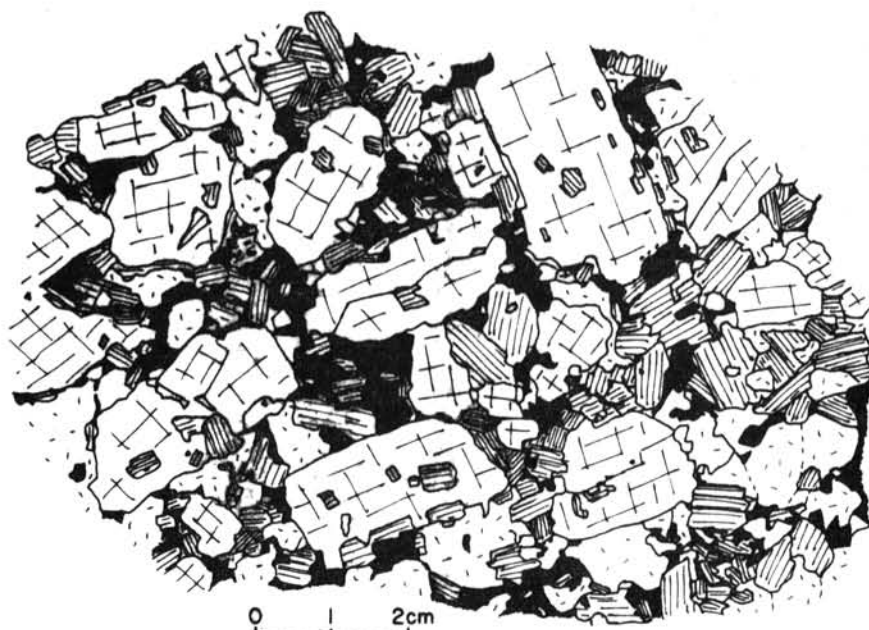


FIG. 7.3 - Texture détaillée du granite porphyroïde : microcline en quadrillé ; oligoclase en hachuré ; agglomérats colorés en noir ; quartz avec tirets.

les plus pauvres en quartz (15 % du volume total) : ce sont des agrégats polycristallins à extinction ondulante et avec des sous-grains à limite suturée ; il est possible qu'une partie de ces billes soient d'anciens phénocristaux déformés et que d'autres soient des agglomérats magmatiques eux aussi déformés. Enfin, entre les gros cristaux, on n'observe pas de mésostase ; cependant, la déformation plastique et les cristallisations postmagmatiques (cf. infra) masquent en partie la texture primitive, et rendent l'absence de mésostase hypothétique.

Dans le granite porphyroïde, pas plus que dans d'autres roches plutoniques ou métamorphiques (Vance et Gilreath, 1967 ; Flinn, 1969 ; Kretz, 1969), les minéraux ne sont disposés au hasard. La configuration texturale diffère d'une



distribution aussi bien aléatoire que réticulée, et se définit comme une *distribution en agrégat* (Kretz, 1969), reposant sur l'association préférentielle de certaines espèces minérales. Ces associations peuvent être classées en trois types descriptifs (tableau 7.2) : *juxtapositions réglées* par les orientations cris-

	Juxtapositions réglées	Inclusions	Intrications
Systematique	Albite sur plagioclase et/ou feldspath potassique	Zircon, apatite, magnétite, dans allanite, hornblende et biotite.  Ilménite dans sphène	
Fréquentes	Plagioclase (010)/plagioclase (010) Biotite (001)/biotite (001) Biotite (001)/feldspath (010) Biotite (001)/hornblende (110) Plagioclase (010)/FK (010)	Plagioclase dans FK Biotite, hornblende, magnétite dans feldspaths	Symplectite biotite - quartz contre hornblende, myrmékite albite-quartz entre deux feldspaths
Occasionnelle	Allanite / allanite FK/FK	Allanite dans feldspath FK dans plagioclase	

TABLEAU 7.2 - Différents types d'associations préférentielles de cristaux dans le granite porphyroïde.

tallographiques, *inclusions*, *intrications*. Ces associations pour les uns systématiques, pour les autres fréquentes ou occasionnelles dénotent les degrés d'affinité variable entre les cristaux ; les minéraux colorés et accessoires manifestent une nette propension à s'agglomérer entre eux, et avec les plus petits oligoclases ; d'une façon moins prononcée, le plagioclase s'accrole volontiers à lui-même ou au feldspath potassique.

Dans le granite de la Clarté, on retrouve la plupart des associations préférentielles signalées ci-dessus ; mais deux différences essentielles sont à noter dans les relations d'inclusion : le feldspath potassique ne contient pas d'inclusion d'oligoclase, mais inclut des phénocristaux de quartz.

Entre ces deux types texturaux si différents existe une *transition graduelle* qui, sur le terrain, permet de passer de l'un à l'autre en moins d'un



FIG. 7.4 - *Symplectite biotite - quartz au contact d'une hornblende ; les hiéroglyphes sont de plus en plus fins près de l'amphibole. x 160.*

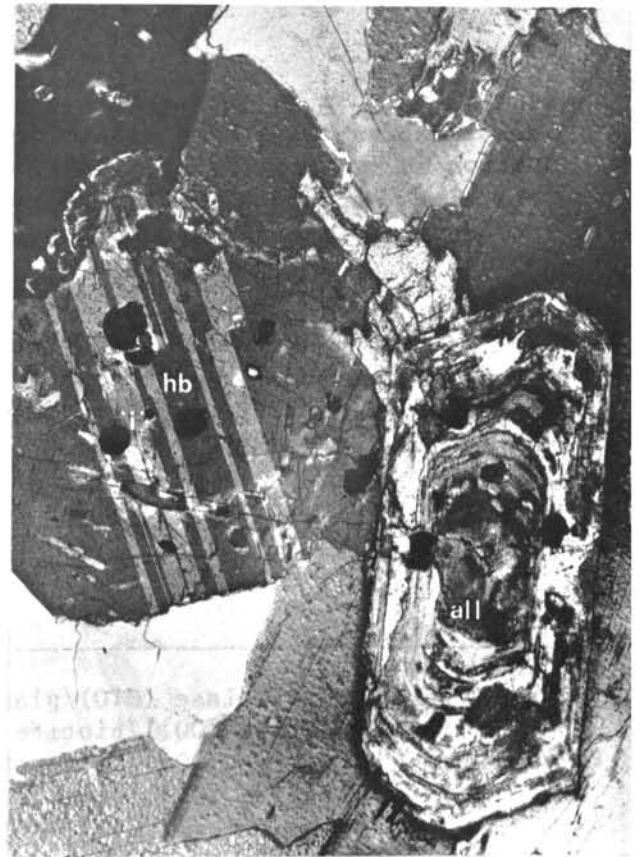


FIG. 7.5 - *Bourgeon symplectique sur une hornblende. En haut, à gauche : inclusions dans une allanite zonée. x 50.*

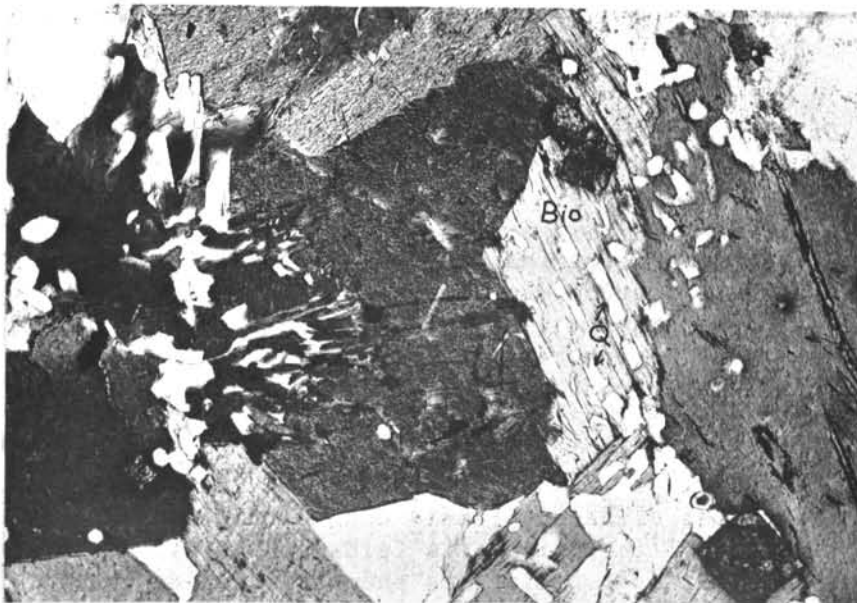


FIG. 7.6 - *Symplectites en flammèche et en damier bordant une hornblende. x 80.*

kilomètre. De l'intérieur vers la bordure du massif, tous les minéraux diminuent de taille (tableau 7.1), mais surtout le feldspath potassique ; les feldspaths perdent leur automorphie ; les inclusions dans le feldspath potassique changent : l'oligoclase cède sa place au quartz.

## B - DESCRIPTIONS DE QUELQUES RELATIONS PARTICULIÈRES ENTRE MINÉRAUX

Aussi bien dans le granite des Traouiéros que dans le granite de la Clarté, existent des relations spécifiques entre certains minéraux qui permettent de préciser l'histoire de la cristallisation de ces roches.

### a) Relations texturales impliquant la hornblende verte

La hornblende verte forme en général de gros cristaux, contenant de nombreuses inclusions de biotite, minéraux opaques, apatite, zircon, allanite. Les inclusions de biotite (= biotite I) montrent un parallélisme de leurs faces (001) avec les clivages de la hornblende, disposition que je dénomme une *juxtaposition réglée* et que l'on retrouve, à un moindre degré, dans le cas d'autres inclusions (apatite, allanite entre autres).

La hornblende est corrodée par une association symplectique biotite II - quartz vermiculé : association bourgeonnante, avec quartz en liseré, filet, goutte ou bâtonnet à extinction souvent commune formant des figures graphiques en flammèche, en hiéroglyphe, en damier, etc... (fig. 7.4, 7.5, 7.6) : Certains dispositifs apportent la preuve du remplacement de la hornblende par la symplectite (fig. 7.7, 7.8) : une apatite creuse à coeur de hornblende est isolée par une telle symplectite ; l'inclusion de hornblende, protégée par l'apatite, possède la même orientation que le grand cristal. Le confinement de ces symplectites au contact de ces hornblendes ainsi que leur géométrie indiquent l'existence d'une réaction de remplacement de la hornblende par une syncristallisation biotite - quartz ; la réaction est du type hornblende + magma ( $K_2O$ ) → biotite II + quartz + oligoclase, réaction qui n'est autre que l'un des maillons de la série réactionnelle des minéraux colorés de Bowen (1928).

D'autre part, la hornblende est parfois pseudomorphosée par des assemblages disparates d'éléments blancs et colorés, où l'on observe des vestiges du cristal primitif (fig. 7.9). On retrouve dans ces assemblages, d'anciennes inclusions de l'amphibole comme l'apatite, mais aussi de nouveaux minéraux comme l'oligoclase, le quartz, le sphène. Cette réaction, plus complexe, est peut-être couplée avec un relais de cristallisation entre l'ilménite et le sphène (cf. infra).

### b) Relations biotite - feldspaths

Les biotites sont en général riches en inclusions de zircon, apatite, allanite, monazite, sphène, magnétite, ilménite, toutes entourées, sauf cette dernière, d'un halo pléochroïque et donc plus ou moins chargées en isotopes radio-actifs.

Dans le cas général, ces biotites (= biotite I - II), lorsqu'elles sont en contact avec les feldspaths, ne présentent pas de réactions de bordure ou mon-

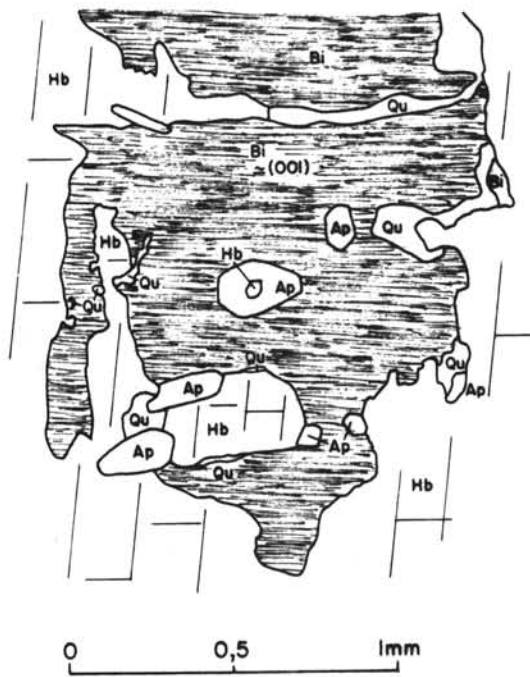


FIG. 7.7 - Inclusion d'apatite tubulaire à coeur de hornblende dans une biotite. Section basale de l'apatite.

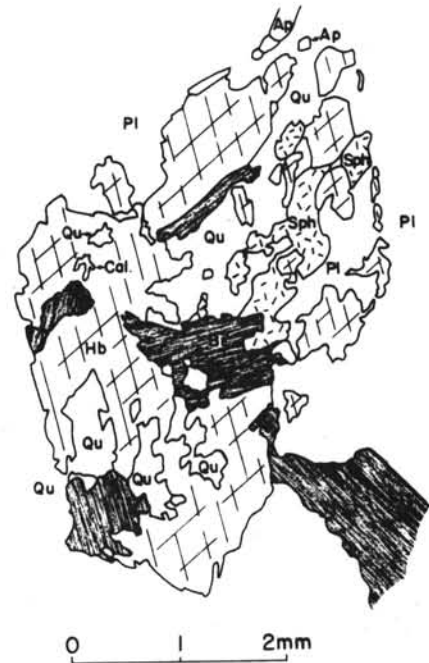


FIG. 7.9 - Pseudomorphose incomplète de hornblende dont le contour général est conservé.



FIG. 7.8 - Inclusion d'apatite tubulaire à coeur de hornblende dans une biotite. Section longitudinale de l'apatite. Allanite à inclusion de biotite. Biotite à inclusion de sphène. x 80.



trent seulement une frange opaque, en liseré ou arborescente. Parfois, le feldspath potassique, l'oligoclase, les franges albitiques de ces feldspaths et même le quartz corrodent la biotite (fig. 7.10), isolent et finissent par englober les anciennes inclusions d'apatite que côtoient des débris de biotite (fig. 7.11).

### c) Synneusis de feldspaths

Fréquemment des dispositions analogues à celles qui ont été décrites par Vance (1969), ont été observées. Les accolements les plus manifestes sont ceux des oligoclases zonés et entourés d'une frange plus sodique commune. Les inclusions réciproques d'oligoclase et de feldspath potassique selon les faces (010), ainsi que certaines "macles de Carlsbad" de feldspath potassique, sont sans doute imputables au même phénomène (cf. Vance).

### d) Relations impliquant les minéraux accessoires

Le zircon et l'apatite zonés sont inclus dans les minéraux colorés, notamment hornblende, biotite et minéraux opaques, -ou situés à leur contact-, qui sont autant de sites privilégiés de nucléation, de croissance ou d'accolement pour les deux espèces minérales. D'ailleurs, parmi les zircons et apatites situés dans les éléments blancs, la plus grande part se trouve dans les zones réactionnelles des biotites et ont été "libérées" lors de la déstabilisation de celles-ci. Zircon et surtout apatite présentent des variétés tubulaires ou en gouttière (section en anneau ou en atoll), indiquant une croissance rapide (Strickland - Constable, 1968 ; Grigore'v, 1965) ; dans ce cas, le coeur du minéral est occupé par le même cristal que le cristal hôte.

L'allanite forme des cristaux prismatiques, allongés jusqu'à 2 mm, zonés, en partie métamictite et remplis d'inclusions diverses (zircon, apatite, minéraux opaques, biotite ; fig. 7.5, 7.8). Elle est fréquemment associée aux minéraux colorés, surtout à la biotite, mais aussi parfois au plagioclase. L'allanite est généralement plus tardive que la biotite -la zonation peut contourner la biotite incluse ou non- et peut même la remplacer en partie ; j'ai observé, en inclusion dans une allanite, une apatite à coeur de biotite, isolée par la progression de l'allanite dans de grandes biotites environnantes (fig. 7.12).

La sphène se présente sous plusieurs aspects : individus de plusieurs millimètres, automorphes ou poeciloblastiques, et contenant de l'ilménite ; petits cristaux dans ou contre les hornblendes et biotites ; liserés entourant l'ilménite. Situé près de ces minéraux titanés, ce minéral présente des formes très variables, depuis les sections rhombiques jusqu'aux plus xénomorphes. Ce minéral apparaît tardif par rapport à la plupart des minéraux colorés et accessoires primaires.

Les minéraux opaques comprennent, outre la pyrite occasionnelle, et de fréquentes lamelles d'hématite dans la biotite (plus quelques sphérulites dans les fissures tardives), de la magnétite et de l'ilménite. Ces deux minéraux n'apparaissent pas dans les mêmes proportions dans le granite à gros grain périphérique où il y a environ dix fois plus de magnétite que d'ilménite, alors que dans le granite porphyroïde ils sont en quantité plus ou moins égale, sauf dans les termes les plus basiques (Woas-Wen) où il y a peu de magnétite. L'ilménite est la plus précoce : grandes plages serties d'un liseré de sphène, souvent incluses dans les biotites et hornblende ; plages plus petites d'allure résiduelle dans les grands cristaux de sphène ; cette disposition suggère une réaction du type ilménite +  $\text{SiO}_2$  +  $\text{CaO}$  +  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  → sphène + magnétite. La magnétite forme des

cristaux trapus, souvent octaédriques, dont les plus petits sont inclus dans les feldspaths et les plus gros sont inclus dans, ou juxtaposés aux autres minéraux colorés.

e) Relations impliquant les minéraux tardifs ou secondaires

Dans les deux types de granites à gros grain, une cristallisation tardive à postmagmatique, très peu abondante (moins de 1 % de la roche) mais générale, se surajoute aux cristallisations précédentes. Il s'agit surtout de tapissage intergranulaire d'albite, mais aussi d'un peu de biotite brun-vert et de quartz (dans les fissures), de chlorite et de fluorine (dans la biotite I-II et les fissures), de calcite, d'épidote et de muscovite. La cristallisation de ces minéraux déborde dans le temps la déformation plastique (protoclase puis cataclase), car en général ces minéraux ne sont pas déformés.

Le développement de l'albite est général dans les deux types de granites à gros grain ; il s'agit de liserés et de grains de taille modeste (quelques dizaines à quelques centaines de  $\mu\text{m}$ ). On en rencontre aussi dans les microfissures (fig. 7.13). Elle est parfois myrmékitique. La multiplicité des habitus de l'albite est due à l'influence de la déformation. Les tapissages intergranulaires et les remplacements (dans le microcline) d'albite en échiquier sont situés dans des zones légèrement déformées ; cette observation rejoint l'explication de Starkey (1959) sur l'origine mécanique de ce dispositif. Quant aux amas polygonaux, ils correspondent à des zones de déformation plus importantes.

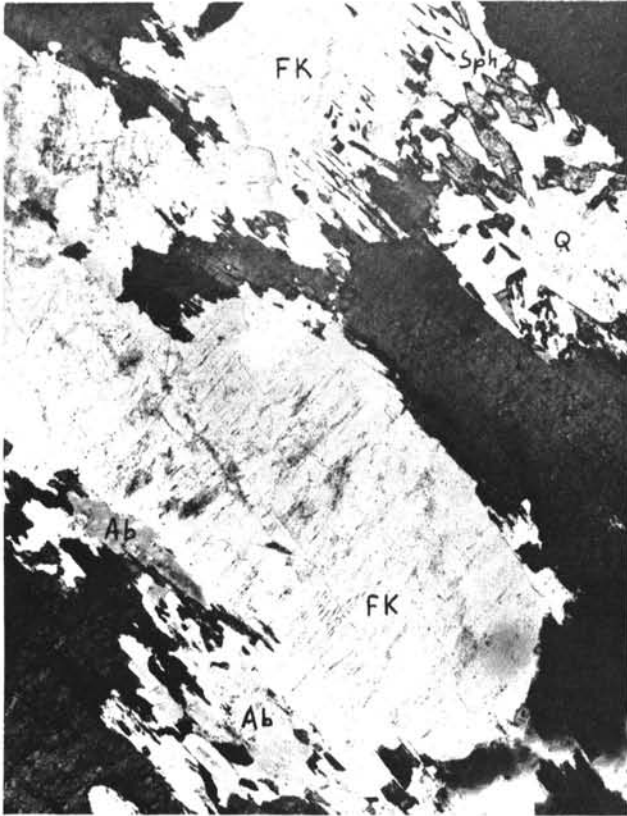


FIG. 7.10 - Relations entre biotite et minéraux blancs. Le microcline et la biotite sont instables ; quartz, sphène, albite cristallisent dans la zone réactionnelle. De l'apatite est libérée. x 25.

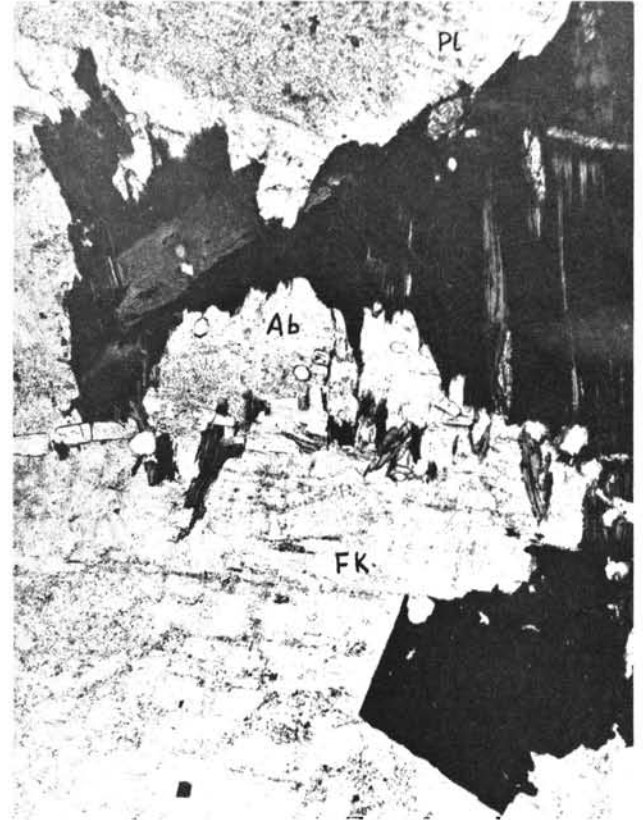


FIG. 7.11 - Corrosion de biotite par le feldspath potassique, dont certaines inclusions (apatite) sont héritées de la phyllite. x 100.

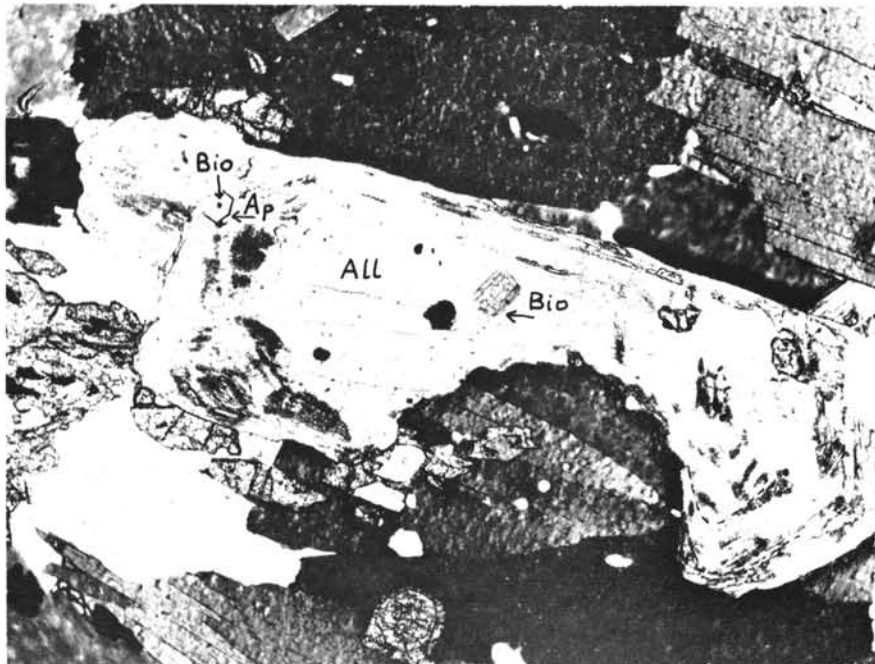


FIG. 7.12 - Relation Allanite - biotite. La zonation de l'allanite contourne une semi-inclusion de biotite. Une apatite incluse dans l'allanite présente un coeur de biotite. x 65.



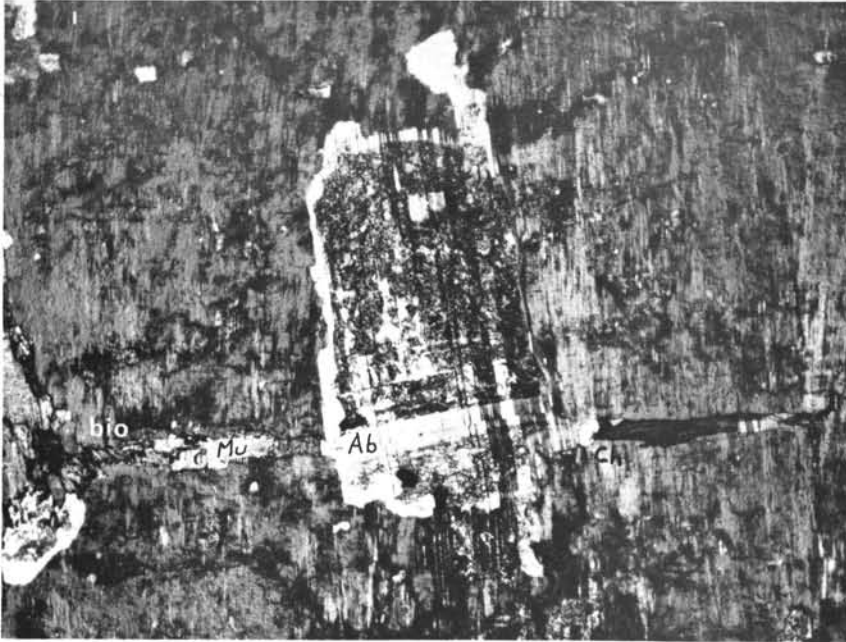
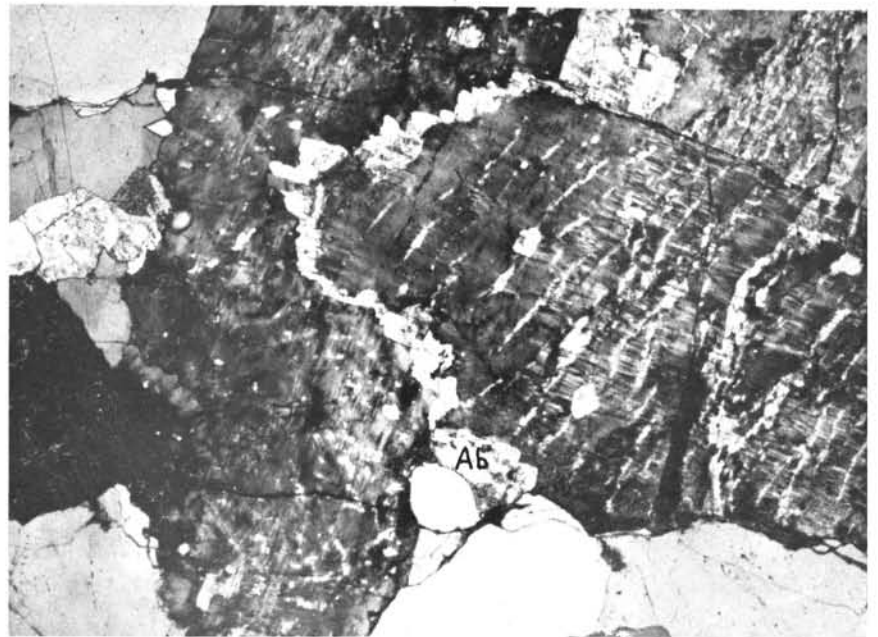


FIG. 7.13 - *Albite réactionnelle et albite de fracture* : microfracture à remplissage d'albite, Biotite III, chlorite, muscovite ; film d'albite entre le plagioclase et le microcline. x 25.

FIG. 7.14 - *Film d'albite entre deux microclines* ; la pauvreté en perthites des zones proches du film d'albite indique une origine, au moins en partie par exsolution, du film intergranulaire et des perthites. x 25.



Les types d'interfaces où apparaît l'albite sont principalement les contacts entre feldspaths potassiques (fig. 7.14) y compris le plan de macle de Carlsbad, ou le plan de synneusis et les contacts microcline/oligoclase (fig. 7.13, 7.15) ; on a observé également de l'albite aux contacts entre deux oligo-

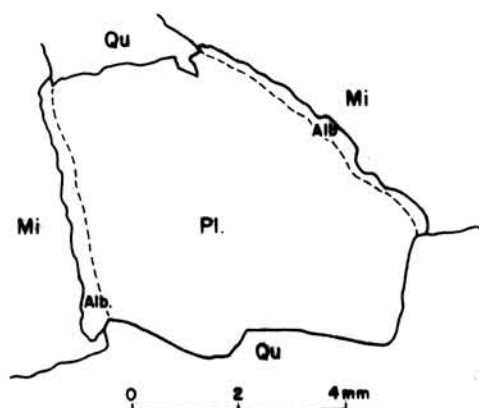


FIG. 7.15 - Déplacement de l'interface cristallin lié à une croissance épitaxiale d'albite sur oligoclase aux dépens du microcline.

clases, ainsi qu'entre microcline et quartz, et entre feldspaths et biotite. Les interfaces microcline/oligoclase où se développe l'albite concernent aussi bien les cristaux externes de plagioclases que les individus inclus dans le microcline. Le développement du liseré d'albite est épitaxial sur l'oligoclase ; il peut être d'épaisseur régulière ou variable et même discontinu au point de former des créneaux (fig. 7.16). Dans les contacts microcline/oligoclase, le liseré d'albite se développe aux dépens du microcline (fig. 7.15).



FIG. 7.16 - Albite en créneaux entre oligoclase et microcline. Contact indenté oligoclase - biotite. Calcite en zone dans le plagioclase. x 35.

La cristallisation des minéraux tardifs indique que des fluides circulaient dans la masse des granites à gros grain vers la fin de leur cristallisation et au temps de leur consolidation. Cependant au moins une partie de l'albite ne provient pas d'un remplacement métasomatique mais d'exsolution à partir des feldspaths K-Na (fig. 7.14).

## C - BILAN TEXTURAL

### 1 - Chronologie des cristallisations

L'analyse texturale permet une première approche - qui sera complétée, vérifiée et corrigée par la suite - de l'ordre des cristallisations. Le caractère provisoire de cette chronologie tient au fait que l'interprétation des textures est délicate voire subjective (par exemple, Augusthitis, 1972) au point que certains y ont délibérément renoncé (cf. Pitcher et Berger, 1972, p. 93). Je m'appuie ici sur les critères texturaux suivants : inclusion de minéraux chimiquement étrangers l'un à l'autre, corrosion ou pseudomorphose incomplète, épitaxie, couronne réactionnelle, déviation ou section de la zonation d'un minéral par un autre, remplissage de fissure ; l'automorphie et la forme de l'interface cristallin sont utilisés avec prudence, étant donné que d'eux-mêmes, ils n'indiquent rien sur la synchronie ou diachronie des croissances cristallines (Becke, 1903 ; Rast, 1965 ; Spry, 1969).

Pour les deux types de granites à gros grain, la paragenèse se révèle être évolutive et comporter deux associations successives :

- une *association magmatique*, où les premiers minéraux à cristalliser sont : zircon, apatite, ilménite, hornblende et biotite I, puis, dans l'ordre d'apparition, oligoclase, feldspath potassique et quartz pour le granite des Traouiéros, et quartz, feldspath potassique et oligoclase pour le granite de La Clarté. Dans le granite porphyroïde, la cristallisation de la magnétite ne semble pas précoce, - pas plus que celle de l'allanite-, et celle du sphène est tardive. La biotite II semble tardive dans les deux granites.
- une *association tardi à post-magmatique* à albite, biotite III, muscovite, chlorite, épidote, calcite.

### 2 - Agglomérats et accumulations des cristaux

a) La distribution non aléatoire des minéraux, notée plus haut, est un phénomène assez général dans les roches magmatique (cf. travaux de Vistelius et al., revue dans Whitten et Dacey, 1975 ; Sanderson, 1974). Des tests statistiques, basés sur des modèles de chaîne de Markov, montrent que la texture des granites n'est pas le fruit du hasard, mais correspond à des événements ordonnés dans le temps. Divers mécanismes déterminent des liaisons entre les minéraux et favorisent la constitution d'agrégats :

- *réactions minérales* : transformation partielle d'une phase en une autre, soit du type série réactionnelle de Bowen (hornblende → biotite), soit post-magmatique (exsolution d'albite).
- *nucléation hétérogène de surface* (Strickland-Constable, 1968 ; Spry, 1969) d'une espèce sur un interface cristal-magma, cristal-cristal.
- *épitaxie* (nucléation réglée de surface) : épidote sur allanite, albite sur oligoclase.

- *Synneusis* ou gloméroporphyrisme (Vance, 1969) : dérive de cristaux dans le magma et accollement selon des faces bien formées. Il n'est pas douteux que ce phénomène opère largement dans le granite porphyroïde, notamment entre plagioclase et feldspath potassique ou minéraux colorés ou autre plagioclase.

Certains regroupements de minéraux se font de façon précoce dans le magma et facilitent d'éventuelles ségrégations de minéraux.

b) Le granite porphyroïde des Traouiéros a une texture de cumulat ; en effet l'assemblage de minéraux subautomorphes de taille respectable et d'agglomérats de minéraux colorés implique le regroupement de minéraux ayant eu le loisir et la liberté de pousser. Des textures similaires ont été considérées de la même manière dans les granites post-tectoniques du Maine (Chapman, 1968). Ce fait reconnu, la distinction texturale entre ortho-, ad- et meso-cumulat n'est pas facile et tient probablement au grand nombre d'espèces minérales cumulus (Wager *et al.*, 1960) ainsi qu'à la destruction des relations primitives par la déformation plastique et la cristallisation postmagmatique ; on ne sait pas si le liquide intercumulus a été expulsé par la croissance des cristaux cumulus (adcumulat) ou si le liquide intercumulus a été piégé entre les cristaux cumulus et a cristallisé sur place (orthocumulat). Cependant, en considérant que la diffusion dans un magma silicaté est un phénomène limité, je pense avec Hess (1972) et Maaløe (1976) que la formation d'un pur adcumulat est impossible.

L'accumulation de cristaux implique que soient regroupés ensemble des minéraux qui n'ont pas cristallisé dans le même lieu magmatique ; la conséquence évidente de ce phénomène est que ni la composition chimique globale ni la composition minéralogique du granite porphyroïde ne sauraient représenter la composition du magma d'où proviennent les cristaux. Cette interprétation incite à manier avec prudence l'ordre de cristallisation établi plus haut et qui est, on le répète, un ordre apparent.

### 3 - Position du problème de la différenciation dans les granites à gros grain.

L'analyse texturale précédente permet de poser les termes du problème de la différenciation dans les granites à gros grain. Vers l'intérieur, se trouve un granite-cumulat formé de gros cristaux subautomorphes ; en allant vers la périphérie, les caractères de l'accumulation disparaissent ; les cristaux deviennent xénomorphes et de taille à la fois plus réduite et plus homogène, en sorte que le granite de La Clarté présente une texture tout à fait ordinaire. Les deux granites sont formés des mêmes espèces minérales, mais avec un ordre de cristallisation différent et une variation systématique de composition modale. Il s'agit maintenant de préciser la composition des principales espèces minérales et d'examiner comment cette composition varie du granite porphyroïde interne au granite à gros grain périphérique (chapitre suivant).

En annexe à la question de la différenciation, se trouve posé le problème de la taille des minéraux. Elle dépend non seulement du temps de croissance des cristaux mais du rapport taux de croissance/taux de nucléation (Shaw, 1965 ; Kretz, 1966) eux-mêmes liés au degré de surfusion pour chaque espèce minérale ;

enfin, le déplacement des cristaux au cours de l'accumulation peut s'accompagner de phases d'arrêt de la croissance, voire de résorption. Ainsi, le caractère plus réduit et plus homogène de la taille des cristaux dans le granite périphérique plaide en faveur d'une histoire relativement simple et rapide de la cristallisation, alors que l'hétérogénéité et la grande taille des feldspaths potassiques indique une histoire plus longue et plus complexe de la cristallisation du granite des Traouiéros.



## CHAPITRE 8

DESCRIPTION ET ANALYSE DES PRINCIPAUX MINERAUX \*A - L'OLIGOCLASE

Le plagioclase change graduellement de taille et d'abondance (tableaux 6.1 et 7.1), ainsi qu'on l'a dit, mais aussi de composition, lorsqu'on passe du granite porphyroïde central au granite périphérique de La Clarté. Dans le granite des Traouiéros, sa *forme* est proche d'une tablette avec faces (010) bien développée, à épaisseur deux à trois fois plus petite que la plus grande longueur disposée suivant l'axe c. Dans le granite périphérique, le plagioclase n'a plus de forme propre. Sa *couleur* est variable : en général, blanche, parfois rosée, assez souvent vert-turquoise (quand il est en voie de saussuritisisation). Il est maclé Albite/Carlsbad, avec parfois, en sus, Péricline ou Acline. Il contient des inclusions de minéraux colorés (hornblende, biotite, magnétite, allanite) qui peuvent être localement nombreuses dans certains cristaux du granite porphyroïde, et, dans ce cas, disposées en zones vers le centre du cristal ; dans les plagioclases du granite de La Clarté, on observe en outre des inclusions de quartz et de feldspath potassique. Dans le granite porphyroïde, l'oligoclase forme très sporadiquement une couronne continue autour des mégacristaux potassiques (texture rapakivi). Parfois, il commence à se transformer en albite + séricite + épidote + calcite.

1 - ZONATION

L'oligoclase présente deux types de zonation : une *zonation oscillatoire* très générale, une *zonation en taches occasionnelle* ("patchy zoning", cf. Vance, 1965). La zonation en tache est contemporaine de la déformation plastique (protoclase et cataclase) et largement postérieure à l'autre zonation qu'elle recoupe : des plages irrégulières ayant même composition que la périphérie envahissent le minéral. La zonation oscillatoire est *ténue*, de l'ordre de quelques % An ; elle se superpose à une *zonation normale* (cf. Homma, 1936) : le centre étant toujours plus calcique que la périphérie. On dénombre jusqu'à neuf zones dans les cristaux du granite porphyroïde, et jusqu'à cinq zones seulement dans

\* séparés avec l'aide de J. Cotten.

ceux du granite de La Clarté ; cependant, en plus de ces zones relativement nettes, se distinguent des sous-zones très délicates mettant en jeux des variations inférieures à 0,5 % An.

Cette zonation oscillatoire permet de distinguer un *coeur* plurizoné, et une *couronne* périphérique unizonée (fig. 8.1 et 8.2 ; tableau 8.1). En général, la caractéristique du centre est que la *bordure externe de chaque zone*



présente un % An à peu près constant, observation déjà faite dans les roches éruptives (en particulier Homma, 1936, cf. revue de Smith, 1974, tome 2, p. 209sq ; Sibley *et al.*, 1976) ; ce n'est cependant pas toujours le cas, la résorption du cristal dans le magma en est au moins pour partie responsable : dans quelques cas favorables (fig. 8.3) on observe la troncature de zones internes par une nouvelle venue. Dans le coeur, le pourcentage maximal en An de chaque zone est variable, mais ne dépasse pas celui du centre du cristal (An 28 dans le granite porphyroïde, An 22 dans le granite de La Clarté.

En raison de la déformation fréquente de ce minéral, on n'a pas pu tenter de corrélation entre les plagioclases des différentes localités (sur ce sujet, cf. Wiebe, 1968), le matériel exploitable étant trop peu abondant. On peut

FIG. 8.1 - Zonation typique d'un cristal de plagioclase. x 15.

	Coeur			Couronne		Albite réactionnelle au contact de F.K.
	Centre	Zones oscillatoires		bord interne	Périphérie + "patchy zoning" parfois	
		bord interne	bord externe			
Granite porphyroïde des Traouiéros	28 (26 à 30)	26 (27 à 25)	22,5 (23 à 22)	24 (26 à 22)	21-20	8
Terme de transition (Penvern, Goufre, Crec'h Hery)	28 à 26	26 à 24	22,5	24 à 22	20 à 18	8
Granite de la Clarté	22 à 20	20	18	20 - 19	14	8 à 3

TABEAU 8.1 - Zonation des plagioclases (% d'anorthite par la méthode de l'extinction  $h$  à  $x$ ).



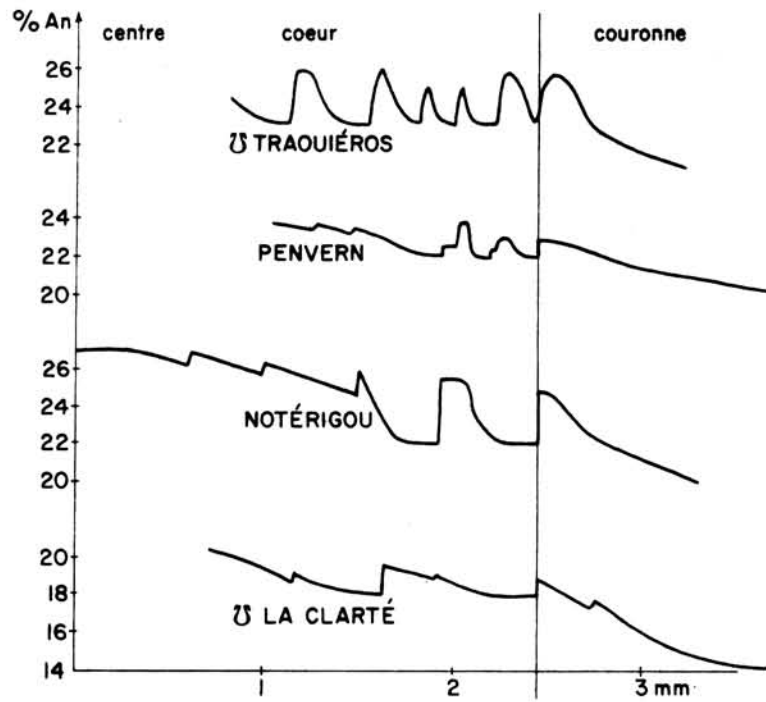


FIG. 8.2 - *Style de la variation du % An dans le plagioclase.*  
Mesures au microscope polarisant ; le trait représente  
une courbe adoucie.

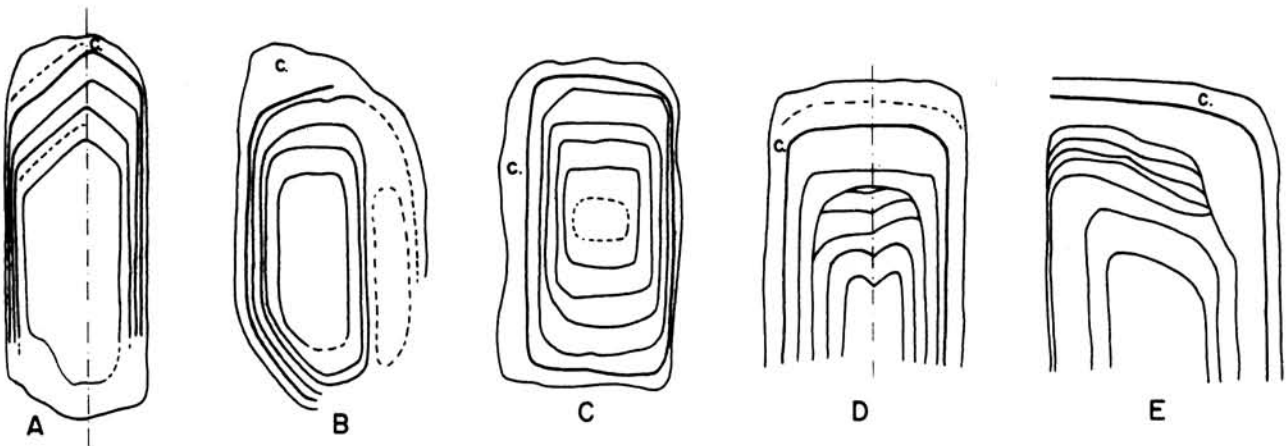


FIG. 8.3 - *Quelques habitus de la zonation du plagioclase.* B : Synneusis.  
D et E montrent les traces d'une corrosion. C : couronne.

## LEGENDE DU TABLEAU 8.2

Chaque analyse a été doublée ; la reproductibilité de ces analyses est donnée ci-dessous pour les différents éléments en fonction de  $C = \sqrt{\Sigma d^2 / (n-1)}$  (cf. Kolbe et Taylor, 1966) analogue d'un écart-type relatif, avec  $d =$  écart relatif des analyses d'un même couple par rapport à leur moyenne et  $n =$  nombre de minéraux analysés :

Oxyde	Domaine du % de l'analyse	C	n
SiO <sub>2</sub>	40 %	± 0,3 %	23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13 à 24 %	± 0,34 (biotite) ± 1 % (FK)	23 26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot.	< 0,5 % 25 à 31 %	± 5 % ± 0,35 %	49 23
MnO	0,3 à 0,8 %	± 0,5 %	23
MgO	< 0,1 % 4 à 10 %	± 10 % ± 0,2 %	49 23
CaO	1 à 5 %	± 0,65 %	49
Na <sub>2</sub> O	1 à 3 % 8 à 10 %	± 0,5 % ± 1 %	26 23
K <sub>2</sub> O	< 1 % 7 à 9 % 12 à 14 %	± 3 % ± 0,6 % ± 0,5 %	23 23 26
Ba	< 100 ppm 100 à 1000 ppm > 1000 ppm	± 23 % ± 5 % ± 0,5 %	7 26 16
Sr	50 à 500 ppm > 500 ppm	± 3 % ± 1 %	20 29
Rb	< 30 ppm 200 à 1000 ppm > 1000 ppm	± 8 % ± 1,6 % ± 0,5 %	23 26 23
Li	< 10 ppm 300 à 1300 ppm	± 3,4 % ± 1 %	49 23

Les échantillons sont classés de gauche à droite selon un ordre emprunté aux F.K., depuis le granite porphyroïde des Traouiéros jusqu'au granite de La Clarté.

Dans C, M, V, il reste 2 % de FK ; dans Ku et R, il reste ≈ 1 % de FK ; ailleurs, moins de 1 % de FK.

Les symboles correspondent au lieu d'origine des échantillons dont on trouve la liste ci-dessous :

ap S	Aplite Squéouel
ap Th	Aplite juxte carrière Thoraval
B	Biguedec
C	Crec'h Hery
Cv	Croaz-ar-Varen
D	Dialet (Roc'h)
G	Gouélanec
Gf	Goufre
H	Haren
I	Ile aux Lapins
K	Kerariou
Kb	Zone rubanée basique de Kerariou
Kl	Kerléo
Ku	Keruel
L	Le Golven
M	Milliau
P	Penvern
P	Picherel
P Th	Pegmatite - carrière Thoraval
R	Radar Est
Rn	Renote
S	Squéouel
T	Traouiéros (carrière)
Th	Carrière Thoraval
To	Tourony
V	Vesclat
W	Carrière Woas-Wen.

TABLEAU 8.2

## Composition chimique des PLAGIOCLASES

117

	Kb	W	H	G	Kl	T	To	B	Ku	K	P	D	I	R	C	Gf	M	V	Cv	Th	Rn	S	P Th	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,80	22,75	23,10	22,65	23,20	22,70	22,94	21,95	22,43	22,58	22,80	22,80	22,33	23,25	22,30	23,13	22,05	21,35	22,23	22,05	22,00	21,30	21,45	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	0,22	0,22	0,21	0,22	0,20	0,25	0,23	0,24	0,25	0,22	0,19	0,24	0,19	0,25	0,24	0,20	0,17	0,23	0,20	0,32	0,23	0,21	
MgO	0,04	0,03	0,05	0,04	0,05	0,08	0,04	0,03	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,06	0,05	0,06	0,07	0,07	0,05	0,03	0,04	0,06	0,04	
CaO	4,61	4,51	4,50	4,61	4,82	4,70	4,60	4,32	4,55	4,46	4,31	4,59	4,30	4,76	4,33	4,25	4,03	3,42	3,69	3,62	3,13	2,96	3,04	
Na <sub>2</sub> O	8,18	8,18	8,51	8,39	8,33	8,32	8,29	8,22	8,10	8,34	8,71	8,41	8,58	8,21	8,19	8,71	8,39	8,71	8,87	9,13	9,18	9,21	9,41	
K <sub>2</sub> O	0,73	0,66	0,49	0,62	0,51	0,56	0,57	0,63	0,66	0,64	0,49	0,49	0,49	0,70	0,71	0,39	0,72	0,82	0,52	0,48	0,64	0,41	0,68	
Ba	172	155	156	166	152	162	133	153	168	138	119	127	142	128	157	84	114	69	47	47	57	51	46	
Sr	725	763	750	696	805	746	704	583	696	659	564	634	663	648	641	488	557	219	166	134	123	107	77	
Rb	28,8	8,8	6	7,1	4,5	6,6	9,9	8,4	16 16	10,3	4,5	6,2	5,90	14,90	24,00	5,10	44,20	22,80	7,10	5,20	11,50	11,50	13,70	
Li	3,9	6,3	3,	4,7	6,5	4,8	3,8	4,3	6,1	5,6	2,9	5,4	3,60	7,10	7,10	5,40	7,80	6,00	2,90	3,30	5,20	4,20	3,13	
Calcul	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,73	22,47	22,81	22,95	23,12	22,92	22,71	22,14	22,41	22,61	22,77	22,79	22,55	23,00	22,20	22,54	21,98	21,47	21,89	22,14	21,51	20,99	
	SiO <sub>2</sub>	60,26	59,78	61,03	61,06	60,75	60,54	60,26	59,47	59,40	60,51	61,75	60,62	60,99	60,63	59,63	61,23	60,17	61,06	61,41	62,61	62,47	61,40	
	Total	96,60	95,70	97,44	97,72	97,64	97,12	96,52	94,86	95,20	96,65	98,11	96,99	97,00	97,38	95,15	97,18	95,37	95,50	96,40	98,00	96,94	94,98	
Pour total ramené à 100	CaO	4,77	4,71	4,62	4,72	4,94	4,84	4,77	4,55	4,78	4,61	4,39	4,73	4,43	4,89	4,55	4,37	4,23	3,58	3,83	3,69	3,23	3,12	
	Na <sub>2</sub> O	8,47	8,54	8,73	8,59	8,53	8,57	8,59	8,67	8,51	8,63	8,88	8,67	8,85	8,43	8,61	8,96	8,80	9,12	9,20	9,32	9,47	9,70	
	K <sub>2</sub> O	0,76	0,69	0,50	0,63	0,52	0,56	0,59	0,66	0,69	0,66	0,50	0,51	0,51	0,72	0,75	0,40	0,75	0,86	0,54	0,49	0,66	0,43	
	Ba	178	162	160	170	156	167	138	161	176	143	121	131	146	131	165	86	120	72	49	48	59	54	
	Sr	750	797	770	712	824	768	729	615	731	682	576	654	684	665	674	502	584	229	172	137	127	113	
% Moles	Or	4,28	3,90	2,84	3,59	2,95	3,14	3,34	3,75	3,92	3,74	2,82	2,86	2,85	4,07	4,22	2,26	4,26	4,84	3,04	2,76	3,72	2,43	3,88
	Ab	72,79	73,45	74,98	73,77	73,32	73,61	73,79	74,42	73,13	74,12	76,16	74,46	75,89	72,48	73,94	76,85	75,50	78,12	78,79	79,72	80,98	82,82	81,52
	An	22,67	22,38	21,91	22,40	23,44	22,98	22,62	21,61	22,70	21,90	20,82	22,46	21,02	23,22	21,60	20,72	20,04	16,95	18,11	17,47	15,26	14,71	14,57
	Cels	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
	F.Sr	0,23	0,24	0,23	0,22	0,25	0,23	0,22	0,19	0,22	0,21	0,18	0,20	0,21	0,20	0,21	0,15	0,18	0,07	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02
An/Ab + An	23,75	23,35	22,61	23,29	24,23	23,79	23,46	22,50	23,69	22,81	21,47	23,17	21,69	24,06	22,61	21,24	20,98	17,83	18,69	17,98	15,86	15,08	15,16	
% An RX	22,5	23	23	23	23	23,5	22,5	22,5	22,5	22,5	21,5	23	22,50	23,00	22,00	22,50	18,00	18,00	18,50	19,00	16,00	14,50	14,00	
% pondér.	Or	4,46	4,07	2,97	3,75	3,08	3,28	3,49	3,92	4,09	3,91	2,95	2,98	2,98	4,24	4,40	2,37	4,46	5,07	3,18	2,89	3,90	2,55	
	Ab	71,57	72,24	73,82	72,57	72,11	72,41	72,59	73,24	71,91	72,93	75,03	73,29	74,76	71,25	72,75	75,75	74,35	77,08	77,77	78,74	80,04	81,95	
	An	23,65	23,35	22,89	23,38	24,46	23,98	23,62	22,57	23,68	22,87	21,77	23,45	21,97	24,22	22,55	21,67	20,94	17,75	18,97	18,31	16,00	15,44	
	Cels	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	
	F.Sr	0,28	0,30	0,29	0,26	0,31	0,29	0,27	0,23	0,27	0,25	0,21	0,24	0,25	0,25	0,25	0,19	0,22	0,09	0,07	0,05	0,05	0,04	
<b>Rapports pondéraux</b>																								
	K/Ba	35,2	35,4	26	31	27,9	28,7	35,6	34,2	32,6	38,5	34,2	32	28,60	45,40	37,50	38,50	52,40	98,70	91,90	84,80	93,20	66,70	123
	Ca/Ba	192	208	206	198	227	207	247	202	194	231	259	258	216	266	197	362	253	354	561	550	392	415	472
	Ca/Sr	45,40	42,2	42,9	47,3	42,8	45	46,7	53	46,7	48,4	54,6	51,7	46,40	52,50	48,30	62,20	51,70	112	159	193	182	198	282
	Ba/Sr	0,24	0,20	0,21	0,24	0,19	0,22	0,19	0,26	0,24	0,21	0,21	0,20	0,21	0,20	0,24	0,17	0,20	0,32	0,28	0,35	0,46	0,48	0,60
<b>Rapport de nombre d'atomes</b>																								
{Sr/ (K + Na)} 10 <sup>3</sup>	2,96	3,13	3,00	2,80	3,29	3,04	2,88	2,39	2,89	2,66	2,21	2,57	2,64	2,65	2,62	1,93	2,22	0,84	0,64	0,50	0,45	0,40	0,28	

\* Pour ces analyses et les suivantes, spectrométrie, émission ou absorption atomique ; J. Cotten, Laboratoire de Pétrologie de Brest.



noter que la périphérie de la couronne dans le granite porphyroïde a la même composition que le centre de l'oligoclase du granite de La Clarté ; d'autre part, la dernière zone du coeur (i.e. l'avant-dernière zone du cristal) est automorphe et correspond à une croissance encore libre dans le magma, alors que la couronne est subautomorphe dans le granite porphyroïde (couronne mince) à xénomorphe dans le granite de La Clarté (couronne développée) et correspond au remplissage du vide laissé entre les cristaux.

## 2 - COMPOSITION

### a) Analyse du % An moyen aux rayons X

La composition globale de l'oligoclase de 22 localités a été calculée aux R.X. par la distance entre les pics (131) (131) (Bambauer et al., 1967) ; avec quatre passages, la précision est de  $\pm 0,5$  % An. La composition varie de 24 % An dans le granite porphyroïde à  $\approx 22$  dans le granite de transition, et de 19 à 14,5 % An dans le granite de La Clarté ; on n'a pas observé de péristérités (tableau 8.2). Par ailleurs, l'analyse des plagioclases en inclusion dans les mégacristaux de F.K. montre qu'ils ont la même composition globale que les autres, extérieurs aux mégacristaux.

### b) Composition chimique

21 plagioclases ont été séparés et analysés en spectrophotométrie d'émission ou d'absorption atomique pour Al, Fe total, Mg, Ca, Na, K, ainsi que pour les traces Ba, Sr, Rb, Li. La séparation du quartz, faite à la main, est incomplète ; le total obtenu à l'analyse, compte tenu de la silice calculée du plagioclase, oscille entre 95 et 98 % ; ce reste de 2 à 5 % de quartz a motivé le calcul pour un total ramené à 100 du stock de CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Ba, Sr (tableau 8.2). La purification des minéraux a été conduite au séparateur isodynamique de Frantz puis aux liqueurs denses en centrifugeuse, sur la fraction 100-30 $\mu$  ; la quantité de feldspaths alcalins restant est inférieure à 1 % sauf pour Crec'h Héry et Milliau ( $\approx 2$  %), et Vesclat ( $\approx 3$  %) ; - pour 2 % d'impureté de feldspath alcalin, le % An baisse de 0,5 % environ.

Le rapport An/Ab + An fourni par l'analyse chimique est en accord avec les données diffractométriques ; il fait apparaître une variation légèrement plus étendue du % An qui passe de 24 à 21,5 dans le granite porphyroïde, de 21 à 15 dans le granite de La Clarté. La variation du calcium est plus forte dans

le granite périphérique que dans le granite porphyroïde ; elle est régulière par rapport à la géométrie du massif, à l'exception de Penvern (fig. 8.4).

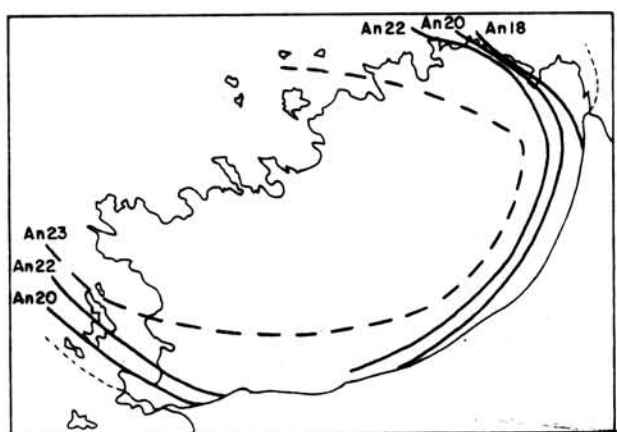


FIG. 8.4 - Variation géographique du % An des plagioclases des granites à gros grain.

Les plus fortes teneurs en Ca sont observées à Kerléo et au Radar Est, là où il y a respectivement très peu et pas du tout de hornblende. Le stock de molécules d'orthose se situe autour de 3 %.

Le stock de Ba diminue depuis le granite porphyroïde jusqu'au granite périphérique ; le rapport K/Ba du plagioclase passant de 26 à 66. Le stock de Sr présente une variation très marquée de 800 à 100 ppm, avec une diminution brutale dans le granite de La Clarté, montrant que le magma à partir duquel cristallise l'oligoclase s'appauvrit considérablement en Sr alors qu'il n'est appauvri que modérément en calcium : Ca/Sr passe de 43 à 198. Ba/Sr se situe autour de 0,2 dans le granite porphyroïde et s'approche de 0,5 dans le granite de La Clarté ; ce qui indique que Sr est plus à son aise que Ba dans le plagioclase.

Le stock de Rb et Li est limité - moins de 10 ppm pour chacun - et ne montre pas de variation significative, pas plus que le fer.

## B - LE FELDSPATH POTASSIQUE

### 1 - FORME, COULEUR, EXSOLUTION, ZONATION, INCLUSIONS

Le feldspath potassique passe d'un comportement de mégacristal subautomorphe dans le granite porphyroïde à celui d'un minéral de taille modérée (tableau 7.1) et peu automorphe dans le granite de La Clarté. Il est toujours de couleur rouge vif, et très souvent maclé Carlsbad. Dans le granite porphyroïde, les mégacristaux sont zonés : de 8 à 10 zones à contours cristallographiques embôîtés, à la manière de la zonation des plagioclases ; de plus, on a observé dans quelques sections des zones à contour interne plus arrondis et recoupant les zones antérieures, comme pour l'oligoclase. Deux générations de perthites, l'une en films, l'autre en veines et taches soulignent la zonation ; les veines semblent postérieures aux films ; ces perthites ne débouchent jamais sur la périphérie du cristal, et de plus elles sont recoupées par les fissures à albite : autant d'arguments pour y voir des perthites d'exsolution et non des perthites de remplacement.

La forme générale, assez constante, est celle d'un prisme aplati avec faces (010) bien développées, peu allongé suivant l'axe c et à macle de Carlsbad interpénétrante. Si les cristaux tendent à réaliser leurs faces cristallographiques, dans le détail celles-ci sont imparfaites, surtout lorsque le cristal est entouré d'oligoclase dans le granite porphyroïde (contours sinueux et à golfe), ou lorsqu'il est en contact avec du quartz dans le granite périphérique (festons concaves côté feldspath potassique).

Les inclusions des feldspaths potassiques comportent des minéraux colorés, biotites assez grandes et peu nombreuses, magnétites (octaèdres) de petite taille - diamètre  $\approx 100 \mu$  - beaucoup plus nombreuses que dans le plagioclase et donnant une importante poussière noire lors des séparations. En plus, uniquement dans le granite porphyroïde, on trouve quelques oligoclases et, uniquement dans le granite périphérique de La Clarté, du quartz globuleux. Dans l'ensemble, ces inclusions sont peu nombreuses et ne soulignent pas les zones.





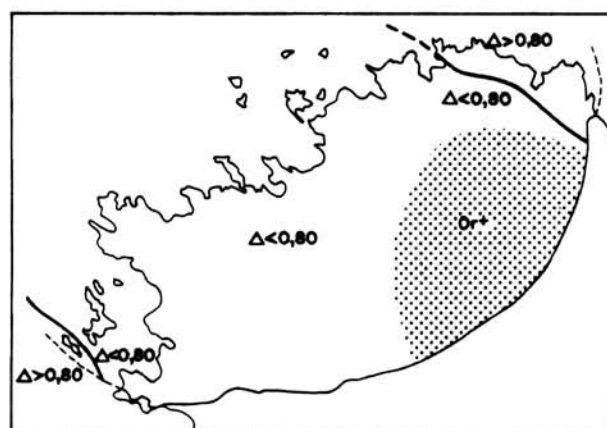


## 2 - ETAT STRUCTURAL

La structure de la phase potassique des perthites a été systématiquement explorée aux rayons X, à l'aide des pics (131) et (1 $\bar{3}$ 1). L'examen microscopique révèle que presque tous les individus sont en partie moirés à quadrillés. Les résultats de ces investigations montrent que :

- dans un même individu, il peut coexister des plages monocliniques et des plages à triclinicité variable, ou simplement des plages à triclinicité différente (mêmes observations de Wilhelm, comm. pers., cf. Thèse, sous presse).
- dans un même échantillon, on peut observer des individus monocliniques et des individus fortement tricliniques : par exemple, à la carrière des Traouiéros, où la triclinicité  $\Delta = 12,50 \{ d(131) - d(1\bar{3}1) \}$  (Goldsmith et Laves, 1954) varie de 0 à 0,77. On peut observer aussi une répartition homogène de  $\Delta$  : ainsi, à Crec'h Héry, six individus montrent les  $\Delta$  suivants : 0,72 - 0,73 - 0,79 - 0,79 - 0,80 - 0,85, soit une variation assez faible compte tenu de la précision et de la reproductivité des mesures ( $\pm 0,05$  sur 2 passages).
- à l'échelle du massif, on observe (fig. 8.5) : - que le feldspath monoclinique est cantonné au centre Est et au Sud-Est, soit 7 localités sur les 27 examinées, et qu'il est toujours peu à très peu abondant ; - que la triclinicité moyenne est la plus élevée dans les secteurs Nord-Est (0,85  $\approx$ ) et Sud-Ouest ( $\approx 0,80$ ) dans le granite de La Clarté.

FIG. 8.5 - Variation géographique du  $\Delta$  des feldspaths potassiques :  
Or+ = présence de feldspath monoclinique.



On note que l'orthose se localise là où le granite saccharoïde à grain fin type Woas-Wen est disposé en lames épaisses subhorizontales à faiblement inclinées (cf. supra. ch. 4), il est probable que l'injection ultérieure de ce granite ait réchauffé les granites à gros grain et ait modifié la structure du feldspath potassique, comme dans de nombreux exemples de réchauffement par métamorphisme de contact, et notamment ceux du granite d'Ardara, Donegal (Hall, 1966), du granite de radar Creek (Tilling, 1968) ou des pegmatites (Steiger et Hart, 1967 ; Wright, 1967). Dans le cas du massif de Ploumanac'h, il s'agit d'un léger autométamorphisme.

## 3 - COMPOSITION CHIMIQUE

23 analyses de feldspath potassique ont été faites ; soit dans les 21 localités où le plagioclase a été analysé, plus 2 localités de roches hybrides à mégacristaux où ces derniers ont été séparés. Les éléments suivants ont été dosés : Al, Fe (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tot), Mg, Ca, Na, K ; Ba, Sr, Rb, Li, Pb (tableau 8.3). Le total obtenu avec la silice calculée oscille entre 97 (présence de quartz vérifiée aux R.X.) et 99,5. La purification a été conduite au séparateur magné-

tique isodynamique Frantz et aux liqueurs denses par deux passages en centrifugeuse, d'abord sur la fraction 125 - 250  $\mu$ , puis sur la fraction 30 - 125  $\mu$  obtenue par rebroyage du premier passage, et de telle sorte que les exsolutions de la phase sodique soient conservées.

Les moyennes moléculaires sont les suivantes :

% moléculaire	Or	Ab	An	Celsian	F Sr	F Rb
Granite porphyroïde	78,98	19,64	0,72	0,33	0,17	0,05
Granite périphérique	78,67	20,40	0,60	0,06	0,05	0,22

Elles révèlent, en plus des variations fortes concernant Ba, Sr, Rb, une diminution légère du Ca et une augmentation très légère du Na ; K ne présente pas de variation d'ensemble significative entre les deux types de granite. Un examen plus détaillé des résultats montre que les éléments traces Ba, Sr, et Rb suivent des variations très importantes :

- Ba passe de 2000 ppm dans le granite porphyroïde à 200 dans le granite périphérique (4000 dans les hybrides). Sa décroissance s'accélère entre le granite de transition et le granite périphérique, là où la diminution de taille des cristaux est la plus marquée. K/Ba augmente corrélativement de 55 à 600 ( $\approx$  30 pour les hybrides), K restant à peu près constant. On note que Ba est plus abondant que Ca (en poids) dans les mégacristaux du granite porphyroïde, alors que c'est l'inverse dans les cristaux du granite de La Clarté ; le rapport Ca/Ba augmente d'un facteur 10.
- Sr suit la même évolution : 600 ppm dans le granite porphyroïde, moins de 100 dans le granite de La Clarté (1300 ppm dans les hybrides). Ca/Sr passe corrélativement de 1,4 à 9,5. Ba/Sr se situe autour de 3 dans le granite porphyroïde et autour de 2 dans le granite périphérique.
- Rb montre une évolution inverse, 200 à 300 ppm pour les hybrides, plus de 400 pour le granite porphyroïde, plus de 600 pour le granite périphérique. Cette augmentation est moins marquée et beaucoup plus continue que ne l'est la diminution correspondante de Sr et surtout de Ba. K/Rb passe de 280 à 138. Rb/Sr grimpe de 0,65 à 8,4 ; et Ba/Rb diminue de 5,1 à 0,27.
- Pb et Li ne montrent pas de tendance particulière.

Le comportement des éléments-traces Ba, Sr et Rb vis-à-vis du feldspath potassique apparaît tout à fait classique et s'explique en terme de cristallisation fractionnée (Heier, 1962 ; Taylor, 1966 ; Shaw, 1968). L'évolution des divers rapports montre que les alcalinoterreux Ba > Sr > Ca se substituent à K dans cet ordre préférentiel au cours de la cristallisation, et au contraire K > Na > Rb pour les alcalins : cette séquence diadochique Ba > Sr > Ca > K > Na > Rb est identique à celle décrite par Heier (1962) et retrouvée notamment par Wilson et Coats (1972) dans les feldspaths potassiques du granite de Galway et ailleurs depuis (par ex. Kuryvial, 1976) ; à Ploumanac'h, le comportement de Ba et Sr dans cette séquence est cependant voisin, de même que celui de Ca, K et Na, ce qui peut être écrit Ba > Sr >>> Ca > K > Na >> Rb, ce saut entre Sr et Ca étant plus important qu'entre Na et Rb. On remarque que Ba est plus concentré que Sr dans le feldspath potassique, alors que c'est l'inverse dans le plagioclase.

