

50376
1975
203

03 90

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

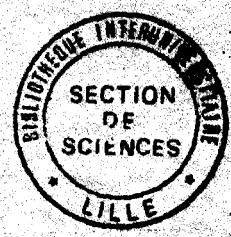
pour obtenir le titre de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Mention SCIENCES

par

Christian DUPUIS



RELATIONS ENTRE LES FACIES D'UN MASSIF GRANITIQUE A STRUCTURE CONCENTRIQUE

Le massif de Ploumanac'h

GEOLOGIE ET THERMOLUMINESCENCE

Soutenue le 25 juin 1975, devant la COMMISSION D'EXAMEN

MM J. DERCOURT,

Président

J. PAQUET,

Rapporteur

J.M. CHARLET,

Examinateur

H. DE LA ROCHE,

Invité

Mme M. CHAYE. D'ALBISSIN,

Invité

M G. REMOND,

Invité



N° d'ordre: 90

50376
1975
203

50376
1975
203

Exclu du Prêt

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Mention SCIENCES

par

Christian DI

RELATIONS ENTRE LES F
GRANITIQUE A STRUCTUR

Le massif de Ploumanac'h

A RETOURNER LE		

GEOLOGIE ET THERMOLUMINESCENCE

Soutenu le 25 juin 1975, devant la COMMISSION D'EXAMEN

- | | |
|---------------------------|-------------|
| MM J. DERCOURT, | Président |
| J. PAQUET, | Rapporteur |
| J.M. CHARLET, | Examinateur |
| H. DE LA ROCHE, | Invité |
| Mme M. CHAYE. D'ALBISSIN, | Invité |
| M G. REMOND, | Invité |

T A B L E D E S M A T I E R E S

	<u>Pages</u>
AVANT-PROPOS	1
INTRODUCTION :	3
A. GEOLOGIE REGIONALE	3
- Situation du massif parmi les granites hercyniens tardifs de Bretagne Septentrionale	3
- Le Trégor	3
- Situation chronologique du massif	5
Le Précambrien	5
Le Paléozoïque	6
- Situation structurale du massif	6
B. APERCU BIBLIOGRAPHIQUE	7
PREMIERE PARTIE : GEOLOGIE	11
CHAPITRE I - LES GRANDES UNITES ET LES FACIES	15
A. Les granites rouges à gros grain (γ_1) et les roches basiques associées (Roches basiques de Sainte Anne)	15
1. Le faciès de La Clarté - γ_{1a}	16
2. Le faciès de Traouïeros - γ_{1b}	16
3. Les roches basiques et hybrides de Sainte Anne - γ_{1c} :	17
a - La gabbro-norite	18
b - Les gabbrodiorites	19
c - Les roches hybrides	19

B. Les granites gris et roses à grain fin ($\gamma 2$)	31
1. Le faciès de Canton-Kerlêo - $\gamma 2a$	31
2. Le faciès de Saint-Samson - $\gamma 2b$	32
3. Le sous-faciès de Haren - $\gamma 2aH$	32
4. Le microgranite de Porz Termen - $\gamma 2PT$	32
C. Les granites gris de l'Ile Grande ($\gamma 3$)	41
1. Le faciès de Porz Gêlin - $\gamma 3a$	41
2. Le faciès de Landrellec - $\gamma 3b$	41
 CHAPITRE II - LES ENCLAVES	49
A. Les enclaves basiques	49
1. Les enclaves de roches hybrides	49
2. Les enclaves de "diorite quartzique" ("vaugnêrite")	50
3. Répartition	50
B. Les enclaves microgrenues	51
C. Les enclaves métamorphiques	52
 CHAPITRE III - LE CORTEGE FILONIEN	55
A. Les aplites	55
B. L'aplite de Trégastel - $\gamma 2bT$	56
C. Les filons de kersantite, de micromonzonite quartzique et de microgranite	56
1. La kersantite	57
2. La micromonzonite quartzique	57
3. Le microgranite	57
D. Les filons de quartz	58

CHAPITRE IV - LES OCELLES DE QUARTZ DES ROCHES BASIQUES ET HYBRIDES	59
A. Aperçu bibliographique	59
B. Observations sur les ocelles de quartz des roches basiques	63
CHAPITRE V - LES STOCKSCHEIDER	69
A. Les stockscheider du contact γ_1 - γ_2	69
1. Contact γ_{1b} - γ_{2a}	69
2. Contact γ_{1b} - γ_{2b} (et γ_{1b} - γ_{2bT})	70
<i>a - Les stockscheider en place</i>	70
• <i>stockscheider 1</i>	70
• <i>stockscheider 2</i>	73
• <i>stockscheider 3</i>	74
• <i>stockscheider 4</i>	74
<i>b - Les stockscheider en enclave</i>	75
B. Les stockscheider du contact γ_3 - γ_2	76
CHAPITRE VI - LES CONTACTS ET L'ARCHITECTURE DU MASSIF	79
A. Les relations de γ_1 avec l'encaissant	79
1. Les terrains encaissants et le métamorphisme de contact	79
2. Le contact	80
B. Les relations entre les granites	81
1. Entre les unités γ_1 - γ_2 - γ_3	81
<i>a - Relations γ_1-γ_2</i>	83
• <i>A l'Est</i>	84
• <i>A l'Ouest</i>	84
<i>b - Relations γ_2-γ_3</i>	85

2. Entre les différents facies de chaque unité	86
a - Dans l'unité γ_1	86
b - Dans l'unité γ_2	86
• La mise en place simultanée de γ_{2a} et γ_{2b}	88
• L'intercalation du microgranite de Pors Termen	92
c - Dans l'unité γ_3	93
C. Relations des unités avec le cortège filonien	93
1. Avec les aplites	93
2. Avec l'aplite de Trégastel	94
3. Avec les filons de kersantite, de micromonzonite et de microgranite	96
Remarques sur la position de la dolérite et des filons de quartz	97
CHAPITRE VII - LA SUCCESSION DES EVENEMENTS DANS LE MASSIF	103
CONCLUSIONS DE LA PREMIERE PARTIE	107
TABLEAUX RECAPITULATIFS DES PRINCIPAUX CARACTERES MEGASCOPIQUES ET MICROSCOPIQUES	109
PHOTOGRAPHIES : STOCKSCHEIDER 1, 2, 3	113
DEUXIEME PARTIE : THERMOLUMINESCENCE	125
INTRODUCTION	127
APERCU SUR LA PHYSIQUE DU PHENOMENE	133
CHAPITRE I - LOCALISATION DES PRELEVEMENTS	133
A. Prélèvements pour l'étude de la TLN de la roche totale	133

B. Prélèvements pour l'étude de la TLA du quartz	135
1. Les facies	135
2. Les contacts	136

CHAPITRE II - LES RELATIONS DE LA RADIOACTIVITE ET DE
LA THERMOLUMINESCENCE 137

A. La radioactivité	137
1. La radioactivité β	137
2. La spectrométrie γ	139
B. La thermoluminescence de la roche totale	139
1. Généralités	139
2. Les résultats de la TLN de la roche totale	141
a - Les types de courbes	141
b - La température du pic principal	142
c - Les intensités moyennes du pic principal	142
C. Les relations de la TLN avec la radioactivité β	142

CHAPITRE III - LA THERMOLUMINESCENCE ARTIFICIELLE DU QUARTZ 149

A. Aperçu bibliographique	149
1. La thermoluminescence du quartz. Défauts cristallins et histoire géologique	149
2. Les applications aux Sciences de la Terre	151
a - Le premier type d'application	151
b - Le second type d'application	152
B. Individualisation des types de courbes	153
1. Position des pics en température	153
2. Les types de courbes et leur répartition	156

C. Interprétation des résultats	160
1. Les contacts entre les unités	160
a - Les relations entre γ_1 et γ_2	160
• Les relations $\gamma_{1a}-\gamma_{2a}$	160
• Le contact $\gamma_{1b}-\gamma_{2b}$	163
b - Les relations $\gamma_2-\gamma_3$	165
2. Les contacts entre les faciès de chaque unité	165
a - L'unité γ_1	165
• Les relations $\gamma_{1b}-\gamma_{1a}$	167
• Les relations $\gamma_{1b}-\gamma_{1c}$ - le cas des ocelles de quartz	168
b - L'unité γ_2 - Les relations entre le sous- faciès de Haren (γ_{2aH}), le faciès de Saint- Samson (γ_{2b}), l'aplite de Trégastel (γ_{2bT}) et le microgranite de Pors Termen (γ_{2PT})	169
c - L'unité γ_3	172
D. Implications des principaux résultats	173
1. L'origine des ocelles	173
2. L'origine de la structure concentrique des massifs granitiques	175
 CONCLUSIONS DE LA DEUXIEME PARTIE	 179
 CONCLUSIONS GENERALES	 181
 ANNEXE - APPAREILLAGES ET TECHNIQUES	 186
A. LA PREPARATION DES ECHANTILLONS	189
B. L'APPAREILLAGE DE THERMOLUMINESCENCE - TECHNIQUES DIVERSES	190
1. La macrothermoluminescence	191
2. La microthermoluminescence	192

a) la détermination de la loi de chauffe	192
b) la correction de l'influence du poids	193
3. Les traitements divers et l'irradiation	194
a) le traitement thermique	194
b) Irradiation. Excitation artificielle	197
4. La mise en oeuvre des données	197
C. LA RADIOACTIVITE	198
1. Le compteur anticoïncidence	198
a) l'appareillage	198
b) le bruit de fond	199
c) la reproductibilité	199
d) l'erreur relative	199
e) l'influence de la géométrie	199
2. La spectrométrie γ (Dosage U. Th. K)	199
a) l'appareillage	199
b) le principe simplifié de la méthode et la mise en oeuvre de la mesure	202
c) le dosage du thorium, de l'uranium et du potassium	203
d) l'équilibre radioactif	204
e) les résultats préliminaires	206
BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE	207
GEOLOGIE REGIONALE - MASSIF DE PLOUMANAC'H	209
OCELLES	214
STRUCTURE CONCENTRIQUE DES MASSIFS GRANITIQUES	216
RADIOACTIVITE	217
THERMOLUMINESCENCE	218
OUVRAGES GENERAUX	223

L I S T E D E S F I G U R E S

	<u>pages</u>
Carte géologique du massif	hors texte
 INTRODUCTION - PREMIERE PARTIE	
Figure 1 - Localisation des "Granites hercyniens tardifs". D'Ouest en Est, le massif de l'Aber-Ildut (1), de Primel-Trégastel (2), de Ploumanac'h (3), de Flamanville (4) et de Barfleur (5). Dans le petit cadre, le Trégor (voir figure 2).	2
Figure 2 - Carte géologique schématique du Trégor.	4
Figure 3 - Répartition schématique des principales enclaves.	53
Figure 4 - Localisation des principaux filons ; (1) filons de quartz ; (2) filons de kersantite (k), micro- monzonite quartzique (m), microgranite (g), (3) Aplite de Trégastel.	54
Figure 5 - Caractères principaux des ocelles et des roches les contenant.	65
Figure 6 - Relations du <i>stockscheider</i> 1 avec les facies de Traouiéros $\gamma 1b$ et de Saint-Samson $\gamma 2b$.	71
Figure 7 - Relations entre les facies de Traouiéros, Canton- Kerléo et de Saint-Samson dans la carrière Kerléo.	83
Figure 8 - Relations entre les facies de Haren ($\gamma 2aH$) et Saint-Samson ($\gamma 2b$) dans une carrière de la région de Saint-Samson.	87
Figure 9 - Relations de taille entre $\gamma 2aH$ et $\gamma 2b$. Echantillon provenant d'une carrière de la région de Moustéro.	89
Figure 10 - Dans une carrière près de Saint-Samson. Enclaves arrachées à un petit "dôme", en bas.	90
Figure 11 - Relations $\gamma 2aH$ - $\gamma 2b$ à l'Ile Tanguy. Vue en plan : petit dôme de $\gamma 2aH$ (relations de type 1). Début d'intrusion d'un petit filon de $\gamma 2b$ (relation de type 2).	91

Figure 12 - Localisation des <i>stockscheider</i> 1, 2 et 3 de $\gamma 2b$, entre Moustéro et Trégastel.	96
Figure 13 - Relation du filon de microgranite de Porz Termen $\gamma 2PT$ (2) avec le facies de Traouiéros $\gamma 1b$ (1) et le facies de Canton-Kerléo $\gamma 2a$ (3).	97
Figure 14 - Répartition des filons dans le massif.	98
Figure 15 - Esquisse de la succession chronologique des évènements du massif.	102
Figure 16 - Coupe schématique du massif.	106

DEUXIEME PARTIE

Figure 17 - Présentation schématique des phénomènes de fluorescence et de phosphorescence.	126
Figure 18 - Schéma des mécanismes de thermoluminescence.	129
Figure 19 - Localisation des prélèvements étudiés : TLN de la roche totale (1) et TLA du quartz (2).	132
Figure 20 - Localisation des prélèvements dans la carrière Kerléo.	134
Figure 21 - Types de courbes de TLN de la roche totale.	141
Figure 22 - Relations de l'intensité du premier pic de TLN avec la radioactivité β pour les principaux facies du massif.	145
Figure 23 - Grille de détermination des types de courbes de TLA du quartz.	154
Figure 24 - Evolution des intensités pondérées des pics 2 et 4 pour les types de quartz Q_1 et Q_2 dans $\gamma 2a$ (56.3-encl.).	155
Figure 25 - Répartition des types de courbes de TLA du quartz dans le massif.	157
Figure 26 - Répartition des types de courbes au contact du toit de l'apophyse (56.66-contact) et à proximité de l'enclave (56.3-enclave) dans la carrière Kerléo.	159
Figure 27 - Migration progressive des maxima des histogrammes des rapports $RH_{2.4}$ en fonction de l'éloignement au contact $\gamma 1b$ - $\gamma 2a$.	161

	<u>pages</u>
Figure 28 - Répartition des types de quartz dans le filon de γ_{2a} (56.66-filon).	162
Figure 29 - Relation entre le degré d'évolution des grains et leur taille estimée ($S = L \times \ell$ en mm^2).	164
Figure 30 - Aires de dispersion des courbes des différents facies de γ_1 dans un graphique $RH_{2.4} - RH_{4.6}$.	166
Figure 31 - Répartition des types dans les ocelles de quartz des roches basiques et hybrides.	168
Figure 32 - Répartition des types de part et d'autre de l'interface $\gamma_{2aH} - \gamma_{2b}$.	170
Figure 33 - Distribution des types de courbes dans les différents facies de γ_2 .	171

ANNEXE

Figure 34 - Chaîne de préparation des échantillons.	188
Figure 35 - Dispositifs de micro et de macrothermoluminescence.	191
Figure 36 - Appareillage de spectrométrie γ .	201

L I S T E D E S P H O T O G R A P H I E S

Photo. 1 - <i>Stockscheider 1.</i>	115
Photo. 2 - <i>Stockscheider 2.</i>	117
Photo. 3 - <i>Stockscheider 2.</i>	119
Photo. 4 - <i>Stockscheider 3.</i>	121

L I S T E D E S T A B L E A U X

	<u>pages</u>
PREMIERE PARTIE	
Tableau I - Disposition schématique des unités et des facies du massif. Notations utilisées.	14
Tableau II - Nature et caractères principaux des minéraux du facies de La Clarté ($\gamma 1a$).	23
Tableau III - Nature et caractères principaux des minéraux du facies de Traouiéros ($\gamma 1b$).	25
Tableau IV - Nature et caractères principaux des minéraux des gabbronorites.	27
Tableau V - Nature et caractères principaux des minéraux des gabbrodiorites.	29
Tableau VI - Nature et caractères principaux des minéraux du facies Canton-Kerléo ($\gamma 2a$).	35
Tableau VII - Nature et caractères principaux des minéraux du facies de Saint-Samson ($\gamma 2b$).	37
Tableau VIII - Nature et caractères principaux des minéraux du microgranite de Porz Termen ($\gamma 2PT$).	39
Tableau IX - Nature et caractères principaux des minéraux du facies de Porz Gélén ($\gamma 3a$).	45
Tableau X - Nature et caractères principaux des minéraux du facies de Landrellec ($\gamma 3b$).	47
Tableau XI - Evolution des caractères principaux des <i>stockscheider</i> 1, 2 et 3.	95
Tableau XII - Tableau récapitulatif des caractéristiques microscopiques et mégascopiques des contacts. Signification génétique et interprétation chronologique.	100
Tableau XIII - Tableau récapitulatif des caractères mégascopiques des facies.	110
Tableau XIV - Tableau récapitulatif des caractères microscopiques des facies.	111

SECONDE PARTIE

Tableau XV	- Radioactivité des principaux facies du massif.	138
Tableau XVI	- Type de courbes, température et intensité du premier pic de TLN des principaux facies du massif.	143
Tableau XVII	- Les défauts du quartz. Relations avec l'histoire géologique (ou les conditions de synthèse et de traitement).	148
Tableau XVIII	- Comparaison de quelques données bibliographiques sur la température des pics de thermoluminescence du quartz. Correspondances probables.	150

ANNEXE

Tableau XIX	- Influence du traitement thermique sur la forme des courbes de TLA du quartz.	196
Tableau XX	- Résultats préliminaires du dosage par spectrométrie γ des éléments radioactifs de quelques facies du massif de Ploumanac'h.	205

C'est d'abord au Président du Département Mines-Géologie, mais surtout au professeur de Minéralogie de la Faculté Polytechnique de Mons que vont tout naturellement mes premières pensées.

Il y a 4 ans, M. A. BEUGNIES m'accueillait au sein de son équipe ; depuis lors, sa bienveillante sollicitude et son libéralisme éclairé m'ont permis de consacrer une grande partie de mon temps à mes recherches. Je le remercie du fond du coeur.

C'est ensuite à son collaborateur le plus proche, Monsieur J.M. CHARLET, que je veux témoigner ma profonde et amicale gratitude. Monsieur le Professeur J.M. CHARLET m'a introduit patiemment dans les arcanes de la thermoluminescence et a suivi sans relâche le développement de mon travail sur le terrain et au laboratoire. Je lui dois tout.

Lors de mon bref passage à Amiens, j'ai contracté une lourde dette de reconnaissance envers MM. P. BROQUET et F. CARME qui guidèrent mes premiers pas de géologue.

Je songe enfin aux membres de mon jury ; MM. J. DERCOURT, J. PAQUET, H. DELAROCHE, G. REMOND et Mme M. CHAYE D'ALBISSIN m'ont fait l'honneur d'être mes examinateurs. Je leur en sais gré.

A V A N T - P R O P O S

En 1969, J.M. CHARLET a jeté les bases théoriques et pratiques d'une méthode de géochronologie utilisant la thermoluminescence des granites. C'est cet axe de recherche qu'il me proposa en 1971.

Dans un stade préliminaire, la mise au point d'une méthode de datation par thermoluminescence nécessite l'étude d'un massif granitique bien connu tant au point de vue géologique que géochronologique.

Le massif de Ploumanac'h semblait répondre à de telles exigences. Plusieurs raisons guidèrent en outre ce choix, notamment la variété des faciès pétrographiques et l'excellence des affleurements.

Mais dès l'échantillonnage préliminaire, la découverte de types pétrographiques jusqu'alors inconnus m'obligea à procéder à un levé détaillé du massif. L'étude a été plus particulièrement orientée sur la description des contacts et des rapports entre les faciès dans le but de préciser leurs relations temporelles.

Il devenait dès lors tentant de valoriser ces observations avant de poursuivre des recherches plus purement géochronologiques. La thermoluminescence fournit d'ailleurs les moyens d'une approche tout à fait nouvelle des relations entre les faciès granitiques d'un massif à structure concentrique.

Ainsi la première partie du mémoire relate les aspects purement géologiques de l'étude du massif. La seconde partie détaille l'apport de la TL dans la distinction des faciès granitiques tout en précisant leurs rapports spatio-temporels.

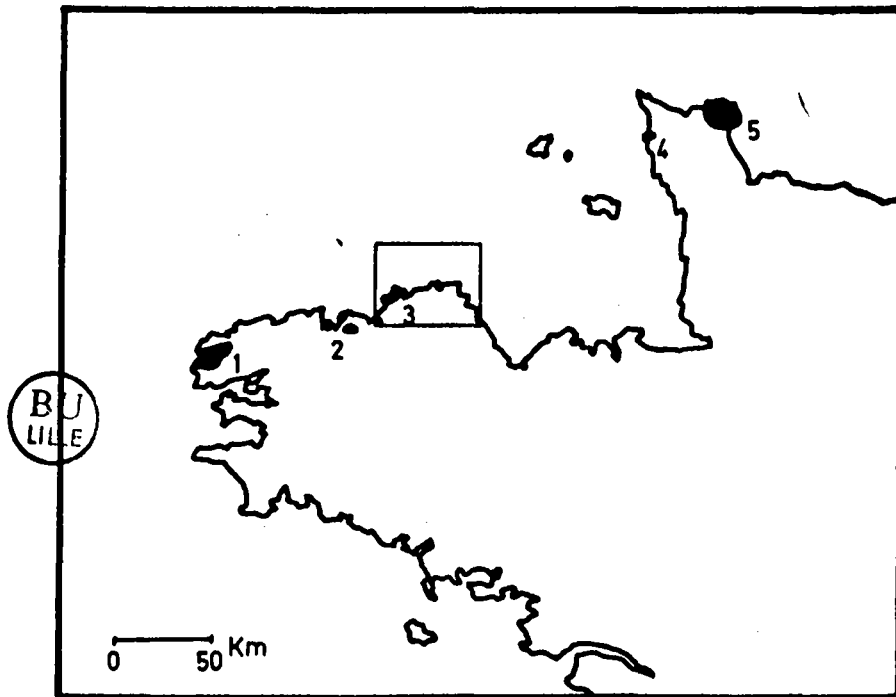


Figure 1 - Localisation des "Granites hercyniens tardifs".
D'Ouest en Est, les massifs de l'Aber-Ildut (1), de Primel-Trégastel (2), de Ploumanac'h (3), de Flamanville (4), de Barfleur (5).

Dans le petit cadre, le Trégor (voir figure 2).

INTRODUCTION

A. GEOLOGIE REGIONALE

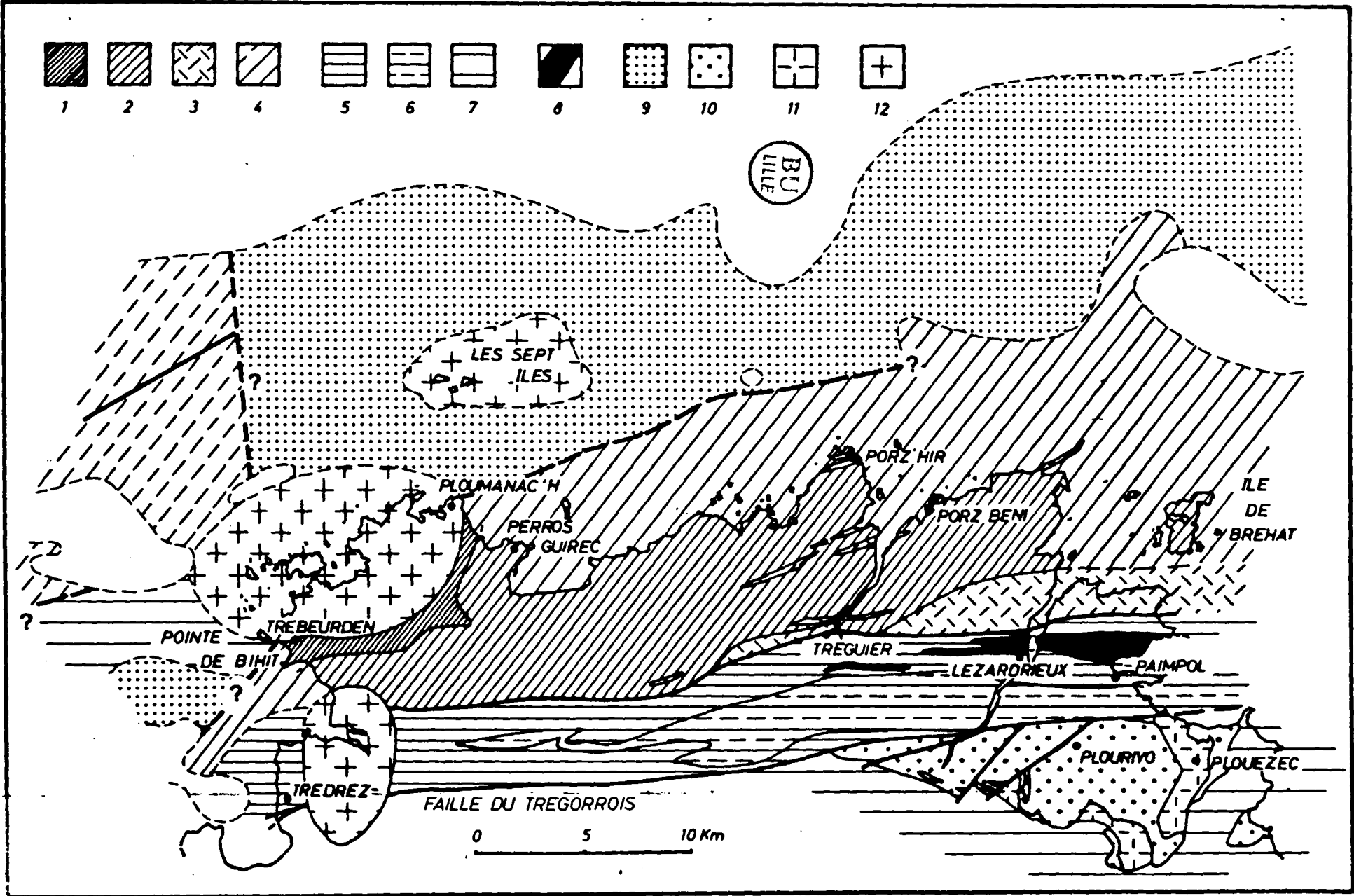
SITUATION DU MASSIF DE PLOUMANAC'H PARMIS LES GRANITES HERCINIENS TARDIFS DE BRETAGNE SEPTENTRIONALE (figure 1)

De tous les alignements granitiques que BARROIS [9][10][11][12] a suivi en Bretagne septentrionale le chapelet "monoliforme qui s'étend de l'Aber-Ildut, à Flamanville" est, sans doute le plus remarquable "par la composition si spéciale de la roche composante à grands cristaux roses de microcline offrant en outre des contacts très particuliers avec les terrains encaissants". Il est aussi un bel exemple des "relations des lignes tectoniques avec les venues intrusives" comme l'ont montré récemment DIDIER et LAMEYRE [22] en mettant en parallèle les régions de vieux socle (Pentévrien - Noyau Arverne - Moldanubien) et les granitoïdes à feldspath alcalin rouge ou rose.

Le massif granitique de Ploumanac'h s'insère dans cet ensemble de granites hercyniens tardifs (les "Younger Granites Hercyniens" de COGNE [17]). Il forme l'ossature de l'extrémité occidentale du Trégor (Côtes-du-Nord) lequel est, au sens géologique du terme, limité au Sud par la faille du Trégorrois [19].

LE TREGOR (figure 2)

AUVRAY a montré récemment que le Trégor est un horst divisé en deux grands ensembles, graduellement relevés vers le Nord, séparés par la faille de Tréguier, parallèle à l'accident du Trégorrois [4]. Les terrains paléozoïques (schistes, grès et quartzites du Dévonien inférieur ou moyen [28][29][30][31]) recouverts par la mer, représentent probablement des gradins symé-



triques, affaissés au Nord [4]. Les failles de Tréguier et du Trégorrois, sans doute de même âge, sont postérieures aux séries rouges de Plouezec-Plourivo (Dévonien moyen [13]) et antérieures au granite de Trédrez (320-310 MA [33]). Elles ont été actives entre le Dévonien supérieur et le Namurien.

SITUATION CHRONOLOGIQUE DU MASSIF

Le Précambrien

Des reliques de terrains très anciens (2200-1000 MA [5]) parsèment l'axe du horst (Gneiss de Porz Beni) ; ils affleurent aussi plus largement, entre le Sémaphore de Perros-Guirec et la Pointe de Bihit (Gneiss de Trébeurden). Ce sont des volcanites polymétamorphiques de nature rhyodacitique à dacitique, attribuées au "Pentévrien" [41]. Les albitophyres de Porz-Hir ont été la première série volcanique à se déposer sur le vieux socle gneissique.

Figure 2 - Carte géologique schématique du Trégor.

- | | |
|--|---|
| 1. Gneiss de Trébeurden - Porz Béni. | 8. Porphyre pétrosiliceux de Lézardrieux. |
| 2. Complexe granodioritique de Perros-Guirrec-Bréhat. | 9. Paléozoïque (Dévonien inférieur à moyen au Nord). |
| 3. Albitophyres de Porz-Hir. | 10. Séries rouges du Dévonien moyen de Plouezec-Plourivo. |
| 4. Orthogneiss indifférenciés. en traits discontinus à l'Ouest : gneiss leptynitiques, leptynites et gneiss dioritiques. | 11. Volcanites andésitiques du Dévonien moyen. |
| 5. Volcanites spilitiques de Tréguier et de Paimpol. | 12. Granites hercyniens. |
| 6. Briovérien supérieur grésopélitique. | Subsistent en blanc dans les régions immergées le Cénozoïque et les dunes hydrauliques. |
| 7. Briovérien indifférencié. | |

Il y a 650-700 MA (Cadomien précoce), l'ensemble des gneiss et des albitophyres soumis à un métamorphisme profond se "granodioritise" pour former le complexe de Perros-Guirec-Bréhat. Les puissantes coulées volcaniques sous-marines à caractère spilitique de Tréguier et de Paimpol s'épanchent au Briovérien supérieur (620 MA) [5][31]). Une sédimentation gréso-pélimitique clôture le Briovérien.

Le Paléozoïque

Lorsqu'au Cambrien (530 MA) se manifeste le volcanisme ignimbritique du "porphyre pétrosiliceux de Lézardrieux" [3] (auquel correspondent en profondeur les facies subvolcaniques de Loguivy et de Porz-Scarff), le Briovérien supérieur a déjà été plissé et la région pénéplanée [4][5][6][3].

La formation d'un important champ filonien doléritique, puis l'épanchement de laves de nature andésitique au cours de la sédimentation dévonienne du Bassin de Plouézec-Plourivo, achèvent l'histoire volcanique du Trégor. Enfin se mettent en place le massif de Trédrez au Namurien et le massif de Ploumanac'h au Stéphanien [5][33][18].

SITUATION STRUCTURALE DU MASSIF

La nature des relations entre les terrains immergés (gneiss dioritiques et leptynites - Briovérien ; orthogneiss - Briovérien ; orthogneiss - Paléozoïque) est mal connue. Bien que certains contacts aient une allure stratigraphique, par exemple : discordance du Briovérien sur le socle, trois d'entre eux sont vraisemblablement des failles (figure 2).

Le contact immergé entre le Paléozoïque et le vieux socle (orthogneiss et volcanites indifférenciés), adopte sur une partie importante de son parcours la direction ENE-WSW des failles de Tréguier et du Trégorrois, dont il semble constituer un homologue [4][1].

Il pourrait en être de même, vers le Nord-Ouest pour la limite orientée NNW-SSE, entre le Paléozoïque et une autre unité de vieux socle (leptynites et gneiss dioritiques) [2]. Les deux directions d'accidents participent d'ailleurs à la tectonique en "touche de piano" qui caractérise la Manche au Nord de la Bretagne [32].

S'ajoute vers le Sud, près de la Pointe de Bihit, l'affrontement sans doute anormal des "Gneiss de Trébeurden" avec les cornéennes litées de l'Ile Milliau d'âge briovérien tout à fait supérieur probablement.

Le Massif de Ploumanac'h a fait intrusion à l'intersection des trois accidents.

B. APERCU BIBLIOGRAPHIQUE SOMMAIRE

Dès la première édition de la carte géologique de Lannion (1909), les grandes lignes du massif de Ploumanac'h sont établies. BARROIS distingue trois grands ensembles concentriques [10]:

- le Granite de l'Aber-Ildut, externe, porphyroïde, remarquable notamment par son association intime avec "une roche sombre... passant au gabbro, qui paraît correspondre à une ségrégation ancienne du magma".
- le Granite rose de Trégastel, intermédiaire, sur lequel il ne fournit pratiquement aucune indication.
- la Granulite de l'Ile Grande, au centre du massif.

En 1930, GROVES [27], étudiant les minéraux lourds des granites de Bretagne, constate leur homogénéité dans les granites hercyniens tardifs auxquels appartient le massif de Ploumanac'h.

Il est le premier, en outre à signaler la texture orientée du granite de Traouiéros (Granite de l'Aber-Ildut).

La première étude détaillée du massif paraît en 1931 avec le travail de THOMAS et CAMPBELL SMITH [40] sur les enclaves du granite porphyroïde. Les auteurs introduisent aussi la distinction d'un faciès externe du granite de Traouiéros, le granite de La Clarté et remarquent la présence d'ocelles de minéraux clairs (feldspath et quartz) dans les roches basiques.

Quelques années plus tard, WAZALWAR [42] propose la première vue synthétique du massif et apporte de nombreux faits nouveaux. Les relations entre les enclaves basiques et le granite de Traouiéros font l'objet d'une étude géochimique, souvent reprise dans les ouvrages ultérieurs.

Dans le cadre très général de la "Lithologie de la côte du Nord de la Bretagne" [39] SANDREA présente en 1958 une nouvelle mise au point des connaissances sur le complexe granitique. La même année, CHAURIS publie une étude des pegmatites du granite de La Clarté [14]. La thèse de LOY, soutenue en 1965 [34], contient de nombreuses observations nouvelles, et notamment la mise en évidence d'une phase lamprophyrique différenciée, intercalée entre l'unité externe (Granite de l'Aber-Ildut) et l'unité intermédiaire (Granite rose de Trégastel).

Au cours de l'été 1970, j'entreprends l'échantillonnage préliminaire du massif de Ploumanac'h nécessaire aux premiers essais de thermoluminescence. Très vite un levé détaillé s'avère indispensable pour préciser l'extension et les relations de certains faciès que j'observe pour la première fois. Une deuxième campagne a lieu l'été suivant et l'essentiel des données de terrain, ainsi que les premiers résultats de thermoluminescence font l'objet d'une note préliminaire en 1972 [23]. Un peu avant BARRIERE et CHAURIS [7] présentent les observations qu'ils ont effectuées de leur côté.

Une courte étude de synthèse de BARRIERE [8], sur les roches basiques et leurs relations avec le faciès de Traouiéros paraît encore en 1972.

Enfin, mes premiers résultats de l'étude de la thermoluminescence du quartz des différents faciès sont publiés en 1973 [24] ainsi que quelques précisions sur la géologie du Massif en 1974 [25].

De cette brève revue bibliographique, il ressort que de nombreuses études ont été consacrées au Massif de Ploumanac'h et notamment aux relations entre les roches basiques et le granite de Traouiéros.

Néanmoins certains aspects ont été moins précisément explorés, voire même négligés. A ce sujet, il faut citer les différents types de contacts entre les faciès granitiques dont l'étude débouche pourtant sur la discussion de L'ORIGINE DE LA STRUCTURE CONCENTRIQUE DES MASSIFS GRANITIQUES.

Dans ce sens, la première partie du présent mémoire, fondée sur un levé détaillé insiste sur l'ETUDE DES CONTACTS qui vise, entre autres, à établir une chronologie relative des événements dans le massif. Quelques phénomènes connexes sont en outre décrits,

- les OCELLES DE QUARTZ qui renseignent sur les relations entre les roches basiques et le granite de Traouiéros ;
- les STOCKSCHEIDER qui singularisent les contacts de certains granites.



P R E M I E R E P A R T I E : G E O L O G I E



Dans la première partie sont d'abord décrits les principaux constituants du massif : LES UNITES ET LES FACIES, LES ENCLAVES ET LE CORTEGE FILONIEN (Chapitre I, II, III).

Viennent ensuite les aspects particuliers de quelques contacts :

LES OCELLES DE QUARTZ DES ROCHES BASIQUES ET HYBRIDES au coeur du problème DES RELATIONS ENTRE CES ROCHES ET LE GRANITE MONZONITIQUE DE TRAQUIEROS (Chapitre IV) ;

LES STOCKSCHEIDER, pegmatites singulières, au contact de certains granites (Chapitre V).

Enfin l'ensemble des données est intégré dans UNE ETUDE GENERALE DES CONTACTS (Chapitre VI, les contacts et l'architecture du massif) de laquelle découle une interprétation de LA SUCCESSION DES EVENEMENTS DANS LE MASSIF (Chapitre VII).

TABLEAU I

Disposition schématique des unités et des faciés du massif
Notations utilisées (voir carte géologique en annexe)

Unités	Faciés et sous faciés	
BIJ LILLE GRANITES ROUGES $\gamma 1$	$\gamma 1a$	La Clarté
	$\gamma 1b$	Traouiéros
	$\gamma 1c$	Sainte-Anne
GRANITES ROSES ET GRIS $\gamma 2$	$\gamma 2a$	Canton-Kerléo
	$\gamma 2aH$	Haren
	$\gamma 2PT$	Porz-Termen
	$\gamma 2b$	Saint-Samson
	$\gamma 2bT$	Trégastel
GRANITES GRIS $\gamma 3$	$\gamma 3a$	Porz Gélin
	$\gamma 3b$	Landrellec

PREMIERE PARTIE : GEOLOGIE

Le massif granitique de Ploumanac'h est un massif circonscrit comportant trois grandes unités en disposition grossièrement concentrique, de la périphérie vers le coeur (de la plus ancienne à la plus récente) :

- l'unité des granites rouges à gros grain -
Granite de l'Aber-Ildut - $\gamma 1$;
- l'unité des granites gris et roses à grain fin -
Granite rose de Trégastel - $\gamma 2$;
- l'unité des granites gris de l'Ile Grande -
Granulite de l'Ile Grande - $\gamma 3$.

CHAPITRE I - LES GRANDES UNITES ET LES FACIES

A. Les granites rouges à gros grain ("Granite de l'Aber-Ildut") et les roches basiques associées - Roches basiques de Sainte Anne ($\gamma 1$)

Les granites rouges confèrent au massif sa forme elliptique (environ 13 x 9 km) allongée suivant la direction N 65° E. Deux faciès principaux coexistent : le faciès de La Clarté ($\gamma 1a$) (0 à 800 m environ) constituant une différenciation externe du faciès de Traouïeros ($\gamma 1b$) auquel il passe graduellement.

1. Le facies de La Clarté ($\gamma 1a$)

Le facies de La Clarté est un granite sub-alkalin à cristaux de plagioclase blanchâtre et à cristaux plus ou moins xénomorphes, de feldspath alcalin rouges (Tableau II).

2. Le facies de Traouiéros ($\gamma 1b$)

Plus interne, le facies de Traouiéros est un granite monzonitique qui se distingue aisément du précédent par l'abondance des minéraux ferromagnésiens (biotite et hornblende), par la teinte verte de son plagioclase et par une texture porphyroïde due aux mégacristaux automorphes de feldspath alcalin rouge. La composition minéralogique du facies de Traouiéros est résumée dans le tableau III.

La roche est parcourue localement par des "joints mylonitiques" d'épaisseur décimétrique, le long desquels il est parfois possible d'observer un certain rejet (cf. 1ère Part. VI, C.3).

L'absence de différenciations pegmatitiques dans le granite monzonitique $\gamma 1b$, est un caractère qui l'oppose nettement au granite de La Clarté ($\gamma 1a$).

Le dernier se singularise en effet par la fréquence et la variété des différenciations pegmatitiques, surtout à l'Est du massif, là où il affleure largement. Les plus remarquables forment des masses irrégulières aux contours arrondis et diffus atteignant quelques mètres au plus dans leur plus grande dimension. Elles sont constituées de grands cristaux de microcline rouge (jusqu'à 20 centimè-

tres de longueur), d'oligoclase jaunâtre, d'amphibole noire (10 cm de long et parfois plus) et enfin de quartz gris, xénomorphe. On y reconnaît en outre de la biotite, de la magnétite, du sphène et de l'allanite [14].

D'autres différenciations pegmatitiques sont plus discrètes tant par leur taille que par la dimension plus faible des minéraux constitutifs, comme par exemple, les concentrations de prismes de hornblende (0,5 à 3 cm), de biotite et de cristaux de sphène (jusqu'à 2 centimètres) associés à des plages de quartz gris.

La texture orientée est en revanche une caractéristique commune à γ_{1a} et γ_{1b} . Elle est marquée par des fluidalités planaires matérialisées par l'aplatissement et l'étirement des enclaves "basiques", et par la disposition des cristaux de feldspath et de biotite.

De telles figures résultent de l'écoulement du magma parallèlement aux épontes. Elles sont obliques ou redressées et, plongent vers le centre du complexe en suggérant une disposition en cône [7].

3. Les roches basiques et hybrides de Sainte-Anne (γ_{1c})

Les roches basiques et hybrides forment plusieurs masses de taille variable, dispersées dans le granite de Traouiéros [11]. La plus importante signalée par BARROIS en 1909, puis étudiée par THOMAS et CAMPBELL SMITH en 1931 [40], par WAZALWAR en 1934 [42] et plus tard par LOY en 1967 [35], affleure depuis l'anse Sainte-Anne jusqu'à Trégastel.

Récemment BARRIERE et CHAURIS [7][8] ont établi l'existence de quelques autres masses basiques importantes au Nord (Ile de Seigle) et au Sud-Ouest (Iles Biguedec et Jaouen)*

(*) Ces dernières ne sont plus en contact avec le faciès Traouiéros, mais enclavées dans le granite rose de Trégastel (cf. 1ère Part. II.A.2).

de l'Ile Tanguy ainsi qu'au Nord-Ouest de l'Ile Canton (Ile des Peignes).

Le grand intérêt de ces affleurements est de montrer, dans de bonnes conditions d'observation, l'hybridation de roches basiques au contact d'un magma "granitique" en écoulement [8].

Plusieurs hypothèses ont été avancées quant à l'origine de ces roches. BARROIS [10] y voit une ségrégation ancienne du magma et WAZALWAR [42] le résultat de l'assimilation de roches sialiques par le "magma ultrabasique initial". THOMAS et CAMPBELL SMITH [40] les rapportent à des roches basiques anciennes de l'encaissant incorporées au toit du pluton. Enfin BARRIERE [8] a décrit leurs interactions avec le granite de Traouïéros et suggère leur origine profonde.

On distingue trois grands groupes de roches,

- les gabbronorites ;
- les gabbrodiorites ;
- les roches hybrides.

Les deux premiers sont peut-être sous la dépendance d'une différenciation initiale des masses basiques, le troisième est à relier à l'influence du magma granitique.

a - Les gabbronorites

Dans l'anse Sainte-Anne, au coeur de la plus grande des masses basiques affleurent des gabbronorites à olivine. Les roches, vert sombre et moyennement grenues se débitent en grosses dalles le long de joints amphibolitiques redressés et pentés vers le coeur du massif. Aucun pegmatoïde ne s'y observe.

Elles ont une texture ophitique facilement reconnaissable au microscope malgré la croissance poecilitique de la biotite, et contiennent de nombreux ocelles de minéraux clairs (feldspath potassique perthitique, plagioclase An 40-35) entourés d'un cerne de cristaux de clinopyroxène verdâtre disposés radialement" (Tableau IV).

b - Les gabbrodiorites

Les gabbrodiorites passent progressivement à des gabbrodiorites à grain nettement plus fin dont la constitution minéralogique moyenne est reprise dans le tableau V.

La texture ophitique est encore bien marquée. Les ocelles, nombreux, diffèrent cependant de ceux de la gabbrodiorite par leur forme irrégulière et la faible épaisseur de la couronne de ferromagnésiens.

Dans le cœur des ocelles, les minéraux adoptent une disposition concentrique et le quartz prédomine au centre d'un anneau plus ou moins continu de plagioclase et de feldspath alcalin.

c - Les roches hybrides

Les roches hybrides ont une composition minéralogique complexe. Elles se caractérisent par :

la disparition progressive du clinopyroxène au profit de la hornblende verte ;

l'augmentation du pourcentage de feldspath alcalin ;

(*) Une synthèse des observations et une mise au point bibliographique, concernant les ocelles, sont proposées dans le chapitre IV.

la diminution du titre en anorthite du plagioclase qui tend vers l'oligoclase ;

la persistance de l'apatite ;

l'apparition brutale du sphène.

La texture ophitique primitive de la roche s'estompe et devient à la périphérie de la masse basique subéquante, ou orientée parallèlement à la fluidalité planaire du granite. Les ocelles, abondants, sont morphologiquement très comparables à ceux des gabbrodiorites, mais ils admettent pourtant d'importantes modifications (cf. Part. 1, IV).

Près de l'interface des roches hybrides et du granite, dans la trame basique plus ou moins évoluée, s'ajoutent des mégacristaux de microcline rouge souvent cernés d'oligoclase (structure rapakiwi) et quelques yeux xénomorphes de microcline perthitique.

Le matériel granitique pénètre la masse basique sous forme de digitations à bords plus ou moins diffus, irrégulièrement anastomosés, qui découpent des panneaux et des enclaves allongées suivant la fluidalité planaire du granite. De telles relations n'impliquent pas nécessairement une mise en place antérieure des roches basiques, mais seulement une antériorité de cristallisation.

La présence de grands cristaux de hornblende et de biotite et la structure rapakiwi du feldspath potassique dans la plupart des veines intrusives montre la contamination du granite γ lb. En dehors des veines, un net enrichissement en plagioclase et en ferromagnésiens se remarque encore jusqu'à quelques mètres du contact.

La formation des roches hybrides résulte, de l'intervention simultanée de deux types de processus [8] :

une fragmentation et un mélange mécanique de matériel basique cristallisé dans le magma granitique en écoulement, introduisant des éléments "acides" dans les roches basiques.

*des échanges chimiques par diffusion, entre les roches basiques cristallisées et le magma granitique : transformations et recristallisations des minéraux de la trame basique, blastèse de mégacristaux *in situ*, etc).*

L'unité des granites rouges $\gamma 1$ comporte donc trois types pétrographiques dont la distinction est ancienne :

- le granite sub-alkalin de La Clarté $\gamma 1a$;
- le granite monzonitique de Traouiéros $\gamma 1b$;
- les roches basiques de Sainte-Anne $\gamma 1c$.

Les fluidalités planaires exprimées à la fois dans $\gamma 1a$ et $\gamma 1b$ révèlent la mise en place dynamique de l'unité $\gamma 1$; l'hybridation de la frange des masses basiques charriées par le magma, la contamination du granite de Traouiéros et la différenciation du granite de La Clarté sont pé-
nécontemporaines. Les effets dynamiques ne s'inscrivent que dans la frange hybridée des panneaux de roche basique dont le coeur a cristallisé dans des conditions statiques avant son insertion dans le magma granitique.

