



HAL
open science

**CONTRIBUTION A L'ETUDE DE L'ANATEXIE. LE
MASSIF DE SAINT-MALO (Massif Armoricain):
Mobilisation des éléments durant la fusion. Proposition
d'un modèle**

Hervé Martin

► **To cite this version:**

Hervé Martin. CONTRIBUTION A L'ETUDE DE L'ANATEXIE. LE MASSIF DE SAINT-MALO (Massif Armoricain): Mobilisation des éléments durant la fusion. Proposition d'un modèle. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 1977. Français. NNT: . tel-01757937

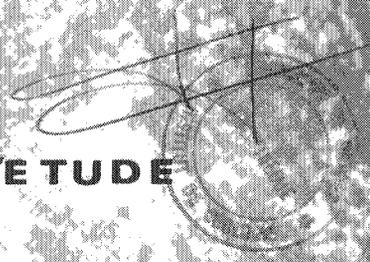
HAL Id: tel-01757937

<https://insu.hal.science/tel-01757937>

Submitted on 4 Apr 2018

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

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



CONTRIBUTION A L'ETUDE

DE L'ANATEXIE :

LE

MASSIF de St MALO

(MASSIF ARMORICAIN)

Mobilisation des éléments

durant la fusion

Proposition d'un modèle

Hervé MARTIN

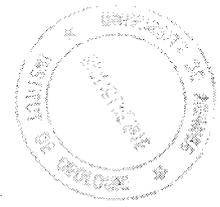
RENNES 1977

Vacat



INSTITUTE OF BIOLOGY OF THE PHILIPPINES	
Number of specimens collected	3152

Série : C
N° d'ordre: 443
N° de série: 153



INSTITUT de GÉOLOGIE	
UNIVERSITÉ DE RENNES	
Numéro d'inventaire Bibliothèque	3152

THESE remplacée par sa perdue
présentée en 89

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES
U.E.R. STRUCTURES ET PROPRIETES DE LA MATIERE

pour obtenir
le titre de Docteur en troisième cycle

spécialité : G E O L O G I E

INSTITUT de GÉOLOGIE	
UNIVERSITÉ DE RENNES	
Numéro d'inventaire Bibliothèque	3152

par

Hervé MARTIN
Chauva (Phis)

CONTRIBUTION A L'ETUDE DE L'ANATEXIE

LE MASSIF DE SAINT - MALO (Massif Armoricaïn)

Mobilisation des éléments durant la fusion
Proposition d'un modèle

Soutenue le *Trouer H* devant la Commission d'Examen

- M. J. HAMEURT Président
- M. R. CAPDEVILA Rapporteur
- M. J. LANG Examineurs
- M. J.P. BRUN Examineurs
- M. M. TREUIL Membre Invité

*Il y a autant de vérités
que de caractères, ces
vérités se valant toutes
et étant toutes également
relatives : Seule la
relativité de la vérité
serait une vérité absolue.*

André MAUROIS

Très sincèrement, Merci à tous.

SOMMAIRE

I - INTRODUCTION	p. 1
II - TRAVAUX ANTERIEURS	1
III- BUTS DE CE MEMOIRE	2
IV - METHODES DE TRAVAIL	3
V - PRINCIPAUX RESULTATS	3
Va) Géologie régionale	3
Vb) Tectonique	4
Vc) Pétrographie	4
Vd) Géochimie	4

1ère PARTIE : CADRE GENERAL

A) <u>Les phases de déformation</u>	5
I) <u>Dans les micaschistes et les gneiss</u>	5
Ia) Déformation D1	5
Ib) Déformation D2	5
Ib α) De Langrolay à l'Anse de la Gauthier	5
Ib β) De l'Anse de La Gauthier à la zone des migmatites.	6
Ic) Déformation D3	6
Ic α) De Langrolay à La Landriais.	6
Ic β) de La Landriais à la zone des migmatites	6
II) <u>Dans la zone des migmatites</u>	7
IIa) Dans les zones mixtes à métatexites et diatexites	7
IIb) Dans les zones à diatexites seules	8
III) <u>Analyse de la déformation</u>	8
IV) <u>Conclusion</u>	9
B) <u>Pétrographie et géochimie des éléments majeurs.</u>	9
I) <u>Introduction</u>	9
II) <u>Les métamorphites de la Vallée de la Rance</u>	10
IIa) Les micaschistes de Langrolay	10
IIb) Les gneiss à grain fin	11

IIb α) Aspect macroscopique	11
IIb β) Etude microscopique	11
IIb γ) Géochimie	14
IIb δ) Conclusion	16
IIc) Les gneiss calco-silicatés	16
IIc α) Aspect macroscopique	16
IIc β) Etude microscopique	17
IIc γ) Géochimie	18
IIc δ) Conclusion	18
IId) Les gneiss à gros grain	19
IId α) Aspect macroscopique	19
IId β) Etude microscopique	19
IId γ) Géochimie	20
IId δ) Conclusion	21
IIe) Les roches basiques	21
IIf) Conclusion	22
III) <u>Les migmatites de Saint-Malo</u>	23
IIIa) Introduction	23
IIIb) Les gneiss d'injection	23
IIIb α) Les artérites	23
IIIb β) Les agmatites	23
IIIc) Les métatexites	24
IIIc α) Aspect macroscopique	24
IIIc β) Aspect microscopique	24
IIIc β ₁) Le Paléosome	24
IIIc β ₂) Le Leucosome	26
IIIc β ₃) Le Mélanosome	26
IIIc γ) Etude quantitative	27
IIIc δ) Conclusion	27
IIId) Les diatexites et les granites d'anatexie.	28
IIId α) Aspect macroscopique	28
IIId β) Etude microscopique	28
IIId γ) Interprétation et conclusion	29
IIIe) Relations entre les différents types de migmatites	29
IIIf) Conclusion	30

IV) <u>Profil géochimique à travers le massif</u>	30
IVa) Introduction	30
IVb) Interprétation	31
IVc) Conclusion	33
C) <u>Le métamorphisme général</u>	34
I) <u>Introduction</u>	34
II) <u>L'épisode M1</u>	35
III) <u>L'épisode M2</u>	36
IIIa) Succession des faciès et isogrades	36
IIIb) L'absence d'andalousite et de disthène	38
IIIc) Du plissement de l'isograde de la sillimanite	38
IV) <u>Le gradient géothermique durant M2</u>	39
IVa) Essai de reconstitution	39
IVb) De l'allure du gradient géothermique	40
V) <u>Conclusion : Evolution spatio-temporelle du métamorphisme.</u>	41
D) <u>Conclusion de la première partie : Apports et place de ce travail dans le cadre géologique régional.</u>	42
I) <u>Polarité et position stratigraphique de la série</u>	43
II) <u>Arguments en faveur de l'origine diapirique du Massif de Saint-Malo</u>	44
III) <u>Evolution dynamique du dôme de Saint-Malo</u>	45
IIIa) La série initiale	45
IIIb) La phase de déformation D1	45
IIIc) La phase de déformation D2	45
IIIId) La phase de déformation D3	46

2ème PARTIE : GEOCHIMIE ET MIGRATIONS DE MATIERE DURANT L'ANATEXIE
--

A) <u>Introduction</u>	47
B) <u>Géochimie des éléments majeurs</u>	48
I) <u>Introduction</u>	48
II) <u>Anatexie expérimentale</u>	48

III) <u>Evolution des mobilisats dans le système granitique</u>	51
IIIa) Introduction	51
IIIb) Résultats et discussion	51
IIIc) Conclusion	53
IV) <u>Matériel source des mobilisats</u>	54
IVa) Le Paléosome	55
IVb) Les gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance	56
IVc) Conclusion	57
C) Géochimie des éléments en traces	56
I) <u>Les modèles théoriques</u>	56
Ia) Buts et utilité des modèles théoriques	56
Ib) Les modèles théoriques de fusion de D.M. SHAW	58
Ic) Problèmes posés par le modèle théorique de D.M. SHAW	60
II) <u>Essai de modification du modèle de fusion de D.M. SHAW (1970)</u>	62
IIa) Calcul de la composition des "parties fondantes"	63
IIa α) Composition chimique	63
IIa α_1) Composition chimique de la partie fondante de départ	63
IIa α_2) Cas de la disparition d'une phase	63
IIa α_3) Cas de l'apparition d'une phase	63
IIa β) Composition minéralogique	64
IIa β_1) Composition minéralogique de l'assemblage de départ	64
IIa β_2) Cas de la disparition d'une phase	64
IIa β_3) Cas de l'apparition d'une phase	65
IIb) Calcul du taux de fusion théorique	66
IIb α) Toutes les phases minérales participent au début de la fusion	66
IIb β) Toutes les phases minérales ne participent pas au début de la fusion	67
IIc) Calcul de la concentration d'un élément dans le liquide	68
IIId) Conclusion - organigramme	69
IIe) Exemple numérique	73

IIe α) En ne tenant pas compte des modifications proposées	73
IIe β) En tenant compte des modifications proposées	74
IIe γ) Comparaison des résultats et discussion	75
III) <u>Choix et discussion des paramètres utilisés</u>	76
IIIa) Nature chimique et minéralogique de la roche mère	76
IIIb) Coefficients de partage entre le liquide et les différentes phases minérales	78
IIIb α) Coefficients de partage liquide/biotite	78
IIIb β) Autres coefficients	81
IIIc) Coursus de fusion des gneiss	81
IIIc α) Détermination du coursus de fusion de la fraction leucocrate	82
IIIc β) Le problème de la fusion de la biotite et de la sillimanite : approche analytique	83
IIIc γ) Conclusions	86
IV) <u>Comparaison des résultats avec les modèles théoriques</u>	86
IVa) Rôle de la sillimanite	86
IVb) Comparaison des résultats avec les modèles théoriques	87
IVb α) Les diagrammes utilisés	88
IVb β) Comportement géochimique du Magnésium, Nickel, Chrome et Vanadium	88
IVb γ) Comportement géochimique du Potassium, Rubidium et Aluminium	89
IVb δ) Comportement géochimique du Cobalt	90
IVb ϵ) Comportement géochimique du Zirconium	90
IVb ζ) Comportement géochimique du Strontium et Calcium	91
IVc) Conclusion	92
D) <u>Conclusion générale</u>	95

BIBLIOGRAPHIE

APPENDICES

Introduction

I - INTRODUCTION.

Au fond du golfe normano-breton, au Nord-Est de la Bretagne (fig.1) (feuille géologique de Dinan au 1/80.000e, feuilles topographiques de Dinan et de St Malo au 1/50.000e), le Massif de Saint Malo désigne un complexe métamorphique situé, à la limite des domaines manceliens et domnonéens (J. COGNE, 1974).

II - TRAVAUX ANTERIEURS

C'est dans le but d'établir la carte géologique de la France que, en 1841 DUFRENOY et ELIE DE BEAUMONT entreprirent le lever cartographique de cette région.

En 1893 l'orientation cartographique N 60° du Massif fut considérée par C. BARROIS comme typiquement calédonienne. Cet auteur distinguait du Sud au Nord les grandes unités lithologiques suivantes :

- Les schistes et phyllades de Saint-Lô.
- Les schistes micacés.
- Les micaschistes et gneiss granulitiques.
- Les granulites feuilletées.

R. ABRARD en 1923, observe le déversement des plis vers le Sud, mais tout comme C. BARROIS il considère qu'il s'agissait d'"une zone anticlinale de direction calédonienne et d'âge hercynien". Ces deux auteurs considèrent les granulites feuilletées, comme formées par l'ascension d'un magma granulitique modifiant ainsi les gneiss et micaschistes préexistant, ces derniers ne subsistant à l'état originel que sous forme d'enclaves.

C'est en termes de zonéographie qu'en 1951 J. COGNE exprima l'existence d'un métamorphisme prograde vers le Nord. Il mit en évidence divers types de migmatites, et par leur étude pétrographique détaillée montra qu'elles avaient un chimisme peu différent de celui des micaschistes de Langrolay. Il en conclut que la migmatisation résultait d'une mobilisation in situ, et qu'elle n'était donc en rien redevable des apports magmatiques.

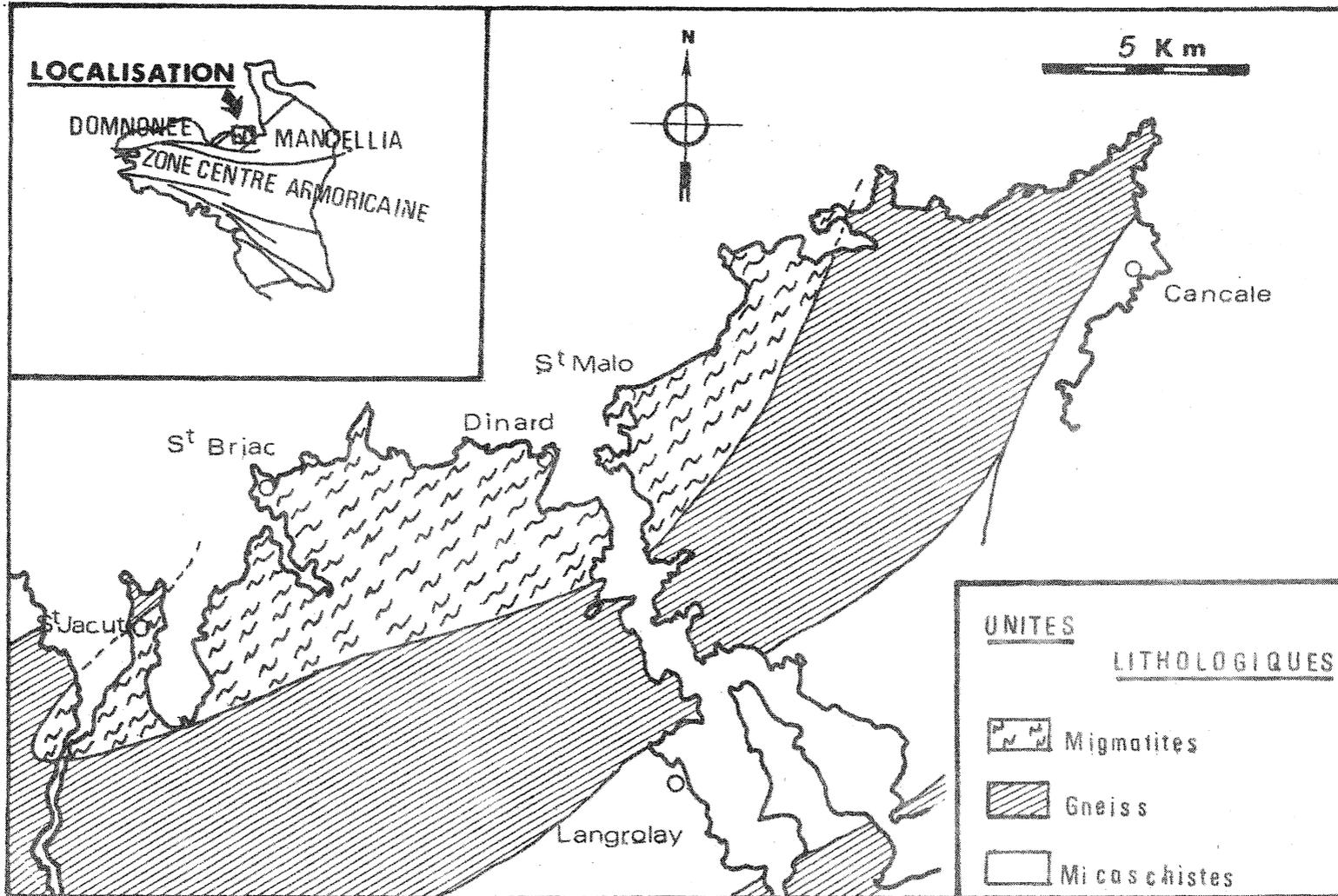


Fig :1

LE MASSIF DE ST MALO d'après BARROIS (1893) et JEANNETTE (1971)

Des études géochronologiques distinctes ne permirent pas de régler le problème de façon définitive. En 1962, GRAINDOR et WASSERBURG donnèrent au Massif un âge compris entre 420 et 400 M.A. Considérant que tous les contacts entre les unités lithologiques étaient d'origine tectonique, LEUTWEIN (1968) attribua aux micaschistes de Langrolay un âge de 320 - 360 M.A. et aux migmatites un âge de 500 - 570 M.A. Il faut signaler que, en 1971, BROWN, BARBER et ROACH, à partir de critères structuraux et stratigraphiques conclurent à un âge pentévrien.

Dans le cadre d'une vaste étude des formations précambriennes du Nord-Est de la Bretagne, D. JEANNETTE (1971) identifia la superposition de deux phases tectoniques dans ce domaine. Il considérait que "la variété des faciès pétrographiques du Massif de Saint-Malo était due en partie à la diversité du matériel sédimentaire initial".

En 1975, J.P. BRUN, présenta l'étude structurale détaillée de la Vallée de la Rance et des migmatites de Dinard et de St Briac. Il distingua 3 phases de déformation superposées D1, D2, D3, et définit une zonéographie structurale des déformations D2 et D3. De plus, une analyse de l'évolution de la déformation finie de la périphérie vers le centre du Massif, ainsi qu'une étude des mouvements de matière au cours de la déformation, lui permirent d'interpréter le Massif de St Malo comme un dôme gneissique, et de démontrer le caractère diapirique de cette structure (J.P. BRUN, 1975, 1976).

III - BUTS DE CE MEMOIRE.

Ce travail s'inscrit dans le cadre de l'action thématique programmée "Interactions entre mécanismes géochimiques et structuraux dans le domaine de la migmatisation". Il constitue la dernière étape d'un programme de recherche pluridisciplinaire, portant d'une part sur le Massif de St Malo (LE MAREC, 1974 ; MARTIN, 1975 ; BRUN, 1975 ; et MARTIN et BRUN en préparation) et d'autre part sur l'anticlinal de Cornouaille (LE METOUR, 1976 ; et AUDREN et LE METOUR, 1976). La coordination et la direction des travaux ont été assurées par Mr les Professeurs J. COGNE et J. HAMEURT.

Ce mémoire traite d'une part du métamorphisme et de la géochimie des gneiss de la Vallée de la Rance; d'autre part, des transports de matière au seuil de l'anatexie. Un accent particulier est mis sur les processus de migration géochimique intervenant lors de la fusion incongruente de la biotite et sur le rôle joué par celle-ci durant la fusion progressive de matériaux gneissiques de la Vallée de la Rance.

IV - METHODES DE TRAVAIL.

Trois démarches ont été empruntées dans cette étude.

- L'étude pétrographique par l'examen microscopique pour identifier les paragenèses, reconnaître les relations entre cristallisation et déformation, déterminer les faciès minéralogiques et en fixer les limites en traçant les isogrades.

- Le traitement graphique des données géochimiques acquises sur les éléments majeurs et les oligo-éléments (utilisation des diagrammes de DE LA ROCHE 1972 ; MOINE et DE LA ROCHE 1968 ; GUITARD 1963).

- La simulation mathématique de la fusion (application des équations de GAST, 1968 ; SHAW 1970 ; HERTOGEN et GIJBELS 1976) pour rechercher le modèle le plus proche des données analytiques enregistrées.

Etant données les mauvaises conditions d'affleurement, seules quelques cartes à grande échelle ont pu être réalisées, et comme le rapporte BRUN (1975) "La carte de JEANNETTE (1971) est, à ce jour, la meilleure cartographie qu'il soit possible de réaliser dans les terrains du Nord-Est du Massif Armoricain.

V - PRINCIPAUX RESULTATS.

Va - Géologie régionale.

Confirmation de l'interprétation du Massif de Saint-Malo en termes de dôme gneissique.

Vb - Tectonique.

- Mise en évidence d'une mégastucture synforme ceinturant le noyau migmatitique (rim syncline).

Vc - Pétrographie.

- Confirmation du caractère orthogneissique des gneiss à gros grain.

- Définition de l'évolution spatio temporelle du métamorphisme.

- Mise en évidence d'une anomalie thermique déformée, centrée sur le noyau migmatitique.

Vd - Géochimie.

- Analyse d'un profil géochimique perpendiculairement à l'allongement cartographique du Massif.

- Restrictions et modifications apportées au modèle théorique de fusion partielle de SHAW (1970).

- Calcul des coefficients de partage liquide/Biotite.

- Quantification des mouvements de matière lors de la fusion incongruente, progressive de la biotite.

Première partie

Cadre général

A) Les phases de déformation.

Les épisodes tectoniques qui affectèrent le Massif de Saint-Malo se sont manifestés de façon différente dans chacun des trois ensembles lithologiques (fig. 1).

- les migmatites au Nord.
- les gneiss variés de la Pointe de Garel à La Richardais.
- les micaschistes à Langrolay.

Le tableau n°1, qui récapitule l'histoire structurale du Massif, résume les travaux de J.P. BRUN (1975, 1976).

1) Dans les micaschistes et les gneiss.

1a) Déformation D1.

De caractère uniforme à l'échelle du Massif, l'épisode de déformation D1 présente une foliation parallèle à la stratification (S_{0-1}) et des plis de petite taille (centimétriques) à charnières très aigues, soulignées par des veines de quartz, l'axe des plis P_1 est parallèle à une linéation d'étirement Le_1 . Il est impossible de déterminer la direction moyenne du plissement, et même de dire si celui-ci correspond à la mise en place de nappes profondes (JEANNETTE, 1971) ou s'il peut être rapporté à une translation horizontale de la série sédimentaire, sans plissement à grande échelle.

1b) Déformation D2.

Les manifestations de la déformation D2 montrent de nettes variations du Sud au Nord de la Vallée de la Rance, aussi a-t-il été possible de distinguer deux grandes zones.

1bα) De Langrolay à l'Anse de La Gauthier.

Les plis P2 possèdent ici une orientation axiale N 40° - N 60°, il s'agit de plis cylindriques ouverts. Leurs plans axiaux sont très redressés; si à Langrolay leur déversement est tantôt vers le Sud, tantôt vers le Nord, à la pointe de Garel il est constamment vers le Sud.

Tableau 1.

Déformations		Migmatites	Gneiss variés	Micaschistes
D1	S0-1	Foliation sub-parallèle à la stratification dans l'ensemble du massif.		
	P1	Plis isoclinaux intrafoliaux avec S0-1 schistosité de plan axial.		
D2	S2	Pas de S2	Foliation dans les gneiss à gros grain.	Strain-slip dans les niveaux pélitiques
	P2	Plis non cylindriques serrés à isoclinaux ? Orientation axiale N 350° - N 10° ? Déversement Sud		Plis cylindriques ouverts droits à légèrement déversés. Orientation axiale N 40° - N 60° Déversement Sud.
D3	S3	Localement crénulation + rubannement des diatexites	Foliation faiblement développée dans les gneiss à grain fin.	Crénulation
	P3	Plis non-cylindriques ouverts NS - N 20° Orientation axiale N 20° - N 40° N - NW Déversements NW - EW		Plis en chevrons + serrage des plis P2
D'3	S'3	Cisaillements	Shear zones très localisées	
	P'3	Plis flexuraux induits par les cisaillements.		

Chronologie et zonéographie de la déformation dans le Massif de Saint Malo d'après J.P. BRUN (1975).

La schistosité S_2 (Strain-slip) souligne le plan axial des plis P2 et accuse localement une disposition en éventail, alors que les linéations L_2 sont parallèles aux axes de P2.

Les micas, biotite et muscovite, rarement présents dans le plan axial des plis sont recristallisés, en arcs polygonaux dans les charnières.

1b β) De l'anse de La Gauthier à la zone des migmatites.
.....

Les plis P2, à géométrie non cylindrique, ont une forte dispersion axiale autour d'une valeur moyenne N-S; leurs plans axiaux sont déversés vers le Sud. Dans les gneiss à gros grain il existe une schistosité faiblement exprimée alors que dans les autres types lithologiques elle est inexistante. Le long de certains plis existe une linéation d'étirement L_2 tantôt parallèle, tantôt oblique sur l'axe des plis.

1c) Déformation D3.

Comme dans le cas de D2, il est possible de distinguer deux grandes zones.

1c α) De Langrolay à La Landriais.
.....

L'obliquité axiale D2 et D3 étant très faible il est difficile de distinguer les plis P2 des plis P3.

Dans les micaschistes des plis en chevrons qui déforment la linéation de crénulation Lc_2 , peuvent être rapportés à D3.

De plus les charnières des plis P2 sont fréquemment courbées, ceci étant dû à un aplatissement D3, oblique par rapport aux plans axiaux P2.

Lorsqu'ils existent les plis P3 montrent localement une faible schistosité de crénulation Sc_3 .

Il est possible de distinguer un épisode D'3 caractérisé par des "shear zone" très localisées et des plis flexuraux induits par les cisaillements.

1c β) De La Landriais à la zone des migmatites.
.....

Dans cette zone, des plis P3, non cylindriques, de géométrie variable ont un angle d'ouverture généralement supérieur à 60° et ne montrent

que rarement une schistosité S_3 associée. Les linéations L_3 , peu visibles, sont pour l'essentiel le fait d'une crénulation ou de l'intersection de S_{0-1} avec S_3 .

Comme dans la zone plus méridionale il est possible de caractériser un épisode D'3 analogue à celui décrit dans le paragraphe précédent.

II) Dans la zone des migmatites.

Comme dans les gneiss et micaschistes deux zones structurales distinctes peuvent être déterminées (fig. 2).

- des zones mixtes constituées de diatexites et de métatexites où la superposition des déformations apparaît complexe.
- des zones à diatexites seules où la séquence structurale est plus simple.

IIa) Dans les zones mixtes à métatexites et diatexites.

Le tableau suivant (BRUN, 1975) résume la succession des déformations dans cette zone.

tableau 2.

Déformation	Eléments structuraux
D1	S_1 Foliation parallèle au rubanement de la roche (S_{0-1}). L_1 Linéation de corrugation portée par les plans (S_{0-1}). P_1 Plis isoclinaux très serrés avec schistosité S_1 de plan axial.
D2	P_2 Plis isoclinaux non cylindriques sans schistosité de plan axial. B_2 Boudinage des veines quartzofeldspathiques et des bancs de gneiss plus compétents.
D3	P_3 Plis flexuraux ouverts d'ampleur décamétrique à hectométrique.
D'3	S_3 Schistosité de crénulation associée aux plis P_3 dans les amphibolites et certains gneiss à grain fin. F_3 Flexures centimétriques à décamétriques associées à des cisaillements métriques à décrochement le plus souvent dextre.

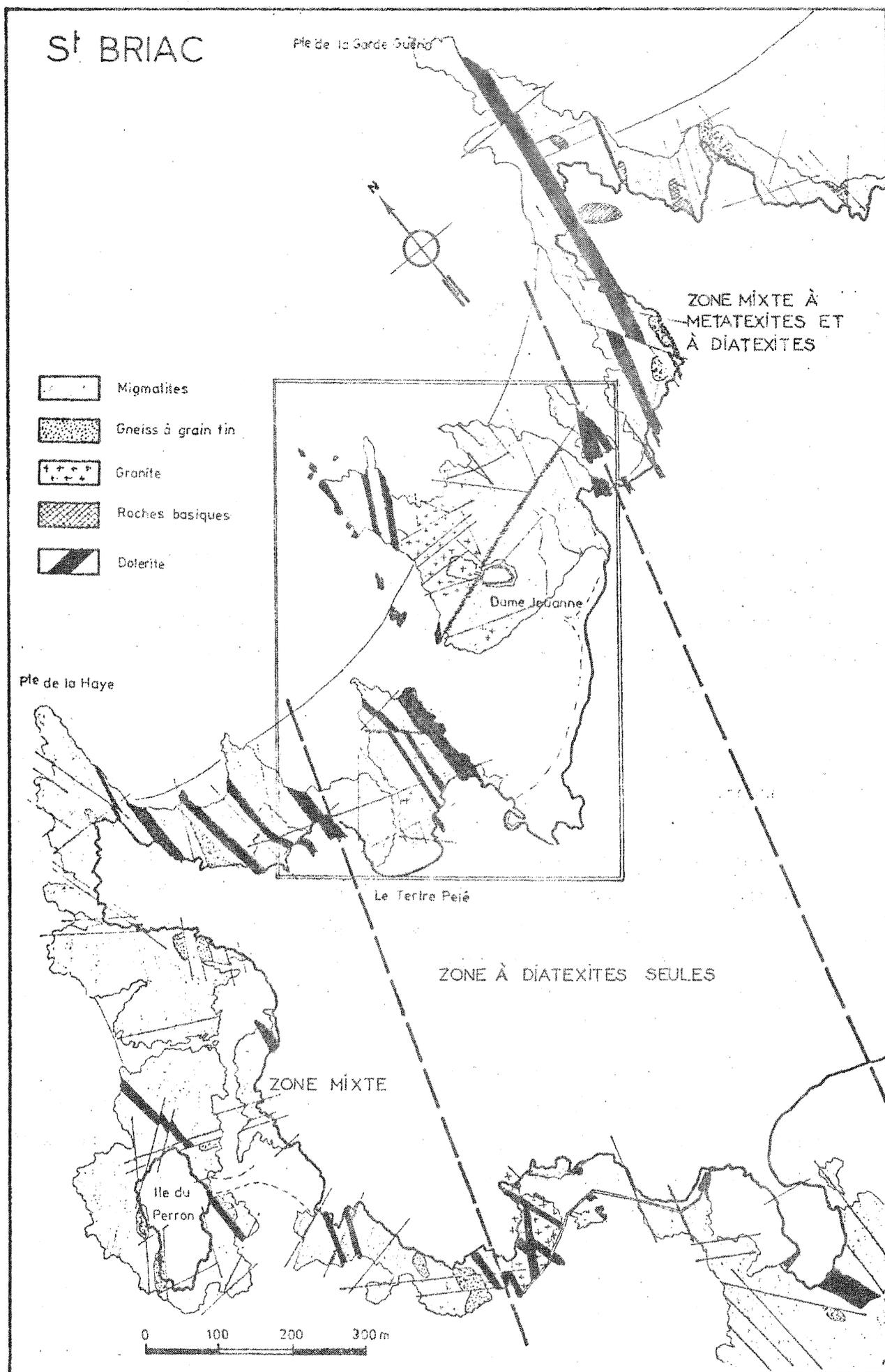


Fig.2 : Cartographie schématique des alternances de zones mixtes et des zones à diatexites seules.

Bien que la majorité des néosomes puisse être considérée comme syn D2 (discordants sur S_{0-1} les leucosomes concentrés dans les ~~têtes~~ de plis P_2 sont déformés par P_3), il faut en signaler quelques uns déformés par D_2 qui peuvent de ce fait, être contemporains de D_1 .

IIb) Dans les zones à diatexites seules.

Un rubanement matérialisé par des "schlierens" mélanocrates et des enclaves centimétriques de gneiss à grain fin caractérise les diatexites dans les zones où ces roches prédominent.

Il existe des enclaves (quartz, gneiss, pegmatite) orientées parallèlement au plan de rubanement.

Autour des enclaves de quartz, le rubanement dessine des figures de contournement concentriques alors qu'il est affecté de turbulences au contact des enclaves anguleuses dont le diamètre est supérieur à l'épaisseur du rubanement. Ce dernier déformé par les plis flexuraux P_3 recoupe en certains endroits des plis P_1 et P_2 , ce qui permet de fixer son apparition après D_2 et avant D_3 .

En outre, l'épisode D_3 qui se manifeste par des plis flexuraux sans schistosité apparente, et par des cisaillements métriques affecte le rubanement.

A l'échelle cartographique, à Saint Briac, le rubanement est parallèle aux limites des zones mixtes et des zones à diatexites seules (fig. 2). Ces zones obliques sur la direction générale du massif proviennent probablement de l'intersection de la topographie et de grands plis P_3 d'amplitude kilométrique. Le rubanement presque parallèle au plan axial de ces grands plis, matérialise l'écoulement des diatexites pendant la phase D_3 .

III) Analyse de la déformation.

A partir de l'analyse de la déformation, J.P. BRUN (1975, 1976) propose une zonéographie structurale du Massif de Saint-Malo. Les résultats principaux en sont rappelés dans le tableau 3.

Tableau 3.

Déformations		Migmatites	Gneiss variés	Micaschistes	
D1	P1	<i>Plis isoclinaux intrafoliaux avec So-1 de plan axial.</i>			
D2	P2	<i>Classe 2 (semblables) non-cylindriques</i>	<i>← Passage progressif</i>	<i>Classe 1C (concentriques aplatis) cylindriques</i>	
	Déformation finie	?	Constriction	Aplatissement	
D3	P3	<i>Classe 2 (semblables)</i>	<i>← Passage progressif</i>	<i>Classe 1C (concentriques aplatis)</i>	<i>Ondulations et flexures</i>
	Déformation finie	Constriction	?		
		Dinard	←	Langrolay	

Résumé de l'évolution spatio-temporelle des déformations de Langrolay à Dinard d'après J.P. BRUN (1975). (La classification des plis est celle de RAMSAY, 1962a, 1967).

IV) Conclusion.

En se fondant :

- sur l'aspect cartographique du Massif de Saint-Malo;
- sur la polarité des déformations au cours de l'évolution du Massif;
- sur la zonéographie des déformations autour du noyau migmatitique;
- sur le synchronisme de la remontée des diatexites et des plissements P_3 .

J.P. BRUN (1975, 1976) propose de considérer le Massif de Saint-Malo comme un dôme gneissique dont la structure actuelle serait due à la remontée diapirique des diatexites et des granites d'anatexie. Il distingue du Nord au Sud :

- un noyau migmatitique
- un manteau gneissique
- une enveloppe gneissique et micaschisteuse.

L'étude pétrographique et géochimique présentée dans la suite de ce mémoire, complète l'analyse structurale et apporte de nouveaux arguments en faveur de ce modèle.

B) Pétrographie et géochimie des éléments majeurs.

1) Introduction.

La mauvaise qualité des affleurements, en dehors de la coupe naturelle de la Vallée de la Rance, est un obstacle majeur à toute tentative de cartographie du massif; aussi la définition des unités, donnée ici, repose-t-elle uniquement sur des caractères observés le long de cette coupe.

Ils se distinguent deux grands ensembles pétrographiques (fig. 3). Au Sud, des micaschistes et gneiss à grain fin, gris bleutés, localement recoupés par des roches leucocrates grenues : les gneiss à gros grain. De plus, ils contiennent parfois des lentilles décimétriques de couleur gris-brun : les gneiss calco-silicatés. Cet ensemble se subdivise en micaschistes au Sud (Langrolay) et en gneiss au Nord (du Minihic à La Richardais), ces derniers dans leur partie la plus septentrionale englobent quelques boudins décimétrique de roches basiques noires.

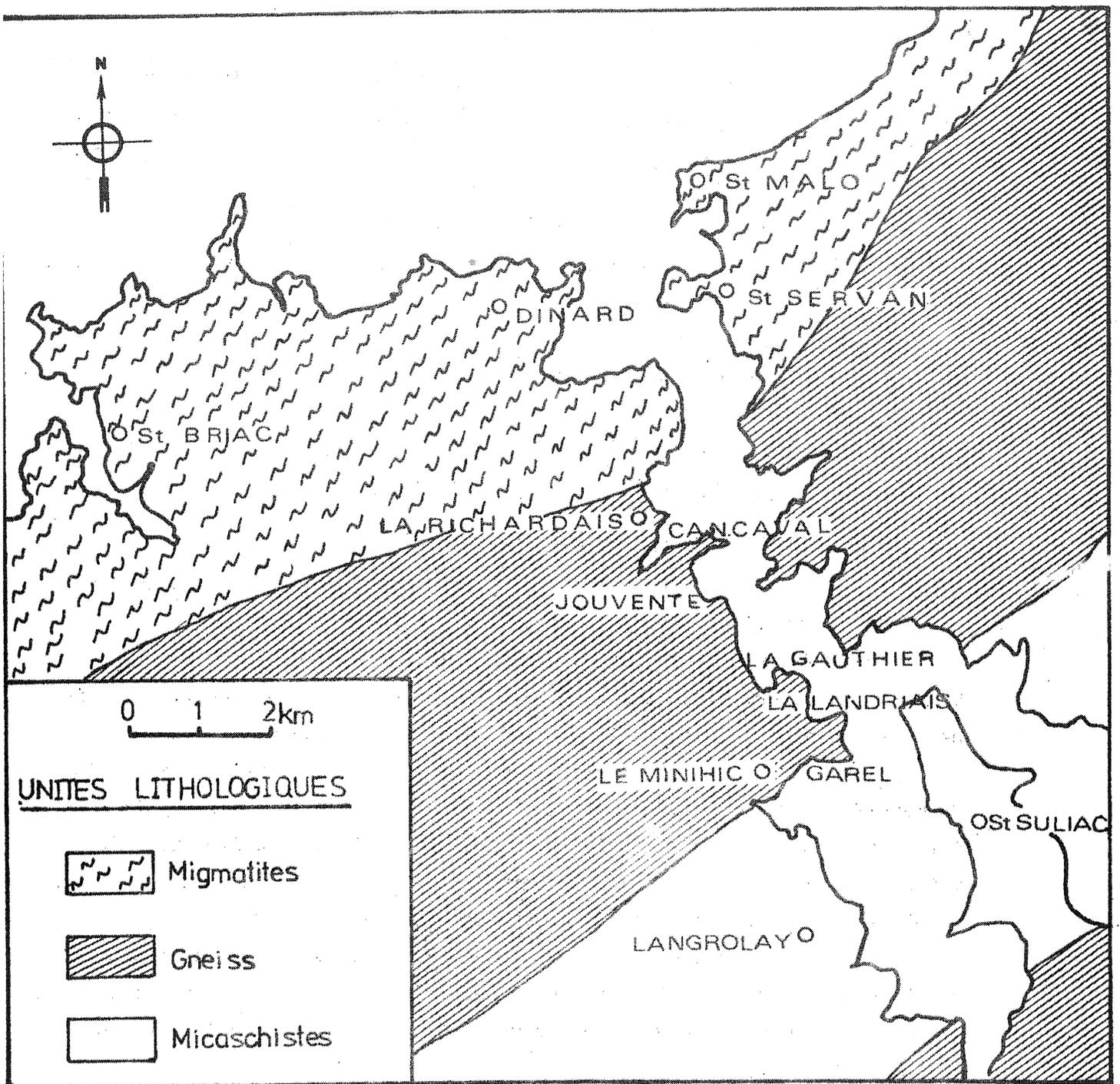


Fig:3 VALLEE DE LA RANCE

les grands ensembles lithologiques : leur localisation

Au Nord, les gneiss migmatitiques sont constitués d'un matériel leucocrate bordé d'une frange mélanocrate, et d'une partie fine d'apparence gneissique; la proportion de chacun de ces constituants restant largement variable.

Le passage entre ces deux grands ensembles est progressif.

L'étude de chacune des unités lithologiques sera envisagée ci-après en suivant le cheminement suivant :

- aspect macroscopique
- étude microscopique
- géochimie

II) Les métamorphites de la Vallée de La Rance.

IIa) Les micaschistes de Langrolay.

Le terme de micaschiste est, ici, employé dans un sens purement descriptif défini par WINKLER (1974) : "Les schistes sont des roches à grain grossier, à structure parallèle planaire et linéaire nette... Le trait caractéristique qui fait la différence entre schistes... et gneiss ne réside pas dans la composition minéralogique mais dans la structure".

Les micaschistes affleurent dans la partie méridionale du massif (fig. 1 et 3). Ils constituent des falaises de couleur gris brun formées d'une alternance de lits de puissance variable (décimétriques à métriques), les uns massifs, gris sombre, les autres finement lités et brun verdâtre, ces derniers étant plus riches en micas.

A l'échelle de l'échantillon, l'allure "micaschisteuse" de la roche est moins nette; celle-ci apparaît alors comme un gneiss à grain fin dont les minéraux phylliteux, souvent très abondants soulignent une foliation bien exprimée.

La composition minéralogique moyenne de ces roches est :

- quartz 40 %
- biotite verte 25 %
- albite (An = 5 à 10 %), 17 %
- muscovite 15 %
- pennine 2,5 %
- microcline 0,5 %

Ces valeurs varient largement d'un banc à l'autre.

La composition moyenne des micaschistes permettrait de les classer parmi les quartzo-micaschistes (WINKLER, 1974, p. 313 : "Si un schiste contient plus de quartz que la "somme relative" des phyllosilicates, la roche est appelée quartzo-micaschiste").

L'alternance de lits à composition minéralogique souvent bien contrastée semble avoir une origine sédimentaire; il s'agirait alors de la stratification ($S_0 - S_1$). Ce litage, mis à part, il n'existe aucune autre figure sédimentaire dans cette série.

Etant donné la grande affinité qui existe entre les micaschistes et les gneiss à grain fin, l'aspect géochimique des deux types de roches sera traité en même temps, dans le paragraphe suivant.

IIb) Les gneiss à grain fin.

IIb α) Aspect macroscopique.

Les gneiss à grain fin constituent de loin le type lithologique le plus abondant dans le Massif de Saint-Malo; ils forment une masse importante que l'on peut suivre, presque sans discontinuité du Minihic jusqu'à la zone des migmatites au Nord (fig. 3).

A l'affleurement, ils se présentent sous forme de bancs massifs décimétriques à métriques, de couleur gris sombre séparés par des intercalations plus fines. Dans le détail les bancs massifs apparaissent eux-mêmes formés d'une succession millimétrique à pluri-millimétrique de lits à grain très fin, parfois assez riches en minéraux phylliteux, et de lits à grain plus gros et à tendance plus leucocrate. Tout comme pour les micaschistes ces alternances de composition minéralogique bien contrastée expriment la stratification $S_0 - S_1$.

IIb β) Etude microscopique.

Les associations minéralogiques rencontrées dans les gneiss à grain fin changent de façon notable du Sud au Nord de la Vallée de la Rance. Je décrirai d'abord, en détail la composition minéralogique des gneiss dans leur partie méridionale, puis, en remontant vers les zones septentrionales, je me contenterai de relater brièvement l'évolution des paragenèses. Une étude précise et détaillée de celles-ci sera faite dans le chapitre réservé au métamorphisme.

Dans leur partie la plus méridionale les gneiss à grain fin sont constitués des minéraux suivants :

- quartz 48 %
- biotite 20 %
- plagioclase (An 10⁺ à An 20 %) 19 %
- muscovite 6 %
- feldspath potassique 4 %
- chlorite (pennine) 3 %

Le quartz : figure généralement sous l'un des deux aspects suivants :

- en globules dans la bordure des plagioclases
- en agrégats polycristallins

Les biotites : sont réparties en deux générations.

- l'une, peu figurée, apparaît en petits cristaux, tordus, déformés, aux clivages fréquemment chargés d'oxydes de fer, et qui, associée à une petite muscovite, dessine la foliation parallèle à la stratification ($S_0 - S_1$).

- l'autre, avec deuxième génération de muscovite, constitue les arcs polygonaux dans les charnières des plis D_2 et souligne une foliation tantôt parallèle, tantôt sécante à la première. Il s'agit de cristaux de grande taille, de couleur verte, parfois légèrement déformés par la schistosité de crénulation Sc_3 .

Le plagioclase : (An₁₀₋₂₀) : présente fréquemment un coeur de forme arrondie, séricitisé (sur lequel toute tentative de mesure est vouée à l'échec) tandis que la bordure fraîche, sub-autorphe est riche en petites inclusions de quartz globuleux. Le coeur, ancien, a servi de germe à l'accroissement de la bordure (blastèse).

Les muscovites appartiennent à trois générations :

- l'une ancienne figurant en cristaux de petite taille parfois déformés, effilochés, souligne une foliation parallèle à la stratification ($S_0 - S_1$). Cette foliation semble être acquise durant l'épisode de déformation D_1 car les reliques de muscovite sont déformées par la phase D_2 .

- une autre constituée de lames de plus grande taille dessinant les arcs polygonaux D_2 ; elles laissent, parfois, entrevoir une légère flexuration due à la schistosité de crénulation Sc_3 et à l'aplatissement des plis P_2 durant la phase D_3 .

- une dernière, plus rarement représentée, montre de grands poeciloblastes oblitérant toutes les textures antérieures.

Le feldspath potassique est un microcline, fréquemment altéré. Une analyse calculée, moyenne, donne une analyse modale calculée comprise entre 15 et 20 %.

La chlorite magnésienne (pennine) a des clivages souvent chargés d'oxydes de fer qui semblent indiquer qu'elle provient de la transformation d'une biotite ou d'une chlorite ferreuse. Sécante sur la foliation dans les charnières des plis, elle tend à dessiner une schistosité grossière.

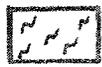
La texture des lits quartzo-feldspathiques, ainsi que celle des agrégats polycristallins, est de type granoblastique polygonale et témoigne donc de l'existence d'un événement thermique acinématique (post D_3); ce dernier, très vraisemblablement, est aussi à l'origine de la cristallisation de la grande muscovite poeciloblastique et de quelques, très rares, cristaux de tourmaline.

Lorsque l'on s'éloigne de la zone des micaschistes en se dirigeant vers le Nord, les proportions de quartz - plagioclase - feldspath potassique varient peu; par contre un certain nombre de modifications minéralogiques se succèdent.

Dès la pointe de Garel, la chlorite disparaît, tandis que la muscovite contemporaine de D_2 se raréfie; quelques cristaux de cordiérite apparaissent. La biotite passe progressivement d'une couleur verte à une couleur brun clair. C'est à partir de ce moment que la roche acquiert un aspect macroscopique franchement gneissique.

A partir de la Trégonde (fig. 3), exception faite de la région de la cale de Jouvente, la muscovite laisse la place à de la sillimanite et à du microcline.

Fig 4 Evolution de la teneur en anorthite des plagioclases le long de la vallée de la RANCE



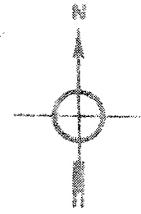
MIGMATITES



GNEISS



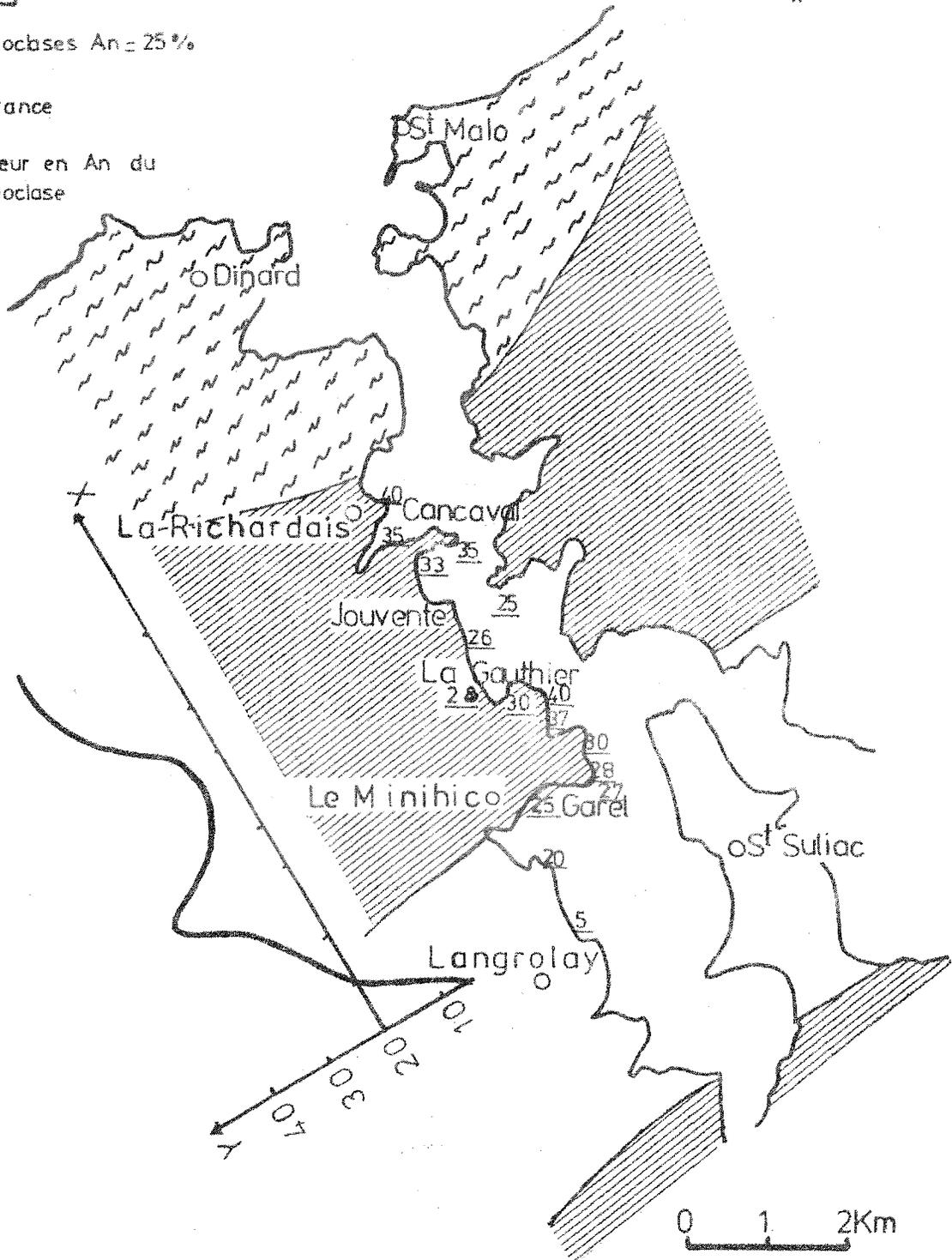
MICASCHISTES



25 = Plagioclases An = 25%

X = Distance

Y = Teneur en An du plagioclase



Dès la pointe de Cancaval, les gneiss à grain fin sont injectés de veines leucocrates, quartzo-feldspathiques. A partir du Nord du Port de La Richardais, les gneiss migmatitiques affleurent, dès lors, les gneiss à grain fin n'existent plus que sous forme de paléosome. Bien que rapide le passage des gneiss aux migmatites est progressif.

La teneur en anorthite du plagioclase, croît d'abord du Sud (An_{25}) vers le Nord (An_{40} à La Gauthier) diminue jusqu'au niveau de la cale de Jouvente (An_{25}) puis croît à nouveau (fig.4). A ce propos, il faut noter qu'en l'absence de minéraux accepteurs de calcium associés au plagioclase, la variation de la teneur en anorthite, ne peut être attribuée à celle de l'intensité métamorphique. Elle exprime plutôt des variations lithologiques d'origine sédimentaire.

IIby) Géochimie.

Cet examen géochimique préliminaire n'a d'autre but que la recherche de l'origine des matériaux sédimentaires ou ignés dont les gneiss à grain fin et les micaschistes proviennent.

Cinquante sept analyses de gneiss et micaschistes prélevés par G. LUCAS et Y. LE MAREC (1974), et H. MARTIN (1975) ont été effectuées par F. VIDAL; leur résultat est consigné dans l'appendice I. Les prélèvements ont été effectués tout le long de la Vallée de la Rance (fig. 5) et portent sur les différents types lithologiques (lits plus micacés, lits quartzo-feldspathiques, lits de type intermédiaire, etc...).

Les diagrammes utilisés seront :

- diagramme de GUITARD (1963)
- fonction discriminante de SHAW (1972)
- diagrammes de DE LA ROCHE (1972)
- diagramme de PETTIJOHN (1972).

Bien que la population des analyses soit unimodale pour chaque élément, leurs proportions se dispersent assez largement comme l'expriment les diagrammes (fig. 6,7,8,9, 10). Ce fait reflète la variation des compositions de banc à banc, ou de niveau à niveau ou du Sud au Nord, au sein de la formation.

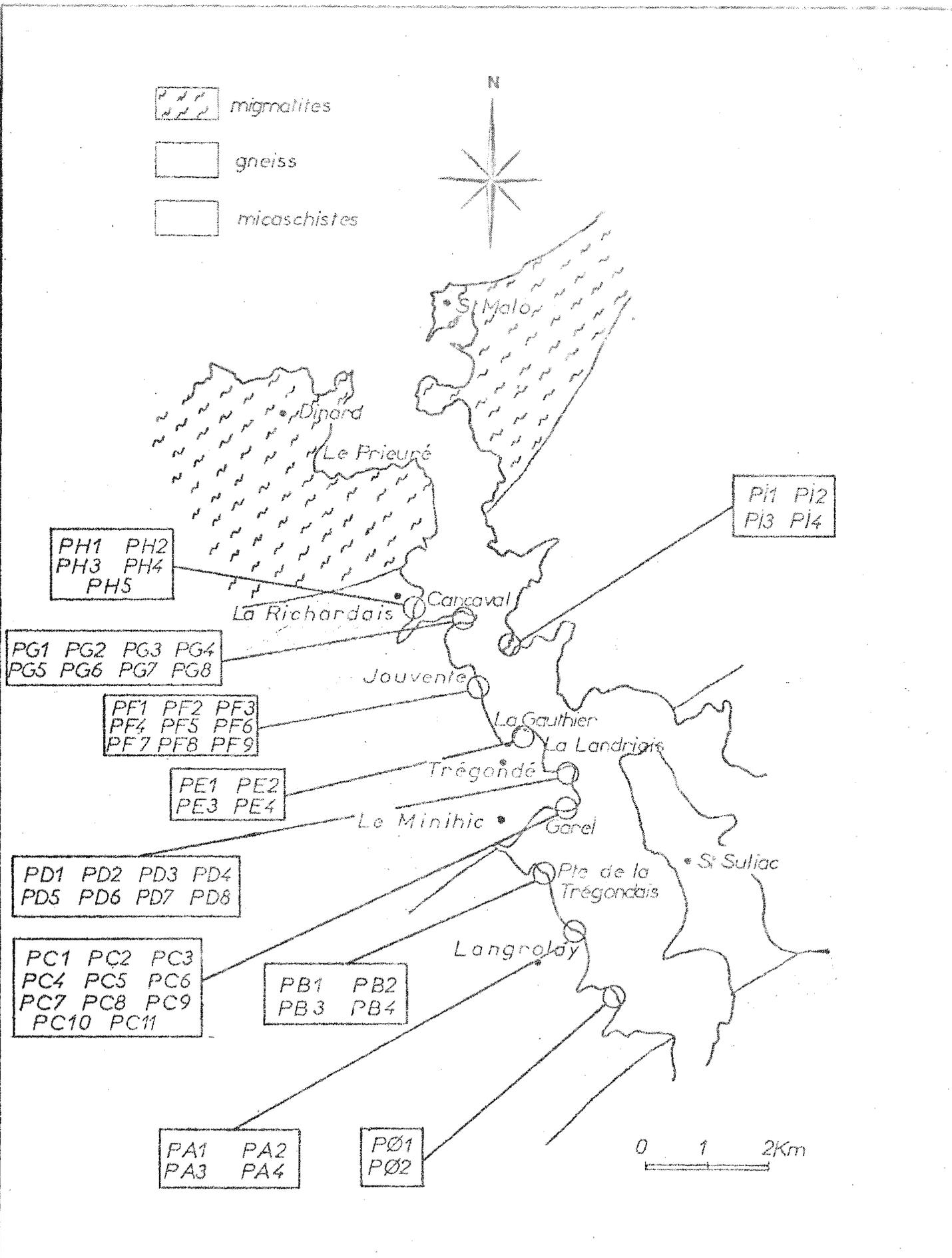


Fig.5 Localisation des échantillons de gneiss à grain fin le long de la vallée de la Rance.

Dans les diagrammes, pour chaque facteur étudié, lorsque cela devient significatif (échantillonnage suffisamment important), la valeur moyenne arithmétique (μ) de la population a été représentée par une étoile. Les hexagones ou les rectangles sont limités par des segments de droite dont la distance à la moyenne est égale à l'écart-type (σ). Etant donné que la population est unimodale, le domaine ainsi défini à l'intérieur du polygone peut être tenu pour statistiquement représentatif de l'échantillonnage. A titre d'indication, j'ai donné le coefficient de dispersion de la population pour chaque paramètre analysé. Celui-ci est égal au rapport de l'écart type sur la moyenne arithmétique (σ/μ).

Les analyses, reportées dans un diagramme triangulaire Si - (Na+N+Ca) - (Fe+Mg+Mn) (fig. 6), montrent que tous les points représentatifs des micaschistes et des gneiss à grain fin entrent dans le champ des paragneiss défini par GUITARD (1963). Mais s'y trouvent placés près de la limite "ortho-para". Ceci correspond à la richesse de ces paragneiss en alcalins et alcalino terreux et permet de les attribuer à la transformation métamorphique de sédiments peu matures et peu différenciés (à la limite des champs "ortho" et "para").

Une autre approche du problème consiste à utiliser une fonction discriminante. Celle qui sera employée ici a été mise au point par D.M. SHAW (1972) sur les gneiss d'Apsley (Ontario), il s'agit de :

$$DF = 10,44 - 0,21 \text{ SiO}_2 - 0,32 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ (Fer total)} - 0,98 \text{ MgO} + 0,55 \text{ CaO} \\ + 1,46 \text{ Na}_2\text{O} + 0,54 \text{ K}_2\text{O}.$$

Les valeurs positives de DF indiquent une parentée ignée, les valeurs négatives une parentée sédimentaire.

En ce qui concerne les gneiss à grain fin de la Vallée de la Rance DF moyen = - 0,18. Ce chiffre, par sa négativité et par sa faible valeur absolue confirme les conclusions apportées par l'examen du diagramme de G. GUITARD : Il s'agit d'un matériel sédimentaire peu mature.

Ceci ajouté au fait que, sur le terrain les gneiss à grain fin se présentent sous forme de lits à minéralogie bien contrastée, confirme le caractère sédimentaire du litage et par là même de la série.

	Si	Na+K+Ca	Fe+Mg+Mn
μ	79,90	13,03	6,82
σ	2,18	2,12	1,61
σ/μ	0,027	0,163	0,265

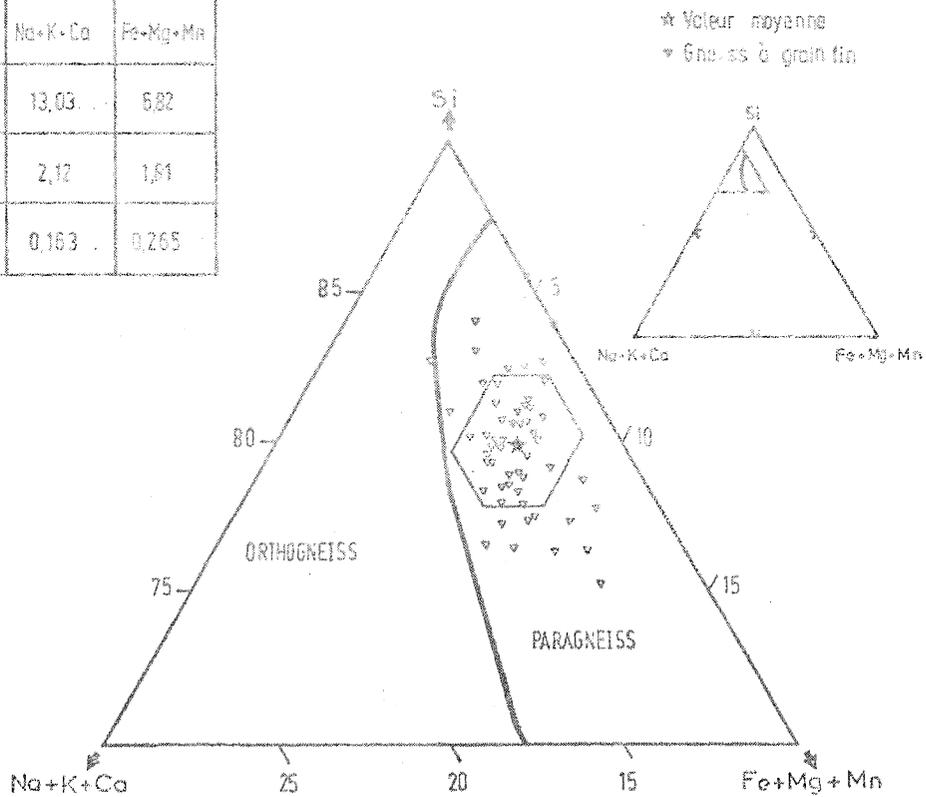


Fig 6 : Diagramme séparant les orthogneiss des paragneiss selon GUITARD (1963)

	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
μ	21,40	36,71	41,89
σ	5,58	8,39	10,08
σ/μ	0,26	0,23	0,24

- ◻ Gneiss à grain fin
- ★ Valeur moyenne
- (D) Dorsale des roches ignées

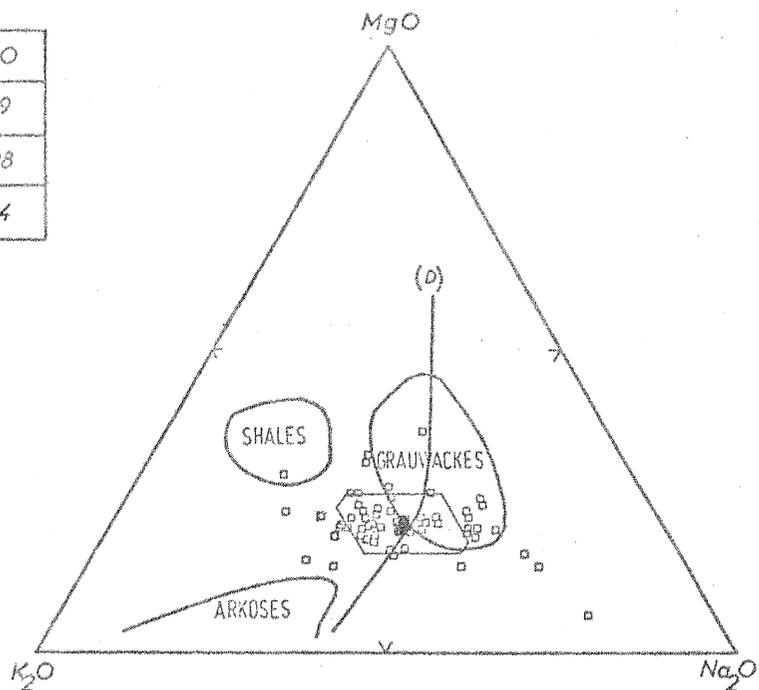


Fig. 7. Analyses de gneiss à grain fin reportées dans un triangle des roches totales d'après H. DE LA ROCHE (1972)

	SiO ₂	A	Al ₂ O ₃
μ	76,62	7,03	16,35
σ	2,30	1,18	1,41
σ/μ	0,03	0,17	0,09

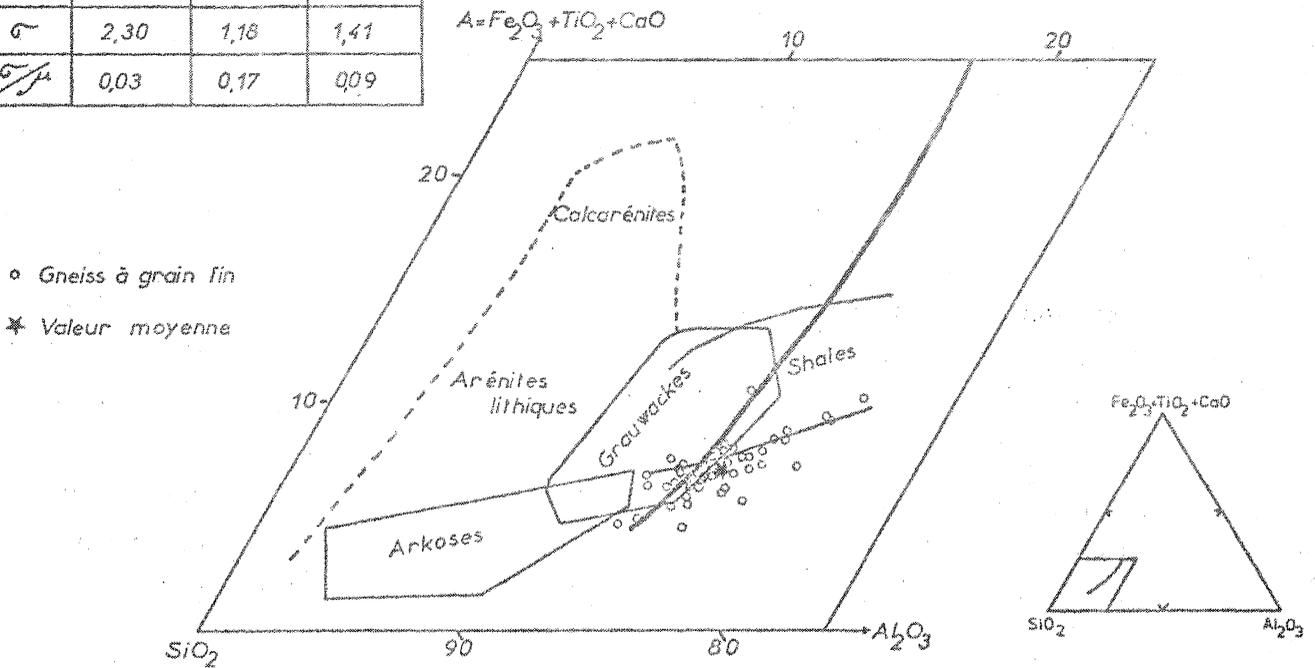


Fig. 8 Analyses de gneiss à grain fin reportées dans un diagramme triangulaire pour l'étude des roches totales d'après H. DE LA ROCHE (1972).