## C - LA BIOTITE

Plusieurs types de biotite ont été mis en évidence par l'analyse texturale (ch. 7), une biotite I synchrone des hornblendes, une biotite II réaction-

## Composition chimique des BIOTITES

	Kb	W	H*	G	Kl	T	To	B	Ku	K	P	D	I	R	C	Gf	M	V	Cv	Th	Rn	S	ap Th	P Th
SiO <sub>2</sub>	36,79	37,65	35,69	36,42	36,63	36,13		37,14	35,42	36,18	36,58	36,60	36,77	36,05	35,88	37,00	34,38	35,22	35,40	35,24	36,55	35,38	35,39	35,37
TiO <sub>2</sub>	2,82	2,90	3,00	2,94	2,76	2,76		3,15	2,86	3,22	3,12	3,04	3,01	3,31	3,08	3,22	3,05	3,12	3,20	3,24	3,36	3,03	3,22	3,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,08	14,28	13,77	13,81	14,37	13,78		14,22	13,73	14,53	14,45	14,34	13,80	14,13	14,70	14,44	14,78	13,85	13,83	14,02	14,78	15,37	14,75	13,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,34	4,13	3,84	5,80	3,57	4,14		3,90	4,10	3,31	5,47	5,66	5,71	3,96	4,91	6,06	7,48	7,93	3,73	5,75	7,24	8,01	5,24	3,50
FeO	20,00	19,40	20,85	18,90	20,30	20,70		19,05	21,00	20,40	19,70	19,50	19,50	21,05	19,95	19,50	24,15	21,95	25,05	23,90	21,50	20,80	24,25	26,00
MnO	0,34	0,29	0,30	0,30	0,37	0,31		0,37	0,38	0,37	0,37	0,34	0,29	0,29	0,41	0,38	0,55	0,51	0,59	0,54	0,52	0,82	0,44	0,62
MgO	9,30	8,61	8,87	8,38	9,01	9,08		9,16	8,52	9,05	7,07	7,63	8,29	8,52	7,55	7,26	3,53	4,80	5,29	5,28	3,70	3,91	4,50	5,68
CaO	0,82	0,73	0,60	0,62	0,58	0,69		0,32	0,83	0,35	0,32	0,44	0,48	0,23	0,71	0,18	0,17	0,29	0,31	0,24	0,03	0,11	0,31	0,11
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,19	0,11	0,14	0,12	0,12		0,11	0,14	0,07	0,11	0,15	0,13	0,10	0,08	0,14	0,16	0,14	0,15	0,10	0,11	0,10	0,20	0,14
K <sub>2</sub> O	8,77	8,74	8,54	8,89	8,72	8,58		9,13	8,31	8,60	9,07	8,91	8,87	8,85	8,25	9,06	7,52	7,82	8,15	8,23	8,59	8,29	7,67	8,72
Ba	528	630	631	530	444	473		329	416	4,67	365	394	433	403	422	308	94	164	115	103	71	95	48	112
Sr	6,35	7,61	5,45	8,68	6,40	6,73		6,52	6,24	5,57	8,03	7,85	6,84	6,01	6,64	7,89	8,27	10,11	6,23	5,71	9,63	10,0	5,18	4,90
Rb	1291	1172	1251	1364	1314	1286		1563	1406	1384	1681	1425	1391	1366	1618	1624	1882	1505	1750	1738	1983	2333	1651	1825
Li	667	741	341	421	1271	293		516	664	898	928	736	385	340	1330	434	652	507	426	506	413	691	509	336
PF + 0,11 FeO	2,48	2,94	3,48	3,04	3,09	3,16		2,75	4,35	3,35	2,98	3,00	2,88	3,15	3,81	2,97	4,05	3,79	3,55	3,58	3,84	3,83	3,81	3,10
F	1,26	(0,87)		1,13				1,19			1,05	1,13	1,08								0,70	0,71		1,45
Total**	99,20	100,22	99,33	99,54	99,98	99,70		99,62	99,98	99,82	99,66	99,97	100,01	99,91	99,85	100,51	100,18	99,72	99,54	100,43	100,54	100,07	100,12	100,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot.	25,54	25,66	27,02	26,78	26,10	27,12		25,05	27,41	25,95	27,34	27,30	27,35	27,33	27,05	27,70	34,29	32,29	31,54	32,28	31,10	31,10	32,16	32,36
Ba } Pour EX	558	673	686	558	483	511		352	450	527	389	422	466	443	474	334	116	196	131	119	81	110	58	122
Rb } = 2	1364	1251	1361	1437	1428	1390		1672	1522	1561	1791	1526	1497	1503	1818	1763	2332	1799	1993	2010	2261	2711	1990	1987
<b>Formule structurale *</b>																								
Si } Z = 8	5,611	5,683	5,535	5,586	5,580	5,558		5,636	5,517	5,535	5,606	5,587	5,606	5,537	5,523	5,615	5,430	5,527	5,583	5,507	5,654	5,502	5,537	5,566
Al <sup>IV</sup> }	2,389	2,317	2,465	2,414	2,420	2,442		2,364	2,483	2,465	2,394	2,413	2,394	2,463	2,477	2,385	2,570	2,473	2,417	2,493	2,346	2,498	2,463	2,434
Al <sup>VI</sup>	0,140	0,222	0,051	0,081	0,159	0,055		0,178	0,036	0,153	0,214	0,165	0,084	0,094	0,189	0,196	0,180	0,087	0,152	0,088	0,347	0,318	0,255	0,024
Ti	0,322	0,328	0,350	0,339	0,316	0,319		0,360	0,334	0,370	0,359	0,349	0,345	0,382	0,356	0,367	0,363	0,369	0,380	0,381	0,391	0,354	0,379	0,384
Fe <sup>3+</sup>	0,383	0,468	0,448	0,670	0,409	0,479		0,446	0,480	0,380	0,631	0,650	0,655	0,458	0,569	0,692	0,889	0,936	0,443	0,676	0,842	0,937	0,616	0,414
Fe <sup>2+</sup>	2,549	2,447	2,703	2,423	2,584	2,661		2,416	2,733	2,618	2,523	2,488	2,485	2,702	2,567	2,473	3,188	2,879	3,302	3,122	2,780	2,704	3,170	,423
Mn	0,044	0,037	0,040	0,039	0,048	0,040		0,047	0,051	0,048	0,048	0,044	0,038	0,037	0,054	0,049	0,074	0,068	0,079	0,071	0,067	0,108	0,059	0,083
Mg	2,112	1,935	2,054	1,914	2,044	2,080		2,070	1,976	2,062	1,613	1,735	1,883	1,949	1,731	1,640	0,830	1,122	1,242	1,229	0,852	0,905	1,048	1,333
Li	0,088	0,096	0,047	0,055	0,168	0,039		0,067	0,090	0,119	0,123	0,097	0,051	0,044	0,177	0,056	0,090	0,070	0,059	0,068	0,056	0,093	0,070	0,045
ΣY	5,638	5,533	5,693	5,521	5,728	5,673		5,584	5,700	5,750	5,511	5,528	5,541	5,666	5,643	5,473	5,614	5,531	5,657	5,635	5,335	5,419	5,597	5,706
Ca	0,134	0,118	0,100	0,101	0,094	0,113		0,053	0,139	0,057	0,053	0,072	0,079	0,037	0,118	0,028	0,028	0,049	0,052	0,039	0,005	0,018	0,052	0,020
Na	0,035	0,056	0,034	0,041	0,035	0,036		0,033	0,041	0,021	0,032	0,044	0,038	0,030	0,023	0,041	0,049	0,042	0,046	0,031	0,032	0,032	0,059	0,042
K	1,705	1,682	1,688	1,738	1,693	1,683		1,766	1,650	1,677	1,772	1,734	1,724	1,733	1,619	1,753	1,515	1,564	1,638	1,639	1,694	1,644	1,529	1,753
Ba	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003		0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0,001
Rb	0,015	0,013	0,013	0,015	0,015	0,015		0,016	0,015	0,015	0,018	0,015	0,015	0,015	0,017	0,018	0,021	0,017	0,019	0,019	0,022	0,026	0,019	0,021
ΣX	1,893	1,873	1,839	1,899	1,840	1,850		1,870	1,848	1,773	1,877	1,868	1,859	1,818	1,780	1,842	1,614	1,673	1,756	1,729	1,754	1,721	1,659	1,837
<b>Rapports pondéraux</b>																								
K/Rb	61,9	61,9	56,7	54,1	55,1	55,4		48,5	49,1	51,6	44,8	51,9	52,9	53,8	42,3	46,3	33,2	43,1	38,7	39,3	36	29,5	38,6	39,7
K/Ba	138	115	112	139	163	151		230	166	153	206	188	170	182	162	244	664	396	588	663	1004	724	1327	646
Ba/Rb	0,41	0,54	0,50	0,39	0,34	0,37		0,21	0,30	0,34	0,22	0,28	0,31	0,30	0,26	0,19	0,05	0,11	0,07	0,06	0,04	0,04	0,03	0,06
<b>Rapports de nombres d'atomes</b>																								
Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>2+</sup> + Mg	0,55	0,56	0,57	0,56	0,56	0,56		0,54	0,58	0,56	0,61	0,59	0,57	0,58	0,60	0,60	0,79	0,72	0,73	0,72	0,77	0,75	0,75	0,72
Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup>	0,13	0,16		0,22				0,16			0,20	0,21	0,21			0,22					0,23	0,26		
{Rb/(K+Na)} 10 <sup>3</sup>	7,94	7,15	7,9	8,28	8,19	8,06		9,27	9,07	8,76	10,05	8,61	8,46	8,37	10,6	9,65	13,35	10,3	11,5	11,4	12,48	15,2	11,41	11,24

## LEGENDE DU TABLEAU 8.4

- \* Une seule analyse disponible
- \*\* Total comprenant les traces analysées
- Rapport donné pour les échantillons ayant peu de chlorite
- \* Les formules structurales ont été calculées sur la base de 44 valences (= 22 oxygènes) selon la méthode de Foster (1960).



nelle, une biotite III postmagmatique. Les biotites I et II montrent occasionnellement, surtout dans le granite de La Clarté, les signes d'un déséquilibre au contact des feldspaths - surtout alcalins - avec corrosion de la biotite et formation d'une frange de minéraux opaques. Ces rappels montrent que l'étude qui suit de "la" biotite n'est qu'une approche imparfaite d'une réalité complexe, d'autant plus que les phénomènes deutériques (chloritisation des biotites) perturbent les comportements initiaux : les biotites I et II, de couleur brun à brun légèrement verdâtre (dans le granite porphyroïde) ou noirâtre (dans le granite à gros grain), deviennent vertes sur leur bordure et se chargent de minéraux opaques au début de la chloritisation ; cette transformation est très inégale selon les individus dans un même échantillon ; les quantités de chlorites recueillies lors des séparations sont sans rapport avec l'estimation grossière que j'ai pu faire en lame mince.

### 1 - PURETE

La biotite a été séparée dans 20 des 21 localités retenues pour les séparations des feldspaths des granites à gros grain ; à Kerariou, la biotite d'un schlieren rubané, et à la carrière Thoraval, celles d'une pegmatite et d'une apélite ont été également séparées ; au total, 23 biotites ont été obtenues. La séparation a été conduite au séparateur magnétique isodynamique et aux liqueurs denses sur plusieurs fractions comprises entre 90 et 250  $\mu\text{m}$  : la chlorite n'a jamais pu être totalement éliminée. Trois lots de biotites sont distingués d'après les rapports d'intensité des pics principaux (002)chlorite/(003)biotite ; (004)chlorite/(009)biotite :

- rapports  $< 1/50$  pour Kb, W, G, B, P, D, Il, Gf, Rn, PTh
- " de  $1/50$  à  $1/30$  pour Kl, T, R, V, S
- " de  $1/30$  à  $1/20$  pour H, Ku, K, C, M, Cv, Th, apTh

Le lot le plus pur montre, aux rayons X, moins de 5 % de chlorite ; c'est lui qui sert ci-dessous de référence.

La quantité de chlorite ressort nettement du stock de potassium, le lot le plus pur des biotites a entre 8,6 et 9,1 %  $\text{K}_2\text{O}$ , soit de 1,7 à 1,77 K en position X ; le lot le moins pur a entre 8,6 et 7,5 %  $\text{K}_2\text{O}$ , soit de 1,7 à 1,52 K en position X. De même, le déficit en nombre d'ions en position X ( $\Sigma X$ ) suit globalement cette distribution passant de 1,9 pour la biotite la plus pure à 1,6 pour la moins pure. Cependant, on remarque que à pureté plus ou moins égale aux R.X., les biotites du granite de La Clarté (droite du tableau) ont un  $\Sigma X$  plus faible que les biotites du granite des Traouiéros : on est donc amené à suspecter que d'autres ions que K, Na, Ca, Ba et Rb prennent place dans ce site, peut être  $(\text{H}_3\text{O})^+$  ainsi que le suggèrent Wones et Eugster (1965), peut être une partie de Li (hypothèse émise par Carron et Lagache, 1971).

### 2 - TENDANCES CHIMIQUES ET SUBSTITUTIONS

Des tendances chimiques se dégagent des analyses et des formules structurales (tableau 8.4). Du granite des Traouiéros au granite de La Clarté, les variations suivantes s'observent dans la biotite :

- en position tétraédrique : Si diminue très légèrement et reste entre 5,7 et 5,5 ;  $\text{Al}^{\text{IV}}$  augmente très légèrement et suffit toujours à saturer le site.
- en position Y :  $\text{Al}^{\text{VI}}$  augmente légèrement, Ti augmente légèrement mais reste



entre 0,3 et 0,4 ;  $\text{Fe}^{3+}$  augmente largement de 0,4 à 0,9 mais semble varier sensiblement d'une localité à l'autre ;  $\text{Fe}^{2+}$  augmente aussi, mais relativement moins que  $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$  augmente de 0,13 à 0,26 ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total passe de 25 à 32 %) ;  $\text{Mn}^{2+}$  augmente de plus du double de 0,04 à 0,11 ;  $\text{Mg}^{2+}$  diminue fortement de 2,1 à 0,85 et le rapport  $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$  augmente de 0,54 à 0,77 ;  $\text{Li}^+$  ne montre pas de tendance définie, mais varie de façon apparemment aléatoire par rapport aux

autres éléments : le lithium suit, en fait, une répartition géographique originale (fig. 8.6 et cf. infra, ch. 9). Au total  $\Sigma Y$  diminue légèrement de 5,6 à  $\approx 5,4$  avec  $\text{R}^{2+}$  diminuant de 4,6 à 3,6 et  $\text{R}^{3+4+}$  augmentant de 0,9 à 1,6. Ces biotites ne sont donc pas strictement trioc-taédriques.



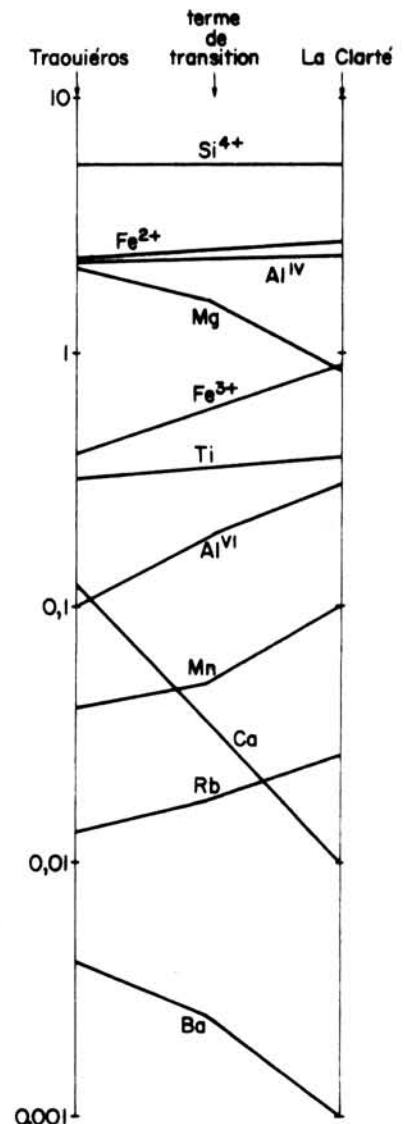
FIG. 8.6 - Variation géographique du stock de Li (en ppm) dans les biotites.

- en position X : Ca diminue de 0,13 à 0,01 ; Na reste stable, mais en très faible quantité par rapport aux biotites des granites (Deer et al., 1962) ; Ba diminue de façon très nette, de 0,004 à 0 ; K/Ba augmente de 112 à 1004 ; Rb passe du simple au double, de 0,013 à 0,026 ; K/Rb diminue de 62 à 30 et Ba/Rb passe de 0,54 à 0,04.

- les volatils : le fluor a été dosé sur les échantillons les moins chloritisés, étant donné que l'on soupçonne, à partir des relations texturales (ch. 7), une perte en fluor des biotites au cours de la chloritisation. Sa concentration diminue de  $\approx 1,3$  à 0,7 %, du granite porphyroïde au granite périphérique, soit de  $\approx 0,6$  à  $\approx 0,3$  atomes dans la formule. Cependant, on remarque que cette diminution de F est en partie liée à une diminution de  $\Sigma X$  ; cette corrélation confirme l'influence de la chloritisation sur l'exsolution du fluor. Le dosage de  $\text{H}_2\text{O}$  est déficient ; les biotites du granite porphyroïde se sont comportées de manière réfractaire lors de la mesure de la perte au feu.

En variation relative (fig. 8.7), quand on passe du granite porphyroïde au granite à gros grain, Ca diminue le plus, puis Ba, puis Mg, puis Si ;  $\text{Al}^{\text{VI}}$  augmente le plus, puis, dans l'ordre Mn,  $\text{Fe}^{3+}$ , Rb, Ti,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{\text{IV}}$ . La variation est progressive pour le granite porphyroïde et le type de transition ; mais un saut important, notamment Fe/Fe + Mg et Ba, existe entre ce dernier et le type La Clarté.

FIG. 8.7 - Variation relative des éléments dans la formule structurale des biotites : la pente indique le taux de variation.





La variation corrélative des ions en position Y peut être illustrée sur plusieurs diagrammes ; au diagramme de Heinrich, 1947 ( $\text{FeO} + \text{MnO}/\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ ) où les pointements des biotites de Ploumanac'h tombent dans le champ des biotites des granites, il est préférable d'utiliser le diagramme (fig. 8.8) de

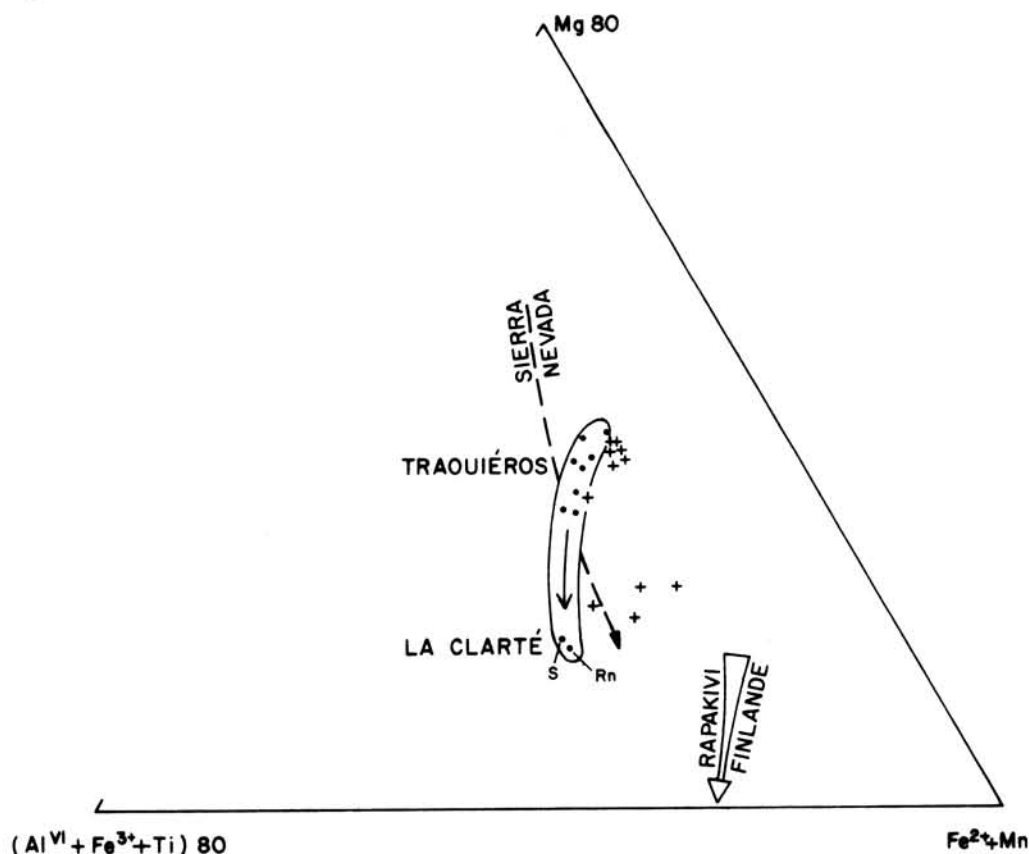


FIG. 8.8 - Diagramme de Foster : évolution comparée des biotites de Ploumanac'h. Points = biotites saines ; croix = biotites chloritisées.

Foster, 1960 ( $\text{Mg}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}/\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}$ ) qui associe l'aluminium octaédrique au  $\text{Fe}^{3+}$  et au titane. L'entrée préférentielle du Ti et de  $\text{Fe}^{3+}$  dans les sites octaédriques justifie pleinement ce type de regroupements (Robert, 1976). *Le lot des biotites les moins chloritisées montre une tendance bien définie avec fort enrichissement en  $\text{R}^{3+4+}$  (en fait, surtout  $\text{Fe}^{3+}$ ), enrichissement plus faible en  $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}^{2+}$ , et appauvrissement drastique en  $\text{Mg}^{2+}$ . Comparée à la tendance des biotites du batholite de la Sierra Nevada (Dodge et al., 1969), celle des biotites de Ploumanac'h est nettement oblique parce que *ferrique*. - J'observe une tendance ferrique parallèle sur les biotites du massif de Cauterets occidental (cf. Debon, 1975, p. 85), alors que la tendance dessinée par les biotites du massif du Quérigut (Letierrier, 1972) est une tendance ferreuse parallèle à celle du batholite de la Sierra Nevada -. L'évolution vers un pôle riche en fer est inverse de l'évolution magnésienne observée dans les biotites du Complexe de Finnmarka (Czamanske et Wones, 1973) et du Ben Nevis (Haslam, 1968).*

Outre l'évidente substitution  $(\text{Fe}, \text{Mn}) \rightleftharpoons \text{Mg}$  à l'intérieur du site Y, existe donc la substitution  $\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$ , qui doit être couplée avec une ou plusieurs substitutions avec diminution de valence du type  $\text{Al}^{3+} \rightleftharpoons \text{Si}^{4+}$  ou  $(\text{Na}, \text{K})$

$\text{Rb}^{+} \rightleftharpoons (\text{Ca}, \text{Ba})^{2+}$ . Il faut noter, de plus, que la transformation fer ferreux - fer ferrique peut être contrebalancée par le départ d'un ion bivalent :  $2 \text{Fe}^{3+} + \text{un vide} \rightleftharpoons 2 \text{Fe}^{2+} + \text{R}^{2+}$  ; une telle augmentation de  $\text{Fe}^{3+}$  compensée par un  $\Sigma Y$  plus faible est une constatation générale dans les micas des granites à tendance pegmatitique. Par ailleurs, l'augmentation de  $\text{Ti}^{4+}$  aux dépens de  $\text{R}^{2+}$  en position Y peut être couplée avec l'augmentation de  $\text{Al}^{3+}$  tétraédrique (substitution analogue, mais en évolution inverse et beaucoup plus faible que celle qui a été montrée par Czamanske et Wones (1973) dans le complexe de Finnmarka.

### 3 - SIGNIFICATION PETROLOGIQUE DES BIOTITES

L'essentiel des substitutions, en quantité s'entend, dans les biotites des granites à gros grain se ramène à  $\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+}$  et  $2 \text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons 2 \text{Fe}^{2+} + \text{R}^{2+}$ . Or, l'enrichissement en fer des minéraux ferromagnésiens, et de la biotite en particulier, n'est pas une conséquence nécessaire de la cristallisation fractionnée, mais dépend de  $f\text{O}_2$  et  $f\text{H}_2\text{O}$  (Osborn, 1962 ; Wones et Eugster, 1965 ; Mueller, 1972). Wones et al. ont étudié la stabilité des biotites en fonction de  $f\text{O}_2$  et T ; la

figure 8.9 correspond au système ternaire phlogopite - annite -  $\text{KFe}^{3+}\text{AlSi}_3\text{O}_{12}$  ( $\text{H}_{-1}$ ), où sont reportées les compositions des biotites coexistant avec sanidine et magnétite et tamponnées par magnétite - hématite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{M-H}$ ), Nickel - Oxyde de nickel ( $\text{Ni} - \text{NiO}$ ).

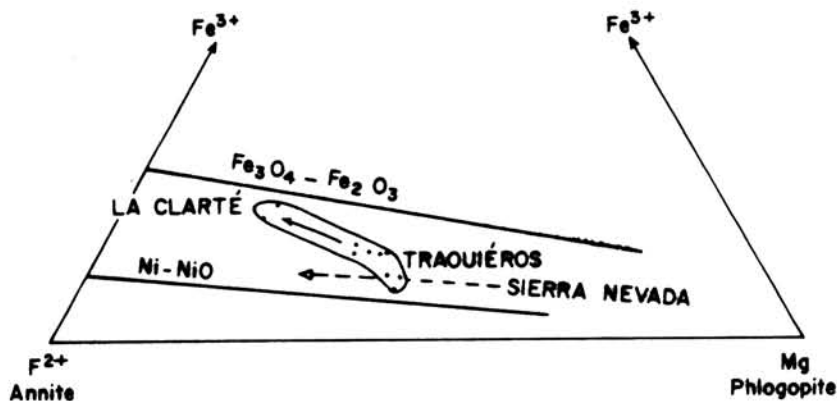


FIG. 8.9 - Diagramme de Wones et Eugster : évolution des biotites de Ploumanac'h par rapport aux biotites tamponnées.

On observe que les biotites de Ploumanac'h sont situées entre ces deux droites de composition tamponnées et que, plus précisément, elles se situent le long d'une courbe, nettement oblique sur les évolutions tamponnées et notamment sur la tendance des biotites du batholite de la Sierra Nevada. Si l'on suppose que les autres substitutions non représentables sur ce diagramme ne perturbent pas l'équilibre (ce qui est bien sûr inexact, on sait que l'augmentation de  $\text{Al}^{3+}$  et la présence de  $\text{Ti}^{4+}$  élargissent le champ de stabilité des biotites ferrifères, cf. Rutherford, 1969) alors le diagramme  $\text{Fe}^{3+} - \text{Fe}^{2+} - \text{Mg}$  suggère que l'évolution des biotites n'est pas tamponnée pour  $f\text{O}_2$ , autrement dit que la fugacité d'oxygène n'était pas tamponnée dans le magma, au moins au début de la cristallisation, soit que la pression totale et/ou la pression  $\text{H}_2\text{O}$  change au cours de l'évolution magmatique, soit que le magma fonctionne en système ouvert en ce qui concerne  $f\text{O}_2$ . La grille  $f\text{O}_2 - T$  (fig. 8.10) de stabilité des biotites ne peut être utilisée, de l'avis de leur auteur, que comme une estimation semi-quantitative ("an educated guess") : en effet, l'accroissement de pression totale déplace légèrement les contours de la biotite vers de plus hautes températures (Wones et Eugster, 1965) et de plus les tampons de  $f\text{O}_2$  sont sujets à révision périodique (Wones et Gilbert, 1969) ; on a

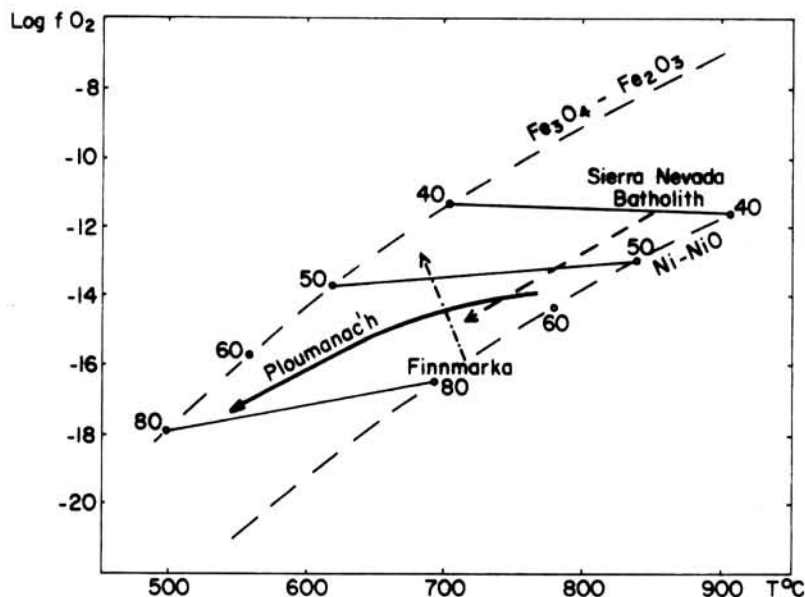


FIG. 8.10 - *Domaine comparé  $fO_2$ -T des biotites de Ploumanac'h ; les tampons à  $\approx 2$  Kb H<sub>2</sub>O (d'après Wones et Eugster, 1965 ; Czamanske et Wones, 1973).*

reporté sur ce champ, pour comparaison, l'estimation de l'évolution de la fugacité O<sub>2</sub> en fonction de T pour le batholite de la Sierra Nevada, le complexe de Finnmarka et celui de Ploumanac'h : l'allure des trajectoires est plus significative que leur exacte position par rapport à  $fO_2$  et T ; à Ploumanac'h, à température décroissante,  $fO_2$  reste d'abord constant, puis décroît légèrement et se rapproche sur la fin d'une évolution tamponnée. L'allure courbe de la tendance est peut-être due à la baisse continue de la pression totale qui rapproche la tendance évolutive des biotites vers l'oxyannite.

La présence de minéraux hydratés comme la biotite implique l'existence d'eau dans le magma originel. La diminution du fluor stocké dans la biotite indique un appauvrissement du magma en fluor au cours de la cristallisation, à rapprocher de la croissance précoce de la (fluor)apatite.

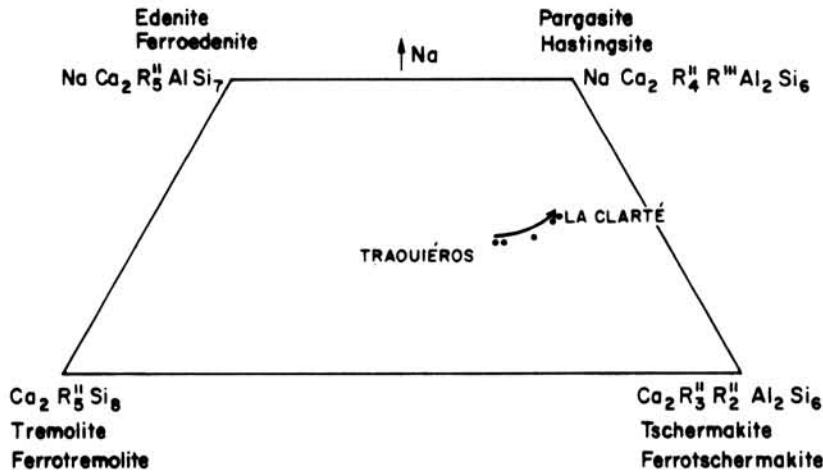
Les réactions observées en lame mince entre biotites et éléments blancs correspondent au réajustement des biotites cristallisées à de nouvelles conditions de P, T et  $fO_2$  avec production de feldspath alcalin, de magnétite et d'eau et d'une nouvelle biotite équilibrée ; ces réactions, limitées et observées surtout dans les schlieren et le granite de La Clarté, sont probablement secondaires et témoignent d'une stabilité ou d'une augmentation de  $fO_2$  et d'une diminution de la température ; elles correspondent à une oxydation des biotites et sont antérieures à la chloritisation.

## D - LA HORNBLLENDE

### 1 - COMPOSITION CHIMIQUE

Cinq amphiboles ont pu être séparées, une dans une zone rubanée, deux dans le granite porphyroïde des Traouiéros, une dans le granite périphérique de La Clarté, une dans une pegmatite. La pureté de ces minéraux a été vérifiée aux R.X. : des traces de biotite, chlorite et magnétite n'ont pu être éliminées.

Les analyses chimiques et les formules structurales (tableau 8.5) montrent qu'il s'agit dans les cinq cas d'amphibole calcique alumineuse, autrement dit de hornblende. Le champ des hornblendes est limité par les pôles trémolite - édenite - pargasite, tschermakite et leur équivalent ferrifère (Hallimond, 1943) qui comportent chacun, de façon idéale, 2 Ca en position X ; le diagramme de Hallimond (fig. 8.11) - auquel correspond le plan oblique inférieur du polyèdre de



Fabriès, 1966, - fait apparaître que ces hornblendes sont rapprochées du pôle pargasite - hastingsite, bien que restant nettement à l'intérieur du champ ; cependant, ce diagramme, basé sur Na et Al, demande à être complété par d'au-

FIG. 8.11 - Diagramme de Hallimond : évolution des hornblendes.

tres projections (fig. 8.12) : diagrammes rectangulaires  $Al^{IV}$  et  $(Na + K)$  ;  $Al^{IV}$  et  $(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$  ;  $Al^{IV}$  et  $Fe^{2+}/Mg + Fe^{2+}$  ; l'affinité de ces hornblendes avec le pôle pargasite - hastingsite est ainsi rendue plus évidente, surtout pour l'amphibole du granite de La Clarté.

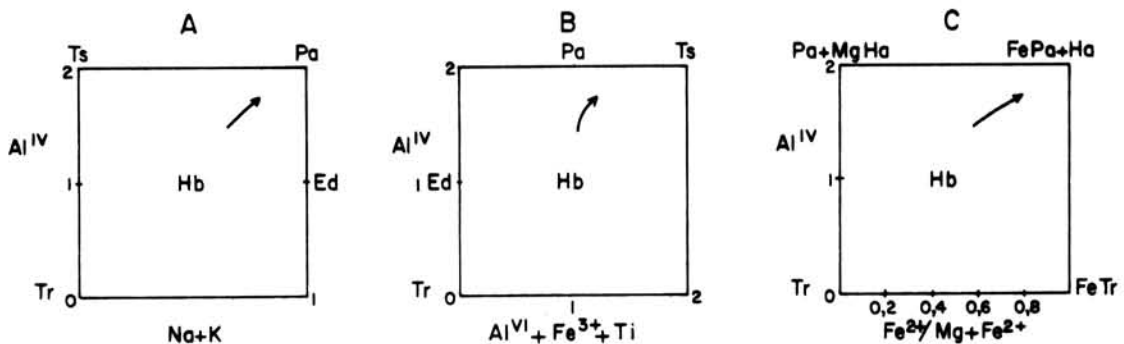


FIG. 8.12 - Variation chimique des hornblendes. Ed = édenite ; Ha = hastingsite ; Mg Ha : magnésio-hastingsite ; Pa = pargasite ; Fe Pa = ferropargasite ; Tr = trémolite ; Fe Tr = ferrotremolite ; Ts = tschermakite ; Fe Ts = ferrotschermakite.

De même que pour les autres minéraux analysés, une évolution se dessine, dans l'amphibole, depuis le granite porphyroïde jusqu'au granite de La Clarté :

- en position tétraédrique, Si diminue et  $Al^{IV}$  augmente, comme pour la biotite, mais de façon plus nette ; l'alumine suffit toujours à saturer le site.
- en position Y,  $Al^{VI}$  semble augmenter :  $Fe^{3+}$  et  $Fe^{2+}$  augmentent de la même manière et  $Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$  reste presque constant ; Mn augmente nettement, Mg diminue nettement, et  $Fe^{2+}/Mg + Fe^{2+}$  passe de 0,58 à 0,78.  $\Sigma Y$  reste aux alentours de 5, tandis que  $R^{3+4+}$  passe de 1,1 à 1,2 et augmente donc beaucoup moins que pour la biotite.

TABLEAU 8.5

Composition chimique des HORNBLENDES

<u>Analyses chimiques</u>		Kb	W	T	Th	P Th
SiO <sub>2</sub>		41,66	42,15	41,08	39,76	39,26
TiO <sub>2</sub>		1,60	2,10	2,07	1,40	1,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		9,16	8,79	9,34	10,29	10,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		6,26	5,89	6,38	7,12	7,22
FeO		17,70	17,23	17,70	21,60	21,55
MnO		0,51	0,48	0,47	0,86	0,90
MgO		6,61	7,01	6,61	3,83	3,35
CaO		10,95	10,90	10,88	9,92	10,26
Na <sub>2</sub> O		1,48	1,49	1,54	1,70	1,71
K <sub>2</sub> O		1,17	1,08	1,26	1,32	1,35
Ba		76	63	73	33	5
Sr		31	42	44	6	5
Rb		23	23	27	29	26
Li		15	15	10	14	9
PF + 0,11 FeO		2,16	2,24	2,41	n.d.	1,99
Total		99,26	99,36	99,74	n.d.	99,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot.		25,91	25,02	26,03	31,10	31,14
K/Rb		422	390	387	378	431
K/Ba		128	142	143	332	2241
<u>Formule structurale *</u>						
Si		6,477	6,521	6,386	6,288	6,273
AlIV	Z = 8	1,523	1,479	1,614	1,712	1,727
AlVI	Y	0,154	0,123	0,096	0,205	0,205
Ti		0,187	0,244	0,242	0,166	0,150
Fe <sup>3+</sup>		0,732	0,685	0,746	0,847	0,868
Fe <sup>2+</sup>		2,300	2,228	2,300	2,855	2,878
Mn		0,067	0,062	0,062	0,115	0,122
Mg		1,530	1,615	1,530	0,902	0,797
ΣY		4,970	4,957	4,976	5,090	5,020
Ca	X + W	1,823	1,805	1,811	1,680	1,755
Na		0,445	0,447	0,464	0,520	0,530
K		0,231	0,213	0,250	0,266	0,275
ΣX + W		2,499	2,465	2,525	2,466	2,560
Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>2+</sup> + Mg		0,60	0,58	0,60	0,76	0,78
Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>3+</sup> + Fe <sup>2+</sup>		0,24	0,24	0,24	0,23	0,23

\* Calculée sur la base de 23 oxygènes

- en position X + W, Ca diminue de 1,8 à 1,7, tandis que Na et K augmentent modérément,  $\Sigma X + W$  se situant autour de 2,5. Bien que présents en faible quantité, Ba et Sr diminuent fortement.

L'évolution des hornblendes les approchent du pôle hastingsite et correspond à plusieurs substitutions : la plus importante est, comme pour les biotites,  $Mg^{2+} \rightleftharpoons (Fe^{2+}, Mn^{2+})$  ; mais interviennent aussi,  $Si^{4+} \rightleftharpoons Al^{IV} + (Na, K)$  et  $Si \rightleftharpoons Al$  couplée avec  $Fe^{2+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$ . La substitution globale complète s'écrit  $Si + Mg + Ca \rightleftharpoons Al^{IV} + Al^{VI} + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Na + K$  et, à Ca et Ti près, ressemble à la substitution statistiquement la plus marquée des amphiboles calciques (Saxena et Ekstrom, 1970).

## 2 - SIGNIFICATION PETROLOGIQUE

A quoi correspondent les substitutions dans les hornblendes sur le plan pétrologique ? De même que pour les biotites, non seulement les conditions  $PH_2O - T$  déterminent le domaine de stabilité des amphiboles mais aussi  $fO_2$  (cf. revue de Ernst, 1968).

Les expérimentations disponibles actuellement concernant les conditions  $fO_2 - T$  de stabilité des amphiboles portent sur la ferropargasite (Gilbert, 1966) et la magnésio-hastingsite (Semet, 1970, 1973) ; d'après Ernst (1968), compte tenu de ce que l'on observe lors de la substitution  $Al^{VI} \rightleftharpoons Fe^{3+}$  dans les amphiboles sodiques, on peut supposer raisonnablement que le champ de stabilité  $fO_2 - T$  de l'hastingsite doit être nettement élargi par rapport à celui de la ferropargasite alors que les domaines P - T de stabilité sont à peu de chose près semblables, l'hastingsite devant tout de même être légèrement plus réfractaire que la ferropargasite. Etant donné que le pôle hastingsite pur n'est pas atteint, la cristallisation de l'amphibole du granite de La Clarté (fig. 8.13) correspond à un champ

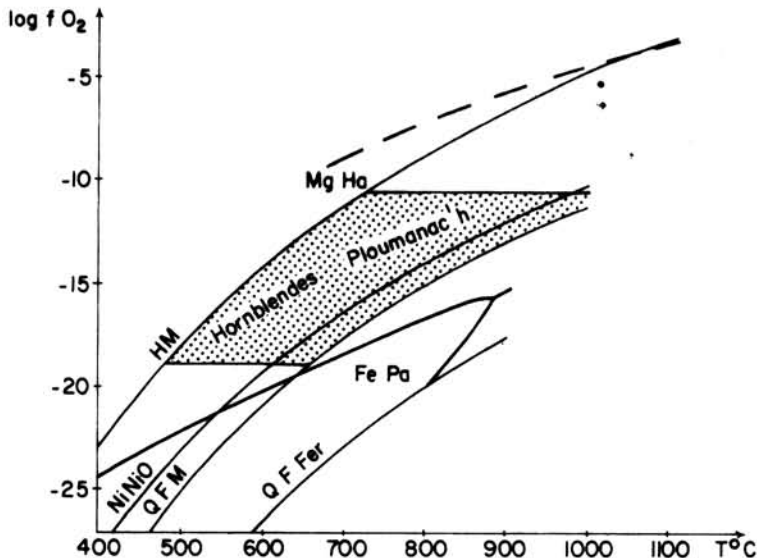


FIG. 8.13 - Domaines comparés  $fO_2 - T$  des amphiboles. Domaines de stabilité de la ferropargasite à  $P H_2O \approx 2 \text{ Kb}$  (trait plein) d'après Gilbert, 1966 ; limite supérieure approximative de stabilité de la magnésio-hastingsite (tiretée) d'après Semet, 1970 et 1973. La limite supérieure de stabilité pour l'hastingsite est intermédiaire.

$fO_2 - T$  compris entre les domaines de stabilité de la ferropargasite et de la magnésio-hastingsite, ce qui est compatible avec les données  $fO_2 - T$  fournies par les biotites. Une autre approche (Semet, 1973) des conditions de fugacité d'oxygène peut être faite à partir du stock de  $Fe^{3+}$  en position Y : la quantité de fer trivalent dépend de  $fO_2$  ; dans les magnésio-hastingsites synthétiques, le fer



n'est totalement oxydé que dans les conditions du tampon  $\text{CuO} - \text{Cu}_2\text{O}$  à  $850^\circ\text{C}$ , alors que, par exemple, dans les conditions des tampons QFM et  $\text{Ni} - \text{NiO}$ , la moitié environ du fer reste à l'état divalent, le déficit de valence étant alors comblé en partie par la fixation de proton sur les oxygènes tétraédriques ; on peut étendre cette observation aux hastingsites naturelles, à condition d'admettre que  $\text{Ti}$  et  $\text{Al}^{\text{VI}}$  jouent de manière passive par rapport à  $\text{Fe}^{3+}$  et n'entrent dans la structure que pour combler les déficits, à la manière de  $\text{H}^+$  : avec de 0,7 à 0,85 % de  $\text{Fe}^{3+}$  dans leur formule les hornblendes respectives des granites de La Clarté et des Traouiéros ont cristallisé dans les conditions de  $f\text{O}_2$  proches de celles du tampon hématite-magnétite pour le premier, et légèrement en-dessous pour le second : on retrouve donc les mêmes conditions que celles que l'étude de la biotite nous laissait supposer : l'évolution de la cristallisation des amphiboles n'est pas tamponnée pour  $f\text{O}_2$  ; bien que la  $f\text{O}_2$  doive baisser entre la cristallisation du granite des Traouiéros et celle du granite de La Clarté (cf. biotites), elle baisse moins rapidement que si elle suivait un tampon.

Les réactions observées en lame mince (ch. 7) correspondent à la déstabilisation des hornblendes à température décroissante à la fin de la cristallisation magmatique et au début du domaine postmagmatique, alors que  $f\text{O}_2$  reste stable ou croît ; ces transformations produisent de la biotite (biotite II).

Les hastingsites du granite de La Clarté ont une composition semblable à celle des granites rapakivi finlandais (Simonen et Vormaa, 1969), du granite de Peabody (Massachusetts, U.S.A., Lyons, 1972), des younger granites du Nigeria (Borley et Frost, 1963), mais avec plus de magnésium et de fer ferrique. Les hornblendes du granite des Traouiéros sont proches des amphiboles des granites calco-alcalins (Boyd, 1959 ; Deer *et al.*, 1963 ; Fabriès, 1963 ; Fabriès et Rocci, 1972). A Ploumanac'h aussi, comme l'a observé ailleurs Fabriès (1963), plus le granite est acide, plus la hornblende s'enrichit en Al et Fe, plus elle s'éloigne du pôle trémolite et se rapproche du pôle hastingsite.

## CONCLUSIONS

A la zonation texturale observée dans les granites à gros grain se superpose une zonation chimique des minéraux (cryptozonation, cf. "cryptic layering", Wager et Brown, 1967), marquée d'une part par les éléments majeurs (Na, Ca, dans les plagioclases ;  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg, Mn dans les biotites et hornblendes) et d'autre part par les éléments traces Ba, Sr, Rb. La diminution du stock en Ca, Ba, Sr, et l'augmentation corrélative de Na, Mn, Rb dans les minéraux lorsque l'on s'approche de la périphérie s'accorde avec le phénomène de cristallisation fractionnée dans les roches acides (Goldschmidt et Laves, 1954 ; Heier, 1962 ; Taylor, 1966 ; Shaw, 1968) : les minéraux du granite porphyroïde des Traouiéros sont plus "basiques", ceux du granite à gros grain de La Clarté sont plus "acides" et montrent des compositions chimiques parfois très proches des minéraux des pegmatites.

L'évolution dans le champ  $f\text{O}_2$ -T ne paraît pas être tamponnée, surtout au début de la cristallisation ;  $f\text{O}_2$  reste constant puis décroît avec la température, mais moins rapidement que dans une évolution tamponnée ; la fugacité d'oxygène reste cependant comprise entre celles des tampons  $\text{Ni} - \text{NiO}$  et M-H. La température d'équilibration marquée par les biotites diminue de  $\approx 770^\circ\text{C}$  dans les zones riches en ferromagnésiens du granite porphyroïde, à moins de  $600^\circ\text{C}$  dans le granite de La Clarté.



Aux phénomènes magmatiques se superposent des réajustements postérieurs ; la structure des feldspaths potassiques indique l'existence d'un réchauffement localisé. Le partage des éléments traces (ch. 13) permettra de préciser les conditions de l'évolution post-magmatique des minéraux.

## CHAPITRE 9

### COMPOSITION CHIMIQUE GLOBALE DES GRANITES A GROS GRAIN

#### A - ECHANTILLONNAGE

Le plan d'échantillonnage a visé à couvrir de façon pragmatique tout le massif, compte tenu de l'état de fraîcheur souhaité et des possibilités pratiques de prise et de transport. Au total, vingt-neuf localités ont été échantillonnées (la localisation est précisée dans l'annexe 4). Pour le granite porphyroïde des Traouiéros, on dispose de 20 échantillons pour 17 localités (tableau 9.1) ; pour le terme de transition, 2 localités ; pour le granite de La Clarté, 10 localités (tableau 9.2).

L'état de fraîcheur est excellent pour la plupart des échantillons ; un seul, F34, montre les traces d'une altération météorique avec dépôt d'oxyde de fer dans des fissures. Les échantillons sont ponctuels et proviennent des zones les plus homogènes des affleurements ; leur poids varie de 25 à 50 kg pour le granite porphyroïde et de 10 à 15 kg pour le granite périphérique. L'auteur a apporté un soin particulier à la préparation des poudres ; les quartages ont été conduits de manière à éviter toute séparation inégale notamment des micas qui présentent une fâcheuse propension à se regrouper au cours des manipulations. *Les poudres obtenues sont représentatives des échantillons, au fer total près dont la teneur analysée est supérieure à la teneur réelle du fait de l'usage de mâchoires, cylindres et pots en acier.*

#### B - VARIATION GEOGRAPHIQUE DE LA COMPOSITION CHIMIQUE

Le contraste chimique entre le granite de La Clarté et le granite des Traouiéros est important :

- le granite porphyroïde est relativement riche en Fe, Mg, Ca, Ti, Ba, Sr, et, à un moindre degré, en Al, Na ; il est le plus "basique".
- le granite périphérique est relativement riche en Si et pauvre pour tous les autres éléments, sauf K et Rb dont la teneur est voisine de celle du granite porphyroïde ; il est le plus "acide".

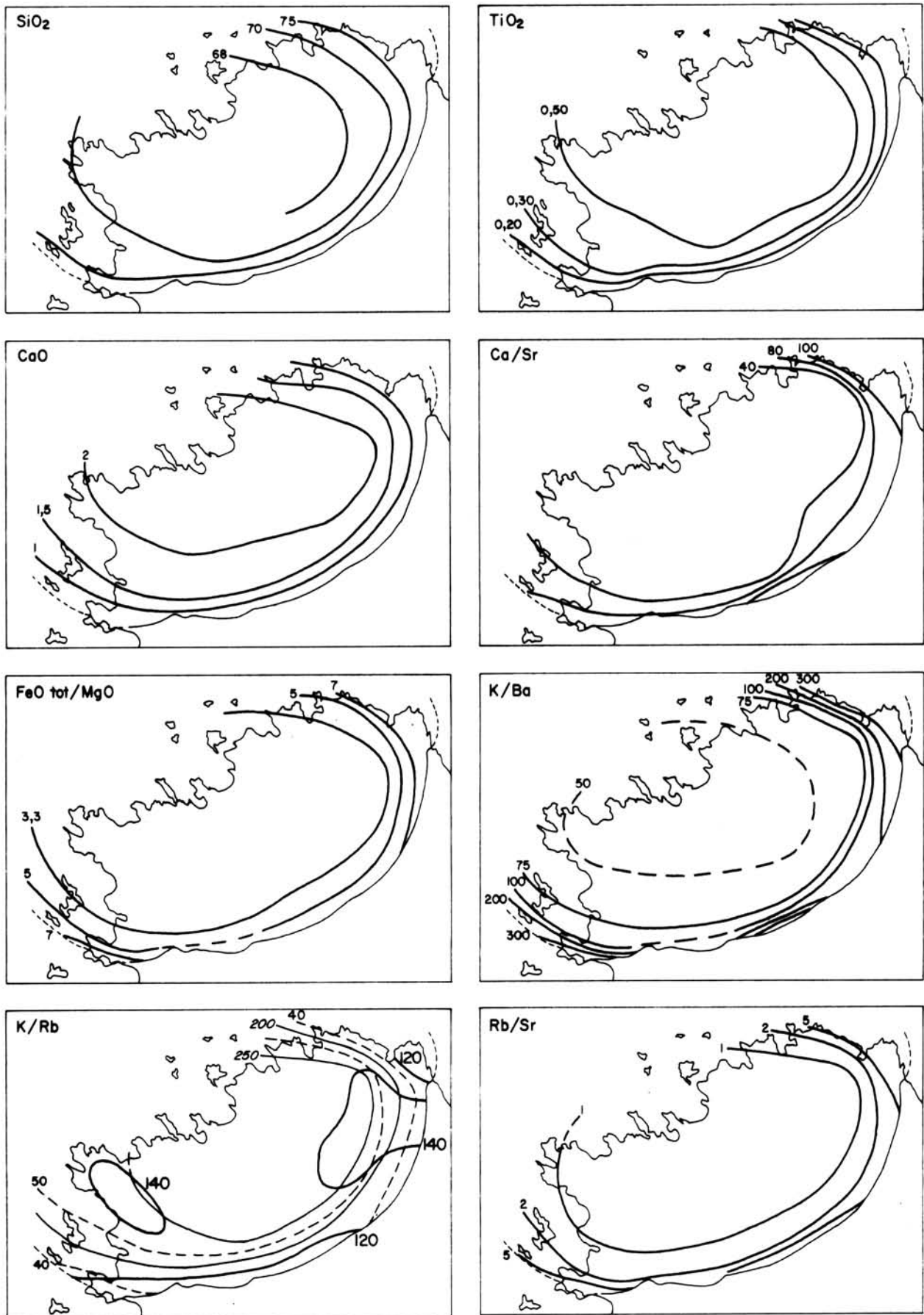


FIG. 9.1 - Variation géographique de la composition chimique des granites à gros grain. Pour K/Rb, trait gras = roche totale ; trait fin = feldspath potassique ; tireté = biotite.

Ce contraste important n'est cependant pas brutal, car non seulement le terme de transition montre des teneurs intermédiaires, mais encore les deux types de granite présentent une variation progressive : le granite porphyroïde est de plus en plus basique vers le centre, le granite de La Clarté est de plus en plus acide vers la périphérie. La variation des teneurs est en fait continue et progressive (fig. 9.1). Deux localités montrent un comportement particulier Biguédec et Penvern, qui correspondent à des enclaves plus acides que leur position centrale ne le laisserait attendre ; ces anomalies s'expliquent si ces enclaves sont les témoins de panneaux effondrés dans les granites à grain fin, au contraire des enclaves de Woas-Wen et de Canton qui seraient quasi en place (cf. ch. 13).

Du centre à la périphérie :

- diminuent fortement (de plus de moitié) : Fe, Mn, Mg, Ca, Ti, H<sub>2</sub>O, Ba, Sr
- diminuent faiblement : Na, Al
- augmentent faiblement : Si, Rb
- reste stable : K
- varie de façon aléatoire et indépendante des autres éléments : Li (cf. ch. 8 et 13).

La variation géographique des rapports FeO total/MgO, Ca/Sr, K/Ba, Rb/Sr (fig. 9.1), de même que Ca/Ba et Ba/Rb dénotent une *zonalité concentrique de la composition chimique des granites à gros grain* ; cette variation se voit d'ailleurs aussi sur les minéraux séparés.

Deux rapports montrent un comportement particulier :

1°) Ba/Sr en roche totale est pratiquement constant dans le granite des Traouiéros et le terme de transition ( $\approx 2,2$ ) alors qu'il fluctue de 1,8 à 3,6 dans le granite de La Clarté. Rappelons que ce même rapport augmente dans le plagioclase et diminue dans le feldspath potassique au fur et à mesure que l'on s'approche de la périphérie : cela tient au comportement contrasté des alcalinoterreux dans l'édifice structural des feldspaths, Ba préférant le feldspath potassique, Sr préférant le plagioclase. De plus, on remarque que souvent Ba/Sr est plus élevé aux contacts avec l'encaissant (F35, G24, G37) ou dans les zones riches en enclaves de cornéennes (Biguédec) ; il n'est pas impossible qu'il y ait là des traces d'une légère assimilation.

2°) K/Rb varie de 150 à 116 dans le granite des Traouiéros et de 158 à 97 dans le granite de La Clarté ; il semble montrer un léger maximum près des roches basiques (fig. 9.1) et un minimum là où le granite périphérique est le plus développé aux Nord-Est et Sud-Ouest ; le rapport K/Rb des principaux minéraux potassique, biotite et feldspath potassique diminue lui aussi, mais de façon plus nette, lorsqu'on s'approche de la périphérie. Donc, bien que la variation de la concentration en minéraux potassiques masque en partie la tendance, K/Rb diminue lorsque l'acidité du granite augmente (cf. tendance pegmatitique - hydrothermale de Shaw, 1968).

Les variations géographiques des éléments majeurs et traces dessinent donc une zonalité concentrique, qui est à rapprocher de celle qui a été observée

par exemple dans les granites de l'Enchanted Rock Batholith, sauf pour K/Rb (Billings, 1963 ; Ragland et al., 1968).

### C - REPRESENTATION NORMATIVE : TETRAEDRE Q - Ab - Or - An

La norme C.I.P.W. montre le caractère peu alumineux des granites à gros grain : apparition de diopside normatif, stock de corindon normatif toujours inférieur à 1 %. Q + Ab + Or dépassent toujours 80 % du total, avec Ab/An compris entre 3 et 8.

La projection des compositions normatives sur le plan Q - Ab - Or du tétraèdre Q - Ab - Or - An montre une disposition en croisse ou en canne des points représentatifs (fig. 9.2) ; la poignée de la canne -ou la tête de la

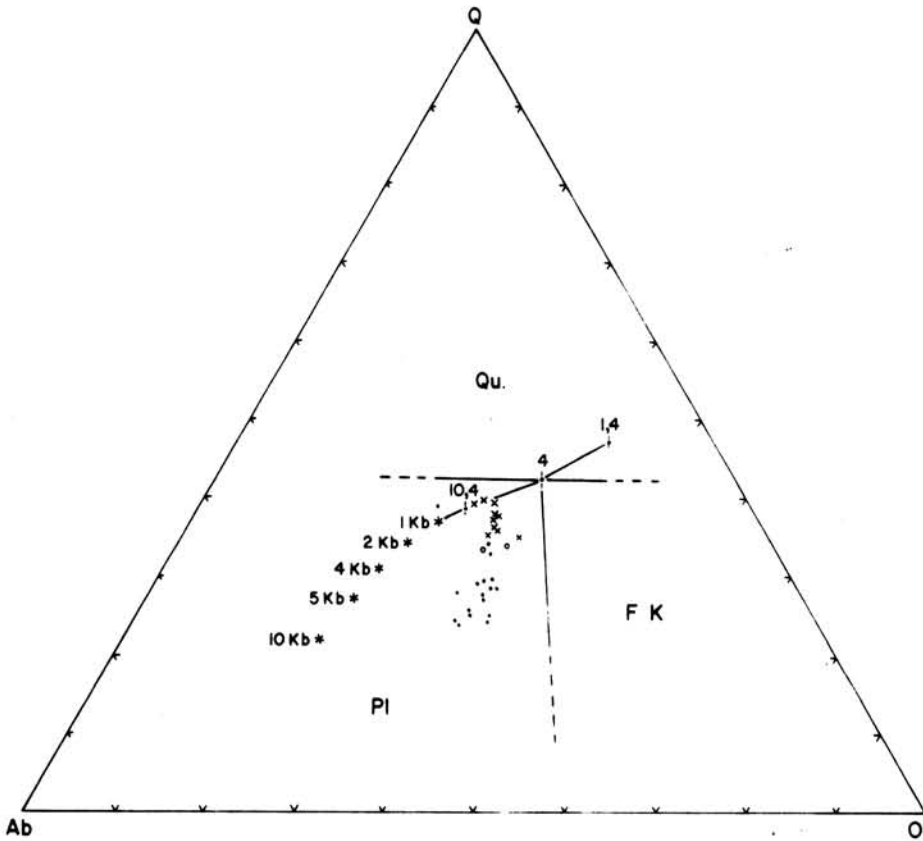


FIG. 9.2 - Projection des normes des granites à gros grain sur Q - Ab - Or. De 0,5 Kb à 10 Kb, minimum cotectique ou eutectique, cf. Tuttle et Bowen, 1958 ; Luth, Jahns et Tuttle, 1964. De 1,4 à  $\infty$ , "piercing points" à  $PH_2O = 1 Kb$  ; Qu, F.K., Pl, champs de cristallisation primaire des minéraux à  $PH_2O = 1 Kb$  sur la section (Q - Ab - Or)<sub>95</sub> An<sub>5</sub> (James et Hamilton, 1969). Points : granite des Traouiéros ; cercles : terme de transition ; croix : granite de La Clarté.

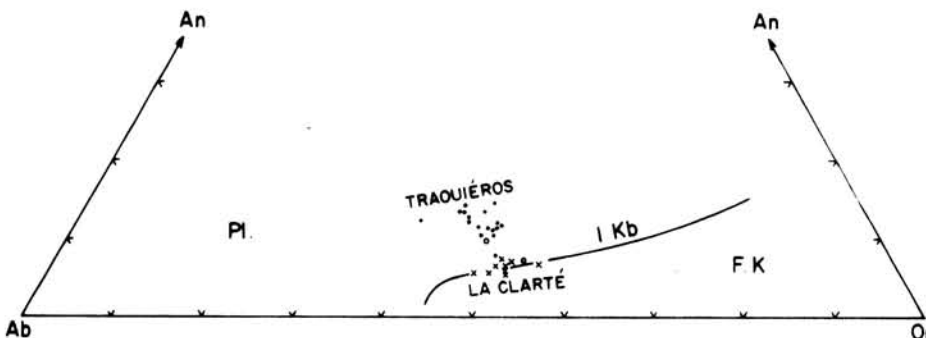


FIG. 9.3 - Projection des normes sur An - Ab - Or. Ligne cotectique à  $PH_2O = 1 Kb$  selon James et Hamilton.



