



HAL
open science

**ETUDE GEOCHIMIQUE DE QUELQUES SERIES
SPILITIQUES DU MASSIF ARMORICAIN**
Implications géotectoniques

Patrick Maillet

► **To cite this version:**

Patrick Maillet. ETUDE GEOCHIMIQUE DE QUELQUES SERIES SPILITIQUES DU MASSIF ARMORICAIN Implications géotectoniques. Géochimie. Université de Rennes, 1977. Français. NNT: . tel-01759656

HAL Id: tel-01759656

<https://insu.hal.science/tel-01759656>

Submitted on 5 Apr 2018

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

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



ETUDE GEOCHIMIQUE
DE QUELQUES SERIES SPILITIQUES
DU MASSIF ARMORICAIN
Implications géotectoniques

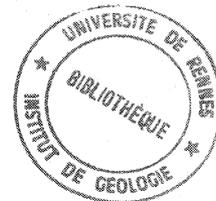
Patrick MAILLET

RENNES 1977

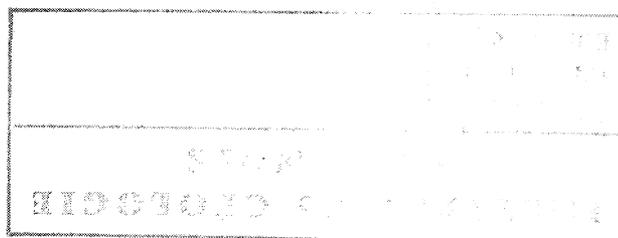
INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES

NUMÉRO
d'inventaire
Bibliothèque

2957



SERIE : C
N° d'Ordre : 445
N° de Série : 154

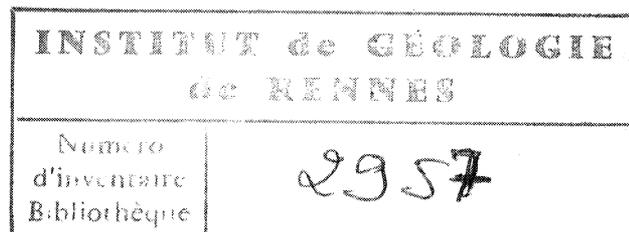


THESE
présentée

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

pour obtenir
le titre de DOCTEUR EN TROISIEME CYCLE
Spécialité : GEOLOGIE
Option : GEOLOGIE CONTINENTALE

PAR
Patrick MAILLET



Sujet de la Thèse

ETUDE GEOCHIMIQUE DE QUELQUES SERIES SPILTIQUES DU
MASSIF ARMORICAIN. IMPLICATIONS GEOTECTONIQUES.

Soutenue le 25 Mars 1977, devant la Commission d'examen:

MM. Jean	COGNE	Professeur,	Rennes	Président
Jean	HAMEURT	Professeur,	Rennes	} Examineurs
Bernard	AUVRAY	Maitre-Assistant,	Rennes	
Jean-Jacques	CHAUVEL	Maitre-Assistant,	Rennes	
Jacques	DUBOIS	Maitre Conférences,	Paris-Sud	Invité

*" Nous avons beau enfler nos conceptions
au-delà des espaces imaginables, nous
n'enfantons que des atomes au prix de
la réalité des choses."*

Pascal

Je tiens à remercier ici toutes les personnes
qui m'ont aidé dans l'élaboration de ce mémoire,
et en particulier celles qui se sont chargées
de sa réalisation matérielle.

(Toutes les analyses citées ont été réalisées au Laboratoire de Géochimie-
Géochronologie du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles)

INTRODUCTION

1

I- PREMIERE PARTIE : - Le problème des spilites - Les séries étudiées

3

I.1. Le problème des spilites

3

I.1.1. Caractères généraux des spilites

3

I.1.1.1. Répartition

3

I.1.1.2. Texture et structure

4

I.1.1.3. Composition minéralogique

5

I.1.1.4. Composition chimique

7

I.1.2. Hypothèses relatives à la genèse des spilites

10

I.1.2.1. Hypothèse primaire

11

I.1.2.2. Hypothèse autohydrothermale

13

I.1.2.3. Hypothèse métamorphique

13

I.1.2.4. Conclusion

14

I.2. Les séries étudiées

16

I.2.1. Le volcanisme briovérien de la baie de Douarnenez

16

I.2.1.1. Généralités

16

I.2.1.2. Pétrographie

17

I.2.1.3. Caractères chimiques

18

I.2.2. Le volcanisme caradocien de la presqu'île de Crozon

19

I.2.2.1. Généralités

19

I.2.2.2. Pétrographie

20

I.2.2.3. Caractères chimiques

21

I.2.3. La série spilite-kératophyre de Saint-Georges sur Loire	22
I.2.3.1. Généralités	22
I.2.3.2. Pétrographie	24
I.2.3.3. Caractères chimiques	24
I.2.4. Le volcanisme dévono-dinantien de la bordure septentrionale du bassin de Chateaulin	27
I.2.4.1. Généralités	27
I.2.4.2. Pétrographie	28
I.2.4.3. Caractères chimiques	35

II- DEUXIEME PARTIE : Etude géochimique

A. Présentation de la méthode	37
II.1. Introduction	37
II.2. Méthodes analytiques	38
II.2.1. Fluorescence X	38
II.2.2. Absorption atomique	39
II.2.3. Spectrométrie de masse	39
II.3. Présentation des diagrammes utilisés	40
II.3.1. Diagrammes "classiques"	40
II.3.1.1. Rappel sur la classification des roches basaltiques	41
II.3.1.2. Diagrammes séparant les séries alcalines des séries non alcalines (s.l.)	41
II.3.1.3. Diagrammes séparant les séries calco- alcalines (s.s.) des séries tholéitiques	42
II.3.2. Diagrammes "géotectoniques"	45
II.3.2.1. Bebien (1973)	46
II.3.2.2. Pearce et Cann (1973)	47
II.3.2.3. Glassley (1974)	49
II.3.2.4. Pearce et al. (1975)	50
II.3.2.5. Floyd et Winchester et Winchester et Floyd (1975) (1976)	51

II.3.2.6. Pearce (1976)	52
II.3.2.7. Condie (1969)	53
II.3.3. Conclusion	54
II.4. Comportement des éléments durant l'altération et le métamorphisme	55
B. Application à l'étude de quatre ensembles spilitiques du Massif Armoricain	57
II.5. La série briovérienne de Douarnenez (Finistère)	57
II.5.1. Caractérisation géochimique de la série	57
II.5.2. Comportement de quelques éléments	59
II.5.2.1. Eléments-majeurs	59
II.5.2.2. Eléments-traces	61
II.5.3. Cadre géotectonique	63
II.5.4. Conclusion partielle	65
II.6. Le volcanisme caradocien de la presqu'île de Crozon (Finistère)	67
II.6.1. Caractérisation géochimique de la série	67
II.6.2. Comportement de quelques éléments	68
II.6.2.1. Eléments-majeurs	69
II.6.2.2. Eléments-traces	70
II.6.3. Cadre géotectonique	71
II.6.4. Conclusion partielle	72
II.7. La série spilite-kératophyre de Saint-Georges sur Loire (Maine et Loire)	73
II.7.1. Caractérisation géochimique de la série et comportement de quelques éléments	73
II.7.2. Cadre géotectonique	75
II.7.3. Conclusion partielle	78

II.8. Le volcanisme dévono-dinantien de la bordure septentrionale du bassin de Chateaulin (Finistère)	79
II.8.1. Caractérisation géochimique du volcanisme	80
II.8.2. Distribution et comportement de certains éléments majeurs et traces :	82
II.8.2.1. Eléments-majeurs	82
II.8.2.2. Eléments-traces	83
II.8.3. Cadre géotectonique	89
II.8.4. Conclusion partielle	95
 III- TROISIEME PARTIE : Interprétation et reconstitution géotectonique	 99
III.1. La série briovérienne de Douarnenez	99
III.1.1. Sédimentologie du Briovérien de Douarnenez	100
III.1.2. Les arguments apportés par la géologie sous-marine et la géophysique	101
III.1.3. Synthèse et conclusion	104
III.2. La série caradocienne de la presqu'île de Crozon	105
III.2.1. Stratigraphie et paléontologie	105
III.2.2. Géologie sous-marine	107
III.2.3. Géochronologie	107
III.2.4. Synthèse et conclusion	108
III.3. La série de Saint-Georges sur Loire	110
III.3.1. Stratigraphie et paléontologie	110
III.3.2. Géochimie isotopique du strontium	112
III.3.3. Synthèse et conclusion	117
III.4. Les formations du Moulin Quelen, de Bolazec/Huelgoat	120
III.4.1. Pétrographie sédimentaire et stratigraphie	120
III.4.2. Géochimie isotopique du strontium	125
III.4.3. Synthèse et conclusion	126
III.4.3.1. A l'échelle du Massif Armoricaïn	127
III.4.3.2. A l'échelle de la chaîne hercynienne	128
 . CONCLUSION	 131

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

INTRODUCTION

Les travaux concernant la géochimie des spilites sont loin d'atteindre en nombre ceux relatifs aux basaltes. En particulier, la géochimie des éléments-traces dans les spilites, étudiée dans une optique géotectonique, ne se développe vraiment que depuis quelques années (CANN, J.R. 1969, 1970 ; HERRMANN, A.G. et al. 1974 ; LOESCHKE, J. 1975, etc...). Le double but de ce mémoire en découle : tenter, surtout à l'aide des éléments-traces (s.l.), une caractérisation chimique plus fine de certaines séries spilitiques, pour ensuite essayer de retrouver les conditions géologiques de leur mise en place, c'est-à-dire leur cadre géotectonique.

Le plan adopté pour cette étude est le suivant :

I. PREMIERE PARTIE : LE PROBLEME DES SPILITES / LES SERIES ETUDIEES

On rappellera les caractéristiques générales des spilites et les hypothèses génétiques qui ont été avancées pour expliquer la formation de ces volcanites ; suivra une présentation rapide du matériau d'étude, à savoir quatre séries spilitiques du Massif armoricain (la série de Douarnenez/ Briovérien ; la série de la presqu'île de Crozon/ Caradoc ; la série de Saint-Georges-sur-Loire/ Ordovicien supérieur - Silurien ; la série de Bolazec - Huelgoat / Dévono-Dinantien), ces différents ensembles ayant été étudiés auparavant dans un but plus directement descriptif (analyses pétrographiques essentiellement).

II. DEUXIEME PARTIE : ETUDE GEOCHIMIQUE

Précédé d'une description sommaire des méthodes analytiques employées et leur fiabilité, ce second volet débutera par une présentation des moyens propres à cette étude, c'est-à-dire surtout des diagrammes géochimiques ; leur validité sera examinée systématiquement ; dans le même esprit, je rappellerai les conclusions relatives au comportement des éléments durant les processus d'altération et de métamorphisme de bas degré.

Ces préliminaires indispensables permettront alors d'aborder l'objet même de ce travail, l'étude géochimique des quatre séries citées plus haut, qui comprendra systématiquement :

- une caractérisation géochimique du magma parental ;
- une analyse de la distribution et du comportement des différents éléments ;
- un essai de reconstitution du cadre géotectonique, basé sur la seule analyse géochimique.

III. TROISIEME PARTIE : INTERPRETATION GEOTECTONIQUE

Les conclusions apportées à ce niveau seront bien sûr plus hypothétiques. Elles reposeront sur les résultats obtenus dans la seconde partie, étayés par des arguments de géochimie isotopique, de géochronologie, de paléontologie et de sédimentologie s'il y a lieu. Une synthèse sera alors tentée pour replacer les quatre séries étudiées dans le cadre paléogéographique et paléogéotectonique du Massif Armoricaïn.

Première Partie

- *LE PROBLEME DES SPILITES*
- *LES SERIES ETUDIEES*

I.1. Le problème des spilites

Créé en 1827 par BRONGNIART, le terme de SPILITE (du grec spilos = tache) et ses équivalents : variolite, "greenstone" (roche verte) - désignaient à l'origine une roche volcanique de teinte verdâtre ou violacée, caractérisée par des nodules ou taches de calcite ou d'agate, disséminés dans une pâte aphanitique. On voit que cette première définition était uniquement descriptive, c'est-à-dire minéralogique (les paragenèses les plus fréquentes selon BRONGNIART étant chlorite - pyroxène - amphibole - feldspath). Ces roches, et les complexes auxquels elles appartiennent, vont être la source, au début du XXe siècle, de spéculations contradictoires qui tenteront d'expliquer leur genèse, spéculations nées des travaux de BENSON (1913 - 1915) sur la Great Serpentine Belt des Nouvelles Galles du Sud (Australie) et de DEWEY et FLETT (1911) sur les pillow-lavas spilites de Grande-Bretagne.

En effet, deux courants de pensée se sont développés :

- le premier (au sens large) regroupe, depuis BENSON, les partisans d'une origine primaire ou hydrothermale des spilites : l'hypothèse primaire implique l'existence d'un magma spilitique, l'hypothèse auto-hydrothermale, des phénomènes hydrothermaux pénés contemporains de la mise en place d'un magma basaltique ;
- les adeptes de la seconde école considèrent que seuls des processus liés à un métamorphisme peu intense (faciès schistes verts) postérieur à la mise en place d'un magma basaltique classique, peuvent rendre compte des caractéristiques minéralogiques, pétrographiques et géochimiques des spilites ; cette école regroupe à l'heure actuelle la plupart des chercheurs travaillant sur les roches océaniques, dans le cadre de la tectonique globale (AUMENTO, F. 1967, 1968 ; CANN, J.R. 1969 ; HEKINIAN, R. 1971).

I.1.1. : Caractères généraux des spilites :

I.1.1.1. : . Un premier point concerne la répartition de ces

volcanites : celle-ci est générale, dans l'espace, et dans le temps ; comme le souligne AMSTUTZ (1968b), il est "évident que les roches spililitiques ne sont pas associées à un environnement unique". On peut rencontrer les spilites dans un environnement géosynclinal (mises en place en milieu marin, elles présentent alors, tout comme les basaltes, des débits en coussins ("pillows-lavas")), sans que ceci soit, et de beaucoup, une règle absolue, puisqu'on connaît des spilites associées à des sédiments épicontinentaux, voire continentaux (par exemple : spilites étudiées par HERRMANN et WEDEPOHL (1970) dans la chaîne varisque d'Allemagne du Nord-Ouest).

. Un second point est relatif à l'association fréquente de "kératophyres" ; cette association a donné naissance au terme de "série spilite-kératophyre", les spilites représentant le pôle basique, les kératophyres, le pôle acide de ces séries, qui semblent en fait beaucoup moins systématiques qu'on ne l'a cru jadis (selon SCHERMERHORN (1973), il s'agirait d'ailleurs le plus souvent de séries spilites-quartz kératophyres).

. Une troisième caractéristique est "la fréquence énorme avec laquelle les provinces spililitiques contiennent des gîtes minéraux" (AMSTUTZ, G.C. 1968b) (Mn, Fe, Cu, sulfures de Cu, Au...) ; ce fait a d'importantes implications génétiques, qui seront abordées plus loin.

. Notons enfin qu'il faut se garder de toujours lier spilites et ophiolites : les spilites, quand elles existent dans un assemblage ophiolitique, n'en représentent souvent qu'un terme assez peu développé, qui n'est pas essentiel à la caractérisation du complexe ophiolitique (voir sur ce problème la synthèse de JUTEAU (1974)).

I.1.1.2. "L'analogie de la structure des spilites avec celle des basaltes et, dans une certaine mesure, aussi avec celle des andésites, est presque complète" (AMSTUTZ, G.C. 1968b). Ne les en distinguent plus particulièrement que leur abondance en amygdales et veinules

et la fréquence des textures arborescentes (ceci concernant surtout les feldspaths et les pyroxènes), plus rares dans les basaltes ; l'albite, en particulier, montre très souvent des textures squelettiques fourchues en coupe longitudinale, leur coupe transversale rappelant une "boucle de ceinture" (C. MEVEL 1975).

VUAGNAT (1946) fut un des premiers à noter la variation de texture existant entre coeur et bordure d'un coussin spilitique : la texture intersertale divergente du coeur, devient arborescente à la bordure ; graduellement, la taille du grain diminue et la texture devient plus fine (sphérolitique) ; sur la bordure elle-même, la texture est fréquemment vitreuse et parfois variolitique (ces varioles sont holo-feldspathiques : albite ou adulaire suivant le cas).

D'un point de vue pétrogénétique, on trouve dans la littérature de nombreux exemples de spilites à texture manifestement primaire, comme de spilites où l'on peut reconnaître des indices indubitables de transformations métamorphiques : ceci est un argument en faveur d'origines variées des spilites (primaire, métamorphique, etc...).

I.1.1.3. Contrairement à la structure et à la texture, la composition minéralogique des spilites les distingue sans ambiguïté des basaltes. Les associations les plus courantes sont :

(VALLANCE, T.G. 1960 ; AMSTUTZ, G.C. 1968b) :

- albite-clinopyroxène-chlorite
- albite-chlorite
- albite-chlorite-épidote
- albite-chlorite-calcite
- albite-pumpellyite-calcite
- albite-calcite
- albite-amphibole-épidote
- albite-amphibole-chlorite, auxquelles il faut ajouter en règle générale, des minéraux opaques (magnétite - hématite, ilménite, leucoxène).

Cette composition minéralogique appelle les remarques suivantes :

- l'albite est, dans tous les cas, de l'albite de basse température, qu'on la considère comme minéral primaire ou métamorphique (son pourcentage en anorthite varie de An_0 à An_8 et peut aller parfois jusqu'à l'oligoclase acide) ; le feldspath potassique est abondant dans les spilites potassiques : poenites et weilburgites ;

- aucun exemple de spilite à olivine fraîche n'a été recensé ; les pseudomorphoses de ce minéral, sont par contre relativement fréquentes ;

- le pyroxène. Au contraire de l'olivine, il peut être abondant dans certaines spilites ; c'est alors un clinopyroxène calcique riche en Al et légèrement titanifère (augite ou salite) ; les pyroxènes sous-calciques sont plus rares (pigeonite) ; ce pyroxène semble en général métastable dans la paragenèse spilitique (SOLER, E. (1973)) (exception. , série d'Erquy - Côtes du Nord - AUVRAY, B. 1967)

- la chlorite représente avec l'albite, la phase minérale la plus commune et la plus caractéristique des spilites. Elle peut parfois correspondre au seul minéral ferromagnésien de la roche ; sa composition chimique est très variable, si bien qu'on ne peut parler de "chlorite spilitique" ;

- le quartz est souvent présent, pour l'essentiel, en remplissage de veines et de vacuoles ;

- amphiboles (ouralite) et micas (hormis la séricite provenant de l'altération des feldspaths) sont rares ;

- l'épidote, par contre, est souvent représentée (pistachite, zoïsite, clinozoïsite) ; on la trouve dans la matrice entourant les coussins spilitiques, en granules disséminés dans la mésostase, en remplissage d'amygdales ou de veines, en inclusions dans les feldspaths ;

- il faut enfin signaler la présence fréquente de carbonates (surtout calcite) souvent en quantité non négligeable (pseudomorphoses, filonnets...) et d'ilménite transformé le plus souvent en leucoxène ; très accessoirement, on peut rencontrer des zéolites, de la préhnite, de la pumpellyite, de l'apatite.

T A B L E A U 1 : Compositions moyennes de basaltes et de spilites (d'après VALLANCE, T.G. 1969)

	Basaltes	Spilites	Coeurs et bordures de coussins spilites
nombre d'échantillons	L 996	225	140
SiO ₂	49,2	49,0	44,3
Al ₂ O ₃	15,8	15,4	15,2
Fe ₂ O ₃	3,0	4,1	4,7
FeO	8,0	6,1	8,3
MnO	0,17	0,18	0,16
MgO	6,6	5,3	6,8
CaO	<u>10,0</u>	<u>7,6</u>	8,7
Na ₂ O	2,7	4,1	<u>2,8</u>
K ₂ O	1,0	1,1	0,7
TiO ₂	1,9	1,5	1,9
P ₂ O ₅	0,33	0,30	0,33
H ₂ O+	0,9	3,2	4,3
CO ₂	-	2,4	1,3

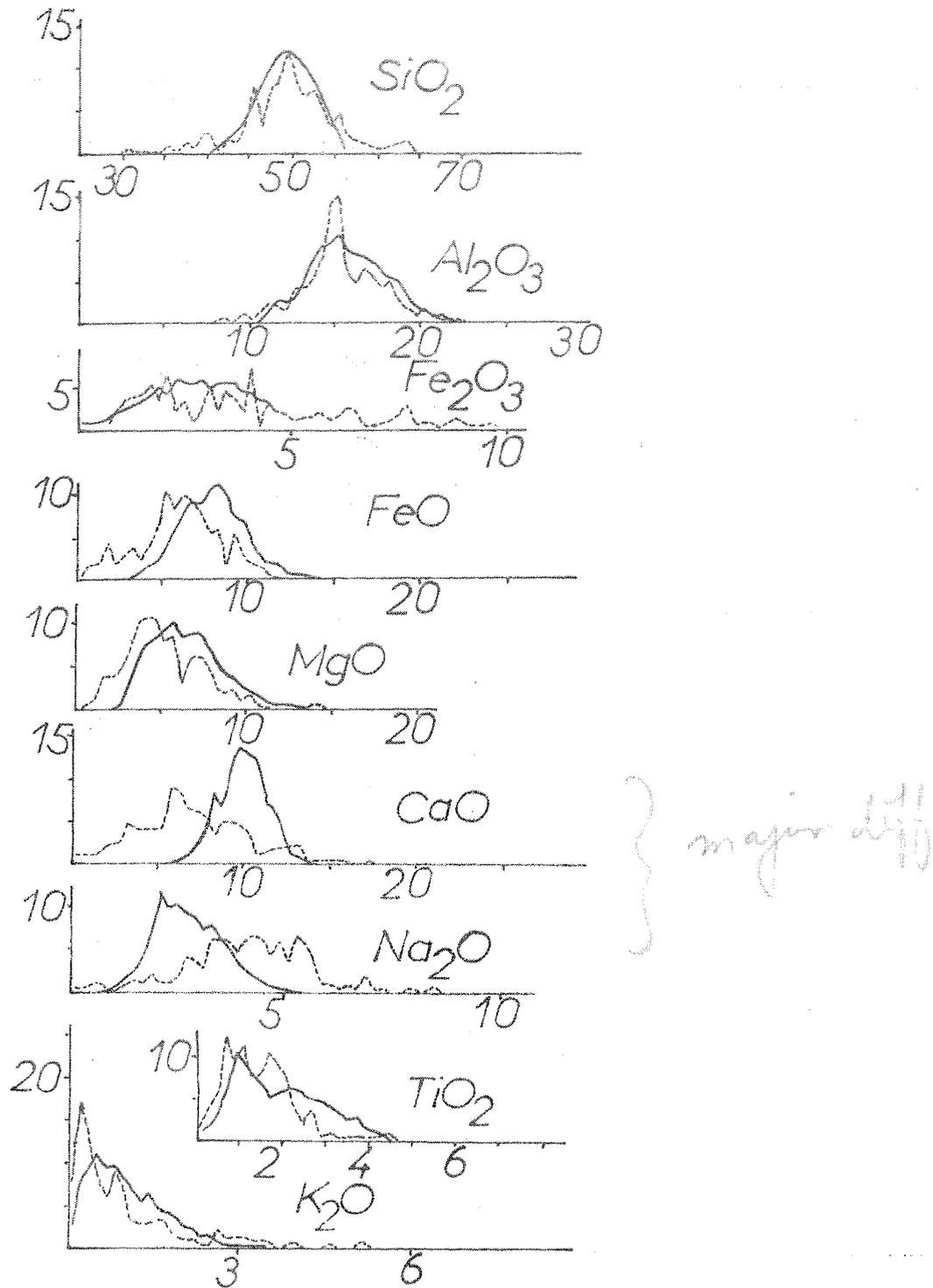


Fig.1 : Courbes de distribution des fréquences des principaux oxydes, relatives aux basaltes (lignes continues) et spilites (lignes hachurées). Abscisse: pourcentage en poids d'oxyde; ordonnée: fréquence relative. Origine des données: basaltes: MANSON, V. (1968); spilites: VALLANCE, T.G. (1969).

D'après VALLANCE, T.G. (1969)

Cette énumération ne doit pas cacher le fait que la variabilité est de règle dans la composition minéralogique des spilites ; VALLANCE (1969) le souligne : "l'un des traits les plus caractéristiques des spilites est leur hétérogénéité, tant au point de vue de leur "fabric" que de leur constitution minérale".

I.1.1.4. Composition chimique

a) Éléments majeurs :

Le tableau 1 et la figure 1 (d'après VALLANCE, T.G. 1969) donnent les teneurs comparatives en éléments majeurs des spilites et des basaltes. Au vu de ces données, on pourrait penser qu'on est en droit de parler de composition spilitique, ce que conteste AMSTUTZ (1968b), pour qui les différences entre basaltes et spilites pourraient ne résulter que de difficultés d'échantillonnage, "conséquence de l'hétérogénéité minéralogique" de ces dernières .

La première définition chimique des spilites date en fait de DEWEY et FLETT (1911) : "Pour une certaine basicité, s'exprimant par un pourcentage assez bas de SiO_2 , la roche spilitique est plus pauvre en chaux, toujours plus riche en soude, et généralement plus riche en Ti, CO_2 , et H_2O que les autres roches de basicité analogue" (cité par F. CONQUERE 1966).

Depuis, malgré une certaine variabilité des teneurs en éléments-majeurs, on reconnaît les tendances "caractéristiques" suivantes :

- . la teneur en SiO_2 des spilites est analogue à celle des basaltes, et, en général, inversement proportionnelle à celle de CaCO_3 (JUTEAU, Th. et ROCCI, G. 1974) ;
- . un groupe d'éléments ne montre pas de grandes variations par rapport aux basaltes : Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO (teneurs légèrement inférieures à celles des basaltes) et TiO_2 ;
- . les teneurs en alcalins sont par contre bien supérieures à celles des basaltes, sauf dans le cas des basaltes alcalins, ceci étant surtout valable pour Na_2O , dans une moindre mesure pour K_2O , ce qui implique un rapport $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ plus élevé dans les spilites que dans les basaltes ;

. le CaO des spilites étant pour l'essentiel stocké dans la calcite, c'est cette dernière qui détermine la teneur en calcium de la roche ; à ce propos, il faut dénoncer l'idée selon laquelle les spilites seraient pauvres en calcium : "la proposition correcte est que les spilites sont pauvres en calcium non calcitisé" (JUTEAU, Th. et ROCCI, G. 1974) par conséquent, le rapport CaO / Na₂O est plus faible dans les spilites (environ 1,5) que dans les basaltes (environ 3) ;
. la perte au feu (perte à 110°C et 1000°C) enfin, est beaucoup plus importante dans les spilites que dans les basaltes, ceci découlant de l'abondance des minéraux hydroxygés (chlorite) et carbonatés (calcite) dans les premières.

On a vu plus haut la variabilité des teneurs en éléments majeurs entre plusieurs ensembles spilitiques ; cette variabilité se retrouve, à une échelle inférieure, à l'intérieur d'un même coussin spilitique, ce qui distingue encore les spilites des basaltes : ces derniers, en effet, lorsqu'ils sont en coussins et non altérés, montrent une grande uniformité de composition chimique du coeur à la bordure. Au contraire, dans un coussin spilitique, il existe, en général, une nette variation chimique entre coeur du coussin d'une part, et bordure et matrice, d'autre part, sans que l'on puisse toutefois établir de règle générale ; cette variation se marque tout particulièrement au niveau des alcalins Na et K, comme l'ont montré AUVRAY et HAMEURT (1973) sur les coussins spilitiques d'Erquy (Côtes du Nord), où "la coupure chimique fondamentale se produit non pas entre bordure et matrice, mais bien entre coeur et bordure" (id.). Ceci apparaît sur le tableau 2 qui met en lumière l'augmentation de potassium et la diminution du sodium du coeur à la bordure des coussins.

T A B L E A U 2

Variation des alcalins au passage coeur (C) bordure (B) de deux coussins spilitiques d'Erquy (d'après AUVRAY, B. et HAMEURT, J. (1973))				
	C	B	C	B
K	7	139	9	98
Na	151	36	162	88
(valeurs en millications pour 100 g de roche)				

Tableau 3 : Teneurs en éléments-traces (ppm) de spilites provenant de différents cadres géotectoniques.

	RIDES MEDIO-OCEANIQUES			ARCS OU MARGES	POINTS CHAUDS				
	(4)	(5)	(6)		Sur croûte océanique		Sur croûte continentale		
	(4)	(5)	(6)	(3)	(3)	(7)	(1)	(2)	(7)
K	415	638	8875				8466		
Rb	-	0	14,5	15	15		20	13	
Sr	76	48	138	553	553		285	194	
Ti	10860	10450	3545	20000	20000	4140	12067		4140
Zr	140	125		262	262	130	131		130
Y	44	38		28	28	36	19		36
Cr	250			35	35	290			290
Co	47,5					66			66
Ni	150					123	65	750	123
V	320					187			187

(1) : HERRMANN, A.G. & WEDEPOHL, K.H. (1970) : moyenne de 18 analyses.

(2) : HERRMANN, A.G., POTTS, M.J., and KNAKE, D. (1974) : moyenne de 7 analyses.

(3) : LOESCHKE, J. (1975) : moyenne de 36 spilites.

(4) : CANN, J.R. (1969) : moyenne de 2 analyses.

(5) : CANN, J.R. (1970) : moyenne de 4 analyses.

(6) : MONTIGNY, R., & al. (1973) : moyenne de 2 analyses.

(7) : NAQVI, S.M., & HUSSAIN, S.M. (1973) :

Note : MONTIGNY, R., BOUGAULT, H., BOTTINGA, Y. and ALLEGRE, C.J. (1973) : Trace element geochemistry and genesis of the Pindos ophiolite suite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 9, 2135-2148.

NAQVI, S.M. and HUSSAIN, S.M. (1973) : Relation between trace and major element composition of the Chitaldrug metabasalts, Mysore, India, and the archaean mantle. *Chemical Geology*, 11, (1973), 17-30.

b) Les données relatives *aux éléments-traces* dans les spilites sont beaucoup plus fragmentaires que celles concernant les basaltes (cf. travaux de CANN, J.R. 1969 ; VALLANCE, T.G. 1969 ; HERRMANN, A.G. et al. 1974 ; LOESCHKE 1975...). Les éléments les plus fréquemment utilisés, en dehors des terres-rares, sont Rb, Sr, les éléments de transition : V, Co, Ni, Cr, les éléments réputés immobiles, tels Ti, Zr, Y, Nb, et, dans une moindre mesure P. A l'heure actuelle, il n'existe pas, au contraire des éléments-majeurs, de données statistiques certaines, permettant d'établir une comparaison entre les teneurs en éléments-traces (autres que terres-rares) des spilites et des basaltes. Seuls des travaux isolés (cf. plus haut) donnent certaines informations, toujours limitées ; mais on ne trouve rien de comparable à ce qui a été fait par VALLANCE (1960 - 1969), par exemple, sur les éléments-majeurs. NAREBSKI (1974) est le premier, à ma connaissance, à avoir tenté une approche de ce problème, mais sur des données encore trop limitées (études locales) pour pouvoir en tirer des conclusions générales. Ces éléments-traces se sont avérés d'autre part indispensables pour la reconstitution du cadre géodynamique du volcanisme basique actuel : leur distribution est en effet étroitement dépendante de l'environnement géotectonique ; c'est la raison pour laquelle j'ai tenté de retrouver, dans la bibliographie récente, les données analytiques, malheureusement très réduites, relatives aux éléments-traces dans les spilites replacées dans leur cadre géodynamique (rides océaniques, arcs insulaires ou marges actives, points chauds). Les résultats figurent sur le tableau 3.

Le doute qui subsiste, pour certains exemples cités dans ce tableau, quant au cadre géodynamique des volcanites en question, et, d'autre part, l'absence de lien immédiatement perceptible entre les teneurs en éléments-traces et le site de mise en place, ajoutent à la complexité du problème. Une étude statistique approfondie, qui sortirait du cadre de ce mémoire, devrait permettre cependant dans l'avenir, de mieux cerner cette question.

I.1.2. Hypothèses relatives à la genèse des spilites

"Le problème des spilites est un problème de terminologie" (LEBLANC, M. 1975).

Les diverses hypothèses génétiques, résumées par AMSTUTZ (1968a et b) se rattachent à trois écoles principales :

- origine primaire, magmatique : elle implique l'existence soit d'un magma spilitique, distinct des magmas basaltiques tholéi-tique, calco-alcalin ou alcalin, soit des conditions spéciales de cristallisation d'un magma basique, en présence d'une phase fluide importante ; cette hypothèse est défendue par BENSON (1913 - 1915), SUNDIUS (1930), VUAGNAT (1946 - 1949), LEHMANN (1949 - 1974), AMSTUTZ (1968a - 1968b - 1974), JUTEAU et ROCCI (1974) ;

- origine autohydrothermale (autométamorphique ou autométa-somatique) : les spilites se sont formées à partir d'un magma basal-tique qui a subi, juste avant, sa mise en place ou lors de celle-ci, des transformations donnant naissance à la paragenèse spilitique, transformations induites par une phase fluide riche en eau, d'origine juvénile ou superficielle ;
en sont partisans : DEWEY et FLETT (1911) ; BATTEY (1956) ; NICHOLLS (1959) ; TANE (1967 - 1974) ; AUVRAY et HAMEURT (1973 - 1974) ; JUTEAU et ROCCI (1974).

- origine secondaire, métamorphique : elle est attribuée à l'action d'un métamorphisme (réchauffement local ou phénomène gé-néral d'enfouissement) sur un basalte consolidé ; cette hypothèse est illustrée par les travaux de GILLULY (1935) ; TURNER et VERHOOGEN (1960) ; VALLANCE (1960) ; KORZHINIKI (1963) ; VALLANCE (1965 - 1969) ; CANN (1969) ; HEKINIAN (1971) ; MIYASHIRO (1973) ; BATTEY (1974) ; VUAGNAT (1974) ; VALLANCE (1974) ; SAGON (1976).

Quelques points méritent d'être soulignés, relatifs à ces différentes hypothèses :

I.1.2.1. La principale faiblesse de l'hypothèse magmatique (origine primaire) réside dans le fait que, jusqu'ici, on n'a pu montrer de façon expérimentale comment le clinopyroxène, l'albite et la chlorite pouvaient apparaître ensemble ou successivement lors de la cristallisation d'un magma basique (voir en particulier les travaux de YODER, 1965). Selon AMSTUTZ (1968a et b), la cause en serait due moins à une impossibilité théorique qu'à un nombre trop restreint d'expériences ; celles-ci, du reste, n'ont jamais pris en compte le rôle de CO_2 qui, avec d'autres fluides comme le fluor ou le chlore, pourrait abaisser la température de cristallisation du magma (AUMAITRE, R. et BUFFET, G. 1973). Il reste cependant que certains arguments structuraux (le "critère géométrique" de AMSTUTZ, ou, en d'autres termes, le caractère indubitablement primaire de certaines textures spilitiques ⁽¹⁾), et, sur le terrain, l'existence d'associations comagmatiques de spilites avec d'autres roches ignées ⁽²⁾ conduisent à supposer, dans certains cas, une origine primaire pour ce type de roches ; la validité de cette hypothèse se trouve d'ailleurs confirmée pour les séries spilitiques liées à des gîtes métallifères ⁽³⁾.

I.1.2.2. L'hypothèse autohydrothermale, avancée par DEWEY et FLETT (1911) et reprise depuis surtout par les géologues français,

(1) un tel exemple a été étudié à Erquy (Côtes du Nord) par AUVRAY (1967), où l'on retrouve dans les hyaloclastites des textures vario-litiques absolument identiques à celles qu'on peut observer à la périphérie des coussins spilitiques (voir aussi LEBLANC, M. (1975))

(2) : "le métamorphisme semble jouer un rôle très réduit dans la "spilitisation" de certaines provinces très étudiées ; ainsi dans la région de Lahn-Dill (Allemagne de l'Ouest), les spilites sont très développées dans le Dévonien et le Carbonifère non métamorphiques, où elles coexistent avec des diabases normales" (Cl. BOYER 1974)

(3) en effet, "comme la plupart des accumulations de métaux dans les roches ignées sont des produits tardifs ou volatils, il apparaît logique que les gîtes de phases magmatiques tardives soient trouvés fréquemment dans une association spilitique" (AMSTUTZ, G.C. 1968b).

suppose l'intervention d'une phase fluide sur le magma en cours de cristallisation. Selon cette hypothèse, l'origine magmatique des spilites n'est donc pas remise en cause ; cependant, des transformations liées à la phase fluide riche en eau et en CO_2 affectent le matériau initialement basaltique durant sa montée dans l'écorce, ou dans la période qui suit immédiatement son émission à la surface, donnant naissance à la paragenèse spilitique. La phase fluide en question peut, selon les auteurs, être d'origine juvénile (magmatique) ou connée (sédimentaire).

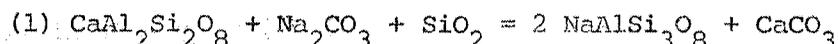
Cette hypothèse est défendue par exemple dans les travaux de TANE (1967 - 1974) et de AUMAITRE et BUFFET (1973) sur les spilites du Pelvoux, dans ceux de LASSERRE et LAVERNE (1976) sur le volcanisme tholéitique du Versoyen (Alpes occidentales), ceux de JUTEAU et ROCCI (1974) sur le cortège spilite-kératophyre hercynien d'Europe du Nord-Ouest, ceux enfin de E. SOLER (1973) sur la province pyriteuse d'Huelva (Espagne).

TANE (1974) propose ainsi comme explication la superposition de deux phases peu miscibles (l'une dense, péridotitique, d'origine mantellique, l'autre fluide (riche en H_2O et CO_2 , d'origine juvénile elle aussi). AUMAITRE et BUFFET (1973) envisagent l'action d'une phase deutérique sur un magma basaltique alcalin dès le début de la cristallisation des clinopyroxènes. Les premières phases du métamorphisme alpin (faciès schistes verts) donneraient simplement lieu à une réhomogénéisation postérieure. JUTEAU et ROCCI (1974) penchent vers une hypothèse sensiblement voisine, en envisageant l'individualisation de réservoirs intracrustaux où le magma originellement basaltique se contamine au contact d'une phase fluide (H_2O et CO_2) d'origine sédimentaire, et où se fait la décantation de l'olivine. Pour E. SOLER (1973), enfin, la genèse de la série spilite-quartz-kératophyre de la province de Huelva serait induite par la montée d'un magma basaltique au niveau d'une "flexure pré-orogénique" (limite plaque océanique - plaque continentale) ; l'ascension du magma basique marque le début de l'anatexie crustale (sialique), responsable de l'individualisation de deux phases magmatiques immiscibles, l'une acide (quartz-kératophyre) l'autre basique (spilite), toutes deux contaminées de la même façon en soude et en silice par la croûte sialique et la série sédimentaire encaissante.

Cette hypothèse de contamination sialique ne peut cependant pas être généralisée puisque certaines séries spilitiques présentent

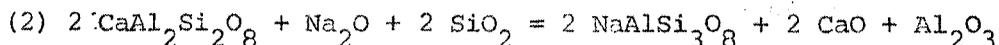
des rapports isotopiques initiaux ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) assez bas, incompatibles avec un tel phénomène (ex : série d'Erquy - Côtes du Nord - VIDAL, Ph. et al. (1971) ; MARTINEAU, F. (1976) : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial = $0,7054 \pm 0,0002$).