	Al/3-K	Al/3-Na
μ	33,78	-6,87
σ	16,00	26,56
σ/μ	0,47	3,87

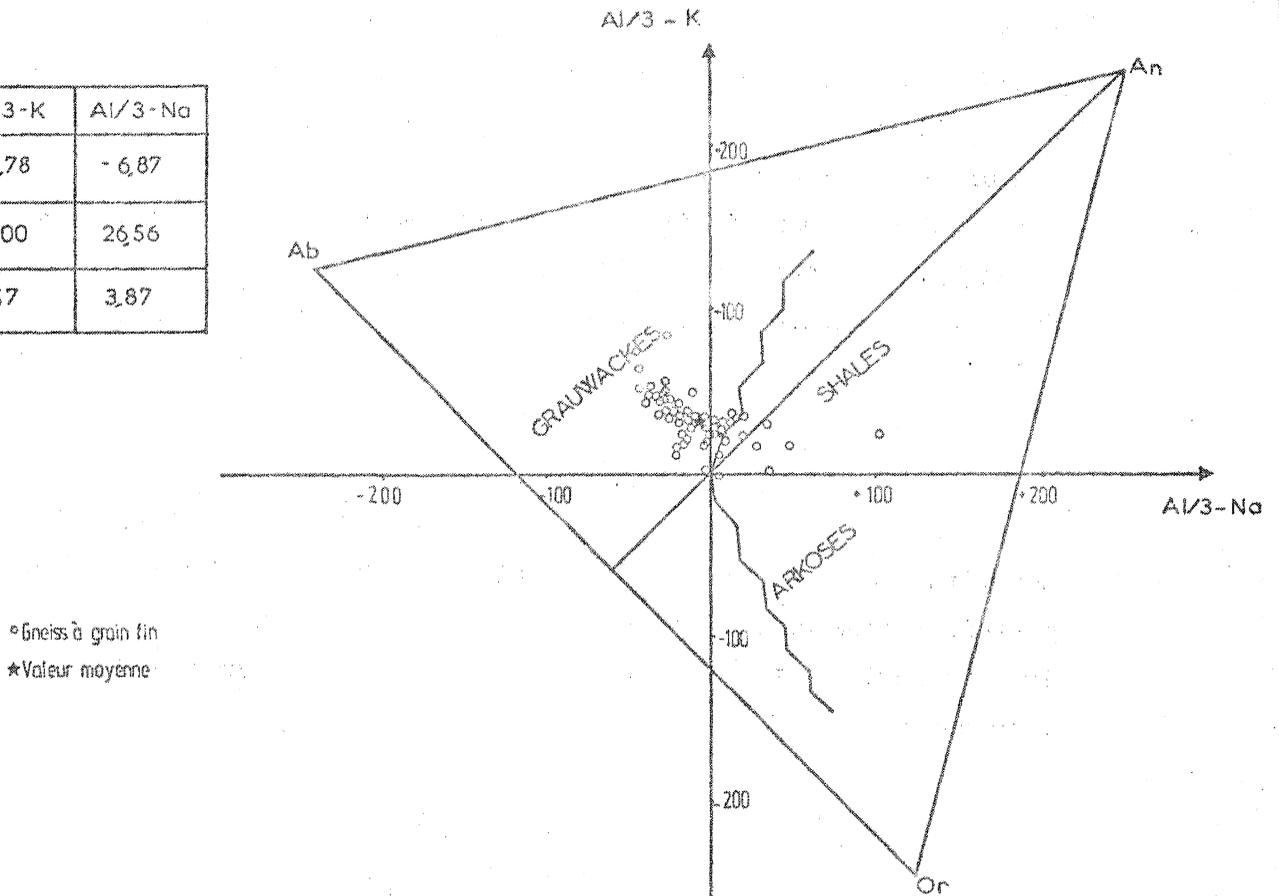


Fig. 9 : Analyses de gneiss à grain fin reportées dans un diagramme pour l'étude du comportement géochimique différentiel de Al, Na, K d'après H. DE LA ROCHE (1968).

Le caractère "para" des gneiss à grain fin et des micaschistes. étant maintenant établi, il nous faut essayer de déterminer avec plus de précision la nature originelle exacte de ces roches.

Les diagrammes de H. DE LA ROCHE (1965) $MgO - K_2O - Na_2O$ (fig. 7) et $SiO_2 - Al_2O_3 - (Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO)$ (fig. 8) montrent que les points représentatifs des roches, quoique très proches des domaines des grauwackes et des shales, et éloignés de celui des arkoses, n'appartiennent à aucun des domaines définis par l'auteur, si ce n'est à celui des roches sédimentaires en général. La majorité des points se trouve au voisinage de la dorsale des roches ignées (celle-ci figure la distribution des roches ignées dans le diagramme, elle va des basaltes au milieu, vers les rhyolites proches du côté $SiO_2 - Al_2O_3$). Il s'agit donc de sédiments peu différenciés.

Leur origine exogène ainsi déterminée, il est maintenant possible d'en compléter l'analyse à l'aide de diagrammes réservés à l'étude des roches sédimentaires $(Al_3 - K) - (Al_3 - Na)$ (fig. 9) de H. DE LA ROCHE (1968) et $Log (SiO_2/Al_2O_3) - Log (Na_2O/K_2O)$ (fig. 10) de PETTIJOHN (1972); ce dernier étant plus précis que le précédent. Ici aussi les résultats convergent et laissent présumer qu'il s'agissait de grauwackes. Le diagramme de Pettijohn apporte une précision supplémentaire en ce qui concerne la teneur en Alumine des gneiss à grain fin : la valeur de $Log (SiO_2/Al_2O_3)$ est faible, ce qui signifie que les grauwackes sont des grauwackes riches en Al_2O_3 . Le rapport $MgO/K_2O + Na_2O$ faible laisse supposer que ces sédiments étaient peu matures avec une teneur en illite très supérieure à celle en chlorite.

IIb δ) Conclusion.

La série de la Vallée de la Rance, aujourd'hui constituée de gneiss et de micaschistes, fut, à l'origine, une série sédimentaire grauwackeuse alumineuse. Il faut toutefois noter que rien n'exclue le fait qu'il ait pu exister quelques passées pyroclastiques d'origine volcano-sédimentaire.

II c) Les_gneiss_calco-silicatés.

IIc α) Aspect macroscopique.

Les gneiss calco-silicatés affleurent sous forme de lentilles de quelques décimètres de long sur quelques centimètres d'épaisseur.

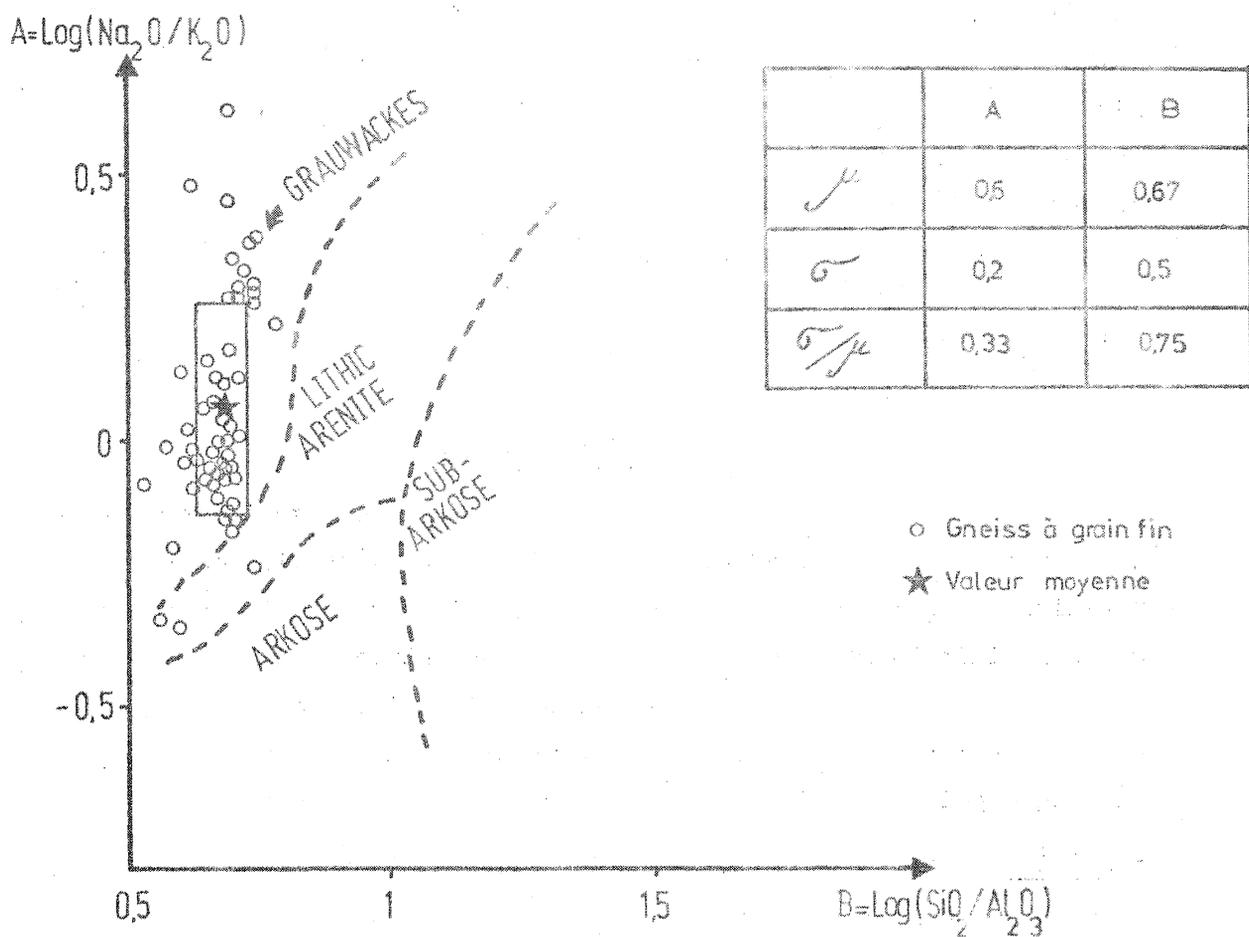


Fig.10: Analyses de gneiss à grain fin reportées dans un diagramme pour l'étude géochimique des roches sédimentaires d'après PETTIJOHN (1963)

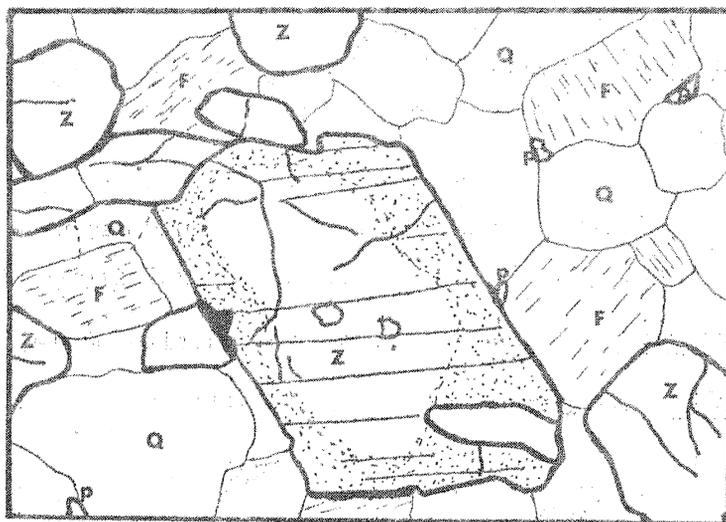


Fig.11 Zoisite zonée dans un niveau calco-silicaté,
F= Feldspath, P= Pistachite, Q= Quartz;
Z= Zoisite.

au sein des gneiss à grain fin. De couleur brune, leur bordure plus claire est plus altérée que le centre. Cette zonation, mise en évidence par une altération différentielle reflète une variation progressive de la composition minéralogique (qualitative ou quantitative) de la périphérie vers le centre. Ces niveaux existent tout au long de la Vallée de la Rance ainsi que dans le domaine des migmatites.

Leur forme de lentilles semble être le fait d'une segmentation par boudinage; ce phénomène peut ainsi expliquer leur dispersion, bien qu'il soit difficile de l'invoquer dans le cas de lentilles isolées.

IIc β) Etude microscopique.

Tout comme dans le cas des gneiss à grain fin je ne ferai ici qu'une description détaillée des lentilles de la partie méridionale de la coupe et je me contenterai d'évoquer la transformation de leur minéralogie dans les zones plus septentrionales.

Les lentilles calco-silicatées sont caractérisées par leur relative abondance en minéraux calciques et par leur texture grano-blastique polygonale fine. A Langrolay, elles sont constituées de :

- zoisite se présentant sous l'un des deux faciès suivants :
 - en petits cristaux constituant le fond de la roche
 - en gros cristaux fréquemment zonés et souvent maclés (fig. 11).
Il semble que la partie centrale, cristal plus ancien ait joué le rôle de germe pour la croissance de la bordure.
- plagioclase (Andésine : An_{30-35}) en nombreux cristaux de petite taille.
- grenats
 - l'un étiré, déformé plus ou moins destabilisé en chlorite;
 - l'autre poecilithique et sub-automorphe, englobant parfois de petits cristaux de quartz, de zoisite et de pistachite.
- clinozoisite associée à la zoisite constituant le fond de la roche.
- pistachite figurant en cristaux de taille réduite et peu abondants.
- quartz peu abondant ou même parfois inexistant.
- chlorite rare.

Dans les zones plus septentrionales, le plagioclase se transforme en Andésine calcique An_{40-45} , rarement An_{50} .

La chlorite disparaît entre la Pointe de la Trégondeais et la Pointe de Garel, où se rencontrent des cristaux d'actinote.

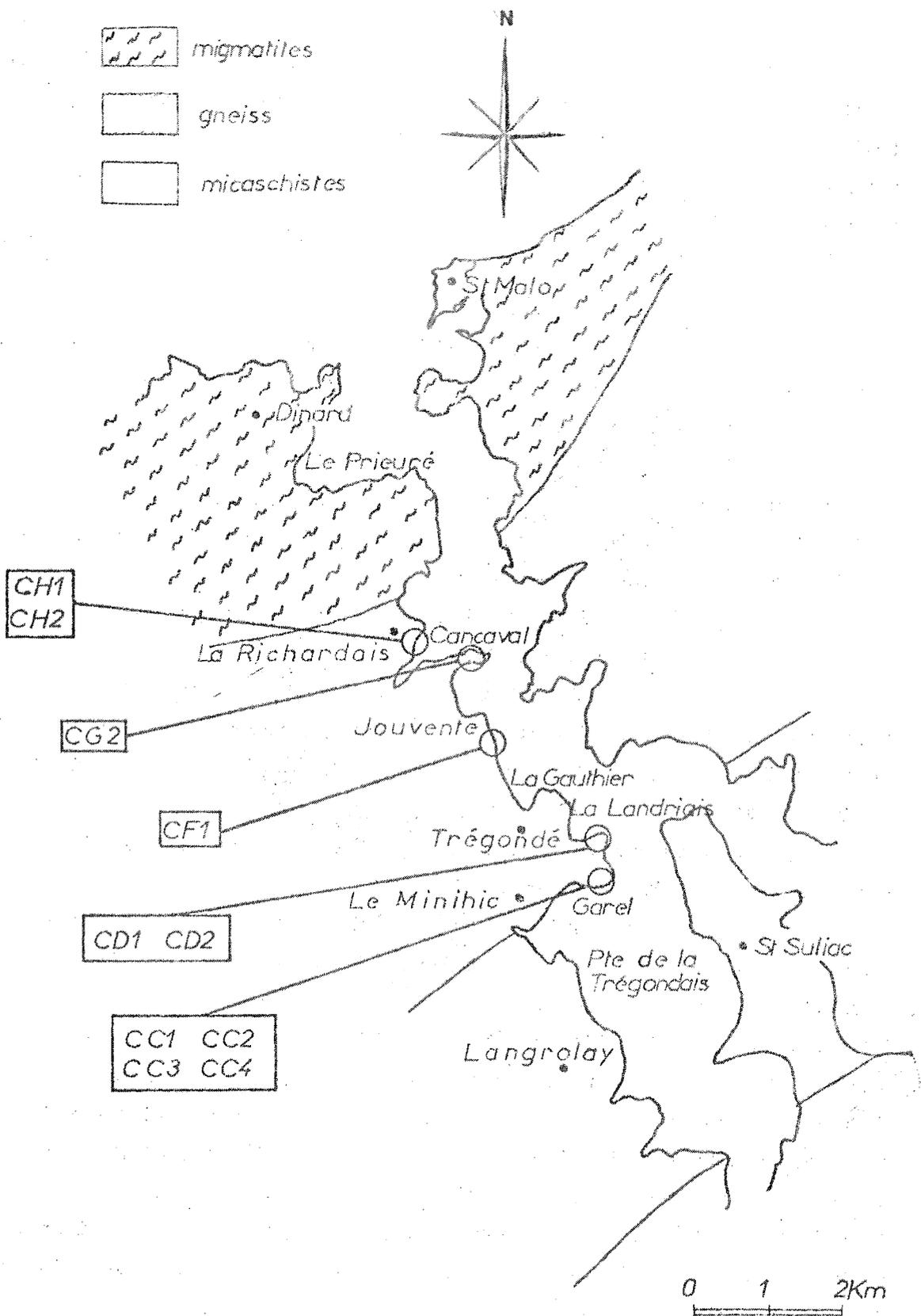


Fig.12 : Localisation des échantillons de gneiss calco-silicatés le long de la vallée de la Rance.

Presque en même temps, un peu avant La Landriais apparaît une hornblende verte. Il faut cependant noter que étant donné leur petite taille, il a été très difficile de distinguer (avec précision) la hornblende de l'actinote; aussi est-il possible que la hornblende existe déjà dès la Pointe de Garel.

IIC γ) Géochimie.

La figure n°12 indique la localisation des 10 échantillons de gneiss calco-silicatés prélevés le long de la Vallée de la Rance et dont les analyses sont consignées dans l'appendice II.

Etant donnée leur faible teneur en silice, et leur teneur progressivement amphibolitique, une approche de leur étude sera faite avec la fonction discriminante X_3 mise au point par D.M. SHAW et KUDO (1965) et dont l'expression est :

$$X_3 = 7,07 \log \text{TiO}_2 + 1,91 \log \text{Al}_2\text{O}_3 - 3,29 \log \text{Fe}_2\text{O}_3 \\ + 8,48 \log \text{FeO} + 2,97 \log \text{MnO} + 4,81 \log \text{MgO} + \\ 7,80 \log \text{CaO} + 3,92 \log \text{P}_2\text{O}_5 + 0,15 \log \text{CO}_2 - 15,08$$

tout comme la fonction discriminante DF (SHAW, 1972), les valeurs positives de X_3 indiquent une origine ignée et les valeurs négatives une filiation sédimentaire.

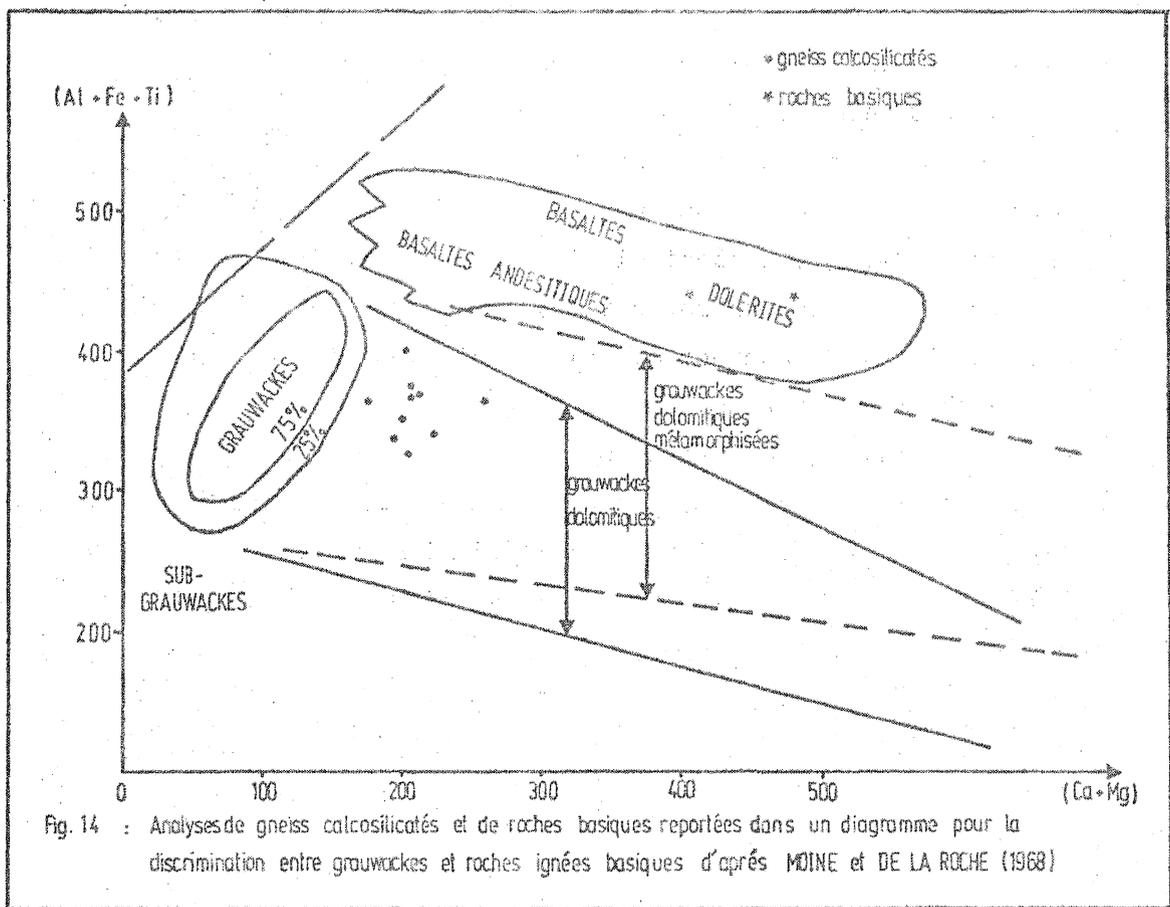
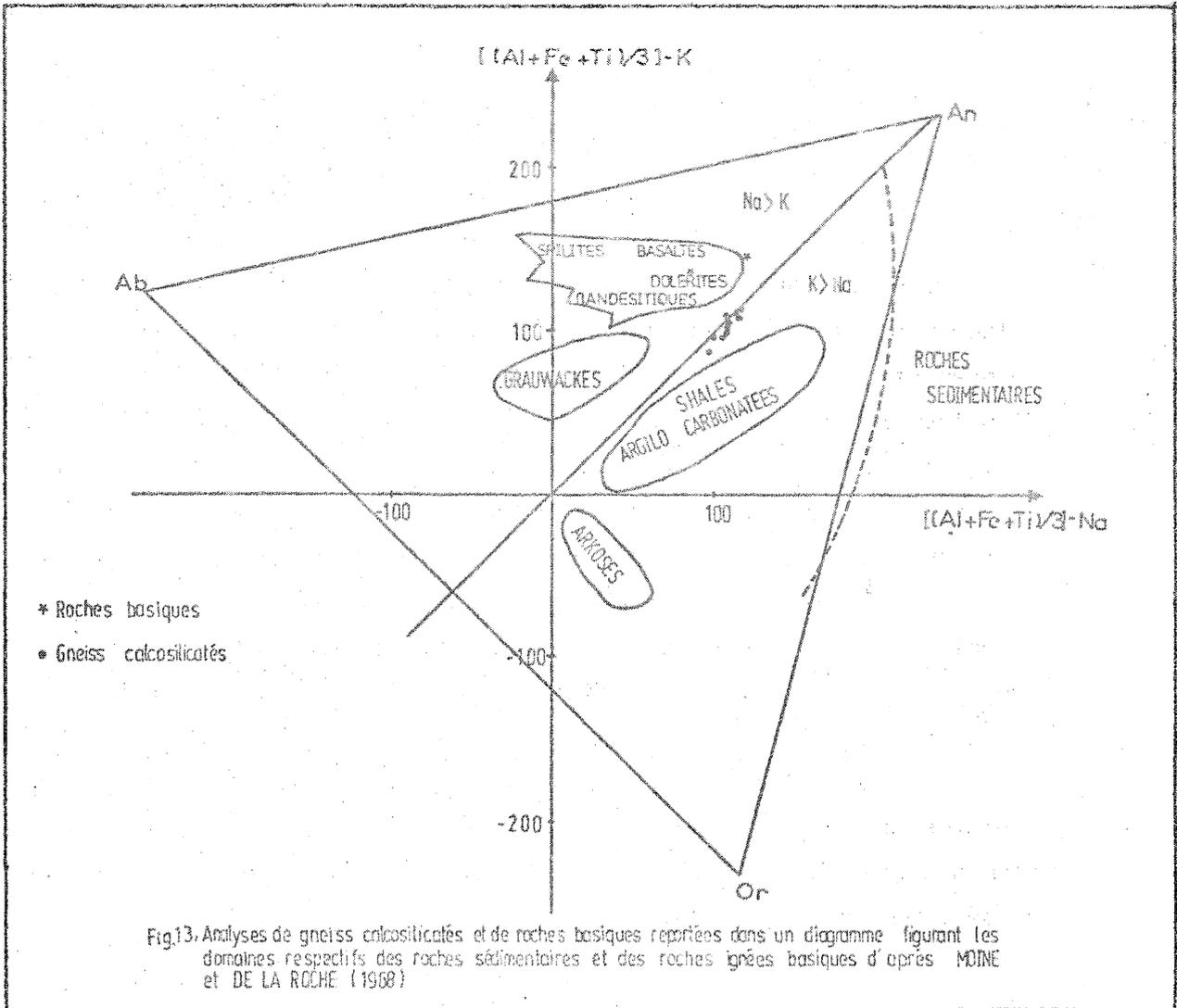
Avec $X_3 = -7,27$ (valeur moyenne) les gneiss calco-silicatés sont certainement d'origine exogène.

Les diagrammes utilisés afin de préciser la nature sédimentologique de ces gneiss sont ceux mis au point par B. MOINE et DE LA ROCHE en 1968, pour l'étude des roches pauvres en silice : $\{(Al + Fe + Ti)/3\} - K$ - $\{(Al + Fe + Ti)/3\} - Na$ (fig. 13) et $(Al + Fe + Ti) - (Ca + Mg)$ (fig. 14).

Les points correspondants aux analyses, une fois reportés dans les diagrammes, montrent que la teneur Ti, Fe et Al de ces gneiss est inférieure à celle des roches volcaniques (fig. 13), et que le rapport Na/K inférieur ou égal à 1 est différent de celui des volcanites qui, lui, est franchement supérieur à 1. Au vu de la figure 14 il semble possible de considérer ces roches comme des grauwackes calcareuses ou des grauwackes dolomitiques métamorphisées.

IIC δ) Conclusion.

Contrairement à l'hypothèse émise par LE MAREC (1974), selon laquelle les gneiss calco-silicatés seraient un "matériel volcano-sédimentaire tuffacé", il est possible d'affirmer que ces roches ont une origine exogène et non ignée, et que vraisemblablement elles correspondent à des grauwackes calcareuses.



II d) Les gneiss à gros grain.

II d α) Aspect macroscopique.

Les gneiss à gros grain affleurent de façon discontinue le long de la coupe de la Vallée de La Rance, et sont particulièrement bien exposés au Nord de l'ansede des Morlets en Langrolay. Ils se présentent sous forme de lames de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur, interstratifiés dans les micaschistes et les gneiss à grain fin, mais présentant dans le détail une obliquité de 20° à 30° avec la stratification ($S_0 - S_1$). Souvent, à leur contact, de grandes muscovites se sont développées dans les gneiss à grain fin.

Contrairement à JEANNETTE (1971), qui voyait là des arkoses métamorphisées, il semble pour cela possible d'affirmer avec J.P. BRUN (1975) "qu'il s'agit d'orthogneiss intrusifs dans la série sédimentaire sous forme de filon couche".

Les gneiss à gros grain possèdent une foliation de phase D_1 et une schistosité grossière impliquée dans des plis de la phase D_2 . Il s'agit de roches ignées intruses dans la série sédimentaire avant ou pendant la phase de déformation D_1 .

II d β) Etude microscopique.

Les gneiss à gros grain, sont riches en plagioclase subautomorphe, dont le cœur, fréquemment séricitisé a une teneur en anorthite de l'ordre de 20% (oligoclase), tandis que la bordure, plus fraîche, criblée de globules de quartz n'en contient que 5% (Albite). Tout comme dans le cas du plagioclase des gneiss à grain fin, la blastèse s'est développée à partir d'un noyau plagioclasique déjà existant.

Le feldspath potassique, est un microcline, souvent très altéré. Lorsqu'il est en contact avec le plagioclase il développe de nombreux bourgeons de myrmékite.

Entre la Pointe de Garel et La Richardais, ces gneiss possèdent une foliation fruste soulignée par de la biotite brune, tandis que, à Langrolay, c'est la chlorite et la biotite verte qui jouent ce rôle.

Localement, la muscovite qui figure en poeciloblaste, contient des reliques de feldspath potassique et de sillimanite; dans ce cas, sa cristallisation est toujours symplectique de celle du quartz. Elle est le produit d'une réaction du type (plus ou moins incomplète) Eau + Feldspath potassique + Sillimanite \rightleftharpoons Muscovite + Quartz.

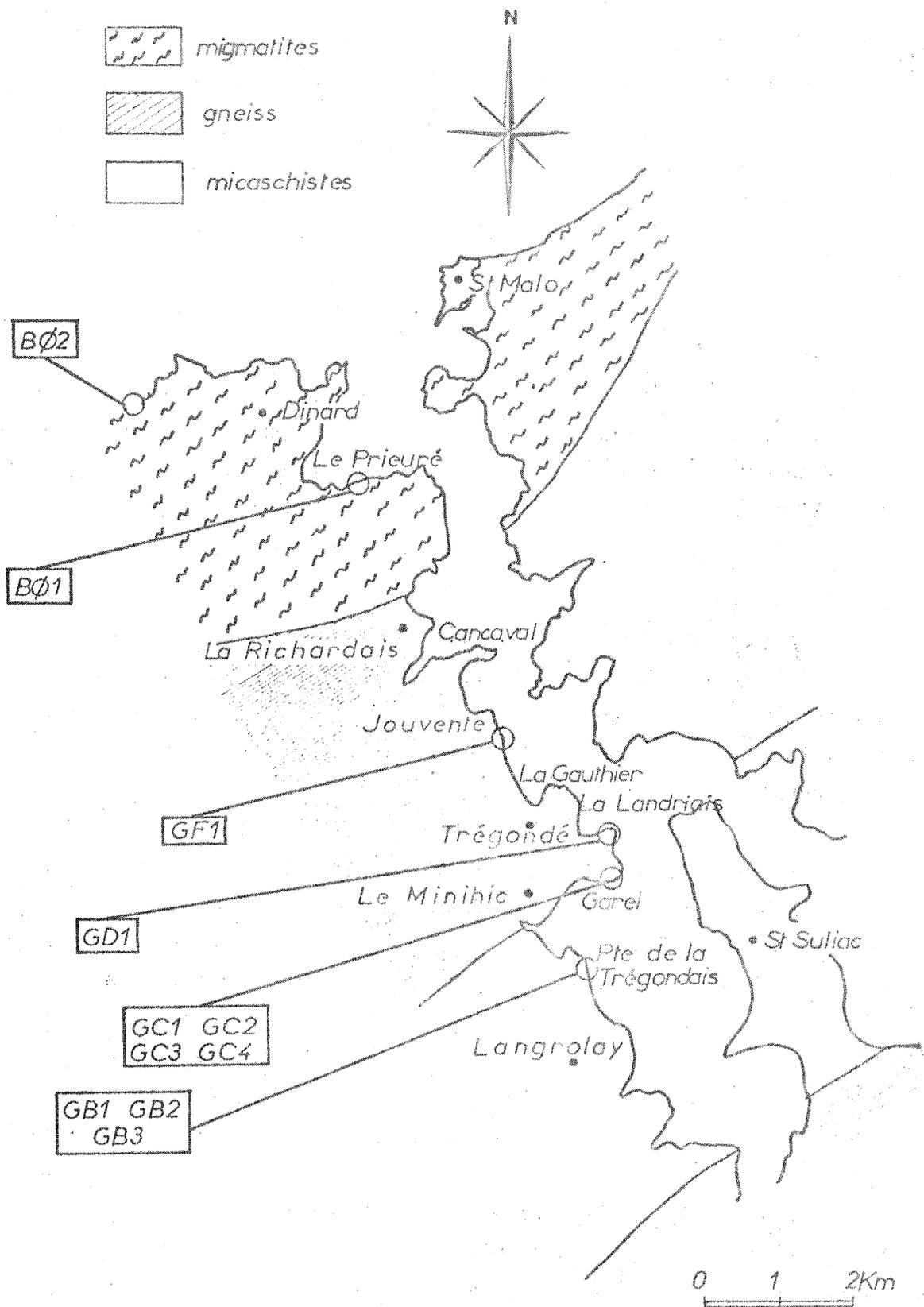


Fig. 15: Localisation des échantillons de gneiss à gros grain et de roches basiques le long de la vallée de la Rance.

Le quartz, quant à lui se présente sous différents aspects :

- en globules parfois très nombreux dans les feldspaths.
- en amas polycristallins. Il est alors d'assez grande taille et possède une texture polygonale lobés.
- entre les feldspaths, en cristaux de petite taille.

La texture des gneiss à gros grain est une texture granoblastique polygonale.

Postérieurement à leur mise en place, ces matériaux subirent une cataclase, attestée par la déformation de la biotite et la fracturation des feldspaths. Après cette déformation, de grands cristaux de muscovite poecilithique ont cristallisé dans un climat acinématique, oblitérant ainsi toutes les structures décrites précédemment.

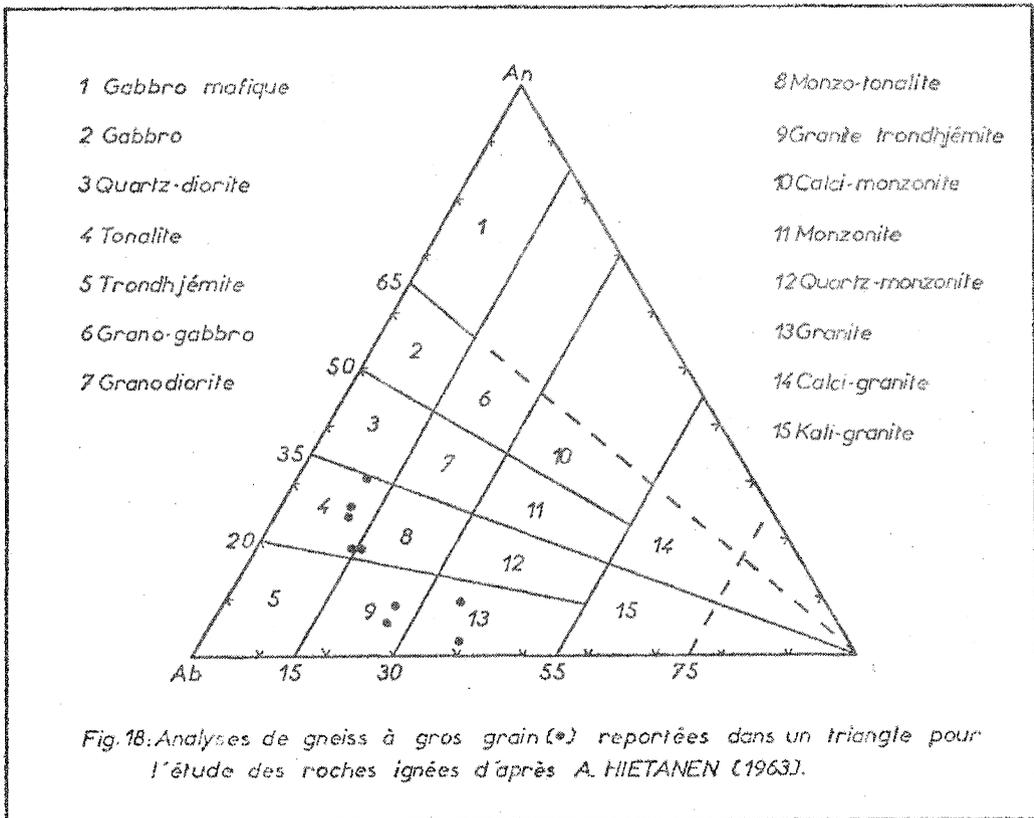
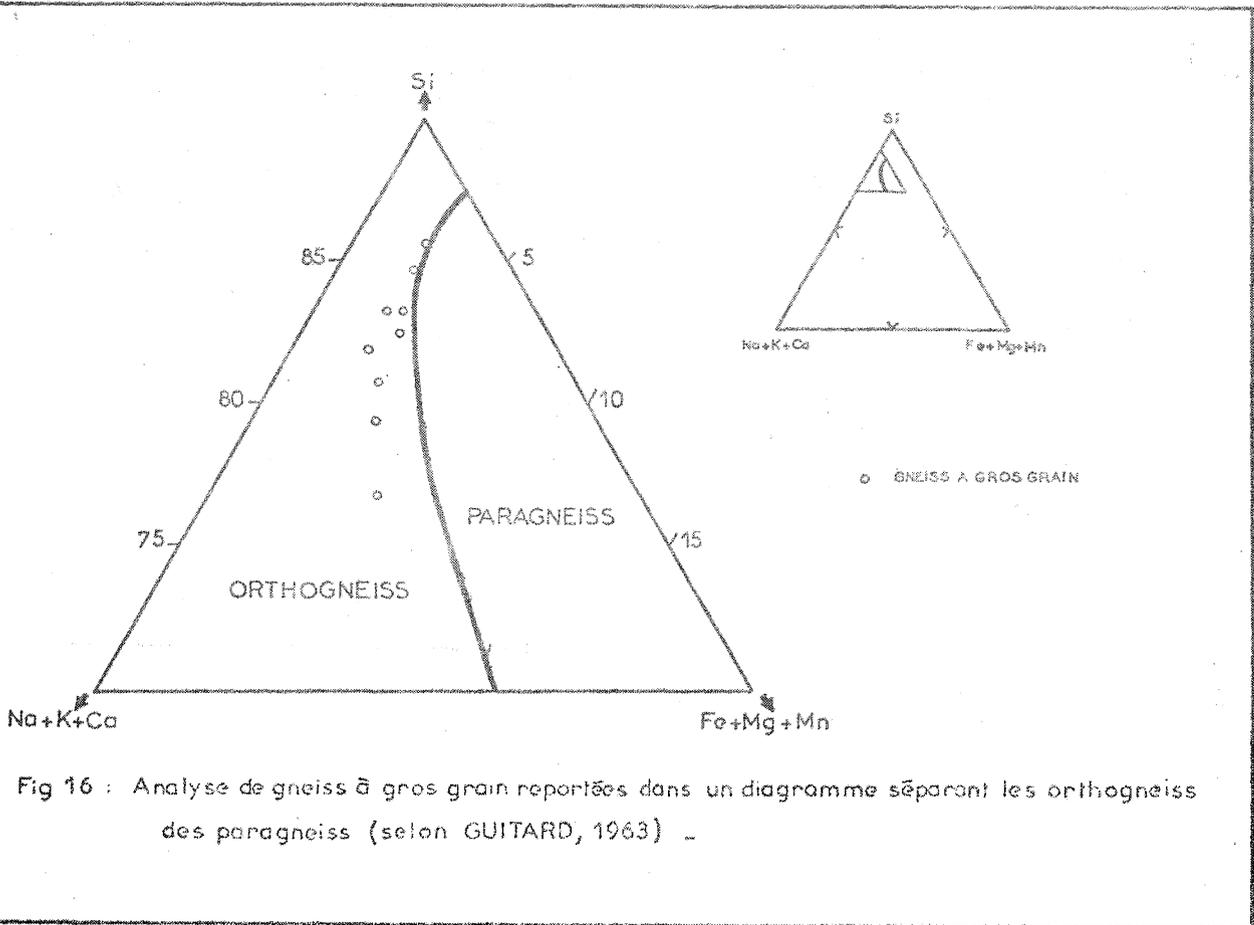
IIId γ) Géochimie.

Les neuf analyses de gneiss à gros grain dont les résultats sont reportés dans l'appendice III ont été effectuées sur des matériaux prélevés dans la partie méridionale de la Vallée de la Rance, de Langrolay à Jouvente (fig. 15).

Reportés dans un diagramme $Si - (Na + K + Ca) - (Fe + Mg + Ti)$ (fig. 16) les points représentatifs de la composition chimique de ces roches, sont entièrement inclus dans le domaine des orthogneiss, défini par G. GUITARD en 1963. Il faut toutefois mentionner que certaines de ces roches, en particulier celles de Langrolay, s'avèrent être très riches en silice.

La fonction discriminante DF de D.M. SHAW (1972) donne une valeur moyenne $DF = + 2,37$. Ceci, ainsi que la diagramme précédent, confirme les données de terrain, à savoir que les gneiss à gros grain sont d'origine ortho.

Cette distinction étant faite, il est permis de considérer leur répartition dans un diagramme réservé à l'étude des roches ignées $\{Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3), Fe + Mg + Ti, Na + K, Fe, K - Na + Ca\}$ de H. DE LA ROCHE (1972) (fig. 17). Bien que groupés dans la zone riche en silice du diagramme l'ensemble des points peut se subdiviser en deux sous ensembles



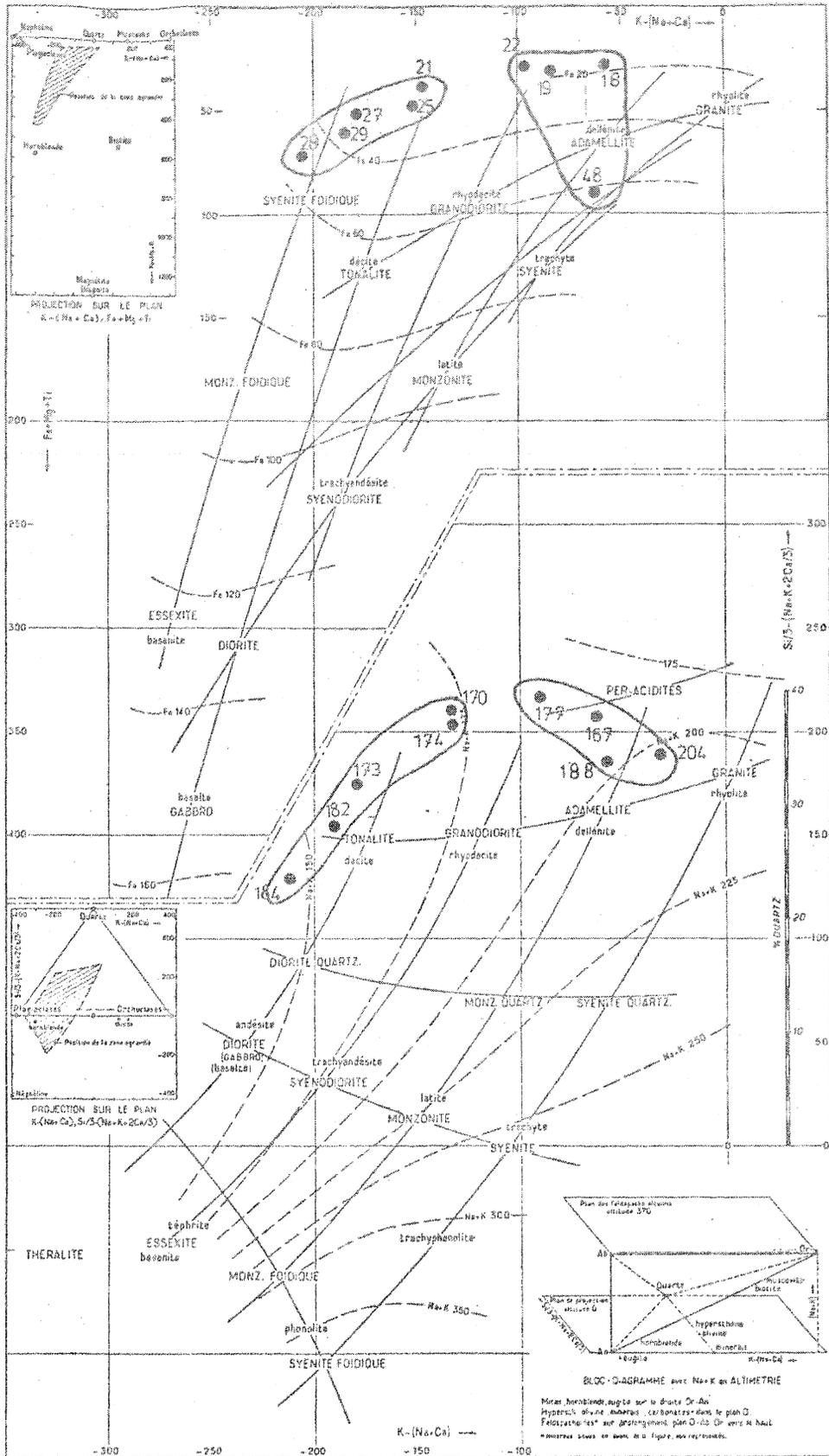


Fig. 17 Analyses de gneiss à gros grain, (●), reportées dans un diagramme pour l'étude des roches ignées, d'après H. DE LA ROCHE (1972).

- l'un constitué de roches riches en potassium et relativement pauvres en calcium et en sodium. Selon le diagramme il pourrait s'agir de roches dont la composition, quoique plus riche en silice, se rapproche de celle des granites. Celles-ci affleurent dans la partie méridionale de la coupe (Langrolay et Sud de la Pointe de Garel).
- l'autre relativement plus riche en sodium et en calcium et plus pauvre en potassium et dont la composition, bien que plus acidé, peut être comparée à celles des granodiorites. Ces roches existent depuis la Pointe de Garel jusqu'à la cale de Jouvente; c'est à dire dans la partie septentrionale de la Vallée de la Rance.

Ces distinctions sont confirmées par l'étude du triangle An - Ab - Or de A. HIETANEN (1963) (fig. 18).

II d) Conclusion.

Les gneiss à gros grain, orthogneiss intrusifs dans la série sédimentaire de la Vallée de la Rance, se sont mis en place avant ou pendant l'épisode de déformation D_1 . Bien que pétrographiquement et géochimiquement proches ils semblent former deux ensembles géochimiques et pétrographiques distincts :

- l'un méridional, et de composition granitique
- l'autre plus septentrional et de composition tonalitique à granodioritique.

II e) Les roches basiques.

Elles affleurent sous forme de masses métriques à décimétriques, de Cancaval à St Briac en passant par Dinard et Saint-Servan. Affectées par les plis de la phase D_1 elles lui sont donc antérieures.

Pauvres en silice (45%), elles montrent des passées claires essentiellement quartzo-feldspathiques (andésine à Labrador) et des passées sombres constituées d'amphibole (hornblende et actinote), avec de petites zones très riches en pyroxène (diopside). Le sphène lui aussi abonde, alors que la zoïsite n'existe que localement.

Les analyses chimiques consignées dans l'appendice IV et localisées sur la figure 15 sont au nombre de deux. Reportés dans les diagrammes pour l'étude des roches basiques. $\{(Al + Fe + Ti/3) - K\} - \{(Al + Fe + Ti/3) - Na\}$ (fig. 13) et $(Al + Fe + Ti) - (Ca + Mg)$ (fig. 14) (MOINE et DE LA ROCHE, 1968), les points représentatifs de la composition chimique de ces roches se trouvent dans le champ des dolérites, ce qui laisse supposer que ces roches sont d'origine ignée. Bien entendu, ces résultats ne sont qu'indicatifs, car étant donné le petit nombre d'analyses considéré ils doivent être utilisés avec beaucoup de prudence.

Il faut aussi signaler que ces roches ne sont connues que dans la zone des migmatites ou à son voisinage immédiat.

II f) Conclusion.

La série de la Vallée de la Rance, aujourd'hui constituée essentiellement de micaschistes et de gneiss, formait à l'origine une pile sédimentaire grauwackeuse, riche en alumine, contenant localement quelques passées plus calcaïques. Localement cette série montre des intrusions d'un matériel de type granodioritique et granitique; celles-ci se sont produites avant ou pendant la phase de déformation D_1 .

Cet ensemble passe de façon rapide mais progressive au domaine des migmatites dont je vais maintenant faire l'étude.

III) Les migmatites de Saint-Malo.

IIIa) Introduction.

Les meilleurs affleurements continus dans la zone des migmatites sont représentés par l'estuaire de la Rance et par le rivage de Rothéneuf à Saint-Jacut (fig.1). La côte relativement découpée au voisinage de Saint-Briac a permis une cartographie à grande échelle; cette carte ne couvre malheureusement qu'une étendue restreinte.

Sur des critères essentiellement descriptifs (DIETRICH et MENHERT, 1960 et MENHERT 1968), il est possible de distinguer dans cet ensemble des migmatites, trois grands groupes lithologiques :

- les gneiss d'injection
- les métatexites
- les diatexites et granites d'anatexie

IIIb) Les gneiss d'injection.

Ce terme recouvre l'ensemble des gneiss et roches basiques, dans lesquelles un mobilisat, généralement quartzo-feldspathique, est franchement injecté. Deux faciès caractéristiques peuvent être distingués.

IIIb α) Les artérites.

Il s'agit de veines de faible épaisseur (centimétrique) discordantes sur la foliation et se recoupant entre elles. Communément elles sont affectées par des plis ptigmatitiques ou par des structures en "pinch and swell".

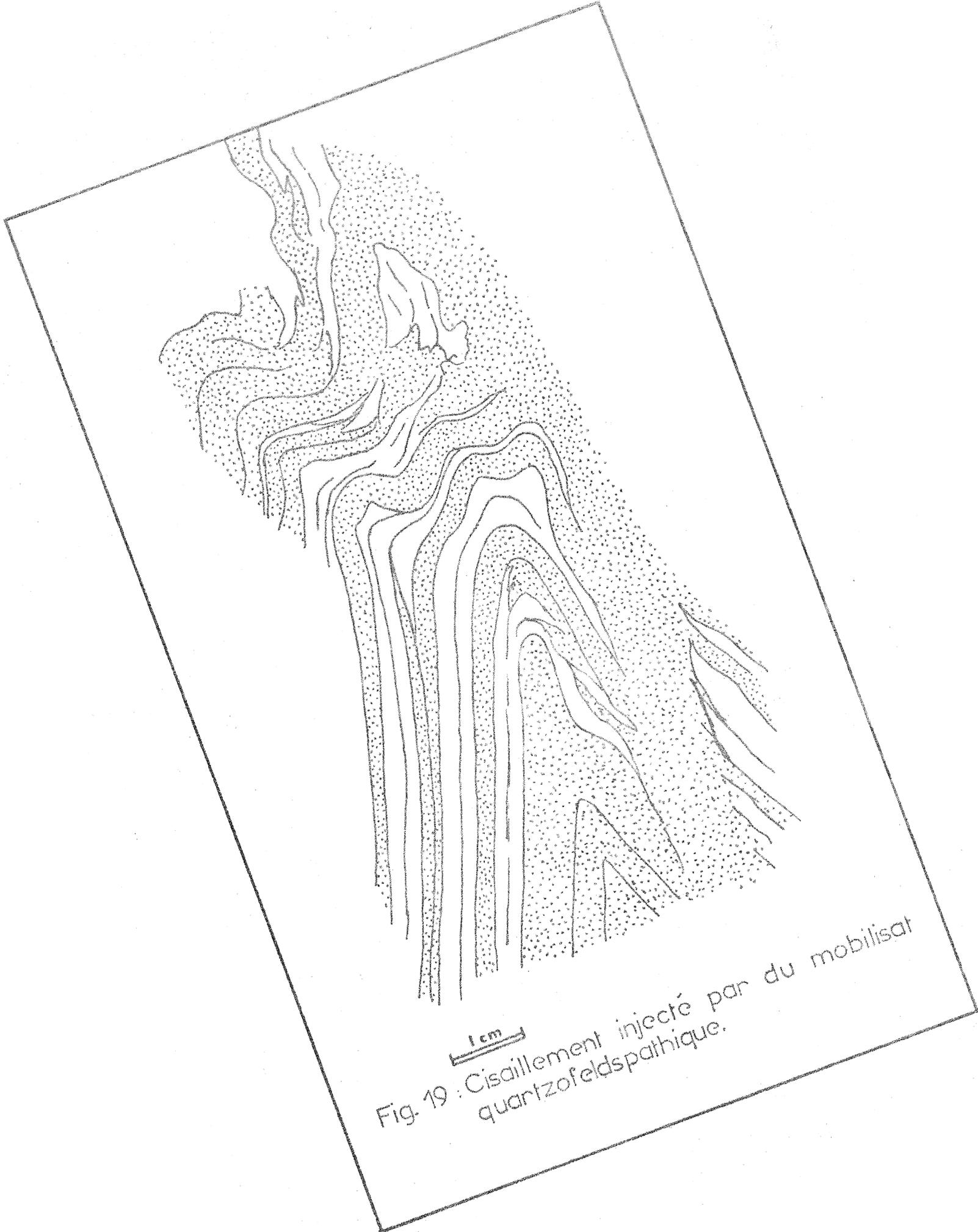
Les artérites sont fréquentes dans les zones de passage des gneiss aux migmatites. Là cohabitent deux types de veines.

- les unes, mono ou biminérales (quartz ou quartz + un peu de feldspath) résultent d'une différenciation métamorphique (Quartz d'exudation).
- les autres sont triminérales : quartz + plagioclase + feldspath potassique en proportions équivalentes.

Il s'agit là du produit de l'injection d'un matériel granitique. Un autre type de veine (dictyonite) apparaît dans les zones de cisaillements parallèles aux plans axiaux des plis (fig. 19).

IIIb β) Les agmatites.

Constituées d'une trame gneissique contenant des lits leucocrates à bordure mélanocrate, elles se présentent en masses



1 cm
Fig. 19 : Cisaillement injecté par du mobilisat
quartzofeldspathique.

ellipsoïdales ou losangiques (fig. 19 a). Celles-ci sont séparées par du matériel quartzo-feldspathique sécant sur la foliation des gneiss et montrant des figures d'écoulement.

Ces structures formées par l'injection d'un matériel leucocrate étranger dans les fractures des gneiss en cours de différenciation anatectique, s'observent localement, dans les zones de passage des métatexites aux diatexites (Pointe de La Garde Guérin) et mettent en évidence la mobilité d'une partie au moins du matériel migmatitique.

IIIc) Les métatexites.

IIIc α) Aspect macroscopique.

Les métatexites sont constituées de deux parties (fig. 20) :

- l'une essentiellement gneissique et ancienne : le paléosome. Celui-ci, mis à part un litage plus accentué, est tout à fait analogue aux gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance.
- l'autre, formée de masses leucocrates grenues : le leucosome, gainées de concentrations de minéraux sombres : le mélanosome; leucosome + mélanosome forment le néosome. Ce dernier est en général planaire ou en cosse, sub-parallèle au plan de foliation, donnant ainsi à la roche un aspect rubané (stromatite).

L'épaisseur du leucosome, ainsi que l'importance volumétrique du paléosome varient dans de grandes proportions d'un point à un autre.

IIIc β) Aspect microscopique.

IIIc β₁) Le paléosome.

Il s'agit d'une roche analogue à certains niveaux de gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance; si ce n'est qu'elle possède une foliation plus marquée. La composition moyenne du paléosome, consignée dans le tableau 4 est de :

[35 % de Quartz
	28 à 33 % de Plagioclase (An ₄₀₋₄₅)
	22 % de minéraux sombres
	10 à 15 % de feldspath potassique

Tableau 4 : Composition minéralogique (en pourcentage) des Métatexites et Diatexites.

Roches Minéraux	M E T A T E X I T E S			DIATEXITES
	Leucosome	Mélanosome	Paléosome	
Quartz	38	10 à 20	35	31
Feldspath potassique	23 à 35	6 à 15	10 à 15	22
Plagioclase	23 à 35 An ₁₀		28 à 33	35 An ₁₅ à 20
Biotite	4	70 à 75	22	12
Sillimanite + Cordiérite		1 à 5		

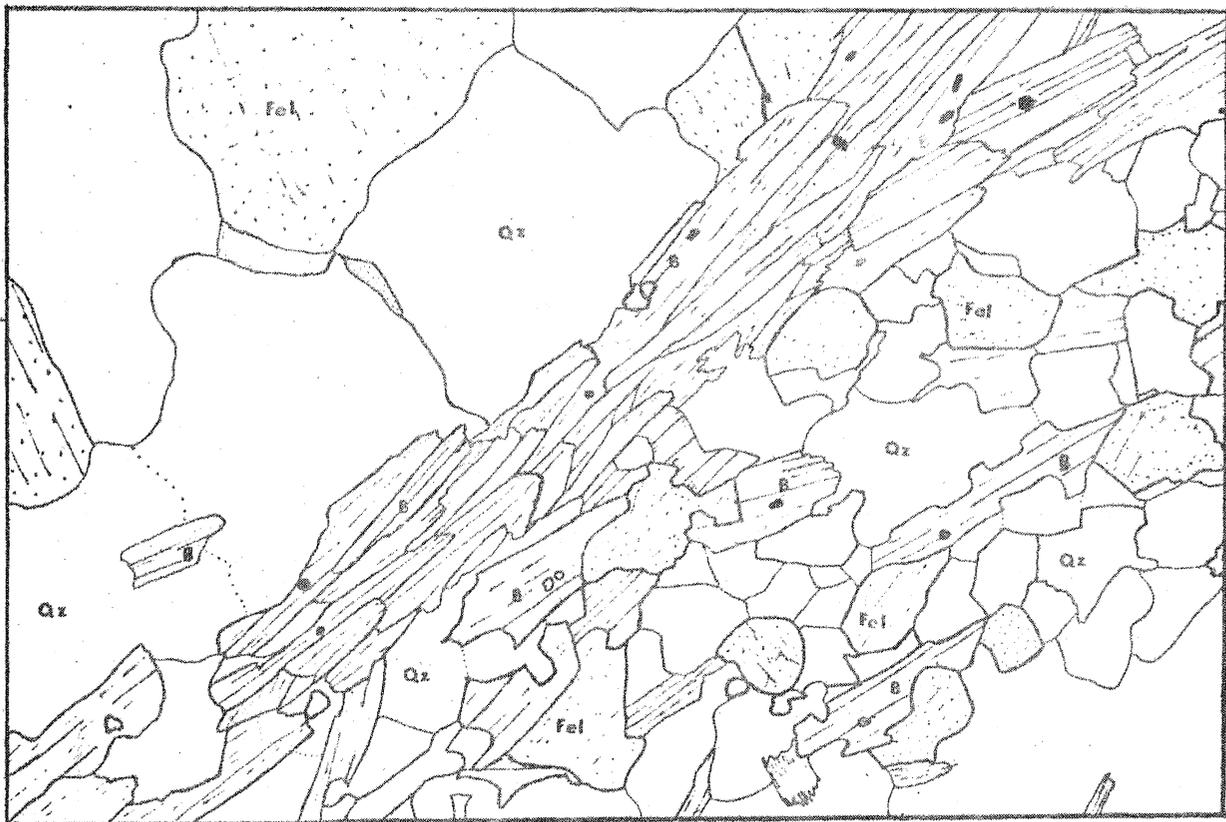
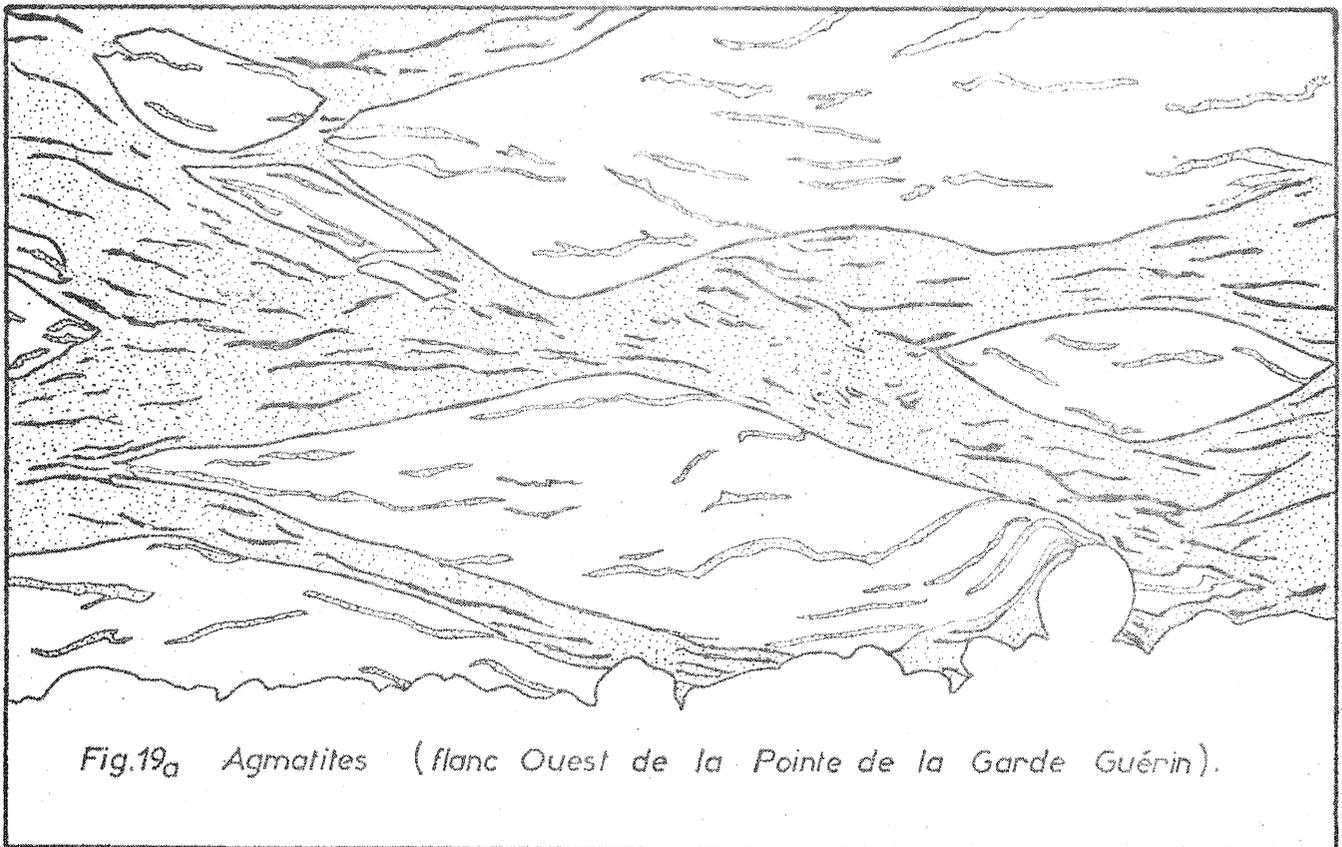


Fig. 20 Passage paléosome (à droite) leucosome (à gauche), par l'intermédiaire d'une bordure mélanocrate.
 B = Biotite. Fel = Feldspath. Qtz = Quartz.

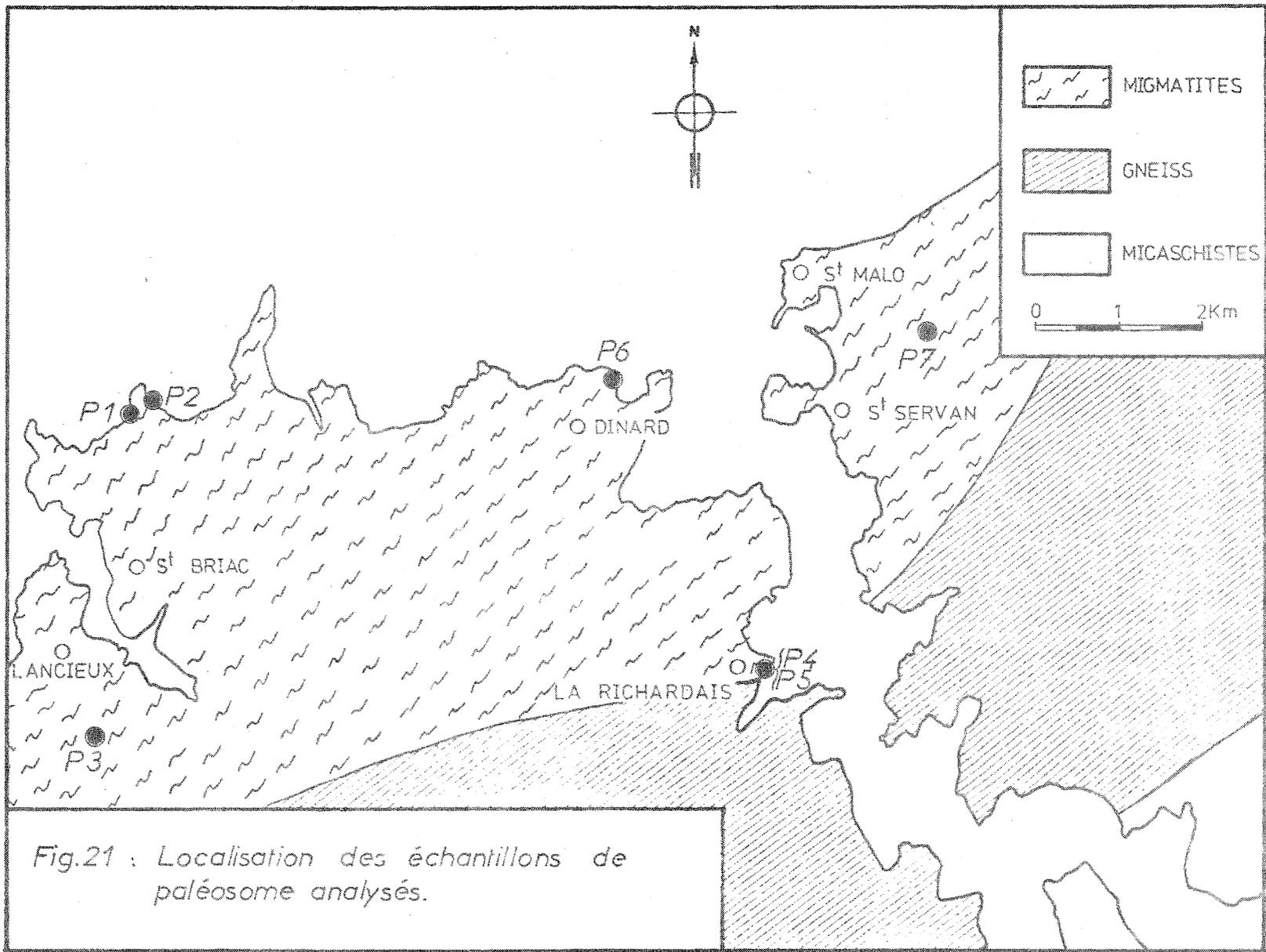


Fig.21 : Localisation des échantillons de paléosome analysés.

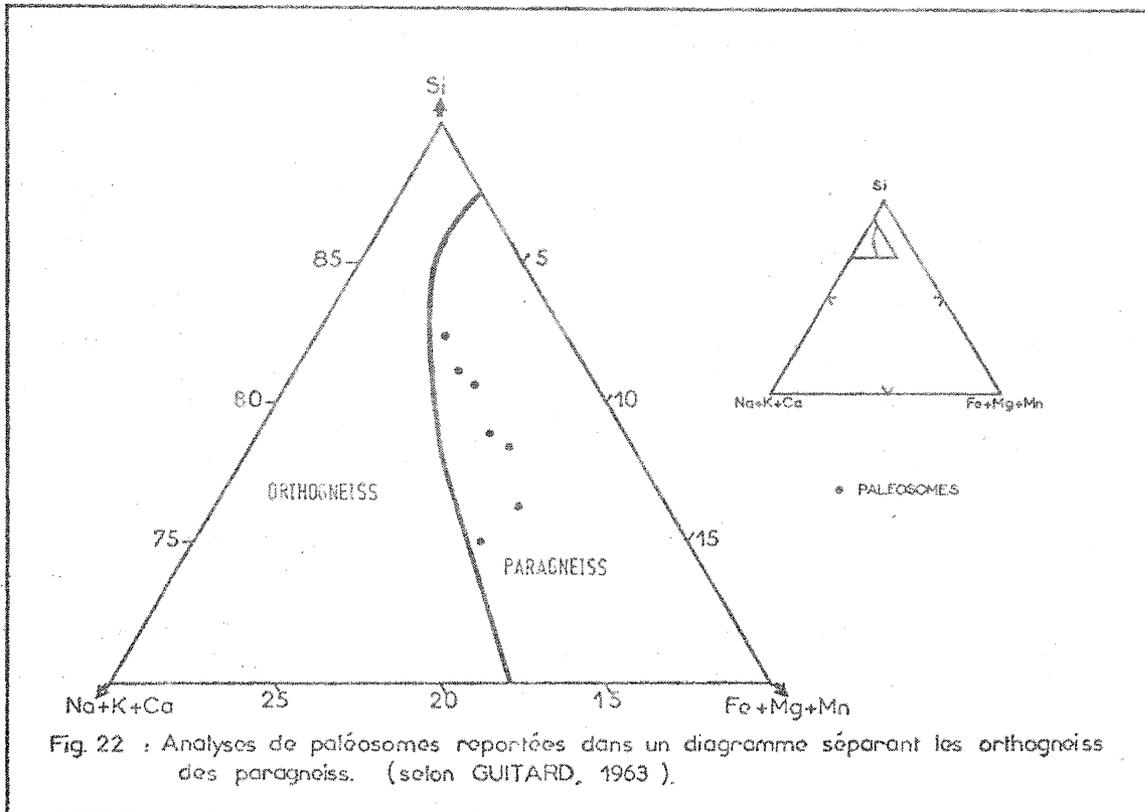


Fig. 22 : Analyses de paléosomes reportées dans un diagramme séparant les orthogneiss des paragneiss. (selon GUITARD, 1963).