TABLEAU 9.1

Composition chimique du granite porphyroïde des Traouïéros

	Al*	F26	F27	G22	A2**	B5	B6	D12	E12	E13	F28	F29	F30	F31	F32*	G23	G31	G32	G33	G34	Moyenne et extrêmes sauf P (soit 17 localités)
	T Carrière Traouïéros				K	W	K1			To	P	R			Ku	H	D	B	G	I	
<i>Analyse chimique*</i>																					
SiO <sub>2</sub>	68,60	69,00	70,30	67,80	70,80	67,40	69,40	69,20	68,80	70,00	74,20	71,40	69,00	71,50	69,50	67,70	70,20	70,20	68,00	69,00	69,41 (67,40-71,50)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,55	14,42	14,70	14,57	14,53	15,52	14,90	15,00	15,12	14,20	13,25	13,75	14,28	13,45	14,35	15,10	14,38	14,20	14,85	14,40	14,54 (13,45-15,52)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot.	3,30	3,51	2,58	3,51	2,10	3,65	2,80	3,33	3,15	3,06	2,40	2,58	3,10	2,82	2,94	3,74	2,66	2,78	3,34	3,03	3,05 (2,10-3,74)
MnO	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04 (0,03-0,07)
MgO	0,99	1,08	0,70	1,05	0,60	1,06	0,82	0,93	0,85	0,85	0,55	0,67	0,82	0,70	0,80	1,07	0,74	0,72	0,97	0,74	0,85 (1,08-0,60)
CaO	1,99	2,07	1,72	1,92	1,75	2,20	1,97	2,06	1,91	1,59	1,51	1,47	1,60	1,35	1,63	2,10	1,57	1,45	1,96	1,41	1,77 (1,35-2,20)
Na <sub>2</sub> O	3,59	3,43	3,50	3,41	3,70	3,72	3,52	3,67	3,70	3,26	3,54	3,24	3,30	3,15	3,35	3,70	3,39	3,54	3,67	3,53	3,49 (3,15-3,72)
K <sub>2</sub> O	5,50	5,00	5,39	5,35	5,75	5,12	5,30	4,72	5,20	5,31	3,87	5,08	5,40	5,04	5,40	5,03	5,22	5,17	5,12	5,41	5,24 (4,72-5,75)
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,51	0,35	0,65	0,35	0,76	0,47	0,55	0,53	0,45	0,35	0,35	0,50	0,45	0,50	0,75	0,35	0,50	0,70	0,55	0,52 (0,35-0,76)
H <sub>2</sub> O+	0,30	0,40	0,26	0,27	0,33	0,25	0,31	0,22	0,23	0,47	0,22	0,32	0,39	0,31	0,28	0,38	0,26	0,38	0,22	0,23	0,31 (0,22-0,47)
H <sub>2</sub> O-	0,12	0,16	0,18	0,25	0,07	0,14	0,17	0,18	0,18	0,16	0,22	0,15	0,25	0,24	0,20	0,16	0,22	0,23	0,18	0,30	0,19 (0,07-0,30)
Total	99,60	99,62	99,71	98,82	100,02	99,89	99,70	99,90	99,71	99,39	100,14	99,04	98,68	99,06	98,99	99,78	99,02	99,20	99,05	98,63	99,41
Ba		746	786	754		828	786	786	817	688	524	561	634	529	697	872	638	615	847	651	706 (898-529)
Sr		342	371	371		389	380	380	362	319	244	265	278	266	322	389	296	236	360	275	320 (389-236)
Rb		277	293	324		286	311	281	345	290	278	309	309	329	356	325	328	335	324	322	296 (356-277)
Li		35	31	42		86	112	49	50	29	71	37	77	54	67	45	72	44	53	40	58 (112-31)
K/Ba		56	57	59		47	56	50	53	64	61	75	71	79	64	48	68	70	50	69	62
K/Rb		150	153	137		149	141	139	125	152	116	136	145	127	126	128	132	128	131	139	147
Ca/Sr		43	33	37		40	37	39	38	36	44	40	41	36	36	39	38	44	39	37	40
Ba/Sr		2,2	2,1	2		2,3	2,1	2,1	2,3	2,2	2,1	2,1	2,3	2	2,2	2,2	2,2	2,6	2,4	2,4	2,2
Ba/Rb		2,7	2,7	2,3		3,1	2,5	2,8	2,4	2,4	1,9	1,8	2,1	1,6	2	2,7	1,9	1,8	2,6	2	2,4
Rb/Sr		0,81	0,79	0,87		0,74	0,82	0,74	0,95	0,91	1,14	1,17	1,11	1,24	1,11	0,84	1,11	1,42	0,9	1,17	0,92
FeO tot/MgO	3	2,9	3,3	3	3,2	3,1	3,1	3,2	3,3	3,2	3,9	3,5	3,4	3,6	3,3	3,1	3,2	3,5	3,1	3,7	3,3
<i>NORME C.I.P.W.**</i>																					
Q	20,22				22,26	19,26	22,80	23,10	21,12	24,96	34,08	28,26	23,70	29,16	23,88	19,98	25,14	24,90	20,94	22,98	
Or	32,80				34,47	30,02	31,14	27,80	30,58	31,14	22,80	30,02	31,69	29,47	31,69	29,47	30,58	30,58	30,02	31,69	
Ab	30,39				31,44	31,44	29,34	30,92	31,44	27,77	29,87	27,25	27,77	26,72	28,30	31,44	28,82	29,87	30,92	29,87	
An	7,23				5,84	10,56	9,45	10,29	9,17	8,06	7,51	7,23	8,06	6,67	8,06	9,73	7,78	7,23	8,90	6,95	
Di	2,29				2,29	0,24	0,46		0,24							0,74			0,68		
Hy	3,52				1,69	4,46	3,62	4,54	4,10	4,34	2,98	3,58	4,24	3,81	4,11	4,61	3,93	3,52	4,05	3,78	
Cor								0,10		0,10	0,51	0,31	0,10	0,41	0,10		0,31	0,10			
Mt	1,51				0,93	1,86	1,39	1,62	1,39	1,39	1,16	1,16	1,39	1,16	1,39	1,86	1,16	1,39	1,62	1,39	
Ilm	1,22				0,76	1,52	0,91	1,06	1,06	0,91	0,76	0,76	0,91	0,96	0,91	1,52	0,76	0,91	1,37	1,06	
Total	99,18				99,68	99,36	99,11	99,43	99,10	98,67	99,67	98,57	97,86	98,31	98,44	99,35	98,48	98,50	98,50	97,92	
100 %																					
Q	24,25				25,2	23,9	27,4	28,2	25,4	29,8	39,3	33,0	28,5	34,2	28,5	24,7	29,7	29,2	25,6	27,2	
Or	39,35				39,1	37,2	37,4	34,0	36,8	37,1	26,3	35,1	38,1	34,5	37,8	36,4	36,2	35,8	36,7	37,5	
Ab	36,40				35,7	38,9	35,2	37,8	37,8	33,1	34,4	31,9	33,4	31,3	33,7	38,9	34,1	35,0	37,7	35,3	
100 %																					
Or	46,60				48,1	41,7	44,5	40,3	42,9	46,5	37,9	46,6	47,0	46,9	46,6	41,7	45,5	45,2	43,0	46,3	
Ab	43,10				43,8	43,6	42,0	44,8	44,2	41,5	49,6	42,2	41,1	42,5	41,6	44,5	42,9	44,1	44,3	43,6	
An	10,30				8,1	14,7	13,5	14,9	12,9	12,0	12,5	11,2	11,9	10,6	11,8	13,8	11,6	10,7	12,7	10,1	
Ab/An	4,20				5,4	3,0	3,1	3,0	3,40	3,4	4,0	3,80	3,4	4,0	3,5	3,2	3,7	4,1	3,5	4,3	

\* Par spectrométrie, émission ou absorption atomique (J. Cotten, Laboratoire de Pétrologie, Brest)

• Moyenne de 5 analyses

\*\* Moyenne de 2 analyses

\*\* calculée comme les normes suivantes avec Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/ Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tot = 1/3



TABLEAU 9.2

Composition chimique du type de transition et du granite de La Clarté

	Type de transition			Granite de La Clarté											Moyenne	Extrêmes
	F33 C	G35 Gf	Moyenne	A3 Th	A4	B10	B12	F34	F35 Cv	G24 M	G30 V	G36 Rn	G37 S			
<i>Analyse chimique *</i>																
SiO <sub>2</sub>	72,00	73,60	72,80	75,30	75,30	74,70	74,40	77,40	76,10	76,30	75,20	76,60	77,00	75,83	74,40-77,40	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,74	13,65	13,70	12,73	12,58	12,92	13,10	12,20	12,66	12,52	13,00	12,34	12,30	12,63	12,20-13,10	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot.	2,46	1,99	2,23	1,62	1,72	1,75	1,98	1,39	1,63	1,49	1,56	1,46	1,26	1,59	1,98-1,26	
MnO	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04-0,02	
MgO	0,59	0,52	0,55	0,14	0,20	0,23	0,41	0,10	0,23	0,17	0,27	0,13	0,12	0,20	0,41-0,10	
CaO	1,30	1,00	1,15	1,07	0,96	1,03	1,34	0,70	0,90	0,75	0,85	0,65	0,71	0,90	1,34-0,65	
Na <sub>2</sub> O	3,29	3,09	3,19	3,33	3,16	3,01	3,17	3,12	3,09	3,14	3,22	3,08	3,35	3,17	3,33-3,01	
K <sub>2</sub> O	4,96	5,48	5,22	5,25	5,19	5,78	5,13	5,05	5,28	5,28	5,37	5,15	4,76	5,22	5,78-4,76	
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,28	0,31	0,15	0,20	0,20	0,26	0,15	0,16	0,15	0,18	0,12	0,15	0,17	0,26-0,12	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,34	0,28	0,31	0,10	0,05	0,17	0,22	0,13	0,11	0,13	0,27	0,19	0,19	0,16	0,27-0,05	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,42	0,33	0,10	0,20	0,14	0,20	0,28	0,21	0,27	0,25	0,26	0,15	0,21	0,28-0,10	
Total	99,31	100,33	99,82	99,82	99,59	99,96	100,24	100,54	100,41	100,23	100,20	100,00	100,02	100,11		
Ba	476	391	434		153	198	427	66	269	144	182	96	112	183		
Sr	221	182	202		75	87	206	36	74	55	91	40	40	78		
Rb	346	336	341		286	303	295	357	334	402	334	343	406	340		
Li	92	29			22	25	32	23	22	29	28	16	23	24		
K/Ba	87	116	102		281	242	100	635	163	304	245	445	353	237		
K/Rb	119	135	127		151	158	144	117	131	109	133	125	97	127		
Ca/Sr	42	39	41		91	85	46	139	87	97	67	116	127	82		
Ba/Sr	2,2	2,1	2,2		2,04	2,3	2,1	1,8	3,6	2,6	2	2,4	2,8	2,3		
Ba/Rb	1,4	1,2	1,3		0,53	0,65	1,45	0,18	0,81	0,36	0,54	0,28	0,28	0,54		
Rb/Sr	1,57	1,85	1,71		3,8	3,50	1,43	9,9	4,5	7,3	3,67	8,6	10,2	4,4		
FeO tot/MgO	3,8	3,4	3,6	10,4	7,7	6,8	4,3	12,5	6,4	7,9	5,2	10,1	9,5	8,1		
<i>Norme C.I.P.W.</i>																
Q	28,86	30,54		32,70	34,32	32,00	32,52	37,38	34,98	35,34	33,30	36,72	37,08			
Or	29,47	32,80		31,14	30,58	34,47	30,02	29,47	31,14	31,14	31,69	30,30	28,36			
Ab	27,77	26,20		28,30	26,72	25,15	26,72	27,25	26,20	26,72	27,25	26,20	28,30			
An	6,39	5,00		4,17	4,73	4,49	6,39	3,61	4,45	3,75	4,17	3,34	3,61			
Di				0,96		0,46	0,24									
Hy	3,08	2,49		1,17	1,56	1,69	2,33	1,44	2,05	1,59	1,71	1,62	1,09			
Cor	0,61	0,71			0,10			0,20	0,26	0,26	0,31	0,46	0,31			
Mt	1,16	0,93		0,70	0,93	0,93	0,93	0,70	0,70	0,70	0,93	0,70	0,70			
Ilm	0,76	0,61		0,30	0,46	0,46	0,46	0,30	0,30	0,30	0,30	0,15	0,30			
Total	98,10	99,28		99,44	99,40	99,75	99,61	99,35	100,08	99,80	99,66	99,49	99,75			
100 %																
{ Q	33,5	34,1		35,5	37,4	35,0	36,4	39,7	37,9	37,9	36,1	39,4	39,5			
{ Or	34,2	36,6		33,8	33,4	37,6	33,7	31,3	33,7	33,4	34,4	32,5	30,3			
{ Ab	32,3	29,3		30,7	29,2	27,4	29,9	29	28,4	28,7	29,5	28,1	30,2			
100 %																
{ Or	46,4	51,3		49	49,3	53,8	47,6	48,8	50,4	50,5	50,2	50,6	47			
{ Ab	43,6	40,9		44,4	43,1	39,2	42,3	45,2	42,4	43,4	43,2	43,8	47			
{ An	10	7,8		6,6	7,6	7	10,1	6	7,2	6,1	6,6	5,6	6			
Ab/An	4,3	5,2		6,8	5,6	5,6	4,2	7,5	5,9	7,1	6,5	7,8	7,8			

\* Par spectrométrie, émission ou absorption atomique (J. Cotten, Laboratoire de Pétrologie, Brest).

crosse- (granite de La Clarté avec un rapport Ab/An compris entre 7 et 8), vient se *superposer* à la courbe cotectique joignant les "piercing points" de James et Hamilton (1969), entre les points à Ab/An à valeur respective 4 et 10, pour 1 Kb H<sub>2</sub>O. Etant donné que ces granites ultimes contiennent très peu de biotites, on peut comparer directement leur composition normative avec celle des bains expérimentaux sans ferromagnésiens (cf. Parslow, 1969). Sur le plan Ab - An - Or (fig. 9.3), le granite porphyroïde est situé au-dessus de la courbe cotectique des feldspaths à 1 Kb H<sub>2</sub>O, alors que le granite de La Clarté occupe une aire allongée, superposée à la courbe cotectique des feldspaths à 1 Kb H<sub>2</sub>O.

Dans le tétraèdre Q - Ab - Or - An, la position des granites à gros grain est donc claire (fig. 9.4). Le granite porphyroïde des Traouiéros est situé

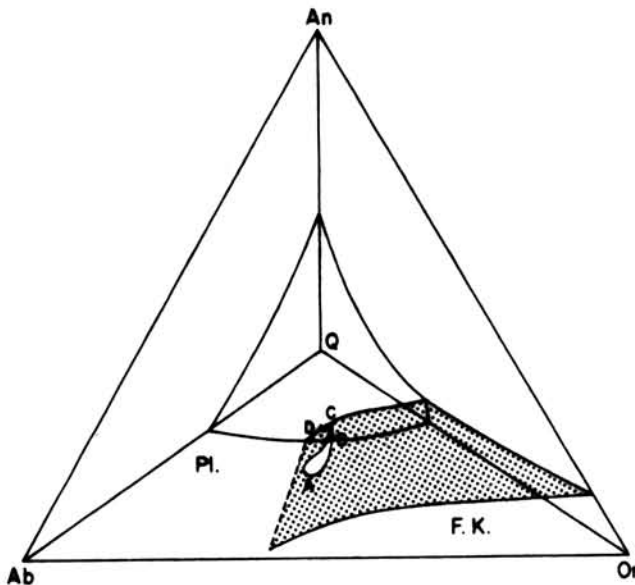


FIG. 9.4 - Position des cristallissats dans le système Q - Ab - Or - An (tétraèdre d'après Carmichael et al., 1974). A-B : domaine du granite des Traouiéros et du terme de transition au-dessus de la surface cotectique Pl - FK ; B-C : domaine du granite de La Clarté près de la surface cotectique Pl - FK ; C-D : domaine du granite ultime de La Clarté sur la ligne cotectique Qu - Pl - FK.

dans le champ de cristallisation primaire du plagioclase, le granite de La Clarté est situé pour partie sur la surface cotectique des feldspaths et, pour ses termes les plus acides, sur la courbe cotectique où le quartz, le plagioclase et le feldspath potassique sont en équilibre avec le liquide magmatique à PH<sub>2</sub>O = 1 Kb. L'espace occupé par les points représentatifs des granites à gros grain correspond à l'amorce d'une hélice brisée qui, vue du pôle An, s'approche du plan de base Q - Ab - Or en tournant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, et descend sur la surface cotectique des feldspaths puis le long de la ligne cotectique des "piercing points". Cette correspondance suggère que les termes les plus acides du granite de La Clarté représentent la composition chimique d'un magma résiduel de basse température et de basse pression d'eau (PH<sub>2</sub>O = 1 Kb) résultant de la cristallisation fractionnée du magma originel ; vis-à-vis de ce granite résiduel, le granite porphyroïde représente un cristallissat précoce.

#### D - TAUX DE VARIATION DES ELEMENTS DANS LES GRANITES A GROS GRAIN

Afin de comparer les taux de variations des éléments chimiques, trois autres moyennes que celles présentées aux tableaux 9.1 et 9.2 ont été calculées de manière à pallier la sous-représentation du terme de transition : aux deux

analyses F33 et G35 sont adjoints l'exemple le plus basique du granite périphérique (B12) et les deux exemples les plus acides du granite porphyroïde F29, F31 ; ce regroupement est valable du point de vue géographique sinon textural ; l'échantillon F28, granite porphyroïde de Penvern, à composition anormale, trop riche en quartz et trop pauvre en feldspath potassique, est maintenu écarté. On obtient une composition chimique intermédiaire basée sur 5 analyses et non plus seulement 2 (tableau 9.3). Les figures 9.5 et 9.6 basées sur ces trois moyennes

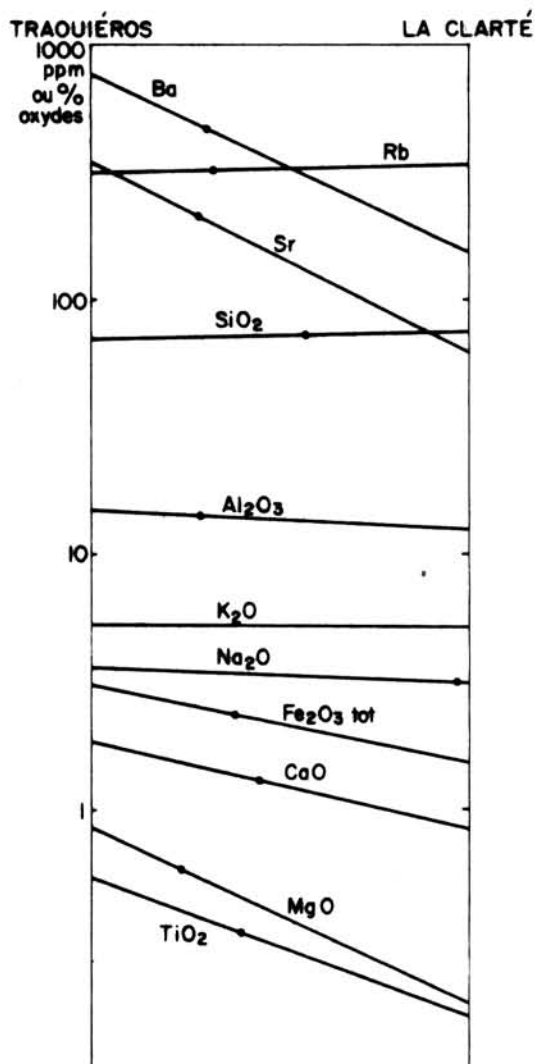


FIG. 9.5 - Variation relative des éléments dans les granites à gros grain. La pente des droites mesure le taux de variation entre les granites des Traouïéros et de La Clarté. La composition intermédiaire est notée par les points.

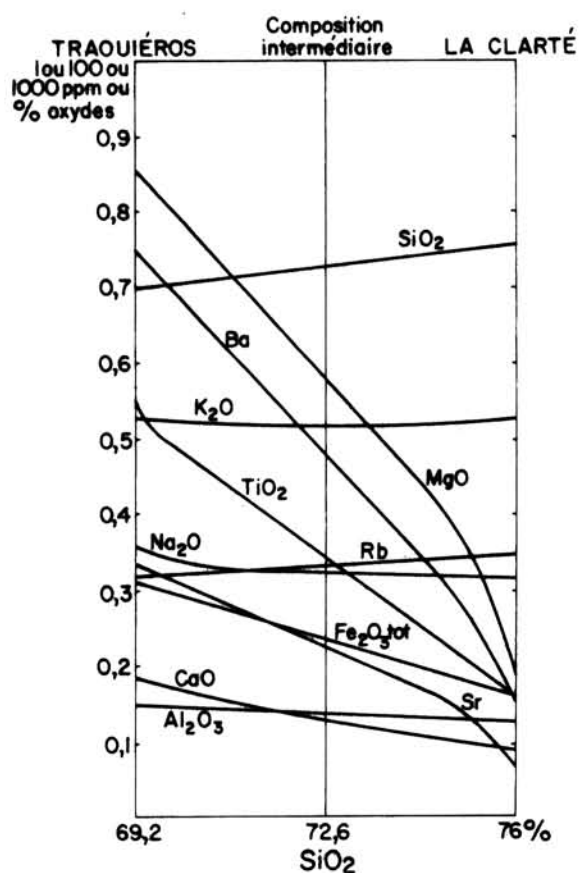


FIG. 9.6 - Evolution du taux de variation des éléments dans les granites à gros grain, par rapport à la silice : pour Mg, Ba, Sr, la chute est sensible entre la composition intermédiaire et le granite de La Clarté.

montrent que le taux de variation des éléments entre les différents cristallissats n'est pas le même pour les différents éléments ; par rapport à la variation de la silice, les alcalinoterreux Mg, Ba Sr montrent un fort taux de variation

couplé à une forte dilution dans le granite de La Clarté ; Ti, Fe, Ca montrent un taux de variation et une dilution moins forts ; Al montre un taux de variation faible, mais une dilution sensible ; Na un taux de variation et une dilution faibles. L'évolution de la composition du cristallinat montre donc, en fonction de la silice, un appauvrissement accéléré en alcalinoterreux Mg, Ba, Sr, un appauvrissement linéaire ou sublinéaire en Fe, Ca, Al, un appauvrissement décéléré en Na, Ti.

	Moyenne de 14 localités (18 analyses) du granite porphyroïde (sauf P, R et F31)	Composition intermédiaire : type de transition + R, F31, B12.	Moyenne de 9 localités du granite La Clarté (B12 exclu)
SiO <sub>2</sub>	69,22	72,58	75,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,67	13,54	12,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot.	3,07	2,37	1,54
MnO	0,04	0,035	0,03
MgO	0,85	0,58	0,18
CaO	1,80	1,29	0,85
Na <sub>2</sub> O	3,54	3,19	3,17
K <sub>2</sub> O	5,25	5,14	5,23
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,34	0,16
Perte au feu	0,47	-	0,28
Ba	745	477	153
Sr	334	228	62
Rb	316	323	345

TABLEAU 9.3 - Trois moyennes des granites à gros grain.

## CONCLUSION

Les données chimiques en roche totale sont compatibles, tant pour les éléments majeurs que pour les éléments traces Ba et Sr, avec une différenciation magmatique par cristallisation fractionnée (Nockolds et Mitchell, 1948 ; Nockolds et Allen, 1953 ; Shaw, 1953 ; Goldschmidt, 1954 ; Ringwood, 1955 ; Tuttle et Bowen, 1958 ; Heier, 1962 ; Luth et al., 1964 ; von Platen, 1965 ; Taylor, 1966 ; James et Hamilton, 1969 ; Winkler, 1974 ; etc...) : minéraux ferromagnésiens et plagioclase cristallisent et soutirent au magma originel

surtout Mg, Ba, Sr, mais aussi Ca, Ti, Fe et Al, Na ; le feldspath potassique cristallise à son tour ; le magma s'enrichit en silice et sa composition se rapproche de celle du minimum cotectique  $\text{PH}_2\text{O} = 1 \text{ Kb}$ . Le rubidium montre une légère tendance à augmenter dans le granite résiduel ; si cette tendance n'est pas à rattacher forcément à une cristallisation fractionnée (cf. revue de Shaw, 1968) cependant le fait que Rb augmente et que K/Rb diminue de façon très nette dans le feldspath potassique du granite résiduel, peut s'interpréter en terme de cristallisation fractionnée (Taylor et Heier, 1958 ; Taylor, 1966). Quant au lithium sa variation est indépendante de celle de tous les autres éléments ; sa répartition dans les granites à gros grain est hétérogène.



## CHAPITRE 10

PETROGRAPHIE DES SCHLIEREN RUBANES

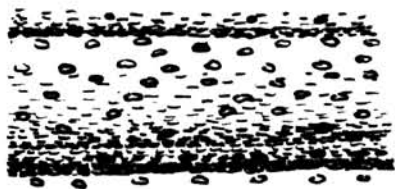
---

Des différenciations rubanées sombres sont individualisées surtout dans le granite porphyroïde, mais aussi dans le terme de transition et jusque dans la zone interne du granite à gros grain de La Clarté (cf. supra. ch. 2). Deux traits pétrographiques caractérisent ces schlieren : le litage et la richesse en minéraux colorés. La description qui suit concerne sauf précision contraire les schlieren du granite porphyroïde, qui sont de beaucoup les plus nombreux et les mieux exposés.

A - LE LITAGE

Les schlieren présentent en général *plusieurs lits* sombres d'épaisseur variant de quelques mm à 20 cm ; parfois, ils sont constitués d'un lit seulement. Des *interlits* moins riches en minéraux colorés et beaucoup plus chargés en feldspath potassique contraste de leur couleur rouge. En général, ces lits ont des bordures mal définies et montrent un passage graduel avec l'interlit.

Parfois, on distingue une polarité ou asymétrie dans la suite des lits. Cette polarité peut être due à la *gradation de la taille et / ou de la concentration des minéraux* (fig. 2.2 et 10.1). Cette gradation donne alors au litage



une asymétrie caractéristique : bord franc du côté de la plus forte concentration en minéraux colorés ; bord diffus de l'autre côté, avec augmentation progressive de la charge en coupholites. Dans le cas de tronçatures, à Tourony, *ce sont les bords les plus finement grenus des lits sombres qui tranchent des lits précédents* (fig. 2.2).

20 cm

FIG. 10.1 - Exemple de rubanement asymétrique.

Au-delà des lits extrêmes, aux "épontes", -et souvent dans les interlits-, on observe un granite porphyroïde, absolument pas appauvri en minéraux colorés par rapport au type commun des alentours. Quant au dispositif lité, sa puissance totale ne dépasse jamais deux ou trois mètres, et se situe en général entre 25 et 50 cm.



TABLEAU 10.1

*Composition modale des schlieren*

		Kerariou		Losquet	Garnastet	Lapins		Gouffre	Trégastel
		(1)	(2)	(3)		(4)	(5)		plage (6)
Total = 100	Quartz	4	10	4	6	13	15	20	11
	F.K.	2	15	8	15	20	30	15	6
	Plagioclase	30	40	15	15	22	20	15	18
	Biotite	41	24	53	40	32	28	43	24
	Hornblende	12	5	8	19	6	3	2	36
	Accessoires	11	6	12	6	7	4	5	5

(1) lit sombre de 8 cm de puissance ; (2) lit clair de 4 cm de puissance ; (3) lit sombre de 5 cm de puissance - à noter que dans un lit d'un autre schlieren de la même localité ayant la même quantité totale de minéraux colorés, biotite et amphibole sont en égale quantité ; (4) lit sombre de 5 cm de puissance ; (5) lit contiguë de 5 cm de puissance avec zones aplitopegmatitiques ; (6) non en place, origine exacte inconnue, Haren ?

TABLEAU 10.2

*Zonation des plagioclases des schlieren (% An)*

<i>Coeur</i>			<i>Couronne</i>	
<i>Centre</i>	<i>Zones oscillatoires</i>		<i>bord interne</i>	<i>Périphérie</i>
	<i>bord interne</i>	<i>bord externe</i>		
26 à 30	25 à 28	23 à 22	26 à 22	22 à 20

## B - COMPOSITION MODALE

La composition minéralogique des zones rubanées est dominée par la forte concentration de la biotite qui forme au moins le quart (en volume) des lits sombres (tableau 10.1), et des minéraux colorés en général, dont le total dépasse toujours le tiers du volume. La composition modale est cependant très variable : les colorés peuvent atteindre les 2/3 du volume ; le rapport biotite / hornblende varie de  $\approx 6$  à 0,6. Cette variabilité modale se constate non seulement d'une localité à l'autre, mais dans une même localité, d'un système rubané à l'autre, et même, dans un seul système, d'un lit sombre au suivant. Une telle absence de régularité dans la composition modale des lits sombres montre qu'il n'y a pas de rythmicité stricte.

Outre biotite et hornblende, on observe dans les lits sombres les mêmes minéraux accessoires que dans le granite porphyroïde : opaques (magnétite, ilménite - hématite secondaire - pyrite), allanite, sphène, rutile, apatite, zircon, monazite. Parmi les minéraux clairs, l'oligoclase est presque toujours le plus abondant ; le feldspath potassique apparaît en concentration très variable, ces deux feldspaths et le quartz étant toujours en plus faible quantité que dans le granite environnant. On note enfin que le feldspath potassique et le quartz sont en plus grande quantité dans les schlieren les plus externes, situés dans le terme de transition et le granite de La Clarté.

Les interlits ont une composition proche de / ou identique à celle du granite environnant ; certains interlits, distincts des filonnets d'aprites conformes (cf. ch. 2), présentent une composition plus riche en feldspath potassique et en quartz que le granite des alentours (région de l'île du Dé) ; des associations similaires de zone rubanée mafique avec des lits subaplitiques ont déjà été décrites dans les monzogranites (Fournier, 1968 ; Boissonnas, 1974).

## C - DONNEES MINERALOGIQUES ET CHIMIQUES

Les divers minéraux constitutifs des schlieren sont optiquement semblables à ceux de leur environnement granitique : mêmes couleurs respectives pour les biotites et hornblendes, même zonation pour le plagioclase (tableau 10.2).

Les minéraux principaux d'un lit sombre du schlieren de Kerariou (Kb, cf. tableaux 8.2, 8.4, 8.5) ont été analysés :

- la biotite présente une composition très proche de la biotite du granite porphyroïde ; elle est légèrement plus riche en alcalinoterreux Mg, Ca, Ba et légèrement moins riche en alcalins Rb, Li, en Mn, Ti et Al. On ne peut comparer le fer ferrique à cause des degrés divers de chloritisation (cf. ch. 8).
- la hornblende de la zone rubanée est très proche des deux autres amphiboles extraites du granite porphyroïde.
- le plagioclase se révèle légèrement plus riche en Ca, Ba, Sr que celui du granite porphyroïde.

Au total, les minéraux des schlieren sont donc *légèrement enrichis en éléments "basiques" et appauvris en éléments "acides"* par rapport à ceux du granite environnant.

## D - TEXTURE

Bien que la texture primitive soit modifiée par la déformation générale commune aux granites à gros grain, on reconnaît dans les lits sombres plusieurs habitus :

- les minéraux à contour automorphe ou subautomorphe : c'est le cas de presque tous les minéraux colorés et accessoires : zircon, apatite, allanite, hornblende, et dans une moindre mesure, biotite et sphène. La biotite, en particulier, présente une automorphie nettement plus affirmée que dans les granites à gros grain. Les rares mégacristaux de feldspath potassique appartiennent également à cette classe.
- une espèce minérale à contour automorphe ou subautomorphe, l'oligoclase calcique, est souvent entourée d'une couronne xénomorphe d'oligoclase plus sodique (tableau 10.2).
- les minéraux xénomorphes interstitiels : quartz et parfois feldspath potassique.

Les réactions entre minéraux, entre hornblende et biotite ou biotite et feldspaths, décrites dans les granites à gros grain, se retrouvent dans les schlieren.

L'ordre de cristallisation que l'on déduit de la texture est simple : les cristaux "précoces" sont représentés par la plupart des minéraux colorés et accessoires ainsi que par l'oligoclase calcique ; les cristallisations "tardives" concernent essentiellement l'oligoclase plus sodique, le quartz et parfois le feldspath potassique.

Cette disposition texturale à deux classes d'espèces minérales, les unes automorphes ou subautomorphes, les autres interstitielles, est celle des *cumulats* (Wager et al., 1960) où les minéraux "cumulus", sont cimentés par la cristallisation d'un liquide intercumulus.

## E - DISCUSSION

### 1 - LES SCHLIEREN RUBANES ONT UNE ORIGINE MAGMATIQUE

La quasi-identité minérale entre les schlieren et le granite environnant souvent soulignée dans les granites lités (par ex. Harry et al., 1960 ; Emeleus, 1963 ; Boissonnas, 1974 ; Ehlers, 1974 ; Smith, 1975 ; etc...), l'absence de minéraux réfractaires et l'indépendance à l'affleurement des schlieren et des enclaves de socles éliminent toute origine par assimilation ou anatexie : les schlieren rubanés des granites à gros grain ne sont pas des restites.

Les minéraux constitutifs des schlieren sont les mêmes que les constituants du granite à gros grain environnant, à deux détails près : ils sont légè-

rement plus basiques et parfois plus automorphes. Ces schlieren représentent donc des accumulations - ou ségrégations - de minéraux précoces relativement riches en alcalinoterreux Ca, Mg, Ba, Sr, cimentés par la cristallisation d'un liquide interstitiel quartzofeldspathique enrichi en Si et en alcalins.

Ces cumulats magmatiques sont difficiles à classer dans la grille de Wager et al., 1960. Ce ne sont pas de purs adcumulats puisque existe une cristallisation interstitielle donnant des espèces différentes des minéraux cumulus (quartz et feldspath potassique) ; il n'est pas évident non plus que ce soient de purs orthocumulats, car l'absence de diffusion entre le liquide intercumulus et le magma n'est pas prouvée : le manque de feldspath potassique interstitiel que l'on observe parfois peut indiquer une telle diffusion.

## 2 - LA SEGREGATION DES MINERAUX SE FAIT SURTOUT SELON LA TAILLE

Ce sont des minéraux de taille modeste mais de densités fort différentes qui sont associés dans les lits sombres. Le tri des plagioclases selon la taille est patent : le plagioclase des lits sombres est de taille plus petite que celui des lits clairs ou du granite porphyroïde. Les grands cristaux de feldspaths sont rares dans les lits sombres et plus abondants dans les lits clairs. La ségrégation des minéraux concerne principalement les minéraux colorés et accessoires ; à l'intérieur de ce groupe, la hornblende est parfois concentrée par rapport à la biotite, mais de façon non systématique. Ce litage est un *litage rythmique* - avec la réserve faite ci-dessus - par opposition au *litage cryptique* représenté par le changement progressif de composition des minéraux des granites à gros grain (cf. Wager, 1968 ; Poldervaart et Taubeneck, 1960).

Dans les schlieren asymétriques de Tourony, les bords les plus finement grenus des lits sombres tronquent les lits précédents. Mais il s'agit d'un cas unique où l'on puisse observer, à la fois, asymétrie et troncature ; il est donc difficile de généraliser. On note cependant qu'un tel dispositif a déjà été décrit dans les schlieren d'un monzogranite de la Nouvelle-Ecosse, Canada, (Smith, 1975) et n'est probablement pas le fruit du hasard. Si ce dispositif devait se révéler général, on aurait alors le grain le plus fin du côté de l'éponte du lit\*.

## 3 - LA MISE EN JEU DE COURANTS MAGMATIQUES EST NECESSAIRE DANS LA FORMATION DES ZONES RUBANEES

Le rôle joué par l'écoulement magmatique est démontré par le phénomène de troncature (fig. 2.2), difficilement explicable en milieu solide, ou en milieu liquide au repos. L'écoulement des suspensions en montre par ailleurs bien des exemples (sédimentation entrecroisée).

L'écoulement différentiel d'une suspension de cristaux à l'intérieur même de la masse magmatique en voie de cristallisation explique non seulement les

\* par éponte, je désigne simplement la partie tronquée ; il me semble préférable d'utiliser cette dénomination plutôt que des termes qui, bien que descriptifs, renvoient à une interprétation plus ou moins avouée, comme "base" ou "substrat". Par ailleurs, il serait imprudent d'utiliser le terme "base" ou de "sommets" comme simple référence géométrique, étant donné que les zones rubanées sont déplacées et déformées.

figures de troncature mais peut-être aussi la ségrégation des minéraux selon la taille, selon des bandes parallèles aux chenaux, par les phénomènes de différenciation de flux, effet de paroi, effet Magnus et effet Bagnold, les cristaux les plus gros étant repoussés des "parois" (Bhattacharji et Smith, 1964 ; Komar, 1972a et b ; Barrière, 1976a) et, corrélativement, les plus petits poussés contre la paroi. Une telle explication vaut pour les digitations et chenaux intramagmatiques.

Le rôle exact joué par la gravité reste problématique : on voit mal comment une sédimentation par gravité pourrait associer des minéraux denses avec de petits plagioclases. La rythmicité des zones rubanées peut être imputée *a priori* à des phénomènes divers : bouffées de nucléation, régime cyclique des courants. De toute manière, la zone annulaire où sont concentrés les rubanements magmatiques a joué d'un régime particulier. Ces questions en suspens sont reprises infra (ch. 13 et 4ème partie).

## CHAPITRE 11

## LE CORTEGE D'APLITES ET DE PEGMATITES

Un certain nombre de filons et de poches d'aprites et de pegmatites est lié aux granites à gros grain. Outre les *aprites* à grain très fin, et les *pegmatites* à cristaux de grande taille, on observe des *aprites porphyriques* qui présentent des phénocristaux automorphes de quartz et / ou de feldspath potassique et des *aprito-pegmatites* formées par une association, en taches irrégulières ou en rubans, d'aprite et de pegmatite.

A - GRANDS TRAITES STRUCTURAUX1 - DISTRIBUTION SPATIALE

Les aprites et pegmatites sont confinées au pourtour du massif (fig. 11.1). Les *filons* d'aprites apparaissent à la périphérie du granite porphyroïde (Tourony), deviennent plus abondants dans le terme de transition (île du Dé) et sont nombreux dans le granite de La Clarté et les roches encaissantes, où ils sont associés à des pegmatites et apritopegmatites. Les *poches* d'aprites et de pegmatites sont, sauf l'exception de l'île aux Lapins, absentes du granite porphyroïde où il existe, par

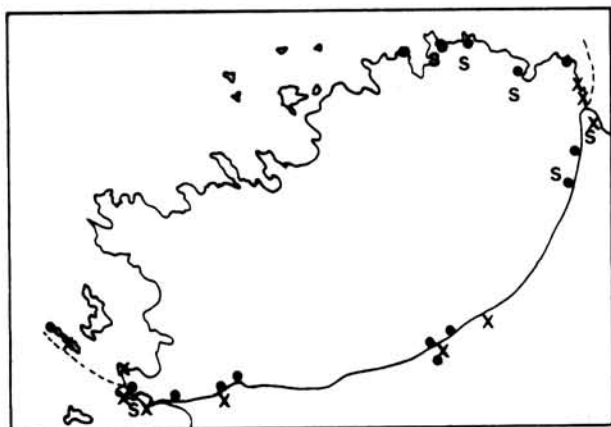


FIG. 11.1 - Répartition des aprites et pegmatites des granites à gros grain. Points : poches de pegmatites ; croix : filons ; s : filons plissés.

contre, des enclaves d'aprites probablement liées aux bordures de l'ancien granite cadomien de Perros-Guirec. Ces poches apparaissent de façon sporadique dans le terme de transition (île du Dé) et deviennent nombreuses à moins de 150 mètres du contact (carrières Madec et Thoraval à La Clarté, île Milliau).



## 2 - STRUCTURE INTERNE ET GEOMETRIE

Les *filons* mixtes d'aprites et de pegmatites présentent le plus souvent une disposition classique : aprites aux épontes et pegmatites au coeur ; mais l'inverse a été observé ; seuls les filons subhorizontaux paraissent légèrement rubanés (île Milliau, Est du Sémaphore, La Clarté).

Les *poches* ont une dimension pouvant aller de 10 cm à 3 mètres de plus grande longueur. Leur forme est globuleuse à lenticulaire : les plus petites sont les plus sphériques, les plus grandes sont généralement lenticulaires ou de forme irrégulière, mais avec leur grand diamètre parallèle à la disposition planaire du granite qui les entoure ; certaines présentent, dans ce plan, une forme plus ou moins étoilée (fig. 11.2). Dans les petites poches ou nids, la structure

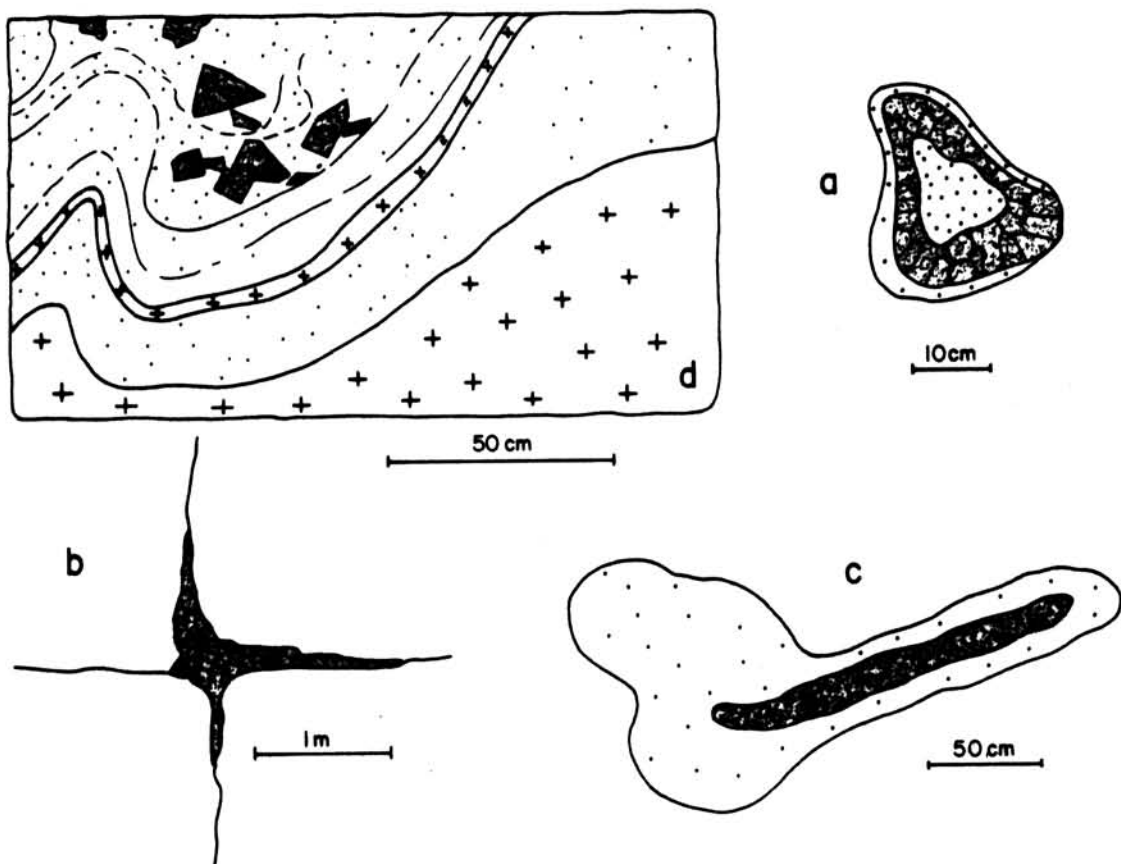


FIG. 11.2 - Structure des poches pegmatitiques. Pointillé = aprite. Croix = granite. Grisé = pegmatite.

- a - poche, île Milliau, surface horizontale
- b - poche, carrière Thoraval, surface subverticale parallèle au contact
- c - poche, île aux Lapins, surface horizontale
- d - zone apritepegmatitique contournée, carrière Thoraval.

est souvent très simple : quelques cristaux de grande taille, le plus souvent de microcline perthitique, sont regroupés et directement entourés par le granite ; dans les poches plus importantes, en général un liseré discontinu ou une couronne plus épaisse d'aprite entoure la pegmatite ; lorsqu'elle est très développée,



cette couronne aplitique peut montrer une très fine zonation concentrique avec gradation de la taille et de l'abondance respectives des minéraux. La zone la plus remarquable est constituée par un agrégat de minéraux colorés (biotites, amphiboles, etc...) souvent disposée à la *base* de la poche. Le coeur peut être occupé uniquement par la pegmatite ou bien une aplitopegmatite, ou bien un granite pegmatitique (cristaux géants dans une mésostase granitique), ou bien encore une aplitite (fig. 11.2).

Les cristaux géants sont en général enracinés sur la bordure externe et montrent des faces cristallographiques bien développées vers l'intérieur (pyramides de quartz, extrémité (011) des hastingsites...) indiquant une croissance libre centripète. Assez souvent, un remplissage de quartz légèrement fumé colmate l'espace laissé entre les extrémités automorphes des cristaux.

## B - PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE

### 1 - LES APLITES

Bien qu'elles soient uniformément constituées surtout de quartz + microcline perthitique et d'un peu de plagioclase, les aplites présentent plusieurs variétés texturales :

- les *aplitites à texture en mosaïque* (panxénomorphe) ont un grain variable de fin (saccharoïde) à très fin (aplitite felsitique) ; les aplites porphyriques et en général toutes les aplitites à biotite appartiennent à ce type.
- les *aplitites à texture granophyrique* sont caractérisées par la présence de micropegmatite quartz-microcline : ces aplitites sont associées aux schlieren micacés (Tourony, Ile du Dé), et aux pegmatites graphiques (Porz Rolland). En général, ce type est pauvre en biotites et dépourvu de phénocristaux.

Ces deux types texturaux peuvent néanmoins s'observer dans un même filon.

Deux filons d'aplitite ont fait l'objet d'analyses de minéraux :

- une aplitite porphyrique (ap Th) montre un *microcline* (tableau 8.3) plus riche en K, Rb, plus pauvre en Na, Ba, Sr, que celui du granite encaissant (Th) ; K/Ba et Rb/Sr sont plus élevés dans le microcline de l'aplitite, Ba/Rb y est plus faible mais K/Rb ne varie pas. La *biotite* (tableau 8.4) est moins riche en Mg, Ba, mais aussi Mn, et plus riche en Al que la biotite du granite encaissant Si, Ti, Fe total, Rb et Li ne varient pas.
- une aplitite granophyrique (ap S) montre un *microcline* (tableau 8.3) également plus riche en K, Rb et plus pauvre en Na, Ba, Sr que celui du granite de La Clarté (3), avec K/Rb et Ba/Rb plus faibles, K/Ba et Rb/Sr plus forts.

### 2 - LES PEGMATITES

a) Les poches pegmatitiques présentent des associations minéralogiques remarquables (Chauris, 1958) à allanite et molybdénite. D'après l'abondance relative des minéraux ferromagnésiens, il faut distinguer deux types de pegmatites :

- Les pegmatites cafémiennes à hastingsite - biotite - sphène - magnétite - allanite (type île du Dé) avec, en sus, apatite, zircon et quartz. Ces pegmatites sont rares et semblent associées à des zones rubanées surmicacées ou aux ségrégations de minéraux colorés des aplites notées ci-dessus.

- Les pegmatites saliques à quartz - microcline perthitique, comme minéraux fondamentaux. Ce sont de beaucoup les plus développées. L'espèce minérale la plus abondante est en général le microcline, sauf dans les poches les plus vastes à quartz central abondant ; les associations primaires comportent en sus, par ordre de fréquence décroissante : biotite, oligoclase, magnétite, hastingsite, sphène, tourmaline, molybdénite. Quelques minéraux tardifs remplissent les vides au coeur des pegmatites (et tapissent également les diaclases du granite) : épidote, calcite, chlorite, muscovite, fluorine violette, pyrite. Elles sont spectaculaires par la taille des minéraux qui peuvent dépasser 20 cm.

. Le microcline perthitique (P Th) a été analysé (tableau 8.3) : il est chimiquement assez semblable à celui du granite environnant (Th), avec un peu moins de K, Ba et Sr et légèrement plus de Na, Rb, avec K/Rb et Ba/Rb plus faible, K/Ba et Rb/Sr plus fort. Il est franchement triclinique ( $\Delta \approx 0,63$ ) et ne semble pas montrer de plage monoclinique à la différence du même minéral dans le granite.

. Le plagioclase est un oligoclase assez peu éloigné de l'oligoclase du granite (tableau 8.2) ; il est légèrement plus riche en Na, K, Rb et moins riche en Ca, Sr, donc un peu plus acide que lui.

. La biotite (tableau 8.4) est également assez semblable à la biotite du granite pour le fer total (la chloritisation de la biotite du granite interdit une comparaison pour  $Fe^{3+}$  et  $Fe^{2+}$ ) et le titane ; elle est plus riche en Mg, Mn, Na, Rb, moins riche en Li, Ca et Al ; son stock en fluor est important.

. L'amphibole (tableau 8.5) est une hastingsite légèrement moins riche en Mg, Ti, Ba, Li que celle du granite.

Ainsi, pour quatre minéraux, les seules différences importantes entre le granite et la pegmatite concernent le caractère un peu plus alcalin et moins alcalinoterreux des feldspaths. Pour le reste, les compositions chimiques présentent beaucoup d'analogies. Par ailleurs, l'analyse de l'allanite (Chauris, 1958) montre une forte teneur en Ce, Ca, Th, Y.

b) Les filons de pegmatite, au contraire des poches, présentent fréquemment des associations graphiques quartz - microcline perthitique, ces deux minéraux étant en général largement dominant ; plus on s'éloigne du massif, plus le quartz prend le pas sur le microcline, jusqu'à former des lentilles à quartz - biotite dans l'encaissant à plusieurs centaines de mètres du contact (côté Est entre Trestraou et Porz Rolland).

## C - COMPOSITION CHIMIQUE GLOBALE ET REPRESENTATION NORMATIVE

Plusieurs analyses en roche totale ont été effectuées (tableau 11.1) sur des aplitepegmatites (E21, E22), une aplite porphyrique (E15), deux granites à tendance aplitique (B13, D13) et deux aplites granophyriques (E14, E23). Ces roches montrent une nette affinité chimique avec le granite de La Clarté, en général moins potassiques (sauf pour les deux aplitopegmatites) et parfois plus sodiques. Les stocks en Ba, Sr sont encore plus faibles que ceux du granite péri-

TABLEAU 11.1

Composition chimique des aplites et aplitopegmatites

	B13	D13	E14	E15	E21	E22	E23
<i>Analyses chimiques *</i>							
SiO <sub>2</sub>	76,60	76,10	76,60	76,10	76,40	76,80	75,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,19	13,37	12,60	12,38	12,36	12,73	12,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot.	0,98	0,81	1,45	1,60	1,14	1,14	1,34
MnO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
MgO	0,12	0,04	0,01	0,16	0,06	0,08	0,05
CaO	0,93	0,72	0,67	0,88	0,67	0,66	0,72
Na <sub>2</sub> O	3,67	3,69	3,29	3,22	3,00	3,03	3,20
K <sub>2</sub> O	4,68	4,80	5,10	4,78	5,36	5,54	5,04
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,01	0,10	0,15	0,10	0,08	0,07
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,16	0,22	0,10	0,18	0,13	0,14	0,23
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,11	0,12	0,18	0,16	0,17	0,08	0,17
<b>Total</b>	<b>100,50</b>	<b>99,98</b>	<b>100,11</b>	<b>99,63</b>	<b>99,40</b>	<b>100,29</b>	<b>98,91</b>
Ba	89**	< 10	45	49	60**	40**	89**
Sr	45	40	31	39	45	30	50
Rb			381	302			
Li			12	23			
K/Ba			941	810			
K/Rb			111	131			
Ca/Sr			155	161			
Ba/Sr			1,5	1,3			
Ba/Rb			0,12	0,16			
Rb/Sr			12,3	7,7			
<i>Norme C.I.P.W.</i>							
Q	34,92	34,26	36,06				35,34
Or	27,80	28,36	30,02				29,47
Ab	30,92	31,44	27,77				27,25
An	4,45	3,61	3,34				3,61
Di							
Hy	1,05	0,66	1,32				1,29
Cor	0,41	0,71	0,51				0,71
Mt	0,46	0,46	0,70				0,70
Ilm			0,15				0,15
<b>Total</b>	<b>100,01</b>	<b>99,50</b>	<b>99,87</b>				<b>98,52</b>
100 %	{						
	Q	37,3	36,4	38,4			38,4
	Or	29,7	30,2	32			32
	Ab	33	33,4	29,6			29,6
100 %	{						
	Or	44	44,7	49,1			48,8
	Ab	49	49,6	45,4			45,2
	An	7	5,7	5,5			6
	Ab/An	6,3	8,7	8,3			7,5

\* Par spectrométrie, émission et absorption atomique, J. Cotten, Laboratoire de Pétrologie, Brest.

\*\* Données quantométriques pour Ba, Sr, C.R.P.G., Nancy

La localisation des échantillons est donnée en Annexe 4.

phérique, avec K/Ba, Ca/Sr encore plus élevé, mais la charge en Rb et K/Rb sont du même ordre. Dans les pegmatites, les analyses de minéraux indiquent que Rb croît et que K/Rb décroît (tendance pegmatitique - hydrothermale, Shaw, 1968) par rapport au granite de La Clarté.

Etant donné que les aplites proviennent soit de la trempe ("pressure quench", Jahns et Tuttle, 1963) d'un bain silicaté encore éloigné d'une cristallisation cotectique ou eutectique, soit de la cristallisation d'un bain résiduel à composition cotectique ou proche d'un eutectique (Dunham, 1965 ; Barker, 1970 ; Hughes, 1971), il est nécessaire de bien distinguer ces deux types d'aplites et de ne retenir que le second pour s'informer des conditions de cristallisation du magma résiduel. Les aplites porphyriques et aplitopegmatites mises de côté, il nous reste quatre échantillons utilisables : deux aplites granophyriques (E14, E23) et deux granites aplitiques (B13, D13). Une composition normative situe ces quatre roches au voisinage du plan Q - Ab - Or (fig. 11.3) près d'une ligne parallèle au lieu des "piercing points" de James et Hamilton, (1969) à P fluides =

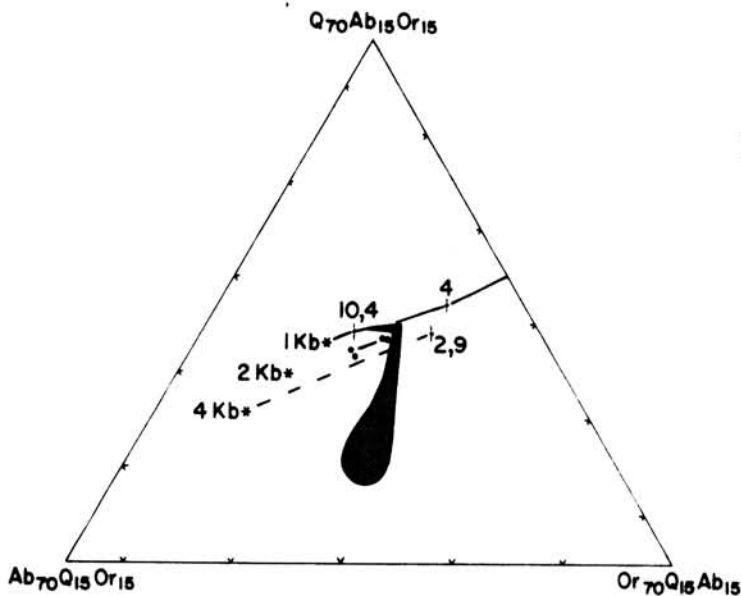


FIG. 11.3 - Représentation normative des aplites granophyriques et granites aplitiques sur le plan Q - Ab - Or. Trait continu : "piercing points" (James et Hamilton, 1969). Tireté : "piercing points" (Winkler, 1974). Surface grisée : projection du domaine des granites à gros grain.

1 Kb, mais nettement en dessous ; l'interpolation avec les données de Winkler, 1974, et de Winkler et al., 1975, conduit à situer cette lignée "résiduelle" dans une fourchette de P fluides allant de 2 à 4 Kb. Le rapport Ab/An de ces aplites, situé entre 6 et 9, demeure encore éloigné du rapport Ab/An = ∞ du minimum cotectique : ce qui indique que le fractionnement n'est pas total, et que ce bain est resté en contact, sinon en équilibre, avec le cristallisé environnant dont le rapport Ab/An influe sur celui du bain (cf. von Platen, 1965 ; James et Hamilton, 1969 ; Winkler, 1974 ; Winkler et al., 1975).

## D - DISCUSSION ET IMPLICATIONS

La compréhension de la signification des aplites et des pegmatites a franchi un pas décisif avec les travaux de Jahns, Burnham et Tuttle, pendant les années 50 et 60, qui ont abouti (Jahns et Burnham, 1969) à un modèle explicatif

cohérent de leur cristallisation : les pegmatites proviennent de la cristallisation d'une phase aqueuse démixée d'un bain magmatique résiduel sursaturé en eau, dont la cristallisation donne des aplites. Ce modèle s'adapte parfaitement aux phénomènes décrits ci-dessus :

- les *poches pegmatitiques* sont interprétées comme le résultat de la cristallisation libre des minéraux géants à partir d'une phase aqueuse à l'état supercritique démixée du magma granitique résiduel saturé en eau. La phase aqueuse séparée contient, en solution, les ions nécessaires à la croissance des édifices cristallins ; lorsque la température décroît, la sursaturation de la phase aqueuse provoque la cristallisation de la charge dissoute en excès puisque cette charge diminue avec la température à pression constante (Burnham, 1967).

- les *aplites granophyriques* proviennent du bain silicaté résiduel saturé en eau et en équilibre avec la phase aqueuse libre. Ce bain étant plus dense que la phase aqueuse se concentre vers le bas des poches pegmatitiques. La cristallisation de ces aplites granophyriques est plus ou moins concomitante de celle des pegmatites.

Une première implication de l'existence d'une phase aqueuse libre vers la fin de la cristallisation des granites à gros grain concerne la présence d'eau dans le magma originel : ce magma est sous-saturé en eau puisque la démixion de la phase fluide a lieu tardivement, vers la fin de la cristallisation du magma granitique. Cette démixion ou ébullition rétrograde (Morey, 1922) correspond au moment où P fluide rejoint et dépasse P totale. Les conditions de pression des fluides au moment de la cristallisation des aplites porphyriques indiquent donc la valeur de P total : 2 à 4 Kb.

L'activité explosive (ouverture des joints) se double d'une fuite de fluide vers les terrains encaissants, responsable du rétro-métamorphisme hydraté reconnu à l'île Milliau (cf. infra ch. 12) et des rares activités pneumatolytiques et hydrothermales reconnues dans l'encaissant Est : notamment dépôt d'épidote, chlorite et andradite (*passim*) et filon à scheelite, épidote, magnétite, etc... de Kerdu (Pierrot *et al.*, 1975). Outre cette phase aqueuse libre, existe peut-être, çà et là, coexistant avec elle et avec la phase silicatée liquide, une troisième phase liquide immiscible riche en molybdates et tungstates (cf. Stempok, 1974) ; la démixion de cette phase, en petits globules, expliquerait la répartition de la molybdénite présente aussi bien dans les poches pegmatitiques qu'à leur pourtour dans les aplites et jusque dans la masse du granite, répartition qui apparaît ainsi à la fois liée à celle des poches aqueuses et cependant indépendante.

Du point de vue géochimique, si l'on interprète les pegmatites et les aplites granophyriques comme des "queues de cristallisation", on doit s'attendre à y voir concentrés les éléments "incompatibles" (cf. Ringwood, 1955, = éléments rentrant difficilement dans la structure des silicates et susceptibles de se concentrer dans le bain résiduel), et à être ainsi renseigné sur la richesse initiale relative du magma originel en ces éléments :

- les *alcalins rares* Rb et Li : le magma paraît avoir eu un stock modéré en Rb et très pauvre en Li.

- les *lanthanides* et les éléments "*nygromagmatophiles*" (éléments à degré d'oxydation élevé formant des complexes stables solubles dans le magma, cf. Treuil

et Varet, 1974) : le magma originel paraît avoir été relativement riche en La, Ce, Y, Zr, U, Th, Mo (Chauris, 1958 ; Coppens et Bolfa, 1963) et relativement pauvre en Pb, Sn, Zn.

- les *éléments volatils*. Outre l'eau et le fluor, on constate la présence de bore et de gaz carbonique, mais sans doute en faible quantité, vu la rareté relative de calcite et de tourmaline. Pour ce qui est du fluor, la richesse en fluor de la biotite de la pegmatite n'indique pas une concentration de cet élément dans la phase aqueuse tardive, mais simplement un coefficient de partage du fluor entre la biotite et la phase aqueuse très élevé : les phases minérales (biotite, apatite) extraient la quasi-totalité du fluor disponible (Burnham, 1967).



## CHAPITRE 12

### LE METAMORPHISME DE CONTACT

---

Les granites à gros grain transforment les roches encaissantes et les enclaves qui en sont issues ; des différentes séquences observées grésopélitique, grésosarkosique, carbonatée, basique, granitique, les deux premières affleurent le mieux (Milliau, Castel, enclaves nombreuses) et ont été l'objet d'un examen plus approfondi.

#### A - LE METAMORPHISME DE CONTACT EVOLUTIF DANS LES SEQUENCES GRESO-PELITIQUES ET GRESO-ARKOSIQUES

Les métagraywackes et métaarkoses du Roc'h, de l'île Milliau, du Castel et des nombreuses enclaves repérées au Nord-Ouest de la ligne Castel - Ploumanac'h (fig. 2.15), ont d'abord subi un métamorphisme régional synchrone d'un plissement majeur à tendance isoclinal (cf. 1re partie) ; la zone à biotite y a été atteinte. Le métamorphisme de contact subséquent est typiquement évolutif : il débute par une période statique, se poursuit par un stade dynamique pendant l'aplatissement lié au diapirisme et se termine par une période rétro-morphique en général statique (tableaux 12.1 et 12.3). La néoschistosité engendrée par l'aplatissement permet de caler les cristallisations et les réactions déduites.

##### 1.- APPROCHE PETROGRAPHIQUE

A l'écart du Roc'h, vers 1000-1200 m du contact, au Sud-Ouest de l'île Milliau, des taches éparses de cordiérite (< 2 mm) apparaissent sur un fond très fin à quartz - feldspath - biotite ± muscovite ; une schistosité de fracture postérieure à cette blastèse est elle-même suivie par la cristallisation de chlorite statique et la phyllitisation des cordiérites.

Au Sud de l'île Milliau, entre 250 et 150 m du contact, les taches de cordiérite sont nombreuses et disposées selon le rubanement. Elles sont reprises dans une néoschistosité de flux à biotite II et muscovite II, parallèle au contact et plan axial de plis à axes subverticaux (cf. 1re partie) ; à cette distance du contact, la phyllitisation des cordiérites débute pendant la période



dynamique et se prolonge de manière statique.

A 150 m du contact, le grain de la roche est nettement moins fin et permet d'observer le caractère franchement hélicitique (Spry, 1969) des cordiérites et plagioclases qui fossilisent la schistosité régionale (fig. 12.1), marquée par les inclusions de biotite I et quartz. La nucléation et la croissance de ces minéraux sont manifestement contrôlées par la composition chimique des lits : ainsi la cordiérite est d'autant plus lenticulaire que le lit alumineux où elle se développe est étroit ; le rubanement et la schistosité "régionale" étant le plus souvent subparallèles, la cordiérite adopte une position mimétique de cette schistosité régionale bien que sa cristallisation ne soit en aucune manière liée au métamorphisme régional ; deux stades de croissance se succèdent dans cette cordiérite : le coeur est bourré d'inclusions de biotite et de quartz,

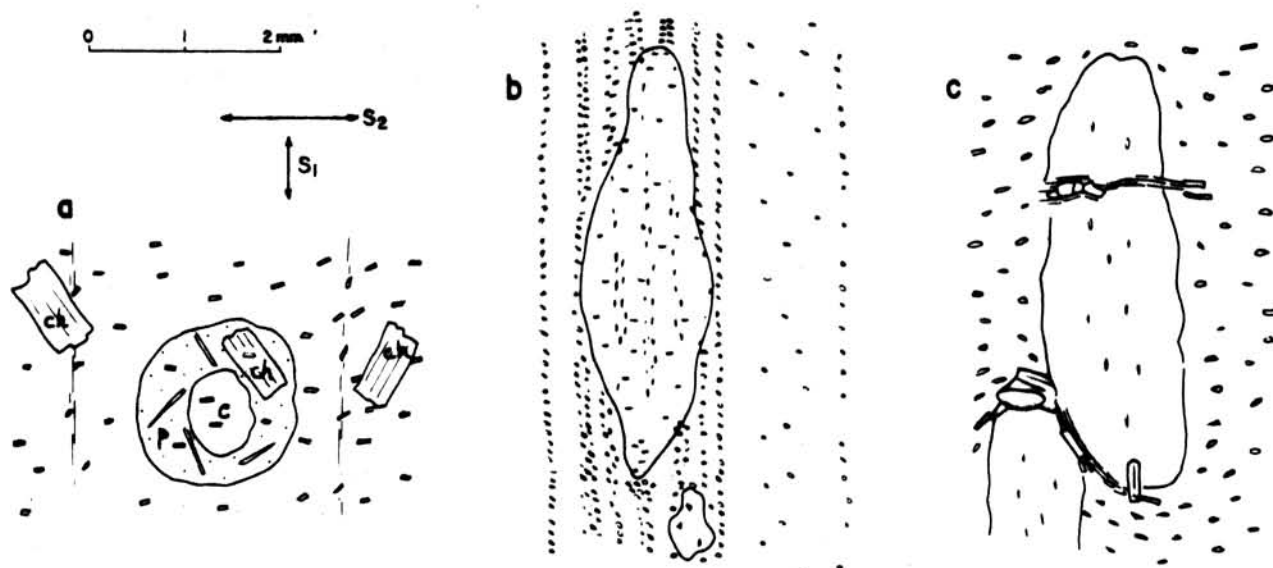
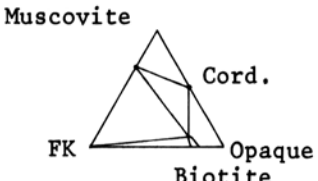
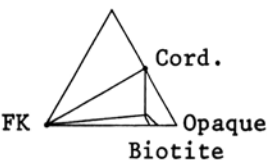
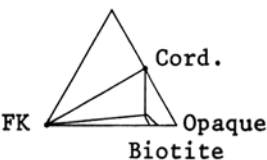
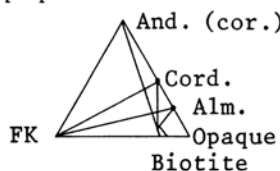
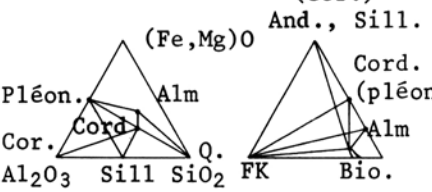
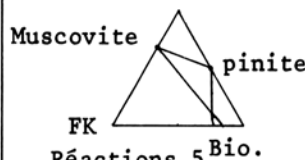
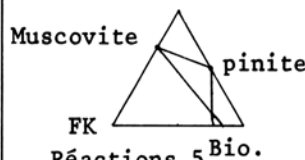
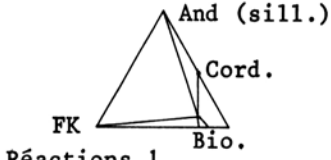
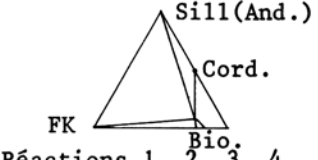



FIG. 12.1 - Schémas de relations cristallisations - déformations dans les cornéennes pélitiques. a) Roc'h : cordiérite (c) pinitisée (p) et phyllitisée et chlorite statique (ch), sur un fond à schistosité régionale à biotite ( $S_1$ ) et néoschistosité de fracture ( $S_2$ ). b) Milliau : cordiérite hélicitique affectée par la néoschistosité de flux à biotite. c) Milliau : cristallisation d'andalousite et de sillimanite dans les fractures des cordiérites.

alors que la couronne est limpide ; ce qui semble indiquer une mobilité croissante des ions au cours du métamorphisme. La cordiérite (à macle fréquente à 6 secteurs) et le plagioclase (non maclé ou rarement Carlsbad) sont déformés et recouverts par une néoschistosité à biotite II, mais sans muscovite II ; dans les cassures des cordiérites apparaissent sporadiquement andalousite ou fibrolite. Enfin, une rétomorphose statique des cordiérites en biotite III rouge et de grande taille, muscovite, quartz et pinite, ainsi qu'une éventuelle chloritisation des biotites terminent la suite des transformations.

## ASSOCIATIONS ET REACTIONS MINERALES DES CORNEENNES GRESO-PELITTIQUES ET GRESO-ARKOSIQUES AUX DIFFERENTS STADES DU METAMORPHISME DE CONTACT

		1200m Roc'h	1000 m	250m Sud Milliau	≈ 150m	Milliau	≈ 70 à 50 m	Milliau - Castel - Porz Rolland	0 m	Enclaves Haren
Héritage sédimentaire		Sédiments détritiques très fins : à quartz, feldspaths, micas comme éléments figurés, et matrice argileuse ; séquences grésopélitiques (graywackes) et grésosarkosique.								
Métamorphisme régional		Minéraux typomorphes : biotite, muscovite, association : quartz + feldspaths + biotite + muscovite + opaques								
METAMORPHISME DE CONTACT	STADE STATIQUE	Cordiérite ou feldspath potassique + muscovite et biotite  	Cordiérite + Biotite I ± Muscovite ou feldspath potassique.  	Quartz + Feldspath potassique + Plagioclase + Cordiérite + Biotite I  	Quartz ou corindon (saphir) + Feldspath potassique + Plagioclase (poeciloblastique) + Cordiérite et/ou almandin ou almandin + andalousite + Biotite I + opaques  	Plagioclase + Feldspath potassique + Cordiérite + Andalousite et/ou sillimanite prismatique + Biotite I ± Almandin ± Quartz ou corindon + spinelle hercynite (cor.)  				
	STADE DYNAMIQUE	Néoschistosité de fracture  	Biotite II et Muscovite II dans la néoschistosité de flux  	Néoschistosité à biotite II Biotite II + andalousite ou fibrolite + cordiérite ou feldspath potassique + plagioclase  	Néoschistosité à biotite II - fibrolite Biotite II sombre + fibrolite et/ou andalousite + cordiérite ou feldspath potassique + plagioclase  	Fruste néoschistosité à biotite II - fibrolite Biotite II + sillimanite - fibrolite + feldspath potassique + plagioclase  				
	STADE RETROMORPHIQUE	Muscovite + chlorite  Réactions 9	Muscovite + Pinite + Chlorite  Réactions 8, 9	Biotite III rouge + Muscovite + Pinite + Chlorite  Réactions 5, 8	Biotite III rouge et grande + Muscovite + Tourmaline + Pinite + Chlorite  Réactions 5,6,7,8	Muscovite + tourmaline, ± épidote  Réactions 6, 7				

- Réactions :
1. Cordiérite + FK (ou K<sup>+</sup>) + H<sub>2</sub>O → Biotite II + Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>
  2. Almandin + FK (ou K<sup>+</sup>) + H<sub>2</sub>O → Biotite II + Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>
  3. Andalousite → Fibrolite (dans les zones de cisaillement)
  4. Andalousite + biotite I → Fibrolite + biotite II
  5. Cordiérite + FK ou K<sup>+</sup> + H<sub>2</sub>O → Biotite + muscovite + quartz + pinite
  6. Andalousite + FK ou K<sup>+</sup> + H<sub>2</sub>O → Muscovite + quartz
  7. Corindon + FK + H<sub>2</sub>O → Muscovite
  8. Biotite → chlorite + K<sup>+</sup> + opaque
  9. Cordiérite + biotite + K<sup>+</sup> → chlorite + muscovite + pinite



A partir de 70-50 m du contact, on observe, pour le stade statique, l'apparition de l'association de feldspath alcalin - cordiérite - corindon dans les lits graywackeux pauvres en silice, et de l'association de feldspath alcalin - andalousite - pyralspite (riche en almandin) dans les méta-arkoses du Castel. Le stade dynamique est marqué par la néoschistosité de flux à biotite II - fibrolite ; cette dernière prend naissance dans les cordiérites fracturées, sur les andalousites déformées et surtout sur les biotites ; elle remplace aussi la plus grande partie du grenat. Dans les métagraywackes, l'andalousite peut cristalliser au lieu de fibrolite, notamment dans les zones les plus protégées vis-à-vis de la déformation. Le stade rétomorphique est marqué par le développement parfois important de biotite III rouge, de grande muscovite statique et de tourmaline ; la cordiérite peut présenter une transformation poussée, une association en biotite rouge + quartz disposée en plusieurs couronnes (fig. 12.2). Dans aucun des niveaux idoines n'a pu être observé un début d'anatexie.

Les enclaves rubanées, très nombreuses notamment dans le secteur Haren - fle de Seigle - fle Tanguy, présentent une association statique feldspath potassique - cordiérite - andalousite ou sillimanite prismatique, biotite ± almandin ± plagioclase ± quartz ou corindon et pléonaste ; dans les enclaves les plus affectées par l'aplatissement, une fruste néoschistosité à biotite II - fibrolite apparaît aux dépens de la cordiérite. Certaines montrent des lits à quartz - feldspath alcalin - plagioclase à texture particulière (fig. 12.3) : non granoblastique, mais poeciloblastique (le microcline présentant de nombreuses inclusions de quartz) ou subcloisonnée (le microcline se trouvant en cloisons discontinues entre les grains de quartz).

## 2 - LES REACTIONS METAMORPHIQUES

Les réactions globales suivantes sont atteintes :

- (10) biotite+muscovite+quartz → feldspath potassique+cordiérite+Al<sub>2</sub> SiO<sub>5</sub> + H<sub>2</sub>O  
 (11) biotite+muscovite+quartz → feldspath potassique+almandin+Al<sub>2</sub> SiO<sub>5</sub> + H<sub>2</sub>O  
 (12) muscovite → feldspath potassique+corindon+H<sub>2</sub>O

La réaction (12) se situerait à environ 40°C plus haut que les réactions précédentes (Winkler, 1974 ; Chatterjee *et al.*, 1974 ; Evans, 1965).

Les réactions de destruction complète de la biotite ne sont pas atteintes :

- (13) biotite+quartz → orthopyroxène + feldspath potassique + cordiérite + magnétite + H<sub>2</sub>O (Reverdatto, 1973).  
 (14) biotite+quartz → orthopyroxène + feldspath potassique + H<sub>2</sub>O (Turner, 1968), soit du fait de T trop bas et/ou P H<sub>2</sub>O, P O<sub>2</sub>, P total trop forts (Turner, 1968).