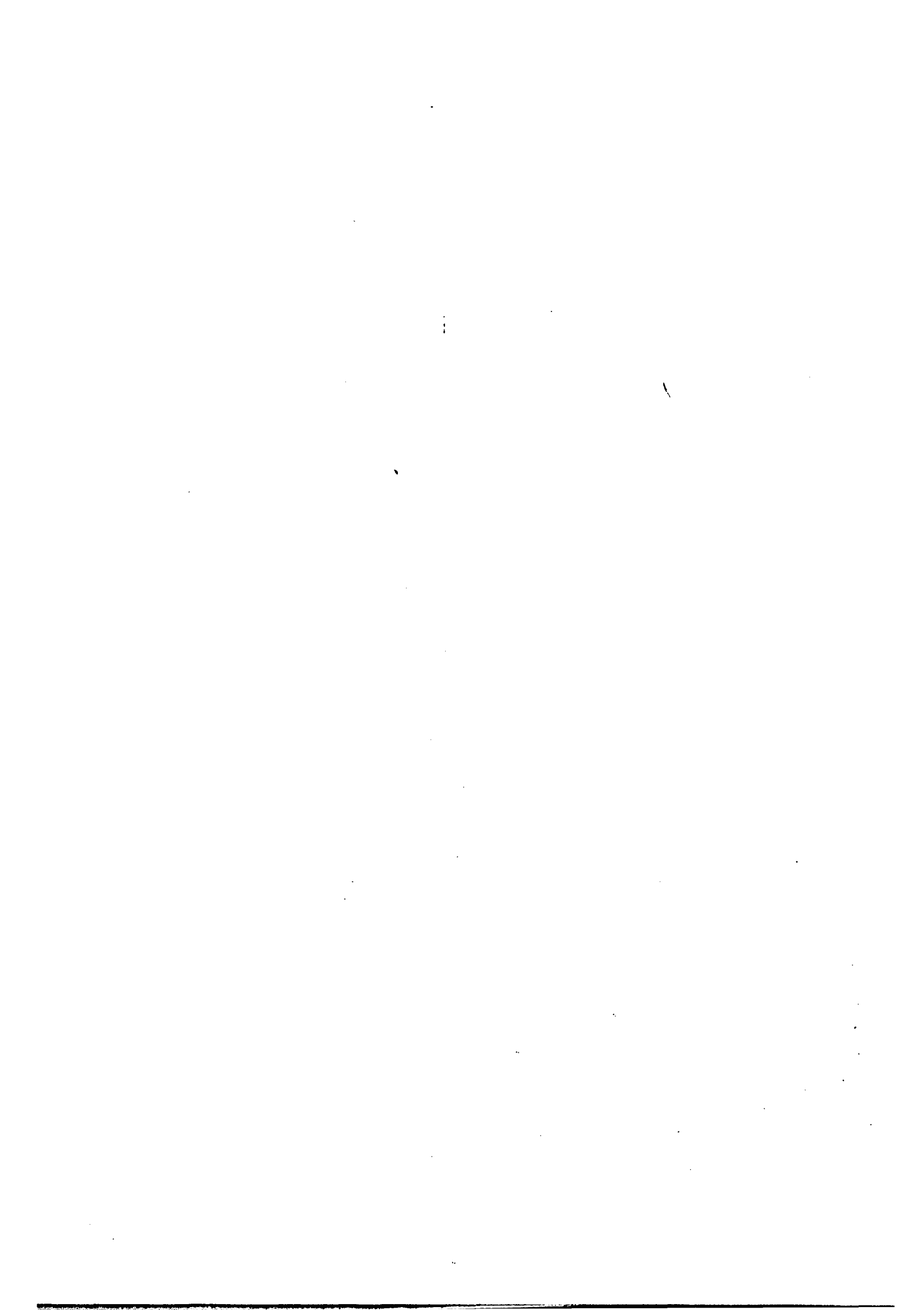
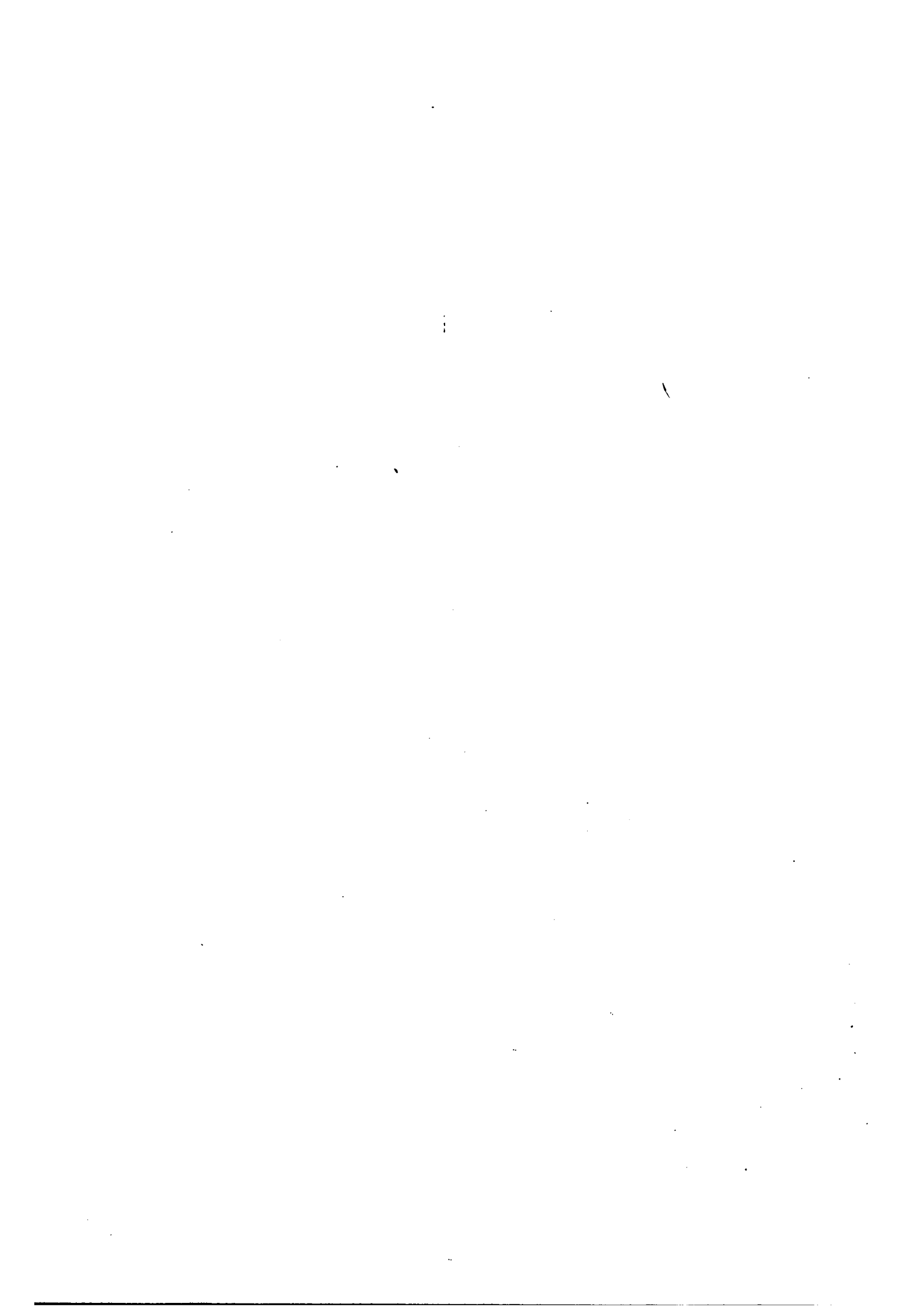


TABLEAU II

Nature et caractères principaux des minéraux du faciès de La Clarté (yla)

BU
LILLE

quartz		xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • extinction un peu onduleuse. • liseré de calcite entre les grains. 	37% ₂
feldspath potassique	microcline	xénom. à subautom. mâclé Carlsbad	<ul style="list-style-type: none"> • inclusions de petits cristaux - de plagioclase zoné et corrodé ; - de feldspath alcalin non maclé (orthose ?) • aspect trouble dû à de fines inclusions brunes irrégulièrement réparties ou mimant le quadrillage, responsable de la couleur du feldspath. 	30 à 43% ₁ 44% ₂
plagioclase	coeurs An 30-25 couronne An 20-15	subautom. à xénomorphe faibl ^t zoné	<ul style="list-style-type: none"> • le plus souvent limpide. • zonage direct, irrégulier et flou. • frange An 7 au contact du feldspath alcalin. • corrodé par le quartz. 	15% ₂
biotite	brun jaune à brun verdâtre foncé	xénomorphe à subautomorphe	• lamelles à allure déchiquetée	3,5 à
hornblende	vert bleuté foncé à brun verdâtre		• rare	6% ₁
minéraux accessoires : apatite, allanite, muscovite, sphène, minéraux opaques, zircon, fluorine.				



TABEAU III

Nature et caractères principaux des minéraux du faciès Traouieros (γ1b)

quartz		xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • aspect "saturé" des joints de grains. 	
feldspaths potassiques	microcline	automorphe à subautomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • très comparable à celui de γ1a. • perthites parfois largement exprimées (An 8). • corrodé par le quartz. 	22 à 28% ₁
	feldspath alcalin non maclé (orthose ?)		<ul style="list-style-type: none"> • très peu abondant. 	47% ₂
plagioclase	coeur An 28-30 couronne jusqu'à An 15	automorphe à subautomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • zonage en général direct et un peu flou • lacis de veinules anastomosées prolongeant au coeur de quelques plages la couronne d'oligoclase acide. • bordure albitique (An 5) autour des cristaux en inclusion dans le microcline. • bourgeons et bordures myrmékitiques. 	
biotite	jaune vert à brun vert foncé	subautomorphe à xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • parfois chloritisée. • corrodée par le microcline, inclusions, <ul style="list-style-type: none"> - gros cristaux d'allanite ; - zircon - apatite ; - fluorine dans les clivages. 	8.8 à 19.7% ₁
hornblende	bleu vert à vert brunâtre	subautomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • en petits nids, associée à du sphène et de l'apatite. 	5% ₂
minéraux accessoires : chlorite en sphérolites, calcite, mica blanc, sphène, allanite et apatite.				

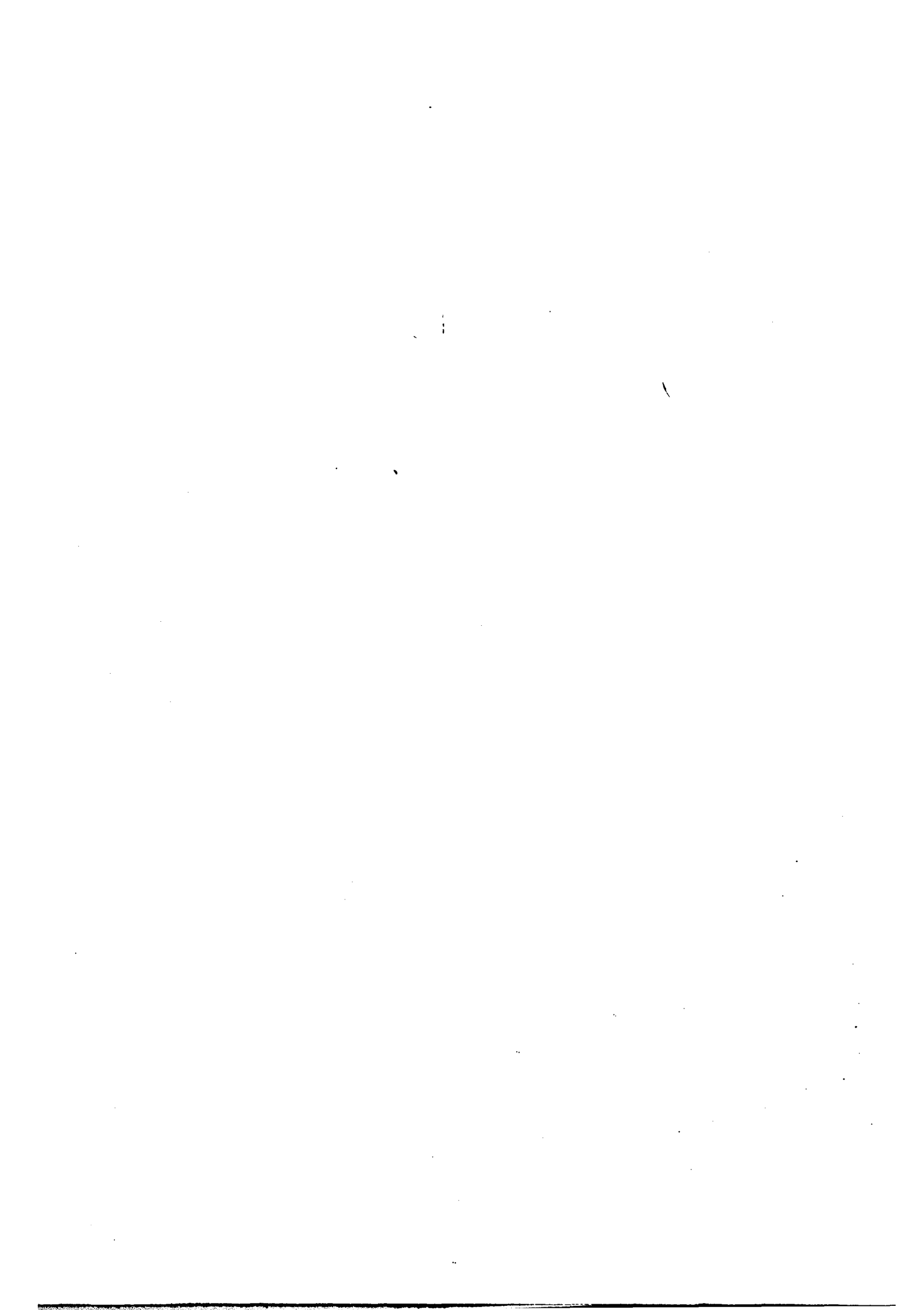


TABLEAU IV

Nature et caractères principaux des minéraux des gabbronorites

quartz		xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • en petites plages uniquement dans les ocelles. 	
feldspath alcalin		xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • présent surtout dans les ocelles (cf. ci-après) exceptionnellement en dehors. • rares et discrètes myrmékites. • toujours très trouble. 	0.34%,
plagioclase	An 75-35	automorphe à xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • trois habitus essentiels <ul style="list-style-type: none"> - cristaux allongés, maclés, souvent zonés, coeur An 75-65, couronne An 60-45 (parfois An 32-31). - cristaux xénomorphes et trapus, zonés, coeur maclé An 65 à 50, couronne irrégulière non maclée, plus ou moins poecilitique corrodant le coeur An 45-30. - quelques plages maclées interstitielles - An 35. 	25%,
olivine		globuleuse parfois subautomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • le plus souvent incluse dans le pyroxène. • paraît diversement altérée, serpentine [38] ; iddingsite [8], phyllites verdâtres ou incolores fort biréfringentes et macules opaques (pélite). 	
pyroxènes		se moulant sur les plagioclases	<ul style="list-style-type: none"> • orthopyroxène incolore. • clinopyroxène brun rosé à verdâtre souvent maclé. • un peu de hornblende verte en bordure au contact avec le plagioclase (parfois sous forme de symplectites [38] [39]). • un peu de hornblende brune. 	74.5%,
biotite	brun jaune pâle à brun rouge vif phlogopite [42]	largement poecilitique	<ul style="list-style-type: none"> • passe localement sur ses bords à un mica incolore à verdâtre. 	
minéraux accessoires : apatite en grosses aiguilles, minéraux opaques.				

BU
LILLE



TABLEAU V

Nature et principaux caractères des minéraux des gabbrodiorites

BU
MILE

quartz		xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • essentiellement dans les ocelles. • rarement interstitiel. 	
feldspath potassique		xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • exceptionnel en dehors des ocelles. • rares myrmékites. • corrode le plagioclase. 	34% ₁
plagioclase	labrador à andésine	automorphe	<ul style="list-style-type: none"> • lattes petites ou grandes, zonées et bien maclées. 	
pyroxènes	clinopyroxène surtout	subautomorphe à xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • orthopyroxène sous forme de reliques blindées. • clinopyroxène en nids de petits cristaux ou en grandes plages recristallisées non optiquement homogènes. 	66% ₁
hornblende verte		poecilitique et xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • forme avec les autres ferromagnésiens des amas riches en minéraux opaques (fantômes d'olivine ?). 	
biotite		poecilitique	<ul style="list-style-type: none"> • localement incluse dans la hornblende verte. 	
minéraux accessoires : apatite en fines aiguilles, minéraux opaques.				



B. Les granites gris et roses à grain fin ("Granite rose de Trégastel")
($\gamma 2$)*

L'unité intermédiaire du Massif, les granites gris et roses $\gamma 2$, comporte deux faciès principaux, les faciès de Canton-Kerléo ($\gamma 2a$) et de Saint-Samson ($\gamma 2b$) dont l'interface est sub-horizontale. L'unité des granites gris et roses $\gamma 2$ s'est mise en place à la faveur de l'effondrement d'une partie des granites rouges ($\gamma 1$), excentrée vers le Sud-Ouest (environ 9 x 7 km).

1. Le faciès de Canton-Kerléo ($\gamma 2a$)

Le faciès de Canton-Kerléo occupe la partie topographiquement la plus basse de l'unité $\gamma 2$. Il a une couleur grise (carrière Kerléo)** à gris rose ou violacé (Ile Canton). La roche a un grain fin, et contient des petits "phénocristaux" de feldspath alcalin ou de plagioclase et parfois des petits nids diffus de biotite (Tableau VI).

(*) Remarque : La notation des faciès $\gamma 2$ a évolué depuis nos premiers travaux sur le massif; la correspondance s'établit comme suit :

dénomination des faciès	[25] (1974)	[23] (1972)
faciès de Canton-Kerléo	$\gamma 2a$	$\gamma 2b$
sous-faciès de Haren microgranite de Porz Termen	$\gamma 2aH$ $\gamma 2PT$	$\gamma 2a$
faciès de Saint-Samson	$\gamma 2b$	$\gamma 2c$

C'est la notation proposée en 1974 qui est utilisée ici.

(**) Le "type" Kerléo occupe toujours une position topographiquement plus élevée que le "type" Canton, disposition cohérente avec la différenciation subhorizontale $\gamma 2a$ - $\gamma 2b$ (cf. 1ère Part. VI. 2.b)

Le facies γ_{2a} est variable dans le détail ; ainsi le type "Canton" montre plus de microcline que de feldspath alcalin non maclé, alors que les proportions des deux feldspaths s'équilibrent dans le type "Kerléo". En outre, le dernier contient d'abondantes myrmékites, très rares dans le premier.

2. Le facies de Saint-Samson (γ_{2b})

Le facies de Saint-Samson diffère nettement des granites précédents (facies de Canton-Kerléo et sous-facies de Haren) par sa teinte très claire (blanc, rose pâle, plus rarement violacé), sa pauvreté en biotite et sa texture saccharoïde (dimension du grain : 2 à 5 mm) (Tableau VII).

3. Le sous-facies de Haren

Le sous-facies de Haren est une variation du facies de Canton-Kerléo toujours développée sur une dizaine de mètres au contact avec le facies de Saint-Samson γ_{2b} (les relations γ_{2a} - γ_{2b} sont décrites plus loin, cf. 1ère Part.VI.B.2.b).

Il se caractérise par un grain très fin et une couleur gris brun à gris bleuté. On y remarque une tendance à la texture microgrenue et au microscope la présence de quartz en gouttelettes ou encore en association granophyrique avec le feldspath alcalin. Ces observations permettent de penser que le sous-facies de Haren constitue, sinon une bordure figée, tout au moins une zone refroidie "rapidement" au contact du granite de Saint-Samson γ_{2b} .

4. Le microgranite de Porz-Termen (γ_{2PT})

Le microgranite de Porz-Termen n'est visible que dans un affleurement très peu étendu (environ 60 x 20 m) au Nord-Ouest de Trébeurden.

La roche, grise, a une belle texture microgrenue. La nature des mégacristaux est portée dans le tableau VIII). Du quartz en grains sub-automorphes et du feldspath alcalin interstitiel forment avec quelques lamelles de biotite l'essentiel du fond microgrenu de la roche.

Les différenciations pegmatitiques sont absentes dans le microgranite de Porz-Termen ($\gamma 2PT$). Mais on les rencontre dans le granite de Canton-Kerléo ($\gamma 2a$) et surtout dans le facies de Saint-Samson ($\gamma 2b$). Le dernier montre aussi des joints particuliers formés par le grand développement des minéraux du granite, sur quelques centimètres de part et d'autre d'un joint plan jalonné de tourmaline et plus rarement de béryl (*joints pegmatitiques*).

Les *stockscheider* sont nombreux au contact de $\gamma 2b$ avec $\gamma 1$; leur description fait l'objet d'une partie importante du chapitre IV.

La texture équante et le grain généralement fin de la plupart des facies, indiquent une cristallisation assez rapide des granites $\gamma 2$. Ceci est d'ailleurs confirmé par la tendance granophyrique et microgrenue porphyrique de $\gamma 2aH$.

L'unité des granites gris et roses est donc constituée de deux faciès principaux séparés par un contact sub-horizontale.

Le faciès de Saint-Samson $\gamma 2b$ de caractère aplitique "flotte" sur le précédent. Le sous-faciès de Haren $\gamma 2aH$ est une variation du faciès de Canton-Kerlëo qui souligne systématiquement le contact avec le faciès de Saint-Samson. Ces faciès ont sans doute cristallisé rapidement.

TABLEAU VI

Nature et caractères principaux des minéraux du faciès de Canton-Kerléo (γ_2a)


quartz		xénomorphe	• extinction onduleuse	26,5% ₂
feldspaths potassiques	microcline	xénomorphe	• inclusions de quartz automorphe.	
	felds. alcalin non quadrillé.	xénomorphe à subautomorphe	• dans les deux feldspaths, zonage plus ou moins net, souligné parfois par des inclusions de quartz.	
plagioclase	An 25-10	automorphe à subautomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • plusieurs habitus - grosses plages trapues maclées à zonage récurrent, coeur An 22-20, parfois An 25-24) ; zone externe avec quelques fines zones (2 à 6) An 25-23 à An 22-20 ; parfois une frange périphérique myrmékitique An 15-14. - lattes allongées, maclées zonage parfois récurrent, coeur An 22-20 ; couronne An 19-17. - petits cristaux, non maclés mais zonés, coeur An 16 ; couronne An 11-9. • bordures et bourgeons myrmékifiques inégalement développés. 	22,5% ₂
biotite	brun vert ou brun rougeâtre à brun jaune	subautomorphe à xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • lamelles déchiquetées. • groupées en petits nids irréguliers. • altérés en chlorite chargée de minéraux opaques et d'aiguilles de rutile. • fluorine dans les clivages. 	6 à 10% ₁
<p>minéraux accessoires :</p> <p>muscovite associée à la chlorite, calcite associée au plagioclase, zircon, apatite.</p>				



TABLEAU VII

Nature et caractères des minéraux du faciès de Saint-Samson ($\gamma 2b$)


quartz		subautomorphe à automorphe	<ul style="list-style-type: none"> • extinction en général homogène 	
feldspaths potassiques	microcline	subautomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • parfois zoné et un peu poecilitique (inclusions de biotite, muscovite, plagioclase). 	
	feldspath alcalin non quadrillé	subautomorphe à xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • souvent corrodé et partiellement microclinisé. • un peu perthitique. • les deux feldspaths sont saupoudrés de fines inclusions brunâtres responsables de la couleur rose du minéral (cf. $\gamma 1$). • abondants et gros bourgeons de myrmékite. 	
plagioclase		automorphe	<ul style="list-style-type: none"> • zonage discret parfois récurrent : An 25-24 à An 23-22. 	
biotite		subautomorphe à xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • lamelles squelettiques et déchiquetées chargées de minéraux opaques. • altérée en chlorite et muscovite avec un peu d'épidote. 	2,5 à 6.7%
minéraux accessoires : calcite, mica blanc dans les plagioclases et les feldspaths alcalins.				



TABLEAU VIII

Nature et caractères principaux des phénocristaux du microgranite de Porz Termen (γ2PT)

BU
LILLE

<i>quartz</i>		globuleux parfois autom.	<ul style="list-style-type: none"> • bordures amoéboïdes.
<i>feldspaths potassiques</i>	<i>microcline</i>	xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • plus ou moins interstitiels. • bordures myrmékittiques rares et incomplètes.
	<i>feldsp. alcalin non quadrillé</i>	globuleux subautomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • localement poéclittique. • parfois entouré par une auréole de microcline. • toujours frangé d'une bordure myrmékittique.
<i>plagioclase</i>		subautomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • chargé d'inclusions sur ses bords. • zonage fréquent, souvent simple et normal, coeur An 30-25 ; couronne An 15.
<i>biotite</i>	brun rouge à jaune verdâtre	automorphe à xénomorphe (altérée)	<ul style="list-style-type: none"> • chloritise (muscovite et épidote).



C. Les granites gris de l'Ile Grande ("Granulite" de l'Ile Grande)
($\gamma 3$).

Les granites gris de l'Ile Grande occupent une coupe dissymétrique au coeur du complexe (environ 4,6 x 3 km). Au centre, affleure un granite gris bleu, le *faciès de Porz Gélín* ($\gamma 3a$) qui passe plus ou moins progressivement vers l'extérieur (on peut observer, localement des contacts francs) à un granite orienté, plus clair, à deux micas et à taches de pinnite, le *faciès de Landrellec* ($\gamma 3b$).

1. Le faciès de Porz Gélín ($\gamma 3a$)

Le faciès de Porz Gélín se caractérise par un grain fin et une texture équante, (au maximum 2 à 3 mm) et ne contient jamais de tache de pinnite ; la muscovite ne forme que de très petites plages à peine visibles à l'oeil nu. Sa composition minéralogique est décrite dans le tableau IX. (Des lamelles de biotite tordues et des reliques de grains de quartz dilacérés indiquent semble-t-il la cicatrisation d'une déformation précoce).

2. Le faciès de Landrellec ($\gamma 3b$)

Le faciès de Landrellec est typique sur quelques centaines de mètres en bordure de l'unité des granites gris de l'Ile Grande et montre d'abondantes taches de pinnite. Les minéraux cristallisent plus largement que dans le granite de Porz Gélín ; c'est le cas surtout de la muscovite (3 à 5 mm) et de la biotite (jusqu'à 1 cm). Il se singularise enfin par une fluidalité matérialisée par la biotite et à laquelle échappe la muscovite de cristallisation plus tardive. Les figures d'écoulement très nettes près de la limite externe du granite à deux micas, s'évanouissent rapidement vers l'intérieur (tableau X).

Entre les deux facies typiques, existent des types intermédiaires. La limite entre le facies de Porz Gélín ($\gamma 3a$) et le facies de Landrellec ($\gamma 3b$) est très imprécise ; elle a été tracée à l'endroit où les grandes lamelles de biotite et/ou les taches de pinnite apparaissent nettement à l'oeil nu.

Le développement de nombreux *schlieren* biotitiques et l'abondance des *différenciations pegmatitiques* dans le granite de Landrellec ($\gamma 3b$), distinguent encore ce granite du facies de Porz Gélín ($\gamma 3a$). Les *pegmatites*, uniquement développées dans $\gamma 3b$, en masses arrondies aux limites floues s'observent surtout comme les *schlieren* entre l'extrémité occidentale de l'Ile Grande et de l'Ile Toënnot.

Les *schlieren* micacés à biotite et muscovite matérialisent de grandes surfaces, plus ou moins ondulées, parallèles à la fluidité du granite. Certains d'entre eux à quartz et muscovite seule, appauvris en feldspath, tendent vers un *greisen*. Les *schlieren* révèlent par leur pendage à 80° vers l'Ouest, l'allure très redressée du contact du granite de Landrellec ($\gamma 3b$) avec le facies Canton-Kerléo ($\gamma 2a$) qui n'affleure jamais dans cette région.

Les caractères principaux du granite différencié de Landrellec : muscovitisation, plagioclases frangés d'oligoclase acide ou d'albite, concentrations planaires à affinité de *greisen*, se rapprochent de ceux d'un *leucogranite* au sens large.

L'unité des granites gris de l'Ile Grande γ_3 est donc constituée de deux facies principaux reconnus récemment :

le facies de Porz Gélinc γ_{3a} , central est équant,

le facies de Landrellec γ_{3b} , périphérique, orienté, a un caractère leucogranitique.

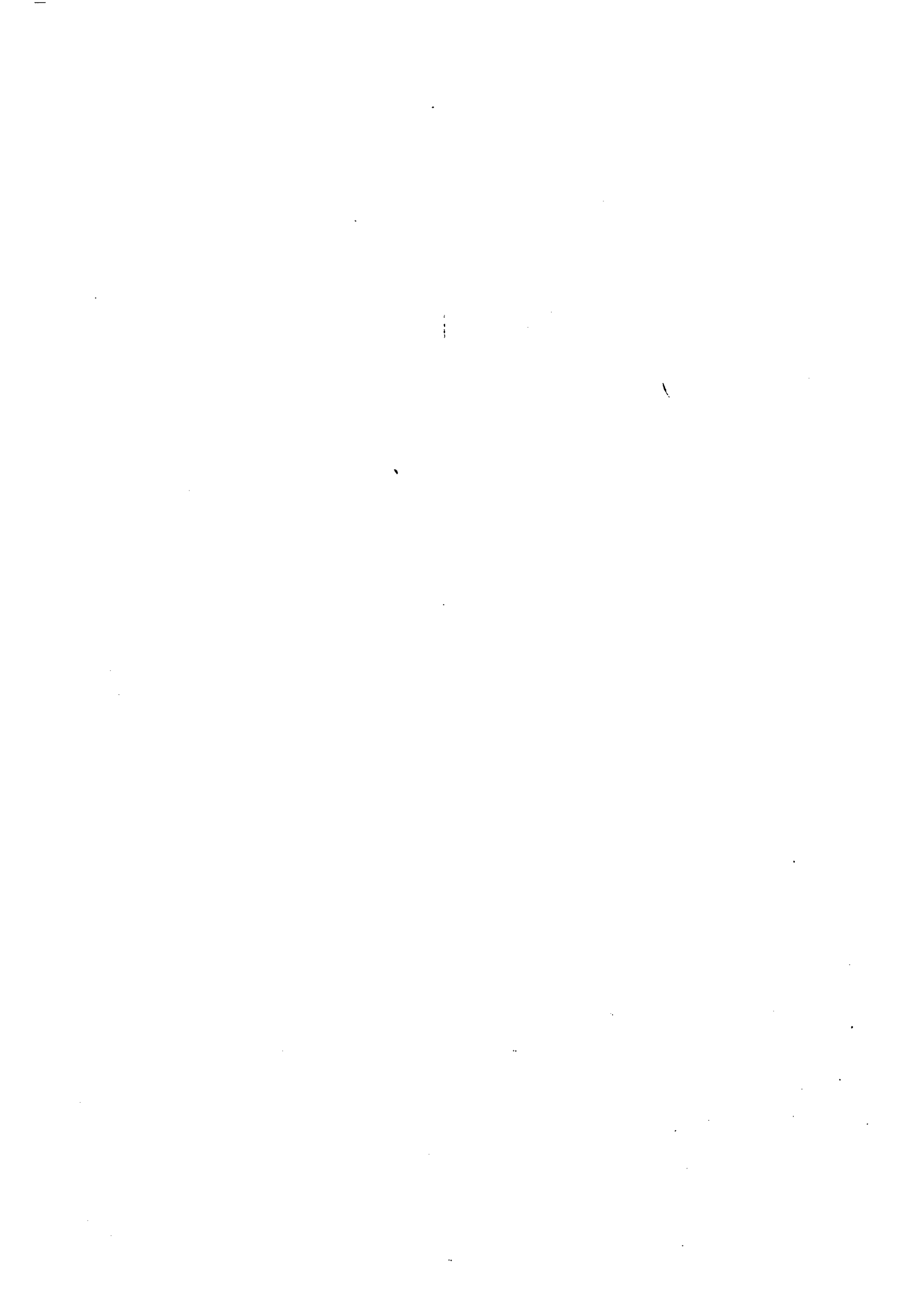


TABLEAU IX

Nature et caractères principaux des minéraux du facies de Porz Gélín (γ3a)


quartz		xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • extinction irrégulière souvent en mosaïque. • joints de grain souvent finement suturés. • plages à allure parfois étirée et dilacérée. 	
feldspaths potassiques	microcline	poecilitique xénomorphe à subautomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • deux habitus <ul style="list-style-type: none"> - bien zoné en plages à tendance automorphe. - non zoné et presque interstitiel. 	
	feldspath alcalin non quadrillé	subautomorphe à xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • plus ou moins microclinisé et corrodé par le quartz. 	
plagioclase	An 28-12	automorphe	<ul style="list-style-type: none"> • grandes plages trapues fortement zonées, coeur An 28-25 ; zone intermédiaire An 25-20 et récurrences An 27-25 ; zone corticale parfois myrmékitique An 17-12. • lattes plus allongées à zonage moins net, mais équivalent. • bourgeons de myrmékite abondants et volumineux. 	
biotite		rarement automorphe	<ul style="list-style-type: none"> • lamelles souvent déchiquetées, parfois tordues. • plus ou moins complètement chloritisée. • fluorine dans les clivages et sur la chlorite. 	10 à 15%
<p>minéraux accessoires : muscovite, épidote, minéraux opaques et gros prismes d'apatite associés à la biotite, chlorite en petits sphérolites, muscovite bien cristallisée fréquente dans le plagioclase, plus rarement dans la roche, calcite.</p>				



TABLEAU X

Nature et caractères principaux des minéraux du faciès de Landrellec ($\gamma 3b$)

quartz		xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • extinction tantôt homogène tantôt très irrégulière. • joints de grain moins fréquemment suturés. 	
feldspaths potassiques			<ul style="list-style-type: none"> • feldspaths alcalins très comparables à ceux de $\gamma 3a$. 	
plagioclase	par rapport à $\gamma 3a$ diminution du titre en anorthite An 22-0	automorphe	<ul style="list-style-type: none"> • grandes plages trapues zonées, cœur An 22-18 ; zone intermédiaire à récurrences basiques An 20-12 ; couronne An 10-0. • petites plages non zonées, parfois myrmékitiques An 15-10. 	
biotite	brun rouge à brun pâle	automorphe	<ul style="list-style-type: none"> • grandes plages largement cristallisées ; • parfois profondément chloritise. • fréquemment associée à la muscovite (clivages parallèles). • parfois prise en "sandwich" ou entourée par le mica blanc. 	6.7 à 8.1
muscovite	légèrement pléochroïque	automorphe	<ul style="list-style-type: none"> • grandes lamelles souvent poecilites. 	au moins jusqu'à 4%
"cordierite"	"pinnite" (phlogopite, biotite et muscovite).	automorphe à xénomorphe	<ul style="list-style-type: none"> • forme globuleuse du cristal pseudomorphosé parfois conservée. 	
Minéraux accessoires : apatite abondante. Localement tourmaline en petites cocardes (quelques centimètres)				



CHAPITRE II - LES ENCLAVES

Les enclaves sont nombreuses et variées dans le massif, aussi ne décrirons-nous sommairement que les types les plus fréquents*.

A. Les enclaves basiques

Les enclaves basiques semblent provenir pour la plupart de la dilacération des masses hectométriques à kilométriques plus ou moins hybridées, signalées précédemment (cf. 1ère Part. I. A.3.c). Nous nous bornerons à la distinction des deux types les plus abondants, les roches hybrides et les "diorites quartziques" (Vaugnérites).

1. Les enclaves de roches hybrides

Les enclaves de roches hybrides sont communes surtout dans γ_{1b} . Les plus petites, discoïdes (centimétriques à décimétriques) comme les plus grandes, se couchent dans la fluidité du granite. Leur texture est porphyroïde ; sur un fond plus ou moins finement grenu résultant de la transformation de la trame basique originelle se détachent quelques mégacristaux de nature diverse.

Le fond microgrenu, équiant ou orienté, comporte du quartz, du microcline amoéboïde, du plagioclase An 28-30, de la biotite, de la hornblende et accessoirement de la chlorite, du sphène et de l'apatite.

(*) Les enclaves granitiques, résultant de l'inclusion d'un faciès dans un autre sont mentionnées ci-après (1ère part. VI. B).

Les mégacristaux sont essentiellement représentés par des cristaux de microcline rouge à structure rapakiwi, des porphyroblastes de feldspath alcalin, des grandes lattes de plagioclase An 25-20 plus ou moins microclinisé, des prismes de hornblende et des ocelles de quartz.

2. Les enclaves de "diorite quartzique" (Vaugnérite)

Des "diorites quartziques" à grain moyen ou fin, très riches en biotite, à oligoclase basique ou andésine forment des enclaves présentes dans la quasi totalité des facies du massif. Elles sont souvent anguleuses, à limite franche ou localement diffuse et de petite taille (décimétriques). Dans γ lb toutefois, elles sont arrondies, plus ou moins allongées dans la fluidalité du granite et atteignent parfois une centaine de mètres de long.

Elles renferment des plages de hornblende verte et de biotite largement poecilolitiques. Les grandes lames (5 mm et plus) de mica noir donnent aux cassures de la roche un aspect caractéristique. Amphibole et mica noir existent aussi en petits nids disséminés entre les plagioclases qui conservent localement leur architecture ophitique; le sphène et l'apatite sont abondants. De la fluorine s'observe dans les clivages de la biotite. Les ocelles ne se rencontrent qu'exceptionnellement.

3. Répartition

Dans l'unité des granites rouges, les enclaves basiques abondantes et diversifiées sont intimement associées au facies de Traouiéros.

Dans l'unité des granites gris et roses, elles sont plus rares. Leur forme anguleuse montre qu'il s'agit de panneaux ou de fragments détachés du toit de la chambre magmatique. La grande enclave qui affleure à l'Ouest de l'Ile Tanguy ainsi que d'autres plus petites se présentent

souvent en enclaves doubles avec le granite monzonitique.

Dans l'unité des granites gris de l'Ile Grande, les enclaves basiques sont rarissimes. Une diorite quartzique a été signalée dans le granite de Porz Gélén [38].

B. Les enclaves microgrenues

Elles sont peu abondantes. On les rencontre surtout dans les faciès de Canton-Kerléo et de Landrellec.

Des enclaves microgrenues "mouchetées", gris plus ou moins foncé, toujours de petite taille (décimétriques au maximum) sont strictement localisées dans les granites de Canton-Kerléo et de Haren (γ_{2a} - γ_{2aH}) (ou en double enclave dans le faciès de Saint-Samson). Elles sont arrondies ou un peu étirées en petites flammes et à bords un peu diffus.

Dans le faciès de Landrellec (γ_{3b}) s'observent sporadiquement des petites enclaves microgrenues claires, beaucoup plus riches en feldspath potassique, caractérisées par l'abondance de quartz en gouttelettes et par une tendance à la texture granophyrique.

L'origine des enclaves microgrenues de γ_{2a} et γ_{3b} est sans doute à rechercher dans des produits de cristallisation précoces (DIDIER, [117][118]).

C. Les enclaves métamorphiques [35][39][40][42]

Le type le plus abondant est une *cornéenne litée* que l'on connaît en place au contact du massif à l'Ile Milliau. L'alternance de niveaux (5 mm à 1 cm) clairs et foncés (plus riches en biotite) lui donne un aspect caractéristique. Au microscope, la roche montre une texture polygonale et fréquemment *des minéraux de métamorphisme*. L'andalousite, la sillimanite, la cordiérite et des reliques de grenat y ont été décrites.

Les enclaves, anguleuses, de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres sont réparties dans presque *tous les facies* du massif.

Rares et petites dans le facies de La Clarté γ_1a , les enclaves métamorphiques sont nombreuses et de grande dimension dans le facies de Traouiéros (γ_1b). Le plus souvent sans orientation privilégiée, elles peuvent toutefois former de longs panneaux étroits dont les limites et le litage s'orientent parallèlement à la fluidalité du granite. De tels panneaux jalonnent le contact γ_1b - γ_2 entre Haren et l'Ile Tanguy. Les petites enclaves ne prennent que rarement une disposition comparable. Les mêmes xénolites se retrouvent dans le granite de Canton-Kerléo (γ_2a), où ils sont plus petits et plus rares, et jusqu'au coeur du massif dans le facies de Porz Gélén (γ_3a). Ils manquent semble-t-il dans le facies de Saint-Samson (γ_2b).

Il faut encore signaler dans γ_1b des fragments de quartzite, et d'arkose, dans γ_2a des enclaves de gneiss à microcline ou à plagioclase (An 30-25) et dans γ_3a des petits fragments de gneiss très appauvris en minéraux clairs.

La figure 3 résume succinctement les aspects principaux de cette brève revue des enclaves. On y voit que :

- les enclaves microgrenues sont nombreuses dans γ_2a ;
- les enclaves basiques et les enclaves de cornéenne, abondantes

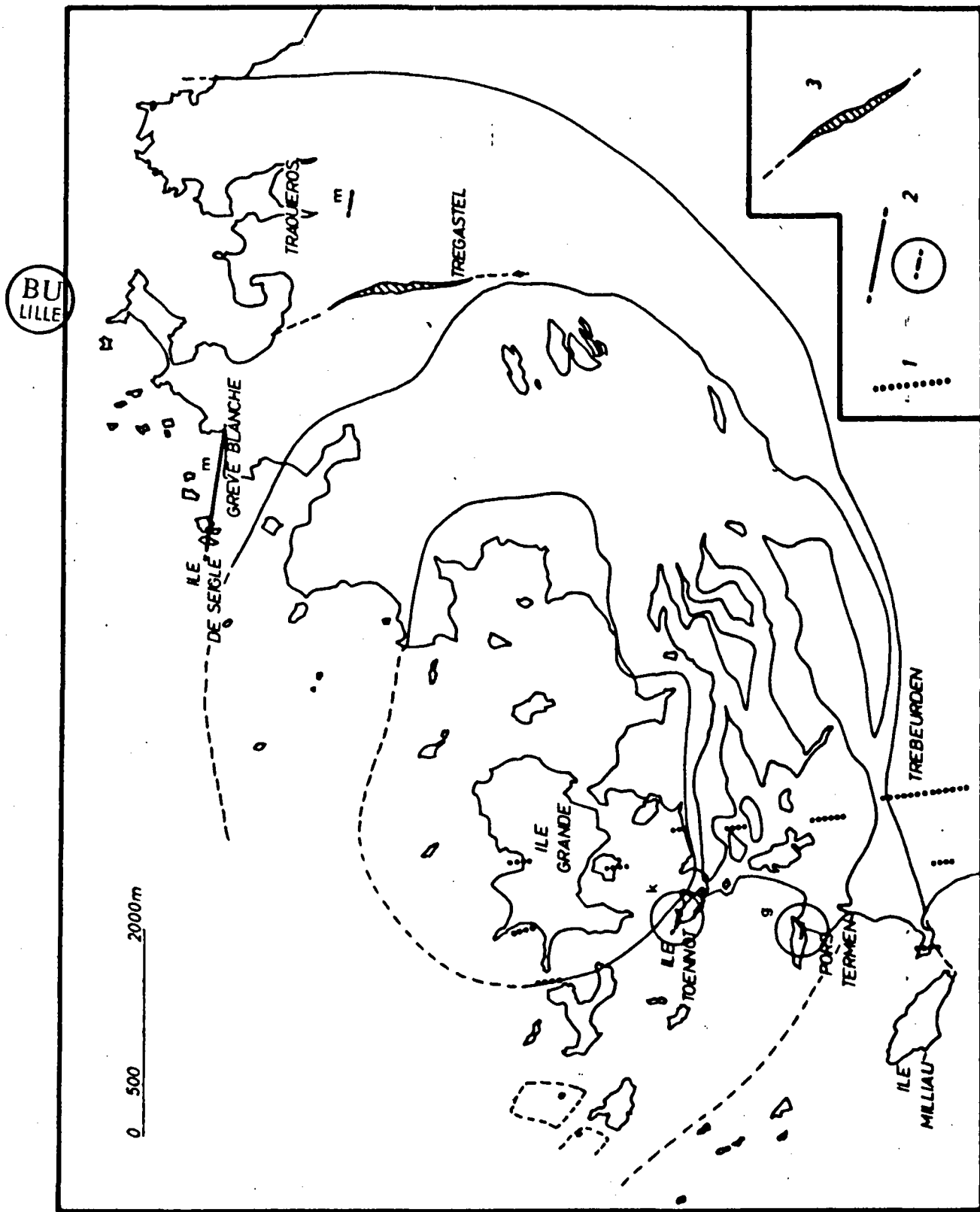
dans $\gamma 1b^*$, deviennent beaucoup plus sporadiques dans $\gamma 2$ et $\gamma 3$, où leur introduction n'a pu se faire que par le relais des xénolites de $\gamma 1$ (doubles enclaves) ;

- les enclaves de gneiss ont une distribution différente. Elles sont assez fréquentes dans $\gamma 2a$, mais absentes dans $\gamma 1b$, aussi est-il difficile d'invoquer un héritage à partir des granites rouges. On peut penser que l'effondrement de l'unité $\gamma 1$, à la faveur duquel se met en place l'unité $\gamma 2$, a atteint en profondeur l'encaissant du massif.

	Enclaves basiques		Enc. métamorphiques		Enclaves microgr.
	Hybrides	Vagnérite	Cornéen. litée	Gneiss	
$\gamma 1a$			■		
$\gamma 1c$	origine des enclaves basiques				
$\gamma 1b$	■	■	■		
$\gamma 2a$	■	■	■	■	■
$\gamma 2b$					
$\gamma 3a$		■	■	■	
$\gamma 3b$					■

Figure 3 - Répartition schématique des principales enclaves.

(*) Par ailleurs leur rareté dans $\gamma 1a$ laisse supposer que leur incorporation est *pro parte* antérieure à la différenciation des granites rouges ($\gamma 1$).



CHAPITRE III - LE CORTEGE FILONNIEN

Le cortège filonien (figure 4), comporte :

- plusieurs générations de roches claires regroupées sous le vocable d'aprites dont l'aprite de Trégastel, remarquable, par son importance ;
- un ensemble de roches allant d'une kersantite [35][36] à un microgranite [23] avec comme terme intermédiaire une micromonzonite quartzique [35] [39];
- un filon de dolérite [39];
- des filons de quartz [35].

A. Les aprites

Les aprites forment des veines minces, de 10 à 30 cm, jusqu'à 1 ou 2 mètres, rose pâle à blanchâtre. Leur composition minéralogique, fort homogène (quartz, orthose, microcline, plagioclase An 30-25, accessoirement biotite, chlorite, grenat et tourmaline) ne permet pas de les distinguer les unes des autres. Elles admettent très fréquemment des expressions pegmatitiques ("Aplopegmatite"), parfois à structure de *stockscheider* développés alors contre les épontes en gros bourgeons arborescents de feldspath associé à du quartz à structure graphique. Quelques filons sont entièrement constitués de pegmatite comme à l'Ile Milliau par exemple.

Nous verrons que les relations avec les différentes unités permettent de distinguer au moins trois générations successives.

Figure 4 - Localisation des principaux filons

(1) filons de quartz, (2) filons de kersantite (k), micromonzonite quartzique (m) et microgranite (g), (3) aprite de Trégastel.