I.1.2.3. Dès 1935, ESKOLA apporte un argument de poids en faveur de l'hypothèse métamorphique, en réussissant la synthèse expérimentale d'albite à partir d'anorthite chauffée en présence d'une solution sodique, selon la réaction (1) ("spilite reaction") :

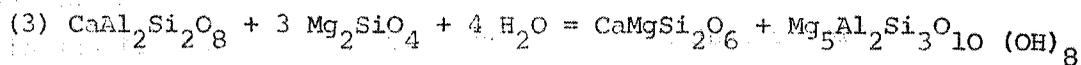


Cette réaction a été transformée depuis par TURNER (1948)

(réaction 2) :



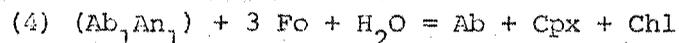
et YODER (1965) : réactions (3) et (4) :



anorthite forstérite eau diopside chlorite

à environ 650°C pour $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1 \text{ kb}$

700°C pour $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \text{ kb}$



Il faut reconnaître d'autre part que la ressemblance est grande entre paragenèse spilitique et paragenèse métamorphique du faciès zéolite (en particulier faciès à quartz-préhnite-pumpellyite) ou du faciès "schistes verts" ; dans ce cas, le clinopyroxène, s'il existe, doit être considéré comme une phase magmatique relique, comme d'ailleurs dans l'hypothèse primaire, magmatique.

L'hypothèse métamorphique ne peut cependant pas s'appliquer de façon générale, puisqu'on connaît de nombreux exemples de textures spilitiques de toute évidence primaires, et de séries spilitiques exemptes de toute trace de métamorphisme.

I.1.2.4. On voit donc que chacune de ces hypothèses comporte un ou plusieurs arguments forts, mais aucune n'est véritablement convaincante par l'ensemble des critères avancés et ne peut s'appliquer -ceci est essentiel- à la totalité des cas rencontrés. Dès 1949, d'ailleurs, VUAGNAT avait émis l'hypothèse d'une convergence de faciès, des causes différentes (différenciation magmatique, autométasomatisme, métamorphisme) induisant des effets semblables : la paragenèse spilitique.

La conclusion de LEBLANC (1975) me paraît ainsi tout-à fait appropriée :

"En fait, il existe plusieurs modes de formation des spilites et ce terme regroupe des roches différentes ayant le même faciès de convergence".

VALLANCE, partisan d'une origine métamorphique, le soulignait déjà en 1960 :

"Je n'arrive pas à voir comment une hypothèse unique peut expliquer toutes les "occurrences" des spilites. Il est clair que, dans certains cas, il y a eu concentration de volatils dans le magma, ceci pouvant conduire à la cristallisation directe de minéraux "spilitiques" ou au remplacement de phases anhydres antérieures. Dans d'autres cas, on peut avancer d'aussi bons arguments en faveur de changements postérieurs à la consolidation. Il est important de reconnaître que ces processus ont des effets convergents en ce qui concerne les minéraux".

Le problème de la genèse des spilites demeure donc entier; plus précisément, deux points essentiels restent à préciser :

1) distinguer, parmi les spilites qui ont subi un métamorphisme, celles qui étaient initialement des spilites de celles qui le sont devenues à la faveur du métamorphisme ; en d'autres termes, ce problème

est celui des critères d'identification des spilites primaires ;

2) expliquer la genèse des spilites primaires de façon aussi rationnelle que les paragenèses "schistes verts" ou "préhnite-pumpellyite", c'est-à-dire démonter les mécanismes et les processus de la cristallisation spilitique primaire.

Ce handicap théorique n'empêche cependant pas de rechercher (à l'aide d'éléments considérés comme immobiles dans les processus post-magmatiques) le cadre géodynamique du volcanisme spilitique.

Je présenterai toutefois auparavant une description rapide du matériau qui a servi de base à cette étude.



Fig. 3

LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE DU VOLCANISME
BRIOVERIEN DE LA BAIE DE DOUARNENEZ

d'après les cartes IGN au 1/50 000 de
DOUARNENEZ IV-18 et CHATEAULIN V-18

b a i e d e

D O U A R N E N E Z

I.2. Les séries étudiées

L'étude géochimique qui va suivre porte sur quatre séries spilitiques du Massif Armoricain (fig. 2) :

- l'une, antécambrienne : la série volcanique, intercalée dans les sédiments briovériens de la baie de Douarnenez (Finistère) (DARBOUX, J.R. 1973) ;

- deux séries antéhercyniennes :

. la série caradocienne de la presqu'île de Crozon (Finistère) (FOURMOND, E. 1964) ;

. la série, datée Ordovicien supérieur-Silurien, de Saint-Georges sur Loire (Maine et Loire) (ARNAUD, A. 1966) ;

- une série hercynienne, enfin, située sur la bordure septentrionale du bassin de Chateaulin (Finistère) et comprenant les intrusions "coblenciennes" de la région de Bolazec et les coulées dinantiennes de Huelgoat-Brasparts (CONQUERE, F. 1966).

On présentera simplement ici les données géologiques et pétrographiques, la composition chimique en éléments-majeurs n'étant citée à ce niveau que pour faire apparaître le caractère spilitique de ces roches.

I.2.1. Le volcanisme briovérien de la baie de Douarnenez (Finistère) (Fig.3)

I.2.1.1. Généralités

Je ne ferai que reprendre ici les conclusions de J. RICHARD (1967) et J.R. DARBOUX (1973) :

" Le Briovérien de la baie de Douarnenez se définit comme une série sédimentaire, schisto-gréseuse à faciès flysch de puissance inconnue. Ce flysch schisto-gréseux comporte en intercalations quelques niveaux conglomératiques, et plusieurs assises de roches volcaniques à caractère spilitique, contemporaines de la sédimentation". (DARBOUX, J.R. 1973)

(les numéros renvoient aux analyses)

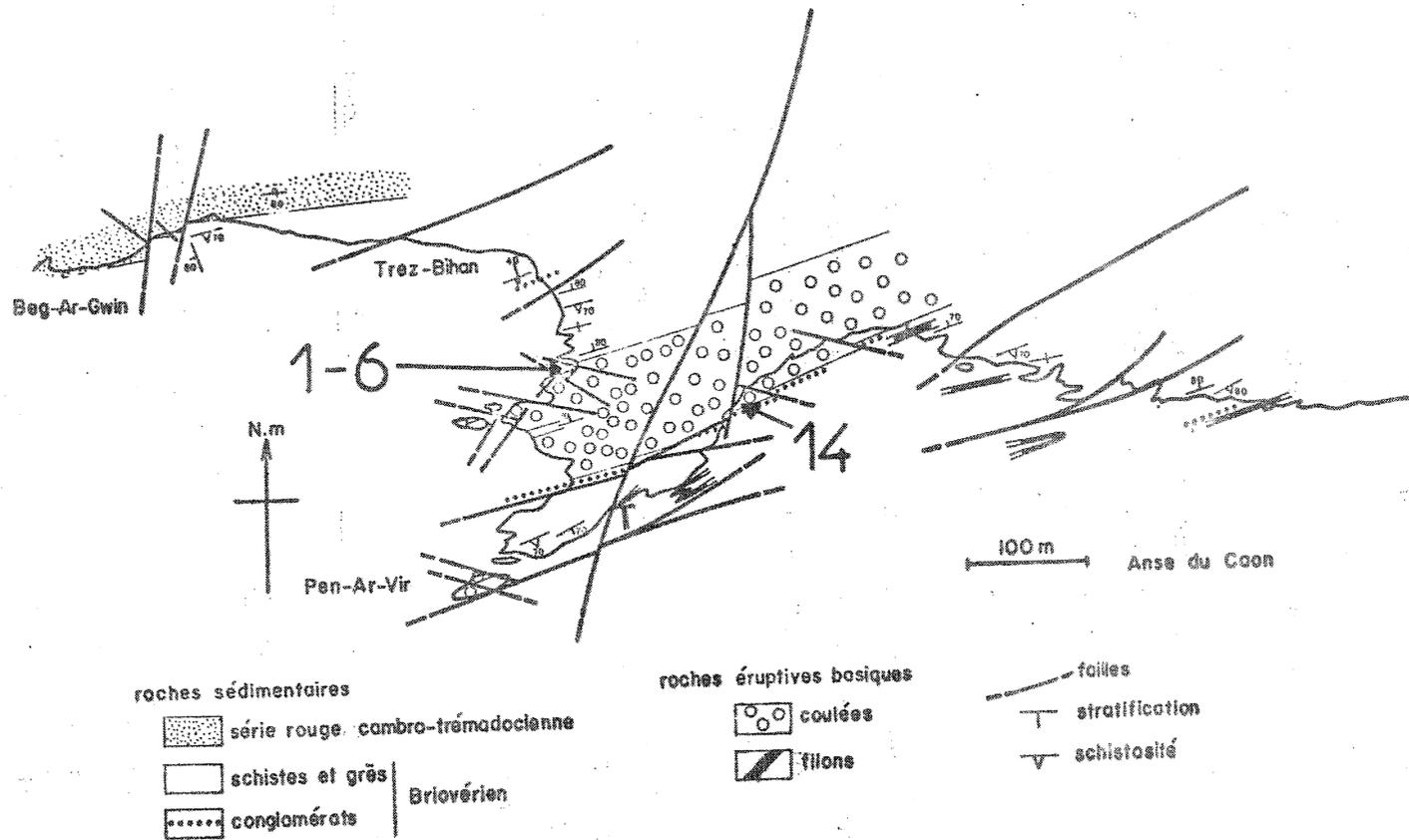


Fig. 4 Esquisse géologique de la pointe de Pen ar Vir (d'après J.R. Darboux 1973)

Dans l'ensemble des manifestations magmatiques, on peut distinguer :

. un volcanisme briovérien, contemporain de la série flyschoidé (dont l'âge se situe à la limite Briovérien moyen - Briovérien supérieur), comprenant :

- des coulées spilitiques à pillow-lavas, intercalées dans les schistes de Pen-ar-Vir et du Bellec (fig. 4 et 5) ;
- des filons-couches basiques ;
- et enfin, de rares pointements de kératophyres (comme à Lescorveau - fig. 3) qui semblent génétiquement liés aux spilites ;

. un hypovolcanisme (postérieur aux plissements cadomiens, et antérieur à la tectonique hercynienne), matérialisé par des microgranites et des aplites tardifs.

Le métamorphisme qui a affecté l'encaissant sédimentaire du volcanisme spilitique briovérien se marque, selon DARBOUX (1973), par une "recristallisation syncinématique dans l'épizone".

I.2.1.2. Pétrographie

Les caractères pétrographiques des spilites briovériennes de Douarnenez apparaissent sur les tableaux 4 et 5.

A ce volcanisme spilitique, on peut donc, comme on l'a vu plus haut, vraisemblablement rattacher le kératophyre de Lescorveau, qui représenterait ainsi le pôle le plus différencié du volcanisme briovérien ; étant donné les conditions d'affleurement et l'impossibilité de mettre en évidence des relations structurales ; entre les termes basiques et acides, cette interprétation reste cependant assez hypothétique.

- . ce kératophyre à structure trachytique est formé d'albite, de chlorite et de quartz ;
- . les microlites d'albite, parfois séricitisés, se disposent en lattes parallèles soulignant la fluidalité ;

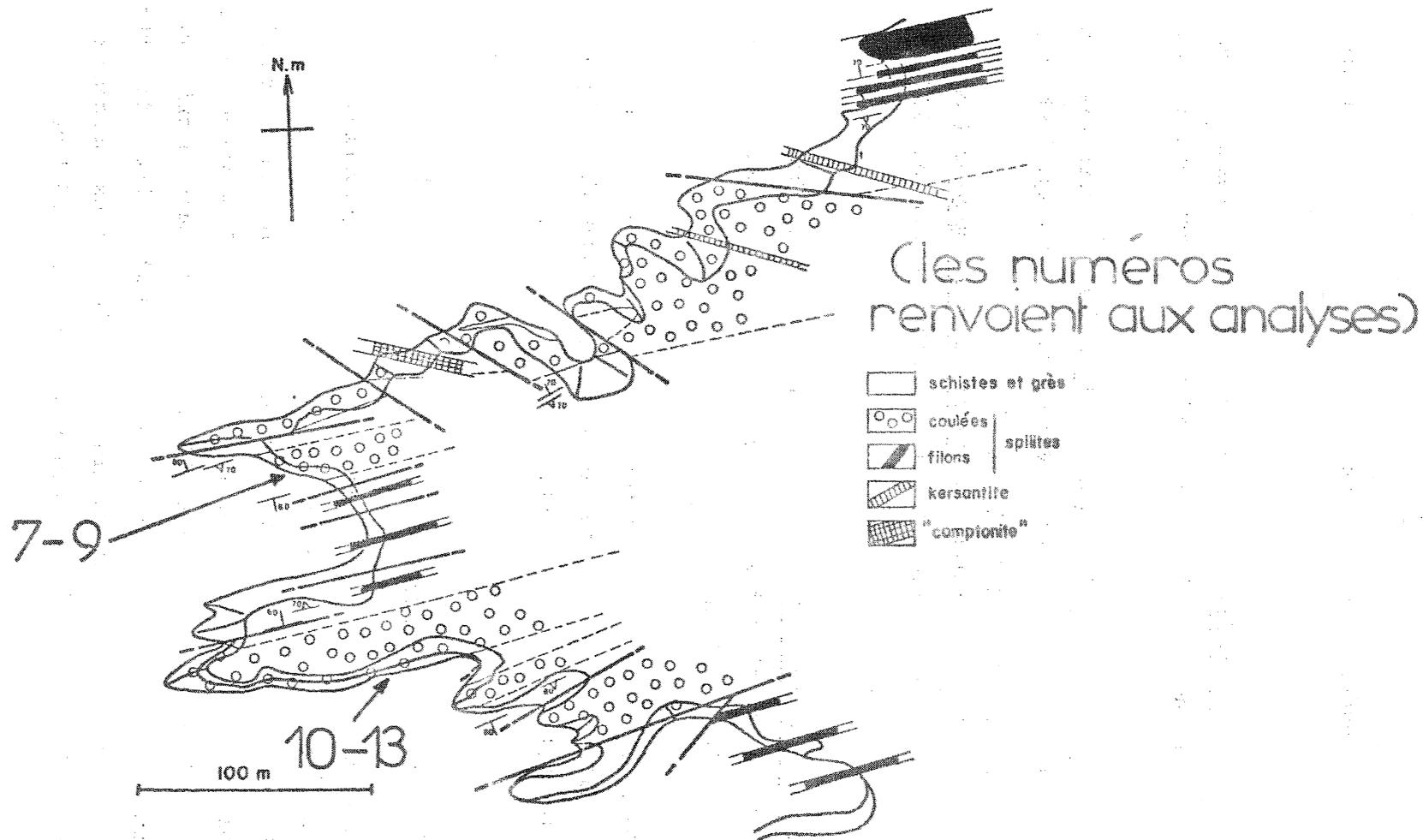


Fig. 5 Esquisse géologique de la pointe du Bellec
(d'après J.R. Darboux 1973)

Tableau 4 : LAVES SPILITIQUES MASSIVES (PEN AR VIR - ST-ANNE-LA-PALUD)

TEXTURES	PARAGENESE
intersertale, parfois divergente parfois fluidale.	albite - chlorite - calcite - sphène - quartz - zoïsite - opaques.

Remarques:

plagioclase : - microlites souvent séricitisés, maclés albite, montrant toujours des inclusions de chlorite; réfringence et angles d'extinction caractéristiques de l'albite;
- on rencontre de plus quelques rares phénocristaux, complètement damouritisés;

chlorite : - en inclusions dans les plagioclases;
- dans la trame spilitique, dont elle constitue le fond;
- en filonnets très fréquents;

quartz : - il se présente en amas polycristallins (mosaïque), ou en petits granules xénomorphes isolés;

calcite : - toujours présente en taches diffuses, et associée à du quartz dans des filonnets;

sphène : - très fréquent, en granules fortement réfringents;

Tableau 5 : PILLOW-LAVAS SPILITTIQUES DES POINTES DE PEN-AR-VIR ET DU BELLEC

FORMATION	TEXTURES	PARAGENESES
MATRICE	hétérogène, englobant des fragments de pillows.	calcite-quartz-hématite-chlorite
BORDURE	de l'extérieur vers l'intérieur du pillow : . variolitique . arborescente	albite - chlorite - calcite - quartz - sphène - pistachite - opaques
COEUR	arborescente le plus souvent, parfois intersertale divergente.	

Remarques.

MATRICE : - elle est rarement très importante, constituée essentiellement d'un ciment de calcite, elle peut, par endroits (Pen-ar-Vir), être de couleur rouge brique du fait de la présence d'hématite; elle contient fréquemment des fragments de pillows, et des amygdales étirées de chlorite ou de quartz en mosaïque ultrafine.

BORDURE : - la bordure tout à fait externe est nettement variolitique; ces varioles correspondent à des globules de "verre" noyés dans un ciment de chlorite, chargé de granules de sphène et parfois d'un peu de quartz; les varioles deviennent coalescentes vers l'intérieur du pillow; on rencontre de rares phénocristaux de plagioclase très séricitisés; l'ensemble est recoupé par des filonnets de quartz - calcite - chlorite;

- vers l'intérieur du pillow, la texture devient arborescente : les microlites de plagioclase, chargés d'inclusions de chlorite, se disposent en fines touffes rayonnantes, souvent centrées sur un cristal d'albite plus développé (forme en H très étiré); la chlorite remplit les espaces séparant les microlites albitiques, et forme le centre d'amygdales bordées de quartz xénomorphe; l'ensemble est traversé de filonnets de calcite - chlorite - quartz - albite fraîche

probablement postérieure à la cristallisation de la lave; le sphène est ubiquiste : on remarque quelques pseudomorphoses d'olivine, remplacée par un agrégat de quartz-chlorite-calcite; enfin, on peut noter que la taille des arborescences croît vers l'intérieur du coussin, rendant la texture plus claire, (ceci est donc en accord avec les observations de VUAGNAT, 1946).

COEUR :

- la texture arborescente peut, par endroits, devenir intersertale divergente;
- les microlites d'albite présentent les mêmes caractéristiques que dans la bordure du pillow; ils sont cependant souvent séricitisés, rendant les déterminations optiques difficiles; (cette altération, toute à fait secondaire, est indépendante du phénomène de la spilitisation);
- la calcite est fréquente, en amas diffus;
- le quartz apparaît toujours en granules xénomorphes;
- amygdales (chlorite-calcite-quartz-albite fraîche) et filonnets (quartz-calcite) sont fréquents.

TABLEAU 6 : ANALYSES CHIMIQUES DES VOLCANITES BRIOUÉRIENNES DE LA BAIE DE BOUARNÈZE

Oxyde	N° Anal.															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	37,10	42,92	48,66	47,77	43,98	49,06	50,91	47,17	48,84	51,27	51,05	49,70	52,18	55,80	63,06	52,00
Al ₂ O ₃	4,06	16,18	16,98	7,30	18,06	17,87	8,00	15,92	15,59	15,06	15,30	16,14	15,86	16,75	15,15	13,01
Fe ₂ O ₃ (Fe _T total)	16,92	8,43	8,24	8,42	8,27	8,86	5,80	9,65	7,85	7,42	6,70	8,37	6,91	8,07	7,55	10,75
MnO	0,12	0,13	0,12	0,13	0,13	0,10	0,07	0,10	0,13	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,08	0,15
MgO	2,55	7,86	7,53	5,17	8,04	7,47	4,41	8,12	7,28	5,54	4,60	6,11	4,15	6,47	1,97	8,55
CaO	18,42	7,56	3,95	15,90	5,83	3,04	10,33	3,22	6,33	6,13	7,33	5,49	6,70	1,97	0,99	7,11
MgO	0,50	3,29	3,39	0,59	3,01	4,15	1,39	2,86	4,52	4,97	4,63	5,38	4,86	4,26	2,21	4,92
K ₂ O	0,13	0,90	1,19	0,43	1,65	0,85	0,20	0,85	0,46	0,46	0,43	0,46	0,47	1,27	0,46	0,46
TiO ₂	0,22	1,20	1,20	0,39	1,46	1,26	0,36	1,27	1,15	1,09	1,06	1,16	1,10	1,32	0,79	0,84
P ₂ O ₅	<0,10	0,16	0,15	<0,10	0,16	0,15	<0,10	0,13	0,15	0,12	0,15	0,15	0,15	0,18	0,46	0,10
Fe ₂ O ₃ à 110°C	0,02	0,20	0,15	0,42	0,21	0,01	0,13	0,14	0,12	0,14	0,10	0,09	0,04	0,02	0,13	0,13
Fe ₂ O ₃ à 1000°C	9,73	9,51	6,80	13,71	6,30	5,72	10,56	7,81	8,98	7,47	7,99	7,23	7,35	4,01	2,89	4,92
Total	99,44	98,36	99,99	99,99	98,14	99,84	97,23	100,76	99,33	97,35	99,61	100,42	100,03	98,47	100,23	100,23
FeO/MgO (1)	5,97	0,96	0,98	1,47	0,93	1,07	1,14	1,07	0,97	1,20	1,21	1,23	1,50	1,12	3,45	1,13

TABLE 6 - ELEMENTS TRACES EN PPM
 Note : Le titane échant utilisé dans certains diagrammes triangulaires
 (PEARCE and CANN 1973), on l'a fait figurer ici avec les éléments traces

(1) : rapporte calculée à partir d'une base anhydre.

Élément	N° Anal.															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Na	47	65	47	55	30	30	31	31	30	30	18	18	15	206	80	46
Br	192	196	192	205	192	89	89	140	140	173	173	206	206	206	80	80
V	217	279	217	225	217	252	232	232	232	231	231	214	214	214	65	65
Cr	300	352	300	317	317	330	300	300	300	298	274	274	274	274	< 10	< 10
Co	33	33	33	33	30	31	31	30	30	30	31	31	31	31	21	21
Mn	64	64	64	66	66	59	55	55	55	51	43	43	43	43	< 10	< 10
Ti	7 200	8 760	7 200	7 560	7 560	7 620	6 900	6 900	6 900	6 960	7 920	7 920	7 920	7 920	4 740	396
Zr	126	159	126	131	131	116	110	110	110	116	116	116	116	116	396	396
Y	36	36	36	43	36	32	34	34	34	35	35	42	42	42	52	52

TABL. 6 C - LOCALISATION ET NATURE DES ECHANTILLONS ANALYSES

Pointe de PEN AR VIR (TELGRUC) :

2384	1	:	Matrice] COUSSIN SPILITIQUE
2385	2	:	Bordure	
2386	3	:	Coeur	
2387	4	:	Matrice] COUSSIN SPILITIQUE
2388	5	:	Bordure	
2389	6	:	Coeur	

Pointe du BELLEC (TELGRUC) :

2390	7m	:	Matrice] COUSSIN SPILITIQUE
2391	8b	:	Bordure	
2392	9c	:	Coeur	
2393	10m	:	Matrice] COUSSIN SPILITIQUE
2394	11b	:	Bordure	
2399	13b	:	Bordure	
2395	12c	:	Coeur	

DIVERS :

2396	14	:	Coulée compacte de PEN AR VIR
2397	15	:	Albitophyre de LESCORVEAU
2398	16	:	Faciès à micropegmatites de SAINTE-ANNE-LA-PALUD

n° lab. n° anal.

- . la chlorite moule la trame albitique ;
- . l'ensemble est recoupé par de nombreux filonnets de quartz, qui peut aussi apparaître en petits cristaux xénomorphes jouxtant les microlites albitiques.

On voit que les paragenèses observées sont typiquement celles des spilites citées dans la littérature ; les termes acides (kératophyre) semblent plus réduits que les formations basiques (spilites) ; cette particularité se retrouvera dans les autres séries armoricaines.

On remarque d'autre part, l'absence de pyroxène, fait qui, on le verra, est loin d'être général dans le volcanisme spilitique armoricain.

Enfin, aucune observation n'indiquant une quelconque transformation des paragenèses minérales postérieurement à la mise en place des laves, l'hypothèse d'une origine métamorphique peut être exclue. La paragenèse spilitique est donc ici considérée comme primaire.

I.2.1.3. Caractères chimiques

Le caractère indubitablement spilitique du volcanisme briovérien de Douarnenez est prouvé par les 16 analyses sur éléments-majeurs présentées dans le tableau 6. Ces données seront commentées plus loin, dans le cadre de l'étude géochimique proprement dite. Quelques remarques cependant s'imposent déjà :

. Coulées basiques (analyses 1 à 12)

- il apparaît que, pour l'ensemble des laves en coussins, la teneur en CaO est relativement faible, par rapport aux données moyennes des spilites, particulièrement dans le coeur des coussins ; mais elles n'atteignent pas les teneurs exceptionnellement basses citées par DARBOUX (1973) (0,80 %) pour les coussins de la pointe du Bellec, caractère peut-être lié, comme le suggère l'auteur, aux difficultés d'échantillonnage inhérentes à l'étude des spilites.

- de même, les teneurs en Fe_2O_3 (le fer a toujours été dosé dans cette étude sous forme ferrique) semblent légèrement déficitaires, par rapport aux moyennes relevées dans la bibliographie.

- par contre, les teneurs en sodium et potassium sont proches des moyennes des spilites citées dans la littérature ;

- la composition des matrices des coussins est très hétérogène (cf. analyse 1 par rapport aux analyses 7 et 10), surtout en ce qui concerne SiO_2 , CaO et Na_2O ;

- la perte au feu (perte à 110°C et perte à 1000°C) est importante, et confirme le caractère spilitique de ces roches ;

- quant aux variations chimiques à l'intérieur d'un même coussin, on peut noter, qu'à une exception près (analyse 12) , le sodium est plus abondant dans le coeur qu'à la bordure du coussin.

. Filons basiques et coulées massives (analyses 14 et 16)

Ces roches sont légèrement moins basiques que les coussins spilitiques ; dans l'une (14), la teneur en CaO est très faible et se rapproche des teneurs avancées par DARBOUX (1973) pour les laves en coussins du Bellec. Dans l'ensemble, cependant, on ne note pas de différences fondamentales avec les laves spilitiques en coussins.

. Kératophyre (analyse 15)

L'analyse publiée ici met en lumière l'appauvrissement en CaO et MgO de cette roche, par rapport aux spilites, caractère typique des kératophyres.

Cette discussion sera reprise et approfondie plus loin, lors de l'étude géochimique comparative sur éléments-majeurs et en traces, à l'issue de la présentation des trois autres séries paléozoïques armoricaines.

I.2.2. Le volcanisme caradocien de la presqu'île de Crozon (Finistère)

I.2.2.1. Généralités

L'étude pétrographique de ce volcanisme de l'Ordovicien supérieur

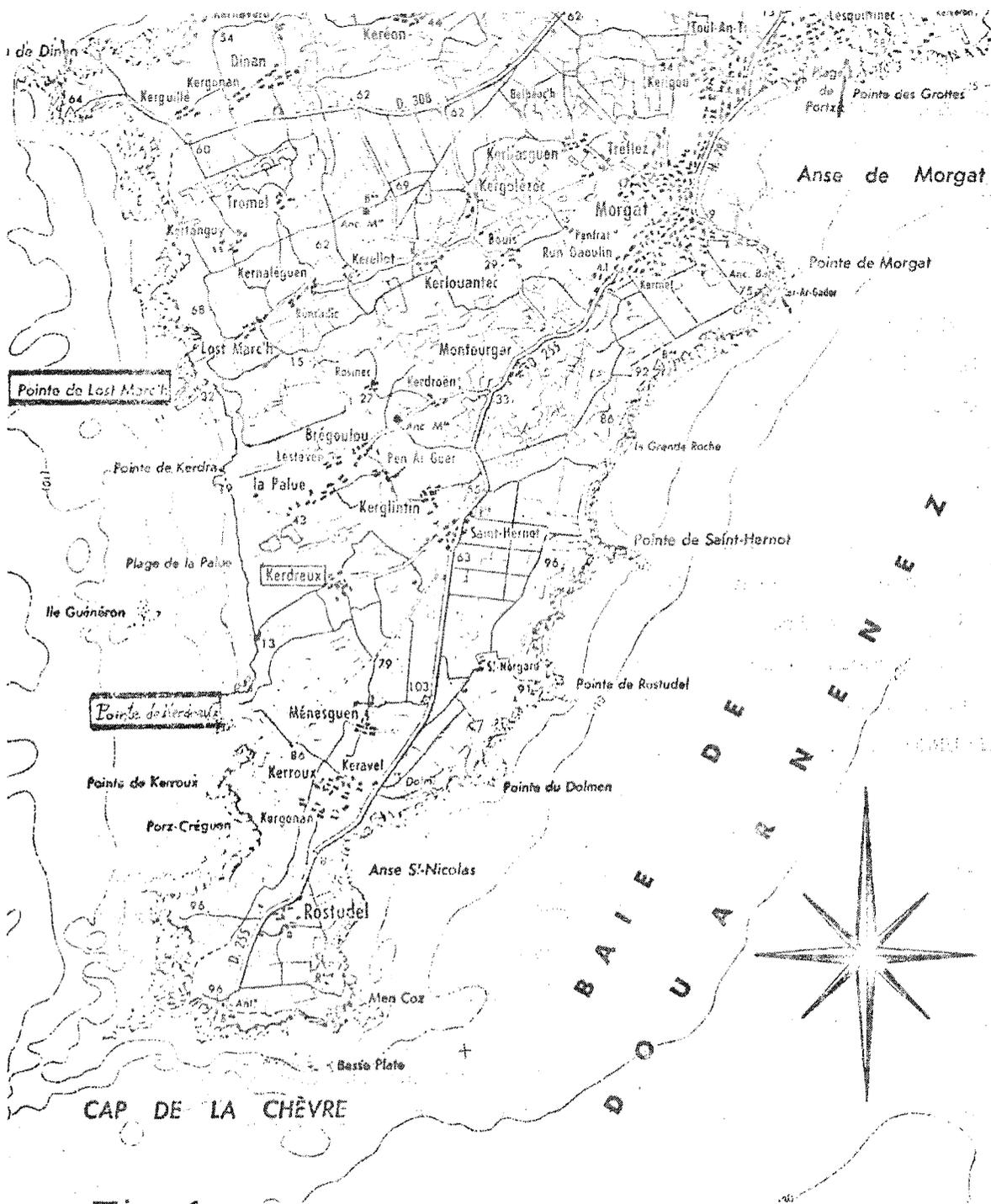


Fig.6 LOCALISATION GEOGRAPHIQUE DU VOLCANISME
CARADOCIEN DE LA PRESQU'ILE DE CROZON

d'après la carte IGN au 1/50 000
de DOUARNENEZ IV-18

a été reprise en 1964 par FOURMOND, à la suite des premiers travaux de LUCAS (1938) sur le Silurien de Crozon. Deux affleurements importants sont visibles sur la pointe méridionale de la presqu'île de Crozon : la pointe de Kerdreux, et quelques kilomètres au Nord, la pointe de Lostmac'h (fig. 6).

- la pointe de Kerdreux correspond à un quadruple affleurement de dolérite, d'au moins deux cents mètres de puissance selon FOURMOND, mise en place sous forme d'un laccolite intrusif dans les schistes llanvirniens de Kerloc'h ; il convient d'y associer une brèche volcanique, située au niveau de l'affleurement le plus septentrional de dolérite (fig. 7)

- le volcanisme de Lostmac'h se manifeste quant à lui par des coulées à pillow-lavas (fig. 8) ; la matrice entre les coussins est constituée d'un calcaire riche en fossiles caradociens (Crinoïdes, Brachiopodes, Lamellibranches, Bryozoaires) ; ce calcaire s'est "déposé en mer calme, comme le suggèrent les fragments intacts de tiges de Crinoïdes" (FOURMOND, E. 1964).

En plus de ces laves en coussins, il faut signaler la présence à Lostmac'h d'une lave "bulleuse" et de tufs lités (que nous n'étudierons pas) ; ces derniers sont formés de lapillis vitreux et de fragments de coussins et s'apparentent aux hyaloclastites ; il est essentiel de noter ici l'absence totale de termes acides associés au volcanisme spilitique.

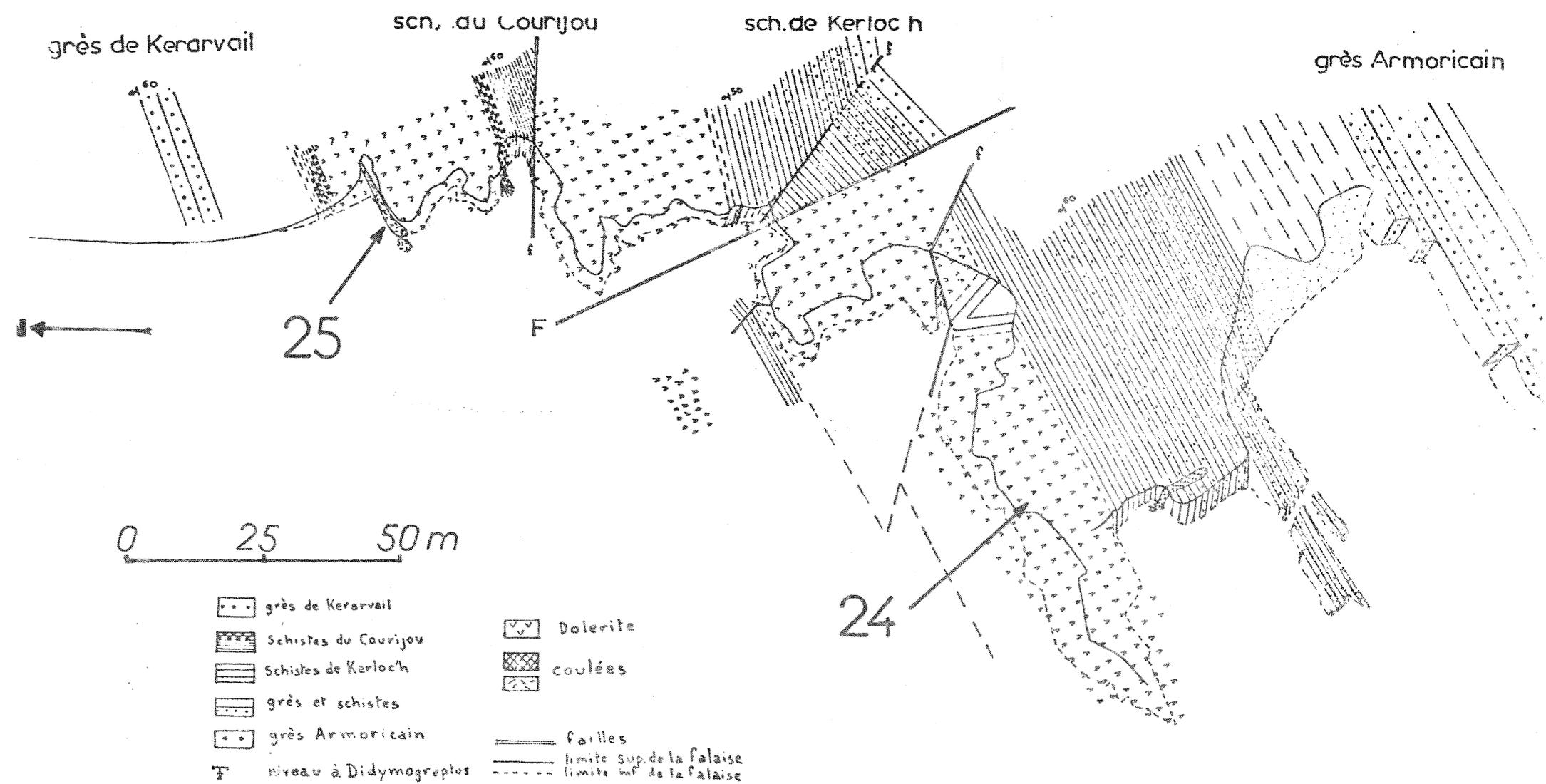
FOURMOND (1964) conclut à la consanguinité des volcanismes de Lostmac'h et Kerdreux, et leur attribue un âge caradocien (au sens large).

I.2.2.2. Pétrographie

. Les laves en coussins de Lostmac'h présentent les caractères suivants (tableau 7) :

. La dolérite de Kerdreux présente une texture doléritique typique ; minéralogiquement, elle se compose de l'assemblage suivant :

- plagioclase-augite-chlorite-calcite-quartz-ilménite leucocxonisée



(les numéros renvoient aux analyses)

Fig. 7 Esquisse géologique de la pointe de Kerdreux
(d'après E. Fourmond 1964)

(les numéros renvoient aux analyses)

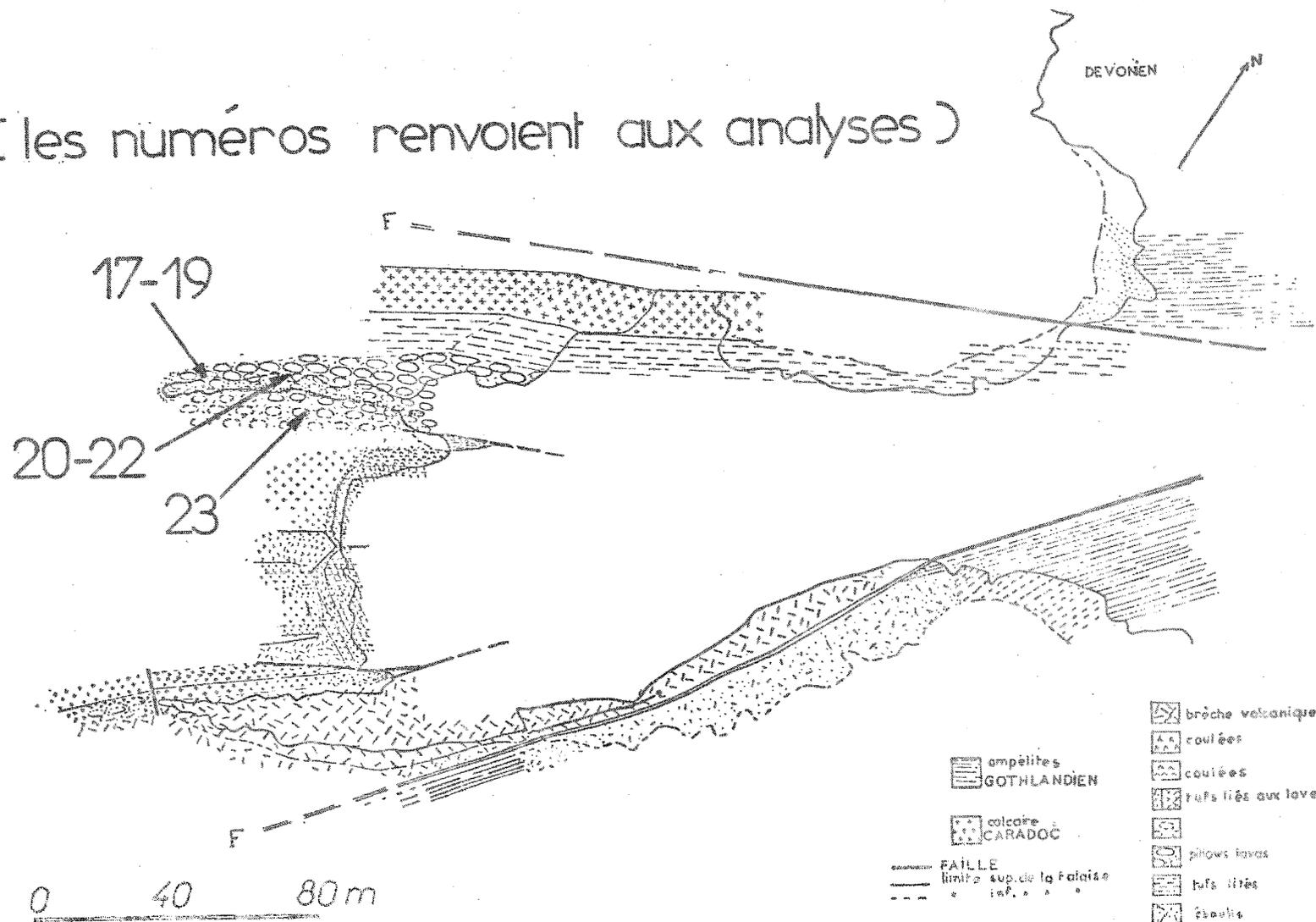


Fig. 8 Esquisse géologique de la pointe de Lostmac'h
(d'après E. Fourmond 1964)

Tableau 7 : PILLOW-LAVAS SPILITTIQUES DE LOSTMAC'H

FORMATION	TEXTURE	PARAGENESE
MATRICE	hétérogène	calcite essentiellement
BORDURE	pas de bordure variolitique la structure est intersertale, parfois divergente.	} albite - chlorite - calcite - quartz - sphène
COEUR	intersertale divergente, parfois arborescente.	