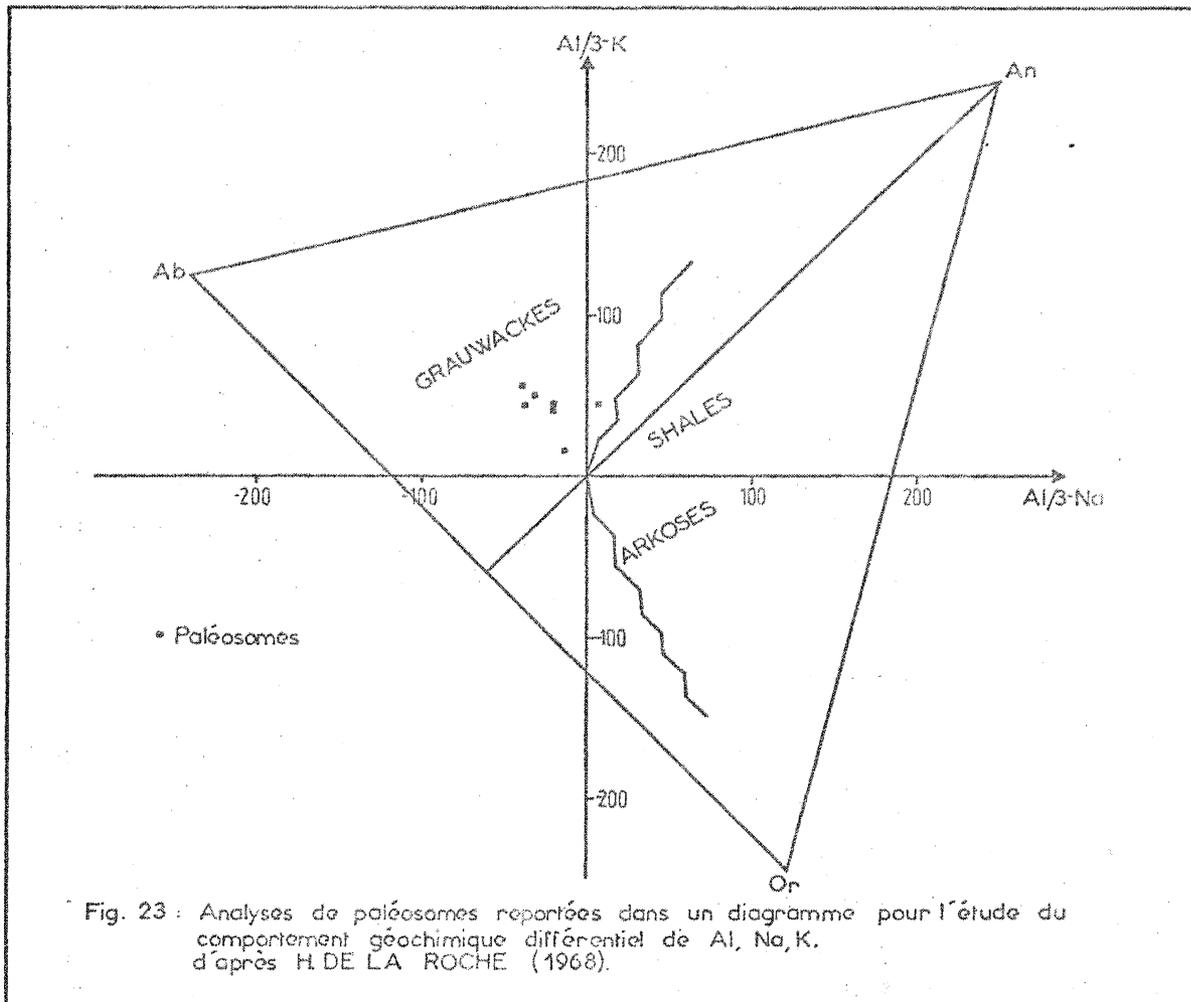


Fig. 23 : Analyses de paléosomes reportées dans un diagramme pour l'étude du comportement géochimique différentiel de Al, Na, K. d'après H. DE LA ROCHE (1968).

Les minéraux sombres soulignent la foliation et sont représentés par la biotite, la sillimanite (fibrolite) et un peu de cordiérite.

Les sept analyses de paléosome (appendice V, fig. 21) reportées dans les diagrammes utilisés pour l'étude des gneiss à grain fin

Si - (Na + K + Ca) - (Fe + Mg + Mn) de G. GUITARD 1963 (fig. 22).

Al₂O₃ - K - Al₂O₃ - Na de H. DE LA ROCHE (1968 (fig. 23).

Log (Na₂O/K₂O) - Log (SiO₂/Al₂O₃) de PETTIJOHN 1963 (fig. 24).

SiO₂ - Al₂O₃ - (Fe₂O₃ + TiO₂ + CaO) de H. DE LA ROCHE 1972 (fig. 25) montrent une grande similitude entre ces deux types lithologiques.

La concordance frappante entre la composition chimique et minéralogique des paléosomes et des gneiss à grain fin, ajoutée à la convergence de leur morphoscopie permet d'affirmer qu'il s'agit bien là, si ce n'est du même matériel, du moins de matériaux de nature extrêmement voisine.

IIc β₂) Le leucosome.

Contrairement au paléosome, il est isotrope. De nature essentiellement quartzo-feldspathique il est constitué de :

- 38 % de quartz
- 23 à 35 % de plagioclase (Albite)
- 23 à 35 % de microcline
- 4 % de biotite et sillimanite

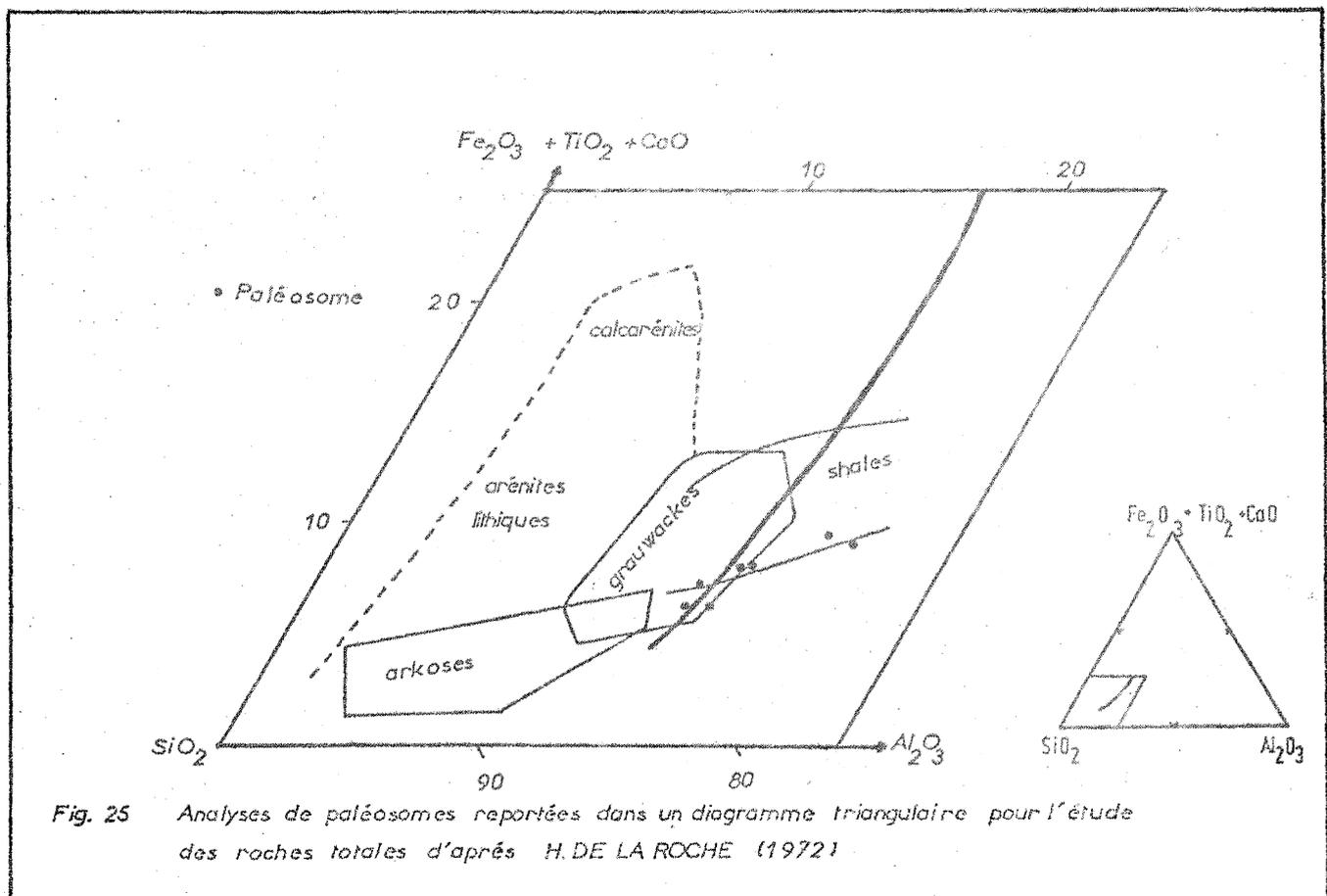
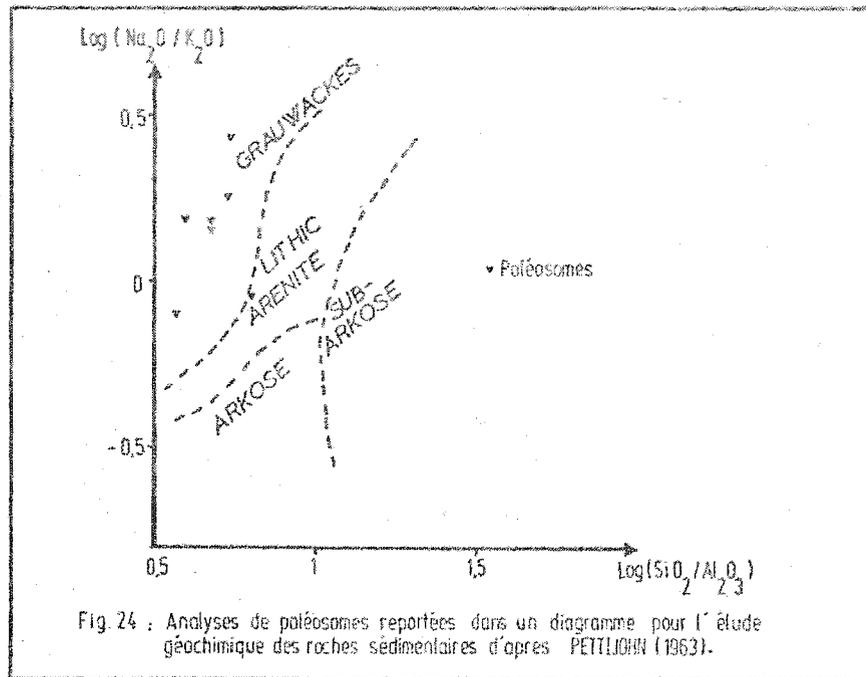
Les minéraux leucocrates, isogranulaires ont une taille plurimillimétrique. Le microcline, contient des globules de quartz, de plagioclase et même de microcline altéré, ce dernier possède alors une orientation cristallographique différente de celle du "cristal hôte".

Le plagioclase, moins riche en inclusions présente parfois des bourgeons de myrmékites au contact du feldspath potassique.

IIIc β₃) Le mélanosome.

Les parties sombres, très phylliteuses qui bordent les leucosomes possèdent une foliation très marquée. La composition moyenne est :

- 70 à 75 % de biotite
- 10 à 20 % de quartz
- 6 à 15 % de feldspaths
- 1 à 5 % de sillimanite et cordiérite.



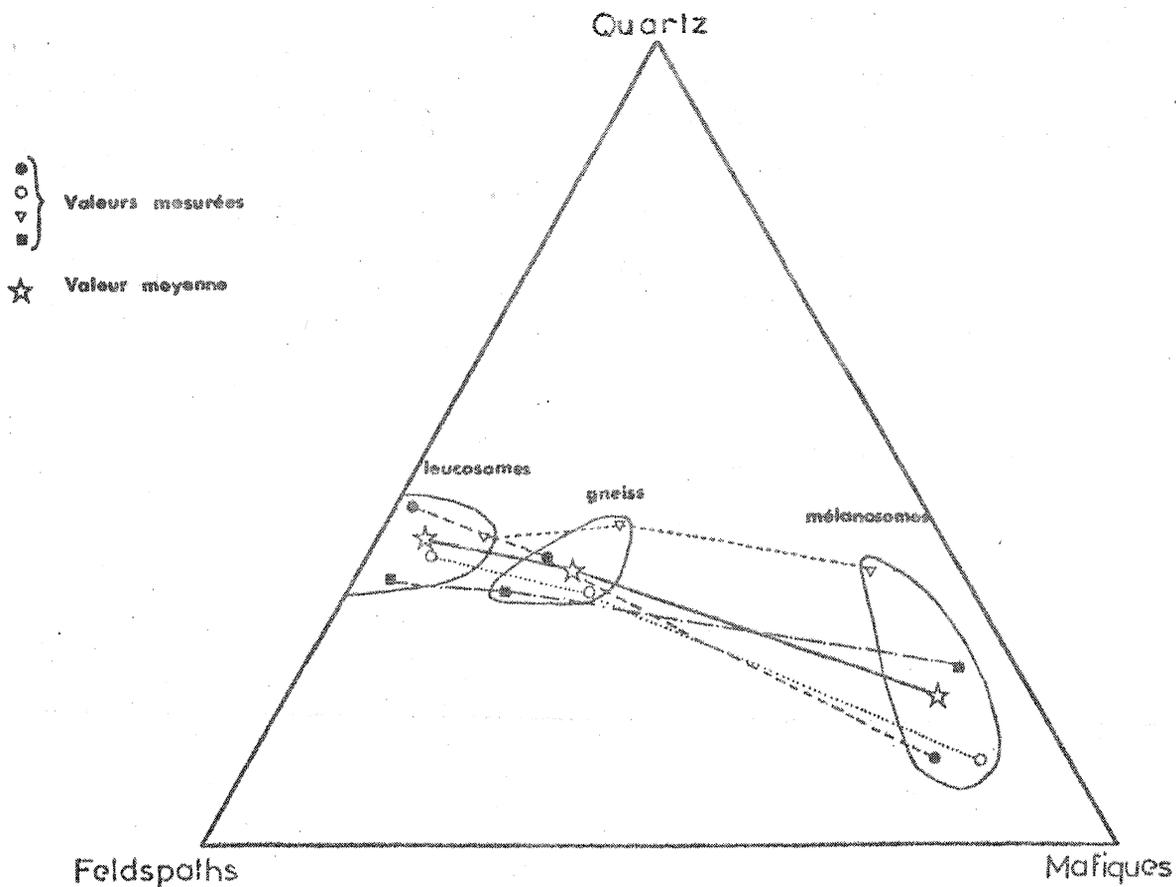


Fig. 26 Composition modale des triplets leucosome + mélanosome + paléosome. Les 3 points d'un même triplet sont colinéaires.

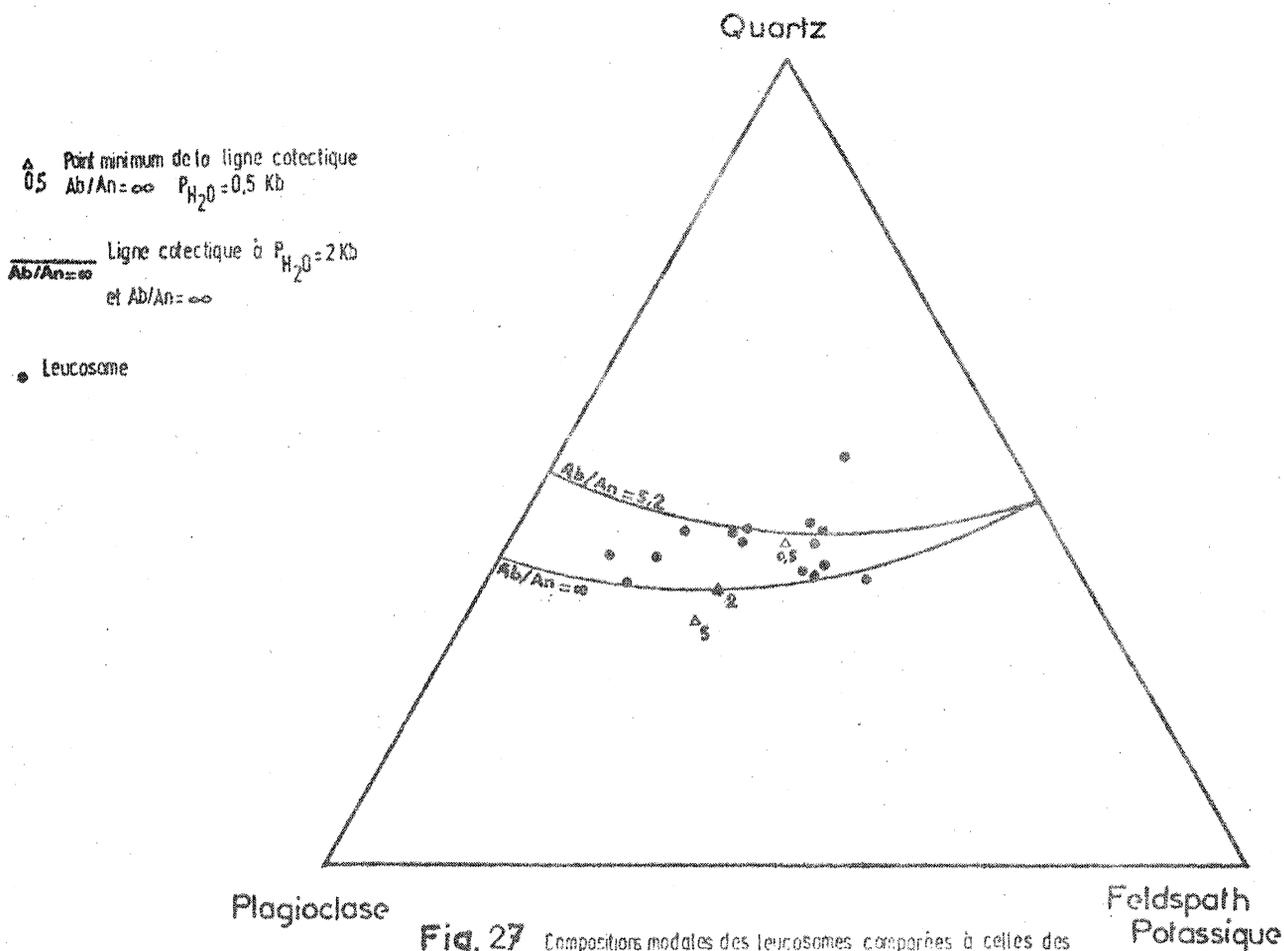


Fig. 27 Compositions modales des leucosomes comparées à celles des liquides obtenus par anatexis expérimentale.

De gros cristaux de muscovite se développèrent tardivement aux dépens de la sillimanite et de la biotite, oblitérant toutes les textures antérieures.

IIIc γ) Etude quantitative.

La figure 26 représente les résultats de comptages de points effectués sur 4 triplets paléosome + leucosome + mélanosome adjacents et reportés dans un triangle Quartz - Feldspath - Minéraux Mafiques.

Les trois valeurs leucosome, mélanosome, paléosome se trouvent approximativement sur une ligne droite, le paléosome se situant entre le leucosome et le mélanosome. A partir de ce diagramme il est possible d'affirmer que les membres extrêmes (leucosomes et mélanosomes) résultent de la différenciation du paléosome dans un rapport voisin de 0,38.

En d'autres termes, le néosome est le résultat d'une différenciation in situ du paléosome (MENHERT, 1968, p. 249). Les résultats de l'étude minéralogique du leucosome sont reportés dans un diagramme triangulaire Quartz : Plagioclase : Feldspath potassique (fig. 27). Les points représentatifs de ces roches se trouvent dans la partie centrale du triangle et leur composition est très voisines de celles des liquides obtenus par anatexie expérimentale de gneiss ou de grauwackes (WINKLER, 1974, p.280-287): Les leucosomes sont donc l'expression des liquides obtenus par fusion partielle de gneiss: du paléosome?

IIIc δ) Conclusion.

L'étude ci-dessus montre que les métatéxites du Massif de Saint-Malo sont le produit de la fusion partielle de gneiss analogues à ceux décrits dans la Vallée de La Rance.

Par le fait même, le paléosome devient un gneiss pas ou peu fondu le leucosome, un bain silicaté provenant de la fusion de ces gneiss, et le mélanosome un résidu cristallin ou restite.

Les différentes structures, stromatitique, phlébitique, ptygmatisique, surréitique, etc..., issues de la déformation des gneiss apparaissent étroitement liées aux proportions leucosome/mélanosome.

Le rapport néosome/paléosome, quant à lui, est très variable, parfois même le paléosome disparaît totalement, on a alors des diatexites.

III d) Les diatexites et les granites d'anatexie.

IIIId α) Aspect macroscopique.

Les diatexites affleurent dans la partie septentrionale du Massif de Saint-Malo et se caractérisent par l'absence ou la grande rareté du paléosome; celui-ci n'est alors représenté que par des enclaves gneissiques plus ou moins mobilisées.

L'allure très variable des diatexites, permet, schématiquement, d'en distinguer 3 grands types :

- Les diatexites rubanées qui, comme leur nom l'indique, possèdent un rubanement régulier, marqué par le mélanosome et parfois par de petites enclaves de gneiss à grain fin (structure stromatitique).
- Les nébulites, dans lesquelles le mélanosome, sous forme de schlierens, donne à la roche un aspect diffus et légèrement marbré.
- Les granites d'anatexie, homogènes, dans lesquels ne se distinguent ni schlierens, ni enclaves.

Tous les intermédiaires existent entre ces types extrêmes qui, somme toute, ne diffèrent que par une plus ou moins grande hétérogénéité.

IIIId β) Etude microscopique.

Chacune des parties des diatexites rubanées a une minéralogie respectivement comparable à celle des leucosomes et des mélanosomes des métatexites, si ce n'est, toutefois, que la teneur en anorthite du plagioclase des leucosomes est légèrement plus élevée (An_{10-15}) et que localement des mélanosomes affichent une plus grande richesse en cordiérite et en sillimanite.

Les nébulites, quant à elles, diffèrent par le fait que le mélanosome ne se sépare pas nettement du leucosome. Celui-ci est essentiellement quartzo-feldspathique. Le feldspath potassique, de grande taille, (microcline) englobe d'autres minéraux (feldspaths altérés, quartz, biotite) de forme arrondie avec parfois une frange réactionnelle.

Leur composition moyenne est :

- 35 % de plagioclase ($An_{15 \text{ à } 20}$)
- 31 % de quartz
- 22 % de microcline
- 12 % de biotite, sillimanite et cordiérite.

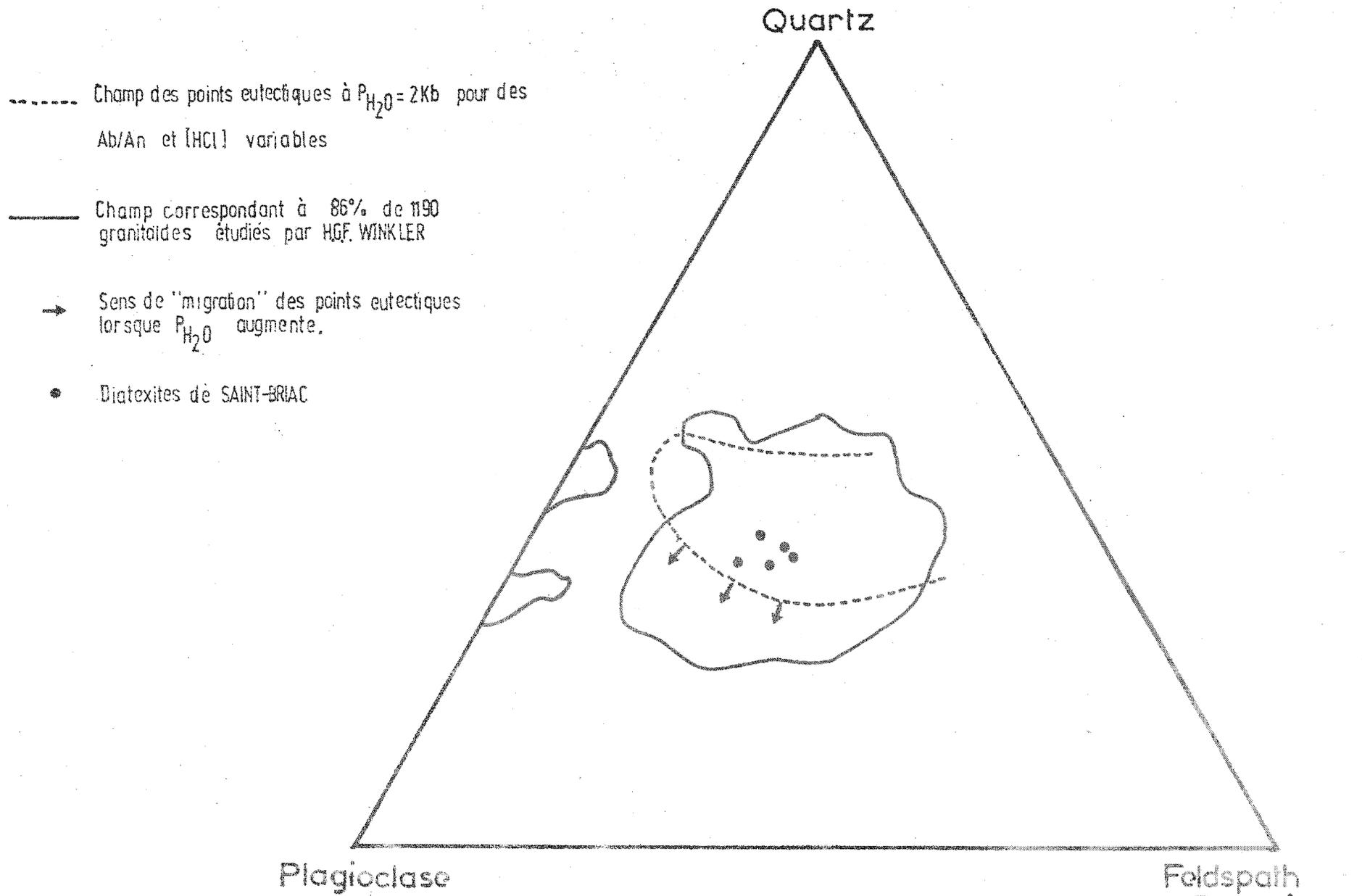


Fig. 28 Compositions des diatexites comparées aux
données expérimentales et de terrain.

Localement, les flammes mélanocrates disparaissent et les minéraux mafiques sont distribués de façon homogène dans la masse quartzo-feldspathique. La roche devient alors isotrope et prends l'aspect caractéristique d'un granite. Signalons que dans ce faciès, la biotite est caractérisé par des inclusions de rutile maclé sagénite.

III d) Interprétation et conclusion.

La composition minéralogique des diatexites, rapportée aux composants : Quartz : Plagioclase : Feldspath potassique, se localise dans la partie centrale du triangle (fig. 28), à la fois dans le champ des granitoïdes et dans les champs des compositions eutectiques (pour des rapports albite/enorthite variable et à $P_{H_2O} = 2$ kilobars (WINKLER, 1965).

Les figures de contournement et de turbulence observées autour des enclaves de quartz et de gneiss, attestent du passage des diatexites par un état magmatique

De tout ce qui précède on peut conclure que les diatexites sont bien le produit d'une anatexie avancée. Parmi celles-ci se distinguent les diatexites homogènes ou granites d'anatexie; les diatexites à structure nébulitique, et les diatexites hétérogènes rubanées ou a "schlieren structure". Il existe tous les intermédiaires entre ces différentes structures, ainsi d'ailleurs qu'entre les métatexites et les diatexites.

III c) Relations entre les différents types de migmatites.

La cartographie détaillée, réalisée dans la région de Saint-Briac permet d'envisager à grande échelle les relations des différents faciès migmatitiques entre eux.

La carte au 1/5500 (fig. 29) distingue deux grandes zones :

- l'une centrale, forme une bande orientée N 20; elle est constituée de diatexites rubanées et de nébulites, au coeur desquelles pointent des granites d'anatexie.
- l'autre, bordant la précédente à l'Est et à l'Ouest, montre une étroite imbrication des faciès diatexitiques et métatexitiques.

Le passage entre ces deux zones s'effectue par l'intermédiaire d'agmatites (flanc Ouest de la Pointe de la Garde Guérin, Ouest du Tertre Pelé).

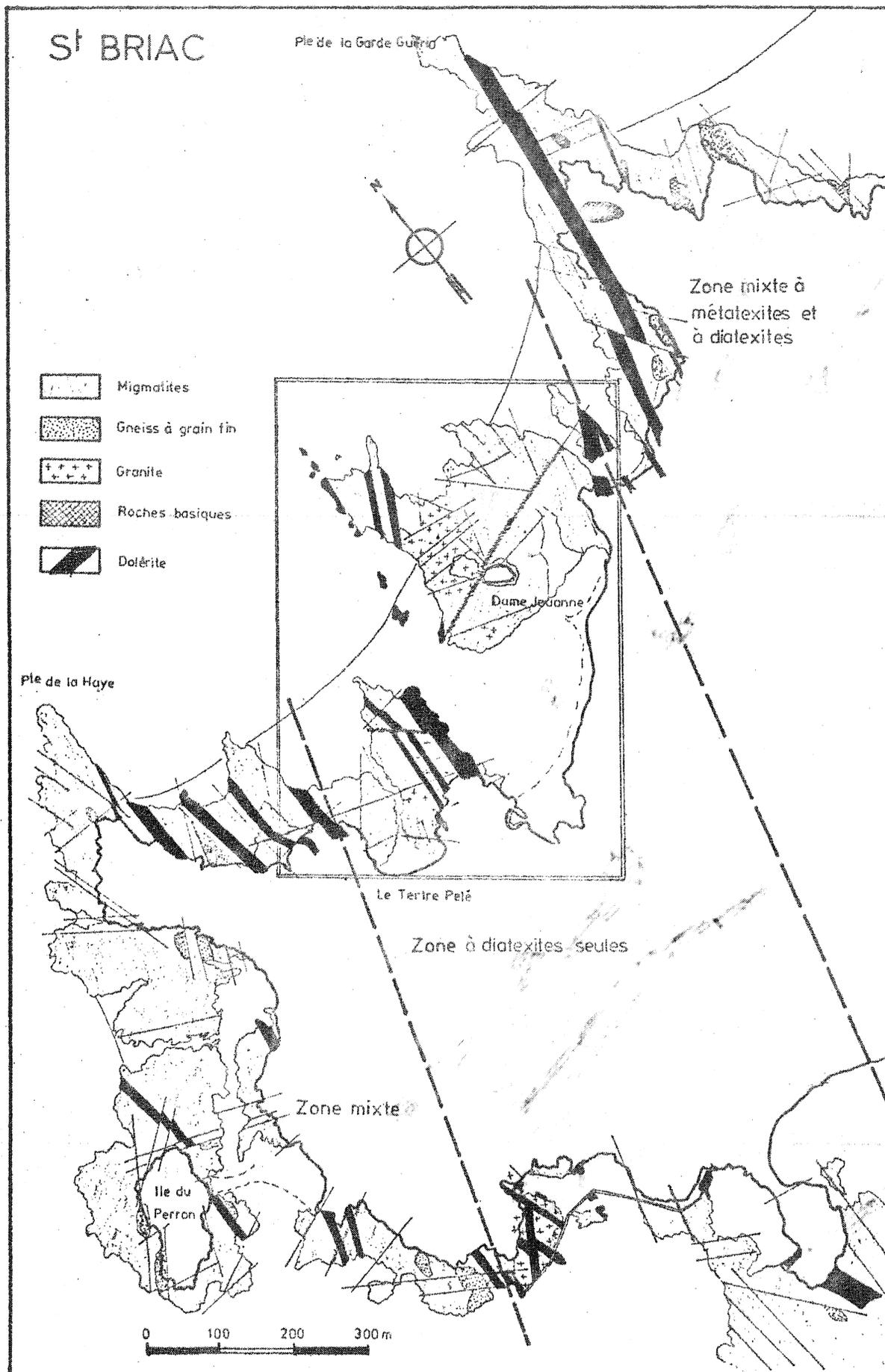


Fig. 29 Cartographie schématique des alternances de zones mixtes et de zones à diatexites seules.

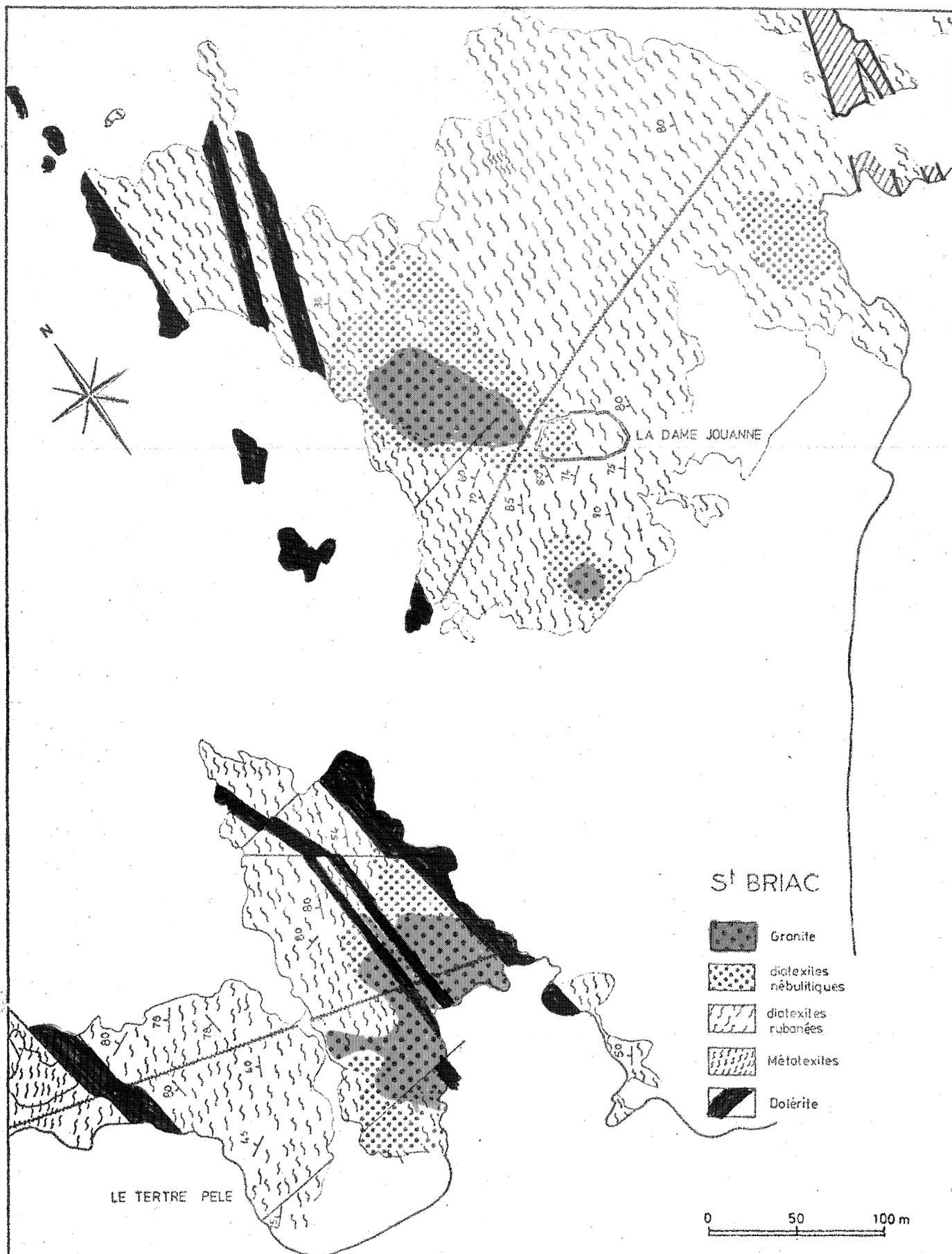


Fig. 30 Cartographie de détail à l'intérieur d'une zone à diatexites seules (cf. localisation fig. 29).

La carte au 1/1500 (fig. 30) figure le détail des changements de faciès à l'intérieur de la zone des diatexites.

Les granites forment de petites masses, décamétriques (Dame Jouanne - Est du Tertre Pelé). Ils sont entourés de diatexites nébulitiques auxquelles ils passent de façon progressive; il en est de même pour le passage des nébulites aux diatexites rubanées qui les entourent, ainsi que de ces dernières métatexites.

Le fait qu'il n'y ait aucune discordance, aucun passage brutal entre ces faciès, permet de penser que ces roches représentent des stades anatectiques plus ou moins évolués.

III f) Conclusion.

Le Massif de Saint-Malo présente une séquence complète de migmatisation, celle-ci va des gneiss peu mobilisés (veinite) aux granites d'anatexie en passant par les métatexites, les diatexites rubanées et les nébulites. Les différents faciès sont agencés selon un mode concentrique, les plus mobilisés occupant le centre de la structure. Le passage de l'un à l'autre de ces faciès, bien que parfois rapide, est toujours progressif.

L'affinité du paléosome des métatexites avec les gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance permet de considérer que ces derniers donnent un bon témoignage de la nature de la série qui a subi l'anatexie.

En d'autres termes le Massif de Saint-Malo présente une série métamorphique complète allant des gneiss du faciès schistes verts au Sud (Langrolay) aux migmatites et aux granites d'anatexie au Nord (Saint-Briac - Saint-Malo).

IV) Profil géochimique à travers le massif.

IVa) Introduction.

L'étude de la teneur en anorthite des gneiss à grain fin de la Vallée de la Rance a montré (fig. 4), des variations notables de celle-ci du Sud vers le Nord. Etant donné l'absence d'autres minéraux calciques, associés au plagioclase ces variations ne peuvent pas être attribuées à des variations d'intensité du métamorphisme, mais reflètent des variations originelles de composition des sédiments.

Afin de déceler d'autres modifications géochimiques éventuelles le long de la coupe, il a été établi un profil géochimique; de plus, celui-ci pourra fournir des renseignements sur l'évolution spatio temporelle de la sédimentation.

Ce profil est obtenu en figurant la teneur d'une roche en un élément donné, en fonction de sa position géographique le long de la coupe.

Les gneiss à grain fin se prêtent bien à cette étude en raison de l'absence de discontinuité d'affleurement le long de la coupe de la Vallée de la Rance. Cependant, les variations décimétriques à métriques de composition, de banc à banc, peuvent perturber la représentativité de l'échantillonnage, si celui-ci est effectué sans précaution, c'est ainsi que la composition chimique peut varier dans d'assez larges proportions d'un banc à l'autre, pour peu que l'un soit plus riche en phyllite et l'autre essentiellement quartzo-feldspathique. Aussi les analyses présentées ici (appendice I, fig. 5) portent elles dans la mesure du possible, sur un type constant de gneiss à grain fin. Malheureusement, les critères de choix sont relativement subjectifs et font principalement appel à une comparaison des caractères macroscopiques des échantillons. Il faut cependant remarquer que, malgré d'inévitables imperfections dues à l'échantillonnage, le nombre d'échantillons considérés est tel que, statistiquement, il remédie à ces imperfections.

Les courbes présentant les valeurs lissées au second degré (fig. 31 à 33), ont été divisées en secteurs correspondant à des tendances géochimiques homogènes, dont l'étude sera envisagée séparément.

IV b) Interprétation.

La figure 31 représente le profil pour Zr - CaO - Sr la figure 32 pour Rb, K_2O , Al_2O_3 et la figure 33 pour Na_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO. Le tableau n°5 schématise les résultats essentiels.

L'étude du profil se fera par tranches ou zones et ce en partant du Sud et en allant vers le Nord.

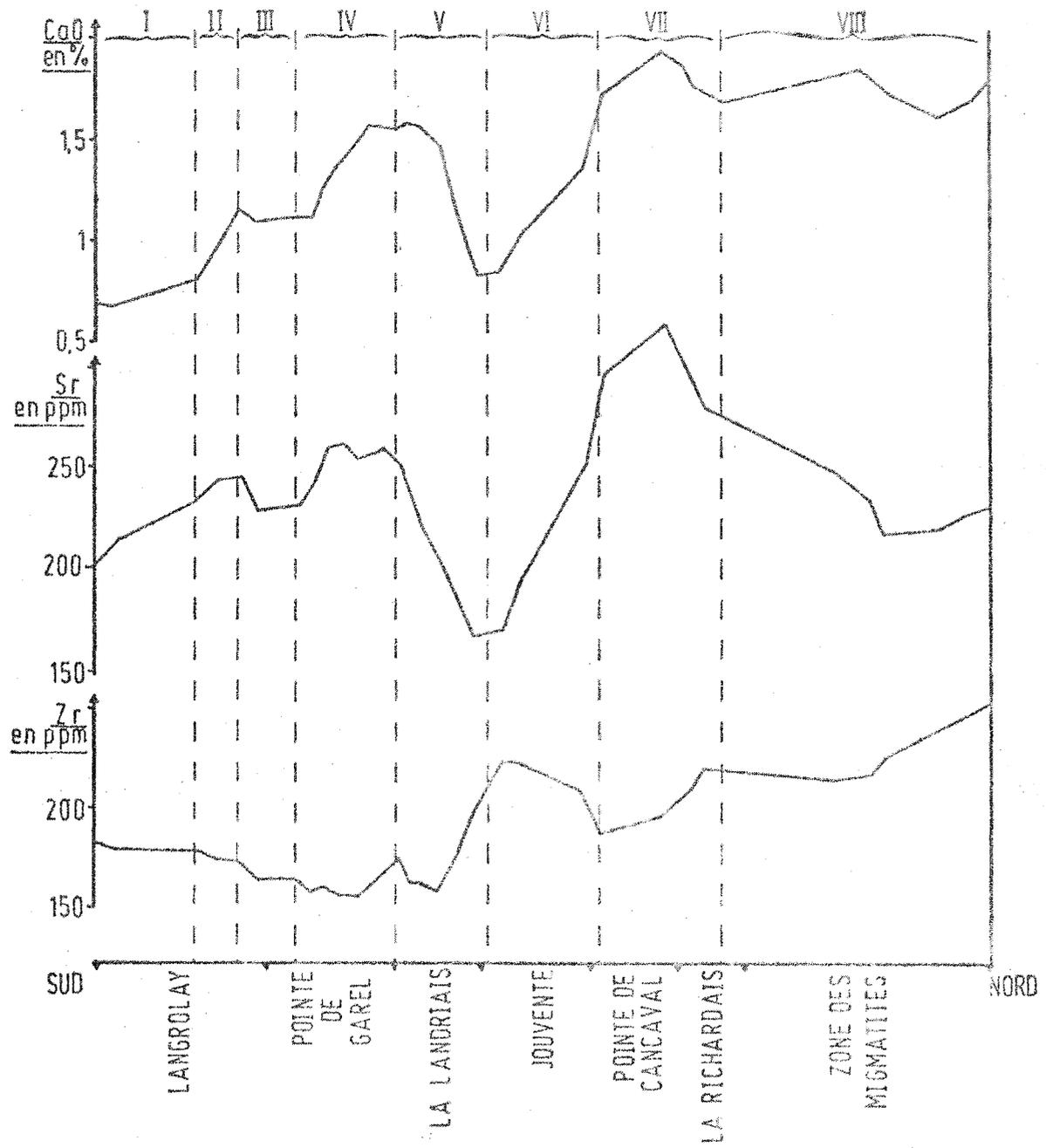


Fig. 31 : Profil géochimique Sud-Nord le long de la vallée de la Rance (CaO, Sr, Zr).

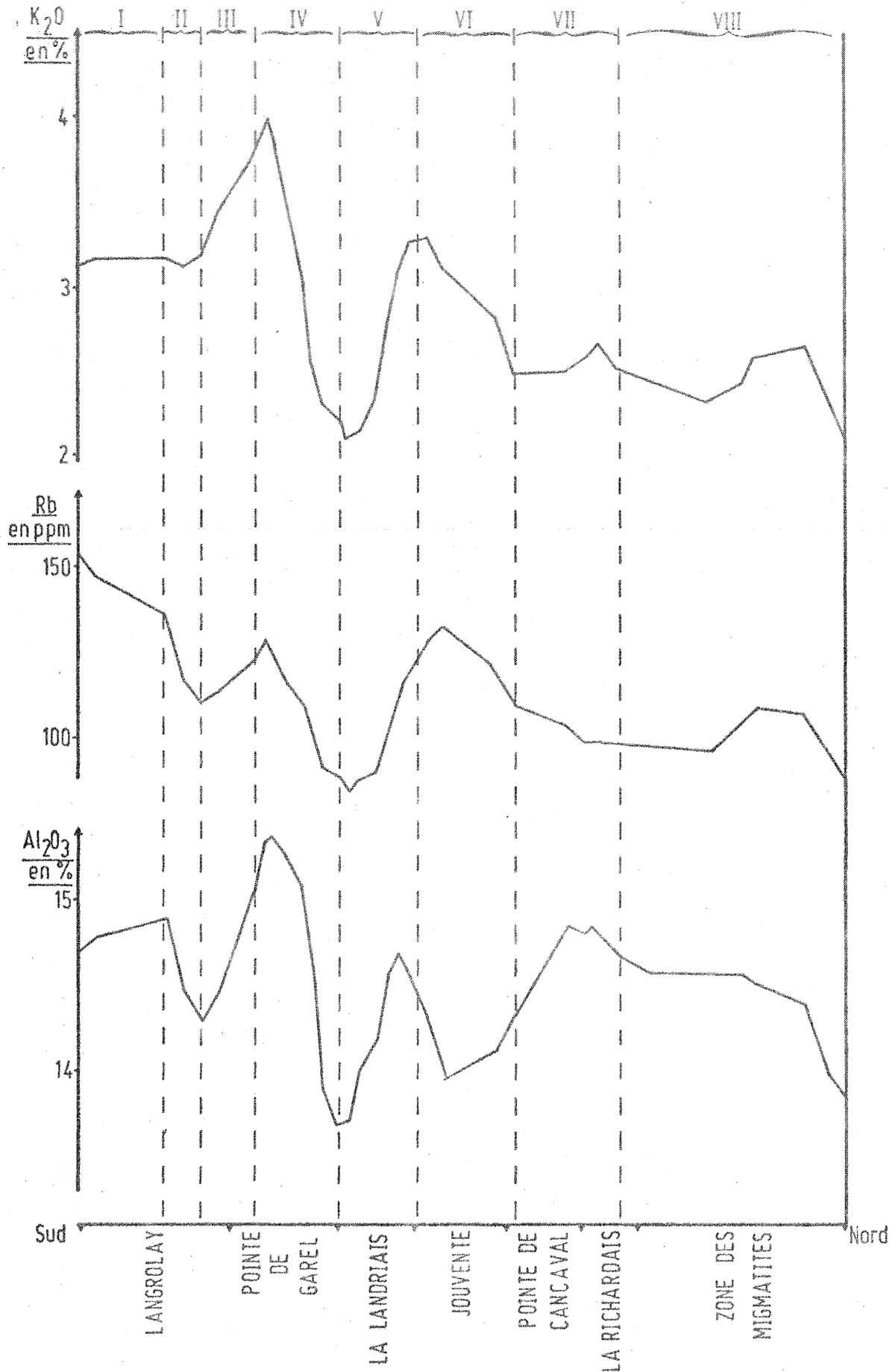


Fig. 32 Profil géochimique Sud-Nord le long de la vallée de la Rance (K₂O , Rb , Al₂O₃).

Zone I : Partie méridionale et médiane de la grève des Morlets à Langrolay.

Du Sud au Nord la teneur en Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , Al_2O_3 augmente, ainsi que celle en Sr , CaO , Na_2O , tandis que K_2O reste constant et que Rb diminue.

De ces variations géochimiques il est possible de tirer des conclusions en ce qui concerne la minéralogie du sédiment qui par métamorphisme a engendré les gneiss.

L'élévation des teneurs en Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 et Al_2O_3 permet de dire que le type de sédimentation devenait plus argileux (chlorite - illitique avec aussi un enrichissement en plagioclase (Na , Sr , Ca augmentent)).

Zone II : Partie septentrionale de la grève des Morlets en Langrolay (jusqu'à la Pointe de la Trégonnais).

Dans cette zone la chute de la teneur en Al_2O_3 et Rb , rapprochée de l'élévation de celle de Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 peut s'expliquer par une augmentation du nombre des chlorites et la diminution de l'illite.

Le K_2O est constant ce qui peut signifier que le feldspath potassique devient plus abondant (l'abondance compensant ainsi la chute de K_2O due à la diminution de l'illite).

La chute de Na_2O associée à l'augmentation de CaO et Sr peut s'interpréter comme due à une diminution du nombre de plagioclase associé à l'augmentation de sa teneur en anorthite ou à une augmentation du nombre de cristaux de calcite ou de zoïsite ou d'apatite.

Zone III : De La Pointe de la Trégonnais au Sud de la Pointe de Garel.

Ici aussi Fe_2O_3 , MgO et TiO_2 ont une évolution différente de celle de Al_2O_3 (qui croît). Cela peut être le fait d'une diminution du nombre de chlorite et d'une augmentation de celui de l'illite.

En ce qui concerne les feldspaths l'évolution est du même type que dans la zone II.

Zone IV : de La Pointe de Garel à la Landrionais.

Contrairement à K_2O et Rb , CaO et Sr augmentent, ainsi que Na (dans de plus amples proportions). L'explication de ceci peut se trouver dans le fait que le plagioclase devient plus abondant et qu'il s'enrichit en anorthite ou que le sédiment contient plus de calcite ou d'apatite ou de zoïsite etc...

La sédimentation devient moins argileuse (Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , Al_2O_3 décroissent).

Zone V : De La Landriais à Jouvente.

K_2O , Rb , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , Al_2O_3 indiquent un enrichissement en illite et en chlorite alors que CaO , Sr et Na_2O montrent une diminution du nombre des plagioclases. On note ici un brutal changement des tendances.

Zone VI : De Jouvente à la Pointe de Cancaval.

L'évolution se fait dans le même sens que dans la zone IV.

Zone VII : de La Pointe de Cancaval à La Richardais.

Mis à part un léger accroissement de l'abondance de l'illite et des chlorites, les commentaires sont les mêmes que pour la zone IV.

Zone VIII : Cette zone comprend les paléosomes des migmatites de La Richardais à Dinard.

On note une accentuation des tendances en ce qui concerne la substitution d'un matériel quartzo-feldspathique à un matériel argileux signalons toutefois la constance de CaO et la décroissance du Sr .

III c) Conclusion.

La figure 34 résume les grandes lignes du profil géochimique. Du Sud au Nord on note :

- de Langrolay à Garel : abondance de la fraction argileuse par rapport à la fraction arénacée.
- de Garel à La Landriais : croissance de la teneur en anorthite du plagioclase associée à une diminution de la fraction argileuse au profit de la fraction arénacée.
- de La Landriais à Jouvente : inversion brutale des tendances décrites précédemment.
- de Jouvente à la zone des migmatites : reprise de l'évolution commencée entre Garel et La Landriais.

Zones	Eléments										fractions argileuses phylli.		fractions feldspathiques	
	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	Al ₂ O ₃	Rb	K	Na ₂ O	CaO	Sr	Chlorite	Illite	KF	Plagio.	
	I	↗	↗	↗	↗	↘	→	↗	↗	↗	↗	↗	↘	↗
II	↗	↗	↗	↘	↘	→	↘	↗	↗	↗	↘	↗	↘	
III	↘	↘	↘	↗	↗	↗	↘			↘	↗	↗	↘	
IV	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↗	↗	↗	↘	↘	↘	↗	
V	↗	↗	↗	↗	↗	↗	↘	↘	↘	↗	↗	↗	↘	
VI	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↗	↗	↗	↘	↘	↘	↗	
VII	↗	↗	↗	↗	↘	↘	↗	↗	↗	↗	↗	→	↗	
VIII	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	→	↘	↘	↘	?	↗	

Tableau 5. Schématisation des résultats obtenus à partir du profil géochimique.

SUD
 LANGROLAY
 POINTE DE GAREL
 LA LANDRIAIS
 JOUVENTE
 POINTE DE CANCAVAL
 LA RICHARDAIS
 ZONE DES MAGMATITES
 NORD

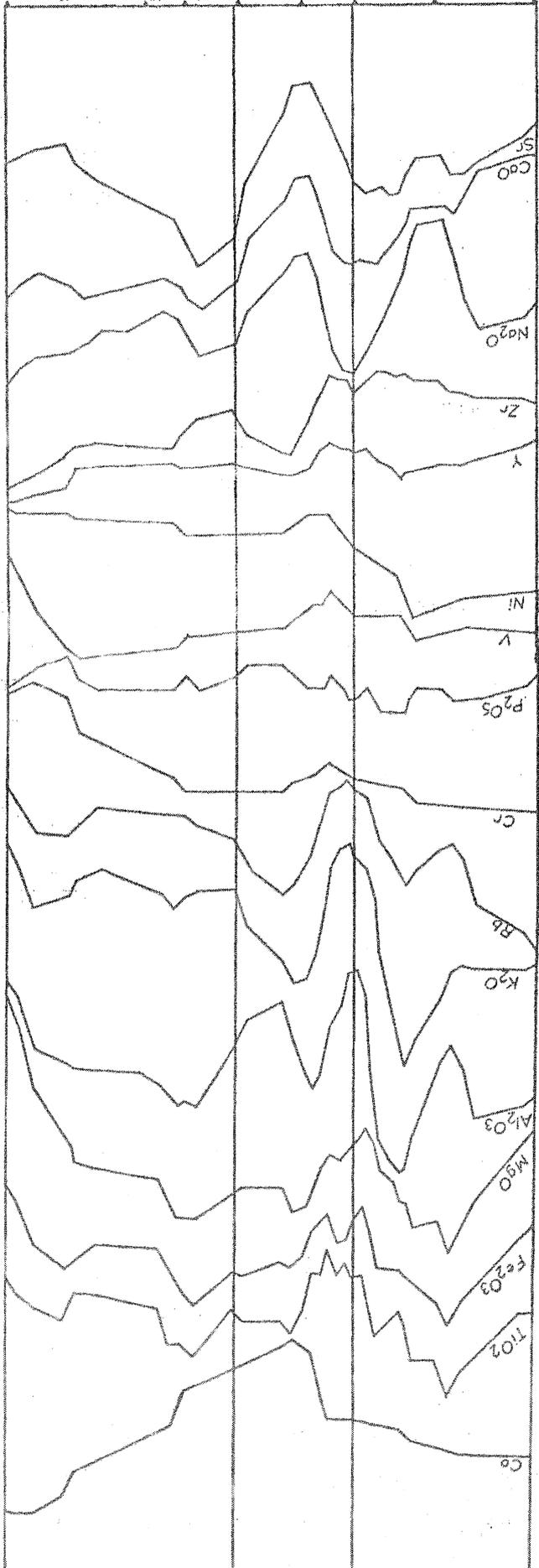


Fig34 Profil géochimique le long de la vallée de la Rance (valeurs relatives)

En d'autres termes, l'évolution sédimentologique de la série de la Vallée de La Rance, tendant du Sud au Nord vers une diminution de la fraction argileuse au profit de la fraction arénacée, marque une brève, mais très nette inversion de tendance au niveau de la cale de Jouvente.

Pour ce phénomène, deux interprétations sont possibles :

- il s'agit d'une répétition, sédimentologique, à grande échelle.
- La pile sédimentaire normale est affectée par une vaste structure synforme, provoquant ainsi, à l'affleurement une répétition de faciès.

L'étude comparative de ce profil et de la répartition des faciès métamorphiques le montrera, le cas échéant, dans cette seconde hypothèse, si les isogrades sont replissées comme semble l'être la série sédimentaire.

C) Le métamorphisme général.

1) Introduction.

C'est en termes de zonéographie que, le premier, en 1951, J. COGNE entreprend l'étude du métamorphisme de la Vallée de La Rance. Il met en évidence l'augmentation de l'intensité du métamorphisme du Sud vers le Nord et distingue trois grands ensembles :

- Les micaschistes supérieurs de Langrolay.
- Les micaschistes inférieurs du Minihic à La Richardais.
- Plus au Nord, les migmatites, à leur propos il montre que, en ce qui concerne leur genèse, il n'est "pas nécessaire de faire appel... à un apport extérieur".

D. JEANNETTE (1971) reconnaît la superposition de deux métamorphismes et trace les isogrades du dernier de ceux-ci.

L'étude du métamorphisme est contrariée par l'intense recristallisation post-cinématique affectant les gneiss et qui se traduit par la cristallisation de la biotite en arc polygonal dans les charnières des plis P_2 et P_3 , de quartz à texture granoblastique polygonale, de muscovite poeciloblastique et de tourmaline phénoblastique.

Toutefois, comme l'indique D. JEANNETTE (1971), il est possible de distinguer deux épisodes métamorphiques successifs.

- un épisode M_1 syn déformation D_1 .
- un épisode M_2 post D_2 et anté D_3 au Sud et syn D_3 au Nord.

Manifestée par l'apparition de métatexites durant la phase D_1 , la migmatisation ne s'épanouit que pendant les phases D_2 et D_3 . Durant ces phases vont se développer des métatexites et des diatexites hétérogènes et homogènes. Cependant le fait qu'elle se produise aux diverses étapes de l'évolution structurale (et donc métamorphique) me paraît être la propriété d'un métamorphisme plutôt plurifacial que polycyclique.

Cette notion reste très délicate à percevoir hors de la zone des migmatites car l'épisode M_2 y apparaissant relativement tardif (anté à syn D_3) une importante lacune de définition couvre la durée des déformations D_2 (entre M_1 et M_2).

II) L'épisode M_1 .

Il se manifeste par la présence d'une foliation S_1 associée aux déformations D_1 . Cette foliation est soulignée à Langrolay par de petites lames de muscovite et de biotite. Ces reliques effilochées sont déformées par la phase D_2 .

De la Pointe de La Trégonnais à La Richardais de fines aiguilles de sillimanite se trouvent blindées dans les cristaux de muscovite appartenant à M_2 . Si, localement, les petites lames de biotite subsistent toujours, par contre, les cristaux de muscovite qui leur étaient associés ont disparu.

Il semble donc possible de situer là le passage de l'isograde sillimanite @; celui-ci sépare un faciès à biotite-muscovite au Sud d'un faciès à biotite-sillimanite au Nord (ces deux derniers minéraux devaient vraisemblablement se trouver associés à un feldspath potassique, et à une cordiérite).

Cet épisode de métamorphisme, prograde vers le Nord mettait presque toute la Vallée de La Rance au delà de l'isograde de la sillimanite tandis que, par endroits, se développait une anatexie débutante ne dépassant pas le stade de la métatexie (Anse de La Gauthier).

Bien que cela soit probable, il n'est pas possible de prouver que les isogrades étaient alors centrées sur l'actuelle zone des migmatites. La seule indication qu'il soit possible d'obtenir, en ce qui concerne l'épisode M_1 , est qu'il s'agissait d'un métamorphisme de haute température qui atteignait son maximum d'intensité dans le Nord de la Vallée de La Rance.

III) L'épisode M_2 .

IIIa) Succession des faciès et isogrades.

Dans la partie méridionale de la Vallée de La Rance, les micas apparus pendant l'épisode M_2 , laissent voir une légère flexuration due à la schistosité de crénulation Sc_3 , tandis qu'ils se situent dans l'arc polygonal des plis P_2 . A cet endroit la phase M_2 est donc post D_2 et anté D_3 .

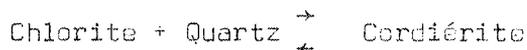
Plus au Nord, dans les gneiss à cordiérite et à sillimanite les minéraux symptomatiques de la phase M_2 soulignent la schistosité S_3 exprimée dans quelques niveaux de gneiss à grain fin, et traduisent ici le synchronisme de M_2 et de D_3 .

Du Sud au Nord il est possible de mettre en évidence une succession de faciès et le passage de plusieurs isogrades.

A Langrolay, les associations minérales M_2 sont du type :

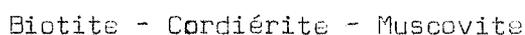
- chlorite - biotite - muscovite dans les gneiss à grain fin
- et - chlorite - épidote - actinote dans les gneiss calco-silicatés.

Entre la pointe de la Trégonnais et la Pointe de Garel, à la limite entre les micaschistes et les gneiss, la chlorite, devenue plus rare, disparaît totalement, alors que se rencontrent quelques cordiérites. Il semble possible de situer là le passage de l'isograde.



ou plus exactement, étant donné la diminution de l'abondance de la muscovite et l'accroissement de celle de la biotite chlorite + Muscovite + Quartz $\begin{matrix} \rightarrow \\ \leftarrow \end{matrix}$ cordiérite + Biotite + Eau.

Au Nord de cette ligne les gneiss à grain fin présentent des associations du type



Dans les niveaux calco-silicatés la chlorite a elle aussi disparu. Bien que les propriétés optiques très voisines de l'actinote et de la hornblende, n'aient pas permis de les distinguer, le passage actinote - hornblende semble s'effectuer entre la pointe de La Trégonnais et La Landriais au niveau de la Pointe de Garel.

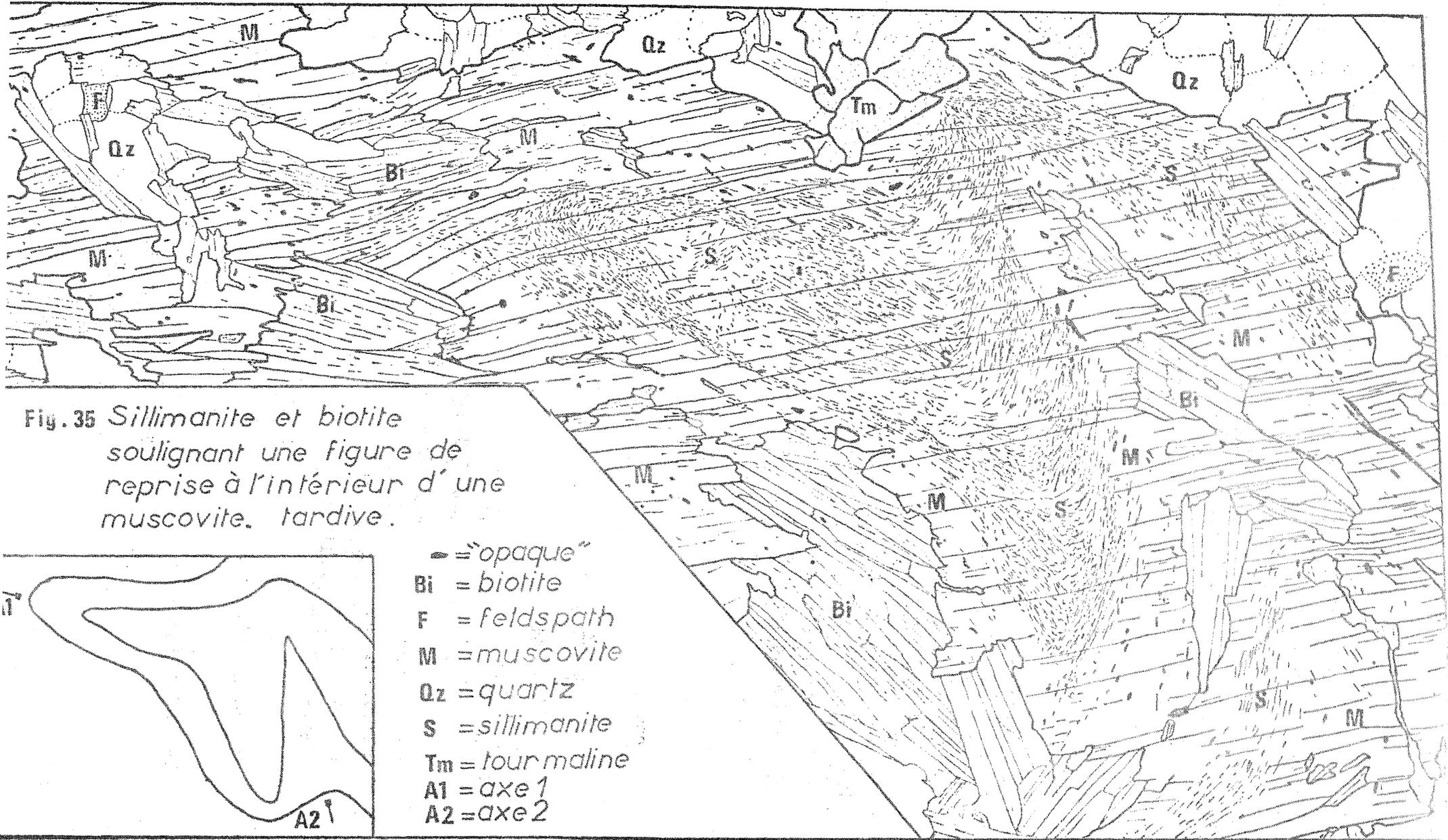


Fig. 35 Sillimanite et biotite soulignant une figure de reprise à l'intérieur d'une muscovite tardive.

- ◼ = "opaque"
- Bi = biotite
- F = feldspath
- M = muscovite
- Qz = quartz
- S = sillimanite
- Tm = tour maline
- A1 = axe 1
- A2 = axe 2

A 1200 mètres, plus au Nord, la muscovite a totalement disparu, laissant la place à la sillimanite (fréquemment associée à du microcline).

La réaction mise en cause ici, est du type



Eau.

A partir de cet endroit, trois types de sillimanite cohabitent (fig. 35) :

- dans les plis P_1
- dans l'arc polygonal des plis P_3
- le long des clivages des poeciloblastes de muscovite tardive, alors que, dans les plans (001) sa disposition est quelconque.

Ceci confirme, que, en ce lieu, la sillimanite a été stable ou métastable de la phase D_1 jusqu'à la cristallisation de la muscovite post D_3 .