B. L'aplite de Trégastel ($\gamma 2bT$) [25][40][42]

L'aplite de Trégastel avait déjà été reconnue par THOMAS et CAMPBELL-SMITH ainsi que par WAZALWAR. Elle forme une grosse veine, pendant faiblement vers l'Est, d'au moins vingt mètres d'épaisseur au Nord du Bourg. Quelques petits filons adventifs décimétriques plus ou moins anastomosés s'en échappent. La puissance de ce filon lui confère une influence morphologique notable.

La composition minéralogique est proche de celle des autres aprites mais diffère néanmoins par la présence de la spessartine.* La biotite est rare mais largement cristallisée. Quartz et feldspath s'associent fréquemment en micropegmatite. Des nids diffus de minéraux (sub)-automorphes plus largement cristallisés ponctuent le fond de la roche.

La présence d'un *stockscheider* très particulier au contact avec l'encaissant la distingue aussi des autres aprites (1ère Part. V.A.2.a). Nous verrons que l'aplite de Trégastel doit être rattachée au faciès de Saint-Samson ($\gamma 2b$) (1ère Part.VI.C.2).

C. Les filons de kersantite, de micromonzonite quartzique et de microgranite [23][36][39]

Ces roches forment plusieurs filons subverticaux, intercalés entre les granites $\gamma 1b$ et $\gamma 2$ (cf.VI.C.3). Pour la plupart orientés WNW-ESE, ils ont une épaisseur qui augmente d'Ouest en Est (5 à 40 cm jusqu'à 1 m). Certains, qui se suivent sur près d'un kilomètre, disparaissent par place en adoptant l'allure de lentilles très allongées. Des corps comparables mais de dimensions plus modestes (de l'ordre de 1 m x 5 cm) voisinent souvent avec les filons principaux.

(*) la spessartine tapisse parfois des petits joints.

1. La kersantite

La kersantite décrite par LOY est visible à deux endroits, à l'Est et à l'Ouest de la pointe de l'Ile Toënnot. C'est un petit dyke d'une épaisseur de 30 à 50 cm, vertical à l'Est, penté à 70-55° vers le Nord à l'Ouest où il paraît avoir basculé avec le panneau de γ lb le contenant.

La kersantite a une texture fluidale nette et contient du plagioclase automorphe souvent séricitisé (coeur An 45-50, parfois moins ; couronne An 24-25), du quartz xénomorphe, de la biotite brune, un peu de hornblende. Parmi les minéraux accessoires, le sphène est abondant.

2. La micromonzonite quartzique

La micromonzonite quartzique forme deux filons verticaux d'environ 20 cm d'épaisseur, que l'on peut suivre sur près d'un kilomètre entre l'Ile de Seigle et la pointe Ouest de la Grève Blanche. D'abord distants d'une dizaine de mètres au maximum, ils convergent vers l'extrémité Est de la même grève où l'on n'observe plus qu'une seule veine d'un mètre d'épaisseur. Au-delà, un autre filon comparable a été signalé dans la vallée du Grand Traouiéros.

La composition minéralogique de la roche est la suivante [35] :

plagioclase automorphe en lattes (coeur An 35, couronne An 20), orthose, quartz, hornblende verte, biotite et accessoirement augite, sphène, minéraux opaques et apatite.

3. Le microgranite

Le microgranite n'a été reconnu que récemment [23] au Nord de Porz Termen. Le filon, mince (de 10 à 20 cm) et vertical, présente une fluidalité planaire, subverticale et oblique sur les épontes, marquée surtout par des petites enclaves allongées à aspect de micaschiste. La texture de la roche est microgrenue porphyrique. Les associations micropegmatitiques quartz-feldspath sont fréquentes.

Le plagioclase (coeur An 35 - bordure An 20), l'orthose et le quartz forment avec la biotite l'essentiel des phénocristaux. Le fond comporte en plus du microcline xénomorphe.

Les enclaves micacées renferment outre la biotite, de longues lattes de plagioclase séricitisé et de la chlorite. Les minéraux accessoires sont l'épidote, le sphène, la chlorite et les minéraux opaques.

D. Les filons de quartz

Des filons de quartz, épais parfois de plusieurs mètres, remplissent des dislocations tardives dans une bande orientée Nord-Sud axée sur l'Ile Grande et Trébeurden. Ces fractures semblent prolonger l'accident NNW-SSE repéré au large par LEFORT et AUVRAY [2] (figure 2 et 4).

R E M A R Q U E : La dolérite "banale", postgranitique signalée par SANDREA [40] n'a pas été retrouvée.

Le cortège filonien, peu développé, comporte donc des types pétrographiques *variés*. Les aplites, de composition très homogène sont les filons *les plus fréquents*. La kersantite et les roches associées, beaucoup plus rares, sont en revanche *plus diversifiées*.

CHAPITRE IV - LES OCELLES DE QUARTZ DES ROCHES BASIQUES ET HYBRIDES

A. Aperçu bibliographique

Le terme *ocellaire* a été introduit en 1887 par ROSENBUCH pour décrire une texture, fréquente dans les lamprophyres, marquée par la présence de *petits corps clairs arrondis* de nature diverse (quartz, feldspath, chlorite et calcite, parfois associés et disposés de façon concentrique) entourés d'une *couronne sombre* de biotite.

READ, en 1926 [55] au terme d'un inventaire de travaux mentionnant les ocelles et leurs origines possibles dans les lamprophyres ("endomorphie contact effect", pseudomorphose, druse, etc...) retient la possibilité d'un *remplissage tardif de cavités vésiculaires* apparues par dégazage du magma.

En 1932, THOMAS et CAMPBELL SMITH décrivent de tels ocelles dans les roches basiques et hybrides du massif de Ploumanac'h. Après avoir exclu deux origines possibles - *xénocristaux de quartz et cristallisation primaire* - ils relient l'apparition des ocelles à l'*hybridation de la norite par le magma granitique*. La plupart des réactions se solde comme l'ont montré les auteurs par une libération de silice qui aurait alors rempli des *cavités préexistantes tapissées de cristaux d'augite*. Enfin selon eux le remplacement du clinopyroxène par la hornblende à partir de l'extérieur doit être rapporté aux derniers stades de l'hybridation.

Plus récemment (1962), dans une étude de roches hybrides d'Irlande ANGUS [42] propose un schéma d'évolution des ocelles. Dans un premier stade, le quartz forme des porphyroblastes discrets intimement associé à du plagioclase. La couronne de hornblende (avec d'occasionnelles reliques de pyroxène) est elle-

même irrégulière et clairsemée. Puis le quartz tend à occuper le coeur de l'ocelle repoussant le plagioclase vers l'extérieur contre la couronne d'amphibole qui devient plus continue.

Enfin ne subsiste plus que le quartz (à l'exception de quelques rares témoins de feldspath) ceinturé par des cristaux subautomorphes et jointifs de hornblende. La transformation ultime, la destruction de la couronne de ferromagnésien amène enfin la disparition de l'ocelle. Comparant les ocelles aux xénolites "acides" inclus dans des roches basiques, l'auteur suggère de voir dans le cerne "cafémiq" une *auréole de réaction* du matériel basique au contact des fluides siliceux et alcalins provenant du magma granitique, et réfute la nécessité d'une cavité préexistante.

Quelques années plus tard, en 1969, HANUS et PALICOVA [47][48] proposent une hypothèse fort différente selon laquelle les ocelles constitueraient des *pseudomorphoses de phénocristaux d'olivine*. Ils apparaîtraient au terme d'une évolution complexe de roches volcaniques basaltiques recristallisées topochimiquement en condition statique après une altération hydrothermale.

Cette interprétation a fait l'objet en 1971 d'une discussion détaillée par ANGUS [44].

Enfin BOISSONNAS [56] pense qu'il est possible d'envisager l'origine des ocelles à la lumière des expériences de GREEN et RINGWOOD [46] sur l'origine de la série calco-alcaline par fusion partielle d'éclogite. "Dans certaines conditions (P élevée, en particulier), la phase liquidus est constituée par du quartz ; ce quartz devient instable à pression plus faible". On peut penser que ce développe alors la couronne réactionnelle de ferromagnésiens (?).

La ressemblance avec les auréoles de réactions frangeant les xénolites acides insérés dans un magma "basique" a été maintes fois évoquée. De telles franges ont été abondamment décrites notamment par LACROIX en 1893 [49] et par de MUIR (1953) [54] dont le travail contient une importante revue bibliographique. Les publications plus récente de MAURY et BIZOUARD (1973-74)

sur les interactions entre enclave acide et magma basaltique ou trachytique [45][50][51][52], apportent les données les plus récentes sur cet aspect des relations basique-acide.

En bref, les principales hypothèses proposées par les auteurs pour expliquer l'origine des minéraux clairs des ocelles sont les suivantes :

- 1 - Pseudomorphose de cristaux d'olivine ;
- 2 - Remplissage tardif d'une cavité miarolitique ;
- 3 - Quartz (ou minéral) primaire ;
- 4 - Xénocrystal ;
- 5 - Apport alcalin et siliceux lié à une hybridation par un magma granitique ;
- 6 - Libération sur place de silice par une réaction du type :
hyperstène + anorthite → augite + Si O₂,

et pour l'origine de la couronne de ferromagnésiens :

- 7 - Disposition des cristaux tangentielllement autour d'une bulle dans un magma en cours de dégazage ;
- 8 - Tapissage d'une miarole par des cristaux d'augite ;
- 9 - Rejet mécanique des cristaux de la trame de la roche autour d'un porphyroblaste en cours de croissance ;
- 10 - Auréole de réaction autour
 - . de xénocristaux de quartz
 - . de germes de minéraux clairs liés à une hybridation par un magma granitique ou à la libération de SiO₂ sur place (cf. ci-dessus en 6).

L'hypothèse 1 paraît peu vraisemblable comme l'a montrée ANGUS. Dans le cas précis des roches basiques de Sainte-Anne, la seule observation de la texture ophitique de la gabbrodiorite où les ocelles sont abondants s'oppose à une telle explication. De plus, les ocelles ne montrent jamais de relations privilégiées avec les cristaux d'olivine. L'origine primaire du quartz (hypothèse 3) proposée par BOISSONNAS est séduisante, mais elle omet de tenir compte du fait que le premier minéral à cristalliser dans l'ocelle

est un feldspath (andésine sodique, feldspath potassique) [40] [43]. Il paraît logique d'exclure la présence de miaroles (hypothèse 2) en raison du caractère plutonique de la roche. Par ailleurs, la régularité de la taille et de la répartition des ocelles, ainsi que leur évolution (cf. ci-après) se concilient mal avec une origine "étrangère" (hypothèse 4).

Seules subsistent en définitive les hypothèses 5 et 6 : apport alcalin et siliceux lié à une hybridation ou libération sur place de silice.

Il ne reste plus, pour les couronnes que les propositions 9 et 10.

Si les effets mécaniques (hypothèse 9) interviennent parfois (dilatation de l'ocelle, dislocation de la couronne de minéraux foncés) ils ne peuvent expliquer sa formation. En effet, les minéraux qui apparaissent, *diffèrent* (au moins au début du phénomène) *de ceux du fond de la roche, tant par leur nature* (clinopyroxène verdâtre dans l'ocelle, rosé dans la roche) *que par leur habitus* (petits cristaux automorphes dans l'ocelle, grandes plages xénomorphes dans la roche).

Finalement l'hypothèse 10, *auréole réactionnelle autour de germes de minéraux clairs paraît la plus vraisemblable.*

Les minéraux du coeur de l'ocelle peuvent avoir en définitive deux origines :

ou bien externe, sous la forme d'un apport alcalin et siliceux (hypothèse 5)

ou bien interne, liée à la libération sur place de silice (hypothèse 6)

l'une et l'autre induisant une *auréole réactionnelle* matérialisée dans la couronne de pyroxène.

B. Observations sur les ocelles des roches basiques et hybrides de l'unité γ_1

Les caractères essentiels des ocelles et des roches les contenant sont schématisés dans la figure 5.

Dans la gabbronorite (56.45), ils sont presque exclusivement formés de *plagioclase* (An 40-35) et de feldspath alcalin à extinction irrégulière, chargé d'inclusions brunâtres. Le quartz que nous avons pu y reconnaître se cantonne à la périphérie de l'ocelle entre les cristaux de pyroxène. (la disposition concentrique et l'association graphique quartz-orthoclase décrite par THOMAS et CAMPBELL SMITH [40] n'ont pas été observées). Le cerne ferromagnésien, d'allure parfois compacte vers l'extérieur, a une limite souvent nette avec la matrice. Il contient surtout du clinopyroxène, dont les cristaux (sub)-automorphes adoptent à la périphérie une disposition quelconque tandis qu'ils se hérissent radialement vers l'intérieur. La couronne localement plus lâche est parfois envahie par la biotite très largement poecilitique qui ne "pousse" que rarement jusqu'au coeur de l'ocelle. De forme subsphérique, ils ont un diamètre qui varie entre 5 et 15 mm avec une large couronne de 2 à 3 mm.

Dans les gabbrodiorites (56.44), le quartz devient le minéral essentiel tandis que le feldspath alcalin, le plagioclase et accessoirement le calcite sont rejetés contre les cristaux de pyroxène si ce n'est pas entre eux. Du feldspath en septes étroits subsiste fréquemment entre les plages de quartz xénomorphe. En outre, la présence de la calcite au coeur de l'ocelle semble étroitement liée à l'apparition timide de la hornblende verte dans la couronne. L'amphibole très rare ne déborde qu'exceptionnellement vers l'intérieur de l'ocelle et se cantonne en général entre les cristaux de pyroxène.

Par rapport au stade précédent, la couronne s'amincit (1-0,5 mm) en même temps que l'ocelle grossit (jusqu'à 2 cm) et devient ovoïde ou plus irrégulier.

Au contact avec le granite (56.43) une modification importante se manifeste. La hornblende remplace le clinopyroxène à partir de l'extérieur et devient prédominante. Corrélativement apparaissent des cristaux de sphène et des minéraux opaques. Seuls subsistent, inaltérés, les cristaux d'augite les plus internes, toujours disposés radialement entre les quelques plages xénomorphes de feldspath qui ceinturent le quartz central. Les plages de pyroxène et d'amphibole adoptent sporadiquement une disposition tangentielle et non plus radiale, changement qui paraît lié au "gonflement" du coeur de l'ocelle occupé en majeure partie par du quartz. La forme et la taille des ocelles restent pratiquement inchangées.






Dans les roches basiques en enclaves dans le granite de Traouiéros (56.54-56.55) la hornblende, le sphène, accessoirement la biotite, tous en grands cristaux (sub)automorphes disposés tangentiellement ont totalement remplacé le clinopyroxène. La seule évolution sensible va maintenant dans le sens d'une diminution progressive du nombre des cristaux et d'une augmentation corrélative de leur taille. En conséquence, la couronne est de plus en plus discontinue et l'ocelle tend à se confondre avec le fond de la roche.

Ainsi, l'examen des ocelles des roches basiques et hybrides révèle une formation en deux étapes :

- La première étape - *BLASTESE ET DEVELOPPEMENT DE L'OCELLE* - caractérisée par la disposition plus ou moins radiaire des cristaux de clinopyroxène de la couronne comprend deux stades plus ou moins distincts.

Figure 5 - Caractères principaux des ocelles et des roches les contenant.

Dans les ocelles : en noir, la couronne de minéraux ferromagnésiens ; en pointillé : les feldspaths ; en blanc, le quartz.

			GABBRONORITE	GABBRODIORITE	"ROCHES HYBRIDES"		
			56.45	56.44	56.43	56.54	56.55
STRUCTURE SCHEMATIQUE DES OCELLES							
Texture de la matrice			Ophitique	Ophitique	Reliques de text. ophitique	Equante \bar{a} orientée	
Ocelles	Couronne	Cpx.	■	■	■	■	■
		Hb.	■	■	■	■	■
		Biot.	■	■	■	■	■
		Sph.	■	■	■	■	■
	Coeur	FeldK	■	■	■	■	■
		Plag	■	■	■	■	■
Q		■	■	■	■	■	
Minéraux de la matrice	Ferromagnésiens	Oliv.	■	■	■	■	■
		Opx.	■	■	■	■	■
		Cpx.	■	■	■	■	■
		Hb.	■	■	■	■	■
		Biot.	■	■	■	■	■
		Sph.	■	■	■	■	■
	Minéraux clairs	FeldK	■	■	■	■	■
		Plag	Bytow. Andés.	Labrad. Andés.	Andés. Oligoc.	Oligoclase	Oligoclase
		Q	■	■	■	■	■
			■	■	■	■	■
			■	■	■	■	■
			■	■	■	■	■

BU LILLE

Le stade 1* (56.45)

Ce stade voit la naissance d'un porphyroblaste de feldspath alcalin ou d'andésine sodique diversement associé à du quartz [40] [43] autour duquel se développe une auréole réactionnelle de clinopyroxène. La blastèse du plagioclase et du feldspath potassique suppose un "apport" d'alcalins et de silice ; pour cette dernière, une source interne est possible dans la réaction [40] : hyperstène + anorthite = augite + SiO₂, la destabilisation du plagioclase fournissant en outre l'alumine nécessaire à l'édification du clinopyroxène.

Le stade 2 (56.44)

Le quartz occupe maintenant la quasi-totalité du coeur de l'ocelle. Il est bordé par une couronne régulière de feldspath alcalin et/ou de plagioclase (témoin du stade 1) à l'extérieur de laquelle sont relégués les cristaux de clinopyroxène qui tapissent la face interne du cerne ferromagnésien. Le développement du quartz peut être lié à l'accroissement relatif de l'apport siliceux ou à la poursuite de la destruction de l'orthopyroxène.

Ni le passage du stade 1 au stade 2, ni le nombre des ocelles ne sont nettement influencés par la proximité du contact avec le granite de Traouiékos. La blastèse des ocelles, antérieure au développement poecilitique de la biotite est très précoce.

- La seconde étape - HYBRIDATION ET DESTRUCTION DE L'OCELLE - se marque par,

- . le remplacement rapide du clinopyroxène par la hornblende à partir de l'extérieur ;
- . la destruction progressive de la structure radiaire de la couronne au profit d'une disposition tangentielle des cristaux qui par ailleurs s'accroissent en même temps qu'ils deviennent moins nombreux ;

(*) Cf. stade 1 de ANGUS [43].

. *La disparition des feldspaths du coeur de l'ocelle.*

Deux stades peuvent être distingués.

Le stade 3 (56.43)

La structure de la couronne de ferromagnésien reste le plus souvent inchangée et les feldspaths sont toujours présents. La modification importante réside dans le remplacement du liseré de pyroxène par de la hornblende à partir de l'extérieur, ce qui tranche avec l'évolution précédente (stades 1 et 2) centrée en quelque sorte sur le coeur de l'ocelle.

Le stade 4 (56-54 ; 56-55)

Les recristallisations se poursuivent surtout dans le liseré ferromagnésien formé finalement par quelques gros cristaux disjoints de hornblende et de sphène. Les feldspaths ont disparu.

De tels changements dépendent étroitement de la profonde transformation qui affecte la roche encaissante au contact du granite de Traouiéros (figure 5).

En conclusion,

- La première étape, pendant laquelle l'ocelle est stable, correspond à des transformations minérales et structurales modestes de la roche (texture ophitique conservée, présence, sinon abondance de minéraux anhydres).
- La seconde étape, pendant laquelle l'ocelle est hybridée puis détruite coïncide avec des modifications importantes de la ro-

che traduisant au contraire une *influence nette des apports "granitiques" facilités par les déformations.*

Le problème de l'origine première des ocelles reste donc posé :

est-elle interne ? (hypothèse 6,..)

ou bien externe ? (hypothèse 5).

CHAPITRE V - LES STOCKSCHEIDER [25][26]

Les *stockscheider* sont des édifices pegmatitiques qui se développent sur certaines surfaces de contact entre granite. Ils se caractérisent par la croissance polarisée d'un ou de plusieurs minéraux. Le feldspath alcalin occupe toujours une place prépondérante avec un habitus palmé, arborescent ou conique. Le quartz (parfois à l'état d'inclusions microscopiques) est souvent intimement associé au feldspath. Il revêt alors un aspect arborescent (suivant l'allongement des individus feldspathiques) et graphique (perpendiculairement). La biotite présente parfois elle aussi une disposition arborescente.

De telles pegmatites de contact sont abondantes et variées dans le massif, surtout dans l'unité des granites gris et roses (γ_2) où elles soulignent le contact, avec les granites rouges (γ_1). On les observe encore aux épontes de certains filons d'aplite ainsi qu'à l'interface γ_2 - γ_3 .

A. Les stockscheider du contact γ_1 - γ_2

1. Le contact γ_{1b} - γ_{2a}

Les *stockscheider* sont très rares au contact γ_{1b} - γ_{2a} ; à notre connaissance, une seule pegmatite à structure de *stockscheider* peut être observée (carrière Kerléo). Il s'agit d'une ceinture continue de cristaux arborescents de feldspath alcalin entourant une petite enclave de granite monzonitique (γ_{1b})².

(²) Une mince différenciation pegmatitique (4 à 5 cm x 1 m) souligne le même contact à peu de distance dans la même carrière. Il n'a pas la structure d'un *stockscheider*, mais dessine une zonation grossière à trois bandes :

feldspath alcalin rouge au contact de γ_{1b} ;
quartz gris intermédiaire ;
plagioclase blanchâtre au contact de γ_{2a} .

2. Le contact $\gamma 1b-\gamma 2b$ (et $\gamma 1b-\gamma 2bT$)

Les *stockscheider* sont en revanche fréquents et variés soit au contact $\gamma 1b-\gamma 2b$, soit enclavés dans $\gamma 2b$.

a - Les *stockscheider* en place

Quatre *stockscheider* peuvent s'observer en place : les deux premiers dans la région de Moustéro et de Saint-Samson, le troisième dans les environs de Trégastel et le quatrième près de Haren. Le dernier est associé à une bordure aplitique du facies de Saint-Samson ($\gamma 2b$) en contact avec le granite de Traouiéros ($\gamma 1b$).

- Le *stockscheider* 1 [23][25] souligne le contact horizontal entre $\gamma 1b$ et $\gamma 2b$ sur quelques mètres, à la base du panneau le plus interne de $\gamma 1b$.

C'est un corps d'allure tabulaire, d'une épaisseur de 10 centimètres en moyenne constitué essentiellement par la coalescence de cristaux arborescents de feldspath alcalin rose. Il a une structure fibreuse (association microscopique de feldspath alcalin et de quartz graphique et arborescent) dont les éléments fins divergent vers le bas (photo 1 et 2). Des plages centimétriques de biotite s'ordonnent en arborescences à rameaux courts divergent aussi vers le bas.

Vers le haut, les pointes des arborescences de feldspath alcalin confèrent au contact un aspect irrégulièrement dentelé. Vers le bas, les cristaux s'arrêtent tous sensiblement au même niveau, la limite avec $\gamma 2b$ est donc régulière.

La pegmatite est le plus souvent étroitement plaquée sur $\gamma 1b$. L'espace résiduel, qui subsiste entre le *stockscheider*, la base du panneau et les pointes des arborescences feldspathiques, contient une matrice de quartz,

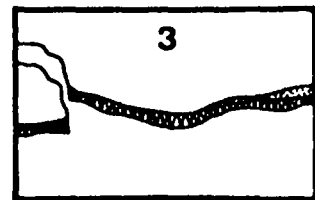
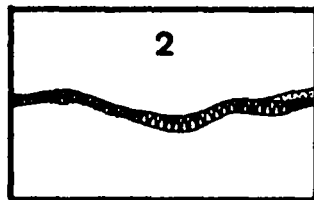
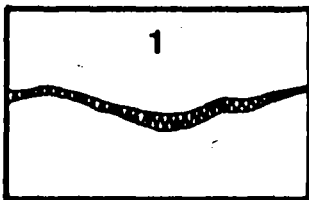
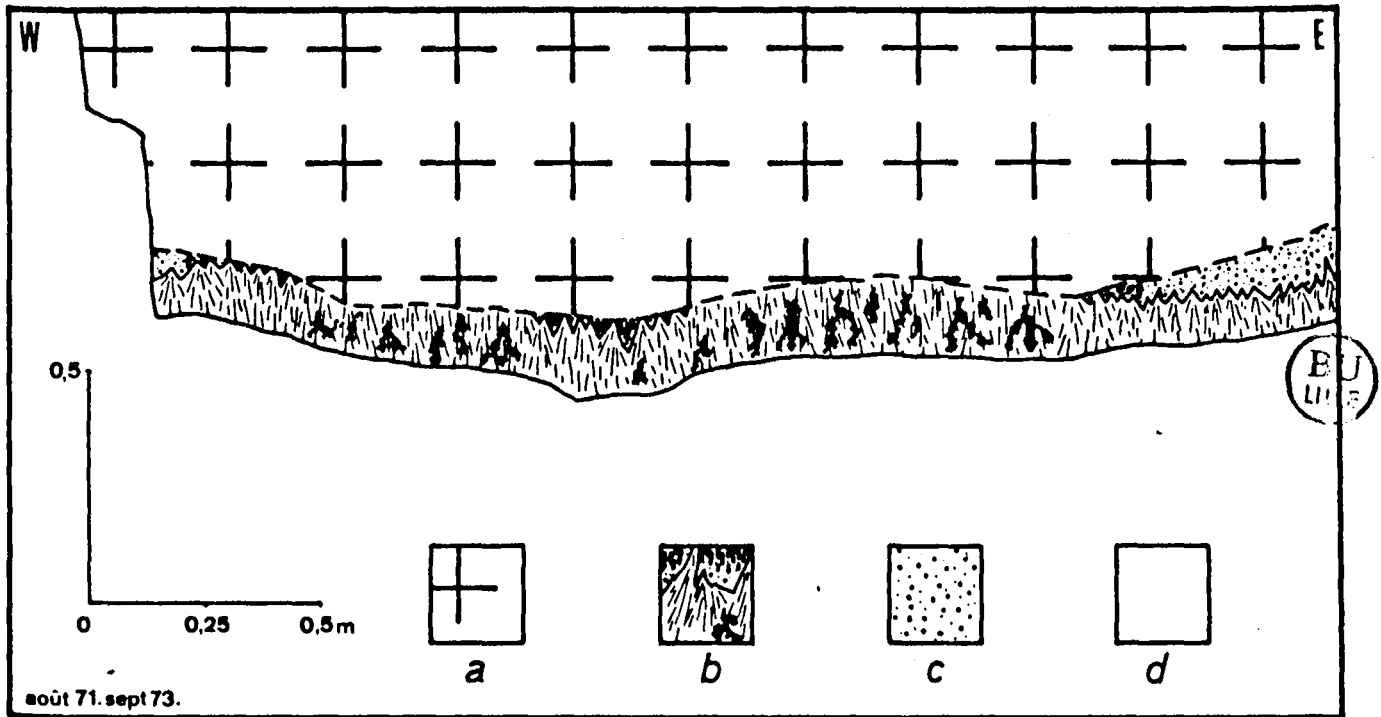


Figure 6 - Relations du *stockscheider* 1 avec les facies de Traouiéros γ 1b et de Saint-Samson γ 2b.

- a : facies de Traouiéros γ 1b.
- b : *stockscheider* 1.
- c : facies hétérogranulaire.
- d : facies de Saint-Samson γ 2b.

1.2.3, évolution du *stockscheider* et de la base du panneau de γ 1b.

de plagioclase, de feldspath alcalin et accessoirement de magnétite. De grandes plages largement poecilitiques de biotite (1 à 4 cm) s'y développent en ébauchant parfois une structure cloisonnée plus ou moins subverticale. La matrice qui recoupe nettement les cristaux du facies Traouiéros (γ_{1b}) acquiert au contact (sur au maximum un centimètre) un grain plus fin et s'appauvrit en biotite (photo 1).

Par place, la pegmatite se désolidarise au contraire de γ_{1b} dont elle s'éloigne parfois d'une dizaine de centimètres. L'intervalle est alors rempli par une roche hétérogranulaire avec des grains de 3 cm à 1 mm. Une partie importante des minéraux, notamment le quartz et le feldspath alcalin, provient du support γ_{1b} . Il s'y ajoute d'ailleurs des fragments de γ_{1b} .

L'observation d'une extrémité du *stockscheider* montre que la pegmatite, son support [facies Traouiéros (γ_{1b})] et le facies hétérogranulaire intercalé sont interrompus par un contact sub-vertical avec le facies de Saint-Samson (γ_{2b}) (figure 6).

Ce qui permet de distinguer trois étapes,

- développement du *stockscheider* 1 à la base du panneau de (γ_{1b}) au contact du magma précurseur de γ_{2b} ① ;
- décollement du corps pegmatitique, postérieur ou contemporain, avec désagrégation et arrachement de fragment du

support fournissant une partie du facies intermédiaire ② ;

- mise en place de $\gamma 2b$, tel qu'il apparaît aujourd'hui, à la faveur de la chute d'un pan de $\gamma 1b$ dans $\gamma 2b$ ③ .

Elles illustrent l'effondrement progressif du toit.

- Le *stockscheider 2* s'observe dans la même région que le précédent, mais en position plus externe [24]. Les conditions d'affleurement, bien que très médiocres, permettent néanmoins de s'assurer qu'il souligne un contact subhorizontal du facies Traouiéros $\gamma 1b$ sur le facies de Saint-Samson ($\gamma 2b$).

D'une épaisseur de 4 à 10 cm, il ressemble au *stockscheider 1* par son caractère massif. Mais sa structure n'est plus fibreuse et les cristaux de feldspath ne sont plus arborescents ; ils forment des "bourgeons" plus ou moins coniques, s'évasant vers le bas, constitués à part égale de feldspath alcalin et de quartz à structure graphique (photo 3). Ils s'accrochent souvent à $\gamma 1b$ par l'intermédiaire d'un court cristal (1 cm environ) de feldspath alcalin dépourvu de quartz, en continuité optique avec le feldspath du bourgeon.

Le quartz est le seul minéral à revêtir un aspect arborescent sur les sections convenablement orientées. La biotite en grandes plages, parfois très allongées (4 x 4 cm et plus) apparaît le plus souvent en travers des bourgeons. La tourmaline noire occupe de préférence les espaces grossièrement tétraédriques qui subsistent par place entre trois individus vers la base de l'édifice. Des cristaux d'hématite se dispersent dans la pegmatite. Soulignant le même contact que le *stockscheider 1*, le *stockscheider 2* diffère donc nettement par sa structure, l'habitus de la biotite et la présence de la tourmaline.

- Le *stockscheider* 3, assez comparable au *stockscheider* 2 frange les contacts inférieur et supérieur de la veine principale et des filons adventifs de l'aplite de Trégastel (γ_{2bT}) avec γ_1 . Comme le *stockscheider* 2, il est constitué de bourgeons, où sont étroitement associés des feldspaths (*microcline* au contact de l'aplite principale, *plagioclase acide* et un peu de *microcline* pour les petits filons) et du quartz (*à structure graphique et arborescente*). Il s'en distingue cependant par la grande rareté de la biotite (photo 4). La magnétite est abondante (1 à 5 mm).

La pegmatite a une épaisseur généralement faible, (4 à 5 centimètres pour le gisement principal, 1 à 2 centimètres pour les petits filons), qui peut néanmoins dépasser 10 centimètres.

Il peut être remplacé à la partie supérieure des petits filons par une pegmatite à structure banale à beryl et tourmaline.

D'autres petites veines présumées de même nature ne montrent pas de telles différenciations.

- Le *stockscheider* 4 affleure dans la région de Haren. Le contact γ_{1b} - γ_{2b} est ici penté à 45° vers l'extérieur du massif. Il est marqué, dans γ_{2b} , sur quelques mètres par une bordure aplitique à texture localement granophyrique de laquelle dépendent dans γ_{1b} quelques filons métriques riches en cocardes de tourmaline. La bordure aplitique se charge de bandes pegmatitiques plus ou moins ondulées, sub-parallèles à la surface de séparation des deux granites.

Contre γ lb est plaqué un *stockscheider* formé de gros cristaux arborescents de feldspath alcalin rouge incluant des cristaux de quartz submicroscopiques cuéniformes.

b - Les *stockscheider* en enclaves

Deux enclaves de *stockscheider* ont été rencontrées dans la région de Saint-Samson et de Moustero*.

L'une, déjà décrite [25], est un fragment de *stockscheider* de petite taille (environ 20 x 10 cm), encore adhérent à un morceau de γ lb. Il est constitué par la réunion d'individus feldspathiques coniques, d'aspect fibreux, allongés et peu évasés. Du quartz, peu abondant, mais visible à l'oeil nu, en grains cunéiformes de quelques millimètres lui est associé. La biotite en petites plages (maximum 5 mm) est disséminée sans former d'arborescences.

La nature de cette enclave est comparable à celle du *stockscheider* 1.

La deuxième enclave de *stockscheider*, découverte plus récemment (déc. 74) est accrochée, sur un côté d'une enclave métrique de monzogranite γ lb. Sur 5 à 15 cm, on observe le développement de grands cristaux palmés de feldspath alcalin rose pâle associés à du quartz à structure graphique et arborescent. Au-delà de 10 cm à partir du bord du contact, les cristaux de feldspath se développent seuls et atteignent alors 5 à 7 cm de longueur.

La seconde enclave n'est directement comparable à aucun des *stockscheider* précédemment décrits.

(*) On rencontre parfois, en dehors de tout affleurement (murs, prairies) des blocs à *stockscheider*. C'est le cas entre Pleumeur-Bodou et Trébeurden où pourtant aucune pegmatite comparable n'a pu être observée en place. Ils témoignent de l'extension des *stockscheider* à l'ensemble du facies de Saint-Samson.

Au contact $\gamma_{1b}-\gamma_{2b}$, les *stockscheider* sont donc abondants et diversifiés. Ils se caractérisent surtout par une allure massive résultant de la coalescence du quartz et du feldspath.

Un tel type de *stockscheider* n'a été que très rarement signalé [123].

B. Stockscheider du contact $\gamma_3 - \gamma_2$

Une belle pegmatite de contact, signalée à Landrellec [7] montre des cristaux de feldspath alcalin blanc, grêles et arborescents. Les gerbes de feldspath sont plus ou moins normales à la surface de contact entre le facies de Canton-Kerléo (γ_{2a}) et le facies de Landrellec (γ_{3b}).

A l'Ile Toënnot, on peut observer une enclave du facies de Canton-Kerléo (γ_{2a}) basculée dans le granite à 2 micas (γ_{3b}), sur laquelle est ancrée un *stockscheider* identique au précédent bien que moins épais.

Le contact $\gamma_2-\gamma_3$ se singularise donc par un *stockscheider* différent des corps pegmatitiques qui soulignent le contact $\gamma_{1b}-\gamma_{2b}$. Les cristaux de feldspath dépourvus de grains de quartz cunéiformes sont grêles et non coalescents. Un tel type de *stockscheider* a été plus souvent figuré, sinon décrit [16][56][116].

Les *stockscheider* sont des effets de paroi rendus très particuliers par,

- leur croissance polarisée orthogonale à la paroi froide ;
- leur structure souvent arborescente ou palmée ;
- leur association fréquente à du quartz graphique et arborescent.

La grande diversité des *stockscheider* au niveau d'un même contact témoigne de leur cristallisation rapide et de leur grande sensibilité à de faibles variations de condition de mise en place. Leur liaison privilégiée avec les aplites* et les leucogranites [25][16] suggère l'intervention des fluides dans leur développement [16].

En résumé, deux types de *stockscheider* doivent être distingués,

Le premier est massif, formé par la coalescence des cristaux de feldspath associé à du quartz graphique.

Le second montre au contraire des cristaux grêles de feldspath sans quartz graphique.

Ils se développent, le premier dans des roches aplitiques, le second dans un leucogranite.

(*) ou les granites de caractère aplitique comme le faciès de Saint-Samson.

La rareté des *stockscheider* au contact $\gamma 1b-\gamma 2a$ s'oppose l'abondance de ceux-ci à l'interface $\gamma 1b-\gamma 2b$. Une telle disparité révèle sans doute des contacts de nature différente.

CHAPITRE VI - LES CONTACTS ET L'ARCHITECTURE DU MASSIF

A. Les relations de γ_1 avec l'encaissant

Les relations de γ_1 avec l'encaissant seront décrites succinctement.

Les granites rouges γ_1 viennent en contact discordant avec l'encaissant par l'intermédiaire du facies de La Clarté (γ_{1a}) ou du facies de Traouiéros (γ_{1b}) au Nord de Pleumeur-Bodou. Le granite acquiert alors un grain un peu plus fin sur quelques dizaines de mètres.

1. Les terrains encaissants et le métamorphisme de contact

Le métamorphisme de contact n'a fait l'objet que de quelques travaux sommaires [35][39][42]. Deux régions situées en bordure de mer se prêtent particulièrement bien à l'observation du contact qui a lieu avec les "gneiss de Trébeurden" à l'Est de Ploumanac'h et avec les "cornéennes litées de l'Ile Milliau" au Sud-Ouest.

Les cornéennes de l'Ile Milliau montrent une alternance régulière de niveaux clairs et foncés (quelques mm à 1cm) liée à la variation de la teneur en biotite. Du quartz très abondant, du plagioclase localement fréquent, ainsi qu'un peu d'apatite et de muscovite complètent la composition minéralogique. De très rares niveaux d'*amphibolite* (ortho ?) à hornblende verte poecilitique avec des reliques de gros cristaux de plagioclase séricitisé, s'insèrent dans cette alternance qui a certainement valeur de stratification (granoclassement, allure entrecroisée). Les structures les plus évidentes sont des plis isoclinaux aux flancs parallèles. L'ensemble est subvertical avec une direction oscillant autour de N 20° E.

Il est possible de rapprocher cette série de celle du "Port de Saint Michel en Grève" (VERDIER [40]) qui surmonte les volcanites de Paimpol et de Tréguier datées de 620 MA [5] (Briovérien supérieur).

Le métamorphisme se manifeste très clairement à l'oeil nu par la texture de cornéenne et par la cristallisation de la *cordiérite* en petits

ovoïdes (1 à 5 mm) disposés sans ordre. La taille des cristaux décroît progressivement lorsqu'on s'éloigne du granite et la cordiérite disparaît complètement au niveau du haut fond "Roc'h" à 600 mètres au Sud-Ouest de l'Ile Milliau. De l'*andalousite*, du *corindon* [34] et sporadiquement des porphyroblastes de biotite ou de plagioclase An 24-20 peuvent encore être signalés.

Un peu plus à l'Est de l'Ile Milliau, le granite de La Clarté vient au contact des gneiss de Trébeurden, qui ceinturent le massif jusqu'à la "Pointe de Squéouel", à l'Est de Ploumanac'h. Le contact des gneiss avec les cornéennes litées se fait sans doute par faille (cf. Introduction 1ère Part.).

Les gneiss de Trébeurden sont des *métavolcanites* de nature dacitique à rhyodacitique (tuffites à stratification entrecroisée, vestiges de "quartz rhyolitiques", texture microgrenue porphyrique. Ils conservent les reliques d'un métamorphisme ancien dans l'"amphibolite facies" (foliation plus ou moins nette, marquée par la *biotite* et plus rarement par la *hornblende verte*, présence sporadique de *grenat*). Une mylonitisation dans des conditions épizonales, surtout exprimée vers le Sud (Morguignen) [40] lui a succédé. Le métamorphisme thermique se superpose à la trame polymétamorphique en développant une texture polygonale et en induisant la croissance de porphyroblastes. Signalons par exemple, à proximité du contact, de gros cristaux poecilites d'*andalousite* sertis dans de larges plages de *muscovite*, sur laquelle pousse de la *sillimanite fibreuse*." Les blastèses successives indiquent une augmentation graduelle de la température liée à l'approche du magma granitique.

Enfin, des carottages en mer ont montré que le massif jouxte au Nord et au Nord-Est des terrains paléozoïques faiblement métamorphiques, et au Nord-Ouest un socle plus ancien (gneiss leptynitiques). Les deux ensembles révèlent les traces d'un métamorphisme thermique au contact du granite [2].

2. Le contact

Le contact du granite de La Clarté avec les cornéennes litées de l'Ile Milliau est certainement l'un des plus célèbres d'Europe. Il a été décrit pour la première fois, voici près de 150 ans par de MARHALLAC [37] et fréquemment cité depuis [12] [17][38]. Son étude vient d'être reprise récemment par BARRIERE [7].

(*) Une succession comparable a été signalée par WAZALWAR [42] dans des enclaves de cornéenne litée du facies Traouïéros.

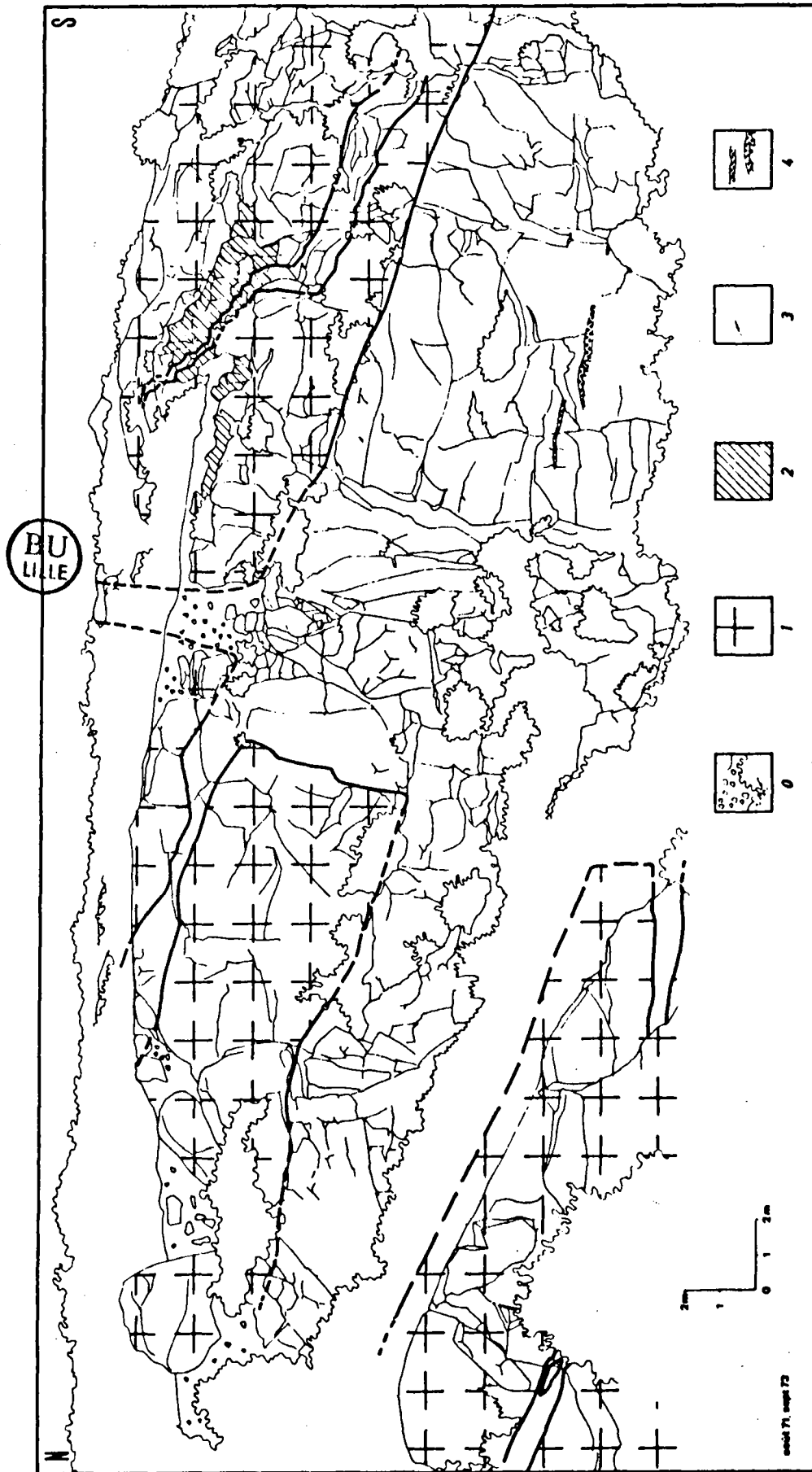
La limite très tranchée entre le granite et son encaissant, est redressée vers le coeur du massif. Le contact est de forme variable, ou bien régulier et presque plan ou bien en escalier. Parfois encore le granite pousse de larges apophyses, orientées suivant la stratification, qui déterminent de longs et étroits *septa* de cornéennes plus ou moins démantelés en enclaves anguleuses. La surface de séparation est recoupée par des filons (centimétriques à métriques) d'aprites et de pegmatites (cf. 1ère part. VI.C.1). A l'Ile Milliau les plus spectaculaires d'entre eux, (pegmatite litée à grands feldspaths alcalins contenant du quartz graphique) qui pendent légèrement vers l'extérieur du massif ont souvent été considérés comme un faciès de bordure du granite.

Les contacts, parallèles à la fluidalité d'ensemble des granites rouges plongent vers le centre du massif, révélant une structure en *cône profond* [7] déjà reconnue pour quelques-uns des "Younger granites hercyniens" et corroborée par les données gravimétriques [17].

B. Les relations entre les granites

1. Entre les unités $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$

Les interfaces entre les unités, toujours nettes, tranchent les cristaux du faciès le plus précoce. Le granite le plus tardif s'y introduit en filons dilatationnels qui découpent des enclaves anguleuses. Un tel comportement mécanique témoigne de la cristallisation complète du premier granite avant la mise en place du second.



a - Relations $\gamma 1$ - $\gamma 2$

L'existence de *filons subhorizontaux intrusifs* (figure 7) dans le granite de Traouiéros ($\gamma 1b$) est typique du contact $\gamma 1$ - $\gamma 2$, au même titre que les *nombreuses enclaves** du même granite incluses dans les facies gris et roses ($\gamma 2$).

L'unité $\gamma 2$ s'est mise en place à la faveur d'un effondrement de l'unité $\gamma 1$, légèrement excentré vers le Sud-Ouest (voir carte géologique).

(*) Les enclaves semblent peu modifiées par leur immersion dans les granites gris et roses. Deux modifications sont cependant à noter :

- La première est la décoloration systématique du feldspath potassique des petits xénolites de $\gamma 1b$ inclus dans $\gamma 2a$.
- La seconde réside dans la naissance d'un système de surfaces de glissement conjuguées, dans quelques grosses enclaves de $\gamma 1b$, au voisinage du sommet du panneau le plus interne de la région de Saint-Samson. On observe en effet sporadiquement quelques joints à surface cannelée, recouverts de mica, qui se recoupent, avec un angle de 30 à 40° en délimitant des éléments à section plus ou moins losangiques. Les déplacements relatifs le long de ces surfaces, qui s'interrompent au contact, se manifestent par un contour en dents de scie plus ou moins prononcé du bord de l'enclave. Les mouvements contemporains de l'insertion du fragment de $\gamma 1b$ dans $\gamma 2b$ ont une amplitude qui peut atteindre quelques décimètres. Ils semblent difficilement explicables dans le cadre d'un effondrement simple du toit. De tels cisaillements suggèrent l'intervention de contraintes tectoniques dans le décrochement des panneaux.