Remarques :

- MATRICE : - Elle est constituée d'un calcaire blanc très pur, contenant par endroit des fragments de coussins entourés d'un ciment de chlorite, riche en quartz et en sphène;
- on remarque quelques pseudomorphoses d'olivine, remplacée par du quartz, de la calcite et de la chlorite;
 - des amygdales de quartz en mosaïque sont fréquentes.
- BORDURE : - les microlites de plagioclase, maclés albite, montrent des extrémités dilacérées (forme en H très étiré); parfois séricitisés, ils contiennent toujours des inclusions de chlorite (qui peut se disposer le long des plans de macle);
- on rencontre aussi quelques phénocristaux subautomorphes d'albite;
 - la chlorite occupe un volume important, du fait de la trame feldspathique assez lâche;
 - les pseudomorphoses de minéraux ferromagnésiens (olivine ou Ca-clinopyroxène) par un mélange quartz-chlorite-calcite sont très fréquentes;
 - la calcite est quantitativement importante, en taches diffuses;
 - de très nombreux granules de sphène parsèment la roche;
 - le quartz est assez rare, en petits grains xénomorphes;
 - il faut noter enfin l'existence de filonnets de chlorite associée à de la calcite, et d'amygdales dont le centre est constitué de chlorite et la périphérie, de quartz.

(suite tableau 7)

COEUR : - on peut faire les mêmes remarques que pour la bordure, en précisant cependant que les microlites de plagioclase sont souvent très altérés, (ceci rendant les mesures difficiles) et que les pseudomorphes d'olivine sont plus rares.

Nota: La lave bulleuse, qui affleure immédiatement au Sud des pillows de la pointe de Lostmac'h, présente les mêmes caractéristiques que ceux-ci; la seule différence vient du fait qu'elle est parsemée de vacuoles emplies de calcite, qui donne à la roche son aspect bulleux.

On peut faire les remarques suivantes :

- le plagioclase, parfois séricitisé, est riche en inclusions de chlorite, et parfois de calcite ; il correspond à de l'albite-oligoclase ;
- le clinopyroxène, souvent maclé (100), est parfois chloritisé ;
- chlorite et quartz (xénomorphe) remplissent les interstices ménagés dans la trame doléritique ;
- on remarque de nombreuses micropegmatites ;
- la calcite est assez rare.

L'ensemble de ces caractères semble montrer qu'il ne s'agit pas d'une dolérite franche, mais plutôt d'une dolérite albitique, analogue, comme on le verra plus loin, à celles de la série intrusive coblencienne de Bolazec.

. La brèche volcanique de Kerdreux, enfin, montre en lame mince des microlites de plagioclase très fins (albite-oligoclase ?) noyés dans un ciment constitué essentiellement de chlorite ; de très nombreux granules de sphène obscurcissent les structures, on remarque quelques cristaux xénomorphes de quartz, souvent entourés d'une auréole de chlorite fibreuse ; des amygdales étirées de chlorite sont fréquentes, ainsi que des fragments de dolérite albitique.

I.2.2.3. Caractères chimiques

9 analyses chimiques sur éléments majeurs ont été réalisées, à propos desquelles on peut dégager les quelques remarques suivantes : (tableau 8)

. si l'on exclut les matrices, les compositions des laves en coussins (analyses 17 à 22) s'approchent de celles de la moyenne des spilites ; le sodium (environ 3 %) cependant, est moins abondant ;

. le sodium est de nouveau plus abondant (et le magnésium moins abondant)

TABLEAU 8 : ANALYSES CHIMIQUES DES VOLCANITES CARACIENNES DE LA PRESQU'ILE DE CROZON

TABLEAU 8 A - ELEMENTS MAJEURS EN POURCENTAGES D'OXYDES

N° Anal. Oxyde	17 m	18 b	19 c	20 m	21 b	22 c	23	24	25
SiO ₂	29,28	47,12	46,55	10,25	45,33	50,48	43,12	49,67	51,68
Al ₂ O ₃	8,95	14,02	13,84	2,10	13,87	13,56	13,00	13,78	15,98
Fe ₂ O ₃ (fer total)	12,82	13,20	12,21	2,70	13,82	9,71	9,17	11,64	11,30
MnO	0,20	0,11	0,11	0,15	0,12	0,12	0,10	0,16	0,12
MgO	6,87	6,81	5,98	2,22	7,23	5,04	1,22	6,16	7,18
CaO	21,31	5,98	7,58	43,56	6,45	7,15	13,62	9,14	1,58
Na ₂ O	0,47	2,63	2,84	0,09	2,68	3,26	4,95	3,40	4,72
K ₂ O	0,12	0,39	0,30	<0,10	0,45	0,58	2,12	0,33	0,19
TiO ₂	0,94	1,60	1,59	0,18	1,60	1,50	1,15	1,49	1,80
P ₂ O ₅	0,18	0,19	0,21	0,14	0,16	0,13	0,32	0,17	0,24
Perte à 110° C	0,18	0,33	0,26	0,17	0,33	0,36	0,21	0,13	0,72
Perte à 1000° C	21,10	7,80	8,54	37,36	8,50	7,61	11,33	2,62	4,22
Total	102,42	100,18	100,01	98,92	100,54	99,56	100,31	98,69	99,73
FeO/MgO	1,68	1,74	1,84	1,09	1,72	1,73	6,79	1,70	1,42

TABLEAU 8 B - ELEMENTS TRACES EN PPM

N° Anal. Elément	19 c	22 c	24
Nb	6	13	9
Sr	190	233	424
V	235	219	211
Cr	242	222	390
Co	52	45	42
Ni	155	131	59
Zn	9540	9000	8940
Zr	100	92	76
Y	26	23	22

TABL. 8 C - LOCALISATION ET NATURE DES ECHANTILLONS ANALYSES

Pointe de LOSTMAC'H :

2371	17m	:	MATRICE] COUSSIN SPILITIQUE A MATRICE CALCAIRE
2372	18b	:	BORDURE	
2373	19c	:	COEUR	
2374	20m	:	MATRICE] COUSSIN SPILITIQUE A MATRICE CALCAIRE
2375	21b	:	BORDURE	
2376	22c	:	COEUR	
2377	23	:	LAVE BULLEUSE	

Pointe de KERDREUX :

2378	24	:	DOLERITE
2379	25	:	BRECHE VOLCANIQUE

n° lab.

n° anal.

dans le coeur des coussins qu'à leur périphérie ;

. la perte au feu est en général très importante, et l'on ne peut manquer de relier ceci à l'importance quantitative de la calcite dans les spilites de Crozon ;

. les matrices, comme la description pétrographique pouvait le laisser supposer, sont extrêmement riches en calcium, alors que Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 y sont toujours inférieurs à 1 % ; corrélativement, la perte au feu (20 - 40 %) est élevée ;

. la dolérite de Kerdreux (analyse 24) enfin, montre une composition très proche de celle d'une spilite-type, avec là encore, une teneur en Na_2O légèrement déficitaire par rapport à la moyenne.

On voit en conclusion que le cogénéisme des formations de Lostmac'h et de Kerdreux ne peut se déduire d'une simple analyse pétrographique : bien que les paragenèses de ces deux formations diffèrent par un point (existence de clinopyroxène uniquement à Kerdreux), leur chimisme (sur éléments majeurs) est très comparable ; il faudra toutefois, dans l'étude géochimique, ne pas négliger la présence de l'encaissant calcaire, qui peut avoir éventuellement influé sur le chimisme initial de ces roches, chimisme qui, à la lumière des descriptions citées plus haut, paraît primaire et non métamorphique.

I.2.3. La série spilite-kératophyre de Saint-Georges sur Loire (Maine et Loire)

I.2.3.1. Généralités

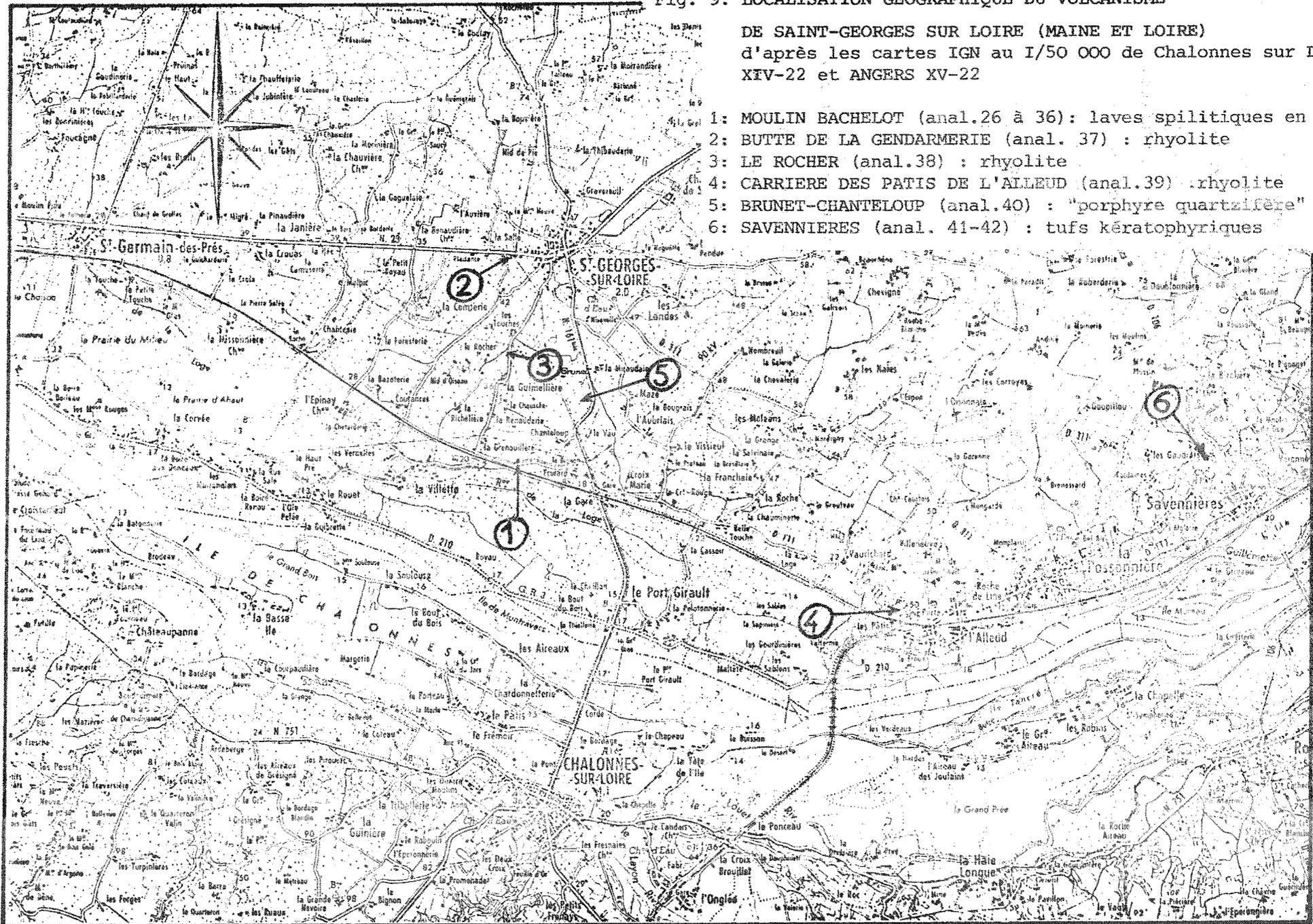
Le synclinorium de Saint-Georges sur Loire (Maine et Loire) se situe au Sud de l'axe de Lanvaux et correspond à la partie la plus septentrionale du domaine ligérien (COGNE, J. 1974) (fig. 2). La série sédimentaire, réputée d'affinité géosynclinale, s'étendant de l'Ordovicien

Fig. 9: LOCALISATION GEOGRAPHIQUE DU VOLCANISME

DE SAINT-GEORGES SUR LOIRE (MAINE ET LOIRE)

d'après les cartes IGN au 1/50 000 de Chalonnes sur Loire XIV-22 et ANGERS XV-22

- 1: MOULIN BACHELOT (anal.26 à 36) : laves spilitiques en coussins
- 2: BUTTE DE LA GENDARMERIE (anal. 37) : rhyolite
- 3: LE ROCHER (anal.38) : rhyolite
- 4: CARRIERE DES PATIS DE L'ALLEUD (anal.39) : rhyolite
- 5: BRUNET-CHANTELOUP (anal.40) : "porphyre quartzifère"
- 6: SAVENNIERES (anal. 41-42) : tufs k eratophyriques



supérieur au Silurien, comporte des venues volcaniques, souvent à "pillows", définies par ARNAUD (1966) comme un complexe spilite-kératophyre. D'après la légende de la feuille de Chalennes au 1/50 000 du BRGM (1970), cette série sédimentaire est constituée de 50 à 60 % de schistes azoïques, 20 à 30 % de grès quasi-azoïques, de 5 % de phtanites, en intercalations, contenant des Graptolites du Silurien inférieur, et de très rares lentilles calcaires, où l'on a pu mettre en évidence des Conodontes du Llandoveryen.

Les terrains éruptifs, en affleurements très discontinus, d'orientation préférentielle Est-Ouest, correspondent à des termes basiques et acides :

- les termes basiques sont représentés par des spilites, en coulées, souvent à coussins, de puissance assez réduite (ce terme de spilites englobe en fait des dolérites albitiques et des spilites (ss)) ;

- les termes acides s'apparentent à des rhyolites, à des tufs rhyolitiques, ARNAUD (1966) assimilant le tout, uniquement sur la base d'arguments pétrographiques, à des kératophyres. Il semble en fait qu'il y ait bien quelques pointements de kératophyres (s.l.) mais beaucoup plus limités qu'on ne l'a cru jusqu'ici (JJ. CHAUVEL, comm. orale).

L'ensemble de ce volcanisme est conventionnellement daté du Silurien (Ashgillien pro parte) par la faune des phtanites encaissantes. Toujours selon la légende de la feuille de Chalennes (1970), le Silurien formerait les 2/3 de la série de Saint-Georges et la totalité de la "série volcanique" (série de Saint-Georges ss). Il faut noter enfin que si l'on peut assigner à cette série une limite inférieure (schistes ardoisiers des Essarts du Llandeilo), on en est encore réduit à des hypothèses quant à sa limite stratigraphique supérieure : l'existence de *Nowakia acuaria* (Tentaculite du Siegenien supérieur-Emsien inférieur), en effet, "justifierait peut-être le fait que la série de Saint-Georges sur Loire sensu lato monte jusque dans l'Eodévonien" (légende Chalennes BRGM 1970).

Les principaux affleurements basiques étudiés se situent à 2-3 kilomètres au Sud de Saint-Georges sur Loire (fig. 9) le long de la tranchée de chemin de fer du Moulin Bachelot (fig. 10) où l'on observe

TRANCHÉE DU MOULIN BACHELOT

du km 364,400 au km 364,900 de la voie ferrée

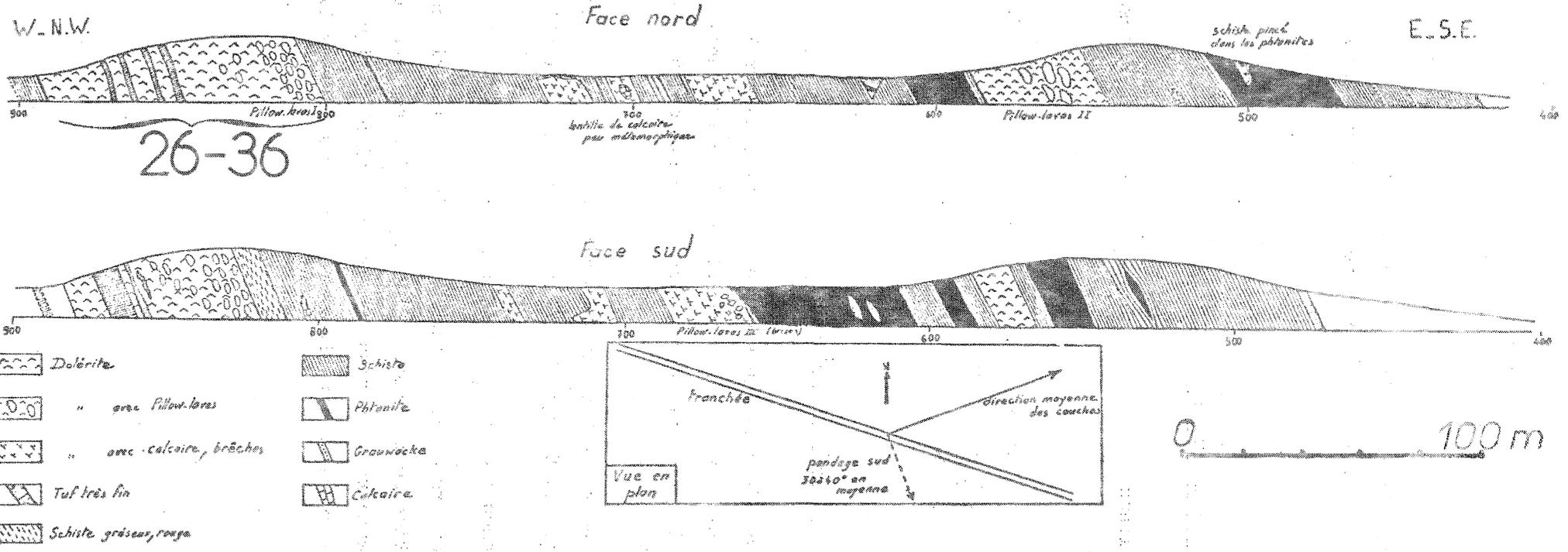


Fig. 10 Coupe de la tranchée du Moulin Bachelot (d'après A. Arnaud 1966) et localisation des échantillons analysés (les numéros renvoient aux analyses)

sur quelques centaines de mètres une belle succession de laves en coussins ; les termes acides affleurent épisodiquement autour de Saint-Georges (fig. 9 et 11).

I.2.3.2. Pétrographie

Les tableaux suivants résument les principales observations pétrographiques :

- . Tableau 9
- . Tableau 10
- . Tableau 11

I.2.3.3. Caractères chimiques

10 analyses sur éléments majeurs, réalisées sur les laves massives et en coussins du Moulin Bachelot (tableau 12 : analyses 26 à 35), confirment leur caractère spilitique ; parmi ces données, trois faits méritent l'attention :

- des teneurs en TiO_2 pratiquement toujours inférieures à 2 % et comprises entre 1,45 et 1,65 % pour les coussins spilitiques ;
- des teneurs en P_2O_5 toujours inférieures à 0,3 % ;
- des teneurs en K_2O extrêmement faibles, inférieures à 0,1 % (seuil de détection de la fluorescence X), j'ai donc entrepris une analyse complémentaire du potassium par absorption atomique, qui, après traitement par régression linéaire, donne les résultats suivants :

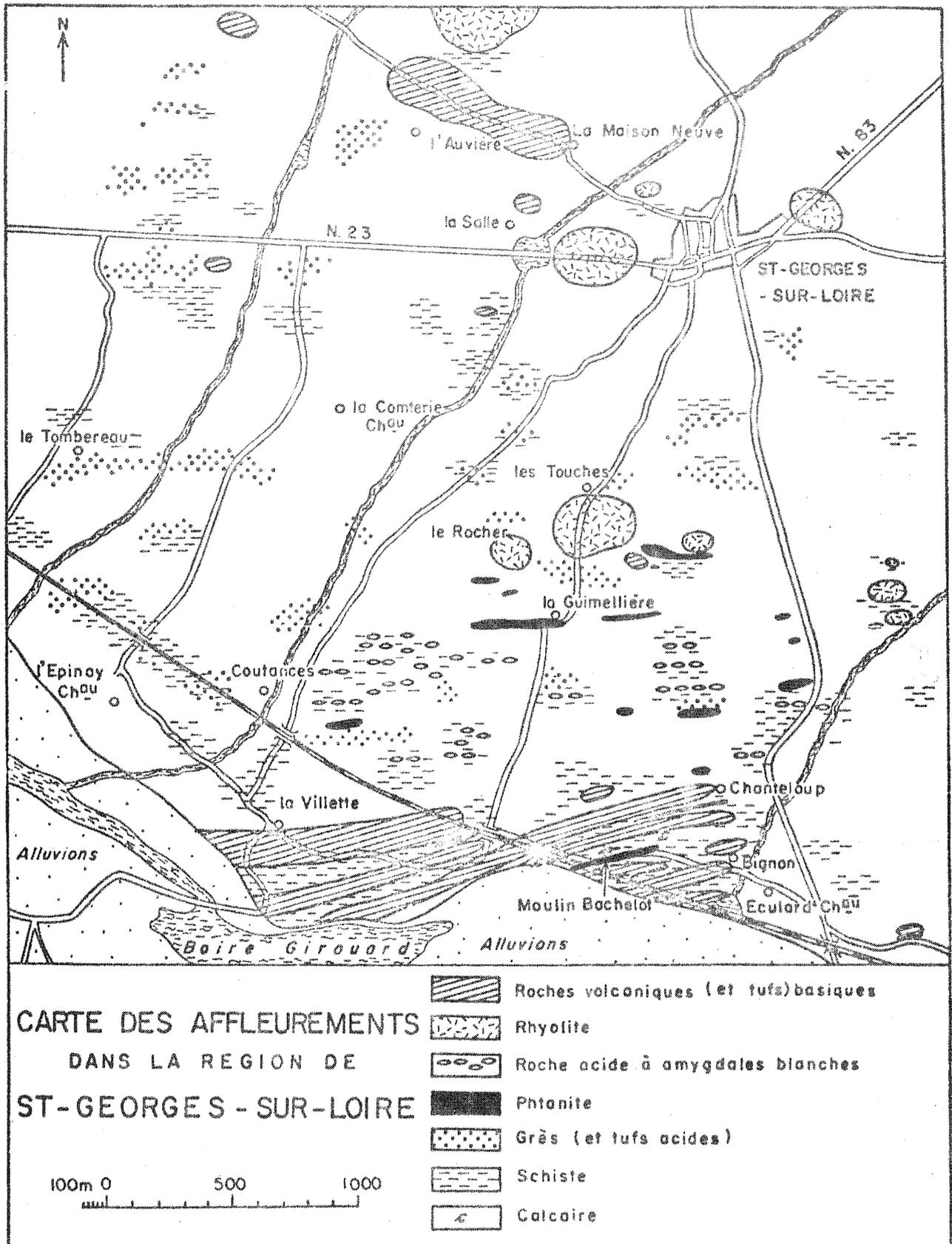


Fig. 11: Carte extraite
de ARNAUD, A. (1966)

Tableau 9 : PASSAGE D'UNE DOLÉRITE ALBITIQUE A UNE SPILITE "VRAIE"

Sur la face nord de la tranchée SNCF du Moulin Bachelot, (fig.10) (km 364,9 - 364,8), on peut observer, sur une cinquantaine de mètres, le passage progressif d'une dolérite albitique à une spilite sensu stricto.

Le tableau qui suit résume ces observations :

W.N.W. à l'E.S.E.	TEXTURES	PARAGENESES
Dolérite albitique	I Doléritique intersertale, parfois subophitique	Augite-albite-chlorite-calcite-ilménite leucoxénisé - (épidote-quartz).
	II Doléritique intersertale plus fine.	Augite-albite-chlorite-quartz-sphène - (ilménite leucoxénisé).
Spilites a pyroxène	III Intersertale divergente.	Albite-augite-chlorite-calcite.
Spilites sans pyroxène	IV Intersertale divergente.	Albite-chlorite-calcite-sphène.
<p>I et II : dolérite albitique. III : spilite à pyroxène. IV : spilite s.s. (sans pyroxène).</p>		

Remarques relatives à la minéralogie de chacune de ces formations:

- (analyse 26) (I) : - le clinopyroxène est en grains subautomorphes, craquelés et envahis par de la chlorite.
 - les microlites de plagioclase, riches en inclusions de chlorite sont maclés albite, et ont une teneur An 0-8;
 - le quartz se présente en rares amas polycristallins disséminés;
- (analyse 27) (II) : - le clinopyroxène tend à devenir plumeux;
- (analyse 28) (III) : - les microlites de plagioclase, maclés Ab, ont une teneur An 0-8, allant parfois jusqu'à An 12;
 - le clinopyroxène apparaît en formes nettement rayonnantes, ou en "peigne";
- (analyse 29) (IV) : - le clinopyroxène a disparu;
 - les plagioclases (mêmes caractéristiques morphologiques que plus haut) ont une teneur en anorthite allant de An 0 à An 10;
 - la calcite, en petits amas xénomorphes, est très fréquente;
 - le sphène, en "nuage", est constamment présent.

Tableau 10 : PILLOW-LAVAS SPILITTIQUES DU MOULIN BACHELOT
(analyses 30 à 35)

	TEXTURES	PARAGENESES
MATRICE	Texture hétérogène : fragments de pillows enrobés dans un ciment à composition variable, riche en chlorite.	Calcite - chlorite - quartz - sphène - pistachite - (actinote)
BORDURE	de l'extérieur vers l'inté- rieur : - texture variolitique ^Y - texture arborescente (+quelques phénocristaux de plagioclase, très alté- rés, maclés Ab). - texture intersertale divergente, vers l'inté- rieur du pillow.	Albite - chlorite - calcite - quartz - sphène - ilménite - pistachite)
COEUR	- texture intersertale divergente	Albite - augite - chlorite - cal- cite - pistachite - (quartz - sphène - ilménite).

^Y texture variolitique : cette structure correspond ici à des globules de "verre" dispersés dans un ciment chloriteux, devenant plus ou moins coalescents vers l'intérieur du pillow; ces globules sont formés d'un assemblage compact de chlorite et de sphène, centré sur un microlite de plagioclase.

Remarques relatives à la minéralogie des différentes parties des pillows :

MATRICE : - le sphène se présente souvent sous forme de "nuage", recouvrant toute la lame mince, ou encore en "coup d'ongle".

BORDURE : - la bordure du pillow est riche en amygdales de chlorite et de quartz;
- vers la bordure tout à fait externe, on note une concentration de calcite et de sphène; ainsi qu'un nombre croissant de phénocristaux de plagioclase;
- les microlites de plagioclase se caractérisent tous, quand les mesures sont possibles, par un relief négatif par rapport au quartz, et par une teneur en anorthite inférieure à An 8;
- la bordure est souvent parcourue par des filonnets de quartz-calcite-chlorite;
- les pseudomorphes de minéraux ferromagnésiens (pyroxènes?) par de la calcite et de la chlorite sont fréquents;

COEUR : - les microlites de plagioclase, à extrémités souvent fourchues ou dilacérées, sont chargés d'inclusions de chlorite; ils sont maclés albite (à deux individus), ont un relief négatif par rapport au quartz, et une teneur en anorthite comprise entre An 0 et An 9;
- l'augite, légèrement titanifère, ne se présente jamais sous forme de phénocristaux, mais en fines palmes souvent rayonnantes;
- les pseudomorphes de minéraux ferromagnésiens sont plus rares que dans la bordure;
- le fond de la roche se compose essentiellement de chlorite et de sphène;
- on rencontre plus accessoirement de l'ilménite, et encore plus rarement du quartz, en petits grains xénomorphes;
- comme dans la bordure, enfin, il faut noter la présence de filonnets (quartz-albite très fraîche-calcite-épidote) et d'amygdales (chlorite-calcite), ces dernières paraissent correspondre, selon NICHOLLS (1959) aux stades ultimes de la cristallisation, leur forme arrondie étant caractéristique de l'existence de deux phases fluides immiscibles.

Tableau 11 : TERMES ACIDES CLASSIQUEMENT RAPPORTES A LA SERIE
DE SAINT-GEORGES-SUR-LOIRE.

Ces formations affleurent de façon très ponctuelle, et leurs relations avec les spilites ne sont pas bien élucidées. (fig. 11).

1 - Rhyolites (analyses 37 à 39) : le fond de la roche est constitué d'un verre volcanique profondément dévitrifié, riche en séricite soulignant les plans de fluidalité; ce verre est essentiellement quartzeux;

- on y observe de nombreux quartz rhyolitiques typiques, sub-automorphes, souvent fracturés ou corrodés, et bordés d'une couronne de phyllites (séricite-chlorite) associée à une auréole de nourrissage;

: et quelques rares phénocristaux de plagioclase maclés albite, très séricitisés, dont la teneur en anorthite est inférieure à An 10°

2 - Kératophyres (analyses 41 à 45) : On a regroupé sous ce terme général des échantillons d'affinité kératophyrique : il semble qu'en fait il s'agisse plutôt de tufs kératophyriques, que de kératophyres au sens strict (comme celui de Lescorveau, par exemple, dans la série de Douarnenez); la description sommaire qui suit est relative aux échantillons de la Barbé (Nord de Champtocé) (analyses 44 - 45) :

- le fond microcristallin est essentiellement quartzo-feldspathique et souligné par des filonnets de chlorite qui s'alignent selon la fluidalité de la roche;

- deux types de phénocristaux peuvent y être observés :

→ des quartz à texture rhyolitique;

→ et surtout des feldspaths albitiques, riches en inclusions de chlorite et séricite;

- la calcite, en cristaux souvent subautomorphes, n'est pas rare, et s'aligne le plus fréquemment suivant les plans de fluidalité.

3 - "Roche acide à amygdales blanches".

(ARNAUD, A. 1966), équivalent du "porphyre quartzifère de Saint-Georges-sur-Loire" (légende de la carte d'Angers au 1/50.000e, BRGM, 1976) (analyse 40).

est
- la texture analogue à celle d'un verre très finement recristallisé (texture microgrenue ultrafine), du quartz en puzzle (mosaïque) constitue le fond de la roche; on y voit quelques très rares microcristaux de plagioclase à formes trapues, mais de taille réduite;

- paradoxalement, les "amygdales" plus claires, qu'on peut observer sur macroéchantillon, n'apparaissent pas en lame mince; seuls des filonnets de chlorite semblent rappeler, par leur disposition en amandes, l'existence de telles structures macroscopiques.

Il s'agit vraisemblablement (ARNAUD, A. 1966) d'une ancienne rhyolite dévitrifiée.

4 - Adinole (analyse 36).

- ce sédiment métamorphisé au contact de la dolérite du Moulin Bachelot, est une roche à grain ultrafin, hyperquartzreuse, riche en chlorite soulignant la schistosité;

- quelques rares épidotes et minéraux opaques apparaissent en granules isolés.

Enfin, on notera que dans les spilites les microlites de plagioclase ne montrent jamais de coeur plus calcique, ce qui semble exclure le remplacement secondaire d'un plagioclase basique par un plagioclase plus sodique; d'autre part, aucun indice de recristallisation métamorphique n'apparaît dans les termes spilitiques du Moulin Bachelot.

Tous ces caractères pétrographiques semblent donc attribuer à la série spilitique de Saint-Georges-Sur-Loire une origine primaire.

TABLEAU 12 : ANALYSES CHIMIQUES DES VOLCANITES DE LA DERTÉ DE SAINT-GEORGES-SUR-LOIRE

8 : 6 4 2 0,10

TABLE. 12 A - ELEMENTS MAJEURS EN POURCENTAGES D'OXYDES

Oxyde \ N° Anal.	26	27	28	29	30 _a	31 _b	32 _c	33 _a	34 _b	35 _a	36
SiO ₂	45,40	46,60	50,11	51,49	33,04	49,11	49,20	43,41	47,59	48,92	57,39
Al ₂ O ₃	14,94	15,50	15,68	15,99	15,51	17,20	16,77	16,18	16,17	16,09	18,72
Fe ₂ O ₃ (Par Coefal)	10,07	9,82	8,52	8,46	15,16	8,20	8,52	9,76	7,60	8,78	5,98
MnO	0,19	0,17	0,13	0,14	0,22	0,13	0,15	0,14	0,13	0,15	0,10
H ₂ O	9,00	8,91	6,98	6,79	12,26	6,60	7,34	6,77	6,95	6,68	3,98
CaO	7,46	8,78	7,87	5,93	10,64	6,39	3,40	10,75	10,38	7,85	0,87
H ₂ O	4,26	3,82	5,05	5,58	1,46	5,54	5,62	4,06	4,87	5,08	8,21
H ₂ O	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
TiO ₂	2,05	1,75	1,67	1,63	1,47	1,54	1,65	1,46	1,45	1,50	0,70
P ₂ O ₅	0,29	0,28	0,24	0,23	0,17	0,17	0,20	0,17	0,20	0,20	0,10
Perte à 110° C	0,41	0,49	0,33	0,28	0,43	0,22	0,23	0,18	0,18	0,12	0,05
Perte à 1000° C	4,31	4,02	3,52	3,52	10,15	4,94	4,06	7,65	6,40	4,40	2,13
Total	98,38	100,18	100,10	100,10	100,51	100,04	99,38	100,53	99,96	99,79	98,23
FeO ⁸ /H ₂ O	1,01	0,98	1,10	1,12	1,10	1,12	1,04	1,30	1,37	1,18	1,25

TABLE. 12 B - ELEMENTS TRACES EN PPM

Element \ N° Anal.	26	27	28	29	32 _c	36 _a
Rb	< 1	< 1	< 1	2	5	1,5
Kr	148	63	163	187	106	247
V	310	274	280	269	252	276
Cr	320	230	268	280	313	285
Cu	41	43	48	45	60	50
Ni	97	87	109	89	95	99
Ti	12 300	10 740	10 020	10 140	9 900	9 120
Kr	152	138	117	116	118	99
Z	40	39	40	39	40	37
K/Rb	> 240	> 174	> 265	102,5	91	253

* : % < 0,10
 ** : % < 0,05
 N.D. : NON DÉTERMINÉ

shyolite
avant plures
41,4-4
502
200.60

TABL. 12 A - ELEMENTS MAJEURS EN POURCENTAGES D'OXYDES (suite)

N° Anal.	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	66,76	76,34	77,28	84,27	55,60	53,10	58,80	62,70	66,00
Al ₂ O ₃	16,84	12,48	12,58	8,79	18,50	20,92	13,10	14,43	14,33
Fe ₂ O ₃ (fer total)	1,98	1,71	1,29	1,35	6,75	8,20	5,63	7,01	6,56
MnO	* *	* *	* *	0,12	0,05	0,05	0,08	N.D.	0,14
HgO	0,62	0,32	*	0,50	5,74	5,22	4,33	4,74	3,63
CaO	*	*	*	*	0,49	0,34	5,84	0,21	0,33
Na ₂ O	0,85	2,33	0,48	3,82	7,81	5,40	2,63	6,16	5,52
K ₂ O	9,59	3,96	7,20	0,41	0,46	2,15	1,95	0,21	0,51
TiO ₂	0,46	0,20	0,17	0,15	0,65	0,86	0,27	0,43	0,44
P ₂ O ₅	*	*	*	*	0,12	0,24	0,08	< 0,1	0,10
Perte à 110° C	0,02	0,05	0,09	0,03	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Perte à 1000° C	1,87	1,30	0,90	0,71	3,59	4,16	7,24	3,54	3,07
Total	98,99	98,59	99,99	100,15	100,20	100,50	100,03	99,45	100,60
FeO ³ /HgO	2,87	4,80	N.D.	2,43	1,06	1,41	1,17	1,33	1,63

TABL. 12 C - NATURE ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS ANALYSES

2356	26	Dolérite albitique	LAVES MASSIVES	TRANCHEE DE CHEMIN DE FER DU MOULIN BACHELOT
2357	27	Dolérite albitique		
2358	28	Spilite à pyroxène		
2359	29	Spilite sans pyroxène		
2360	30m	Matrice	LAVES	
2361	31b	Bordure		
2362	32c	Coeur		
2363	33m	Matrice		
2364	34b	Bordure		
2365	35c	Coeur		
2366	36	Adinoie, située entre S 34 et S 36		
2367	37	Rhyolite (Butte de la Gendarmerie de Saint-Georges-sur-Loire)		
2368	38	Rhyolite (Lieu-dit "Le Rocher" - 1,3 km au SW de Saint-Georges-sur-Loire)		
2369	39	Rhyolite (Carrière des Pâtis de Laleu - 5 km au SE, de Saint-Georges-sur-Loire).		
2370	40	"Roche acide à amygdales blanches" (ARNAUD 1966) (Entre Chanteloup et Brunet, 1,75 km au S de Saint-Georges-sur-Loire)		
3228	41	Kératophyre	SAYENNIERES	ECHANTILLONS DE J.J. CHAUVEL
3229	42	Kératophyre		
3230	43	Kératophyre	[Le PRIEUR Ouest de LOSSE] [La BARBE Nord de CHAMPTOCE]	ECHANTILLONS SCHMITT
3068	44	Kératophyre		
3231	45	Kératophyre		

n° lab. n° anal.

T A B L E A U 13

Teneurs en potassium des spilites de Saint-Georges sur Loire
(absorption atomique)

numéro analyse	K ppm	K ₂ O ppm
26	240	289 ± 8
27	174	210 ± 6
28	265	319 ± 10
29	205	247 ± 11
32 _c	454	547 ± 14
35 _c	380	458 ± 11
moyenne : 286 ppm de K c : coeur de coussin		

En ce qui concerne les termes acides de Saint-Georges sur Loire (analyses 37 à 45), il apparaît que les "kératophyres" étudiés par ARNAUD (1966) (cet auteur ne disposait pas toutefois, on le sait, d'analyses chimiques) montrent des compositions qui se rapprochent plus de celles de rhyolites, voire d'ignimbrites, que de kératophyres, en particulier par leur teneur en potassium.

Il reste cependant que certaines analyses rappellent fortement celles de kératophyres (en particulier analyses 44 et 45 du tableau 12).

On voit ainsi les questions posées : existe-t-il bien une série spilite-kératophyre à Saint-Georges sur Loire ? Quels sont les rapports des rhyolites avec le volcanisme albitophyrique ? Autant de problèmes qui seront développés dans la partie géochimique ; il est possible cependant de faire déjà les remarques suivantes :

- On a souligné la présence de deux groupes de roches acides

à Saint-Georges sur Loire : des kératophyres (s.l.) et des rhyolites ; en ce qui concerne ces dernières, on notera que leurs pointements sont toujours isolés et circonscrits, si bien qu'à aucun moment il n'a été possible de mettre en évidence leur relation avec les spilites. Est-on en droit, dans ces conditions, de distinguer d'une part spilites et kératophyres, qui formeraient une série, et d'autre part, l'ensemble rhyolitique qui semble constant dans le synclinorium de Saint-Georges, puisqu'on retrouve ses termes jusque dans la partie occidentale (PIVETTE, B. 1976 et en cours) ?