Au Nord de l'isograde sillimanite Θ , les associations minérales sont du type Sillimanite - cordiérite - microcline

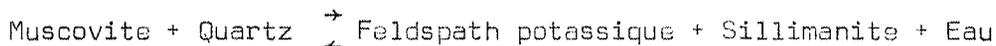
ou Cordiérite - microcline - biotite

ou Biotite - sillimanite - cordiérite

et Hornblende - plagioclase

dans les gneiss calco-silicatés.

Un kilomètre, encore plus au Nord, un peu avant la cale de Jouvente, la sillimanite disparaît totalement sur une distance de 750 m et l'on rencontre à nouveau quelques muscovites. Il semble donc que l'on ait une réaction du type.



cette réaction est à nouveau rencontrée 750 mètres plus au Nord.

Cet isograde est distant de 750 mètres de l'anatexie débutante, (entre Cancaval et le Port de La Richardais). Dans cette zone les roches basiques montrent des associations

Plagioclase - Hornblende - Diopside

les gneiss calco-silicatés

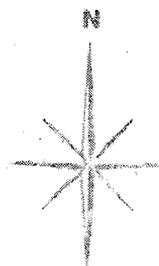
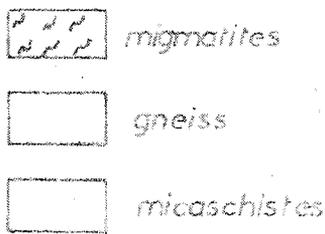
Hornblende - Plagioclase

les gneiss à grain fin

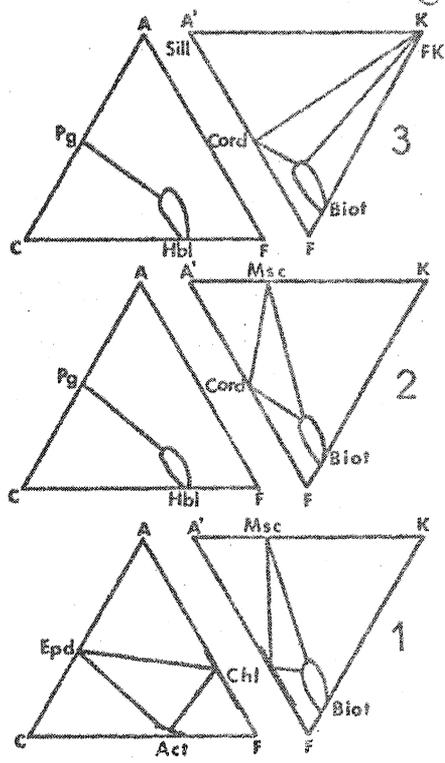
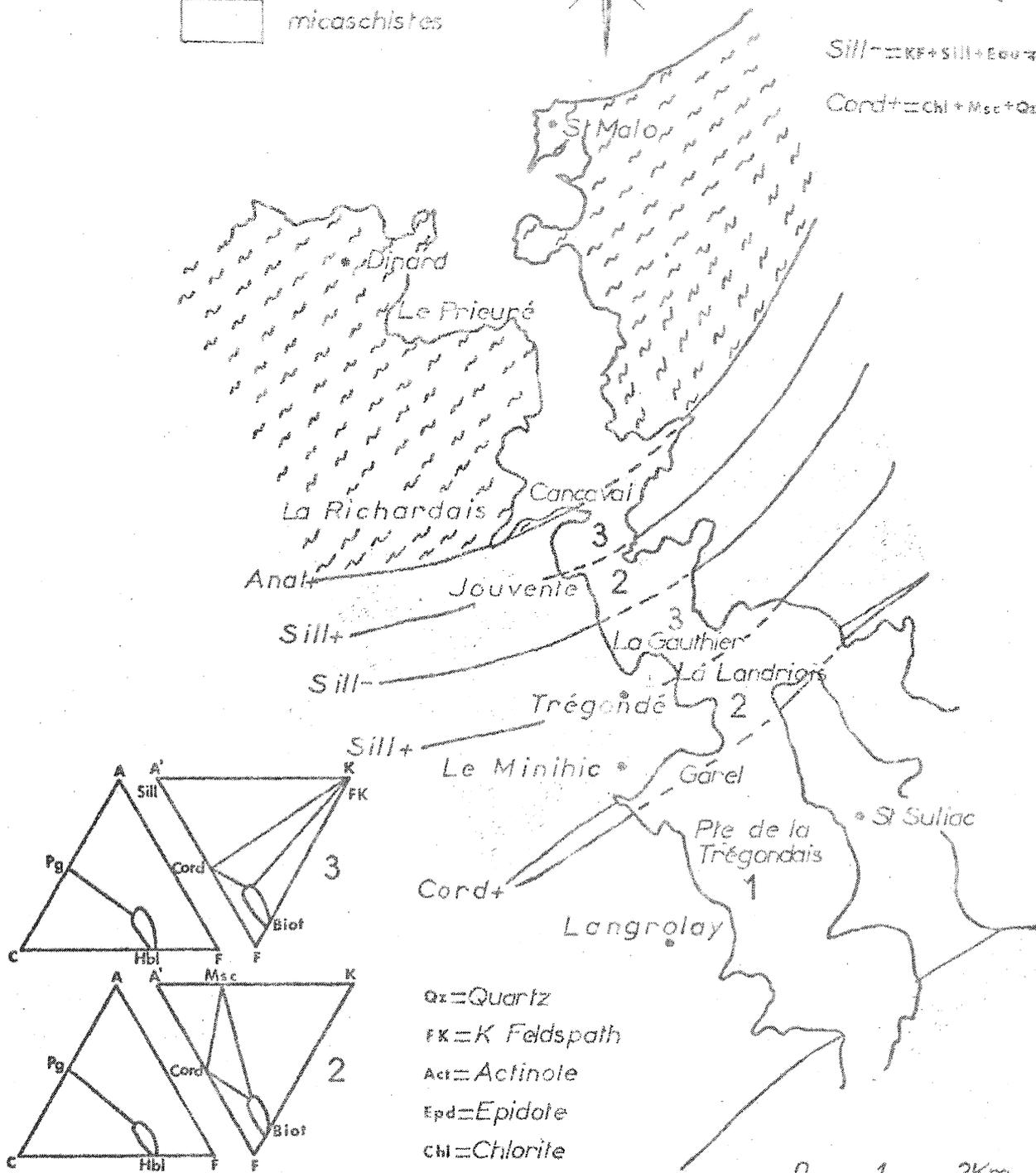
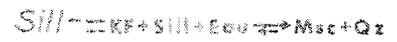
Sillimanite - Cordiérite - Microcline

Cordiérite - Microcline - Biotite

Biotite - Coridérite - Sillimanite.



ISOGRADES



- Qz = Quartz
- K = K Feldspath
- Act = Actinole
- Epd = Epidote
- Chl = Chlorite
- Biot = Biotite
- Msc = Muscovite
- Hbl = Hornblende
- Pg = Plagioclase
- Cord = Cordierite
- sill = Sillimanite



Fig.36: Répartition des isogrades M2 le long de la vallée de la Rance.

La succession des faciès (fig. 36) montre que le métamorphisme M_2 de type Abukuma (haute température et basse pression) croissant vers le Nord est centré sur la zone des migmatites.

III b) L'absence d'andalousite et de disthène.

La présence de sillimanite dans les zones de degré métamorphique élevé permettait de supposer l'existence de disthène ou d'andalousite dans les faciès de moindre température. Bien que le chimisme global des gneiss à grain fin varie dans d'assez faibles proportions le long de la coupe, aucun de ces deux silicates n'a pu être identifié. Ceci s'explique :

La figure 37 se divise en trois champs.

valeurs de $\{AI - (Na+2 Ca)\}/K < 1$ = Roches hyper alcalines

$1 < \{AI - (Na+2 Ca)\}/K < 3$ = Roches à orthose + muscovite

$\{AI - (Na+2 Ca)\}/K > 3$ = Roches à muscovite + Al_2O_3

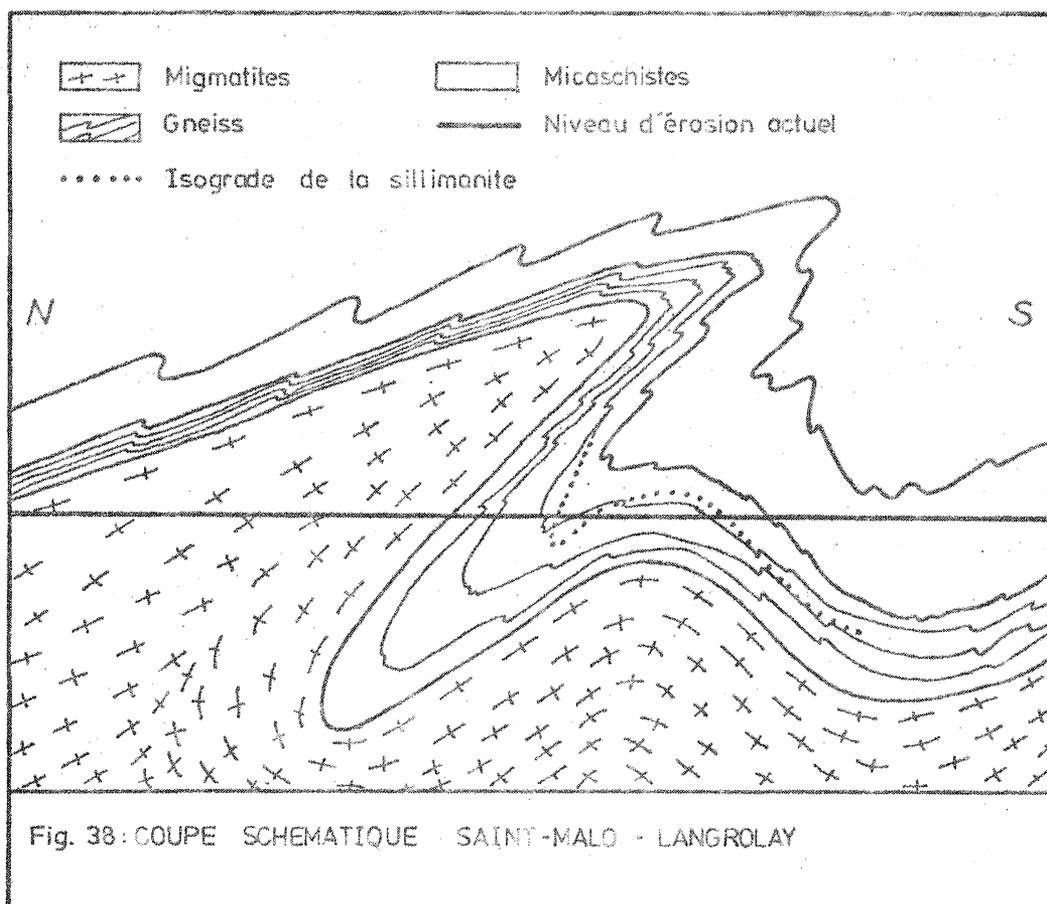
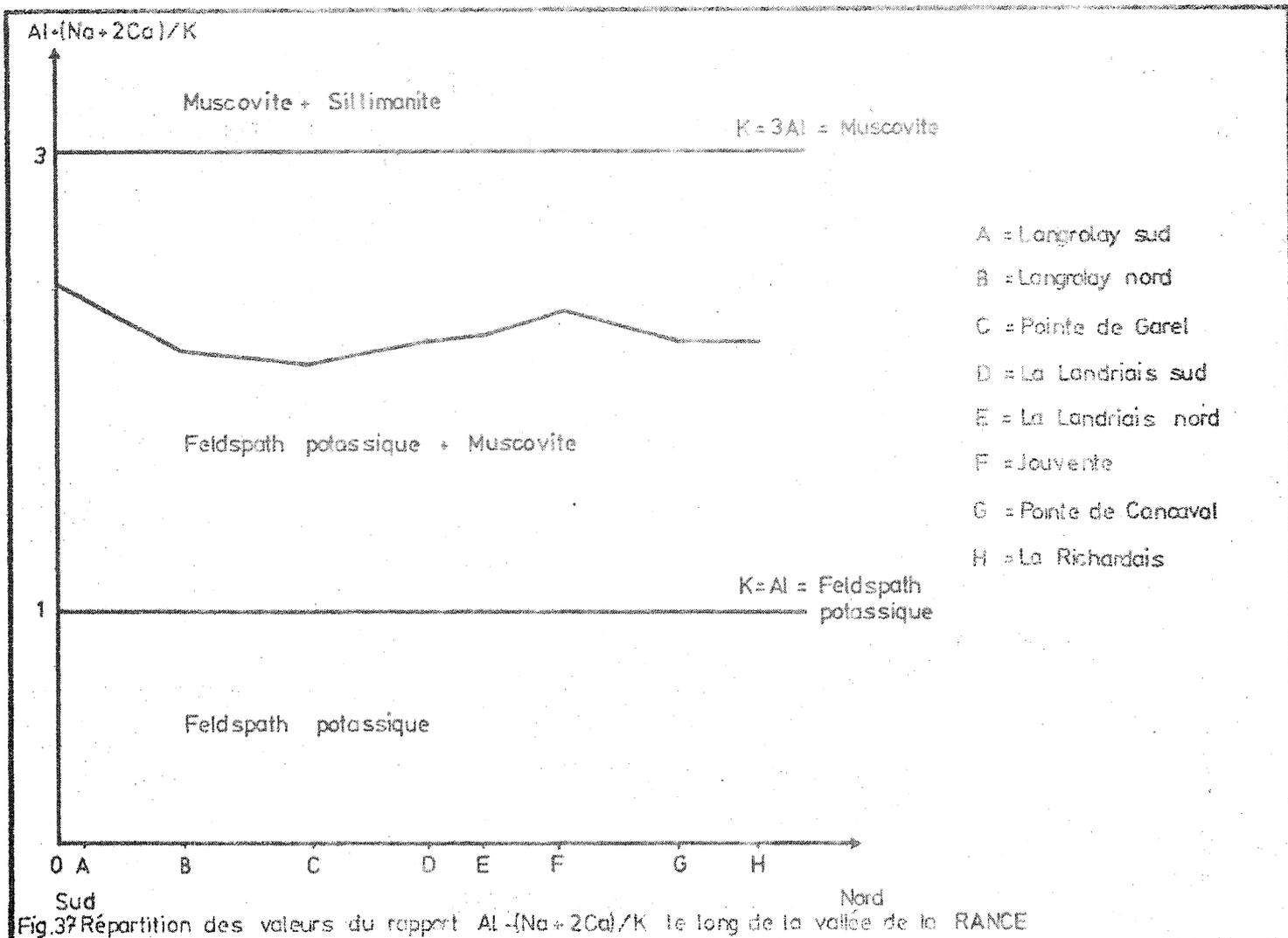
Les autres analyses de gneiss à grain fin reportées dans ce diagramme entrent toutes dans le champ où coexistent la muscovite et le feldspath potassique.

Ceci signifie que la composition chimique de ces roches est telle qu'elle ne permet pas la formation de silicate d'alumine en présence de muscovite. En d'autres termes, ces gneiss contiennent suffisamment de potassium pour que tout l'aluminium s'y trouve dans le feldspath potassique et la muscovite; c'est la disparition de cette dernière qui entraînera l'apparition d'andalousite ou de sillimanite.

Seule la sillimanite a été observée dans la vallée de La Rance, elle naît de la destruction de la muscovite en présence de quartz, et ce, avant que l'anatexie affecte les gneiss. Ceci permet de celer avec précision le gradient métamorphique.

III c) Du plissement de l'isograde de la sillimanite.

Un résultat de l'étude précédente est qu'ici l'existence ou l'absence de sillimanite situe les conditions métamorphiques par rapport à l'isograde (muscovite + quartz θ).



La cale de Jouvento, où disparaît la sillimanite (fig. 36) est aussi le lieu où les profils géochimiques (fig. 34) accusent une brève et brusque inversion de tendance : l'isograde de la sillimanite montre la même récurrence que la série métamorphique.

Il ne peut donc pas être question d'une alternance sédimentaire à grande échelle, car dans ce cas le tracé des isogradés n'aurait aucune raison de souligner la structure lithologique. D'autre part la probabilité pour qu'une variation lithologique complexe coïncide avec la situation d'une enveloppe isograde est très faible.

Il s'agit donc plus vraisemblablement d'une vaste synforme, affectant toute la série de la Vallée de La Rance postérieurement à l'épisode M_2 ; cette hypothèse permet d'expliquer le fait que la déformation des isogradés soit analogue à celle de la série sédimentaire (fig. 38).

En d'autres termes la déformation affecte une pile sédimentaire dans laquelle le métamorphisme M_2 a déjà laissé son empreinte.

Cette hypothèse d'une répétition tectonique est cohérente avec l'étude du gradient géothermique.

IV) Le gradient géothermique durant M_2 .

IV a) Essai de reconstitution.

Le positionnement précis des isogradés permet d'évaluer l'allure générale du gradient géothermique. Bien évidemment les résultats ainsi obtenus ne sont significatifs qu'en valeurs relatives et non pas en valeurs absolues.

Les courbes expérimentales utilisées pour la construction du diagramme (fig. 39) sont les suivantes :

A : Chlorite + Muscovite + Quartz \rightleftharpoons Cordiérite + Biotite + Eau
(SCHREYER et YODER, 1964; SCHREYER, 1965 ; HIRSCHBERG, dans WINKLER, 1967

B : Muscovite + Quartz \rightleftharpoons Silicate d'alumine + Feldspath potassique + Eau
(ALTHAUSS et al., 1970).

C : Albite + Orthose + Quartz + Eau \rightleftharpoons Liquide

Les valeurs corrigées en fonction de la teneur en anorthite (An_{40}) du plagioclase du paléosome sont extraites de MERRIL et al., (1970) et de TUTTLE et BOWEN (1968).

D : Andalousite \rightleftharpoons Sillimanite

(WINKLER, 1974) pour le point triple.

WINKLER a adopté une position intermédiaire entre celle définie par ALTHAUS (1967, 1969) et celle de RICHARDSON (1966, 1969).

La construction graphique du gradient géothermique repose sur deux hypothèses :

- l'augmentation de la pression est directement proportionnelle à l'accroissement de la profondeur (1 kb \approx 3500 m).
- le gradient passe par le point de pression $1015 \cdot 10^{-6}$ kb et de température 15°C .

Etant donné que la réaction muscovite + quartz \rightleftharpoons orthose + $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ se produit dans le champ de stabilité de la sillimanite et avant l'anatexie, on en déduit que le gradient passe entre les points définis par l'intersection des courbes B et D, et C et D (fig. 39).

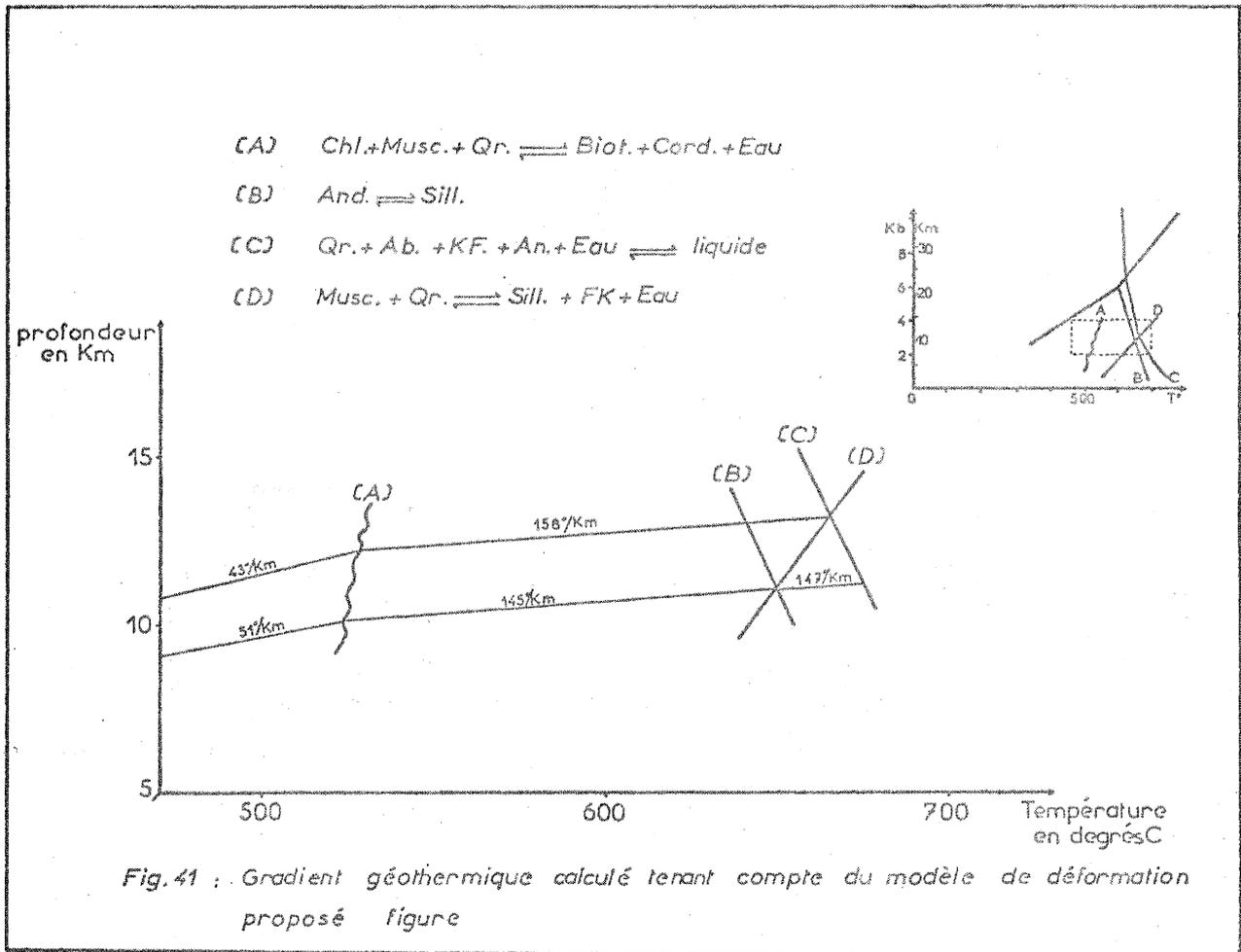
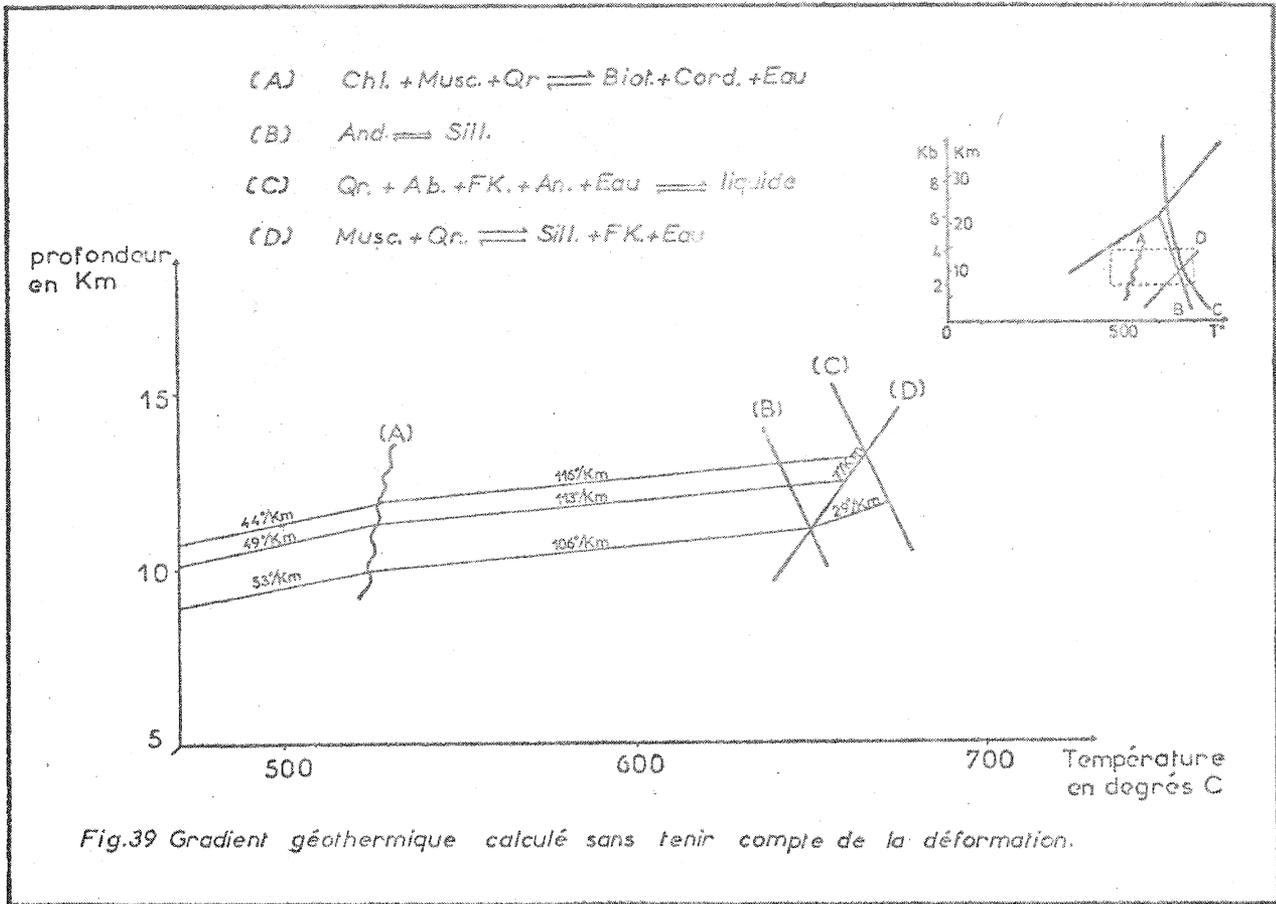
Connaissant la distance (sur le terrain) entre les différents isogrades (cf. page 37) on peut calculer l'intersection des gradients limites avec la courbe A et avec la courbe C.

Puis sachant que le gradient passe par le point $P = 1015 \cdot 10^{-6}$ kb et $T^{\circ} = 15^{\circ}\text{C}$ on en déduit sa valeur entre l'origine du diagramme et la courbe A.

IV b) De l'allure du gradient géothermique.

La figure 39 représente le gradient géothermique, tracé en assimilant la profondeur (et donc la pression) aux distances séparant les isogrades à l'affleurement. Dans ce cas le gradient passe de $44 - 53^{\circ}/\text{km}$ dans les micaschistes à $106 - 116^{\circ}/\text{km}$ dans les gneiss à cordiérite (entre la pointe du Garel et La Landriais) puis à $7 - 29^{\circ}/\text{km}$ à l'approche de la zone des migmatites.

L'allure générale des gradients limites montre la présence d'une anomalie thermique (DEN TEX, 1975) probablement centrée sur la zone des migmatites. La chute brutale du gradient au seuil de l'anatexie, laisse supposer l'existence d'une déformation de l'anomalie, en effet, on aurait pu penser aboutir, dans les zones de degré métamorphique élevé, à une accentuation de la montée du gradient, c'est à dire à un phénomène inverse de celui observé.



A dire vrai, ce comportement était tout à fait prévisible, car l'allure de la répartition des isogrades, et l'aspect des profils géochimiques, ont montré que, postérieurement au métamorphisme M_2 , la série de la Vallée de La Rance avait été affectée par des plissements de taille kilométrique.

En calculant à nouveau le gradient limite, mais en tenant compte cette fois-ci, des distances entre les isogrades, calculées à partir d'un modèle de structure analogue à celui représenté figure 40 on obtient le tracé de la figure 41. Le modèle de déformation provient de l'intégration des données :

- du profil géochimie
- de l'allure des isogrades
- de la géologie structurale (BRUN, 1976).

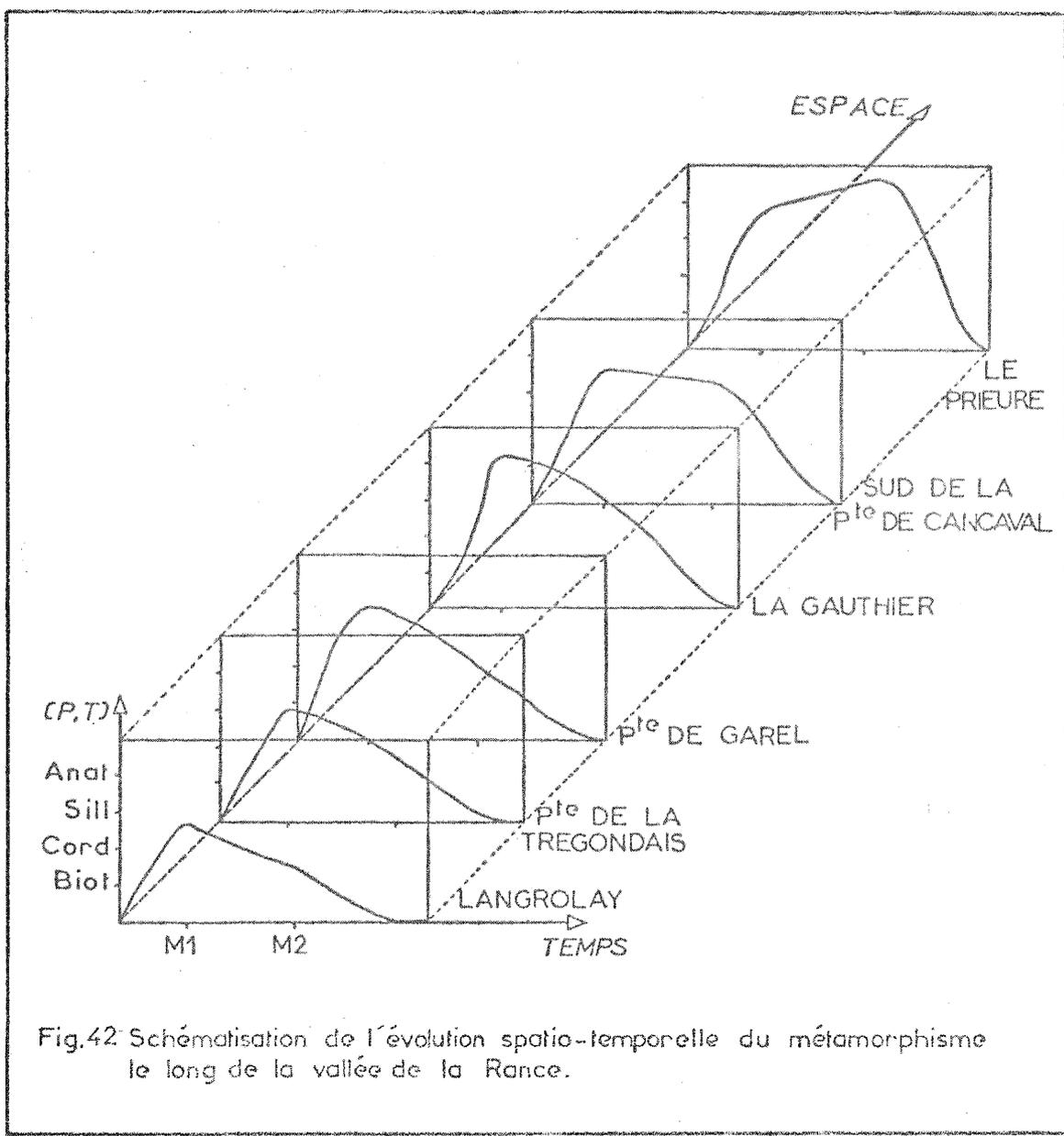
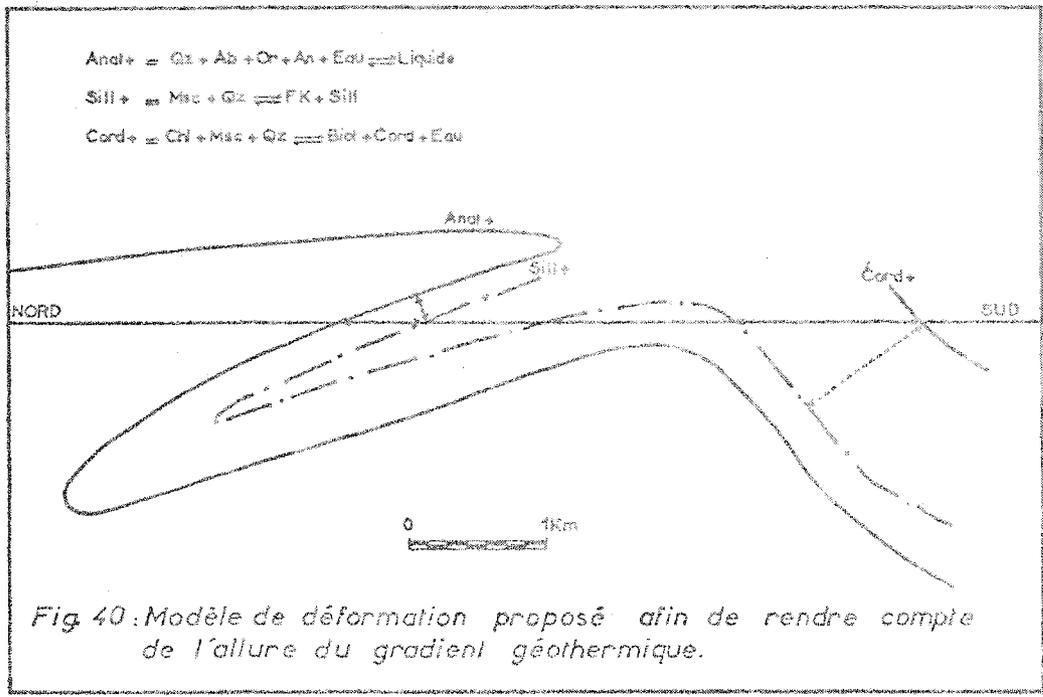
L'allure générale du gradient est alors modifiée, il passe de $43 - 51^\circ/\text{kilomètre}$ dans les micaschistes à $145 - 158^\circ/\text{km}$ dans les gneiss à cordiérite et dans les gneiss à cordiérite et sillimanite. La courbe quitte son aspect convexe puis concave pour prendre une allure uniformément convexe. Ceci signifie que le modèle de plissement proposé figure 40, est un de ceux qui peuvent rendre compte, non seulement de la déformation de la série métamorphique, mais aussi de l'existence d'une anomalie thermique centrée sur la zone des migmatites.

V) Conclusion : Evolution spatio-temporelle du métamorphisme.

L'évolution spatio-temporelle du métamorphisme dans le Massif de Saint-Malo est résumée dans la figure 42.

La série sédimentaire métamorphisée était constituée à l'origine de grauwackes alumineuses contenant des passées plus calciques.

Lors de l'épisode M_1 existait une anomalie thermique probablement moins importante que pendant M_2 , mais déjà vraisemblablement centrée sur la zone des migmatites. Le "dôme" thermique permettait le développement de la sillimanite dans presque toute la partie septentrionale de la Vallée de La Rance, tandis que localement débutait l'anatexie.



Cet épisode est contemporain de la mise en place des granitoïdes de Langrolay et de La Landriais. La phase de déformation D_3 déforme des granitoïdes post D_2 mis en place dans la partie supérieure de la mésosone (Garel).

Entre M_1 et M_2 les isothermes se sont resserrés autour de la zone des migmatites, qui mérite alors le nom de noyau migmatitique, provoquant une rétro-morphose dans la partie méridionale du massif et une fusion massive des gneiss du noyau. L'épisode M_2 est de type Abukuma, basse pression et haute température, croissant vers le Nord et centré sur la zone des migmatites.

La différence de densité entre les gneiss et le liquide provoque une instabilité gravitaire qui engendre la remontée diapirique des diatexites et des granites d'anatexie (BRUN, 1975, 1976). La remontée des migmatites dans les antiformes et l'affaissement relatif des gneiss et micaschistes dans les synformes donne sa structure en dôme au Massif.

La synforme, mise en évidence au niveau de la cale de Jouvente, peut être, alors, assimilée à un "rim syncline".

Nous voyons ici que les faits pétrographiques et géochimiques associés à l'étude structurale et à l'analyse de la déformation (BRUN, 1975, 1976) confirment l'interprétation du Massif de Saint-Malo en tant que dôme gneissique (BRUN, 1975, 1976).

Autour d'un noyau migmatitique se dispose d'abord un manteau de gneiss à cordiérite et à sillimanite, eux mêmes enveloppés de gneiss et micaschistes à biotite et muscovite.

D) Conclusion de la 1ère partie : Apports et place de ce travail dans le cadre géologique régional.

Les formations lithologiques du Massif de Saint-Malo, ont été, en ce qui concerne leur âge, à l'origine d'hypothèses diverses.

ABRARD (1923) les attribue à l'hercynien, COGNE (1965) à l'hercynien-calédonien, BARROIS (1893) au calédonien, GRAINDOR et WASSERBURG (1962), LEUTWEIN et SONET (1968) à l'hercynien-cadomien, JEANNETTE (1971) au Cadomien et enfin BROWN, BARBER et ROACH (1971) en Pentévrien.

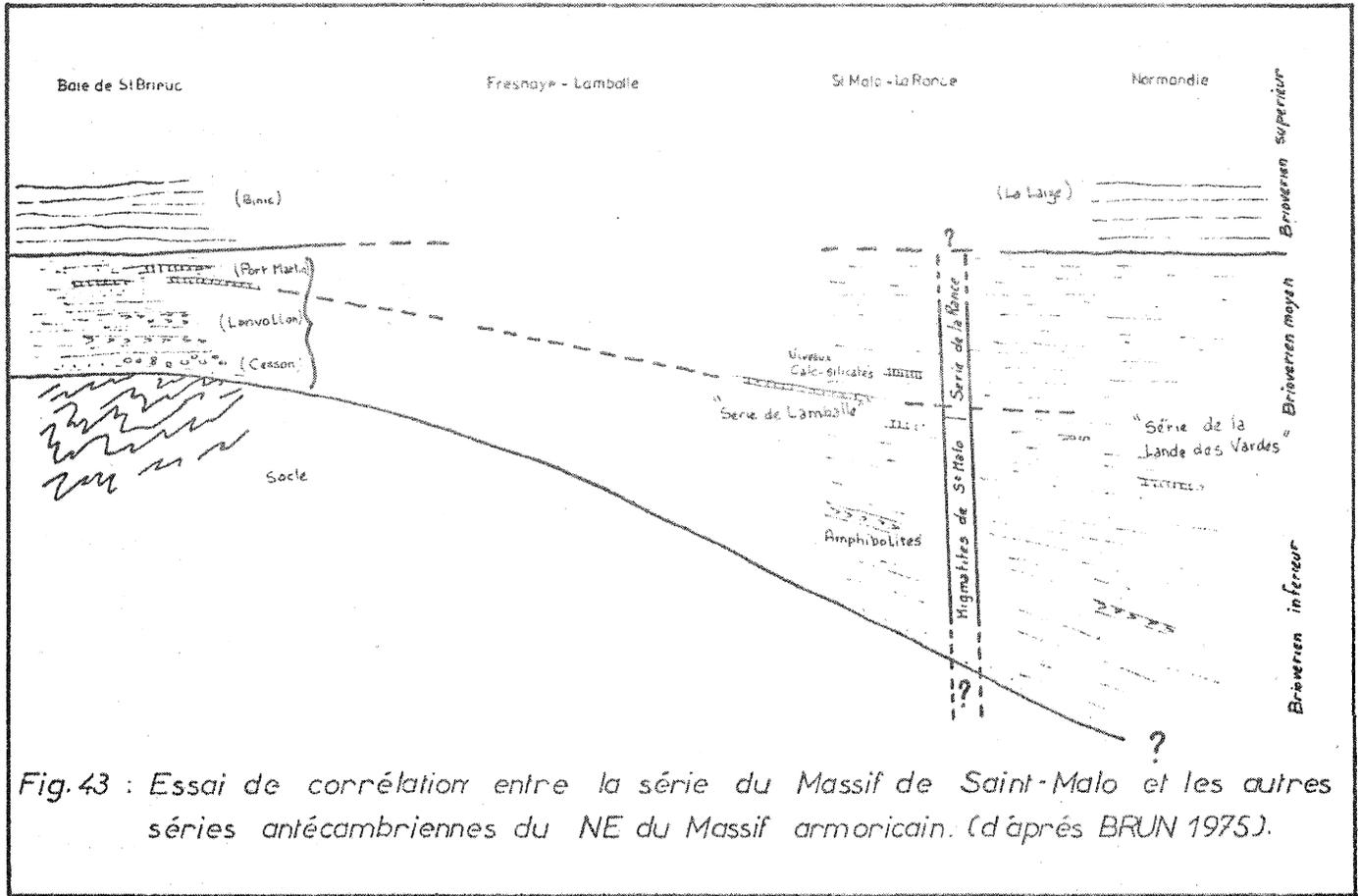


Fig.43 : Essai de corrélation entre la série du Massif de Saint-Malo et les autres séries antécambriennes du NE du Massif armoricain. (d'après BRUN 1975).

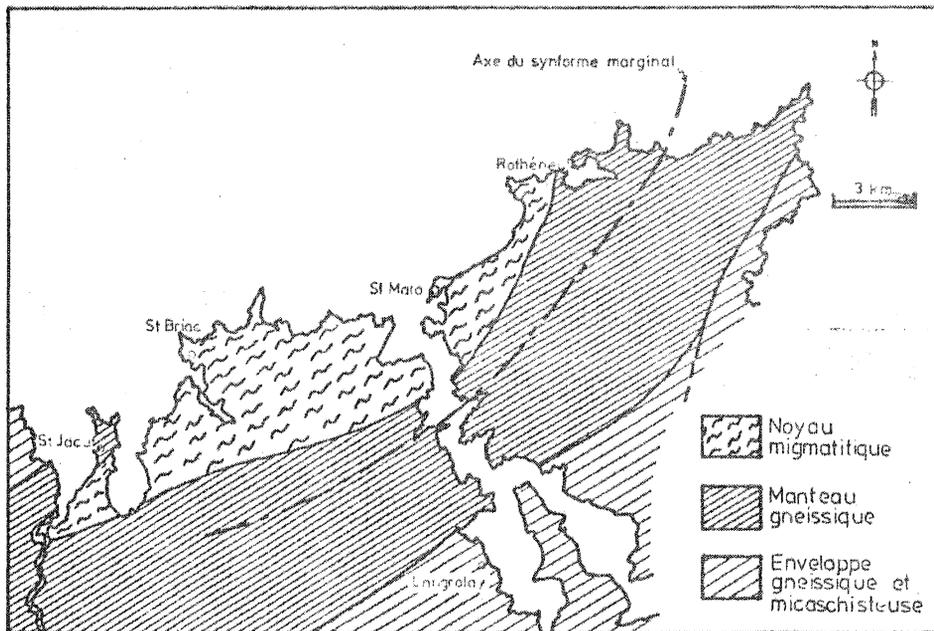


Fig.44: Carte schématique du dôme gneissique de St-Malo, d'après J.P BRUN (1975).

HAMEURT et JEANNETTE (1971) y distinguent même un groupe de base grossier (groupe de Saint-Cast) et une série supérieure (série de la Vallée de La Rance). En outre ces auteurs réduisent le rôle joué par la migmatisation dans le domaine septentrional.

1) Polarité et position stratigraphique de la série.

L'étude pétrographique et géochimique a permis de préciser la polarité de la série de La Vallée de La Rance.

Les gneiss à grain fin présentent au Sud (Langrolay et Saint-Suliac) des faciès riches en minéraux phylliteux tandis que, dans les zones septentrionales dominant les faciès à tendance plus quartzo-feldspathique.

Ces arguments, associés au fait qu'il n'a pas été possible de prouver l'existence d'une mégastucture D_1 en nappe (hypothèse émise avec beaucoup de précautions par JEANNETTE (1971)) permettent de penser que la série de la Vallée de La Rance est une pile sédimentaire en position normale. Les micaschistes de Langrolay en constituent alors la partie supérieure tandis que, au Nord, la base est masquée par la migmatisation.

Si l'on met en parallèle les niveaux basiques et les phtanites localisées dans la base de la série avec les termes fini-briovérien inférieur de la Baie de Saint-Brieuc (zone supérieure des schistes et amphibolites de Lanvollon, phtanites de Port Martin et de Lamballe) il est possible, à la suite de BRUN (1975) de rapporter au Briovérien moyen la série de la Vallée de La Rance (fig. 43). Il faut noter que jamais, il n'a été possible de mettre en évidence, à la base de cette série un complexe grossier et conglomératique (équivalent, par exemple, du poudingue de Cesson). Si toutefois, ce complexe a existé il est actuellement totalement détruit par l'intense mobilisation anatectique ayant affecté les zones septentrionales du Massif de Saint-Malo.

Il faut aussi mentionner que le granite de Lanhélin qui recoupe les séries métamorphiques des Massifs de Saint-Malo et de Dinan a été daté à 487 ± 15 M.A. (JONIN et VIDAL, 1975). Il paraît donc logique d'attribuer au Massif de St Malo un âge cadomien (600 M.A.) (comme l'avait déjà fait JEANNETTE (1971)).

BRUN, 1975, envisage la possibilité de l'existence d'un socle remobilisé et entraîné avec les matériaux briovérien. Ceci est d'autant plus vraisemblable que l'on connaît un tel socle dans le domaine domnonéen voisin (COGNE, 1974). Toutefois, l'étude pétrographique et géochimique n'apporte aucune preuve ni dans un sens ni dans l'autre; de telle sorte que le problème reste posé. Existe-t-il un socle remobilisé parmi les migmatites du Massif de Saint-Malo?

II) Arguments en faveur de l'origine diapirique du Massif de St. Malo.

BRUN (1975, 1976) se basant sur :

- l'aspect cartographique et la mégastucture du Massif de Saint-Malo.

- la polarité constante et la zonéographie des déformations au cours de l'évolution du Massif.

- le synchronisme de la remontée des diatexites et de la phase de déformation D_3 .

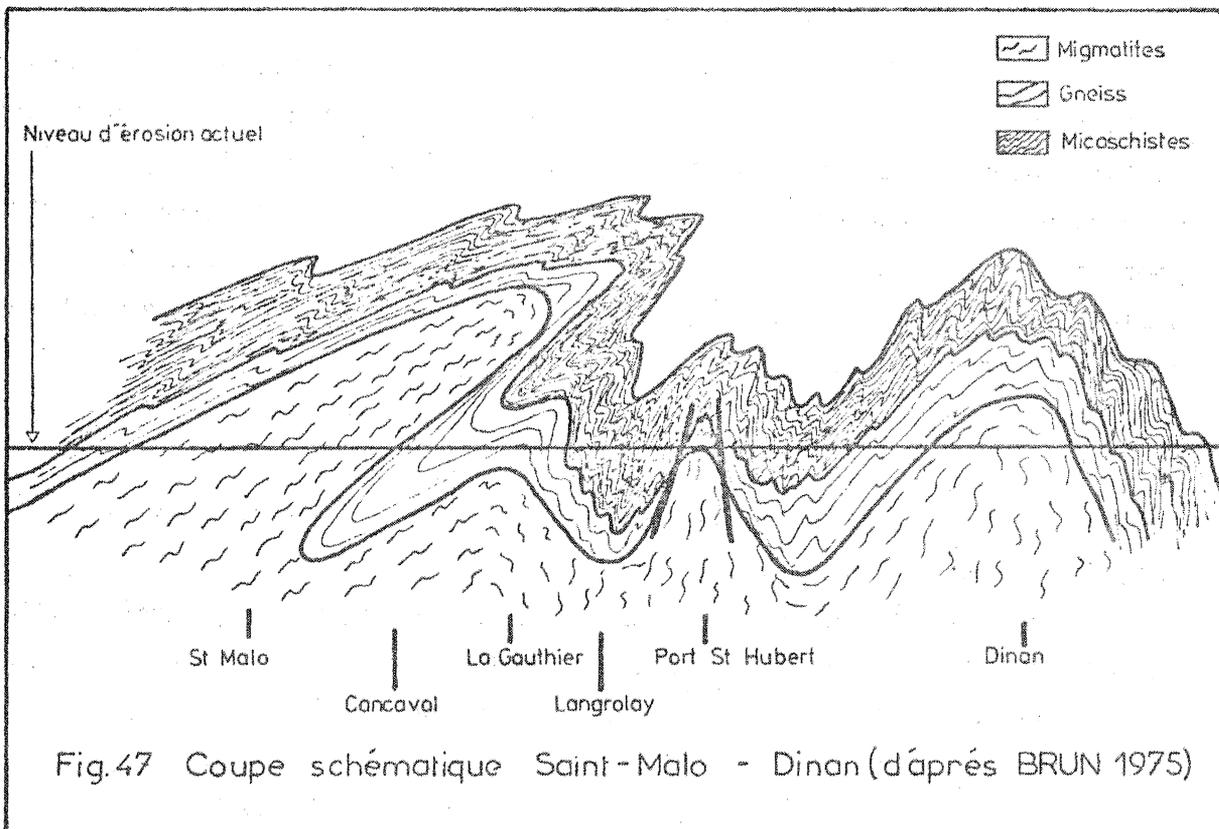
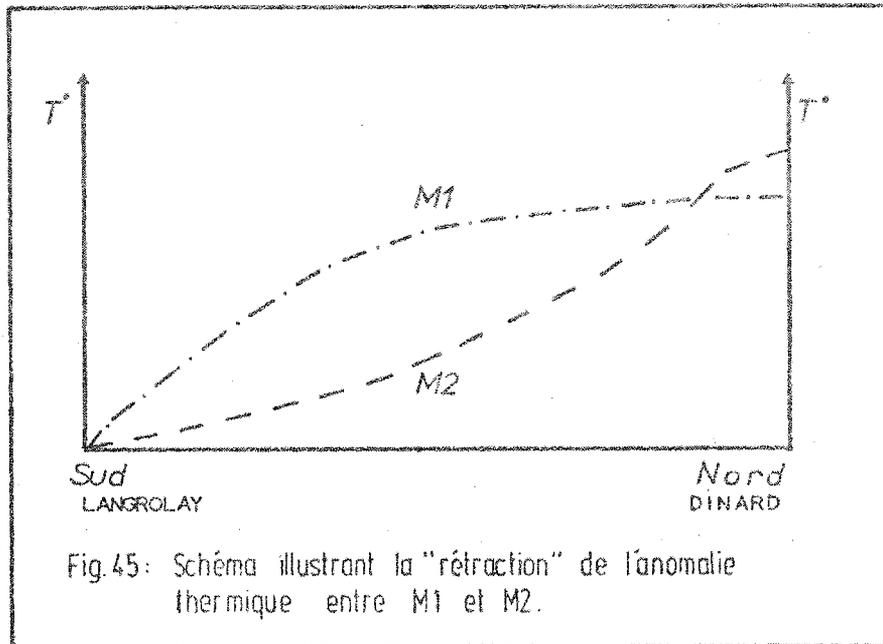
interprète le Massif de Saint-Malo comme un dôme gneissique d'origine diapirique. Il y distingue trois grandes unités (fig. 14).

- le noyau migmatitique
- le manteau gneissique
- l'enveloppe de gneiss et de micaschistes

L'étude pétrographique et géochimique confirme cette interprétation. En effet, au cours de ce travail j'ai pu mettre en évidence la polarité constante du métamorphisme au cours du temps; celui-ci étant centré sur le noyau migmatitique.

Une anomalie thermique, elle aussi centrée sur la zone des migmatites semble s'être rétractée autour de celle-ci entre M_1 et M_2 (fig. 45). De plus l'allure du gradient géothermique est parfaitement comptable avec celle observée dans d'autres dômes gneissiques (DEN TEX, 1975).

L'établissement d'un profil géochimique dans les gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance a permis la mise en évidence d'une synforme marginale ceinturant le noyau (fig. 46). Cette structure qui correspond au "rim syncline" des auteurs britanniques est un trait structural caractéristique des structures d'origine diapirique (RAMBERG, 1967).



Ces arguments d'ordre pétrologique, ajoutés à ceux de BRUN (1975, 1976) (d'ordre structural) renforcent l'interprétation en "dôme gneissique" et montrent le contrôle thermique de son évolution diapirique.

Des dômes analogues peuvent être mis en évidence le long de la Vallée de La Rance (fig. 46 et 47) deux sont de grande taille : St Malo et Dinan, deux autres de taille plus réduite : La Gauthier et Fort Saint-Hubert.

III) Evolution dynamique du dôme de Saint-Malo.

III a) La série initiale.

La série sédimentaire forme une pile grauwakeuse montrant une polarité normale; péritique au sommet, plus quartzo-feldspathique à la base. Localement elle contient de petits niveaux de grauwake calcareuse. La base de cette série montre, dans l'actuelle zone des migmatites, des niveaux de phanites et d'amphibolites, ces dernières correspondent à des roches éruptives basiques (fig. 48).

III b) La phase de déformation D₁.

Une première phase de déformation D₁, affecte l'ensemble de la série et donne naissance à une foliation sub-parallèle à la stratification. Aucune structure majeure n'ayant été reconnue, il n'est pas possible d'en donner une interprétation. Cet épisode tectonique est accompagné d'une phase métamorphique M₁, prograde vers le Nord et mettant presque toute la série au delà de l'isograde de la sillimanite. C'est aussi à ce moment que se mettent en place des granites et des granodiorites (fig. 49).

III c) La phase de déformation D₂.

C'est durant cette phase que se développe la structure majeure en dôme.

L'anomalie thermique induit la fusion partielle des termes inférieurs de la série. La migmatisation abaisse la viscosité et la densité des gneiss et crée une instabilité gravitaire provoquant un mouvement ascendant des migmatites dans les gneiss sus-jacents (fig. 50).

C'est ce mouvement qui en s'accroissant occasionne la formation du synforme marginal et produit la zonéographie de la déformation (fig. 51).

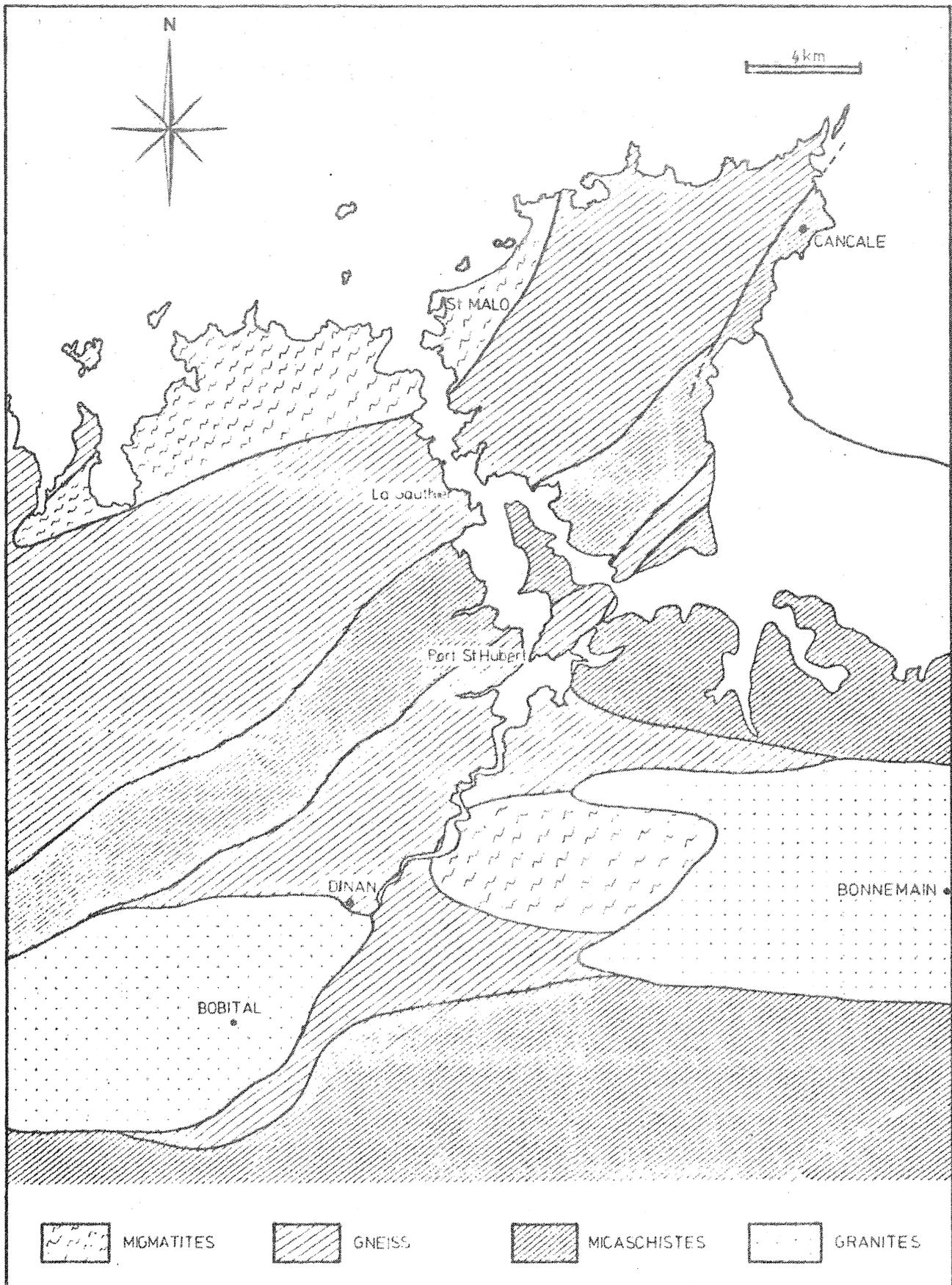
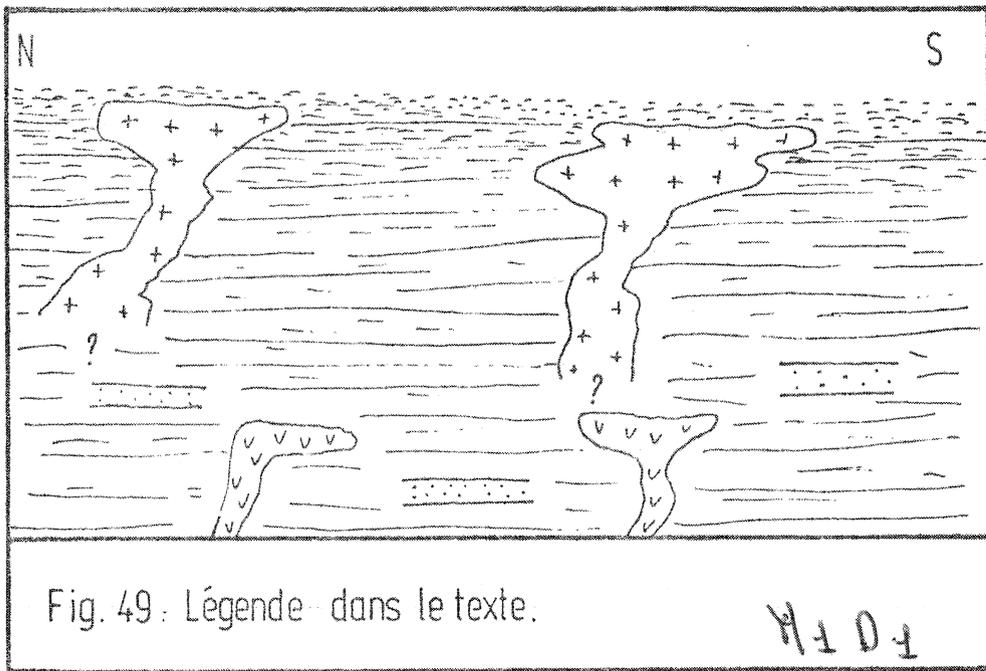
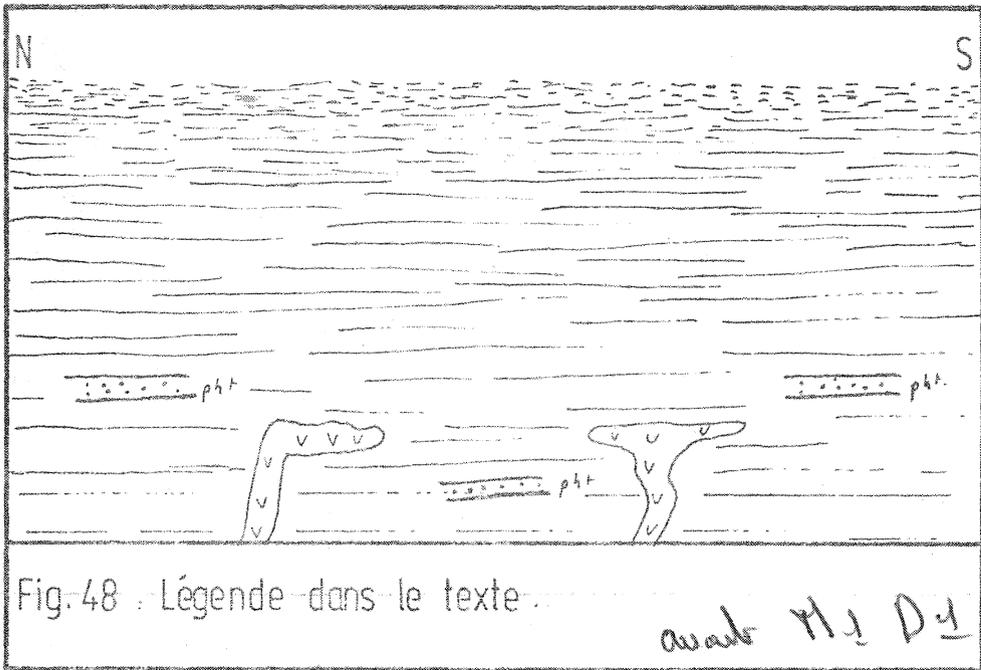
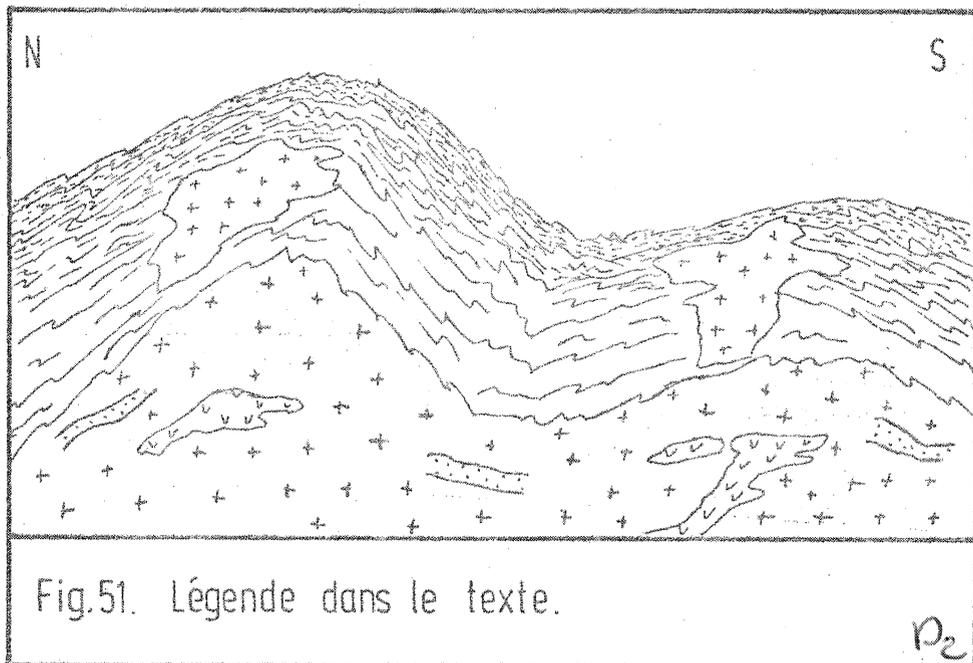
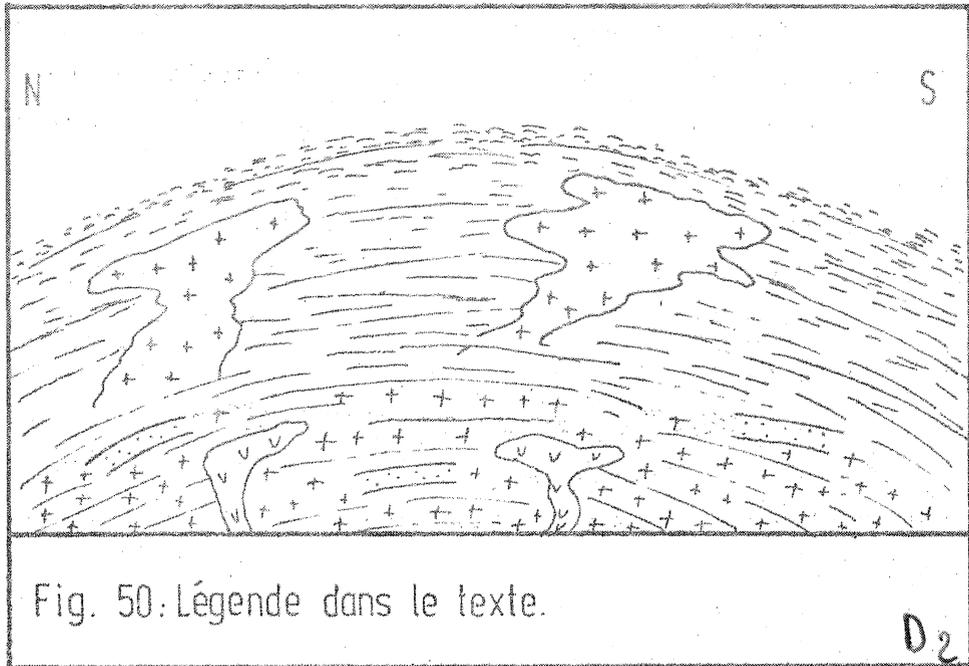


Fig. 46. Carte schématique de la région de St-Malo - Dinan (d'après D. JEANNETTE 1971).





III d) La phase de déformation D₃.

Les plis obliques à la tendance N 60° du dôme et la diminution d'intensité du plissement P₃ du noyau migmatitique vers l'enveloppe micaschisteuse, témoignent d'une contraction du noyau. Les ellipsoïdes de déformation finie de type constriction (RAMSAY, 1967) déterminés dans le noyau et à sa périphérie (BRUN, 1975) confirment cette conclusion.