La question de la fusion des enclaves de cornéennes se pose : beaucoup de paragenèses observées dans les enclaves sont typiques des restites (cordiérite - sillimanite - biotite - corindon - spinelle) ; dans le cas des lits clairs, flanqués de ségrégation à biotite - cordiérite - sillimanite, une fusion anatectique débutante peut être envisagée. Mis à part ces quelques rares niveaux (cf. ci-dessus § 1), on n'observe pas de quartz dans les lits clairs où se

FIG. 12.2 - Auréole de biotite autour de cordiérite dans une cornéenne enclavée de l'île Milliau. Anneau intermédiaire de quartz et biotite. x 25.

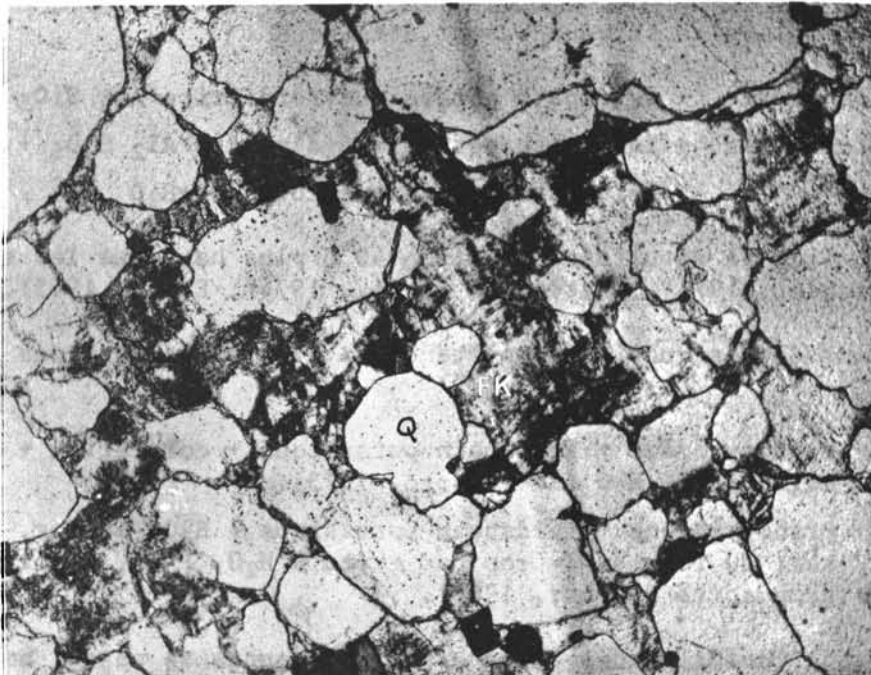
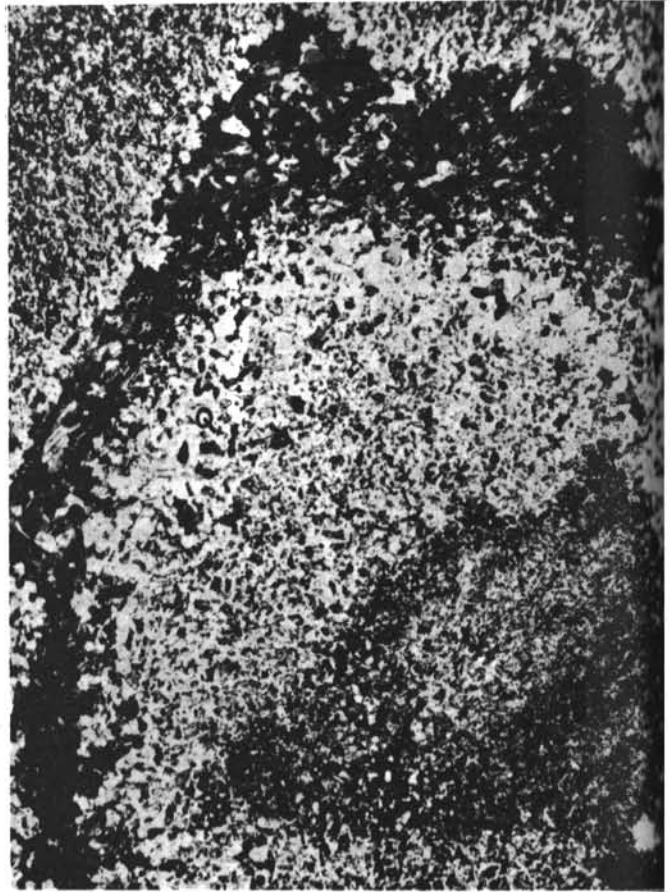


FIG. 12.3 - Texture cloisonnée et poeciloblastique en bordure d'une enclave de quartzite - Losquet. Le poeciloblaste de feldspath potassique englobe le quartz. x 60.

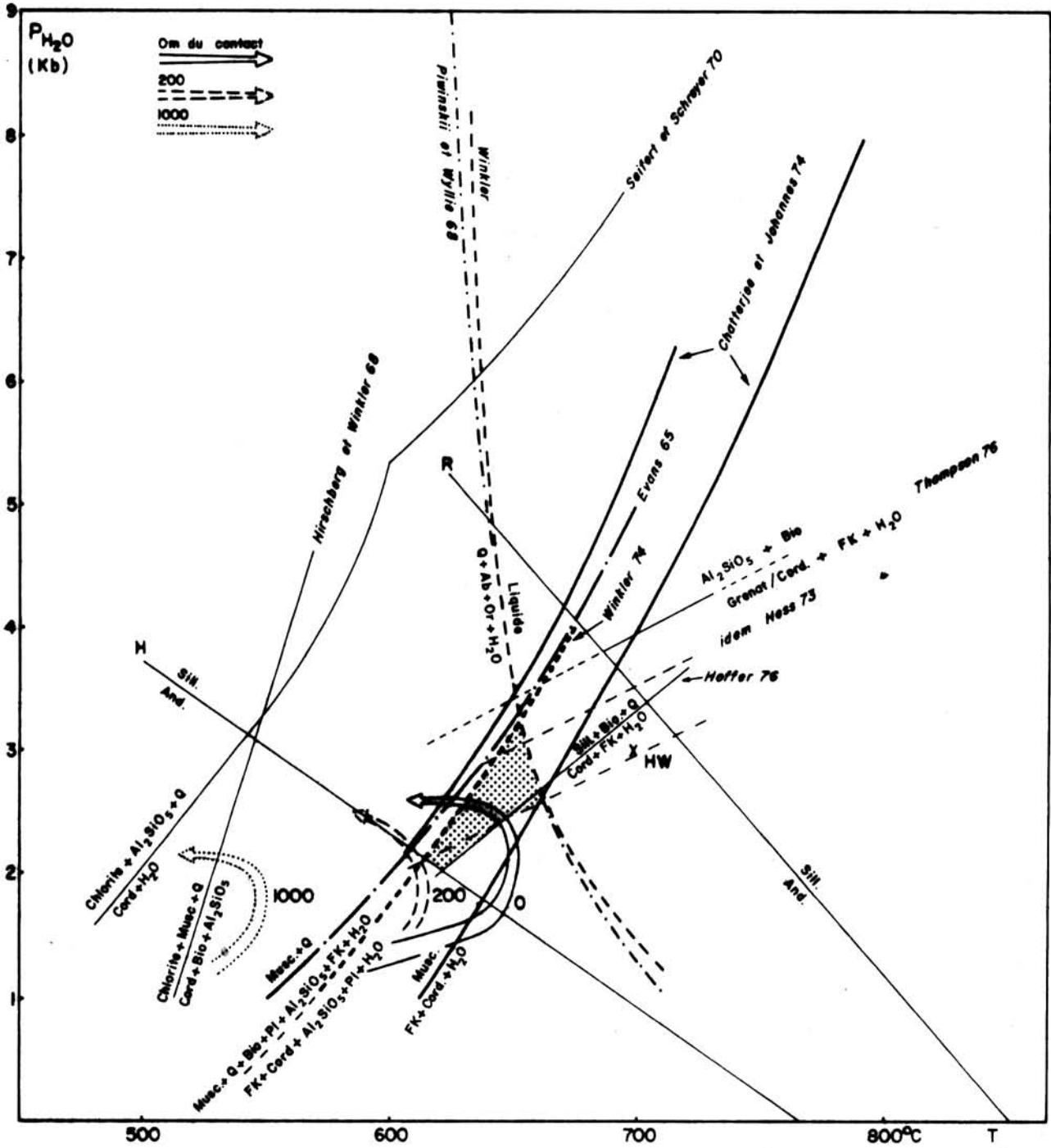
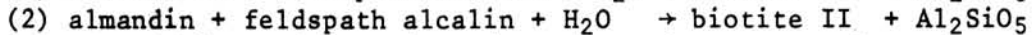
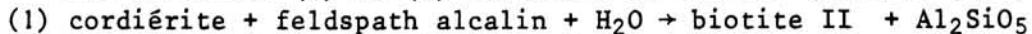


FIG. 12.4 - Evolution des cornéennes pélitiques dans le champ  $PH_2O-T$ .



rencontre seulement l'association feldspath alcalin - cordiérite et on ne voit pas de trace de cristallite de bain anatectique. Cependant, celui-ci a pu s'échapper et être incorporé au magma granitique, laissant le feldspath alcalin excédentaire. En outre, on remarque que la formation de feldspath alcalin + cordiérite, aux dépens des micas consomme du quartz et conduit à une association réfractaire, stable dans le champ de l'anatexie minimum. Par contre, les lits arkosiques des cornéennes de l'exocontact des îles Milliau - Castel, propres à la fusion, n'en montrent aucune trace. Ce qui prouve qu'au contact, le métamorphisme ne va pas jusqu'à l'anatexie.

Les réactions (1) et (2) observées au contact (tableau 12.1)



permettent de préciser l'évolution P/T des cornéennes. On dispose pour ces réactions, des calculs thermodynamiques de Thompson (1976), de l'expérimentation de Hoffer (1976), des estimations de Hess (1973) et d'une limite supérieure apparaissant dans les expérimentations de Hirschberg *et al.*, 1968 : à 700° et 3 Kb H<sub>2</sub>O on observe la présence simultanée de biotite - cordiérite - sillimanite. Il apparaît sur la figure 12.4 que le champ où peuvent se produire à Ploumanac'h les réactions (1) et (2) est limité vers le haut par les courbes de déshydratation de la muscovite (Evans, 1965 ; Chatterjee et Johannes, 1974) et de l'anatexie minimum ; on voit que l'estimation de Thompson, située à trop haute pression, ne laisse aucune aire P/T disponible pour ces réactions ; selon les expérimentations de Hoffer (1976) le champ de la réaction cordiérite + feldspath alcalin est restreint à l'aire 2,5 - 3 Kb et 640 - 665°C, restriction qui semble excessive vu la fréquence de l'association cordiérite ou feldspath alcalin - sillimanite - biotite - plagioclase - quartz, dans les gneiss à sillimanite du métamorphisme régional de basse pression (Miyashiro, 1973). Le champ délimité par les autres données se situe vers 2 à 3,5 Kb H<sub>2</sub>O et ≈ 620 - 660°C pour les réactions (1) et (2). Celles-ci correspondent à une augmentation de PH<sub>2</sub>O, c'est-à-dire probablement à la saturation en eau, où PH<sub>2</sub>O rejoint P total. Cette valeur assez élevée de PH<sub>2</sub>O = P total provient sans doute d'une surpression diapirique sur des roches peu perméables (cf. infra, ch. 13).

Dans les enclaves les moins aplaties, on note la coexistence des quatre phases cordiérite (ou almandin), feldspath alcalin, biotite, sillimanite ; ce qui montre que les réactions univariantes (1) et (2) sont atteintes, mais sûrement pas dépassées ; cela s'explique par l'allure positive de la pente de ces réactions : à plus haute température (cas des enclaves) le champ cordiérite - feldspath alcalin est élargi vers de plus hautes pressions d'eau et le champ biotite - sillimanite est rétréci ; alors que dans les roches de l'exocontact (à plus basse température), la réaction est complète jusqu'à épuisement, soit du feldspath alcalin dans les graywackes, soit du pyralspite dans les arkoses.

Les réactions (1) et (2) se produisent dans le champ d'incertitude de la transformation polymorphique (3) andalousite → sillimanite, entre les estimations de Holdaway (1971) et de Richardson *et al.*, (1969). Dans l'exocontact on remarque que le cisaillement favorise cette transformation (cf. Macaudière et Touret, 1969), laquelle est plus facile lorsque la biotite est impliquée (réaction 4) ; cette transformation va de pair avec une augmentation de PH<sub>2</sub>O.

Les réactions rétro-métamorphiques (n° 5, 6, 7 du tableau 12.1) suivent en général la phase dynamique ; cependant, la réaction

(5) cordiérite + feldspath alcalin ou K<sup>+</sup> + H<sub>2</sub>O → biotite + muscovite + quartz + pinitite montre un décalage dans le temps entre le Sud de l'île Milliau - à 200 m environ du contact - où elle est contemporaine de la phase dynamique, et la proximité



**TABLEAU 12.2**

Composition chimique des CORNEENNES

METAGRAYWACKES ET META-ARKOSES																				
Roc'h		Milliau - Castel																		
		Rubanée														Lits sombres		Lits rares*		
F16	F17	C7	F15	G1	G2	G5	G6	G9	G10	G11	G12	G13	G14	G15	G16	G17	G18	G7	G8	
SiO <sub>2</sub>	61,20	57,73	64,73	72,70	58,41	66,00	61,20	79,80	62,80	62,70	61,50	63,20	60,95	68,07	62,00	62,05	58,00	60,00	48,06	69,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,65	17,30	15,47	12,83	16,92	14,30	18,82	11,50	15,60	15,87	16,16	16,35	16,16	14,44	16,15	16,02	17,67	16,92	23,39	15,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,07	1,57	0,64	0,21	1,54	0,21	5,29	0,00	1,19	0,69	1,11	0,74	1,19	0,52	0,83	0,64	0,85	0,37	3,06	0,01
FeO	6,10	6,21	5,11	3,38	6,45	5,78		2,55	5,02	5,65	5,41	5,24	5,44	4,70	6,10	5,93	5,30	5,48	7,20	3,34
MnO	0,15	0,18	0,12	0,05	0,15	0,28	0,06	0,04	0,10	0,14	0,09	0,12	0,12	0,10	0,12	0,12	0,10	0,10	0,19	0,10
MgO	3,90	3,79	2,83	1,67	3,45	2,19	1,94	0,80	2,92	2,92	3,12	3,18	3,27	2,49	2,88	3,04	3,23	3,08	4,71	2,11
CaO	0,85	2,02	1,24	1,97	1,36	2,18	2,20	0,39	0,87	0,54	1,10	1,02	1,29	1,28	0,88	1,20	1,22	1,22	2,60	0,84
Na <sub>2</sub> O	2,83	3,80	3,60	3,29	2,15	3,50	4,18	0,40	3,30	2,98	3,52	3,26	3,44	3,48	3,36	3,26	3,92	3,84	3,39	2,07
K <sub>2</sub> O	3,53	3,22	3,66	2,32	3,39	2,48	4,48	3,55	3,08	3,77	2,23	3,14	3,18	2,79	3,02	3,36	5,26	5,40	4,05	4,20
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,95	0,70	0,52	0,93	0,71	0,57	0,27	0,88	0,88	0,86	0,80	0,88	0,74	0,83	0,86	0,95	0,88	1,53	0,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,25	0,25	0,22	0,25	0,20		0,12	0,30	0,28	0,25	0,25	0,32	0,25	0,25	0,25	0,25	0,20	0,35	0,30
H <sub>2</sub> O+	0,92	1,62	0,98	0,77	2,88	0,87	1,08	1,00	1,93	2,14	2,92	0,55	2,12	1,37	1,54	1,64	1,03	0,87	1,27	1,33
H <sub>2</sub> O-	0,06	0	0,18	0,04	0,76	0,27	0,38	0,24	0,18	0,21	0,19	0,16	0,24	0,21	0,27	0,32	0,21	0,16	0,35	0,17
Total	99,36	98,64	99,51	99,97	98,64	98,97	100,20	100,62	98,17	98,77	98,46	98,11	98,60	100,44	98,23	98,69	97,99	98,52	100,15	99,88
Ba*	815	477	674	364																
Sr*	65	193	192	244																
Rb	146	153	155	98					164	213	122	131	143	116	130	156				
K/Rb	201	175	197	198					156	147	152	199	185	200	193	179				

ENCLAVES DE META-ARKOSES								PYROXENITE		BLASTOMYLONITES						METADOLERITES			META-APLITES	
Tanguy			Haren					EPONTE												
E1	E2	E3	D20	H17	H18	H19	H20	G3	G4	B38	C6	D21	F12	F13	F14	D18	D19	H21	D22	
SiO <sub>2</sub>	57,20	75,50	68,20	61,50	59,70	56,00	56,00	51,00	51,70	52,16	71,60	69,30	67,45	70,30	71,80	71,20	48,60	49,70	54,00	77,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,75	10,70	14,56	19,44	17,40	21,10	19,50	22,30	23,00	10,77	14,22	14,77	15,58	14,57	14,08	14,40	14,46	15,64	15,70	12,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	3,04	0,30	0,23	0,41	1,12	1,00	0,80	0,99	2,20	2,26	3,47	4,66	3,69	2,51	2,36	15,31	10,13	1,65	0,74
FeO	5,00		3,44	5,70	3,58	4,19	4,88	6,85	4,88	9,72									5,69	
MnO	0,09	0,04	0,06	0,09	0,05	0,08	0,06	0,10	0,31	1,50	0,04	0,06	0,06	0,07	0,03	0,03	0,34	0,20	0,11	0,01
MgO	1,46	0,86	1,46	1,20	1,05	1,20	1,36	1,50	2,24	2,91	0,59	0,90	1,38	0,92	0,71	1,05	6,02	8,00	5,34	0,08
CaO	0,87	0,56	1,56	0,21	0,26	1,40	0,89	1,56	3,66	16,02	1,47	1,70	2,35	2,20	0,65	1,35	6,61	11,02	5,63	0,25
Na <sub>2</sub> O	3,52	1,61	3,00	0,80	2,91	6,30	3,60	3,65	2,46	0,80	3,70	4,47	3,94	3,68	3,47	3,23	3,33	2,65	3,70	3,20
K <sub>2</sub> O	7,33	5,36	5,53	5,65	10,05	4,10	8,60	7,00	5,48	0,46	3,96	4,11	3,47	2,90	4,41	4,39	2,26	0,81	3,64	5,21
TiO <sub>2</sub>	1,26	0,68	0,89	1,02	1,00	0,90	0,80	0,90	0,75	0,49	0,28	0,36	0,52	0,38	0,27	0,24	2,40	0,88	1,57	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,12	0,12	0,20					0,20	0,22				0,18						
H <sub>2</sub> O+	0,86	0,18	0,41	1,07	0,28	0,72	0,54	1,15	2,12	1,63	0,66	0,50	0,34	0,43	0,90	0,69	0,50	0,77	0,69	0,56
H <sub>2</sub> O-	0,16	0,11	0,19	0,25	0,12	0,03	0,05	0,09	0,29	0,33	0,24	0,18	0,15	0,18	0,28	0,29	0,04	0,16	0,11	0,15
Total	97,74	98,76	99,72	97,36	96,81	97,14	97,28	96,90	98,08	99,21	99,02	99,82	99,90	99,32	99,11	99,23	98,87	99,96	97,83	99,45
Ba*	1206	787	835	729							1177	1246	1152	926	1108	1832	655			1404
Sr*	143	149	328	34							307	218	397	378	239	317	392			65

Analyse spectrométrique (émission et absorption atomique), J. Cotten, Laboratoire de Pétrologie de Brest, sauf Ba et Sr  
\* Dosage C.R.P.G. Nancy

immédiate du contact - à moins de quelques dizaines de mètres - où elle est postérieure à la phase dynamique. La courbe univariante correspondant à la réaction (5) peut être traversée de bien des manières : soit par une baisse de la température, soit par une augmentation de  $\text{PH}_2\text{O}$ , l'autre facteur restant à peu de chose près constant, soit par une variation simultanée des deux paramètres ; la réaction (5) n'est donc pas forcément rétrograde, notamment à 200 m du contact (fig. 12.4).

On peut préciser la place des isogrades dans les cornéennes pélitiques et arkosiques : cordiérite et biotite I à plus de 1200 m du contact, biotite II entre 250 et 1000 m du contact, transition muscovite II - feldspath alcalin vers 150 m, transition andalousite - sillimanite vers 70 - 50 m (cf. carte en couleur hors-texte). A partir des réactions métamorphiques, on peut déduire une première approche du chemin suivi par ces cornéennes dans le champ  $\text{PH}_2\text{O}$ -T (fig. 12.4).

### 3 - APERCU GEOCHIMIQUE

L'alternance de lits riches en  $\text{SiO}_2$  -  $\text{Na}_2\text{O}$  (G14 - F15) et de lits riches en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{FeO}$  -  $\text{MgO}$  -  $\text{K}_2\text{O}$  (F16, F17, G17, G18) correspond au caractère rubané des métapélites formées de grès plagioclasiques et de graywackes. La composition globale des cornéennes rubanées de l'île Milliau est située entre celles des termes précédents, mais reste proche des champs des graywackes (fig. 12.5), avec  $\text{Na}_2\text{O} = \text{K}_2\text{O}$ , c'est-à-dire intermédiaire entre graywackes feldspathiques et graywackes lithiques (Pettijohn *et al.*, 1972) (tableau 12.2).

Au Castel, des grès arkosiques (G6) montrent une maturité nettement plus poussée que les grès plagioclasiques et un rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  bien plus élevé, caractéristiques que l'on retrouve dans certaines enclaves du groupe Haren - île Tanguy (E2).

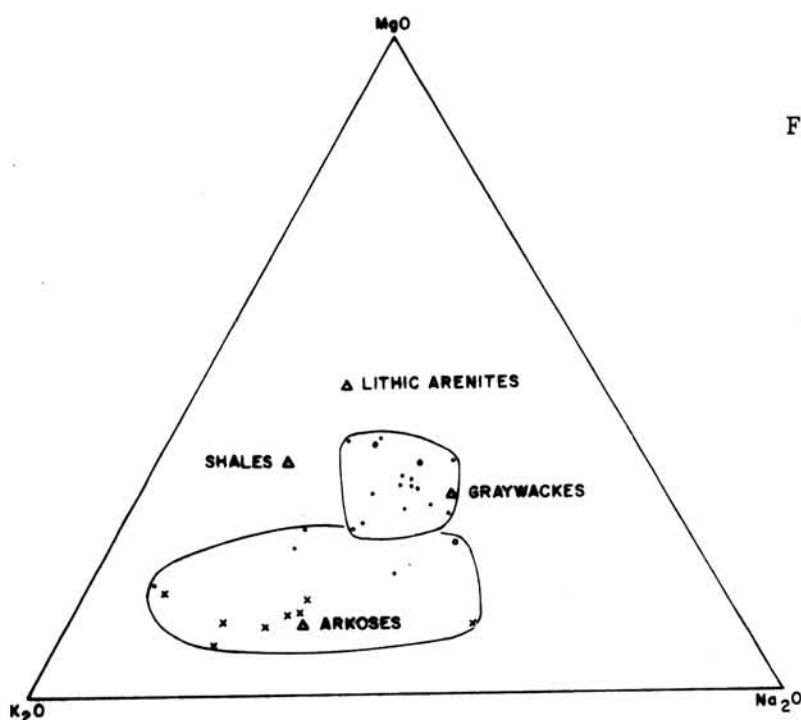


FIG. 12.5 - *Diagramme* MgO -  $\text{Na}_2\text{O}$  -  $\text{K}_2\text{O}$  (de La Roche, 1965) : position chimique des cornéennes grésopélitiques et grésosarkosiques par rapport à quelques données de Pettijohn. Point = île Milliau. Rond = Castel. Croix = enclaves.

Le rapport moléculaire  $MgO/FeO + MgO$  des grès plagioclasiques et graywackes de l'exocontact est d'environ 0,5, alors que celui des grès arkosiques et des enclaves est d'environ 0,3 ; ceci correspond pour les premiers à une abondance de la cordiérite et pour les seconds à la présence éventuelle de grenat pyralpite et à une relative abondance de la biotite par rapport à la cordiérite. La présence du grenat est en outre favorisée par un stock plus important de Mn (G6, G2).

Sur diagramme A'KF (fig. 12.6), les points représentatifs des graywackes sont relativement proches du pôle biotite, tandis que ceux des grès arkosiques et des enclaves se dispersent dans un champ potassique entre le pôle K et le champ des graywackes.

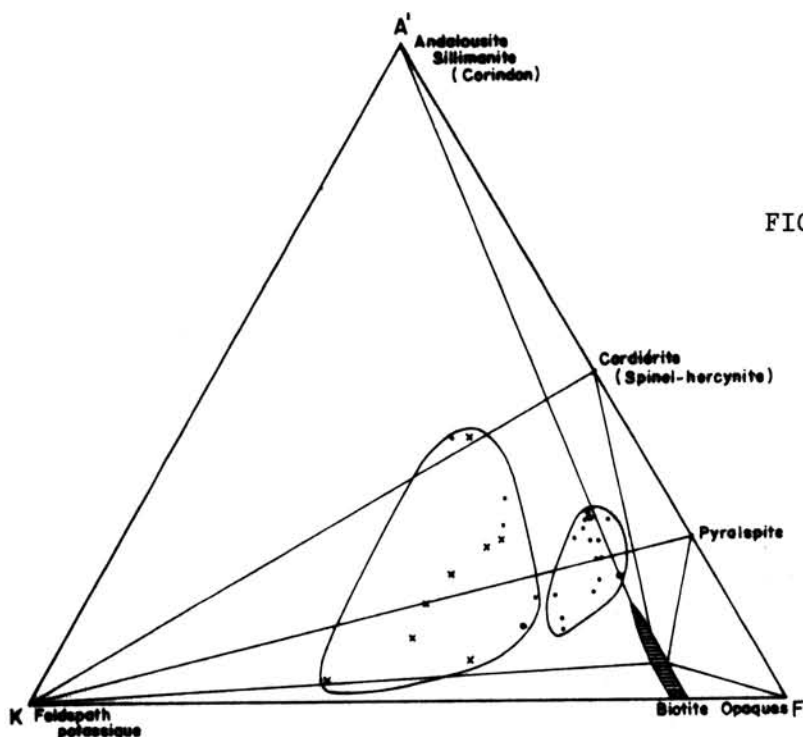


FIG. 12.6 - *Diagramme A'KF* : position des cornéennes pélitiques ; associations minérales à moins de 150 m du contact.

Le métamorphisme de contact s'accompagne du point de vue chimique de variation de la quantité d'eau disponible. Les stades dynamique et rétro-morphique de ce métamorphisme correspondent à une hydratation, alors qu'une déshydratation a probablement accompagné la phase statique. Cette fluctuation ne permet pas de tester le caractère allochimique du métamorphisme de contact progressif à la manière de ce que de La Roche (1974) met en évidence dans le métamorphisme régional de séries pélitiques. Les échanges d'eau entre exocontact et granite de La Clarté se font dans les deux sens : au cours de la déshydratation métamorphique (croissance de feldspath alcalin et cordiérite), l'eau de l'exocontact est, ou pompée par le granite, ou chassée plus à l'extérieur ; au cours de l'hydratation correspondant aux stades dynamique puis rétro-morphique, les fluides résiduels du granite passent dans l'encaissant. Ainsi, dans la zone proche du contact, à schistosité de flux, le rapport  $Al_2O_3 / PF'$  - rapport qui est un bon discriminant des aluminosilicates secs et hydratés (cf. de La Roche, 1974) - calculé sur des roches totales à compositions analogues, est beaucoup plus bas que dans la zone éloignée du contact (Roc'h), à schistosité de fracture (fig. 12.7). La circulation de fluide entre le granite et l'encaissant est telle que

les alcalins sont transportés à travers le contact ainsi que le montre le rapport K/Rb (fig. 12.7) ; les échantillons les plus proches du contact montrent un rapport K/Rb plus proche de celui du granite que les autres. Ce phénomène n'est certes pas unique : par exemple, une baisse du rapport K/Rb a été constatée dans les cornéennes au contact du granite du Land's End (Bowler, in Heier et Adams, 1963).

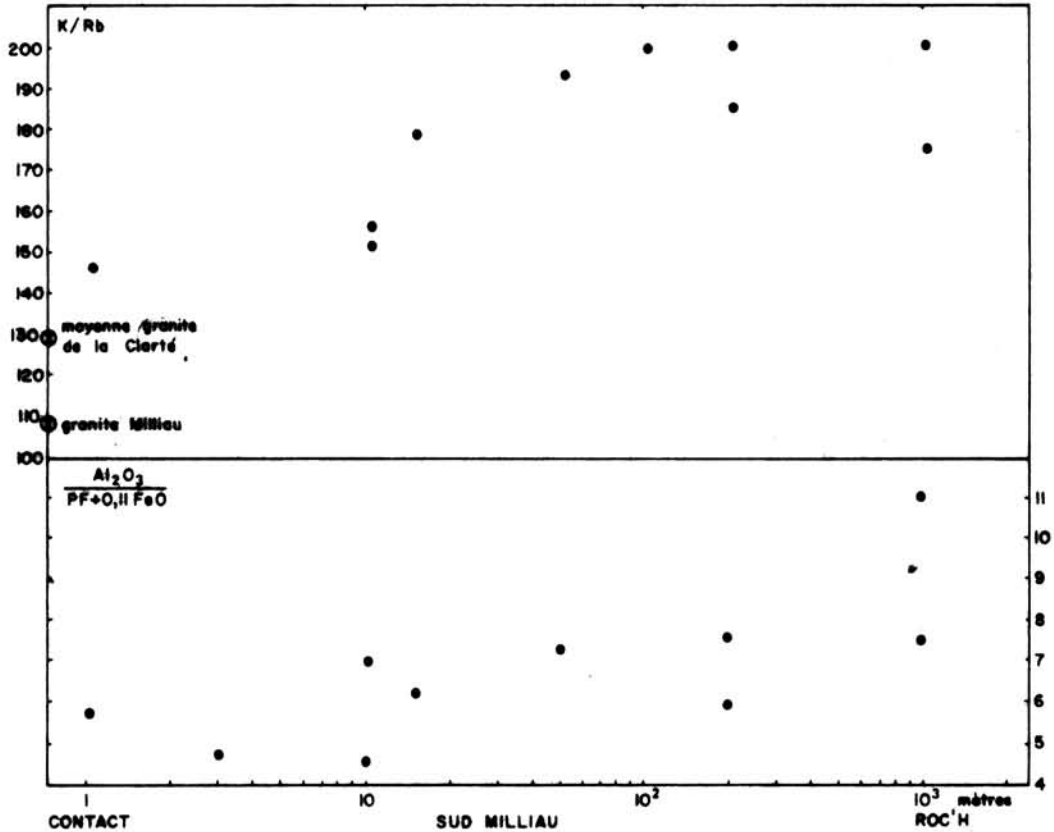


FIG. 12.7 - Evolution des rapports K/Rb et  $Al_2O_3/H_2O^+$  dans les cornéennes péliques, en fonction de la distance du contact.

Bien que Pitcher et Sinha (1957) aient conclu que le métamorphisme de contact du pluton d'Ardara était isochimique, Flinn (1959) montre qu'il y a départ d'eau de l'aurole de contact immédiate. Pour ce qui concerne le massif de Ploumanac'h, on observe au contraire un *enrichissement en eau* au cours des stades dynamique puis rétromorphique du métamorphisme de contact dans la partie interne de l'aurole. Cette circulation d'eau favorise les échanges chimiques et, en tout premier lieu, les transports si généraux d'alcalins à travers les contacts intrusifs (sans parler de la fenitisation, et pour en rester aux granites cf. OBA, 1968).

	ASPECT STATIQUE	ASPECT DYNAMIQUE	ASPECT RETROMORPHIQUE
<i>Cornéennes de la séquence basique</i>			
En enclave	Association polygonale d'amphibole verte + labrador + opaque + feldspath potassique perthitique + quartz	Très fruste schistosité à biotite - actinote	Chlorite + épidote + séricite ± tourmaline verte poeciloblastique
De 0 à 200 mètres du contact	Amphibole verte + labrador + sphène + opaque ± rutilé ± leucoxène		
<i>Cornéennes de la séquence calcaïque ou carbonatée</i>			
A quelques mètres du contact	Associations Diopside + grossulaire + plagioclase Diopside + amphibole verte Diopside + amphibole verte + biotite I Diopside + plagioclase ± amphibole verte Diopside + anthophyllite + sphène (± Ilménite + leucoxène)	En plus de la permanence des associations précédentes, apparition d'actinote Apparition de biotite II + grenat almandin (riche en Ca ?) ± andalousite dans les niveaux de transition avec la séquence pélitique	Calcite + séricite
<i>Cornéennes granitiques</i>			
Moins de 50 mètres du contact	Recristallisation en mosaïque complète ou très développée des anciennes plages de <u>plagioclase</u> et <u>biotite</u> ; ± amphibole verte	Fruste à très fruste schistosité à biotite	Chloritisation ± épidote ± muscovite
De 50 à 400 mètres du contact	Recristallisation incomplète des plagioclases ; mosaïque complète de biotite		
De 700 à 900 mètres du contact	Recristallisation très faible des plagioclases ; mosaïque complète de biotite		
<i>Cornéennes gneissiques</i>			
De 0 à 400 mètres du contact	Mosaïques polygonales et souvent polyminérales dans les yeux : Plagioclase ± quartz ± biotite ± hornblende	Néoschistosité à biotite ± amphibole verte recoupant l'ancienne foliation	Chloritisation des biotites ± épidote ± muscovite
De 900 à plus de 1500 mètres du contact	Mosaïques de biotite		

TABLEAU 12.3 - Evolution des cornéennes basiques, calcaïques et granito-gneissiques.

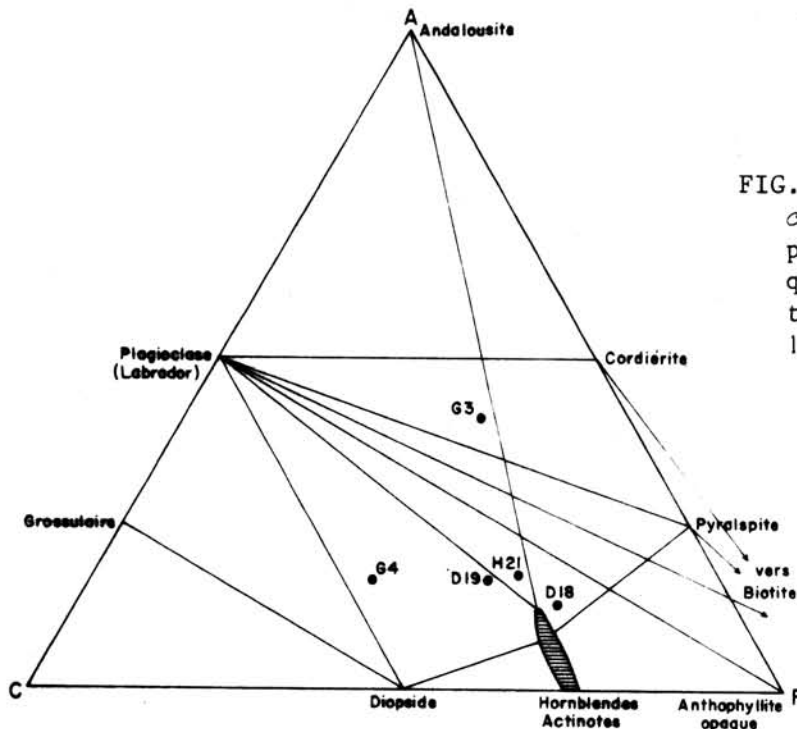


FIG. 12.8 - Diagramme ACF (non corrigé pour la biotite) ; position des cornéennes basiques ou calcaïques ; associations minérales à moins de 150 m du contact.

## B - METAMORPHISME DES ROCHES DE LA SEQUENCE BASIQUE ET DE LA SEQUENCE CARBONATEE

### 1 - LES METADOLERITES

La séquence basique est représentée par des métadolérites dont les plus éloignées du massif montrent un métamorphisme régional antérieur à actinote - albite - oligoclase  $\pm$  biotite brune  $\pm$  épidote. Dans les enclaves, l'association polygonale d'amphibole verte et labrador du métamorphisme de contact est très développée, mais ne réussit pas à masquer la texture originelle ophitique ; jusqu'à 100 mètres, dans l'exocontact, on peut retrouver cette disposition à large dominante polygonale, mais on observe aussi des cas où la texture ophitique est parfaitement conservée, avec seulement des développements de bourgeons et de gouttelettes de néoplagioclases pouvant envahir la plus grande partie des travées plagioclasiques ; dans les termes les moins transformés, le plagioclase montre un habitus magmatique : zonation "normale" à coeur calcique de bytownite et bordure de labrador, à macles associées type Carlsbad - albite  $\pm$  péricline ou acine. Deux types morphologiques d'amphiboles s'observent : de grands prismes subautomorphes d'amphibole verte à coeur plus clair ("ouralite"), de petites baguettes aciculaires en feutrage autour des grosses amphiboles ou dispersées dans le plagioclase. Le stade dynamique du métamorphisme de contact est généralement peu marqué ; là où il est le mieux souligné, une fruste schistosité à biotite brune + actinote apparaît. Des changements chimiques importants paraissent accompagner le métamorphisme (tableau 12.2) : une enclave de métadolérite (H21) est enrichie en Na-K et Si et appauvrie en Fe, Mg, Ca, par rapport aux deux metabasites encaissantes analysées (D18, D19) ; de telles transformations métasomatiques ont été démontrées ailleurs dans les contacts roches acides - metabasites (Rivalenti, 1973).

Le métamorphisme de contact des dolérites se caractérise donc par deux phénomènes apparemment contraires déjà mis en évidence dans le cas du métamorphisme régional (Fabriès, 1963) : sur le plan chimique, une métasomatose ; sur le plan minéralogique, une grande résistance de la texture ophitique. Le faciès métamorphique atteint est celui des cornéennes à amphiboles, avec l'isograde labrador - hornblende.

### 2 - LES PYROXENITES ET GRENATITES

De rares niveaux carbonatés ont été repérés, notamment au Castel, à une dizaine de mètres du contact. Ils forment des cornéennes rubanées et zonées (tactites ou skarns) avec des lits à grenat grossulaire seul, à grenat + diopside, à diopside seul, plagioclase + diopside, diopside + amphibole verte (tableau 12.3 ; fig. 12.8). Le stade dynamique ne déstabilise pas les associations constituées pendant le stade statique ; dans les faciès de transition avec les niveaux pélitiques, se développent pendant la phase dynamique une association à plagioclase - biotite II - andalousite - grenat.





FIG. 12.9 - *Début de recuit : restauration dans le granite à Perros-Guirec  $\approx$  500 m du contact. Recristallisation partielle d'un plagioclase. x 30.*



FIG. 12.10 - *Recuit primaire dans les blastomylonites à  $\approx$  50 m du contact. Recristallisation complète d'un plagioclase. x 30.*



## C - MÉTAMORPHISME DES GRANITES ANCIENS ET DES BLASTOMYLONITES

### 1 - CORNEENNES GRANITIQUES

La granodiorite de Perros-Guirec a subi avant sa cuisson par le granite de Ploumanac'h, les effets d'un métamorphisme régional ; celui-ci se traduit par le développement important de *biotite verte* ± séricite ± albite ± calcite, dans le plagioclase et d'un peu de muscovite dans le feldspath potassique.

Le métamorphisme de contact est marqué par la recristallisation progressive du plagioclase, depuis son tout début à 900 m du contact, jusqu'à son achèvement complet à moins de 50 m du contact (tableau 12.3). Les anciens plagioclases sont alors remplacés par une mosaïque polygonale de petits individus de forme régulière à joints plans et points triples (fig. 12.9 et 12.10) ; ce recuit des plagioclases est progressif depuis la *restauration* débutante à 900 m, jusqu'au *recuit primaire* près du contact (cf. Nicolas, 1974, sur la distinction des différentes phases de recuit). Ce recuit s'accompagne de la disparition des inclusions de biotite verte ± séricite dues au métamorphisme régional antérieur. La *biotite brune* recristallise complètement en mosaïque jusqu'à au moins 900 m du contact. Le comportement du feldspath potassique est tout à fait remarquable : il ne recristallise pas du tout, et garde les traces des déformations antérieures (plages à extinction ondulante, ou tronçonnées).

L'aspect dynamique du métamorphisme de contact est discret ; il est marqué par une néoschistosité fruste et sporadique à biotite qui s'estompe rapidement au-delà d'une distance de 100 mètres du contact.

### 2 - CORNEENNES GNEISSIQUES

Par rapport au granite cadomien de Perros-Guirec, les blastomylonites de Trébeurden et de Porz Rolland présentent une néoschistosité à biotite ± amphibole verte bien mieux exprimée sur une distance allant jusqu'à près de 400 m du contact ; dans cette zone, l'aspect dynamique du métamorphisme de contact l'emporte sur l'aspect statique (tableau 12.3). Au-delà de 900 m, des mosaïques polygonales de biotite brune traduisent encore l'influence du métamorphisme de contact du massif de Ploumanac'h ; la proximité du granite hercynien de Trédrez qui métamorphose aussi son encaissant masque l'isograde de la biotite brune au sud de Porz Mabo.

Les cornéennes granitiques et gneissiques montrent donc les deux aspects, statique puis dynamique, du métamorphisme de contact mis en évidence dans les cornéennes pélitiques et arkosiques ; mais sans qu'il soit possible d'observer des transformations paragenétiques entre ces deux stades. Le recuit des biotites est beaucoup plus étendu que celui des plagioclases, tandis que le feldspath potassique échappe à la recristallisation et que le quartz encaisse les ultimes déformations.

## CONCLUSIONS

Le faciès métamorphique atteint au contact est celui des cornéennes à amphiboles ; l'absence d'orthopyroxène est symptomatique à ce point de vue (cf. Eskola, 1939 ; Turner, 1968) ; il est préférable de s'en tenir à ce critère plutôt que d'adopter comme limite la simple apparition du feldspath potassique aux dépens de la muscovite (Winkler, 1965, 1974). Le champ  $\text{PH}_2\text{O} - \text{T}$  atteint pendant la période dynamique (2 à 3,25 Kb ; 620 à 660°C) exclut toute possibilité de cristallisation d'orthopyroxène au contact ; la pression d'eau -sans doute un peu plus basse- et la température atteintes pendant la période statique ne l'ont pas permise davantage, ni dans l'auréole ni dans les enclaves.

De l'eau s'est échappée du granite lors des stades dynamique et rétro-morphique du métamorphisme de contact, permettant la cristallisation de phases hydratées ; cet échange chimique est le plus évident mais n'est pas le seul ; un rapport d'alcalins semble se manifester dans les métapélites (K, Rb) (cf. Flinn, 1959 ; Reverdatto et al., 1974 ; de La Roche, 1974). Selon Reverdatto et al., 1972, ce transfert de fluides contribue à élargir l'auréole métamorphique.

Le champ  $\text{PH}_2\text{O} - \text{T}$  atteint lors de la phase dynamique explique la relative plasticité des terrains encaissants, déformables avec des processus d'écoulement où les mécanismes de diffusion et de recristallisation prédominent sur les processus de glissement intracristallin ("hot working" des métallurgistes). Cependant, la plasticité des roches encaissantes varie énormément et dépend aussi d'autres facteurs : sans parler de l'influence de la composition minéralogique ni de celle des textures et structures primitives qui sont évidentes (les blastomylonites s'aplatissent beaucoup mieux que le vieux bâti granitique de même composition ; les métapélites à biotite s'aplatissent mieux que les filons aplitopegmatitiques), il faut souligner l'importance qu'ont les réactions minérales sur la plasticité des roches : une réaction du type (1) ou (2) productrice de biotite est exothermique avec diminution de volume, elle favorise l'aplatissement là où elle apparaît, c'est-à-dire dans les métapélites à cordiérite et les méta-arkoses à almandin.



## CHAPITRE 13

PETROLOGIE DES GRANITES A GROS GRAIN

Les variations systématiques et progressives de la texture, de la composition minéralogique et de la composition chimique des granites à gros grain impliquent une origine commune à partir d'un seul magma ; les variations de composition s'expliquent par une différenciation selon un processus de cristallisation fractionnée (ch. 8, 9, 11). Le présent chapitre rassemble les données sur les conditions physicochimiques de cette différenciation.

A - DONNEES SUR LES VARIABLES PHYSICOCHEMIQUES

1 - LA PRESSION TOTALE  $P_t$

Avec Burnham (1967), on distingue la pression totale  $P_t$  de la pression des fluides  $P_f$  et de la pression d'eau  $P_{H_2O}$  avec  $P_t \geq P_f \geq P_{H_2O}$ . On dispose de deux estimations de la pression totale ; premièrement à partir de la pression des fluides en fin de cristallisation, au moment où  $P_f$  rejoint  $P_t$  lors de la cristallisation des aplites granophyriques (ch. 11) ; deuxièmement, à partir du champ de stabilité des paragenèses de l'exocontact (ch. 12) :

- l'assemblage minéralogique des cornéennes pélitiques, au stade dynamique est stable entre 2 et 3,25 Kb  $H_2O \approx P_t$ .
  - la composition des aplites indique une fourchette de 2 à 4 Kb  $H_2O \approx P_t$ .
- Cette deuxième estimation est moins précise que l'autre ; une inconnue importante réside dans la valeur des différentes lignes joignant les "piercing points" disponibles dans le système Q - Ab - Or - An (Von Platen, 1965 ; James et Hamilton, 1969 ; Winkler, 1974 ; Winkler *et al.*, 1975) ; en particulier, le décrochement à 2 Kb  $H_2O$  dessiné par Von Platen n'a pas été retrouvé à d'autres pressions d'eau et est abandonné par Winkler. C'est pourquoi, il est préférable de retenir la courbe à 1 Kb de James *et al.* et de la comparer aux courbes à 4, 5, 7 et 10 Kb de Winkler *et al.*

On ne dispose pas d'autres géobaromètres, car celui que fourniraient biotites et amphiboles est inutilisable à cause de la présence de fluor dans le réseau de ces minéraux (Carmichael *et al.*, 1974, p. 123).

On retiendra donc que la fin de la cristallisation des granites à gros grain s'est effectuée sous une pression totale  $P_t$  comprise entre 2 et 3,25 Kb. Cette pression totale n'indique pas d'emblée une pression de charge lithostatique ni donc une profondeur de mise en place. Dans le cas d'une intrusion diapirique la pression totale excède la pression lithostatique sans quoi il n'y aurait pas de migration de matière vers la surface ; et ceci, jusqu'aux derniers stades de l'intrusion, car il est probable que ce n'est pas une réduction de la pression totale interne qui stoppe la migration vers la surface, mais plutôt l'augmentation spectaculaire de la viscosité due à la chute de la température et à l'achèvement de la cristallisation\*

## 2 - LA PRESSION DES FLUIDES $P_f$ , LA PRESSION D'EAU $PH_2O$ ET LE COMPORTEMENT DES FLUIDES.

La pression des fluides égale la somme des pressions partielles des divers éléments volatils ; mais étant donné que l'on ne connaît pas les concentrations de ces différents éléments dans le magma, on suppose, pour simplifier, que la pression des fluides est due uniquement à de l'eau.

On dispose d'une estimation approximative de  $P_f$  par la comparaison de la composition chimique du cristallisé avec les expérimentations conduites sous pression d'eau ; la position chimique des échantillons les plus acides du granite de La Clarté dans le système normatif Q - Ab - Or - An (fig. 9.2 et 9.3) indique que  $P_f$  du magma  $\approx$  1 Kb  $H_2O$ . Cette estimation est peu précise (cf. § 1) vu l'incertitude sur les "piercing points" ; mais, par ailleurs, il est manifeste que les conditions de pression des fluides lors de la cristallisation du granite de La Clarté étaient nettement plus basses que pour les aplites granophyriques (comparer fig. 9.2 et 11.3) saturées en eau ; c'est pourquoi, bien que cette estimation soit peu précise (cf. § 1), il n'y a pas lieu de la suspecter.

Étant donné que la pression de fluide (et notamment  $PH_2O$ ) augmente au cours de la cristallisation, la pression de fluide du magma originel est inférieure à 1 Kb. On ne peut la préciser plus, étant donné que l'on ignore la proportion du magma ayant cristallisé avant le granite de La Clarté. Cependant, vu le caractère chimique résiduel accusé des échantillons les plus acides du granite périphérique, on s'attend à ce que  $P$  fluide du magma originel soit plus faible que celle calculée pour le granite de La Clarté.

L'estimation du pourcentage d' $H_2O$  maximum contenu dans le magma résiduel est faite à partir des données de Burham, 1967, 1974, soit moins de  $\approx$  3,5 %  $H_2O$  à  $P_t \approx$  2 Kb. La sous-saturation en eau du magma initial est plus poussée que celle du magma résiduel et d'autant plus forte que  $P_t$  et  $T$  sont élevés et que d'autres volatils sont présents dans le magma, F, S, Cl ?,  $CO_2$ , B... Pour le fluor, la seule donnée directe que l'on possède concerne les biotites (ch. 8) ; étant donné l'absence de fluorine primaire dans les granites à gros grain, et

\* Dans le massif de Cauterets-Panticosa, Debon (1975) constate aussi un excès de la pression totale sur la pression lithostatique. Cet excès est aussi démontré dans le cas des explosions nucléaires contenues où des valeurs colossales de  $P_t$  peuvent être atteintes pendant une fraction de seconde lors de la phase dynamique de l'explosion (Fauré, 1970, estime  $P_t$  à 400 Kb pour le tir effectué dans le granite de Tan Afella, Ahaggar).

compte tenu des estimations modales et des teneurs maximales possibles en F de la hornblende et de l'apatite (Deer *et al.*, 1962), comme le fluor entre de préférence dans les phases silicatées solides, au cours de la cristallisation (Carmichael *et al.*, 1974, p. 316), on en déduit une teneur maximum de F < 0,25 % dans le magma originel. Le magma initial des granites à gros grain est fortement sous-saturé en eau et appartient au type III de Robertson et Wyllie (1971) : magma sous-saturé donnant par fractionnement un résidu saturé en eau (les aplites granophyriques dans notre cas).

### 3 - LA TEMPERATURE ET LA FUGACITE D'OXYGENE

#### a) Géothermométrie sur plagioclase

Dans les roches plutoniques, dont les minéraux sont souvent soumis à des équilibres tardifs, l'un des meilleurs géothermomètres est basé sur l'équilibre entre le plagioclase et le magma (Carmichael *et al.*, 1974). Kudo et Weill (1970) ont calibré leur géothermomètre en fonction de  $P_{H_2O}$ , paramètre déterminant l'équilibre. Drake (1976) a précisé le thermomètre en pression sèche.

Etant donné que l'on ne connaît pas la composition originelle du magma, on a calculé les températures d'équilibre des plagioclases en fonction des moyennes de composition des cristallisats et de plusieurs pressions d'eau (tableau 13.1). Ces résultats donnent un début de cristallisation de l'oligoclase An 30 dans le magma vers 900°C à 0,5 Kb  $H_2O$ , et un début de cristallisation de l'oligoclase du granite de La Clarté vers 800°C, la température dépendant beaucoup plus de la pression d'eau que de la composition de la matrice.

	Pression d'eau Kb	Cristallisats successifs				Magma supposé
		Traouiéros	composition intermédiaire	La Clarté	Squeouel + Kerellé	
An 30	0	956*	962*			
		970	957			
	0,5	926	909			885
An 22,5	0,5		827	848		789
	1		750	771		
An 20	0,5			812		
	1			715	714	

TABLEAU 13.1 - Température (°C) d'équilibre correspondant au géothermomètre sur plagioclase, calibrage de Kudo et Weill (1970) sauf\* Drake (1976). La composition An 22,5 correspond à la cristallisation équilibrée pendant la période oscillatoire de la croissance d'après les hypothèses récentes (par ex. Sibley *et al.*, 1976). La composition du magma supposé est donnée au tableau suivant, voir le texte pour discussion.

Le partage de Sr et Ba entre plagioclase et magma (Drake *et al.*, 1975) donne de bonnes estimations thermométriques mais on ne peut pas l'utiliser dans notre cas à cause du manque de données en pression d'eau et de la redistribution tardive de ces éléments traces dans les granites à gros grain (cf. infra, B).



b) Indications fournies par les biotites

L'estimation sur biotites (ch. 8) conduit aux conditions d'équilibre suivantes (granite porphyroïde puis granite de La Clarté) :

- température de 770°C à 550°C
- Log.  $fO_2$  : de - 14 à - 17

Les températures obtenues sont beaucoup plus basses que celles qui ont été dérivées, en supposant les coeurs de plagioclase à l'équilibre ; cependant, on note que pour le granite porphyroïde, la température d'équilibre des biotites correspond à la fourchette obtenue pour la cristallisation équilibrée du plagioclase de la zone oscillatoire (750 à 830°C selon la pression d'eau).

c) Indication des oxydes de fer

Les résultats préliminaires sur quatre couples ilménite-magnétite (séparés par liqueur dense par M. Le Guen et J. Cotten) donne, selon la méthode de Buddington et Lindsley (1964) :

- température comprise entre 500 et 550°C
- Log.  $fO_2 \approx - 21$

B - COEFFICIENTS DE PARTAGE ENTRE MINERAUX

1 - ELEMENTS MAJEURS

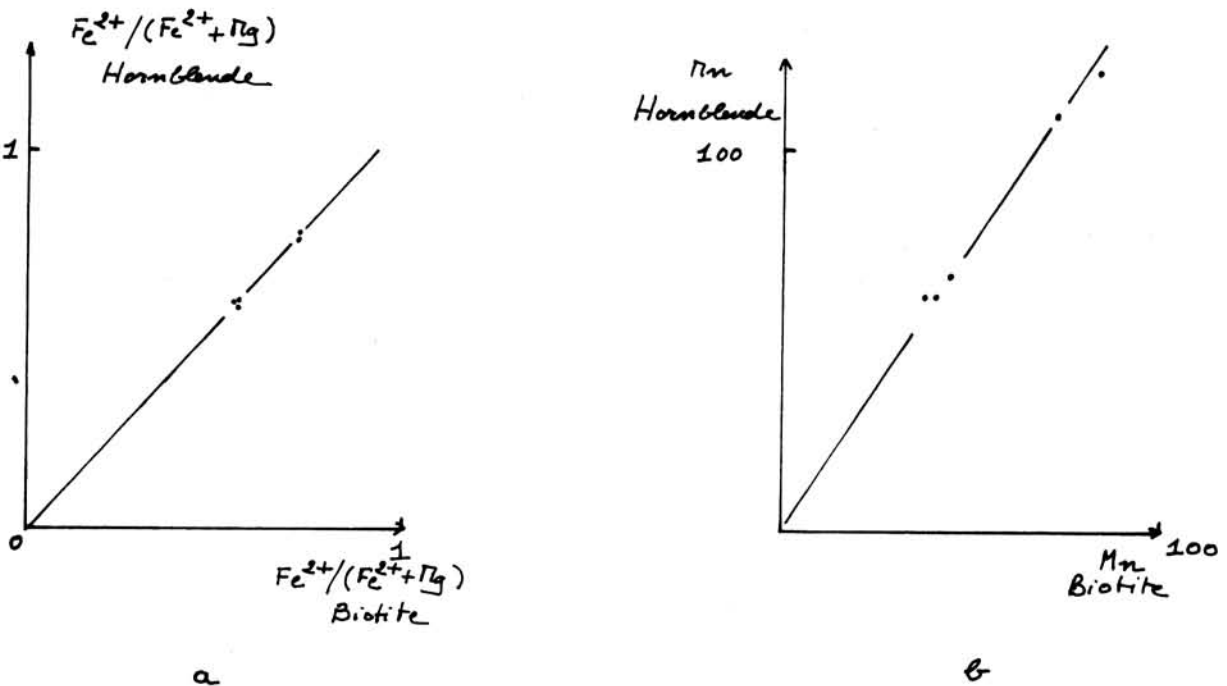


FIG. 13.1 - Partage de  $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$  (a) et de Mn (b) entre hornblende et biotite.



Le partage du sodium entre plagioclase et feldspath potassique est  $D_{Na} Pl/FK \approx 4$ . Pour des pressions d'eau modérées de 1 ou 2 Kb, ce partage indique un équilibre de basse température, 500 à 600°C (Stormer, 1975) ; cependant, cette indication ne signifie pas grand chose puisque le plagioclase reste zoné et que le feldspath potassique est lui-même un assemblage de deux phases.

Le partage du sodium entre les deux phases des perthites n'a pas été calculé, étant donné que le stock de Na dans la phase potassique dépend entre autres facteurs de sa triclinicité et que celle-ci varie même à l'échelle d'un mégacristal.

Le partage de  $Fe^{2+}$  et Mg entre amphibole et biotite (fig. 13.1) est proche de  $D_{Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg} Hb/BiO = 1,1$ . La bonne corrélation présentée par ces éléments indique l'existence d'une solution quasi-idéale entre le fer ferreux et le magnésium dans chacun de ces minéraux, en accord avec les données antérieures (Saxena, 1968 ; Mueller, 1972 ; Gorbatshev, 1972). Mn semble se partager plus ou moins linéairement entre amphibole et biotite.

## 2 - LE BARYUM

Ce gros ion entre de préférence dans le réseau du feldspath potassique, puis, dans l'ordre, dans la biotite, le plagioclase et la hornblende (tableaux 3, chapitre 8). Etant donné que l'amphibole est pauvre en Ba et que les granites à gros grain contiennent peu d'amphiboles, on peut négliger ce minéral et s'intéresser au partage du baryum entre feldspath potassique, biotite, plagioclase (fig. 13.2). Le partage de cet élément entre feldspaths est relativement cons-

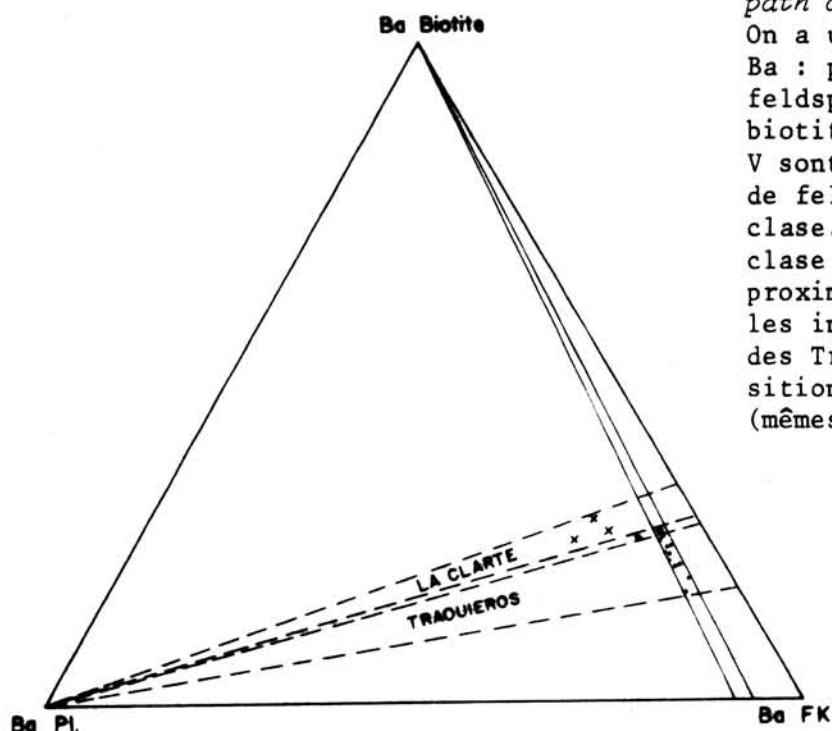


FIG. 13.2 - Partage de Ba entre feldspath alcalin, biotite et plagioclase. On a utilisé les valeurs corrigées de Ba : pour total ramené à 100 dans les feldspaths, et pour  $x = 2$  dans la biotite. Les localités, Ku, R, C, M, V sont exclues à cause des impuretés de feldspath potassique dans le plagioclase. Le dosage de Ba dans le plagioclase du granite de La Clarté est approximatif (trop faible quantité vu les interférences). Point : granite des Traouiéros. Rond : terme de transition. Croix : granite de La Clarté (mêmes symboles pour figures suivantes).

tant DBa FK/Pl  $\approx 11$  (variation de 10 à 12), les données suspectes sur le plagioclase du granite de La Clarté mises à part ; par contre, le partage de Ba entre feldspath potassique et biotite varie de façon systématique : DBa FK/BiO diminue systématiquement du granite des Traouiéros au granite de La Clarté ; la corrélation de Ba/K entre ces deux minéraux est mauvaise (fig. 13.3). L'interprétation de ces données est d'autant plus délicate que l'on ne connaît pas la distribution de Ba à l'intérieur des mégacristaux de feldspath potassique (ailleurs, Fernandez *et al.*, 1969 ; Sabourdy, 1975 ont montré que le baryum souligne la zonation et se trouve fortement concentré dans le coeur du mégacristal) : la concentration de Ba au coeur des mégacristaux les plus précoces expliquerait alors la diminution systématique de DBa FK/BiO vers le granite résiduel de La Clarté ; il faut également évoquer la possibilité d'une cristallisation non simultanée du feldspath potassique (spécialement du coeur) et de la biotite.

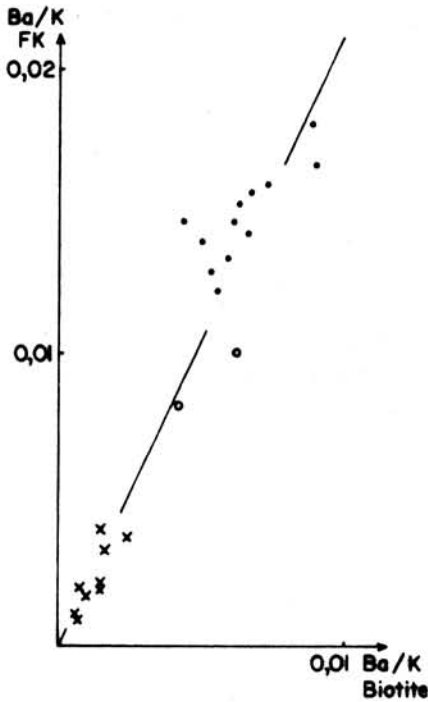
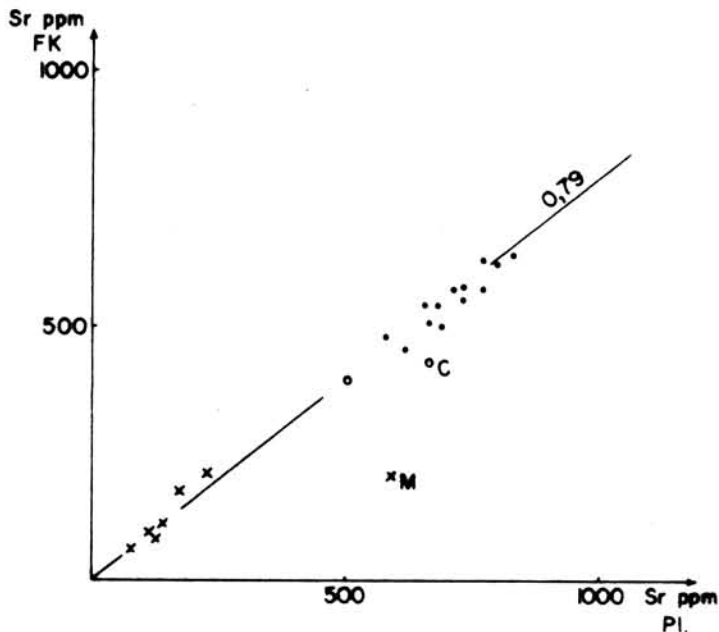


FIG. 13.3 - Distribution de Ba/K entre feldspath potassique et biotite.

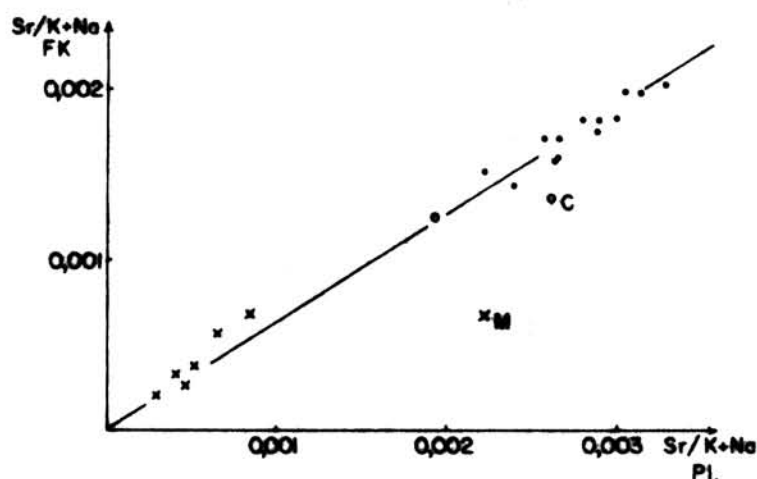
### 3 - LE STRONTIUM

Sr se concentre dans les feldspaths (tableaux ch. 8) ; il y en a très peu dans l'amphibole et encore moins dans la biotite. Ce cas est donc plus simple que celui de Ba. Le partage du Sr ne montre pas beaucoup de variation (fig. 13.4), sauf pour deux échantillons du Sud du massif ; DSr FK/Pl  $\approx 0,79$ . L'étude expérimentale de la fixation du Sr dans les feldspaths (Iiyama, 1968, 1972) montre que cet alcalino-



terreux se substitue de préférence à Na puis à K, mais très peu à Ca et ceci de façon idéale sur un très large domaine ; les concentrations en Sr des feldspaths de Ploumanac'h sont dans ce domaine ; c'est pourquoi, il a paru intéressant de tester le comportement de Sr dans les feldspaths "naturels" de Ploumanac'h. La distribution de Sr/K + Na (rapport de

FIG. 13.4 - Partage de Sr entre feldspaths. Milliau (M) et Crec'h Hery (C) montrent un partage anormal.



nombre d'atomes) entre le feldspath potassique et le plagioclase est linéaire (fig. 13.5), ce qui suggère que la répartition de Sr entre les feldspaths correspond à une solution idéale selon un équilibre thermodynamique.

FIG. 13.5 - *Distribution du rapport Sr/(K + Na) entre feldspaths. Le rapport est calculé sur des nombres d'atomes afin d'éliminer la disparité de masse des deux alcalins. (C) et (M) montrent également une distribution anormale.*

A quoi correspond cet équilibre ? L'influence de la composition des phases feldspathiques en présence (Iiyama, 1968) et celle de la pression d'eau (Dupuy, 1972) sur le coefficient de partage en Sr paraissent minimales ; par contre, la température semble le modifier de façon plus importante, selon Dupuy. *L'équilibrage du Sr entre le plagioclase et le feldspath potassique peut correspondre à un domaine étroit de température ; on sait que la température diminue notablement au cours de la cristallisation des granites à gros grain ; on peut en conclure que la température d'équilibre fournie par le partage du Sr est relativement basse et tardive.* On note d'ailleurs que le coefficient de partage est sensiblement le même que celui des feldspaths de composition similaire à 600°C et 1 Kb H<sub>2</sub>O, (Iiyama, 1968) ; et, bien qu'on ne possède pas encore de géothermomètre calibré sur le strontium, nos données laissent soupçonner un réajustement postmagmatique du Sr dans les granites à gros grain.

#### 4 - LE RUBIDIUM

Le rubidium est "camouflé" (Goldschmidt) par le potassium de préférence dans la biotite, puis dans le feldspath potassique, puis dans la hornblende et enfin dans le plagioclase (tableaux 8.2 et sq.). Le partage du rubidium entre la biotite et le feldspath potassique s'éloigne peu d'une constante (fig. 13.6). DRb Bio/FK  $\approx$  3,1 ; la distribution de Rb/K entre les deux minéraux (fig. 13.7) est quasi linéaire et suggère que la substitution Rb-K obéit aux lois des solutions idéales (le rapport Rb/K est indépendant du degré de chloritisation des biotites, ce qui élimine l'incertitude sur le lessivage des alcalins dans le mica).