Le problème de l'existence éventuelle d'une série spilite-kératophyre à Saint-Georges est donc posé : cette idée a été énoncée par ARNAUD en 1966, avec d'autant plus de mérite d'ailleurs, que cet auteur, on le sait, a basé son étude sur une analyse uniquement pétrographique de la série.

Les rhyolites, quant à elles, pourraient être indépendantes du volcanisme albitophyrique ; il est toujours délicat d'avancer des hypothèses sans indices sérieux pour les étayer : il est possible, cependant, que ces venues rhyolitiques soient nettement postérieures au volcanisme spilite-kératophyrique. J.J. CHAUVEL (corn. orale) souligne, à l'appui de cette hypothèse, le fait, que, dans la carrière du Pâtis de l'Alleu, les rhyolites remanient des blocs de cornaline en tous points identiques à celle qu'on peut observer dans la carrière d'Ingrandes par exemple (carrière de la Charbonnerie) ; cette cornaline, contemporaine du volcanisme spilite, est donc antérieure aux produits rhyolitiques. Cette observation souligne simplement l'antériorité des spilites par rapport aux rhyolites mais ne prouve pas bien sûr le non-cog n tisme de ces deux ensembles.

Il est bien évident que seules des analyses plus poussées, géochronologiques en particulier, pourraient éventuellement confirmer ces hypothèses. J'ai estimé important, cependant, de poser le problème. D'un point de vue géochimique, les spectres de terres-rares pourraient montrer de façon indubitable (par leur identité d'aspect) le cog n tisme supposé des spilites et des kératophyres.

Quant aux rhyolites, on rappellera en conclusion qu'on retrouve du volcanisme acide, volumétriquement important, dans tout le Massif

Armoricaïn, au Carbonifère (BOYER, Cl. 1974 ; FLAINE, J. 1976) ; les rhyolites de Saint-Georges sur Loire pourraient donc éventuellement en représenter un fragment.

I.2.4. Le volcanisme dévono-dinantien de la bordure septentrionale du bassin de Chateaulin (Finistère)

I.2.4.1. Généralités

Cette dernière série semble la plus complexe : en effet, le volcanisme de cette région, rapporté au Dévono-Dinantien, se manifeste par des phénomènes intrusifs et effusifs, les relations entre ces deux termes majeurs demandant d'ailleurs à être précisées. CONQUERE (1966) distingue ainsi deux séries volcaniques basiques :

. *La première, intrusive, comprend des sills doléritiques et spilitiques ; les "diabases de Bolazec" de la légende de la carte de BARROIS 1905. Pour CONQUERE, ces intrusions sont "post-coblenciennes, les schistes de cet étage étant fréquemment modifiés à leur contact, et anté-dinantiennes, car on en retrouve des galets dans le poudingue de base qui marque le début de la transgression dinantienne". Elles se localisent à l'entour du dôme anticlinal briovérien de Plourac'h (fig. 12). Les termes basiques quantitativement les plus importants sont des dolérites, des dolérites albitiques et des spilites avec ou sans pyroxène. L'existence de coulées à pillow-lavas signalée dans cette même région par H. BRIL (1974) au Moulin Quelen en Lohuec, semblerait indiquer que des termes effusifs sont peut-être associés à la série intrusive (fig. 12).*

(Les numéros correspondent aux analyses citées dans le texte)

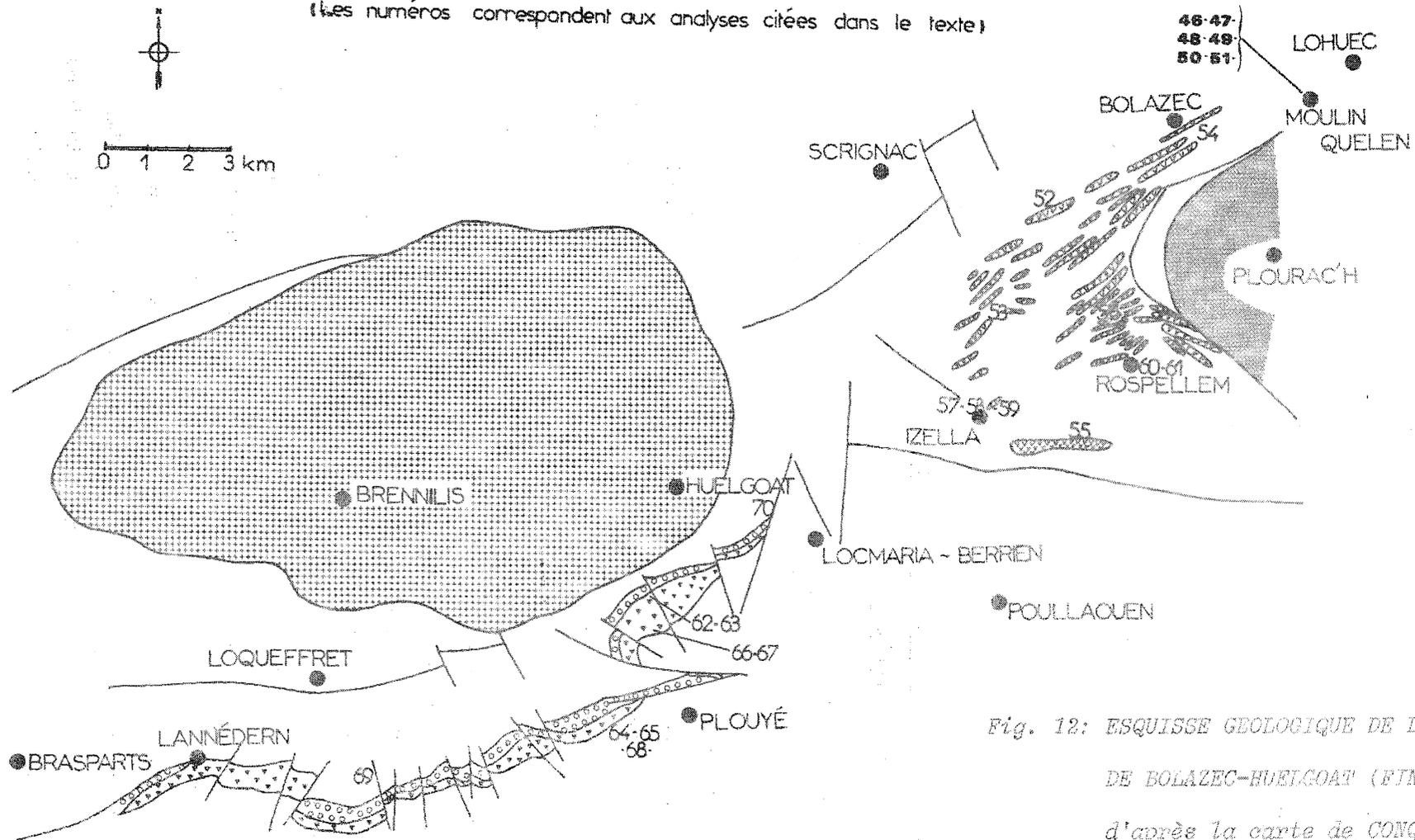


Fig. 12: ESQUISSE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE BOLAZEC-HUELGOAT (FINISTERE) d'après la carte de CONQUÉRÉ (1966)

- | | | |
|--------------------------|---|--|
| terrains sédimentaires : |  | dévon - dinantien (non différencié) |
| |  | poudingue de base dinantien |
| |  | briovénien |
| terrains éruptifs : |  | série spilitique dinantienne de HUELGOAT-BRASPARTS |
| |  | série spilitique intracoblencienne de BOLAZEC |
| |  | granite de HUELGOAT (s.l.) |

. La seconde série volcanique correspond à un ensemble effusif dinantien, s'étendant sur la bordure méridionale du granite de Huelgoat ; on peut y distinguer des spilites à pyroxène et sans pyroxène (fig. 12).

Ces coulées spilitiques sont précédées dans le temps par une brèche à éléments de kératophyre et immédiatement suivies par des manifestations volcano-sédimentaires, (pépérites et jaspes) (CONQUÉRÉ, F. 1966). On s'attachera ici essentiellement à l'étude des formations spilitiques.

Cet ensemble effusif dinantien est, selon CONQUÉRÉ (1966), cogénétiq ue de la série intrusive de Bolazec ; BARROIS (1905) le notait d'ailleurs déjà, dans sa légende de la feuille de Morlaix au 1/80 000e : "Les diabases de Bolazec constituent vraisemblablement les racines filoniennes de la veue porphyritique gisant en coulées à la base du Carbonifère, du Huelgoat à Brasparts".

I.2.4.2. Pétrographie

Comme précédemment, j'ai rassemblé les principales observations pétrographiques sous forme de tableaux (tableaux 14 - 15 - 16 - 17)

T A B L E A U 14

COUSSINS SPILITIQUES DU MOULIN QUELEN EN LOHUEC		
	TEXTURE	PARAGENESE
MATRICE	hétérogène, essentiellement chloriteuse	chlorite-sphène-calcite-préhnite
BORDURE	variolitique	plagioclase-augite-chlorite-calcite-sphène (phréhnite-pistachite-quartz)
COEUR	arborescente	même minéralogie que la bordure ; le plagioclase est de l'albite

Remarques :

MATRICE : . chlorite en larges plages constituées d'innombrables sphérolites ;
. sphène en filonnets assez continus.

BORDURE : . l'extrême petitesse des microlites de plagioclase à l'intérieur des varioles interdit toute mesure de leur basicité ;
. l'augite est en fines palmes rayonnantes ;
. les pseudomorphoses d'olivine - dont on reconnaît très bien les formes cristallines - par de la calcite, de la chlorite et du quartz, semblent plus nombreuses dans la bordure inférieure que dans le reste du pillow ; ces pseudomorphoses montrent parfois des golfes emplis de matériau spilitique ;
. la calcite apparaît en masses isolées ou en filonnets, associée à de la préhnite, du quartz, de la chlorite, de l'albite fraîche et de la pistachite ;
. le sphène est ubiquiste, en "nuage" masquant souvent les structures ;
. on rencontre deux types d'amygdales ;
 - à préhnite-pistachite-chlorite ;
 - à chlorite-quartz-calcite.

COEUR : . l'augite, toujours en touffes rayonnantes, est mieux exprimée que dans la bordure ;
. les microlites de plagioclase ont des formes très effilées, à extrémités denticulées et bords latéraux contournés (forme en H très serré) ; maclés albite, ils montrent des inclusions de chlorite, ont un relief négatif par rapport au quartz ; ils sont formés d'albite, comme le prouve la mesure de leur angle d'extinction (quand elle est possible) ;
. en ce qui concerne les autres minéraux, les remarques relatives à la bordure sont intégralement valables (les filonnets de préhnite sont cependant plus fréquents).

T A B L E A U 15

FORMATION INTRUSIVE DE BOLAZEC		
	TEXTURE	PARAGENESE
"dolérite"	doléritique intersertale, parfois subophitique	plagioclase (An 0-An 35) -augite-chlorite-ilménite -(quartz-préhnite-pistachite-apatite)
dolérite albitique	doléritique intersertale	albite-augite-chlorite-ilménite-(quartz-préhnite-pistachite-apatite)
spilite à pyroxène	intersertale fine, parfois divergente, parfois subophitique	albite-augite-chlorite-(ilménite leucoxénisée-calcite-préhnite)
spilite sans pyroxène	intersertale	albite-chlorite-calcite-ilménite-(quartz-pistachite)

Remarques :

"DOLÉRITE" :

- . plagioclase altéré (séricite), et chargé d'inclusions de chlorite ;
- . teneur en An inférieure à 35 %, et le plus souvent inférieure à 30 % ;
- . augite subautomorphe, fréquemment altérée et craquelée (fissures envahies par de la chlorite) ;
- . chlorite :
 - en inclusions dans les plagioclases ;
 - en larges plages poecilitiques, entre les feldspaths ;

- . quartz rare, en amas xénomorphes ou en filonnets ;
- . préhnite en amygdales et en filonnets ;

DOLERITE ALBITIQUE : . mêmes remarques que pour la "dolérite", mais le plagioclase est de l'albite, souvent jouxtée par du sphène et de l'épidote ;

SPIILITE A PYROXENE : . microlites d'albite, maclés Ab, à tendance rayonnante, chargés d'inclusions de chlorite ;
. augite en petits grains trapus, comblant les interstices de la trame feldspathique ;
. chlorite : même habitus que dans les dolérites ;
. calcite, rare, associée à de la chlorite dans des filonnets ;

SPIILITE SANS PYRO-

XENE : . hormis l'absence de pyroxène, les caractères sont ceux du groupe précédent.

T A B L E A U 16

FORMATIONS ERUPTIVES D'IZELLA EN POULLAOUEN ET DE ROSPELLEM

Les formations éruptives d'Izella et de Rospellem (dont les analyses apparaissent sur le tableau 18) sont à rattacher, selon CONQUÉRÉ (1966) à la formation coblencienne de Bolazec.

FORMATION ERUPTIVE D'IZELLA EN POULLAQUEN		
	TEXTURE	PARAGENESE
dolérite albitique	mêmes caractéristiques que les dolérites albitiques de Bolazec	
<u>kersantite</u>	lamprophyrique : pâte micro grenue quartzo-feldspathique, riche en biotite (2 générations)	plagioclase-biotite-quartz-feldspath potassique-calcite-rutile (maclé sagénite)-apatite
microgranite	microgrenue porphyrique	albite-quartz-muscovite-opaques

Remarques :

- KERSANTITE : . 2 générations de biotite :
- l'une incluse dans le fond microcristallin ;
 - l'autre en phénocristaux, parfois chloritisés, avec des inclusions de sagénite ;
- . le plagioclase acide (albite-oligoclase) montre un coeur souvent séricitisé ;
- . le feldspath potassique, assez rare, est automorphe, et fréquemment associé à des micropegmatites ;

- MICROGRANITE : . le quartz se présente en phénocristaux subautomorphes, bordés d'une auréole de croissance, parfois corrodés, et en microcristaux très abondants ;
- . on rencontre aussi deux générations de muscovite :
- phénocristaux souvent déstabilisés ;
 - microcristaux très frais dans le fond de la roche ;
- . les phénocristaux d'albite sont souvent séricitisés.

FORMATION ERUPTIVE DE ROSPELLEM :

La kersantite de Rospellem a les mêmes caractéristiques que la kersantite d'Izella, si ce n'est que les lattes de plagioclase sont zonées de façon tout à fait continue, interdisant par là toute mesure.

T A B L E A U 17

FORMATION EFFUSIVE DINANTIENNE DE HUELGOAT-BRASPARTS
(tableaux 17A et 17B)

Cette formation s'est mise en place sur le poudingue de base du Dinantien, entre Huelgoat et Brasparts (fig. 12). On peut y distinguer des laves spilitiques (à pyroxène et sans pyroxène) et des brèches à éléments de kératophyre.

TABLEAU 17A - LAVES SPILITIQUES -

	TEXTURE	PARAGENESE
spilite à pyroxène	doléritique intersertale, parfois divergente, parfois subtrachytique	albite-augite-chlorite-sphène-calcite-opaques-quartz
spilite sans pyroxène	doléritique intersertale, souvent divergente, parfois plus grossière	albite-chlorite-sphène-quartz-pistachite

Remarques :

SPILITE A PYROXENE :

- plagioclase : microlites maclés Ab, montrant des inclusions de chlorite et, parfois, de sphène ; relief négatif par rapport au quartz (albite-rarement oligoclase acide) ;
- pyroxène : petits grains trapus en très grand nombre, associés aux microlites de plagioclase ;
- on note parfois quelques phénocristaux d'augite subautomorphes très corrodés, et de plagioclase (albite-oligoclase), ces deux minéraux étant alors souvent associés en nids disséminés dans le matériau spilitique ;
- amygdales (chlorite-quartz-calcite) et filonnets (chlorite) sont fréquents.

SPILITE SANS PYROXENE :

- les microlites de plagioclase sont souvent ultrafins et ménagent entre eux des interstices comblés par de la chlorite, du sphène et du quartz ; les mesures optiques, quand elles sont possibles, montrent que ce plagioclase est de l'albite ;
- la chlorite présente deux habitus :
 - . elle moule les lattes plagioclasiques ;
 - . elle se présente en grandes fibres rayonnantes à l'intérieur de vacuoles ;
- le sphène est ubiquiste ;
- le quartz, relativement abondant, apparaît en petits cristaux xénomorphes souvent groupés, et en filonnets ;
- on remarque enfin de nombreuses amygdalés, dont la périphérie est faite de calcédoine (quartzine) et le centre de chlorite et d'épidote.

TABLEAU 17B

- BRECHE A ELEMENTS DE KERATOPHYRE -

CIMENT : .hétérogène, constitué principalement d'une spilite sans pyroxène, extrêmement riche en sphérolites de calcédoine (quartzine), ces dernières pouvant parfois par endroits former la majeure partie de ce ciment ; la paragenèse la plus fréquente est la suivante : albite-chlorite-calcédoine (quartzine)-calcite-sphène-quartz-épidote (pistachite et clinzoïsite)-opaques (en mouchetures) ;

ELEMENTS : .texture intersertale très fine, parfois trachytique et le plus souvent amygdalaire ; les microlites d'albite fourchue sont englobés dans une matrice quartzo-chloriteuse, riche en sphène et en minéraux opaques ;

.les nombreuses amygdales sont constituées de quartzine, de chlorite et de calcite.

I.2.4.3. Caractères chimiques

La lecture des 25 analyses chimiques rassemblées dans le tableau 18 montre que :

- les laves en coussins du Moulin Quelen (analyses 46 à 51) ont des compositions presque basaltiques ; les pertes au feu très importantes les rapprochent cependant plus de spilites ;
- en ce qui concerne la formation intrusive de Bolazec (analyses 52 à 56), les compositions sont celles de spilites banales, relativement riches pourtant en TiO_2 (1,86 à 3,53 %) ;
- la formation effusive dinantienne (analyses 62 à 65) de Huelgoat-Brasparts se distingue de la formation coblencienne essentiellement par des teneurs moyennes en CaO plus faibles (6-7 % au lieu de 8-9 %)

TAB. 18 : ANALYSES CHIMIQUES DES VOLCANITES DU BASSIN DE CHATEAULIN

TABL. 18 A 2 : SERIE DU MOULIN QUELEN EN LONUEC

N° Analyse Oxyde	46 _a	47 _b	48 _c	49 _m	50 _b	51 _c
SiO ₂	49,75	48,30	50,64	51,10	42,78	49,30
Al ₂ O ₃	12,64	12,50	12,22	14,56	11,68	13,01
Fe ₂ O ₃ (fer total)	11,46	12,38	10,03	17,70	13,10	12,19
MnO	0,20	0,24	0,19	0,18	0,30	0,21
MgO	5,61	7,06	4,48	11,95	8,55	8,28
CaO	10,90	10,31	14,94	14,15	14,15	10,10
Na ₂ O	3,91	2,84	1,83	0,05	1,71	2,70
K ₂ O	0,15	0,29	< 0,1	< 0,1	0,16	0,10
TiO ₂	1,86	2,30	1,72	0,82	2,03	2,05
P ₂ O ₅	0,19	0,20	0,18	< 0,1	0,21	0,21
Perte à 110° C	0,28	0,41	0,17	0,39	0,27	0,02
Perte à 1000° C	3,01	3,04	3,47	11,11	4,52	2,85
Total	99,96	99,98	99,87	102,03	99,47	99,10
FeO ² /MgO	1,64	1,28	2,01	1,33	1,38	1,73

A 2 : SERIE SPILITIQUE DE BOLAZEC

N° Analyse	52	53	54	55	56
SiO ₂	56,35	48,22	45,98	46,13	41,45
Al ₂ O ₃	12,34	14,68	11,63	14,80	13,74
Fe ₂ O ₃ (fer total)	13,15	10,62	15,99	11,56	13,41
MnO	0,14	0,21	0,20	0,22	0,90
MgO	5,15	6,55	7,10	8,35	5,87
CaO	0,79	8,09	9,47	9,15	9,16
Na ₂ O	3,77	3,80	2,93	3,67	4,25
K ₂ O	< 0,1	1,34	0,35	0,20	0,57
TiO ₂	1,99	2,18	2,50	1,86	3,53
P ₂ O ₅	0,41	0,39	0,15	0,20	0,58
Perte à 110° C	1,25	0,22	0,36	0,22	0,08
Perte à 1000° C	4,57	2,87	2,62	3,79	6,72
Total	99,90	99,17	99,25	100,15	100,27
FeO ² /MgO	2,30	1,46	2,03	1,24	2,06

TABL. 18 A 3 : SERIES ERUPTIVES D'IZELLA EN POUILLAUEN ET DE ROSPELLEN

N° Anal. Oxyde	57	58	59	60	61
SiO ₂	71,80	46,43	57,64	45,24	53,48
Al ₂ O ₃	15,40	14,54	15,31	14,54	14,94
Fe ₂ O ₃ (fer total)	2,04	9,94	5,94	12,09	6,49
MnO	0,08	0,18	0,09	0,37	0,09
MgO	0,5	9,12	5,22	10,66	7,50
CaO	0,40	11,26	4,32	3,24	6,39
Na ₂ O	3,14	2,77	3,64	3,58	2,77
K ₂ O	2,90	0,29	1,76	0,46	2,29
TiO ₂	0,33	1,72	0,96	2,07	0,98
P ₂ O ₅	0,13	0,20	0,21	0,26	0,42
Perte à 110° C	0,21	0,10	0,16	0,38	0,12
Perte à 1000° C	2,39	3,51	5,14	7,01	4,45
Total	100,12	100,06	100,39	99,90	99,93
FeO ² /MgO	3,69	0,98	1,02	1,02	0,78

A 4 : SERIE SPILITIQUE DE HUELGOAT-BRASPARTS ET DIVERS

N° Anal. Oxyde	62	63	64	65	66	67 _a	68	69	70
SiO ₂	45,28	46,54	48,10	41,88	65,66	60,26	71,23	72,90	69,45
Al ₂ O ₃	13,63	12,86	14,18	15,21	13,40	13,76	12,96	15,07	14,31
Fe ₂ O ₃	19,80	13,76	12,64	13,83	4,78	8,15	6,08	0,75	5,02
MnO	0,23	0,19	0,06	0,17	< 0,05	0,10	< 0,05	< 0,05	< 0,05
MgO	6,49	6,03	6,54	6,87	2,22	4,00	3,10	< 0,1	0,85
CaO	6,70	9,57	5,43	6,21	3,10	4,20	< 0,1	< 0,1	0,45
Na ₂ O	3,36	3,16	4,01	4,30	5,78	2,87	0,03	3,74	4,20
K ₂ O	0,37	0,36	0,36	< 0,1	0,17	1,27	2,64	4,05	3,32
TiO ₂	3,85	3,70	3,18	3,37	1,97	2,04	0,32	< 0,1	0,57
P ₂ O ₅	0,40	0,36	0,35	0,31	0,45	0,21	< 0,1	< 0,1	0,18
Perte à 110° C	0,42	0,02	0,41	0,30	0,02	0,26	0,14	0,33	0,21
Perte à 1000° C	3,61	0,97	3,73	8,02	2,18	3,36	4,37	2,35	2,08
Total	100,14	99,52	99,09	100,47	99,7	100,28	100,9	99,2	98,90
FeO ² /MgO	3,19	2,05	1,74	1,81	1,83	1,83	1,76	N.D.	5,32

TABL. 18 B ELEMENTS TRACES EN PPM

N° Analyse Elément	47 _b	48 _c	50 _b	51 _c	52	54	55	56	57	58	60	62	63	64	65	66
Rb	10	2	5	5	21	6	< 1	4	116	8	11	13	12	3	< 1	< 1
Sr	77	41	124	154	402	161	188	222	157	341	141	383	318	82	273	186
V	455	250	429	342	299	625	308	421	23	298	333	403	382	303	388	122
Cr	297	233	258	246	100	< 10	273	< 10	22	360	234	130	104	256	142	35
Co	60	51	49	50	43	62	45	43	44	48	41	57	58	39	58	26
Ni	125	116	114	114	72	54	125	18	< 10	61	93	94	85	94	91	< 10
Ti	13 800	10 320	12 180	12 300	13 080	15 000	11 160	21 180	1980	10 320	12 420	23 100	22 200	19 080	20 220	11 820
Zr	146	110	130	126	193	83	107	283	125	107	146	273	265	206	216	328
Y	55	43	29	51	44	46	41	58	19	28	45	52	32	47	43	75

TABL. 18 - C - NATURE ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS ANALYSES -

Pour la localisation exacte des échantillons,
on se référera à la carte ci-jointe.

n° lab. n° anal.

Série du MOULIN QUELEN en LOHUEC

2487	46m	:	MATRICE] LAVE EN COUSSIN] CARRIERE DU MOULIN QUELEN
2488	47b	:	BORDURE		
2489	48c	:	COEUR		
2490	49m	:	MATRICE] LAVE EN COUSSIN	
2491	50b	:	BORDURE		
2492	51c	:	COEUR		

Série spilitique de BOLAZEC

2482	52	:	DIABASE SANS PYROXENE, TRES ALTEREE.....	MOULIN DE CREAC'H-NIVER
2483	53	:	DOLERITE ALBITISEE.....	KEREAN en QUENEGUEN
2484	54	:	DOLERITE.....	BOLAZEC (D. 114, entre BOLAZEC et KERVEGUEN)
2485	55	:	SPILITE A PYROXENE.....	LE GUILLY
2486	56	:	SPILITE SANS PYROXENE.....	COTE 126 (MOULIN DES PRES)

Séries éruptives d'IZELLA EN POULLAOUEN et de ROSPELLEM

2493	57	:	MICROGRANITE.....] SERIES D'IZELLA EN POULLAOUEN (entre IZELLA et QUENEGUEN)	
2494	58	:	DOLERITE.....		
2495	59	:	KERSANTITE.....		
2496	60	:	SPILITE SANS PYROXENE.....] SERIES DE ROSPELLEM (MOULIN DE ROSPELLEM)
2497	61	:	LAMPROPHYRE.....		

Séries spilitiques de HUELGOAT-BRASPARTS et divers

2498	62	:	SPILITE A PYROXENE.....	CARRIERE DE KERROC'H
2499	63	:	SPILITE A PYROXENE.....	CARRIERE DE KERROC'H
2500	64	:	SPILITE SANS PYROXENE.....	GUILLEC-VIHAN LANGOLE
2501	65	:	SPILITE SANS PYROXENE.....	GUILLEC-VIHAN LANGOLE
2502	66	:	ELEMENTS DE LA BRECHE A ELEMENTS DE KERATO-PHYRES.....] LE GUERRIAU
2506	67m	:	MATRICE DE LA BRECHE A ELEMENTS DE KERATO-PHYRES.....	
2504	69	:	MICROGRANITE.....	PONT-KERHOADEN
2505	70	:	RHYDACITE A GRENAT.....	CARRIERE DE KERLIOU-BRAS (ou VRAZ)
2503	68	:	CINERITE.....	GUILLEC-VIHAN

et surtout par des teneurs en TiO_2 encore plus fortes (toujours supérieures à 3 %) dans les spilites ; la perte au feu, toujours importante est un des caractères communs à ces deux ensembles spilitiques. Si l'on compare enfin l'analyse des éléments de la brèche kéraatophyrique (analyse 66) avec les moyennes avancées par Cl. BOYER (1974), on remarque des teneurs en MgO fortes, un pourcentage en K_2O relativement faible et un fort pourcentage en TiO_2 ; ces précisions n'affectent cependant pas le caractère kéraatophyrique de cette formation, qui apparaît à la lecture des teneurs en SiO_2 et en $Na_2O + K_2O$.

En conclusion, les problèmes qui se posent à ce niveau, outre le cadre géotectonique de ce volcanisme, concernent :

- 1) - le cogénéisme éventuel des formations intrusive coblencienne et effusive dinantienne d'une part, des kéraatophyres et des spilites dinantiennes d'autre part ;
- 2) - les relations exactes du volcanisme à pillow-lavas du Moulin Quelen, avec ce que l'on connaît par ailleurs du volcanisme dévono-carbonifère de cette région. (D'un point de vue génétique, on remarquera qu'aucun indice de recristallisations métamorphiques n'a pu être mis en évidence dans l'ensemble de ce volcanisme dévono-dinantien. C'est donc un argument en faveur de son origine primaire ou subprimaire.).

On peut enfin noter que les termes acides (kéraatophyres) sont quantitativement peu abondants par rapport aux termes basiques ; ceci semble d'ailleurs être une règle générale pour les quatre grandes séries spilitiques armoricaines étudiées.

Deuxième Partie

ETUDE GEOCHIMIQUE

A - PRESENTATION DE LA METHODE

II.1. Introduction

L'indispensable acquisition de données analytiques ne peut être une fin en soi ; elle ne représente que le premier stade à partir duquel l'interprétation géologique devient possible. Le principe de cette dernière repose dans le cas présent sur un triple postulat : le volcanisme "ancien" ne se distingue pas, dans son caractère et ses manifestations, du volcanisme "actuel" (1er postulat) ; les méthodes appliquées à l'étude du volcanisme actuel doivent donc pouvoir être utilisées intégralement dans l'étude du volcanisme plus ancien. Par conséquent, - en admettant que la tectonique globale a fonctionné depuis le début du Primaire au moins (2ème postulat) - il doit être possible, une fois connues les caractéristiques pétrographiques et géochimiques d'un volcanisme "ancien", de remonter à son mode de genèse et à son site tectonique d'émission, en un mot de retrouver son cadre géotectonique.

D'un point de vue pratique, deux modes d'approche du problème pouvaient être envisagés dès le seuil de cette étude : la première, immédiatement comparative, consiste à mettre en évidence dans un même document (diagramme, tableau, schéma...) les données géochimiques concernant l'ensemble des séries étudiées (d'où l'apparition de diagrammes synthétiques, qui ont l'avantage essentiel de permettre la comparaison des caractères des diverses séries). Le risque de confusion apportée par une telle méthode m'a fait opter pour une seconde approche, plus classique : je présenterai chaque série l'une après l'autre, en essayant, dans un souci logique, d'y appliquer les mêmes critères d'étude, me réservant la possibilité, en guise de conclusion partielle, de confronter - dans un même diagramme par exemple - l'ensemble des résultats obtenus.

Cette étude sera précédée d'une présentation rapide des méthodes

analytiques employées, ainsi que d'une revue sommaire de l'ensemble des diagrammes géochimiques utilisés.

Je voudrais d'autre part insister sur le fait que les diagrammes géochimiques présentés ne sont qu'un moyen d'étude ; les conclusions qu'on pourra tirer de leur interprétation n'auront donc qu'une valeur d'argument en faveur des hypothèses avancées.

On pourra enfin constater que la majorité, pour ne pas dire la totalité des diagrammes envisagés a été créée pour l'étude des roches d'affinité basaltique. Le 3ème postulat adopté, suivant lequel ces diagrammes sont intégralement valables pour les spilites, peut cependant appeler des réserves d'un point de vue théorique, en particulier en ce qui concerne les diagrammes où sont impliqués le sodium, et plus généralement les alcalins mais à l'heure actuelle, nous ne disposons pas d'autre approche possible : l'étude systématique des spilites replacées dans leur cadre géotectonique reste encore à faire.

II.2. Méthodes analytiques

La géochimie dispose de nombreuses méthodes analytiques, au premier rang desquelles il convient de citer, pour cette étude, la fluorescence X, l'absorption atomique et la spectrométrie de masse par dilution isotopique.

Ce n'est pas le lieu de rappeler ici en détail les principes de ces différentes méthodes auxquelles j'ai pu m'initier durant la préparation de ce mémoire.

L'essentiel à mes yeux est plutôt d'en souligner la précision.

II.2.1. Fluorescence X

Cette première méthode a permis de doser les éléments majeurs

(les oxydes SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (représentant le fer total)), MnO , MgO , CaO , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 et H_2O à 110°C et perte à 1000°C) et certains éléments-traces (Rb , Sr , les éléments de transition V , Cr , Co , Ni et les éléments réputés immobiles Y et Zr).

La précision de ces mesures analytiques apparaît dans le tableau 19, où j'ai figuré les valeurs de ces différents éléments dans certains étalons internationaux et les valeurs obtenues au Laboratoire de Géochimie du CAESS.

II.2.2. Absorption atomique

Cette méthode est utilisée en routine pour la mesure du Na_2O , et, dans le cas de teneurs très faibles ($<0,1\% = 1000\text{ ppm}$), pour celle d'un autre alcalin, le potassium (cas de Saint-Georges sur Loire en particulier).

II.2.3. Spectrométrie de masse

La mesure des constitutions isotopiques du Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) n'est possible que par cette dernière méthode.

Principe :-la solution de Rb ou de Sr à analyser est déposée sur un filament de tartale oxydé ; le faisceau ionique est accéléré par un champ électrique, créé par des plaques à potentiel décroissant, puis dévié par un champ magnétique. Le signal reçu est amplifié (photomultiplicateur ou cage de Faraday) avant d'être mesuré par un voltmètre digital. Les calculs sont effectués par un ordinateur programmable "on-line".

-les valeurs obtenues sur le sel de strontium étalon NBS 987 sont les suivantes :

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	69,95	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	4,33	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
Rb	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	—

Tableau N° 19 : Standards internationaux :

- VR = Valeurs recommandées
- VL = Valeurs obtenues par fluorescence X au laboratoire de géochimie du C.A.E.S.S.

(valeur certifiée : 0,71014)

0,71019

0,71013

0,71045

0,71020

0,71012

0,71022

0,70986

0,71007

moyenne : 0,71016

écart-type : 0,00016

erreur probable : 0,00006

II.3. Présentation des diagrammes utilisés

On peut distinguer deux grands types de diagrammes :

- les diagrammes "classiques", basés surtout sur la distribution des éléments majeurs ; on peut y mettre en évidence des tendances géochimiques évolutives, et séparer différentes séries de roches ignées ;
- les diagrammes "géotectoniques", sur lesquels apparaissent des champs correspondant aux différents cadres géodynamiques du volcanisme.

II.3.1. Diagrammes "classiques"

II.3.1.1. Rappel sur la classification des roches basaltiques

Le tétraèdre de YODER et TILLEY (1962)-construit à partir des composants normatifs suivants : plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène, olivine, néphéline et quartz- permet de figurer, selon WILKINSON (1967), cinq groupes de basaltes :

- (1) tholéite (sursaturée) : quartz normatif et hypersthène ;
- (2) tholéite (saturée) : hypersthène normatif ;
- (3) tholéite à olivine (sous-saturée) : hypersthène normatif et olivine ;
- (4) basalte à olivine : olivine normative
- (5) basalte alcalin : olivine normative et néphéline.

Les trois premiers groupes correspondent aux séries tholéitiques au sens large, les deux dernières aux séries alcalines. En fait, il est courant aujourd'hui de distinguer trois grandes séries de roches ignées :

- la série alcaline ;
- la série calco-alcaline ;
- la série tholéitique ,

Les deux dernières pouvant se rattacher à la série calco-alcaline au sens large (FONTEILLES, M. 1967). Différents diagrammes "classiques" permettent de séparer ces trois grandes séries :

II.3.1.2. Diagrammes permettant de séparer les séries alcalines des séries non-alcalines (s.l.) :

- L'indice de PEACOCK (1931) pour une série est donné par l'abscisse du point correspondant à l'intersection de la courbe $\text{CaO} = f(\text{SiO}_2)$ d'une part, avec la courbe $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = f(\text{SiO}_2)$ d'autre part

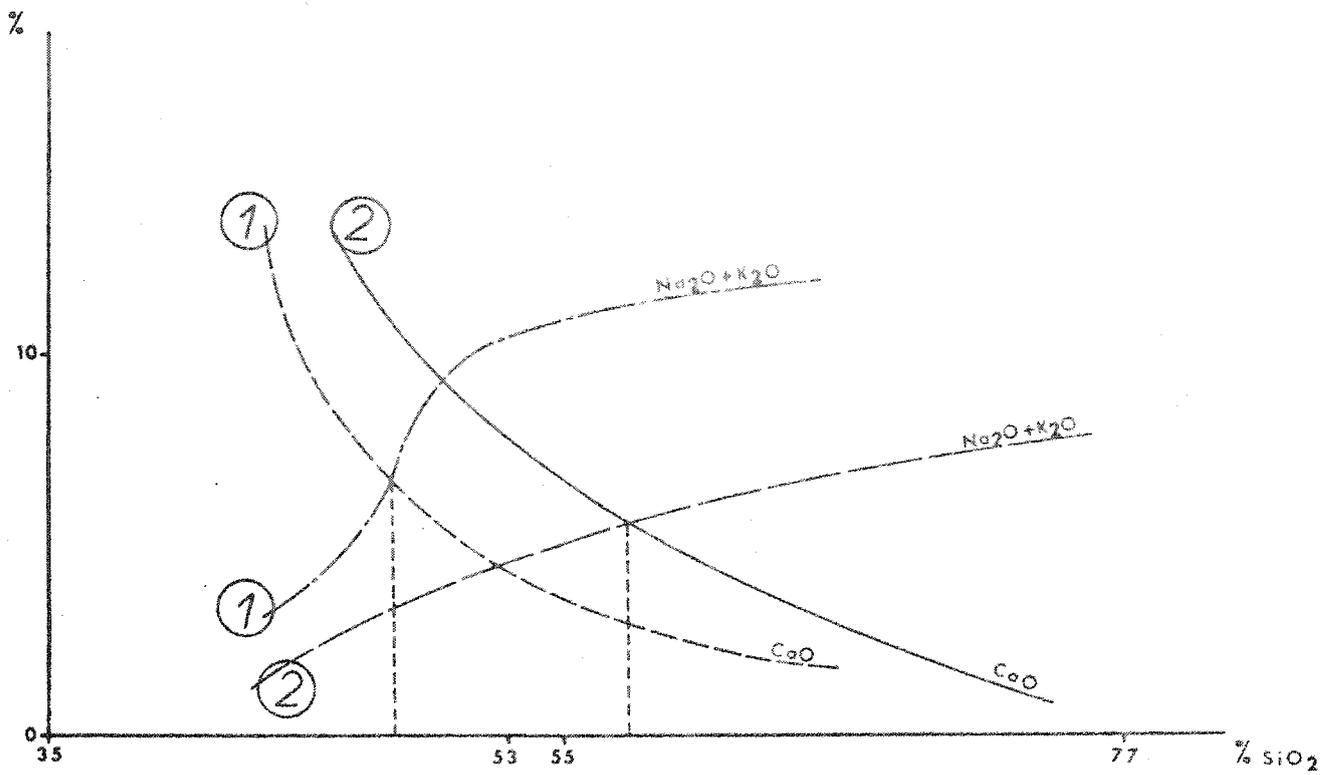


Fig.13: Indice de Peacock (1931)

d'après FONTEILLES, M. (1967)

① série alcaline

② série calco-alcaline (s.l.)