Figure 7 - Relation entre les facies de Traouiéros, de Canton-Kerléo et de Saint-Samson dans la carrière Kerléo.

- 0 - Affleurements masqués;
- 1 - Facies de Traouiéros $\gamma 1b$;
- 2 - Enclave basique $\gamma 1c$;
- 3 - Facies de Canton-Kerléo $\gamma 2a$;
- 4 - Facies de Saint-Samson $\gamma 2b$.

Deux régions s'individualisent nettement dans l'unité $\gamma 2$ de part et d'autre d'une ligne méridienne passant par l'Ile Tanguy :

à l'Est une coupole "régulière", au toit peu fissuré ;
à l'Ouest une zone moins stable, où les effondrements de panneaux de granite rouge ($\gamma 1$) se sont poursuivis plus longtemps, contribuant à l'extension des facies $\gamma 2$ vers le Sud. La "zone des panneaux" prolonge l'accident NNW-SSE reconnu au Nord du massif ; son rejeu, au cours de la mise en place de $\gamma 2$ semble devoir expliquer l'instabilité de cette région particulière (figure 2).

- A l'Est, les granites roses $\gamma 2$ ne comportent que peu de panneaux de $\gamma 1b$ de taille modeste cantonnée dans $\gamma 2b$. Le contact visible à l'Ile Tanguy plonge à 45° vers l'extérieur du massif et suggère une disposition en coupole. Les excellents affleurements de la côte permettent d'affirmer que le toit est exempt de décollement où aurait pu se mettre en place les granites $\gamma 2$ à l'exception d'un filon horizontal de $\gamma 2a$ reconnu à une centaine de mètres du contact dans la région de Haren.
- A l'Ouest, les deux facies $\gamma 2a$ et $\gamma 2b$ s'insinuent en filons subhorizontaux ou verticaux entre des panneaux et des roof-pendants de granite $\gamma 1b$ qui forme le toit. A l'Ile Toënnot, les parties profondes des panneaux sont disloquées en blocs anguleux plus ou moins disjoints séparés par des veines irrégulières. A Trébeurden dans le toit, des fissures subhorizontales et plus ou moins gauches, représentent l'amorce de tels effondrements [35].

La carrière Kerléo (figure 7), montre la partie médiane des panneaux. Le facies $\gamma 2a$ occupe une apophyse décimétrique rétrécie vers le haut en un dyke vertical, d'où partent latéralement des filons plus ou moins épais.

Entre Trébeurden et l'Ile Toënnot , la zone des panneaux occupe une épaisseur de l'ordre de 80 mètres.

b - Relations $\gamma 2-\gamma 3$

Le contact $\gamma 2-\gamma 3$ n'est visible qu'au environs de Landrellec [7] où il est souligné par un *stockscheider* (cf. 1ère Part. V.B.). Dans cette région, il pend très faiblement vers l'extérieur du massif. A l'Ouest (Ile Grande - Ile Toënnot), il est en revanche très redressé comme l'indique l'allure des *schlieren* et de la fluidalité du granite à deux micas.

Les enclaves de $\gamma 2a$ apparaissent fort rares (cf. 1ère Part. V.B.) mais la décoloration qu'elles subissent dans $\gamma 3$, rend leur reconnaissance difficile. Par ailleurs, aucune relation filonienne n'a pu être observée.

Dans $\gamma 3b$ de très rares fragments du facies de Traouiéros $\gamma 1b$ pourraient témoigner de l'extension ancienne du granite à gros grain jusqu'au coeur du massif.

L'unité $\gamma 3$ jouxte le facies $\gamma 2a$ par l'intermédiaire du granite $\gamma 3b$ qui, au Nord de Kerléo, atteint peut-être le panneau le plus interne de $\gamma 1b$. Les conditions d'affleurements ne permettent pas de l'affirmer. Ce contact pourrait expliquer la présence des petites enclaves de $\gamma 1b$ dans $\gamma 3b$.

2. Entre les différents facies de chaque unité

a - Dans l'unité $\gamma 1$

Les grandes masses basiques $\gamma 1c$ forment sur leur pourtour des enclaves en coussins plus ou moins étirés entre lesquels le granite de Traouiéros $\gamma 1b$ pénètre en un lacié à bords francs ou diffus. De telles figures indiquent que la cristallisation des roches basiques est antérieure à celle du granite (Chapitre I.A.3).

Le facies de La Clarté $\gamma 1a$ constitue une différenciation marginale progressive du facies de Traouiéros $\gamma 1b$.

L'hybridation des roches basiques, la contamination du facies de Traouiéros $\gamma 1b$ et la différenciation du facies de La Clarté $\gamma 1a$ sont contemporaines de la mise en place dynamique de l'unité des granites rouges $\gamma 1$.

On remarque enfin l'alignement approximatif des principaux affleurements des roches basiques, suivant une direction WSW-ENE coïncidant avec l'allongement du massif et la direction des grandes failles du Trégor.

b - Dans l'unité $\gamma 2$

Les relations des différents facies de $\gamma 2$ ($\gamma 2a$ - $\gamma 2aH$ - $\gamma 2b$) ont fait l'objet d'une mise au point récente [25].

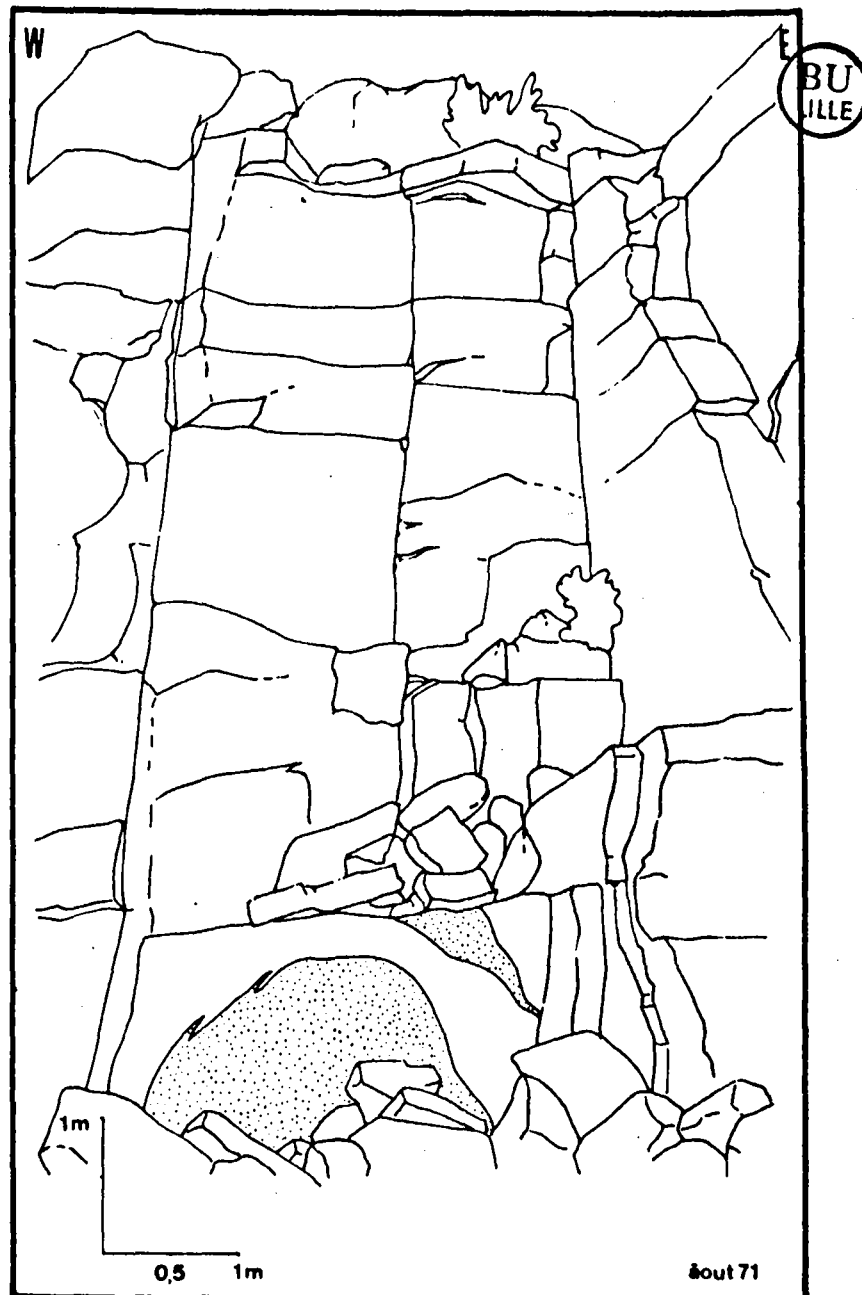
A l'exception de la transition graduelle de $\gamma 2a$ à $\gamma 2aH$, les contacts entre les facies de l'unité $\gamma 2$ sont généralement nets mais respectent toujours les cristaux des deux types pétrographiques en présence.

Deux points essentiels sont à noter :

- la mise en place simultanée de γ_{2a} et γ_{2b} suivie d'une intrusion tardive de γ_{2b} dans γ_{2a} - γ_{2aH} nouvellement cristallisés.

La première phase, pénécontemporaine de la différenciation progressive du sous-facies de Haren γ_{2aH} se manifeste par l'interpénétration des deux facies γ_{2a} et γ_{2b} .

La seconde est caractérisée par des filons s'introduisant en coin à la fois dans γ_{2aH} et γ_{2a} et par l'arrachement d'enclaves de γ_{2aH} sub-anguleuses ou arrondies.



- *l'intercalation du microgranite de Porz-Termen γ_{2PT} (localisée dans la "région des panneaux") postérieurement à la cristallisation de γ_{2a} et antérieurement à une mise en place tardive de filons de γ_{2b} .*
- *La mise en place simultanée de γ_{2a} et γ_{2b} s'observe dans les régions de Saint-Samson - Moustéro et de Haren.*

Le contact principal γ_{2aH} - γ_{2b} , est bien visible au fond de quelques carrières dans la région de Saint-Samson Moustéro. Sa pente générale incline de 1 % environ vers l'extérieur du massif. La limite se révèle cartographiquement discordante sur l'interface γ_1 - γ_2 .

Le contact aussi net à l'oeil nu qu'au microscope est parfois souligné par un léger cerne micacé. Il respecte les cristaux des facies juxtaposés, et devient localement transitionnel sur 1 à 2 cm.

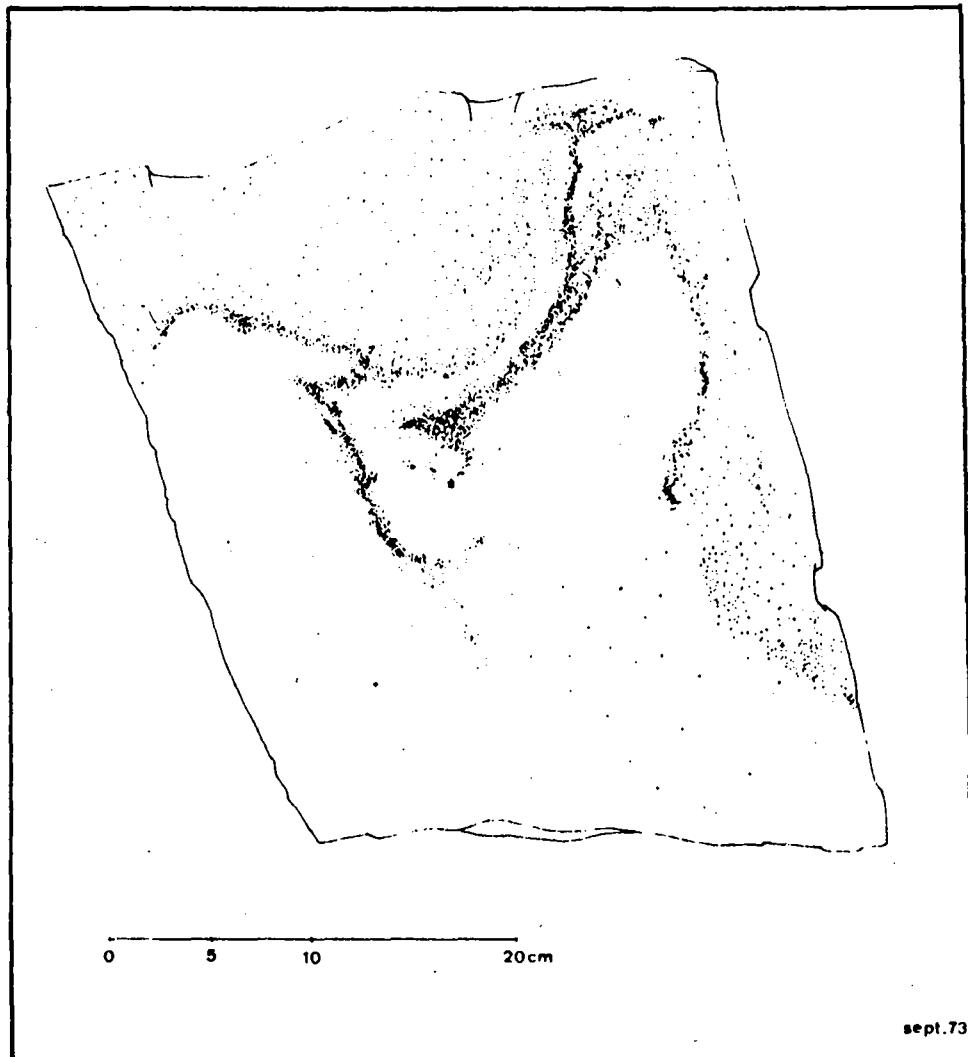
A l'échelle de la carrière deux types de relations peuvent exister.

Le type 1, le plus fréquent figure 8 et figure 10 (1), consiste en petits dômes de γ_{2aH} (larges environ de 1 à 10 mètres) aux flancs subverticaux qui s'enracinent dans la masse principale du facies Canton-Kerléo. La surface de contact dessine des invaginations métriques à décimétriques de γ_{2a} dans γ_{2b} ou inversement. Ces figures révèlent la simultanéité de mise en place des deux magmas de fluidité équivalente (figure 9).

Figure 9 - Relations de détail entre γ_{2aH} et γ_{2b} . Echantillon provenant d'une carrière de la région de Moustéro.
En blanc γ_{2b} , en pointillé γ_{2aH} .

Le type 2 montre l'introduction de filons de $\gamma 2b$ dans les petits dômes de $\gamma 2a$ [figure 10 (2)] ou encore leur disjonction plus ou moins complète en enclaves sub-anguleuses ou arrondies [figure 10 (3)].

De telles relations impliquent une "consolidation" relative de $\gamma 2aH$ suivie d'une intrusion de $\gamma 2b$ demeuré suffisamment fluide. Elles n'ont été reconnues qu'à proximité de la limite Nord du panneau de $\gamma 1b$ le plus interne. Son effondrement n'est sans doute pas étranger à la dislocation de la surface de contact $\gamma 2aH$ $\gamma 2b$ (figure 12).



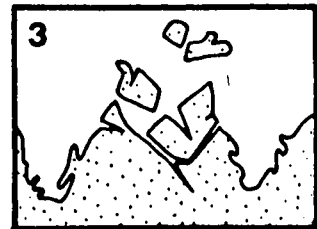
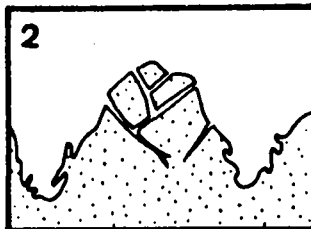
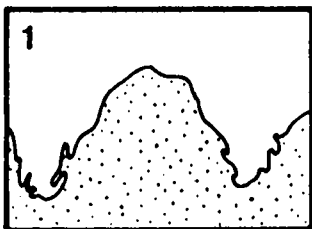


Figure 10 - Dans une carrière près de Saint-Samson.
En blanc : $\gamma 2b$; en pointillé : $\gamma 2aH$. Enclaves arrachées à un petit "dôme",
en bas. 1, 2, 3 - Destruction progressive d'un petit dôme, formation des
enclaves.

Dans la région de Haren le contact γ_{2aH} - γ_{2b} s'observe dans d'excellentes conditions. Le sous-facies de Haren (γ_{2aH}), étroitement associé à une occurrence secondaire du facies Saint-Samson (γ_{2b}), forme une bande d'une centaine de mètres de large qui longe le contact γ_{1b} - γ_2 depuis Haren jusqu'au Nord-Est de l'Ile Tanguy.

Les affleurements en bordure de mer donne une coupe sub-horizontale des relations décrites précédemment.

Le type 1 correspond à de grandes masses arrondies de γ_{2aH} (figure 11) souvent marquées de modifications progressives à l'approche du contact franc avec γ_{2b} .



Figure 11 - Relations γ_{2aH} - γ_{2b} à l'Ile Tanguy.
Vue en plan : petits dômes de γ_{2aH} (relations de type 1). Début d'intrusion d'un petit filon de γ_{2b} (relations de type 2). En blanc : γ_{2b} ; en pointillé, : γ_{2aH} .

Une zone à grain relativement plus fin et plus riche en mica peut s'individualiser, tandis que le coeur des dômes apparaît plus largement grenu et se rapproche du faciès $\gamma 2a$ banal.

Le type 2 consiste en filons de $\gamma 2b$ (de 1 à 50 cm environ) en coin ou irrégulièrement bifurqués s'introduisant avec des contacts nets dans $\gamma 2a$ et $\gamma 2aH$. Les relations filoniennes, largement prépondérantes, tendent à masquer les formes de type 1. Le faciès $\gamma 2aH$ forme le plus souvent des "fragments" sub-anguleux noyés dans $\gamma 2b$.

- L'intercalation du microgranite de Porz Termen s'observe en bordure de l'affleurement signalé dans le chapitre 1 de la première partie. Il est intrusif dans $\gamma 2a$ qu'il contient en enclaves et des filons de $\gamma 2b$ incluant des fragments de $\gamma 2a$ et $\gamma 2PT$ le recourent. Il se place donc chronologiquement entre $\gamma 2a$ et $\gamma 2aH$ mis en place simultanément et une intrusion tardive de $\gamma 2b$.

En bref, les deux granites principaux de l'unité $\gamma 2$ se sont mis en place simultanément. L'intrusion de filons de $\gamma 2b$ intervient plus tard, après une consolidation relative de $\gamma 2a$. Le microgranite de Porz Termen s'intercale entre les deux mises en place de $\gamma 2b$. La différenciation du faciès de Haren, pénécotemporaine de la première phase de mise en place ou légèrement antérieure, semble génétiquement liée à l'apparition de $\gamma 2b$.

c - Dans l'unité γ_3

Entre γ_{3a} et γ_{3b} le passage est progressif. Mais localement comme à l'Ouest de l'Ile Grande des filons de granite à 2 micas à bordures tantôt nettes, tantôt diffuses s'introduisent vers le coeur du massif dans un facies intermédiaire plus riche en biotite.

La cristallisation semble avoir suivi rapidement la différenciation de telle façon que le magma différencié a pu faire intrusion dans des termes plus internes déjà "consolidés".

Ces filons indiquent le caractère tardif et centrifuge de la différenciation du granite de Landrellec (γ_{3b}).

C. Relations des unités avec le cortège filonien

1. Avec les aplites [23]

Au granite de Traouiéros γ_{1b} s'associent des filons d'aplitites et d'aplopegmatites (génération Ap 1) localement tourmalinifères qui butent sur les granites roses à grain fin γ_2 . A la Grève Blanche, des enclaves de cornéennes litées du type de l'Ile Milliau renferment des filons témoignant d'une phase aplitique pré-granitique (génération Ap 0). Des veines de nature comparable, quoique souvent plus largement grenues, se rencontrent dans l'unité γ_2 et sont sécantes sur le contact γ_{2a} - γ_{1b} (génération Ap 2). J'ai observé l'interruption de l'une d'entre elles à Landrellec au niveau du *stockscheider* marquant la limite γ_2 - γ_3 . L'unité γ_3 ne comporte aucune manifestation similaire.*

(*) Un lacis étroit et allongé (10 m observés) de fines fentes (1 à 2 cm) à bords diffus et irréguliers, avec un remplissage de feldspath alcalin automorphe et quartz interstitiel, apparaît par place dans le facies de Porz GÉlin.

La succession complexe de filons d'aprites et de pegmatites (Ap), sécante sur le contact du massif et cantonnée dans l'encaissant ou dans la marge tout à fait externe, de $\gamma 1a$ (à l'Est de Ploumanac'h et à l'Île Milliau) doit être distinguée des filons précédents. Elle représente sans doute une expression tardive du granite de La Clarté. Ses relations avec les autres générations n'ont pas été étudiées.

2. Avec l'aprite de Trégastel ($\gamma 2bT$)

La place de l'aprite de Trégastel ($\gamma 2bT$) [25] dans la succession des facies est douteuse. Les seuls contacts que l'on puisse observer ont lieu avec $\gamma 1b$ ou $\gamma 1c$. Le mode de gisement ressemble à celui de $\gamma 2b$ au toit de l'unité des granites gris et roses (région de Saint-Samson - Moustéro). L'aprite forme en effet une veine principale, peu pentée vers l'extérieur du massif, d'une épaisseur de 20 mètres au maximum dont dépendent quelques petits filons décimétriques, plus ou moins anastomosés.

Le *stockscheider* 3, comparable au *stockscheider* 2, les contacts inférieur et supérieur de la veine principale et des filons adventifs. Sa ressemblance avec les pegmatites qui marquent le contact $\gamma 1b-\gamma 2b$ (cf. 1ère Part. V.A.2.a) est un argument, sinon une preuve, en faveur de la filiation du facies de Saint-Samson et de l'aprite de Trégastel. La présence de pegmatite à béryl et à tourmaline dans les deux types pétrographiques confirme cette parenté.

Le contact entre $\gamma 1b-\gamma 1c$ d'une part, et $\gamma 2b-\gamma 2bT$ d'autre part est souligné par plusieurs pegmatites de contact du même type. Elles révèlent donc une succession de phases de mise en place de $\gamma 2b$, liées comme le montre l'étude de l'une d'entre elles (*stockscheider* 1 - cf. 1ère Part. V.A.2.a) à l'effondrement (et au décollement) progressif du toit de l'intrusion (figure 12). L'évolution de la structure et de la composition que

l'on constate du *stockscheider 1* au *stockscheider 3* (tableau XI) correspond à l'"enregistrement" d'une modification progressive du magma en relation avec des intrusions dans des décollements de plus en plus tardifs et de plus en plus éloignés dans le toit de l'unité γ_2 (figure 12). L'évolution aboutissant à l'aplite de Trégastel pourrait se prolonger dans les aprites Ap 2.

Le mode de gisement en veines subhorizontales de l'aplite γ_{2bT} et de certains filons Ap 2 relève des derniers mouvements du toit de l'unité des granites roses.

TABEAU XI

Evolution des caractères principaux des minéraux des *stockscheider 1, 2, 3*.

Minéraux	<i>Stockscheider 1</i>	<i>Stockscheider 2</i>	<i>Stockscheider 3</i>
<i>quartz</i>	en grains (sub) microscopiques à structure graphique, arborescent.	abondant, structure graphique, arborescent.	abondant, structure graphique, arborescent.
<i>feldspath</i>	arborescent et "fibreux".	non arborescent.	non arborescent.
<i>biotite</i>	arborescente.	non arborescente.	exceptionnelle, non arborescente.
<i>divers</i>	magnétite.	hématite, (magnétite) tourmaline.	magnétite, tourmaline, béryl, (grenat).

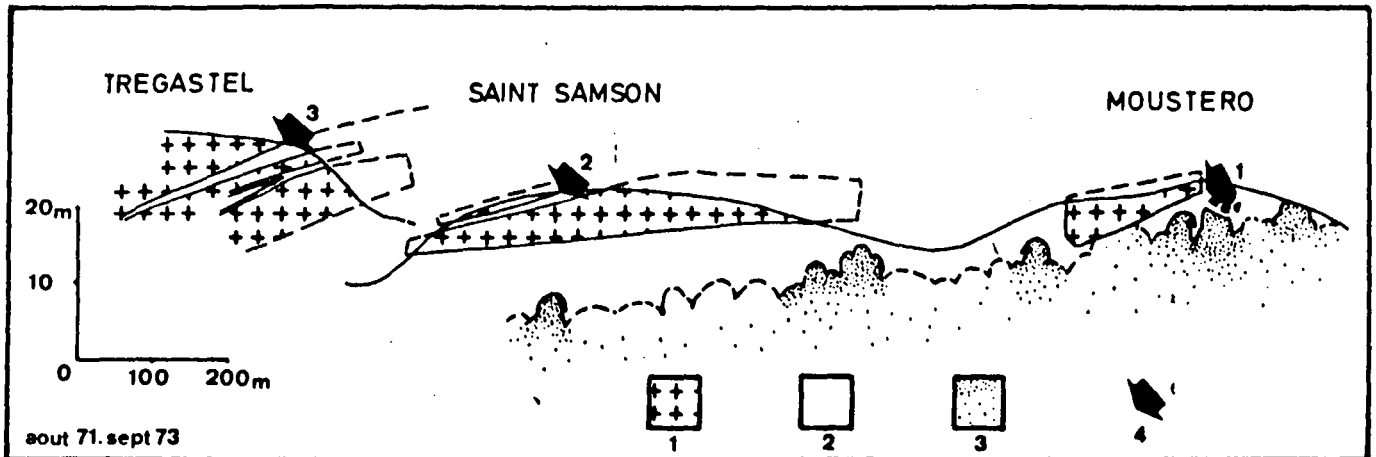


Figure 12 - Localisation des différents *stockscheider* 1, 2, 3, de $\gamma 2b$, entre Moustéro et Trégastel.

1. facies de Traouiéros $\gamma 1b$.
2. facies de Saint-Samson $\gamma 2b$.
3. facies de Canton-Kerléo et de Haren $\gamma 2a$.
4. position des *stockscheider*.

3. Avec les filons de kersantite, de micromonzonite et de micro-granite

L'ensemble des filons est intercalé (figure 13) entre $\gamma 1b$ et $\gamma 2a$ [34][23]. A l'Ile Toënnot, la kersantite apparaît postérieure aux aplites Ap 1, et à l'Ile de Seigle, les deux veines de micromonzonite quartzique sont décalées de quelques décimètres par des *joints mylonitiques* plongeant à 30° vers le coeur du massif. Des aplites à rattacher à la génération Ap 2 (?) prennent place ensuite.

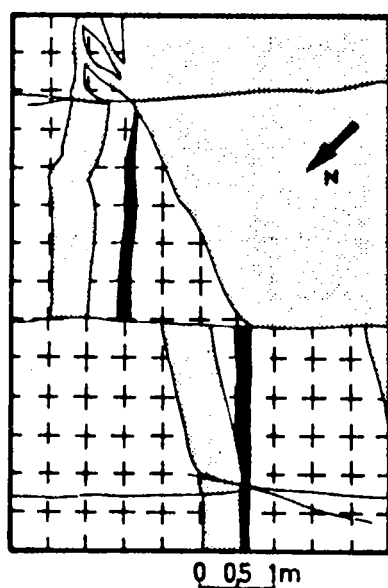
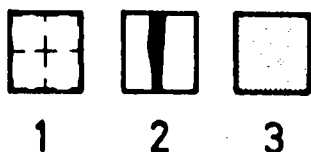


Figure 13 - Relations du filon de microgranite de Porz Termen $\gamma 2PT$ (2) avec le facies de Traouiéros $\gamma 1b$ (1) et le facies de Canton-Kerléo $\gamma 2a$ (3).



Remarques sur la position de la dolérite et des filons de quartz

La position de la *dolérite* signalée par SANDREA [38], intrusive dans $\gamma 1b$, est inconnue.

Les *filons de quartz* très tardifs prennent place indifféremment dans l'encaissant ou dans les différentes unités. La bande de terrain qu'ils occupent (Ile Grande - Trébeurden approximativement) s'alignent dans la direction de la faille signalée au Nord du massif. (cf. 1ère Part.V.B.1.a, figure 4). Ceci indique dans leur localisation, l'importance des rejeux postgranitiques de l'accident (post $\gamma 3$).

En conclusion, on constate (figure 14) que la répartition des filons souligne les grandes coupures du massif.

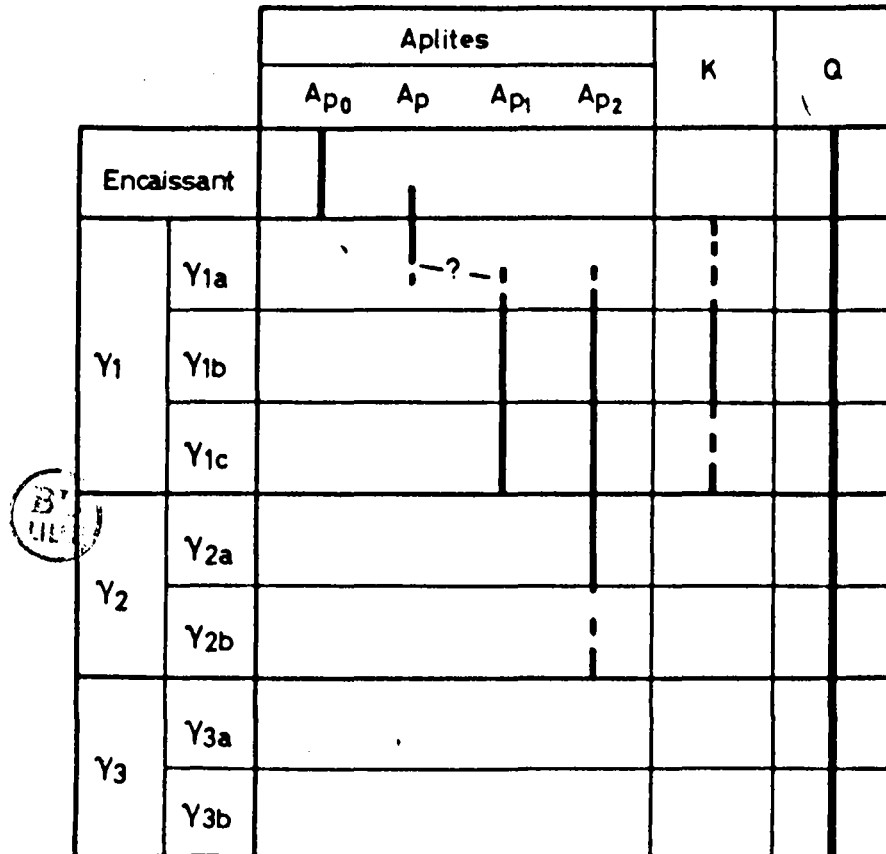


Figure 14 - Répartition des filons dans le massif

K - ensemble kersantite-micromonzonite quartze-microgranite.

Q - filons de quartz.

Les rapports mutuels des différents facies sont donc *extrêmement variés*. Un essai de classification, d'interprétation génétique et chronologique est proposé dans le tableau XII.

Schématiquement, on peut distinguer deux grands types de contact, les uns *très francs délimitent les grandes unités du massif*, les autres *francs à transitionnels séparent les facies différenciés au sein de chaque unité*. Les relations mutuelles entre roches basiques et granite monzonitique (γ_{1b}) diffèrent de tous les contacts précédents :

par l'intervention de déformations liées à l'écoulement du magma ;

par l'importance des échanges chimiques liés à la différence de composition entre la roche déjà cristallisée d'une part et le magma granitique d'autre part.



L'étude des contacts permet de préciser ou de définir :

- la morphologie des unités,
 - en *cône évasé vers le haut, sans doute déraciné*, pour l'unité des granites rouges γ_1 ;
 - en *coupole au toit localement instable* pour l'unité des granites gris et roses γ_2 ;
 - en *coupole dissymétrique* pour l'unité des granites gris de l'Ile Grande γ_3 .

- la disposition de leurs différenciations internes,
 - parallèle aux épontes du cône évasé* dans l'unité γ_1 ;
 - subhorizontale* dans l'unité γ_2 ;
 - cohérente avec la structure en coupole* dans l'unité γ_3 .

TABLEAU XII



Tableau récapitulatif des caractéristiques microscopique et mégascopique des contacts entre facies.
Signification génétique et interprétation chronologique.

Allure mégascopique du contact	Allure microscopique du contact	Signification	Chronologie=Dualité mise en place-Cristallisation des deux facies en présence		Exemples
			Mise en place	Cristallisation	
Passage très progressif d'un facies à l'autre	X	Différenciation progressive (diffusion)	Sub-contemporaine	Sub-contemporaine	$\gamma_{1b}-\gamma_{1a}$
Interpénétration d'un facies dans l'autre	Contact franc (respectant les cristaux des facies juxtaposés) à transitionnel sur 1 à 2 cm ou moins	Différenciation et (ou) Immiscibilité	Contemporaine	Non nécessairement synchrone	$\gamma_{1b}-\gamma_{1c}$ $\gamma_{2a}-\gamma_{2aB}-\gamma_{2b}$ (1) $\gamma_{3a}-\gamma_{3b}$
Filons. Enclaves subanguleuses à arrondies	Contact franc (respectant les cristaux des facies juxtaposés) jamais transitionnel	Mobilité relative d'un facies par rapport à l'autre	Mise en place "peu de temps" après la cristallisation		$\gamma_{2a}-\gamma_{2b}$ (2) $\gamma_{2a}-\gamma_{2PT}-\gamma_{2b}$
Filons. Enclaves anguleuses. Effets de paroi (pegmatites, stockscheider, bordure figée)	Contact franc tranchant les cristaux de l'un des facies	Intrusion	Mise en place "nettement" après la cristallisation		$\gamma_1-\gamma_2$ $\gamma_2 \gamma_3$ Contact filons

L'observation des contacts apporte enfin les éléments d'une chronologie de mise en place et de cristallisation des principaux facies du complexe granitique.

Remarques à propos de l'influence de la tectonique cassante sur la structure du Massif.

Il a été montré que trois accidents, dont l'existence est plus ou moins bien établie, détermine la position du massif (figure 2).

- Le premier ENE-WSW, considéré comme tardi-hercynien [2][40] a un rejet très important qui s'annule vers le Sud au niveau du massif contre l'accident suivant .
- Le second WSW-ENE a une direction proche de celle des failles de Tréguier et du Trégorrois.
- Le troisième NE-SW a une importance moindre.

Les deux premiers, les plus importants ont influencé la structure du Massif et la mise en place des unités. Ainsi, remarque-t-on :

- le développement de la "zone des panneaux" dans γ_2 , l'allure verticale du contact γ_2 - γ_3 et la mise en place des filons de quartz tardifs (post γ_3) dans le prolongement du premier.
- l'allongement de l'unité des granites rouges et l'alignement des témoins de roche basique suivant la direction du second accident.

La première faille, dont le jeu principal est antégranitique, a rejoué à la fois au cours et après la mise en place du massif, c'est-à-dire après le Stéphanien.

Ap₀

Métamorphisme

$$\gamma 1 \left\{ \begin{array}{l} \gamma 1c \\ \gamma 1b + \gamma 1a \\ Ap_1 - Ap \end{array} \right.$$

kersantite

micromonzonite quartzite

microgranite



Joints mylonitiques

$$\gamma 2 \left\{ \begin{array}{l} \gamma 2a, \gamma 2aH + \gamma 2b_1 \\ \gamma 2PT \\ \gamma 2b_2 \\ \gamma 2bT + Ap_2 \end{array} \right.$$
$$\gamma 3 \left\{ \begin{array}{l} \gamma 3a \\ + \\ \gamma 3b \end{array} \right.$$

Filons de quartz

Figure 15 - Esquisse de la succession chronologique des évènements du massif.

CHAPITRE VII - LA SUCCESSION DES EVENEMENTS DANS LE MASSIF

Les filons d'aplite de la génération Ap_0 , précurseurs du granite, sont le premier phénomène magmatique à se manifester sur l'emplacement du futur massif.

Le magma générateur des granites rouges (γ_1) déjà partiellement cristallisé se met progressivement en place, son approche est enregistrée par le métamorphisme des terrains encaissants où se succèdent à un endroit donné des minéraux de plus en plus "chauds".

Des portions de cornéennes, incluant éventuellement des fragments de filon Ap_0 sont immergées dans le magma.

Des masses de gabbronorite (et de gabbrodiorite ?) qui viennent de cristalliser dans des conditions statiques sont entraînées par la magma en écoulement. Elles sont progressivement hybridées, étirées et dilacérées en fragments conduisant aux enclaves basiques disséminées dans le granite de Traouiéros γ_{1b} . Les ocelles qui peuvent être contemporains de la cristallisation des gabbros subissent eux aussi d'importantes modifications. Corrélativement le granite de Traouiéros s'enrichit en "éléments basiques", endomorphisme qui semble responsable de son caractère monzonitique.

Conjointement, certains éléments, notamment les alcalins, migrent vers la périphérie où se différencie le granite sub-alcalin de La Clarté γ_{1a} . Puis les fluides résiduels, exprimés dans les filons de la génération Ap_1 , les aprites périphériques Ap et les accidents pegmatitiques de γ_{1a} , cristallisent dans des conditions désormais statiques et clôturent cette première phase de l'histoire du massif.

L'ensemble kersantite - micromonzonite quartzique - microgranite fait alors intrusion dans des fractures verticales orientées WNW-ESE. Les joints mylonitiques, témoins de discrets mouvements de compression, apparaissent ensuite.

Une partie importante des granites rouges s'effondre alors (avec peut être en profondeur une portion de l'encaissant) ; les granites gris et roses γ_2 prennent place dans la coupole ainsi formée à l'Est et s'insinuent entre les panneaux qui continuent à se décrocher du toit à l'Ouest.

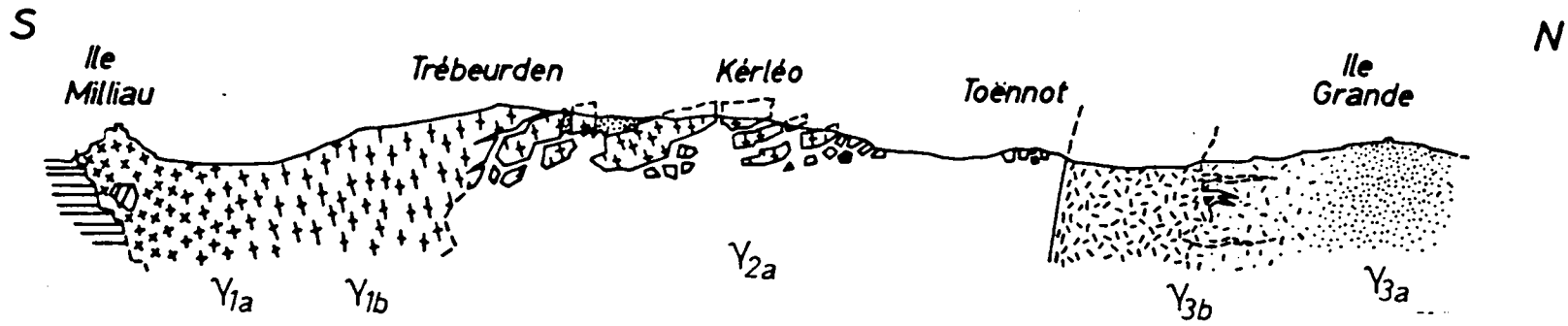
En même temps le facies aplitique de Saint-Samson γ_{2b} se différencie à partir du magma précurseur du granite de Canton-Kerléo γ_{2a} sur lequel il flotte. Le sous-facies de Haren s'individualise au cours de cette différenciation. Les facies de Canton-Kerléo et de Haren cristallisent (le dernier plus rapidement) et dans le granite aplitique resté mobile s'effondrent les derniers panneaux de granite monzonitique. Au toit, quelques décollements naissent encore dans lesquels s'insinue un magma de plus en plus "aplitique" qui va se figer pour donner l'aplite de Trégastel, puis les aplites Ap2. Au contact de la "paroi froide" poussent les *stockscheider* 1, 2 et 3. Entretemps, les panneaux de γ_{1b} viennent reposer sur la limite γ_{2a} - γ_{2b} que leur chute perturbe plus ou moins : des fissures s'ouvrent où γ_{2b} s'introduit. Dans la région de Haren, cette mise en place tardive, qui prédomine, pourrait être contemporaine de mouvements au niveau du contact γ_2 - γ_{1b} (?). Enfin, à peu près au même moment, plus à l'Ouest, se met en place le microgranite de Porz-Termen. Le facies de Saint-Samson γ_{2b} cristallise ensuite. Enfin les fluides résiduels se concentrent dans des corps et des joints pegmatitiques tardifs.

Enfin au centre du massif, les granites gris de l'Ile Grande γ_3 s'introduisent dans un dernier effondrement dissymétrique. Au coeur de l'unité, le facies de Porz Gélén γ_{3a} cristallise après

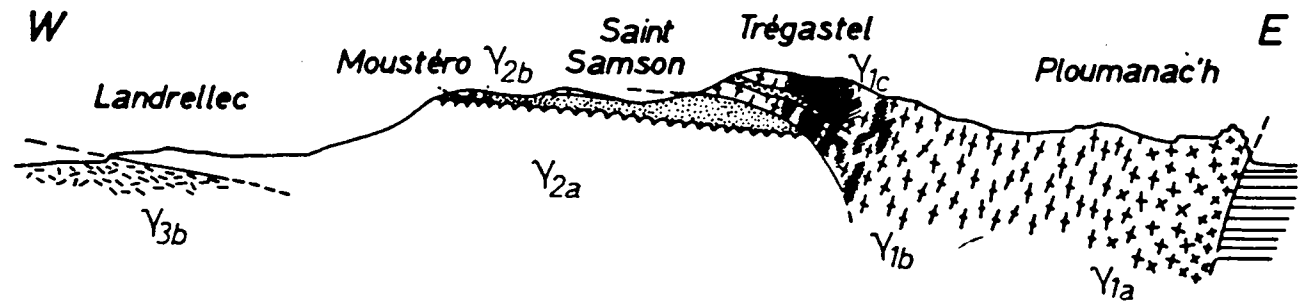
s'être différencié plus ou moins progressivement vers l'extérieur en donnant un magma à caractère leucogranitique. Celui-ci, encore fluide, s'écoule vers l'extérieur où il acquiert une orientation parallèle aux limites de l'unité γ_3 . Il s'insinue localement en filons à bords francs vers l'intérieur du massif. Au contact se développe le *stockscheider* de Landrellec. Lorsqu'enfin les effets dynamiques ont cessé, la muscovite et les accidents pegmatitiques cristallisent.

La formation de filons de quartz, associés à des joints à épidote ou chlorite, est le dernier événement notable à affecter le massif.

COUPE SCHEMATIQUE DU MASSIF



- | | | | |
|--|---|--|---|
| | 1 | | 5 |
| | 2 | | 6 |
| | 3 | | 7 |
| | 4 | | 8 |



CONCLUSIONS DE LA PREMIERE PARTIE

Le complexe granitique de Ploumanac'h - Ile Grande comporte *trois grandes unités en disposition grossièrement concentrique* qui se succèdent, de la plus ancienne à la plus récente, de l'extérieur vers l'intérieur :

- L'unité des granites rouges à gros grain - $\gamma 1$;
- L'unité des granites gris et roses à grain fin - $\gamma 2$;
- L'unité des granites gris de l'Ile Grande - $\gamma 3$.

Chacune se divise en deux facies principaux, l'un "banal", l'autre contemporain ou tardif, différencié à partir du précédent :

- | | | |
|--|---|---|
| Facies de Traouiéros ($\gamma 1b$)
(granite monzonitique) | → | facies de La Clarté ($\gamma 1a$)
(granite subalcalin) |
| Facies de Canton-Kerléo ($\gamma 2a$)
(granite) | → | facies de Saint-Samson ($\gamma 2b$)
(granite aplitique) |
| Facies de Porz GÉlin ($\gamma 3a$)
(granite) | → | facies de Landrellec ($\gamma 3b$)
(granite à 2 micas) |

Des roches basiques et hybrides sont intimement associées au facies de Traouiéros ($\gamma 1b$). L'évolution des ocelles de quartz qui s'y développent se fait en deux étapes distinctes. La première semblant étrangère à l'influence du granite.

Figure 16 - Coupe schématique du massif.

- | | |
|---|---|
| 1. Encaissant métamorphe, | 6. Facies de Saint-Samson $\gamma 2b$, |
| 2. Facies de La Clarté $\gamma 1a$, | 7. Facies de Porz-Gélin $\gamma 3a$, |
| 3. Facies Traouiéros $\gamma 1b$, | 8. Facies de Landrellec $\gamma 3b$, |
| 4. Roches basiques de Sainte Anne $\gamma 1c$, | et types intermédiaires. |
| 5. Facies Canton-Kerléo $\gamma 2a$, | |

Les xénolites suggèrent une évolution en cercle fermé (ou presque) ; ils proviennent (à l'exception des fragments de gneiss et des enclaves microgrenues) d'héritages successifs à partir d'un stock initial contenu dans l'unité $\gamma 1$.

Le cortège filonien, réduit mais varié, souligne les grandes coupures du massif.

L'existence de pegmatites particulières, les stockscheider attire l'attention sur certains de ces contacts ; ainsi l'interface $\gamma 1b-\gamma 2a$, pratiquement dépourvue de stockscheider, s'oppose-t-elle à l'interface $\gamma 1b-\gamma 2b$ où ces pegmatites abondent.

Au sein même des unités, la variété des contacts a été mise en évidence par une analyse géométrique détaillée qui conduit à établir la succession chronologique des événements dans le massif et à préciser sa structure, notamment,

- Dans l'unité des granites gris et roses $\gamma 2$

la séparation subhorizontale des facies $\gamma 2a$ et $\gamma 2b$;
l'existence de deux régions distinctes dans la chambre magmatique

- Dans l'unité des granites gris de l'Ile Grande $\gamma 3$

l'allure dissymétrique de la coupole.

Par ailleurs, la succession des ensembles magmatiques apparaît sous la dépendance étroite de l'évolution du contexte structural du massif.

TABLEAUX RECAPITULATIFS DES CARACTERES MEGASCOPIQUES
ET MICROSCOPIQUES DES FACIES

TABEAU XIII

Tableau récapitulatif des caractères mégascopiques des faciès

UNITES	FACIES	Texture		Enclaves [*]	Pegmatites	Filons ^{**}
Y1	La Clarté Y1a	Largement grenue	Subéquante à orientée	Rares	Fréquentes	Ap. Ap ₀ -Ap ₁ Kersantite, ...etc.
	Traouieros Y1b		Porphyroïde orientée	Abondantes E. basiques Cornéenne	Absentes	
	Sainte Anne Y1c	Ophitique à Subéquante ou orientée	Rares	Pas de Pegmatoïdes		
Y2	Canton Kerlêo Y2a	Finement grenue à grenue		Fréquentes notamment microgrenues	Peu fréquentes	A P ₂
	Haren Y2aH	Très finement grenue				
	Porz Termen Y2PT	Microgrenue porphyrique		Absentes	Absentes	?
	Saint-Samson Y2b	Saccharoïde		Rares ou Absentes	Assez fréquentes Pegmatites de contact	Filons rares
	Trégastel Y2bT	Finement grenue à saccharoïde				
Y3	Porz Gêlin Y3a	Finement grenue		Rares	Absentes	Pas de filon
	Landrellec Y3b	Partiellement orientée			Localement assez fréquentes Peg. de contact	

* Sauf les enclaves d'un granite dans l'autre .