A quel équilibre correspond une telle distribution ? La composition des phases modifie les constantes de partage du Rb, tant en ce qui concerne les feldspaths (Iiyama, 1968), que les micas (Volfinger, 1974, 1975), et de façon si importante qu'un géothermomètre précis basé sur la distribution du Rb n'est valable que pour un couple de compositions données. La température modifie également le partage du Rb entre micas et feldspath potassique (Chelishchev, 1967 ; Beswick, 1973) ; plus la température est élevée, plus Rb/K biotite / Rb/K feldspath potassique diminue, autrement dit mieux Rb entre dans le feldspath potassique. La comparaison avec les données expérimentales suggère, comme

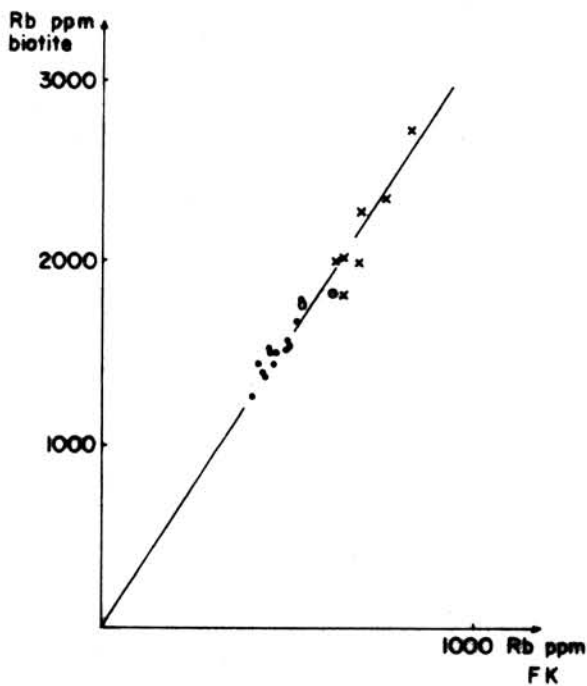


FIG. 13.6 - Partage de Rb entre biotite et feldspath potassique.

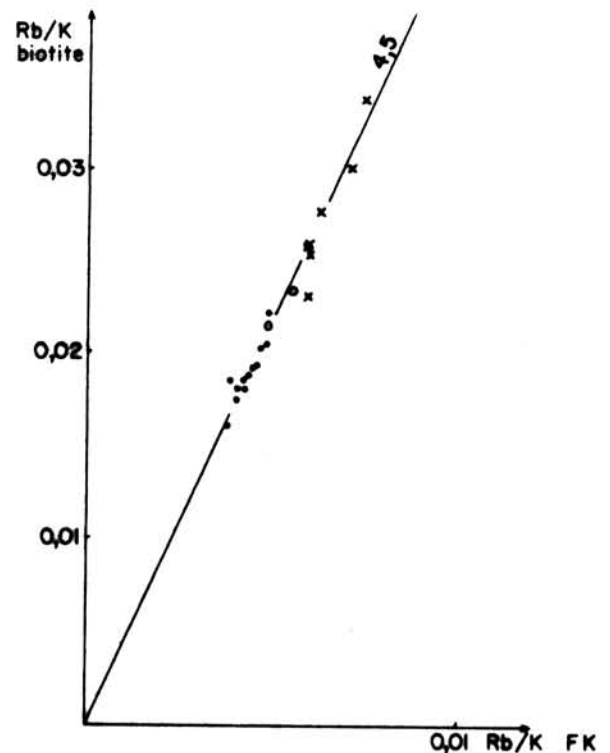


FIG. 13.7 - Distribution du rapport Rb/K entre biotite et feldspath potassique.

pour le strontium, une redistribution du rubidium à relativement basse température. D'autre part, le raisonnement tenu pour le strontium vaut pour le rubidium : la répartition de Rb entre biotite et feldspath potassique se serait faite dans un domaine étroit de température, qui ne peut en conséquence correspondre qu'à une température tardive et relativement faible. Cette conclusion rejoint celle de Bernotat *et al.* (1976) pour qui un rapport DRb/K Biotite/FK plus élevé que 3,5 correspond à un rééquilibrage postmagmatique en présence d'eau. Cependant, il est possible que les réactions d'échange d'ions aient eu lieu dans un plus vaste domaine de température, mais de façon incomplète, et que les coefficients de partage ne reflète en réalité qu'une température moyenne.

##### 5 - APPORT DES COEFFICIENTS DE PARTAGE A LA CONNAISSANCE DE L'EVOLUTION DES GRANITES A GROS GRAIN

La répartition des alcalins K, Na, Rb, ainsi que celle de Sr dans les feldspaths et la biotite des granites à gros grain indique l'existence d'un rééquilibrage tardif très probablement postmagmatique (Carron *et al.*, 1971 et Gauthier, 1974 ont signalé de tels rééquilibrages des alcalins dans les granites). Pour ces éléments, les minéraux étudiés apparaissent ainsi comme des systèmes ouverts aux conditions physicochimiques tardives. La permanence de

l'ouverture des réseaux indique l'existence d'un milieu fluide (probablement surtout aqueux) permettant les réactions d'échange d'ions. Ces réajustements chimiques tardifs pouvaient être soupçonnés, au plan textural, à partir des réactions deutériques impliquant développement d'albite, chlorite, épidote, etc...

S'agit-il d'un autométasomatisme ou d'une action des fluides issus des granites à grain fin ? Il est probable que les deux phénomènes interfèrent. Dans quelle mesure la composition globale des échantillons de granites à gros grain en est-elle affectée ? L'analyse texturale a montré que les réactions deutériques sont "extensives" mais non "intensives" ; il est donc probable que les alcalins sont redistribués à l'échelle des cristaux, peut-être à l'échelle de l'échantillon, mais non à celle du massif où la distribution de K et Rb, notamment, reste zonée et liée à une différenciation par cristallisation fractionnée.

### C - APPROCHE DE LA COMPOSITION INITIALE DU MAGMA

A Ploumanac'h, nous n'avons nulle part d'accès direct à la composition initiale du magma générateur des granites à gros grain : il n'y a pas de bordure figée non différenciée pouvant la représenter. Par contre, on connaît la composition moyenne des cristallisats successifs : granite porphyroïde, granite à gros grain, aplites granophyriques ; les premiers cristallisats représentent des cumulats plus basiques que le magma originel, alors que les derniers cristallisats représentent des compositions plus proches des magmas résiduels successifs. Pour la plupart des éléments, mais pas pour tous, la teneur dans le magma est intermédiaire entre celles que l'on observe dans les premiers cumulats et les derniers résidus : ces éléments sont ceux dont la teneur augmente ou diminue constamment au fur de la cristallisation, savoir (ch. 9) : Si, Al, Fe, Mg, Ca, Ti, Ba, Sr, Rb ; le cas du sodium est singulier, puisqu'il passe par un minimum dans le terme de transition ; quant au potassium, il reste à peu près constant.

Dans ces conditions, on peut théoriquement calculer une composition approximative du magma originel par une moyenne pondérée des cristallisats ; mais on ne connaît pas leur volume respectif dans le massif. La seule donnée quantitative qui puisse nous guider concerne le rapport minimum Ab/An du magma en équilibre avec le premier plagioclase à cristalliser (An 30) ; d'après les expérimentations de Kudo et Weill (1970), ce rapport minimum est de 5. A cette donnée s'ajoute une autre contrainte issue de l'étude texturale : le quartz, existe sous forme de grosses billes jusque dans le granite porphyroïde le plus basique ; la signification de cet habitus est que la *ligne cotectique de cristallisation quartz - feldspaths dans le tétraèdre Q - Ab - Or - An* a été rejointe de bonne heure par le magma peu après la cristallisation 1/ du plagioclase et 2/ du feldspath potassique, permettant ainsi la cristallisation inhabituelle de ces trois espèces sous forme de phénocristaux. Autrement dit, la composition initiale du magma n'était pas très éloignée de la ligne cotectique, ce qui vient confirmer la validité du rapport minimum Ab/An = 5. On devine ainsi que la composition magmatique initiale est située entre celles du granite de La Clarté et du terme de transition (le tableau 13.2 donne une composition possible : 2/3 moyenne du granite de La Clarté + 1/3 moyenne du granite des Traouiéros). Cette estimation -qui ne tient pas compte de l'appartenance éventuelle des granites intermédiaires au système différencié- est celle qui accorde au magma la plus grande basicité qui soit.



SiO <sub>2</sub>	73,7	Q	31,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,3	Or	30,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	2	Ab	27,8
MnO	0,03	An	5,3
MgO	0,4	Ap	0,2
CaO	1,2	Hy	2,9
Na <sub>2</sub> O	3,3	Cor	0,3
K <sub>2</sub> O	5,2	Mt	0,9
TiO <sub>2</sub>	0,3	Ilm	0,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	Total	99,7
Ba	350	( Q	34,7
Sr	150	100 % ( Or	34,2
Rb	335	( Ab	31,1
Total	99,6	( Or	48
H <sub>2</sub> O	≈ 2	100 % ( Ab	43,7
		( An	8,3
		Ab/An	5,2

TABLEAU 13.2 - Composition approximative la plus basique possible du magma générateur des granites à gros grain.

L'estimation de la viscosité  $\eta$  et de la densité  $d$  de ce magma est faite à partir des considérations et des procédures de calcul de Bottinga *et al.*, 1970, 1972 et Shaw, 1972 pour une quantité "raisonnable" maximum de 2 % H<sub>2</sub>O (estimée à partir de la teneur maximum de 3,5 % d'eau dans le dernier cristallinat du granite de La Clarté et de 0,5 % d'eau contenu dans les minéraux hydratés du granite porphyroïde), soit :

- à 1000°C  $\eta \geq 3 \times 10^6$  poises et  $d \approx 2,36$
- à 900°C  $\eta \geq 10^7$  poises et  $d \approx 2,37$

## D - EVOLUTION PETROLOGIQUE DES GRANITES A GROS GRAIN

### 1 - EVOLUTION GLOBALE DES VARIABLES PHYSICO-CHIMIQUES

La pression totale, la température et  $fO_2$  diminuent au cours de l'ascension et de la cristallisation du magma. En particulier, le géothermomètre sur plagioclase et magma supposé (tableau 13.1) indique une décroissance de  $\approx 170^\circ\text{C}$  entre le début de la cristallisation dans le magma vers  $885^\circ\text{C}$  et le début de la cristallisation de l'oligoclase du granite de La Clarté. Dans le même laps de temps, la pression d'eau augmente et finit par rejoindre la pression totale ; la phase fluide se concentre alors près des bordures et au sommet du corps intrusif (on renvoie sur ce point aux analyses de portée générale de Maaløe et Wyllie, 1975).

L'évolution de la viscosité du bain magmatique résiduel est commandée par la composition chimique, surtout sa teneur en eau et sa température. La chute de la température élève la viscosité alors que l'accroissement de la teneur en eau l'abaisse. L'estimation de la viscosité du bain résiduel correspondant au

dernier cristallisé granitique (Squeouel + Kerellé), pour 3,5 % H<sub>2</sub>O (cf. supra § A2), est de 10<sup>7</sup> poises à 800°C. Ce qui implique que la viscosité du "jus" résiduel reste à peu près constante au cours du fractionnement à température décroissante.

La viscosité de la suspension magmatique augmente fortement et de façon accélérée avec le taux de cristallisation ; une concentration de 50 % de cristaux augmente d'un facteur 12 la viscosité de la suspension par rapport à celle du liquide initial (Happel, 1957).

## 2 - SEQUENCES DE CRISTALLISATION ET FLUCTUATION DES PRESSIONS

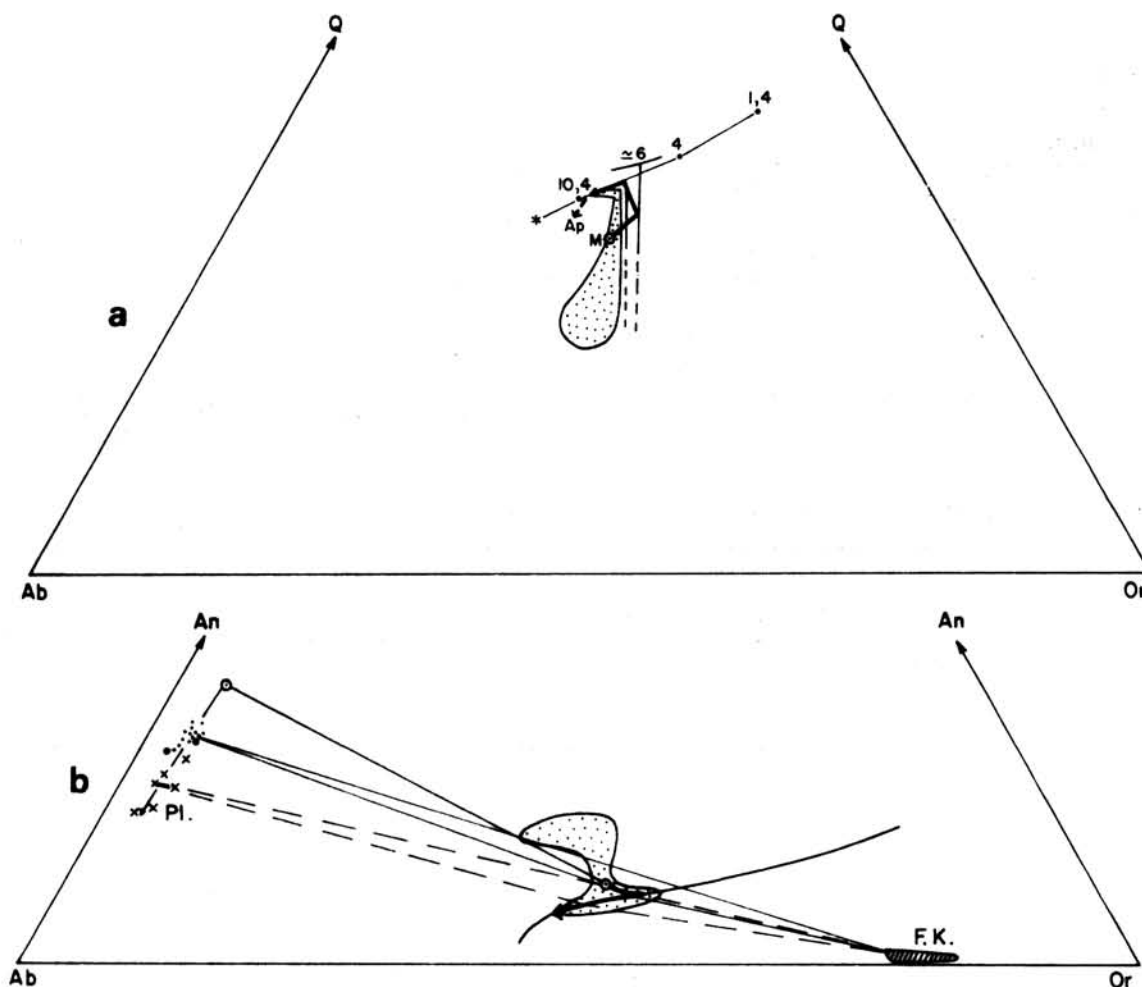


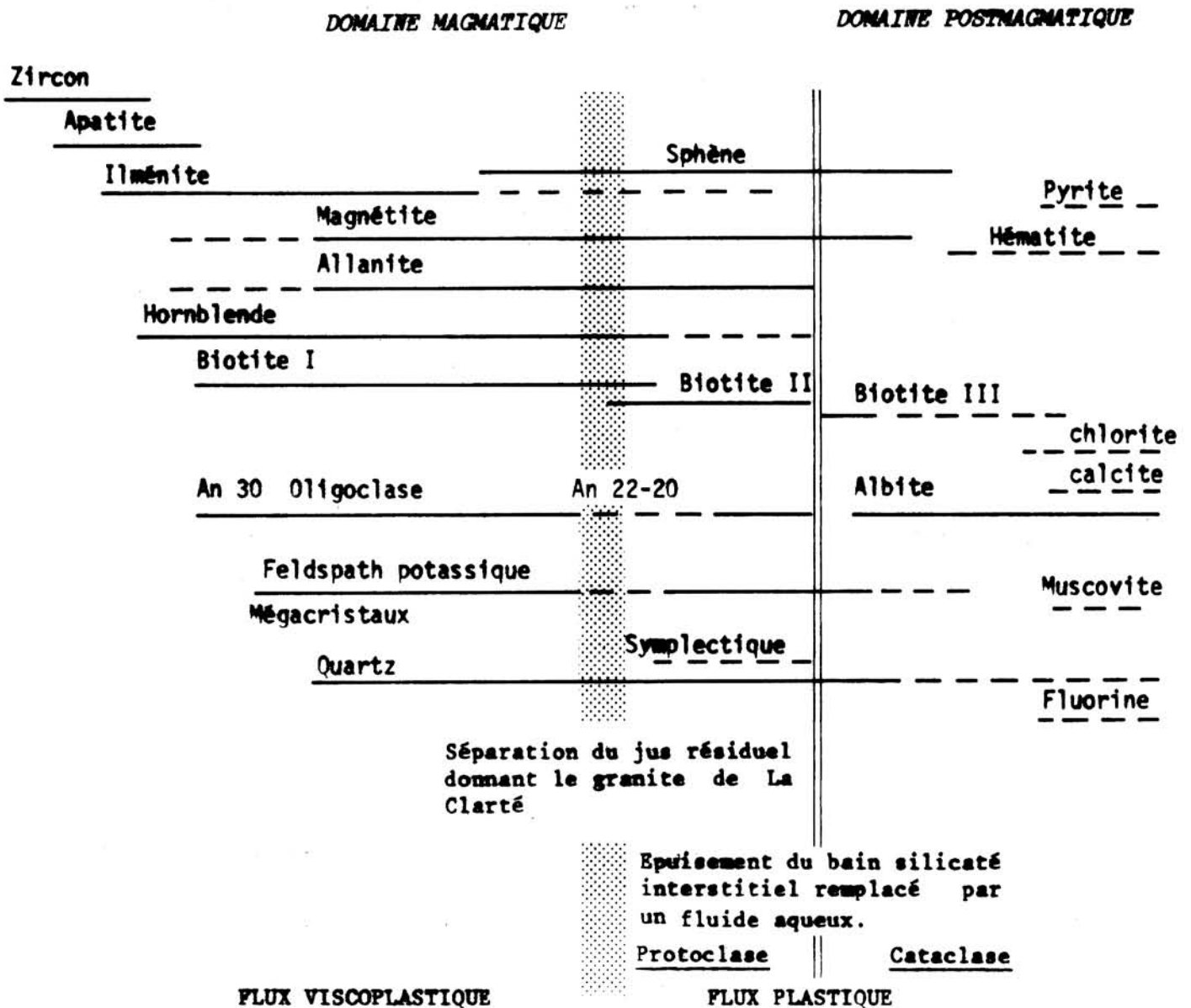
FIG. 13.8 - Evolution du magma granitique dans les projections Q - Ab - Or et Ab - Or - An entre 0,5 et 1 Kb H<sub>2</sub>O.

- L'augmentation de PH<sub>2</sub>O et du rapport Ab/An détermine une dérive de la composition magmatique vers le joint Q - Ab, sur la surface cotectique ; puis vers le pôle Ab, sur la ligne cotectique. Le parcours en hélice brisée de la composition du magma résiduel se poursuit avec la cristallisation des aplites granophyriques à plus forte pression d'eau.
- L'acidité du plagioclase incurve le chemin suivi par la composition magmatique avant son arrivée sur la surface cotectique. Le rebroussement suivi par le magma et indiqué sur la projection An-Ab-Or explique la forme en sablier de la projection du domaine de composition des granites à gros grain.



TABLEAU 13.3

Succession approchée des cristallisations dans les granites à gros grain



L'ordre pétrologique des cristallisations peut être déduit de l'évolution théorique du magma supposé dans le champ  $\text{PH}_2\text{O} - \text{T}$  que l'on a précisé. Cet ordre concerne uniquement quartz et feldspaths dans le système  $\text{Q} - \text{Ab} - \text{Or} - \text{An}$   $\text{H}_2\text{O}$ , étant donné qu'aucun système granitique proche du magma supposé n'a été inventorié pour les autres phases minérales abondantes (biotite)\*. D'après la composition calculée du magma et ce que l'on peut interpoler à partir des expériences de James et Hamilton à 1 Kb  $\text{H}_2\text{O}$  (fig. 13.8 et 13.9), le plagioclase cristal-

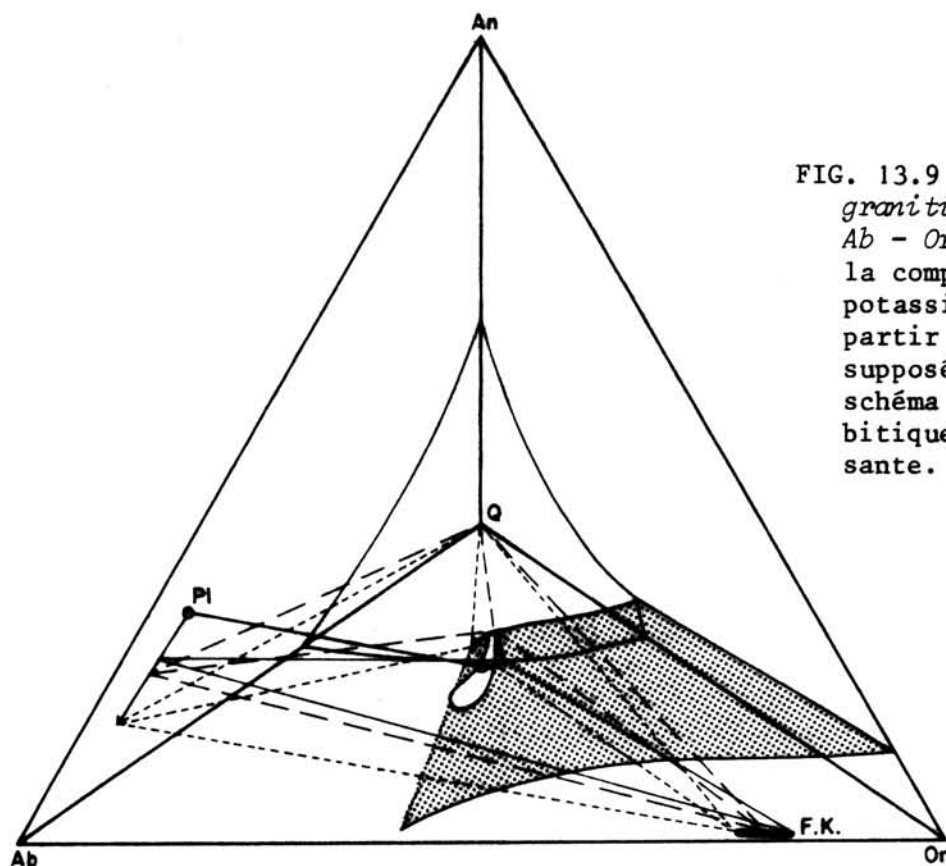


FIG. 13.9 - Evolution du magma granitique dans le champ  $\text{Q} - \text{Ab} - \text{Or} - \text{An}$ . L'évolution de la composition du feldspath potassique n'apparaît pas à partir de leur analyse ; on a supposé, pour la clarté du schéma qu'il devenait plus albitique à température décroissante.

lise en premier, rapidement suivi par le FK, puis par le quartz ; la courbe cotectique est rejointe alors que moins de 20 % de feldspaths a cristallisé. Une légère augmentation de la pression d'eau est susceptible d'inverser cet ordre de cristallisation : lorsque le liquide résiduel est situé sur la surface cotectique des feldspaths, une légère augmentation de  $\text{P H}_2\text{O}$  détermine la cristallisation du FK et l'arrêt de la croissance -voire la résorption- du plagioclase ; lorsque le liquide est sur la ligne cotectique, une augmentation de  $\text{P H}_2\text{O}$  occasionne la croissance du quartz et l'arrêt de la croissance -voire la résorption- des feldspaths. De légères mais brusques variations de  $\text{P}$  total peuvent avoir le même effet. Ainsi, l'ordre pétrologique des cristallisations vient appuyer l'ordre textural d'apparition des éléments blancs (ch. 7) : oligoclase, puis feldspath potassique, puis quartz dans les premiers cristallisats ; quartz, puis feldspath potassique, puis oligoclase dans les derniers cristallisats.

\* A notre connaissance, ni l'école de Wyllie (Piwinski, Robertson, Martin, Maa-løe, etc...) ni d'autres personnes (par ex. Whitney, 1975) n'ont expérimenté de systèmes proches de la composition initiale inférée du magma granitique.

Pour ce qui est des minéraux colorés, le domaine de stabilité des hornblendes hastingsitiques ne s'oppose pas à leur nucléation précoce, proche du liquidus, rapidement accompagnée par celle de la biotite I. Aux zircons (xénotime ?) et apatites dont la cristallisation commence de façon précoce et pompe Zr, Y ?, P, F dans le magma, il faut ajouter, comme minéral précoce, l'ilménite, qui se concentre dans les premiers cristallisats (Woas-Wen), à la faveur d'une  $fO_2$  faible par rapport à la température ambiante  $\approx 900^\circ C$  ; la cristallisation de la magnétite est déterminée par le fait que  $fO_2$  semble rester constant à température décroissante au début de la cristallisation ; vers la fin de la cristallisation magmatique, le sphène remplace l'ilménite et accompagne la magnétite.

On propose donc le schéma suivant des cristallisations (tableau 13.3) ; une coupure majeure a lieu avec la cristallisation du bain résiduel correspondant au granite de La Clarté et l'inversion de l'ordre d'apparition du quartz et des feldspaths ; cette coupure est enregistrée par le "patchy zoning" de l'oligoclase déjà cristallisé. A quoi correspond cette coupure ?

- *premièrement* : pour rendre compte de l'inversion de l'ordre des cristallisations, il paraît nécessaire de faire appel à une augmentation de  $P H_2O$ , imputable théoriquement (Burnham, 1967)

- . soit à une augmentation de  $P$  total, à  $xH_2O$  constant (recrudescence diapirique)
- . soit à une augmentation de  $xH_2O$ , à  $P$  total constant
- . soit à une variation simultanée de ces deux paramètres.

L'accroissement du stock d'eau peut provenir en partie du pompage de l'eau expulsée de l'encaissant lors de la cristallisation métamorphique des métagraywackes. Il n'est pas impossible que la coupure pétrologique inscrite dans les granites à gros grain reflète, en partie, la coupure géochimique de l'encaissant entre un étage inférieur "sec" (vieux granite et orthogneiss) et un étage supérieur "humide" (métagraywackes). Une deuxième coupure, fondamentale, correspond à l'achèvement de la cristallisation magmatique et au remplacement du dernier bain silicaté par un fluide interstitiel.

- *deuxièmement* : pour expliquer le patchy zoning de l'oligoclase du granite porphyroïde, il paraît au contraire nécessaire de faire appel à une diminution brusque de  $P H_2O$  (Yoder *et al.*, 1956), sans doute liée à une légère chute de  $P$  total (Burnham, 1967) due à la montée du magma et à une brusque perte de charge.

Ces deux explications ne sont pas antinomiques parce que les phénomènes mis en cause sont probablement successifs et liés au fonctionnement de l'intrusion, qui paraît caractérisé par une fluctuation de la pression totale.

### 3 - FRACTIONNEMENT, ACCUMULATION ET DIFFERENCIATION

Une coupe de la masse basique de Ste Anne à Porz Rolland montre à la fois une réduction progressive de la taille des minéraux et un changement progressif de leur concentration. Le plus simple est d'admettre que les *minéraux colorés* (et accessoires) ainsi que l'*oligoclase* sont les principales espèces à fractionner. Le tri global des minéraux selon la taille s'explique en considérant que les premiers cristaux de chaque espèce minérale sont ceux qui ont le plus le temps de croître, sont les plus gros et se concentrent vers la base de la colonne magmatique acide par des phénomènes discutés plus bas (4ème partie).

La migration des cristaux dans le magma provoque des déséquilibres thermiques et dynamiques entre les minéraux et le magma qui modifient le cours de la croissance cristalline (variation du taux de croissance, zonation, résorption, etc.). On remarque que le taux global de nucléation et le taux de croissance des diverses espèces minérales ne sont pas les mêmes. Le comportement du feldspath potassique est remarquable -et assez général semble-t-il dans beaucoup de granites- : cette espèce minérale présente un taux de nucléation plus faible et un taux de croissance plus fort que les autres, ce qui peut s'expliquer en terme de sursaturation différentielle ; ce phénomène aboutit à singulariser cette espèce par rapport à toutes les autres au cours des divers processus de fractionnement. L'injection forcée de matériel basique au cours du système en différenciation déforme et bascule la ségrégation initiale : la coupe horizontale observée maintenant est en partie assimilable à une coupe verticale à un stade antérieur de l'évolution du magma où le cumulat granitique à gros cristaux précoce se trouve à la base de la différenciation et le jus résiduel au sommet.



## 3ÈME PARTIE

PETROLOGIE DES ROCHES BASIQUES ET HYBRIDES  
SYNCHRONES DES GRANITES A GROS GRAIN





L'étude des roches basiques et hybrides de la "formation synchrone majeure" ne peut être isolée, ainsi qu'on le verra, de celle des granites à gros grain à cause des phénomènes de contamination. Cependant, dans un premier temps, les roches basiques et hybrides sont étudiées pour elles-mêmes du point de vue pétrographique, qui "permet" l'une des approches les plus "objectives" de leur constitution.



## CHAPITRE 14

PETROGRAPHIE DES ROCHES BASIQUES ET HYBRIDES

D'après leur nature pétrographique (composition des coeurs de plagioclase et couleur des biotites), j'ai été amené à distinguer trois groupes de roches sombres, plus ou moins basiques et plus ou moins hybrides, qui sont décrites successivement ci-dessous : le groupe gabbroïque, le groupe dioritique et les enclaves éruptives basiques plus ou moins recristallisées\*.

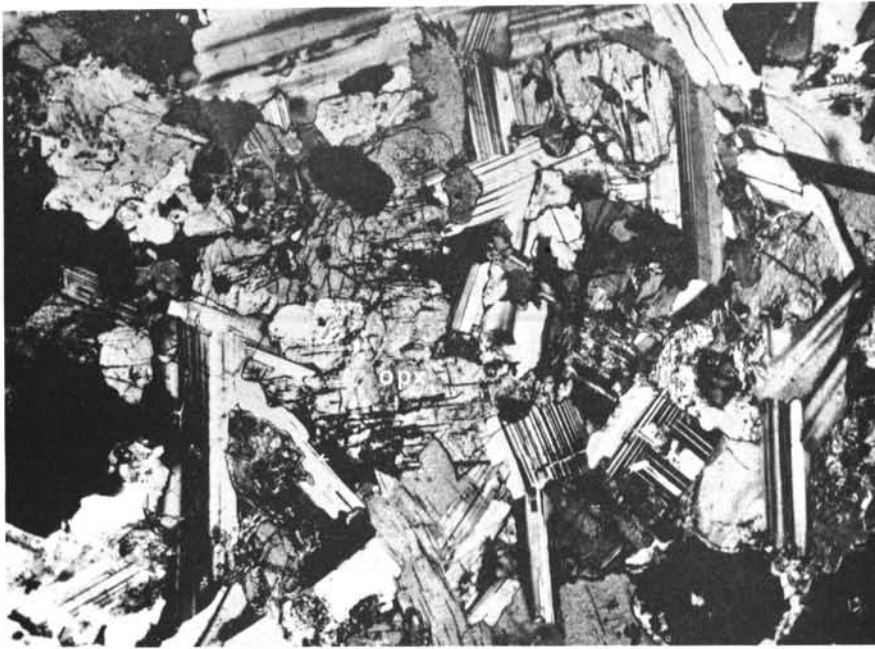
A - LE GROUPE GABBROÏQUE

Par "groupe gabbroïque", j'entends l'ensemble des roches basiques et hybrides dont le plagioclase possède un coeur de labrador An 65 (exceptionnellement plus calcique) et, accessoirement, dont la biotite a une couleur plutôt brun-rouge. Ce groupe comprend en fait des gabbronorites, gabbros, diorites, monzodiorites, monzonites et granodiorites.

1 - LA MASSE BASIQUE DE L'ANSE DE SAINTE-ANNE

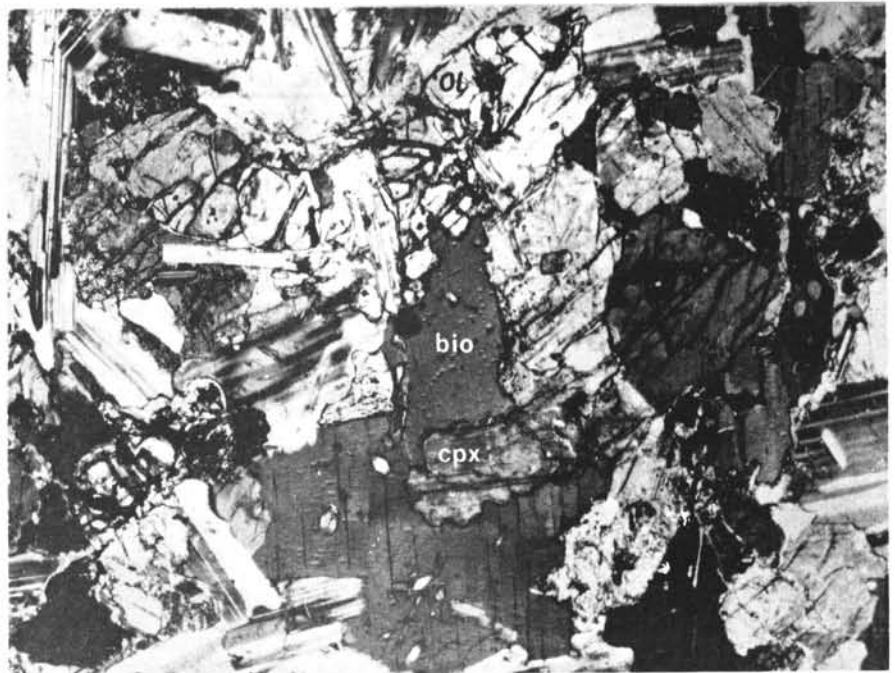
Du coeur à la périphérie, la masse basique la plus importante à l'affleurement se situe vers l'Anse de Sainte-Anne. C'est à cette masse que se rapportent les descriptions précises de Thomas et Campbell-Smith (1932) (fig. 2.15). On observe successivement des gabbronorites à olivine, des gabbronorites sans olivine, des gabbros à hypersthène, enfin des gabbros sans hypersthène ; ce sont ces derniers qui sont en contact avec le granite porphyroïde, au Nord de l'anse de Sainte-Anne, et dont les boules à bordures figées ont été décrites (supra 1re partie, fig. 2.17). En outre, des hybrides de composition variée sont situés tant à la périphérie, au contact des granites à gros grain, qu'à l'intérieur de la masse basique, en relation avec des digitations granitiques.

\* Ces groupes comprennent des roches à composition variée dont la partie significative sert à désigner le tout.



a

FIG. 14.1 - *Texture des gabbro-norites. x25 lumière polarisée.*  
 a - Noter la disposition en travées des plagioclases.  
 b - Olivine globuleuse, biotite rongéant un Cpx.



b

a) gabbronorites à olivine

Les gabbronorites à olivine forment des boules sombres extrêmement tenaces, à Poul-Palud ; la roche est dense (poids spécifique  $\approx 3,1$ ), moyennement grenue, à cassure irrégulière avec grandes plages chatoyantes poeciloblastiques de biotite. L'altération superficielle met en relief sous forme de pustules de nombreuses ocelles quartzo-feldspathiques à auréole de clinopyroxène vert.

La *texture* de ces roches est dominée par deux traits caractéristiques : d'une part, la disposition en travée de lattes de plagioclases englobant de petites olivines et laissant des vides remplis par des orthopyroxènes, d'autre part, le développement poeciloblastique de biotite bien rouge (fig. 14.1). La *composition modale* (tableau 14.1) fait apparaître une nette dominance des minéraux colorés sur les éléments blancs ; parmi les minéraux colorés, l'olivine est peu abondante ( $< 5\%$ ), alors que la biotite est en quantité notable ; l'or-

	GABBRONORITE A OLIVINE			GABBRONORITE		
	Matrice	Ocelle	Total	Matrice	Ocelle	Total
Quartz	-	0,6	0,6	0,4	2,3	2,7
Feldspath potassique	-	0,8	0,8	-	0,2	0,2
Plagioclase	40,0	0,2	40,2	50,0	0,1	50,1
Apatite	0,5	-	0,5	0,4	-	0,4
Biotite	15,1	0,7	15,8	18,8	0,4	19,2
Amphibole	2,9	-	2,9	0,6	0,1	0,7
Opx	17,4	-	17,4	7,5	-	7,5
Cpx	12,8	3,6	16,4	15,6	2	17,6
Olivine	4,7	-	4,7	-	-	-
Minéraux opaques	0,7	-	0,7	1,6	-	1,6
TOTAL	94,1 %	5,9 %	100 %	94,9 %	5,1 %	100 %

TABLEAU 14.1 - *Composition modale*

thopyroxène prédomine sur le clinopyroxène. Une telle roche se dénomme une norite à olivine (Johannsen, 1937) ou, de façon plus complète et actuelle, un gabbronorite à biotite et olivine (Streckeisen, 1973).

. Les *minéraux accessoires* sont peu abondants et dispersés : sphène, apatite, minéraux opaques et pléonaste.

. L'*olivine* se présente en grains arrondis ou en prismes trapus, sub-automorphes et de petite taille ( $< 2$  mm) : elle est souvent saine, parfois iddingsitisée le long des craquelures, parfois transformée en phlogopite. L'angle des axes optiques,  $2V\alpha = 85^\circ$ , caractérise une olivine magnésienne (75 % de forsterite).

. L'*orthopyroxène* (Opx) est limpide et rosé en lame mince ; il est xénomorphe et entoure souvent l'olivine qu'il corrode ; il inclut le plagioclase et parfois le clinopyroxène (Cpx). Il présente des exsolutions fréquentes de Cpx, très fines et parallèles à (100). Son angle d'axes  $2V \approx 52^\circ$  et son indice  $n_g \approx 1,72$  caractérisent un hyperséthène à  $\approx 45\%$  d'orthoferrosilite (cf. Deer et al., 1962). Un fréquent liseré d'amphibole vert pâle à vert un peu plus soutenu à la

périphérie, le sépare du labrador ; cet Opx se transforme beaucoup moins facilement en biotite que le Cpx.

. Le *clinopyroxène* est vert clair à l'oeil nu, très légèrement verdâtre en lame mince ; son pléochroïsme est nul à très faible. Il est de petite taille (< 1 mm) et à tendance automorphe. Il présente souvent des inclusions de Schiller et parfois de très fines exsolutions parallèles au plan (100) (probablement d'orthopyroxène, cf. Hess, 1941). Son angle d'axes  $2V \approx 62^\circ$ , et son indice  $n_g = 1,693$  le rapprochent des salites (diagramme de Hess, 1949 ; cf. Deer *et al.*, 1964). On note sa fréquente automorphie jouxte les bordures les plus sodiques de plagioclase.

. Le *plagioclase* forme des lattes peu automorphes, mais à faces (010) parfois bien développées, maclées Albite/Carlsbad/parfois Péricline. Ce minéral est zoné de façon régulière et continue avec un *large coeur* de labrador An 65 et une *très fine bordure* d'andésine-oligoclase jusqu'à An 45 en général, et parfois même An 28 ; on remarque quelques coeurs très petits de bytownite An 78-80. Il n'y a pas de "patchy zoning".

. La *biotite*, très abondante, est de grande taille et poeciloblastique ; son caractère tardif ne fait aucun doute. Elle est dépourvue d'apatite et de zircon. Sa couleur est brun-rouge, sauf dans le cas où elle remplace une amphibole verte qui auréole parfois les Opx ; ses bordures sont alors de couleur verte. Par ailleurs, elle forme de fréquents fuseaux ou tablettes à l'intérieur du Cpx qui, ainsi que l'ont remarqué Thomas et Campbell-Smith (1932), continuent dans le plagioclase environnant. La biotite inclut souvent un minéral opaque qui lui semble associé et synchrone.

Ainsi constituée, et sans parler des ocelles (cf. § 3a ci-dessous), cette roche présente diverses étapes dans sa cristallisation :

- d'abord olivine magnésienne, coeur de bytownite-labrador et peut-être Cpx,
- puis Cpx, couronne de labrador-andésine et Opx, avec une réaction divine + magma  $\rightarrow$  Opx,
- enfin, cristallisation de biotite tardive (+ minéraux opaques) et diverses réactions engendrant des produits peu abondants :
  - . plagioclase + Opx (+ Cpx)  $\rightarrow$  liseré d'amphibole verte autour d'Opx,
  - . Opx  $\rightarrow$  pléonaste + opaque + phyllite incolore + chlorite pâle
  - . Cpx + amphibole +  $K^+$   $\rightarrow$  biotite +  $Ca^{++}$

Cette dernière réaction signifie non pas que l'essentiel de la biotite soit réactionnelle mais qu'au moins une partie de celle-ci ait cette origine.

Cette roche basique présente donc une succession minéralogique classique (cf. série réactionnelle de Bowen) où les minéraux colorés premiers formés deviennent instables. Sa texture est tout à fait comparable à celle d'un *mésocumulat à olivine-plagioclase cumulus et liquide intercumulus donnant Opx, Cpx, périphérie des plagioclases et peut-être biotite* (comparer avec les photos de cumulat de gabbro de Wager *et al.*, 1960). Pourtant, cette texture ne semble pas s'accompagner de litage magmatique ; la très mauvaise qualité de l'affleurement ne permet pas cependant d'être formel sur ce point.

#### b) gabbronorite et gabbro à hypersthène

L'échantillon décrit ci-dessous est situé à cinquante mètres des gab-



bronorites à olivine décrites ci-dessus ; l'affleurement, discontinu, ne permet pas de savoir comment on passe aux gabbros. La roche, sombre, présente un grain fin (2 mm). Sa texture est ophitique : les lattes de plagioclase s'appuient les unes sur les autres. La composition modale (tableau 14.1) montre une nette prédominance du Cpx et le grand développement des biotites (19 %) ; cependant, les minéraux clairs sont les plus abondants (54 %), avec apparition de quartz interstitiel, mais en très petite quantité.

Parmi les *minéraux accessoires* (sphène, apatite), il faut signaler les minéraux *opaques*, plus abondants que dans les gabbronorites et souvent disposés en faisceaux de baguettes allongées et parallèles.

L'*orthopyroxène*, rose et limpide comme dans les norites, se présente sous deux formes, soit agglomérat en mosaïque d'individus polygonaux avec des cloisons épaisses soulignées par des minéraux opaques, habitus tout à fait spécifique à la roche, soit en bouche-trou xénomorphes. Les agglomérats en mosaïques représentent probablement la transformation complète d'anciennes olivines. L'Opx se transforme, sur sa périphérie, en amphibole verte et en biotite.

Le *clinopyroxène* est franchement verdâtre en lame mince et légèrement pléochroïque ; il est subautomorphe ou plus ou moins arrondi, souvent en groupes de quelques individus, avec inclusions de Schiller. Son angle d'axes  $2V \approx 40^\circ$  et son indice  $n_g = 1,70$  le rapprochent des augites riches en fer. Il se transforme en biotite, comme dans les norites. Le *plagioclase* a le même habitus que dans les gabbronorites ; il présente un coeur de labrador (An 65) passant progressivement à une fine bordure d'andésine-oligoclase (An 45 en général, mais aussi parfois jusqu'à An 28).

Outre un peu d'*amphibole verte* à tendance poeciloblastique, on observe d'abondantes *biotites*, situées tant à l'intérieur des pyroxènes qu'à leur périphérie ou en grandes plages poeciloblastiques.

Cette roche montre la même succession de cristallisation que celle des norites. Les principales réactions minérales sont les mêmes, mais ici la transformation de l'olivine en Opx est complète ; les minéraux colorés hydratés, amphibole et surtout biotite, sont nettement plus abondants.

### c) gabbro quartzifère

En se rapprochant des contacts avec le granite porphyroïde, on passe insensiblement à des gabbros quartzifères sans hypersthène comparables aux roches précédentes par leur couleur et par leur grain.

- A quelques mètres du contact, les principales différences minéralogiques d'avec le gabbro à hypersthène sont, outre l'absence Opx, la présence d'un tout petit peu de quartz et de feldspath potassique interstitiel, le développement plus important de l'amphibole, une hornblende verte ; le plagioclase présente toujours un coeur de labrador (An 65), avec zonation progressive continue jusqu'à l'andésine (An 45) mais une fine périphérie d'oligoclase (An 20) est à noter, ainsi qu'un "patchy zoning" de même composition.
- Tout près du contact, sur deux ou trois mètres, le grain diminue légèrement, puis, sur quelques cm, à l'écorce des "pillow" notamment, la roche devient franchement porphyrique et à deux temps de cristallisation. La roche est formée :

- . de cristaux de même taille que ceux du gabbro interne :
  - "gros" Cpx entourés de hornblende verte
  - plagioclase tabulaire à coeur An 65 avec zonation continue progressive jusqu'à An 45 et une très fine périphérie An 20.
- . d'une mésostase à hornblende verte souvent en amas polygonaux, petits plagioclases à coeur encore calcique (An 60), et apatite aciculaire. La biotite, le sphène et le minéral opaque en patte de mouche ont le même habitus que dans les gabbros à hypersthène.

## 2 - LA GRANODIORITE SOMBRE DE L'ILE DE SEIGLE ; LES AUTRES TERMES DU GROUPE GABBROÏQUE ET LES HYBRIDES

A l'île de Seigle, des *granodiorites* affleurent largement, en une bande allongée d'au moins 700 x 150 m (fig. 2.16). Le coeur de cette bande consiste en une roche légèrement plus sombre et plus grenue que celle de la périphérie, dispositif analogue à celui de la masse de Sainte-Anne et que l'on retrouve en d'autres localités (Roc'h Ouarn, Trégastel-Bourg) où les roches les plus fines et à texture porphyrique se trouvent en bordure de masse. Les minéraux colorés et accessoires sont représentés par des apatites aciculaires, sphène souvent automorphe, minéraux opaques et surtout d'abondantes hornblende verte et biotite brunâtre. Il n'y a pas de pyroxène. Les éléments blancs sont représentés par du quartz et du feldspath potassique interstitiels, ainsi que par des plagioclases subautomorphes fortement zonés à coeur de labrador (An 65) et à zonation normale continue jusqu'à l'oligoclase (An 28 à 20) ; un patchy zoning d'oligoclase An 20 se développe parfois à l'intérieur des individus. Dans les bordures porphyriques, on note l'existence d'une "mésostase" à plagioclases plus petits et à coeur moins basique d'andésine (An 45).

En bordure des différentes masses basiques ou aux épontes de digitations de granite porphyroïde, on observe des *roches hybrides ou composites*, à composition minéralogique très labile. Ainsi, sur la bordure de la masse de Sainte-Anne, on observe une grande variété de roches hybrides plus claires que les gabbros quartzifères : diorites quartzifères à quartziques, monzodiorites à monzonites. Le caractère commun à ces roches hybrides est d'associer des minéraux issus de deux souches très différentes : les uns comme le clinopyroxène ou les plagioclases à coeur de labrador manifestent un héritage gabbroïque, les autres comme les mégacristaux de feldspath potassique et les gros oligoclases (cf. infra) rappellent les minéraux du granite porphyroïde. Une monzonite porphyrique à texture rapakivi montre ainsi ces gros minéraux emballés dans une mésostase hybride finement grenue.

Le granite porphyroïde est parfois profondément transformé quand il entre en contact avec les termes les plus basiques du groupe gabbroïque. C'est le cas de quelques contacts mais aussi de la plupart des digitations à aspect filonien. Ainsi une *monzonite porphyroïde* s'interpose sur un à plusieurs mètres de puissance entre le gabbro et le granite des Traouiéros au Nord de l'île Tanguy ainsi qu'au Golven (dans une tranchée maintenant comblée). Cette roche ressemble beaucoup au granite porphyroïde, avec cependant le quartz en moins et plus de minéraux colorés : une analyse modale sur un échantillon prélevé au Golven donne 1,4 % de quartz, 35,1 % de feldspath potassique, 44 % d'oligoclase, 19,5 % de minéraux colorés ; parmi ces derniers la hornblende verte, aussi abondante que la biotite, présente parfois des coeurs de Cpx ; l'oligoclase a

une composition moyenne An 28 et maximum An 30, il se trouve en auréole autour du microcline ou en individus en tous points semblables à ceux qui ont été décrits dans le granite des Traouiéros.

Parfois le granite porphyroïde n'est que très légèrement enrichi en minéraux colorés sur une épaisseur variable de quelques cm à quelques dm au contact avec les roches les plus basiques.

### 3 - LES "ACCIDENTS" MINÉRAUX DU GROUPE GABBROÏQUE : OCELLES, MEGA-CRISTAUX DE FELDSPATHS POTASSIQUES, GROS CRISTAUX D'OLIGOCLASES

Toutes les roches du groupe gabbroïque présentent des ocelles de quartz + feldspaths à texture spécifique, troisième caractéristique aidant à les distinguer du groupe dioritique ; en outre, çà et là on peut y observer de gros cristaux de feldspaths potassiques et d'oligoclase. Ces trois espèces sont décrites ci-dessous et regroupées sous le terme d'"accident", terme qui n'implique pour le moment aucune considération génétique mais simplement un fait : d'une manière ou d'une autre ces constituants paraissent instables et comme étrangers à la roche qui les contient.

#### a) les ocelles

La constitution type des ocelles correspond à un *coeur de quartz* tantôt monocristallin, tantôt polycristallin (dans les ocelles déformées), entouré ou non d'une frange feldspathique, et enveloppé par une *couronne de minéraux colorés*. Cette disposition générale supporte d'importantes variations minéralogiques liées à la composition globale des roches basiques où elles se trouvent.

Les ocelles sont disséminées dans toutes les roches sombres décrites plus haut ; par endroit peu nombreuses, par endroit abondantes, elles ne forment jamais d'amas serrés ou d'agglomérats ; elles peuvent constituer jusqu'à 6 % de la roche (dans les gabbros à hypersthène). L'abondance et la répartition des ocelles semblent indépendantes des digitations granitiques qui parcourent les roches basiques. Les ocelles ont un diamètre compris entre 5 et 20 mm, et ne paraissent pas être classées ou regroupées selon la taille. Leur forme est généralement globuleuse, sphéroïde dans les roches massives (norites), ellipsoïdale ou variée (en haricot, sablier, etc...) dans les roches foliées.

#### - Composition minéralogique et texture

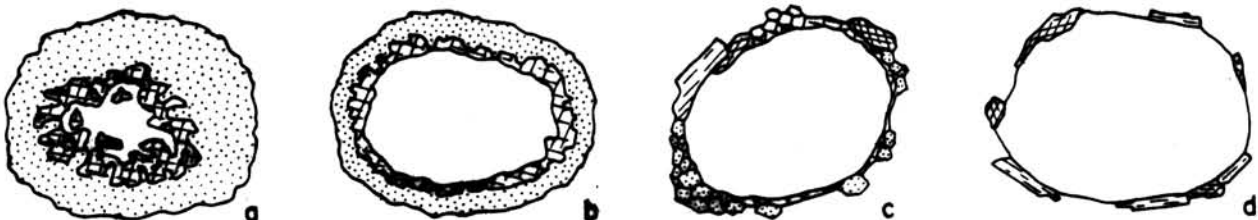


FIG. 14.2 - Evolution de la structure ocellaire dans le groupe gabbroïque (cf. texte). a) dans les gabbronorites à olivine. b) dans les gabbros à hypersthène. c) dans les gabbros. d) dans les diorites et granodiorites.

Cpx : pointillé. Feldspath : croisillon. Quartz : blanc.

- dans les granodiorites, monzodiorites et diorites, le coeur de l'ocelle est formé uniquement de quartz, l'enveloppe de minéraux colorés est souvent discontinue et formée d'une seule assise de hornblende + biotite brune (fig. 14.2d).
- dans les gabbros, les ocelles présentent un coeur de quartz entouré d'une très mince frange discontinue feldspathique (feldspath potassique ou plagioclase) et enveloppé d'une couronne clinopyroxénique assez mince d'environ 0,5 mm d'épaisseur (fig. 14.2c).
- dans les gabbroonorites et gabbros à hypersthène, la part du quartz ne représente plus que la moitié du volume total, couronne comprise (fig. 14.2b) ; son contour est sinueux, bombé, avec des formes présentant des golfes ou digitations (fig. 14.3) ; l'orthose perthitique ou le plagioclase sont un peu plus abondants et s'interposent entre le coeur quartzueux et la couronne de clinopyroxène dont l'épaisseur augmente (environ 1 mm) (fig. 14.4) ; les clinopyroxènes les plus internes forment des prismes automorphes courts baignant dans le feldspath, à la manière de petites druses (fig. 14.5) ;

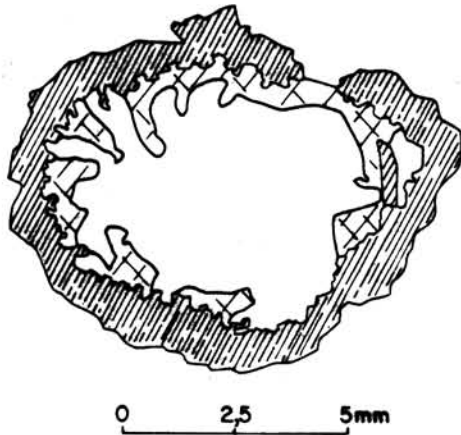


FIG. 14.3 - Contour digité du quartz ocellaire (schéma d'après photo suivante). Cpx : hachuré.

les Cpx externes ont eux aussi une nette tendance automorphe, mais avec une forme globuleuse. Tous ces Cpx ont les mêmes caractéristiques optiques que ceux de la roche (notamment angle d'axe  $\approx 40^\circ$ ). Les quelques cristaux d'amphibole verte appartenant à la couronne semblent être disposés toujours du même côté des ocelles et indiquer ainsi une polarité au moins à l'échelle de l'échantillon.

- dans les gabbroonorites à olivine, le quartz ne forme plus que 10 % du volume de l'ocelle ; le feldspath qui l'entoure correspond à 20 à 30 % du volume ; l'auréole de clinopyroxène vert devient très développée (2 à 5 mm d'épaisseur) (fig. 14.2a). La texture, spectaculaire, mérite d'être décrite en détail :

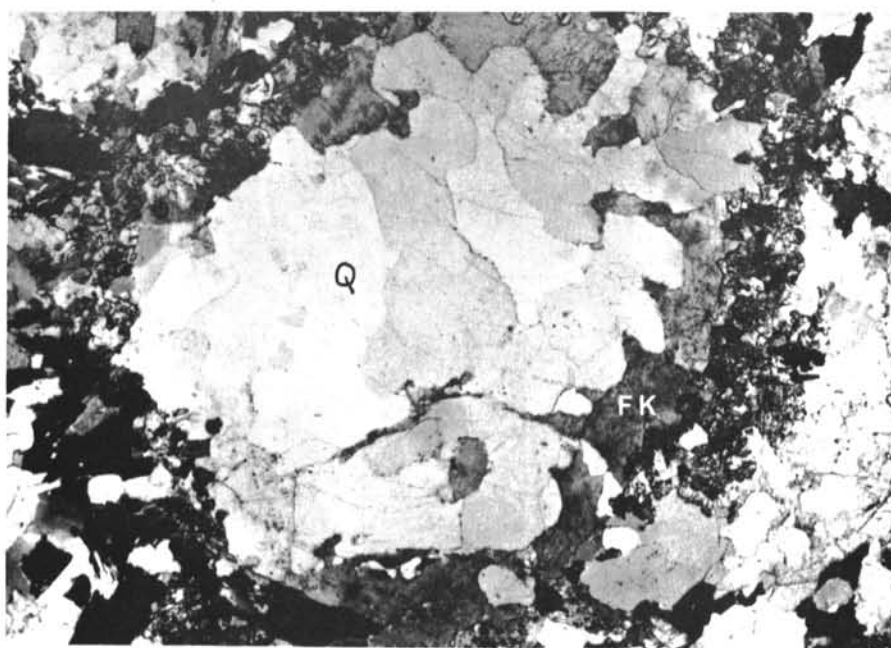
- . des minéraux tardifs (carbonates, zéolites) apparaissent parfois en très petite quantité tout au coeur de l'ocelle.

- . le quartz, toujours disposé au centre de l'ocelle, est monocristallin à l'état non déformé ; il est souvent craquelé et fissuré avec un colmatage de minéraux tardifs ; il se présente souvent en association "graphique" avec l'entourage feldspathique (fig. 14.6).

- . les feldspaths sont situés entre le quartz et le Cpx de telle sorte que ces deux espèces minérales ne sont pas souvent en contact l'une avec l'autre. Les feldspaths sont souvent monocristallins et poeciloblastiques (d'où l'allure graphique de leur association avec le quartz) ; on peut voir aussi du feldspath potassique ou du plagioclase se développer dans les cassures du quartz. Il arrive de rencontrer du feldspath potassique à la périphérie de la couronne de minéraux colorés et corrodant le labrador de la matrice (fig. 14.7), disposition qui montre que sa cristallisation est aussi postérieure à celle du labrador. Le feldspath alcalin est parfois quadrillé, toujours perthitique. Quant au plagioclase, il s'agit d'andésine sodique ou d'oligoclase calcique ( $\approx \text{An } 30$ ).

- . la couronne de clinopyroxène est formée de plusieurs assises d'individus polygonaux ; les individus les plus internes montrent un développement remarquable, avec une extrémité automorphe parfois squelettique (fig. 14.8), baignant dans les feldspaths ou le quartz ; cette particularité indique qu'ils



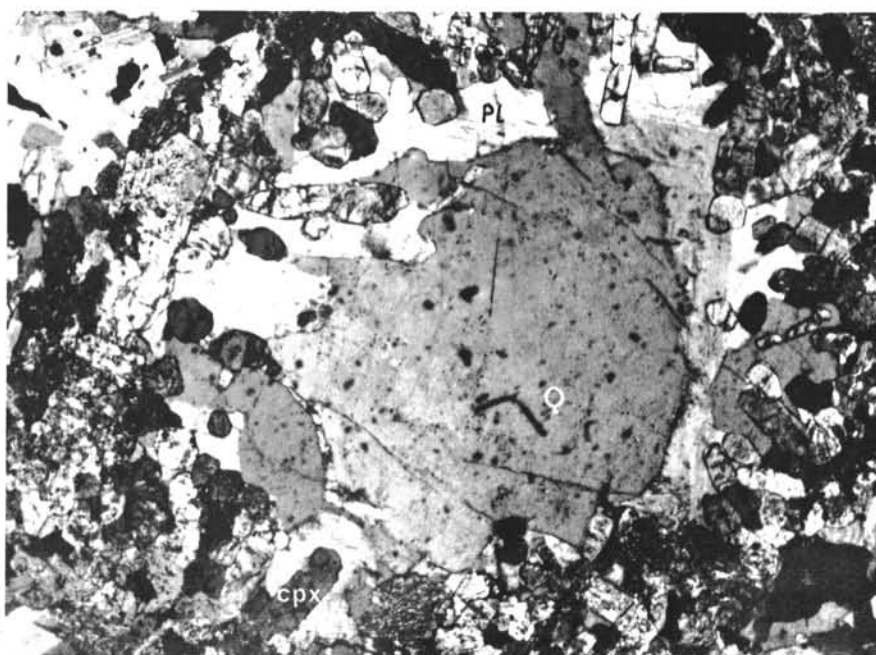


a

FIG. 14.4 - *Structure des ocelles de gabbro à hypersthène.*

a - Feldspath potassique entre le quartz et le Cpx. x 20.

b - Oligoclase - andésine entre le quartz et le Cpx. x 25.



b

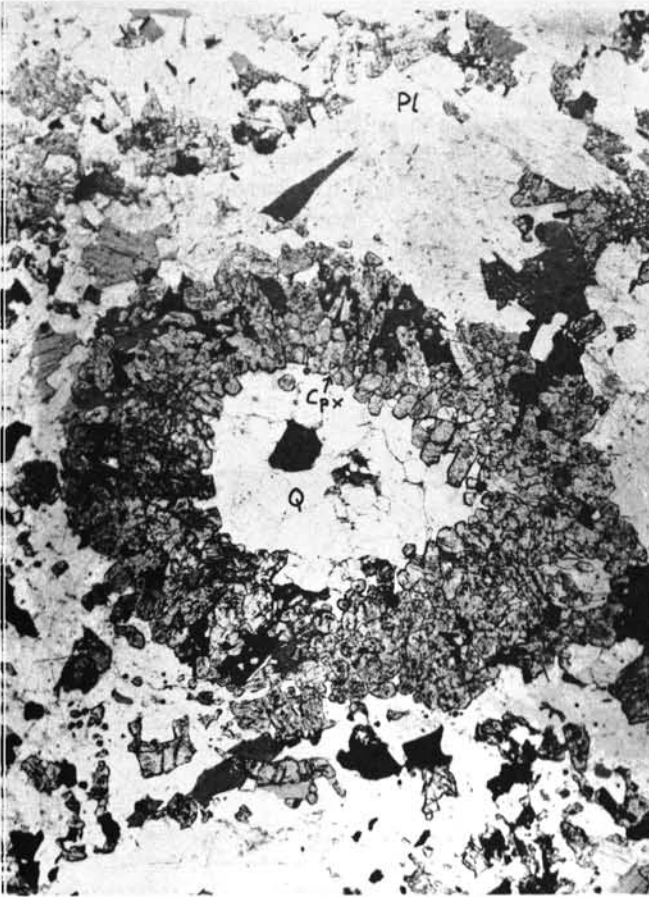


FIG. 14.5 - Ocelle dans un gabbro à hypersthène. La tendance automorphe du Cpx de l'ocelle est affirmée. x 25.



FIG. 14.6 - Coeur d'ocelle de gabbro-norite à olivine. Quartz craquelé et fissuré avec couronne en association graphique avec l'orthose. x 25.

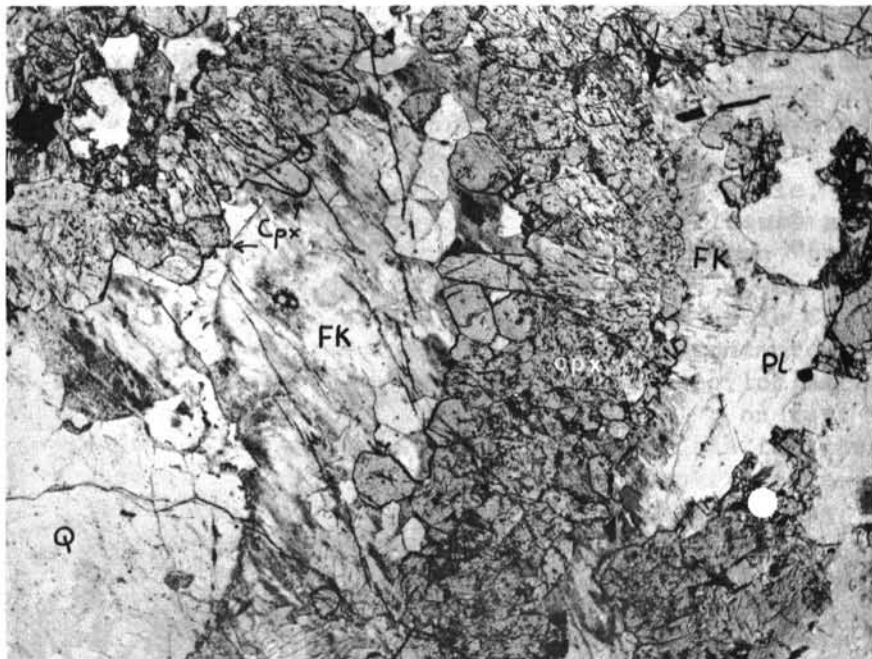
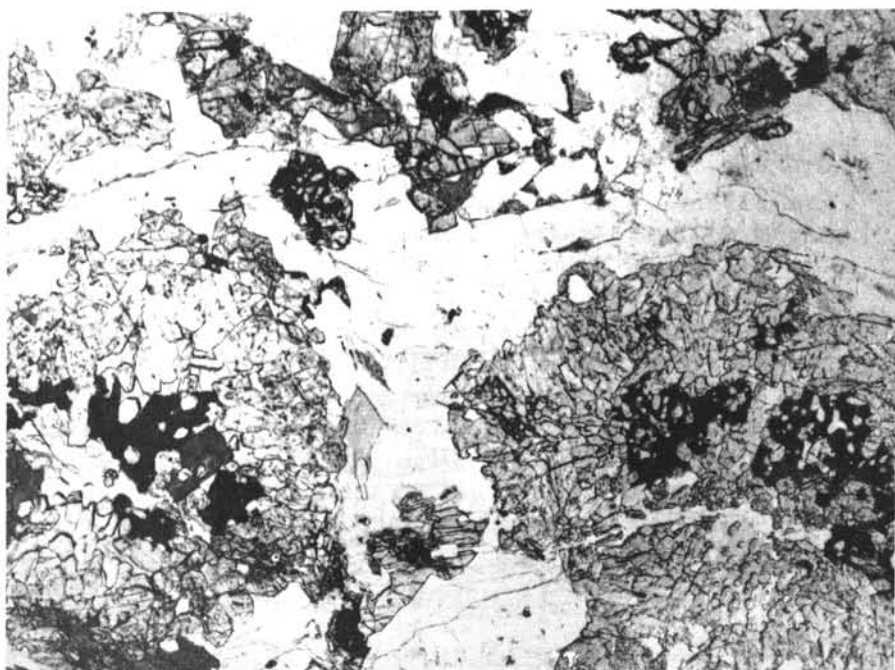


FIG. 14.7 - Ocelle à orthose interne et externe, dans un gabbro-norite à olivine. x 25.



FIG. 14.8 - *Coeur d'ocelle de gabbro-  
norite à olivine Cpx automor-  
phe, et à figure squelettique.*  
x 25.

FIG. 14.9 - *Ocelles de  
gabbro-  
norite inves-  
tie par des biotites  
poeciloblastiques.*  
x 25.





se développent de manière centripète et libre. Ce Cpx a la même couleur et les mêmes caractéristiques optiques que ceux de la roche, notamment un angle d'axe  $\approx 62^\circ$ . Cela indiquerait une similitude de composition chimique entre eux et accrédite l'idée que les Cpx de la couronne et de la trame sont une seule et même espèce minérale à individus cristallisant dans le même laps de temps.

. parfois des grandes biotites poeciloblastiques (fig. 14.9) se développent dans la couronne et vers le centre ; certains poeciloblastes sont même à cheval sur l'ocelle et la trame. Les Cpx inclus dans ces biotites sont arrondis. D'autres biotites, beaucoup plus petites, se développent à l'intérieur des Cpx périphériques, mais en aucun cas à l'intérieur des Cpx les plus centraux, toujours d'allure très fraîche et préservée.

On voit donc, à travers les diverses figures la permanence de la disposition : élément blanc au centre avec quartz au coeur, éléments colorés périphériques ; la nature et l'abondance de ces derniers étant directement reliées à la composition globale de la roche basique où l'ocelle est observée.

#### - inclusions fluides

Une analyse préliminaire des inclusions fluides des quartz des gabbros et des gabbronorites a été faite par J. Touret. Les quartz sont bourrés d'inclusions soit à  $\text{CO}_2$ , soit à  $\text{H}_2\text{O}$ , avec exceptionnellement des cristaux de NaCl ; il y a très peu d'inclusions mixtes  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . Il semble que dans certaines portions des quartz, les inclusions à  $\text{CO}_2$  prédominent sur celles à  $\text{H}_2\text{O}$  ; on observe notamment des traînées de bulles de  $\text{CO}_2$  partant des pyroxènes internes ; cependant, aucune régularité dans la répartition de  $\text{CO}_2$  et  $\text{H}_2\text{O}$  n'a été vue jusqu'ici. Les inclusions semblent contemporaines et tradiraient donc une immiscibilité de  $\text{CO}_2$  et  $\text{H}_2\text{O}$  au moment de la capture.

#### b) les mégacristaux de feldspaths potassiques

De gros cristaux ovoïdes de feldspath potassique généralement rose plus pâle que celui des individus du granite porphyroïde se trouvent çà et là dans les roches basiques ; nombreux près des digitations granitiques ou des bordures en général, mais pouvant aussi se rencontrer tout à fait à l'intérieur des masses basiques.