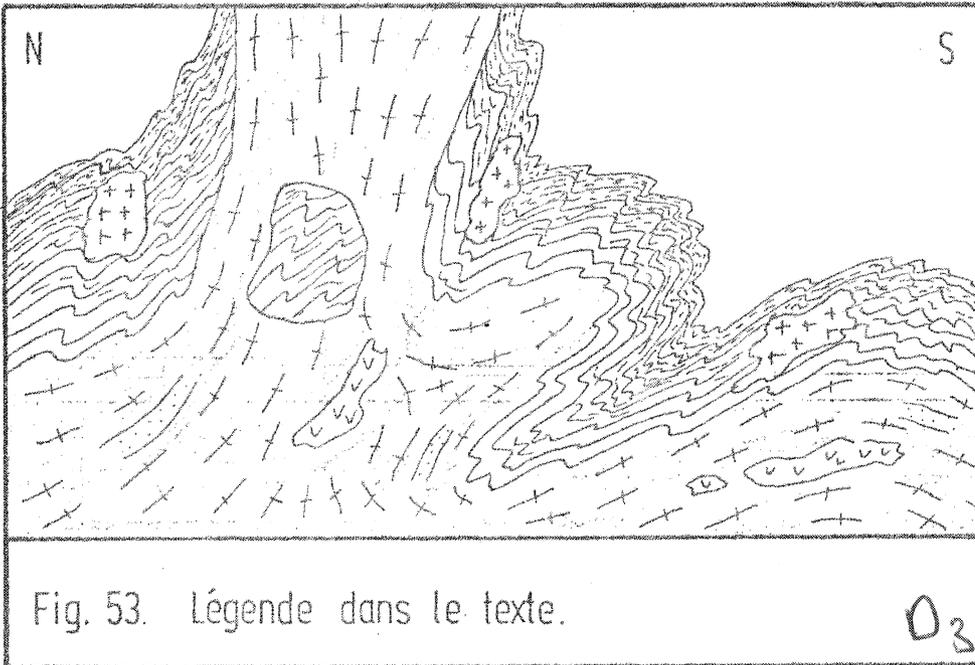
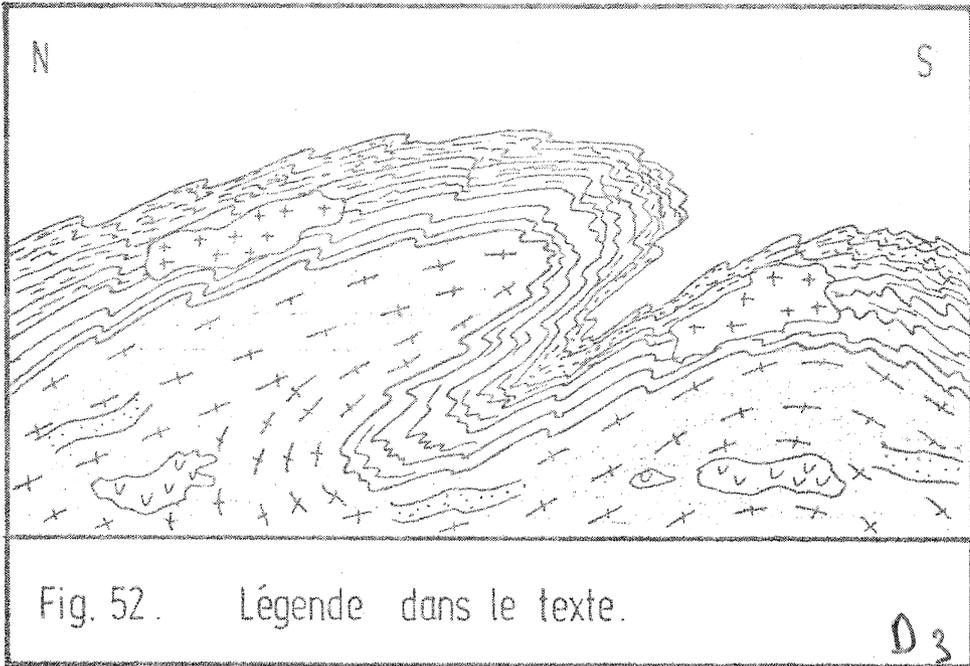
L'hypothèse d'une contraction thermique différentielle lors du refroidissement pouvant être éliminée (BRUN et MARTIN, en préparation). Il faut donc interpréter cette diminution du volume du noyau comme une conséquence du départ des diatexites et des granites d'anatexie (fig. 52 et 53), dont les structures de flux attestent un mouvement ascendant.

La phase D3 constitue donc une suite logique de la phase D2. L'instabilité gravitaire déclenchée par la migmatisation, provoque la phase D2, qui s'amplifie et s'accélère progressivement jusqu'au moment où la quantité de matériel fondu est suffisante pour percer le toit du dôme et faire intrusion dans la superstructure.

Le noyau migmatitique diminuant de ce fait de volume se plisse radialement en se contractant.

L'exemple du Massif de Saint-Malo montre ainsi de façon très nette comment des modifications pétrologiques et géochimiques, (ici le métamorphisme et l'anatexie), agissant sur la série gneissique, constituent le moteur principal de la déformation.

Notons enfin, que l'anomalie thermique, qui est à l'origine de la mobilisation, et donc de la déformation, est déformée par le processus même auquel elle a donné naissance.



Deuxième partie

**Géochimie et migrations de
matière durant l'anatexie**

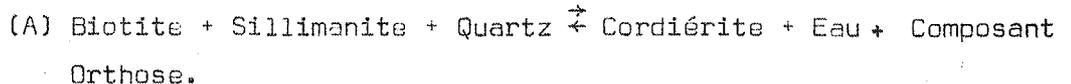
GEOCHIMIE ET MIGRATIONS DE MATIERE DURANT L'ANATEXIE.

A - INTRODUCTION.

Comme je l'ai montré dans la première partie de ce mémoire, les migmatites du Massif de Saint-Malo représentent différents degrés de la fusion partielle de gneiss analogues soit aux paléosomes, soit aux gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance. Il reste maintenant à établir les modalités de cette fusion et des transferts de matière durant l'anatexie.

A chaque étape d'une fusion progressive, les éléments chimiques, contenus dans la masse cristalline, nourrissent le bain et les cristaux réfractaires ou néoformés (fusion et cristallisation incongruente). L'ensemble de ces mécanismes élémentaires gouverne la redistribution des éléments entre le liquide (leucosome) et la phase solide (mélanosome). Durant la cristallisation du leucosome, ces éléments se répartissent entre les phases minérales qui se développent. Le but de l'étude présentée ici est la compréhension, dans quelques cas précis, du comportement des éléments majeurs, mineurs et en traces au cours du phénomène d'anatexie.

Un accent particulier sera mis sur le cas de la fusion incongruente de la biotite. En effet, des comptages de points effectués dans des leucosomes de migmatites parvenues à divers degrés de fusion, montrent l'existence de deux familles différentes par leurs teneurs en feldspath potassique. Les plus riches en microcline correspondent en général aux stades les plus avancés. Les mélanosomes associés aux leucosomes riches en feldspath potassique ont une forte teneur relative en cordiérite. Ceci peut s'interpréter comme une conséquence d'un début de fusion incongruente de la biotite, selon une réaction décrite par H. von PLATEN (1965).



Il sera donc possible de suivre le devenir d'un élément initialement contenu dans un gneiss en examinant l'évolution de sa teneur dans le leucosome au cours d'une fusion progressive et de considérer les modifications introduites dans cette évolution quand survient et se développe la fusion de la biotite.

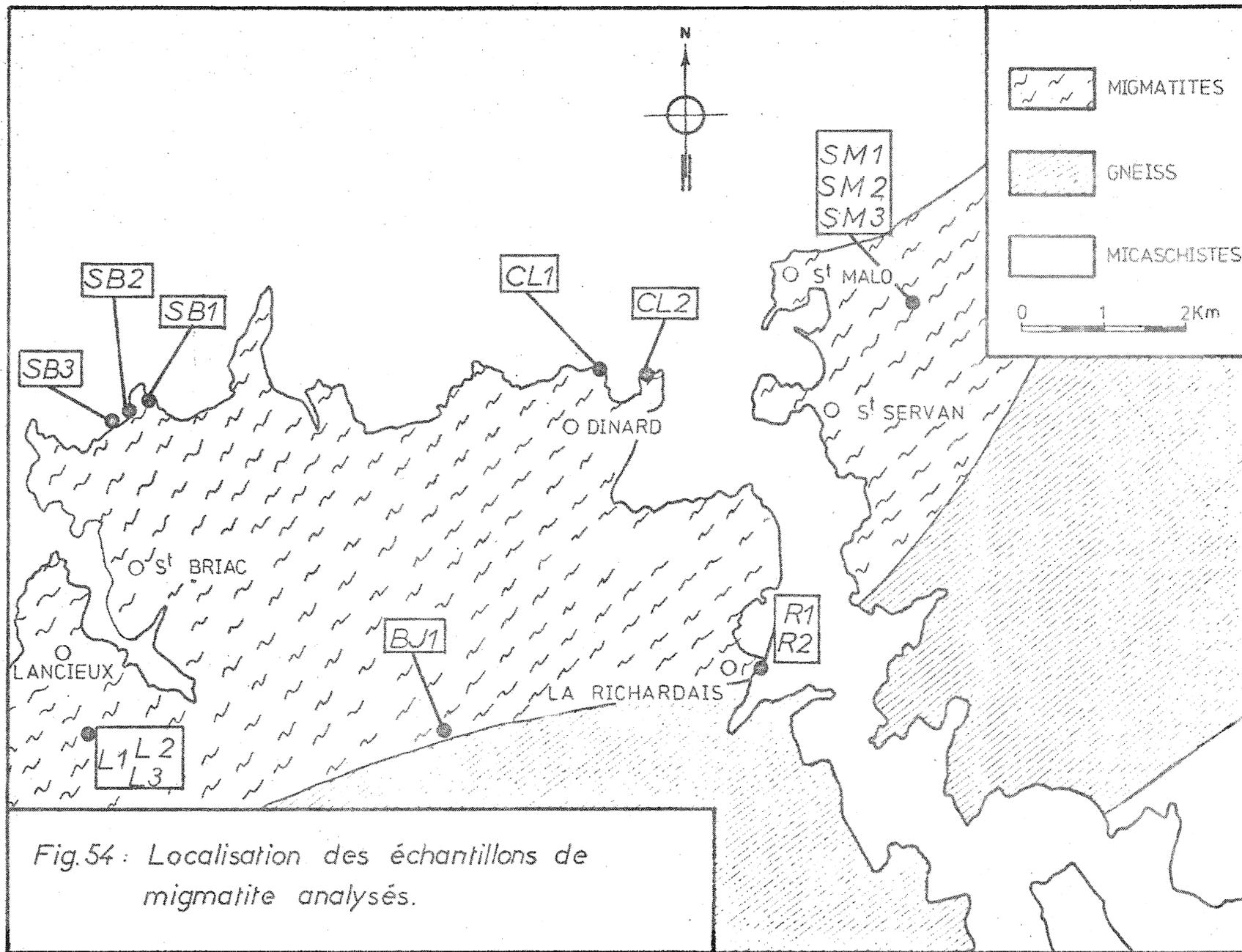


Fig.54 : Localisation des échantillons de migmatite analysés.

Le nombre de leucosomes analysés est limité par les difficultés de l'échantillonnage. En effet, la majorité des affleurements se trouve le long de la côte, et à part quelques cas exceptionnels, ils sont très altérés. A ce propos, des sondages effectués à Pleurtuit (fig. 54), à l'occasion de la construction d'un barrage, ont révélé que la couche d'altération peut être épaisse de dix mètres; de plus, il n'était pas rare, à cinquante mètres de profondeur d'obtenir encore des matériaux altérés. Or, afin de ne pas introduire une source d'erreur supplémentaire, l'échantillonnage n'a été effectué que sur des matériaux frais. Ceux-ci ont été prélevés sur le site du barrage (mentionné ci-dessus), dans deux carrières (Lancieux et Carrière Saint-Joseph à Saint-Malo) et en quelques points privilégiés le long de la côte ou dans l'estuaire de La Rance (fig. 54).

Si ces échantillons, dans lesquels ont été séparés leucosomes, mélanosomes et paléosomes, n'autorisent pas une étude globale détaillée du Massif de Saint-Malo, ils suffisent à envisager avec précision certains aspects importants de la fusion progressive, qui feront l'objet de la deuxième partie de ce mémoire.

B - GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS.

I) Introduction.

Comme cela a été exposé dans l'introduction générale à cette deuxième partie, l'étude du comportement des éléments majeurs durant l'anatexie sera envisagée en termes de comparaison avec les résultats et modèles expérimentaux. Pour cette raison, je rappelle préalablement les conclusions des travaux de laboratoire, concernant le système granitique.

II) Anatexie expérimentale.

Comme le précise MEHNERT (1968) "Le système granitique naturel est très complexe, compte tenu du nombre de composants qui entrent en ligne de compte. Aussi les systèmes utilisés pour approcher la réalité deviennent ils des systèmes simplifiés.

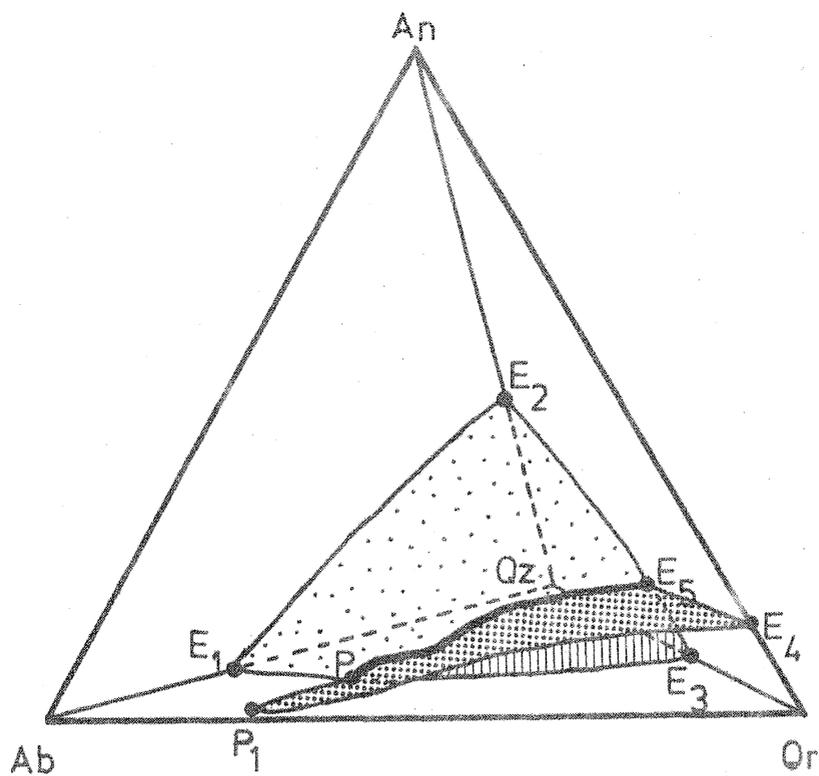


Fig.55 Système granitique Q-Ab-Or-An
à $P_{H_2O} = 5Kb$ (extrait de H.G.F.
WINKLER 1974)

L'un des premiers systèmes étudiés ne faisait intervenir que quatre composants : Quartz - Albite - Orthose - Eau (TUTTLE et BOWEN, 1958), (MORSE, 1970), (SECK, 1971), (LUTH et al., 1964).

Jusqu'à ces dernières années on pensait que ce système fournissait de bonnes bases pour la compréhension de l'anatexie des gneiss. Bien que la démonstration soit valable en ce qui concerne les principes généraux, ce système ne permettait pas d'en envisager l'aspect quantitatif. En effet, dans une étude du phénomène de fusion des gneiss il est indispensable de considérer la présence d'anorthite dans le plagioclase.

Il est donc préférable d'envisager l'anatexie expérimentale dans un système à cinq composants : Quartz - Albite - Orthose - Anorthite - Eau. C'est ce qui a été entrepris et développé par WINKLER et son école.

Le système granitique est alors représenté par un tétraèdre (fig. 55), limité par quatre triangles constituant chacun un système à quatre composants (le quatrième, H_2O , bien que fixé, n'est pas représenté) (WINKLER, 1974).

Ces quatre systèmes sont :

- Quartz - Albite - Anorthite - Eau : L'eutectique E_1 du côté Quartz - Albite est reliée à l'eutectique E_2 du côté Quartz - Anorthite par une ligne cotectique dont la position fut déterminée par STEWARDS (1957, 1967).
- Quartz - Orthose - Anorthite - Eau : Il existe ici un eutectique ternaire E_5 (WINKLER et LINDEMANN, 1972), (WINKLER et GHOSE, 1974) d'où partent trois lignes cotectiques; les eutectiques binaires sont : E_2 entre Quartz et Anorthite, E_3 entre Quartz et Orthose, E_4 entre Anorthite et Orthose.
- Albite - Anorthite - Orthose - Eau : Une ligne cotectique joint l'eutectique E_4 sur la ligne Anorthite et Orthose à un point P_1 voisin du minimum du système Albite - Orthose. La valeur du minimum n'est pas atteinte car pour des pressions inférieures à $4,2 \pm 0,2$ kb (MORSE, 1970) (dans des roches pauvres en anorthite), le liquide coexiste avec un seul feldspath homogène.

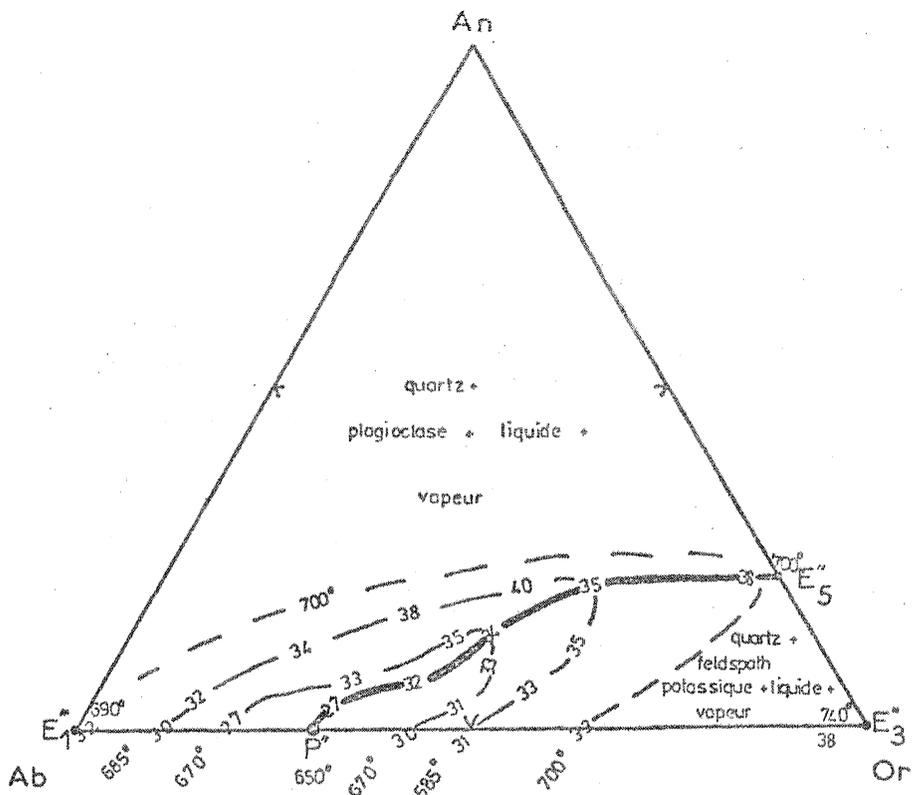
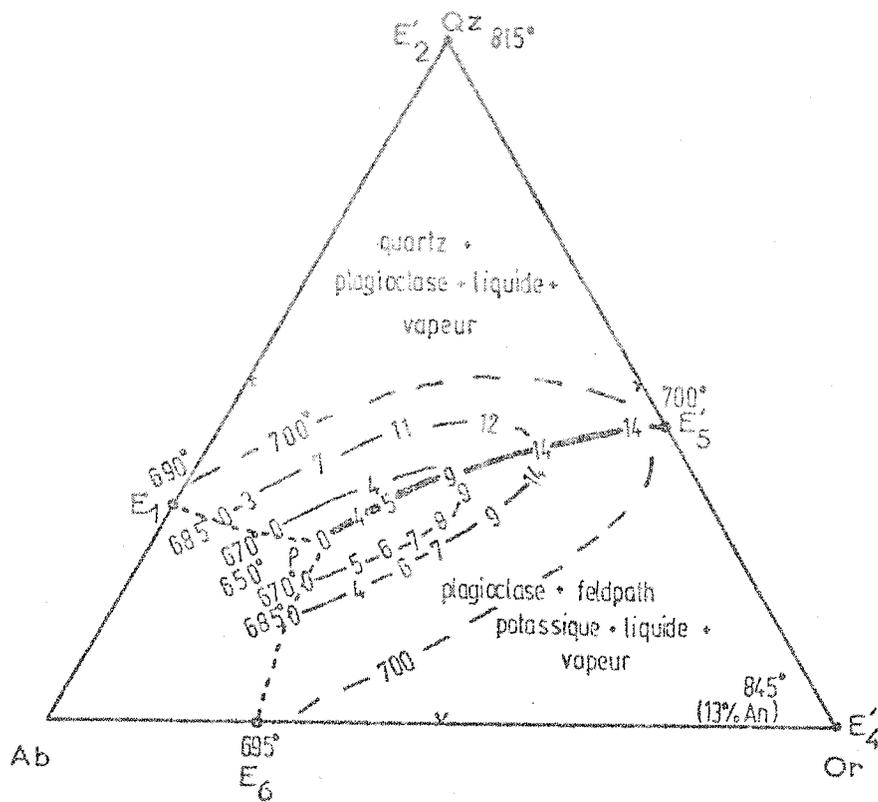


Fig.56 Projection de la ligne cotectique $P-E_5$ dans les triangles $Qz-Ab-Or$ et $Or-Ab-An$ pour $P(H_2O) = 5Kb$ d'après WINKLER BOESE et MARCOPOULOS (1975). Explications dans le texte. (pour $P(H_2O)$: 3-4Kb les températures sont plus élevées de 5 à 10°C)

- Quartz - Albite - Orthose - Eau : Une ligne cotectique (avec minimum thermique) relie l'eutectique E_3 sur le côté Quartz - Orthose à E_1 sur la ligne Quartz - Albite (TUTTLE et BOWEN, 1958).

L'espace du tétraèdre est divisé par trois surfaces cotectiques :

- $E_1 - E_2 - E_5 - P$.
- $E_5 - E_3 - E_1 - P$.
- $E_4 - P_1 - P - E_5$.

le long desquelles respectivement :

- Quartz + Plagioclase + Liquide + Vapeur
- Quartz + Feldspath Potassique + Liquide + Vapeur
- Plagioclase + Feldspath Potassique + Liquide + Vapeur

coexistent. L'intersection de ces trois surfaces se fait selon une ligne cotectique $P - E_5$ correspondant à la coexistence de Quartz + Feldspath Potassique + Plagioclase + Liquide + Vapeur.

Lors de la fusion d'un gneiss à pression d' H_2O donnée et à température croissante le point représentant la composition du liquide va d'abord se déplacer sur la ligne cotectique de P vers E_5 , puis sur un plan cotectique pour terminer son évolution dans l'un des trois volumes. (Bien évidemment le cursus de fusion dépend de la composition minéralogique de la roche mère).

WINKLER, BOESE et MARCOPOULOS (1975) proposent de représenter le tétraèdre par deux des triangles qui le limitent :

- Quartz - Albite - Orthose
- Orthose - Albite - Anorthite

Dans ces deux triangles sont figurés (fig. 56) :

- la projection de la ligne cotectique $P - E_5$
- les courbes isothermes des surfaces cotectiques
- la proportion du cinquième composant (Anorthite dans le triangle Quartz - Albite - Orthose et Quartz dans le triangle Albite - Anorthite - Orthose).

Ces trois auteurs proposent plusieurs modèles en fonction de la pression d'Eau.

C'est ce type de représentation (corrigée pour 3-4 kb) qui sera utilisé dans ce mémoire afin de figurer l'évolution de l'anatexie dans le Massif de Saint-Malo.

III- Evolution des mobilisats dans le système granitique.

III a) Introduction.

Les leucosomes dont les analyses sont utilisées par la suite contiennent fréquemment, de plus ou moins grandes proportions de minéraux entraînés; il s'agit principalement de biotite mais aussi d'un peu de sillimanite, de cordiérite et parfois de quartz et de feldspath.

Des comptages de points ont permis de quantifier la "contamination" du liquide anatectique et donc d'en supprimer l'effet; (autant que faire ce peut). Les résultats ainsi obtenus sont, à mon avis, assez satisfaisants, car, le minéral le plus souvent entraîné dans le leucosome est la biotite et nous possédons les analyses des biotites extraites de ces roches : la correction est donc effectuée avec un maximum de rigueur et de précision (appendice n° VI).

Bien sur, il ne faut pas considérer les analyses ainsi corrigées comme l'expression exacte de la composition du liquide anatectique, mais plutôt comme une approximation aussi fidèle et précise que possible.

III b) Résultats et discussion.

J'écarterai préalablement le cas des mobilisats n° SB 1 et LR 1 pour les raisons suivantes :

- Il s'agit de mobilisats pegmatoïdes, bi-minéraux, anciens (anté à syn phase M_1), qui ne semblent pas être le fait de l'anatexie mais plutôt celui d'un phénomène d'exudation. Cette hypothèse repose sur deux constatations.
 - leur richesse en quartz
 - leur position structurale anté à syn phase D_1 , c'est à dire analogue à celle de certaines veines d'exudation de la partie septentrionale de la Vallée de La Rance.

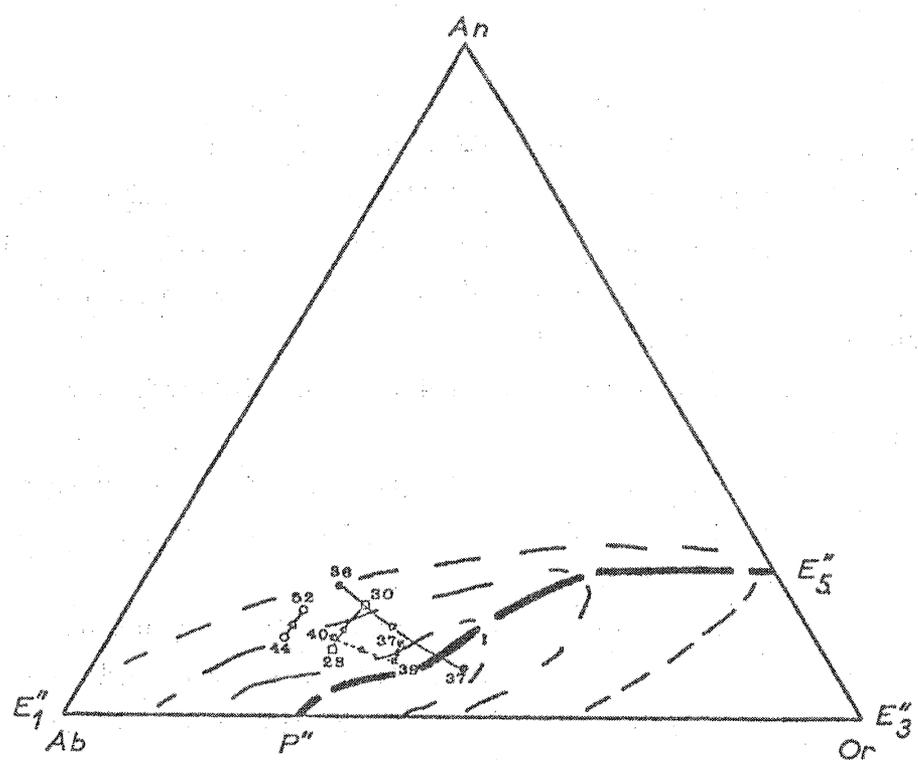
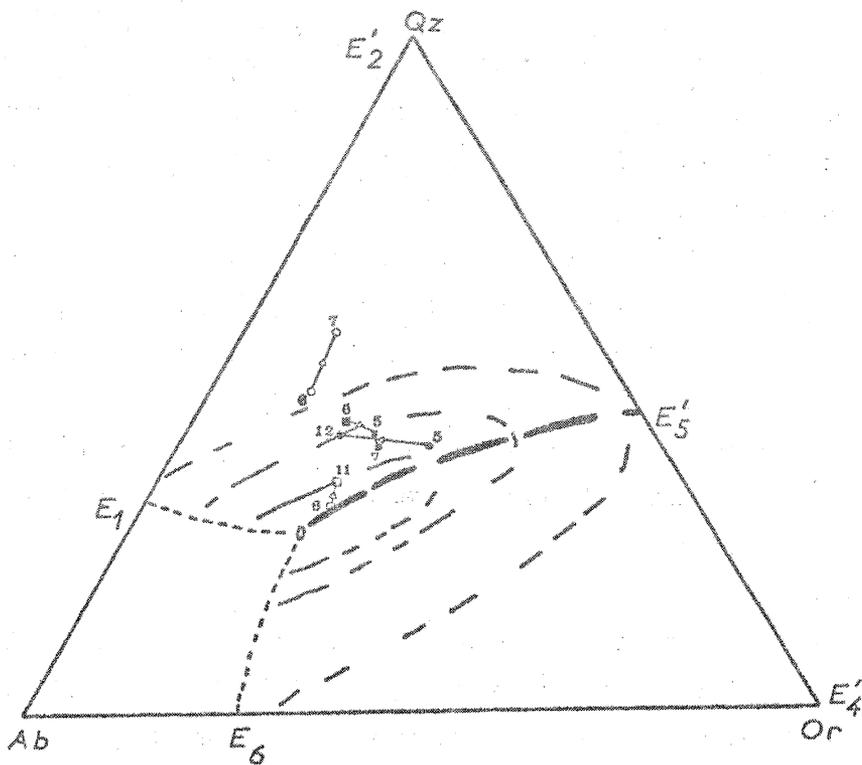


Fig.57: Evolution de la composition de quelques leucosomes dans le système Qz-Ab-Or-An-Eau ($P_{H_2O}=3-4$ Kb). \triangleright Lancieux, \bullet Saint-Briac, \blacksquare Saint-Malo, \square Fleurtuit. (\rightarrow sens de l'anatexie croissante).

Si l'on considère maintenant l'évolution de groupes de leucosomes prélevés à Lancieux ou à Saint-Briac ou à Dinard, on constate que l'évolution de chacun, pris individuellement suit sa logique propre bien qu'obéissant à des règles générales (fig. 57) :

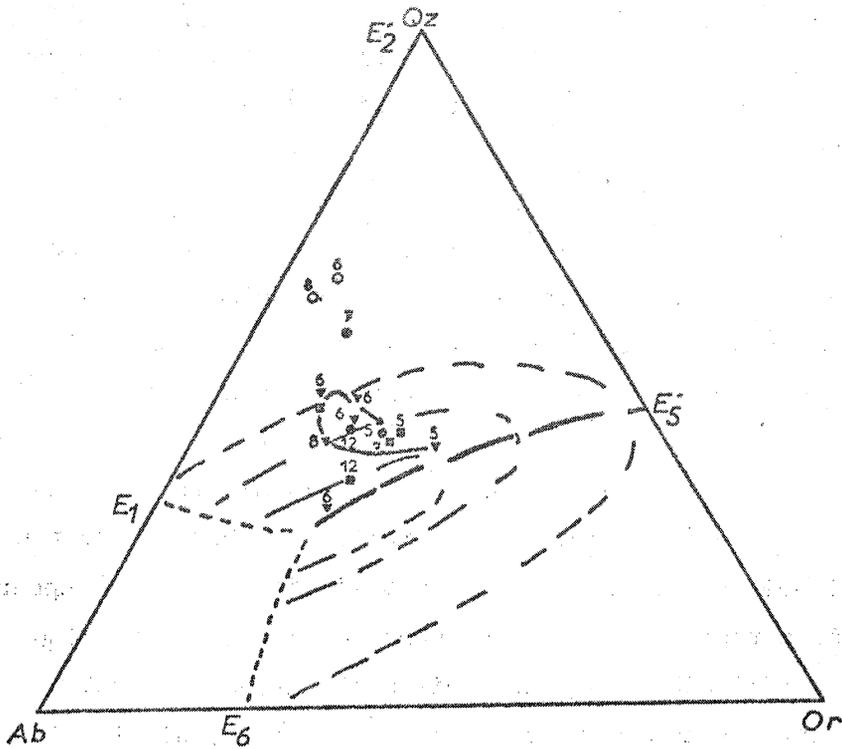
- tous les liquides finissent leur évolution dans le domaine d'équilibre : quartz + liquide + vapeur
- dans les degrés d'anataxie peu élevés, l'évolution se fait vers un enrichissement en SiO_2
- dans les degrés plus élevés, parallèlement à l'enrichissement en SiO_2 s'opère une augmentation de la teneur en constituant orthose.

Ces caractères généraux ressortent de manière plus nette si tous les points sont reportés sur un même diagramme (fig. 58). L'évolution des liquides débute dans le domaine du quartz, très près ou sur le plan cotectique quartz - plagioclase s'éloigne vers le pôle du quartz (dans le volume du quartz) puis enfin dans les stades finaux se dirige vers le plan cotectique quartz - feldspath potassique, tout en restant dans le champ de stabilité quartz + liquide + vapeur.

Ce "retour en arrière" ne s'explique pas dans la logique des modèles théoriques, tels le système du granite, décrits dans les paragraphes précédents. La comparaison des compositions minéralogiques respectives du leucosome et du mélanosome pour chacune des tendances de la trajectoire démontre que cette inconformité avec les modèles expérimentaux, tient à ce que ces derniers ignorent la biotite.

En effet, comme cela a été évoqué (cf. page 47) ils existent deux familles de leucosomes :

- l'une pauvre en feldspath potassique, correspondant à des métatexites peu évoluées dont le mélanosome est essentiellement biotitique.
- l'autre plus riche en microcline, appartenant à des métatexites ou à des diatexites hétérogènes est associé à des mélanosomes comparativement bien plus riches en cordiérite.



- Veines biminérales
- ▼ Métatexites

- Diatexites hétérogènes
- Diatexites homogènes & granites

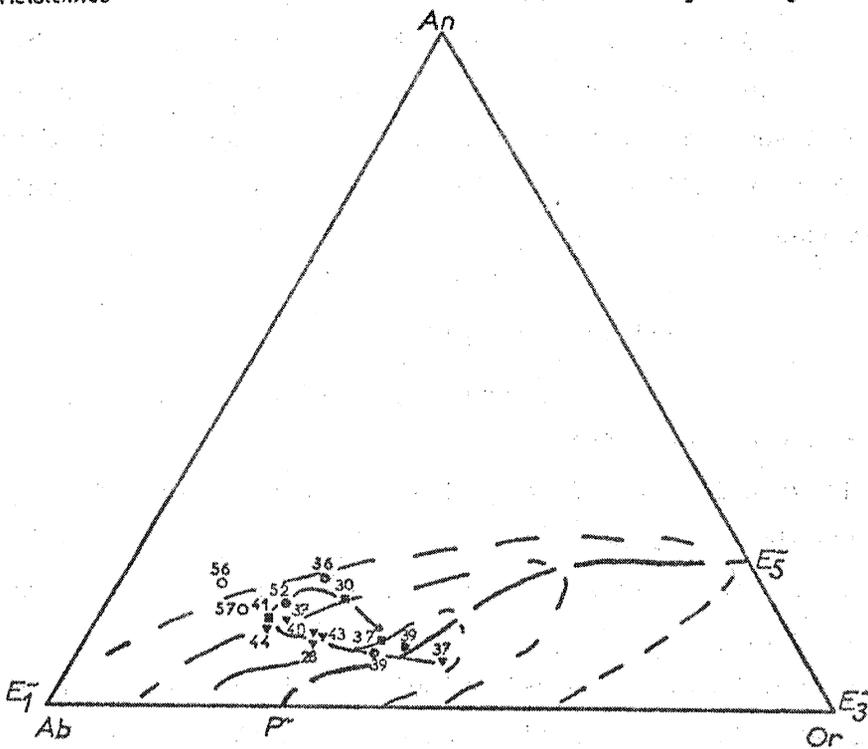


Fig. 58 : Evolution de la composition des leucosomes dans le système Qz-Ab-Or-An (PH₂O-3-4 Kbj).

Ce dernier cas peut s'interpréter comme résultant d'une fusion incongruente de la biotite (appartenant à la restite) selon une réaction du type (A).

Cette équation explique la migration du potassium du mélanosome vers le leucosome, dans les stades avancés de la fusion partielle; et par là même l'évolution particulière de la composition des liquides une fois franchi le seuil des températures nécessaires.

Ainsi donc, jusqu'à ce que la biotite commence à fondre, le système quartz - albite - anorthite - orthose - eau rend compte de façon satisfaisante de l'évolution des liquides. Ceux-ci apparaissent sur la ligne cotectique P - E₅, passent sur le plan cotectique quartz + plagioclase + liquide + vapeur, puis évoluent dans le volume quartz + liquide + vapeur. Les autres phases solides (biotite, sillimanite) étant passives, tout se passe comme si elles étaient soustraites du système, ce qui explique la représentativité de ce dernier.

Dès le début de la fusion incongruente de la biotite, ce système à cinq composants ne suffit plus et l'évolution du liquide n'obéit plus à ses lois, car intervient un composant non prévu dans le modèle. L'effet produit par la fusion de la biotite s'y matérialise par une sorte de rebroussement des tendances.

III c) Conclusion.

Le cursus de fusion des leucosomes peut se résumer en trois grands points :

- 1) l'évolution se fait au voisinage du plan cotectique Quartz + Plagioclase + Liquide + Vapeur.
- 2) Le liquide quitte ce plan et passe dans le volume Quartz + Liquide + Vapeur.
- 3) Le bain anatectique s'enrichit en microcline, ceci est dû à la fusion incongruente de la biotite selon une réaction analogue à (A).

IV) Matériel source des mobilisats.

Pour pouvoir avancer le raisonnement géochimique sur les migmatites il importe de rechercher la composition du matériel originel dans lequel s'est développée la fusion partielle. Deux sortes de matériaux pourraient être considérés comme des témoins de ces métamorphites initiales.

- le paléosome associé aux mobilisats dans les migmatites.
- les gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance.

IV a) Le paléosome.

Dans les migmatites d'un taux global de fusion suffisant, le paléosome forme des enclaves de taille variable, pétrographiquement et lithologiquement analogues aux gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance (cf. 1ère partie).

A priori, il semble impossible que ces matériaux aient engendré les métatexites et les diatexites. En effet si les compositions avaient été identiques, tout aurait dû également subir la fusion.

Très généralement le paléosome a une structure symétrique :

- le coeur est occupé par un niveau calco-silicaté semblable à ceux qui ont été décrits dans la Vallée de La Rance.
- au contact avec le leucosome existe une croûte mélanocrate centimétrique.

A partir de ces faits, on peut développer le raisonnement suivant qui va atténuer la réflexion faite "à priori".

Les réactions d'élaboration des silicates calciques durant le métamorphisme prograde sont des réactions de décarbonatation. La pression de fluide demeurant constante, l'oxyde de carbone se substitue partiellement ou totalement à l'eau. De ce fait, le seuil de fusion se trouve élevé dans toute la zone où règne une pression de CO_2 .

Lorsque la fusion se déclenche dans les portions où le fluide intergranulaire est aqueux, le mélanosome s'accumule contre les portions réfractaires et constitue ainsi une obstruction mécanique à la progression de la fusion aux dépens du paléosome (MEHNERT, 1968) lorsque la température s'élève.

Il faut ajouter que la formation du liquide provoque un effet de pompage de l'eau, qui affecte le milieu environnant (non fondu) dans lequel la fusion requerra du coup des températures plus élevées. Ce phénomène à lui seul explique que dans des gneiss de composition très homogène, la fusion puisse affecter sélectivement certains lits et non la masse totale de la roche.

En conséquence, il est possible de considérer que le paléosome a, en partie au moins, conservé une composition assez voisine de celle du matériel qui a subi la fusion.

Ces gneiss, dans leurs portions les plus proches des niveaux calco-silicatés (5 à 20 cm) ont des teneurs en calcium faiblement mais nettement supérieures à celles des portions plus éloignées de ces niveaux.

On peut y voir :

- soit l'héritage d'une transition sédimentaire
- soit le résultat d'une métasomatose calcique à petite échelle ou antérieure au métamorphisme (concrétion) ou contemporaine (diffusion centrifuge).

La rupture des concentrations en CaO au passage entre les gneiss calco-silicatés et le gneiss à grain fin, ainsi que le faible relèvement des teneurs dans le gneiss proche des silicates calciques donne à la dernière explication une plus grande vraisemblance.

Quoiqu'il en soit, ce modeste enrichissement en CaO des gneiss en augmentant la teneur en anorthite du plagioclase, a pu inhiber la fusion, sans que, leur composition s'écarte beaucoup de celle des portions qui ont fondu.

IV b) Les gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance.

Deux arguments incitent à penser que de tels matériaux sont bien à l'origine des migmatites :

- Dans la partie septentrionale de la Vallée de La Rance, l'anatexie se développe progressivement dans ces gneiss et le passage des gneiss aux migmatites, bien que rapide, est progressif.
- Lorsque, pour une raison quelconque (pression de CO_2 , manque d'eau, etc...) la fusion est inhibée, les matériaux rencontrés sont toujours analogues aux gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance.

IV c) Conclusion.

Les paléosomes et les gneiss à grain fin de la Vallée de la Rance sont également susceptibles de représenter les témoins de matériaux qui, par fusion partielle ont engendré les migmatites du Massif de Saint-Malo.

Toutefois, dans la suite de ce travail j'utiliserai les gneiss à grain fin comme roche mère des anatectites.

Deux raisons majeures m'amènent à rejeter les paléosomes :

- Ils ont pu subir une métasomatose pour d'autres éléments que le calcium (ces modifications chimiques sont impossibles à corriger).
- Homogènes dans leur masse, les gneiss à grain fin montrent dans le détail des variations lithologiques (cf. première partie), que ne peuvent révéler les paléosomes, en raison de l'exigüité de leurs affleurements.

C - GEOCHIMIE DES ELEMENTS EN TRACES

I) Les modèles théoriques.

Ia) Buts et utilité des modèles théoriques.

L'étude de la répartition observée, des éléments en traces entre deux phases, liquide (= leucosome) et solide résiduel, lors de la fusion des gneiss à grain fin de la Vallée de la Rance sera faite par comparaison avec les résultats obtenus à l'aide de modèles théoriques.

Les phénomènes intervenant dans la distribution d'un élément entre deux ou plusieurs phases sont, entre autres :

- la concentration de l'élément dans la roche mère
- la composition minéralogique de la roche mère
- la "capacité de fusion" de chaque minéral de la roche mère
- les coefficients de partage de l'élément entre les diverses phases
- le taux de fusion.

Le taux de fusion d'une roche donnée est lui-même fonction de nombreux facteurs :

- Pression d'eau
- Pression des autres fluides
- Température
- Composition minéralogique de la roche mère
- Teneur en anorthite de la roche mère
- etc...

En fonction des observations géologiques et pétrographiques, on peut estimer la gamme des valeurs acceptables pour ces divers paramètres. Ces valeurs sont introduites dans les équations correspondant à divers modèles théoriques, ce qui permet d'en déduire les teneurs attendues en certains éléments. Ces derniers chiffres seront comparés aux résultats des analyses.

En cas de concordance des valeurs calculées et des valeurs mesurées, le modèle sera déclaré acceptable, et les valeurs retenues pour le calcul susceptibles d'avoir été atteintes.

Dans le cas contraire, la réalité a été autre que le modèle testé.

Une étude théorique n'a de sens que si son but est de résoudre un problème posé précisément à partir de faits de terrain bien établis ou bien étudiés.

I b) Les modèles théoriques de fusion de D.M. SHAW.

La loi de Berthelot-Nernst (formulée par BERTHELOT, 1872 puis étudiée théoriquement par NERNST, 1891) rend compte et contrôle la distribution des éléments en traces entre deux phases coexistantes. Cette loi s'exprime sous la forme suivante :

$$K_a^{\alpha/\beta} = \frac{Ca^\alpha}{Ca^\beta}$$

si Ca^α est la concentration de a dans la phase α
et si Ca^β est la concentration de a dans la phase β

$K_a^{\alpha/\beta}$ coefficient de distribution de a entre les phases α et β , a une valeur constante pour une pression et une température déterminées.

Cette loi de Berthelot-Nernst a été étendue par GAST en 1968, à des assemblages multiminéraux.

si Ca^T = concentration de a dans la roche
et X^α = fraction poids de la phase α dans la roche
et Ca^α = concentration de a dans le minéral α

$$Ca^T = Ca^\alpha X^\alpha + Ca^\beta X^\beta + \dots + Ca^\omega X^\omega$$

$$Ca^T = Ca^\alpha X^\alpha + \frac{Ca^\alpha X^\beta}{K_a^{\alpha/\beta}} + \dots + \frac{Ca^\alpha X^\omega}{K_a^{\alpha/\omega}}$$

Lors de la fusion le coefficient de distribution général $Da^{T/l} = \frac{Ca^T}{Ca^l}$ s'exprime alors de la façon suivante :

$$Da^{T/l} = \frac{X^\alpha}{K_a^{l/\alpha}} + \frac{X^\beta}{K_a^{l/\alpha} K_a^{\alpha/\beta}} + \dots + \frac{X^\omega}{K_a^{l/\alpha} K_a^{\alpha/\omega}}$$

Si Δx^l est la fraction massique de liquide formée à un instant t, tel que

$$\Delta x^l = x^\alpha + x^\beta + \dots + x^\omega$$

avec x^α = fraction de la phase α ayant fondu à l'instant t.

$$Da^{T/l} = \Delta x^l + \frac{(X^\alpha - x^\alpha)}{K_a^{l/\alpha}} + \frac{(X^\beta - x^\beta)}{K_a^{l/\alpha} K_a^{\alpha/\beta}} + \dots + \frac{(X^\omega - x^\omega)}{K_a^{l/\alpha} K_a^{\alpha/\omega}}$$

SHAW en 1970 donne une autre formulation de cette équation.

$$D = D\alpha^{\frac{T/l}{\alpha}} = \frac{X_0^{\alpha} - x^{\alpha}}{K\alpha^{\frac{l}{\alpha}}} + \frac{X_0^{\beta} - x^{\beta}}{K\alpha^{\frac{l}{\alpha}} K\alpha^{\beta}} + \dots + \frac{X_0^{\omega} - x^{\omega}}{K\alpha^{\frac{l}{\alpha}} K\alpha^{\omega}}$$

avec X_0^{α} = fraction de la phase α dans le solide initial

Si W_0 = masse du solide initial

L = masse du liquide formé

w_0 = masse de l'élément dans le solide initial

w^l = masse de l'élément dans le liquide

F = taux de fusion

$$\frac{dw^l}{dL} = \frac{1}{D} \frac{w_0 - w^l}{W_0 - L}$$

En combinant cette équation avec la précédente on obtient :

$$\frac{dw^l}{dL} = \frac{w_0 - w^l}{W_0 - L} \left(\frac{X\alpha}{K^{\frac{l}{\alpha}}} + \frac{X\beta}{K^{\frac{l}{\alpha}} K^{\alpha/\beta}} + \dots + \frac{X^{\omega}}{K^{\frac{l}{\alpha}} K^{\alpha/\omega}} \right)$$

avant d'intégrer cette équation il faut faire quelques hypothèses afin de permettre des simplifications.

1er cas : chaque phase minérale fond dans des proportions P^{α} égales à celles du solide initiale : $P^{\alpha} = X_0^{\alpha}$

ceci implique.

$$D = D(o) = \text{constante}$$

Il est alors possible d'intégrer l'équation. Si la fusion a lieu à l'équilibre la concentration d'un élément dans le liquide peut s'exprimer comme suit :

$$C^L = \frac{C_0}{D_0 + F(1 - D_0)}$$

Si le liquide est continuellement séparé du solide. La composition du liquide incrémental s'exprime sous la forme :

$$C^l = \frac{C_0}{D_0} (1 - F)^{\left(\frac{1}{D_0} - 1\right)}$$

alors que la composition du solide résiduel est

$$C^s = C_0 (1 - F)^{\left(\frac{1}{D_0} - 1\right)}$$

La composition du bain somme de ces liquides incrémentaux est :

$$C^{-l} = \frac{C_0}{F} \left(1 - (1 - F)^{\left(\frac{1}{D_0}\right)} \right)$$

2ème cas : si la phase α fond dans des proportions $P^\alpha \neq X_0^\alpha$, de telle sorte que $P^l = P^\alpha + P^\beta + \dots + P^\omega$. Le coefficient de distribution général D est alors fonction de F .

$$D^{s/l} = D_0 - PF \text{ avec } P = \frac{P^\alpha}{K^{l/\alpha}} + \frac{P^\beta}{K^{l/\alpha}} + \dots + \frac{P^\omega}{K^{l/\alpha} K^{\alpha/\omega}}$$

Les équations présentées précédemment (1er cas) se trouvent modifiées et s'expriment de la façon suivante :

$$C^L = \frac{C_0}{D_0 + F(1-P)}$$

$$C^l = \frac{C_0}{D_0} \left(1 - \frac{PF}{D_0}\right) \left(\frac{1}{P} - 1\right)$$

$$C^s = \frac{C_0}{1-F} \left(1 - \frac{PF}{D_0}\right) \frac{1}{P}$$

$$\text{et } C^{-l} = \frac{C_0}{F} \left\{1 - \left(1 - \frac{PF}{D_0}\right) \frac{1}{P}\right\}$$

HERTOGEN et GIJBELS (1976) ont essayé de modifier et d'étendre ces équations au problème de la fusion incongruente.

I c) Problèmes posés par le modèle théorique de D.M. SHAW.

Dans le cas des migmatites du Massif de Saint-Malo, l'étude minéralogique des leucosomes et des mélanosomes associés, montre que le liquide est en équilibre avec les résidus cristallins. Il n'y a ni zone de réaction au contact entre le liquide et les minéraux résiduels, ni d'auréole réactionnelle entre leurs minéraux.

Pour cette raison le modèle testé dans la suite de ce mémoire sera le modèle de fusion à l'équilibre de SHAW (1970).

Toutefois, ce modèle présente un certain nombre de limites en interdisant l'emploi sous sa formulation actuelle.

- a)
- Les minéraux de la roche mère (biotite) ne fondent pas tous lors des premiers stades de l'anatexie.
 - Certains minéraux fondent totalement et disparaissent dans les stades précoces et sont donc absents des stades ultérieurs.
 - Des phases initialement absentes apparaissent au cours et du fait de la fusion (fusion incongruente).

Ces trois cas n'en forment, en fait, qu'un seul : toutes les phases initialement présentes dans la roche mère ne participent pas toutes en même temps à la fusion (fig. 59).

En d'autres termes le modèle de SHAW valable à t_0 pour une roche constituée de quartz + plagioclase + feldspath potassique ne signifie plus rien à partir de t_1 car désormais les phases solides en équilibre avec le bain et le nourrissant par leur fusion sont uniquement quartz + plagioclase. Alors pour le calcul du rapport

$$K_a^{QZ/KF} = \frac{C_a^{QZ}}{C_a^{KF}}$$

il n'existe aucune solution étant donné que $C_a^{KF} = 0$ (en fait C_a^{KF} ainsi que $K_a^{QZ/KF}$ n'ont aucun sens).

Cette impossibilité se répercute sur la valeur de P

$$P = \frac{P^{QZ}}{K^{l/QZ}} + \frac{P^{Pg}}{K^{l/QZ} K^{QZ/Pg}} + \frac{P^{FK}}{K^{l/QZ} K^{QZ/FK}}$$

et par là même sur :

$$C^L = \frac{C_0}{D_0 + F(1 - P)}$$

Ceci signifie que, à partir de t_1 , il n'est plus possible d'utiliser le modèle de fusion de SHAW.

- b) P varie de façon continue au cours du processus de fusion car

$$P = \frac{P^\alpha}{K^{l/\alpha}} + \frac{P^\beta}{K^{l/\alpha} K^{\alpha/\beta}} + \frac{P^{\bar{w}}}{K^{l/\alpha} K^{\alpha/\bar{w}}}$$

et P^α , P^β , ..., $P^{\bar{w}}$ évoluent au cours de la fusion sans qu'il ne soit jamais possible de connaître précisément leurs valeurs.

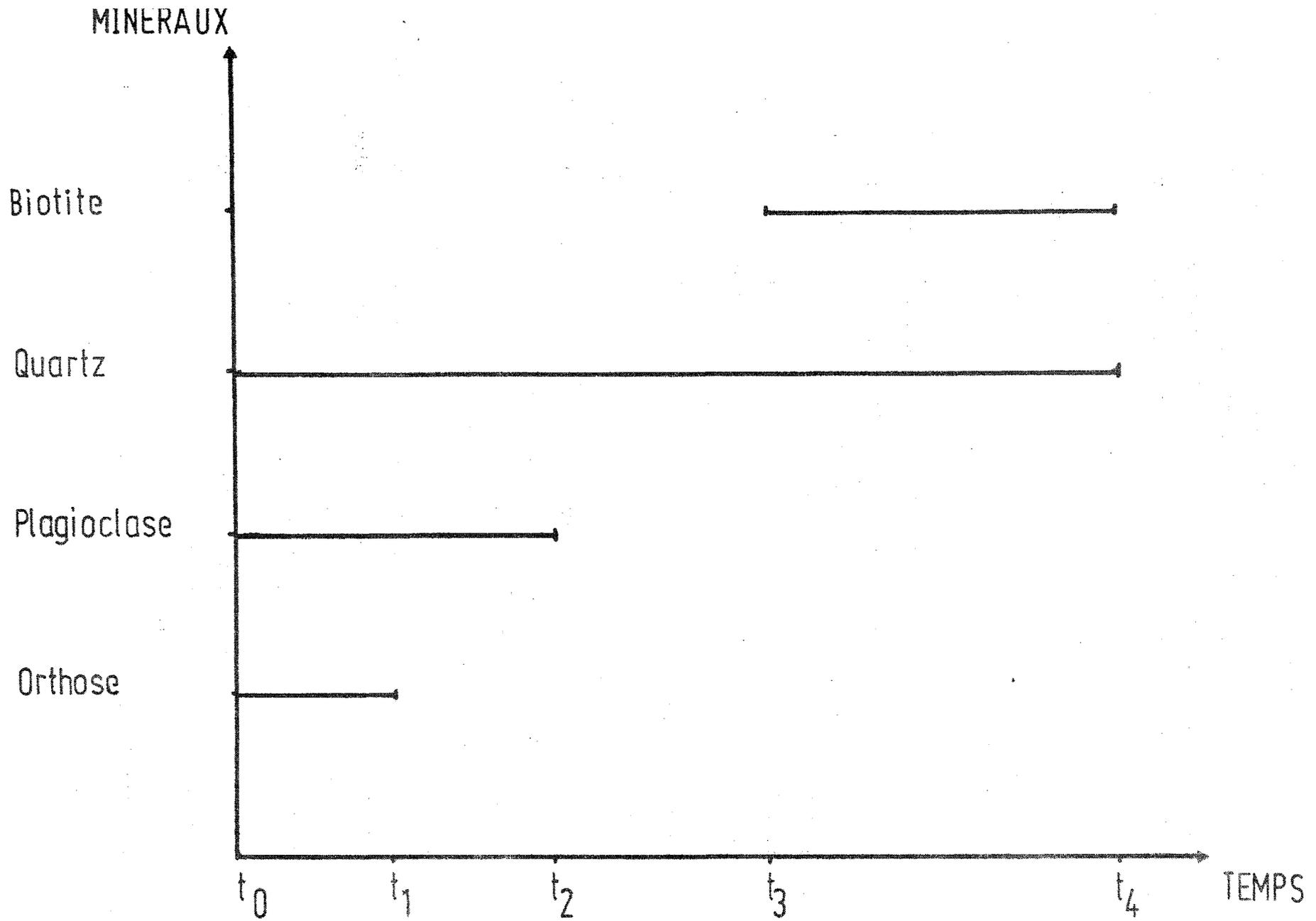


Fig. 59 : Fusion des différentes phases minérales en fonction du temps .

Pour un taux de fusion $F = 1 \rightarrow C^L = C_0$, cette condition n'est réalisée que si $D_0 = P$. Si P ne varie pas tout au long de la fusion, exception faite de la fusion modale, il faut un concours de circonstances extraordinaire pour que $D_0 = P$, et donc mis à part quelques cas particuliers il n'est pas raisonnablement permis d'utiliser avec rigueur le modèle de fusion de SHAW (1970).

Etant donné que dans de nombreux cas il est impossible d'utiliser le modèle théorique de SHAW (1970), je propose d'apporter à son utilisation un certain nombre de modifications.

II - Essai de modification du modèle de fusion de SHAW (1970).

La figure n° 59 montre qu'il est possible d'envisager de façon séquentielle la fusion théorique totale d'une roche donnée. Pour cela il suffit de traiter séparément les étapes de fusion pendant chacune desquelles des phases minérales données coexistent avec le liquide. Dans le cas des gneiss de la Vallée de La Rance, chacune des quatre étapes se déroule comme si on avait affaire à une roche différente, la seconde relayant la première pour nourrir le bain fondu, et ainsi de suite.

Pour chaque valeur de t , cette roche est successivement :

de t_0 à t_1 roche à Quartz + Feldspath potassique + Plagioclase

de t_1 à t_2 roche à Quartz + Plagioclase

de t_2 à t_3 roche à Quartz

de t_3 à t_4 roche à Quartz + Biotite

La composition du gneiss initial est connue (gneiss à grain fin) mais il faut, par le calcul établir la composition de réfractaires qui seront successivement, sélectivement concernés par la fusion dans chaque séquence, et que nous nommerons "partie fondante".

Ceci implique, pour chaque séquence de calcul, la considération d'une nouvelle roche de départ. La composition chimique et minéralogique de la roche mère vraie étant donnée, il reste à calculer les compositions des "parties fondantes" successives.

IIa) Calcul de la composition des "parties fondantes"

IIa α) Composition chimique

IIa α_1) Composition chimique de la partie fondante de départ.

- Si toutes les phases minérales de la roche mère participent au début de la fusion. La teneur en un élément de la partie fondante de départ est celle de la roche mère.

- Si la roche mère est constituée de quatre phases minérales, α , β , γ , δ , dans les proportions X_o^α , X_o^β , X_o^γ , X_o^δ , et si trois de ces phases participent seules au début de la fusion (α , β , γ) la concentration d'un élément donné dans la roche de départ sera :

$$Ca^\Phi = \{Ca^{rm} - (Ca^\delta \times X_o^\delta)\} / (X_o^\alpha + X_o^\beta + X_o^\gamma)$$

avec Ca^Φ = concentration de a dans la partie fondante Φ

Ca^{rm} = concentration de a dans la roche mère

Ca^α = concentration de a dans la phase α

IIa α_2) Cas de la disparition d'une phase.

- Si, par exemple, les quatre phases minérales α , β , γ , δ participent dès le début à la fusion, et si pour un taux de fusion F la phase α disparaît, il faudra alors considérer une nouvelle partie fondante constituée de $\beta + \gamma + \delta$ pour la suite du cours de la fusion. La concentration de l'élément a dans cette nouvelle partie fondante Φ' sera égale à celle du solide résiduel en équilibre avec le liquide lors de la disparition de la phase α .

$$Ca^{\Phi'} = C_s^{rm}$$

IIa α_3) Cas de l'apparition d'une phase.

- La concentration de l'élément a dans la partie fondante du n ième stade de fusion est égale à la concentration de cet élément dans un solide constitué du solide résiduel à la fin de la (n - 1)ième étape et de la nouvelle phase.

$$C_a^n = \{ (C_a^{sn-1} \times X^S) + (C_o^\alpha \times X^\alpha) \} / (X^\alpha + X^S)$$

C_a^n = concentration de a dans le solide initial lors de la n ième étape.

C_a^{sn-1} = concentration de a dans le solide résiduel à la fin de la (n-1) ième étape.

IIa β) Composition minéralogique.

IIa β_1) Composition minéralogique de l'assemblage de départ.

Considérons le cas d'une roche composée de quatre phases minérales α , β , γ , δ dont seules trois participent au premier stade de fusion (α , β , γ). La partie fondante durant le stade initial sera constituée

$$\text{de } X^\alpha = \frac{X_o^\alpha}{X_o^\alpha + X_o^\beta + X_o^\gamma}$$

$$X^\beta = \frac{X_o^\beta}{X_o^\alpha + X_o^\beta + X_o^\gamma}$$

$$X^\gamma = \frac{X_o^\gamma}{X_o^\alpha + X_o^\beta + X_o^\gamma}$$

IIa β_2) Cas de la disparition d'une phase.

Il convient ici, d'évaluer la composition minéralogique du solide résiduel au moment de la disparition d'une phase. Si la roche de départ est constituée de trois phases α , β , γ , telles que $X_o^\alpha + X_o^\beta + X_o^\gamma = 1$, chacune fondant respectivement dans des proportions P^α , P^β , P^γ ($P^\alpha + P^\beta + P^\gamma = 1$)

Lorsque α disparaît

$$X^\alpha = 0$$

$$X^\beta = X_o^\beta - \left(\frac{X_o^\alpha}{P^\alpha} \times P^\beta \right)$$

$$X^\gamma = X_o^\gamma - \left(\frac{X_o^\alpha}{P^\alpha} \times P^\gamma \right)$$

Le taux de fusion nécessaire pour arriver à ce stade est

$$F = 1 - (X^\beta + X^\gamma)$$

La composition de la nouvelle partie fondante est alors

$$X_{O'}^{\beta} + X_{O'}^{\gamma}$$

$$\text{avec } X_{O'}^{\beta} = \frac{X_{O}^{\beta} - (X_{O}^{\alpha}/P^{\alpha} \times P^{\beta})}{X_{O}^{\beta} + X_{O}^{\gamma} - \frac{X_{O}^{\alpha}}{P^{\alpha}} (P^{\beta} + P^{\gamma})}$$

$$X_{O'}^{\gamma} = \frac{X_{O}^{\gamma} - (X_{O}^{\alpha}/P^{\alpha} \times P^{\gamma})}{X_{O}^{\beta} + X_{O}^{\gamma} - \frac{X_{O}^{\alpha}}{P^{\alpha}} (P^{\beta} + P^{\gamma})}$$

IIa β_3) Cas de l'apparition d'une phase.

Si la roche mère est constituée de quatre phases minérales α , β , γ , δ , dont les fractions massiques sont X_{O}^{α} , X_{O}^{β} , X_{O}^{γ} , X_{O}^{δ} , ($X_{O}^{\alpha} + X_{O}^{\beta} + X_{O}^{\gamma} + X_{O}^{\delta} = 1$) et si lors d'un premier stade de fusion seuls deux composants α et β fondent, la partie fondante ne représentera que $1 - (X_{O}^{\alpha} + X_{O}^{\beta})$ de la roche mère.

α et β fondent dans les proportions P^{α} et P^{β} telles que $P^{\alpha} + P^{\beta} = 1$.

Lorsqu'interviendra la phase γ , pour un taux de fusion F le solide résiduel aura pour composition $X^{\alpha} + X^{\beta} = 1$ avec

$$X^{\alpha} = \frac{X_{O}^{\alpha} - (F \times P^{\alpha})}{1 - F}$$

$$X^{\beta} = \frac{X_{O}^{\beta} - (F \times P^{\beta})}{1 - F}$$

Notons que le taux de fusion réel Fr rapporté à la roche mère sera $Fr = F (1 - (X_{O}^{\alpha} + X_{O}^{\beta}))$

De même les pourcentages X^{α} et X^{β} rapportés à la roche mère sont X_{r}^{α} et X_{r}^{β}

$$X_{r}^{\alpha} = (X_{O}^{\alpha} + X_{O}^{\beta}) (X_{O}^{\alpha} - (F \times P^{\alpha}))$$

$$X_{r}^{\beta} = (X_{O}^{\alpha} + X_{O}^{\beta}) (X_{O}^{\beta} - (F \times P^{\beta}))$$

et par là même la composition de la nouvelle partie fondante sera

$$X_{O'}^{\alpha} + X_{O'}^{\beta} + X_{O'}^{\gamma} \text{ avec}$$

$$X_{O'}^{\alpha} = \frac{X_{r}^{\alpha}}{X_{r}^{\alpha} + X_{r}^{\beta} + X_{O}^{\gamma}}$$

$$X_{O'}^{\beta} = \frac{X_{r}^{\beta}}{X_{r}^{\alpha} + X_{r}^{\beta} + X_{O}^{\gamma}}$$

$$X_{O'}^{\gamma} = \frac{X_{O}^{\gamma}}{X_{r}^{\alpha} + X_{r}^{\beta} + X_{O}^{\gamma}}$$

Comme nous venons de le voir, le modèle de fusion séquentielle revient à envisager une suite de modèles de SHAW (1970); le résidu réfractaire du terme d'un stade composant le solide soumis à la fusion au début du stade suivant. Deux difficultés restent encore à surmonter :

- le calcul du taux de fusion à appliquer aux parties fondantes de chaque stade;
- le calcul de la concentration des éléments, dans le liquide.

II b) Calcul du taux de fusion théorique.

La partie fondante ne constitue qu'une fraction de la roche mère. Un taux de fusion Fr appliqué à cette dernière, nécessite, pour obtenir le même effet, un taux de fusion $F \neq Fr$ de la partie fondante.

L'expression des taux de fusion est

$$Fr = \frac{L}{W_0}$$

avec W_0 = masse du solide initial

L = masse du liquide

$$F_1 = \frac{l_1}{w_{o1}}$$

w_{o1} = masse de la partie fondante du 1er stade = ϕ_1

l_1 = masse du liquide obtenu à partir de la partie fondante ϕ_1 .

Si la partie fondante ne constitue qu'une fraction X_f de la roche mère, le taux de fusion à appliquer à X_f afin d'obtenir un taux global Fr est

$$F = Fr/X_f$$

Deux cas se présentent alors.

IIb α) Toutes les phases minérales participent au début de la fusion.

Si les trois phases minérales α , β , γ , constituant la roche mère, participent au début de la fusion F sera égal à Fr jusqu'à la disparition de la phase α (pour $F : Fr_1$).

Entre la disparition de α et celle de β ($F = Fr_2$).

$$F_1 = (Fr - Fr_1) / \{1 - (X_0^\alpha + X_1^\beta + X_1^\gamma)\}$$

X_1^β = fraction de β ayant fondu avant Fr_1

X_1^γ = fraction de γ ayant fondu avant Fr_1

puis, une fois que β aura totalement fondu,

$$F_2 = (Fr - Fr_2) / \{1 - (X_0^\alpha + X_0^\beta + X_2^\alpha)\}$$

X_2^α = fraction de γ ayant fondu avant Fr_2 .

IIb β) Toutes les phases minérales ne participent pas
.....
au début de fusion.
.....

Soit une roche composée de trois minéraux, α , β , γ , γ étant réfractaire durant le stade initial de la fusion, la fraction de la partie fondante sera

$$X^\phi = \frac{X_0^\alpha + X_0^\beta}{X_0^\alpha + X_0^\beta + X_0^\gamma}$$

supposons que ce stade s'achève par la fin de la fusion de α . Le taux de fusion rapporté à la seule partie fondante sera, durant ce stade

$$F = \frac{Fr}{X^\phi}$$

où Fr est le taux de fusion rapporté à l'unité de masse de la roche mère.

Supposons que le second stade corresponde à la seule fusion de β et qu'il prenne fin lorsque γ commencera à fondre.

Durant ce stade le taux de fusion F_1 à appliquer à la partie fondante sera

$$F_1 = \{(Fr - Fr_1) / X^\phi\} / \{1 - (Fr_1 / X^\phi)\}$$

Fr_1 étant le taux de fusion réel pour lequel la phase α disparaît totalement.