** Sauf les filons granitiques.

TABLEAU XIV

Tableau récapitulatif des caractères microscopiques des faciès.

Quartz	Microcline	Felds. potass. non maclé	Plagioclase	Ferromagnésiens	Divers
Grandes plages xénomorphes joints de grain souvent suturés	Xénomorphe Prépondérant Perthitique automorphe	Rare	Zonage direct An 30-15 Zonage direct An 30-15	Biotite Hornblende	Abondance d'Allanite de Sphène et d'Apatite
Dans les Ocelles surtout	Exceptionnel - sauf dans les ocelles		An 75-30 An 40-25	Olivine Pyroxènes Hornblende Biotite	Ocelles Apatite
Xénomorphe (subautomorphe dans le microcline)	Xénomorphe zoné	Subautomorphe zoné	Zonage récurrent An 25-10	Biotite en petits nids	Chlorite
En gouttelettes et structure granophyrique					
Parfois automorphe	Plus ou moins interstitiel	Subautomorphe auréole de microcline micropegmatitique	Zonage normal An 30-15	Biotite chloritisée	
Subautomorphe à automorphe extinction le plus souvent homogène	Subautomorphe à xénomorphe	Subautomorphe parfois zoné	Zonage discret parfois récurrent An 25-22	Biotite chloritisée	
Micropegmatite			Zonage pratiquement absent An 25-20 et moins	Biotite	Spessartine Tourmaline Béryl
Xénomorphe extinction très irrégulière joints souvent suturés	Interstitiel ou Subautomorphe et zoné	Subautomorphe à xénomorphe plus ou moins microclinisé	Zonage intense et récurrent An 28-12	Biotite chloritisée souvent tordue	Apatite
Xénomorphe extinction tantôt homogène, tantôt très irrégulière			Zonage intense et récurrent An 22-0	Biotite parfois profondément chloritisée	Pinnite Muscovite poecilitique Apatite Tourmaline



PHOTOGRAPHIES : STOCKSCHEIDER 1, 2, 3.

PHOTO. 1 - *Stockscheider* 1. Pointe d'une arborescence feldspathique dont l'extrémité s'arrête avant d'atteindre γ lb (partie supérieure de la photographie) dans la partie de la matrice interstitielle, finement grenue qui jalonne le contact. On remarque les grandes biotites développées de part et d'autre. (x 2)

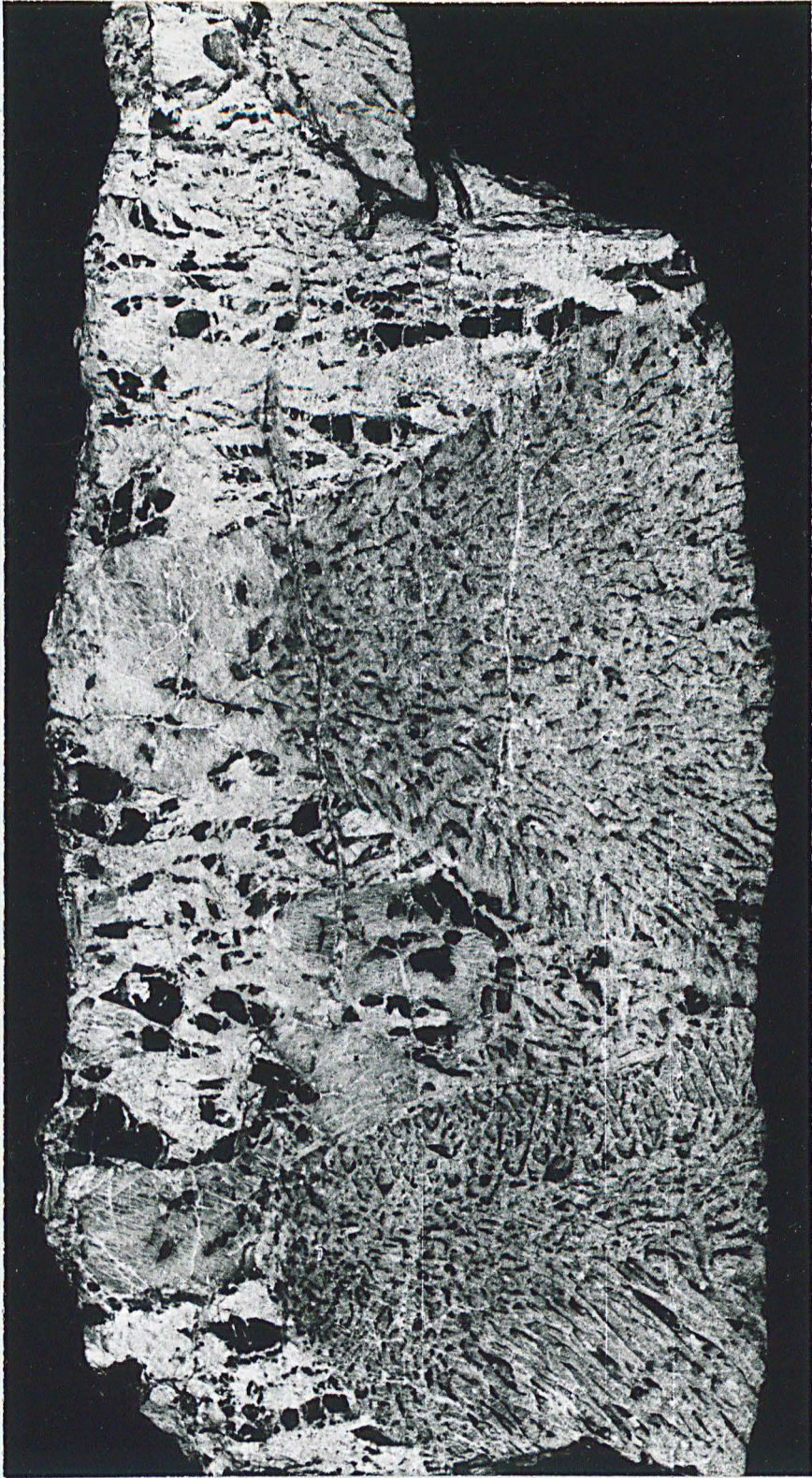


Photo. 2 - *Stockscheider* 1. Partie moyenne et limite inférieure du *stockscheider*. On note les arborescences de biotite et l'aspect fibreux du feldspath alcalin. (x 3/2)



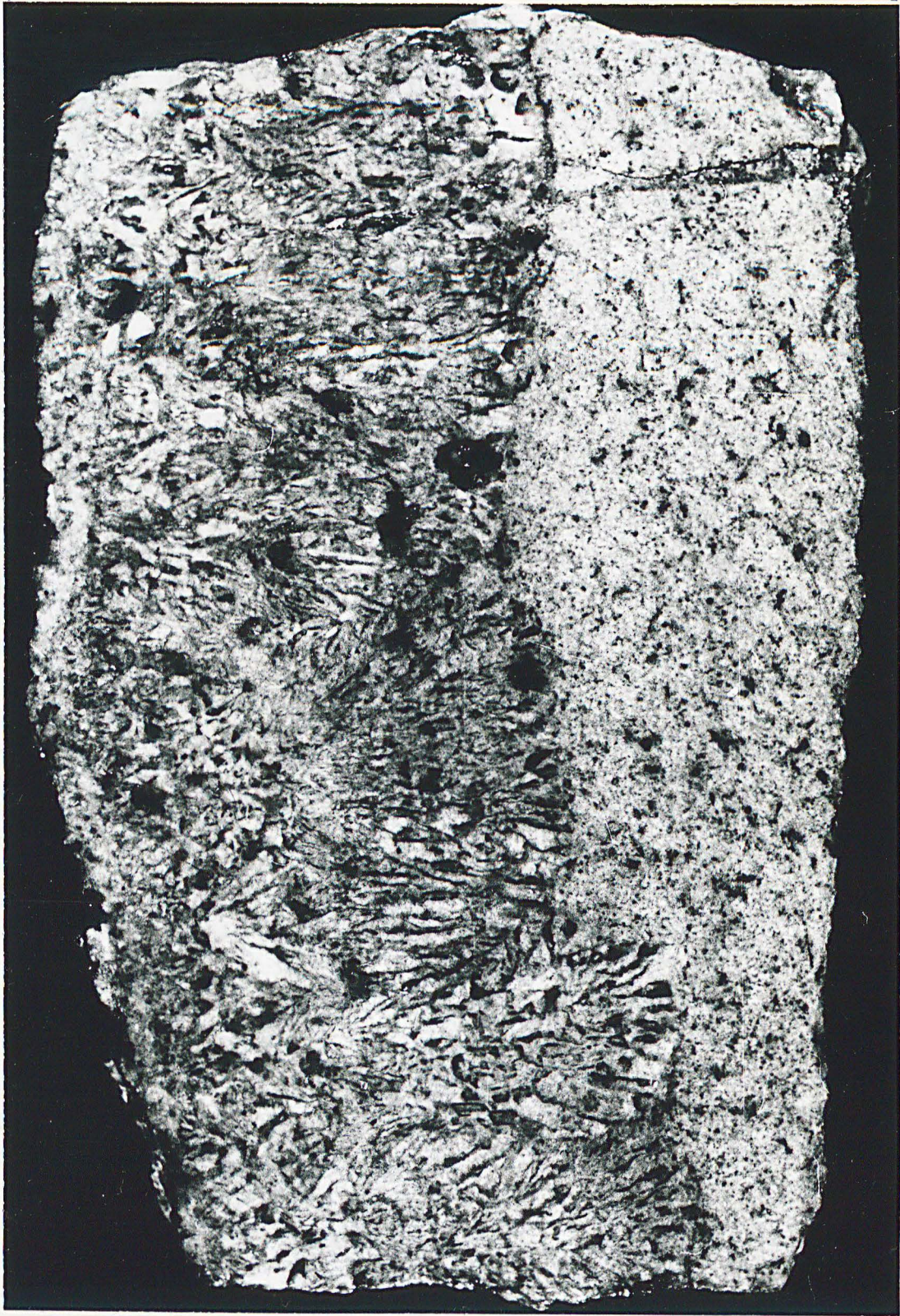
BU
VILLE

Photo. 3 - *Stockscheider 2*. Partie moyenne et limite supérieure de la pegmatite. Les gros bourgeons (quartz graphique et feldspath alcalin) se raccordent à un cristal de feldspath alcalin banal qui assure le contact avec γ lb. (x 3/2)



BU
ALLE

Photo. 4 - *Stockscheider* 3. Limite supérieure et contact avec l'aplite de Trégastel. On distingue les bourgeons associant quartz graphique et feldspath alcalin qui s'accrochent en haut et à gauche sur γ lb (à peine visible). Les grains noirs arrondis sont de la magnétite. (x 2)



BU
LILLE



DEUXIEME PARTIE : THERMOLUMINESCENCE



Au terme de l'étude de terrain et de la description pétrographique quelques problèmes demeurent posés, notamment,

- la signification de LA DISPARITE DES CONTACTS ENTRE γ_1 et γ_2 révélée par l'absence ou la présence des *STOCKSCHEIDER*
- l'origine DES *OCELLES DE QUARTZ* des roches basiques.

La solution de ces problèmes particuliers est intégrée dans la seconde partie du mémoire à UNE ETUDE PAR THERMOLUMINESCENCE DES RELATIONS ENTRE LES FACIES DU MASSIF DE PLOUMANAC'H.

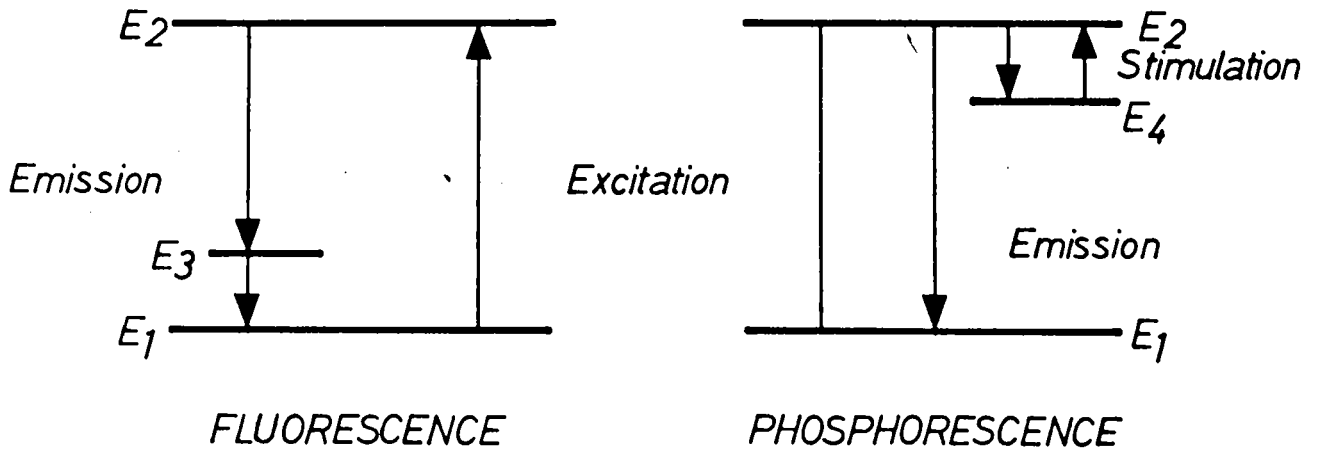


Figure 17 - Présentation schématique des phénomènes de fluorescence et de phosphorescence.

DEUXIEME PARTIE : THERMOLUMINESCENCE

L'utilisation de la thermoluminescence en Géologie, un des aspects de la mise en oeuvre des phénomènes de luminescence cristalline (cathodo-, chimi-, triboluminescence,...) s'inscrit dans le cadre beaucoup plus général des applications de la physique de l'état solide (Electron Spin Resonance, spectrométrie IR, absorption optique, éxoémission électronique, étude des centres de couleur, etc...) aux Sciences de la Terre.

La thermoluminescence (TL) est devenue un auxiliaire classique du géologue "naturaliste", grâce

- à l'utilisation d'un dispositif (encore) simple et peu coûteux,
- à une théorie relativement accessible,
- à ses succès surtout dans les applications qualitatives (son rôle de marqueur) ou quantitative (datation archéologique, étude de la déformation, etc...),
- à ses perspectives d'avenir (applications quantitatives : géochronologie, thermométrie, etc...).

APERCU SUR LA PHYSIQUE DU PHENOMENE

On distingue nettement dans le domaine de la luminescence des phénomènes de fluorescence et de phosphorescence, fondamentalement différents par le mode de retour à l'état fondamental E_1 (émission) d'un électron préalablement excité au niveau E_2 (par divers processus) (figure 17)

- dans le cas de la fluorescence, l'émission se fait par l'intermédiaire d'une ou de plusieurs transitions spontanées E_3 (l'émission cesse en même temps que l'excitation) ;

- dans le cas de la phosphorescence intervient un état métastable E_4 (la transition $E_4 - E_1$ est interdite), le retour à l'état initial nécessite l'intervention d'une stimulation $E_2 - E_4$ et le passage momentané à l'état excité E_2 l'émission se prolonge plus ou moins lorsque cesse l'excitation.

La thermoluminescence ou luminescence thermiquement stimulée est une phosphorescence retardée. Dans le cadre des phénomènes de luminescence cristalline, elle s'interprète à l'aide de la théorie des bandes énergétiques.

Dans un atome isolé (dans un gaz), les électrons se répartissent suivant des états discrets fixés par leurs nombres quantiques. En revanche, la structure électronique d'un cristal parfait, résulte de l'influence de l'ensemble des atomes du réseau. Il s'ensuit une déformation des niveaux électroniques discrets de l'atome libre qui conduit à une structure en bandes comportant dans un cristal isolant et suivant des énergies croissantes :

- une bande de valence saturée en électrons (BV) ;
- une bande interdite à tout électron (B.I) ;
- une bande de conduction susceptible d'être occupée mais généralement dépourvue d'électrons (BC).

Dans la nature, les cristaux ne sont jamais parfaits et la présence de défauts structuraux (lacunes, etc...) ou chimiques (impuretés substitutionnelles ou interstitielles, etc...), liés à l'histoire géologique du minéral (géochimie, fluides, histoire thermique et radioactive) introduit des niveaux électroniques possibles dans la B.I. Ce sont des pièges à électrons (E_e), des pièges à trous (E_t) ou des centres de recombinaisons suivant qu'ils ont une forte probabilité de capture pour les électrons, les trous ou les deux à la fois.

Figure 18 - Sous l'effet d'un rayonnement naturel agissant à l'échelle des temps géologiques (thermoluminescence naturelle, TLN) ou sous l'action du rayonnement artificiel d'une source radioactive puissante (thermoluminescence artificielle, TLA), des électrons de valence sont

libérés (portés dans la B.C.) (1), et peuvent être piégés à des niveaux E_e (2). Une stimulation thermique ultérieure libère les électrons dans la B.C (3), d'où ils peuvent transiter vers un centre de recombinaison (5). Si la transition est radiative, des photons sont émis, dont l'énergie $E_c - E_t$ conditionne la longueur d'onde. L'existence d'émissions de longueur d'onde différentes implique l'intervention de plusieurs niveaux de recombinaison. La recapture d'électrons (4) par les pièges est encore possible, si bien que l'émission lumineuse résulte en définitive d'un bilan entre les processus de recapture (4) et les transitions luminogènes (5).

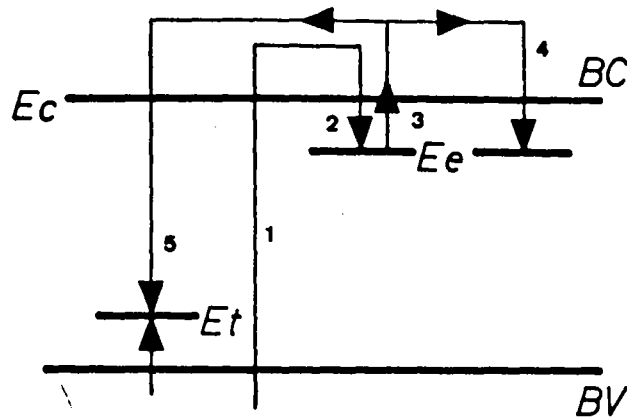


Figure 18 - Schéma des mécanismes de thermoluminescence. Légende dans le texte.

Un des moyens les plus simples pour étudier la répartition énergétique des pièges et leur remplissage par les électrons, consiste à élever progressivement la température du minéral en suivant une loi linéaire :

$$T = T_0 + \beta t \quad (1)$$

avec β , la vitesse de chauffe, et à mesurer le flux lumineux émis en fonction du temps ou de la température. La courbe obtenue présente un ou plusieurs pics. Leur température dépend de

la position du piège dans la bande interdite (profondeur du piège) et leur intensité est fonction du nombre d'électrons piégés. L'observation des pics est limitée au-delà de 400° par l'émission du corps noir.

La probabilité de transition d'un électron piégé est donnée par

$$p = s e^{-E/kT} \quad (2)$$

où E et s sont les facteurs caractéristiques du piège (respectivement profondeur du piège et facteur de fréquence)

k la constante de Boltzmann

T la température absolue.

En l'absence de tout phénomène de recapture le nombre d'électrons libérés est :

$$\frac{dn}{dt} = -pn \quad (3)$$

En intégrant la relation (3) et tenant compte de (1) et de (2), on obtient l'intensité de TL :

$$I(T) = n_0 s e^{-E/kT} e^{-\int_{T_0}^T s e^{-E/kT} dT/\beta}$$

n_0 étant le nombre d'électrons initialement piégés.

La hauteur I^* et la température T^* du pic ($\frac{dI}{dT} = 0$) sont données par :

$$\frac{E}{kT^*} = \frac{s}{\beta} e^{-E/kT^*} \quad (5)$$

$$I^* = s \frac{h\nu_0}{e} \beta k/E \left[\left(\frac{E}{kT^*}\right)^2 + \frac{E}{kT^*} + 4 \right] \quad (6)$$

La vitesse de chauffe β joue un rôle essentiel sur la forme de la courbe de TL. L'équation des courbes de TL montre que si l'on veut utiliser la hauteur du pic I^* pour déterminer le nombre n_0 d'électrons piégés et la température du pic T^* pour calculer les caractéristiques E et s du piège, il est indispensable que la loi de chauffe soit reproductible et linéaire.

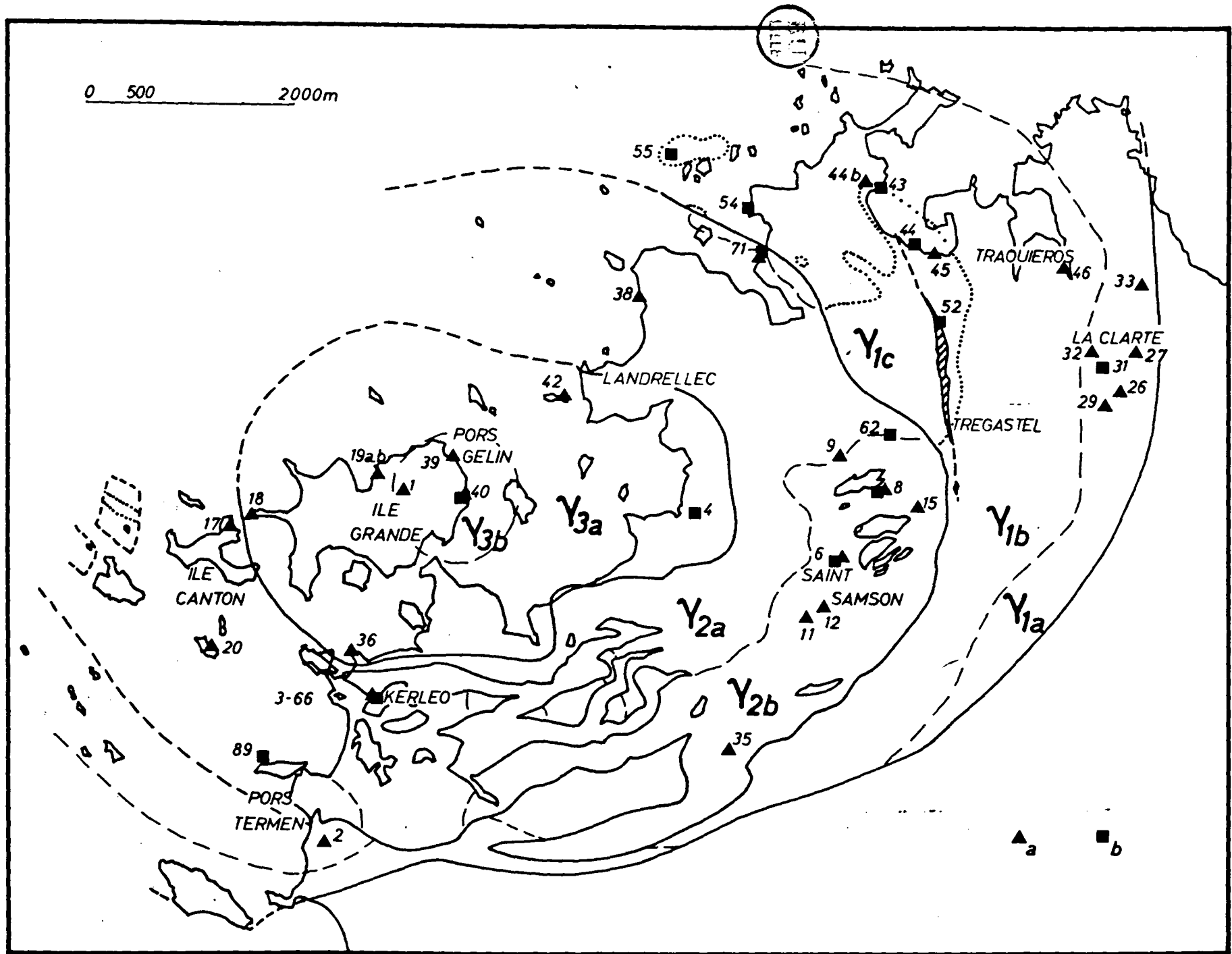
Pour aborder l'étude des contacts et des relations entre les différents facies par TL, j'ai fait appel à deux méthodes :

- la première, s'intéresse à *la TLN de la roche totale* (essentiellement due à l'émission des feldspaths) dont les résultats doivent se discuter avec l'aide de la *radioactivité* (macrothermoluminescence),
- la seconde met en oeuvre *la TLA du quartz* enregistrée sur des grains séparés (microthermoluminescence).

L'essai de microthermoluminescence est bref (1 mm) aussi recueille-t-on assez rapidement un grand nombre d'enregistrements (près de 2000 courbes, soit 125 par échantillon pour le présent travail).

La multiplication des essais autorise l'établissement d'une *image statistique de la forme des courbes et de leur répartition*. La même opération est obtenue plus simplement avec la macrothermoluminescence qui *intègre* sur une seule courbe l'émission d'une multitude de grains. Cependant, la méthode adoptée ici permet *en plus une analyse des tendances et des relations entre les types de courbes* impossible avec la méthode globale.

Une description détaillée des méthodes et de l'appareillage fait l'objet d'une annexe.



Avant de présenter les résultats, il convient de situer les prélèvements étudiés.

CHAPITRE I - LOCALISATION DES PRELEVEMENTS

La figure 19 montre la localisation des divers prélèvements.

A. Prélèvements pour l'étude de la TLN de la roche totale

Les principaux facies ont été échantillonnés en carrière

- dans l'unité des granites rouges $\gamma 1$:

$\gamma 1a$ - 56-26 ; 29 ; 32 ; 33 ;

$\gamma 1b$ - 12-2 ; 56.3 ; 8 ; 46.

- dans l'unité des granites gris et roses $\gamma 2$:

$\gamma 2a$ - 56.3a ; 3b ; 9 ; 17 ; 20 ; 38 ;

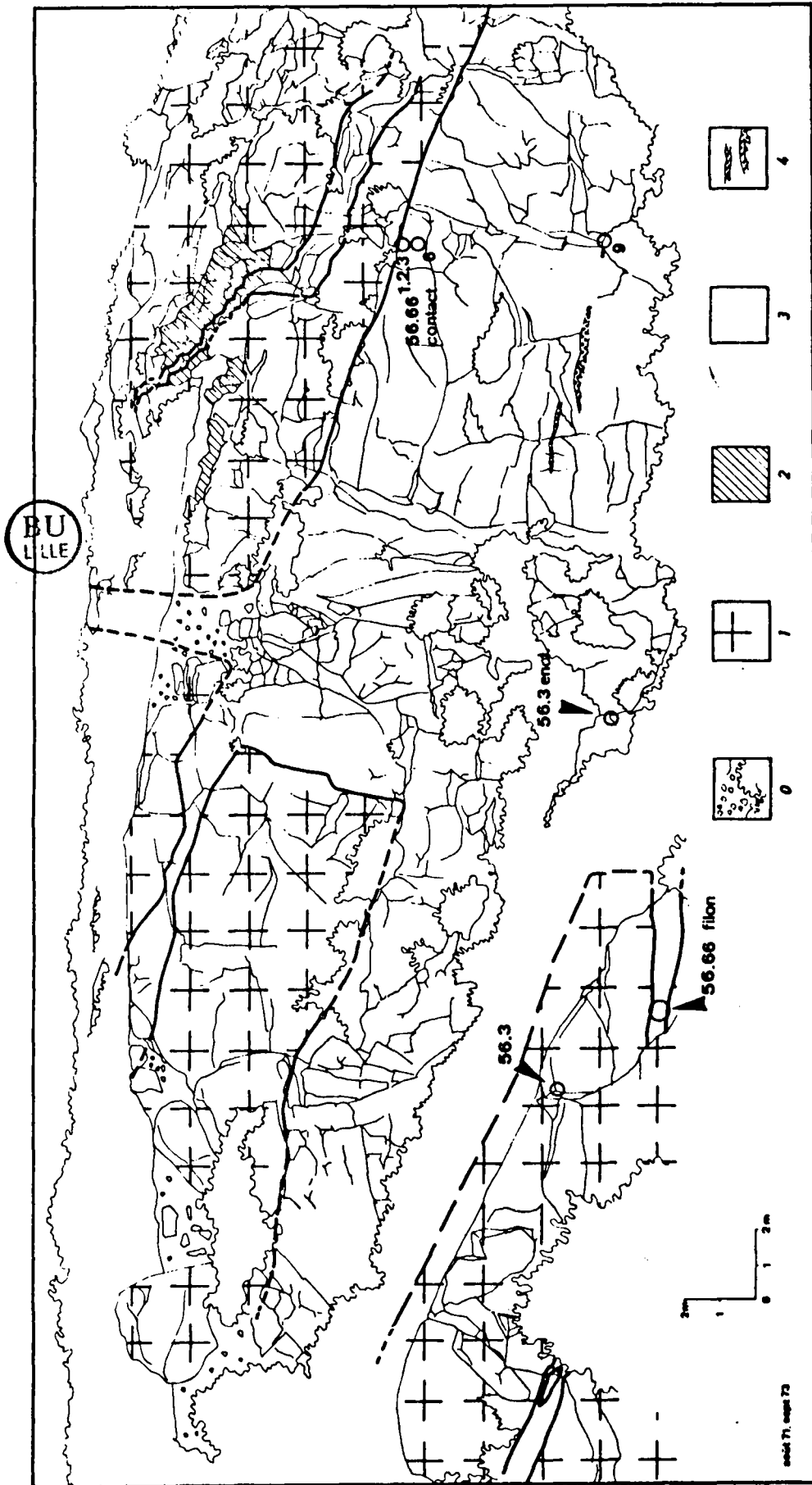
$\gamma 2b$ - 56.11 ; 12 ; 15 ; 35.

- dans l'unité des granites gris de l'Ile Grande $\gamma 3$:

$\gamma 3a$ - 56.1 ; 39 ; 40 ;

$\gamma 3b$ - 56.18 ; 19a ; 19b ; 36 ; 42.

Figure 19 - Localisation des prélèvements étudiés, (a) TLN de la roche totale et/ou radioactivité β et γ , (b) TLA du quartz.



B. Prélèvements pour l'étude de la TLA du quartz

L'échantillonnage a porté d'une part sur les facies pris isolément, d'autre part sur certains contacts entre les unités et entre les facies.

1. Les facies

Les roches granitiques :

- 56.31 - facies de La Clarté (γ 1a)
- 56.71 - sous-facies de Haren (γ 2aH)
- 56.52 - aplite de Trégastel (γ 2bT)
- 56.89 - microgranite de Porz Termen (γ 2PT)
- 56.40 - facies de Porz Gélín (γ 3a)
- 56.4 - facies de Landrellec (γ 3b)

Les roches basiques et hybrides à ocelles de quartz :

- 56.44 - gabbrodiorite quartzique à ortho. et clinopyroxène (à 150 m environ de la gabbronorite)
- 56.43 - roche hybride à grandes lattes de plagioclase et quelques grands cristaux de feldspath alcalin provenant de la bordure de l'unité de Sainte Anne, au niveau du contact avec un facies endomorphique à feldspath rapakiwi du granite de Traouiéros (à 100 m environ d'un facies comparable à la gabbrodiorite 56.44).
- 56.54 - enclave basique à grain fin extraite du facies Traouiéros à la Grève Blanche.
- 56.55 - échantillon des grandes masses hybrides de l'Ile de Seigle.

Figure 20 - Localisation des prélèvements dans la carrière Kerléo.

- 0. Affleurements masqués,
- 1. Facies de Traouiéros γ 1b,
- 2. Enclave basique γ 1c,
- 3. Facies de Canton-Kerléo γ 2a,
- 4. Facies de Saint-Samson γ 2b.

2. Les contacts

Les contacts étudiés plus en détail se rapportent surtout à l'unité $\gamma 2$; à ses contacts avec l'unité $\gamma 1$ et aux relations de ses facies constitutifs.

- Le contact $\gamma 2a-\gamma 1b$ a été étudié à partir de l'échantillonnage de la carrière Kerléo (fig. 20) :

56.3 - échantillon d'un grand panneau de $\gamma 1b$;

56.3-encl. - échantillon mixte comportant une enclave décimétrique de $\gamma 1b$ dans son encaissant $\gamma 2a$;

56.66-filon - échantillon du petit filon décimétrique avec ses épontes ;

56.66-contact - trois échantillons sur une même verticale à des distances croissances de la limite $\gamma 1b-\gamma 2a$,

. à partir du contact, gros échantillon scié en 3 morceaux (1. 2. 3.)

. à 0.25 m (6)

. à 6 m (9)

- Le contact $\gamma 2b-\gamma 1b$.

56.8 - échantillon, mixte, recueilli à la partie supérieure du panneau de $\gamma 1b$ (le plus interne de la région de Saint-Samson).

- Le contact $\gamma 2aH-\gamma 2b$

56.6 et 56.62 - deux échantillons, mixtes, provenant de la région de Saint-Samson - Moustéro.

CHAPITRE II
LES RELATIONS DE LA RADIOACTIVITE ET DE LA THERMOLUMINESCENCE

A. La radioactivité

Quelques travaux ont été consacrés à la radioactivité du massif [14][62][63][64][65] et surtout à celle des granites rouges γ 1. Les minéraux accessoires radioactifs y sont en effet abondants : allanite, sphène, rutile, apatite, thorite (?), monazite [27]. Ils sont responsables avec le feldspath potassique de l'essentiel de la radioactivité. Selon PINCET et LOY [65], la bordure externe du granite de La Clarté et les veines d'aplopegmatite du contact avec l'encaissant présentent l'activité maximum, tandis que les roches basiques de Sainte Anne montrent les taux de comptage minima.

1. La radioactivité β (compteur anticoïncidence, voir annexe)

Les mesures d'activité des principaux facies du massif sont présentées dans le tableau XV. Les mesures correspondent aux échantillons granitiques dont la TLN a été étudiée.

Trois échantillons provenant des roches de Sainte-Anne ont été ajoutés à titre de comparaison :

- 56-43 - roche hybride échantillonnée au contact avec le granite de Traouiéros ;
- 56-44b - gabbrodiorite ;
- 56-45 - gabbronorite du coeur de la masse basique.

Les valeurs de la radioactivité β s'échelonnent depuis 55 jusqu'à 314 coups par minute et décroissent, grossièrement de la périphérie vers le coeur du complexe. Le maximum est localisé dans le facies de La Clarté (γ 1a) et le minimum dans les

TABLEAU XV

Radioactivité des principaux facies du massif

		Numéro d'échantillon	Radioactivité de roche totale coups/min.	Moyennes
γ1	γ1a	32	313.9	287.8
		29	311.2	
		33	272.7	
		26	253.7	
	γ1b	2	253.1	210.1
		46	210.4	
		3	191.8	
		8	185.1	
	γ1c	43	193.2	116.7
44 b		102		
45		55.1		
γ2	γ2b	12	243	197.8
		15	199.1	
		35	190.7	
		11	158.4	
	γ2a	3 b	184.7	165.4
		9	172.4	
		20	171.6	
		17	163.6	
		3 a	155.6	
		38	144.3	
γ3	γ3a	39	156.7	155.3
		1	155.2	
		40	154.2	
	3b	19 b	148.4	146.3
		19 a	148	
		36	147.2	
		42	144.9	
		18	143.4	

BU
LILLE

Conditions expérimentales :

Compteur anticoincidence -

HT - compteur de garde : 1200 V

HT - compteur de mesure : 1150 V

Bruit de fond : 2.5 coups/min.

Poids de l'échantillon : 10 g.

roches basiques de Sainte-Anne ($\gamma 1c$) conformément aux observations de PINCET et LOY. A l'exception du facies de Porz Gélén ($\gamma 3b$), les facies différenciés ($\gamma 1a$, $\gamma 2b$) sont plus radioactifs que le facies "banal" qui leur correspond.

2. La spectrométrie γ

L'annexe contient notamment les résultats préliminaires de l'étude par spectrométrie γ des principaux facies du massif. Soulignons les faits essentiels suivants,

- les teneurs en U et Ht dépassent nettement les valeurs admises pour les granites

	Moyennes Ploumanac'h	Moyennes Roches granitiques [66]
Th	36.3	7.94 à 13.5
U	13.5	2.7 à 4.02

- l'équilibre radioactif est atteint ce qui exclut toute altération ou lessivage des roches échantillonnées susceptible de fausser les relations radioactivité - TL*.

B. La thermoluminescence de la roche totale

1. Généralités

La TL des feldspaths (prépondérante dans l'émission TLN de la roche totale) n'a pas bénéficié d'aussi nombreuses études que le quartz (cf. chapitre III ci-après). L'important

(*) Un départ sélectif récent de l'uranium ou de ses descendants est en effet susceptible d'entraîner l'existence d'une activité mesurée non représentative de celle qui est responsable du remplissage des pièges en électrons.

travail réalisé par OGIER en 1972 [110] constitue une référence essentielle sur ce sujet.

L'influence de nombreux facteurs (facteurs expérimentaux, paramètres cristallins, éléments majeurs et éléments en trace, contraintes, altération, etc...) y est étudiée en détail.

Trois résultats importants sont à extraire :

la mise en évidence *indirecte* de l'importance des défauts structuraux, révélés par l'influence :

- du traitement thermique, marquée par deux phénomènes : jusqu'à 400° C un recuit des défauts (diminution de l'intensité de TL) ; au-delà, une trempe des défauts (augmentation de l'intensité de TL) ;
- de la porosité, la TL augmentant en même temps que la microporosité (< 300 Å) ;
- de la déformation expérimentale ou naturelle, agissant à la fois sur l'intensité et sur la température des pics.

la mise en évidence du rôle des impuretés : Fe, V, B, Cr, Ni, Co, Ba, Ga, Mn, Cd et de leur état ionique (oxydation, réduction par traitement thermique ou irradiation).

la mise en évidence d'une augmentation de l'intensité de la TLA avec la teneur en molécules d'orthose des perthites.

Le dernier point recoupe des observations de CHARLET [77] et de MAC DOUGALL [98].

Figure 21 - Types de courbe de TLN de la roche totale.

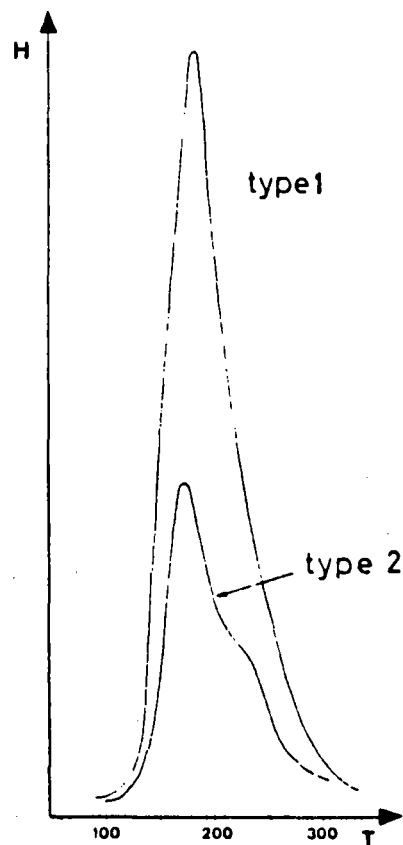
2. Les résultats de la TLN de la roche totale

Les résultats de la TLN de la roche totale (intensité H, température T du pic principal et type de courbe) sont groupés dans le tableau XVI commenté ci-après.

a - Les types de courbe

Deux types de courbes peuvent être distingués (figure 21)

- le type 1 qui ne présente qu'un seul pic entre 171 et 182° ;
- le type 2 qui montre en plus une inflexion à haute température ($\approx 250^{\circ}\text{C}$) plus ou moins bien marquée (peu sensible pour les deux échantillons 56.9 - 56.3b). Le type 2 se cantonne aux unités γ_1 et γ_2 (avec toutefois une exception pour le faciès γ_{2b}).



b - La température du pic principal

La température du pic principal varie peu. Cependant, les facies différenciés (surtout $\gamma 1a$, $\gamma 2b$) montrent des températures moyennes systématiquement plus basses que le facies "banal" correspondant. (La différence entre $\gamma 3a$ et $\gamma 3b$ n'est certainement pas significative).

c - Les intensités moyennes du pic principal

Les intensités moyennes du pic principal se répartissent en deux groupes de valeurs, les unes faibles de 0,5 à 3 cm correspondant aux unités $\gamma 1$ et $\gamma 2$, les autres fortes entre 6 et 39 cm pour l'unité $\gamma 3$.

La TLN met donc en évidence dès maintenant l'importance de la coupure entre d'une part, les unités $\gamma 1$ et $\gamma 2$, d'autre part l'unité $\gamma 3$. Corrélativement, elle révèle des liens de parenté étroits entre les unités $\gamma 1$ et $\gamma 2$. De plus, elle montre le caractère particulier de $\gamma 2b$.

C. Les relations de la TLN avec la radioactivité β

Dans la figure 22, la thermoluminescence des différents échantillons apparaît comme une fonction linéaire de l'activité β de la roche totale [23].

Une interprétation possible de ces relations consiste à les assimiler à des courbes de saturation naturelles dans lesquelles les variations de la dose de rayonnement.

TABLEAU XVI

Type de courbe, températures et intensités du premier pic de TLN des principaux faciès du massif

Unités	Faciès	Types de courbe	n° d'échantillon	Températures du pic principal	Moyennes des températures	Intensité du pic principal	Moyennes des intensités
γ1	γ1a	2	32	173,3	173,65	2,13	1,66
			29	172,4		1,50	
			33	173,3		1,74	
			26	175,6		1,27	
	γ1b	2	2	173,4	175,3	2,61	1,35
			46	177,5		1,08	
			3	176,1		0,71	
			8	174,2		0,99	
γ2	γ2b	1	12	171,4	175,7	2,59	2,75
			15	178,6		2,88	
			35	175,0		2,73	
			11	177,9		2,82	
	γ2a	2	3 b	180,9	179,58	1,83	1,47
			9	175,4		1,8	
			20	180,9		1,52	
			17	178,9		1,26	
			3 a	179,6		1,37	
			38	181,8		1,03	
γ3	γ3a	1	39	175,7	176,07	6,57	7,91
			1	175,3		8,35	
			40	177,2		8,83	
	γ3b	1	19 b	176,0	176,08	39,17	28,64
			19 a	171,3		31,22	
			36	176,6		24,3	
			42	178,7		16,6	
			18	177,8		20,75	

Conditions expérimentales, dispositif de macrothermoluminescence :

HT du tube photomultiplicateur = 900 V ;

vitesse de chauffe = 1°/s ;

poids d'échantillon : 0,4 g ;

Les intensités sont mesurées en cm et rapportées à la sensibilité 1 de l'enregistreur.

$$D = r \times t$$

r = radioactivité
t = temps d'irradiation

sont liées non pas à la modification du temps d'irradiation t (comme dans les expériences de saturation artificielle ^(*)) mais aux modifications de l'intensité de la radioactivité r (L'âge t des différents facies étant le même). Les différentes réponses des échantillons à l'irradiation (*aptitude à la TL*, conditionnée par la nature de la roche) se manifestent par des coefficients angulaires différents.

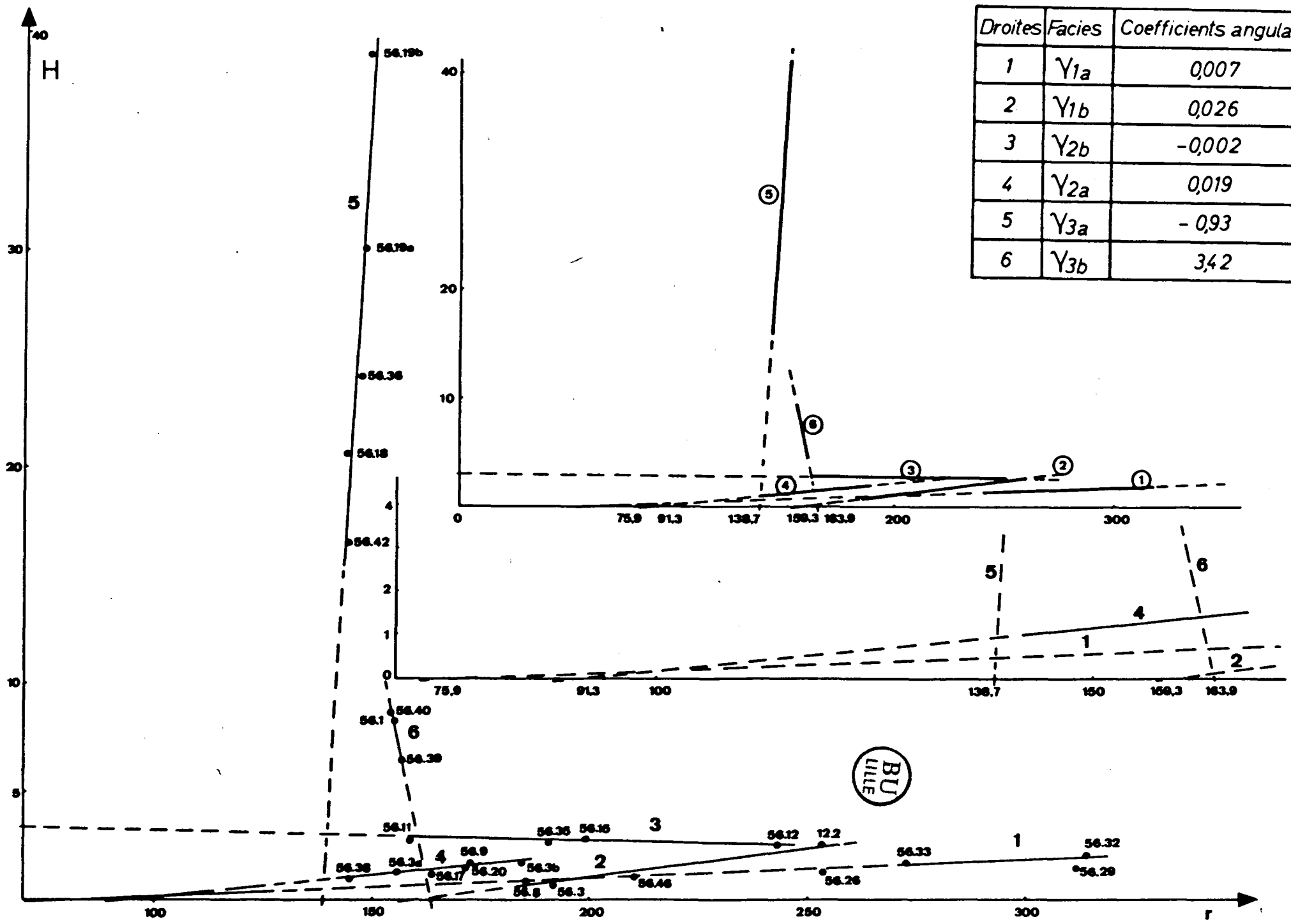
Dans le cadre de l'interprétation proposée et compte tenu des différences d'aptitude à la TL d'un facies à l'autre, on peut dire que :

- les droites 1, 2, 4 et 5, avec un coefficient angulaire positif représentent la partie croissante d'une telle courbe,
- la droite 3 avec un coefficient nul, constitue le palier de saturation,
- la droite 6 enfin, avec un coefficient négatif, montre la partie décroissante au-delà du palier de saturation.