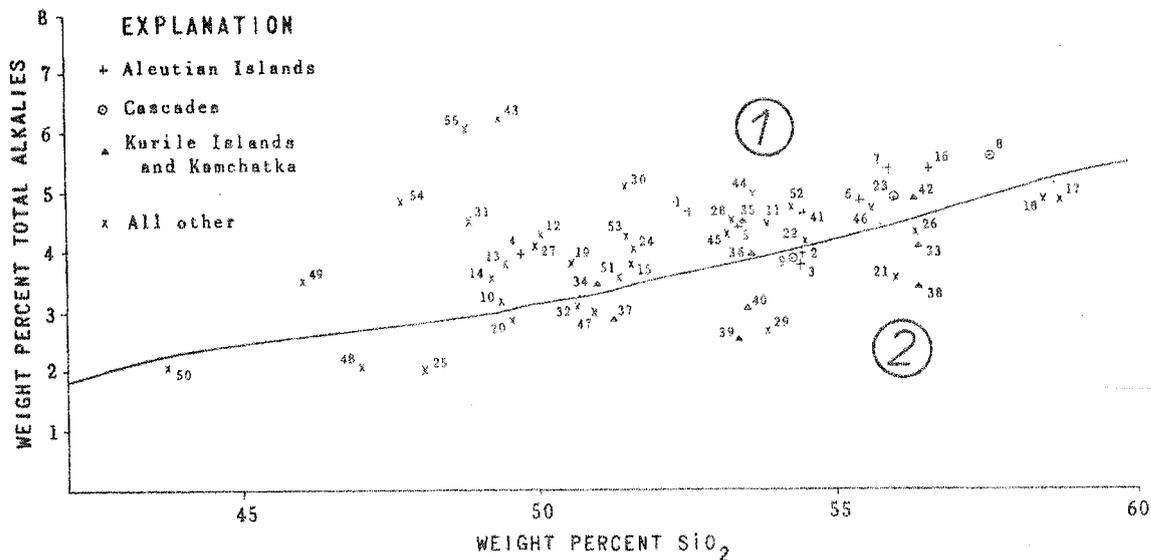


Fig.14: Diagramme de Kuno (1959)

d'après Coats (1968)

① basaltes alcalins

② basaltes tholéitiques

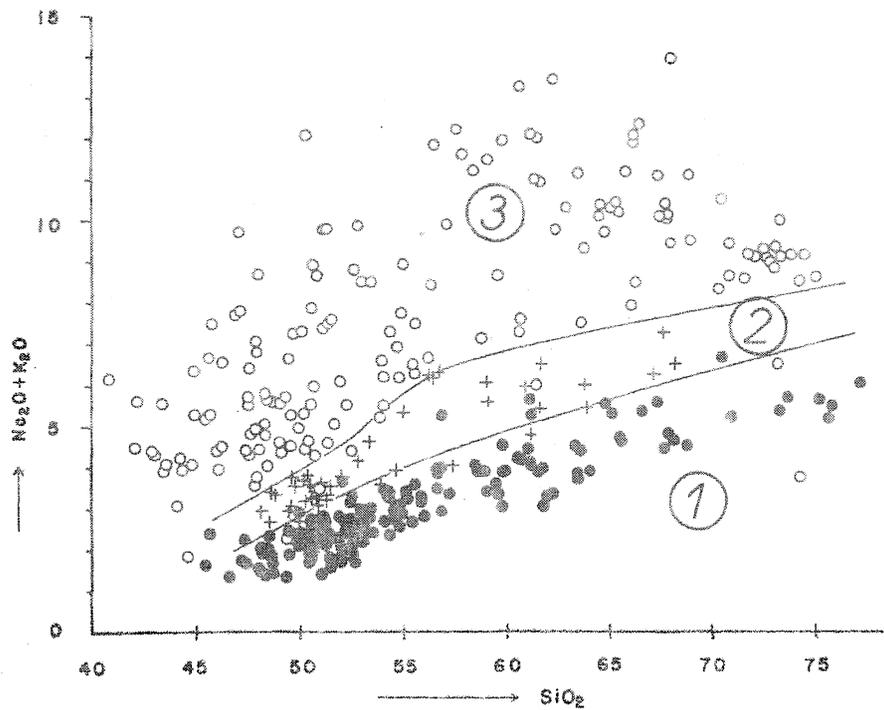


Fig. 15: Diagramme de Kuno (1960)

- ①: tholéites
- ②: "high-alumina basalts"
- ③: basaltes alcalins à olivine

(fig. 13). Les séries alcalines montrent une décroissance du CaO et une croissance des alcalins plus rapides que celles des séries calco-alcalines (s.l.) ; l'indice de PEACOCK sera par conséquent plus faible dans les premières (inférieure à 53) que dans les secondes (supérieure à 55).

- Les diagrammes de KUNO (1959 - 1960) :

. En 1959, KUNO distingue, à l'aide du diagramme alcalins - silice (fig. 14) deux séries basaltiques principales (COATS, R.R. 1968) :

- la série alcaline ;
- la série tholéitique (s.l.).

. En 1960, ce même auteur introduit une distinction supplémentaire : les "high-alumina basalts" (basaltes hyperalumineux, qui correspondent aux basaltes de la série calco-alcaline situés dans des zones orogéniques) (fig. 15 et 16). Ce type de diagrammes permet donc de séparer trois groupes basaltiques :

- les tholéites ;
- les "high-alumina basalts" ;
- les basaltes alcalins à olivine.

Il faut noter que l'importance relative de Na_2O dans les spilites rend délicate l'utilisation de diagrammes où interviennent des alcalins ; en effet, les compositions spilitiques s'y trouvent presque inmanquablement dans le domaine des basaltes alcalins à olivine.

II.3.1.3. Diagrammes permettant de séparer les séries calco-alcalines (s.s.) des séries tholéitiques.

(On a donc éliminé à ce stade les séries alcalines, qui ne seront plus prises en considération).

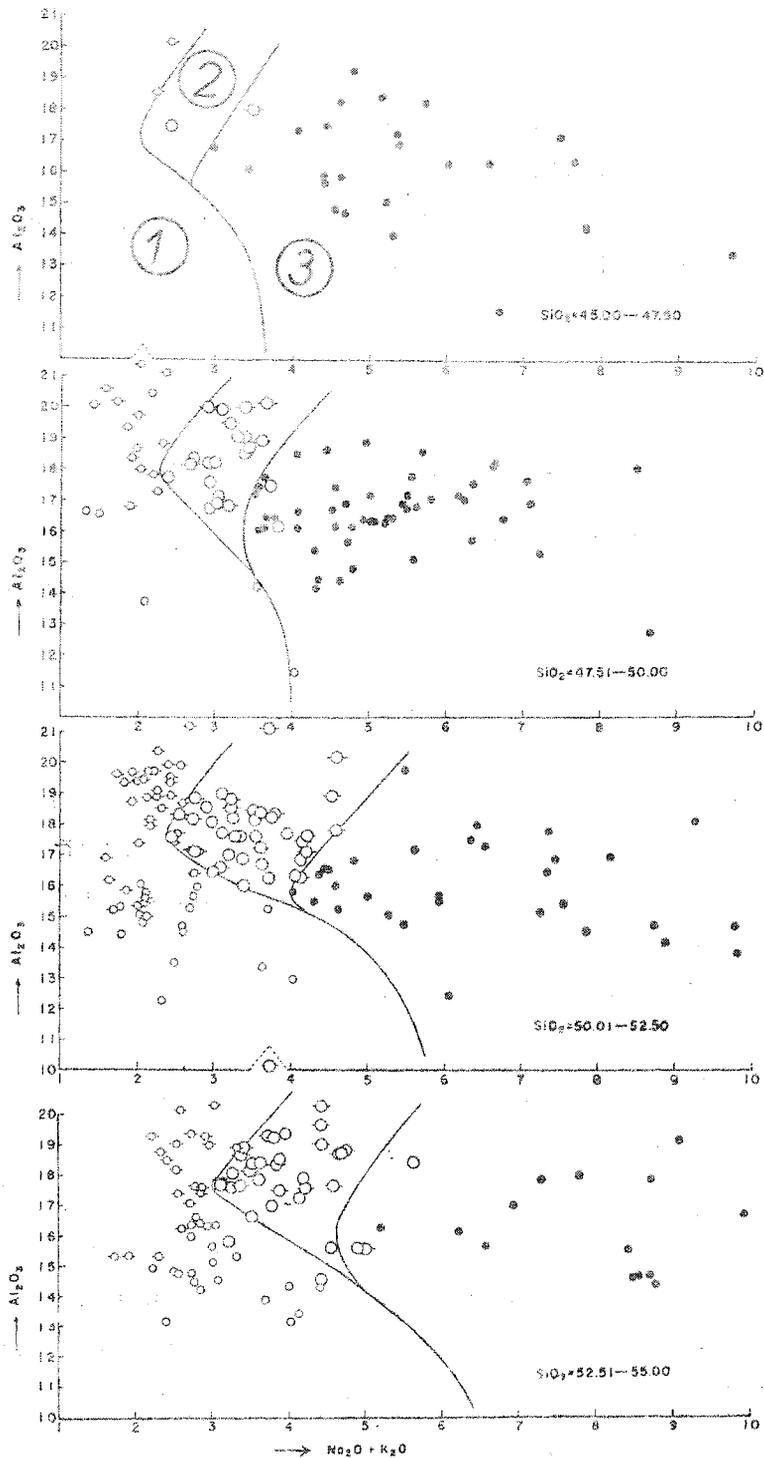


Fig. 16: Diagrammes de Kuno (1960)
 (même légende
 que pour la figure 15)

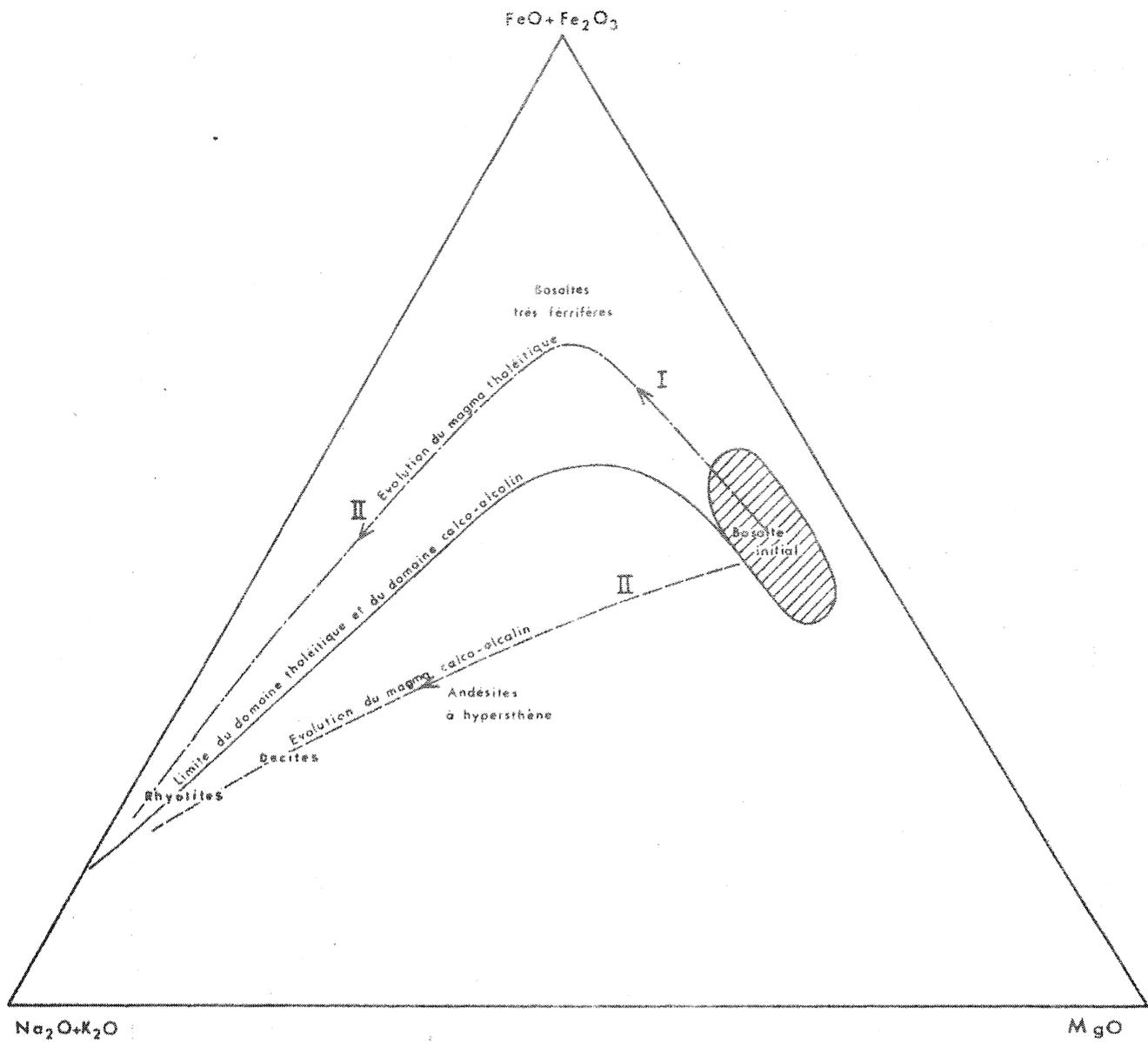


Fig. 17: Triangle AFM

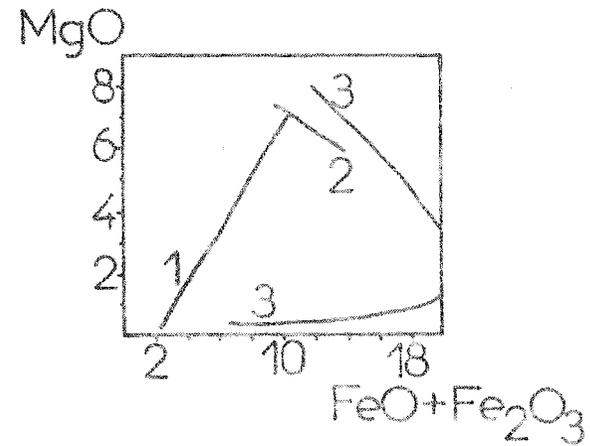
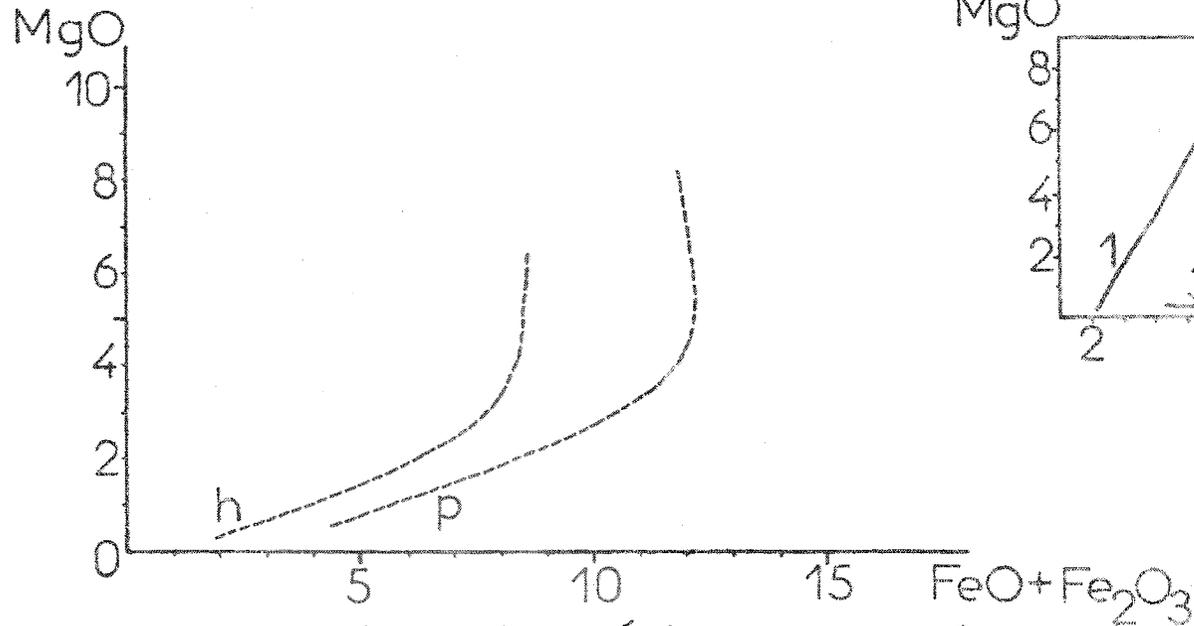
d'après FONTEILLES (1967)

I: "Fenner Trend"

II: "Bowen Trend"

Fig18:DIAGRAMME DE TILLEY et MUIR (1967)

repris par JAKES et GILL (1970)



h: hypersthenic series = séries calco-alcalines

p: pigeonitic series = séries tholéitiques

1: Cascades (séries calco-alcalines)

2: Mid-ocean tholeiites

3: Skaergaard

- le triangle AFM (fig. 17) :

les trois sommets de ce triangle correspondent respectivement :

- pour le pôle A (alcalins), à $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$;
- pour le pôle F (fer), à $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$;
- pour le pôle M (magnésium), à MgO .

Selon MIYASHIRO (1974), "les séries tholéitiques typiques montrent une ligne évolutive à peu près parallèle au côté $\text{FeO} - \text{MgO}$ dans les stades précoce et intermédiaire de la cristallisation fractionnée, alors que les séries calco-alcalines typiques montrent une ligne à peu près normale à ce côté".

- le diagramme de TILLEY et MUIR (1967), repris par JAKES et GILL (1970) (fig. 18) :

abscisse : $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (en poids d'oxyde)
ordonnée : MgO

Ce diagramme sépare assez bien les séries calco-alcalines des séries tholéitiques ; les anciennes appellations de séries "pigeonitiques" et "hypersthéniques" reposent sur des critères minéralogiques, caractéristiques de chaque série (FONTEILLES, M. 1967) : "pigeonite et augite subcalciqne apparaissent dans la série tholéitique ; hypersthène accompagné d'augite normale dans la série calco-alcaline (s.s.) uniquement".

- les diagrammes de KUNO (1968) :

Le "solidification index" (S.I. = $100 \text{MgO} / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) défini par KUNO (1968) - égal d'ailleurs au pourcentage de MgO dans le triangle AFM (voir plus haut) - "décroit proportionnellement à la quanti-

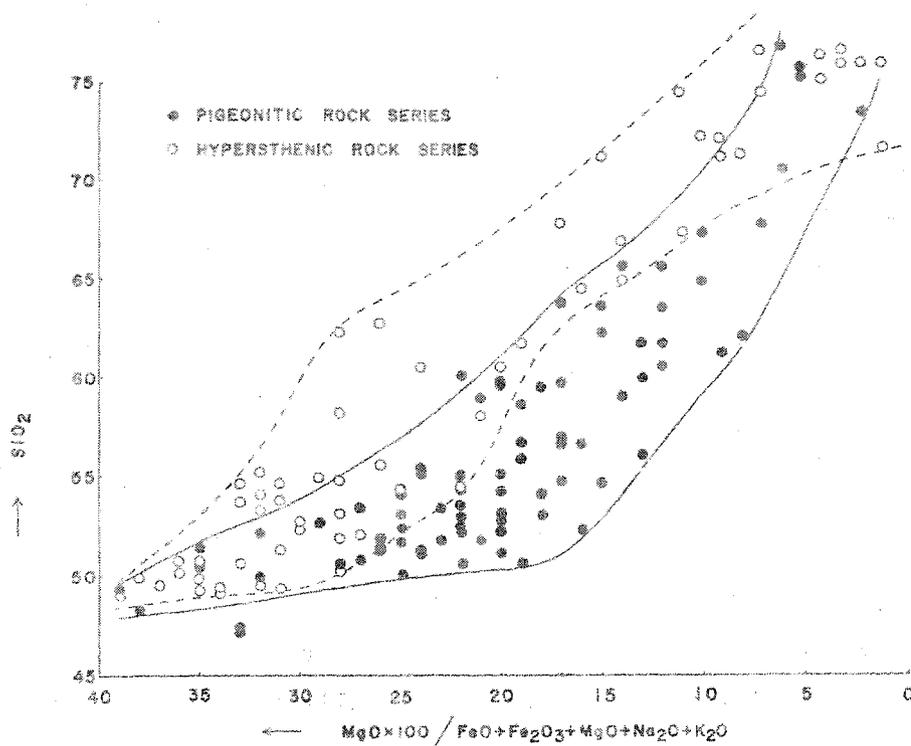


Fig.19: Diagramme de Kuno (1968)
 $\text{SiO}_2 = f(\text{S.I.})$

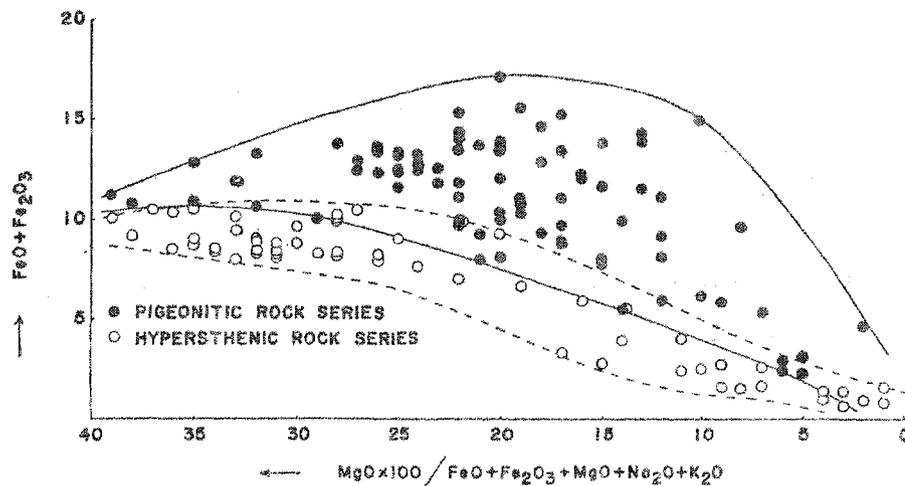


Fig.20: Diagramme de Kuno (1968)
 $\text{Fer total} = f(\text{S.I.})$

Fig.21:DIAGRAMME DE GREEN (1973)

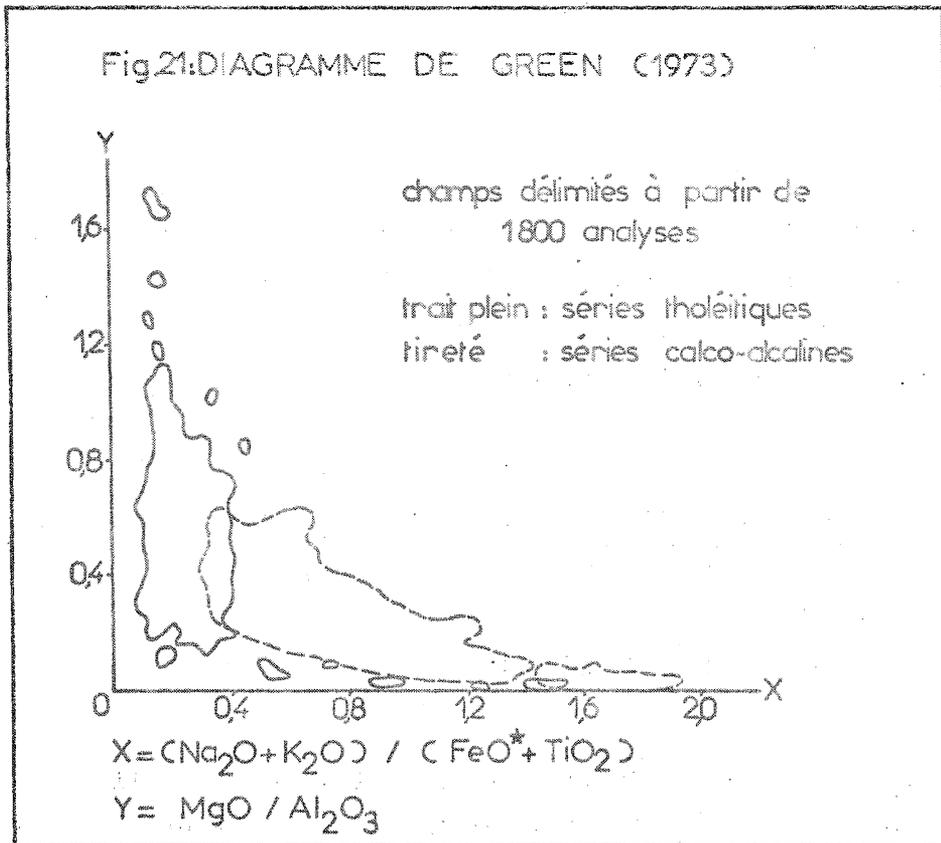
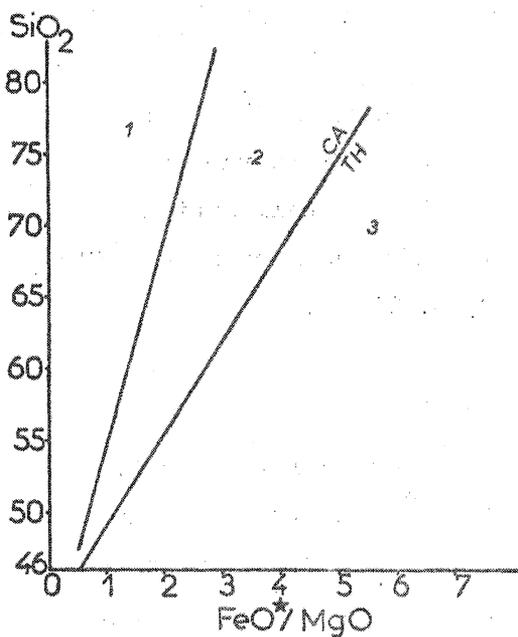
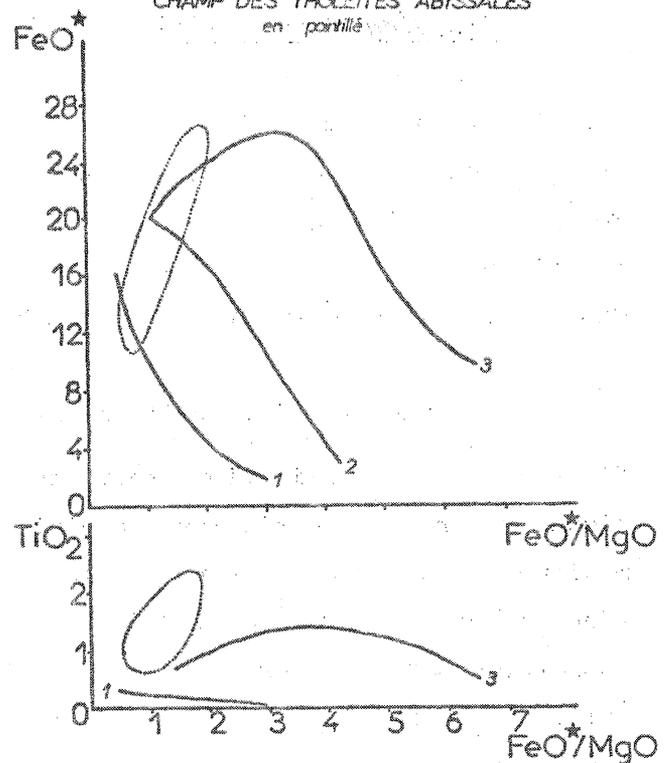


Fig. 22: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO (1975) (base anhydre)

CHAMP DES THOLEITES ABYSSALES
en pointillé



- 1. SERIE CALCO-ALKALINE
- 2. SERIE CALCO-ALKALINE INTERMEDIAIRE
- 3. SERIE THOLEITIQUE



té de liquide résiduel" (id.). On remarquera sur ces diagrammes (fig. 19 et 20) que l'enrichissement en fer ("Fenner trend"), caractéristique des séries tholéitiques dans les stades intermédiaires de leur évolution (cf. triangle AFM) se retrouve de nouveau ici.

- le diagramme de GREEN (1973); (fig. 21)

Paramètres : MgO/Al_2O_3
 $(Na_2O + K_2O) / (FeO^* + TiO_2)$

Il permet une bonne discrimination entre séries calco-alcalines et séries tholéitiques ; mais le même problème qu'un plus haut se repose, du fait de la présence des alcalins dans l'une des coordonnées ; ce diagramme a été repris, dans une optique géotectonique, par SUBBARAO et al. (1976).

- les diagrammes de MIYASHIRO (1975) : (fig. 22)

Ils permettent de matérialiser les variations de SiO_2 , FeO^* et TiO_2 en fonction d'un index de différenciation, qui est ici le rapport FeO^*/MgO ; en effet, "le stade atteint lors de la cristallisation fractionnée peut être déterminé par l'accroissement du rapport FeO^*/MgO dans le magma ($FeO^* = \text{fer total}$)" (MIYASHIRO, A. 1975).

Un caractère distinctif important à noter à ce niveau :

"Lors de la cristallisation fractionnée, les séries tholéitiques typiques montrent un enrichissement initial en FeO^* et TiO_2 , avec un maximum, tandis que les séries calco-alcalines montrent une décroissance monotone de FeO^* et TiO_2 " (id.) ; d'autre part, dans les séries tholéitiques, "la teneur en SiO_2 croît légèrement au cours de la cristallisation fractionnée alors que les magmas des séries calco-alcalines montrent une croissance plus rapide de SiO_2 " (id.). Il faut

Fig.23: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO et SHIDO (1975)

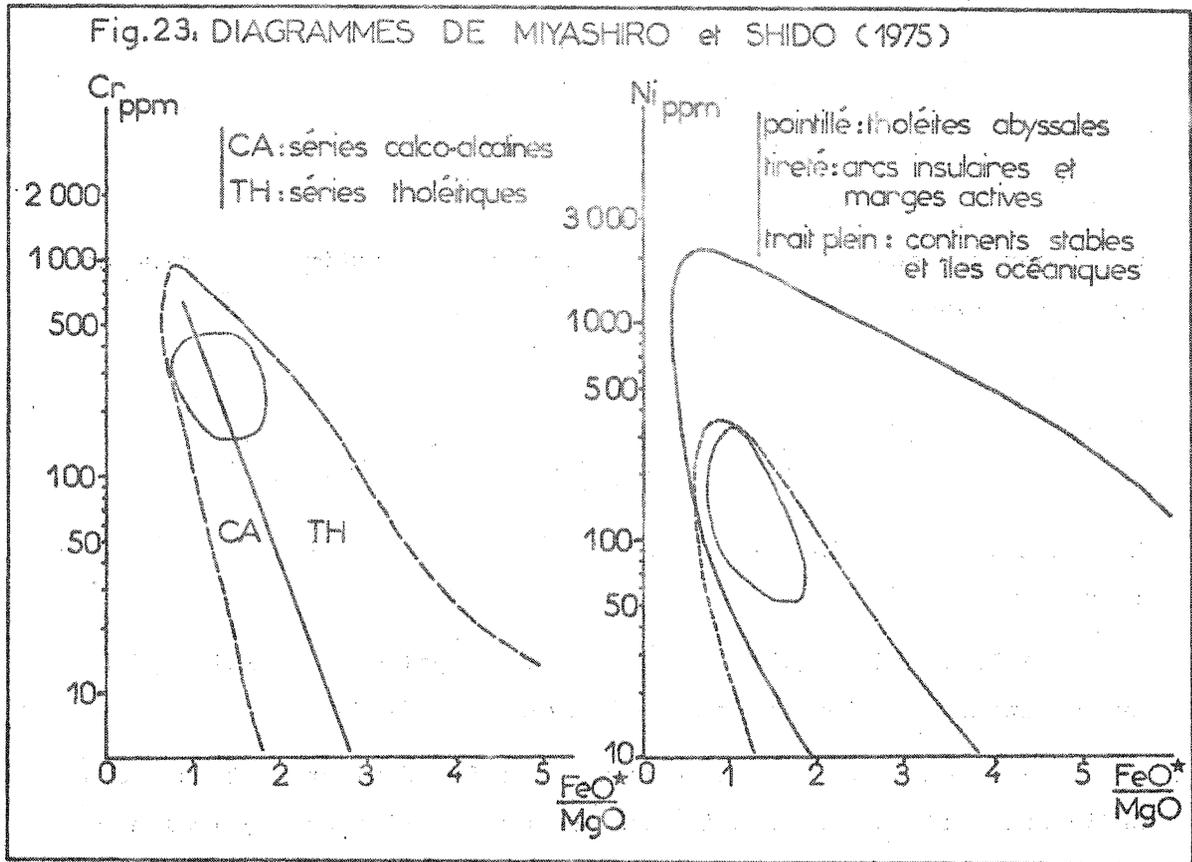
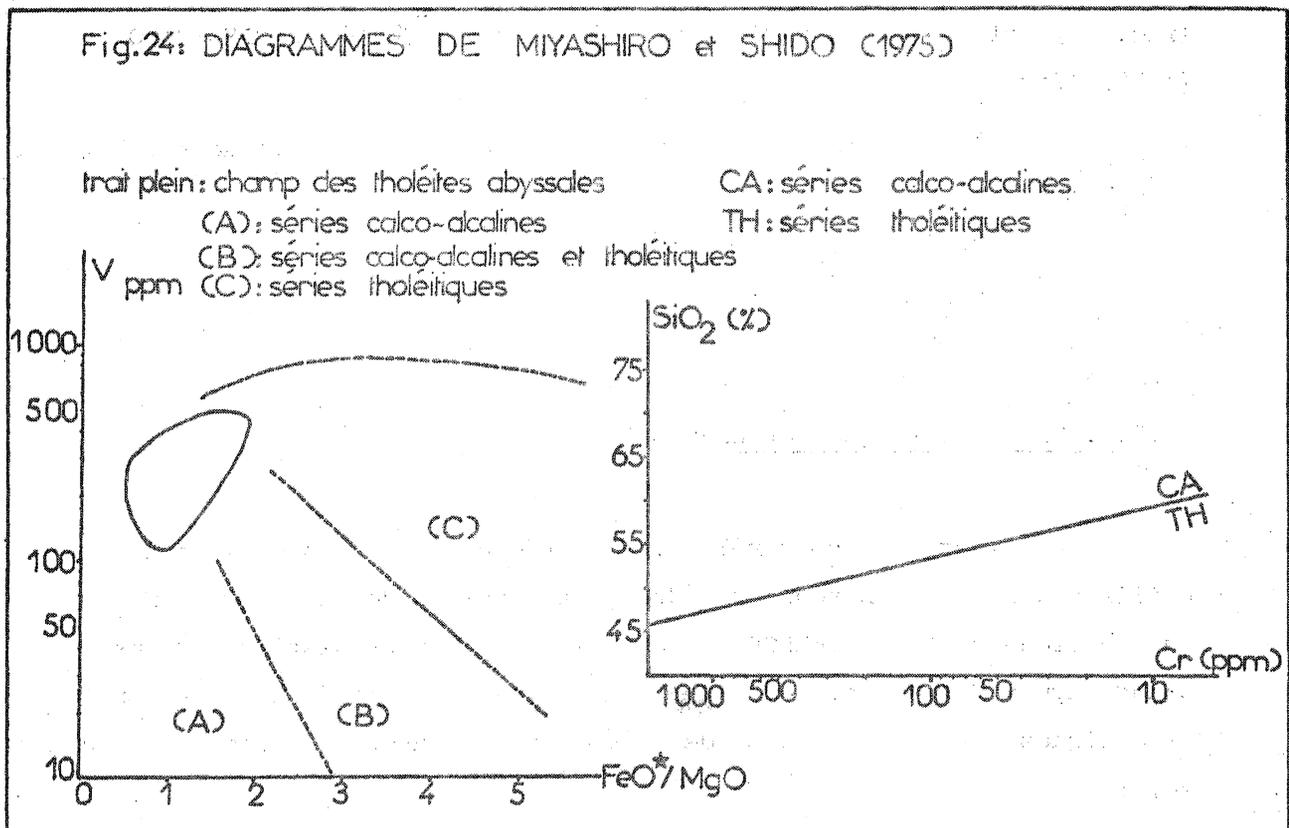


Fig.24: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO et SHIDO (1975)



remarquer que ces diagrammes sont construits à partir d'une base anhydre (analyses recalculées sans perte au feu).

- les diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO (1975) : (fig. 23 et 24)

Les paramètres utilisés sont les éléments de transition Cr, Ni, V, et le rapport FeO^*/MgO :

+ le vanadium (V) a un comportement analogue à celui du fer et du titane dans les diagrammes de MIYASHIRO (1975) ;

+ le chrome (Cr), par contre, décroît régulièrement au cours de la cristallisation fractionnée, dans les séries calco-alkalines comme dans les séries tholéitiques, c'est-à-dire au fur et à mesure que croît le rapport FeO^*/MgO ; il est cependant possible de séparer, sur le diagramme $\text{Cr} = f(\text{FeO}^*/\text{MgO})$ (fig. 23), le champ des séries tholéitiques de celui des séries calco-alkalines ; le diagramme $\text{SiO}_2 = f(\text{Cr})$ (fig. 24) est analogue au diagramme $\text{SiO}_2 = f(\text{FeO}^*/\text{MgO})$ de MIYASHIRO (1975) (fig. 22) ;

+ le nickel (Ni) enfin, montre un comportement analogue à celui du chrome.