Durant le troisième stade (fusion de $\beta + \gamma$) le taux de fusion F_2 à appliquer à la partie fondante sera

$$F_2 = (Fr - Fr_2) / \{1 - (X_0^\alpha + X_0^\beta)\}$$

avec Fr_2 = taux de fusion réel pour lequel la phase γ commence à fondre.

et X_0^β = fraction de β ayant disparu pour Fr_2 .

II c) Calcul de la concentration d'un élément dans le liquide.

Soit une roche constituée de trois phases minérales et dont le cursus de fusion peut se subdiviser en trois étapes. Afin de lui appliquer le modèle de fusion séquentielle il faut créer trois parties fondantes successives de masse w .

1ère étape : de $Fr = 0$ à Fr_1

La première partie fondante, de masse w_1 , interviendra de $F = 0$ à F_1 .

(pour le calcul de F_1 , voir le paragraphe précédent).

2ème étape : de Fr_1 à Fr_2

La seconde partie fondante, de masse w_2 ne fondra que de $F' = 0$ à F'_2 .

3ème partie : de Fr_2 à $Fr = 1$.

La fusion totale de la troisième partie fondante sera considérée de $F'' = 0$ à $F'' = 1$.

Soit L_1, L_2, \dots etc. Les liquides produits de la fusion de la roche mère.

Si

$$Fr < Fr_1 \quad L_1 = F \times w_1$$

$$Fr_1 < Fr < Fr_2 \quad L_2 = (F_1 \times w_1) + (F' \times w_2)$$

$$Fr_2 < Fr \quad L_3 = (F_1 \times w_1) + (F'_2 \times w_2) + (F'' \times w_3)$$

En d'autres termes la masse du liquide à un stade de fusion donné est égale à la somme des masses de tous les liquides produits dans les stades antérieurs.

$$L_{(n)} = \left\{ \sum_{i=1}^{i=(n-1)} (F_i \times w_i) \right\} + (F^n \times w_n)$$

Afin de rendre cette sommation possible il ne faut plus tenir compte de la concentration d'un élément dans le liquide mais de sa masse. En effet, la somme des concentrations n'aurait aucune signification car

$$Ca^l = \frac{\omega a^l}{L}$$

Ca^l = concentration de l'élément a dans le liquide

ωa^l = masse de l'élément a intervenant dans le liquide

L = masse de liquide

C'est seulement une fois la masse finale déterminée qu'il sera possible de revenir à la concentration.

Par exemple l'expression de la concentration de l'élément a dans le liquide final L_3 sera Ca^{L3} .

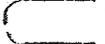
$$Ca^{L3} = \frac{(Ff \times \omega^1 \times Ca^{l1}) + (Ff'2 \times \omega^2 \times Ca^{l2}) + (Ff'' \times \omega^3 \times Ca^{l3})}{(1 - \omega^S)}$$

ω^S = masse du solide résiduel.

II d) Conclusion - Organigramme.

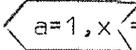
Les paragraphes précédents tendent à montrer que ce n'est pas tant le modèle de fusion de SHAW qu'il faut modifier que la façon de l'utiliser, le domaine de validité de l'équation $C_L = \frac{C_0}{D_0 + F(1-P)}$ ne pouvant, dans la plupart des cas, être étendu à la totalité du phénomène de fusion. C'est la raison pour laquelle il a été proposé un modèle de fusion séquentielle. Chacune de ces séquences nécessite le calcul de la composition minéralogique et chimique d'une "partie fondante", le calcul d'un taux de fusion rapporté à la partie fondante de la roche mère. L'enchaînement des séquences de calcul au cours de la fusion progressive d'une roche peut être résumé à l'aide d'un organigramme.

Les symboles utilisés dans l'organigramme sont :

 = début, fin, renvoi, étape importante.

$\rightarrow\rightarrow\rightarrow$ = sens de parcours de l'organigramme

 = test (dont l'objet est porté dans la cartouche)
ici Y supérieur à Z ?

 = Boucle à exécuter pour a variant de 1 à x.

 = affectations opérations.

i = index (incrément)

Σ = registre somme

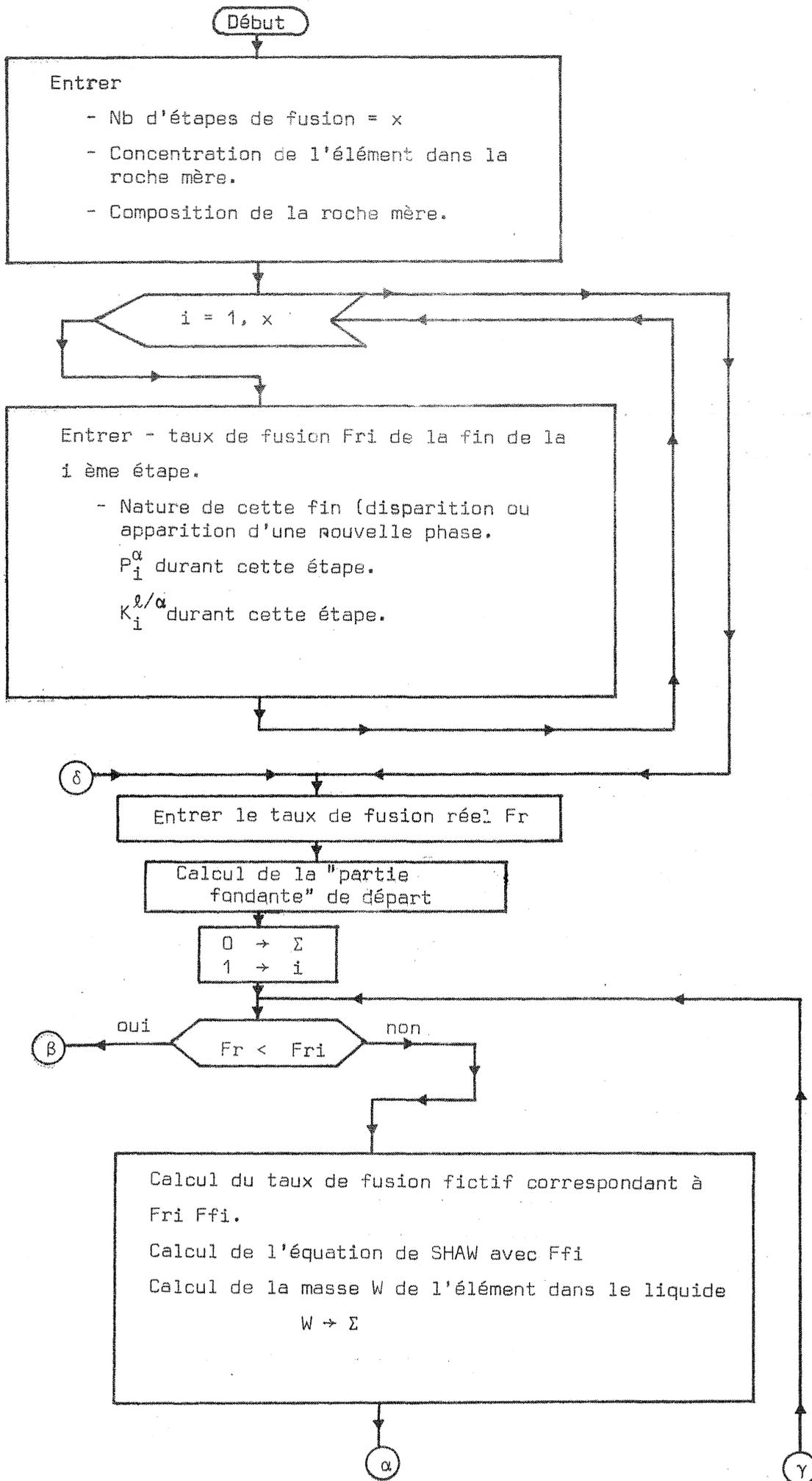
Fr = taux de fusion réel

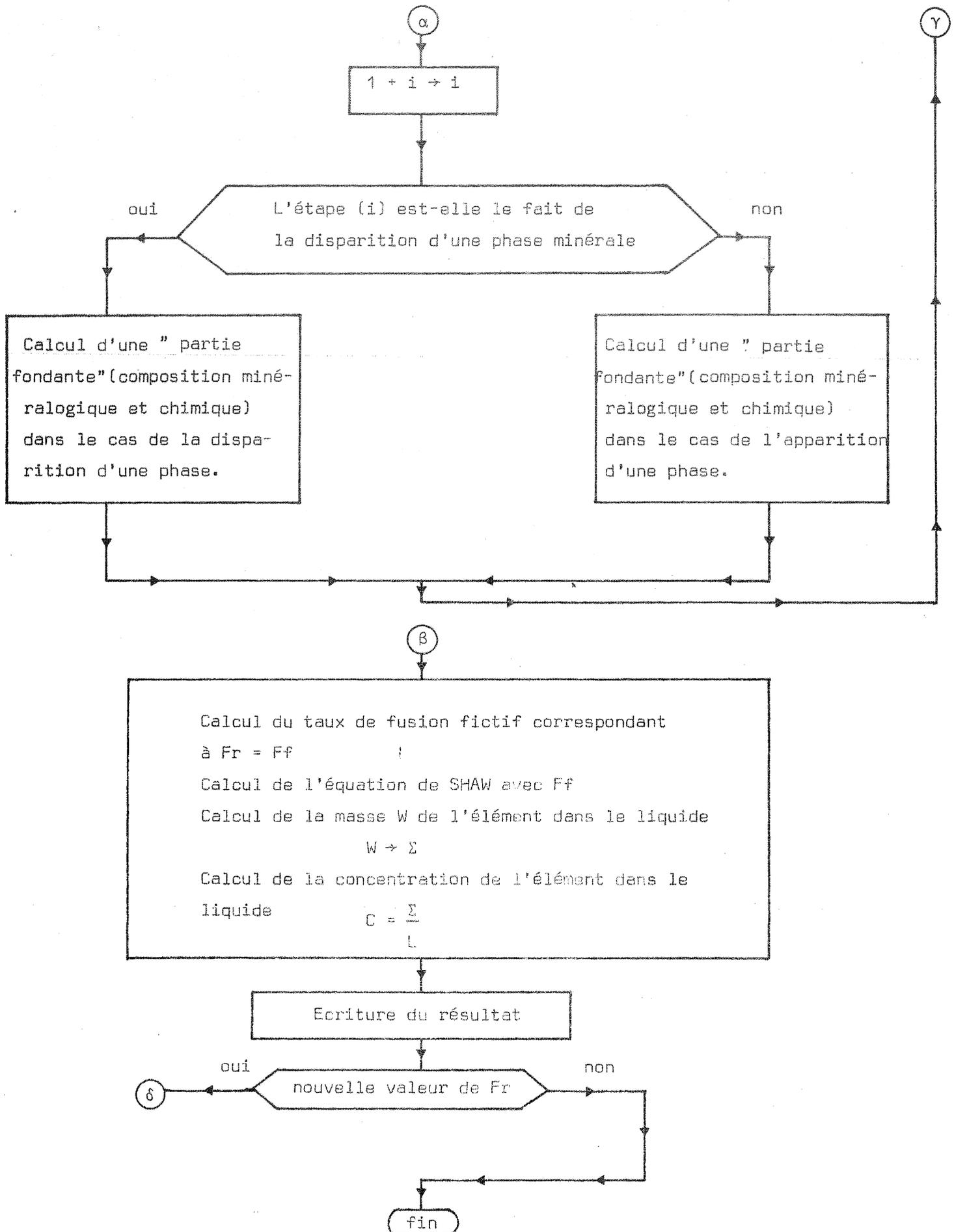
Ff = taux de fusion fictif appliqué à la partie fondante.

ω = masse d'un élément dans le liquide

L = masse du liquide

C = concentration d'un élément dans le liquide.





II e) Exemple numérique.

Afin de bien visualiser les modifications apportées dans le calcul du modèle de fusion à l'équilibre de SHAW, il sera traité un exemple numérique :

- en ne tenant pas compte des modifications proposées
- en en tenant compte

II e α) En ne tenant pas compte des modifications
.....
proposées.
.....

L'exemple portera sur l'étude théorique du comportement du rubidium lors de la fusion d'un gneiss. Plusieurs valeurs de P^α seront testées. Les caractéristiques de la roche de départ sont reportées dans le tableau ci-dessous.

Phases minérales α	X^α_1	P^α_1	P^α_2	P^α_3	$K \frac{l/\alpha}{Rb}$
Quartz	0,5	0,5	0,31	0,36	1000
Plagioclase	0,18	0,18	0,29	0,55	12,83
Feldspath potass.	0,01	0,01	0,34	0,06	1,27
Biotite	0,3	0,3	0,05	0,02	0,447
Sillimanite	0,01	0,01	0,01	0,01	10
Co = 158 ppm					

Les courbes 1, 2, 3 de la figure 60 représentent l'évolution de la masse de rubidium dans le liquide en fonction du taux de fusion F et ce, respectivement pour P^α_1 , P^α_2 , P^α_3 .

X^α et P^α_1 = valeurs mesurées sur les gneiss à grain fin.

P^α_2 et P^α_3 = d'après LE METOUR (1975)

$K \frac{l/\alpha}{Rb}$ = (cf. paragraphe sur les coefficients de partage)

II e β) En tenant compte des modifications proposées.

L'emploi du modèle de fusion séquentielle implique la création de cinq étapes de fusion. Les caractéristiques de chacune d'elles sont résumées dans le tableau ci-dessous.

		Quartz	Plagio- clase	Feldspath potassique	Biotite	Sillimanite
Roche mère	X^α réel	0,5	0,18	0,01	0,3	0,01
1ère étape Fin à F = 0,024	X^α	0,72	0,26	0,02	--	--
	P^α	0,32	0,26	0,42	--	--
2ème étape Fin à F = 0,307	X^α	0,74	0,26	--	--	--
	P^α	0,385	0,615	--	--	--
3ème étape Fin à F = 0,55	X^α	1	--	--	--	--
	P^α	1	--	--	--	--
4ème étape Fin à F = 0,578	X^α	0,311	--	--	0,667	0,022
	P^α	0,529	--	--	0,118	0,353
5ème étape Fin à F = 1	X^α	0,296	--	--	0,704	--
	P^α	0,296	--	--	0,704	--
K λ/α Rb		1000	12,83	1,27	0,447	10
Co = 158 ppm						

La courbe 4 de la figure 60 représente l'évolution de la masse de rubidium dans le liquide en fonction du taux de fusion.

Rubidium

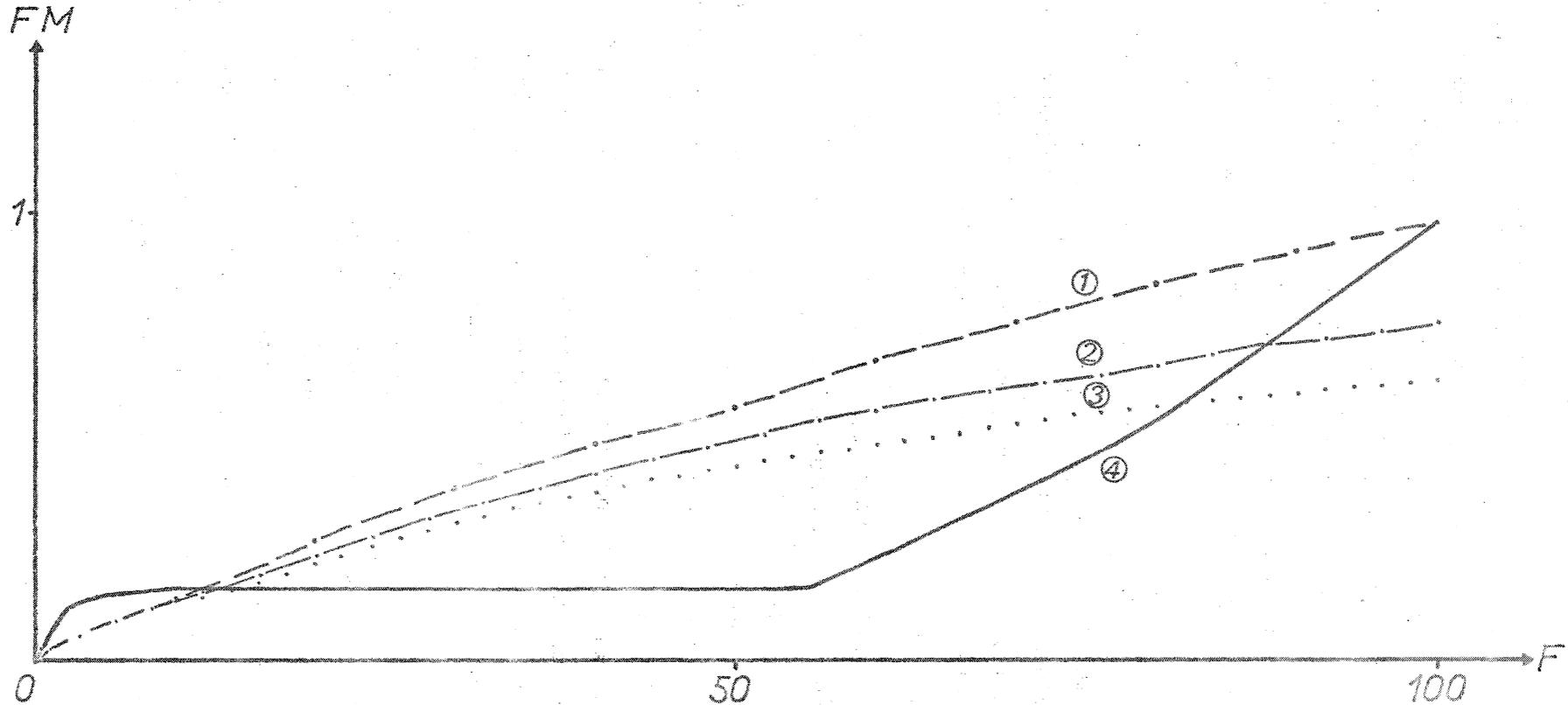


Fig.60 Diagramme représentant l'évolution de la fraction massique, FM , de rubidium dans le liquide, en fonction du taux de fusion, F . Modèle de fusion de SHAW (1970). ① fusion modale, ② & ③ fusion non modale, ④ modèle de fusion séquentielle.

II e γ) Comparaison des résultats et discussion.

La courbe 4 présente un palier entre $F=0,024$ $F=0,55$, celui-ci, associé à l'évolution de la composition minéralogique du solide résiduel permet de quantifier les étroites interactions existant entre la minéralogie et la géochimie des éléments en traces.

- de $F=0$ à $F=0,024$: Le feldspath potassique fond et libère, dans le liquide le rubidium qu'il contient soit 16 % de la teneur de la roche mère.
- de $F=0,024$ à $F=0,55$: Seuls le quartz et le plagioclase fondent, ceux-ci contiennent peu de rubidium, et, étant donné les valeurs élevées de leurs coefficients de partage $K_{Rb}^{l/Qz}$ et $K_{Rb}^{l/Pg}$. le peu de rubidium intervenant dans leur structure est passé dans le liquide dès le début de la fusion. Il n'y a donc plus d'apport de rubidium dans le liquide : d'où l'existence d'un palier.
- de $F=0,55$ à $F=1$: La biotite, en fondant, libère progressivement les grandes quantités de rubidium qu'elle contenait (84% de la teneur totale de la roche mère).

Les courbes 1, 2 et 3, par contre, ont un tracé rectiligne qui ne révèle en rien les modifications profondes de la composition du liquide résiduel.

De plus, en ce qui concerne les courbes 2 et 3, il faut noter que la concentration du rubidium dans le liquide pour $F=1$ n'est pas égale à sa concentration dans la roche mère = C_0 . Ceci suffirait à montrer que ces deux courbes sont dépourvues de signification concrète.

En conclusion, il ressort des démonstrations précédentes que l'usage habituellement fait du modèle de fusion de SHAW (1970) est abusif et débouche sur des spéculations erronées.

Le modèle de fusion séquentielle reconstituant un cursus complet de fusion constitue une approche plus réaliste. Ce modèle sera utilisé dans la suite de ce travail afin de tenter de déterminer les modalités de la fusion responsable de la genèse des migmatites du Massif de Saint-Malo.

III) Choix et discussion des paramètres utilisés.

Avant d'appliquer un modèle de fusion progressive aux gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance, il faut encore fixer un certain nombre de paramètres :

- nature chimique et minéralogique de la roche mère
- coefficients de partage entre le liquide et les différentes phases minérales
- cursus de fusion des gneiss.

IIIa) Nature chimique et minéralogique de la roche mère.

L'étude pétrographique et géochimique des éléments majeurs a montré que les migmatites du Massif de Saint-Malo étaient le produit de la fusion partielle de gneiss identiques aux gneiss à grain fin de la vallée de La Rance. L'existence de variations de composition (métrique à centimétrique) rend compte de la diversité des modalités de l'anatexie.

Afin de couvrir la gamme des éventualités, trois roches mères seront étudiées.

- un gneiss riche en micas
- un gneiss essentiellement quartzo-feldspathique
- un gneiss dont la composition minéralogique et chimique est celle de la moyenne des gneiss à grain fin.

Ces trois gneiss représentent la valeur moyenne et les deux pôles extrêmes entre lesquels se situent tous les gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance.

Les caractéristiques chimiques et minéralogiques de ces trois gneiss sont résumées dans les tableaux ci-après.

Tableaux 6 , 7 , 8 . Compositions chimique et minéralogique des 3 types de gneiss à grain fin utilisés pour le calcul des modèles théoriques (+ analyse d'une biotite moyenne)

	Gneiss quartzo-feldspathiques	Gneiss à grains fin moyen	Gneiss micacé	Biotite moyenne	
SiO ₂ %	71,72	69,68	63,88	SiO ₂ %	36,54
Al ₂ O ₃ %	14,66	14,58	13,63	Al ₂ O ₃ %	18,72
Fe ₂ O ₃ %	3,18	4,26	6,41	Fe ₂ O ₃ %	22,24
MnO	0,04	0,06	0,10	MnO %	0,21
MgO	1,12	1,63	2,79	MgO %	8,41
CaO	2,32	1,61	1,68	CaO %	0,11
Na ₂ O	4,32	3,25	2,63	Na ₂ O %	0,25
K ₂ O	1,54	2,93	3,00	K ₂ O %	8,50
TiO ₂	0,44	0,58	0,86	TiO ₂ %	2,67
P ₂ O ₅	0,20	0,14	0,19	P ₂ O ₅ %	0,03
Perte au feu	0,38	1,13	2,28	H ₂ O %	1,71
Total	99,92	99,85	97,45	Total %	99,39
Ni ppm	19	24	36	Ni ppm	110
Co	14	43	44	Co	28
V	58	70	99	V	327
Cr	55	76	97	Cv	300
U	65	104	158	Rb	466
Sr	252	263	188	Sr	5
Zr	90	205	173	Zr	278
...	25	25	32		

Tableau 8.

Tableau 6 .

	Gneiss quartzo-feldspathique	gneiss moyen	gneiss micacé
Quartz %	65	60	50
Plagioclase	13,5 (An ₃₅)	14 (An ₃₀)	18 (An ₁₀)
Feldspath Potas.	8	6	1
Biotite	13	19	30
Sillimanite	0,5	1	1

Tableau 7.

IIIb) Coefficients de partage entre le liquide et les différentes phases minérales.

Le choix des coefficients de partage est délicat car il engage tous les résultats théoriques. Etant donné la profusion de valeurs contradictoires rencontrées dans la bibliographie, il semble préférable, lorsque cela est possible, de calculer les coefficients de partage correspondant aux roches dont l'étude est envisagée.

III b α) Coefficients de partage Liquide/Biotite.

La formulation simplifiée du coefficient de partage est :

$$K_a^{l/\alpha} = \frac{C_a^l}{C_a^\alpha}$$

$K_a^{l/\alpha}$ = coefficient de partage de l'élément a entre le liquide et la phase α.

C_a^l = concentration de a dans le liquide.

C_a^α = concentration de α dans le minéral.

Pour des conditions thermodynamiques données $K_a^{l/\alpha}$ est considéré comme constant, bien que en toute rigueur il varie aussi en fonction de la nature de la phase solide et de la phase liquide.

Pour établir le coefficient de partage d'un élément entre le liquide et une phase minérale, il suffit d'en connaître la concentration dans chacune des deux phases et d'en faire le rapport. La concentration d'un élément dans le leucosome sera assimilée à la concentration de cet élément dans le liquide anatectique.

Les analyses de leucosome, ainsi que celles des biotites associées sont reportées dans les appendices VI et VII.

Deux approches de la valeur du coefficient sont utilisées concurremment :

- l'une statistique : le coefficient sera égal à la moyenne des rapports C_a^l/C_a^α .
- l'autre graphique : la valeur retenue sera égale à la pente de la droite passant par les points correspondant aux analyses, et par l'origine d'un diagramme $C_a^l = f(C_a^\alpha)$ fig. 61 à 71.

- Nickel (fig. 61).

Bien que les points présentent une légère dispersion la valeur moyenne ainsi obtenue $K_{Ni}^{l/Bi} = 0,0422$ est radicalement différente de 1, valeur proposée par CONDIE et HAYSLIP (1975), (cette dernière est vingt fois plus élevée). Le fait que les points se regroupent tous autour de droites de pente de l'ordre de 10^{-2} , ajouté au fait que le coefficient ainsi mesuré est celui correspondant aux roches dont l'étude est envisagée, autorise le maintien de $K_{Ni}^{l/Bi} = 0,0422$.

- Cobalt (fig. 62).

Quoique éloigné des résultats publiés par CONDIE et HUNTER (1976) $K_{Co}^{l/Bi} = 0,067$ et par HIJUSCHI (1969) $K_{Co}^{l/Bi} = 0,035$ le coefficient mesuré $K_{Co}^{l/Bi} = 1,0127$ sera retenu en raison du bon groupement des points autour de la droite de pente 1.

- Vanadium (fig. 63).

Etant donnée l'absence de toute autre valeur, $K_V^{l/Bi} = 0,0397$ sera celle utilisée.

- Chrome (fig. 64).

Le $K_{Cr}^{l/Bi}$ mesuré = 0,056 sera retenu.

Cette mesure se trouve en accord avec celles rencontrées dans la bibliographie.

0,079 pour HIJUSCHI (1969)

0,067 pour CONDIE et HUNTER (1976)

0,064 d'après SIMON (1976).

- Rubidium (fig. 65).

Le résultat obtenu, 0,12 est différent de ceux communément considérés dans la littérature géologique.

0,44 HIJUSCHI (1969)

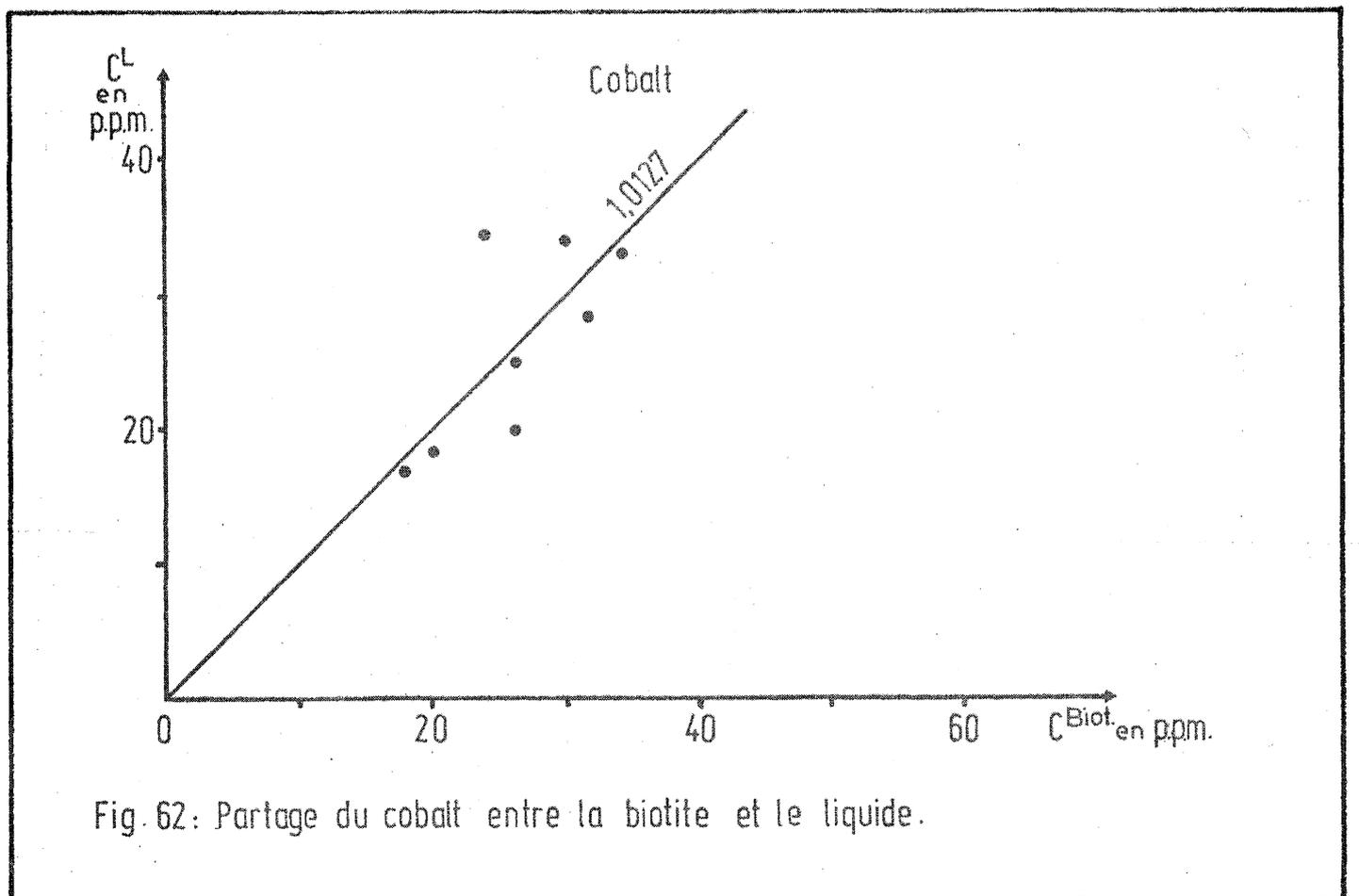
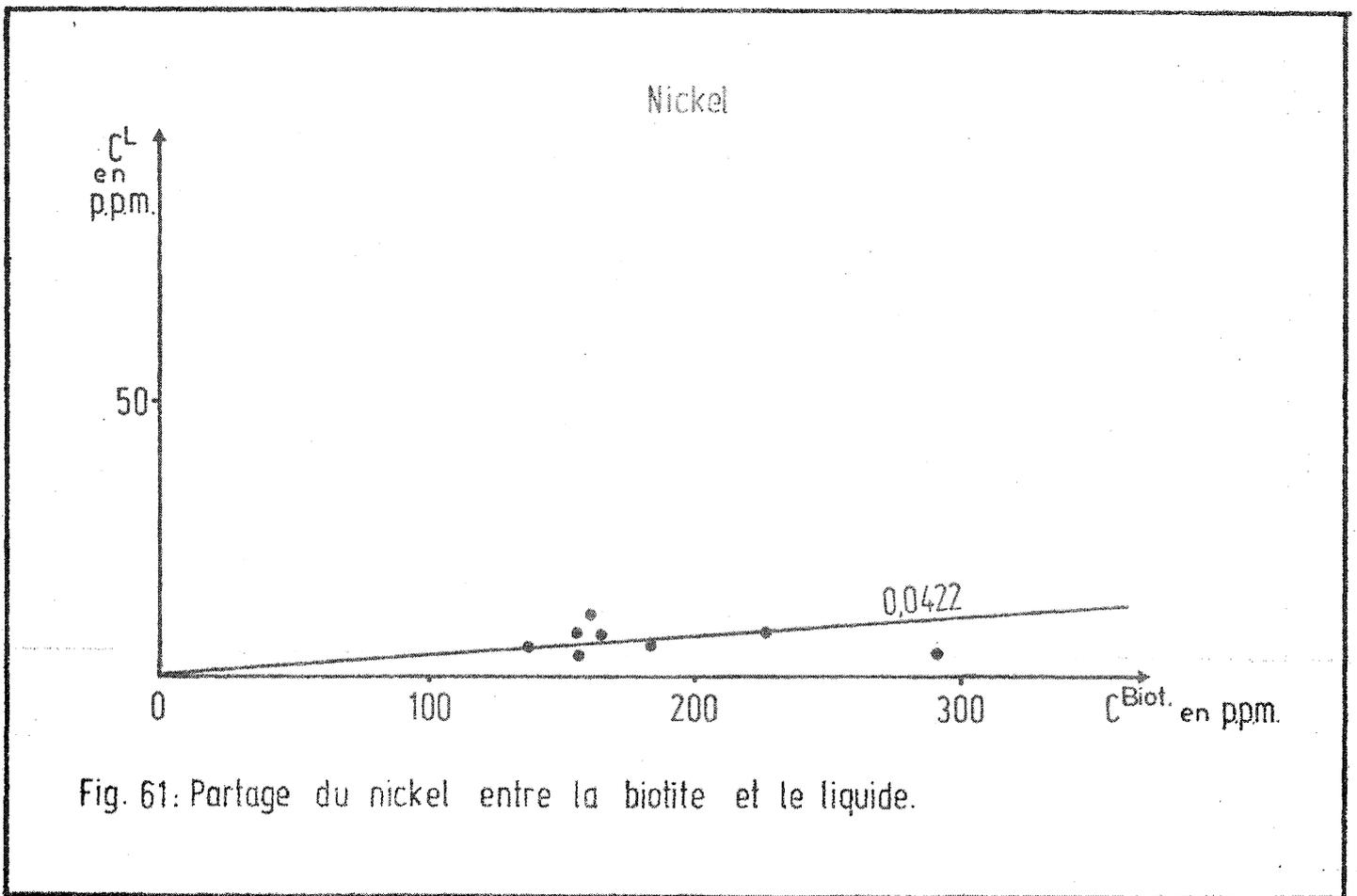
0,914 DUPUY (1970)

0,310 PHILPOTTS et SCHNETZLER (1970)

0,420 CONDIE et HOWARD (1971)

1,00 CONDIE et HAYSLIP (1975)

0,5 CONDIE et HUNTER (1976)



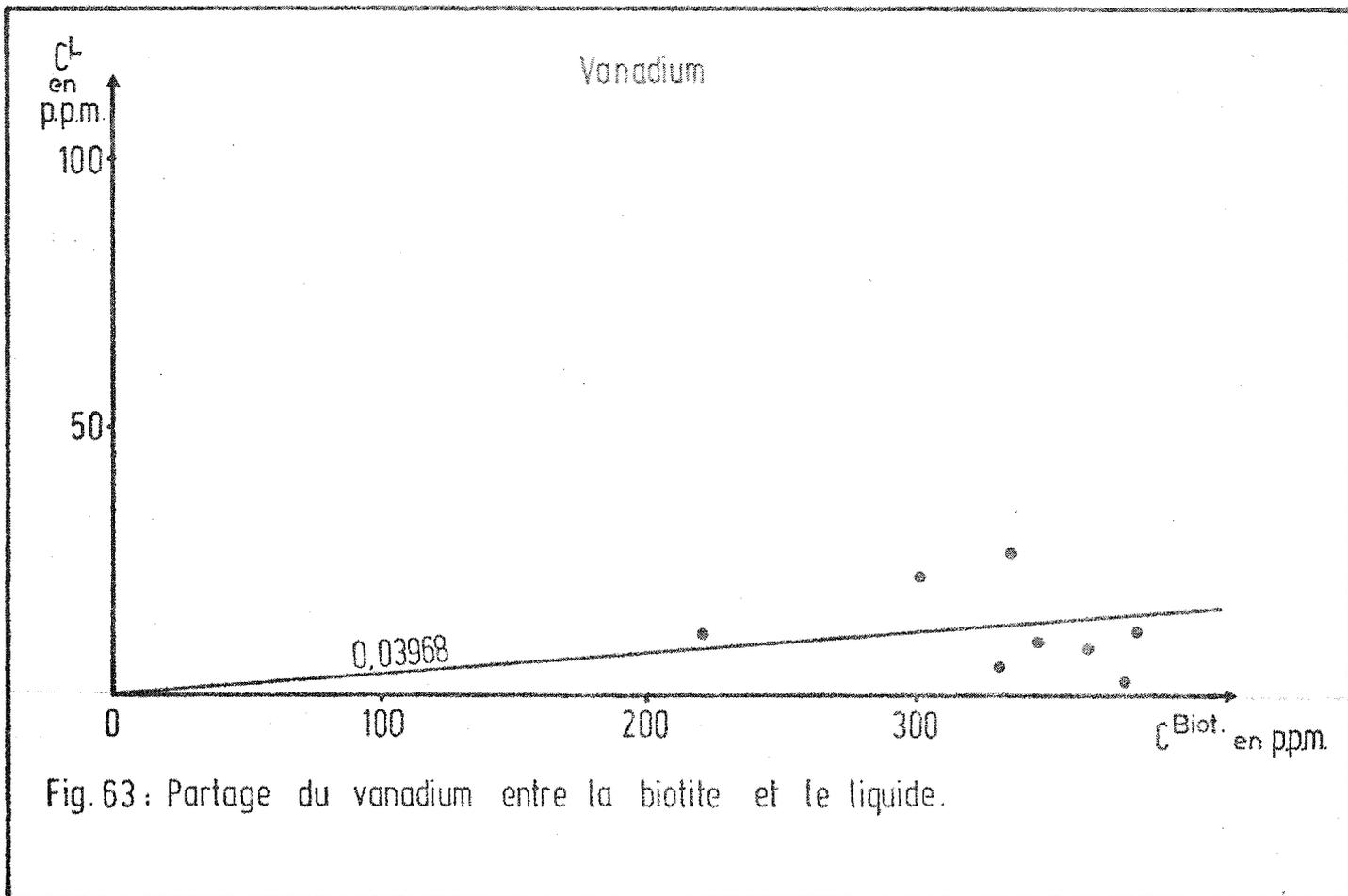


Fig.63 : Partage du vanadium entre la biotite et le liquide.

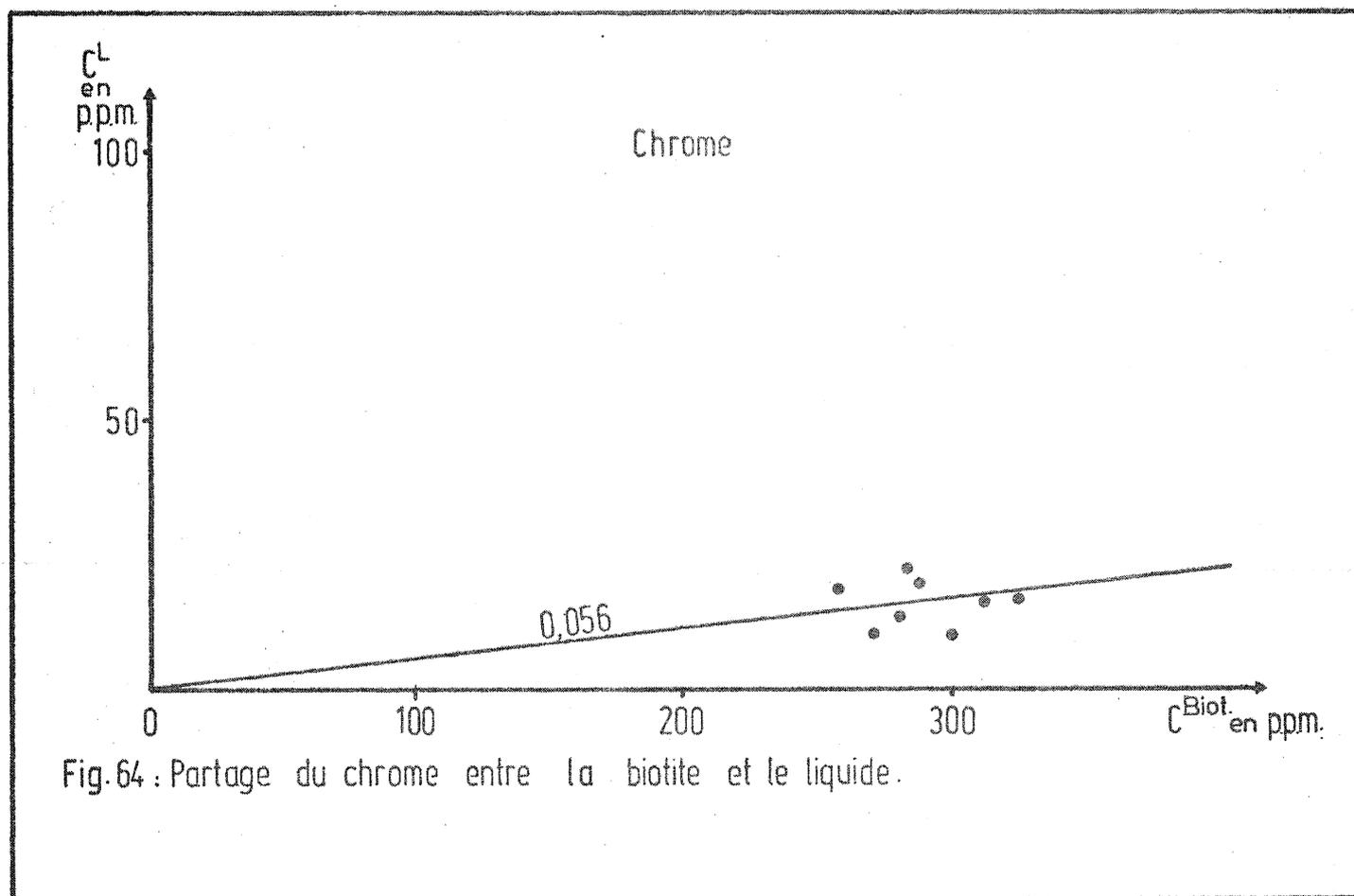
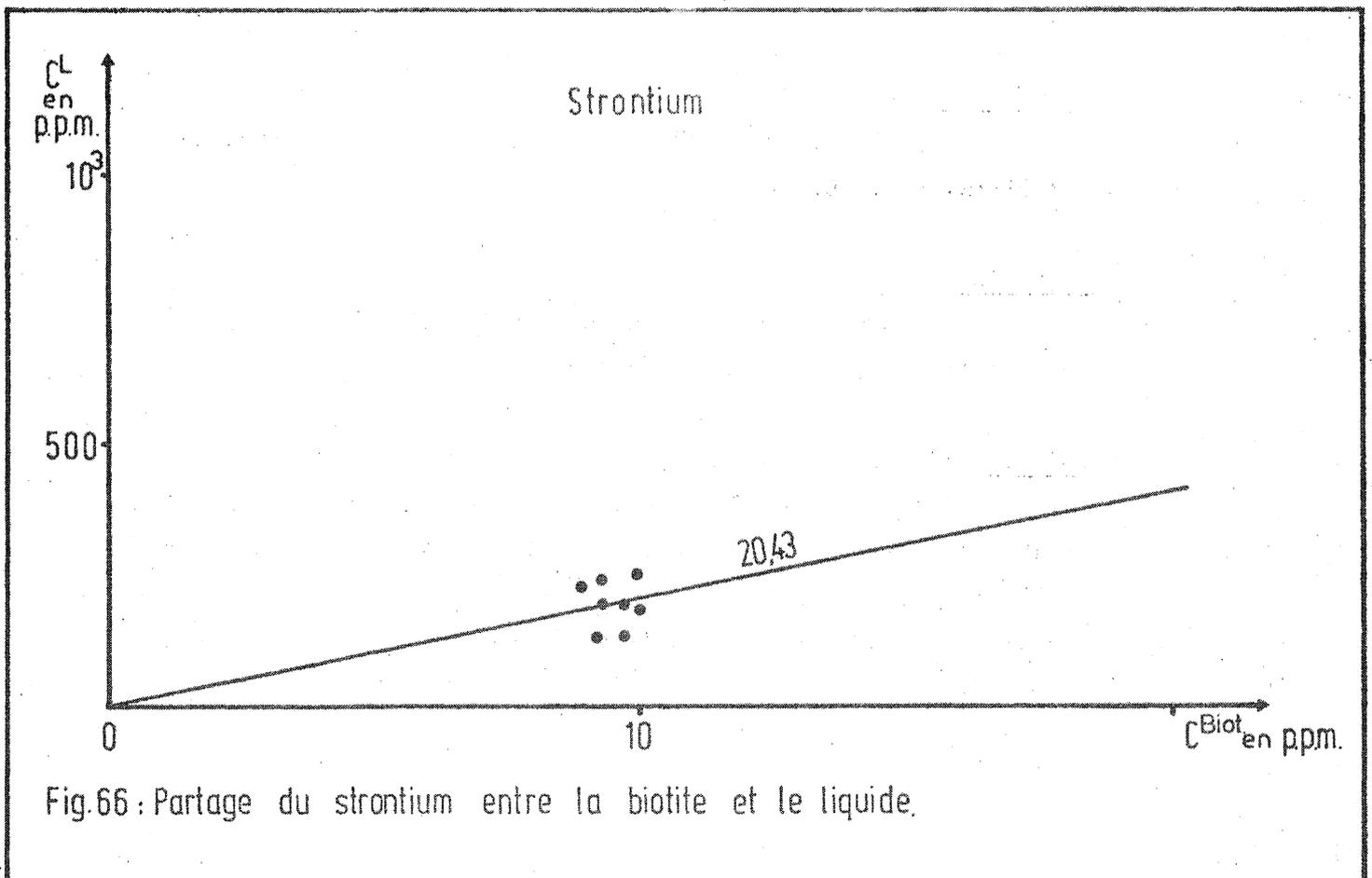
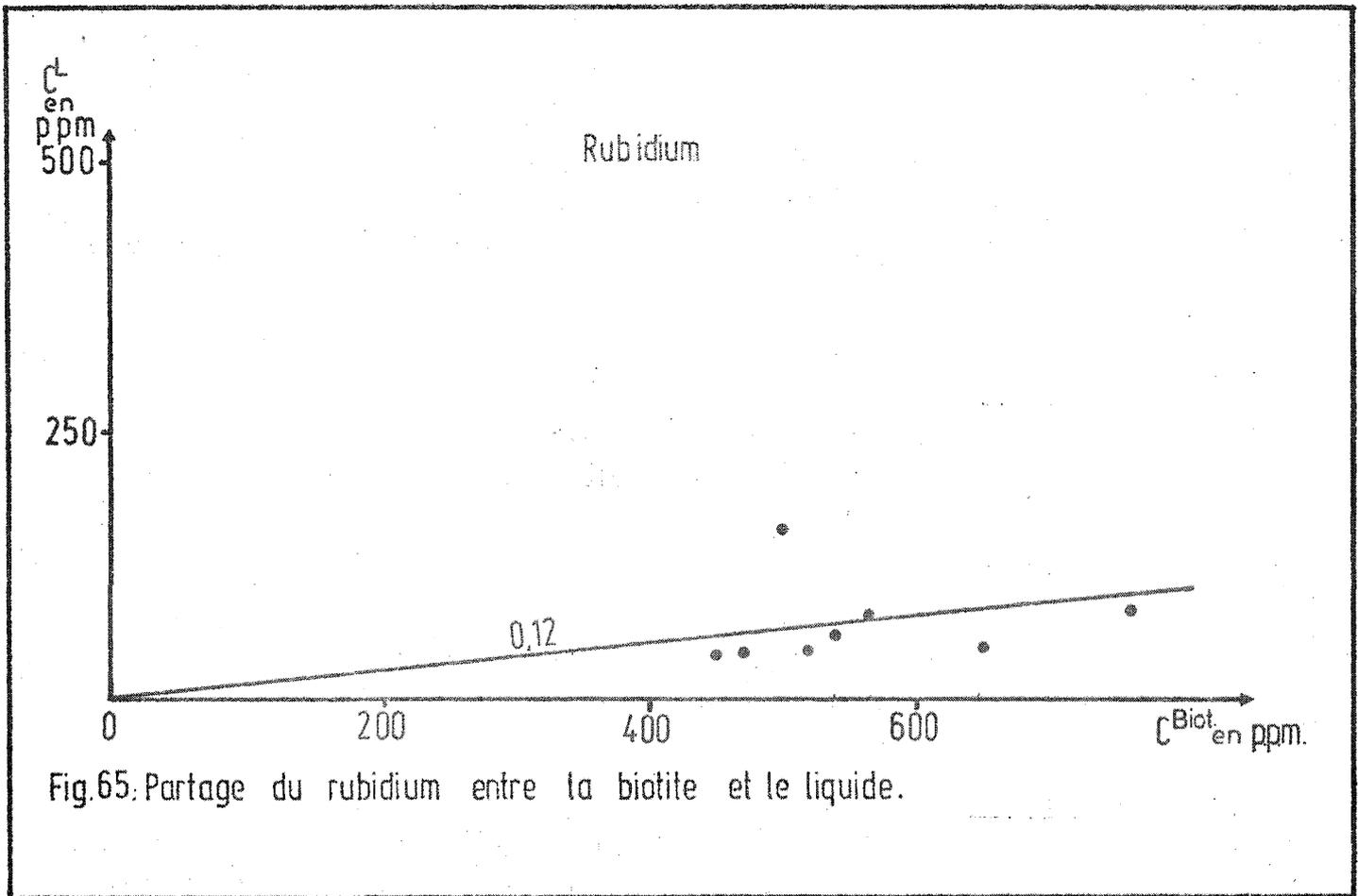


Fig.64 : Partage du chrome entre la biotite et le liquide.



- 0,45 ARTH (1976)
- 0,33 Mac CARTHY (1976)
- 0,446 ARTH et MANSON (1976)

Toutefois, la valeur 0,12 doit être retenue comme étant propre aux roches étudiées.

- Strontium (fig. 66).

La valeur obtenue $K_{Sr}^{l/Bi} = 20,43$ peut être contestée, étant donné les faibles teneurs en strontium des biotites. Toutefois cette valeur sera conservée car elle est du même ordre de grandeur que celles généralement utilisées.

- 5 CONDIE et HUNTER (1976)
- 8,3 PHILPOTTS et SCHNETZLER (1970)
- 2,5 Mac CARTHY (1976)

- Zirconium (fig. 67).

BUMA (1971) préconise l'emploi de $K_{Zr}^{l/Bi} = 0,47$. Ce résultat est analogue à celui mesuré sur les migmatites de Saint-Malo $K_{Zr}^{l/Bi} = 0,384$ (valeur conservée). (Une valeur considérée erronée n'a pas été retenue pour le calcul de la moyenne).

- Aluminium (fig. 68).

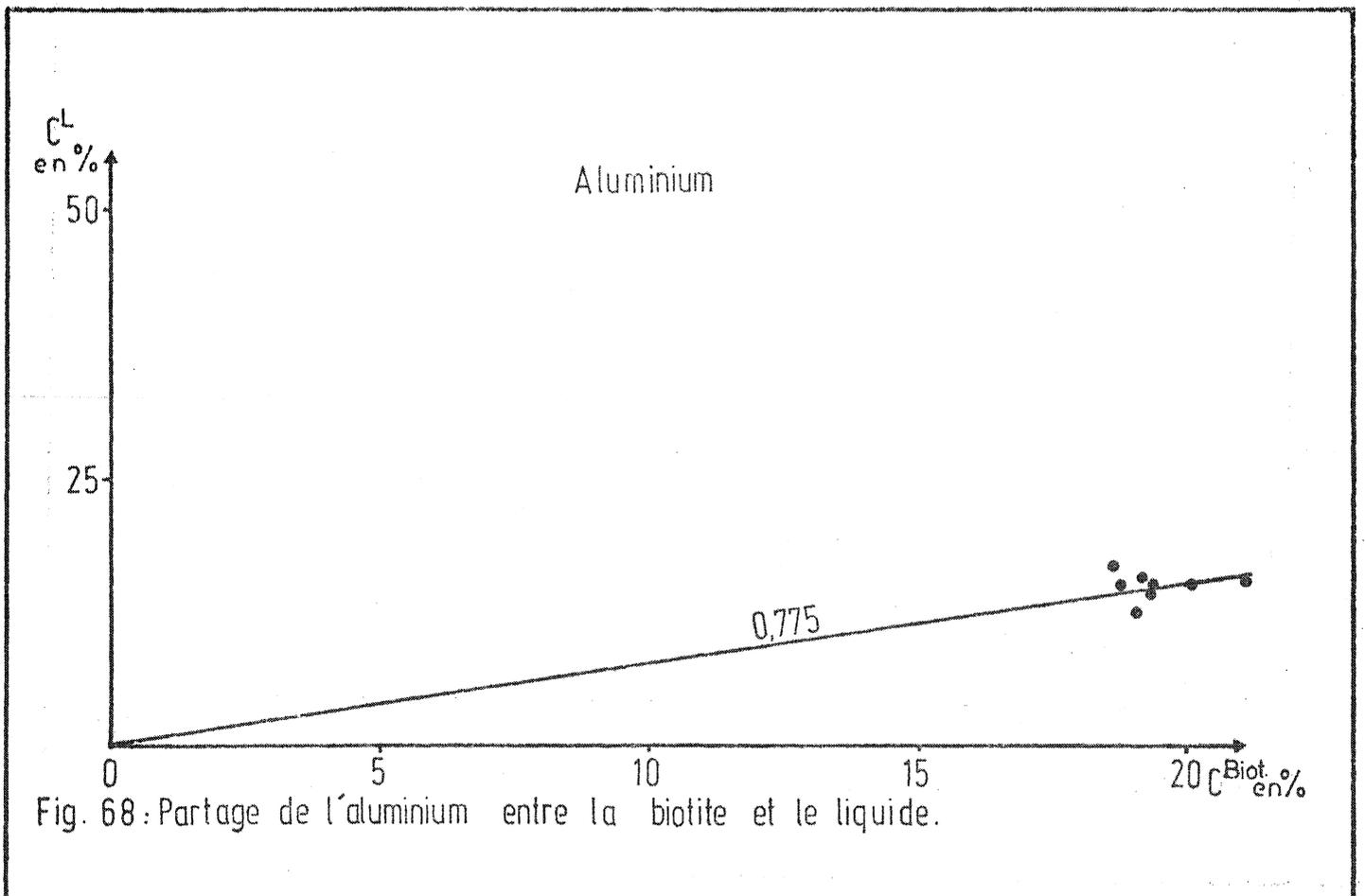
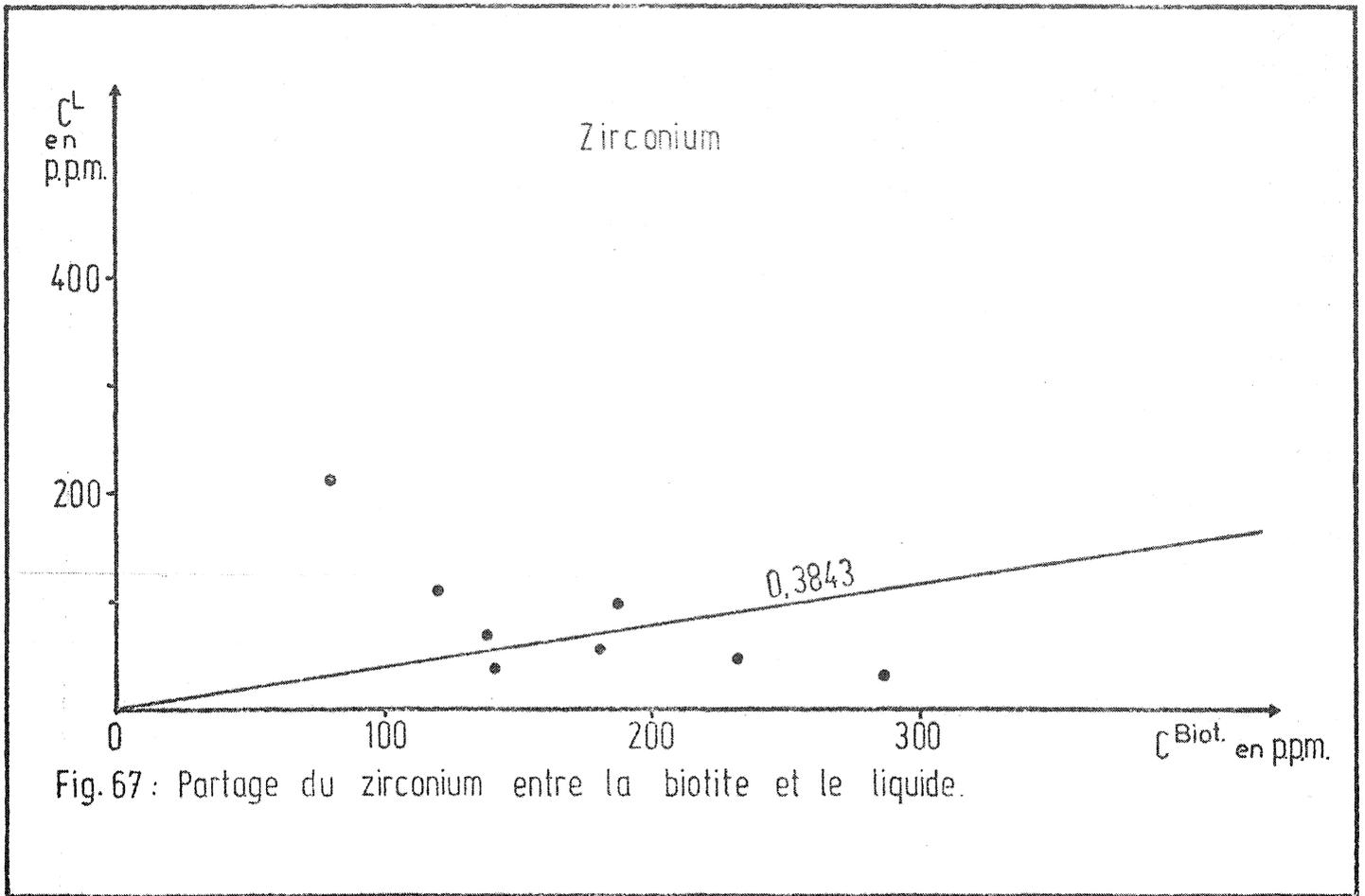
Le $K_{Al}^{l/Bi}$ calculé 0,775 est en accord avec celui obtenu par DUPUY (1970) : 0,806.

- Magnésium (fig. 69).

Tout comme pour l'alumine $K_{Mg}^{l/Bi} = 0,0115$ est analogue à la valeur proposée par DUPUY (1970) = 0,0164.

- Calcium (fig. 70).

Ici se pose le même problème que dans le cas du strontium : la faible teneur en calcium de la biotite (<0,1%). La valeur retenue est $K_{Ca}^{l/Bi} = 12,8$; DUPUY propose $K_{Ca}^{l/Bi} = 2,22$. Cette différence est due à la pauvreté en calcium des biotites analysées; celle-ci peuvent être s'expliquer par l'absence d'inclusions d'apatite.



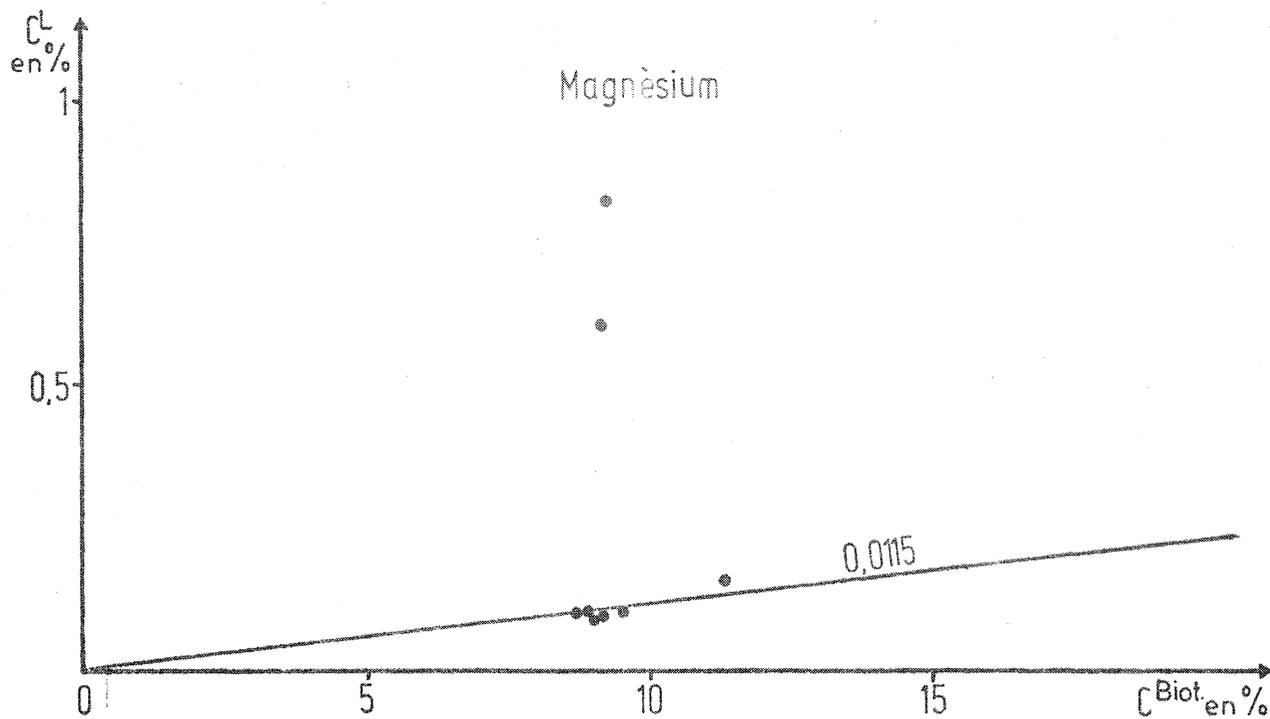


Fig. 69 : Partage du magnésium entre la biotite et le liquide.

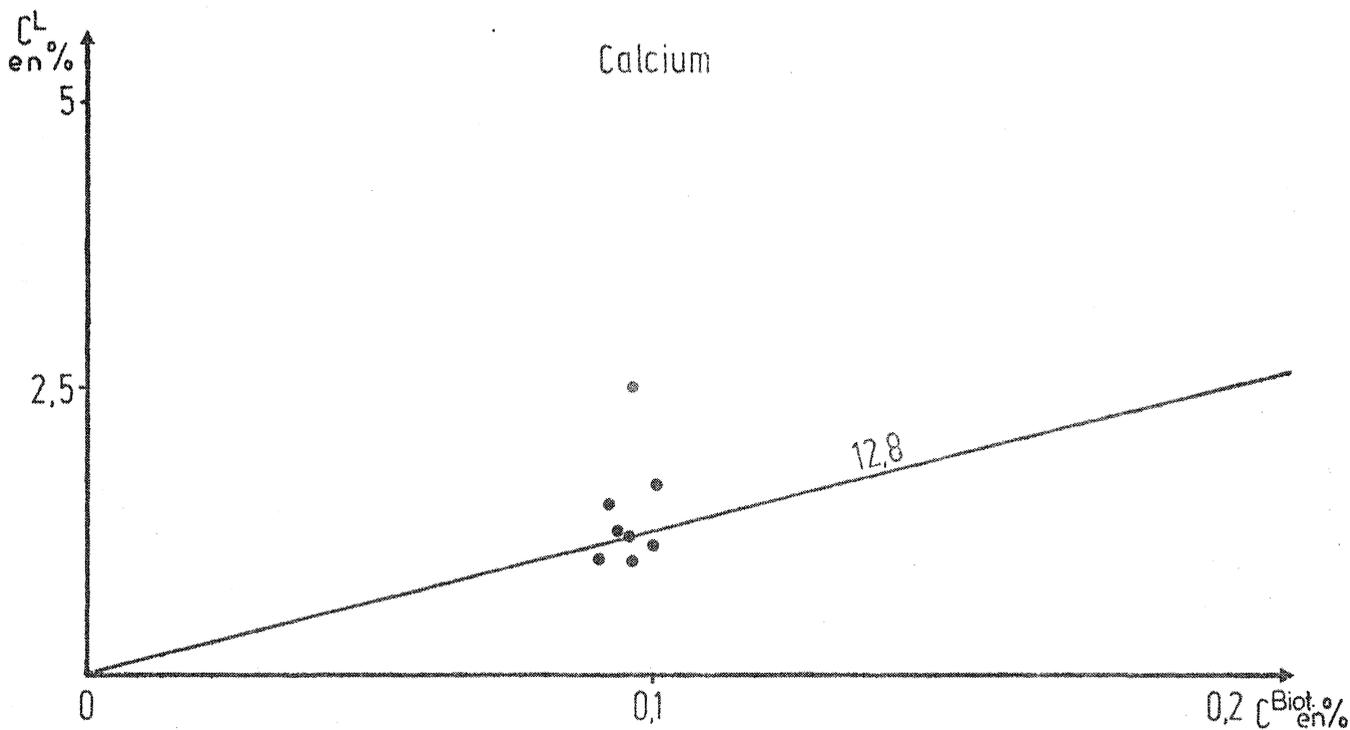
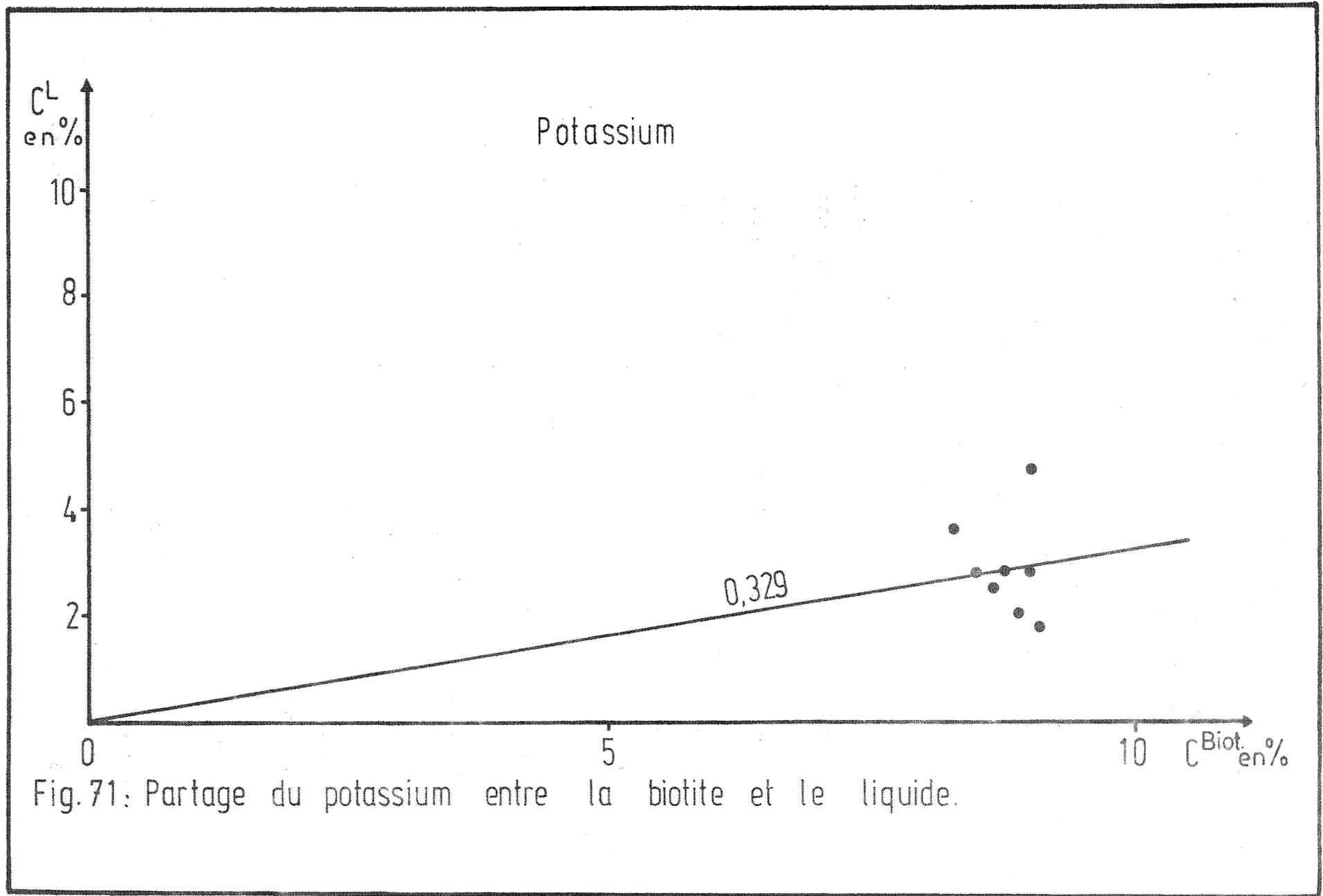


Fig. 70 : Partage du calcium entre la biotite et le liquide.