Par ailleurs, l'existence d'une ordonnée à l'origine négative, peut s'interpréter comme un témoignage de l'histoire thermique du facies correspondant. En l'absence d'histoire thermique, les droites de corrélation devraient passer par l'origine. La dispersion plus ou moins grande des points pourrait en traduire le degré d'homogénéité.

Enfin, la répartition des valeurs des coefficients angulaires confirme la coupure entre d'une part, γ_1 et γ_2 (valeurs faibles) et d'autre part γ_3 (valeurs fortes).

(*) Une courbe de saturation artificielle qui donne les variations de l'intensité de TL en fonction de doses d'irradiation croissante comprend trois parties plus ou moins distinctes : une partie croissante (parfois linéaire), un palier dit de saturation et une partie décroissante.



De telles relations constituent sur le plan des méthodes :

une possibilité de caractérisation synthétique d'un faciès, tenant compte à la fois de la radioactivité, de l'aptitude à la TL (donc de la nature de la roche) et de l'histoire thermique ; un moyen de juger de l'appartenance d'une roche à un faciès ou à un autre ;

une méthode de discussion de la TLN (et de la TL en général) d'un grand intérêt dans l'application à la géochronologie. (Travaux en cours).

Elles révèlent, dans le cas du massif de Ploumanac'h l'importance de la coupure entre, d'une part γ_3 et d'autre part, γ_2 et γ_1 . Elles suggèrent la parenté des deux dernières unités et permet de penser que matériel de γ_2 provient d'une remobilisation de γ_1 .

Elles reflètent enfin, sur un plan plus général, une discontinuité majeure entre deux types de granitoïdes [118] d'un côté, un granite monzonitique associé à des enclaves basiques et des granites dérivés, de l'autre des types pétrographiques à tendance "leucogranitique". Une telle différence de TLN a déjà été signalée [77] et l'on peut se demander si elle n'a pas un caractère général.

En conclusion, les résultats de la TLN, de la radioactivité et les relations de l'intensité de TLN avec la radioactivité de la roche totale révèlent l'étroite parenté des unités γ_1 et γ_2 . Ils font aussi pressentir (comme dans le cas de γ_2b) l'intérêt d'une étude par TL des différenciations internes des unités.

Une analyse plus détaillée des facies est rendue possible par l'utilisation de la thermoluminescence artificielle du quartz dont la courbe, très complexe permet la distinction de types plus nombreux. Elle doit être effectuée sur grain séparé. En effet, la TL du quartz, très faible vis-à-vis de celle des feldspaths, nécessite l'emploi du dispositif de microthermoluminescence (voir Annexe). Un grand nombre d'essais est en outre indispensable pour obtenir une idée statistique des types et de leur répartition.

L'étude par microthermoluminescence a été appliquée à l'ensemble du massif (figure 19), toutefois notre attention s'est portée plus particulièrement sur :

- l'unité γ_2 , ses contacts avec γ_1 et les relations entre ses facies constitutifs ;
- les ocelles de quartz, qui permettent d'aborder les relations des roches basiques et hybrides avec le granite de Traouiéros γ_{1b} .

TABLEAU XVII

Les défauts du quartz - Relations avec l'histoire géologique (ou les conditions de synthèse et de traitement).

	Nature des défauts. Création et évolution.	Histoire géologique (Conditions de synthèse ou de traitement).
<div style="border: 1px solid black; border-radius: 50%; padding: 2px; display: inline-block; text-align: center;"> BU LILLE </div> Défauts d'ordre physique.	Lacunes (anion ou cation). Dislocations [69][108][97] [111].	Conditions de cristallisation naturelle ou de synthèse. Déformations. Broyage.
	Migrations, lacunes - ions interstitiels. Défauts de surface. Transition $\alpha \rightleftharpoons \beta$ [92]. Diffusion des fluides [92][81] [87] et des défauts. Cicatrisation des dommages d'irradiation [108]. Oxydation [96].	Histoire thermique. Traitement thermique [94] [Température, durée ; trempe, recuit, etc...]
	Déplacement des atomes par chocs élastiques [97][94][108] [68][92], lacunes - ions interstitiels.	Histoire radioactive. Effets d'irradiation.
Défauts d'ordre chimique.	Réduction : $Fe^{+++} + e^{-} \rightarrow Fe^{++}$ [110]	
	Impuretés substituées ou interstitielles : Al^{+++} [92][96]; Ti^{++++} [107][112]; Fe^{+++} [90][83][96]; (Co^{++} , Co^{+++} [96] Ge^{+++} [68] [108],)* Na^{+} , Li^{+} [92][68][72][96]; (K^{+} [96])*. Diffusion des fluides [92][81] [87].	- Conditions physicochimiques de genèse - Conditions géochimiques (Eléments majeurs, éléments en traces, fluides) et thermodynamiques. Conditions de synthèse, de dopage et de traitement.

* surtout dans le quartz synthétique.

CHAPITRE III - LA THERMOLUMINESCENCE ARTIFICIELLE DU QUARTZ

A. Aperçu bibliographique

1. La thermoluminescence du quartz. Défauts cristallins et histoire géologique

Pendant ces dernières années, l'état des connaissances sur la physique du quartz a beaucoup progressé grâce à de nombreuses études sur le minéral tant naturel qu'artificiel (gemmes artificielles, quartz pour l'électronique). La littérature à ce sujet est volumineuse ; nous ne ferons référence ici qu'à certains articles principaux ou synthétiques concernant surtout le quartz naturel.

Le tableau XVII est un essai de classification des relations de l'histoire géologique (ou des conditions de synthèse et de traitement) avec la création et l'évolution des défauts du quartz. Il montre que sont susceptibles d'intervenir :

- *l'histoire thermique naturelle* (métamorphismes, magmatisme, foyers, incendies, etc...) et *artificielle* (traitement thermique)
- *l'histoire radioactive naturelle* et *les irradiations artificielles* (^{60}Co , RX, explosion nucléaire, ...)
- *les conditions physicochimiques de genèse naturelles* (géochimie, nature des fluides, conditions thermodynamiques) ou *artificielles* (synthèse, dopage, etc...).

Le tableau XVIII regroupe quelques références bibliographiques concernant la température des pics de TL du quartz. L'utilisation et la comparaison de telles données, est rendue malaisée par l'adoption de vitesse de chauffe et de systèmes de mesure de la température différents. Elle est impossible

en toute rigueur dans le cas le plus fréquent où l'on ne connaît pas les paramètres E et s du piège qui conditionnent aussi la position des pics en température - voir introduction).

Certains auteurs ont tenté d'attribuer les pics de TL à telle ou telle imperfection du minéral [68][72][92][107]. Dans cet ordre d'idée, une étude très complète a été menée par ICHIKAWA [92] à partir d'un quartz naturel dopé avec les éléments Al, Li, Na.

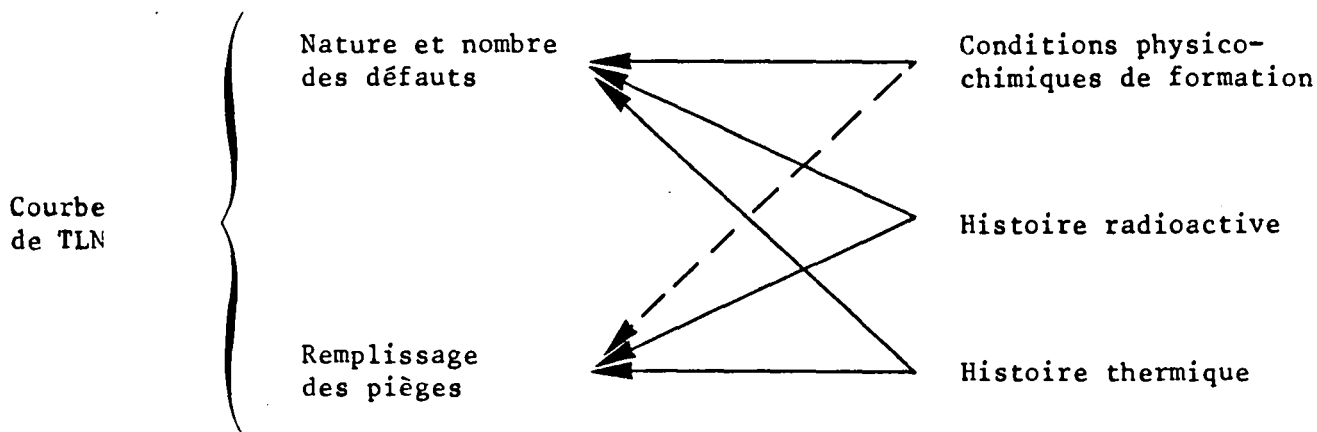
D'après ses résultats (voir le tableau XVIII [92]), les pics A, très sensibles au traitement thermique, au broyage ainsi qu'à l'atmosphère du four au cours du traitement thermique seraient surtout en relation avec des défauts structuraux. Les mêmes défauts structuraux interviendraient conjointement avec les impuretés Al et Na pour les pics C et D. Les pics B sont au contraire très nettement liés à la présence du couple Al-Li.

TABLEAU XVIII

Comparaison de quelques données bibliographiques sur la température des pics de thermoluminescence du quartz.
Correspondances probables.

Références bibliographiques	Température des pics (en degrés C.)							Vitesse de chauffe β
[97]	180		300					0.06°/s
[92]	110 A ₁	170 A ₂	185 B ₁	245 B ₂	280 C	380 D	1.25°/s	
[91]	110		370-400		430-480			20°/s
[107]	60°		230		280	330		-
présente étude	65 (60.70)	87.5 à 102.5 (85.90)(100.105)	150 à 125 (140.160)(115.135)	190 (180.200)	240 (230.250)	280 (270.290)	350	5°/s

La thermoluminescence du quartz résulte donc de l'interférence de plusieurs phénomènes ; dans le cas le plus complexe, la TLN, on a très schématiquement :



Elle constitue en conséquence un bilan d'une histoire géologique dont on peut obtenir une "image" plus complète avec la TLA. Cette dernière révèle en effet un contenu en défauts, débarassé grâce à un traitement thermique et une irradiation standards, d'une partie importante des effets thermiques et radioactifs inscrits dans le remplissage des pièges (courbes amputées de leurs pics de basse température).

2. Les applications aux Sciences de la Terre

Deux grands types d'application à la géologie sont d'ores et déjà effectifs.

a - Le premier type d'application

Le premier type utilise la TL comme marqueur d'un phénomène ou d'un objet géologique.

L'adoption de la TL du quartz comme traceur dans l'élaboration des reconstitutions paléogéographiques est maintenant devenue classique [67][73][76][77][78][79][85][86][93].

Une application comparable à la pétrologie des roches ignées est, par contre, plus récente mais se montre dès maintenant très fructueuse. Deux tendances se manifestent :

- l'étude des gangues quartzieuses des filons minéralisés dans l'optique de la prospection des gisements filoniens [88][95][104][105][106],
- l'étude des relations de la TL du quartz avec les évolutions pétrographiques [23][74][100][102][103].

Les résultats de la TL dans ces deux voies de recherche permettent de :

- matérialiser les relations entre les facies pétrographiques et leurs évolutions (hybridation, différenciation, albitisation) [23][74][103],
- montrer une liaison avec le degré de métamorphisme [77][99][102],
- mettre en évidence une disparité des gangues quartzieuses, fonction de leur minéralisation et de leurs conditions de genèse [88][104][105],
- révéler des remobilisations de métallogénèses [106], ou de facies granitiques [23] ayant des implications dans l'établissement d'une chronologie relative [74][104][106].

b - Le second type d'application

Le second type d'applications consiste en une simulation tendant à reproduire expérimentalement une évolution observée et à en fixer les paramètres équivalents. La méthode a été utilisée avec succès par MAZERAN [101] dans une étude du métamorphisme de contact.

Il est enfin raisonnable d'espérer que les progrès dans la connaissance du phénomène (relations précises TL - défauts ; thermodynamique de la création et de l'évolution des défauts ; connaissance des mécanismes de TL) et dans l'expérimentation, amèneront non seulement de nouvelles applications, mais aussi

la possibilité de méthodes quantitatives : dosimétrie - datation, thermométrie, quantification de la déformation, appréciation du degré d'altération d'une roche, etc...

Dans les pages qui suivent c'est surtout au rôle de marqueur, "reflet d'une histoire géologique" que l'on fera appel.

B. Individualisation des types de courbes (figure 23)

1. Position des pics en température

Le dépouillement des enregistrements permet de reconnaître 6 pics numérotés dans l'ordre de leur apparition de 1 à 6. Un septième pic se manifeste sporadiquement, noyé dans l'émission du corps noir dont il n'est pas tenu compte dans la distinction des types de courbes. Les pics sont regroupés par commodité en pics de basse température (de 1 à 3) et de haute température (de 4 à 6).

Les températures mesurées en degrés centigrades restent constantes d'une courbe à l'autre, sauf pour les pics 2 et 3, qui montrent des variations.

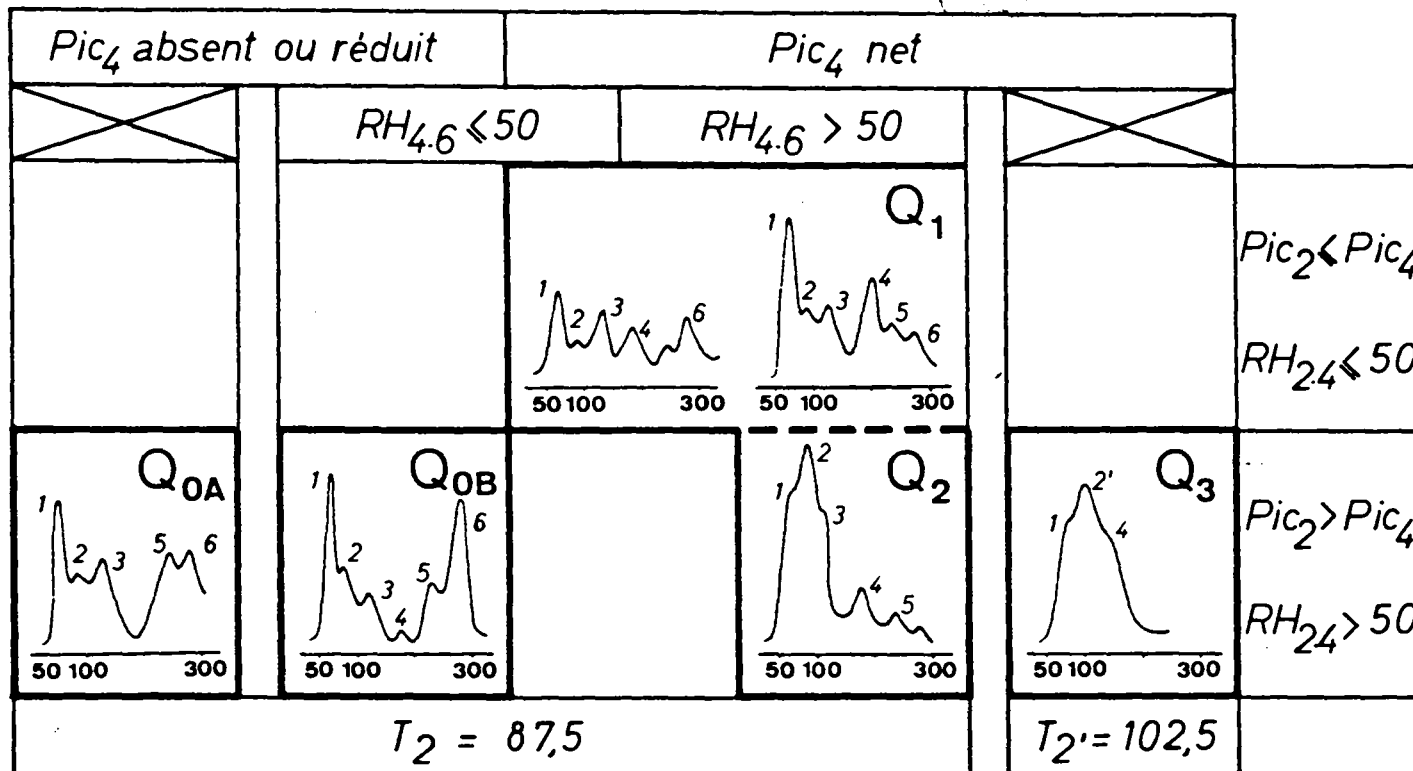


Figure 23 - Grille de distinction des types de courbe de TLA du quartz

<u>pic 1</u>	<u>pic 2 - pic 2'</u>	<u>pic 3</u>
65 (60-70)	87,5 ou 102,5 (85-90) (100-105)	150 à 125 (140-160) (115-135)
<u>pic 4</u>	<u>pic 5</u>	<u>pic 6</u>
190 (180-200)	240 (230-250)	280 (270-290)

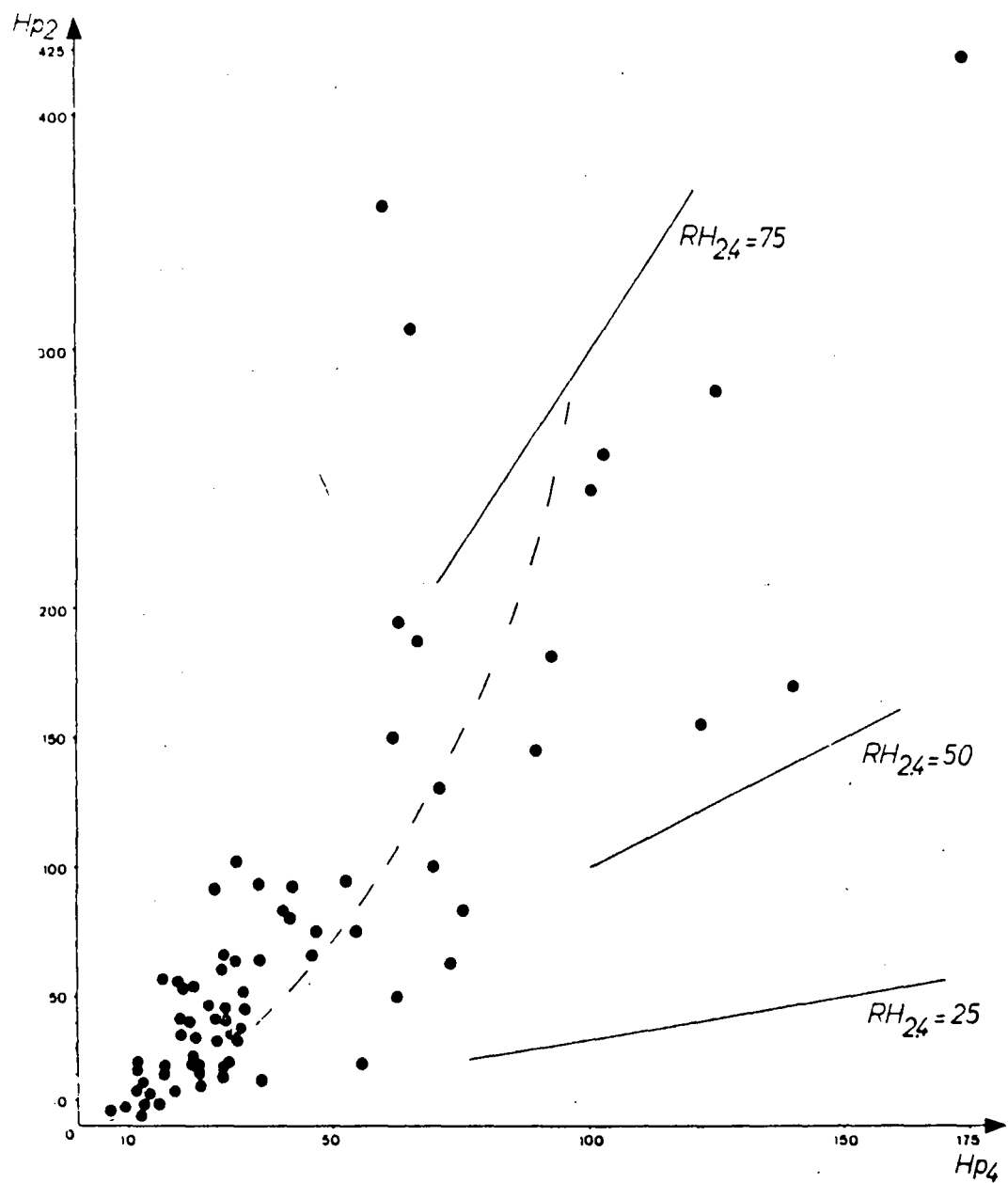


Figure 24 - Evolution des intensités pondérées des pics 2 et 4 pour les types de quartz Q1 et Q2 dans $\gamma 2a$ (56-3 encl.).

2. Les types de courbes** et leur répartition

L'individualisation des types de courbes s'opère à l'aide de trois critères de nature et d'importance inégales (figure 23) :

- pic 4 absent ou réduit opposé à pic 4 net ;
- décalage du pic 2 vers les hautes températures (pic 2 à 82,5° - pic 2' à 102,5°) ;
- comparaison du pic 2 au pic 4 présent et stable dans un grand nombre d'enregistrements, à l'aide du rapport :

$$RH_{2.4} = \frac{H_2}{H_2 + H_4} \cdot 100$$

Le premier critère permet d'isoler les courbes de type Q_0 , présentes exclusivement dans les ocelles des roches basiques et hybrides.

L'absence du pic 4 définit le sous-type Q_0A , son faible développement le sous-type Q_0B .

Le second critère rend possible la séparation de deux ensembles de courbes suivant que le deuxième pic est situé :

- soit à 102,5° (pic 2') distinguant le type Q_3 cantonné dans l'unité γ_3 ;
- soit à 87,5° (pic 2) regroupant les types de courbes des unités γ_1 et γ_2 .

Le dernier ensemble montre une évolution continue, caractérisée par l'intensification progressive du pic 2 (figure 24). L'augmentation graduelle du rapport $RH_{2.4}$ permet de mesu-

(**) Par rapport à une note préliminaire [24] deux types n'apparaissent plus : Q_1a' et Q_2a . La multiplication du nombre des essais montre que leur distinction n'a plus lieu d'être faite et permet leur rattachement respectivement à Q_1 et à Q_2 .

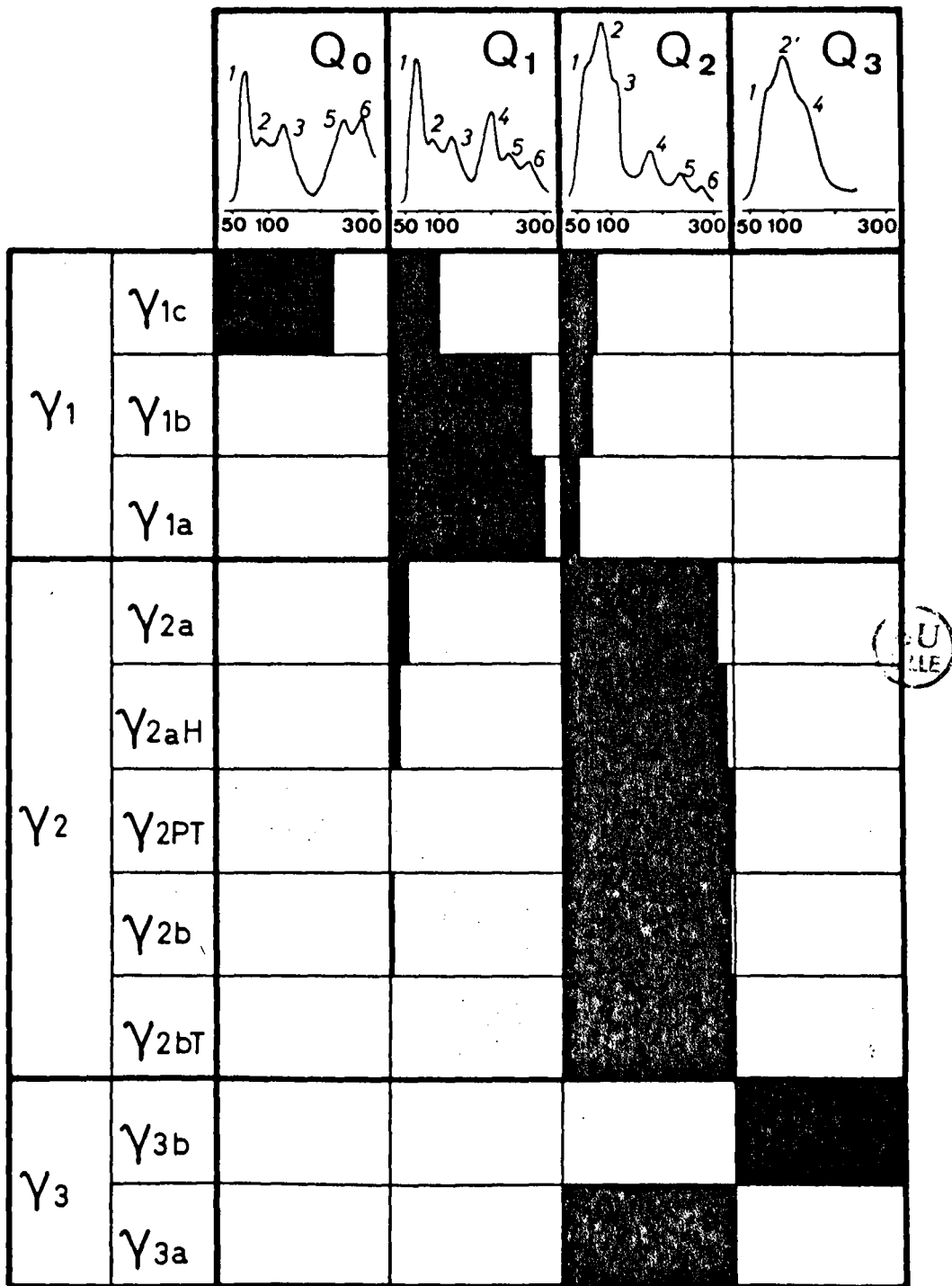


Figure 25 - Répartition des types de courbe de TLA du quartz dans le massif.

rer un *degré d'évolution* des courbes. La valeur 50 du rapport $RH_{2.4}$ fixe la limite entre les types Q_1 et Q_2 :

type Q_1 - pic 2 \leq pic 4 ou $RH_{2.4} \leq 50$

type Q_2 - pic 2 $>$ pic 4 ou $RH_{2.4} > 50$

Le type Q_1 est caractéristique de l'unité γ_1 , le type Q_2 , de l'unité γ_2 .

D'autres caractères sont étroitement liés à cette typologie :

pour Q_0 , le développement important des pics 5 et 6 (pour Q_0^B : $RH_{4.6} \leq 50$) ;

pour Q_1 et Q_2 , la prédominance fréquente du pic 4 sur le pic 6 ($RH_{4.6} > 50$) ;

pour Q_2 , la migration apparente du pic 3 de 150° à 125° liée à l'intensification progressive du pic 2 ;

pour Q_3 , l'absence totale des pics 5 et 6.

La répartition entre les facies du massif schématisée dans la figure 25 montre que,

- le type Q_0 caractérise les ocelles des roches basiques ;
- le type Q_1 , les granites rouges γ_1 ;
- le type Q_2 , les granites gris et roses γ_2 ;
- le type Q_3 , les granites gris de l'Ile Grande γ_3 .

Figure 26 - Répartition des types de courbe au contact du toit de l'apophyse (56.66-contact) et à proximité de l'enclave (56.3-enclave) dans la carrière Kerléo. Remarque : la colonne $RH_{2,4} \geq 75$ reprend la distribution des types Q_2 très évolués. Le calcul à 100% correspond aux deux colonnes $RH_{2,4} \leq 50$ et $RH_{2,4} > 50$.

56.66. contact - 56.3 . enclave ▷

		$RH_{2,4} \leq 50$	$RH_{2,4} > 50$	$RH_{2,4} \geq 75$	distance au contact
		Q1	Q2		
Y1b	56.3				
Y2a	56.66 1				0 à 2cm
	3				6 à 8cm
	5				10 à 12cm
	6				0.25m
	9				6m

		$RH_{2,4} \leq 50$	$RH_{2,4} > 50$	$RH_{2,4} \geq 75$	dist. moy. au contact cm
		Q1	Q2		
Y1b	56.3b 16.17				4,8
	11.12				1,2
Y2a	10				0,6
	9				1,2
	6				3,2
	5				4,4
	1.2.3				6,3



C. Interprétation des résultats

1. Les contacts entre les unités

a - Les relations entre γ_1 et γ_2

Deux cas sont à examiner.

- Les relations γ_{1b} - γ_{2a} se caractérisent par deux faits essentiels : l'héritage dans le faciès Canton-Kerléo (γ_{2a}) de grains de quartz du type Q_1 et leur évolution dans γ_{2a} vers le type Q_2 .

Les modalités du contact ont été étudiées dans la carrière Kerléo et les divers prélèvements qui le concernent sont portés sur la figure 19.

Je considérerais d'abord les deux échantillons 56.3 -encl. et 56.66-contact puis le prélèvement 56.66-filon.

- Dans les échantillons 56.3-encl. et 56.66-contact, on constate l'héritage par γ_{2a} du type Q_1 caractéristique de γ_{1b} , puis son évolution vers le type Q_2 (figure 26). La transformation $Q_1 \rightarrow Q_2$, marquée par l'augmentation du rapport $RH_{2.4}$, est conditionnée par l'éloignement au contact γ_{1b} - γ_{2a} comme l'indique la migration progressive des maxima des histogrammes de $RH_{2.4}$ depuis 25 jusqu'à 75 (figure 27).

L'évolution $Q_1 \rightarrow Q_2$, progressive sur une dizaine de centimètres à partir du contact (56.3 b-encl., 56.66-contact 1.3.5.), se "stabilise" ensuite au coeur de l'apophyse (56.66-contact 6.9) ; des hétérogénéités apparaissent toutefois dans la répartition des types très évolués ($RH_{2.4} \geq 75$) (figure 26).

Les gros grains de quartz centimétriques qui s'observent souvent dans γ_{2a} , en marge du contact corroborent l'existence de l'"érosion" de γ_{1b} .

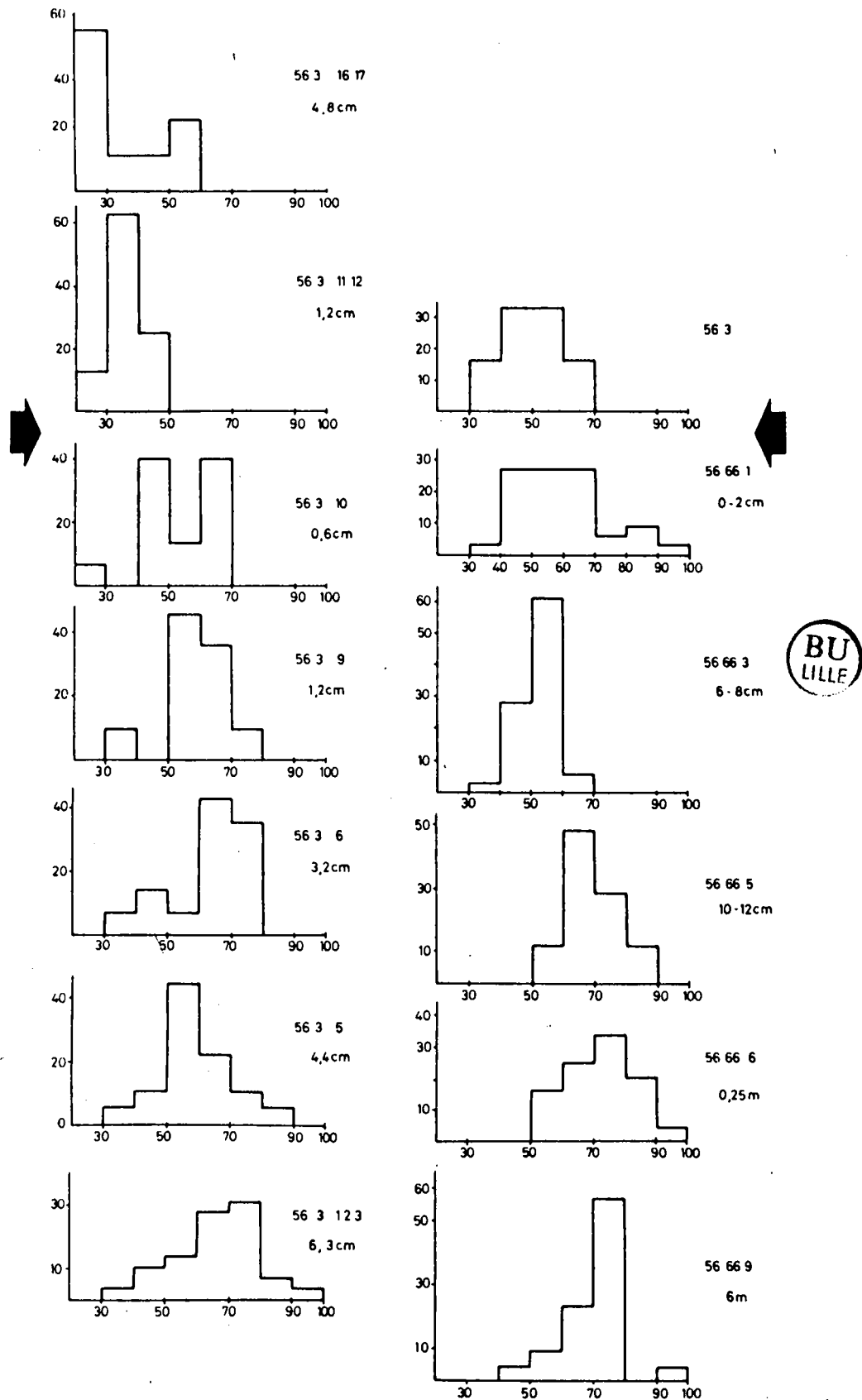


Figure 27 - Migration progressive des *maxima* des histogrammes des rapports $RH_{2.4}$ en fonction de l'éloignement au contact $\gamma_{1b}-\gamma_{2a}$. Les flèches indiquent la position du contact entre γ_{1b} en haut et γ_{2a} en bas. (Echantillons 56.3-enclave et 56.66-contact).

$RH_{2.4}$ en abscisse, fréquence en % en ordonnée.

En conclusion, le type Q_2 caractérisant le faciès γ_2 apparaît au terme de l'évolution du quartz de γ_{1b} (Q_1). Une partie importante de la matière de γ_{2a} sinon la totalité provient donc de la remobilisation de γ_{1b} . Ceci confirme la filiation des faciès γ_{1b} et γ_{2a} et semble exclure l'intrusion d'un magma "étranger".

BU
LILLE

		$RH_{24} < 50$	$RH_{24} > 50$	$RH_{24} \geq 75$	distance au contact sup -cm-
		Q_1	Q_2		
γ_{1b}	1				
γ_{2a}	1				0 à 1,3
	2				1,3 à 3,6
	3				3,6 à 5,9
	4				5,9 à 8,5
	5				8,5 à 10
γ_{1b}	5				

Figure 28 - Répartition des types de quartz dans le filon de γ_{2a} (56.66-filon). L'échantillonnage de 1 à 5 (de bas en haut) est vertical. Pour la colonne $RH_{24} \geq 75$ même remarque qu'à la figure 26.

- Dans l'échantillon 56.66-filon, la répartition des types est très différente (figure 28).

La proportion de type Q_1 augmente progressivement lorsque l'on s'éloigne des épontes pour atteindre un maximum au coeur de la veine.

La disposition symétrique des types évoquant une figure de flux ainsi que l'absence d'héritage direct montrent qu'il s'agit d'un filon vrai dans lequel le matériel, élaboré dans l'apophyse voisine a fait intrusion. L'observation d'un petit filon dilationnel recoupant une enclave basique au toit de l'apophyse confirme cette interprétation.

Il existe par ailleurs une relation entre la taille d'un grain et son degré d'évolution mesuré par le rapport $RH_{2.4}$; les grains les plus petits étant les moins évolués (figure 29). De plus, quelques gros grains, situés contre le contact échappent à cette relation. L'évolution des grains de quartz au contact $\gamma_{1b}-\gamma_{2a}$ se fait donc en trois phases :

- héritage de gros grains de quartz qui ne s'observent qu'à proximité immédiate du contact ;
- fragmentation ;
- recristallisation avec augmentation de la taille des grains accompagnant le développement progressif du type Q_2 .

- Le contact $\gamma_{1b}-\gamma_{2b}$ se caractérise en revanche par l'absence totale d'héritage.

L'étude de γ_{2b} (56.8), à la surface supérieure du panneau de γ_{1b} montre un changement brutal de type de courbe et une absence d'évolution traduisant la nature intrusive du contact (figure 24). Les quelques grains de quartz du type Q_1 que contient parfois γ_{2b} doivent avoir la signification de xéno cristaux.

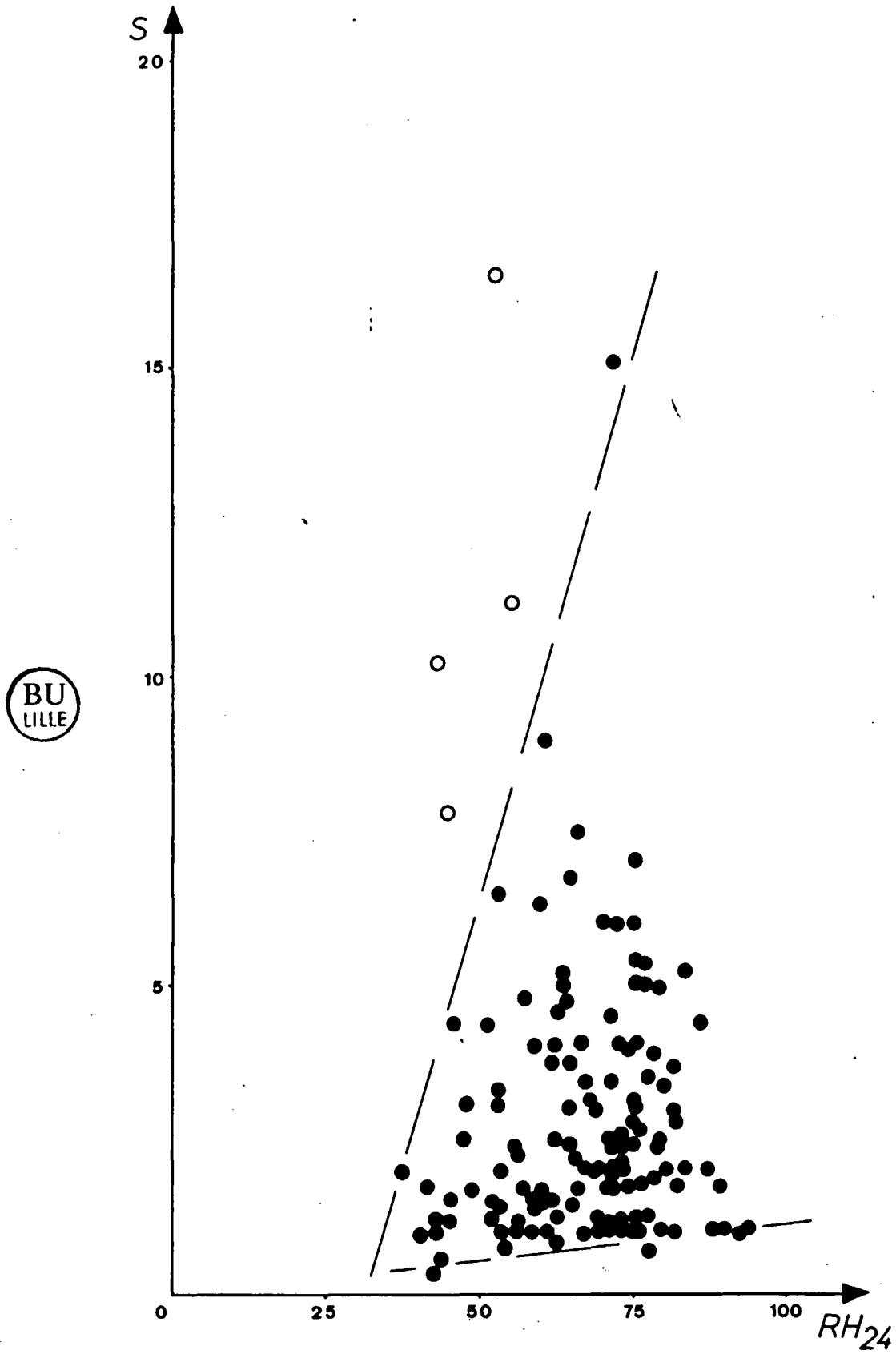


Figure 29 - Relation entre le degré d'évolution des grains ($RH_{2.4}$) et leur taille estimée ($S = L \times l$ en mm^2)

- - grains de quartz dans γ_{2a} ;
- - gros grains de quartz au contact $\gamma_{1b}-\gamma_{2a}$.

b - Les relations $\gamma 2$ - $\gamma 3$

Le contact entre les deux unités $\gamma 2$ et $\gamma 3$ met en présence les deux facies $\gamma 2a$ et $\gamma 3b$. Cette interface oppose les types Q_2 et Q_3 , très différents, et paraît elle aussi de nature intrusive.

L'étude de la TLA du quartz montre donc l'existence de deux types de contact entre les grandes unités du complexe. Les uns $\gamma 1b$ - $\gamma 2b$; $\gamma 2a$ - $\gamma 3b$ opposant des types de quartz différents ont un caractère franchement intrusif ; ils sont fréquemment soulignés par des stockscheider. L'autre ($\gamma 1b$ - $\gamma 2a$), singularisé par héritage du quartz indique remobilisation du granite le plus précoce ($\gamma 1b$). Les stockscheider y sont rarissimes. On peut penser que l'érosion du contact $\gamma 1b$ - $\gamma 2a$ rend difficile le développement des stockscheider.

2. Les contacts entre les facies de chaque unité

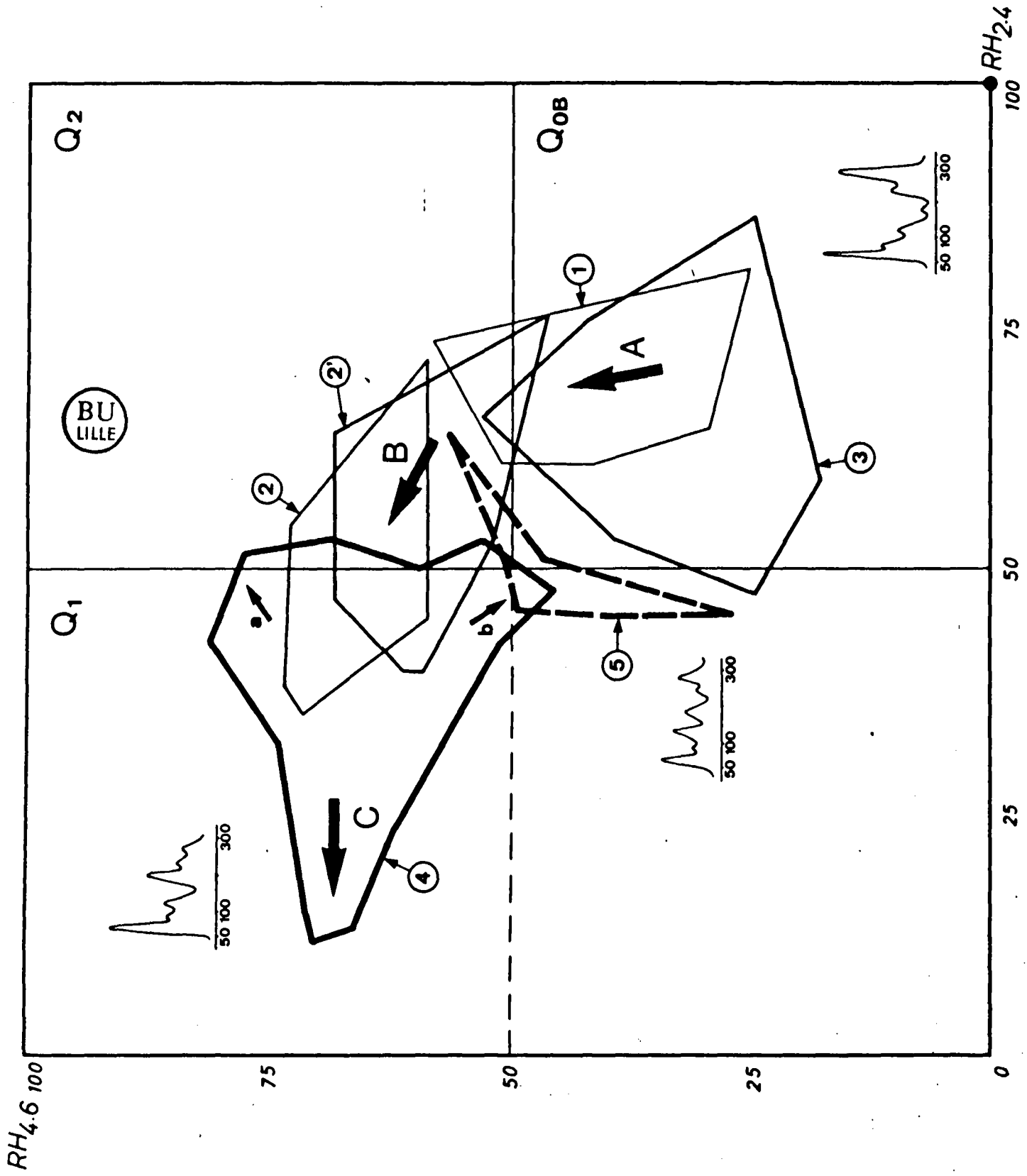
J'étudierai successivement les principaux contacts entre les facies de chaque unité.

a - L'unité $\gamma 1$

Deux points seront abordés :

- les relations entre les deux facies $\gamma 1a$ et $\gamma 1b$;
- les rapports entre le facies de Traouiéros et les roches basiques par le biais des ocelles du quartz.

Le diagramme ($RH_{2.4} - RH_{4.6}$) de la figure 30, où figurent les aires de dispersion des points représentatifs de l'unité $\gamma 1$, permet de visualiser les relations des types de courbe.



• Les relations γ_{1b} - γ_{1a}

La dispersion des points de γ_{1b} et γ_{1a} montre notamment une évolution progressive et continue des courbes conduisant du domaine de γ_{1b} à celui de γ_{1a} . Elle matérialise la différenciation du facies de La Clarté γ_{1a} à partir du monzogranite de Traouiéros γ_{1b} .

Le type Q_1 ($RH_{2.4} \leq 50$) caractérise de façon claire à la fois γ_{1a} et γ_{1b} . L'aire de dispersion (4) correspondant au facies γ_{1b} manifeste trois tendances nettes.