II.3.2. Diagrammes "géotectoniques"

Ces diagrammes sont relativement récents, et de plus en plus utilisés dans la recherche du cadre géotectonique de séries volcaniques anciennes. Selon PEARCE et CANN (1973), on peut distinguer deux grands types de volcanisme actuel : le volcanisme situé dans des zones orogéniques, et le volcanisme de zones stables, anorogéniques (tableau 20) :

T A B L E A U 20

VOLCANISME OROGENIQUE		VOLCANISME ANOROGENIQUE	
plaques convergentes	plaques divergentes	croûte océanique	croûte continentale
arc volcanique	ride océanique	île océanique	rift continental
basalte d'arc volcanique	basalte des fonds océaniques	basalte d'île océanique	basalte continental
LKT CAB SHO	TH A	TH A	TH A

LKT : low-potassium tholeiites (tholéites pauvres en potassium)
 CAB : calc-alkali basalts (basaltes calco-alcalins)
 SHO : shoshonites (basaltes hyperpotassiques d'arcs)
 TH : basalte tholéitique
 A : basalte alcalin

Les principaux diagrammes permettant de séparer ces différents types de volcanites, et qui seront utilisés dans cette étude, sont les suivants :

II.3.2.1. Diagramme de BEBIEN (1973) :

En cherchant une fonction qui puisse au mieux séparer basaltes de dorsales, basaltes intra-océaniques et basaltes circum-océaniques

d'arcs insulaires (cf. BEBIEN, J. 1972) BEBIEN, s'inspirant de DE LA ROCHE et LETERRIER (1973), considère deux paramètres, exprimés en millièmes-grammes dans cent grammes de roche :

$$X = 4 \text{ Si} - (11 \text{ Na} + 11 \text{ K} + 6 \text{ Ca} + \text{Al})$$

$$Y = 2 (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti})$$

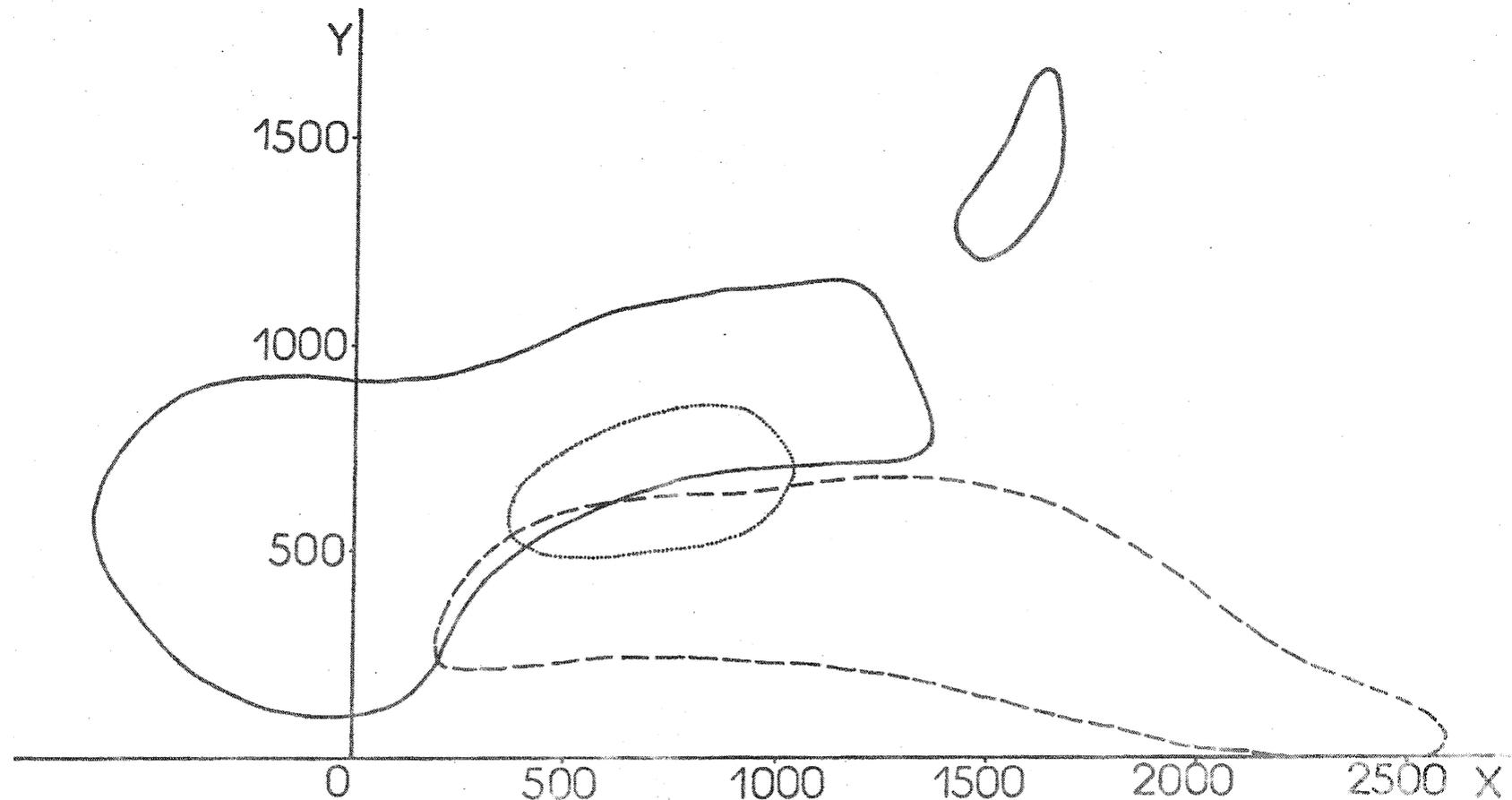
La répartition statistique des points (169 roches d'iles intra-océaniques, 231 d'arcs insulaires, 152 de dorsales) dessine trois champs distincts (fig. 25) ; on note cependant un certain recouvrement pour les valeurs moyennes des coordonnées (autour de X et Y = 1 000) ; un tel diagramme, d'autre part, montre bien la relative homogénéité des compositions des basaltes de rides par rapport à celles des roches d'arcs insulaires. Ce type de diagramme cependant, ne prend en compte que des basaltes d'origine océanique ; les basaltes intra-plaques, sur croûte continentale, sont donc exclus de cette analyse (BEBIEN et al. 1974).

II.3.2.2. Diagrammes de PEARCE et CANN (1973) :

Ces auteurs distinguent quatre types basaltiques principaux, en liaison avec leur cadre géotectonique :

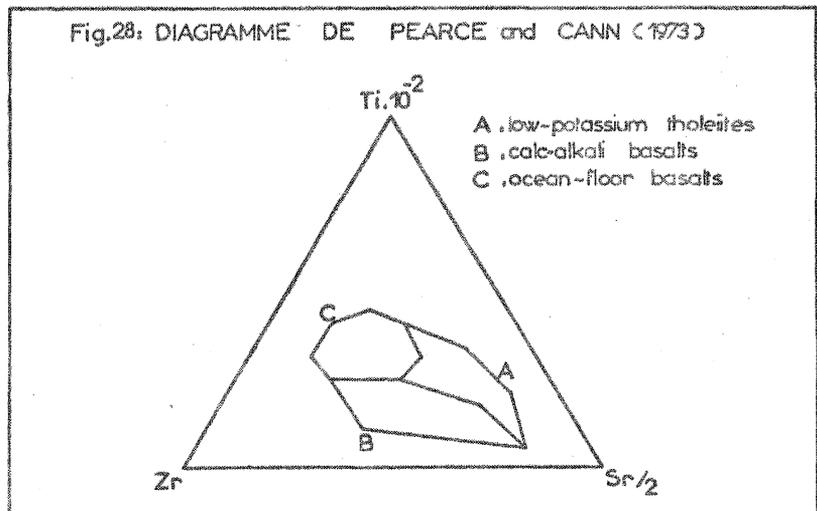
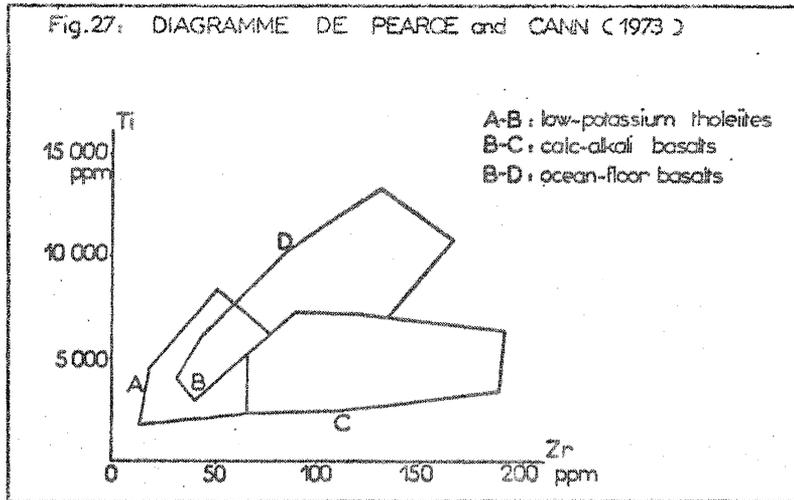
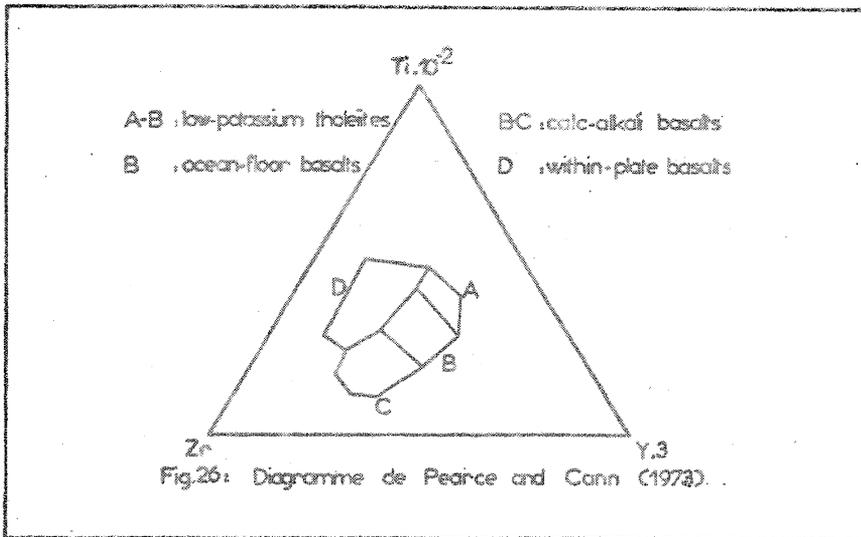
- les basaltes de rides médio-océaniques (OFB = "ocean-floor basalts") ;
- les basaltes d'arcs volcaniques (comprenant les basaltes calco-alcalins (CAB = "calc-alkali basalts") et les tholéites pauvres en potassium (LKT = "low-potassium tholeiites") ;
- les basaltes d'iles océaniques (WPB = "within-plate basalts", sur croûte océanique) ;
- les basaltes continentaux (WPB = "within-plate basalts" sur croûte continentale).

Fig.25: DIAGRAMME DE BEBIEN (1973)



$$X = 4Si - (11Na + 11K + 6Ca + Al)$$
$$Y = 2(Fe + Mg + Ti) \quad \text{en milliatomes}$$

ROCHES VOLCANIQUES des ARCS INSULAIRES (tireté), des ILES INTRAOCEANIQUES
(trait continu) et des DORSALES MEDIO-OCEANIQUES (pointillé)



(Les basaltes d'arcs ne sont représentés, dans le cas présent, que par les séries calco-alcalines et tholéitiques ; les séries hyperpotassiques (shoshonites) ont été omises, du fait du manque de données).

Partant de cette approche géotectonique, PEARCE et CANN (1973) montrent que ces différents types basaltiques se caractérisent par une distribution particulière des cinq éléments (immobiles durant l'al-tération et le métamorphisme de bas degré) Ti, Zr, Y, Nb et Sr (il convient cependant d'utiliser Sr avec circonspection, surtout dans le cas de roches albitisées ou appauvries en Ca -cas des spilites-, cet élément pouvant montrer alors une grande mobilité ; voir plus loin).

Cette observation leur permet de définir, à l'aide des trois diagrammes :

- $Ti \cdot 10^{-2} / Zr / Y \cdot 3$ (fig. 26)
- Ti / Zr (fig. 27)
- $Ti \cdot 10^{-2} / Zr / Sr \cdot 1/2$ (fig. 28)

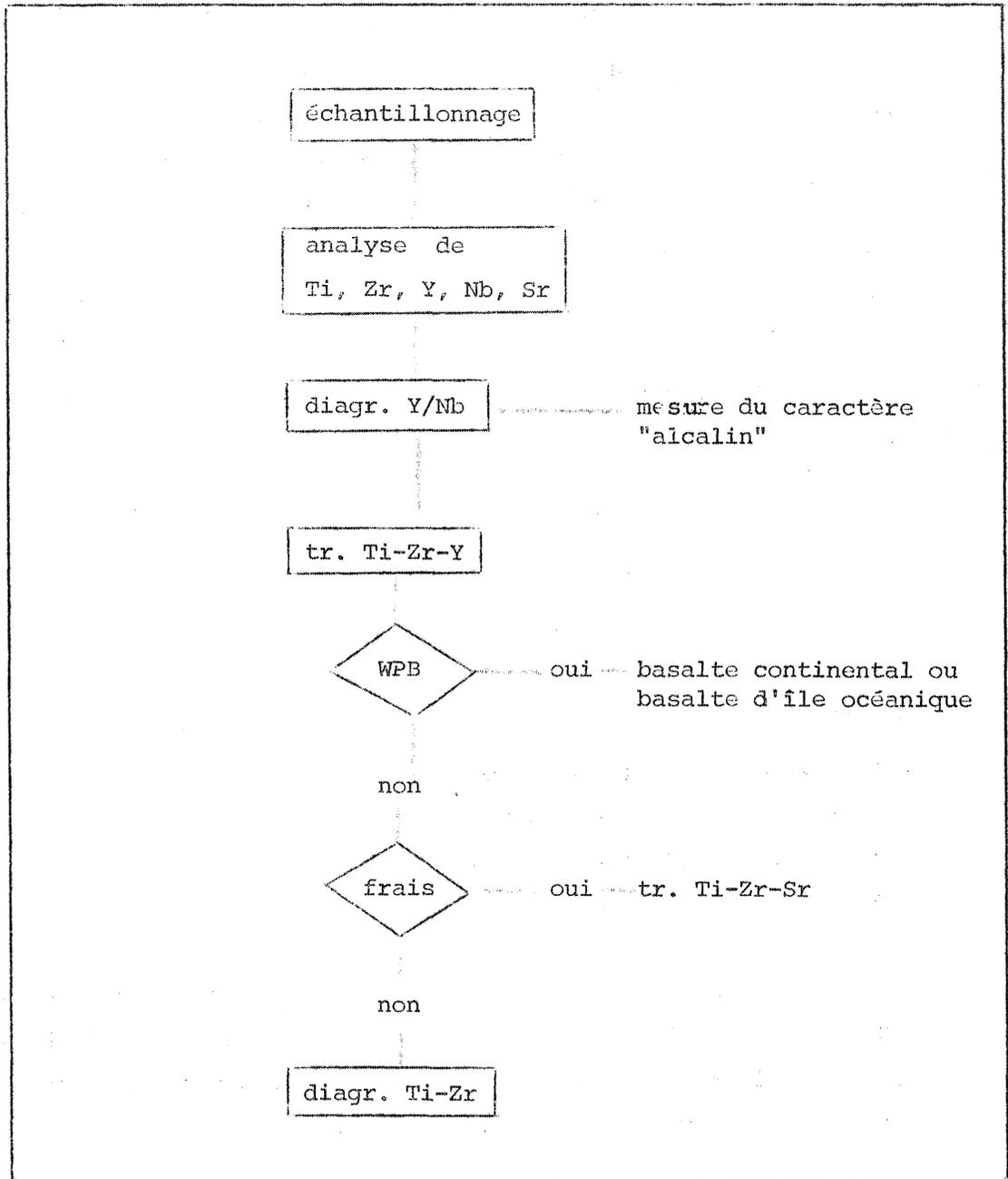
quatre champs :

- le champ des OFB (rides médio-océaniques) ;
- le champ des CAB (arcs insulaires) ;
- le champ des LKT (arcs insulaires) ;
- le champ des WPB (intraplaques).

Afin de ne conserver que les roches d'affinité basaltique, PEARCE et CANN (1973) posent une condition préalable à l'utilisation de leurs diagrammes : le total (CaO + MgO) de chaque échantillon analysé doit être compris entre 12 et 20 %.

En laissant de côté le problème complexe des volcanites pré-cambriennes (la validité de tels diagrammes étant alors plus hypothétique), PEARCE et CANN (1973) concluent que leur étude est applicable aux roches volcaniques phanérozoïques, qu'elles soient fraîches, altérées ou métamorphisées dans les faciès zéolite ou schistes verts ; la méthode d'analyse est schématiquement la suivante (tableau 21).

T A B L E A U 21



II.3.2.3. Diagramme de GLASSLEY (1974), repris par CADY (1975) :

Coordonnées : X = TiO_2

Y = fer total / MgO

Fig.29: DIAGRAMME DE GLASSLEY (1974)

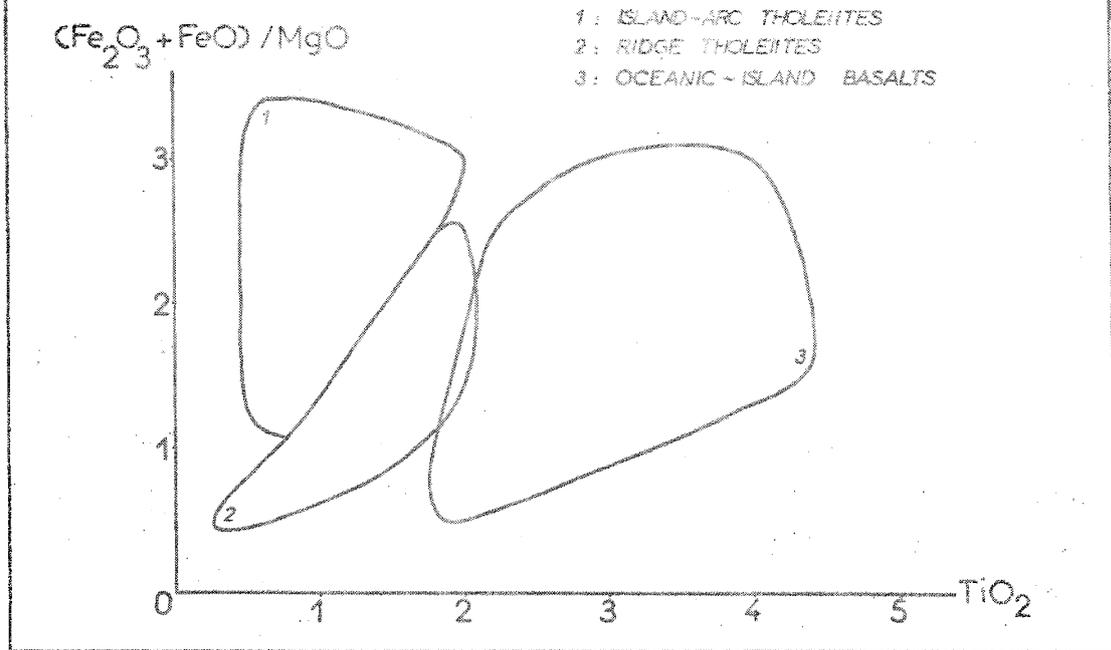
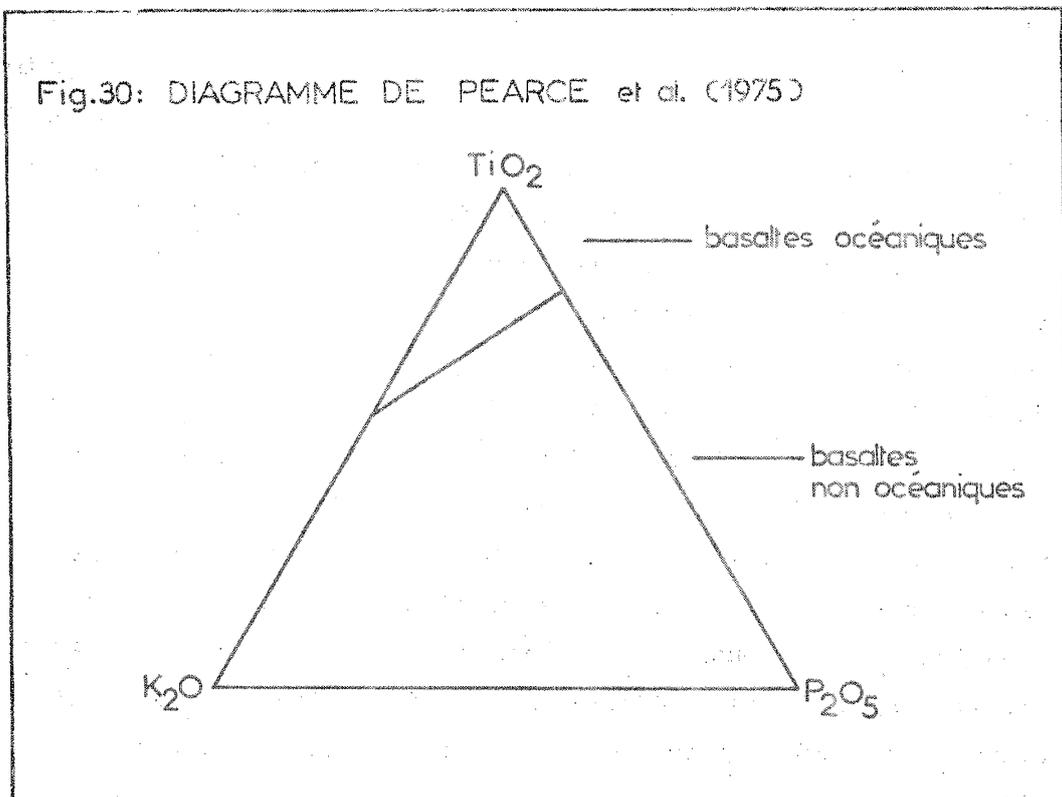


Fig.30: DIAGRAMME DE PEARCE et al. (1975)



Ce diagramme se rapproche donc de celui de MIYASHIRO (1975) :

$TiO_2 = f(FeO^*/MgO)$ -fig. 22- ; il n'est valable, selon les auteurs, que pour les tholéites, et permet de séparer :

- les tholéites d'arcs insulaires (situées sur le côté océanique du fossé) ;
- les tholéites de rides médio-océaniques ;
- les tholéites intraplaques d'îles océaniques (fig. 29).

La disposition des champs montre que la fonction discriminante est TiO_2 , beaucoup plus que le rapport FeO^*/MgO , moins caractéristique de chaque type géotectonique ; ce diagramme, enfin, ne concerne que des volcanites océaniques.

II.3.2.4. Diagramme de PEARCE et al. (1975) :

Réservé aux basaltes non-alkalins (séries calco-alkalines (ss) et tholéitiques), le triangle $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ (fig. 30) permet de reconnaître l'origine océanique ou non océanique des basaltes "primitifs", les premiers ayant en général de plus faibles teneurs en K_2O , TiO_2 , P_2O_5 (remarque : un magma primaire, ou primitif, est le magma initial, formé en profondeur par fusion partielle (JAMIESON, B.G. et CLARKE, D.B. 1970) et pas ou peu affecté par la cristallisation fractionnée.) Pour ne conserver que les roches les moins différenciées, les auteurs posent une condition restrictive : le total des alcalins, dans le triangle AFM, doit être inférieur à 20 %. On abordera plus loin le problème de l'altération et du métamorphisme de bas degré ; mais on peut déjà noter que l'altération déplace le nuage de points vers le pôle K_2O (SMITH, R.E. et SMITH, S.E. 1976) : un basalte océanique altéré peut donc très bien se situer hors du champ des basaltes océaniques ; une conclusion importante s'en dégage : selon PEARCE et al. (1975), un basalte métamorphisé, qui se situe dans le champ océanique du triangle $K_2O-TiO_2-P_2O_5$, est très probablement d'origine océanique.

Une critique peut cependant être faite à une telle discrimination entre basaltes océaniques et non-océaniques : les auteurs ne considèrent en effet, dans les basaltes océaniques, que les volcanites de rides et celles d'îles océaniques ; on voit donc que les volcanites des zones d'arcs insulaires ou de marges actives sont systématiquement éliminées de leur propos.

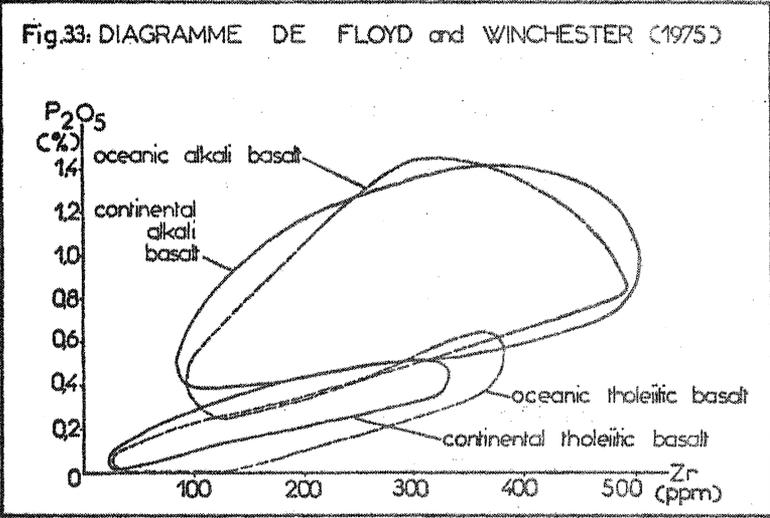
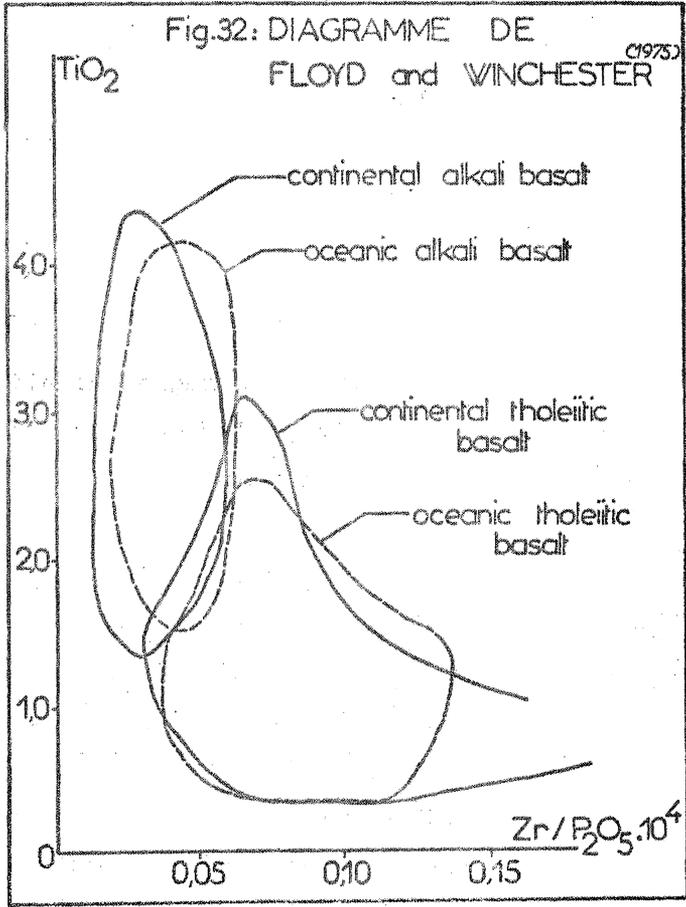
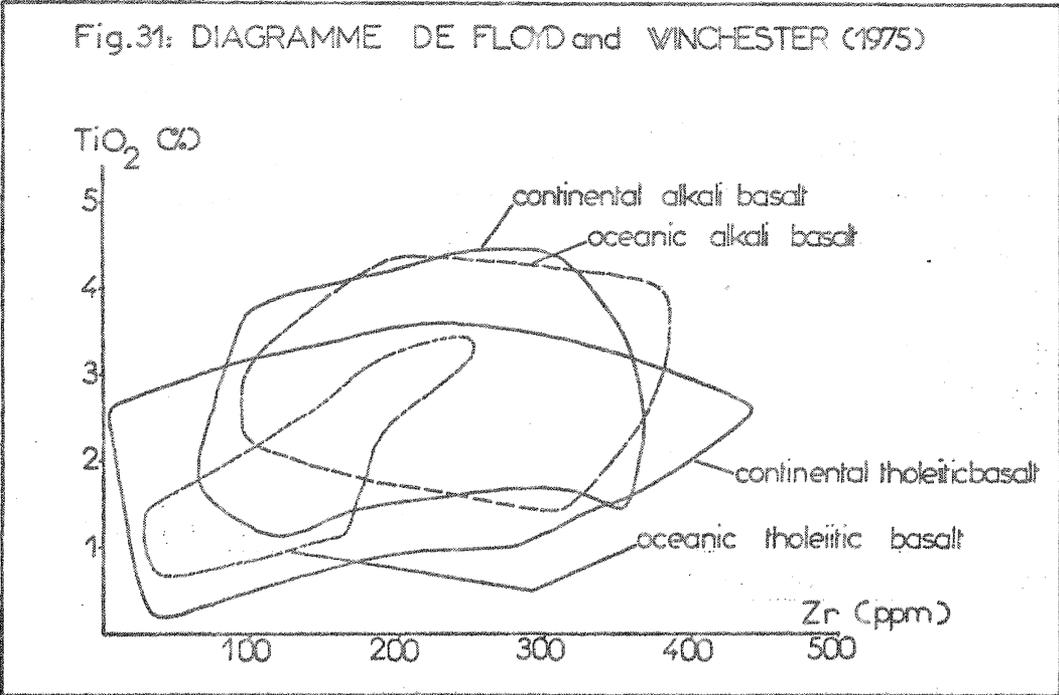
II.2.3.5. Diagrammes de FLOYD et WINCHESTER (1975) et WINCHESTER et FLOYD (1976) :

Ils ont une double utilité : caractérisation du type de magma, et mise en évidence du cadre géotectonique (fig. 31, 32, 33). En se proposant de séparer basaltes alcalins et tholéitiques, les auteurs élargissent le problème à la caractérisation de deux grands types basaltiques, qui peuvent être :

- des magmas tholéitiques d'origine océanique (rides en majorité, plus quelques tholéites d'îles, telles Hawaii) ou continentale (basaltes intraplaques sur croûte continentale) ;

- ou des magmas alcalins d'origine océanique (îles océaniques en majorité, plus quelques basaltes alcalins de rides) ou continentale (rifts continentaux).

Dans ces conditions, les diagrammes qu'ils proposent -valables d'ailleurs pour les spilites, les ophiolites, les greenstones archéennes et les amphibolites (WINCHESTER et FLOYD 1976)- ne sont pas utilisables pour distinguer les séries calco-alcalines des tholéitiques (appartenant toutes deux aux séries non-alcalines). D'autre part, WINCHESTER et FLOYD spécifient bien que, faute de données suffisantes, les volcanites d'arcs (qu'elles soient d'affinité calco-alcaline ou tholéitique) ont été exclues de leur étude, ce qui, par les limitations qu'ils se sont imposées, enlève de l'intérêt à leurs conclusions. On remarquera que ces diagrammes sont basés sur le comportement d'éléments



généralement considérés comme immobiles durant l'altération et le métamorphisme de bas degré (Ti, Zr, P, Y et Nb : voir plus loin) ; mais leur emploi implique auparavant d'avoir démontré que la série étudiée n'appartient pas à une série volcanique d'arc.

II.3.2.6. Diagrammes de PEARCE (1976) :

Tout récemment, PEARCE (1976) s'est penché sur les problèmes d'analyse statistique de la variance, appliquée aux huit oxydes majeurs : SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O et K_2O .

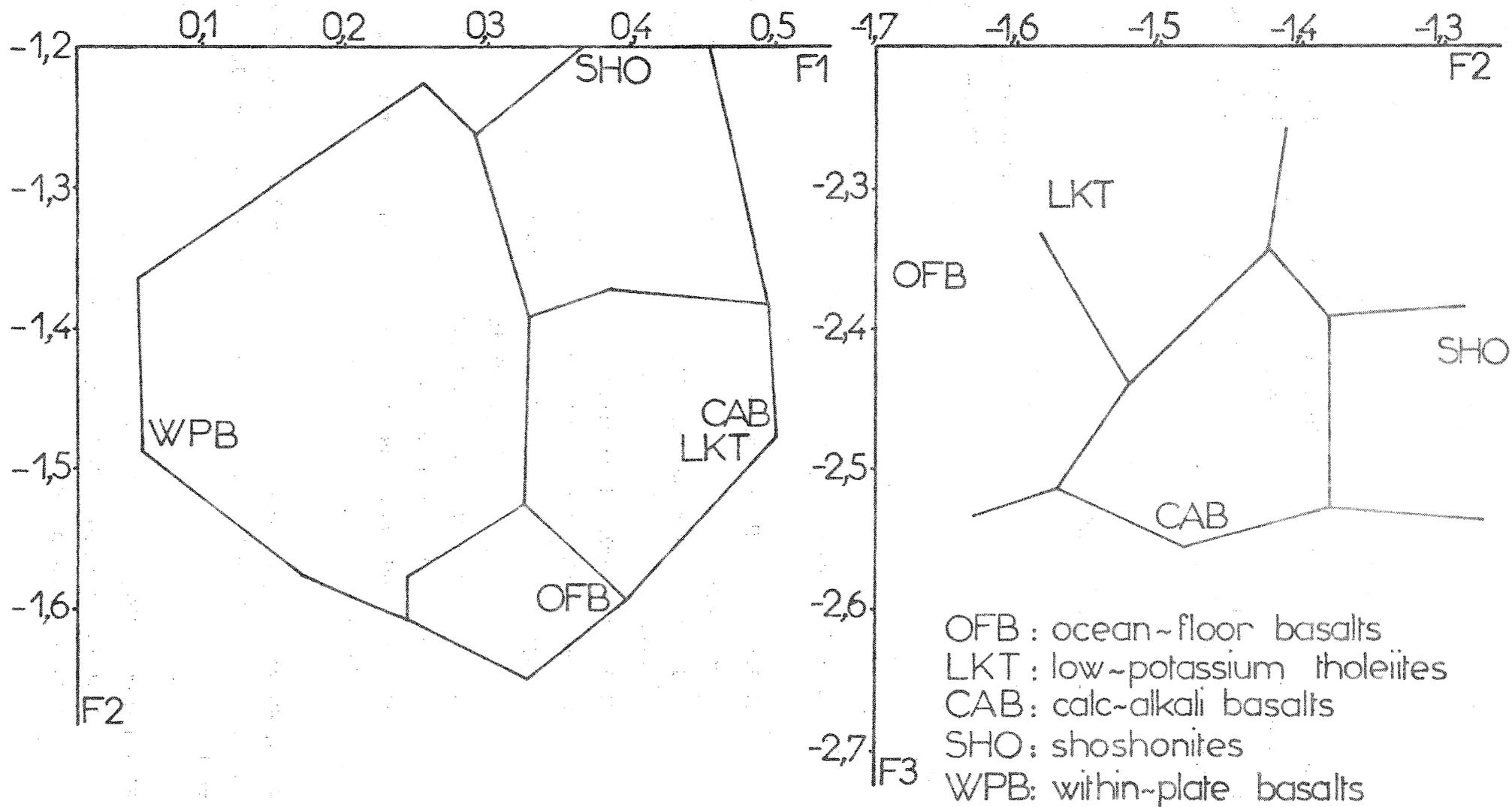
Cette méthode lui a permis de définir six grands types parmi les roches volcaniques basiques :

- 1) les "ocean-floor basalts" (OFB) : basaltes de rides médio-océaniques ;
- 2) les "low-potassium tholeiites" (LKT) : tholéites pauvres en potassium ;
- 3) les "calc-alkali basalts" (CAB) : basaltes calco-alcalins ;
- 4) les "shoshonites" (SHO) : shoshonites ou basaltes hyperpotassiques ;
2), 3), 4) situés dans les zones d'arcs insulaires
- 5) les "ocean-island basalts" (OIB) : basaltes d'îles océaniques (croûte océanique) ;
- 6) les "continental basalts" (CON) : basaltes continentaux (croûte continentale),

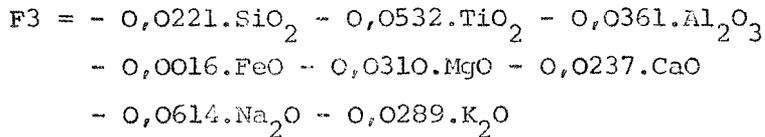
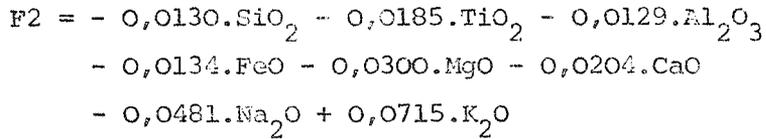
qui apparaissent sur les deux diagrammes rectangulaires qu'il présente : F1 - F2 et F2 - F3 (fig. 34) ; les coordonnées en sont les suivantes :

$$\begin{aligned} \text{F1} = & + 0,0088.\text{SiO}_2 - 0,0774.\text{TiO}_2 + 0,0102.\text{Al}_2\text{O}_3 \\ & + 0,0066.\text{FeO} - 0,0017.\text{MgO} - 0,0143.\text{CaO} \\ & - 0,0155.\text{Na}_2\text{O} - 0,0007.\text{K}_2\text{O} \end{aligned}$$

Fig.34: DIAGRAMMES DE PEARCE (1976)



LES VALEURS DE F1, F2 ET F3 SONT DONNÉES DANS LE TEXTE



La même condition préalable que dans les diagrammes de PEARCE et CANN (1973) doit être respectée, et dans le mode de sélection des échantillons, PEARCE (1976) signale que seules seront utilisées les roches fraîches (l'emploi des roches altérées, ou montrant un déficit en CaO, caractéristique selon lui du phénomène de spilitisation, réduisant de façon appréciable, surtout pour les premières, la fiabilité des résultats). En effet, les analyses correspondant à des roches altérées ont tendance à montrer un accroissement du facteur F2 (F1 demeurant à peu près constant), ce qui peut conduire à une fausse interprétation ; en ce qui concerne les basaltes spilitisés, le risque d'erreur semble cependant moins grand. La tendance évolutive due à l'altération, sur le diagramme F1/F2, étant parallèle à F2 comme on l'a vu, PEARCE (1976) propose une valeur limite de F1, égale à 0,33, pour séparer les basaltes intraplaques des basaltes d'arcs (les premiers étant situés en-deçà, les seconds au-delà de cette limite). En conclusion, on remarquera que de tels diagrammes sont avant tout valables pour des basaltes frais, leur application à des roches altérées ou à des spilites imposant certaines précautions.