Fréquemment les biotites analysées par divers auteurs contiennent d'assez grandes quantités de calcium provenant d'inclusions d'apatite. (tout le calcium contenu dans la biotite peut être combiné avec le phosphore pour donner l'apatite).

- Potassium (fig. 71).

La mesure $K_{\text{K}}^{\text{L/Bi}}$: 0,329 est encadrée par les valeurs
0,74 DUPUY (1970)
0,18 PHILPOTTS ET SCHNETZLER (1970).

IIIb β) Autres coefficients.

Exception faite de la biotite aucun minéral n'a été extrait des néosomes; aussi la mesure des autres coefficients de partage n'est-elle pas connue. J'ai donc été amené à considérer et discuter les valeurs publiées par différents auteurs.

Seuls ont été retenus les coefficients de partage dont la valeur θ a été déterminée sur des roches de composition aussi proche que possible de celle des migmatites du Massif de Saint-Malo; d'autre part lorsqu'existaient plusieurs valeurs très voisines, c'est leur moyenne qui a été retenue.

Ces critères étant les seuls à avoir présidé au choix du coefficient de partage, les résultats de la compilation bibliographique, seront, pour chaque élément, présentés sous forme d'un tableau, suivi, le cas échéant d'une brève discussion.

III c) Cursus de fusion des gneiss.

L'étude détaillée du cursus de fusion des gneiss permet de déterminer :

- le taux de fusion de la roche mère pour lequel apparaît ou disparaît une phase minérale.
- les valeurs de P^{α} pour chaque épisode de calcul.

Deux approches différentes du problème peuvent être envisagées :

- l'une théorique, utilise les résultats des travaux expérimentaux sur les systèmes granitiques et peut être appliquée à la fraction leucocrate.

Minéraux Références	Quartz	Plagiocl.	Feldspath potassique	Sillimanite
d'après PEARSON et SHAW (1960)				32
d'après TOWNEND (1966)			50	
DELONG (1974)	75	4,5		
ANDRIAMBOLOLONA (1976)	75	75		
Valeurs retenues	75	75	50	32

Tableau 9, Coefficients de partage K_{α}^{Ni}
Nickel

Minéraux Références	Quartz	Plagiocl.	Feldspath. potassique	Sillimanite
d'après PEARSON et SHAW (1960)				18
d'après TOWNEND (1966)			6	
DUDAS (1971)		16,13		
ANDRIAMBOLOLONA (1976)	65	65		
Valeurs retenues	65	16,13	6	18

Tableau 10 Coefficients de partage K_{α}^{Co}
Cobalt

Minéraux Références	Quartz	Plagiocl.	Feldspath potassique	Sillimanite
d'après PEARSON et SHAW (1960)				1
d'après TOWNENS (1966)			20	
ANDRIAMBOLOLONA (1976)	120	120		
Valeurs retenues	120	120	20	1

Tableau 11. Coefficients de partage K_{α}^{V}
Vanadium

Minéraux Références	Quartz	Plagiocl.	Feldspath potassique	Sillimanite
d'après PEARSON et SHAW (1960)				1,64
d'après TOWNEND (1966) DUDAS (1971)		16,7	29	
ANDRIAMBOLOLONA (1976)	8	8		
d'après SIMON (1976)	2 ?	2 ?	2	
Valeurs retenues	8	8	29	1,64

Tableau 12. Coefficients de partage $K_{\ell/\alpha}$
Chrome

Minéraux Références	Quartz	Plagiocl.	Feldspath Potassique	Sillimanite
d'après FARRAND (1960)			0,71	
d'après PEARSON et SHAW (1960)				10
EWART (1969)		24,4		
HIJUSCHI (1969)		62,5		
DUPUY (1970)		12,827	1,27	
PHILPOTTS et SCHNETZLER (1970)		7,25	1,52	
d'après CONDIE et HOWARD (1971)		1,82	1,15	
DUDAS (1971)		7,7		
NAGASAWA et SCHNETZLER (1971)		24,4		
DELONG (1974)	100	12,5		
CONDIE et HAYSLIP (1976)		10	2	
ARTH (1976)		24,4	2,9	
ARTH et HANSON (1976)		24,39	2,73	
Mac CARTHY (1976)	1000	25	1,25	
CONDIE et HUNTER (1976)		10	3,33	
Valeurs retenues	1000	12,827	1,27	10

Tableau 13. Coefficients de partage $K_{\ell/\alpha}$
Rubidium

Minéraux Références	Quartz	Plagiocl.	Feldspath potassique	Sillimanite
d'après FARRAND (1960)			1	
d'après PEARSON et SHAW (1960)				8
EWART (1969)		0,09		
HIJUSCHI (1969)		0,35		
DUPUY (1970)		0,1032	0,24	
PHILPOTTS et SCHNETZLER (1970)		0,36	0,26	
DUDAS (1971)		0,22		
NAGASAWA et SCHNETZLER (1971)		0,22		
BANNO et MATSUI (1973)		0,114		
DELONG (1974)	100	0,3		
CONDIE et HAYSLIP (1975)		0,125	0,25	
ARTH (1976)		0,23	0,26	
ARTH et HANSON (1976)		0,227	0,258	
Mac CARTHY (1976)	1000	0,30	0,28	
CONDIE et HUNTER (1976)		0,16	0,25	
Valeurs retenues	1000	0,22	0,257	8

Tableau 14. Coefficients de partage $K^{l/a}$
Strontium

Minéraux Références	Quartz	Plagiocl.	Feldspath potassique	Sillimanite
d'après PEARSON et SHAW (1960)				3,08
d'après BUMA (1971)	6,93	4	5,29	
CONDIE et HARRISSON (1976)		100		
Valeurs retenues	6,93	4	5,29	3,08

Tableau 15. Coefficients de partage $K^{l/a}$
Zirconium

Minéraux Références	Quartz	Plagiocl.	Feldspath potassique	Sillimanite
d'après PEARSON et SHAW (1960)				0,253
DUPUY (1970)		0,469	0,730	
Valeurs retenues	1000 estimé	0,469	0,730	0,253

Tableau 16. Coefficients de partage K^{Al}/α
Aluminium

Minéraux Références	Quartz	Plagiocl.	Feldspath potassique	Sillimanite
d'après PEARSON et SHAW (1960)				22,24
DUPUY (1970)		1,56	3,70	
Valeurs retenues	1000 estimé	1,56	3,70	22,24

Tableau 17. Coefficients de partage K^{Mg}/α
Magnésium

Minéraux Références	Quartz	Plagiocl.	Feldspath potassique	Sillimanite
d'après PEARSON et SHAW (1960)				6,25
DUPUY (1970)		0,14	4,17	
Valeurs retenues	1000 estimé	0,14	4,17	6,25

Tableau 18. Coefficients de partage K^{Ca}/α
Calcium

Minéraux Références	Quartz	Plagio.	Feldspath potassique	Sillimanite
d'après PEARSON et SHAW (1960)				10
DUPUY (1970)		10,72	0,46	
PHILPOTTS et SCHNETZLER (1970)		11,94	0,67	
valeurs retenues	estimé 1000	10,72	0,46	10

Tableau 19. Coefficients de partage K^{K}/α
Potassium

Elément \ α	$\alpha = \text{Quartz}$	$\alpha = \text{Plagioclase}$	$\alpha = \text{Feldspath Potassique}$	$\alpha = \text{Biotite}$	$\alpha = \text{Sillimanite}$
Ni	75	75	50	0,0422	32
Co	65	16,13	6	1,0127	18
V	120	120	20	0,0397	1
Cr	8	8	29	0,056	1,64
Rb	1000	12,827	1,27	0,12	10
Sr	1000	0,22	0,257	20,43	8
Zr	6,93	4	5,29	0,384	3,08
Al	1000	0,469	0,730	0,775	0,253
Mg	1000	1,56	3,70	0,0115	22,24
Ca	1000	0,14	4,17	12,8	6,25
K	1000	10,72	0,46	0,329	10

Tableau 20. Récapitulatif des coefficients de partage utilisés pour le calcul des modèles théoriques de fusion séquentielle.

- l'autre, pratique, se réfère à l'examen détaillé des roches analysées, et s'applique à la fusion incongruente de la biotite.

III c a) Détermination du cursus de fusion de la
fraction leucocrate.

Quelque soit le type de gneiss envisagé, la fraction leucocrate est toujours constituée de quartz + plagioclase + feldspath potassique. D'un point de vue théorique il est possible de suivre l'évolution de la composition du solide résiduel dans un système Quartz + Albite + Orthose + Eau, à condition que la position de la ligne cotectique ait été corrigée pour tenir compte de la teneur en anorthite du gneiss.

A titre d'exemple considérons le cas du gneiss à grain fin moyen dont les compositions chimiques et minéralogiques sont reportées dans les tableaux n° 6 et 7.

La figure 72 représente le cursus de la fusion de ce gneiss. La position de la ligne cotectique y est corrigée en fonction de la teneur en anorthite du plagioclase ($An = 30$).

Le gneiss projeté à partir du pôle An sur le triangle Qz - Ab - Or a pour composition (point C).

$$\begin{aligned} Qz &= 75 \% \\ Ab &= 17,5 \% \\ Or &= 7,5 \% \end{aligned}$$

La pression étant supérieure à 3,6 kb, le premier liquide aura pour composition celle de l'eutectique du système (point A) :

$$\begin{aligned} Qz &= 34 \% \\ Ab &= 36 \% \\ Or &= 30 \% \end{aligned}$$

Chacun de ces minéraux participera donc à la formation du liquide dans les proportions :

$$\begin{aligned} P^{Qz} &= 0,34 \\ P^{Ab} &= 0,36 \\ P^{Or} &= 0,30 \end{aligned}$$

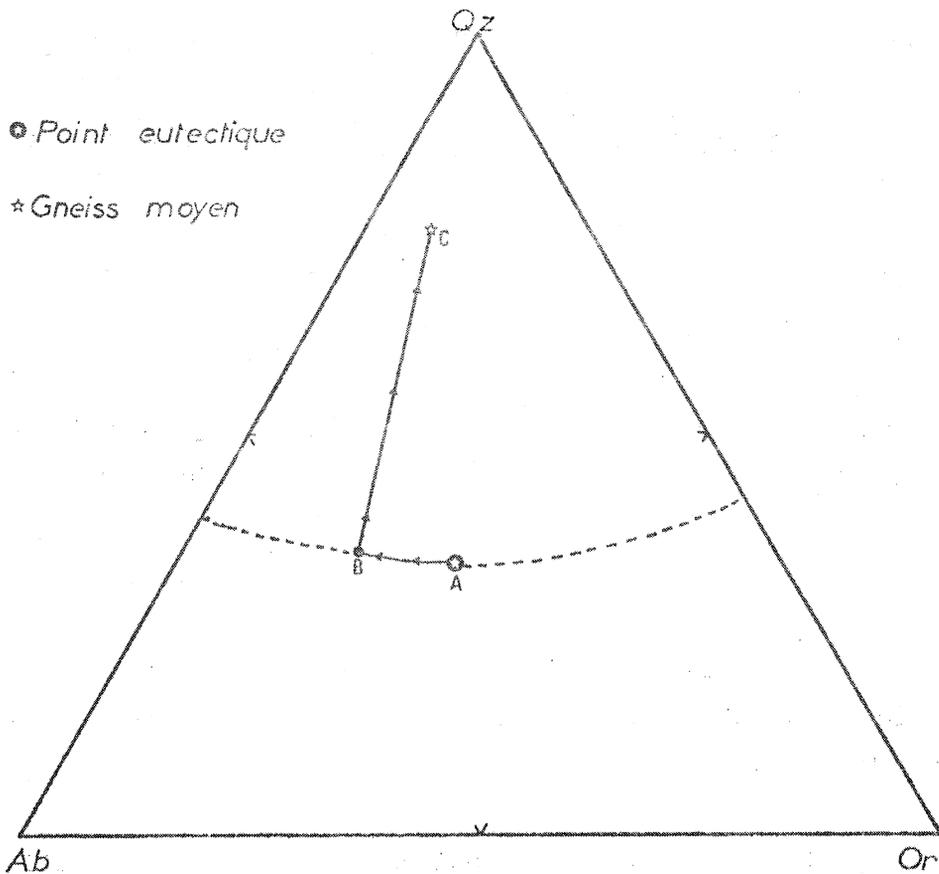


Fig. 72: Cours de fusion de la fraction leucocrate du gneiss moyen (PH₂O = 3-4 Kb)

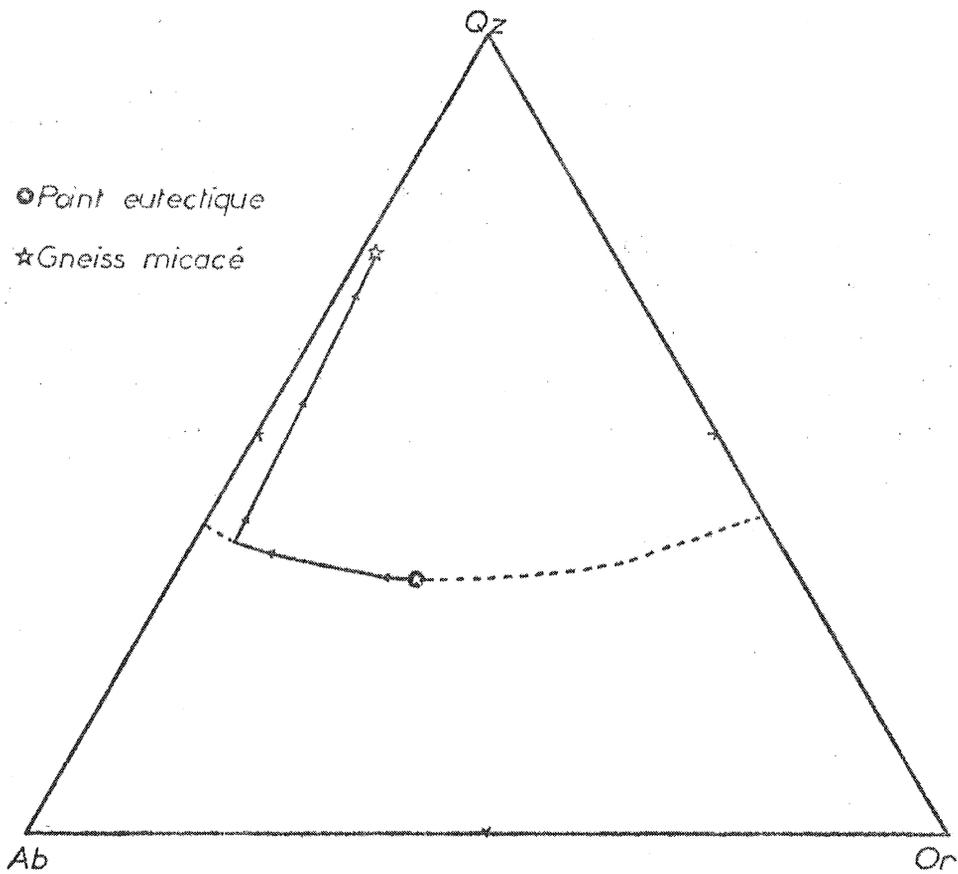


Fig. 73: Cours de fusion de la fraction leucocrate du gneiss micacé (PH₂O = 3-4 Kb)

Lorsque le feldspath potassique disparaît, la composition du solide résiduel est :

$$Qz = 88,67 \%$$

$$Ab = 11,33 \%$$

et le liquide évolue vers le point B.

Entre A et B les valeurs de P^{Qz} et P^{Pg} varient, mais de façon assez faible pour qu'il soit possible de les considérer comme constantes. Les valeurs correspondant à une trajectoire rectiligne du point A vers le point B sont :

$$P^{Qz} = 0,432$$

$$P^{Pg} = 0,568$$

Une fois le plagioclase disparu, le quartz forme 100 % du solide résiduel. La composition du liquide va évoluer vers le point C avec $P^{Qz} = 1$.

La représentation graphique du cursus de la fraction leucocrate des trois gneiss sélectionnés est réalisée figures n° 72, 73, 74.

Les résultats numériques sont résumés dans le tableau n° 21

III c β) Le problème de la fusion de la biotite et

 de la sillimanite. Approche analytique.

Connaissant le cursus de fusion des fractions leucocrates, il ne reste plus qu'à savoir, dans le cas précis des migmatites du Massif de Saint-Malo, quand et comment intervient la fusion de la biotite. Pour ce faire, il faut analyser le comportement de quelques éléments chimiques au cours de l'anatexie. Afin de quantifier ce comportement il est nécessaire de connaître le taux de fusion de chaque roche analysée. Ce mode de calcul est analogue à celui utilisé pour une analyse modale de roche.

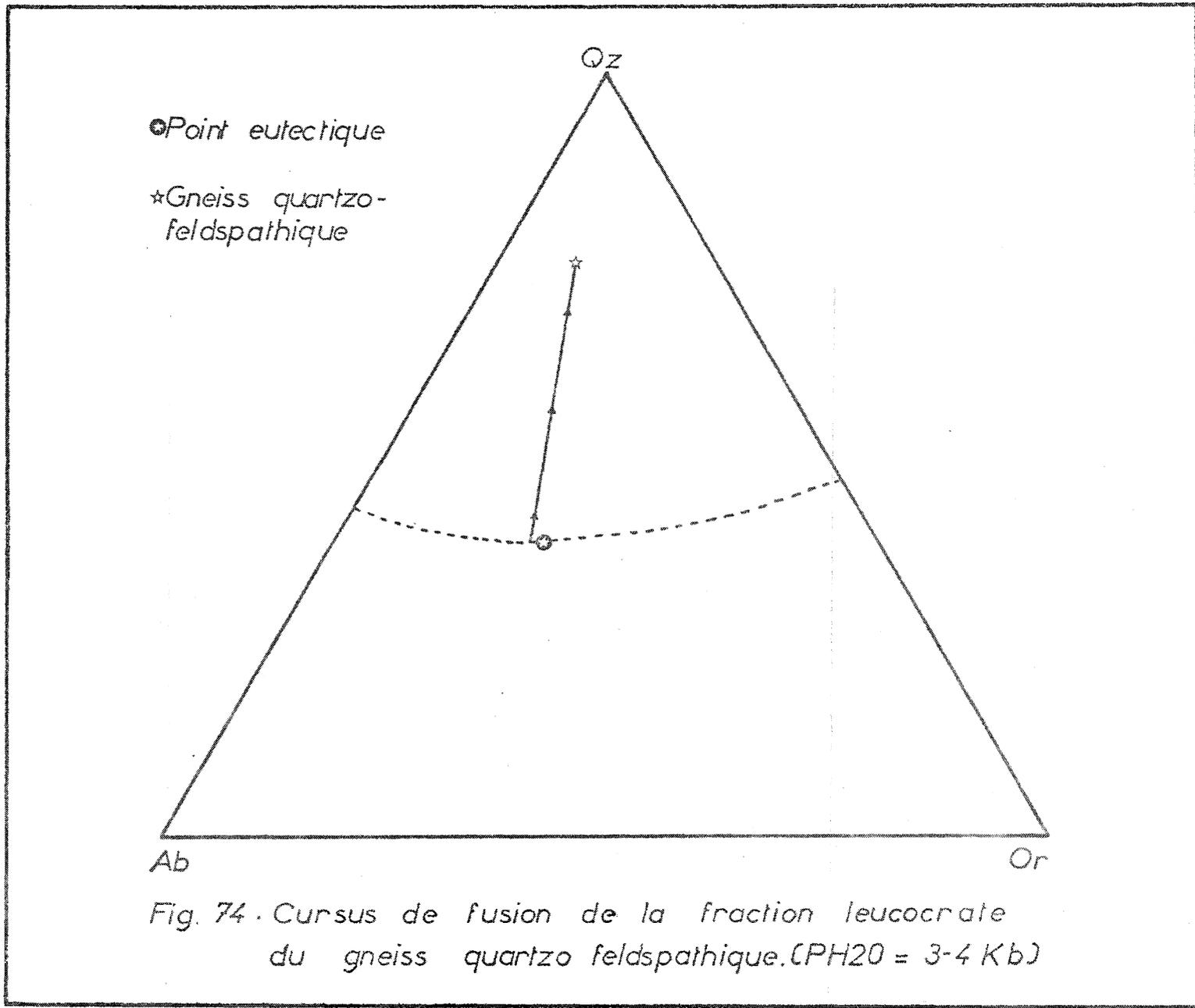


Fig. 74. Coursus de fusion de la fraction leucocrate du gneiss quartzo feldspathique. (PH20 = 3-4 Kb)

	An% Pg.	Roche de départ						Après fusion totale du FK				après fusion totale du plagio.	
		Qz	Ab	Or	p ^{Qz}	p ^{lg}	p ^{Or}	Qz	Pg	p ^{Qz}	p ^{lg}	Qz	p ^{Qz}
gneiss micacé	10	72	26	2	0,32	0,26	0,42	74	26	0,385	0,615	100	1
gneiss moyen	30	75	17,5	7,5	0,34	0,36	0,30	88,67	11,33	0,432	0,568	100	1
gneiss quartzo-feldspat.	35	75,14	15,61	9,25	0,39	0,38	0,23	99,42	0,58	0,487	0,513	100	1

Tableau 21. Cours de fusion de la fraction leucocrate des 3 types de gneiss utilisés pour le calcul des modèles théoriques de fusion séquentielle.

On applique un filet sur l'affleurement rocheux là où l'échantillon à analyser sera prélevé, et l'on détermine les proportions du leucosome et du mélanosome observés à chacun des noeuds du réseau ainsi constitué. Le filet utilisé est un carré de 1,5 mètres de côté et dont les mailles, carrées elles aussi ont 0,02 mètres de côté. Le nombre de "points" ainsi comptés est de l'ordre de quatre mille.

Les proportions ainsi dénombrées sont considérées comme représentatives de l'abondance de la phase liquide (leucosome) et du solide résiduel (mélanosome). L'expression du taux de fusion $F = \frac{L}{W_o}$ peut alors s'exprimer sous la forme :

$$F = \frac{\text{Leucosome}}{\text{Leucosome} + \text{Mélanosome}}$$

Les analyses des roches étudiées ainsi que celles de leurs biotites sont reportées dans l'appendice VI et VII.

La figure 75 représente l'évolution du rapport $\frac{W_a^L}{W_a^{RT}}$ en fonction du taux de fusion $F = \frac{L}{W_o}$

W_a^L = Masse de l'élément a dans le liquide.

W_a^{RT} = Masse de l'élément a dans la roche totale.

Ca^L = Concentration de l'élément a dans le liquide.

Ca^{RT} = Concentration de l'élément a dans la roche totale.

$$W_a^L = Ca^L \times L$$

et
$$W_a^{RT} = Ca^{RT} \times W_o$$

$$\rightarrow \frac{W_a^L}{W_a^{RT}} = F \frac{Ca^L}{Ca^{RT}}$$

Trois types d'éléments sont à considérer.

- Eléments contenus presque uniquement dans la biotite.

Il s'agit de Mg, Ni, V, Cr et Zr. Durant les premiers stades de la fusion (jusqu'à $F = 48\%$) le liquide contient peu de ces éléments. Ce n'est qu'à partir de $F = 48\%$ qu'ils quittent la phase solide.

- Eléments contenus dans la biotite et dans le feldspath potassique.

Il s'agit de Rb et de K. De $F = 33\%$ à $F = 48\%$ leurs teneurs déjà relativement élevées diminuent légèrement dans le liquide alors que, à partir de $F = 48\%$ elles augmentent rapidement.

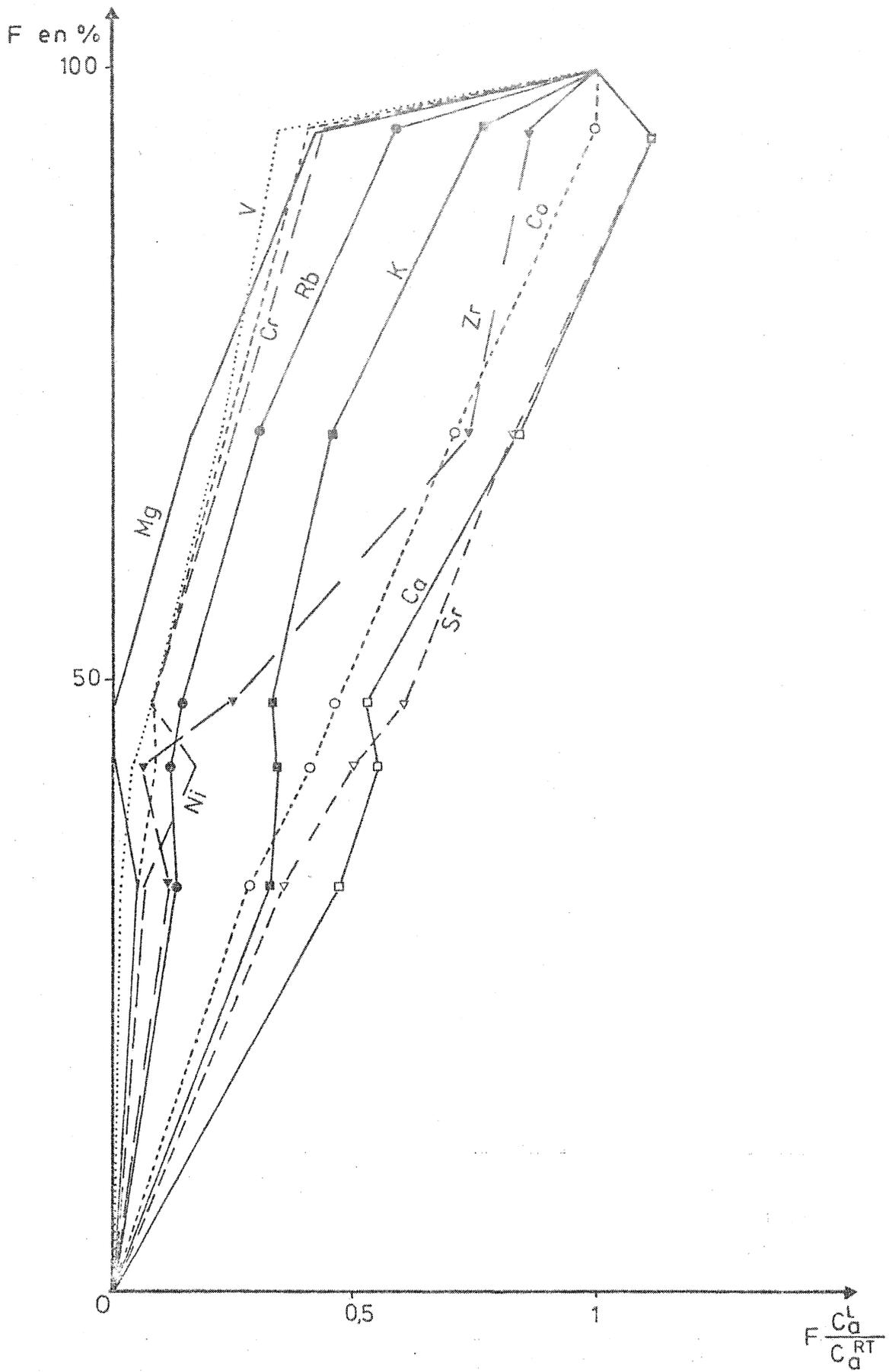


Fig. 75 : Diagramme permettant de caractériser le comportement géochimique différentiel de quelques éléments en traces pendant la migmatisation.

- Eléments contenus en faible quantité dans la biotite.

Il s'agit du Calcium, strontium et cobalt. Leurs teneurs dans le liquide augmentent de façon régulière de $F = 0\%$ à $F = 100\%$.

Il semble possible d'attribuer à la fusion de la biotite, la présence dans le liquide d'un élément généralement contenu dans celle-ci.

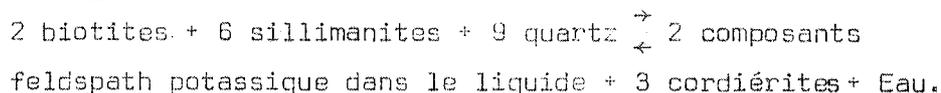
Mg, Ni, V, Cr, Zr ne se rencontrent dans le liquide, de façon sensible qu'à partir de $F = 48\%$. De même K et Rb apparaissent très tôt dans le liquide en raison de la fusion du feldspath potassique; puis une fois celui-ci disparu, la masse de ces éléments reste constante pour augmenter brusquement à partir de $48\% < F < 70\%$.

Ce brusque changement des tendances peut s'interpréter comme étant dû à la fusion de la biotite qui, en fondant libère K, Rb, Zr, Ni, V, Cr dans la phase liquide.

Cette interprétation est confirmée par le fait que les éléments contenus en faible quantité dans la biotite ont un tracé rectiligne durant toute la fusion.

Il est donc possible de situer le début de la fusion de la biotite entre $F = 48\%$ et $F = 55\%$; la valeur retenue sera intermédiaire $F = 70\%$.

Les valeurs de P^{Biotite} seront déduites de l'équation régissant la fusion incongruente de la biotite.



Etant donné la faible quantité de sillimanite présente dans le gneiss, cette réaction ne produira que peu de liquide, car toute la sillimanite aura réagi pour un taux de fusion légèrement supérieur à $F = 55\%$.

Pendant cette étape les valeurs de P^{α} seront :

$$\begin{aligned} P^{\text{Biotite}} &= 0,118 \\ P^{\text{Sillimanite}} &= 0,353 \\ P^{\text{Quartz}} &= 0,529 \end{aligned}$$

Durant la dernière étape de fusion alors que le solide ne sera constitué que de cordiélite + biotite + quartz, nous admettrons que la fusion s'effectue suivant un modèle de fusion modale.

III c γ) Conclusion .

La conclusion de ce chapitre peut être présentée sous forme de tableaux retraçant le cursus complet de fusion de chacun des trois gneiss (tableaux 22, 23 et 24).

IV) Comparaison des résultats avec les modèles théoriques.

IV a) Rôle de la sillimanite.

Comme cela a déjà été signalé, la réaction invoquée pour la fusion incongruente de la biotite est la suivante :

$$2 \text{ biotites} + 6 \text{ sillimanites} + 9 \text{ quartz} \rightarrow 3 \text{ cordiérites} + \text{Eau} + 2 \text{ composants orthose dans le liquide (A).}$$

Cette réaction nécessite de relativement grandes quantités de sillimanite, et forme proportionnellement peu de cordiélite. Les gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance contiennent peu de sillimanite. Ceci signifie que la réaction (A) sera d'ampleur limitée : elle ne produira que de 0,25 à 0,5 % de cordiélite et même dans les stades anatectiques avancé la teneur des migmatites en cordiélite demeurera faible. Toutefois, il faut noter que les abondances calculées, même faibles, sont nettement supérieures à celles observées dans les mélanosomes des anatectites de faible degré, en effet, les gneiss à grain fin possèdent peu de cordiélite et, donc, lors de leur fusion, les mélanosomes ainsi formés en contiendront peu.

C'est pour cette raison que, bien que la fusion incongruente de la biotite en "fabrique" peu, l'augmentation de la teneur en cordiélite du mélanosome sera nette et sensible lorsque la réaction (A) se produira.

Une fois cette réaction achevée il ne reste plus dans la roche que : Quartz + Cordiélite + Biotite. Il est alors possible d'envisager plusieurs types de réactions.

Taux de fusion %	0 < F < 20		20 < F < 32		32 < F < 55		55 < F < 57,8		57,8 < F < 100	
	C' _O	P ^α								
Quartz	0,75	0,34	0,8867	0,432	1	1	0,556	0,529	0,557	0,557
Plagioclase	0,175	0,36	0,1133	0,568	-	-	-	-	-	-
Felds. potass.	0,075	0,30	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotite	-	-	-	-	-	-	0,442	0,118	0,443	0,443
Sillimanite	-	-	-	-	-	-	0,022	0,353	-	-

Tableau 22. Coursus de fusion complet du gneiss à grain fin moyen utilisé pour le calcul des modèles théoriques

Taux de fusion %	0 < F < 34,8		34,8 < F < 35,4		35,4 < F < 55		55 < F < 56,4		56,4 < F < 100	
	C' _O	P ^α								
Quartz	0,7514	0,39	0,9942	0,487	1	1	0,70	0,529	0,706	0,706
Plagioclase	0,1561	0,38	0,0058	0,513	-	-	-	-	-	-
Feld. Potass.	0,0925	0,23	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotite	-	-	-	-	-	-	0,289	0,118	0,294	0,294
Sillimanite	-	-	-	-	-	-	0,011	0,353	-	-

Tableau 23. Coursus de fusion complet du gneiss quartzo-feldspathique utilisé pour le calcul des modèles théoriques

Taux de fusion %	0 < F < 2,4		2,4 < F < 3,07		3,07 < F < 55		55 < F < 57,8		57,8 < F < 100	
	C' _O	P ^α								
Quartz	0,72	0,32	0,74	0,385	1	1	0,311	0,529	0,296	0,296
Plagioclase	0,26	0,26	0,26	0,615	-	-	-	-	-	-
Feldspath potass.	0,02	0,42	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotite	-	-	-	-	-	-	0,667	0,118	0,704	0,704
Sillimanite	-	-	-	-	-	-	0,22	0,353	-	-

Tableau 24. Coursus de fusion complet du gneiss micacé utilisé pour le calcul des modèles théoriques

Quartz + Biotite + Cordiérite → composants (Quartz, Cordiérite, Biotite)
dans le liquide.

1 Biotite + 3 Quartz → 1 composant orthose + 3 composants orthopyroxène
+ eau.

- fusion du reste de quartz ou de biotite puis fusion de la cordiérite.

La solution envisagée dans les calculs théoriques est un compromis entre les deux types de réactions proposés ci-dessus.

IV b) Comparaison des résultats avec les modèles théoriques.

IV b α) Les diagrammes utilisés.

Les diagrammes, classiquement utilisés en géochimie pour suivre l'évolution d'un ou de deux éléments au cours de la fusion sont du type $A/B = f(B)$ et $A/B = f(A)$. A et B étant des concentrations. Ces graphes présentent, un certain nombre d'inconvénients :

- il n'est pas toujours très aisé d'interpréter la variation du rapport A/B en fonction de A ou de B. Pour cela un diagramme $B = f(A)$ me semble plus parlant.
- la représentation $A/B = f(B)$ induit automatiquement un graphe de type hyperbolique.
- la représentation $A/B = f(A)$, quant à elle induit un graphe linéaire.

Ces raisons font que j'ai préféré utiliser, ici des diagrammes du type $B = f(A)$ avec cette fois-ci :

A = taux de fusion en %

B = masse d'un élément dans le liquide ramenée à la masse du solide initial.

$$B = \frac{W_a^L}{W_a^0} = \frac{C_a^L}{C_0} \times F$$

W_a^L = masse de l'élément a dans le liquide

W_a^0 = masse de l'élément a dans le solide initial

C_a^L = concentration de a dans le liquide

F = taux de fusion.



L'avantage présenté par ce type de graphe est de pouvoir suivre directement, en fonction du taux de fusion, l'évolution de la teneur du liquide en un élément.

IV b β) Comportement géochimique du Magnésium,

 Nickel, Chrome et Vanadium.

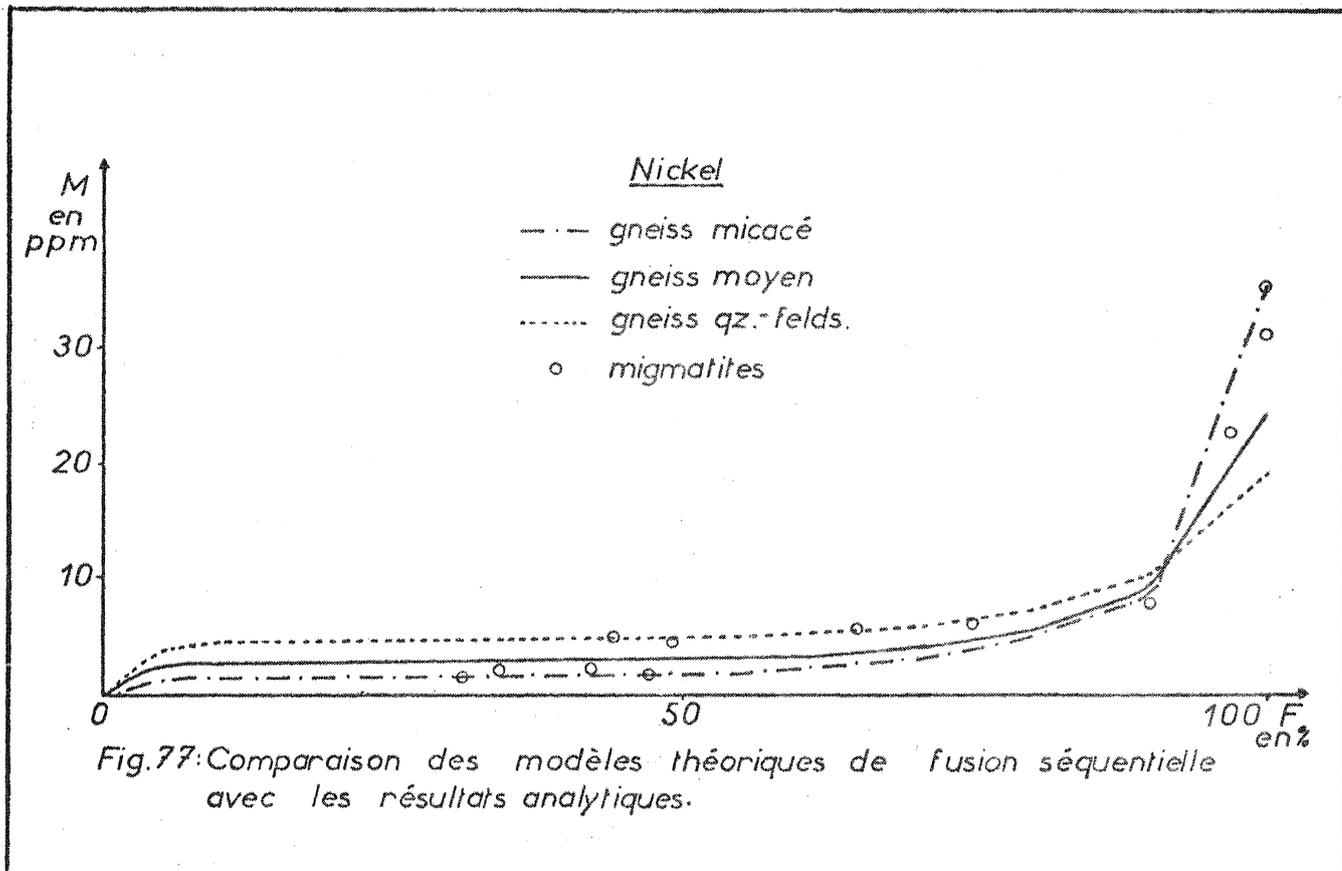
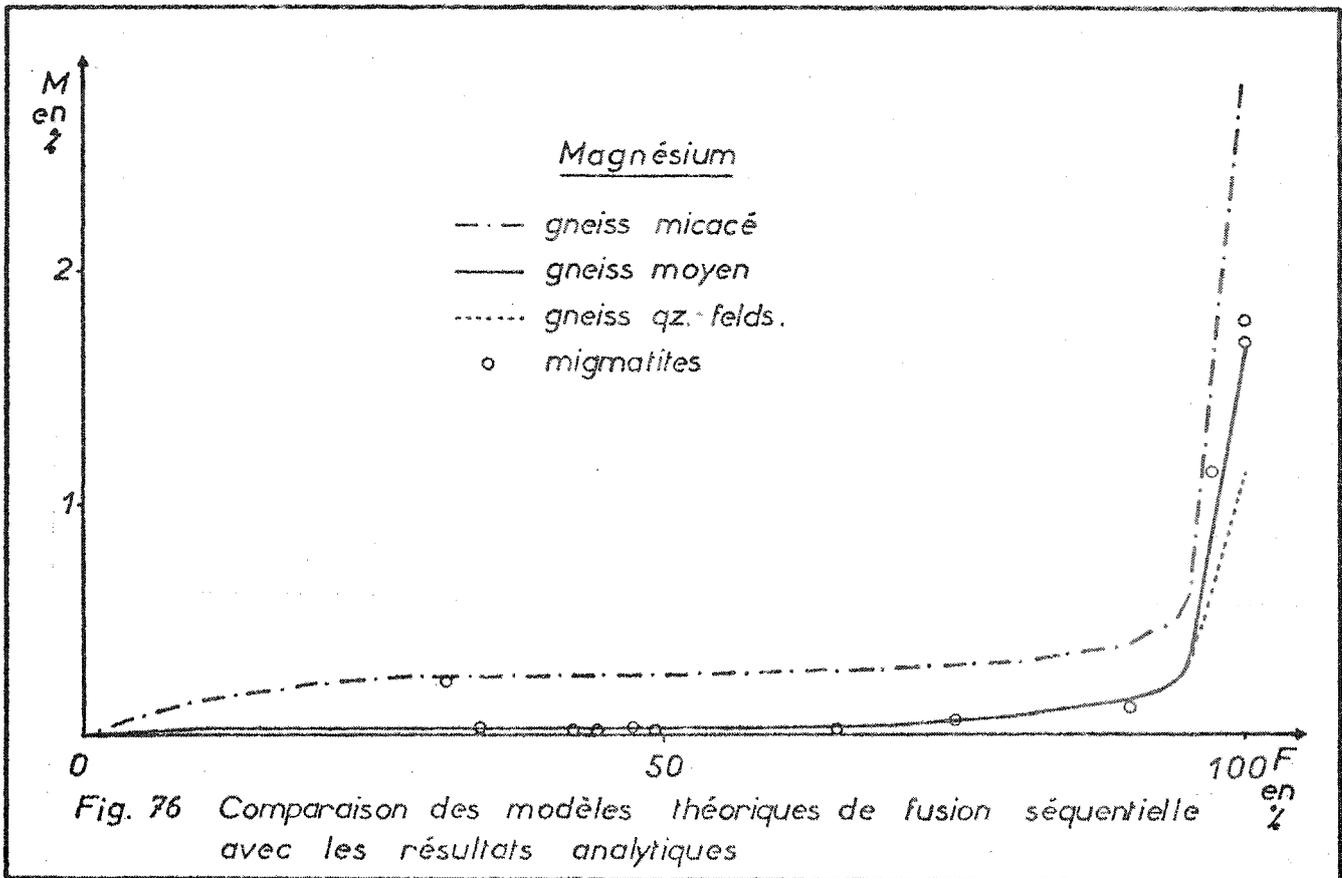
Il s'agit de quatre éléments contenus en abondance dans la biotite alors qu'ils ne sont que peu représentés dans les autres phases minérales constituant les gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance. Leur comportement au cours de l'anatexie sera donc étroitement lié à celui de la biotite.

Les graphes (figures 76, 77, 78 et 79) montrent une très bonne concordance entre les courbes théoriques et les points correspondant aux migmatites analysées. Ceci signifie que, pour ces quatre éléments, le modèle théorique de fusion progressive à l'équilibre et la référence aux gneiss à grain fin de la Vallée de la Rance, comme roche mère, rend compte de la composition des leucosomes des migmatites du Massif de Saint-Malo.

Cette constatation capitale faite, il est encore possible de faire quelques remarques complémentaires.

- en règle générale, la composition des leucosomes se rapproche plutôt de la courbe théorique correspondant à la fusion des gneiss quartzo-feldspathiques.
- en début de fusion, après une croissance brusque (Ni et V) ou rapide (Mg et Cr) de la teneur de l'élément dans le liquide, celle-ci reste stationnaire. La totalité des magnésium, nickel, chrome et vanadium contenu dans la phase quartzo-feldspathique, quitte cette dernière au tout début du processus anatectique.
- la fusion de la biotite intervient à partir de $F > 55 \%$. Les masses de Mg, Ni, Cr, V libérées au début de la fusion de ce minéral sont peu importantes.

Ce n'est qu'à partir de $F = 80$ pour le vanadium, $F = 90$ pour le nickel, et $F = 95$ pour le magnésium et le chrome, que toute la masse restante passera dans le liquide. Avant un certain seuil et alors que la biotite a déjà commencé à fondre.



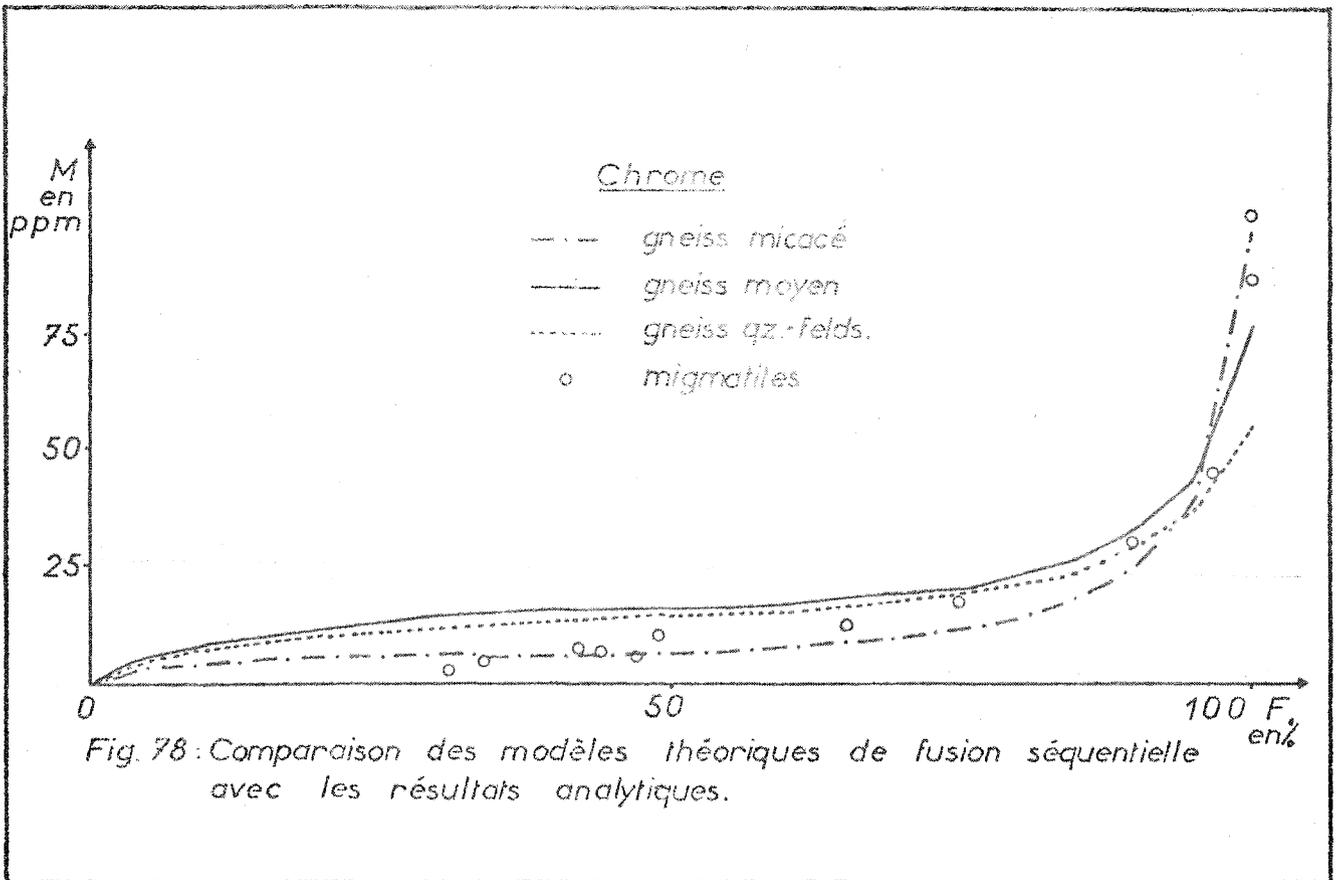


Fig. 78: Comparaison des modèles théoriques de fusion séquentielle avec les résultats analytiques.

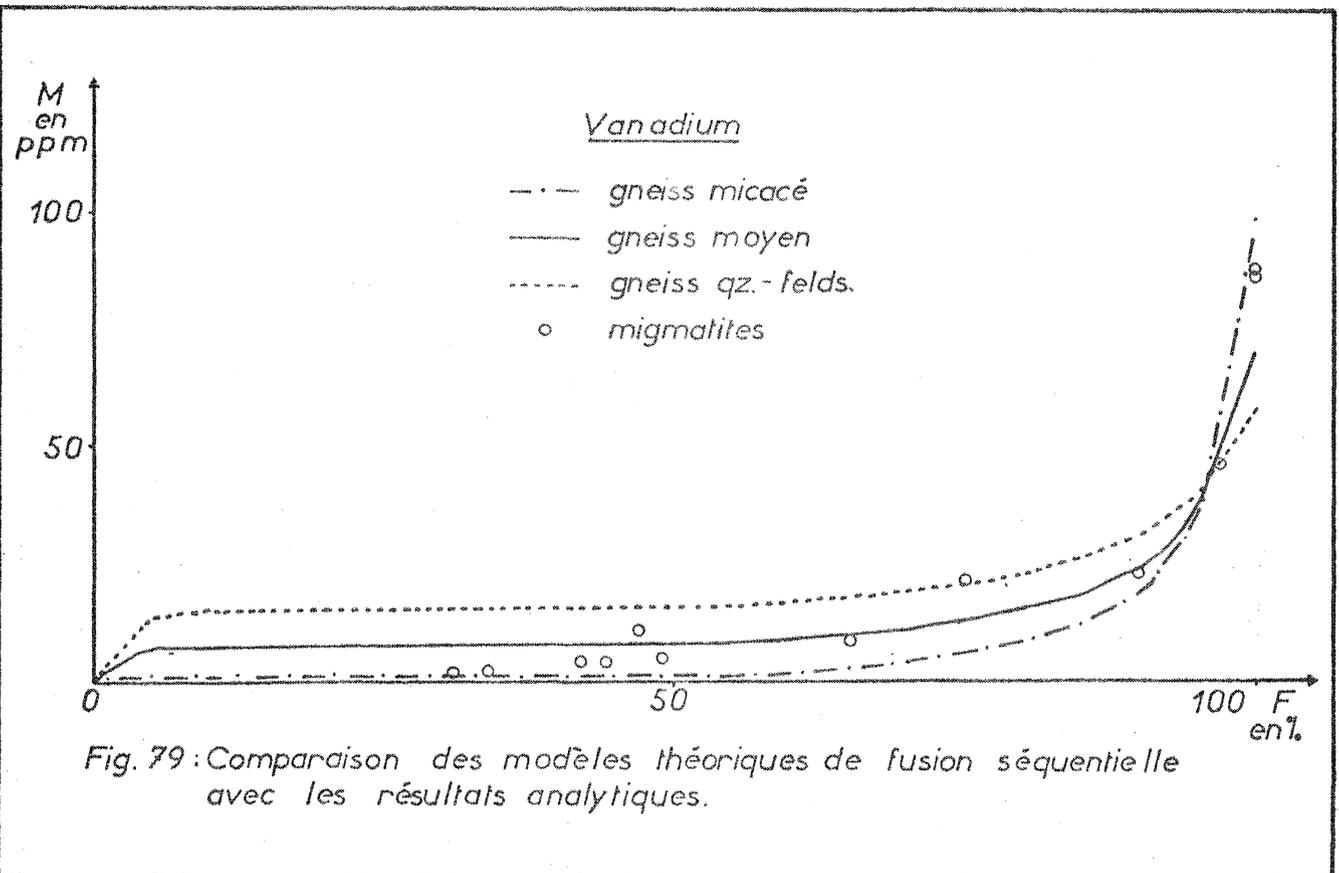


Fig. 79: Comparaison des modèles théoriques de fusion séquentielle avec les résultats analytiques.

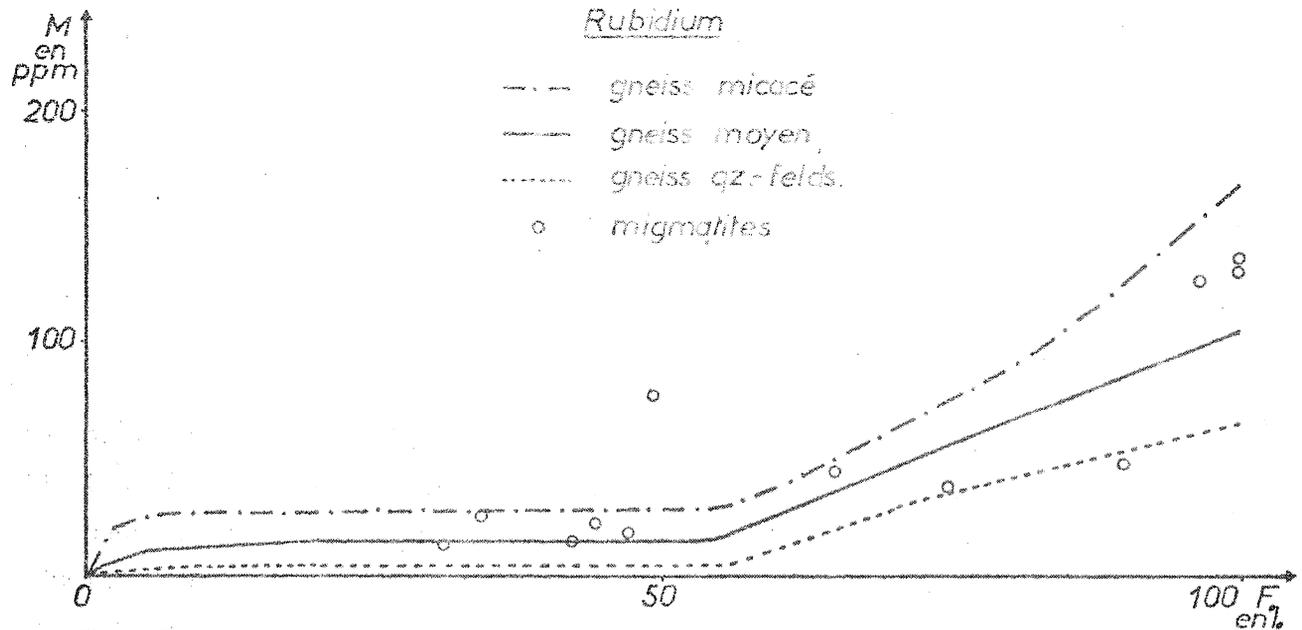


Fig.80 : Comparaison des modèles théoriques de fusion séquentielle avec les résultats analytiques.

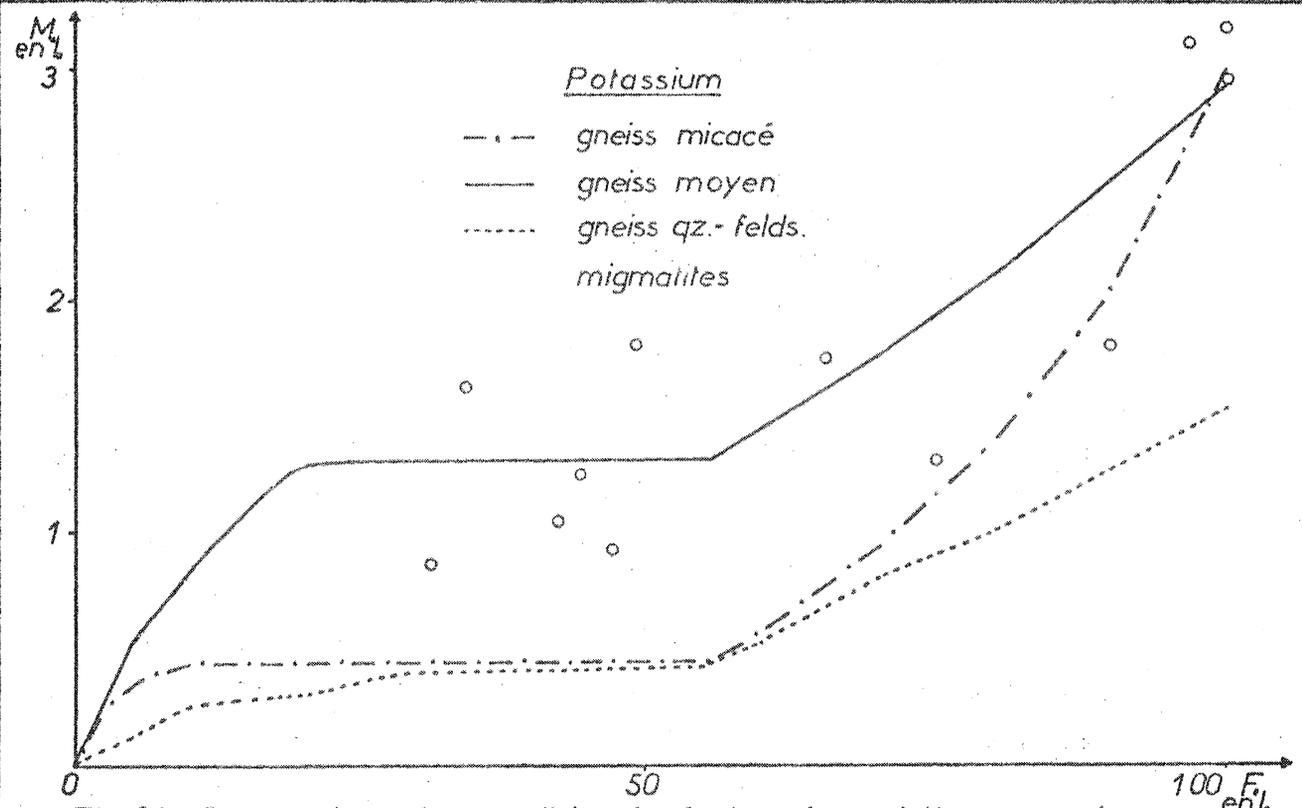


Fig.81 : Comparaison des modèles de fusion séquentielle avec les résultats analytiques.

Tout se passe comme si tous ces éléments restaient dans le solide sous la forme de nouvelles phases minérales (Cordiérite, Opaques, Biotite non fondues, etc...) qui fondraient en dernier.

IV b γ) Comportement géochimique du Potassium, du
 Rubidium et de l'Aluminium.

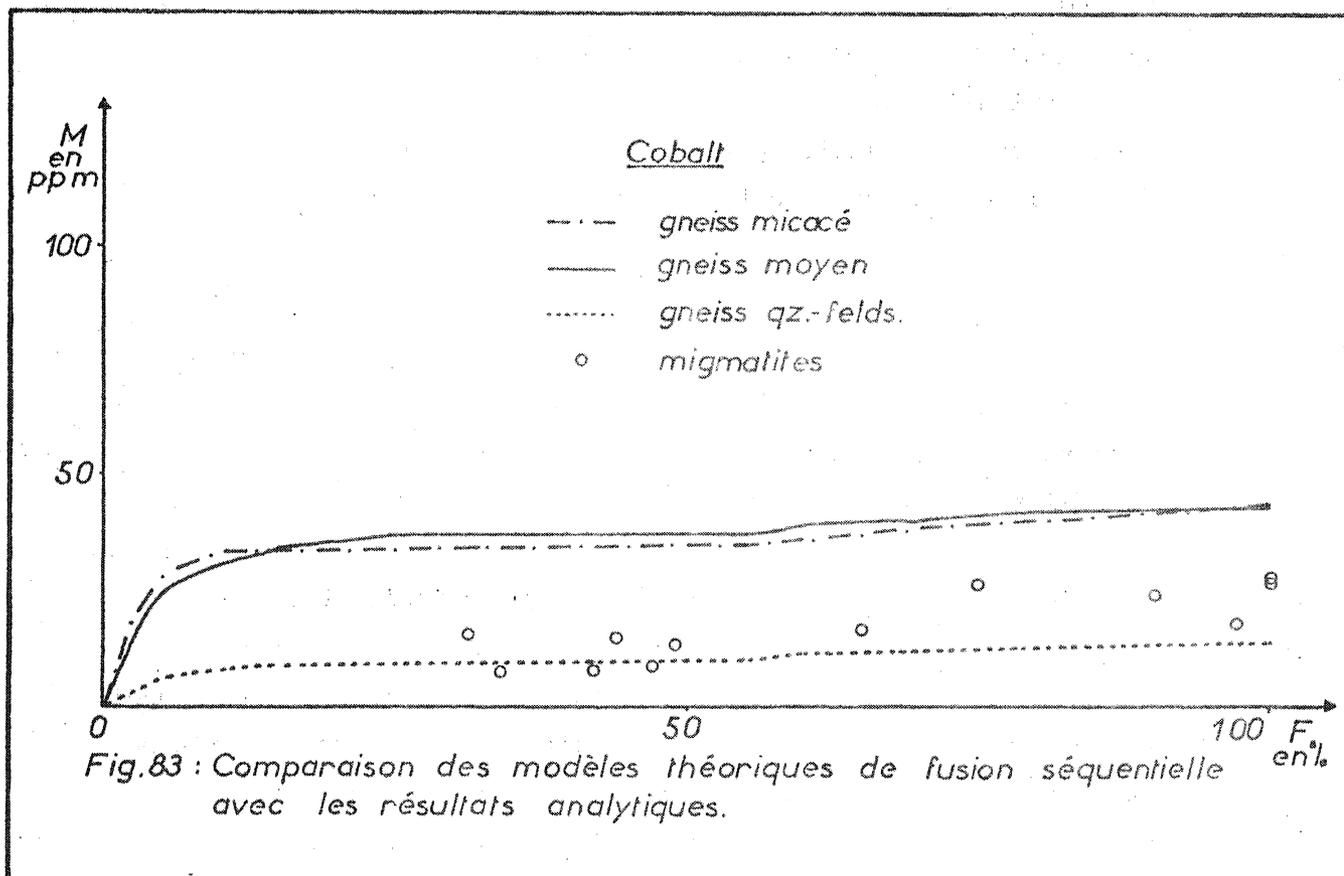
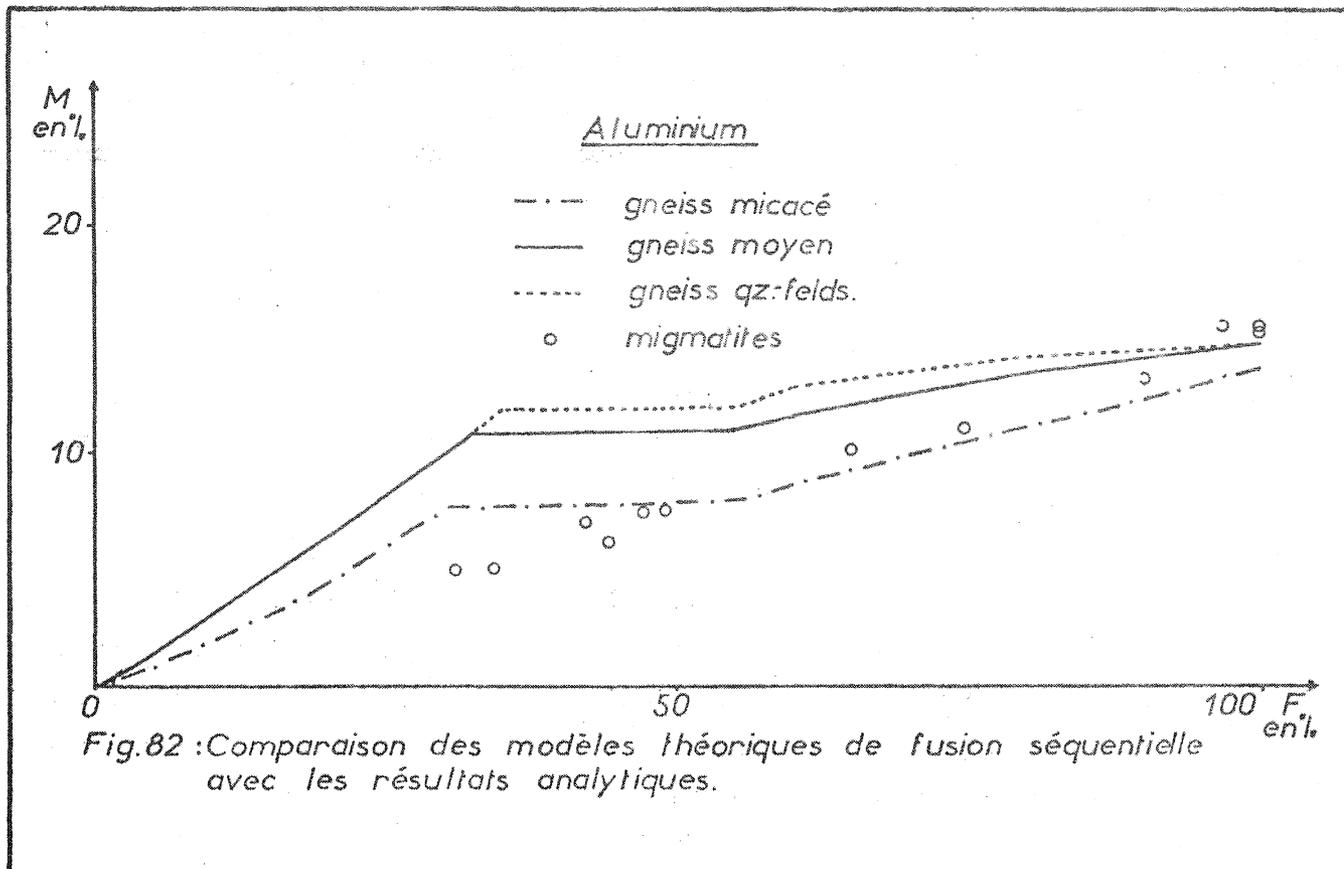
Tout comme dans le cas de Mg, Ni, V, Cr. Le graphe montre une bonne concordance entre les courbes théoriques et les résultats analytiques des migmatites du Massif de Saint-Malo, particulièrement en ce qui concerne le Rubidium (fig. 80), beaucoup moins pour le Potassium (fig. 81) et surtout pour l'Aluminium (fig. 82). Cela tient au fait que j'ai utilisé les modèles théoriques de fusion de façon légèrement abusive; en effet, ceux-ci rendent compte du comportement des éléments en traces. K et Al sont des constituants majeurs des gneiss à grain fin, et donc, en toute rigueur on ne peut pas leur appliquer les modèles théoriques. Il faudra en conséquence considérer ces deux diagrammes uniquement comme indicatifs, et ne pas leur attacher une valeur qu'ils n'ont peut être pas.