La première (c), propre à γ_{1b} , se fait à $RH_{4.6}$ à peu près constant et indique une diminution du pic 2.

La seconde (a), étire le domaine de γ_{1b} vers le type Q_2 . Cette tendance aboutit finalement dans l'unité γ_2 (cf. précédemment) à l'individualisation du quartz Q_2 ($RH_{2.4} > 50$).

Enfin, la troisième (b) conduit vers le champ des points représentatifs de γ_{1a} dont l'originalité réside dans la quasi-égalité des deux rapports $RH_{2.4} - RH_{4.6}$ traduisant le développement équivalent des pics de basse et de haute température. Une telle variation de Q_1 , propre à γ_{1a} , montre bien la différenciation du facies de La Clarté γ_{1a} à partir de γ_{1b} .

Figure 30 - Aires de dispersion des courbes des différents facies de γ_{1b} dans un graphique $RH_{2.4}$ $RH_{4.6}$.

1. Ocelles de la gabbrodiorite (56.44) ;
2. Ocelles d'une roche hybride au contact du facies Traouiéros (56.43) ;
- 2'. Ocelles d'une enclave basique du facies Traouiéros (56.54) ;
3. Ocelles d'un échantillon des grandes masses basiques de l'Ile Seigle (56.55) ;
4. Quartz du facies Traouiéros γ_{1b} ;
5. Quartz du facies de La Clarté γ_{1a} .

• Les relations $\gamma_{lb}-\gamma_{lc}$ - le cas des ocelles de quartz

Les résultats synthétiques, portés dans la figure 31 montrent nettement trois grands groupes :

- le groupe 1 (56.44) seul à présenter le type Q_{OA} ;
- le groupe 2-2' (56.43 - 56.54) caractérisé par l'importance du type Q_1 ;
- le groupe 3 (56.55) avec un grand développement du type Q_{OB} .

Reportés sur le diagramme de la figure 30, ces trois grands ensembles se répartissent de telle façon que l'on saisi leurs relations mutuelles et leurs rapports avec le domaine de γ_{lb} .

Dans le groupe 1 : les ocelles de la gabbrodiorite tranchent, par la présence du type Q_{OA} figuré par le point 100 de l'axe des abscisses (pas de pic 4, $RH_{2.4} = 100$, $RH_{4.6} = 0$). Elles sont représentées par le type Q_{OB} dont l'aire de dispersion se caractérise par :

- son indépendance vis-à-vis du champ de γ_{lb} (4), qui confirme l'individualité de ces ocelles,
- son allongement (A : $RH_{2.4} \approx$ constant, autour de 70) vers les groupes (2) (2').

		Q_{OA}	Q_{OB}	Q_1	Q_2
Gr.1	56.44				
Gr.2-2'	43				
	54				
Gr.3	55				

Figure 31 - Répartition des types dans les ocelles de quartz des roches basiques et hybrides.

Dans le groupe 2-2' l'aire de dispersion des types fait nettement la jonction (B) entre la gabbrodiorite (1) et $\gamma 1b$ (4), tout en tendant à évoluer cette fois à $RH_{4.6}$ constant.

Dans le groupe 3, caractérisé par la présence de Q_{OA} - Q_{OB} se retrouvent d'une façon un peu inattendue les tendances du groupe 1.

En résumé, l'analyse par TLA du quartz des ocelles des roches hybrides et basiques révèle ou confirme :

- l'individualité des ocelles de la gabbrodiorite,
- la transformation de ces ocelles au contact de $\gamma 1b$,
- l'évolution "rétrograde" de celles-ci dans certaines enclaves.

b - L'unité $\gamma 2$ - Les relations entre le sous-facies de Haren ($\gamma 2aH$), le facies de Saint-Samson ($\gamma 2b$), l'aplite de Trégastel ($\gamma 2bT$) et le microgranite de Porz-Termen ($\gamma 2PT$).

La figure 32 montre la répartition des types au niveau de l'interface $\gamma 2b$ - $\gamma 2aH$ résultant de la mise en place précoce, pénécontemporaine des deux facies principaux de l'unité $\gamma 2$.

La comparaison avec les données précédentes concernant $\gamma 2a$ au niveau du contact avec $\gamma 1b$ (figure 26) révèle deux différences importantes :

- la presque totalité des grains de quartz est du type Q_2 et corrélativement le type Q_1 a pratiquement disparu ;
- les types évolués ($RH_{2.4} > 75$) très abondants, se répartissent régulièrement.

		RH _{2.4} < 50	RH _{2.4} > 50	RH _{2.4} > 75	distance au contact cm
		Q ₁	Q ₂		
γ _{2b}	56.62 9				14,2 ± 1,2
	6				6,2 ± 3,7
	4				1,2 ± 0
γ _{2aH}	4				0 ± 1,3
	3				1,3 ± 3,8
	2				3,8 ± 6,3
	1				6,3 ± 9,1



Figure 32 - Répartition des types de part et d'autre de l'interface γ_{2aH}-γ_{2b}.
 Pour la colonne RH_{2.4} > 75 même remarque qu'à la figure 27.

Dans γ_{2aH}, à l'approche de la surface de séparation avec γ_{2b}, la proportion du type Q₂ évolué diminue, puis se stabilise ensuite dans γ_{2b} aux environs de 50 %. L'évolution conduisant à γ_{2b} s'enracine donc dans γ_{2aH} (figure 32).

A l'échelle de l'unité γ₂, le type Q₂ caractérise tous les facies avec des pourcentages proches de 100 % (figure 33). Des variations dans la distribution des types très évolués (RH_{2.4} > 75) se manifestent néanmoins.

		$RH_{2.4} < 50$	$RH_{2.4} > 50$	$RH_{2.4} \geq 75$
		Q ₁	Q ₂	
Y ₂	Y _{2a}			
	Y _{2aH}			
	Y _{2PT}			
	Y _{2b}			
	Y _{2bT}			



Figure 33 - Distribution des types de courbe dans les différents facies de γ_2 . Pour la colonne $RH_{2.4} \geq 75$ même remarque qu'à la figure 27.

Leur nombre augmente jusqu'à γ_{2aH} , puis diminue régulièrement jusqu'à γ_{2bT} dont la position au terme de la différenciation des facies γ_2 est ainsi confirmée. Malgré ses relations particulières avec γ_{2a} et γ_{2b} , γ_{2PT} s'insère logiquement dans l'évolution observée.

En résumé, l'unité γ_2 paraît très homogène, mais les variations ténues mise en évidence par le degré d'évolution du type Q₂ manifestent clairement, d'une part la division en deux grands ensembles de l'unité γ_2 (γ_{2a} - γ_{2aH} ; γ_{2PT} - γ_{2b} - γ_{2bT}) et d'autre part, les différenciations de γ_{2aH} et de γ_{2bT} .

c - L'unité γ_3 (figure 26)

La présence du type Q_2 au coeur de l'unité peut donner lieu à deux hypothèses, entre lesquelles les présentes données ne permettent pas de choisir :

- un héritage direct sans modification à partir de γ_2a ;
- une reconstitution dans γ_3a de conditions géochimiques et thermodynamiques, au niveau des facteurs qui déterminent la TL du quartz, comparables à celle de γ_2a .

La différenciation du facies γ_3a est accompagnée de l'apparition du type Q_3 qui lui est propre. On se rappelle que le facies γ_3b , distinct par sa composition minéralogique et aussi très différent par les propriétés de TL des feldspaths.

D. IMPLICATIONS DES PRINCIPAUX RESULTATS

Deux problèmes dépassant le cadre du massif de Ploumanac'h peuvent être discutés à la lumière de quelques-uns des résultats obtenus,

- L'origine des ocelles de quartz des roches basiques et hybrides associées aux granites ;
- L'origine de la structure concentrique des massifs granitiques.

1. L'origine des ocelles

Au terme de l'analyse de la bibliographie concernant les ocelles (lère part. IV.A), il subsiste deux hypothèses possibles quant à leur origine, interne ou externe.

Par ailleurs, l'observation des ocelles révèle deux grandes étapes dans leur histoire, la première, *BLASTESE ET DEVELOPPEMENT*, la seconde, *HYBRIDATION ET DESTRUCTION DE L'OCELLE*.

La seconde est clairement liée à l'hybridation des masses basiques par le granite monzonitique, mais ne constitue qu'une transformation des ocelles dont l'origine première demeure inconnue.

Sont-ils indépendants de l'hybridation (origine interne) ou bien ne représentent-ils qu'un stade précoce de celle-ci (origine externe) ?

La thermoluminescence montre que le quartz des ocelles de la gabbrodiorite diffère sans nul doute de celui du granite monzonitique entr'autres par la présence du type Q_0 dépourvu de pic 4.

Il est donc important de chercher la *signification* du pic 4 dont l'absence ou le faible développement caractérise les ocelles de la gabbronorite.

D'après les correspondances proposées au tableau XIX, il est possible de rapporter le pic 4 au pic B₂ d'ICHIKAWA, lié comme l'a montré l'auteur à une *introduction importante de lithium* dans le réseau du quartz [92].

En conséquence, le pic 4 peut être *utilisé* comme un *indicateur de la présence d'alcalins* dans le milieu générateur du quartz. Le quartz Q₀ et surtout Q_{0A}, ne provient donc pas d'un *apport d'origine granitique* et a vraisemblablement une *origine interne*.

La première étape de l'histoire des ocelles, *blastèse* et développement, a dû se dérouler hors de l'influence du magma granitique, soit dans le temps, soit dans l'espace. Elle accompagne probablement la cristallisation des roches basiques (gabbronorite et gabbrodiorites) avant leur insertion dans le magma granitique en écoulement.

L'*hybridation des ocelles* du contact des roches basiques avec le granite de Traouiéros se traduit par une *augmentation progressive du pic 4*, cohérente avec un *apport croissant d'alcalins*.

La *tendance "rétrograde"* (qui ne va cependant pas jusqu'à la disparition du pic 4) manifestée par les ocelles les plus évolués dans les enclaves, s'explique difficilement. On s'attendait en effet à ce que le *démantèlement de la couronne de hornblende* qui annonce leur disparition et leur intégration au

granite, se traduise par une transition plus nette encore au type Q_1 . La possibilité d'une évolution particulière à certaines enclaves (?) est ainsi suggérée.

La TLA confirme donc la distinction des deux grandes étapes de l'évolution des ocelles, déjà mises en évidence par l'observation. En plus, la TLA révèle que leur blastèse et leur développement se sont produits hors de l'influence du granite. Les ocelles ont donc une origine interne aux roches basiques.

Enfin, la TLA du quartz montre une évolution rétrograde des ocelles de certaines enclaves, que l'étude pétrographique ne laissait pas prévoir.

2. L'origine de la structure concentrique des massifs granitiques

On a beaucoup écrit à propos de la structure concentrique des massifs granitiques. Aussi, je me bornerai à renvoyer le lecteur à la synthèse bibliographique proposée par DEBON en 1970 [57]. Dans sa conclusion, l'auteur retient les trois hypothèses principales :

- 1 - Différenciation *in situ*
- 2 - Intrusions multiples
- 3 - Assimilation de l'encaissant

auxquelles il ajoute en 1973 [59] une quatrième possibilité :

- 4 - Héritage d'une ancienne structure sédimentaire ou métamorphique.

A la suite de BOISSONNAS (1973 [56]), je préférerais au concept de différenciation *in situ*, la notion plus générale d'évolution *in situ* après la mise en place.

Les relations entre γ_1 et γ_2 , caractérisées surtout par un contact net et la présence d'enclaves du premier granite dans les seconds ne peuvent s'expliquer ni par héritage d'une ancienne structure, ni par un processus d'assimilation. Elles semblent en revanche s'appliquer correctement à la seconde hypothèse des intrusions multiples.

Les résultats de la TL (filiation $\gamma_1b-\gamma_2$) obligent à nous reporter aussi à la première proposition (évolutions *in situ*) et nous amènent à formuler une éventualité intermédiaire : la mobilisation sur place d'un matériel primaire déjà cristallisé produisant un magma dont les relations avec le granite originel peuvent prendre localement un caractère franchement intrusif.

La TLA du quartz souligne donc,

les grandes coupures du massif :

- le contact $\gamma 1b-\gamma 2$ opposant Q_1 à Q_2
- le contact $\gamma 2-\gamma 3$ opposant Q_2 à Q_3

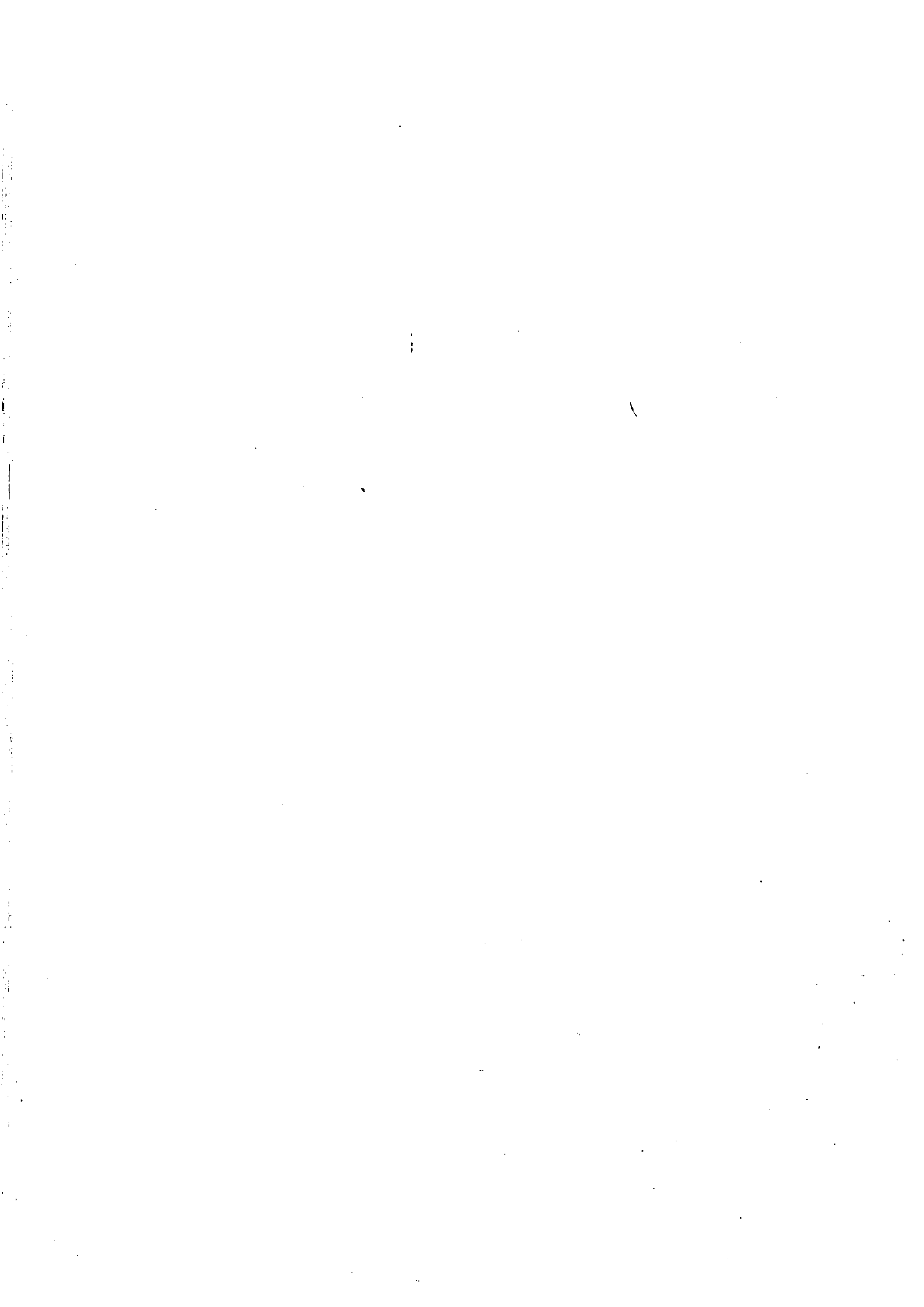
les différenciations au sein des unités :

- différenciation du facies de La Clarté marqué dans le type Q_1 par la tendance au développement équivalent des pics de haute et de basse température ($RH_{2.4}$ et $RH_{4.6} - 50$) ;
- différenciation du facies de Saint-Samson à partir de $\gamma 2a$, se prolongeant, au moins, jusque dans l'aplite de Trégastel ;
- l'apparition d'un type particulier - Q_3 liée au facies leucogranitique $\gamma 3b$.

La TLA du quartz montre enfin :

l'indépendance de la première étape de l'évolution des ocelles vis-à-vis des apports granitiques.

l'héritage des grains de quartz au contact $\gamma 1b-\gamma 2a$ excluant l'intrusion d'un magma étranger et suggérant l'idée d'évolutions successives sur place d'un matériel granitique primaire.



CONCLUSIONS DE LA DEUXIEME PARTIE

La TLN des feldspaths et la TLA du quartz se complètent donc pour mettre en évidence :

*L'importance de la coupure entre l'ensemble γ_1 - γ_2 et γ_3 ;
La parenté étroite de γ_1 et γ_2 .*

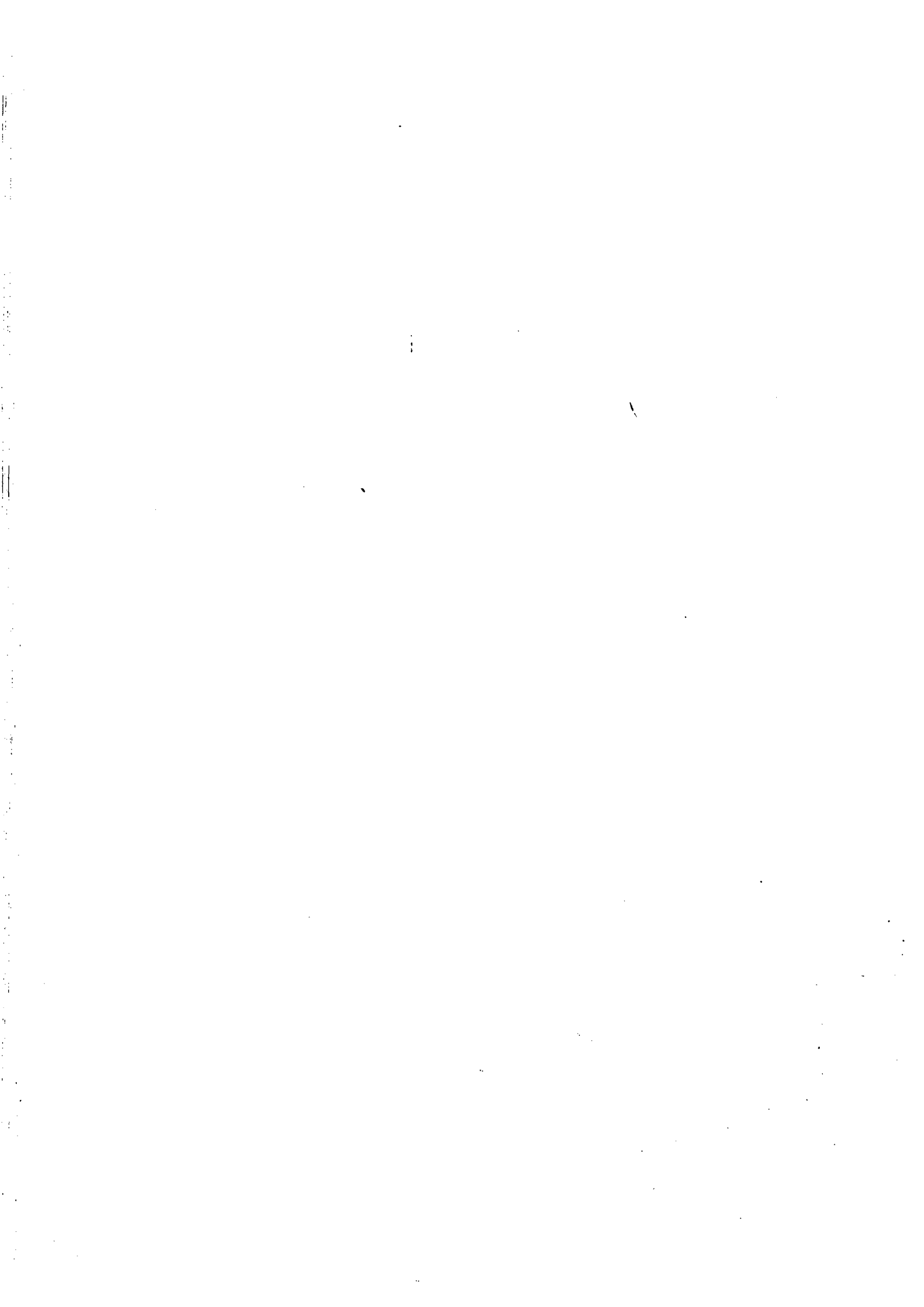
En révélant la filiation $\gamma_{1b} \rightarrow \gamma_{2a}$, elles montrent la possibilité d'une remobilisation sur place d'un matériel granitique primaire et éclairent d'un jour nouveau le problème des massifs à structure concentrique.

Cependant chacune des méthodes a son originalité.

La TLN aboutit à une caractérisation synthétique d'un faciès et reflète particulièrement bien la dualité des deux ensembles principaux du massif : monzogranite et granites dérivés d'une part, leucogranite d'autre part.

La TLA autorise en revanche une analyse fine des rapports entre les types pétrographiques au niveau de leurs contacts et une visualisation des évolutions et des relations des divers faciès (différenciation, hybridation, héritage,...). Elle permet entre autres :

- d'observer l'héritage et la recristallisation des grains de quartz au contact γ_{1b} - γ_{2a} ;
- de proposer une origine interne pour les ocelles de quartz des roches basiques.



CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les relations entre les facies du massif de Ploumanac'h ont été abordées d'abord sur le terrain par un levé détaillé et une étude géométrique des contacts puis en laboratoire grâce à la thermoluminescence.

Le levé détaillé consacre les grandes unités distinguées par BARROIS ; il en précise toutefois la nature, les contours et la structure,

- l'unité des granites rouges à gros grain γ_1 - Granite de l'Aber-Ildut, en cône évasé vers le haut sans doute déraciné ;
- l'unité des granites gris et roses à grain fin γ_2 - Granite rose de Trégastel, en coupole au toit localement instable ;
- l'unité des granites gris de l'Ile Grande γ_3 - Granulite de l'Ile Grande, en coupole dissymétrique.

Le levé détaillé permet la découverte au sein des unités de facies nouveaux (facies de Canton-Kerléo γ_{2a} , de Saint-Samson γ_{2b} , de Porz Termen γ_{2PT} , de Porz GÉlin γ_{3a} , de Landrellec γ_{3b}) et une mise au point sur leur rapports mutuels, notamment,

- la variation du faciès de Canton-Kerlëo (sous-faciès de Haren) à l'approche du contact sub-horizontale avec le faciès de Saint-Samson ;
- l'intercalation locale du microgranite de Porz Termen.

Chaque unité se partage en deux faciès principaux résultant d'une différenciation,

- subalcaline dans les granites rouges à gros grains γ_1 ;
- aplitique dans les granites gris et roses γ_2 ;
- leucogranitique dans les granites gris de l'Ile Grande γ_3 .

Les roches basiques γ_{1c} qui participent à la mise en place des granites rouges γ_2 ne sont pas des "précurseurs" mais des "accompagnateurs basiques". Leur présence indique une origine profonde de l'unité γ_2 .

Les ocelles de quartz que recèlent ces roches témoignent d'une partie de leur histoire ; deux étapes s'y distinguent. La première : *blastèse et développement*, peut être reliée, soit à un stade précoce de l'hybridation (origine externe) soit à une libération sur place de silice, par exemple par destabilisation de la paragenèse primaire de la roche (origine interne). La seconde hybridation et destruction est en revanche clairement sous la dépendance d'apports granitiques.

Les diverses générations du cortège filonien dont la nature est précisée, soulignent les coupures entre les grandes unités du massif.

L'étude géométrique des contacts aboutit à une classification des relations possibles entre les différents faciès.

L'interprétation, des figures observées, en termes de mise en place et de cristallisation, débouche sur une *chronologie relative détaillée de la succession des événements magmatiques et structuraux dans le massif*. Une telle approche révèle par exemple, *la complexité de l'histoire de l'unité γ_2* .

Deux grands types de contacts doivent être distingués. Les uns francs et tranchés, parfois marqués par des *stockscheider*, correspondent aux grandes coupures du massif ; les autres très variées, transitionnels ou plus ou moins nets séparent les facies différenciés au sein de chaque unité.

Les contacts du premier type déterminent la structure concentrique du massif qui provient d'un emboîtement des unités gouverné par les rejeux successifs de l'accident NNW-SSE situé au Nord du massif. Les filons de quartz matérialisent les mouvements très tardifs de cette faille.

Les contacts du second type relèvent d'une histoire plus purement magmatique et procèdent de l'interférence de la différenciation, de la mise en place et de la cristallisation des magmas. L'intervention de la tectonique reste discrète (chute des derniers panneaux du toit de γ_2 , mise en place de l'aplite de Trégastel ?). La disposition des facies différenciés, à l'exception de l'unité γ_2 mime la structure concentrique.

Les masses de roches basiques font elles aussi exception à la répartition "annulaire" des unités et se dispersent le long du grand axe du massif, étiré suivant la direction ENE-WSW des grands accidents trégorrois.

L'étude par thermoluminescence des relations des facies fait appel à la TLN des feldspaths et à la TLA du quartz.

Toutes deux révèlent la parenté étroite de γ_1 et de γ_2 , autrement dit l'existence de deux ensembles différents dans le massif, opposant d'un côté γ_1 et γ_2 , de l'autre γ_3 .

Cette importante coupure entre deux grands types de granitoïdes : un granite monzonitique et des granites dérivés d'une part, un leucogranite d'autre part, est particulièrement bien marquée par la TLN des feldspaths.

La TLA du quartz précise les rapports des unités γ_1 et γ_2 et montre que tout ou partie de la matière de γ_2 provient d'une remobilisation de γ_1 . Elle suggère la possibilité d'évolutions sur place d'un matériel granitique initial, ce qui constitue une nouvelle hypothèse pour expliquer la genèse de la structure concentrique des massifs granitiques.

La TLA du quartz permet, grâce à l'analyse des modifications progressives et des relations des types de courbes, la visualisation des tendances propres aux entités pétrographiques et structurales.

De telles évolutions marquent les unités γ_1 , γ_2 et γ_3 en soulignant leur différenciation respectivement alcaline, aplitique et leucogranitique.

L'une de ces évolutions, enregistrée dans les ocelles des roches basiques peut être corrélée avec les variations de la teneur en alcalins du milieu générateur. Elle montre :

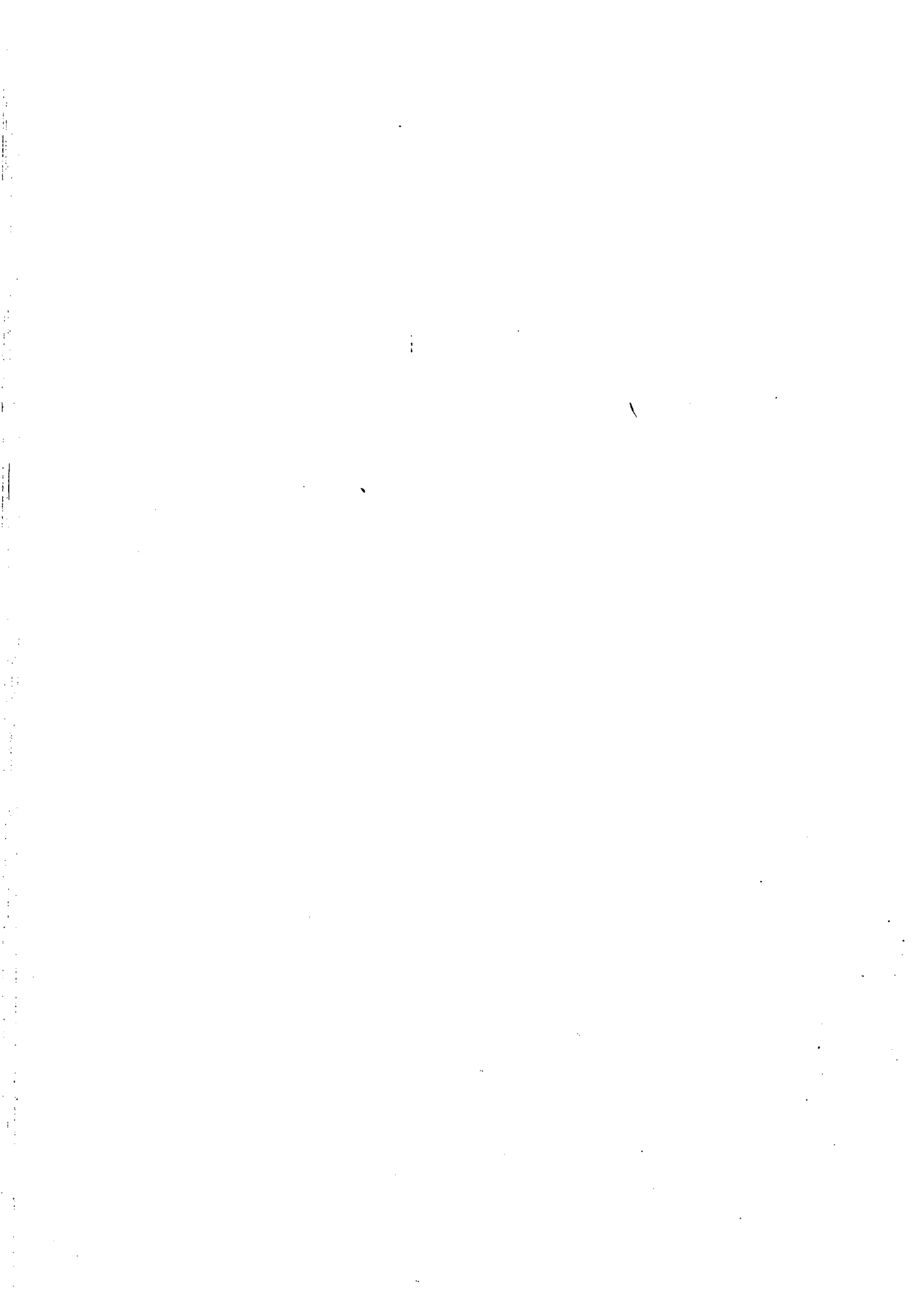
L'origine interne des ocelles en relation sans doute avec la différenciation précoce des roches basiques ;

La transition graduelle du quartz des ocelles vers celui du granite de Traouiéros.

Les deux méthodes utilisées permettent donc une *étude précise et détaillée des relations spatio-temporelles* des facies d'un massif granitique à structure concentrique.

De plus, la thermoluminescence constitue un *indicateur géochimique* dont le champ d'application ira croissant avec une meilleure connaissance des causes du phénomène.

Enfin le mémoire précédent apporte des éléments indispensables à une mise en oeuvre de la thermoluminescence en géochronologie.



A N N E X E

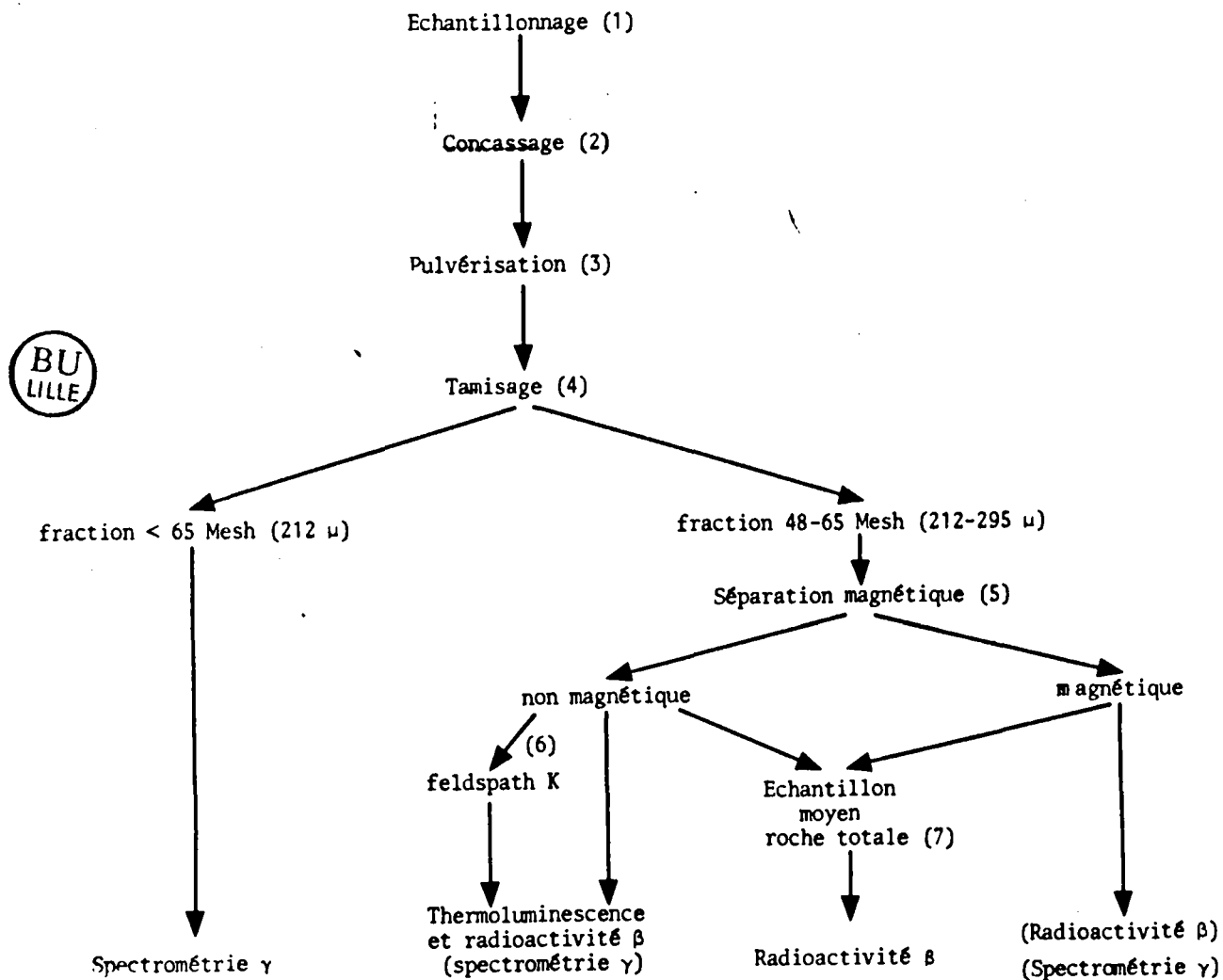


Figure 34 - Chaîne de préparation des échantillons

A N N E X E

APPAREILLAGES ET TECHNIQUES

DONNEES EXPERIMENTALES GENERALES

A. LA PREPARATION DES ECHANTILLONS.

Deux types de préparations sont imposées par les méthodes utilisées (macro et micro TL - voir ci-après).

Le premier conduit à l'élaboration des poudres destinées aux mesures de TL, de radioactivité et de teneur en minéraux magnétiques (minéraux ferro-magnésiens). La chaîne de préparation est schématisée dans la figure 34.

- (1) Echantillon d'un poids de quelques centaines de grammes.
- (2) Broyeur à mâchoires (ou concassage au marteau).
- (3) Broyeur à disque, pulvérisation, jusqu'à ce que la totalité de l'échantillon passe au tamis 48 Mesh (297 microns).
- (4) Séparation de la fraction 48.65 Mesh (219.295 μ).
- (5) Séparateurs Humbolt (laboratoire de préparation des matières, F.P.Ms) et Franz Isodynamic.
- (6) Séparation par liqueur dense (bromoforme + xylène) ajustée à la densité 2.59. Les premiers essais de séparation des plagioclases par flottation (matériel et technique mis au point dans le laboratoire précédent) ont été concluants. La méthode devrait être utilisée en routine prochainement.
- (7) De manière à éviter au moment de la prise d'essai une

sélection préférentielle de la biotite, l'échantillon moyen (10 g) est reconstitué à partir de la teneur pondérale en magnétique de la poudre de roche totale.

Le second qui consiste à extraire les grains de quartz, est une adaptation de la méthode de CHARLET au cas particulier des granites [70][74][80]. L'opération est rendue nécessaire par la présence au contact des grains, de feldspath dont la TL très forte masque souvent l'émission propre du quartz. Elle se pratique sur des plaques minces de roche dont l'épaisseur (1.3 à 0.5 mm) est adaptée à la taille des cristaux de quartz. Il est possible ainsi d'isoler des grains d'un poids égal ou même inférieur au milligramme.

B. L'APPAREILLAGE DE THERMOLUMINESCENCE. TECHNIQUES DIVERSES.

L'appareillage utilisé est à peu près le même que celui qu'a déjà présenté CHARLET en 1969 et 1970 [77][80]; une mise au point concernant les modifications intervenues depuis vient d'être publiée [70].

Je ne ferais donc que rappeler les éléments essentiels de l'installation en signalant les transformations les plus récentes.

Le schéma de montage des différents appareils fait l'objet de la figure 35.

L'alimentation haute tension (1) est commune aux deux dispositifs de macro et de microthermoluminescence grâce à un diviseur de tension (2).

- | | | |
|-------------------------------|------------------|--------------------------|
| 1 Alimentation VH20 | } Intertechnique | 3 Dispositif de Macro TL |
| 2 Distributeur type A04 | | 4 Dispositif de Micro TL |
| 5 Enregistreur Geperac BPGVAC | | |
| + amplispot type ACT Sefram | | |

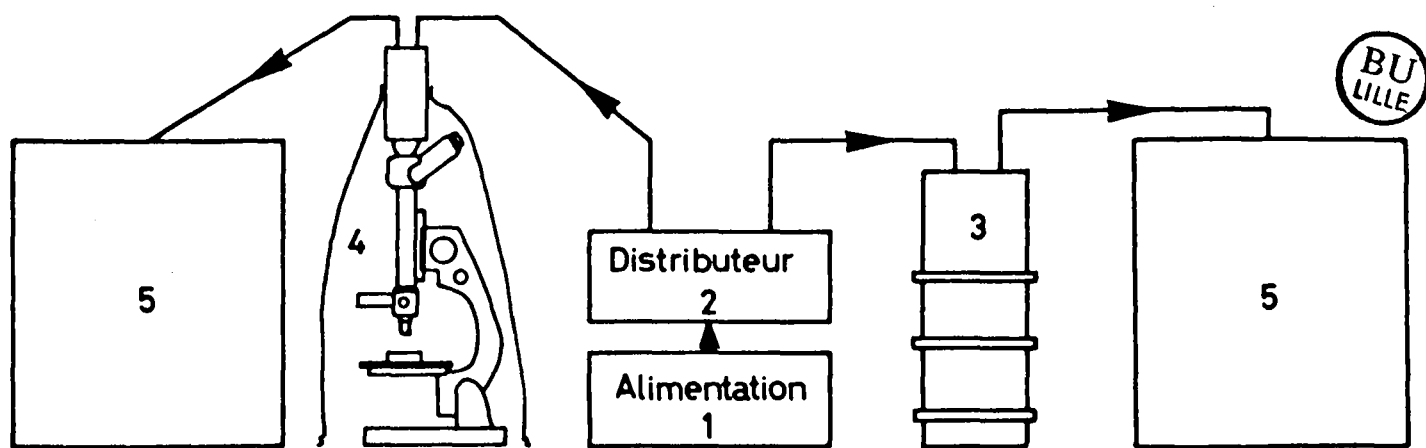


Figure 35 - Dispositifs de micro et macrothermoluminescence.

1. La macrothermoluminescence (4).

Tous les essais ont été effectués dans les conditions suivantes [23] :

- 0,5 g de poudre (48.65 Mesh, 212 - 2954) dont 0,1 g de témoin interne de température [77] ;
- vitesse de chauffe (sans programmation) 50°/min ;
- température initiale : 20° C ;
- tension aux bornes du tube photomultiplicateur (tube PM): 900 V.

2. La microthermoluminescence (3).

Le dispositif original a été un peu modifié, le tube PM et son diviseur de tension ayant été placé dans un boîtier léger solidaire du tube du microscope. La vitesse de chauffe a été déterminée pour le cas particulier des petites plaques utilisées ("microplaque"), en tenant compte de leur poids et de leur épaisseur.

a) La détermination de la loi de chauffe.

La température de la surface émissive d'une plaque de quartz a été mesurée avec un thermocouple Chromel Alumel. Le contact thermique a été amélioré par interposition d'une goutte de mercure ou d'étain (la soudure chaude doit néanmoins rester en contact avec la partie supérieure de la microplaque. L'ébullition du mercure limite son utilisation au domaine 0-350°C tandis que l'étain, qui a l'avantage de supporter des températures plus élevées, présente l'inconvénient d'un palier de fusion vers 185°C. La loi de chauffe adoptée est celle obtenue avec le contact étain corrigée par l'enregistrement pratiqué à l'aide du contact mercure. En outre, on constate qu'entre 0,23 et 0,05 g de Hg, la variation du poids de la goutte de mercure n'a pas d'influence sur la loi de chauffe.

J'ai effectué une série d'essais destinés à mettre en évidence l'influence du poids et de l'épaisseur des plaques sur les températures mesurées.

Les lois de chauffe moyennes pour des épaisseurs variables (plusieurs essais successifs sur une même plaque, pour des épaisseurs allant de 0,5 à 1,3 mm) à poids constant d'un même échantillon de quartz ne montrent pas de variation systématique; l'influence de l'épaisseur reste du même ordre de grandeur que la dis-

persion des températures.

L'influence du poids de la microplaque à épaisseur constante se marque plus nettement ainsi entre deux plaques de 0,45 et 0,045 g la différence de température au bout de 50 secondes est de l'ordre de 15° (contact mercure).

A la suite de ces essais j'ai adopté, en négligeant l'effet de l'épaisseur, la loi de chauffe moyenne pour le poids de 0.085 g . Celle-ci est linéaire entre 50 et 300° avec une vitesse de $5,3^{\circ}/\text{sec}$.

On lui applique une correction de l'influence du poids établie à partir d'une série d'expériences réalisées avec des quantités variables d'un même échantillon de quartz.

b) La correction de l'influence du poids.

En vue d'établir la correction de l'influence du poids, une seconde série d'essais a été effectuée avec enregistrement de la TL d'un quartz taillé en plaques, présentant en TLA, sans traitement thermique, une courbe à 5 pics. Les corrections ont été établies à partir des droites de corrélation entre le poids et la position des pics. Pour des pics particulièrement nets (pics 1, 2, 3), la corrélation est très bonne (coefficient de corrélation de 0,82). Elle permet de déterminer une correction de 2.5° environ pour une diminution de 0.01 g du poids de la microplaque.

3. Les traitements divers et l'irradiation.

a) Le traitement thermique.

Le traitement thermique répondait à l'origine au besoin d'effacer la thermoluminescence naturelle d'un minéral préalablement à son irradiation ("neutralisation thermique"). Il consiste habituellement à chauffer l'échantillon à 500° pendant une demi-heure, puis à le refroidir brusquement à température ambiante.

Un tel traitement modifie cependant les propriétés de TL, ce que l'on interprète généralement comme le résultat de phénomènes de recuit et de trempe consécutifs à la diffusion des défauts dans le réseau cristallin. En conséquence, les courbes de TLA seront comparables pour autant que les conditions de traitement thermique soient reproductibles. Les facteurs essentiels susceptibles de modifier les résultats sont la température et dans une moindre mesure, la durée du traitement.

Un four spécial a été construit afin de remédier aux inconvénients des installations classiques à régulation automatique (répartition hétérogène de la température et mauvaise stabilité des paliers).

La chambre du four est constituée par un tube en porcelaine de 70 cm de long avec un diamètre intérieur de 3 cm, entouré de trois résistances adaptés aux conditions de fonctionnement d'un programmeur de chauffe d'ATD (Linseis). L'ensemble, introduit dans un assemblage réfractaire cylindrique est enfermé dans un caisson d'amiante dure. Le contrôle de la température (sur enregistreur) et la commande du programmeur se fait grâce à deux thermo-couples scellés au milieu du tube (respectivement Chromel-Alumel et Platine rhodié-Platine). Une réglette d'amiante dure permet d'introduire les creusets contenant les échantillons jusque dans la partie médiane du four.

Après la montée en température et lorsque l'équilibre thermique est atteint, le dispositif permet d'obte-

nir un palier stable à quelques degrés près.

L'incidence des deux paramètres, température et durée du traitement, a été testée avec un four à mouffle. Les résultats des essais sont reportés dans le tableau XIX.

L'augmentation de la durée de traitement à température constante se marque nettement sur la position des pics 3 et 5 qui se déplacent de façon systématique vers les basses températures. Pour les intensités, seul le pic 1 montre une intensification régulière. Les deux tendances se conjuguant pour rendre plus délicate la discrimination des pics.

Une augmentation de la température de neutralisation se traduit elle aussi par le même phénomène, mais plus marqué encore. Et on assiste en plus à une simplification de la courbe (les pics 4 et 5 tendent à se rapprocher pour n'en former qu'un seul.

En outre, le grand développement du pic 1 oblige, soit à utiliser une forte sensibilité qui rend difficile la lecture des pics les moins intenses, soit à préchauffer l'échantillon.

L'adoption de conditions modérées (400° - 1/2 H) minimise de tels ennuis.

L'atmosphère (notamment présence ou absence d'eau) dans laquelle, le traitement thermique se déroule, est un facteur dont l'importance a été révélée récemment [81][92]. Les essais dont il est question ici, ont été réalisés en atmosphère "normale" non contrôlée.

TABLEAU XIX

Influence du traitement thermique sur la forme des courbes de TLA du quartz

Conditions	Température des pics					Intensités pondérées ($\frac{H}{\text{poids}} \times 100$)					Moyennes sur
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	
400° 0h30	72.3	102.2	146.1	222.1	290.	3.6	1.7	2.2	1.9	1.5	6 mesures
400° 2h	73.5	99.2 x	145.1	200.7	279.4	13.3 x	7.1 x	10.3	6.4	5.3	5 mesures ou 4(")
400° 6h	70.5	99.7	139.2	195.1	273.8	22.5	11.1	11.7	5.8	6.5	5 mesures
400° 10h30	70.5	103.3 x	135.5	191.7	262.1	21.4	5.9 x	6.8	3.9	2.8	6 mesures ou 5(")

500° 0h30	68.3	103.3	132.4	225	268.3 x	16	4.4	3.4	4	3.2 x	4 mesures ou 3(")
500° sans trempe ≈ 24h	67.2	102.5	131.8	221.7	-	33.2	5.1	2.5	3.6	-	4 mesures

Conditions expérimentales :

- microthermoluminescence ;
 - objectif X 16.5 ;
 - irradiation : 60 Co - 1h30 ;
 - tension PM = 1400 V ;
- Echantillons 56.3 et 56.10, γ1b.

b) Irradiation. Excitation artificielle.

J'ai utilisé une source de ^{60}Co de 6 curies irradiant à température ambiante (Gammagraf G 1400 S 12 - Siar).