Ces mégacristaux montrent souvent une disposition rapakivi : une couronne d'oligoclase plus ou moins développée s'interpose entre l'individu potassique et la roche basique ; dans certains cas, la couronne est de grande taille, dans d'autres cas elle est à peine esquissée. Cette couronne est formée tantôt d'un tapissage monocristallin, tantôt d'une enveloppe polycristalline en damier avec un peu de quartz graphique entre les individus ; il s'agit d'oligoclase (An 28 dans les hybrides de gabbros, jusqu'à An 25 dans les hybrides de granodiorite). On remarque que l'oligoclase se poursuit parfois sous forme de perthite à l'intérieur du mégacristal (fig. 14.10) et souvent se résoud en petits individus en échiquier sur le bord interne de la couronne. Les dispositions notées ci-dessus sont analogues à celles qui ont été décrites ailleurs (Mergoïl-Daniel et Sabourdy,

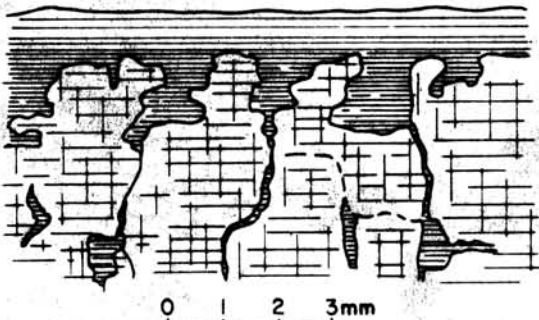


FIG. 14.10 - Aspect de la bordure d'un mégacristal de feldspath potassique, mantelé d'oligoclase, dans une roche hybride.

1974 ; Dimanche et Michot, 1966 ; Barrière *et al.*, 1971).

Les mégacristaux présentent quelques inclusions (en juxtaposition réglée) de biotite et d'oligoclase plus sodique (An 24) que l'oligoclase de la couronne. Ce sont en général des mélanges de microclines à triclinicité moyenne à forte ( $\Delta$  jusqu'à 0,80) ; mais, tout comme dans le granite porphyroïde, on rencontre quelques individus très faiblement tricliniques ou franchement monocliniques (notamment à Picherel).

Comparés aux feldspaths potassiques des granites porphyroïdes, les mégacristaux des roches basiques et hybrides sont plus riches en Ba (pour la forte concentration en Ba dans ce genre de cristal, cf. Mergoïl-Daniel et Sabourdy, 1974 ; Sabourdy, 1975), Sr, et plus pauvre en Rb (cf. tableau 8.3 : Pi et L).

#### c) Les gros oligoclases

On observe, dans les mêmes conditions de répartition que les mégacristaux potassiques, deux types de gros oligoclases qui cohabitent avec les petits plagioclases calciques dans les roches basiques :

- Des oligoclases très comparables à ceux du granite porphyroïde : pauvres en inclusions, ayant la même zonation oscillatoire (An 28 à An 20), les mêmes types de macles mais une composition moyenne légèrement plus calcique (An 28 en moyenne dans certains hybrides de gabbro) ou identique (An 24-23, par la méthode aux R.X. des pics (131)-(131)). Ces cristaux peuvent présenter une bordure riche en inclusions de minéraux colorés identiques à ceux de la matrice sombre.

- Des oligoclases (An 30-25) avec un anneau subpériphérique d'andésine (An 38), s'observent dans les gabbros contaminés ; ils présentent de nombreuses inclusions de minéraux colorés, identiques à ceux de la matrice : biotite, hornblende verte, clinopyroxène, laissant penser que ces cristaux se sont développés sur place.

Ces deux types de plagioclase peuvent montrer des textures en échiquier et avec quartz graphique, dans les roches déformées.

#### 4 - CARACTERES PETROGRAPHIQUES DE LA DIFFERENCIATION MAGMATIQUE ET DE LA CONTAMINATION TARDIVE DU GROUPE GABBROÏQUE

L'examen pétrographique du groupe gabbroïque a mis en évidence deux ensembles de caractères imputables respectivement à une différenciation magmatique ou à une contamination avec un matériel acide.

*La différenciation magmatique* est marquée par la séparation des minéraux précoces riches en Mg (olivine) ou en Ca (cœur de bytownite et Cpx), et par l'évolution des cristallisations selon l'ordre des séries réactionnelles de Bowen : Ol  $\rightarrow$  Opx et Opx + Cpx  $\rightarrow$  hornblende  $\rightarrow$  biotite d'une part, bytownite  $\rightarrow$  labrador  $\rightarrow$  andésine  $\rightarrow$  oligoclase d'autre part. A cette différenciation, commandée surtout par la cristallisation fractionnée, s'ajoute une différence de grain liée à la proximité des contacts avec le granite porphyroïde, avec apparition de textures analogues à celles des bordures figées.

La contamination du groupe gabbroïque par du matériel acide ne fait aucun doute ; la présence au sein des roches basiques des gros cristaux feldspathiques (mégacristaux de feldspath potassique et oligoclase zoné) manifestement étrangers et semblables à ceux du granite porphyroïde voisin en est une preuve suffisante. Le développement tardif de gros oligoclases riches en inclusions, indépendants des plagioclases basiques et le patchy zoning oligoclasique qui affecte ces derniers en sont des signes supplémentaires. Le grand développement de la biotite, jusque dans les termes les plus basiques, n'est pas en relation avec cette contamination là.

L'examen pétrographique du groupe gabbroïque révèle donc la concurrence des deux types de phénomènes, une différenciation magmatique avec une contamination tardive ; la différenciation magmatique fait apparaître la séquence gabbronorite - gabbro à hypersthène - gabbrodiorite - diorite quartzique - granodiorite ; ces roches sont soumises sur leurs bordures à une contamination donnant des monzodiorites, monzonites et granodiorites par mélanges divers entre le matériel basique déjà en partie différencié et le matériel acide correspondant au granite porphyroïde ; elle n'est peut-être pas la seule.

### 5 - LE PROBLEME DES OCELLES

La signification des ocelles mérite d'être analysée en détail. Depuis longtemps, des ocelles de quartz ± feldspath frangées de minéraux colorés ont été décrites dans des roches basiques à intermédiaires, plutoniques, filoniennes ou effusives\*.

Ces ocelles ont été diversement interprétées :

- pour le plus grand nombre (dans le cas de roches volcaniques), les ocelles sont des *xénocristaux* ou enclaves enallogènes (par ex. Lacroix, 1893 ; Harker, 1904 ; Muir, 1953 ; Bailey et Mc Gallien, 1956 ; Velde, 1969 ; Doe *et al.*, 1969 ; Maury *et al.*, 1974 ; Sato, 1975).
- pour d'autres, une *hybridation métasomatique* liée à des intrusions granitiques provoque la formation d'ocelles dans une roche basique déjà cristallisée, ayant des cavités (Thomas *et al.*, 1932) ou non (Angus, 1962, 1971 ; Vejnar, 1975).
- pour d'autres, une *transformation hydrothermale* (autométasomatose) pseudomorphose en ocelles d'anciennes olivines (Hanus *et al.*).
- pour d'autres, les ocelles seraient le résultat d'une *cristallisation directe tardive* de quartz à partir d'un magma hybride (Wells *et al.*) ou du remplissage tardimagmatique de mioles (Read, 1926).
- pour d'autres, les ocelles représentent une *phase silicatée démixée du magma basique* ; Philpotts, 1976, présente une interprétation convaincante de cette immiscibilité de liquides et en rappelle de nombreuses références.
- pour d'autres enfin, les ocelles représenteraient d'anciens *phénocristaux* (Iddings, 1888 ; Niccholls *et al.*, 1971).

\* par ex. : Diller, 1887 ; Iddings, 1888 ; Lacroix, 1893 ; Flett, 1900 ; Harker, 1904 ; Read, 1926 ; Wells et Wooldrige, 1931 ; Brammal et Harwood, 1932 ; Holmes, 1936 ; Nockolds, 1940 ; plus récemment Holgate, 1954 ; Angus, 1962 ; Didier, 1964 ; Sylvester, 1964 ; Hanus et Palivcova, 1968, 1969, 1971 ; Doe *et al.*, 1969 ; Velde, 1969 ; Maury et Bizouard, 1974 ; Sato, 1975 ; Philpotts, 1976, etc. On trouvera dans ce dernier article, d'autres références.

Pour ce qui est de Ploumanac'h, Thomas et Campbell-Smith (1932) interprètent les ocelles comme le résultat de l'hybridation des norites par un magma granitique : "The reaction of, for example, hypersthene and orthoclase to form biotite, and of hypersthene with anorthite to form aluminous pyroxene, both take place with liberation of  $\text{SiO}_2$ , and the process of recrystallization would cause the rejection and concentration of a residual liquid that would occupy ovoid patches analogous in every respect to vesicular cavities produced in other rocks by the expulsion of dissolved volatiles". Dupuis (1975, 1976), en s'appuyant sur des données pétrographiques et de thermoluminescence, voit la formation des ocelles en deux étapes : d'abord une cristallisation magmatique de feldspath alcalin et/ou d'andésine sodique associé à du quartz, entouré d'une auréole réactionnelle de Cpx, puis un remplacement du Cpx par la hornblende verte avec substitution d'une structure tangentielle à la structure radiaire initiale ; la seconde étape se produirait sous l'influence d'apports granitiques.

A Ploumanac'h, l'organisation ocellaire est bien réglée : quartz au centre, feldspath en position intermédiaire (éventuellement), minéraux colorés à la périphérie. Cette disposition, qui montre d'ailleurs des variations en fonction de la composition de la matrice, n'est donc pas le fruit du hasard. La croissance cristalline dans les ocelles est centripète : les premiers cristaux formés sont les Cpx de la couronne qui développent librement des faces propres en direction du centre ; les derniers cristaux sont au coeur ou dans les fissures : carbonates et zéolites pour les ocelles des gabbronorites ; le quartz est de cristallisation tardive : les inclusions fluides indiquent qu'il a cristallisé ou recristallisé à basse température, alors que  $\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{CO}_2$  étaient immiscibles. La réalisation de la structure ocellaire commence pendant la cristallisation du magma basique ; parce que le Cpx de la couronne est semblable au Cpx magmatique de la matrice, et que les minéraux colorés tardifs à postmagmatiques des gabbronorites sont non pas le Cpx mais éventuellement l'amphibole et la biotite. Le coeur de l'ocelle est à l'état liquide ou fluide, pendant la cristallisation du Cpx ; cette phase liquide ou fluide est, soit immiscible avec le magma basique, soit miscible mais alors blindée par la couronne de minéraux colorés. Le phénomène magmatique provoquant la formation des ocelles est indépendant de la contamination marquée par les feldspaths du granite porphyroïde : il n'y a pas de lien spatial entre les ocelles et les contacts ou digitations du granite.

La présence de gouttes immiscibles ou difficilement miscibles peut être expliquée de deux manières différentes :

- ou bien il s'agit de bulles de gaz -avant tout  $\text{CO}_2$ - provenant d'une ébullition (= démixion) consécutive à une chute de la pression totale, c'est-à-dire à l'ascension rapide du magma basique attestée par les bordures figées. Mysen (1976) montre en effet que la solubilité de  $\text{CO}_2$  dans le magma basique décroît avec la pression totale. Dans ce cas, il y aurait remplissage tardif des miaroles ; mais on s'expliquerait mal le caractère monominéral de la couronne de Cpx (pourquoi pas aussi du labrador ?).

- ou bien il s'agit d'un liquide silicaté acide, de plusieurs provenances possibles, fusion de phénocristaux ou de xénocristaux de quartz, démixion de gouttes silicatées acides :

. fusion des phénocristaux de polymorphe  $\text{SiO}_2$  devenus instables. La possibilité de cristallisation précoce de quartz ou de coésite dans des magmas basiques à forte pression a été démontrée expérimentalement pour les tholéiites quartziques (Green et Ringwood, 1967), avec d'ailleurs cristallisation corrélative de grenat. Nicholls *et al.* (1971) interprètent comme des phénocristaux, les



quartz de basaltes andésitiques de Lassen Peak (Californie) et de Talasea (Nouvelle Angleterre) en se fondant sur l'activité de la silice. Au cours de la montée du magma, le polymorphe  $\text{SiO}_2$  devient instable et se blinde d'une auréole de Cpx ; - la déstabilisation du quartz à pression décroissante a été soulignée par Stewart, 1967, dans le système  $\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . Cette hypothèse n'est pas satisfaisante car le maintien de phénocristaux de quartz, peu denses, dans un cumulat magmatique basique (gabbronorite) n'est physiquement pas possible.

. fusion de *xénocristaux de quartz*. L'ingestion de matériel acide, suivie d'un brassage énergétique, peut conduire à une dispersion extrême de xénocristaux (cf. interprétation de Wager *et al.*, 1965, pour la marscoïte de Skye). Un tel processus d'ingestion ne semble pas irréaliste dans le cas d'une intrusion "active" comme celle de Ploumanac'h. La goutte siliceuse issue de la fusion du quartz, est difficilement miscible dans un magma basique (*effet d'immiscibilité de la silice*, Irvine, 1975a) : le bain siliceux ne se mélange pas totalement avec les constituants caféiniques (Greig, 1927 ; Bowen, 1928 ; Roedder, 1951, etc...), mais se mélange en toute proportion avec les alcalins et l'alumine. En effet, Si, Al, Na, K se polymérisent volontiers et forment ensemble des charpentes dans le bain silicaté dont sont exclus Fe, Mg, Ca (Hess, 1971). Il est tentant d'interpréter, dans cette perspective, les feldspaths des ocelles comme le fruit de la cristallisation de la périphérie de la goutte siliceuse enrichie en K, Na, par diffusion sélective (Sato, 1975) plutôt que par migration en phase gazeuse (Maury et Bizouard, 1974) ; Lacroix, 1893, avait déjà remarqué que des baguettes de feldspath potassique pouvaient se développer dans le verre périphérique des ocelles des volcanites, près de la couronne de Cpx.

. *démixion de gouttes silicatées acides*. La démixion d'une phase silicatée acide dans le magma rendrait compte de la dissémination extrême des ocelles, sans qu'il soit besoin de faire appel à un remue-ménage magmatique violent. Comme l'hypothèse précédente, celle-ci explique l'allure réactionnelle de la cristallisation du Cpx. Un tel processus, soupçonné depuis longtemps (cf. revue de Philpotts, 1976), a été démontré récemment dans le cas de roches lunaires (Roedder) et terrestres, notamment au Skaergaard (Mc Birney et Nakamura, 1974), au Deccan (De, 1974) et dans la série alcaline montéregienne du Québec (Philpotts). Cette démixion précoce de gouttes acides pourrait accompagner la montée rapide du magma basique étant donné qu'une chute de la pression totale élargirait brusquement le champ d'immiscibilité, c'est du moins ce qu'il apparaît dans le système  $\text{Fe SiO}_4 - \text{K Al Si}_2\text{O}_6 - \text{SiO}_2$  (Nakamura, 1974). Par ailleurs, il n'est pas impossible qu'une hybridation précoce du magma basique par du matériel quartzo-feldspathique favorise l'apparition d'une telle démixion. On ne peut accéder à la connaissance exacte de la composition chimique de cet éventuel bain acide étant donné que des échanges chimiques plus ou moins importants accompagnent ces cristallisations, et qu'ici les ocelles ne sont pas figées comme dans les dykes ou les coulées.

En définitive, il existe donc deux hypothèses qui semblent expliquer les ocelles : assimilation incomplète de quartz fondu, démixion d'une phase silicatée acide. Dans cette alternative, la texture ocellaire primitive trouve son compte ; mais la répartition homogène des ocelles dans les différentes masses du groupe gabbroïque milite plutôt pour la démixion. Dans l'état actuel des connaissances le débat n'est pas clos.

## B - LES AUTRES GROUPES DE ROCHES SOMBRES

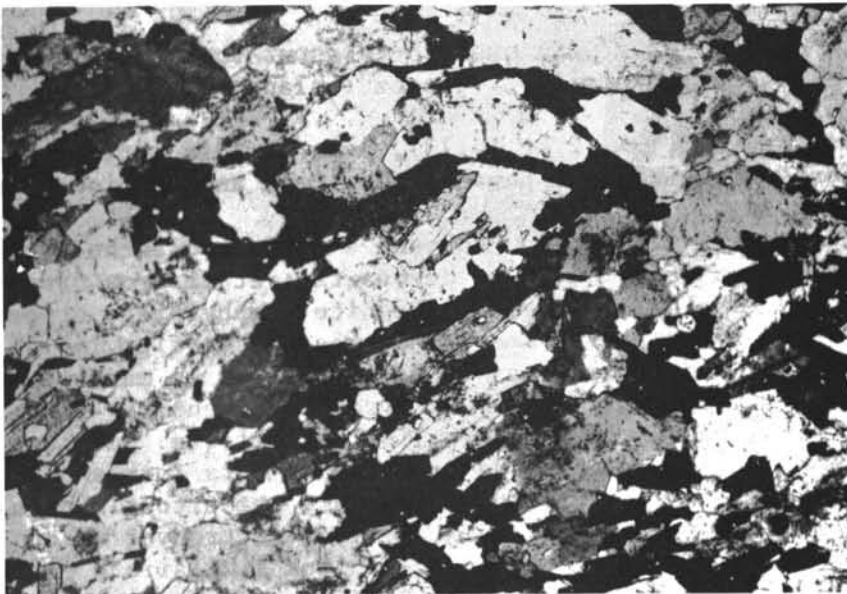
### 1 - LE GROUPE DIORITIQUE

Des roches sombres finement grenues, à texture magmatique souvent fluidale, avec plagioclase zoné à coeur d'andésine et biotite abondante vert-noirâtre, forment ce que je définis le groupe "dioritique". Ce groupe comprend des diorites, monzonites et syénites, parfois quartzifères, plus rarement quartziques.

A l'affleurement, on n'observe qu'une seule masse importante de ce type de roches : à l'île Biguédec. Ailleurs, on les rencontre sous forme d'enclaves ellipsoïdales, de taille métrique à décimétrique disséminées ou en essaim dans le granite porphyroïde. A l'oeil nu, peu de caractères les distinguent des enclaves du groupe gabbroïque, car la texture, la couleur et le grain sont souvent proches ; mais les ocelles quartzo-feldspathiques sont rares et différentes de celles du groupe gabbroïque (cf. ci-dessous) ; par ailleurs, les roches sont rarement porphyriques, à la différence des hybrides du groupe gabbroïque et des enclaves basiques plus ou moins recristallisées.

L'examen microscopique par contre ne laisse aucun doute sur l'originalité du groupe dioritique.:

- le *plagioclase* forme des tablettes subautomorphes en disposition fluidale



(fig. 14.11) et présente un zonage normal non récurrent avec un coeur d'andésine allant de An 46 à An 38 selon les roches, et jamais plus calcique, et une périphérie de An 24 à An 20. En outre, on observe un fréquent patchy-zoning d'oligoclase An 20.

FIG. 14.11 - *Texture et microstructure fluidales dans le groupe dioritique : enclave de diorite, carrière des Traouiéros. x 60.*

- la *biotite* est toujours beaucoup plus abondante que la *hornblende verte*. Sa couleur est typiquement *brun-noirâtre* à *vert-noirâtre* et non brun-rouge comme celle des biotites du groupe gabbroïque. Elle est peu automorphe.

- les *minéraux accessoires* montrent aussi quelques caractéristiques propres : les *minéraux opaques* sont petits, nombreux et dispersés ; le *sphène* est habituel et entoure fréquemment les minéraux opaques : l'*apatite* forme de très nombreuses et très fines aiguilles.



On note l'absence complète, dans ce groupe, de pyroxènes, et *a fortiori* d'olivine. Le feldspath potassique et le quartz sont interstitiels et en très petite quantité dans les diorites du groupe.

Dans les hybrides, on dénote la présence d'*accidents minéraux* dont certains comme pour le groupe gabbroïque, peuvent être mis en relation avec le granite porphyroïde encaissant :

- les ocelles *quartzo-feldspathiques* présentent une organisation différente des ocelles du groupe gabbroïque : le quartz est cerné par une couronne bien dévelop-

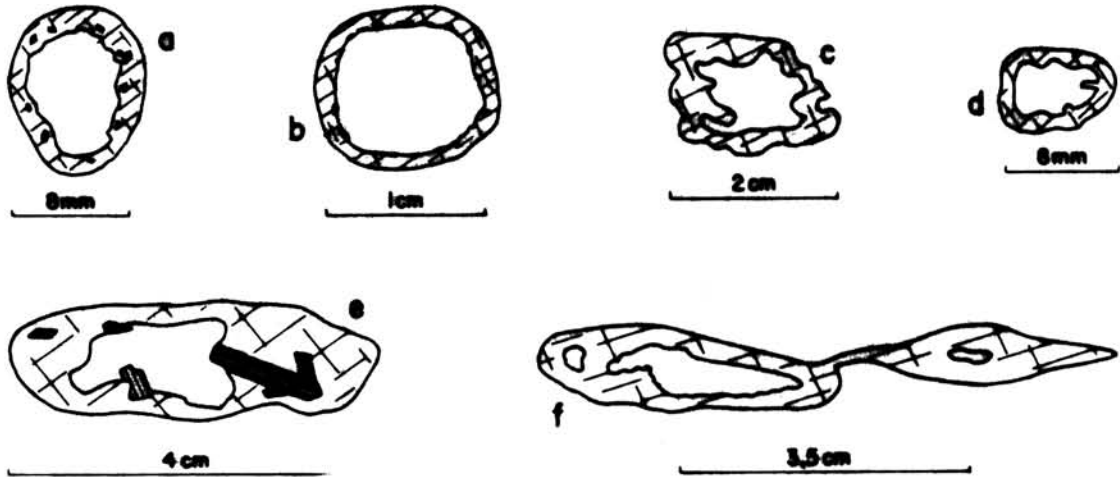


FIG. 14.12 - Exemples d'ocelles et d'yeux quartzo-feldspathiques dans le groupe dioritique. Feldspath : croisillon. Quartz : blanc.

pée de feldspath potassique (fig. 14.12 et 14.13), avec parfois inclusion de minéraux colorés (hornblende, biotite) qui peuvent former un anneau discontinu et d'épaisseur toujours réduite.

- des *mégacristaux de feldspath potassique*, souvent à auréole blanche d'oligoclase ou à bordure en association graphique avec du quartz ; et de *gros cristaux d'oligoclase* An 28 → An 20 semblables à ceux du granite porphyroïde, et parfois avec une couronne bourrée d'inclusions issues de la mésostase (fig. 14.14). Les gros cristaux sans inclusion sont moulés par la fluidalité de la matrice.

- des *filonnets et filets quartzo-feldspathiques roses* pénètrent les plus grandes masses ; ils sont formés de quartz et microcline perthitique. Sur le parcours de ces veinules sont situés çà et là de gros *renflements* formés de quartz souvent en position centrale et de feldspath, oligoclase et surtout microcline perthitique ; souvent au coeur de ces gros yeux, peuvent se trouver un ou quelques cristaux automorphes de hornblende verte (un habitus similaire a été signalé par Dennen, 1951).

On observe donc dans le groupe dioritique une hybridation qui peut être mise en relation étroite avec le matériel granitique environnant ; comme pour le groupe gabbroïque cette contamination a commencé alors que les roches basiques étaient encore à l'état magmatique et s'est poursuivie après la fin de la cristallisation. Cependant, il apparaît à l'île Biguédec, -où le serrage et le cisaillement sont pourtant très développés-, que ce mélange des deux matériels est moins poussé et sans doute moins facile que pour le groupe gabbroïque : notamment les hybrides largement porphyriques sont plus rares.

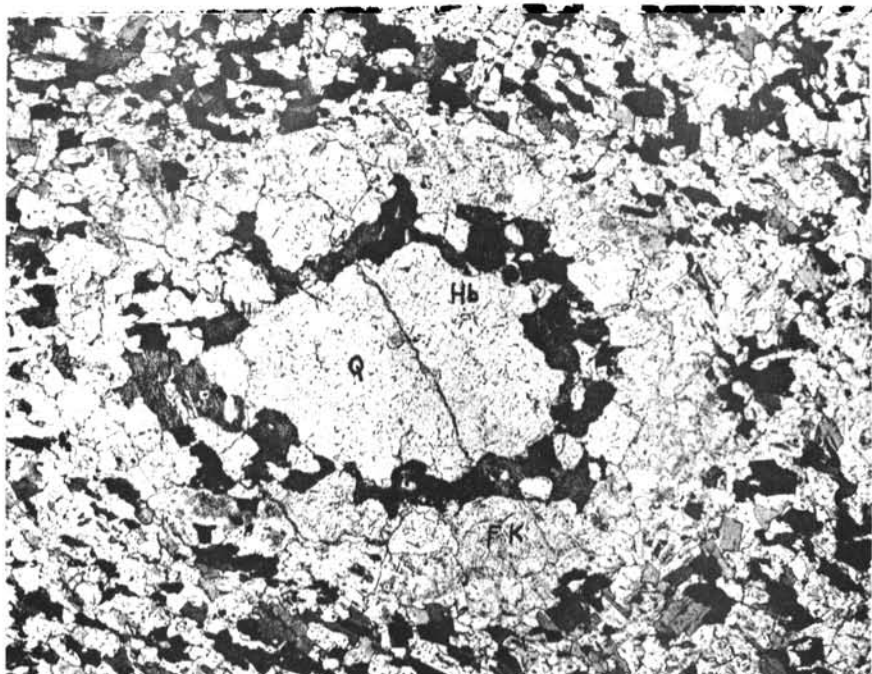
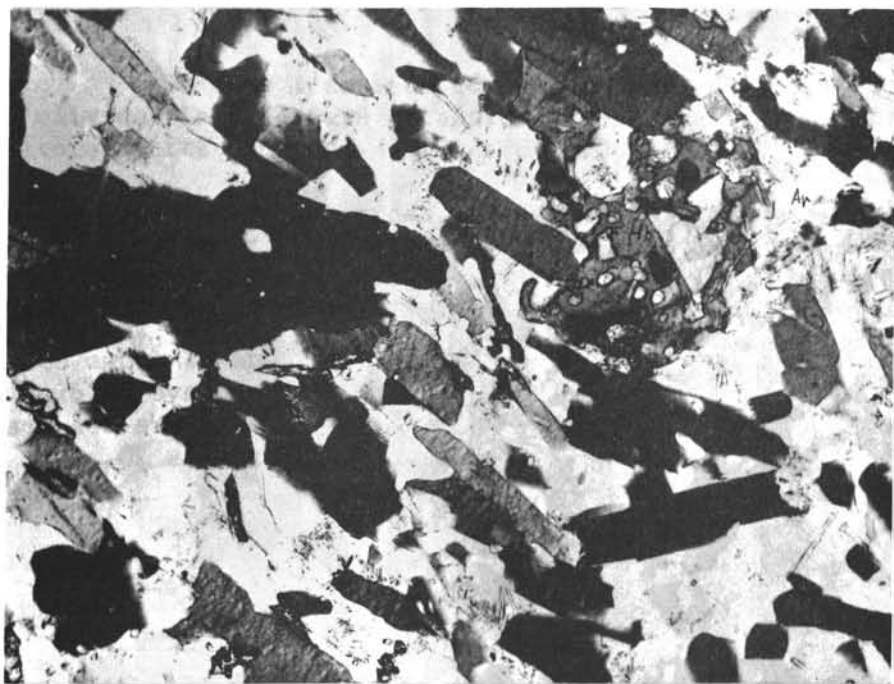


FIG. 14.13 - *Ocelle du groupe dioritique à assise intermédiaire de minéraux colorés : enclave de diorite, carrière des Traouiéros. x 20.*

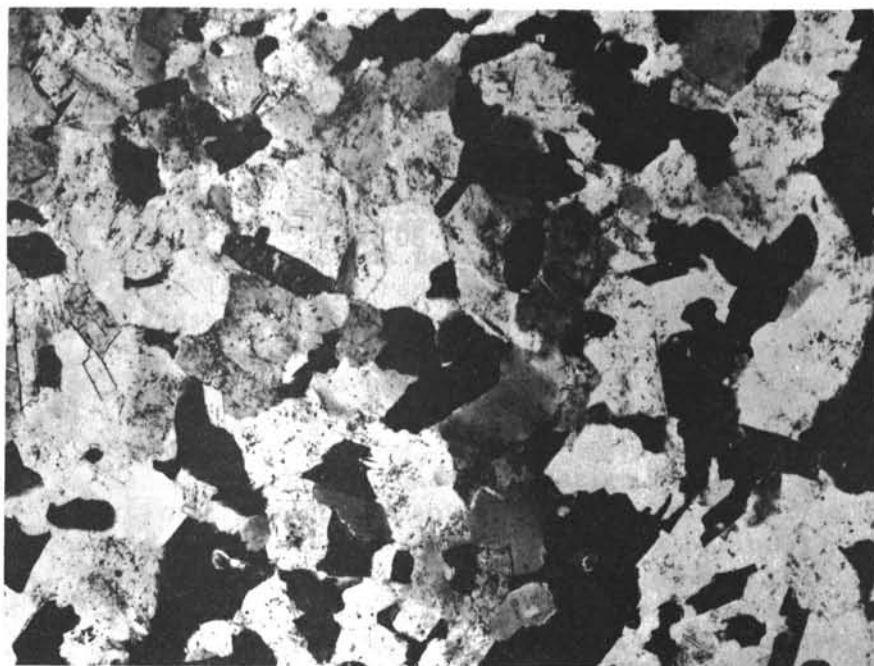
FIG. 14.14 - *Mégacristal d'oligoclase à nombreuses inclusions, dans une diorite. x 30.*





a

FIG. 14.15 - *Texture et microstructure des enclaves sombres en voie de recristallisation.*  
 a. *Texture fluidale à plagioclases en tablettes (magmatiques). x 100.*  
 b. *Texture polygonale à plagioclases en partie recristallisés. x 60.*



b

## 2 - LES ENCLAVES BASIQUES EN VOIE DE RECRISTALLISATION

Un troisième groupe de roches éruptives sombres est formé d'enclaves de dimension modérée (grand axe < 50 cm) à texture mixte, par endroit polygonale, par endroit fluidale et où peuvent se trouver aussi des minéraux du granite porphyroïde (fig. 14.15). Ces enclaves ont un grain très fin (cf. Thomas et Campbell-Smith, 1932) et montrent une bordure à grain plus gros, formée par une croûte à biotite et hornblende. La composition de la "mésostase" est gabbro-dioritique.

Les minéraux colorés et accessoires sont très abondants et peuvent former plus de 50 % du volume. La *biotite* est le plus abondant de ces minéraux ; sa couleur n'est pas constante : tantôt brun-rouge, tantôt brun-noir. La *hornblende verte* est en quantité généralement notable et forme parfois de petits amas polygonaux dessinant des mouches sombres sur l'échantillon. Le *sphène* est le plus fréquent des accessoires. L'*apatite* forme souvent de fines aiguilles.

Les *plagioclases* peuvent être classés en trois lots :

- des *plagioclases non transformés*, typiquement magmatiques avec macles albite/Carlsbad et zonation normale progressive depuis un *coeur de labrador* (An 65 à 55) jusqu'à de l'oligoclase périphérique ; et avec un contour subautomorphe. Ces *plagioclases* lorsqu'ils restent abondants dessinent généralement une fluidalité.
- des *plagioclases en texture polygonale*, peu maclés et qui sont des oligoclases An  $\approx$  20 non zonés.
- de *gros oligoclases zonés* An 28 à An 20 identiques à ceux du granite porphyroïde environnant.

De *gros feldspaths potassiques* plus ou moins auréolés d'oligoclase (structure rapakivi) parsèment ces enclaves, comme dans les roches hybrides déjà décrites. De *gros quartz globuleux ou subautomorphes* évoquent les ocelles des granodiorites du groupe gabbroïque : une assise unique et discontinue de biotite-hornblende peut les cerner d'un liseré.

Dans ces roches, la *surimposition d'une texture granolépido-blastique à une ancienne texture magmatique est évidente* et va de pair avec une réduction du grain, comme l'avaient mentionné Thomas et al. : les *plagioclases* polygonaux sont plus petits que les lattes magmatiques reliques ; les *biotites* et *hornblendes* sont également de taille réduite. On peut suivre d'une enclave à l'autre la disparition de la texture d'écoulement et le développement des recristallisations ; on observe également que la fluidalité, quand elle existe, contourne les mégacristaux et n'est jamais recoupée par eux.

La filiation pétrographique de ce groupe est probable : ces enclaves n'ont pas de texture typique de cornéenne et ne dérivent pas de roches basiques extérieures au complexe, à la différence des enclaves de cornéennes amphiboliques ; par contre, la *présence de plagioclase magmatique à coeur de labrador les rattache au groupe gabbroïque et les isole du groupe dioritique*. Ces enclaves en voie de recristallisation se rencontrent à quelque distance des masses basiques et en représentent des fragments entraînés par l'écoulement et placés dans de nouvelles conditions d'équilibre P-T- $\mu$  pendant une durée suffisante pour qu'un réajustement puisse se produire.

\*  
\* \*

En résumé, deux lignées pétrographiques de roches basiques synchrones des granites à gros grain cohabitent à l'intérieur du granite porphyroïde des Traouiéros ; une lignée gabbronoritique à granodioritique, une lignée dioritique à syénitique, entre lesquelles un hiatus minéralogique important demeure pour les coeurs à An 65 et An 46 des plagioclases, et pour les séquences olivine-Opx-Cpx-hornblende-biotite d'une part, et hornblende-biotite d'autre part. Chacune de ces lignées s'est différenciée pour son propre compte ; on est donc conduit à postuler l'existence à un moment donné de deux magmas différents évoluant chacun de son côté et à injection synchrone de celle des granites. La question d'une souche commune à ces deux magmas basiques reste pour l'instant posée. Ces deux lignées subissent, au moins à leurs bordures, une contamination par du matériel acide et développent des roches hybrides où deux héritages, l'un acide, l'autre basique se reconnaissent ; le granite porphyroïde des Traouiéros entre pour une part certaine dans ce matériel acide contaminant, mais il n'est peut-être pas le seul.



## CHAPITRE 15

GEOCHIMIE DES ROCHES BASIQUES ET HYBRIDES

On dispose de 41 analyses en roches totales (ocelles non séparées), pour les éléments majeurs et 30 pour les éléments traces Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sr, V, plus quelques-uns pour Li, Rb (tableau 15.1). Aucune analyse sur phase minérale séparée n'a été faite, sauf deux mégacristaux de feldspath potassique (Pi, L ; tableau 8.3).

A - DISCRIMINATION CHIMIQUE DES GROUPES

Le *groupe gabbroïque* (24 analyses) est caractérisé par une teneur relativement élevée de magnésium ; le rapport FeO total/MgO est faible ( $\approx 0,8$ ) pour les gabbronorites, à modéré ( $\approx 2,3$ ) pour les granodiorites ; le *groupe dioritique* (15 analyses) apparaît au contraire nettement *hypomagnésien*, avec un rapport FeO total/MgO allant de 2,7 pour les diorites jusqu'à 5 pour les syénites. Si la lignée gabbroïque apparaît homogène, il n'en est pas de même pour le groupe dioritique : les diorites de Biguédec (C3, D7) et de la carrière des Traouiéros (G19, G20) sont pauvres en SiO<sub>2</sub> par rapport aux autres roches du groupe ; elles manifestent une tendance lamprophyrique. Les *enclaves basiques en partie recristallisées* (F19, F20) apparaissent liées sur le plan chimique (comme au plan pétrographique) à la lignée gabbroïque : rapport FeO/MgO, et stocks en Ni et Cr comparables.

Ce premier aperçu confirme l'existence de deux lignées de roches basiques. Ces deux lignées apparaissent de façon distincte sur le classique diagramme de variation AFM (fig. 15.1) : les termes du groupe dioritique forment un alignement à peu près rectiligne du côté AF ; ceux du groupe gabbroïque se dispersent en croissant au centre du diagramme avec son côté convexe tourné vers le pôle F. Ces deux lignées sont, au demeurant, peu séparées l'une de l'autre ; le problème de l'unicité d'une souche commune reste posé.



TABLEAU 15.1

*Composition chimique des roches basiques et hybrides*

Majeurs : Analyses, J. Cotten, Laboratoire de Pétrologie, Brest.

Traces : Analyses C.R.P.G., Nancy, sauf Rb : C.A.E.S. Rennes. Le Co est donné avec réserve : contamination par broyeur à carbure.

Pour le groupe gabbroïque :

- Anse Sainte-Anne : B1 - E6 - E7 : gabbronorite à olivine  
E5 - E8 : gabbronorite. B2 : gabbro. B3 : hybride porphyrique.
- Trégastel-Plage : D2, F22 : gabbro. D3, F24, F23 : hybride porphyrique.  
F25 : monzonite.
- Trégastel-bourg : C1, E9 : gabbro. E10, E11 : hybrides.
- Roc'h Ouarn : C2 : gabbro. D8 : diorite.
- Biguedec - Seigle : E4, F21, E6 : gabbronorite. D5, D4 : granodiorite.
- Carrière des Traouyéros : enclave sombre porphyrique.





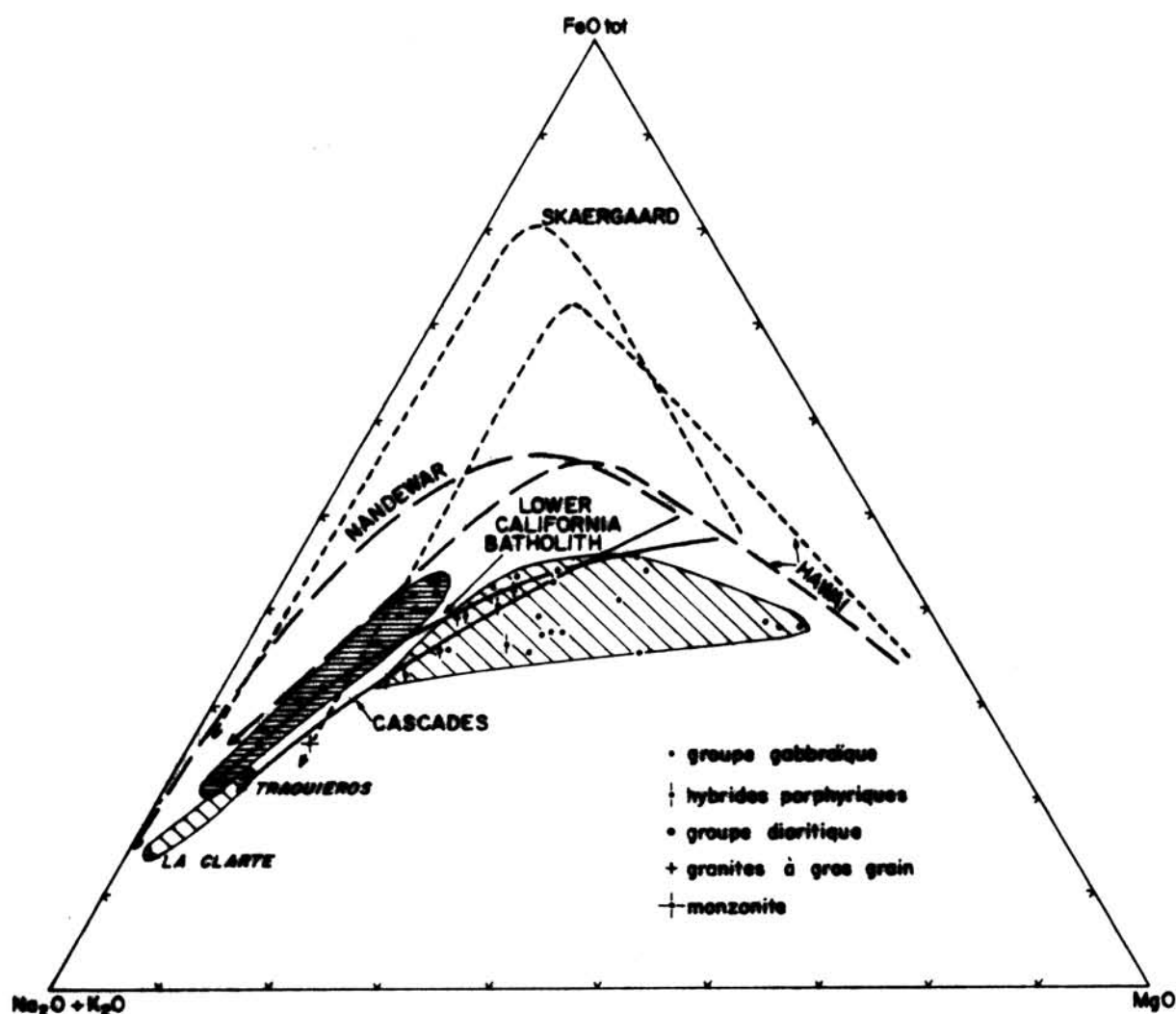


FIG. 15.1 - Diagramme AFM : positions respectives du groupe gabbroïque, du groupe dioritique et des granites à gros grain. Tendances : calco-alcaline : trait plein ; alcaline : tireté ; tholéiitique : pointillé.

## B - APPROCHE CHIMIQUE DE LA CONTAMINATION DU GROUPE GABBROÏQUE

Le groupe gabbroïque, le plus homogène et le mieux échantillonné, est le plus approprié à l'analyse géochimique des hybridations. Les données pétrographiques ont indiqué l'existence de deux phénomènes très différents : une différenciation magmatique par cristallisation échelonnée ou fractionnée, des mélanges avec un ou plusieurs matériels acides. On ne pourra donner de bilan quantitatif, même partiel, de la contamination, pour plusieurs raisons : premièrement, on ne connaît pas à l'affleurement de roches basiques sûrement indemnes d'hybridation ou d'assimilation ; deuxièmement, on ne sait pas la composition des matériels contaminants ; enfin, à supposer que ce soit le granite porphyroïde seul qui contamine les roches basiques, le cisaillement général dû à l'écoulement a déplacé les matériels réagissant les uns par rapport aux autres, rendant

illusoire toute coupe géochimique continue (une situation similaire a été soulignée dans le massif du Quérigut par Marre, 1973) ; l'absence de réactions notables dans le granite porphyroïde à certains contacts basiques est sans doute dû à un tel glissement différentiel. Sur le plan qualitatif, on s'attend, d'après les données pétrographiques, à une introduction de certains éléments (K, Si) dans les roches basiques, à une dilution corrélative de beaucoup d'autres éléments (sauf peut-être Na, Al), et à des départs des éléments cafémiqes.

L'introduction de  $K_2O$  et de  $SiO_2$  est-elle corrélée ? La figure 15.2 montre une corrélation entre  $K_2O$  et  $SiO_2$  pour les différentes régions représen-

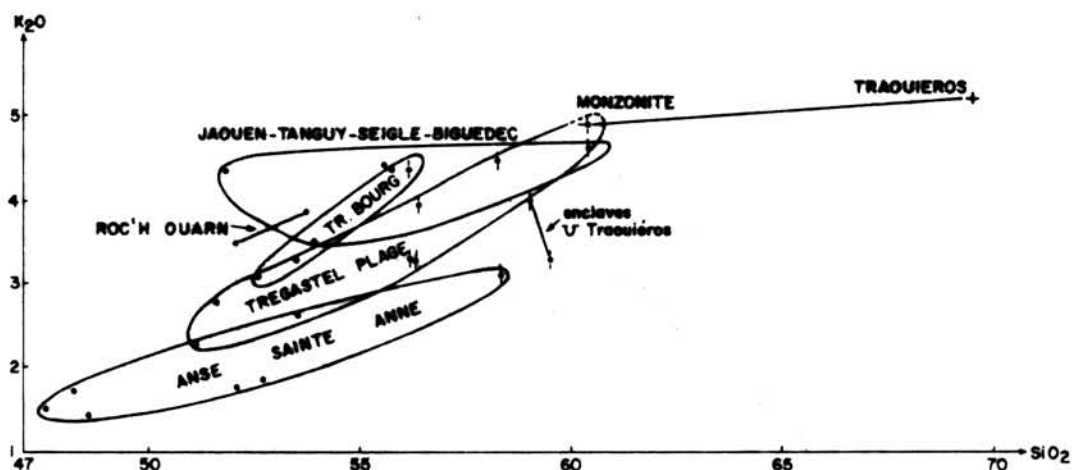


FIG. 15.2 - Corrélation géographique  $K_2O/SiO_2$  dans le groupe gabbroïque (symboles, cf. fig. 15.1).

tées sauf pour la région Seigle - Biguédec - Jaouen où l'augmentation de  $SiO_2$  paraît indépendante de celle de  $K_2O$ . Les hybrides porphyriques à gros cristaux de feldspath potassique + oligoclase (B3, D3, F19, F20, F24) se situent en bout des aires de regroupement par région. Chaque région semble avoir sa corrélation, mais la corrélation d'ensemble est mauvaise. Par ailleurs, on ignore la corrélation entre  $K_2O$  et  $SiO_2$  liée à la différenciation, bien que les données pétrographiques indiquent qu'elle est positive. On constate donc une hétérogénéité régionale marquée du stock de  $K_2O$  et  $SiO_2$ , indiquant que l'introduction de  $K_2O$  et de  $SiO_2$  n'est pas forcément liée (cf. E4). Donc, outre l'introduction simultanée de silice et de potasse sous forme de quartz et de mégacristal de feldspath potassique, comme on l'observe dans certains hybrides porphyriques (B3, F19, F20), on doit envisager une certaine sélectivité des transports de la potasse et de la silice, aussi bien dans l'espace que dans le temps. En particulier il n'est pas exclu que les alcalins, le potassium notamment, soit véhiculé préférentiellement par la phase fluide pendant la période post-magmatique ; la croissance des biotites peut être due en partie à une telle métasomatose alcaline.

Le rapport K/Ba est situé entre 20 et 40 (sauf pour les enclaves en voie de recristallisation où il est beaucoup plus élevé) de façon aléatoire par rapport à la contamination : ainsi, l'hybride porphyrique B3 a un rapport  $K/Ba = 39,8$  alors que ses homologues D3 et F 24 en présentent un respectivement de 32,2 et de 23 : on peut en déduire que l'hybridation du matériel basique qui, non contaminé, présenterait un  $K/Ba$  à peu près stable (Shaw, 1964 ; Prinz, 1968) se fait par du matériel acide à  $K/Ba$  variable - ce qui est d'ailleurs le cas pour les feldspaths potassiques du granite porphyroïde.

La position hybride des roches basiques porphyroïdes n'apparaît pas sur le diagramme AFM car les deux phénomènes, contamination et différenciation, y sont confondus ; par contre, elle ressort sur la projection du tétraèdre de Yoder et Tilley (1962) préconisée par de La Roche et Leterrier (1973) ; la figure 15.3 fait apparaître une position des enclaves à mégacristsaux F19, F20, et des hybrides à mégacristsaux F24 et surtout B3 nettement intermédiaire entre la moyenne des granites porphyroïdes et le champ des roches basiques moins hybrides.

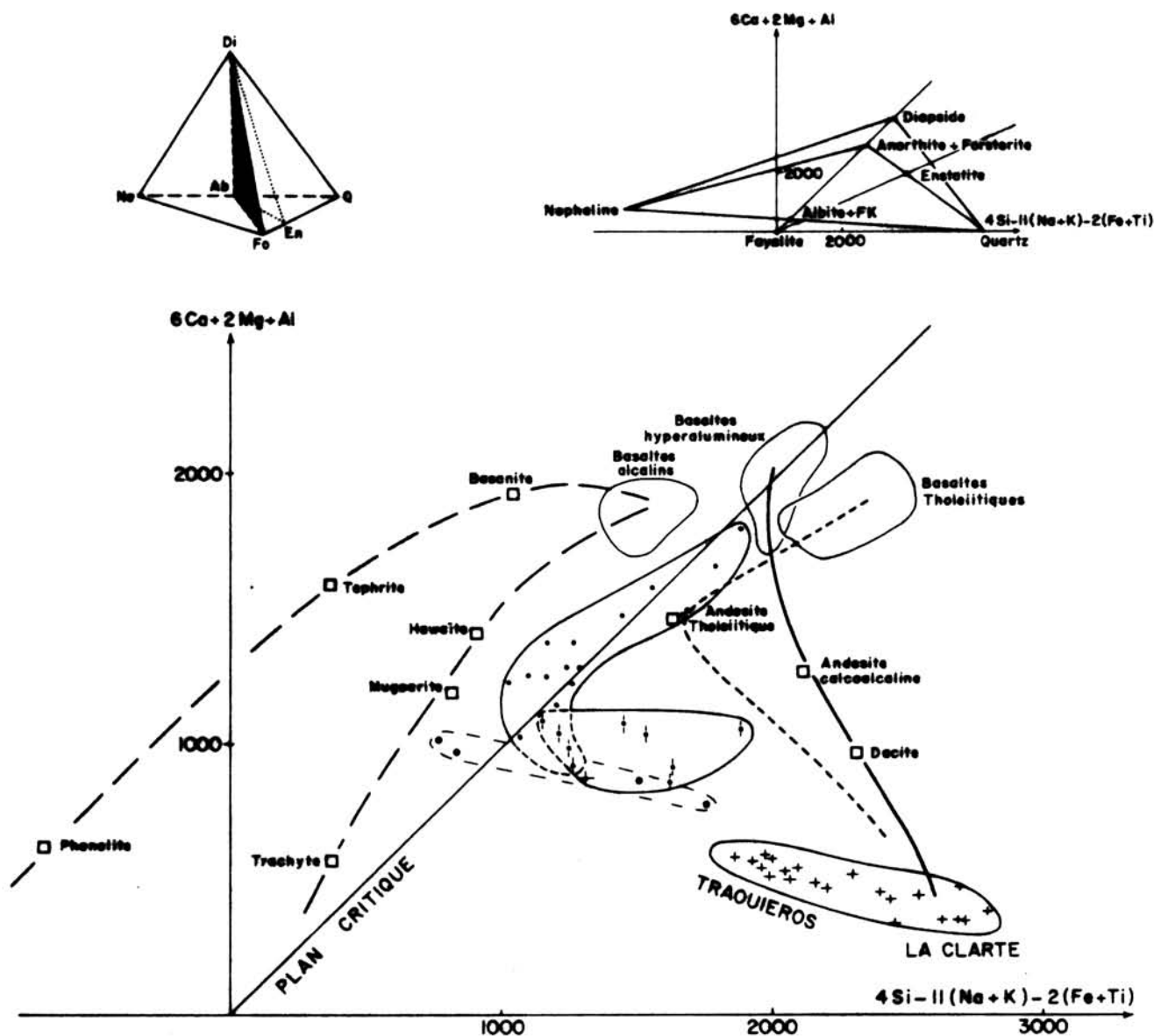


FIG. 15.3 - Position des différents groupes de roches sur la projection du tétraèdre Q - Ne - Fo - Di (réalisée par J. Leterrier, C.R.P.G., Nancy).  
Mêmes symboles que fig. 15.1.

Remarquer la place particulière de certains hybrides porphyriques : une série de roches peu hybrides, mais présentant un caractère évolué, monzodiorite à granodiorite, sont situées en bout d'évolution du groupe gabbroïque (enveloppe en tireté) ; alors que les gabbros fortement hybrides occupent une aire intermédiaire entre celle du groupe gabbroïque et celle des granites à gros grain.





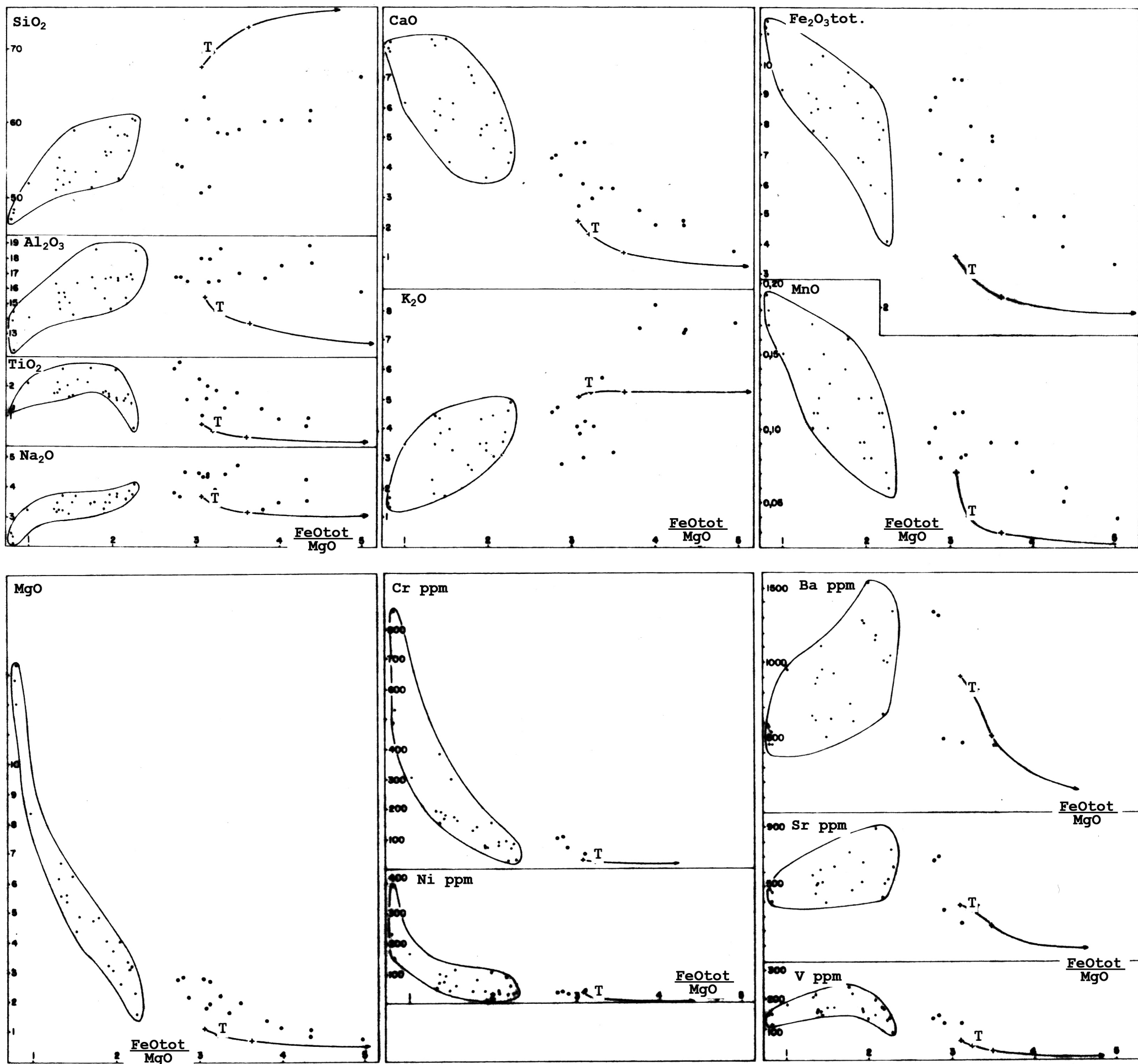


FIG. 15.4 - Variation des oxydes en fonction de FeO total/MgO. Mêmes symboles que 15.1.  
T = moyenne du granite des Traouiéros.

Pour ces hybrides "porphyriques" la contamination par du matériel correspondant au granite porphyroïde des Traouiéros ressort clairement. Cependant, par rapport à cette période relativement tardive et à ce niveau relativement superficiel de mélange, d'autres contaminations, plus profondes et plus précoces, ne sont pas à exclure avec d'autres matériels sialiques.

## C - APPROCHE CHIMIQUE DE LA DIFFERENCIATION ; LA PARENTE DU GROUPE GABBROIQUE

Sur le diagramme AFM (fig. 15.1) et la projection du tétraèdre Q - Ne - O1 - Cpx (fig. 15.3), on peut remarquer la position du groupe gabbroïque par rapport à différentes séries de différenciation, sans se préoccuper pour l'instant de contamination. On constate sur le diagramme AFM une proximité du groupe gabbroïque avec les séries calco-alcalines et alcalines, tandis que sur la projection du tétraèdre normatif, le champ se trouve situé entre la série tholéitique et la série alcaline saturée. La combinaison des deux diagrammes ne laisse *a priori* que deux possibilités : *une parenté alcaline franche, ou une parenté intermédiaire (latitique, shoshonitique...)*. Qu'en est-il exactement ?

### 1 - INDEX DE DIFFERENCIATION ET VARIATION DES TENEURS

Etant donné l'introduction certaine sous une forme ou sous une autre de K, Si, étrangers au magma basique, on ne peut utiliser pour appréhender de façon plus fine le phénomène de différenciation magmatique, ni l'index de solidification de Kuno (1968), ni l'index de différenciation de Thornton et Tuttle (1960), ni la seule valeur absolue de MgO (recommandée par Wright, 1974) ou de quelque autre oxyde, indice ou valeur qui sont tous largement affectés par l'hybridation. Le moins mauvais des indices de différenciation magmatique paraît être, dans le cas qui nous occupe, le rapport FeO total/MgO qui est le rapport Mg de Niggli ; ce rapport n'est que légèrement modifié par l'introduction de matériel acide en toute probabilité beaucoup plus pauvre en fer et magnésium que le matériel basique (ce qui est le cas du granite porphyroïde) ; cependant, une diffusion sélective de l'un des deux éléments est susceptible de le modifier de façon plus importante. Ce rapport passe de  $\approx 0,8$  pour les norites, à  $\approx 1,3$  pour les gabbros à hypersthènes, à  $\approx 1,8$  pour les gabbros, à  $\approx 2$  pour les diorites, à  $\approx 2,2$  pour les monzonites et granodiorites ; cette variation progressive du rapport FeO total/MgO en fonction du type pétrographique des roches les moins hybrides montre son utilité.

Les diagrammes rectangulaires utilisant le rapport FeO total/MgO en abscisse et le poids d'oxydes d'un autre élément en ordonnée (fig. 15.4) permettent de suivre la variation de cet élément pendant la différenciation. Ces diagrammes, mis à part ceux concernant Mg et Cr, révèlent *une dispersion importante des données* : à rapport FeO total/MgO constant, SiO<sub>2</sub> peut varier de 6 % absolu, CaO de 3 %, FeO de 3 %, TiO<sub>2</sub> de 1 % ; cette dispersion n'est pas seulement due aux erreurs analytiques mais surtout aux différences de composition modale liées aussi bien à des différenciations locales secondaires (rapport coupholites/barylites par exemple) qu'aux hybridations ; la dispersion est particulièrement nette pour K<sub>2</sub>O qui peut varier de 2,5 % absolu à FeO total/MgO constant !

Malgré cette dispersion importante des données, on constate au cours de la différenciation, une *légère augmentation* de Si, Al et Na, une *forte augmentation* de K, une *légère diminution* de Fe, une *forte diminution* de Mg et Mn. Ca passe par un maximum, au niveau des gabbros à hypersthène, puis diminue fortement. Ti présente un maximum très marqué au niveau des gabbros. Pour les éléments mineurs, Ba augmente fortement - K/Ba reste dispersé entre 20 et 40 - ; Sr augmente légèrement - Ca/Sr diminue nettement de 150 à 50, tandis que K/Sr augmente - ; Ni et surtout Cr diminuent fortement de manière analogue à Mg ; V passe par un maximum comme Ti. L'évolution de ces teneurs au cours de la différenciation peut être liée à la cristallisation fractionnée et échelonnée : Mg, Cr et Ni entrent dans l'olivine (Shaw, 1964 ; Deer *et al.*, 1962) appauvrissant ainsi le magma en ces éléments ; Ca à son tour est soutiré par le plagioclase et le Cpx, etc...

Les affinités du groupe gabbroïque avec les séries de différenciation se précisent donc : TiO<sub>2</sub> et V passent par un maximum comme dans la série tholéitique, mais non FeO total qui décroît régulièrement à la différence de ce qu'on y observe (Miyashiro et Shido, 1975) ; le stock absolu de TiO<sub>2</sub> -et de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>- est largement au-dessus de celui qu'on trouve dans les séries calco-alcalines (où TiO<sub>2</sub> < 1,2 %, cf. Carmichael, 1974 et Le Maître, 1968), où l'on observe aussi un maximum pour le titane et le vanadium (Gribble, 1969). Par ailleurs, les teneurs en Ba ( $\approx$  450 à 600 ppm), en Cu ( $\approx$  20 à 60 ppm) et en Rb (de 50 à 100 ppm) des gabbronorites montrent une nette affinité avec les basaltes alcalins à nepheline normative qui sont les plus pauvres en Cu et les plus riches en Ba et Rb de tous les basaltes : médianes de 450 ppm de Ba, de 35 de Cu, et 50 ppm de Rb (Prinz, 1968). Le rapport Ba/Sr voisin de 1 caractérise aussi nettement les séries alcalines (Gast, 1968). Une certaine affinité alcaline de la lignée gabbroïque se déduit ainsi dans une démarche régressive, étant donné qu'il serait imprudent de se baser sur des critères positifs comme les diagrammes de Kuno (1968) mettant en jeu les alcalins que nous savons être impliqués dans l'hybridation.

Les "éléments incompatibles" dosés : K, Rb, Ba, Sr, P et Ti (cf. Ringwood) se présentent en quantités comparables à celles que l'on a mesurées dans la famille des basaltes alcalins, mais soit un peu plus forte pour K, Ba, (Rb), soit un peu plus faible pour Sr et Ti ; cet écart en plus ou en moins peut correspondre à une contamination crustale, c'est-à-dire à un niveau où Sr et Ti ne sont plus incompatibles (cf. Green et Ringwood, 1967) ; cette contamination peut provenir de l'hybridation du magma basique par du matériel crustal plus riche en K, Rb, Ba et moins riche en Sr, Ti (et P) que la souche basique alcaline. Cependant, un autre schéma, plus "facile", explique ces caractères chimiques comme inhérent à une série transitionnelle.

## 2 - CARACTERISATION DE LA SERIE DE DIFFERENCIATION

A la lumière de l'affinité alcaline notée sur les éléments incompatibles, l'interprétation du champ occupé par le groupe gabbroïque sur la projection du tétraèdre normatif Q - Ne - Ol - Cpx peut être précisée. Globalement, la lignée gabbroïque est à cheval sur le plan critique ; les cumulats gabbronoritiques, représentés par les trois points les plus hauts sont proches de ce plan, tandis que les gabbronorites sans olivine pointent dans le champ saturé ; à partir de là, la lignée traverse le plan critique, entre dans le champ sous-saturé, puis revient dans le champ saturé avec les diorites. Etant donné que le Cpx (salite) est à pointer tout près de la droite critique, c'est le fractionne-

ment d'Opx qui est la cause de la traversée du plan critique vers le champ sous-saturé. Même s'il représente une réaction du magma à la contamination sialique, l'Opx semble participer de façon active à la différenciation magmatique.

*La série de différenciation, prise globalement, est saturée en silice et n'est donc pas une série alcaline typique.* Elle présente un excès de  $K_2O + Na_2O$  et un déficit de  $CaO + Al_2O_3$  par rapport aux séries calco-alcalines ; une comparaison sur ce point avec les associations pyrénéennes des massifs de Quéri-gut (Leterrier, 1972 ; Marre, 1973) et de Cauterets-Panticosa (Debon, 1975) est éloquent. *La séquence gabbroïque de Ploumanac'h n'est ni alcaline, ni calco-alcaline mais transitionnelle.*

A ce stade, une comparaison avec d'autres séries transitionnelles comme les associations shoshonitiques (Iddings, 1895 ; Joplin, 1964, 1965, 1968 ; Nicholls et Carmichael, 1969 ; Carmichael *et al.*, 1974, p. 33-34, 496, 506, 541) met en lumière :

- des analogies : teneur en  $SiO_2$ , en général assez forte ; teneur en  $CaO$ , assez faible ; présence d'Opx, -dans les shoshonites saturées- ; abondance de biotite.
- des différences : le total  $K_2O + Na_2O$  est beaucoup plus fort ainsi que le rapport  $K_2O + Na_2O$  dans la plupart des shoshonites, et  $TiO_2$  est généralement inférieure à 1,2 % ; la présence de feldspath potassique est une caractéristique fondamentale des séries shoshonitiques, même dans les termes les plus basiques, les absarokites, alors qu'à Ploumanac'h ce minéral est pratiquement confiné aux ocelles dans les termes gabbronoritiques et gabbroïques. En conséquence, *la suite gabbroïque de Ploumanac'h n'est pas une série shoshonitique typique ; mais elle présente certaines affinités avec les shoshonites "faibles" à hypers-thène de certains arcs insulaires -Nouvelle-Guinée- et de continents stabilisés -Yellowstone, Wyoming (Carmichael *et al.*, *op. cit.*). D'autres analogies et différences seraient mises en lumière de la même manière avec des séries latitiques ou intermédiaires, type Boïna, Afar, par exemple (Treuil et Varet, 1973).*

### 3 - LA SOUCHE MAGMATIQUE

Quelle est la souche d'où provient la série transitionnelle de Ploumanac'h ? Ce n'est pas un basalte hyperalumineux :  $Al_2O_3$  est bien trop faible, et  $TiO_2$  bien trop fort. Etant donné que les analyses chimiques tiennent compte des ocelles,

- si les ocelles ont une origine étrangère (xénocristaux), *la souche est un basalte alcalin sans doute peu sous-saturé*, qui donne naissance par contamination précoce à une série transitionnelle,
- si les ocelles ont une origine intrinsèque (démixion), la souche est une tholéïte à olivine riche en potassium et pauvre en quartz normatif.

Dans l'un ou l'autre cas, la série issue de cette souche est transitionnelle et donc relativement singulière\*.

\* On se gardera du "souci de conformité", si justement critiqué par Turner (1970, p. 343) : "The basaltic magma-types cover a broad spectrum. Probably more than one type is primitive. Others may be derivative. On a more refined but still legible scale, each has its unique character : the magma-types are not just two or three but are infinite in number".

TABLEAU 15.2

*Composition chimique des filons sombres de la première unité intrusive*

	KERSANTITE		DIORITE QUARTZIQUE		GRANODIORITE
	D11	G44	G43	D9	D10
SiO <sub>2</sub>	54,00	54,70	60,50	62,60	63,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,01	15,92	17,34	16,75	15,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,76	7,76	5,73	5,37	5,28
MnO	0,11	0,10	0,06	0,07	0,07
MgO	3,30	5,13	2,24	1,59	1,40
CaO	5,54	5,67	3,69	3,10	2,41
Na <sub>2</sub> O	3,80	3,64	4,31	3,95	3,94
K <sub>2</sub> O	3,32	3,66	3,66	4,00	5,00
TiO <sub>2</sub>	1,98	1,78	1,22	0,98	0,95
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,00	0,82	0,47	0,67	0,80
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,12	0,13	0,11	0,10
<b>Total</b>	<b>98,92</b>	<b>99,30</b>	<b>99,35</b>	<b>99,19</b>	<b>99,24</b>
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					0,58
Ba	1047			1318	1259
Co	45			101	30
Cr	63			14	38
Cu	32			157	16
Ni	30			30	10
Sr	603			476	372
V	134			67	40
FeO <sub>tot</sub> /MgO	2,39	1,37	2,30	3,04	3,39
K/Ba	22			25	31
Ca/Sr	66			48	53



## D - SITUATION DU GROUPE DIORITIQUE

Quant au groupe dioritique, son hétérogénéité chimique ne permet pas de le traiter comme un tout : il réunit en effet des diorites lamprophyriques calciques, des diorites quartziques et granodiorites calco-sodiques, des monzonites sodi-potassiques et des syénites potassiques. Certaines enclaves analysées possèdent de nombreux xénocristaux du granite porphyroïde (D1 et F18), d'autres très peu (G28 - G29), ou pas du tout (G19 - G20). Certaines de ces roches présentent des similitudes avec les kersantites (richesse en K, pauvreté en Si) ou les diorites quartziques et granodiorites en filons plus ou moins tardifs et syngénétiques signalés plus haut, chapitre 2 et tableau 15.2 : rapport FeO total/MgO, stock relativement faible en Ni, Cr. Les roches du groupe à affinité lamprophyrique peuvent provenir d'un mélange entre magmas acide et basique à différents niveaux, et suivi de différenciation (Joplin, 1964 ; Velde, 1969, 1971 ; Wimmenauer, 1973 ; Sabourdy, 1975) ; mais les données manquent pour en discuter.

## CHAPITRE 16

REMARQUES SUR L'EVOLUTION PETROLOGIQUE DU GROUPE GABBROÏQUESEQUENCE DES CRISTALLISATIONS

L'ordre d'apparition des principales phases minérales se déduit des observations texturales ainsi que des données minéralogiques et chimiques : l'olivine est la première phase à cristalliser ; son fractionnement entraîne l'appauvrissement en Mg, Ni, Cr, Co du magma ; il semble qu'ensuite ce soit le Cpx qui cristallise, suivi rapidement par le plagioclase : sur ce point les données texturales ne suffisent pas à nous éclairer, mais le caractère calcique modéré du coeur des plagioclases (An 65) indique que le magma était appauvri en calcium au moment de sa cristallisation, donc que le pyroxène salitique avait commencé à cristalliser.