Le Rubidium, le Potassium et l'Aluminium sont des constituants non seulement de la biotite mais aussi du feldspath potassique (et du plagioclase pour l'aluminium).

Rb et K, lors des premiers stades de fusion, augmentent rapidement dans le liquide : ceci est dû à la disparition du feldspath potassique. Ensuite, jusqu'à $F = 55\%$ la teneur du liquide en ces éléments reste stationnaire (le peu de Rb et de K contenu dans le quartz et dans le plagioclase a été libéré dans les premiers stades anatectiques).

Le graphe se rapportant à l'aluminium, présente les mêmes caractéristiques, si ce n'est que le "palier" n'apparaît qu'après la disparition du plagioclase.

Dès le début de la fusion de la biotite ($F = 55$) la teneur en ces trois éléments croît théoriquement de façon régulière dans le liquide jusqu'à la fusion totale. Ce comportement est différent de celui de Mg, Ni, Cr, V.



Lors de la fusion de la biotite K, Rb, Al, passent directement dans le liquide alors que Mg, Ni, Cr et V se concentrent dans le solide résiduel :

- dans les phases minérales produit de la fusion incongruente de la biotite (cordiérite - opaques?).
- dans les biotites résiduelles.

Ce n'est qu'à la fin du processus anatectique que ces quatre éléments rejoindront K, Rb, Al dans le liquide.

IV b δ) Comportement géochimique du Cobalt.

Théoriquement le cobalt, bien que contenu en faibles quantités dans la biotite, présente, au début de la fusion un comportement analogue à celui du rubidium, c'est à dire une augmentation rapide de sa concentration suivie d'un palier (fig. 83).

Dès le début de la fusion de la biotite, entre $F = 55\%$ et $F = 60\%$ presque tout le cobalt contenu dans cette phase minérale est passé dans le liquide. Ce phénomène est particulièrement net dans le cas des migmatites qui suivent d'assez près le tracé du gneiss à tendance quartzo-feldspathique. La disposition des analyses autour de cette courbe valide le calcul théorique.

IV b ε) Comportement géochimique du zirconium.

Le comportement géochimique théorique du zirconium se caractérise par une courbe à pente forte pour de petites valeurs de F et à pente plus faible pour des F élevés (ceci sans marquer de palier). (fig. 84).

Pour les faibles valeurs de F ($< 60\%$) les points représentant les migmatites du Massif de Saint-Malo ne coïncident pas avec le modèle théorique proposé. L'explication peut résider dans le fait que le calcul théorique néglige l'existence de zircons; or, ceux-ci quoique peu abondants, sont très riches en zirconium et pour cela ils perturbent le phénomène; leur inclusion fréquente dans d'autres minéraux fait, en outre que leur libération n'intervient pas de façon régulière sur la géochimie du zirconium. S'il avait été possible d'en tenir compte cela eut vraisemblablement abaissé la position des courbes théoriques pour les faibles valeurs de F . En effet, il est généralement admis que les zircons fondent lors des étapes ultimes de l'anatexie.

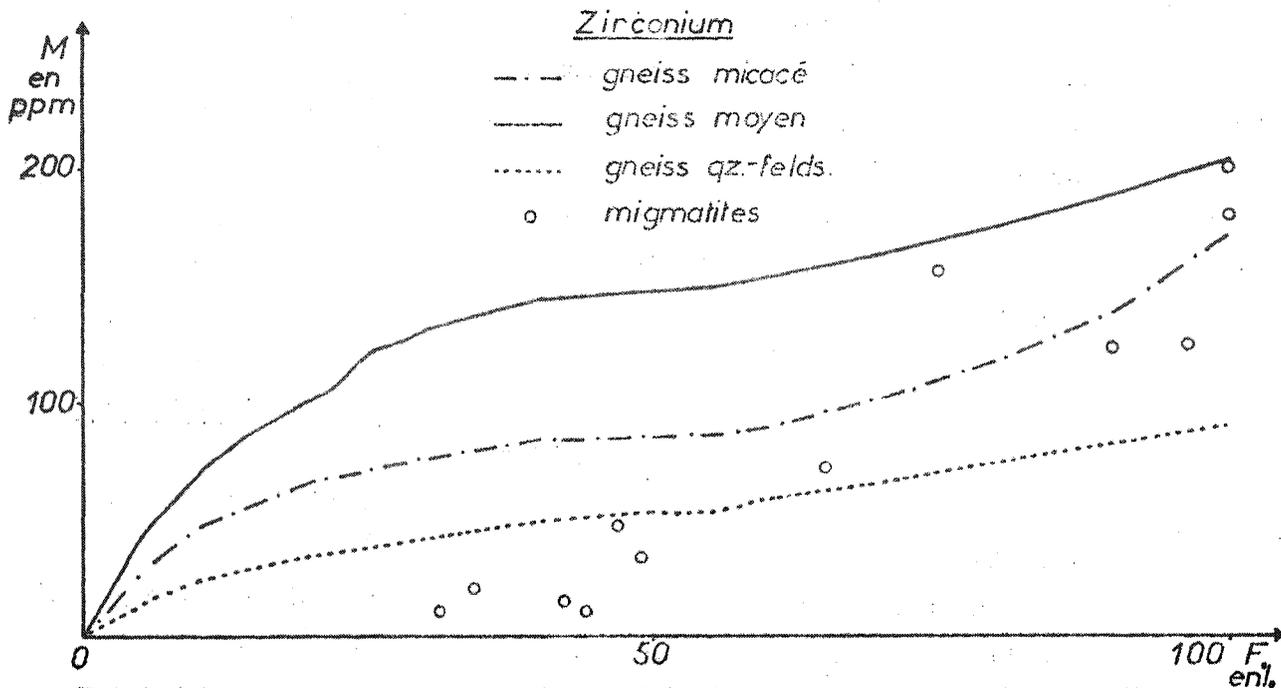


Fig.84: Comparaison des modèles théoriques de fusion séquentielle avec les résultats analytiques.

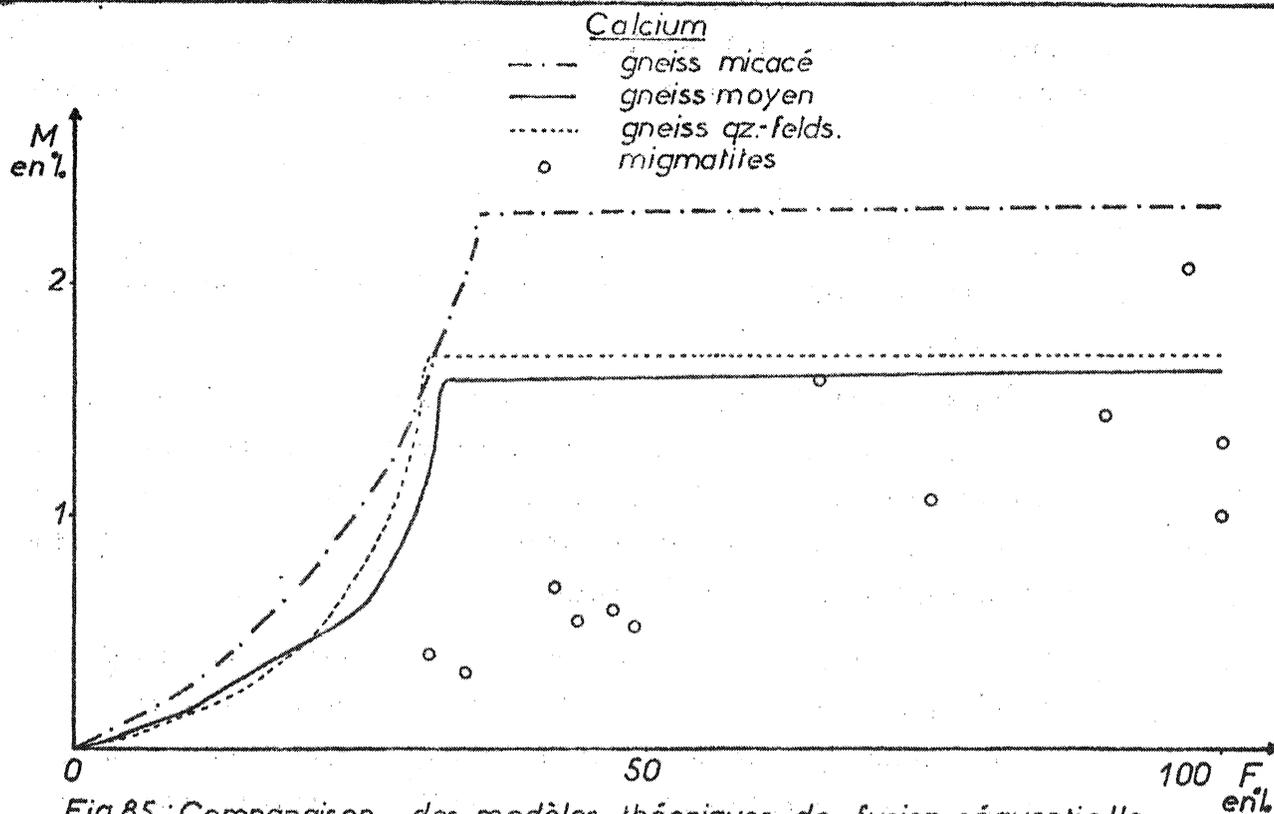


Fig.85: Comparaison des modèles théoriques de fusion séquentielle avec les résultats analytiques.

Pour le calcul théorique des premiers stades de fusion il aurait alors fallu ne pas tenir compte de tout le zirconium contenu dans les zircons, ce qui aurait fait baisser toutes les courbes théoriques dans l'intervalle $F = \{0,60\}$.

On peut néanmoins remarquer que ici, encore les points mesurés se rapprochent de la courbe théorique correspondant aux gneiss quartzo-feldspathiques.

IV b ζ) Comportement géochimique du strontium et du calcium.

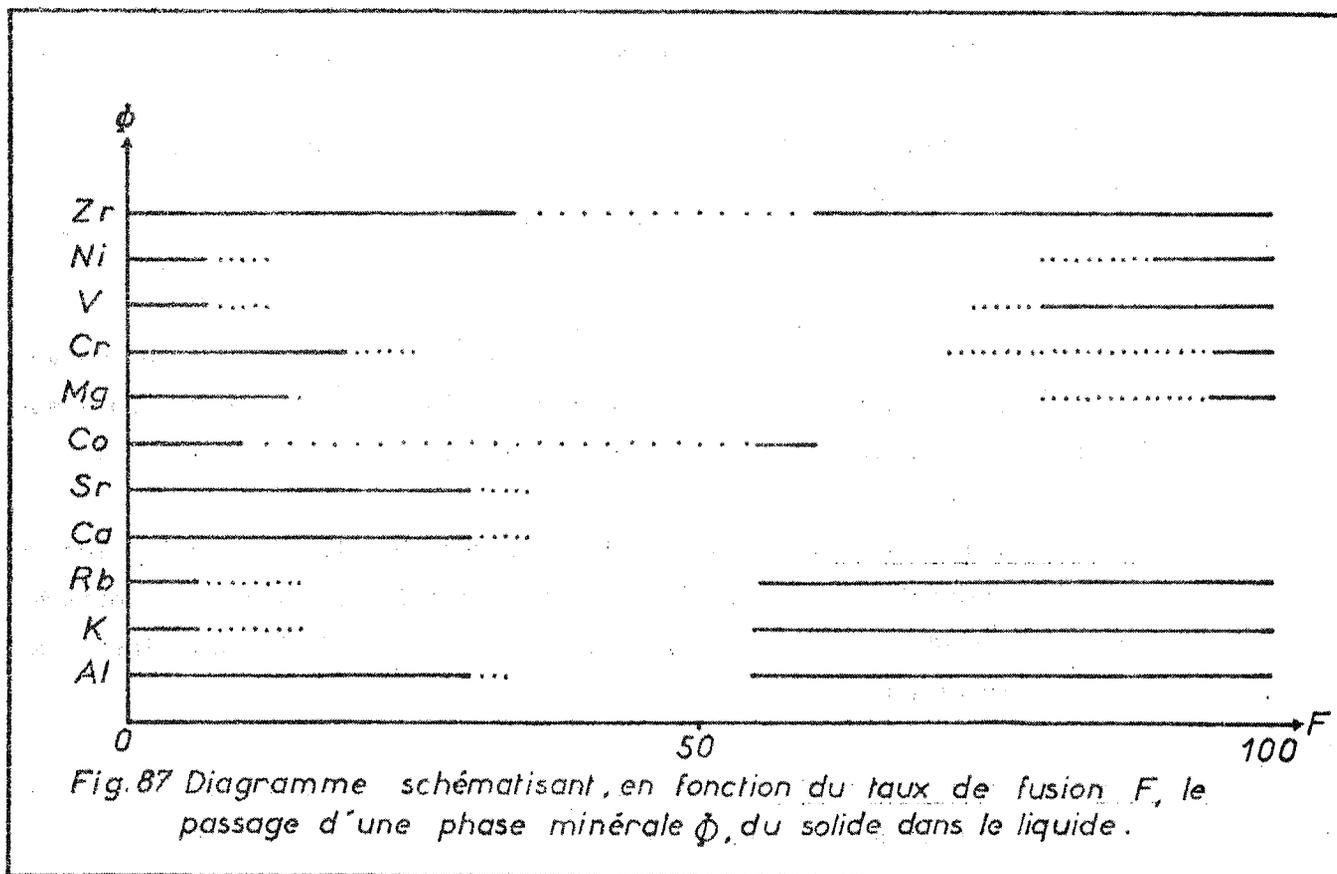
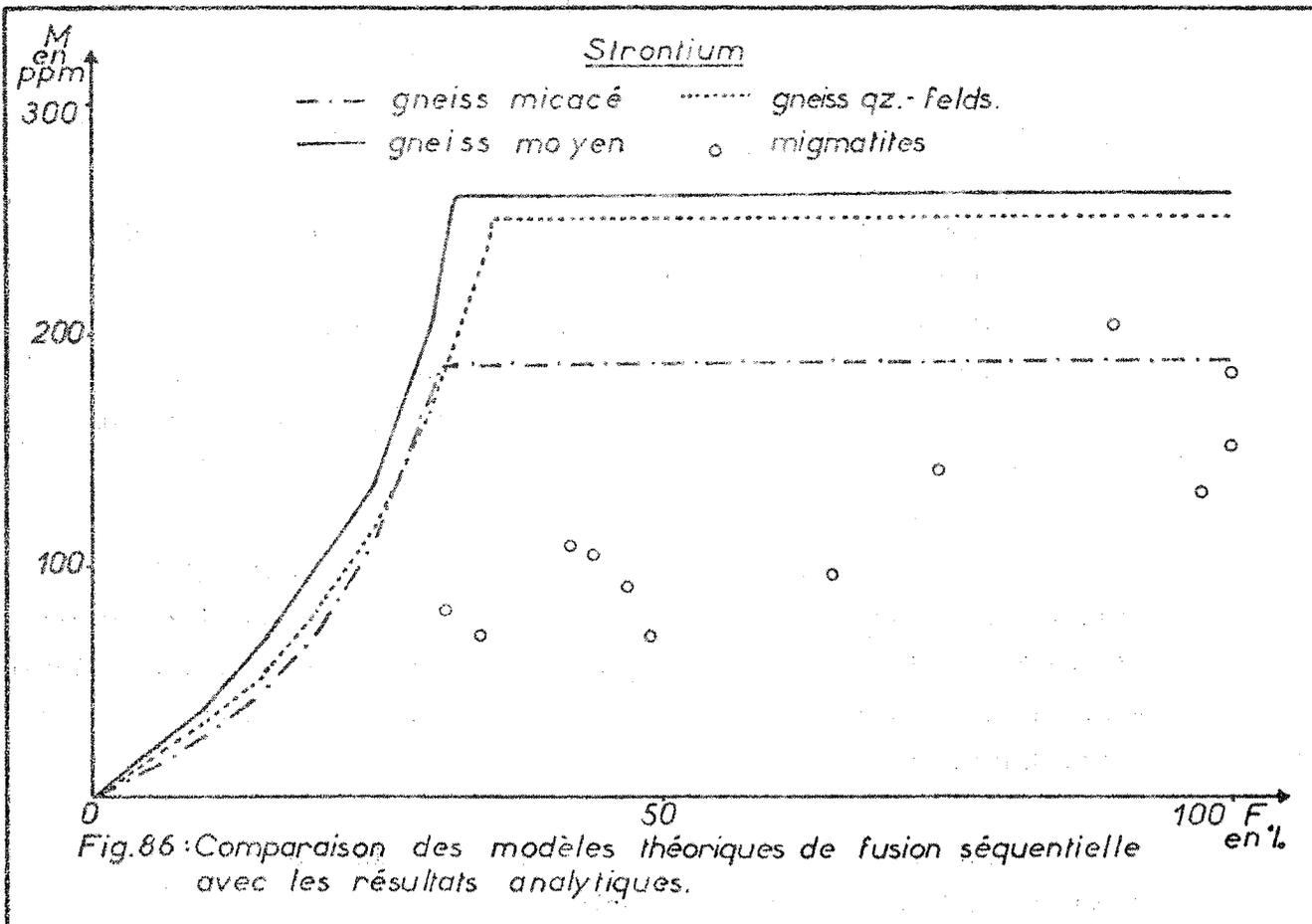
Le comportement théorique de ces deux éléments est le suivant : (fig. 85 et 86).

- augmentation rapide de la teneur en Sr et en Ca du liquide jusqu'à la fin de la fusion du plagioclase.
- palier rigoureusement plat jusqu'à la fin de la fusion de la roche.

Il est frappant de constater une nette discordance entre les courbes théoriques et les valeurs mesurées, ces dernières étant très inférieures à celles calculées. De plus, leur dispersion est grande.

Comment expliquer cette divergence ?

- Ces éléments ne sont pas sous forme de trace dans les gneiss ?
Si cette remarque peut s'appliquer au calcium elle est sans valeur vis à vis du strontium.
- La fusion à l'équilibre n'était pas réalisée dans le Massif de Saint-Malo? Ceci semble improbable étant donné que ce modèle expliquait parfaitement le comportement de Mg, Ni, Cr, V, K, Rb, Al, Co, Zr.
De plus aucun signe de déséquilibre entre le solide et le liquide n'est visible ni sur le terrain, ni en lame mince.
- L'existence d'autres minéraux calciques (apatites,...) aurait pu, à l'instar des zircons pour le zirconium, abaisser les courbes théoriques? Deux raisons permettent de repousser cette hypothèse. L'une est que le seul minéral calcique (en dehors de l'anorthite) contenu dans les gneiss à grain fin est l'apatite qui figure en cristaux petits et très rares. L'autre est que même dans ce cas, pour une fusion totale, le liquide devrait avoir une composition analogue à celle du gneiss à grain fin de départ, or ce n'est pas le cas.



- Une migration à grande échelle de ces deux alcalino-terreux expliquerait le phénomène?

Bien que à mon avis, difficilement concevable, cette hypothèse d'un départ permet de rendre compte :

- de la faible teneur des migmatites en Sr et Ca pour $F = 1$.
- de la chute des teneurs en Sr et Ca des paléosomes, observée dans la partie septentrionale des profils géochimiques de la Vallée de la Rance.

Faut-il aussi attribuer ces faibles teneurs à un effet de dilution du strontium et du calcium par un apport de potassium, celui-ci étant matérialisé par l'existence de poeciloblastes de muscovite tardive? Non! Car dans ce cas pourquoi les autres éléments n'auraient-ils pas subi cette dilution?

Est-ce dû à un lessivage de type météorique (altération par l'eau de pluie ou par l'eau de mer)?

Est-ce une combinaison de ces trois phénomènes?

Arrivés à ce stade de la discussion il est très difficile de trancher et de donner des réponses valablement argumentées.

IV c) Conclusion.

La conclusion de ce chapitre peut se faire en suivant pas à pas l'évolution de la composition du liquide au cours du processus de fusion des gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance (fig. 87).

de $F = 0$ à $5 < F < 15$: Le quartz + le feldspath potassique + le plagioclase fondent en libérant dans le liquide de grandes quantités de Rb, K, Al, Ca, Sr, et très peu de Mg, Ni, V, Cr, ainsi que Zr et Co.

de $5 < F < 15$ à $25 < F < 35$: Le feldspath potassique a disparu.

- Rb et K ne participent plus à la formation du bain.
- Mg, Ni, V, Cr ont le même comportement.
- Al, Co, Zr, Ca, Sr, passent de la phase solide à la phase liquide

de $F < 35$ à $F \approx 55$. Le quartz fond seul.

Seuls le cobalt et le zirconium passent dans le liquide mais ce dans d'assez faibles proportions.

de $F \approx 55$ à $F \approx 60$. La biotite débute sa fusion incongruente selon une réaction du type :

Biotite + Sillimanite + Quartz \rightarrow Cordiérite + Eau + Composant
Orthose dans le liquide.

- La concentration de K et Rb dans le liquide augmente à nouveau.
- Presque tout le cobalt contenu dans le solide résiduel participe au bain.
- Le zirconium et l'aluminium passent du solide vers le liquide.
- Mg, Ni, V, Cr ne quittent pas le solide et vraisemblablement se concentrent dans la cordiérite et dans d'autres minéraux résiduels.

de $F \approx 60$ à $F \approx 85$. L'évolution amorcée à partir de $F = 55$ se poursuit, mais le cobalt passe rapidement du solide résiduel vers le liquide.

de $F \approx 85$ à $F \approx 90$. A son tour le vanadium quitte rapidement le solide résiduel.

de $F \approx 90$ à $F \approx 95$. Le nickel lui aussi passe dans le liquide.

de $F \approx 95$ à $F \approx 100$. C'est seulement lors des tout derniers stades de la fusion que le chrome et le magnésium passent de la phase solide à la phase liquide.

Exception faite du calcium et du strontium, les données analytiques acquises dans les migmatites du Massif de Saint-Malo concordent avec le tracé des courbes théoriques de fusion des gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance.

Statistiquement, la courbe de fusion des gneiss quartzo-feldspathiques (les plus grossiers) est celle qui rend le mieux compte de la disposition des points (situés généralement près de cette courbe, entre celle-ci et celle des gneiss à grain fin moyen). Ceci signifie que, en moyenne les gneiss ayant été migmatisés, étaient moins riches en micas que les gneiss à grain fin moyen de la Vallée de La Rance; c'est à dire, qu'il s'agissait d'un matériel initialement moins argileux.

Ce résultat était prévisible : étant donnée la polarité de la pile sédimentaire (base au Nord) mise en évidence par les profils géochimiques, il était possible de s'attendre à rencontrer des matériaux plus grossiers dans les zones septentrionales du Massif.

D) Conclusion générale.

L'étude géochimique des migmatites du Massif de Saint-Malo a été envisagée par référence à des modèles théoriques.

1) Un modèle de fusion, basé sur des résultats expérimentaux considérant l'évolution de liquides anatectiques dans le système Quartz - Albite - Anorthite - Orthose - Eau. Les leucosomes, pour de faibles degrés de fusion affichent un comportement analogue à celui prévu par le modèle, alors que pour des taux de fusion plus élevés, ils montrent un comportement inverse (retour vers le pôle orthose). Ceci est dû à la fusion de la biotite (composant non prévu dans le système expérimental); elle provoque un accroissement de la teneur en Al et K du liquide, d'où l'inversion des tendances.

2) Un modèle de fusion basé sur des calculs théoriques (SHAW, 1970). Ce modèle présente l'inconvénient majeur de n'être valable que lorsque toutes les phases minérales de la roche mère participent à la fusion. Cette condition n'est que rarement réalisée, aussi ai-je proposé un découpage séquentiel des calculs afin de permettre la fusion totale, théorique, d'une roche.

Le modèle de fusion séquentielle appliqué au gneiss à grain fin de la Vallée de La Rance, montre que les matériaux qui ont engendré, par fusion partielle à l'équilibre, les migmatites du Massif de Saint-Malo, sont des gneiss analogues aux gneiss à grain fin, bien que légèrement plus grossiers et plus riches en quartz et en feldspaths.

Il permet, de plus, de préciser les comportements géochimiques de Mg, K, Ca, Al, Ni, Co, V, Cr, Rb, Zr, au cours de la fusion totale incongruente de la biotite. Celle-ci riche en K, Rb, Al, Ni, V, Cr, Zr, Mg, en règle la répartition dans le liquide. K, Rb, Al et Zr passent dans le liquide dès le début de fusion de la biotite, puis c'est le tour de V puis de Ni, puis de Mg et de Cr.

Références bibliographiques

BIBLIOGRAPHIE

- ABRARD, R. (1923) - Description pétrographique et géologique du Massif de St Malo. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, 4, 54-70.
- ALTHAUSS, E. (1967) - The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. Contr. Min. Petrol., 16, 29-44.
- ALTHAUSS, E. (1969) - Das system $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. Neues Jahb. für Miner. Abh. 111, 111-161.
- ALTHAUSS, E., KAROTKE, E., NITSCH, K.H and WINKLER, M.G.F. (1970) - An experimental Ré-examination of the Upper stability limit of muscovite plus quartz. Neues Jahb. für Miner. Monat. 7, 325-336.
- ANDRIAMBOLOLONA, R.D. (1976) - Les éléments de transition dans les suites andésitiques et shoshonitiques du Sud du Pérou, Thèse 3ème cycle, Montpellier, 67 pages.
- ARTH, J.G. (1976) - Behaviour of trace elements during magmatic processes a summary of theoretical models and their applications. J. of research of U.S.G.S., 1,1, 41-47.
- ARTH, J.G., et HANSON, G.N. (1975) - Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of Northeastern Minnesota. Geoch. Cosmoch. Acta 39, 325-362.
- AUDREN, C., et LE METOUR, J. (1976) - Mobilisation anatectique et déformation. Un exemple : les migmatites du golfe du Morbihan (Bretagne méridionale). Bull. Soc. Géol. France, 4, 1041-1049.
- BANNO, S. et MATSUI, Y. (1973) - On the formulation of partition coefficients for trace elements distribution between minerals and magma. Chim. Geol., 11, 1-15.
- BARROIS, C. (1893) - Légende de la feuille de Dinan. Ann. Soc. Géol. Nord, 21, 25-40.
- BERTHELOT, M. (1872) - On the law which governs the distribution of a substance between two solvents. Ann. Chim. Phys. 4 th Serv., 26, 408-417.
- BROWN, M., BARBER, A.J., et ROACH, R.A. (1971) - Age of the St Malo migmatite belt. Nature, Phys. Sci., 234, 77-79.

- BRUN, J.P. (1975) - Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : Le massif de St Malo (Massif Armoricaïn). Analyse de la déformation. Thèse 3ème cycle, Rennes, 97 pages.
- BRUN, J.P. (1976) - La zonéographie des déformations dans les dômes gneissiques. Un exemple : Le Massif de St Malo (Massif Armoricaïn, France). Can. J. Earth. Sci., (sous presse).
- BUMA, G., FREY, F.A. and WONES, D.R. (1971) - New England granites : trace element evidence regarding their origin and differentiation. Cont. Min. Petr., 31, 300-320.
- CARTHY Mac (1976) - Chemical interrelationship in a low-pressure granulite terrain in Namaqualand, South Africa, and their bearing on granite genesis and the composition of the lower crust. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1057-1068.
- COGNE, J. (1951) - Remarque sur les schistes cristallins du cours inférieur de la Rance (Ille et Vilaine). Bull. Soc. géol. France, 6 (1), 139-146.
- COGNE, J. (1965) - Le Pentévrien et le Briovérien de la Baie de St Brieuc. Session extraordinaire Soc. Belge géol. pal. et hydr. et de la Soc. géol. de Belgique, Sept. 1964, 222-233.
- COGNE, J. (1974) - Le Massif armoricaïn in : Géologie de la France DEBLEMAS J., Edit., Doin, Paris, I, 105-161.
- CONDIE, K.C. et HOWARD, H.L. (1971) - Trace element geochemistry of the Louis Lake batholith of early Precambrian age, Wyoming. Geochim. Cosmochim. Acta, 35, 1099-1119.
- CONDIE, K.C. et HAYSLIP, D.L. (1975) - Young bimodal volcanism at Medicine Lake volcanic center, Northern California. Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 1165-1178.
- CONDIE, K.C. et HARRISSON, N.M. (1976) - Geochemistry of the archean Bulawayo group, Midlands greenstone belt, Rhodesia. Prec. Research, 3, 253-271.
- CONDIE, K.C. et HUNTER, D.R. (1976) - Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. Earth and Planet. Sci. Lett., 29, 389-400.

- LA ROCHE H. de (1968) - Comportement géochimique de Na, K, Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. C.R. Acad. Sci., Paris, 267, (D), 39-42.
- LA ROCHE H. de (1972) - Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Sciences de la Terre, 17, 1-2, 34-46.
- DELONG, S.E. (1974) - Distribution of Rb-Sr and Ni in igneous rocks, central and Western Aleutian Island, Alaska. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 245-266.
- DEN TEX, E. (1975) - Thermally mantled gneiss domes : the case for convective heat flow in more or less solid orogenic basement. "Progress in Geodynamics", Royal Netherland Academy of Arts and Sciences, Amsterdam.
- DIETRICH, R.V. et MENHERT, K.R. (1960) - Proposal for the nomenclature of migmatites and associated rocks. Int. géol. Congr., XXI, Copenhagen, Rept, Sess. Norden, Suppl. vol. 1-21, 56-67.
- DUDAS, M.J., SCHMITT, R.A. and HARWARD, M.E. (1971) - Trace element partitioning between volcanic plagioclase and dacitic pyroclastic matrix. Earth and Planet. Sci. Lett., 11, 440-446.
- DUFRENOY et ELIE DE BEAUMONT, (1841) - Explication de la carte géologique de la France. Tome I.
- DUPUY, Cl., (1970) - Contribution à l'étude des fractionnements géochimiques, des alcalins, des alcalino-terreux et du gallium au cours des processus magmatiques. Exemple : les roches intrusives et effusives de Toscane et du Latium septentrional (Italie). Thèse d'état, Montpellier, 339 pages.
- EWART, A., et TAYLOR, S.R. (1969) - Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, central North Island, New Zealand. Phenocryst. data. Contr. Min. Petr., 22, 127-146.

- FARRAND, M.G. (1960) - The distribution of some elements across the contacts of four xenoliths. *Geol. Mag.*, XCVII, 6, 489-493.
- GAST, P.W. (1968) - Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 32, 1057-1086.
- GRAINDOR, M.J., et WASSERBURG, G.J. (1962) - Détermination d'âges absolus dans le Nord du Massif Armoricain. *C.R. Acad. Sc., Paris*, 254, (D), 3875-3877.
- GUITARD, G. (1963) - Sur l'importance des orthogneiss dérivant du métamorphisme d'anciens granites parmi les gneiss ocellés du Canigou. *C.R. Som. Soc. géol. France*, 4, 130-132.
- HAMEURT, J. et JEANNETTE, D. (1971) - Mise en évidence d'un terme lithostratigraphique nouveau du Briovérien. Le groupe détritique de St Cast (Bretagne septentrionale). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 273, (D), 1767-1770.
- HERTOGEN, J. et GIJBELS, R. (1976) - Calculation of trace element fractionation during partial melting. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 313-322.
- HIETANEN, A. (1963) - Idaho batholith near Pierce and Bungalow Clearwater county, Idaho. *Geol. Surv., Prof. Pap.*, 344-D, 42 p.
- HIJUSCHI, H., et NAGASAWA, H. (1969) - Partition of trace elements between rock forming minerals and the host volcanic rocks. *Earth. Planet. Sci., Lett.*, 7 : 281-287.
- HIRSCHBERG, A., et WINKLER, H.G.F. (1967) - Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, cordierit und almandin bei der Metamorphose. *Contr. Min. Petrol.*, 18, 17-42.
- JEANNETTE, D. (1972) - Analyse tectonique de formations précambriennes. Étude du Nord-Est de la Bretagne. *Sciences géologiques, Mémoire 36*, 1972, 174 pages.
- JONIN, M. et VIDAL, Ph. (1975) - Étude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia. *Can. Journ. Earth. Sci.*, 79, 513-526.

- LE MAREC, Y. (1974) - Etude pétrographique et structurale des séries cristallophylliennes de la Rance et des migmatites de Dinard. D.E.A., Rennes, 20 pages.
- LE METOUR, J. (1976) - Contribution à l'étude pétrologique, géochimique et structurale du diapir migmatitique d'Hennebont-Vannes. Bretagne méridionale, Thèse 3ème cycle, Rennes, 80 pages.
- LEUTWEIN, F., SONET, J. et ZIMMERMAN, J.L. (1968) - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie Nord-Est du Massif armoricain. Mém. Sci. Terre, 11, 83 pages.
- LUTH, W.C., JAHNS, R.H., et TUTTLE, O.F. - The granite system at pressures of 4 to 10 kb. Journ. Geophys. Research, 69, 759-773.
- MARTIN, H. (1975) - Contribution à l'étude pétrographique et géochimique du Massif de St Malo. D.E.A., Rennes, 23 pages.
- MEHNERT, K.R. (1968) - Migmatites and the origin of granitic rocks : Elsevier publishing company. London, 393 pages.
- MERRIL, R.B., ROBERTSON, J.K., and WYLLIE, P.S. (1970) - Melting reactions in the system $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ - to 20 kilobars compared with results for other feldspar - quartz - H_2O and rocks H_2O systems. J. geol., 78, 558-569.
- MOINE, B., et LA ROCHE H. de (1968) - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R.Acad.Sci., Paris, 267, (D), 2084-2087.
- MORSE, S.A. (1970) - Alkali feldspars with water at 5 kbars. Journ. Petrol., 11, 221-251.
- NAGASAWA, H., et SCHNETZLER, C.C. (1971) - Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocryst and acidic igneous magma. Geochim. Cosmochim. Acta, 35, 953-968.
- NERNST, W. (1891) - Distribution of a substance between two solvents and between solvent and vapor. Z. Phys. Chem., 8, 110-139.

- PEARSON, G.R., et SHAW, D.M. (1960) - Trace elements in kyanite, sillimanite and andalusite. *Amer. Mine.*, 45, 808-817.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., et SIEVER, R. (1972) - Sand and sandstone. Springer Verlag, Berlin, 618 pages.
- PHILPOTTS, J.A., et SCHNETZLER, G.G. (1970) - Phenocryst - matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalts genesis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 307-322.
- PLATEN, H. von (1965) - Experimental anatexis and genesis of migmatites, in : PITCHER, W.S. and FLINN, D. *controls of metamorphism*. Oliver and Boyd, Edinburgh - London, 10, 203-218.
- RAMBERG, H. (1967) - Gravity, deformation and the Earth's crust. London, Academic Press, 214 p.
- RAMSAY, J.G. (1962 a) - The geometry and mechanics of formation of similar type folds. *J. Geol.*, 70, 309-327.
- RAMSAY, J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. Mac Graw-Hill, New York, 568 pages.
- RICHARDSON, S.W. (1968) - Staurolite stability in a part of the system Fe - Al - Si - O - H₂O. *Journ. Petrol.*, 29, 310-337.
- RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C. et BELL, P.M. (1969) - Experimental determination of kyanite - andalusite and andalusite - sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Amer. J. Sci.*, 267, 259-272.
- SCHREYER, W. et YODER, H.S. (1964) - The system Mg cordierite - H₂O and related rocks. *Neues Jahb. für Miner. Abh.*, 101, 271-342.
- SCHREYER, W. (1965) - Zur stabilität des ferrocordierits. *Contrib. Mineral. Petrol.* 11, 297-322.
- SECK, H.A. (1971) - Alkali feldspar - liquid and alkali feldspar - liquid-vapor relationships at pressures of 5 and 10 kbars. *Neues Jahb. für Miner. Abh.*, 115, 140-163.
- SHAW, D.M., et KUDO, A.M. (1965) - A test of the discriminant function in the amphibolite problem. *Miner. Mag.*, 34, 423-435.

- SHAW, D.M. (1970) - Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 237-243.
- SHAW, D.M. (1972) - The origin of the Apsley gneiss, Ontario. *Can. Journ. Earth Sci.*, 9, 18, 18-35.
- SIMON, F.O., et ROLLINSON, C.L. (1976) - Chromium in rocks and minerals from the southern California batholith. *Chim. Geol.*, 17, 73-88.
- STEWARDS, D.B. (1957) - The systems $\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ - *Carnegie Instit. Washington Yearb.*, 56, 214-216.
- STEWARDS, D.B. (1967) - Four phase curve in the system $\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, between 1 and 10 kilobars, *Schweiz. Mine. petrog. Mitt.*, 47, 33-59.
- TOWNEND, R. (1966) - The geology of some granite plutons from Western Connemara, Co. Galway. *Proc. Roy. Irish Acad.*, 65, 157-202.
- TUTTLE, O.F., et BOWEN, N.L. (1958) - Two pressure vessels for silicate - water studies. *Bull. geol. Soc. Am.*, 60, 1727-1729.
- WINKLER, H.G.F. (1965) - La genèse des roches métamorphiques. trad. J.P. von ELLER, 1966. Ed. Louis Jean, Gap. 188 pages.
- WINKLER, H.G.F., et LINDEMANN, W. (1972) - The system $\text{Qz} - \text{Or} - \text{An} - \text{H}_2\text{O}$ within the granitic system $\text{Qz} - \text{Or} - \text{Ab} - \text{An} - \text{H}_2\text{O}$: Applications to granitic magma formation. *Neues Jahb. für Miner. Monat.* 2, 49-61.
- WINKLER, H.G.F. (1974) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer - Verlag. Berlin, New York, 3ème édition 320 pages.
- WINKLER, H.G.F., et GHOSE, N.C. (1974) - Further data on the eutectics in the system $\text{Qz} - \text{Or} - \text{An} - \text{H}_2\text{O}$. *Neues Jahb. für Miner., Monat.*, 11, 481-484.
- WINKLER, H.G.F., BOESE, M. et MARCOPOULOS, T. (1975) - Low temperature granitic melts. *Neues Jahb. für Miner., Monat.*, 6, 245-268.

APPENDICE I

Analyses de gneiss à grain fin de la Vallée de la Rance
(Analyste F. VIDAL)

(● = analyses utilisées pour la construction du profil géochimique)

N° échant. Eléments en %	PØ1	PØ2	PA1	PA2 ●	PA3	PA4 ●	PB1 ●	PB2 ●	PB3 ●	PB4 ●
	SiO ₂	62,07	71,04	66,79	70,56	64,35	70,23	65,74	63,88	73,21
Al ₂ O ₃	16,88	14,08	16,10	14,59	16,99	14,28	16,08	13,63	13,75	14,45
Fe ₂ O ₃ total	6,80	3,72	4,80	3,87	5,45	3,93	5,02	6,41	3,29	4,18
MnO	0,06	0,05	0,05	0,07	0,05	0,01	0,10	0,10	0,10	0,05
MgO	2,50	1,80	1,70	1,40	1,90	1,31	1,85	2,79	0,93	1,70
CaO	0,29	0,56	0,93	1,06	0,93	0,36	0,39	1,68	0,53	1,23
Na ₂ O	1,95	3,00	3,19	2,59	2,38	3,46	3,92	2,63	1,86	3,31
K ₂ O	4,29	4,27	3,34	2,92	3,78	3,26	4,34	3,00	3,25	3,03
TiO ₂	0,78	0,56	0,69	0,56	0,74	0,57	0,71	0,86	0,50	0,54
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,14	0,11	0,15	0,12	0,15	0,19	0,08	0,14
P.F.	3,36	1,87	2,26	1,80	2,74	1,85	1,96	2,28	2,13	1,67
Total	99,13	101,08	99,99	99,57	99,46	99,38	100,26	97,45	98,61	99,50

N° Echant. Eléments en ppm	PØ1	PØ2	PA1	PA2 ●	PA3	PA4 ●	PB1 ●	PB2 ●	PB3 ●	PB4
	Rb	163	198	nd	92	153	144	167	114	101
Sr	83	248	nd	235	191	201	235	276	176	261
Ni	38	21	nd	26	22	nd	nd	nd	nd	26
Co	41	53	nd	39	47	nd	nd	nd	nd	50
V	99	60	nd	64	92	nd	nd	nd	nd	64
Cr	100	80	nd	92	93	nd	nd	nd	nd	71
Zr	171	220	nd	200	175	160	183	172	149	186
Y	30	24	nd	25	34	13	20	20	19	32

LANGROLAY

N° échant. Eléments en %	PC1	PC2 ●	PC3	PC4	PC5	PC6 ●	PC7 ●	PC8 ●	PC9 ●	PC10 ●	PC11 ●
	SiO ₂	69,90	66,80	71,34	68,43	61,10	71,04	65,38	63,37	75,86	70,20
Al ₂ O ₃	14,02	15,96	14,40	15,18	18,09	14,26	16,47	17,18	12,74	14,66	13,80
Fe ₂ O ₃ total	3,94	5,12	3,99	4,11	7,01	3,33	5,52	6,34	2,57	3,88	3,69
MnO	0,05	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	nd	0,10	0,05	0,05	0,05
MgO	1,20	2,10	1,70	1,70	2,80	1,40	2,14	2,26	0,94	1,40	1,28
CaO	1,09	1,34	1,79	1,35	0,91	1,35	0,90	1,31	1,24	1,23	2,07
Na ₂ O	2,97	2,99	3,74	3,25	2,77	2,97	2,24	2,85	3,61	3,56	3,63
K ₂ O	4,37	3,68	2,52	3,81	3,31	3,46	4,97	3,58	2,16	3,46	1,92
TiO ₂	0,61	0,67	0,55	0,64	0,99	0,50	0,70	0,80	0,43	0,53	0,59
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,12	0,13	0,10	0,12	0,17	0,19	0,10	0,14	0,12
P.F.	0,68	1,19	0,70	0,97	2,77	1,06	2,25	2,16	0,73	1,19	0,61
Total	98,96	100,05	100,92	99,82	100,51	99,55	100,74	100,14	100,43	100,30	99,81

N° Echant. Eléments en ppm	PC1	PC2 ●	PC3	PC4	PC5	PC6 ●	PC7 ●	PC8 ●	PC9 ●	PC10 ●	PC11 ●
	Rb	111	125	100	122	115	114	152	130	79	104
Sr	255	246	267	248	180	273	213	176	324	324	249
Ni	21	62	18	15	35	15	nd	nd	nd	nd	nd
Co	30	57	34	30	nd	41	nd	nd	nd	nd	nd
V	63	61	57	64	nd	52	nd	nd	nd	nd	nd
Cr	87	82	70	102	118	75	nd	nd	nd	nd	nd
Zr	270	188	104	226	216	187	124	137	123	150	186
Y	24	28	45	54	38	27	23	25	16	21	19

CARRIERE DU MINIHC ET POINTE DE GAREL

N° Echant. Eléments en %	PD1●	PD2●	PD3●	PD4●	PD5●	PD6	PD7	PD8	PE1●	PE2	PE3	PE4
	SiO ₂	71,40	70,54	72,71	71,00	68,76	68,30	69,03	67,29	69,87	71,24	66,59
Al ₂ O ₃	13,14	14,38	13,63	14,71	14,39	14,67	15,16	14,30	15,36	13,84	16,71	14,97
Fe ₂ O ₃ total	4,48	4,52	3,29	4,32	4,80	4,48	4,99	5,03	4,02	3,90	5,37	4,10
MnO	0,10	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06	0,08	0,07	0,05	0,06	0,06	0,06
MgO	1,51	1,57	1,40	1,7	1,90	1,90	1,90	1,90	1,70	1,70	2,30	3,60
CaO	1,60	1,47	1,90	0,96	1,53	1,32	0,92	1,04	0,83	1,62	2,03	0,66
Na ₂ O	3,59	3,98	3,95	2,81	3,76	3,78	3,63	2,91	3,05	3,74	3,77	3,67
K ₂ O	1,90	2,16	1,70	3,22	2,60	2,90	3,83	3,74	3,41	2,03	2,79	2,57
TiO ₂	0,54	0,61	0,46	0,62	0,66	0,63	0,67	0,68	0,54	0,57	0,68	0,56
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,10	0,12	0,16	0,17	0,13	0,10	0,17	0,10	0,16	0,19
PF	0,93	0,95	0,54	1,25	0,77	0,99	0,87	0,80	1,31	0,97	1,20	2,13
Total	99,32	100,38	99,76	100,77	99,40	99,20	101,20	97,86	100,31	99,77	101,66	99,84

N° Echant. Eléments en ppm	PD1●	PD2●	PD3●	PD4●	PD5●	PD6	PD7	PD8	PE1●	PE2	PE3	PE4
	Rb	77	91	71	109	98	97	124	120	112	88	120
Sr	215	240	206	181	241	242	217	218	140	220	387	174
Ni	nd	nd	16	20	26	26	25	15	15	17	20	16
Co	nd	nd	57	50	34	49	32	33	21	29	35	36
V	nd	nd	51	67	73	78	58	70	55	60	71	49
Cr	nd	nd	47	69	71	74	78	69	66	65	98	64
Zr	149	154	132	211	224	221	257	215	156	205	185	171
Y	19	20	18	27	26	25	32	26	25	26	28	23

LA LANDRIAIS

N° Echant. Eléments en %	PF1●	PF2●	PF3	PF4●	PF5	PF6	PF7	PF8	PF9●
	SiO ₂	70,88	70,64	70,45	70,44	71,14	71,25	71,04	70,64
Al ₂ O ₃	13,70	14,27	13,70	14,10	13,63	14,35	13,71	14,27	14,35
Fe ₂ O ₃ total	4,22	4,62	4,44	4,27	3,53	3,83	4,80	4,62	4,53
MnO	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,10	0,05	0,05
MgO	1,40	1,60	2,16	2,10	1,98	2,00	1,60	1,60	1,67
CaO	1,55	0,89	1,12	0,77	1,79	1,77	1,08	0,89	0,78
Na ₂ O	4,05	2,74	3,23	2,62	3,99	4,29	3,37	2,74	2,68
K ₂ O	2,12	3,78	3,17	3,45	1,90	1,86	2,56	3,78	2,88
TiO ₂	0,58	0,65	0,63	0,61	0,52	0,55	0,66	0,65	0,61
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,13	0,10	0,13
PF	0,63	1,03	1,03	1,41	0,76	0,88	1,67	1,03	1,94
Total	99,50	100,37	100,09	99,92	99,39	101,05	100,72	100,37	100,64

N° Echant. Eléments en ppm	PF1●	PF2●	PF3	PF4●	PF5	PF6	PF7	PF8	PF9●
	Rb	85	116	103	110	81	86	101	nd
Sr	242	197	213	197	226	255	236	nd	nd
Ni	26	23	23	25	18	27	nd	nd	nd
Co	31	26	30	30	34	40	nd	nd	nd
V	65	71	68	68	56	60	nd	nd	nd
Cr	64	74	82	69	54	62	nd	nd	nd
Zr	238	248	246	247	210	176	230	nd	nd
Y	24	28	28	26	23	24	18	nd	nd

JOUVENTE

N° Echant. Eléments en %	PG1	PG2	PG3	PG4	PG5 ●	PG6	PG7 ●	PG8
	SiO ₂	71,72	71,24	68,33	68,00	62,10	65,55	70,79
Al ₂ O ₃	14,66	14,41	14,97	15,54	17,62	15,73	12,76	15,23
Fe ₂ O ₃ total	3,18	4,25	4,34	4,87	6,41	5,70	3,18	1,43
MnO	0,05	0,05	0,06	0,07	0,05	0,08	0,10	0,05
MgO	1,10	1,50	1,70	1,70	2,43	1,96	1,32	0,34
CaO	2,32	0,84	1,93	1,29	2,17	1,30	2,03	2,74
Na ₂ O	4,32	2,23	3,64	3,49	4,02	3,32	3,52	4,38
K ₂ O	1,54	3,20	3,07	3,05	3,14	3,15	1,60	1,06
TiO ₂	0,44	0,61	0,66	0,68	0,84	0,71	0,39	0,10
P ₂ O ₅	0,20	0,12	0,12	0,13	0,21	0,19	0,06	0,11
PF	0,38	1,52	0,50	1,00	1,48	1,08	0,69	0,67
Total	99,91	100,02	99,32	99,82	100,47	96,77	96,64	100,57

N° Echant. Eléments en ppm	PG1	PG2	PG3	PG4	PG5 ●	PG6	PG7 ●	PG8
	Rb	59	104	114	119	134	nd	76
Sr	252	169	322	225	334	nd	388	nd
Ni	12	20	21	22	nd	nd	nd	nd
Co	14	20	26	25	nd	nd	nd	nd
V	52	69	61	76	nd	nd	nd	nd
Cr	55	74	109	79	nd	nd	nd	nd
Zr	90	215	229	180	159	nd	133	nd
Y	nd	22	26	27	22	nd	23	nd

POINTE DE CANCAVAL

N° Echant. Eléments en %	PH1	PH2●	PH3	PH4●	PH5
	SiO ₂	71,20	72,80	67,87	69,21
Al ₂ O ₃	14,46	13,31	14,19	14,65	14,46
Fe ₂ O ₃ total	3,71	3,92	4,17	4,70	4,68
MnO	0,07	0,05	0,05	0,07	0,05
MgO	1,35	1,30	2,50	2,32	1,30
CaO	2,03	1,80	1,59	1,94	1,96
Na ₂ O	2,41	3,49	3,55	3,13	3,39
K ₂ O	2,73	1,94	3,53	3,12	2,91
TiO ₂	0,57	0,56	0,57	0,65	0,69
P ₂ O ₅	0,26	0,10	0,15	0,10	0,10
PF	1,40	0,86	0,60	0,82	0,95
Total	100,19	100,13	98,77	100,71	99,18

N° Echant. Eléments en ppm	PH1	PH2●	PH3	PH4●	PH5
	Rb	nd	85	116	112
Sr	nd	243	344	355	365
Ni	nd	18	20	24	22
Co	nd	52	45	33	31
V	nd	61	59	69	70
Cr	nd	67	85	104	119
Zr	nd	262	170	234	258
Y	nd	25	24	25	27

LA RICHARDAIS

N° Echant.	PI1	PI2	PI3●
Element en %			
SiO ₂	70,06	66,85	67,80
Al ₂ O ₃	14,63	15,76	15,80
Fe ₂ O ₃ total	4,49	5,36	4,75
MnO	0,05	nd	0,04
MgO	1,49	2,02	1,77
CaO	2,16	1,09	0,98
Na ₂ O	3,44	nd	2,85
K ₂ O	2,68	3,67	3,07
TiO ₂	0,60	0,69	0,65
P ₂ O ₅	0,11	0,19	0,18
PF	0,77	nd	2,57
Total	100,48	95,63	100,46

QUELMER

APPENDICE II

Analyses de gneiss calco-silicatés de la vallée de la Rance
(Analyste F. VIDAL)

N° Echant.	CC1	CC2	CC3	CC4	CD1	CD2	CF1	CG2	CH1	CH2
Eléments en %										
SiO ₂	67,20	67,15	69,33	66,10	64,76	68,26	69,70	64,50	67,93	68,02
Al ₂ O ₃	14,90	14,88	14,19	16,06	15,76	15,43	17,81	15,28	15,32	15,96
Fe ₂ O ₃ total	3,59	3,84	3,55	3,80	4,89	4,32	3,86	4,72	3,46	3,35
MnO	0,25	0,20	0,12	0,12	0,18	0,14	0,15	0,32	0,15	0,17
MgO	0,62	1,70	1,50	1,70	1,10	1,50	2,00	1,50	1,60	1,10
CaO	10,04	10,46	9,37	9,40	10,00	7,85	8,48	12,53	9,26	10,10
Na ₂ O	0,44	0,40	0,36	0,45	0,28	0,36	0,55	0,21	0,52	0,50
K ₂ O	0,78	0,14	0,33	0,87	0,54	0,69	1,16	0,25	0,41	0,33
TiO ₂	0,53	0,57	0,51	0,55	0,52	0,56	0,50	0,50	0,50	0,48
P ₂ O ₅	0,14	0,28	0,14	0,21	0,29	0,26	0,34	0,18	0,20	0,20
PF	0,22	0,67	0,80	1,35	2,16	1,48	1,78	0,51	1,12	1,13
Total	98,71	100,29	100,20	100,63	100,48	100,85	100,33	100,50	100,48	101,34

APPENDICES III & IV

Analyses de gneiss à gros grain et de roches basiques
de la vallée de la Rance

(Analyste F. VIDAL)

N° Echant.	GB1	GB2	GB3	GC1	GC2	GC3	GC4	GD1	GF1
Eléments en %									
SiO ₂	65,74	73,31	73,60	70,20	69,52	66,09	66,89	72,67	74,06
Al ₂ O ₃	16,08	14,69	14,81	14,66	17,46	18,09	17,37	15,46	15,16
Fe ₂ O ₃ total	5,02	1,45	1,75	3,88	2,15	2,25	2,30	2,02	1,60
MnO	< 0,10	0,04	0,05	nd	nd	0,06	0,06	nd	< 0,05
MgO	1,85	0,59	0,50	1,40	0,79	1,50	1,10	0,66	0,70
CaO	0,39	0,48	0,75	1,23	3,08	4,72	3,31	2,22	2,12
Na ₂ O	3,92	3,86	4,02	3,56	4,62	4,82	4,85	4,42	4,26
K ₂ O	4,34	3,77	2,23	3,46	1,13	1,37	1,23	1,48	1,52
TiO ₂	0,71	0,14	0,18	0,53	0,32	0,37	0,34	0,21	0,21
P ₂ O ₅	0,15	0,07	< 0,10	0,14	0,07	0,10	0,10	0,13	< 0,10
PF	1,96	1,00	1,41	1,19	1,08	0,67	0,66	0,57	0,56
Total	100,26	99,40	99,40	100,25	100,22	100,04	100,21	99,84	100,44

N° Echant.	BØ1	BØ2
Eléments en %		
SiO ₂	45,60	43,64
Al ₂ O ₃	14,26	15,58
Fe ₂ O ₃ total	12,16	10,76
MnO	0,19	0,22
MgO	9,79	9,85
CaO	11,72	15,30
Na ₂ O	1,94	1,10
K ₂ O	0,74	0,29
TiO ₂	1,12	0,57
P ₂ O ₅	0,12	< 0,10
PF	1,65	2,60
Total	99,29	100,01

APPENDICE V

Analyses de paléosomes des migmatites de Saint-Malo
(Analyste H. MARTIN)

N° Echant.	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7
Eléments en %							
SiO ₂	68,60	71,90	69,70	64,70	63,00	72,00	72,40
Al ₂ O ₃	14,54	14,43	14,80	16,73	17,03	13,45	13,92
Fe ₂ O ₃ total	5,08	4,02	4,85	5,86	5,90	2,96	4,24
MnO	0,05	0,06	0,05	0,07	0,05	0,05	0,08
MgO	2,12	0,85	1,74	2,03	2,07	0,60	1,19
CaO	1,82	1,10	1,99	1,91	1,53	2,35	1,59
Na ₂ O	3,57	3,35	3,62	4,37	3,21	3,92	3,98
K ₂ O	2,41	3,68	2,48	2,79	3,27	1,47	2,19
TiO ₂	0,63	0,59	0,63	0,80	0,91	0,49	0,64
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,19	0,10
PF	1,17	0,97	0,79	0,94	1,32	1,08	1,05
Total	100,09	101,05	100,76	100,30	98,39	98,56	101,38

APPENDICE VI

Analyses des migmatites de Saint-Malo, (leucosomes des
métatexites et des diatexites)

(Analyste H. MARTIN)

LEUCOSOMES

N° Echant.	Elements en ppm	
SB2	88	199
SB3	143	132
SM1	83	244
SM2	120	200
SM3	130	183
CL1	43	251
CL2	136	152
BJ1	122	129
LG1	100	168
LG2	91	203
LG3	155	155
RG2	57	295

Rb	143	132	244	200	183	130	43	136	122	100	155	57
Sr	199	132	244	200	183	130	251	152	129	168	155	295
Ni	10	15	23	25	35	10	31	32	25	22	46	14
Co	20	25	35	28	27	17	27	92	18	27	35	36
V	13	35	38	50	87	14	88	102	83	52	95	13
Cr	18	45	38	51	67	22	101	97	47	57	67	21
Zr	56	112	42	78	162	70	202	178	109	132	193	77

N° Echant.	Elements en %	
SB1	81,80	10,00
SB2	74,00	14,69
SB3	66,80	15,80
SM1	73,00	14,57
SM2	68,80	15,40
SM3	56,70	15,43
CL1	72,30	16,40
CL2	66,20	15,47
BJ1	66,60	15,02
LG1	69,40	15,99
LG2	69,20	15,26
LG3	70,53	16,43
RG1	62,40	9,93
RG2	78,00	12,93

SiO ₂	81,80	10,00	14,69	15,80	15,40	15,43	16,40	15,47	15,02	15,99	15,26	16,43	9,93	12,93
Al ₂ O ₃	10,00	0,82	0,90	0,80	0,82	0,58	0,58	0,58	0,50	0,55	0,55	0,55	0,39	0,60
Fe ₂ O ₃ total	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	0,9	0,20	1,38	1,68	0,95	2,18	0,10	1,67	2,05	1,28	0,85	2,84	0,10	0,10
CaO	1,49	0,99	2,15	1,22	0,93	1,60	0,93	0,86	1,06	1,40	1,19	1,80	1,26	1,26
Na ₂ O	2,97	3,22	3,54	3,70	4,34	3,18	4,34	2,56	3,52	3,78	2,52	3,43	3,84	3,84
K ₂ O	1,06	4,94	3,38	4,19	2,55	3,27	3,44	3,36	2,64	3,78	2,70	3,64	2,94	2,94
TiO ₂	0,07	0,11	0,40	0,22	0,40	0,66	0,72	0,67	0,47	0,45	0,75	0,05	0,08	0,08
P ₂ O ₅	0,38	0,20	0,21	0,13	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,15	0,14	0,18	0,14	0,14
PF	0,93	0,80	1,00	0,51	1,16	1,14	1,48	2,16	1,47	1,21	0,36	0,49	0,70	0,70
Total	100,49	100,10	99,41	100,30	98,55	99,15	98,58	98,64	100,36	98,64	104	99,73	100,64	100,64

N° Echant.	SB2	SB3	SM1	SM2	SM3	CL1	CL2	BJ1	LG1	LG2	LG3	RG2
Caractères												
Taux de fusion en %	34	65	31	49	100	42	100	97,5	47	90	75	44
Biotites entraînés dans le leucosome en %	2,5	11	10	12	0	1,5	0	2,5	14	10	25	1,5

Taux de fusion mesuré et contamination du leucosome par la biotite.

N° Echant.	SB2	SB3	SM1	SM2	SM3	CL1	CL2	BJ1	LG1	LG2	LG3	RG2
SiO ₂	75,32	73,39	75,05	74,39	66,70	73,92	66,20	69,58	74,48	74,08	76,80	78,23
Al ₂ O ₃	14,58	15,54	15,65	14,87	15,43	16,60	15,46	15,96	15,39	15,11	14,58	12,72
Fe ₂ O ₃ total	0,35	0,66	0,001	1,01	5,23	0,22	5,60	2,44	1,31	1,45	0,01	0,25
MnO	0,05	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,02	0,06	0,02	0,05
MgO	0,001	0,16	0,02	0,01	1,78	0,001	1,67	1,16	0,001	0,10	0,60	0,001
CaO	1,02	2,42	1,31	1,06	1,21	1,65	0,93	2,19	1,22	1,57	1,44	1,27
Na ₂ O	3,29	3,98	3,98	3,66	3,18	4,47	2,96	4,08	4,04	4,24	3,20	3,87
K ₂ O	4,83	2,71	2,88	3,66	3,27	2,49	3,44	3,20	1,98	2,00	1,74	2,64
TiO ₂	0,04	0,16	0,0004	0,10	0,66	0,02	0,72	0,36	0,20	0,23	0,25	0,04
P ₂ O ₅	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
PF	0,70	0,96	0,31	0,74	0,97	0,38	1,50	0,67	1,05	0,41	1,21	0,60
Total	99,88	100,01	99,95	99,63	98,48	99,80	98,54	99,69	99,69	99,97	99,85	99,88

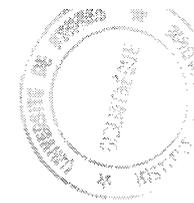
N° Echant.	SB2	SB3	SM1	SM2	SM3	CL1	CL2	BJ1	LG1	LG2	LG3	RG2
Rb	76	68	40	162	130	36	136	130	39	45	50	46
Sr	204	149	264	137	183	259	152	136	193	228	191	237
Ni	6	9	5	9	35	5	31	23	4	8	8	12
Co	20	25	34	28	27	17	27	18	18	27	35	35
V	5	19	2	10	87	9	88	46	24	26	27	8
Cr	13	19	9	20	87	18	101	46	11	34	23	16
Zr	53	112	30	70	182	37	202	128	96	137	209	21

LEUCOSOMES (Valeurs corrigées)

APPENDICE VII

Analyses des biotites des migmatites de Saint-Malo

(Analyste H.MARTIN)



N° Echant. Eléments en %	SB2	SB3	SM1	SM2	SM3	CL1	CL2	BJ1	LG1	LG2	LG5	RG2
SiO ₂	35,8	37,27	36,02	35,16	35,50	35,10	34,76	36,80	36,30	34,60	35,20	36,00
Al ₂ O ₃	19,24	19,11	21,03	19,98	19,41	18,68	18,37	19,85	19,30	18,72	19,05	18,43
Fe ₂ O ₃ total	22,58	19,27	21,57	20,63	21,23	21,06	21,73	18,50	20,94	22,59	21,25	22,68
MnO	0,18	0,19	0,20	0,17	0,21	0,18	0,17	0,15	0,18	0,19	0,19	0,21
MgO	8,96	11,29	9,20	9,04	9,10	9,53	9,26	9,85	9,22	8,13	9,18	8,76
CaO	0,10	0,17	0,09	0,08	0,10	0,10	0,09	0,10	0,08	0,10	0,10	0,09
Na ₂ O	0,21	0,24	0,20	0,15	0,24	0,22	0,18	0,22	0,19	0,23	0,19	0,37
K ₂ O	9,06	8,96	8,50	8,37	8,66	8,66	8,27	8,70	8,84	9,11	8,98	8,77
TiO ₂	2,69	2,39	2,06	2,58	2,59	2,75	2,38	3,01	2,16	2,35	2,25	2,81
P ₂ O ₅	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10
PF	1,76	1,75	2,24	2,10	1,70	2,18	2,20	2,48	2,35	1,45	2,51	1,28
Total	100,68	100,74	101,81	98,40	98,84	98,56	97,59	99,86	99,67	98,57	98,58	100

N° Echant. Eléments en ppm	SB2	SB3	SM1	SM2	SM3	CL1	CL2	BJ1	LG1	LG2	LG3	RG2
Rb	566	763	456	490	512	520	466	490	468	512	540	647
Sr	8	9	10	10	8	9	10	9	10	10	9	10
Ni	136	154	181	225	127	289	125	117	154	146	162	160
Cd	26	26	33	32	21	18	25	21	21	27	29	27
V	331	222	368	348	345	380	355	418	300	290	336	361
Cr	280	255	301	286	297	321	295	309	270	274	283	310
Zr	179	120	143	139	82	233	125	203	188	99	78	288

BIOTITES

Standards U.S.G.S.					Standards C.R.P.G.					
	AGV	GSP	BCR	G2	GH	GA	GSN	BR	DRN	
SiO ₂	VR	59,00	67,31	54,85	69,19	75,85	69,96	65,80	38,39	52,88
	VL	58,92	67,32	54,30	69,11	76,65	69,90	65,51	39,49	52,77
Al ₂ O ₃	VR	17,22	15,19	13,68	15,35	12,51	14,51	14,69	10,25	17,56
	VL	17,23	15,32	13,53	15,27	12,35	14,91	14,80	9,92	17,76
Fe ₂ O ₃	VR	6,84	4,33	13,52	2,65	1,33	2,86	3,75	12,98	9,69
	VL	6,86	4,36	13,54	2,70	1,34	2,80	3,74	12,84	9,80
MnO	VR	0,10	0,04	0,19	0,04	0,05	0,09	0,06	0,20	0,12
	VL	0,10	0,04	0,19	0,03	0,05	0,08	0,06	0,21	0,12
CaO	VR	5,00	2,02	6,98	1,96	0,69	2,45	2,50	13,87	7,09
	VL	5,00	1,99	7,11	1,92	0,69	2,45	2,48	13,54	7,23
MgO	VR	1,55	0,96	3,49	0,77	0,03	0,95	2,29	13,85	4,47
	VL	1,53	1,00	3,58	0,71	nd	0,97	2,39	13,73	4,41
Na ₂ O	VR	4,31	2,80	3,29	4,06	3,85	3,55	3,77	3,07	3,00
	VL	4,18	2,79	3,30	4,03	3,88	3,54	3,77	3,06	3,02
K ₂ O	VR	2,93	5,53	1,70	4,51	4,76	4,03	4,63	1,41	1,73
	VL	2,94	5,49	1,74	4,41	4,80	4,07	4,64	1,43	1,75
TiO ₂	VR	1,05	0,66	2,22	0,50	0,08	0,38	0,68	2,61	1,10
	VL	1,07	0,67	2,24	0,49	0,08	0,37	0,67	2,58	1,07
P ₂ O ₅	VR	0,50	0,28	0,33	0,14	0,01	0,12	0,28	1,05	nd
	VL	0,48	0,23	0,36	0,12	0,06	0,13	0,26	1,16	nd
Ni	VR	17	9	13	6	--	7	34	270	22
	VL	16	9	--	--	--	--	32	260	23
Cr	VR	12	13	16	9	--	10	55	420	45
	VL	11	13	17	7	--	8	59	372	46
Co	VR	17	7	37	6	--	5	65	50	35
	VL	16	7	36	6	--	6	61	51	35
V	VR	125	49	410	34	--	36	62	240	220
	VL	115	45	395	33	--	31	65	275	225
Rh	VR	67	250	47	--	--	175	190	45	--
	VL	66	244	46	--	--	171	180	48	--
Sr	VR	660	230	330	--	--	300	570	1350	--
	VL	660	235	337	--	--	296	565	1372	--
Y	VR	26	32	46	12	--	--	--	--	--
	VL	25	34	44	11	--	--	--	--	--
Zr	VR	220	500	185	300	--	--	240	240	--
	VL	225	525	188	276	--	--	215	260	--

Standards internationaux :

- VR = Valeurs recommandées
- VL = Valeurs obtenues par fluorescence X au laboratoire de géochimie du C.A.E.S.S.