En vue de reconstituer les conditions naturelles d'excitation (interférence des histoires radioactive et thermique, travaux en cours) et aussi d'assurer la reproductibilité de l'irradiation, un dispositif thermostatique a été monté dans la chambre d'irradiation.

4. La mise en oeuvre des données.

Les enregistrements sont caractérisés par les paramètres suivants [77] .

- H : intensité du pic mesuré en cm et rapporté à la sensibilité 50 mV - gain 10^6 ;
- T : température du maximum mesuré en degré Celsius;
- ΔT : calculés pour tous les pics à partir du premier maximum $T = 65^\circ$ ($60^\circ - 70^\circ$) valeur statistique obtenue en micro et macro TL sur de nombreux essais;
- RH : calculé (pour la TLA notamment) pour l'ensemble des pics pris deux à deux;

$$RH_{1.2} = \frac{H_1}{H_1 + H_2} 100 \dots RH_{1.3} = \frac{H_1}{H_1 + H_3} 100 \dots \text{etc}$$

$$RH_{2.3} = \frac{H_2}{H_2 + H_3} 100 \dots \text{etc}$$

Les deux paramètres ΔT RH sont classés en histogrammes qui permettent pour le premier d'obtenir une valeur

statistique de la température d'un pic donné dans un groupe homogène de courbe, pour le second de suivre l'évolution de la forme des enregistrements.

Enfin, l'expérience montre que l'utilisation de l'"intensité pondérée" H_p :

$$H_p = \frac{H}{p} \times 100 \quad p \text{ en grammes}$$

réduit la dispersion des points dans le cas par exemple d'une recherche de corrélation entre H et l'un des paramètres précédents.

On utilise un programme APL, pour:

- calculer les divers paramètres ΔT , RH , H_p ;
- classer ΔT , RH et en tracer les histogrammes;
- rechercher les corrélations existant entre certaines de ces données notamment H_p , RH et éventuellement avec d'autres grandeurs, taille des grains, distance au contact ... etc.

C. LA RADIOACTIVITE.

1. Le compteur anticoïncidence.

a. L'appareillage.

Les mesures ont été effectuées avec une enceinte de mesure (blindage: 10 cm de vieux plomb et 2 cm de cuivre) de l'ensemble de comptage de faible activité β (type RA_{12} - Intertechnique) à laquelle a été adjointe une échelle de comptage confectionnée par le centre d'instrumentation électronique de la F.P.Ms.

Aux bornes des compteurs (fenêtre de 84 mm de diamètre) de garde et de mesure, du type à circulation

(Hélium à 0,95 % d'isobutane) sont appliquées respectivement des tensions de 1200 et 1150 volts. Un montage en coïncidence des deux compteurs permet d'éliminer les impulsions parasites. L'échantillon de 10 g est uniformément réparti dans une coupelle en altuglass de 8 centimètres de diamètre.

b. Le bruit de fond.

Les mesures du bruit de fond se groupent, en période d'utilisation autour de 2.5 coups/minute, et tombent en-dessous de 2 après une longue période de repos. Une part importante du background est imputable aux coupelles de matière plastique. L'expérience révèle en effet qu'elles sont phosphorescentes après une exposition à la lumière. Le compteur étant photosensible, les activités mesurées augmentent avec le temps d'exposition.



Le stockage des coupelles remplies d'échantillons dans l'obscurité pendant au moins une journée avant la mesure, ainsi que le chargement du compteur à l'abri de la lumière, minimisent cet inconvénient. Au cours d'un comptage du bruit de fond, on constate malgré tout une décroissance régulière avec le temps du nombre de coups, aussi la valeur calculée sur la totalité de l'enregistrement est-elle sans doute légèrement surestimée.

c. La reproductibilité.

L'activité d'un témoin (coupelle remplie de poudre de granite dans un enrobage de résine) est contrôlée régulièrement. La valeur obtenue sur 114 cycles de 30 minutes est de 55,67 coups/min. . Près de 65 % des valeurs sont comprises entre 55 et 56 (1,8 %). Enfin, l'écart entre les mesures maximum et minimum enregistrées à ce jour (56.79 et 54.19) est de 2,8 c/min. (5 %).

d. L'erreur relative.

L'erreur relative sur la mesure, pour un temps de comptage de 15 à 20 heures environ est comprise entre 0,5 et 2 %, pour un intervalle de confiance de 0,95.

e. L'influence de la géométrie.

Des répartitions successives de la même poudre dans la coupelle se traduisent parfois par des mesures différentes (jusqu'à 10 coups/min). Dans la pratique, une troisième mesure est effectuée lorsque les deux premières montrent un écart supérieur à deux coups. La valeur retenue en définitive est la moyenne des trois (parfois plus), l'intervalle d'erreur tenant compte alors non seulement de l'incertitude sur la mesure, mais aussi de la dispersion liée à l'hétérogénéité de l'échantillon. Une telle dispersion en relation avec une répartition hétérogène de la radioactivité, doit pouvoir être réduite en broyant plus finement la roche.

2. La spectrométrie γ (Dosage U. Th. K).

a. L'appareillage.

L'appareillage comprend les éléments essentiels suivants (figure 36) :

- la sonde à scintillation (3) (ensemble démontable type 16 A x 8/DM 1-5. Nuclear Interprises limited-Scotland) thermostatisée à 21° C, comprenant,
 - un cristal scintillant NaI (Tl) de 101.6 mm de diamètre et 50.8 mm de hauteur;
 - une chaîne dynode alimentée par la source HT (1)
 - un préamplificateur alimenté par la source BT (2)la sonde est protégée du rayonnement ambiant sur un château de Pb normal d'une épaisseur de 5 cm doublé intérieurement de 0,5 cm de Cu (HxLxl = 70 x 50 x 50

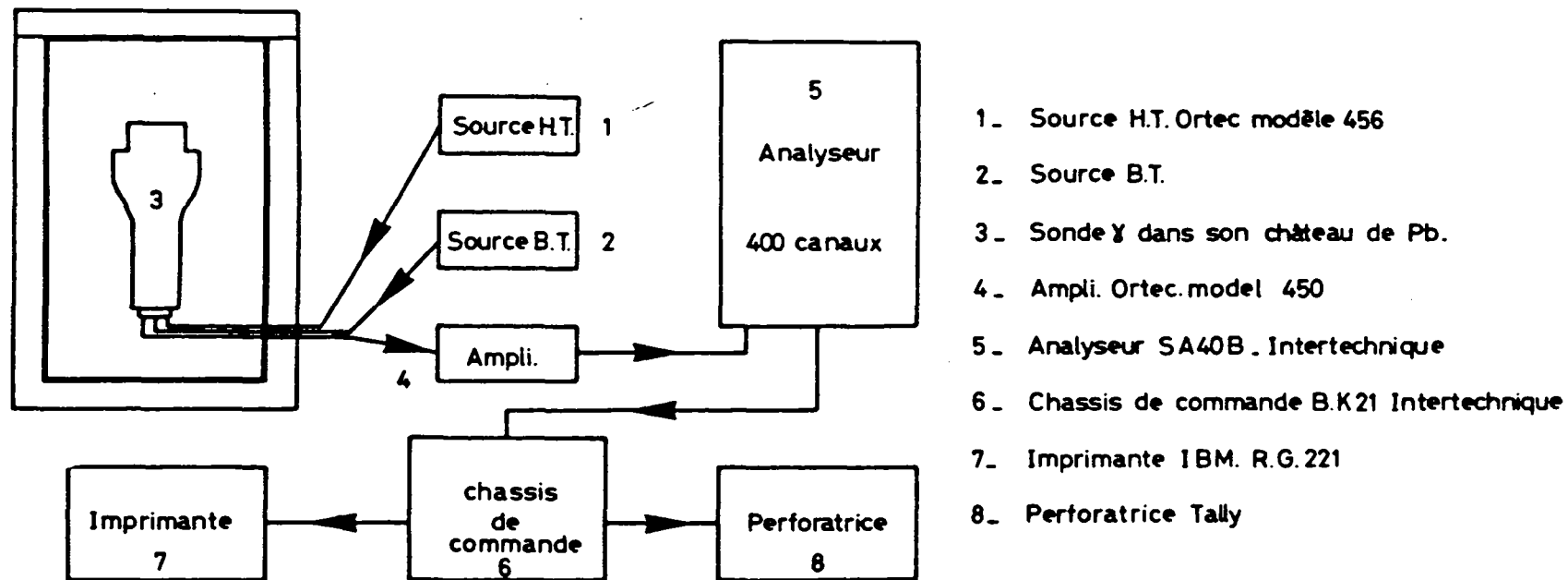


Figure 36 - Appareillage de spectrométrie γ .



poids = 850 Kg) l'échantillon (200 g) réparti dans un récipient cylindrique en matière plastique est déposé sur le cristal scintillant.

- un analyseur à 400 canaux SA40 B Intertechnique (5) où arrivent préalablement amplifiés (4) les signaux provenant de la sonde.

Les résultats sont sortis sur imprimante (7) (IBM RG 22) ou sur perforatrice (8) (Tally) par l'intermédiaire du châssis de commande (6). Les bandes perforées, ainsi obtenues sont ensuite transcrites sur cartes pour le traitement à l'ordinateur.

b. Le principe simplifié de la méthode et la mise en oeuvre de la mesure.

Un rayon γ provenant de la source peut soit :

- traverser le cristal ;
- ne céder qu'une partie de son énergie en donnant notamment un rayon γ d'énergie moindre (Effet Compton) ;
- céder la totalité de son énergie, en provoquant des transitions d'électrons dont le retour à l'état stable s'effectue avec une émission de photon (Effet photoélectrique). Le nombre de photons est fonction de l'énergie du rayon incident, de même que l'amplitude du signal fourni par le tube photomultiplicateur.

Le rôle de l'analyseur est ensuite de classer ces impulsions en fonction de leur amplitude (= énergie) et de compter leur nombre pour chaque classe.

Le spectre obtenu est un spectre de raie. La stabilité et la reproductibilité de l'appareillage étant assurée (thermostatisation, électronique stabilisée, contrôles réguliers de la position des canaux en énergie, etc...). il convient ensuite de retrancher du spectre le bruit de fond mesuré périodiquement.

c. Le dosage du thorium, de l'uranium et du potassium.

La détermination des teneurs en uranium (équivalent radium), thorium et potassium est effectuée sur le spectre total. L'équilibre est contrôlé sur le spectre à basse énergie.

Les étalons confectionnés avec des minerais respectivement thorifère (9,3 % Th) et uranifère (0,77 % U) et avec du nitrate de potassium complétés à 200 g avec du sable inerte permettent, sur le spectre total, le calibrage de l'intensité des raies suivantes :

2,62 Mev	Th
1,76 Mev	Th et U
1,48 Mev	Th, U et K
610 kev	Th, U et K

En tenant compte du bruit de fond régulièrement enregistré (H') et des corrections liées aux effets secondaires (Compton, ...) les calculs sont menés dans l'ordre suivant:

- teneur en Thorium sur la raie à 2,62 Mev :

$$H_1 = ax + H'_1 \quad x \% \text{ Th}$$

$$x = \frac{H_1 - H'_1}{a} \quad (1)$$

- teneur en uranium sur la raie à 1,76 Mev :

$$H_2 = by + cx + H'_2 \quad Y \% \text{ U}$$

$$Y = \frac{H_2 - cx - H'_2}{b} \quad (2)$$

cx étant déterminé à l'étape précédente.

- teneur en potassium sur la raie à 1,48 Mev :

$$H_3 = dz + cy + fx + H'_3 \quad Z \% \text{ K}$$

$$Z = \frac{H_3 - cy - fx - H'_3}{d} \quad (3)$$

la somme $cy + fx$ se déduisant des étalonnages précédents.

- à titre de vérification, les mêmes opérations sont répétées sur la raie à 610 kev :

$$H_4 = gz + hy + ix + H'_4$$

$$y' = \frac{H_4 - gz - ix - H'_4}{h} \quad (4)$$

Par étalonnage, on obtient:

pour (1) $x = (H_1 - H'_1) 0,2$

pour (2) $y = (H_2 - H'_2 - x 3,1) 0,066$

pour (3) $Z = (H_3 - H'_3 - 17,5x - 9y) 0,5 \times 10^{-2}$

pour (4) $Y' = (H_4 - H'_4 - 44x - 55z) 1,03 \times 10^{-2}$

La méthode a été testée sur un échantillon standard fourni par le Laboratoire de Géologie nucléaire de l'Université de Paris (U et Th dosés par fluorimétrie, spectrométrie de masse, spectrométrie α , spectrométrie γ :

	U	Th
Paris	15 ppm	50 ppm
Mons	17 ppm	50.9 ppm

d. L'équilibre radioactif.

Sur le spectre à basse énergie, l'intensité des raies à 184 kev et 352 kev permet de vérifier l'équilibre radioactif dans la famille de l'uranium 238. Un étalon en équilibre fournit par le C.E.A. donne un rapport $\frac{H_{184}}{H_{352}} = 1$, dans les conditions expérimentales réalisées avec notre appareillage.

L'équilibre de nos échantillons a été contrôlé en utilisant l'intensité des raies à 184 et 352 kev, corrigées de l'influence du bruit de fond et de la contribution du thorium.

TABLEAU XX

Résultats préliminaires du dosage par spectrométrie γ des éléments radioactifs de quelques facies du massif de Ploumanac'h.

		Numéro d'échan- tillon	Th ppm	Uppm* raie à 1.76Mev	Uppm raie à 610 kev	Th/U [*]	K ₂ O %	Th moy.	U moy.	Th/U moy.	K ₂ O moy.	Equilibre
γ1	γ1a	27	122.9	33.9	37.1	3.6		(63.1)	(19.3)	(3.4)		
	γ1b	46	48.4	-	16.4	(2.9)						
	γ1c	44b	(17.9)	(4.8)	(4.4)	3.9						
γ2	γ2b	6	25.7	14.9	15	1.7	4.3	24.9	13.2	2.3	4.1	1.07
	γ2aH	71 A	16.3	4.7	5.6	3.1	4.2					
	γ2a	3 b	32.7	16	17.5	1.9	3.8					
γ3	γ3b	19 b	17.5	7.8	8	2.2	4.1	20.9	8.0	2.6	4.1	1
	γ3a	39	24.3	8.1	8	2.9	4					1.02

* valeur utilisée pour le calcul du rapport Th/U sauf pour 46.



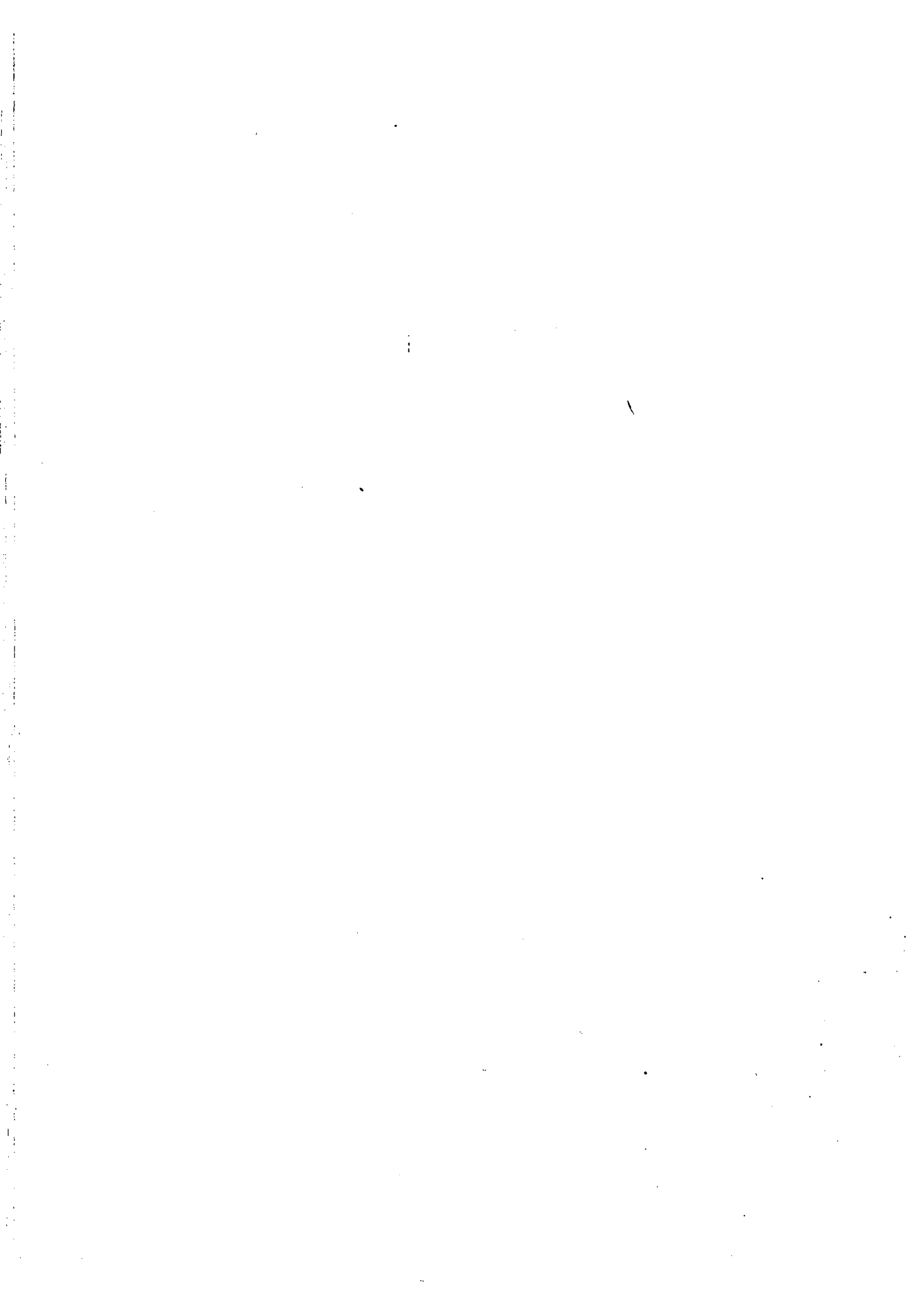
e. Les résultats préliminaires.

Outre les points déjà soulignés (2^{ème} Part.II.A.2) les résultats préliminaires repris dans le tableau XX amènent les quelques remarques suivantes.

Le rapport Th/U est normal pour l'unité γ_1 :3,48 (3,5 selon Roulbault [66]) mais sensiblement trop faible pour γ_2 et γ_3 traduisant un enrichissement relatif en uranium.

Dans l'unité des granites rouges γ_1 la différenciation du facies de La Clarté γ_{1a} s'accompagne d'une augmentation presque parallèle des teneurs en thorium et en uranium. Dans l'unité des granites gris et roses γ_2 le facies de Saint-Samson montre une concentration sélective de l'uranium (Th/U = 1.72) qui s'opère au dépens du facies de Haren (Th/U = 3.14), confirmant la relation génétique des deux roches. Le même phénomène s'observe aussi pour l'unité des granites gris de l'Ile Grande γ_3 , le facies différencié de Landrellec γ_{3b} étant légèrement plus riche en uranium que le facies de Porz Gélén γ_{3a} .

B I B L I O G R A P H I E S O M M A I R E



BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

GEOLOGIE REGIONALE - MASSIF DE PLOUMANAC'H

- [1] ANDREIEFF, P. et LEFORT, J.P. (1972) - Contribution à l'étude stratigraphique des terrains secondaires et tertiaires affleurant en Manche occidentale.
Colloque sur la géologie de la Manche.
Mémoire B.R.G.M., n°79, p.49-56.
- [2] AUVRAY, B. et LEFORT, J.P. (1971) - Etude des terrains antécambriens et paléozoïques immergés au large du Petit Trégor (Manche occidentale).
Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne. T.3, 2, p.77-82.
- [3] AUVRAY, B. (1972) - Les subdivisions majeures des volcanites du Trégor (Bretagne septentrionale).
C.R.Acad. Sc., Paris, D, T. 274, p.1788 - 1791.
- [4] AUVRAY, B. (1972) - Les accidents tectoniques majeurs du Trégor. Age et signification.
C.R. Acad. Sc., Paris, D, T. 274, p. 2940 - 2943.
- [5] AUVRAY, B. et VIDAL, Ph. (1973) - Chronologie des événements géologiques dans le Trégor (Bretagne septentrionale).
Réun. ann. Sc. de la Terre, Paris, 19-22 Mars, p.54.
- [6] AUVRAY, B. (1974) - Les manifestations magmatiques acides du Cambrien dans le Nord de la Bretagne (Trégor).
Réun. ann. Sc. de la Terre, Pont-à-Mousson (Nancy), 22-26 avril p.22.
- [7] BARRIERE, M. et CHAURIS, L. (1971) - Individualisation de trois ensembles structuraux dans le Massif granitique de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord).
C.R. Acad. Sc., Paris, D, T. 273, p. 1779 - 1782.
- [8] BARRIERE, M. (1972) - Hybridation de roches basiques par un granite porphyroïde dans le Massif de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord).
C.R. Acad. Sc., Paris, D, T. 274, p.983 - 986.

- [9] BARROIS, Ch. (1901-1902) - Carte de Bretagne au millionième -
Bull. Serv. Carte Géol. de Fr., n° 91, T. 13, p. 335-542.
- [10] BARROIS, Ch. (1909) - Carte géologique au 1/80.000, Feuille de Lannion.
- [11] BARROIS, Ch. (1927) - Le calcaire de la vallée du Doudu (Finistère)
Ann. Soc. Géol. Nord, T.52, p. 198 - 204.
- [12] BARROIS, Ch. (1930) - Les grandes lignes de la Bretagne.
Soc. Géol. Fr., Livre Jubilaire 1830-1930.
- [13] BONHOMME, M., COGNE, J. LEUTWEIN, F. et SONET, J. (1966) - Données nouvelles sur l'âge des séries rouges du Golfe Normanno-breton.
C.R. Acad. Sc., Paris, D, T. 262, p. 606 - 609.
- [14] CHAURIS, L. (1958) - Pegmatites à allanite et molybdénite dans le granite de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord).
Bull. Soc. Fr. Min. Crist., p. 150-153, T. 81.
- [15] CHAURIS, L. (1965) - Sur la structure des massifs granitiques du Nord-Ouest du Pays de Léon (Finistère).
C.R. Acad. Sc., Paris, D, T. 260, p. 4351-4353.
- [16] CHAURIS, L. et LULZAC, Y. (1973) - Les aplites à topaze et les stockscheider du leucogranite de Scaër (Finistère).
Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne, C, T. 5, 1, p.22-31.
- [17] 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, contribution de la carte gravimétrique à la géologie du Massif Armoricaïn.
Mémoire B.R.G.M. n° 52, p. 16-23.
- [18] COPPENS, R., DURAND, G. et 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).
Interprétation géologique des mesures effectuées au spectromètre de masse dans le domaine de la géochronologie absolue.
Colloque C.N.R.S., n° 151, p. 87-98.
- [19] DELATTRE, Ch. (1952) - Recherches sur le Dévonien et le Carbonifère de la région de Morlaix.
Mém. Serv. Cart. Géol. France.

- [20] DELATTRE, Ch., PRUVOST, P., WATERLOT, G. et SANDREA, A. (1966) -
Carte géologique au 1/80.000, Feuille de Lannion.
- [21] DELATTRE, Ch., PRUVOST, P. et WATERLOT, G. (1966) - Carte géologique
au 1/80.000, Feuille de Tréguier.
- [22] DIDIER, J. et LAMEYRE, J. (1972) - Répartition géologique et signifi-
cation des granites rouges.
C.R. Acad. Sc., Paris, D, T. 274, p. 1135-1138.
- [23] DUPUIS, Ch. (1972) - Relations entre les grands ensembles structuraux
du complexe granitique de Ploumanac'h - Ile Grande (Côtes-du-
Nord), leur radioactivité et leur thermoluminescence naturel-
le.
Ann. Soc. Géol. Nord - T. 92, 1, p. 29-40.
- [24] DUPUIS, Ch. (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, France).
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), T. 15, n°3-4, p.296-305.
- [25] DUPUIS, Ch. (1974) - Précisions et observations nouvelles sur le Massif
granitique de Ploumanac'h - Ile Grande (Côtes-du-Nord, France).
Ann. Soc. Géol. Belg., T. 97, p.201-220.
- [26] FOURCY, de (1844-45) - Description géologique du département des Côtes-
du-Nord.
Bull. Soc. Géol. Fr., 2, T.2, p.125-130.
- [27] GROVES, A.W. (1930) - The heavy minerals suites and correlation of the
granites of Northern Brittany, the Channel Islands and the
Cotentin.
Geol. Mag., V. 67, pp. 218-240.
- [28] LEFORT, J.P. (1970) - Etude géologique de la Manche au Nord du Trégor.
III : Géologie du substrat rocheux et morphologie.
Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne, C, T.2, 2, p.89 - 103.
- [29] LEFORT, J.P. (1970) - Sur la présence de Lutétien inférieur au Sud de
la Manche occidentale.
C.R. Som. Soc. Géol. Fr., 3, p. 80-81.

- [30] LEFORT, J.P. et DEUNFF, J. (1971) - Découverte de Paléozoïque à microplanc-
ton au Sud de la Manche occidentale.
C.R. Acad. Sc., Paris, D, T. 270, p. 271-274.
- [31] LEFORT, J.P. et DEUNFF, J. (1971) - Esquisse géologique de la partie mé-
ridionale du Golfe Normano-Breton (Manche).
C.R. Acad. Sc., Paris, D, T. 272, p. 16-19.
- [32] LEFORT, J.P. (1972) - Le socle anté-mésozoïque de la Manche occidentale et
son évolution à la fin du Paléozoïque.
C.R. Som. Soc. Géol. Fr., 3, p. 129-132.
- [33] LEUTWEIN, F. (1968) - Géochronologie et évolution orogénique précambrien-
ne et hercynienne de la partie Nord-Est du Massif Armoricaïn.
Mém. Sc. de la Terre, n° 11, 83 p.
- [34] LEUTWEIN, F, CHAURIS, L., SONET, J. et ZIMMERMANN, J.L. (1969) -
Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-
Finistère (Massif Armoricaïn).
Sc. de la Terre, T. 14, 4, pp. 329-358.
- [35] LOY, W. (1965) - De ring-plutoon van Trégastel.
Thèse. Louvain, 76 pages.
- [36] LOY, W. (1967) - Intrusion d'une phase lamprophyrique entre deux phases
granitiques dans le batholite de Trégastel (Côtes-du-Nord, Bre-
tagne).
C.R. Acad. Sc., Paris, D, T. 264, p. 2265-2267.
- [37] MARHALLAC, M. de (1833-1834) -
Bull. Soc. Géol. Fr., T.4, p. 201-203.
- [38] MICHOT, J. et LAVREAU, J. (1964) - Le complexe granitique de Ploumanac'h -
Compte rendu de la Session Extraordinaire de la Société Belge
de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie et de la Société
Géologique de Belgique.
Bull. Soc. Belge Geol.Paléon. Hydro., T. 73, fasc. 3 et dernier
p. 233-237.
- [39] SANDREA, A. (1958) - Contribution à la lithologie de la Côte Nord de la Bre-
tagne, de l'Ile de Sieck à la Baie de Perros.
Bull. Serv. Cart. Géol. Fr., T. 56, n°258, p.505-618.

- [40] THOMAS, MM. et CAMPBELL SMITH, W. (1932) - Xenoliths of igneous origin in the Trégastel - Ploumanac'h granite, Côtes-du-Nord, France.
Quart. Journ. Géol. Soc. London, V. 88, p. 274-296.
- [41] VERDIER, P. (1968) - Etude pétrographique et structurale du Trégor occidental - (Baie de Lannion - Côtes-du-Nord) - Thèse 3ème cycle - Strasbourg.
- [42] WAZALWAR, M.V. (1934) - The Tregastel - Ploumanac'h complex : a petrological and geochemical study - Unpublished Ph. D Thesis - University of London - Manuscrit déposé à l'Université de Londres.

OCELLES

- [43] ANGUS, N.S., (1962) - Ocellar Hybrids from the Tyrone Igneous Series, Ireland.
Geol. Mag., V. 49, p.9-27.
- [44] ANGUS, N.S., (1971) - Comments on the origine of ocellar quartz-gabbros.
Lithos 4, p. 381-88.
- [45] BIZOUARD H. et MAURY R., (1973) - Fusion partielle d'enclaves de gneiss dans un basalte alcalin.
Réun. Ann. Sc. de la Terre, 12-22 mars, Paris, p.81.
- [46] GREEN, T.H. et RINGWOOD, A.E., (1968) - Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite.
Contrib. miner. Petrol., T. 18, p. 105-162.
- [47] HANUS, V. et PALIVCOVA M., (1969) - Quartz gabbro recrystallized from olivine - bearing volcanics.
Lithos 2, p. 147-166.
- [48] HANUS, V. et PALIVCOVA, M., (1971) - Ocellar texture of Pecerady gabbro in central bohemian pluton.
Acta universitatis carolinae.
n°3, p. 175-183.
- [49] LACROIX, A. (1893) - Les enclaves des roches volcaniques.
Protat Frères - Mâcon.
- [50] MAURY, R. et BIZOUARD, H., (1974) - Mécanismes possibles d'échanges de matière aux contacts magma-basaltique-xénolites acides.
Réun. Ann. Sc. de la Terre, Pont-à-Mousson (Nancy), 22-26 avril, p. 282.
- [51] MAURY, R. et BIZOUARD, H., (1974) - Génèse de liquides trachytiques par fusion partielle de gneiss à biotite.
Réun. Ann. Sc. de la Terre, Pont-à-Mousson (Nancy), 22-26 avril, p. 283.
- [52] MAURY, R.C. and BIZOUARD, H., (1974) - Melting of acids xenoliths into a basanite: an approach to the possible mechanisms of crustal contamination.
Contrib. Miner. Petrol., T. 48, p. 275-286.

- [53] MAURY, R.C. et BIZOUARD, H., (1974). - Clinopyroxènes des contacts acides-basiques.
Bull. Soc. Fr. Min. Crist. (à paraître).
- [54] MUIR I.D., (1953). - Quartzite xenoliths from Ballachulish Granodiorite.
Geol. Mag., V. 90, p. 409-428.
- [55] READ, H.H., (1926). - The Mica-lamprophyres of Wigtownshire .
Geol. Mag., V. 63, p. 422-429.

STRUCTURE CONCENTRIQUE DES MASSIFS GRANITIQUES

- [56] BOISSONNAS, J. , (1973). - Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan-africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie) Tome I et II. Thèse. Editions du B.R.G.M.
- [57] DEBON, F., (1970) . - Le problème des structures zonées concentriques dans les massifs granitiques circonscrits. Exposé du 19 février 1970 - C.R.P.G.
- [58] DEBON, F. et MOREAU, H., (1973). - Nouvel exemple de massif granitique à structure concentrique : le massif de Panticosa (Pyrénées Aragonaises). Mémoires de la Société Linnéenne de Bordeaux n°1 - mars 1973.
- [59] DEBON, F., (1973).- Les massifs granitiques de Caunterets - Panticosa (Pyrénées occidentales). *Pireneos*, 107 : pp. 5-11, Jaca.
- [60] LETERRIER, J., (1972). - Etude pétrographique et géochimique du massif granitique de Quérigut (Ariege). Thèse. Nancy.
- [61] MURSKY, G., (1972) . - Origine and signifiante of zonation in a granitic intrusion. 24th I.G.C., 1972, Section 2.

RADIOACTIVITE

- [62] CHAURIS, L. et MULOT, B., (1965) - Sur un nouveau mode de gisement de l'allanite dans le granite de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord).
Bull. Soc. Fr. Min. Crist., T. 88, p. 354.
- [63] COPPENS, R. (1955). - Sur la radioactivité des cristaux de sphène contenus dans le granite de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord).
Bull. Soc. Fr. Min. Crist., T.75, pp. 584-589.
- [64] COPPENS, R. et BOLFA, J. - Etude de la radioactivité du granite de Ploumanac'h (Côtes-du-Nord).
88^{ème} Congrès des Soc. Sav., T.II, p. 227-237.
- [65] PINCET, J. et LOY, W. - Etude radio-géologique d'un batholite granitique. Relation avec la mortalité par cancer.
Ass. Fr. Avanc. Sc., Paris 1963.
- [66] ROUBAULT, M. (1958) - Géologie de l'uranium (avec la collaboration de G. Jurain). Masson.

THERMOLUMINESCENCE

- [67] ALOISI, J.C. et CHARLET, J.M., (à paraître) - Intérêt de la thermoluminescence dans l'étude de l'alimentation en quartz du Golfe du Lion.
Rev. de Géogr. Phys. et Géol. Dynam.
- [68] ARNOLD, G.W. (1960) - Defects in natural and synthetic quartz.
J. Phys. Chem. Solids, V. 13, p. 306-320.
- [69] AUTHIER, A. et ZARKA, A. (1973) - Les défauts dans les minéraux: des témoins de leur histoire.
Réun. ann. Sc. de la Terre, Paris, 19-22 mars, p. 53.
- [70] BALEINE, O., CHARLET J.M. et DUPUIS Ch. (mars 1975). - Les techniques utilisées pour l'étude de la thermoluminescence au laboratoire de minéralogie de la F.P.Ms: dix années d'expérience. -
Ann. Faculté polytechnique de Mons, Belgique.
- [71] BARRY, I.I., Mc NAMARA, P., MOORE, W.J. (1965) - Paramagnetique resonance and optical properties of amethyst.
J. Chem. Phys., V. 42, p. 2599-2606.
- [72] BATRAK, E.N. (1958). - An investigation of centers of capture of irradiated quartz crystals with inserted Na ions -
Sov. Phys. Crist., 3, p. 102.
- [73] BEUGNIES, A., BROQUET, P., CAIRE, A., CHARLET, J.M., DUEE, G., MASCLE, G., TRUILLET, R., 1969. - Contribution de la thermoluminescence à la paléogéographie de la Méditerranée centrale.
Bull. Soc. Géol., Fr., 7, T. 11, p.307-322.
- [74] BEUGNIES, A. et CHARLET, J.M. (1970) - Sur l'âge hercynien des microgranites du massif cambrien de Rocroi (données pétrographiques et analyse par thermoluminescence).
Ann. Soc. géol. Belg., T. 93, p. 431-451.
- [75] BROQUET, P., CHARLET, J.M., 1965 - Utilisation de la thermoluminescence naturelle des quartz et des feldspaths détritiques dans l'étude de quelques formations sédimentaires siciliennes.
Ann. Soc. Geol. Nord, T. 85, p.79-96.

- [76] BROQUET, P., (1968) - Etude géologique de la région des Madonies (Sicile) Thèse, I.R.E.S. Palermo.
- [77] CHARLET, J.M., 1969 - La thermoluminescence des roches quartzofeldspathiques. Application à l'étude des séries sédimentaires détritiques; intérêt dans la datation des granites.
Bull. B.R.G.M., 2e série, sect. II, 2 et 3.
- [78] CHARLET, J.M., 1969 - Utilisation des courbes de thermoluminescence artificielle dans l'étude des séries sédimentaires détritiques.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, T.11, p.287-297.
- [79] CHARLET, J.M., WATERLOT, M., 1969 - La thermoluminescence utilisée dans l'étude de quelques sédiments quartzofeldspathiques du Paléozoïque des Pyrénées centrales.
Bull. Soc. Géol. France, 7, T. 11, p.298-306.
- [80] CHARLET, J.M., (1970) - Le photomètre de microthermoluminescence, son intérêt dans les applications de la TL à la géologie.
Ann. Soc. geol. Nord, T.90, p.23-31.
- [81] CHARLET, J.M., (1975) - Quelques facteurs expérimentaux susceptibles de modifier les propriétés de thermoluminescence artificielle (TLA) du quartz.
Bull. Soc. Fr. de Min. et Crist. (à paraître).
- [82] CHAYE-d'ALBISSIN, M. (1963) - Les traces de déformation dans les roches calcaires.
Rev. de Géogr. Phys. et Geol. Dyn., 2, V.5, fasc. supplémentaire.
- [83] COHEN, A.J., MASSAN, F. (1974) Ferrous and ferric ions in synthetic and quartz and natural amethyste.
American Mineralogist, V. 59, p.719-728.
- [84] CRISTODOULIDES, C., ETTINGER, K.V. and FREMLIN, J.H. (1971)- The use of TL glow peaks at equilibrium in the examination of the thermal and radiation history of material.
Modern Geology, V.2, p.275-280.
- [85] COIFFAIT, P.E. (1974) - Etude géologique de l'Atlas tunisien à l'ouest de Kairouan (Tunisie centrale) .
Thèse 3^{ème} cycle. Paris.

- [86] DELTEIL, J. (1974) - Tectonique de la Chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oranais oriental (Monts de la Mina, Beni Choucrane, Dahra) . Thèse. Nice.
- [87] DODD, D.M., FRASER, D.B. (1965) - The 3000-3900 cm^{-1} absorption bands and anelasticity in crystalline quartz.
J. Phys. Chem. Solids. V. 65, pp. 673-686.
- [88] GUIGUES, J., JACOB, C. et PIERROT, R. (1972) - Applications de la thermoluminescence naturelle du quartz à la prospection des filons stannifères et wolframifères du Massif Armoricaïn (France).
24th I.G.C., 1972. Section 14, p. 142-148.
- [89] GUILLAUME, A. (1967) - Contribution à l'étude de la thermoluminescence des roches volcaniques ligures, de leurs minéraux et de roches volcaniques déformées expérimentalement.
Deuxième thèse. Paris.
- [90] HASSAN, F., COHEN, A.J. (1974) - Biaxial color centers in amethyst quartz.
American Mineralogist, V. 59, p.709-718.
- [91] HWANG, F.S.W., GOKSU, H.Y. (1971) - A further investigation on the thermoluminescence dating technique.
Modern Geology, 1971, Vol.2, p.225-230.
- [92] ICHIKAWA, Y. (1968) - Thermoluminescence of natural quartz irradiated by gamma Rays.
Japan Journ. of Appl. Phys.
V.7, 3, p.220-226.
- [93] IVALDI, J.P., (1973) - Contribution de la thermoluminescence à l'étude des séries "Grès d'Annot" - Origines du matériel détritique - Conséquences paléogéographiques.
Thèse 3^{ème} cycle. Nice.
- [94] KAUL, I.K., GANGULI, D.K., and HESS, B.F.M. (1972) - Influencing parameters in thermoluminescence of quartz.
Modern Geology, V.3, p. 201-207.
- [95] LAUZAC, F. (1974) - L'étude "intégrée" des quartz filoniens: ses possibilités en recherche minière, premiers résultats obtenus.
Réun. Ann. Sc. de la Terre, Pont à Mousson (Nancy), 22-26 avril
p. 246.

- [96] LEHMANN, G. (1971) - Yellow colors center in natural and synthetic quartz.
Phys. kondens. Materie 13, p.297-306.
- [97] LEVY, P.W. (1968) - A brief survey of radiation effects applicable to geology probleme.
- [98] Mc DOUGALL, D.J. (1968) - Natural thermoluminescence of igneous rocks and associated ore deposits in Thermoluminescence of geological materials.
Academic Press - London and New York.
- [99] Mc DOUGALL, D.J. (1969) - La thermoluminescence des roches métamorphiques. Note préliminaire.
Bull. Soc. Geol. de France, (7), XI, p.323-329.
- [100] MAZERAN, R. (1971) - Sur la thermoluminescence naturelle des quartz granitiques.
Rev. Geog. Phys. Geol.Dyn., 2, V. 13, fasc. 1, p.87-95.
- [101] MAZERAN, R. (1972) - Sur la thermoluminescence des quartzites des Cévennes au voisinage du granite de Saint-Guiral . Application - l'étude de la distribution des températures dans l'auréole métamorphique de contact.
C.R. Acad. Sc., Paris, D, 275, p.2451-2454.
- [102] MAZERAN, R. (1972) - Sur la thermoluminescence naturelle des quartz d'exsudation. Données préliminaires.
C.R.Acad. Sc., Paris, D, T.275, p.515-517.
- [103] MAZERAN, R. (1972) - Un exemple de variation de la thermoluminescence naturelle des quartz granitique dans un massif circonscrit : le Sidobre; ses conséquences.
Mémoire B.R.G.M., n°77, p.913-915.
- [104] MAZERAN, R. (1973) - Sur la thermoluminescence des quartz filonien métallifères de la périphérie du granite de Saint-Guiral (Cévennes Méridionales). Application à l'analyse des phases de minéralisations filoniennes .
C.R. Acad. Sc. Paris, D, T.277, p.817-820.

- [105] MAZERAN, R. (1974) - Thermoluminescence comparée des quartz filoniens plombo-zincifères et stanno-wolframifères.
C.R. Acad. Sc. Paris, D, t. 278, p. 1927-1930.
- [106] MAZERAN, R., et FERAUD, J. (1974) - Sur la thermoluminescence des quartz filoniens à B.P.G.C. du massif de l'Argentera. Mise en évidence du caractère polyphasé de ces minéralisations.
C.R. Acad. Sc. Paris, D, T. 278, p.1147-1150.
- [107] MEDLIN, W.L. (1963) - Thermoluminescence in quartz.
Journ. Chem. Phys., V. 38, 5, p. 1132-1143.
- [108] MORRIS, D.W. (1971) - Impurity color centers in quartz and trapped electron dating : electron spin resonance, thermoluminescence studies.
J. Geoph. Res., V. 76, 32, p.7875-7887.
- [109] OBEGI, P. (1964) - Etude de la thermoluminescence du quartz cristallin irradié par les rayons γ .
Thèse 3^{ème} cycle, Faculté des Sciences, Centre d'Orsay, Paris (non publiée).
- [110] OGIER, M., (1971) - Thermoluminescence des feldspaths alcalins.
Thèse. Paris.
- [111] TREPIED, L., DOUKHAN, J.C. et PAQUET, J. (1975) - Microstructure de dislocation du quartz de St. Paul la Roche.
Réun. ann. Sc. de la Terre, Montpellier, 23-25. avril, p.366.
- [112] WRIGHT, P.M., WEIL, J.A., BUCH, T. and ANDERSON, J.M. (1963) - Titanium color centers in rose quartz.
Nature (Lond.) 197, p.246-248.
- [113] ZELLER, E. (1968) - Geologic Age Determination by Thermoluminescence in Thermoluminescence of geological materials.
Academic Press. London and New York.

OUVRAGES GENERAUX

- [114] AUGUSTITHIS, S.S. (1973) - Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types.
Elsevier Scientific Publishing Company.
- [115] Classification and nomenclature recommended by the I.U.G.S. subcommission on the systematics of the igneous rocks.
Geotimes. October 1973.
- [116] DEBON, F. (1972) - Notice explicative pour la carte géologique à 1/50000, Massifs granitiques de Causerets et Panticosa (Pyrénées Occidentales) B.R.G.M.
- [117] DIDIER, J. (1963) - Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français.
Thèse Clermont-Ferrand.
- [118] DIDIER, J. (1973) - Granites and their enclaves.
3. Developments in Petrology.
Elsevier Scientific Publishing Company .
- [119] DIDIER, J. et LAMEYRE, J. (1969) - Les granites du Massif Central français: étude comparée des leucogranites et granodiorites.
Contrib. Miner. Petrol., T.24, p.219-238.
- [120] HAMEURT, J. (1974) - Le Briovérien inférieur et la limite Briovérien-Pentévrien: problèmes actuels.
Précambrien des zones mobiles de l'Europe,
Conférence Liblice 1972. Praha.
- [121] JOHANNSEN, Ph. D. (1958) - A descriptive petrography of the igneous rocks - Volumes I - II - III - IV.
The university of Chicago Press.
- [122] LAMEYRE, J. (1966) - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français - Thèse.
Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand.
- [123] NOCKOLS, S.R. (1933) - Some theoretical aspects of contamination in acid magmas.
J. of Geol. Vol. XLI. N°6. pp.561-589.

- [124] SHAND, S.J. (1947) - Eruptive rocks. Third Edition.
John Wiley et Sons.
- [125] SPRY, A. (1974) - Metamorphic textures - Pergamon Press.
- [126] VELDE, D. (1971) - Les kersantites : étude des lamprophyres à plagioclase et biotite.
Bull. Soc. Fr. Min. Crist., T.94, 4, p.411-426.
- [127] WILHEM, S. (1972) - Etude optique et radiocristallographie des yeux feldspathiques des orthogneiss de la zone axiale des Pyrénées orientales. Thèse. Paris.

R E M E R C I E M E N T S

Ce mémoire n'aurait pu voir le jour sans :

le Conseil de Direction de la Faculté Polytechnique de Mons qui a accordé les crédits nécessaires à mes missions sur le terrain ;

les membres du Département de Mines-Géologie et plus particulièrement MM. P. MOISET et J. HEEMSKERK, qui m'ont ouvert sans réserve leur laboratoire et m'ont fait bénéficier aimablement de leur grande compétence en Minéralurgie ;

M. J. BRYCH du laboratoire d'Exploitation des Mines qui m'a très obligeamment traduit quelques publications en langue russe ;

MM. I. GODFRIAUX et F. ROBASZYNSKI qui m'ont constamment témoigné une amicale attention et m'ont aidé par leurs indispensables conseils.

J'aurais mauvaise grâce également d'oublier Monsieur le Professeur BLAVE, secondé par Monsieur P. MOREAU du Centre d'Instrumentation de la Faculté qui m'ont apporté leur aide efficace pour la confection et la réparation du matériel électronique.

L'indispensable travail matériel a été assuré avec précision et minutie par :

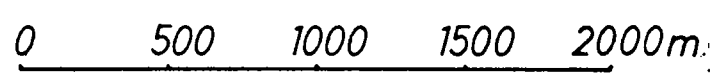
M. O. BALEINE, pour l'appareillage et la programmation.

M. R. BAYARD, pour la préparation et la séparation des échantillons ;

M. M. KLEMER, pour la confection des plaques-minces ;

MM. F. LAURENT et H. LAGNEAU, pour la photographie, la réalisation et la réduction d'une partie des figures.

Je n'oublierai enfin, ni Mme N. LOUIS qui a réalisé la dactylographie avec toute sa compétence et sa gentillesse, ni Mmes T. COQUIART et DEVOS qui sont venues lui prêter "main-forte" au moment opportun.



- | | | |
|---|------|---------------------------|
| 0. Encaissant métamorphique | | |
| 1. Faciès de La Clarté - | γ1a | GRANITES ROUGES γ1 |
| 2. Faciès de Traouieros - | γ1b | |
| 3. Roches basiques de Sainte Anne - | γ1c | |
| 4. Faciès Canton-Kerlêo - | γ2a | GRANITES GRIS ET ROSES γ2 |
| 5. Faciès Samson - | γ2b | |
| 6. Aplite de Trégastel - | γ2bT | |
| 7. Faciès de Porz Gêlin - | γ3a | GRANITES GRIS γ3 |
| 8. Faciès de Landrellec - | γ3b | |
| 9. Sous-faciès de Haren - (principales occurrences) | γ2aH | |
| 10. Microgranite de Porz Termen - | γ2PT | |