La transformation olivine → Opx ainsi que la cristallisation de l'Opx paraissent avoir commencées nettement après l'apparition du Cpx et du plagioclase. La transformation peut correspondre *a priori* à deux phénomènes différents (Yoder et Tilley), soit une réaction avec un magma enrichi en silice : Olivine + SiO<sub>2</sub> (liquide) → Opx, soit une réaction d'oxydation du type Olivine + O<sub>2</sub> → Opx + minéral du groupe de la magnétite. Il semble qu'à Ploumanac'h chacun des deux phénomènes ait joué : les couronnes d'Opx autour d'olivine sont dépourvues de minéraux opaques et correspondent à une réaction avec un magma plus riche en silice ; le remplacement de l'olivine par un agrégat d'Opx avec treillis de minéraux opaques provient plutôt d'une réaction d'oxydation. On sait que l'évolution en condition oxydante est caractéristique des séries calco-alcalines (Osborn, 1962) ; mais les séries alcalines (Yoder et Tilley, 1962 ; cf. Goldschmidt, 1954) montrent aussi un enrichissement en fer ferrique et évoluent vers des conditions oxydantes : il semble que ce soit aussi le cas à Ploumanac'h. L'augmentation de PH<sub>2</sub>O accompagne celle de fO<sub>2</sub> car en fin d'évolution, PH<sub>2</sub>O est tel que les minéraux hydroxylés, hornblende et biotite cristallisent.

La cristallisation de l'amphibole est tardive ; celle de la biotite est postérieure à celle de tous les autres minéraux.

Cette séquence est comparable à celle que l'on observe dans certaines séries basiques. Dans les shoshonites à hypersthène, on note la suite Olivine - Cpx/Opx - plagioclase. Dans une tholéiite à olivine Green et Ringwood (1967) mettent expérimentalement en évidence la succession Olivine - Opx - Cpx - plagio-

clase à 9 Kb et Olivine - Cpx - plagioclase à 5 Kb ; dans tous les cas, pour P total < 9 Kb, l'olivine est au liquidus pour les roches à composition proche du plan critique de Yoder et Tilley.

### INFLUENCE DE L'EAU

Une forte pression d'eau élargit notablement le champ de cristallisation primaire de l'olivine dans les tholéiites à olivine (Nicholls et Ringwood, 1973). Yoder et Tilley (1962) montrent que la présence d'eau rétrécit le champ de cristallisation du plagioclase au profit des pyroxènes et amphiboles. Green et Ringwood (1968) mettent en évidence le caractère plus calcique du plagioclase cristallisant dans un magma andésitique à plus forte pression d'eau. Kushiro (1969) montre que la présence d'eau permet de supprimer la barrière thermique correspondant au plan critique qui peut dès lors être traversé par cristallisation fractionnée de minéraux ferromagnésiens hydroxylés ; les expériences de fusion partielle de Helz (1976) le confirment de manière éclatante. Maury (1976) illustre ce rôle de l'eau dans la différenciation des basaltes alcalins du Massif Central.

D'une manière générale, l'eau peut être pompée dans le manteau par fusion partielle des épontes pendant l'ascension, ou par faible fusion partielle dans la zone source (Kushiro, 1974) ; elle peut être prise aux roches crustales lors de la traversée de la croûte continentale (Maury, 1976).

Le magma basique originel de Ploumanac'h est certainement sous-saturé en H<sub>2</sub>O ; s'il était saturé -et non surchauffé- il serait incapable de monter aussi près de la surface à cause d'une cristallisation rapide en réponse à la baisse de pression totale ("pressure quench"). Par ailleurs, il faut compter avec la présence de CO<sub>2</sub> dans le magma, sans doute en assez grande quantité vu sa présence en inclusions dans les ocelles notamment : la pression partielle d'eau est inférieure à celle des fluides. Au cours de la cristallisation des phases anhydres, xH<sub>2</sub>O augmente dans le magma ; cette tendance est accrue par la fusion partielle possible aux épontes. La pression d'eau croît et rend possible la cristallisation d'amphibole et de biotite qui, fractionnants, rejettent la composition du magma résiduel en direction des roches sursaturées en silice.

### LES FORMES POSSIBLES DE LA CONTAMINATION

*Si le magma originel a une composition de tholéiite à olivine, il n'est pas nécessaire de faire appel à une contamination salique importante pour expliquer la composition des roches basiques ; ce magma, sous-saturé en H<sub>2</sub>O, commence à cristalliser dans le bas de la croûte où il induit une fusion partielle génératrice d'un liquide acide qui se mélange probablement en partie avec le magma résiduel de la différenciation.*

*Si le magma originel est alcalin, une contamination précoce Si-K paraît s'imposer. Cette contamination peut être ou mantellique ou crustale ou plus probablement les deux. Une première approche quantitative du problème est en cours avec l'étude des isotopes du plomb. Qualitativement, cette ou ces contaminations peuvent prendre plusieurs aspects : échange sélectif d'éléments, assimilation*

partielle ou incorporation globale des épontes. Emboitant le pas à Bowen (1928), Green et Ringwood (1967) ont souligné la possibilité de la réaction des magmas basiques avec les roches encaissantes au cours de leur ascension ; par ce processus de "wall rock reaction", ces magmas s'incorporent une partie de leur voisinage par fusion partielle d'abord dans le manteau, puis, s'il n'y a pas de trop violent contraste de température, dans le bas de la croûte. Là où s'observent des bordures figées, d'autres types de contamination sont possibles : transfert d'éléments en phase gazeuse, mélanges mécaniques en particulier par cisaillement durant l'écoulement. Cette interprétation de l'évolution des magmas en système ouvert est réaliste (les systèmes naturels complètement fermés sont une vue de l'esprit) ; elle est éminemment adaptée au fonctionnement des orogènes.

Ainsi qu'Irvine (1975) l'a expérimenté dans le système  $Mg_2 SiO_4 - Ca Al_2 Si_2 O_8 - K Al Si_3 O_8 - SiO_2$ , la contamination salique Si - K d'un magma basique subalcalin accroît le champ de stabilité de l'Opx par rapport à l'olivine et au plagioclase. Cette influence salique que l'on peut prévoir sur un système tétraédrique Quartz - Nepheline - Anorthite - Olivine (Barth, 1962) expliquerait sans doute le relais entre la cristallisation de l'olivine et celle de l'Opx observé dans les gabbronorites. Cette contamination, qui débiterait en profondeur, serait susceptible de rapprocher la composition du magma de celle des tholéiites à olivine.

Au coeur de ce problème de la contamination, le statut des ocelles est à nouveau posé. Au-delà de leur origine exacte dans le cas de Ploumanac'h, une question est engagée : pourquoi les ocelles sont-elles si fréquentes dans certaines associations basiques continentales (cf. infra 4ème partie) et si rares dans les séries océaniques (Philpotts, 1976, cite Hawaiï et Clarion dans le Pacifique) ? Mais sans doute existe-t-il ocelle et ocelle ?



4ÈME PARTIE

REFLEXIONS SYNTHETIQUES  
SUR L'EVOLUTION DU MASSIF DE PLOUMANAC'H





Il faut insister, au début de cette discussion sur certaines limitations inhérentes à l'objet étudié : une association *plutonique*. La première d'entre elles, et sans doute la plus importante, est que nous n'avons pas de moyen de connaître directement la composition des magmas : nous n'observons que des cristallisats dont les derniers seulement, et dans le cas de cristallisation fractionnée, sont susceptibles de représenter un bain magmatique - alors résiduel, et à la condition expresse que ces derniers cristallisats n'aient pas changé de composition globale aux stades tardi- et postmagmatiques.

#### A - IMPORTANCE DES PHENOMENES POSTMAGMATIQUES

Dans le cas des granites à gros grain -et sans parler ici des roches basiques associées, bien trop compliquées par ailleurs-, il est manifeste que des phénomènes postmagmatiques altèrent certaines caractéristiques initiales des cristallisats. Au plan textural, les phénomènes d'exsolution, de remplacement, de réactions (ch. 7), bien que réduits en volume, et somme toute secondaires (la texture primitive n'en est pas effacée pour autant) sont développés de manière extensive : en particulier le développement de film d'albite, la saussuritisation esquissée des plagioclases, le déséquilibre des biotites I et II indiquent une mobilité prononcée des éléments alcalins.

La redistribution des éléments ressort nettement de l'étude de la répartition des éléments traces, Ba et surtout Sr et Rb, entre les phases minérales principales (ch. 13). Ce rééquilibrage tardif est dû à la circulation de fluides - essentiellement d'eau, mais aussi de CO<sub>2</sub> etc... issus pour partie de la démixtion de la phase fluide du magma. Le comportement singulier du lithium (ch. 8, 9), dont la concentration se superpose à la saignée NNW de Trébeurden (carte hors-texte), montre à l'évidence qu'une phase volatile ou aqueuse postérieure à la mise en place des granites à gros grain a circulé dans la première unité intrusive. La transformation inverse du microcline en orthose dans la partie Est du massif par réchauffement en présence d'eau confirme l'existence d'une deuxième phase dans l'histoire postmagmatique des granites à gros grain.

Les phénomènes postmagmatiques s'articulent en effet en deux épisodes  
 - une période de réajustements consécutifs et liés à la cristallisation et au refroidissement des granites à gros grain (exsolution d'albite).  
 - une période ultérieure liée à l'intrusion et à la cristallisation des granites à grain fin, caractérisée par un réchauffement (états structuraux des feldspaths potassiques) et une percolation de fluides aqueux transportant des alcalins (lithium par exemple).

Il est impossible de faire la part exacte qui revient à chacun de ces deux épisodes dans les transformations qui affectent les plagioclases, les biotites, les oxydes de fer, et dans les redistributions oligo-élémentaires entre minéraux.

Dans quelle mesure la "formation synchrone majeure" en a-t-elle pâti ? Il est difficile de le préciser : on sait seulement que la différenciation magmatique (texturale et chimique) demeure nette et reconnaissable tant au plan de la roche totale que de ses principaux minéraux. Cependant, ces rééquilibres obligent à une certaine prudence méthodologique.

## B - RELATION GENETIQUE ENTRE ROCHES BASIQUES ET ROCHES ACIDES DE LA FORMATION SYNCHRONE MAJEURE

Les granites à grain fin sont exclus de cette discussion étant donné qu'ils ne sont pas étudiés ici. Le groupe dioritique, faiblement représenté et hétérogène, est délicat à situer ; aussi, le problème traité ici est celui des relations entre les deux séries de différenciation étudiées : le groupe "gabbroïque" et les granites à gros grain ont-ils une quelconque parenté et laquelle ?

### 1 - INDICATIONS ISSUES DES GRANITES A GROS GRAIN

La composition du magma à partir duquel ont commencé à cristalliser les granites à gros grain est peu éloignée de la composition "minimale" des granites à faible pression d'eau ; elle ne s'y superpose pas et se trouve dans le champ de cristallisation primaire du plagioclase. Ce magma est largement déficitaire en eau ; et malgré cela, son liquidus se situe probablement peu au-dessus de 900°C.

Ces données ne compromettent pas la possibilité d'une origine du magma par anatexie dans la croûte, pour un gradient géothermique élevé dans un orogène (cf. Robertson et Wyllie, 1971 ; Winkler, 1974 ; Whitney, 1975, etc...). De plus, dans une zone de subduction, l'anatexie de roches crustales sèches peut être poussée ; la fusion partielle avec déficit d'eau y engendre des magmas relativement potassiques. Cependant, l'absence dans les granites à gros grain de restites crustales, mis à part les zircons arrondis, ne milite pas en faveur d'une origine purement anatectique du magma granitique (annexe 3). En tout cas, la présence de ces zircons anciens indique la participation, d'une manière ou d'une autre, de matériel crustal à la formation du magma granitique.

Il faut rester prudent sur la signification de l'isochrone en roche totale obtenue à partir des données Rb et Sr (annexe 3). L'existence de l'isochrone appuie l'idée du comagmatisme. Mais comagmatisme signifie-t-il identité de la source ? Il n'est pas impossible que des échanges prolongés entre divers matériels puissent aboutir au même phénomène. D'autre part, il semble que le rapport isotopique initial des roches basiques soit légèrement plus faible que celui des granites à gros grain ; enfin, la valeur de 0,705 du rapport isotopique initial moyen, ni typiquement crustale, ni typiquement mantellique, laisse ouvertes plusieurs possibilités.

## 2 - INDICATIONS CONCERNANT LE GROUPE GABBROÏQUE

La différenciation du groupe gabbroïque se dirige, par le biais des termes dioritiques et granodioritiques, vers la composition du magma granitique, tant pour les éléments majeurs (fig. 15.1, 15.3, 15.4) que pour certaines traces Cr, Ni, V (fig. 15.4). De même l'évolution de Ca-Sr et de K-Rb n'exclut pas la possibilité de différenciation (fig. 17.1).

Du point de vue minéralogique, les compositions du plagioclase à l'extrême périphérie des lattes du groupe gabbroïque (jusqu'à An 30) et au coeur des cristaux du granite porphyroïde (An 30) sont les mêmes et suggèrent *la possibilité d'un équilibre entre roches basiques cristallisées et bain granitique*, avec un simple relais de cristallisation à température décroissante.

D'un point de vue théorique, la différenciation par cristallisation fractionnée d'un magma basique saturé en SiO<sub>2</sub> ne peut qu'aboutir à un magma résiduel acide -sursaturé en SiO<sub>2</sub>- enrichi en K, Rb et autres éléments incompatibles, appauvri au contraire en alcalinoterreux, Mg, Ca, Sr, (Ba) et en éléments de transition. Autrement dit, il n'y a pas d'obstacle pétrologique majeur à faire dériver un magma acide d'un magma basique par fractionnement d'olivine, de Cpx et Opx, de plagioclase calcique, puis, éventuellement lorsque le magma s'hydrate de hornblende et/ou de biotite ; c'est ce que Bowen a montré depuis longtemps (1928) et c'est ce que les pétrologues confirment depuis (l'une des dernières expérimentations en date, Helz, 1976, produit des liquides acides par fusion partielle de divers basaltes, y compris un basalte alcalin).

## 3 - LACUNE EVENTUELLE ENTRE GROUPE GABBROÏQUE ET GRANITES A GROS GRAIN

Le télescopage intrusif par lequel de nouvelles arrivées basiques viennent emboutir d'éventuels différenciés acides, avec formation de bordures figées, peut soustraire à l'observation des cristallisats à composition intermédiaire résultant de la différenciation. Cependant, dans le cas du complexe acide-basique de Ploumanac'h, il n'est pas prouvé qu'il y ait un "chaînon manquant".

La différence de composition entre le terme le plus acide du groupe gabbroïque (= la granodiorite de Seigle, qui, d'ailleurs, même au centre de la masse, montre les signes d'une hybridation tardive) et la composition estimée du magma granitique ne doit pas être minimisée (tableaux 13.2 et 15.1). Cependant, on remarque que tout couple cumulat-bain résiduel présente d'importants contrastes de compositions minéralogique et chimique ; il faut remarquer par ail-

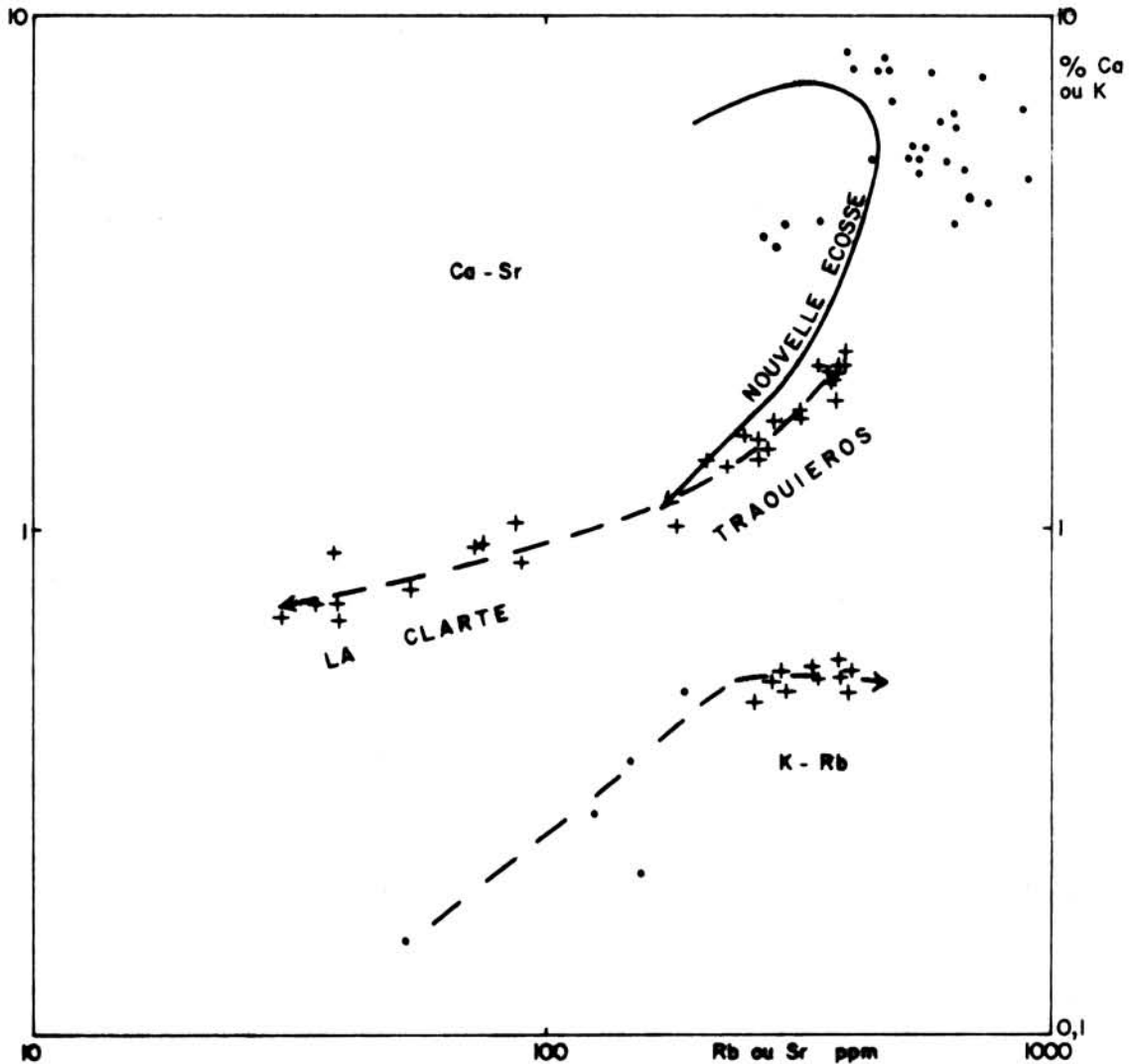


FIG. 17.1 - Evolution de Ca-Sr et K-Rb entre roches basiques (point = groupe gabbroïque ; rond = groupe dioritique) et granites à gros grain (croix). Pour comparaison, on a reporté la tendance Ca-Sr d'une série calco-alcaline de la Nouvelle-Ecosse (Wiebe, 1974).

leurs que, en terme de cristallisation fractionnée, tout cristallisé a valeur de cumulat par rapport au magma résiduel qui est en équilibre avec la périphérie de ses cristaux. Autrement dit, tout fractionnement conduit à une lacune qui sera d'autant plus importante que la séparation de la phase cristallisée et de la phase liquide sera mieux réalisée. L'existence de lacune dans une série n'est donc pas, en soi, un obstacle à l'origine de la série par cristallisation fractionnée.

L'explication de ce contraste de composition (le "gap" de Daly) par un phénomène global d'immiscibilité de liquide ne vaut pas. En effet, la distribution de bien des éléments entre les deux magmas ainsi supposés s'inscrit en faux contre une telle origine. Les travaux de Watson, 1976, sur les coefficients de partage entre liquides silicatés acide et basique montrent que si P est en-

richi d'un facteur 10 dans le magma basique, Ca, Cr, Mg, Mn, Ti notamment ne le sont que d'un facteur 1 à 1,5. La comparaison de la composition des granites à gros grain (tableaux 9.1, 9.2 et 13.2) et de la composition des roches du groupe gabbroïque (tableau 15.1) est éloquent : la concentration dans le magma basique est environ 20 fois plus forte pour Cr, 10 fois plus forte pour Mg, 7 fois plus forte pour Ca, 5 fois plus forte pour Mn, Ti et P (pour ce dernier élément, rares valeurs non publiées). De tels partages, incompatibles avec une différenciation magmatique par démixion de deux liquides, nous ramène à la cristallisation fractionnée.

#### 4 - THESE RETENUE : GABBROS ET GRANITES A GROS GRAIN FORMENT UNE SERIE DE DIFFERENCIATION

Etant donné le faisceau d'indications convergentes, le plus simple et le plus plausible est d'admettre que *le magma à partir duquel ont cristallisé les granites à gros grain représente, pour l'essentiel, l'aboutissement d'une différenciation par cristallisation fractionnée et étagée d'un magma basique.*

Le premier schéma proposé suppose que le magma basique initial était alcalin et peut-être surchauffé donc formé à un niveau très profond par fusion partielle dans le manteau - ce qui explique non seulement sa capacité d'assimilation mais aussi sa composition initiale franchement alcaline (Green et Ringwood, 1967). Le magma, arrivant au bas de la croûte, alors qu'il est encore au-dessus de son liquidus, détermine une fusion partielle du matériel continental qu'il ingère et digère plus ou moins bien ; cette ingestion altère sa composition initiale et provoque la cristallisation d'hypersthène dans les cumulats précoces ; le magma basique contaminé cristallise et se différencie jusqu'aux granites. Il n'est pas exclu qu'une partie du produit de la fusion partielle crustale induite par l'arrivée du magma basique échappe à l'ingestion et reste flotter au-dessus de lui : d'après les données Rb-Sr (annexe 3), les granites de l'Ile Grande pourraient en être la trace. Cependant ce schéma fait beaucoup plus de place à la différenciation d'un magma hybride qu'à une série de produits de fusions partielles en chaîne qui resteraient à l'écart les uns des autres. Sur ce point, l'interprétation présentée ici s'écarte résolument de celle de Chapman (1968), dont les belles descriptions des complexes centrés des Appalaches rappellent beaucoup de phénomènes décrits dans ce travail : pour Chapman, les magmas basiques et acides des "centered complexes" postorogéniques dévoniens du Maine reste indépendants les uns des autres.

Le second schéma possible proposé, en opposition à celui d'un magma initial alcalin contaminé en traversant la croûte continentale, est celui d'un magma transitionnel donnant naissance à une série ni typiquement alcaline, ni typiquement shoshonotique ou latitique et où la contamination crustale serait moins poussée.

Etant donné que l'on ne peut estimer l'importance exacte de cette contamination dans l'état actuel de la connaissance du massif, on ne peut choisir entre l'un ou l'autre schéma.

A Ploumanac'h, les granites à gros grain de la "formation synchrone majeure" sont donc interprétés comme *d'origine essentiellement -mais non purement- mantellique*. Pris comme un tout, le groupe gabbroïque, formé de ro-



ches basiques transitionnelles, et les granites à gros grain, à caractères ambivalents, constituent *une série subalcaline, potassique, saturée en silice*. Cette série peut être qualifiée d'*hybride* si l'on se réfère à l'influence sialique qu'on y soupçonne. (Il vaut mieux éviter la dénomination de série calco-alcaline potassique ou de série intermédiaire ; le second terme est trop vague et le premier prête à confusion : la série de différenciation de Ploumanac'h a peu à voir avec les séries calco-alcalines. Enfin, on ne peut parler de série alcaline franche, car les critères de Shand et de bien d'autres -cf. revue de Sorensen, 1972- réservent le terme de roches alcalines à celles dont le rapport moléculaire  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  est supérieur à 1/1/6 soit que l'alumine, soit que la silice, soit que les deux se montrent déficientes).

## C - FACTEURS DE LA DIFFERENCIATION MAGMATIQUE DANS LES GRANITES A GROS GRAIN

Bowen (1909→1928) a depuis longtemps parfaitement posé le problème des facteurs de la différenciation magmatique :

- soit par apparition d'un gradient de composition directement dans le liquide magmatique, en réponse à une différence de température (effet Soret) ou au champ de gravité.
- soit par séparation de deux phases : liquide et gaz, liquide et liquide (immiscibilité), liquide et cristaux.

Les granites à gros grain du complexe de Ploumanac'h permettent de préciser certains modes de différenciation magmatique par fractionnement de cristaux, et de discuter le rôle respectif de la gravité, de la convection naturelle et de l'injection forcée dans cette séparation de la phase cristallisée et de la phase liquide, avec concentration des cristaux.

### 1 - INFLUENCE DE LA GRAVITE

Le tri global des minéraux des granites à gros grain se fait non seulement en fonction du caractère précoce ou tardif des cristaux, mais aussi en fonction de leur *taille*, et, dans une moindre mesure, de leur *forme*, et de leur *densité*. Pour une espèce minérale donnée, les *individus les plus gros sont toujours situés dans le granite des Traouïéros*, ce qui n'aboutit pas forcément à une concentration absolue de l'espèce minérale.

La sédimentation des cristaux est possible dans un bain granitique dont la densité se situe entre 2,36 et 2,39, puisque le poids spécifique respectif de tous les minéraux excède 2,5 à 900°C (Clark, 1966). La vitesse de sédimentation dépend surtout de la viscosité du magma, de la taille et de la forme des minéraux, beaucoup plus que du poids spécifique ; d'après les données de Shaw (1965), la taille et la forme des corps en suspension sont à la fois discriminants et déterminants ; dans le cas de Ploumanac'h, ces facteurs sélectionnent les mégacristaux de feldspath potassique.

Cette sédimentation par gravité ne serait pas de grande ampleur si la nucléation des minéraux précoces avait lieu dans la partie inférieure de la chambre magmatique. Cependant, il n'y a pas lieu d'envisager une telle localisation de la nucléation, étant donné que le magma est, en toute logique, plus

froid et donc plus sursaturé sur les bords et au sommet de cette chambre qu'à sa base. On en déduit donc que le processus de sédimentation par gravité des cristaux premiers formés contribue à concentrer les gros cristaux à la base de la colonne magmatique.

## 2 - INFLUENCE DE L'ÉCOULEMENT SUR UNE SUSPENSION DE CRISTAUX ; CONVECTION NATURELLE ET INJECTION FORCÉE

La présence de courants magmatiques dans les granites à gros grain se manifeste de façon évidente par les troncatures de schlieren (ch. 10), sans parler des structures d'écoulement visqueux (ch. 2, 3). Ces courants sont imputables *a priori* à la convection naturelle et/ou à l'injection forcée.

### a) Convection naturelle

Une différence de température à l'intérieur du magma entraîne par le biais de l'expansion thermique, une différence de densité et, par là, une instabilité engendrant des courants dits de convection. Les parties profondes et centrales de la masse magmatique seront plus chaudes et moins denses que les parties plus proches de la surface ou des parois : en règle générale, on doit s'attendre donc à l'établissement de courants ascendants au centre du système magmatique et de courants descendants le long des bordures subverticales (cf. Grout, 1918 ; Mc Birney, 1959 ; Shaw, 1965 ; Kadik et Khitarov, 1968 ; Chapman, 1968 ; Karner et Helgesen, 1970).

Entre autres facteurs, la forme du volume magmatique, la différence de température, le taux de conduction de la chaleur à travers les parois déterminent la taille, le nombre et la forme des cellules convectives (Chandrasekhar, 1961) ; la vitesse d'écoulement dépend en particulier de la dimension des cellules convectives (Shaw, 1965, indique un ordre de grandeur de 10 m/an pour une chambre cylindrique de 1 km de diamètre, 1 km de haut, pour un gradient de température de 300°C). Bartlet (1969) estime que, dans les cas de granites à viscosité  $\eta > 10^6$  poises et à cristaux  $\phi < 0,5$  cm, l'intensité des courants de convection est telle qu'il y a redistribution complète de la fraction cristallisée. Dans le cas de Ploumanac'h, trop d'inconnues sur l'évolution des dimensions et de la forme de la chambre magmatique et le gradient de température obligent à renoncer à l'application de tel ou tel modèle convectif. Mais il n'est pas douteux que la convection naturelle interfère, avec la sédimentation par gravité. *Grosso modo*, les effets doivent s'ajouter sur les bordures, les cristaux étant plus rapidement conduits vers le bas, et se retrancher vers le centre de la chambre, les cristaux s'y sédimentant moins rapidement.

### b) L'injection forcée

Barrière (1976) a montré que les phénomènes de différenciation de flux qui apparaissent dans les suspensions en écoulement étaient incapables d'expliquer la formation de cumulat dynamique à l'échelle du massif, par "effet Bagnold". Par contre, l'injection de matériel basique au coeur de la structure est susceptible de redresser la "stratification" antérieure, en repoussant devant elle et sur ses côtés le cumulat granitique. L'injection forcée commune des matériels basiques et acides modifie les géométries respectives du cumulat et du bain résiduel, déterminées au stade antérieur par la gravité et la convection naturelle.

### 3 - LES ZONES RUBANÉES : UN EXEMPLE POSSIBLE DE L'EFFET BAGNOLD

A la suite des travaux de Drever et Johnston (1958), Baragar (1960), Bhattacharji *et al.* (1964), Bhattachargi (1967), etc... Komar (1972 a et b) a pu montrer que la pression dispersive des grains apparaissant dans l'écoulement des suspensions (Bagnold, 1954) était le facteur le plus important actuellement connu dans la différenciation de flux. Ce phénomène conduit à un tri des cristaux selon la taille (Barrière, 1976). Par effet Bagnold, les cristaux trapus les plus gros sont éloignés des parois, là où le taux de cisaillement est maximum.

Or, dans les zones tronquées des schlieren de Tourony, on observe régulièrement un tri selon la taille, les cristaux les plus fins se trouvant concentrés vers l'"éponge". Ce phénomène, ainsi qu'il a été dit (ch. 10), n'est pas unique ; on l'a décrit ailleurs, dans des zones peu déformées par injection forcée (Smith, 1975), où l'éponge est alors à la base. Il est donc certain qu'il ne s'agit pas, dans ce cas précis, de sédimentation magmatique par simple gravité. L'effet Bagnold, lié à l'écoulement intramagmatique, est susceptible de fournir une explication satisfaisante : l'écoulement peut être lui-même relié soit à des injections forcées intramagmatiques ("chenaux"), soit à des glissements de type courant de turbidité (Wager *et al.*, 1967) à la limite de zones à cohérence ou à viscosité différente, soit encore à des cellules de convection de taille modeste (rayon inférieur à 100 m) ; dans chacun de ces cas, le taux de cisaillement est maximum contre la "berge" du courant considéré. La concentration annulaire des schlieren rubanés à une distance assez constante de la bordure du massif plaide en faveur d'un contrôle thermique de la formation du litage magmatique ; c'est-à-dire en faveur d'une convection naturelle liée à l'injection centrale du culot basique, faisant office de foyer chaud, et au refroidissement du magma par conduction aux bordures latérales et sommitales de la chambre.

Les litages magmatiques des granites ne sont pas tous explicables par ce seul phénomène, qui ne peut être généralisé. En particulier, dans les granites riches en volatils, où la viscosité est suffisamment basse pour rejoindre le domaine de viscosité des magmas les plus fluides, l'action de la gravité peut devenir prépondérante et aboutir à un granoclassement inverse de celui qu'on a décrit où les plus gros cristaux d'une espèce minérale donnée sont à la base de la zone litée ; cependant, les descriptions manquent de précision à ce sujet (Harry *et al.*, 1960 ; Emeleus, 1963) ; Barrière *et al.*, 1971, ont signalé un classement selon la taille d'orbicules feldspathiques associés à une zone litée riche en fluide, mais il manque là les tronçatures permettant de définir où est la paroi. Seuls les magmas à forte viscosité -acides et sous-saturés en eau- et à cristallisation rapide -surfondus et par conséquent sursaturés pour beaucoup d'éléments- peuvent présenter des zones litées dues au flux et peu perturbées par les effets de la gravité.

\*

\* \*

Dans les granites à gros grain du complexe de Ploumanac'h, la sédimentation par gravité et la convection naturelle concourent à séparer la phase cristallisée de la phase liquide ; l'injection forcée ne fait guère que modifier la géométrie ainsi acquise, mais elle en est aussi une cause lointaine par le biais de la "dysharmonie" thermique (Walton, 1955) due à l'arrivée du magma

dans l'épizone. Selon le mécanisme dominant localement, plusieurs types de cumulats sont formés : cumulats à gros cristaux, cumulats rubanés ainsi que beaucoup d'intermédiaires.

## D - ELEMENTS TECTONOMAGMATIQUES : RELATIONS ENTRE LE MAGMATISME POTASSIQUE ET SA SITUATION TECTONIQUE

### 1 - UN LINEAMENT TARDIHERCYNIEU : LA TRAÎNÉE POSTBATHOLITIQUE

Barrois a noté depuis longtemps (1900-1909) l'air de famille des granites rouges de Flamanville, Ploumanac'h et l'Aber-Ildut, auxquels il faut joindre Barfleur et Carantec (fig. 0.1). Ces massifs ont un âge compris entre 300 et 290 M.A. (Adams, 1967, 1976 ; Leutwein *et al.*, 1968, 1969 ; Vidal, 1976). Le granite de l'Aber-Ildut recoupe le granite de St Renan (Chauris, 1966). La post-térité de cette "traînée moniliforme" est ainsi démontrée par rapport au grand batholite hercynien de Bretagne occidentale (massifs de Brignogan, St Renan - Kersaint, Commana, Huelgoat, Rostrenen, Quintin - Moncontour, Plouaret, Trédrez). La Bretagne possède donc aussi ses "younger granites" (Cogné, 1967).

Cette traînée "postbatholitique" forme un alignement qui a peut-être son prolongement en Galice notamment avec le granite monzonitique hercynien (≈ 280 M.A) de Caldas de Reyes (Corretge, communication personnelle). Ce linéament prend en écharpe l'arc orogénique ibéro-armoricain tel qu'il est dessiné par Bard *et al.* (1971), disposition accusant son caractère tardif. Il est lui-même jalonné localement (bordure Nord du massif de l'Aber-Ildut, Chauris, 1966) par une puissante zone mylonitique à relier aux cisaillements tardi- à post-hercyniens.

### 2 - RELATION DU LINEAMENT AVEC L'ACTIVITE CONVECTIVE DU MANTEAU

Il est plausible et probable que tous les granites de la traînée postbatholitique aient la même origine. Dans le massif de l'Aber-Ildut, le grand nombre d'enclaves éruptives basiques laisse présager la proximité de grandes masses basiques congénères. Si l'on étend nos déductions à ces massifs, le grand-père de tous ces granites monzonitiques potassiques est un magma basique sub-alcalin transitionnel. La présence de ces bulbes granitiques résiduels implique l'accumulation au bas de la croûte continentale d'une grande quantité de matériel basique capable de digérer en partie le matériel crustal qu'il perce et de donner par différenciation, des masses non négligeables de roches acides ; autrement dit, on est obligé de supposer la mise en place au bas de la croûte d'un important coussin basique à l'aplomb de la traînée postbatholitique.

Cette structure profonde peut correspondre *a priori* :

- soit au fonctionnement d'une zone de subduction, à l'arrière de laquelle le magmatisme devient plus siliceux et potassique (Moore *et al.*, 1961 ; Kuno, 1966)
- soit à une esquisse de riftogénèse, caractérisé par un bombement épizogénique de la plaque continentale nouvellement épaissie (Bailey, 1972 ; Le Pichon *et al.* 1973), précurseur de l'ouverture de l'Atlantique et situé dans le prolongement possible du rift de Fundy (Van Houten, 1976).



- soit au jeu d'un puissant cisaillement tardihercynien (l'action des contraintes rotationnelles sur la mise en place des injections forcées a été soulignée par Wynne-Edwards, 1967 et Brindley, 1973).

- soit à la présence d'un point chaud (Wilson, 1963 ; Morgan, 1972) sur lequel défilerait la plaque continentale européenne.

Parmi ces différentes possibilités, peut-on en choisir une ?

### 3 - PLOUMANAC'H : UNE INJECTION FORCÉE DANS UN DOMAINE ENCORE SOUMIS A LA COMPRESSION

L'analyse architecturale (supra, 1<sup>re</sup> partie) a mis en évidence le caractère forcé (forceful) de l'injection qui refoule et déforme le socle environnant. Le comportement du diapir analogue à celui d'une presse hydraulique indique que le système fonctionne en compression. Le grand axe de l'intrusion, orienté  $\approx$  N50° à N60°, marque la direction de moindre résistance (si du moins l'entonnoir n'est pas déformé par un couple de cisaillement) ; la contrainte compressive maximum lui est perpendiculaire, et se trouve être parallèle à la compression tardihercynienne inférée d'après la direction des décrochements dans l'Ouest de l'Europe (Arthaud et Matte, 1975).

Il est possible que la forme elliptique de la section de l'entonnoir soit imputable à cette compression. Celle-ci peut avoir fait exsuder par un phénomène de filtre-presse et/ou migrer vers les deux pôles du grand diamètre de l'ellipse le bain résiduel correspondant au granite de La Clarté.

D'après les expériences de Ramberg (1967-1970), il est difficile d'envisager la possibilité d'une intrusion diapirique dans un champ de tension ; le contraste de viscosité entre le magma et la croûte est tel que celui-ci s'échapperait de manière passive, déterminant la subsidence du socle surincombant ; au contraire, le fort contraste de viscosité soupçonné réclame que le diapir effectue sa montée et sa percée dans un champ de compression.

Une autre donnée, confirmant l'injection dans une zone en compression et non en distension, provient de la vitesse d'ascension du globule intrusif : celle-ci est très lente ; bien que s'introduisant dans l'épizone, le massif ne montre pas sur son pourtour de bordures figées : la dysharmonie thermique a été progressivement supprimée par le capuchon d'isogrades coiffant le complexe et grimpant au-devant de lui dans le socle. Cette lente ascension, contrôlée aussi par l'évolution des viscosités, est responsable de la grande taille du grain de ces granites ; une faible surfusion et une faible sursaturation ont déterminé une faible nucléation et une croissance prolongée des cristaux.

Cependant, les terrains environnant le massif de Ploumanac'h montrent peut-être les traces d'une distension, le Paléozoïque identifié aux environs des Sept-Iles (Deumff, in Lefort *et al.*, 1970 ; Auvray *et al.*, 1971) pouvant être conservé dans un fossé tectonique (Lefort, 1975). Mais, par ailleurs, le massif de l'Aber-Ildut est jalonné au Nord par une puissante zone mylonitique tardi- à post-hercynienne (Chauris, 1966), cisaillement qui indique l'existence de contraintes compressives à cette époque.

Ce bilan provisoire ne permet pas d'opter pour l'une des possibilités évoquées au paragraphe précédent ; il favorise les options "compressives" et

n'appuie pas l'hypothèse du "point chaud"\*.

#### LES SERIES SUBALCALINES POTASSIQUES : UN TYPE TECTONOMAGMATIQUE ?

La tentation est grande de rapprocher la traînée potassique hercynienne bretonne d'autres ensembles analogues : les monzogranites tardicadomiens des îles anglo-normandes (Wells et Wooldridge, 1931) pour le Massif Armoricain, les granites postorogéniques du Maine (Chapman, 1968), les granites rapakivi scandinaves qui forment eux aussi des guirlandes tardi- à post-tectoniques (Bridgwater *et al.*, 1973, 1974), la série hercynienne postbatholitique de Calvi (Orsini, 1976, travaux en cours). Il est frappant de constater qu'à tous les monzo- et syénogranites de ces ensembles sont associées des masses basiques constituées, pour les moins transformées, de gabbronorites à ocelles quartzofeldspathiques et, pour les plus évoluées, de roches appinitiques. Il est logique, à titre d'hypothèse de travail, de voir dans une telle situation tectonomagmatique, non pas le fruit du hasard, mais l'aboutissement d'une histoire dont on a retracé quelques facettes dans ces pages.

Le lien entre le magmatisme potassique et le fonctionnement des orogènes (Kuno, 1966 ; Miyashiro, 1975 ; Pearce, 1976) n'est évidemment pas une question close ; la définition, l'homogénéité et la signification des shoshonites (Joplin, 1968 ; Pearce, 1976) restent problématiques. Il est frappant de constater que les associations subalcalines potassiques sont liées soit à la structure des orogènes, soit à des provinces pétrographiques, et donc probablement dépendantes aussi bien de conditions de fusions partielles que de structures géochimiques régionales de la croûte continentale.

En attendant d'autres observations sur ces associations plutoniques et sur celles qui leur ressemblent, il est préférable d'éviter l'esprit systématique et de revenir "aux choses mêmes", ainsi que nous y invitent les philosophes.

\* On note que "points chauds" et "panaches" sont devenus en peu de temps des "tartes à la crème" de la géodynamique - ce que leurs auteurs n'ont jamais souhaité -, excès qui ont entraîné la réaction salutaire de Bailey (1977).





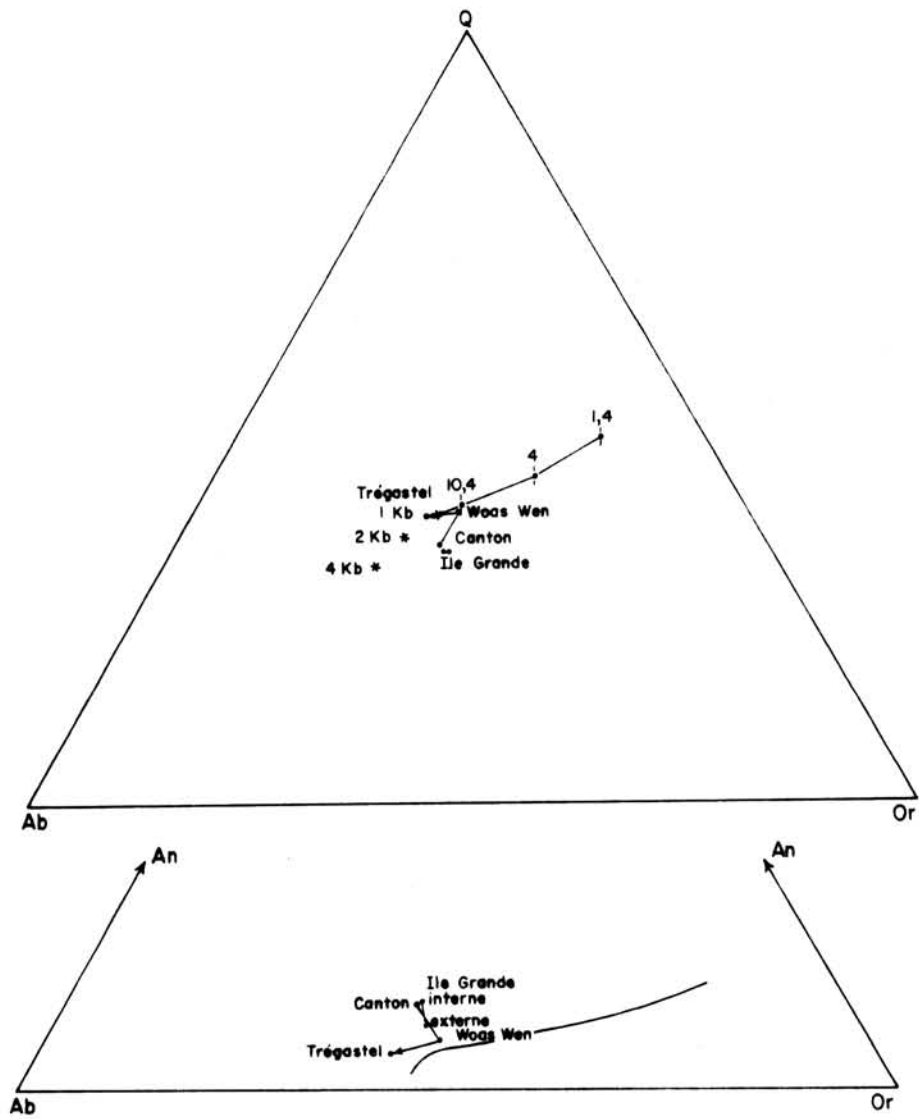
## A N N E X E S



## ANNEXE I

Principaux caractères des divers types pétrographiques constituant le complexe de Ploumanach

TYPE ET DENOMINATION USUELLE		NATURE PETROGRAPHIQUE	TEXTURE ET GRAIN	COULEUR	PARTICULARITES MINERALOGIQUES	REMARQUES
ROCHES ENCAISSANTES	<i>Gneiss de Trébeurden</i>	Mylonites, blastomylo- nites, leptynites, gneiss ocellés, porphy- roïdes, à composition allant des granites aux diorites quartziques.	Grain variable selon la nature d'origine et l' intensité de l' écrasement	Très clair à sombre	Présence de quartz hexagonaux à golfes de corrosion dans les roches filonien- nes ou volcaniques.	
	<i>Cornéenne de l'île Milliau</i>	Métagraywackes rubanées Quartzites, Méta-arkoses	Grain très fin	Sombre, avec lits plus clairs	Très nombreuses cor- diérites. Andaloussi- te, sillimanite, gre- nat, corindon : ac- cessoires.	
	<i>Granite de Perros-Guirec</i>		Grain moyen	Gris rose		
	<i>Filons de dolérite</i>	Métadolérite	Texture relique en travées, grain très fin à fin	Noire		
GROUPE 1 ou groupe des granites à gros grain	<i>Roches basiques, intermédiaires et hybrides</i>	Norite à olivine, gab- bro à hypersthène, gab- bro, diorite, monzo- diorite, monzonite, dio- rite quartzique, grano- diorite.	Présence ou non de mégacristaux dans les hybrides Grain fin à moyen	Très sombre	Pour les hybrides, présence des miné- raux du granite por- phyroïde	
	<i>Granite des Traoulières</i>	Granite monzonitique (monzogranite)	Porphyroïde à très gros grain	Rose sombre	Mégacristaux de microcline	Pegmatites à tourmaline, hastingsite, allanite, molybdénite
	<i>Granite de La Clarté</i>	Granite subalcalin (syénogranite)	à gros grain	Rose vif		Les kersantites se voient uniquement à Toënot
	<i>Filons post- foliation</i>	Kersantite, microdio- rite quartzique, microgranodiorite	souvent fluidaux Grain très fin	Très sombre à sombre		
GROUPE 2 ou groupe des granites intermédiaires	<i>Granite de l' île aux Herbes</i>	Granite monzonitique (monzogranite)	Non porphyrique Grain très fin	Gris sombre		Affleure aussi dans l'île de Biguédec
	<i>Granite de Canton</i>	Granite monzonitique (monzogranite)	Porphyrique Grain fin	Gris rosé, bleuté ou violacé	Petits mégacristaux de microcline	Poches de pegma- tites à tourma- line.
	<i>Filons "obliques"</i>	Microgranite à micro- granodiorite	Fluidaux Grain très fin	Gris sombre		s'observent princi- palement dans l'Ar- chipel de Molène
	<i>Granite de Haren</i>	Granite monzonitique (Monzogranite)	Aphyrique Grain très fin	Gris sombre rosé		s'observe à Biguédec et sur toute la bor- dure Nord-Est
	<i>Granite de Woas-Wen</i>	Granite monzonitique très pauvre en minéraux colorés (Leucomonzogranite)	Saccharoïde par- fois légèrement porphyroïde Grain fin à moyen	Rose à violacé	Rareté ou absence des biotites	Abondantes pegmatites à tourmaline
	<i>Aplite de Trégaatel</i>		Saccharoïde et/ou pan-xénomorphe. Grain très fin	Rose	Tourmaline grenat accessoires	Biotite en quantité variable. Texture la- bile parfois porphy- rique
GROUPE 3 ou groupe des granites de l'île Grande	<i>Granite interne à biotite</i>	Granite monzonitique (monzogranite)	Grain moyen (parfois fin)	Gris bleu à gris blanc	Présence de muscovite accessoire vers la périphérie	
	<i>Granite externe à deux micas</i>	Leucogranite monzoni- tique (Monzogranite à deux micas)	Grain moyen	Gris blanc	Muscovite abon- dante, pinite	Pegmatites blanches, tourmaline Zones de greisen
	<i>Filons hydrothermaux</i>				Quartz - kaolin : pyrite, fluorine	



ANNEXE 2

*Eléments pétrologiques concernant les granites à grain fin*

La diversité des granites à grain fin et de leur cortège aplitique (ch. 4 et ann. 1) n'est pas appréhendée dans le cadre de ce travail et se trouve en cours d'inventaire.

Les moyennes des analyses chimiques (tabl. A2) montrent une évolution magmatique cohérente des granites intermédiaires (fig. A2) : les cristallisations successives se rapprochent d'une courbe cotectique (en fait lieu de "piercing points") correspondant à une pression légèrement supérieure à 1 Kb H<sub>2</sub>O, - avec le granite de Woas-Wen -, puis se dirigent vers un eutectique compris entre 1 et 2 Kb H<sub>2</sub>O, - avec les aplites de Trégastel -. Cette évolution permet d'envisager que la pression totale - qui a été rejointe par la pression des fluides au moment de la cristallisation des aplites - a diminué dans le massif lors de l'injection des granites intermédiaires.

Les granites de l'île Grande montre une évolution postmagmatique notable sur la bordure avec notamment muscovitisation et même apparition de greisen. On note que la moyenne chimique du granite interne sans muscovite est pratiquement identique à celle du granite de Canton (tabl. A2) ; cependant, l'habitus pétrographique, légèrement différent, montre que ces deux types "hétéromorphes" n'ont pas la même histoire.

Fig. A2 - Projections des moyennes sur les plans Q - Ab - Or et Or - Ab - An du tétraèdre Q-Ab-Or-An. Courbe cotectique à 1 Kb d'après James et Hamilton, 1969.



TABLEAU A2

Composition chimique des granites à grain fin\* (Moyennes arithmétiques)

	GRANITES INTERMEDIAIRES			GRANITE DE L'ILE GRANDE			
	CANTON	WOAS-WEN	Aplites TREGASTEL	ILE GRANDE interne sans muscovite	ILE GRANDE externe		
	18 analyses**	14 analyses**	5 analyses	5 analyses	8 analyses		
SiO <sub>2</sub>	72,31	76,22	76,82	72,14	71,74		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,25	12,98	13,00	14,68	14,94		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	1,62	0,84	0,75	1,59	1,37		
MnO	0,03	0,02	0,05	0,03	0,03		
MgO	0,48	0,07	0,02	0,51	0,44		
CaO	1,46	0,79	0,58	1,49	1,09		
Na <sub>2</sub> O	3,79	3,61	4,11	3,76	3,78		
K <sub>2</sub> O	4,38	4,69	4,20	4,45	4,59		
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,04	0,02	0,24	0,20		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,41	0,27	0,12	0,44	0,64		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15	0,12	0,12	0,13	0,11		
Total	99,14	99,65	99,79	99,46	98,93		
Q	29,10	35,10	35,22	28,44	28,62		
Or	26,13	27,80	25,02	26,69	27,24		
Ab	31,96	30,39	34,58	31,96	31,96		
An	7,23	3,89	3,06	7,51	5,56		
Hy	2,26	1,12	0,66	2,22	2,02		
Cor	0,61	0,51	0,51	0,82	1,63		
Mt	0,93	0,46	0,46	0,93	0,66		
Ilm	0,46			0,46	0,46		
Total	98,68	99,27	99,51	99,03	98,15		
100 %	}	Q	33,4	37,6	37,1	32,7	32,6
		Or	30	29,8	26,4	30,6	31
		Ab	36,6	32,6	36,5	36,7	36,4
100 %	}	Or	40	44,8	39,9	40,3	42,1
		Ab	48,9	49	55,2	48,3	49,3
		An	11,1	6,2	4,9	11,4	8,6
		Ab/An	4,4	7,8	11,3	4,3	5,7

\*\*Ile de Biguédec exclue

\* Analyses J. Cotten, Brest.

**p. 261**

**manquante**

**p. 262**

**manquante**

## ANNEXE 3

*Données isotopiques et géochronologie*

Une isochrone sur Rb-Sr en roches totales a été obtenue (Vidal, 1976) donnant un âge approximatif de 290 M.A. pour l'ensemble du complexe (fig. A3). Le rapport isotopique du Sr à l'origine est d'environ 0,705. L'alignement des points sur l'isochrone est bon et suggère le comagmatisme entre roches basiques, granites à gros grain et granites intermédiaires ; cependant, les deux représentants du granite de l'île Grande se mettent en dehors de l'isochrone et peuvent indiquer un rapport isotopique initial plus élevé et plus nettement crustal. Par ailleurs, il semble que le rapport isotopique initial des roches basiques soit légèrement inférieur à celui des granites à gros grain.

L'étude du rapport  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  sur les zircons (Coppens et al., 1965) des granites à gros grain fait apparaître plusieurs populations chronologiques et morphologiques de zircon. Mes propres observations confirment la coexistence de zircons globuleux, plus ou moins arrondis ou corrodés, avec des formes aciculaires aux faces parfaitement exprimées. Sans tenir compte des âges incertains calculés (de 32 à 1316 M.A. sur cristal individuel), ce qui paraît s'imposer est la concomitance de zircons magmatiques et de xénocristaux plus anciens issus du socle.



## B I B L I O G R A P H I E

- ADAMS, C.J.D., 1967 .- A geochronological and related isotopic study of rocks from north-western France and the Channel Islands (United Kingdom). *Thèse dactylo.*, Oxford.
- ADAMS, C.J.D., 1976 .- Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland. *Q.J.G.S. London*, 132, p. 233-250.
- AKAAD, M.K., 1956 .- The ardara granitic diapir of County Donegal, Ireland. *Q.J.G.S. London*, 112, p. 263-288.
- ALBAREDE, F., 1976 .- Some trace element relationships among liquid and solid phases in the course of the fractional crystallization of magmas. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 40, p. 667-673.
- ALLEGRE, C.J. & MICHARD, G., 1973 .- Introduction à la géochimie. *Collection Sup.*, Presses Universitaires de France, 220 p.
- ANDERSON, E.M., 1951 .- The dynamics of faulting. *Oliver & Boyd, Edinburgh*, 206 p.
- ANGUS, N.S., 1962 .- Ocellar hybrids from the Tyrone Igneous Series, Ireland. *Geol. Mag.*, 99, p. 9-26.
- ANGUS, N.S., 1971 .- Comments on the origin of ocellar quartz-gabbro. *Lithos*, 4, p. 381-388.
- ARTHAUD, F. & MATTE, Ph., 1975 .- Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171.
- AUGUSTITHIS, S.S., 1972 .- Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. *Elsevier, Amsterdam*, 378 p.
- AUTRAN, A., FONTEILLES, M. & GUITARD, G., 1970 .- Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 12, 4, p. 673-731.
- AUVRAY, B., 1972 .- Les accidents tectoniques majeurs du Trégor. Age et signification. *C.R.A.S.*, 274, D, p. 2940-2943.



- AUVRAY, B., & LEFORT, J.P., 1971 .- Etude des terrains antécambriens et paléozoïques immergés au large du Petit Trégor (Manche occidentale). *Essai cartographique. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, C, III, 2, 4*, p. 77-82.
- BAGNOLD, R.A., 1954 .- Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. Roy. Soc. London, 225 A*, p. 49-63.
- BAILEY, D.K., 1972 .- Continental rifting and alkaline magmatism. In H. SØRENSEN *The alkaline Rocks. John Wiley, London*, p. 148-159.
- BAILEY, D.K., 1977 .- Lithosphere control of continental rift magmatism. *Journ. Geol. Soc. London, 133*, p. 103-106.
- BAILEY, E.B., & MAUFE, H.B., 1916 .- The geology of Ben Nevis and Glen Coe. *Mem. geol. Survey of Scotland, Edinburgh*.
- BAILEY, E.B., & al., 1924 .- Tertiary and post-tertiary Geology of Mull, Lock Aline and Oban. *Mem. geol. Survey of Scotland, Edinburgh*.
- BAILEY, E.B., & Mc GALLIEN, W.J., 1956 .- Composite minor intrusions and the Slieve Gullian Complex, Ireland. *Geol. Journ., Liverpool, Manchester, 1*, p. 466-501.
- BALK, R., 1937 .- Structural behavior of Igneous rocks. *Memoir n° 5, Geol. Soc. Am., 177 p.*
- BAMBAUER, H.V., EBERHARD, E., & VISWANATHAN, K., 1967 .- The lattice constants and related parameters of "Plagioclases (low)". *Schweiz. Min. Petrog. Mitt., 47, 1*, p. 351-364.
- BARAGAR, W.R.A., 1960 .- Petrology of basaltic rocks in part of the Labrador trough. *Geol. Soc. Am. Bull., 71*, p. 1589-1644.
- BARKER, D.S., 1970 .- Compositions of granophyre, myrmekite and graphic granite. *Geol. Soc. Am. Bull., 81*, p. 3339-3350.
- BARD, J.P., CAPDEVILLA, R., & MATTE, Ph., 1971 .- La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta ibérique : comparaison avec les segments voisins. *Symposium I.F.P. et C.N.E.X.O. du 14-16 décembre 1970 à Rueil-Malmaison. Publ. de l'I.F.P., 22, t. 1*, 68 p.
- BARRIERE, M., 1972 .- Hybridisation de roches basiques par un granite porphyroïde dans le massif de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord). *C.R.A.S., Paris, 274, D*, p. 983-986.
- BARRIERE, M., 1974 .- Volume et localisation des roches basiques du complexe intrusif de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord), à la lumière des données gravimétriques et aéromagnétiques. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, 6*, p. 103-108.
- BARRIERE, M., 1976a .- Flowage differentiation : limitation of the "Bagnold effect" to the narrow intrusions. *Contr. Min. Petrol., 55*, p. 139-145.

- BARRIERE, M., 1976b .- Architecture et dynamisme du complexe éruptif centré de Ploumanac'h (Bretagne). *Bull. B.R.G.M., section I, n° 3*, p. 247-295.
- BARRIERE, M., CHAURIS, L., & COTTEN, J., 1971 .- Premières données sur un faciès orbiculaire dans le massif granitique de l'Aber-Ildut (Finistère, France). *Bull. Soc. fr. minéral. Crist.*, 94, p. 402-410.
- BARRIERE, M., & CHAURIS, L., 1971 .- Individualisation de trois ensembles structuraux dans le massif granitique de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord). *C.R.A.S., Paris*, 273, D, p. 1779-1783.
- BARROIS, C., 1909 .- Carte géologique de la France au 1/80.000, feuille Lannion.
- BARTH, T.F.W., 1967 .- Theoretical petrology. *John Wiley & Sons, New-York, London, Sydney*, 416 p.
- BARTLET, R.W., 1969 .- Magma convection, temperature distribution and differentiation. *Am. Journ. Soc.*, 267, p. 1067-1082.
- BECKE, F., 1903 .- Über Mineralbestand und Struktur der Kristallirien Schiefer. *Deusch. Akad. Wiss. Wien*, 75, 1.
- BEACH, A., 1975 .- The geometry of en-echelon vein arrays. *Tectonophysics*, 28, p. 245-263.
- BERGER, A.R., & PITCHER, W.S., 1970 .- Structures in granite rocks : a commentary and a critique on granite tectonics. *Proc. geol. Assoc. G.B.*, 81, 3, p. 441-461.
- BERNOTAT, W.H., CARRON, J.P., & LAGACHE, M., 1976 .- K/Rb and Rb/Cs partition between K-feldspars and biotite of precambrian granites from Sinai. *Tschermako Min. Petro. Mitt.*, 23, p. 23-38.
- BESSON, M., & FONTEILLES, M., 1974 .- Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcalines. *Bull. Soc. fr. minéral. Crist.*, 97, p. 445-449.
- BESWICK, A.E., 1973 .- An experimental study of alkalin metal distributions in feldspars and micas. *Geoch. Cosmoch Acta*, p. 183.
- BHATTACHARJI, S., 1967 .- Mechanics of flow differentiation in ultramafic and mafic sills. *Journ. Geol.*, 75, p. 101-112.
- BHATTACHARJI, S., SMITH, C.H., 1964 .- Flowage differentiation. *Science*, 145, p. 150-153.
- BILBY, B.A., ESHELBY, J.D., KUNDU, A.K., 1975 .- The change of shape of a viscous ellipsoidal region embedded in a slowly deforming matrix having a different viscosity. *Tectonophysics*, 28, p. 265-274.
- BILLINGS, G.K., 1963 .- Major and trace element relationships within coexisting minerals of the enchanted rock batholith, Llano uplift, Texas. *Thèse, Rice University Houston, Texas*.

- BISHOP, A.C., 1963 .- Dark margin at igneous contacts. A critical study with special reference to those in Jersey, C.I. *Proc. geol. Assoc. G.B.*, 74, 3, p. 298-300.
- BLAKE, D.H., ELWELL, R., GIBSON, I., SKELHORN, R., WALKER, G., 1965 .- Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Q.J.G.S. London*, 121, p. 31-49.
- BOISSONNAS, J., 1974 .- Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan-africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). *B.R.G.M. Paris*, 700 p.
- BORG, I.Y., 1972 .- Some shock effects in granodiorite to 270 Kb at the Pile-driver Site. In HEARD et al. "*Griggs volume*", p. 293.
- BORG, I.Y., SMITH, D.K., 1968 .- Calculated powder patterns : I. Five plagioclases. *Am. Min.*, 53, p. 1709-1723.
- BORG, I.Y., SMITH, D.K., 1969 .- Calculated powder patterns : II. Six potassium feldspars and Berium feldspars. *Am. Min.*, 54, p. 163-181.
- BORLEY, G.D., FROST, M.T., 1963 .- Some observations on igneous ferro-gastingsites. *Min. Mag.*, 33, p. 646-662.
- BOTTINGA, Y., KUDO, A., WEILL, D., 1966 .- Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase. *Am. Min.*, 51, p. 792-806.
- BOTTINGA, Y., WEILL, D.F., 1970 .- Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxyde composants. *Am. Journ. Sci.*, 269, p. 169-182.
- BOTTINGA, Y., WEILL, D.F., 1972 .- The viscosity of magmatic silicate liquids : a model for calculation. *Am. Journ. Sci.*, 272, p. 438-475.
- BOWEN, N.L., 1928 .- The evolution of the igneous rocks. *Princeton University Press*, 332 p.
- BOWES, D.R., SKINNER, W.R., SKINNER, D.L., 1973 .- Petrochemistry of the Stillwater igneous complex, Montana. *Transactions geol. Soc. South Africa*, 76, p. 153-163.
- BOYD, F.R., 1959 .- Hydrothermal investigations of amphiboles. In ABELSON, P.H. "Researches in geochemistry". *John Wiley & Sons, New-York*, 377 p.
- BRAMMAL, A., HARWOOD, H.F., 1932 .- The dartmoor granites : their genetic relationships. *Q.J.G.S., London*, 88, p. 171-237.
- BRIDGWATER, D., WINDLEY, B.F., 1973 .- Anorthosites, postorogenic granites acid volcanic rocks and crustal development in the North Atlantic shield during the mid-proterozoic. In LISTER, *Symposium on granite*, p. 307-317.
- BRIDGWATER, D., SUTTON, J., WATTERSON, J., 1974 .- Crustal downfolding association with igneous activity. *Tectonophysics*, 21, p. 57-77.

- BRINDLEY, J.C., 1973 .- Some aspects of batholithic intrusion. In LISTER, *Symposium on granite, Geol. Soc. South Africa, sp. publ., n° 3*, p. 35-44.
- BROWN, G.M., 1975 .- Emplacement of intrusions. *Nature*, 254, p. 485-487.
- BUDDINGTON, A.F., 1959 .- Granite emplacement with special reference to North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, p. 671-747.
- BUDDINGTON, A.F., LINDSLEY, D.H., 1964 .- Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journ. Petrology*, 5, p. 310-357.
- BURNHAM, C.W., 1967 .- Hydrothermal fluids at the magmatic stage. In BARNES, H.L. "Geochemistry of hydrothermal ore deposits". *Holt, Rinehart et Winston, New-York*, p. 34-76.
- BURNHAM, C.W., 1974 .- Na Al Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - H<sub>2</sub>O solutions : a thermodynamic model for hydrous magmas. *Bull. Soc. fr. Minéral. Crist.*, 97, p. 223-230.
- BYERLY, G.R., VOGEL, T.A., 1973 .- Grain boundary processes and development of a metamorphic plagioclase. *Lithos*, 6, p. 183-202.
- CALLEGARI, E., DAL PIAZ, G., 1973 .- Field relationships between the main igneous masses of the Adamello intrusion Massif (Northern Italy). *Padova*, 38 p.
- CAPDEVILLA, R., 1969 .- Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (N.W. de l'Espagne). *Thèse, Montpellier*, 430 p.
- CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J., VERHOOGEN, J., 1974 .- *Igneous Petrology. Mc Graw Hill*, 739 p.
- CARRON, J.P., 1969 .- Recherches sur la viscosité et les phénomènes de transport des ions alcalins dans les obsidiennes granitiques. *Thèse, Paris. Trav. Labo Géol. E.N.Sup.*, n° 3, 112 p.
- CARRON, J.P., LAGACHE, M., 1971 .- La distribution des éléments alcalins Li, Na, K, Rb, dans les minéraux essentiels des granites et granodiorites du Sud de la Corse. *Bull. Soc. fr. Minéral. Crist.*, 94, p. 70-80.
- CHANDRASEKHAR, S., 1961 .- Hydrodynamic and hydromagnetic stability. *Oxford University Press*, 652 p.
- CHAPMAN, C.A., 1968 .- A comparison of the Main coastal Plutons and the magmatic central complexes of New Hampshire. In ZEN & al., "appalachian geology", p. 385-396.
- CHATTERJEE, N.D., JOHANNES, W., 1974 .- Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M<sub>1</sub>-muscovite, K Al<sub>2</sub>(Al Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub> (OH)<sub>2</sub>). *Contr. Mineral. Petrol.*, 48, p. 89-114.
- CHAURIS, L., 1958 .- Pegmatites à allanite et molybdénite dans le granite de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. fr. Minéral. Crist.*, LXXXI, p. 150-153.

- CHAURIS, L., 1966 .- Le granite de l'Aber-Ildut (Finistère). Feuilles de Plouguerneau et de Brest au 1/80.000. *Bull. Carte géol. Fr.*, 278, tome LXI, 30 p.
- CHAURIS, L., MULOT, B., 1968 .- Sur un nouveau mode de gisement de l'allanite dans le granite de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. fr. minéral. Crist.*, tome LXXXVIII, p. 354.
- CHAYES, F., 1956 .- Petrographic modal analysis. An elementary statistical appraisal. *John Wiley & Sons, New-York*, 100 p.
- CHELISHCHEV, N.F., 1967 .- Laboratory studies in the distribution of rare alkalis between potassium minerals and aqueous solutions at high temperatures and pressures. *Dokl. Acad. Sci. USSR, Earth Sci. Sect.*, 175, p. 205-207.
- CLARK, S.P., 1966 .- Handbook of physical constants. *Geol. Soc. Am., memoir 97*, 587 p.
- CLOOS, E., 1971 .- Microtectonics along the western Edge of the Blue Ridge, Maryland and Virginia. *Johns Hopkins Press, Baltimore and London*, 234 p.
- CLOUGHT, C.T., MAUFE, H.B., BAILEY, E.B., 1909 .- The cauldron-subsidence of Glen Coe and the associated igneous phenomena. *Q.J.G.S. London*, 65, p. 611-676.
- COGNE, J., 1962 .- Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Anté-cambrien récent dans le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, IV, p. 413-430.
- COGNE, J., 1967 .- Zones stables et zones mobiles au cours de l'orogénèse hercynienne dans le Massif armoricaïn. Relations avec le champ de la pesanteur. *B.R.G.M., mémoire 52*, p. 15-23.
- COPPENS, R., 1952 .- Sur la radio-activité des cristaux de sphènes de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. fr. Minéral. Crist.*, 75, p. 584-590.
- COPPENS, R., BOLFA, J., 1963 .- Etude de la radio-activité du granite de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord). *88ème Congrès Soc. Sav.*, II, p. 227-237.
- COPPENS, R., DURAND, G., ROUBAULT, M., 1965 .- Etude de l'âge des zircons par le rapport des plombs 207 et 206. Application à l'étude du granite de La Clarté - Ploumanac'h (Bretagne, France). *Sciences de la Terre*, X, 3-4, p. 291-302.
- CORRETGE, L.G., 1972 .- Contribucion para el conocimiento del batolito de Cabeza de Araya (Caceres-Espana) ; et microgranito granotiferocordieritico con megacristales feldespaticos. *Studia Geologica*, III, p. 43-65.
- CZAMANSKE, G.K., WONES, D.R., 1973 .- Oxidation during magmatic differentiation, Finmarka Complex, Oslo Area Norway : part. 2. The mafic silicates. *Journ. Petrol.*, 14, p. 349-380.