II.3.2.7. Je signalerai enfin les diagrammes de CONDIE et al. (1969) :

Leur caractère particulier les rend en fait difficilement utilisables ici ; quatre des diagrammes de CONDIE et al. (1969) seront

Fig.35: DIAGRAMMES DE CONDIE and al. (1969)

- 1: submarine tholeiites
- 2: antarctic and tasmanian tholeiites
- 3: continental tholeiites
- 4: alkali basalts

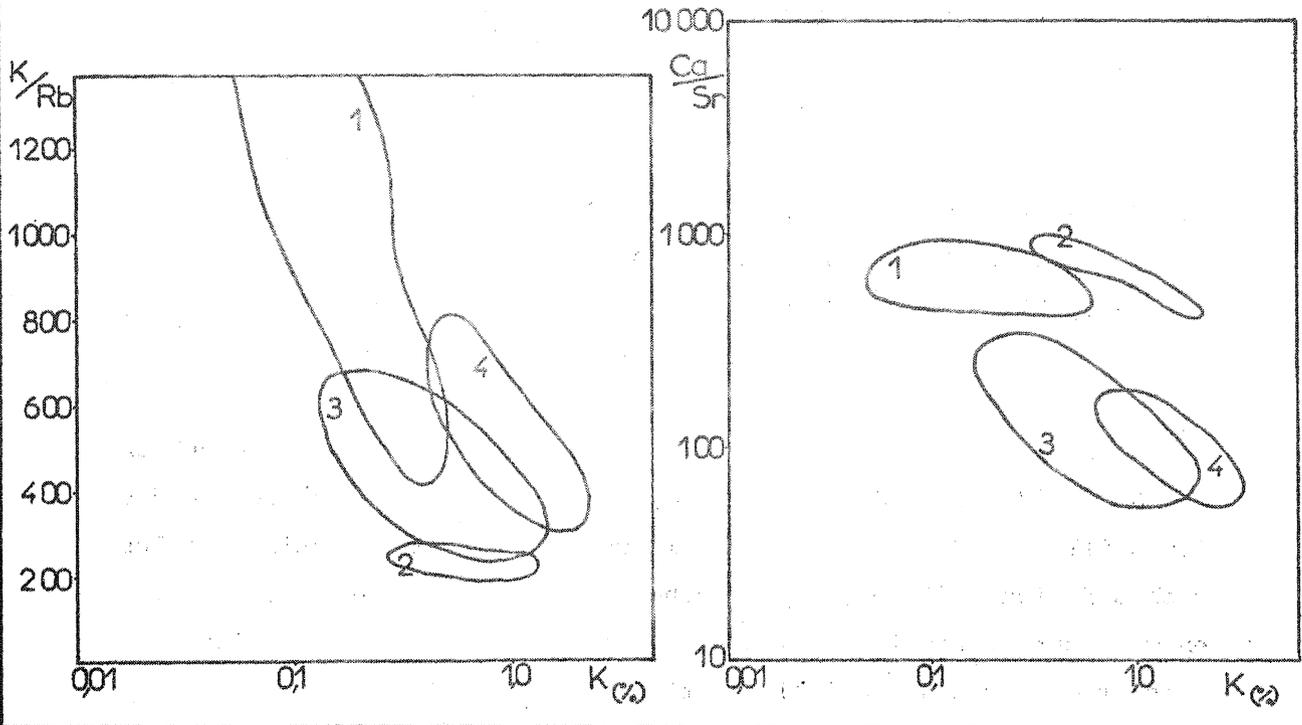
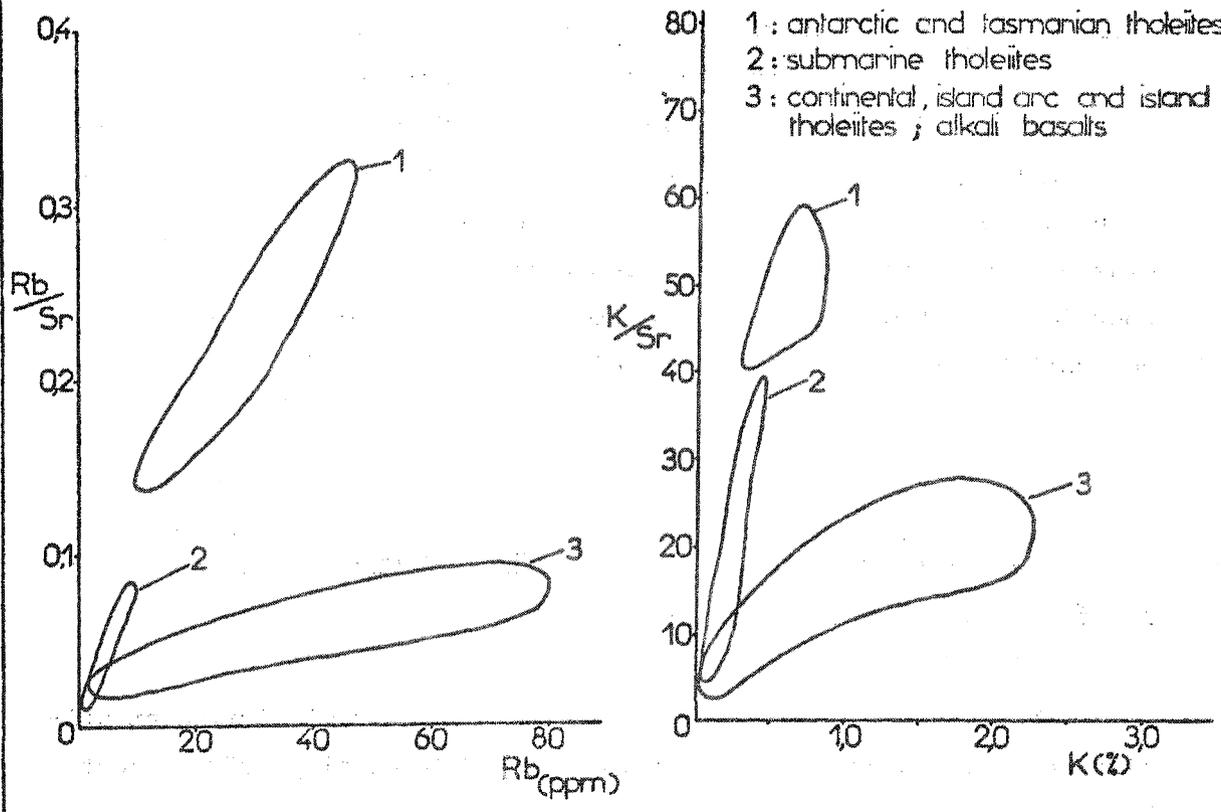


Fig.36: DIAGRAMMES DE CONDIE and al. (1969)

- 1: antarctic and tasmanian tholeiites
- 2: submarine tholeiites
- 3: continental, island arc and island tholeiites ; alkali basalts



cependant utilisés (dans l'étude de la série de Crozon) :

$$\begin{aligned} K/Rb &= f(K) \\ Ca/Sr &= f(K) \quad \text{fig. 35} \\ K/Sr &= f(K) \\ Rb/Sr &= f(Rb) \quad \text{fig. 36} \end{aligned}$$

Ces auteurs ont choisi comme index de différenciation la teneur en K ou Rb, et mettent en évidence en particulier deux tendances évolutives du Sr vis-à-vis de ces deux éléments :

- *première tendance* : Sr s'appauvrit progressivement au profit de K et Rb (majorité des basaltes, correspondant au "normal-Sr fractionation trend") ;
- *seconde tendance* : Sr s'appauvrit rapidement au profit de K et Rb (tholéites de rides et de Tasmanie, correspondant au "Sr-depletion fractionation trend").

Ces diagrammes sont essentiellement utiles dans la distinction des différents types de basaltes tholéitiques.

II.3.3. Conclusion

Il était indispensable de présenter rapidement les différents diagrammes géochimiques qui vont être maintenant utilisés. Cette revue succincte permet de mettre en lumière les avantages et inconvénients de chacun d'eux (on se rappellera ainsi la difficulté d'employer les diagrammes où interviennent des alcalins -dans le cas des spilites-, et les limites théoriques des diagrammes "géotectoniques"). D'autre part, il faut souligner la prudence avec laquelle on doit interpréter ces différentes données : l'examen d'un seul diagramme est insuffisant pour avancer une conclusion ; c'est la concordance des conclusions tirées de l'examen de plusieurs diagrammes qui, seule, permet de trancher.

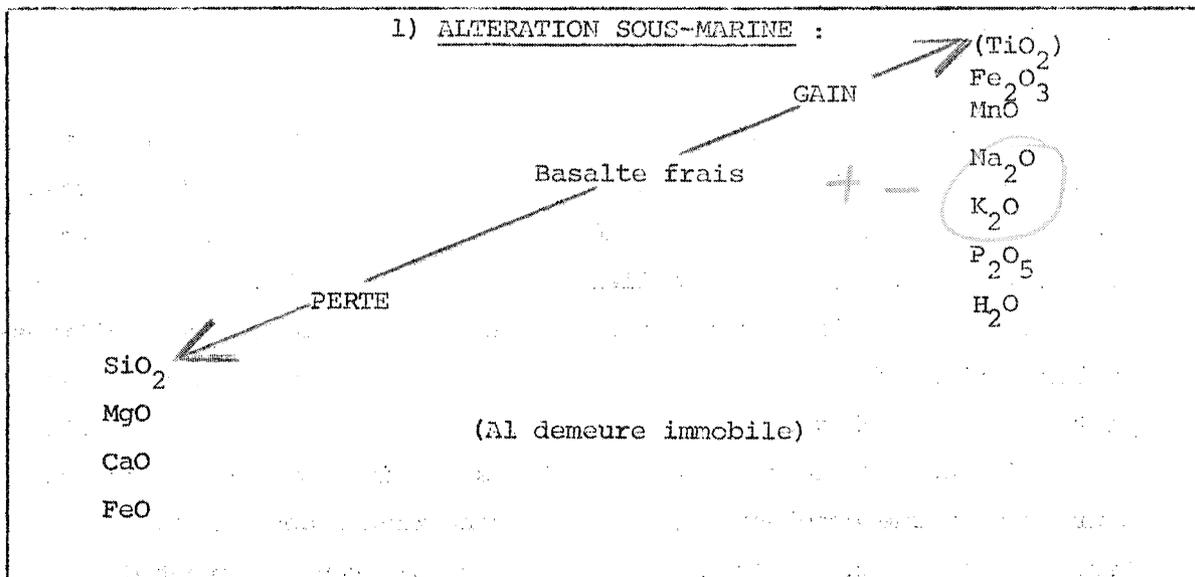
II.4. Comportement des éléments durant les processus d'altération et de métamorphisme de bas degré

L'ensemble des diagrammes présentés plus haut concerne une somme d'éléments, majeurs ou traces, dont certains (les majeurs notamment) sont sensibles aux phénomènes d'altération et de métamorphisme de bas degré ; ce point méritait donc d'être abordé, en raison des conséquences éventuelles qu'on peut en tirer sur la validité de tels diagrammes. Je ne ferai cependant que synthétiser les conclusions apportées par différents auteurs :

- J.A. PHILPOTTS et al. (1969) ;
- S.R. HART (1969) ;
- R. HART (1970) ;
- S.R. HART et al. (1974) ;
- R. MONTIGNY (1975) ;
- J.A. PEARCE (1976).

. en ce qui concerne les éléments-majeurs : (tableau 22)

T A B L E A U 22



2) ALTERATION SUB-MERIDIENNE (SUB-CONTINENTALE) :

éléments très mobiles : $-\text{CaO}$, $-\text{Na}_2\text{O}$, $-\text{MgO}$, $-\text{K}_2\text{O}$, $+\text{H}_2\text{O}$

éléments mobiles : $-\text{SiO}_2$

éléments immobiles : fer total, Al_2O_3 , TiO_2

(Note : le signe - équivaut à une soustraction, le signe + à une addition ;

les parenthèses correspondent à des variations mineures)

en ce qui concerne les éléments-traces : (tableau 23)

T A B L E A U 23

Cr, Co, Ni, V, (Ti), Zr, Y : immobiles ;

durant l'altération des basaltes océaniques :

- Rb et K se fixent de façon importante ;
- Sr varie de façon aléatoire ;
- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ croît, en corrélation avec le pourcentage d' H_2O dans la roche ((PHILPOTTS, J.A. et al. (1969))

selon HART (1969), durant l'altération des basaltes océaniques, les facteurs de variation des éléments K, Rb et du rapport K/Rb peuvent être de :

K :	+ 2,2 (teneurs multipliées par un facteur 2,2)	en pourcentage pondéral
Rb :	+ 5 (teneurs multipliées par un facteur 5)	
K/Rb :	- 2,1 (teneurs divisées par un facteur 2,1)	

Il faut souligner en conclusion que ces données ne sont pas absolues : l'accord est en effet loin d'être unanime sur le comportement de ces différents éléments au cours de l'altération. On insistera donc

essentiellement sur la grande mobilité des alcalins et alcalino-terreux ; les éléments-traces utilisés plus loin montrent par contre une "fixité" relative (Cr, Co, Ni, V, Zr, Y et aussi Ti) qui rend légitime leur emploi dans des diagrammes géochimiques.

B. APPLICATION DE LA METHODE A L'ETUDE DE QUATRE ENSEMBLES SPILITTIQUES DU MASSIF ARMORICAIN

II.5. La série briovérienne de Douarnenez (Finistère)

II.5.1. Avant tout essai de caractérisation géotectonique du volcanisme, il convient de resituer celui-ci dans les grandes "séries de roches ignées" définies plus haut (KUNO, H. 1959, 1960, 1968) ; cependant, du fait de la minéralogie propre aux spilites (cf. première partie), la détermination du caractère magmatique parental des séries étudiées doit être basée sur des critères plus géochimiques que minéralogiques.

. L'examen du triangle AFM (fig. 37) permet de noter une légère tendance évolutive vers le pôle alcalin, à peu près normale au côté fer-magnésium de ce triangle ;

. De la même façon, le magnésium, dans le diagramme de TILLEY et MUIR (1967) (fig. 38), montre un comportement semblable à celui des séries calco-alcalines ; on remarquera cependant qu'il est difficile de parler de ligne évolutive au sens strict, vu l'homogénéité des valeurs du "solidification index" de KUNO (1968) (tableau 6) ; celles-ci

Fig.37: TRIANGLE AFM (d'après KUNO, H., 1968)

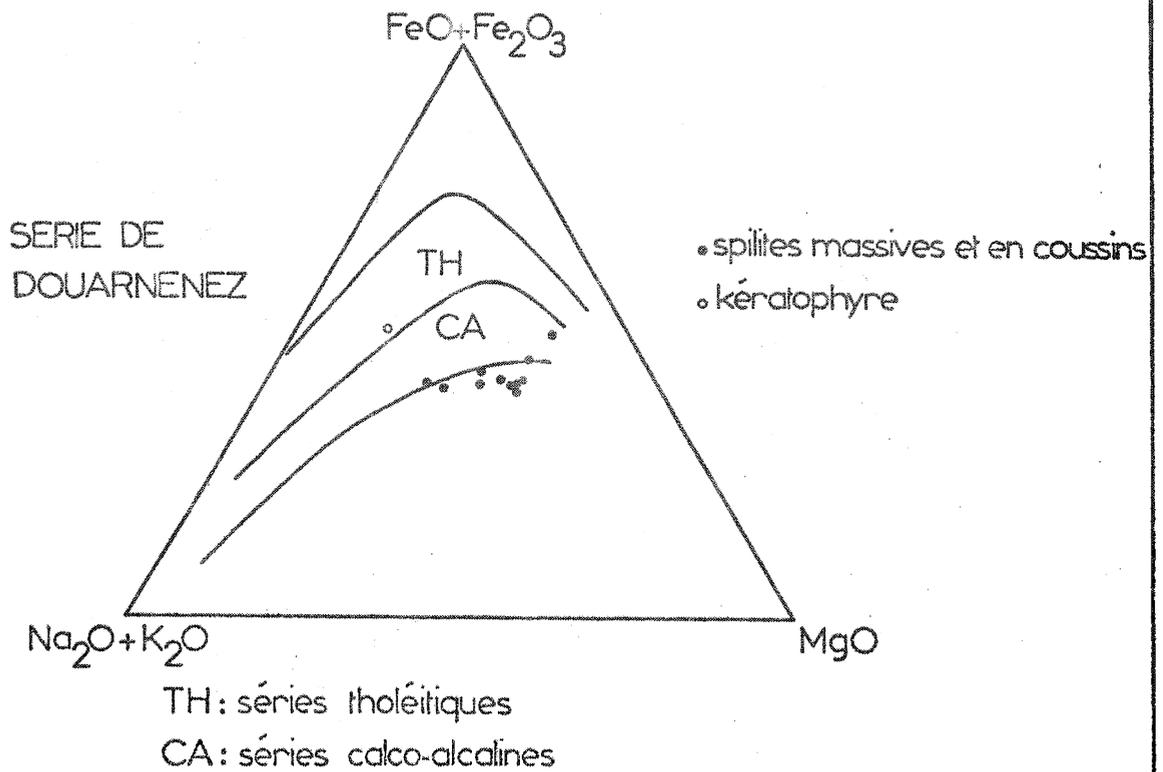
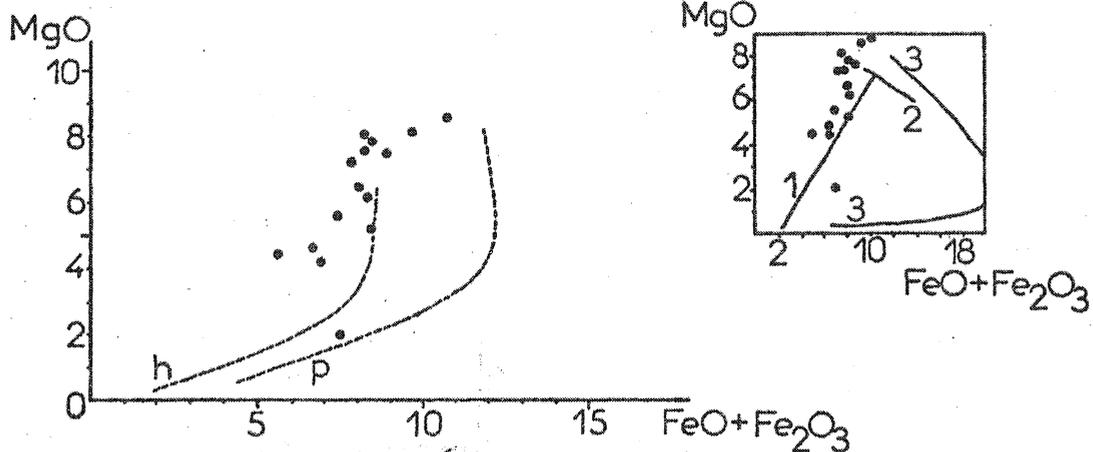


Fig.38: DIAGRAMME DE TILLEY et MUIR (1967)

repris par JAKES et GILL (1970)

SERIE DE DOUARNENEZ



h: hypersthenic series = séries calco-alcalines

p: pigeonitic series = séries tholéitiques

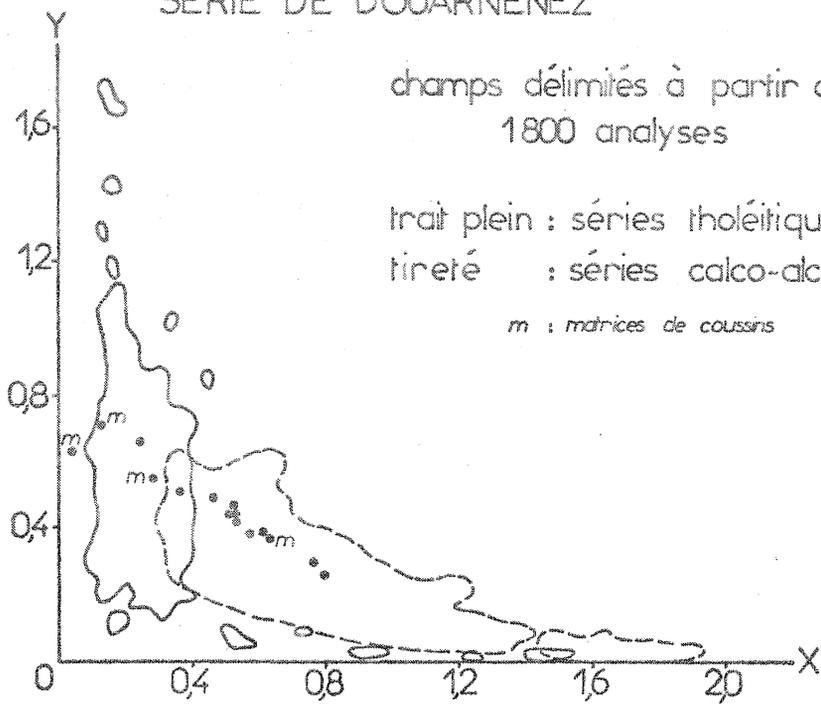
1: Cascades (séries calco-alcalines)

2: Mid-ocean tholeiites

3: Skaergaard

Fig.39: DIAGRAMME DE GREEN (1973)

SERIE DE DOUARNENEZ

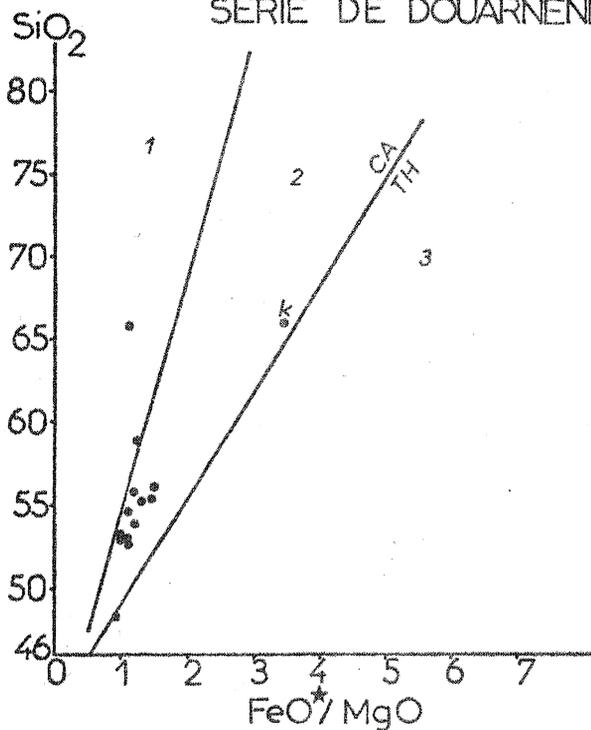


$$X = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)$$

$$Y = \text{MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3$$

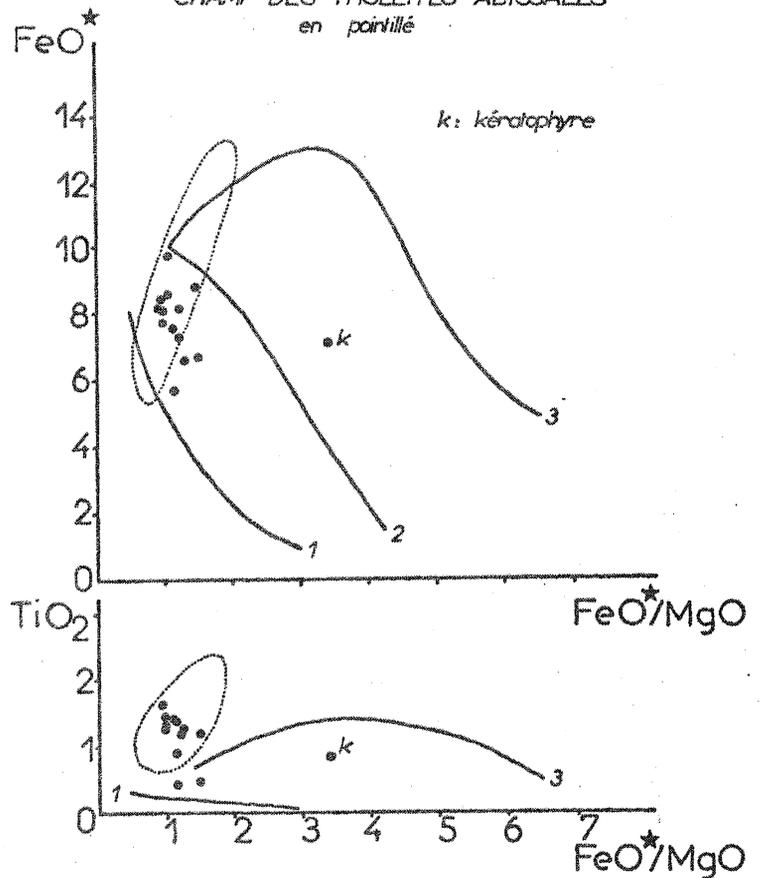
Fig.40: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO (1975) (base anhydre)

SERIE DE DOUARNENEZ



- 1. SERIE CALCO-ALCALINE
- 2. SERIE CALCO-ALCALINE INTERMEDIAIRE
- 3. SERIE THOLEITIQUE

CHAMP DES THOLEITES ABYSSALES en pointillé



sont très souvent élevées, et donc indicatives d'une cristallisation fractionnée peu avancée (le S.I. étant utilisé dans ce cas comme index de solidification magmatique - KUNO, H. 1968).

. Dans le diagramme de GREEN (1973) (fig. 39), la disposition des points permet de définir une tendance analogue à celle des séries typiquement calco-alcalines ; on notera d'ailleurs que cette affinité calco-alcaline est renforcée par l'exclusion des compositions des matrices de coussins, plus ou moins anormales par rapport à celles des coeurs et bordures de ces mêmes coussins

. Les diagrammes créés par MIYASHIRO (1975) (fig. 40) donnent l'idée la plus juste du caractère magmatique parental des spilites étudiées, car les paramètres choisis ne concernent plus les alcalins (comme dans le triangle AFM par exemple), mais SiO_2 , FeO^* , MgO et TiO_2 . Seul l'albitophyre de Lescorveau (analyse 15) (représentant probablement le pôle acide de ce volcanisme briovérien -cf. I.2.1.1.-) permet d'imaginer une tendance évolutive, qui n'est ni vraiment calco-alcaline, ni vraiment tholéitique ; il vaut mieux parler dans ce cas de série calco-alcaline intermédiaire, selon les définitions mêmes de MIYASHIRO (1975).

. Quant aux éléments-traces (Cr, Ni, V) choisis par MIYASHIRO et SHIDO (1975) dans la caractérisation des séries volcaniques-types (on se reportera au tableau 6 -déjà cité- pour les analyses chimiques des éléments-traces), il apparaît que chrome et vanadium ont, pour la série de Douarnenez, un comportement correspondant assez bien à celui que l'on observe dans les séries calco-alcalines intermédiaires ; le nickel se distribue selon un nuage de points situé dans le champ des volcanites d'arcs et de marges actives (fig. 41 et 42), mais la distinction entre séries calco-alcalines et séries tholéitiques n'est pas possible sur ce dernier diagramme $\text{Ni} = f(\text{FeO}^*/\text{MgO})$ (fig. 41). Les teneurs en chrome observées à Douarnenez, relativement fortes -mais non anormales- quel que soit le cadre géotectonique envisagé (voir plus loin) sont un argument supplémentaire en faveur d'un faible degré de cristallisation fractionnée (MIYASHIRO, A. ; et SHIDO, F. 1975) ; on sait en effet que le chrome a tendance à décroître lors de la diffé-

Fig.41: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO et SHIDO (1975)

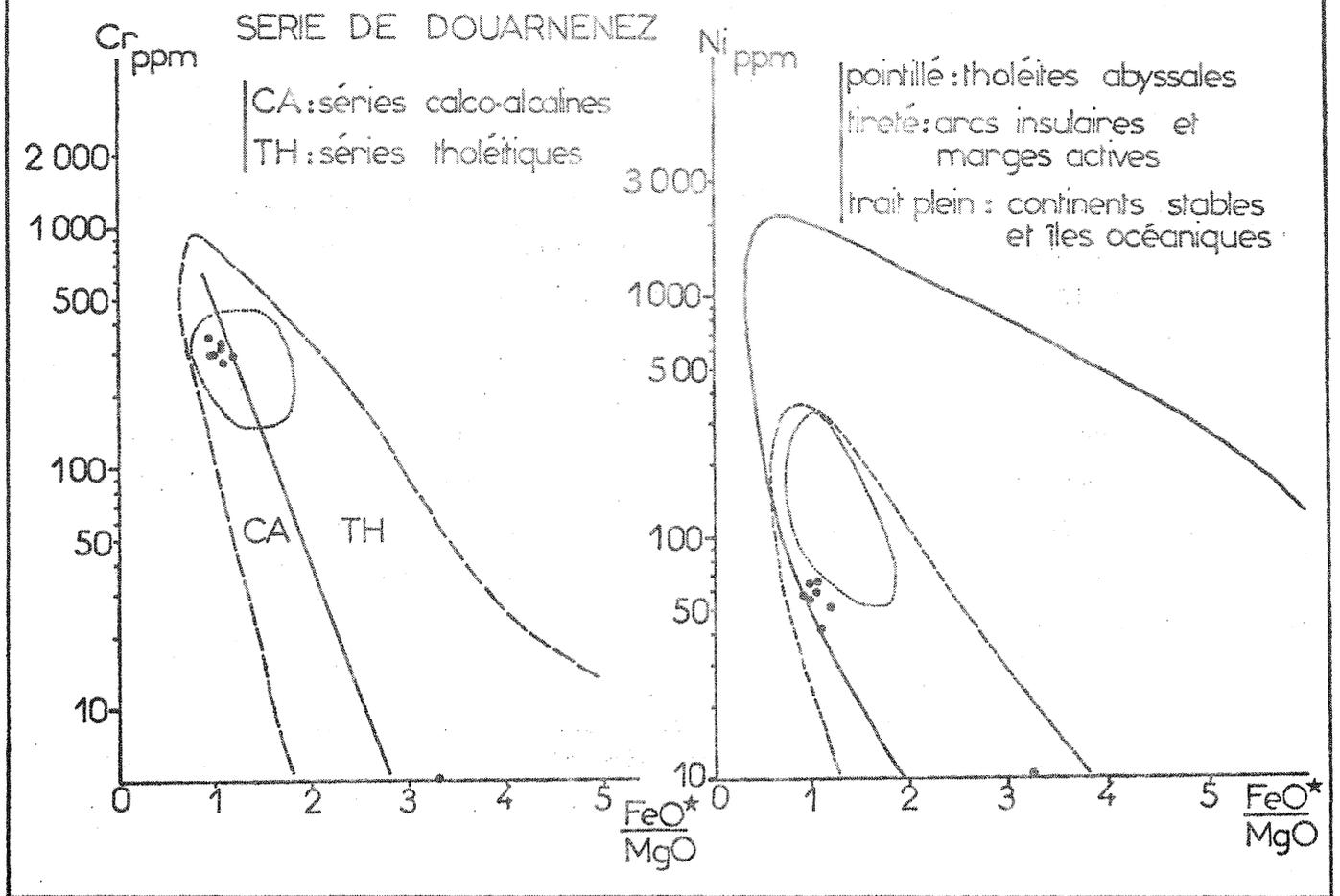


Fig.42: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO et SHIDO (1975)

SERIE DE DOUARNENEZ

trait plein: champ des tholéites abyssales

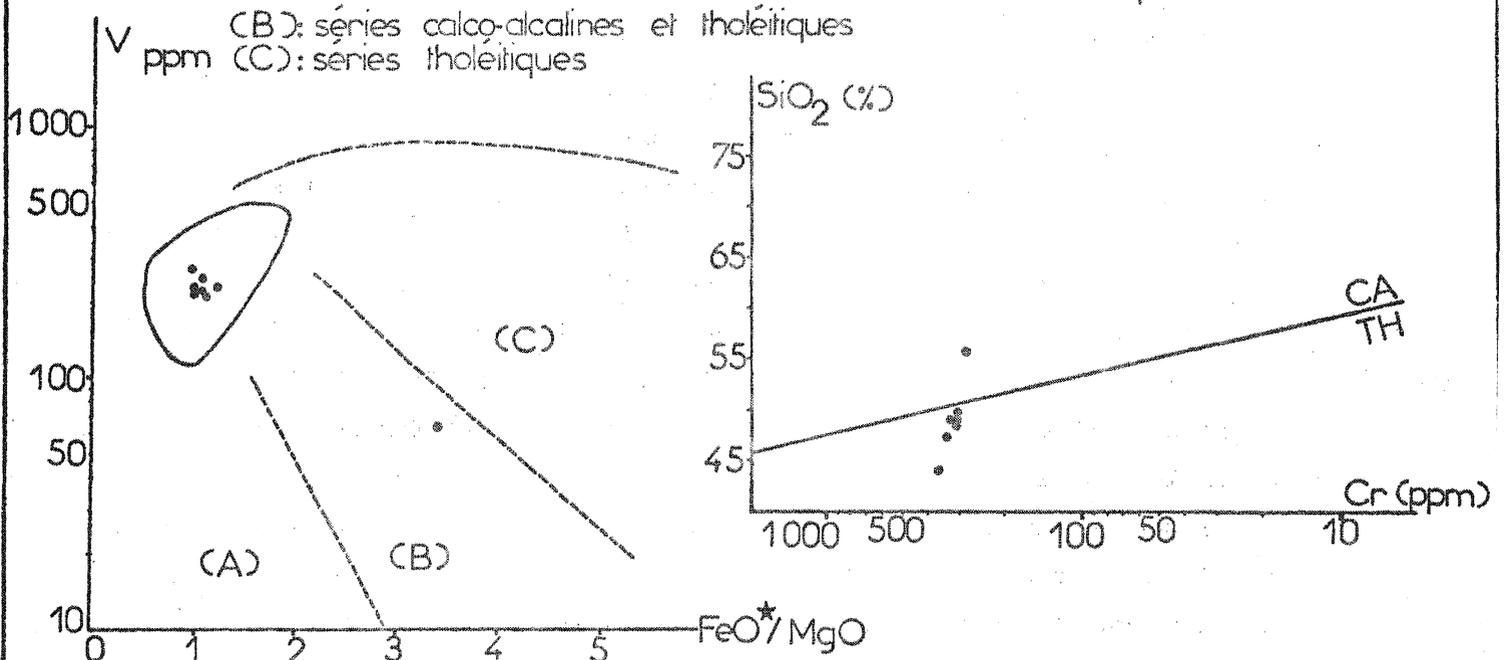
CA: séries calco-alcalines

(A): séries calco-alcalines

TH: séries tholéitiques

(B): séries calco-alcalines et tholéitiques

(C): séries tholéitiques



renciation magmatique, les termes ultrabasiques et basiques concentrant cet élément.

Les résultats apportés par l'examen du diagramme $\text{SiO}_2 = f(\text{Cr})$, enfin, peuvent paraître contradictoires avec ceux obtenus plus haut, puisque le nuage de points se situe dans le domaine tholéitique (fig. 42) : une analyse géochimique approfondie des diverses phases minérales entrant dans la composition de ces spilites devrait éventuellement permettre d'expliquer cette observation, qui ne doit cependant pas mettre en doute la valeur des résultats obtenus précédemment.

On concluera donc que la série briovérienne de Douarnenez se rapproche, par ses caractères chimiques, d'une série calco-alcaline intermédiaire ; c'est là, en effet, l'affinité la plus nette, à l'examen de la distribution de l'ensemble des différents éléments considérés ici.

II.5.2. Comportement de certains éléments

Il aurait été intéressant de consacrer un chapitre à l'étude du comportement détaillé de chaque élément, dans ces volcanites briovériennes. Le nombre limité de données (8 échantillons analysés en ce qui concerne les éléments-traces) rendrait cette recherche peu démonstrative. J'ai préféré, dans ces conditions, essayer de comparer les teneurs des spilites de Douarnenez avec celles de certains basaltes, replacés dans leur cadre géotectonique, ce qui fera une transition avec le troisième point envisagé plus loin, relatif à l'environnement géodynamique de ce volcanisme (tableau 24). L'examen des tableaux 6 et 24 permet de noter certains faits :

II.5.2.1. Eléments-majeurs :

J'insisterai essentiellement sur l'étude d'"éléments à dis-

tribution peu perturbée par les altérations post-magmatiques" (LASSERRE, J.L. et LAVERNE, C. , 1976), c'est-à-dire fer, magnésium, titane et phosphore.

. Si l'on excepte les matrices de coussins, à composition vraiment trop particulière, le rapport FeO^*/MgO varie de 0,93 à 3,45 (pour le kératophyre de Lescorveau); or, ce rapport, selon JAKES et WHITE (1972), permet de séparer les volcanites calco-alcalines du type marge continentale active (FeO^*/MgO supérieur à 2) de celles du type arc insulaire (FeO^*/MgO inférieur à 2) ; la moyenne de ce rapport à Douarnenez est de 1,12, si l'on ne considère pas le kératophyre (de 1,31 si on le prend en compte) ; on constate donc que ce rapport est en général très inférieur à 2, indice en faveur de l'hypothèse de l'arc insulaire plutôt que de la marge active.

. Titane :

Les teneurs de cet élément correspondent assez bien à celles de "calc-alkali basalts" (basaltes calco-alcalins d'arcs) ; si l'on se souvient de la distinction de BEBIEN (1972) :

ARCS	1,18	RIDES	POINTS CHAUDS
0,75	DOUARNENEZ	1,4-1,5	2,25 (%) 

on constate que les spilites de Douarnenez ont des compositions relativement proches (moyenne : 1,18, sans les matrices ni l'albitophyre ; 1,00 sur l'ensemble des analyses) de celles annoncées pour les séries calco-alcalines (1,05 %, selon JAKES et WHITE, 1972) ; ces valeurs excluent en tout cas l'hypothèse de basaltes de rides (cf. schéma ci-dessus).

. Phosphore :

Les teneurs de cet élément varient entre 0,1 et 0,9 dans les séries calco-alcalines de marges actives, entre 0,02 et 0,5 dans celles d'arcs (tableau 24) ; comme à Douarnenez, P_2O_5 est toujours inférieur

issus de différents cadres géotectoniques.

	I	II	III a	III b	IV	V	VI a	VI b	VI c	VI d
SiO ₂	49,34	50,59			51,57	49,20				
Al ₂ O ₃	16,08	16,29			15,91	15,8				
Fe ₂ O ₃	} 8,30	3,66			2,74	2,2				
FeO		5,08			7,04	7,2				
MnO		0,17			0,17	0,16				
MgO	6,68	8,96			6,73	8,5				
CaO	5,39	9,50			11,74	11,1				
Na ₂ O	3,90	2,89	2,5 - 5,5	2,5 - 5,5	2,41	2,7				
K ₂ O	0,75	1,07	0,2 - 3,5	0,1 - 2,5	0,44	0,26				
TiO ₂	1,18	1,05	0,4 - 1,5	0,1 - 1,3	0,80	1,39		2,25 ^W		
P ₂ O ₅	0,15	0,21	0,1 - 0,9	0,02- 0,5	0,11					
Rb	34	10	20 - 200	0 - 50	5	1 - 10			50	36
Sr	175	330	350 -1500	100 - 700	200	70 -150	460	438	800	430 - 460
K/Rb	224	340			1000	1000			400	500
Rb/Sr	0,22				0,01-0,05	0,02				
Cr	310	40	0 - 500	0 - 300	50	200 -400			70	
Co	32		-							
Ni	56	25	0 - 250	0 - 300	30(0-100) ^Y	20 -350 ^Y			120	120
V	236	255	40 - 300	200 - 300	270					
Zr	127	100	60 - 300	40 - 150	70	95	215	215	240	220
Y	37	20			19	43	29	29	50	27

I - Douarnenez (moyennes : matrices de coussins exclues).

II - Séries calco-alcalines d'arcs insulaires ("high-alumina basalts") JAKES, P. et WHITE, A.J.R. (1972).

III - Séries calco-alcalines : IIIa : de marges actives } MIYASHIRO, A. (1975).
 IIIb : d'arcs insulaires }

IV - Tholéites d'arcs insulaires. JAKES, P. et WHITE, A.J.R. (1972).

V - Tholéites de rides médio-océaniques. GLIKSON, A.Y. (1971).

VI - Points chauds : VI a : continental } LOESCHKE, J. (1975).
 VI b : océanique }
 VI c : alcalin } Série documentation interne.
 VI d : tholéitique }

^Y MIYASHIRO, A. (1975).

^W BEBIEN, J. (1972).

à 0,18 pour les termes basiques, cet élément n'est donc pas sélectif dans ce cas.

II.5.2.2. Eléments-traces :

On raisonnera ici sur Zr, Y et les éléments de transition Cr, Co, Ni et V (tous éléments réputés "immobiles").

. Zr : valeurs extrêmes : 110-159 ppm (sur volcanites basiques)
valeur moyenne : 127 ppm

De telles teneurs rappellent plus celles de volcanites d'arcs (70-100 ppm pour JAKES et WHITE (1972) ; 40-300 ppm pour MIYASHIRO (1975)) que celles de basaltes intraplaques (215-240 ppm pour LOESCHKE (1975) ; la fourchette annoncée par MIYASHIRO (1975) pour les séries calco-alcalines d'arcs insulaires (40-150 ppm) paraît compatible avec les valeurs trouvées à Douarnenez.

. Y : valeurs extrêmes : 32-43 ppm (sur volcanites basiques)
valeur moyenne : 37 ppm

Ces teneurs semblent relativement fortes, comparées aux teneurs moyennes des séries calco-alcalines d'arcs (20-30 ppm - Doc. int.), et ne sont pas sans rappeler paradoxalement celles qu'on trouve dans les basaltes intraplaques océaniques (Galapagos, par exemple : 39 ppm, selon PEARCE et CANN (1973)) .

. Les éléments de transition :

Il n'est pas inutile de rappeler brièvement le comportement de ces éléments lors des processus de cristallisation, et leurs affinités avec certaines phases minérales (LASSERRE, J.L. et LAVERNE, C, (1976)) : tableau 25.

- . Cr : valeurs extrêmes : 274-353 ppm
valeur moyenne : 310 ppm

Ces teneurs sont compatibles soit avec des thaléites de rides (40-500 ppm selon MIYASHIRO (1975)) , soit avec des roches calco-alcalines de zones de subduction (0-500 ppm) pour les marges actives, 0-900 ppm pour les arcs insulaires MIYASHIRO (1975)) .