- DALY, R.A., 1911 .- The nature of a volcanic action. *Proc. Am. Acad. Art And. Sci.*, 57, p. 47.
- DALY, R.A., 1933 .- Igneous rocks and the depths of the Earth. *Mc Graw Hill, New-York*, 598 p.
- DALY, R.A., 1947 .- The Vredefort ring-structure of South Africa. *Journ. Geol.*, 55, p. 125.
- DAROT, M., BOUDIER, F., 1975 .- Mineral lineation in deformed peridotites : Kinematics meaning. *Petrologie I*, p. 225-236.
- DE, A., 1974 .- Silicate liquid immiscibility in the Deccan traps and its petrogenetic significance. *Geol. Soc. America Bull.*, 85, p. 471-474.
- DEBON, F., 1975 .- Les massifs granitoïdes à structure concentrique de Cauterets-Panticosa (Pyrénées occidentales) et leurs enclaves. Une étude pétrographique et géochimique. *Sciences de la Terre, Mémoire n° 33*, 420 p.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMANN, J., 1962 .- Rock Forming Minerals. Vol. 1 : Ortho- and Ring Silicates. *Longmans*, 330 p.
- DIDIER, J., 1964 .- Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français, Clermont-Ferrand. *De Busseau*, 254 p.
- DIDIER, J., LAMEYRE, J., 1969 .- Association de granites et de diorites quartziques au Peyron, près de Burzet (Ardèche, Massif Central français). *C.R.A.S. Paris*, 268, D, p. 1368-1371.
- DIDIER, J., 1973 .- Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. *Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, London, New-York*, 393 p.
- DIMANCHE, F., MICHOT, J., 1966 .- Sur la présence de feldspaths à structure "rapakivi" dans la granodiorite de Flamanville. *C.R.A.S., Paris*, t. 262, p. 835-837.
- DIXON, J.M., 1975 .- Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, 28, p. 89-124.
- DODGE, F.C.W., SMITH, V.C., MAYS, R.E., 1969 .- Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada Batholith, California. *Journ. Petrol.*, 10, p. 250-271.
- DOE, B.R., LIPMAN, P.W., HEDGE, C.E., KURASAWA, H., 1969 .- Primitive and contaminated basalts from the Southern Rocky Mountains, U.S.A. *Contr. Min. Petrol.*, 21, p. 142-156.
- DONATH, F.A., 1963 .- Strength variation and deformation behavior, in anisotropic rock, in State of stress in the earth's crust. *Elsevier, Amsterdam*.
- DRAKE, M.J., 1976 .- Plagioclase-melt equilibria. *Geoch. Cosmoch Acta*, 40, p. 457-465.



- DRAKE, M.J., WEILL, D.F., 1975 .- Partition of Sr, Ba, Ca, Y,  $\text{Eu}^{2+}$ ,  $\text{Eu}^{3+}$  and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid : an experimental study. *Geoch. Cosmoch Acta*, 39, p. 689-712.
- DRESCHER-KADEN, F.K., 1969 .- Granite problem. *Akademie Verlag. Berlin*, 586 p.
- DREVER, H.T., JOHNSTON, R., 1958 .- The petrology of picritic rocks in minor intrusions - a hebridean group. *Royal Soc. Edinburgh Trans.*, 63, p. 459-499.
- DUNHAM, A.C., 1965 .- The nature and origin of the ground mass textures in felsites and granophyres from Rhum, Invernesshire. *Geol. Mag.*, 102, p. 3-22.
- DUPUIS, C., 1972 .- Relations entre les grands ensembles structuraux du complexe granitique de Ploumanac'h - Ile Grande (Côtes-du-Nord), leur radioactivité et leur thermoluminescence naturelle. *Ann. Soc. géol. Nord*, 92, p. 29-40.
- DUPUIS, C., 1973 .- Contribution de la thermoluminescence du quartz et des feldspaths à l'étude des massifs granitiques. Résultats préliminaires sur le complexe granitique de Ploumanac'h - Ile Grande (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 15, p. 296-305.
- DUPUIS, C., 1974 .- Précisions et observations nouvelles sur le Massif granitique de Ploumanac'h - Ile Grande (Côtes-du-Nord). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 97, p. 201-220.
- DUPUIS, C., 1975 .- Relations entre les faciès d'un massif granitique à structure concentrique. Le Massif de Ploumanac'h : Géologie et thermoluminescence. *Thèse, Université des Sci. & Tech. Lille*, 225 p.
- DUPUIS, C., 1976a .- Thermoluminescence du quartz : origine et évolution des ocelles de quartz des "accompagnateurs basiques" du granite porphyroïde de Traouiéros, Massif de Ploumanac'h. *C.R.A.S. Paris*, 282, p. 1343-1346.
- DUPUIS, C., 1976b .- Le massif granitique de Ploumanac'h : association du diapirisme et de la subsidence souterraine à l'intersection des grandes failles du Trégor (Côtes-du-Nord). *C.R.A.S. Paris, D*, 283, p. 311-314.
- DUPUY, C., 1972 .- Coefficients de partage du strontium entre phases leucocrates des ignimbrites de Toscane (Italie). *Bull. Soc. fr. minéral. Crist.*, 95, p. 322-329.
- DURRANCE, E.M., 1967 .- Photoclastic stress studies and their application to a mechanical analysis of the Tertiary ring-complex of Ardnamurchan, Argyllshire. *Proc. geol. Assoc.*, 78, p. 289-318.
- EHLERS, C., 1974 .- Layering in rapakivi granite, S.W. Finland. *Bull. geol. Soc. Finl.*, 46, p. 145-149.
- ELDER, J.W., 1970 .- Quantitative laboratory studies of dynamical models of igneous intrusions. In NEWALL G. & RAST N. "Mechanism of igneous intrusion". *Gallion Press, Liverpool*, p. 245-260.

- EMELEUS, C.H., 1963 .- Structural and petrographic observations on layered granites from southern Greenland. *Min. Soc. Am., special paper 1*, p. 22-29.
- ERNST, W.G., 1968 .- Amphiboles Crystal chemistry. Phase Relations and Occurrence. *Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New-York, vol. 1*, 126 p.
- ESKOLA, P., 1939 .- Die metamorphic Gesteine. In BARTH, T.F.W., CORRENS, C.W. & ESKOLA, P. "Die Entscheng der Gesteine". *Springer, Berlin*.
- ESKOLA, P., 1949 .- The problem of mantled gneiss domes. *Q.J.G.S., London, 104*, p. 461-476.
- EVANS, B., 1965 .- Application of a reaction rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite + quartz. *Am. Journ. Sci.*, 263, p. 647-667.
- FABRIES, J., 1963 .- Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la province de Séville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques. *Thèse, Nancy*, 267 p.
- FABRIES, J., 1966 .- Une représentation graphique des principales substitutions rencontrées dans les amphiboles calciques et sodiques. *C.R.A.S. Paris 262*, p. 1824-1827.
- FABRIES, J., ROCCI, G., 1965 .- Le massif granitique du Tarraouadji (République du Niger). Etude et signification pétrogénétique des principaux minéraux. *Bull. Soc. fr. Minéral. Crist.*, LXXXVIII, p. 319-340.
- FABRIES, J., ROCCI, G., 1972 .- Evolution cristalochimique des amphiboles dans la série granitique de Fort-Trinquet (Mauritanie). *Contr. Min. Pétrol.* 35, p. 215-225.
- FAURE, G., POWELL, J.L., 1972 .- Strontium Isotope Geology. *Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York*, 189 p.
- FAURE, J., 1970 .- Recherches sur les effets géologiques d'explosions nucléaires souterraines dans un massif de granite saharien. *Thèse, Nancy*, 434 p.
- FERNANDEZ, A., SABOURDY, G., 1969 .- Contribution à l'étude géochimique des mégacristaux de feldspath potassique dans les granites porphyroïdes. *C.R.A.S., Paris, D, 269*, p. 2066-2069.
- FIELD, D., CLOUGH, P.W.L., 1976 .- K/Rb ratios and metasomatism in metabasites from a precambrian amphibolite-granulite. *J.G.S. London, 132*, p. 277-288.
- FLETCHER, R.C., 1972 .- Application of a mathematical model to the emplacement of Mantled gneiss Domes. *Am. Journ. Sci.*, 272, p. 197-216.
- FLETT, J.S., 1900 .- The Trap dykes of the Orkneeps. *Trans. R.S. Edinburgh, 39*, p. 865-905.
- FLINN, D., 1959 .- An application of statistical analysis to petrochemical data. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 17, p. 161-175.

- FLINN, D., 1962 .- On folding during three-dimensional progressive deformation. *Q.J.G.S. London*, 118, p. 385-433.
- FLINN, D., 1965 .- On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102, p. 36-45.
- FLINN, D., 1969 .- Grain contacts in crystalline rocks. *Lithos*, 3, p. 361-370.
- FLOYD, P.A., WINCHESTER, J.A., 1975 .- Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 27, p. 211-218.
- FOSTER, M.D., 1960 .- Interpretation of the composition of tri-octahedral micas. *U.S. geol. Survey. Prof. paper*, 354 B, p. 11-49.
- FOURNIER, R.B., 1968 .- Mechanisms of formation of Alaskite, aplite and pegmatite in a dike swarm, Yosemite National Park, California. *Mem. geol. Soc. America*, 116, p. 249-279.
- FRANGIPANE, M., SCHMID, R., 1974 .- Point-counting and its errors. A review. *Schweiz. Min. Petro. Mitt.*, 54/1, p. 19-32.
- FYFE, W.S., 1970 .- Some thoughts on granitic magmas. In NEWALL G., RAST, N., "Mechanism of igneous intrusion", p. 201-216. *Gallery Press Liverpool*.
- GAGNY, C., 1968 .- Petrogenèse du granite des Crêtes (Vosges méridionales, France). *Thèse, Nantes*.
- GAST, P.W., 1968 .- Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 32, p. 1057-1086.
- GAUTHIER, J.C., 1974 .- Evolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la marche orientale (Massif Central français). *Sciences de la Terre*, XIX, p. 119-151.
- GAY, N.C., 1966 .- Orientation of mineral lineation along the flow direction in rock : a discussion. *Tectonophysics*, 5, p. 559-562.
- GAY, N.C., 1968 .- Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids. 1: Theory. *Tectonophysics*, 5, p. 211-234.
- GIBB, F.G.F., 1968 .- Flow differentiation in the xenolithic ultrabasic dykes of the Cuillins and the Strathaird Peninsula, Isle of Skye, Scotland. *Journ. Petrol.*, 9, p. 411-443.
- GILBERT, M.C., 1966 .- Synthesis and stability relationships of ferropargasite. *Am. Journ. Sci.*, 264, p. 698-742.
- GOLDSCHMIDT, V.M., 1937 .- The principles of distribution of chemical elements in Minerals and rocks. *Journ. Chem. Soc.*, p. 655-673.
- GOLDSCHMIDT, J.R., LAVES, F., 1954 .- The microcline-sanidine stability relations. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 5, p. 1-19.

- GOODE, A.D.T., 1976 .- Small Scale primary cumulus igneous layering in the kalka layered intrusions, Giles Complex, Central Australia. *Journ. Petrol.*, 17, p. 379-397.
- CORBATSHEV, R.R., 1972 .- Fe and Mg distribution between coexisting biotites and Ca-Amphiboles. *Int. geol. Congress, section 10*, p. 93-98.
- GREEN, D.H., RINGWOOD, A.E., 1967 .- The genesis of basaltic magmas. *Contr. Min. Petrol.*, 15, p. 103-190.
- GREEN, T.H., RINGWOOD, A.E., 1968 .- Genesis of the Calc-alkaline igneous rock suite. *Contr. Min. Petrol.*, 18, p. 105-162.
- GREIG, J.W., 1927 .- Immiscibility in silicate mets. *Am. Journ. Sci.*, 13, p. 1-44 et 133-154.
- GRIBBLE, C.D., 1969 .- Distribution of elements in igneous rocks of the normal calc-alkaline sequence. *Scott. Journ. geol.*, 5, p. 322-327.
- GRIFFITH, A.A., 1924 .- The theory of rupture. *Proc. Ist. Intern. Congress, Appl. rech.*, p. 55-63.
- GRIGOR'EV, D.P., 1965 .- Ontogeny of minerals. *Israël program for scientific translation*, 250 p.
- GROUT, F.F., 1918 .- Two-phase convection in igneous magma. *Journ. geol.*, 26, p. 481-500.
- HALL, A., 1966 .- The alkali feldspars of the Ardara pluton, Donegal. *Min. Mag.* 35, p. 693-703.
- HALLER, J., 1956 .- Der zentrale metamorphic komplex von NE Gronland. *Medd. om. Gronland*, 73.
- HALLIMOND, A.F., 1943 .- On the graphical representation of the calciferous amphiboles. *Am. Min.*, 28, p. 65.
- HANUS, V., PALIVCOVA, M., 1968 .- Formation of gabbros from basalts stimulated by postvolcanic alteration. *XIII Intern. geol. Congress, I*, p. 221-232.
- HANUS, V., PALIVCOVA, M., 1969 .- Quartz - gabbros recrystallized from olivine bearing volcanics. *Lithos*, 2, p. 147-166.
- HANUS, V., PALIVCOVA, M., 1971 .- Presence and significance of amygdules in hornblende gabbros. *Krystallinikum*, 8, p. 27-41.
- HAPPEL, J., 1957 .- Viscosity of suspensions of uniform spheres. *Journ. Applied. Physics*, 28, p. 1288-1292.
- HARKER, A., 1904 .- The tertiary igneous rocks of Skye. *Geol. Surv. Memoir, U.K., Glasgow*.
- HARRY, W.T., EMELEUS, C.H., 1960 .- Mineral layering in some granite intrusions of S.W. Greenland. *Intern. geol. Congress, 21ème session, XIV*, p. 172-181.

- HASLAM, H.W., 1968 .- The crystallization of Intermediate and Acid magmas at Ben Nevis, Scotland. *Journ. Petrol.*, 9, p. 84-104.
- HEIER, K.S., 1962 .- Trace elements in feldspars - A review. *Norsk geol. Tid.*, 42, 2, p. 415-454.
- HEIER, K.S., ADAMS, J.A.S., 1963 .- The geochemistry of the alkali metals. *Phys. chem. Earth, Pergamon Press*, 5, p. 253-381.
- HEINRICH, E.W., 1946 .- Studies in the mica group : the biotite - phlogopite series. *Am. Journ. Sci.*, 244, p. 836-848.
- HELZ, R.T., 1976 .- Phase relations of basalts in their melting ranges at  $\text{PH}_2\text{O}$  - 5 Kb. Part. II : Melt composition. *Journ. Petrol.*, 17, p. 139-193.
- HENSEN, B.J., GREEN, D.H., 1973 .- Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III : Synthesis of experimental data and geological applications. *Contr. Min. Petrol.*, 38, p. 151-166.
- HESS, H.H., 1941 .- Pyroxenes of common mafic magmas. *Am. Min.*, 26, p. 515-535 et 573-594.
- HESS, H.H., 1949 .- Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. *Am. Min.*, 34, p. 621-666.
- HESS, G.B., 1972 .- Heat and mass transport during crystallization of the Stillwater igneous complex. *Geol. Soc. Am., memoir n° 132*, p. 503-520.
- HESS, P.C., 1971 .- Polymer model of silicate melts. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 35, p. 289-306.
- HESS, P.C., 1973 .- Metamorphism and metamorphic belts. Fig. 9 in MIYASHIRO, A., *Halsted Press, New-York*, p. 81.
- HESS, H.H., POLDERVAART, A., 1967 .- Basalts : The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. "Interscience Publishers", John & Sons, New-York, vol. 1, 482 p.
- HILLS, E.S., 1963 .- Elements of structural geology. *Methuen, London*. 483 p.
- HIRSCHBERG, A., WINKLER, H.G.F., 1968 .- Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit, und Almandin bei der Metamorphose. *Contr. Min. Petrol.*, 18, p. 17-42.
- HOFFER, E., 1976 .- The reaction sillimanite + biotite + quartz  $\rightleftharpoons$  cordierite + FK +  $\text{H}_2\text{O}$  and partial melting in the system,  $\text{K}_2\text{O} - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . *Contr. Min. Petrol.*, 55, p. 127-130.
- HOLGATE, N., 1954 .- The role of liquid immiscibility in igneous petrogenesis. *Journ. geol.*, 62, p. 439-480.
- HOLDAWAY, M.J., 1971 .- Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. Journ. Sci.*, 271, p. 97-131.

- HOLMES, A., 1936 .- Transfusion of quartz xenoliths in alkali basic and ultrabasics lavas, S.W. Uganda. *Min. Mag.*, 24, p. 408-421.
- HOMMA, F., 1936 .- Classification of the zonal structure of plagioclase. *Mem. College of Sci., Kyoto Imp. Univ., série B*, 11, p. 135-155.
- HUBBERT, M.K., 1961 .- Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62, p. 355-372.
- HUGHES, C.J., 1971 .- Anatomy of a granophyre intrusion. *Lithos*, 4, p. 403-415.
- HUGHES, C.J., 1972 .- Note on the variability of granophyric texture. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 2419-2422.
- IDDINGS, S.P., 1887 .- The nature and origin of lithophysae and the lamination of acid lavas. *Am. Journ. Sci.*, 33, p. 36-45.
- IDDINGS, S.P., 1888 .- On the origin of primary quartz in basalt. *Am. Journ. Sci.*, 36, p. 208-221.
- IDDINGS, S.P., 1895 .- Absarokite - Shoshonite - Banakite Series. *Journ. Geol.*, 3, p. 935-959.
- IIYAMA, J.T., 1968 .- Etude expérimentale de la distribution d'éléments en traces entre deux feldspaths. Feldspath potassique et plagioclase coexistants. I : Distribution de Rb, Cs, Sr et Ba à 600°C et I Kb. *Bull. Soc. fr. Minéral. Crist.*, 91, p. 130-140.
- IIYAMA, J.T., 1972 .- Fixation des éléments alcalino-terreux Ba, Sr et Ca dans les feldspaths. *Intern. geol. Congress.*, 24, abstract 310-311, section 10, p. 122-130.
- IRVINE, T.N., 1975a .- Properties of magmas : The Silica Immiscibility Effect in Magmas. *Geophysical Laboratory, Carnegie Institution*, n° 1675, p. 484-492.
- IRVINE, T.N., 1975b .- Properties of magmas : Olivine-Pyroxene-Plagioclase. Relations in the System  $Mg_2SiO_4 - Ca Al_2Si_2O_8 - K Al Si_3O_8 - SiO_2$  and their bearing on the Differentiation of Stratiform intrusions. *Geophysical Laboratory, Carnegie Institution*, n° 1675, p. 492-500.
- JACKSON, R.L., SUTTON, H.G., WILSHIRE, H.G., 1975 .- Structure and petrology of a cumulus norite. Boulder sampled by Apollo 17 in Taurus - Littrow valley, the Moon. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, p. 433-442.
- JAEGER, J.C., 1962 .- Elasticity, fracture and flow. *Methuen, London*.
- JAHNS, R.H., BURNHAM, C.W., 1969 .- Experimental studies of pegmatite genesis : I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Petrology*, 64, p. 843-864.
- JAHNS, R.H., TUTTLE, O.F., 1963 .- Layered pegmatite - aplite intrusives. *Mineral. Soc. Am., special paper* 1, p. 78-92.



- JAMES, R.S., HAMILTON, D.L., 1969 .- Phase relations in the system  $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8$  -  $\text{K Al Si}_3\text{O}_3$  -  $\text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  -  $\text{SiO}_2$  at one kilobar water vapour pressure. *Contr. Min. Petrol.*, 21, p. 111-141.
- JEFFERY, G.B., 1922 .- On the motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. *Proc. Roy. Soc. London, série A*, 102, p. 161-179.
- JEFFREY, R.C., PEARSON, J.R.A., 1965 .- Particle motion in laminar verticle tube flow. *Journ. fluid. Mechanics*, 22, p. 721-735.
- JOHANNSEN, A., 1937 .- A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. III The intermediate rocks. *University of Chicago Press*, 360 p.
- JOPLIN, G.A., 1964-1968 .- A petrography of Australian igneous rocks. *Anques and Robertson, Sydney*, 214 p.
- JOPLIN, G.A., 1965 .- The problem of the potash-rich basaltic rocks. *Min. Mag.*, 34, 268, p. 266-275.
- JOPLIN, G.A., 1968 .- The shoshonite association : a review. *Journ. geol. Soc. Australia*, 15, 2, p. 275-294.
- KADIK, A.A., KHITAROV, N.I., 1968 .- The role of natural convection in the transfer of magmatic heat and matter. *Geoch. Inter.*, 5, p. 538-550 (traduit de *Geokhimiya*, 6, 1968, p. 651-665).
- KARNER, F.R., HELGESEN, J.O., 1970 .- Petrologic significance of zircon variation in the Tunk Lake granite, southeastern Maine. *Journ. Geol.*, 78, p. 490-498.
- KERN, R., WEISBROD, A., 1964 .- Thermodynamique de base pour minéralogistes, pétrographes et géologues. *Masson & Cie, ed., Paris*, 243 p.
- KNUTSON, J., GREEN, T.H., 1975 .- Experimental duplication of a high-pressure megacryst/cumulate assemblage in a near-saturated Hawaiite. *Contr. Min. Petrol.*, 52, p. 121-132.
- KOMAR, P.D., 1972a .- Mechanical interactions of phenocrysts and flow differentiation of igneous dikes and sills. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 973-988.
- KOMAR, P.D., 1972b .- Flow differentiation in igneous dikes and sills : profiles of velocity and phenocryst concentration. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 3443-3448.
- KORRINGA, M.K., NOBLE, D.C., 1971 .- Distribution of Sr and Ba between natural feldspar and igneous melt. *Earth Planet. Sci. Letters*, 11, p. 147-151
- KRETZ, R., 1966a .- Interpretation of the shape of mineral grains in metamorphic rocks. *Journ. Petrol.*, 7, p. 68-94.
- KRETZ, R., 1966b .- Grain size distribution for certain metamorphic minerals, in relation to nucleation and growth. *Journ. Geol.*, 74, p. 147-173.
- KRETZ, R., 1969 .- On the spatial distribution of crystals in rocks. *Lithos*, 2, p. 39-66.

- KUDO, A.M., WEILL, D.F., 1970 .- An igneous plagioclase thermometer. *Contr. Min. Petrol.*, 25, p. 52-65.
- KUNO, H., 1966 .- Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volc.*, 29, p. 195-222.
- KUNO, H., 1968 .- Differentiation of basalt magmas. In Basalts, HESS H.H. & POLDERVAART. "Interscience Publishers", John & Sons, New-York, vol. 2, p. 623-688.
- KURYVIAL, R.J., 1976 .- Element partitioning in alkali feldspars from three intrusions bodies of the central wasatch range. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, p. 657-660.
- KUSHIRO, I., 1969 .- The system Forsterite - Diopside - Silica, with and without water at High Pressures. *Am. Journ. Sci.*, 267A (Schairer volume), p. 269-294.
- KUSHIRO, I., 1972 .- Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *Journ. Petrol.*, 13, p. 311-334.
- KUSHIRO, I., 1974 .- Experimental investigations on the origin of basalt and andesite magmas. *Rev. de la Haute-Auvergne*, 44, p. 401-414.
- LACROIX, A., 1893 .- Les enclaves des roches volcaniques. *Protat ed.*, Mâcon, 770 p.
- LAMEYRE, J., 1966 .- Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. *Thèse Université Clermont-Ferrand*, 270 p.
- LA ROCHE (de), H., 1964 .- Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. *Sciences de la Terre*, 62-63, IX, p. 293-337.
- LA ROCHE (de), H., LETERRIER, J., 1973 .- Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R.A.S. Paris*, 276, D, p. 3115-3118.
- LA ROCHE (de), H., 1974 .- Geochemical characters of the metamorphic domains : survival and testimony of their premetamorphic history. *Sciences de la Terre*, XIX, n° 2, p. 101-117.
- LASNIER, B., 1970 .- Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Etude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif Armoricaïn et du Massif des Maures (France). *Thèse Université Nantes*, 297 p.
- LE BAS, M.J., 1971 .- Cone-sheets as a mechanism of uplift. *Geol. Mag.*, 108, p. 373-376.
- LEFORT, J.P., 1975 .- Le socle péri-armoricain : Etude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. *Thèse Université Rennes*.
- LEFORT, J.P., DEUNFF, J., 1970 .- Découverte de Paléozoïque à microplancton au Sud de la Manche occidentale. *C.R.A.S. Paris*, 270, p. 271-274.

- LELUBRE, M., 1972 .- Pétrographie ; Pétrologie. *Encyclopedia Universalis*, vol. 12, p. 858-861 et p. 901-905.
- LEMAITRE, R.W., 1968 .- Chemical variation within and between volcanic series. A statistical approach. *Journ. Petrol.*, 9, p. 220-252.
- LE PICHON, X., FRANCHETEAU, J., BONNIN, J., 1973 .- Plate tectonics. *Elsevier scientific Publishing company*, Amsterdam, London, New-York, 300 p.
- LETERRIER, J., 1972 .- Etude pétrographique et géochimique du Massif granitique de Quérigut (Ariège). *Thèse Université Nancy I*, 292 p.
- LEUTWEIN, F., SONET, J., ZIMMERMANN, J.L., 1968 .- Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie Nord-Est du Massif Armoricaïn. *Sciences de la Terre*, mémoire n° 11, 83 p.
- LEUTWEIN, F., CHAURIS, L., SONET, J., ZIMMERMANN, J.L., 1969 .- Etude géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif Armoricaïn). *Sciences de la Terre*, 14, p. 329-358.
- LILLIE, F., 1974 .- Analyse tectonique et fracturation des gisements uranifères de Vendée. *Thèse, Université Strasbourg*.
- LOY, W., 1965 .- De ring pluton van Tregastel. *Thèse, Université Louvain*.
- LOY, W., 1967 .- Intrusion d'une phase lamprophyrique entre deux phases granitiques dans le batholite de Trégastel. *C.R.A.S. Paris, D*, p. 2265.
- LUTH, W.C., JAHNS, R.H., TUTTLE, O.F., 1964 .- The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *Journ. Geophy. Research*, 69, p. 759-773.
- LYONS, P.C., 1972 .- Significance of riebeckite and ferro-hastingsite in microperthite granites. *Am. Min.*, 57, p. 1404-1412.
- MAALØE, S., 1976 .- Quantitative aspects of fractional crystallization of major elements. *Journ. geol.*, 84, p. 81-96.
- MAALØE, S., 1976 .- The zoned plagioclase of the Skaergaard Intrusion, East Greenland. *Journ. Petrol.*, 17, p. 398-419.
- MAALØE, S., WYLLIE, P.J., 1975 .- Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-under saturated conditions. *Contr. Min. Petrol.*, 52, p. 175-191.
- MACAUDIERE, J., TOURET, J., 1969 .- La fibrolitisation tectonique : un mécanisme possible de formation des gneiss nodulaires du Bamble (Norvège méridionale). *Sciences de la Terre*, XIV, p. 199-214.
- MACDONALD, G.A., 1972 .- Volcanoes. *Prentice-Hall, Englewoof Cliff*, 510 p.
- McBIRNEY, A.R., 1959 .- Factors governing emplacement of volcanic necks. *Am. Journ. Sci.*, 257, p. 431-448.
- McBIRNEY, A.R., NAKAMURA, Y., 1974 .- Immiscibility in late-stage magmas of the Skaergaard Intrusion. *Geophysical Laboratory, Carnegie Inst. n° 1655*, p. 348-352.

- McCOLL, R.S., 1964 .- Geochemical and structural studies in batholite rocks of southern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 75, p. 805-822.
- MARRE, J., 1970 .- Relations texturales et structurales entre les principaux types de roches dans le massif de Quérigut. *C.R.A.S. Paris*, 271, D, p. 1661-1664.
- MARRE, J., 1973 .- Le complexe éruptif du Quérigut. *Thèse, Université Toulouse*, 536 p.
- MASSEY, B.S., 1968 .- Mechanics of fluids. *Van Nostrand, London*.
- MARTIN, N.R., 1952 .- The structure of the granite massif of Flamanville, Manche, NW France. *Q.J.G.S., London*, 108, p. 311-341.
- MATTAUER, M., 1973 .- Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. *Hermann, Paris*, 493 p.
- MAUDE, A.D., WHITMORE, R.L., 1956 .- The wall effect and the viscosity of suspension. *British Journ. Appl. Physics*, 7, p. 98.
- MAURY, R.C., 1976 .- Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines, continentales (Massif Central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides. *Thèse, Orsay (ronéo.)*, 455 p.
- MAURY, R.C., BIZOUARD, H., 1974 .- Melting of Acid Xenoliths into a Basanite : An approach to the Possible Mechanisms of crustal contamination. *Contr. Min. Petrol.*, 48, p. 275-286.
- MERGOIL-DANIEL, J., SABOURDY, G., 1974 .- Les feldspaths composites des granophyres de l'Aigoual (Massif Central français) et leur genèse. *C.R.A.S. Paris, D*, 279, p. 1233-1237.
- MIYASHIRO, A., 1973 .- Metamorphism and metamorphic belts. *George Allen & Unwin Ltd, London*, 492 p.
- MIYASHIRO, A., 1975 .- Island arc volcanic rock series : a critical review. *Petrologie*, 3, p. 177-187.
- MIYASHIRO, A., 1975 .- Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journ. Geol.*, 83, p. 249-281.
- MIYASHIRO, A., SHIDO, F., 1975 .- Tholéiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. *Am. Journ. Sci.*, 275, p. 265-277.
- MOORE, J.G., GRANTZ, A., BLAKE, M.C., 1961 .- The quartz diorite line in northwestern North America. *U.S. Geol. Survey, prof. papers*, 424 C, p. 87-90.
- MOREY, G.W., 1922 .- The development of pressure in magmas as a result of crystallization. *J. Wash. Acad. Sci.*, 12, p. 212-230.
- MORGAN, W.J., 1972 .- Deep mantle convection plumes and plate motions. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 56, p. 203-213.

- MORVAN, R.G., 1969-1975 .- Encyclopédie internationale des sciences et techniques. *Presses de la Cité, Paris, 10 vol., t. 5.*
- MRAZEC, M.L., 1915-1927 .- Les plis diapirs et le diapirisme en général. *Inst. géol. Roumanie, 6, p. 226-270.*
- MUELLER, R.F., 1972 .- Stability of biotite : a discussion. *Am. Min., 57, p. 300-316.*
- MUIR, I.D., 1953 .- Quartzite xenoliths from the Ballachulish granodiorite. *Geol. Mag., 90, p. 402-428.*
- MYSEN, B.O., 1976 .- The role of volatiles in silicate melts : solubility of carbon dioxide and water in feldspar, pyroxene and feldspathoid melts to 30 Kb and 1625°C. *Am. Journ. Sci., 276, p. 969-996.*
- NAKAMURA, Y., 1974 .- The system  $Fe_2 SiO_4 - K Al Si_2 O_6 - SiO_2$  at 15 Kbar. *Geophysical Laboratory, Carnegie Inst. n° 1655, p. 352-354.*
- NICHOLLS, J., CARMICHAEL, I.S.E., 1969 .- A commentary on the Absarokite-Shoshonite-Banakite series of Wyoming, U.S.A. *Schweiz Min. Petr. Mitt., 49, p. 47-64.*
- NICHOLLS, J., CARMICHAEL, I.S.E., STORMER, J.C., 1971 .- Silica activity and in igneous rocks. *Contr. Min. Petrol., 33, p. 1-20.*
- NICHOLLS, I.A., RINGWOOD, A.E., 1973 .- Effect of water on olivine stability in tholéiites and the production of  $SiO_2$ -saturated magmas in the island arc environment. *Journ. Geol., 81, p. 285-300.*
- NICOLAS, A., 1974 .- Ecoulement des péridotites dans les déformations naturelles et expérimentales. *Bull. S.C.F., XV, p. 562-578.*
- NICOLAS, A., BOUDIER, F., 1975 .- Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites. *Tectonophysics, 25, p. 233-260.*
- NOCKOLDS, S.R., 1940 .- The Garabal Hill-Glen Fyne igneous complex. *Q.J.G.S. London, 96, p. 451-511.*
- NOCKOLDS, S.R., MITCHELL, R.L., 1948 .- The geochemistry of some caledonian plutonic rocks : a study in the relationship between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 61, p. 533-575.*
- NOCKOLDS, S.R., ALLEN, R., 1953 .- The geochemistry of some igneous rock series. *Geoch. Cosmoch. Acta, 4, p. 105-142.*
- OBA, N., 1968 .- Interchange of chemical components between granitic intrusion and aureole rocks of South Kyushu, Japan. *Journ. Geol., 76, p. 371-381.*
- ORSINI, J.B., 1976 .- Les granitoïdes hercyniens corso-sardes : mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. Geol. Fr., XVIII, p. 1203-1206.*

- OSBORN, E.F., 1962 .- Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. *Am. Min.*, 47, p. 211-226.
- PAO, R.H.F., 1961 .- Fluid mechanics. *John Wiley & Sons, New-York*.
- PAQUET, J., 1975 .- Rupture des roches et massifs rocheux. *Annales Soc. géol. Nord, tome XCV*, p. 111-200.
- PARSLOW, G.R., 1969 .- Mesonorms of granitic rock analyses. *Min. Mag.*, 37, p. 261-269.
- PEARCE, J.A., 1976 .- Statistical analyses of Major element patterns in basalts. *Journ. Petrol.*, 17, p. 15-43.
- PETTITJOHN, F.J., POTTER, P.E., SIEVER, R., 1972 .- Sand and Sandstone. *Springer-Verlag, Berlin*.
- PHILLIPS, W.J., 1972 .- Hydraulic fracturing and mineralization. *Q.J.G.S., London*, 128, p. 337-359.
- PHILLIPS, W.J., 1974 .- The dynamic emplacement of cone-sheets. *Tectonophysics*, 24, p. 69-84.
- PHILLIPS, W.J., 1975 .- Discussion of the stress central of the formation of inclined sheets. *Q.J.G.S., London*, 131, p. 533-535.
- PHILPOTTS, A.R., 1976 .- Silicate liquid immiscibility : its probable extent and petrogenetic significance. *Am. Journ. Sci.*, 276, p. 1147-1177.
- PHILPOTTS, J.A., SCHNETZLER, C.C., 1972 .- Large trace cation partitioning in igneous processes. *Int. geol. Congress 24th Montréal, session 10*, p. 51-59.
- PIERROT, R., CHAURIS, L., LAFORET, C., 1975 .- Inventaire minéralogique de la France, n° 5, Côtes-du-Nord. *B.R.G.M., Orléans*, 220 p.
- PITCHER, W.S., 1970 .- Ghost stratigraphy in intrusive granites : a review. In NEWALL G., RAST, N. "Mechanism of igneous intrusion". *Gallery Press, Liverpool*, p. 123-140.
- PITCHER, W.S., SINHA, R.C., 1957 .- The petrochemistry of the Ardara Aureole. *Q.J.G.S. London*, 113, p. 393-408.
- PITCHER, W.S., BERGER, A.R., 1972 .- The geology of Donegal : a study of granite emplacement and unroofing. *Wiley Interscience, New-York*, 435 p.
- PLATEN (von), H., 1965 .- Experimental anatexis and genesis of migmatites. In : Controls of metamorphism, ed. by PITCHER, W.S. & FLINN, G.W., *Oliver & Boyd, Edinburgh*, p. 203-218.
- POLDERVAART, A., TAUBENECK, W.H., 1960 .- Layered intrusions. *Intern. geol. Congress Norden 21st sess., XIII*, p. 239-246.
- POLLARD, D.D., MULLER, O.H., DOCKSTADER, D.R., 1974 .- The form and growth of fingered sheet intrusions. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, p. 351-363.



- PRINZ, M., 1968 .- Geochemistry of basaltic rocks : trace elements. In Basalts, HESS H. & POLDERVAART A. *Intersciences Publishers, New-York*, p. 271-323.
- RAGLAND, P.C., BILLINGS, G.K., ADAMS, J.A.S., 1968 .- Magmatic differentiation and autometasomation in a zoned granitic batholith from Central Texas, U.S.A. In AHREMS, p. 795-823 : Origin and distribution of the elements). *Pergamon Press*.
- RAMBERG, H., 1967 .- Gravity deformation and the earth's crust as studied by centrifuged models. *Academic Press, London*.
- RAMBERG, H., 1970 .- Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In NEWALL, G. & RAST, B. : Mechanism of igneous intrusion. *Gallery Press, Liverpool*, p. 261-286.
- RAMBERG, H., 1973 .- Model studies of gravity-controlled tectonics by the Centrifuge technique. In DE JONG & SCHOLTEN, p. 49.
- RAMSAY, J.G., 1967 .- Folding and fracturing of rocks. *Mac Graw Hill, New-York*, 568 p.
- RAMSAY, J.G., WOOD, D.S., 1973 .- The geometric effects of volume change during deformation processes. *Tectonophysics*, 16, p. 263-277.
- RAST, N., 1965 .- Nucleation and growth of metamorphic minerals. In : Controls of metamorphism, ed. by PITCHER W.S. & FLINN G.W. *Oliver & Boyd, Edinburgh*, p. 73-102.
- RAST, N., 1970 .- The initiation, ascent and emplacement of magmas. In NEWALL G. & RAST N. : Mechanisms of igneous intrusion. *Gallery Press, Liverpool*, p. 339-362.
- READ, H.H., 1926 .- The mica-lamprophyres of Wigtonshire. *Geol. Mag.*, 63, p. 422-429.
- READ, H.H., 1961 .- Aspects of Caledonian magmatism in Britain. *Liverpool Manchester geol. Journ.*, 2, p. 653-683.
- REVERDATTO, V.V., SHARAPOV, V.N., SLOBODSKOY, R.M., 1972 .- Some questions of analytical simulation of contact metamorphism. *Contr. Min. Petrol.*, 36, p. 195-206.
- REVERDATTO, V.V., 1973 .- The facies of contact metamorphism. *Australian National University, Canberra, A.C.T.*, 262 p.
- REVERDATTO, V.V., SHARAPOV, V.N., LAVRENT'EV, Y.G., POKACHALOVA, O.S., 1974 .- Investigations in isochemical contact metamorphism. *Contr. Min. Petrol.*, 48, p. 287-299.
- REYNOLDS, D.L., 1946 .- The sequence of geochemical changes leading to granitisation. *Q.J.G.S., London*, 102, p. 389-446.
- REYNOLDS, D.L., 1956 .- Calderas and ring-complexes. *Nederlandsh. geol. Minjb.*, 16, p. 335-378.

- RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C., BELL, P., 1969 .- Experimental determination of kyanite, andalousite and andalousite-sillimanite equilibria. The aluminium silicate triple point. *Am. Journ. Sci.*, 267, p. 259-272.
- RIMSAITE, J.H.Y., 1967 .- Studies of rock-forming micas. *Bull. geol. Surv. Canada*, 149.
- RINGWOOD, A.E., 1955 .- The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization. Part. 1 : The influence of electro-negativity. Part. 2 : The role of complex formation. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 7, p. 189-202 et 242-254.
- RITTMANN, A., 1963 .- Les volcans et leur activité. *Masson, Paris*, 461 p.
- RIVALENTI, G., 1973 .- Metamomatism at contacts of acid rocks with anorthosite and amphibolite in the Fiskenaasset region (Groënland). *Grønlands Geol. Under.*, rapport 51, p. 72-77.
- ROBERTS, J.L., 1970 .- The intrusion of magma into brittle rocks. In NEWALL G. & RAST N. : Mechanism of igneous intrusion. *Gallery Press, Liverpool*, p. 287-338.
- ROBERT, J.L., 1976 .- Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. *Chem. geol.*, 17, p. 213-227.
- ROBERTSON, J.K., WYLLIE, P.J., 1971 .- Rock water systems, with special reference to the water deficient region. *Am. Journ. Sci.*, 271, p. 252-277.
- ROBSON, C.R., BARR, K.G., 1964 .- The effect of stress on faulting and minor intrusions in the vicinity of a magma body. *Bull. Volc.*, 27, p. 315-330.
- ROEDER, E., 1951 .- Low-temperature liquid immiscibility in the system  $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$ . *Am. Min.*, 36, p. 282-286.
- ROSENFELD, J.L., 1968 .- Garnet rotations due to the major paleozoic deformations in southeast vermont. In ZEN et al., *Appalachian geology*, p. 185-202.
- RUTHERFORD, M.J., 1969 .- An experimental determination for iron biotite - alkali feldspar equilibria. *Journ. Petrol.*, 10, 3, p. 381-408.
- SABOURDY, G., 1975 .- Apport de la géochimie à la connaissance de la pétrogenèse des granitoïdes des Cévennes méridionales, Massif Central français. *Thèse, Université Clermont-Ferrand*.
- SAFFMAN, P.G., TAYLOR, G.I., 1958 .- The penetration of a fluid into a porous medium or Hele-shaw cell containing a more viscous fluid. *Proc. Roy. Soc.*, 245A, p. 312.
- SANDERSON, D.D., 1974 .- Spatial distribution and origin of Magnetite in an intrusive igneous mass. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, p. 1183-1188.

- SANDREA, A., 1958 .- Contribution à la lithologie de la côte Nord de la Bretagne, de l'île de Siek à la baie de Perros. *Bull. Serv. Carte géol. fr.*, 258, p. 505-618.
- SANFORD, A.R., 1959 .- Analytical and experimental study of simple geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, p. 19-52.
- SATO, H., 1975 .- Diffusion coronas around quartz xenocrysts in andesite and basalt from tertiary volcanic region in Northeastern Shikokn, Japan. *Contr. Min. Petrol.*, 50, p. 49-64.
- SAXENA, S.K., 1968 .- Nature of mixing in ferromagnesian silicates and the significance of the distribution coefficient. *J. Miner. Mh.*, p. 275-286.
- SAXENA, S.K., EKSTROM, T.K., 1970 .- Statistical chemistry of calci-amphiboles. *Contr. Min. Petrol.*, 26, p. 276-284.
- SCHWERTNER, W.M., 1976 .- A problem of nomenclature in paleostain analysis. *Tectonophysics*, 30, T1-T2.
- SEIFERT, F., SCHREYER, W., 1970 .- Lower temperature stability limit of Mg cordierite in the range 1 - 7 Kb water pressure : a redetermination. *Contr. Min. Petrol.*, 27, p. 225-238.
- SEMET, M., 1970 .- Stability relations of the amphibole magnesio-hastingsite. *Am. Min.*, 55, p. 311-312.
- SEMET, M.P., 1973 .- A crystal chemical study of synthetic magnesio-hastingsite. *Am. Min.*, 58, p. 430-494.
- SHAW, D.M., 1953 .- The camouflage principle and trace element distribution in magmatic minerals. *Journ. Geol.*, 61, p. 142-151.
- SHAW, D.M., 1964 .- Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. *Masson*, 240 p.
- SHAW, D.M., 1968 .- A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 32, p. 573-602.
- SHAW, H.R., 1965 .- Comments on viscosity, crystal settling and convection in granitic magmas. *Am. Journ. Sci.*, 263, p. 120-152.
- SHAW, H.R., 1972 .- Viscosities of magmatic silicate liquids : an empirical method of prediction. *Am. Journ. Sci.*, 272, p. 870-893.
- SHAW, H.R., 1974 .- Diffusion of H<sub>2</sub>O in granite liquids. Part. I : Experimental data. Part. II : Mass transfer in magma chambers. In : *Geochemical transport and Kinetics* ; ed. HOFMANN et al., *Carnegie Inst. of Washington*, p. 139-172.
- SHAW, H.R., WRIGHT, T.L., PECK, D.L., OKAMURA, R., 1968 .- The viscosity of basaltic magma : an analysis of field measurements in Makaopuhi Lava Lake, Hawai. *Am. Journ. Sci.*, 266, p. 225-264.

- SIBLEY, D.F., VOGEL, T.A., WALKER, B.M., BYERLY, G., 1976 .- The origin of oscillatory zoning in plagioclase : a diffusion and growth controlled model. *Am. Journ. Sci.*, 276, p. 275-284.
- SIMKIN, T., 1967 .- Flow differentiation in the picritic sills of north Skye. In *Ultramafic and related rocks*, ed. WYLLIE P.J., *John Wiley & Sons, New-York*, p. 64-69.
- SIMONEN, A., VORMA, A., 1969 .- Amphibole and biotite from rapakivi. *Bull. Com. geol. Finl.*, 238, 28 p.
- SMITH, C.S., 1964 .- Some elementary principles of polycrystallines microstructure. *Metal. Rev.*, 9, p. 1-48.
- SMITH, J.V., 1974 .- Feldspar Minerals. Tome 1 : Crystal structure and Physical properties. Tome 2 : Chemical and Textural properties. *Springer-Verlag, Berlin (en 3 volumes)*.
- SMITH, T.E., 1975 .- Layered granitic rock of Chebucto Head, Halifax County, Nova Scotia. *Can. J. Earth. Sci.*, 12, p. 456-463.
- SØRENSEN, H., 1974 .- The alkaline rocks. *John Wiley & Sons, London*. 622 p.
- SPRY, A., 1969 .- Metamorphic textures. *Pergamon Press, Oxford*, 350 p.
- STARKEY, Y., 1959 .- Chess board albite from New-Brunswick, Canada. *Geol. Mag.*, 96, p. 141.
- STEIGER, R.H., HART, S.R., 1967 .- The microcline-orthoclase transition within a contact aureole. *Am. Min.*, 52, p. 87-116.
- STEMPROK, M., 1974 .- Metallization associated with acid magmatism. *E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart*, 411 p.
- STEWART, D.B., 1967 .- Four-phase curve in the system  $\text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  between 1 and 10 kilobars. *Schweiz. Min. Petrog. Mitt.*, 47, 1, p. 35-60.
- STORMER, J.C., 1975 .- A practical two-feldspars geothermometer. *Am. Min.*, 60, p. 667-674.
- STRECKEISEN, A. & al., 1973 .- Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks - Recommendations. *N. Jahr. f. Min. Monatshefte*, p. 149-164.
- STRICKLAND-CONSTABLE, R.F., 1968 .- Cinetics and mechanisms of crystallization. *Academi's Press, London*, 347 p.
- SWEENEY, J.F., 1975 .- Diapiric granite batholiths in south-central maine. *Am. Journ. Sci.*, 275, p. 1185-1191.
- SYLVESTER, A.G., 1964 .- Geology of the Vrådal granite. *Norsk Geol. Tid.*, 44, p. 445-482.
- TALBOT, C.J., 1970 .- The minimum strain ellipsoid using deformed quartz veins. *Tectonophysics*, 9, p. 47-76.

- TALBOT, C.J., 1971 .- Thermal convection below the solidus in a mantled gneiss dome, Fungwi Reserve, Rhodesia. *Journ. Geol. Soc. London*, 127, p. 377-410.
- TAN, B.K., 1974 .- Deformation of particles developed around rigid and deformable nuclei. *Tectonophysics*, 24, p. 243-257.
- TAUBENECK, W.H., POLDERVAART, A., 1960 .- Geology of the Elkorn mountains North-eastern Oregon. Part. 2 : Willow lake intrusion. *Geol. Soc. Am. Bull.* 71, p. 1295-1322.
- TAYLOR, G.I., 1923 .- The motion of ellipsoidal particles in a viscous fluid. *Roy. Soc. London, série A*, 103, p. 58-61.
- TAYLOR, G.L., 1966 .- The application of trace element data to problems in petrology. *Phys. Chem. Earth*, 6, p. 133-213.
- TAYLOR, S.R., HEIER, K.S., 1958 .- Alkali elements in potash feldspar from the precambrian of southern Norway. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 13, p. 293-302.
- TAYLOR, S.R., HEIER, K.S., 1960 .- The petrological significance of trace element variations in alkali feldspars. *Intern. Geol. Congress, Report of the 21st session Norden, part XIV*, p. 47-61.
- THOMAS, H.H., CAMPBELL-SMITH, W.C., 1932 .- Xenoliths of igneous origin in the Tregastel - Ploumanac'h granite, Côtes-du-Nord, France. *Q.J.G.S. London*, 88, p. 274-296.
- THOMPSON, J.B., ROBINSON, P., CLIFORD, T.N., TRAST, N.J., 1968 .- Nappes and gneiss domes in West Central New-England. In ZEN et al., *Appalachian geology*, p. 203-218.
- THOMPSON, A.B., 1976 .- Mineral reactions in pelitic rocks. I : Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. II : Calculation of some PTX (Fe, Mg) phase relations. *Am. Journ. Sci.*, p. 401-424 et p. 425-454.
- THORNTON, C.P., TUTTLE, O.F., 1960 .- Chemistry of Igneous rocks. I : Differentiation index. *Am. Journ. Sci.*, 258, p. 664-684.
- TILLEY, C.E., MUIR, I.D., 1967 .- Tholeiite and tholeiitic series. *Geol. Mag.*, 104, p. 337-343.
- TILLING, R., 1968 .- Zonal distribution of variation in structural state of alkali feldspar within the Radar Creek Pluton, Boulder Batholith, Montana. *Journ. Petrol.*, 9, p. 331-357.
- TREUIL, M., VARET, J., 1973 .- Critères pétrologiques géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *Thèse, Université Orléans*, 491 p.
- TREUIL, M., VARET, J., 1974 .- Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XV, 5-6, p. 506-540.
- TURNER, F.J., 1968 .- Metamorphic Petrology : Mineralogical and field aspects. *McGraw-Hill, New-York*, 403 p.

- TURNER, F.J., 1970 .- Uniqueness versus Conformity to Pattern in Petrogenesis. *Am. Min.*, 55, p. 339-348.
- TUTTLE, O.F., BOWEN, N.L., 1958 .- Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - K Al Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - SiO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O. *Geol. Soc. Am., Memoir n° 74*, 153 p.
- VAN BEMMELEN, R.W., 1937 .- The cause and mechanism of igneous intrusion, with some Scottish examples. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 19, p. 453-492.
- VANCE, J.A., 1961 .- Zoned granitic intrusions - an alternative hypothesis of origin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, p. 1723-1728.
- VANCE, J.A., 1965 .- Zoning in igneous plagioclase : patchy zoning. *Journ. Geol.*, 73, p. 636-651.
- VANCE, J.A., 1969 .- On synneusis. *Contr. Min. Petrol.*, 24, p. 7-29.
- VANCE, J.A., GILREATH, J.P., 1967 .- The effect of synneusis on phenocryst distribution patterns in some porphyritic igneous rocks. *Am. Min.*, p. 529-536.
- VAN HOUTEN, F.B., 1976 .- Late Variscan nonmarine deposits, northwestern Africa : implications for predrift north atlantic reconstructions. *Am. Journ. Sci.*, 276, p. 671-693.
- VEJNAR, Z., 1975 .- Hornblendes and problems of recrystallization of gabbroic rocks. *Lithos*, 8, p. 59-68.
- VELDE, D., 1967 .- Sur le caractère alcalin des basaltes tertiaires et quaternaires de France. *C.R.A.S. Paris*, 264, série D, p. 1141-1144.
- VELDE, D., 1969 .- Minettes et kersantites. Une contribution à l'étude des lamprophyres. *Thèse, Paris*, 300 p.
- VELDE, D., 1971 .- Les kersantites : étude des lamprophyres à plagioclase et biotite. *Bull. Soc. fr. Minéral. Crist.*, 94, p. 411-426.
- VERDIER, P., 1968 .- Etude pétrographique et structurale du Trégor occidental. *Thèse, Université Strasbourg*.
- VERNON, R.H., 1976 .- Metamorphic processes. Reactions and Microstructure development. *George Allen & Unwin Ltd., London*, 247 p.
- VIDAL, P., 1976 .- L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn. Apport de la Géochronologie et de la Géochimie isotopique du strontium. *Thèse, Université Rennes*, 142 p.
- VOGEL, T.A., WALKER, B.M., 1975 .- The Tichka Massif, Morocco - an example of contemporaneous acidic and basic plutonism. *Lithos*, 9, p. 29-38.
- VOLFINGER, M., 1974 .- Effet de la composition des micas trioctaédriques sur les distributions de Rb et Cs à l'état de traces. *Earth Planet. Sci. Letters*, 24, p. 299,304.



- VOLFINGER, M., 1975 .- Effet de la composition des micas dioctaédriques sur les distributions des éléments alcalins en traces. *Bull. Soc. fr. Minéral. Crist.*, 98, p. 49-52.
- VORMA, A., 1975 .- A contribution to the mineralogy of iron-magnesium silicates, especially pyroxenes, contained in certain noritic rocks in central Finland. *Geol. Surv. Finland., bull.* 277.
- WAGER, L.R., 1968 .- Rythmic and cryptic layering in Mafic and Ultramafic plutons. In Basalts, ed. HESS H.H., POLDERVAART A. *Interscience*, vol. 2, p. 573-622.
- WAGER, L.R., BROWN, N.G.M., WADSWORTH, W.J., 1960 .- Types of igneous cumulates. *Journ. Petrol.*, 1, p. 73-85.
- WAGER, L.R., BROWN, G.M., 1967 .- Layered igneous rocks. *Oliver & Boyd, Edinburgh*, 588 p.
- WAGER, L.R., DEER, W.A., 1939 .- Geological investigations in East Greenland. Part. III. *Medd. an Grønland*, 105, 4, p. 1-352.
- WAGER, L.R., VINCENT, E.A., BROWN, G.M., BELL, J.D., 1965 .- Marscoite and related rocks of the western hills complex, Isle of Skye. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, ser. A*, 257, p. 273-307.
- WALKER, G.P.L., 1975 .- A new concept of the evolution of the British Tertiary intrusive centers. *Q.J.G.S. London*, 131, p. 121-141.
- WALKER, G.P.L., SKELHORN, R.R., 1966 .- Some associations of acid and basic igneous rocks. *Earth. Sci. Rev.*, 2, p. 93-109.
- WALTON, M., 1955 .- The emplacement of "granite". *Am. Journ. Sci.*, 253, p.1-18.
- WATSON, E.B., 1976 .- Two liquid partition coefficients : experimental data and geochemical implications. *Contr. Min. Petrol.*, 56, p. 119-134.
- WEGMANN, C.E., 1930 .- Uber Diapirismus (Besonders im Grundgebirge). *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 92, p. 58-76.
- WELLS, A.K., WOOLDRIGE, S.W., 1931 .- The rock groups of Jersey, with special reference to intrusive phenomena. *Proc. Geol. Assoc.*, 41, p. 178-215.
- WENK, H.R., 1973 .- The structure of the Bergell Alps. *Eclog. geol. Helv.*, 66, p. 255-292.
- WHITE, W.H., 1973 .- Flow structure and form of the Deep Creek Stock, Southern Seven Devils Mountains, Idaho. *Bull. Soc. Geol. Am.*, 84, p. 199-210.
- WHITNEY, J.A., 1975 .- The effect of pressure, temperature, and XH<sub>2</sub>O on phase assemblage in four synthetic rock composition. *Journ. Geol.*, 83, p. 1-31.
- WHITNEY, J.A., STORMER, J.C., 1976 .- Geothermometry and geobarometry in epizonal granitic intrusions : a comparison of iron - titanium oxides and coexisting feldspars. *Am. Min.*, 61, p. 751-761.

- WHITTEN, E.H.T., DACEY, M.F., 1975 .- On the significance of certain Markovian features of granite textures. *Journ. Petrol.*, 16, p. 429-453.
- WIEBE, R.A., 1968 .- Plagioclase stratigraphy : a record of magmatic conditions and events in a granitic stock. *Am. Journ. Sci.*, 266, p. 690.
- WIEBE, R.A., 1974 .- Differentiation in layered diorite intrusions, Ingonish, Nova Scotia. *Journ. geol.*, 82, p. 731-750.
- WILLEMSE, J., 1959 .- The floor of the Bushveld Igneous Complex and its relationships, with special reference to the Eastern Transvaal. *Proc. geol. Soc., S. Afr.*, 62, p. 21-80.
- WILKINSON, W.L., 1960 .- Non-Newtonian fluids. *New-York, Pergamon Press.*
- WILSON, J.R., COATS, J.S., 1972 .- Alkali feldspars from part of the Galway granite, Ireland. *Min. Mag.* 38, p. 801-810.
- WILSON, J.T., 1963 .- A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canad. Journ. Physics*, 41, p. 863-870.
- WIMMENAUER, W., 1973 .- Granites et lamprophyres. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 15, p. 195-198.
- WINKLER, H.G.F., 1974 .- Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer-Verlag, New-York.*
- WINKLER, H.G.F., BOESE, M., MARCOPOULOS, T., 1975 .- Low temperature granitic melts. *N. Jb. Miner. Mh.*, 6, p. 245-268.
- WONES, D.R., EUGSTER, H.P., 1965 .- Stability of biotite : experiment, theory and application. *Am. Min.*, 50, p. 1228-1272.
- WONES, D.R., GILBERT, M.E., 1969 .- The fayalite-magnetite-quartz assemblage between 600°C and 800°C. *Am. Journ. Sci.*, 267A, p. 480-488.
- WRIGHT, T.L., 1967 .- The microcline-orthoclase transformation in the contact aureole of the Eldera stock, Colorado. *Am. Min.*, 52, p. 117-136.
- WRIGHT, T.L., 1974 .- Presentation and Interpretation of chemical data for igneous rocks. *Contr. Min. Petrol.*, 48, p. 233-248.
- YODER, H.S., STEWART, D.B., SMITH, J.R., 1957 .- Ternary feldspars. *Ann. Rep. Geophy. Lab. Carnegie Inst.*, p. 206-214.
- YODER, H.S., TILLEY, C.E., 1962 .- Origin of basalts magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journ. Petrol.*, 3, p. 342-532.
- ZEN, E., et al., 1968 .- Studies of Appalachian geology : northern and maritime. *Zen, ed.*



# CARTE GÉOLOGIQUE AU 1/25.000 DU COMPLEXE GRANITIQUE CENTRÉ DE PLOUMANAC'H

## Massif Armoricain

Michel BARRIÈRE  
Attaché de recherche au CNRS

**AVERTISSEMENT**

Pour la côte et les îles, les affleurements sont largement développés sur l'estran et le long des falaises, où ils offrent de nombreuses coupes continues. A l'intérieur des terres, les pointements de roches sont ponctuels. Cependant, outre de nombreuses carrières en cours d'exploitation ou en arrêt récent, l'auteur a pu suivre une dizaine de kilomètres de tranchées diverses, de 1 à 4 mètres de profondeur; en outre de nombreuses données ont été recueillies lors du décapage de la lande en vue de la construction.

Ce sont les observations détaillées des falaises, de l'estran et, à une moindre mesure, du front de taille des carrières, qui ont guidé l'interprétation en région couverte.

La notice explicative de cette feuille se trouve dans "Architecture et dynamisme du complexe éruptif centré de Ploumanac'h (Bretagne)", (M. Barrière, 1976, Bulletin du BRGM, Section I).

**DOCUMENTS CONSULTÉS**

Carte géologique au 1/80000, feuille de Lannion 1ère et 2ème éditions (Ch. Barrois et A. Sandréa).

Map of Trégastel - Ploumanac'h, Brittany au 1/25000, par H.H. Thomas et W. Campbell-Smith, 1932.

De ring - pluton van Trégastel, au 1/15000, par W. Loy, 1965.

Carte de la baie de Lannion au 1/25000, par P. Verdier, 1965.

Essai cartographique des terrains immergés au large du Petit Trégor, au 1/200000 par B. Auvray et J.P. Lefort, 1972.

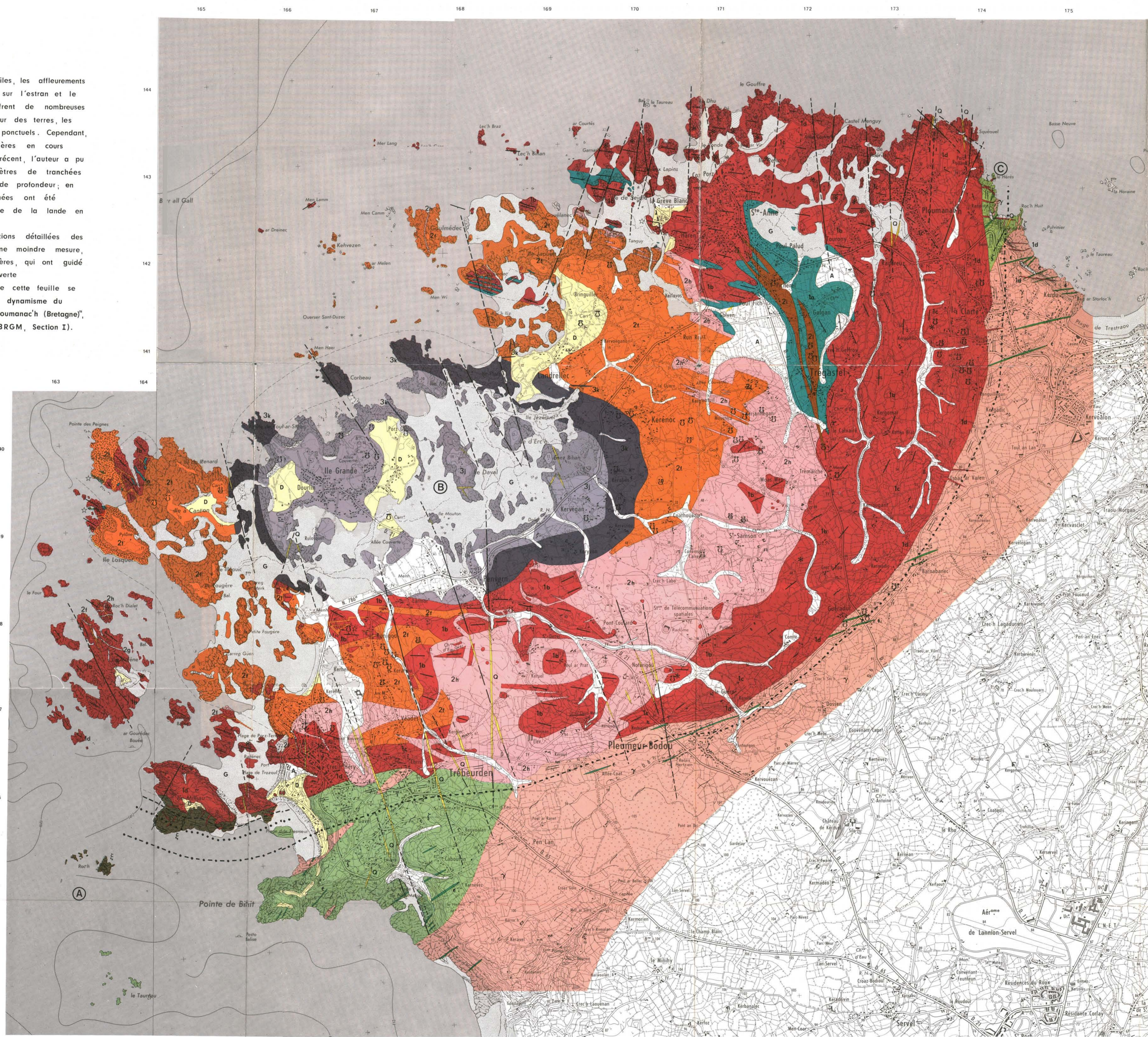
Carte géologique du complexe de Ploumanac'h - Ile Grande au 1/75000 par C. Dupuis, 1972.

**COMPOSITIONS MODALES**

Totaux en % en volume	Quartz	Feldspath potassique	Plogioclase	Colorés accessoires
Norite	1	1	40	58
Gabbro	3	0	50	47
1b	21	42	27	10
1d	32	46	16	5
2f	30	31	32	7
2h	36	35	26	3
3j	32	30	30	8
3k	34	27	28	11

Analyses au compteur de points des principales roches du complexe

Edité par l'équipe de recherche associée N° 381 du CNRS, et le laboratoire de Pétrologie de l'UBO 29279 Brest-Cedex. Diffusion BRGM



**Formations postérieures au complexe**

- G Gravier, sable, vase, galets (estran)
  - A Alluvions fluviales
  - D Dunes + head
  - q Filons hydrothermaux à quartz-améthyste et épontes kaolinisées
- Formations récentes

**Complexe de Ploumanac'h**

**Groupe 3 : Dernière unité intrusive - Granites de l'Ile Grande**

- 3k Granite externe à deux micas: monzogranite à affinité leucogranitique, à grain moyen, gris-blanc, muscovite abondante.
- 3j Granite interne à biotite: monzogranite, à grain moyen (parfois fin), gris-bleu à gris-blanc, muscovite accessoire vers la périphérie.

**Groupe 2 : Granites intermédiaires**

- 2i Aplites de Trégastel: roses, non foliées. Texture labile, parfois porphyrique allant des vraies aplites aux granites à grain très fin. Biotite en quantité variable (moins de 3%). Tourmaline, grenat, accessoires.
- 2h Granite de Woas-Wen: leucomonzogranite saccharoïde, rose à violacé, pauvre en biotite. Muscovite accessoire.
- 2g Filons à disposition planaire interne oblique: micromonzogranite à microgranodiorite gris-sombre, à biotite; structure fluidale bien développée.
- 2t Granite de Canton: monzogranite à biotite, à grain fin et porphyrique; gris rosé, bleuté ou violacé (les monzogranites, à grain très fin et non porphyriques, de l'Ile aux Herbes et de Haren, trop peu affleurants, ne sont pas distingués du type Canton).

**Groupe 1 : Première unité intrusive : granites à gros grain, roches basiques et hybrides**

- 1e Filons de kersantite, microdiorite quartzique ou microgranodiorite, à structure fluidale, de couleur sombre. Ces filons recourent la disposition planaire des granites à gros grain, roches basiques et hybrides, mais sont aussi parfois affectés par elle.

**Formation synchrone majeure**

- 1d Granite de la Clarté: syénogranite à gros grain, rose vif, à quartz, microcline, oligoclase, biotite (hornblende accessoire)
- 1c Terme de transition entre les deux granites à gros grain
- 1b Granite des Traouïéros: monzogranite porphyroïde, rose sombre, à quartz, microcline, oligoclase, biotite, hornblende.
- 1a Roches basiques et hybrides: gabbro-norite, gabbro à hypersthène, gabbro, diorite, monzodiorite, monzonite, diorite quartzique, granodiorite. En général à grain fin, sombre à très sombre. Présence fréquente d'ocelles de quartz et de mégacristsaux de feldspath potassique et oligoclase.

**Formations encaissantes**

- e Filons de dolérite et metabasites
- γ Granite de Perros-Guirec: à grain moyen, gris rose. Granite cadomien réformé, plus ou moins tectonisé, et à nombreuses dépendances aplitiques de bordure.
- ε Cornéenne de l'Ile Milliau et du Roc'h: métagraywackes rubanées avec méta-arkoses et quartzites; sombres et lités; à grain très fin et taches de cordiérite. Andalousite, sillimanite, corindon, grenat: accessoires.
- ξ Blastomylonites de Trébeurden: gneiss finement ocellés clairs à sombres et leptynites: composition allant des granites aux diorites quartziques. Formation en grande partie d'origine éruptive (orthogneiss).

- verticale à subverticale } Disposition planaire dans la
- à pendage de 75 à 85° } première unité intrusive
- à pendage de 75 à 45° }
- Neoschistosité de l'encaissant
- Ancienne schistosité des cornéennes
- Ancienne foliation des blastomylonites et du granite de Perros-Guirec
- Failles reconnues
- masquées ou supposées
- Contours géologiques reconnus
- hypothétiques
- ☆ Grandes enclaves ou schlieres de cornéennes
- \* Zones à nombreux schlieres rubanées et déformés
- Sillimanite
- ..... Feldspath potassique
- ..... Neoschistosité à biotite
- Isogrades du métamorphisme de contact
- ⊞ Carrières à ciel ouvert (les très nombreuses carrières de l'estran ne sont pas reportées)
- ⊞ Extraction de sable

Coupe ABC (SO-NE)

Note: La chronologie relative des formations géologiques est donnée par la succession des symboles, de la plus récente à la plus ancienne. Les dénominations sont conformes à la nomenclature internationale (cf. Streckeisen, 1973).