- . Co : valeurs extrêmes : 27-38 ppm
valeur moyenne : 32 ppm

Le manque de données de comparaison avec les volcanites de différents cadres géotectoniques interdit toute comparaison à ce niveau.

- . Ni : valeurs extrêmes : 43-66 ppm
valeur moyenne : 56 ppm

Cet élément, selon MIYASHIRO (1975) est peu discriminant, considéré isolément (cf. tableau 24).

- . V : valeurs extrêmes : 214-279 ppm
valeur moyenne : 236 ppm

La teneur moyenne de cet élément est proche de celle avancée pour les basaltes calco-alcalins (255 ppm) (JAKES, P. et WHITE, A.J.R. 1972) ; MIYASHIRO (1975) donne comme valeurs limites 40-300 ppm pour les marges actives, 200-300 ppm pour les arcs insulaires ; l'alternative n'est donc pas tranchée.

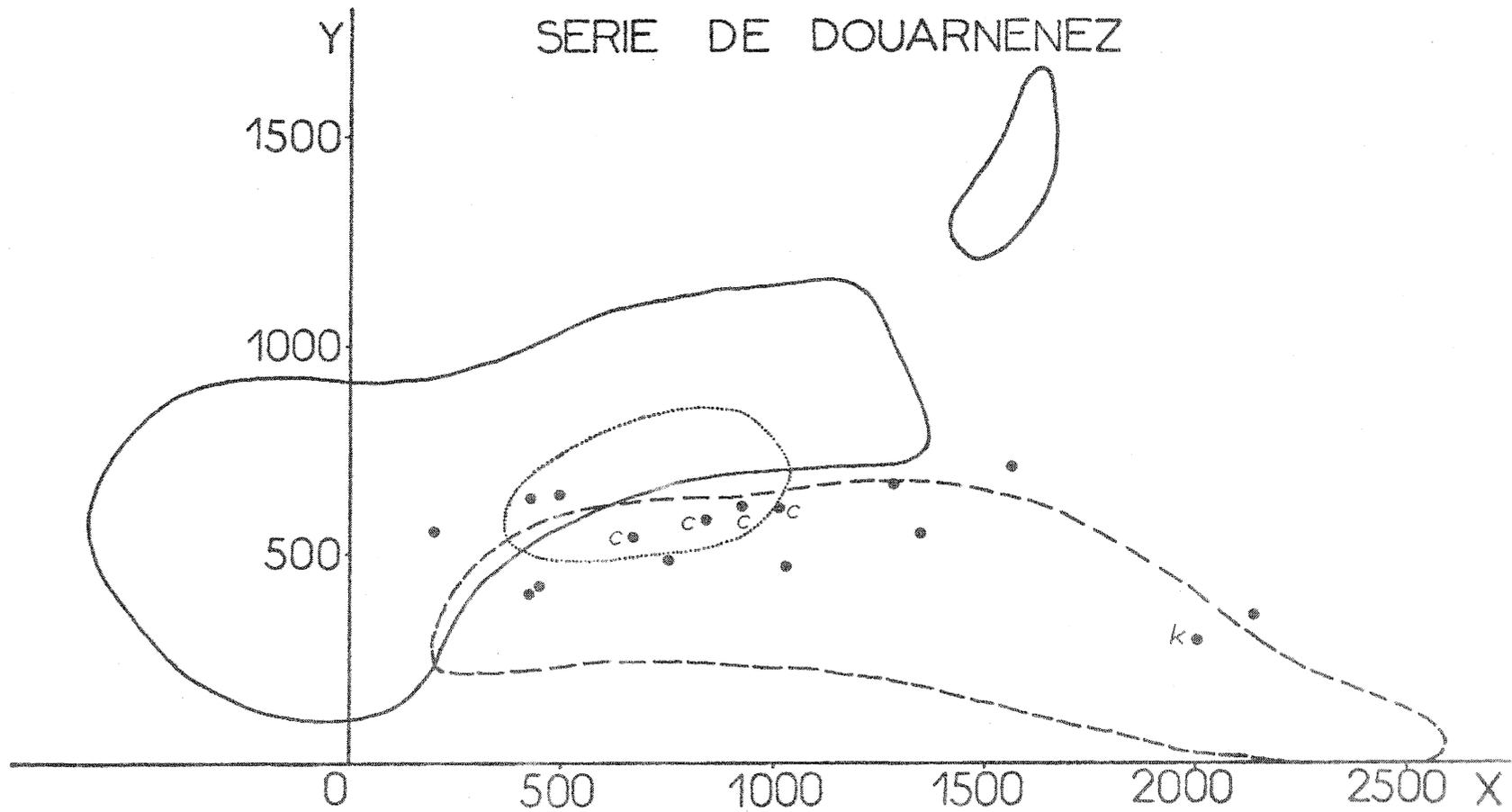
Ceci étant posé, voyons maintenant ce que peuvent apporter les diagrammes "géotectoniques" dans cette analyse.

T A B L E A U 25 : Comportement géochimique des éléments de transition
(d'après LASSERRE, J.L. et LAVERNE, C. (1976))

élément	Cr	Ni	V	Co
s'enrichit dans les stades : précoce moyen tardif de la cristallisation	X	X	X	X comportement voisin de Ni
appartient au réseau cristallin de : (par ordre décroissant)	<ul style="list-style-type: none"> . Cpx initiaux (diopside) puis : . magnétite . ilménite 	<ul style="list-style-type: none"> . Olivine (Fo^{>>}Fa) . Opx . Cpx . amphibole 	<ul style="list-style-type: none"> . ilménite . magnétite . pyroxènes (olivines très peu riches en V) 	<ul style="list-style-type: none"> . Olivine (cf. Ni) . magnétite . ilménite . pyroxènes
sa concentration depuis les ultrabasites jusqu'aux basites : diminue augmente	X	élément lié aux roches basiques et ultrabasiques		le rapport Ni/Co décroît avec l'avancement de la cristallisation fractionnée
teneurs dans les basaltes basaltes à quartz normatif basalte à olivine normative	<ul style="list-style-type: none"> 0 - 500 ppm 125 ppm (Cr/Ni =2,05) 185 ppm (Cr/Ni =2,05) 	teneurs dans les basaltes alcalins très supérieures aux teneurs dans les basaltes tholéitiques (cf. olivine) teneurs extrêmes : 90 - 300 ppm	tholéites : 292 - 330 ppm basaltes alcalins : 140 - 252 ppm	teneurs plus faibles et plus constantes que Ni teneurs : 35 - 45 ppm

Fig.43: DIAGRAMME DE BEBIEN (1973)

SERIE DE DOUARNENEZ



$$X = 4Si - (1Na + 1K + 6Ca + Al)$$

$$Y = 2(CFe + Mg + Ti) \quad \text{en milliatomes}$$

ROCHES VOLCANIQUES des ARCS INSULAIRES (tireté), des ILES INTRAOCEANIQUES (trait continu) et des DORSALES MEDIO-OCEANIQUES (pointillé)

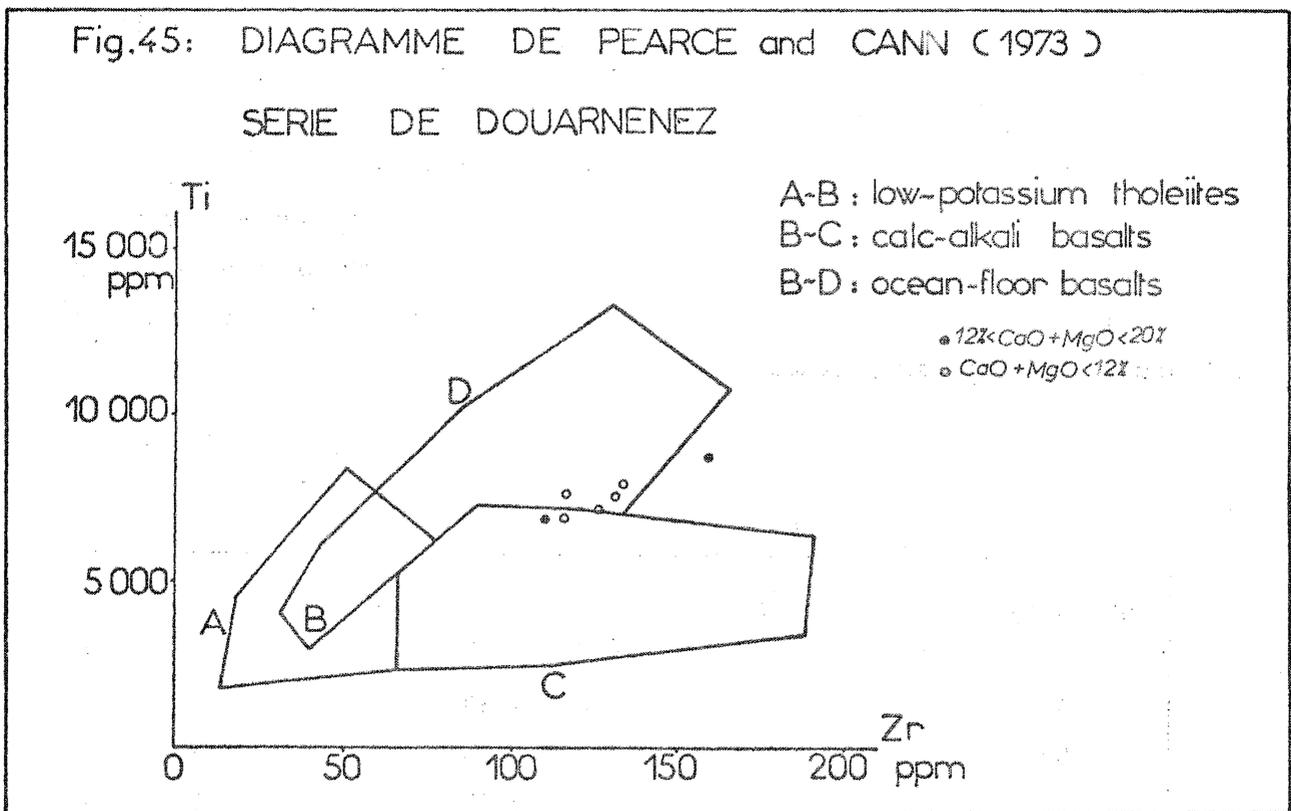
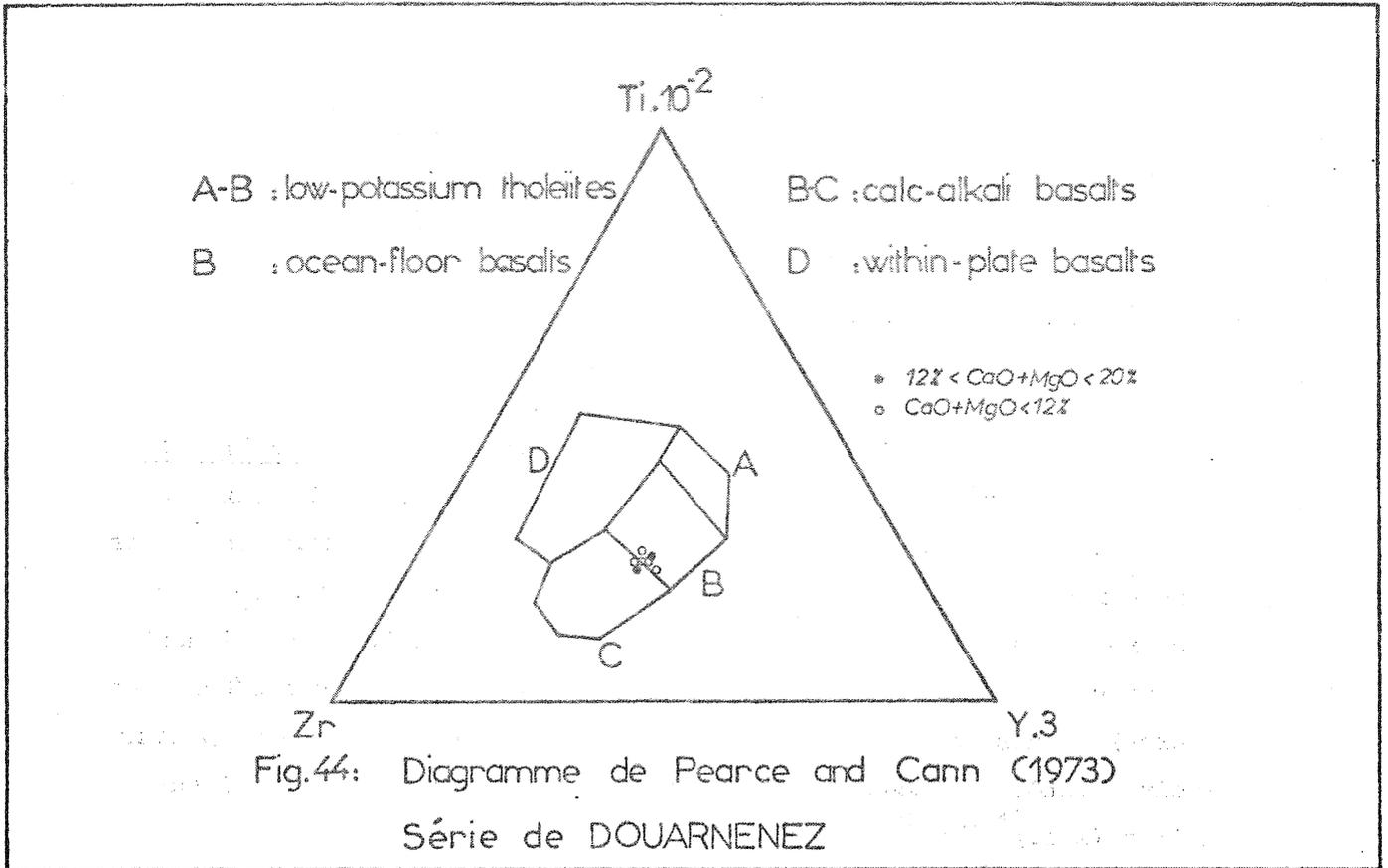
II.5.3. Cadre géotectonique

. La répartition des points dans le diagramme de BEBIEN (1973) -fig. 43-, et, en particulier, la position de l'albitophyre de Lescorveau, montre une assez bonne concordance avec le champ des volcanites d'arcs insulaires. Les coeurs de coussins -qu'on peut considérer comme les plus représentatifs au point de vue composition chimique- se situent, il est vrai, à la limite de deux champs (basaltes de dorsales/basaltes d'arcs) ; mais la tendance évolutive de l'ensemble du nuage de points incite plutôt à pencher pour l'hypothèse de volcanites d'arcs insulaires (s.l.)

. SMITH et SMITH (1976) ont énoncé certaines réserves quant à l'utilisation des diagrammes de PEARCE et CANN (1973), réserves en partie déjà formulées par ces auteurs, et qui concernaient essentiellement le comportement des éléments choisis (Ti, Zr, Y, Sr, Nb) durant l'altération et le métamorphisme de bas degré ; on notera, que, d'autre part, PEARCE et CANN (1973) conseillent une grande prudence dans l'application de leurs diagrammes aux roches précambriennes (voir plus haut) : ainsi, le fait que, sur 7 analyses de volcanites de Douarnenez, 5 d'entre elles aient un total CaO + MgO inférieur à 20 % permet de supposer une altération de ces roches (à moins qu'il s'agisse d'un caractère primaire) (tableau 26) (cf. première partie) :

T A B L E A U 26

n° analyse	CaO	MgO	CaO + MgO
3c	3,95	7,53	11,48
5b	5,83	8,04	13,87
6c	3,04	7,47	10,51
8b	3,22	8,12	11,34
9c	6,33	7,28	13,61
12c	5,49	6,11	11,60
14	1,97	6,47	8,44



En se reportant au tableau 21, qui concerne l'utilisation des diagrammes de PEARCE et CANN (1973), on voit que seuls deux de leurs diagrammes peuvent être employés dans ce cas :

- le triangle $Ti.10^{-2}/Zr/Y.3$ (fig. 44) montre un nuage de points relativement homogène, à la limite des champs B et C, correspondant aux basaltes calco-alcalins d'arcs ;

- le diagramme $Ti : Zr$ (fig. 45), quant à lui, est moins parlant la dispersion plus importante des points ne permet pas de conclusion sûre.

Quoiqu'il en soit, à la lecture de ces diagrammes, le volcanisme briovérien de Douarnenez ne correspond, semble-t-il, ni à des basaltes de rides, ni à des basaltes intraplaques, ni enfin à des tholéites d'arcs.

Remarque : la condition $12 \% < CaO + MgO < 20 \%$ n'est donc respectée ici que pour 2 des 7 analyses disponibles (cf. plus haut) ; les analyses 5b et 9c (tableau 26) si l'on a fait figurer les autres analyses sur les diagrammes de PEARCE et CANN (1973), c'est uniquement à titre indicatif, en remarquant toutefois que le total $CaO + MgO$ est en général relativement proche de 12 %.

. L'examen du diagramme de SUBBARAO et al. (1976) -fig. 46- confirme l'idée selon laquelle le volcanisme de Douarnenez correspondrait à une zone d'arc insulaire. On peut y voir en effet, que, hormis les matrices de coussins -aux compositions trop particulières- le nuage de points se situe légèrement au-dessus du champ des roches calco-alcalines d'arcs ; la concordance n'est donc pas parfaite, mais ce diagramme permet d'exclure de nouveau l'hypothèse d'un volcanisme de ride ("oceanic ridge basalts") comme celle d'un volcanisme intraplaque ("seamount and island basalts").

. Lors de la présentation des récents diagrammes de PEARCE (1976), on avait souligné le fait que leur utilisation demandait certaines précautions dans la caractérisation géotectonique des basaltes altérés ; ceci apparaît clairement sur les deux figures correspondantes F1/F2 et F2/F3 (fig. 47).

Les analyses de Douarnenez (on exclura les matrices des coussins de cette discussion) se répartissent toutes dans le champ des volcanites d'arcs ; en prenant en compte l'évolution générale due à l'altération, on voit que, dans le diagramme F1/F2, la position des points situés dans le champ des shoshonites (basaltes hyper-potassiques) peut s'expliquer justement par un phénomène d'altération (qui tend à augmenter F2). Une autre façon de considérer le problème consiste à situer les valeurs de F1 pour les différentes analyses, par rapport à la limite fixée par PEARCE (1976) : (voir la présentation de ce diagramme) ; cette limite ($F1 = 0,33$) sépare les basaltes de points chauds (intra-plaques) des basaltes d'arcs volcaniques ; l'ensemble des analyses montre bien une valeur de F1 supérieure à 0,33 (fig. 47) ; il faut donc raisonnablement considérer l'hypothèse d'une origine du type arc insulaire pour la série spilitique de Douarnenez ; ainsi semble-t-il que ces spilites ne se soient mises en place ni au niveau d'une ride, ni à l'intérieur d'une plaque lithosphérique : une zone de convergence de plaques apparaît plus probable au stade de cette étude.

II.5.4. Conclusion partielle

Je voudrais rappeler, au terme de l'examen des différents diagrammes présentés plus haut, les principales conclusions qui semblent se dégager de l'étude géochimique des spilites briovériennes de Douarnenez. L'interprétation géotectonique, étayée d'arguments isotopiques, paléontologiques et sédimentologiques prendra place dans la troisième partie, à l'issue de l'analyse des trois autres séries étudiées.

. Le premier point important à souligner est donc la caractérisation géochimique du magma parental, démarche relativement légitime

Fig.47: DIAGRAMMES DE PEARCE (1976)

• 12% <CaO+MgO> 20%
 ◊ condition ci-dessus non respectée

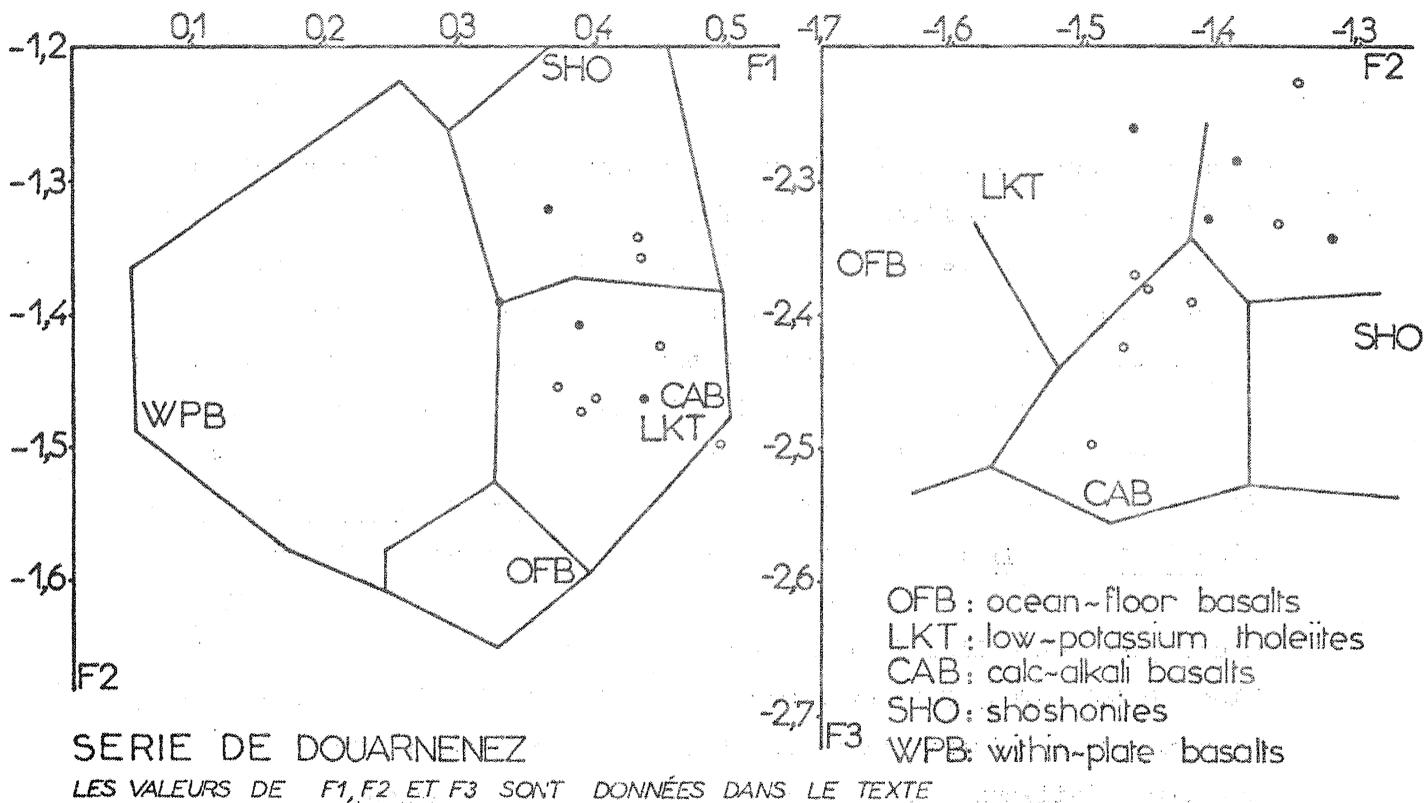
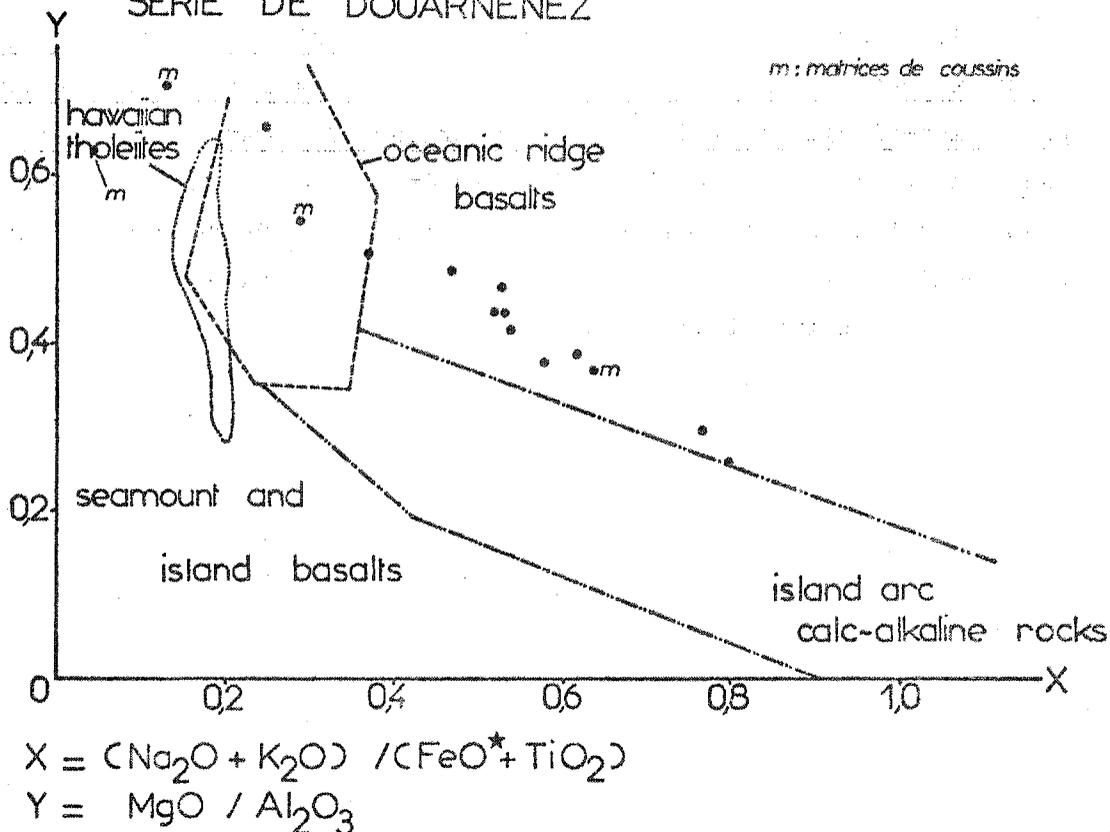


Fig.46: DIAGRAMME DE SUBBARAO and d. (1976)

inspiré du diagramme de GREEN (1973)

SERIE DE DOUARNENEZ



dans la mesure où l'on a affaire à des laves très peu différenciées (faible rapport de l'index de différenciation FeO^*/MgO) ; on peut donc espérer approcher de cette façon la composition du magma initial, compte-tenu cependant des remarques avancées (grande homogénéité des compositions, impliquant l'absence nette de lignée évolutive). Il semble ainsi que le volcanisme briovérien de Douarnenez corresponde à un magmatisme calco-alcalin au caractère peu prononcé ; selon MIYASHIRO (1975), il vaut mieux parler dans ces conditions de série calco-alcaline intermédiaire: les arguments les plus importants en faveur de cette hypothèse sont les teneurs relatives en SiO_2 , FeO^* , MgO , TiO_2 d'une part, et celles (relativement élevées) en "éléments incompatibles" (WINCHESTER, J.A. et FLOYD, P.A. 1976) Zr, Y et P, d'autre part ; l'examen de la distribution des éléments de transition (Cr, Co, Ni, V) confirme d'ailleurs en général cette première conclusion.

. Quant aux résultats apportés par l'examen des diagrammes "géotectoniques", ils excluent, pour la série de Douarnenez, l'analogie avec des basaltes intraplaques ou de rides médio-océaniques.

Il apparaît donc en conclusion que la série spilitique de Douarnenez présente nombre de caractères géochimiques des séries volcaniques calco-alcalines situées à la convergence de plaques lithosphériques ; en faveur de l'arc insulaire plutôt que de la marge active, on notera des teneurs élevées en Al_2O_3 (typiques des "high-alumina basalts", c'est-à-dire des basaltes calco-alcalins d'arcs) et des rapports FeO^*/MgO le plus souvent inférieurs à 2.

II.6. La série caradocienne de la presqu'île de Crozon (Finistère)

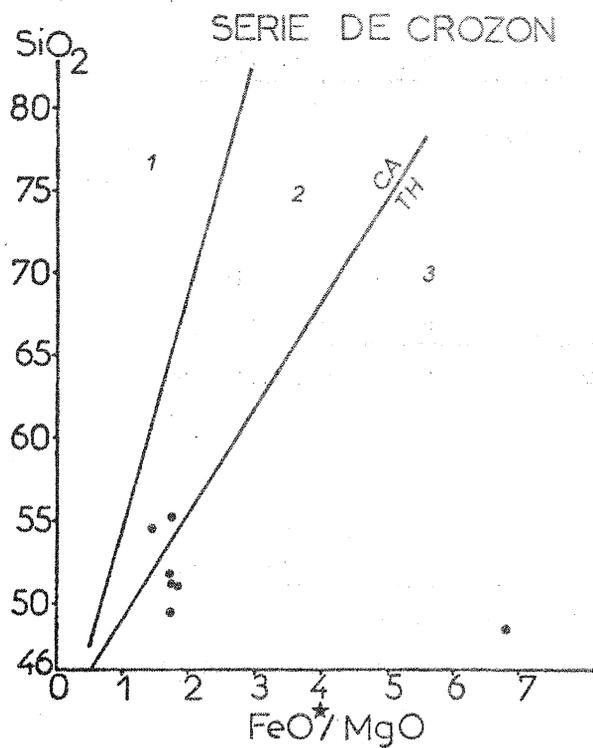
II.6.1. Caractérisation géochimique de la série

. Le caractère tholéitique de la série de Crozon apparaît nettement sur les diagrammes de MIYASHIRO (1975) -fig. 48- ; il est cependant difficile là encore, de parler de tendance évolutive, vu le nombre restreint d'analyses disponibles et leur relative homogénéité.

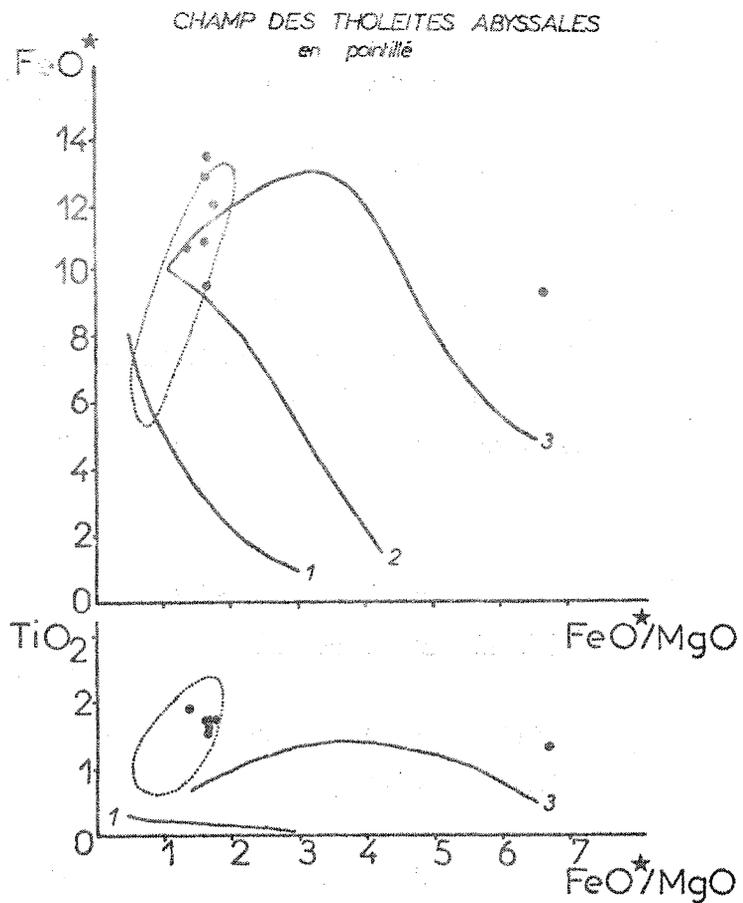
. Les mêmes analyses replacées dans le diagramme de TILLEY et MUIR (1967) - fig. 49- confirment cette première conclusion ; on y observera de plus le relatif enrichissement des bordures des coussins spilitiques en éléments ferro-magnésiens, par rapport aux coeurs de ces mêmes coussins.

. L'examen de la distribution des éléments-traces V, Cr et Ni, en fonction du rapport FeO^*/MgO (diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO 1975) -fig. 50 et 51- souffre du nombre très faible de données disponibles ; il n'en reste pas moins cependant que l'affinité tholéitique des volcanites de Crozon paraît acquise à ce niveau. D'autre part, la dolérite de Kerdreux montre une particularité qui la distingue des coeurs de coussins de Lostmac'h (les analyses en éléments-traces -cf. tableau 8- n'ont été faites que sur la dolérite de Kerdreux et sur les coeurs de coussins de Lostmac'h, qu'on a considérés, là encore, comme plus représentatifs que les bordures et matrices : ces dernières sont en effet considérablement enrichies en calcite) : les teneurs en Ni sont nettement plus faibles, celles en Cr nettement plus fortes dans cette dolérite de Kerdreux que dans les coussins de Lostmac'h ; l'accroissement de la teneur en Cr est à mettre vraisemblablement en corrélation directe avec la présence de clinopyroxène dans la dolérite (tableau 25) : ce minéral est en effet un accepteur de chrome, et fait justement défaut à Lostmac'h ; je n'explique pas, par contre, l'appauvrissement en Ni de la dolérite, par rapport aux coussins ; cet élément, on l'a vu, montre un comportement géochimique analogue à celui du chrome (tableau 25) : on serait donc en droit de s'attendre à une corrélation

Fig. 48: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO (1975) (base anhydre)

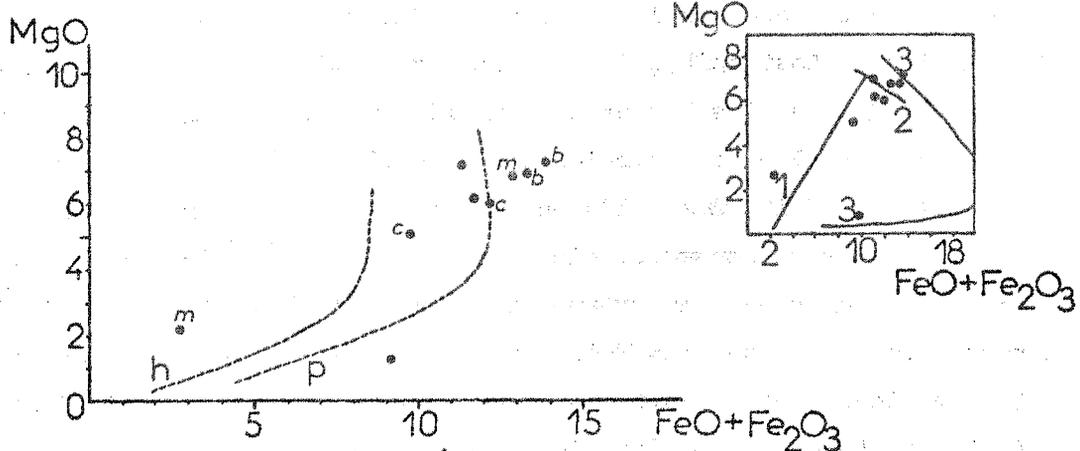


- 1. SERIE CALCO-ALCALINE
- 2. SERIE CALCO-ALCALINE INTERMEDIAIRE
- 3. SERIE THOLEITIQUE



CHAMP DES THOLEITES ABYSSALES en pointillé

Fig. 49. DIAGRAMME DE TILLEY et MUIR (1967)
repris par JAKES et GILL (1970)
SERIE DE CROZON



- h: hypersthénic series = séries calco-alkalines
- p: pigeonitic series = séries tholéitiques
- 1: Cascades (séries calco-alkalines)
- 2: Mid-ocean tholeiites
- 3: Skaergaard

- m: matrices
- b: bordures
- c: coeurs

Fig. 50: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO et SHIDO (1975)

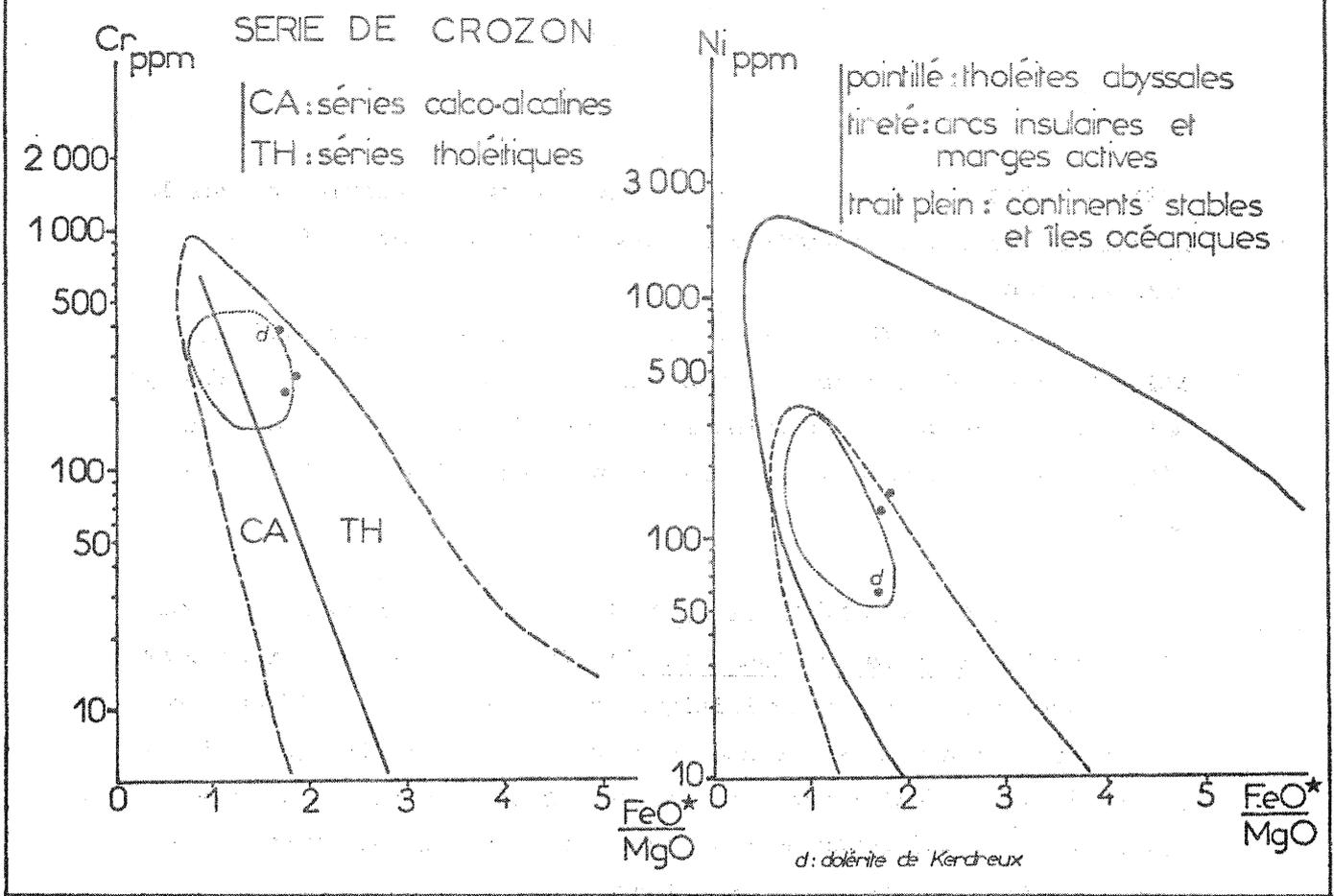


Fig. 51: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO et SHIDO (1975)

SERIE DE CROZON

trait plein: champ des tholéites abyssales

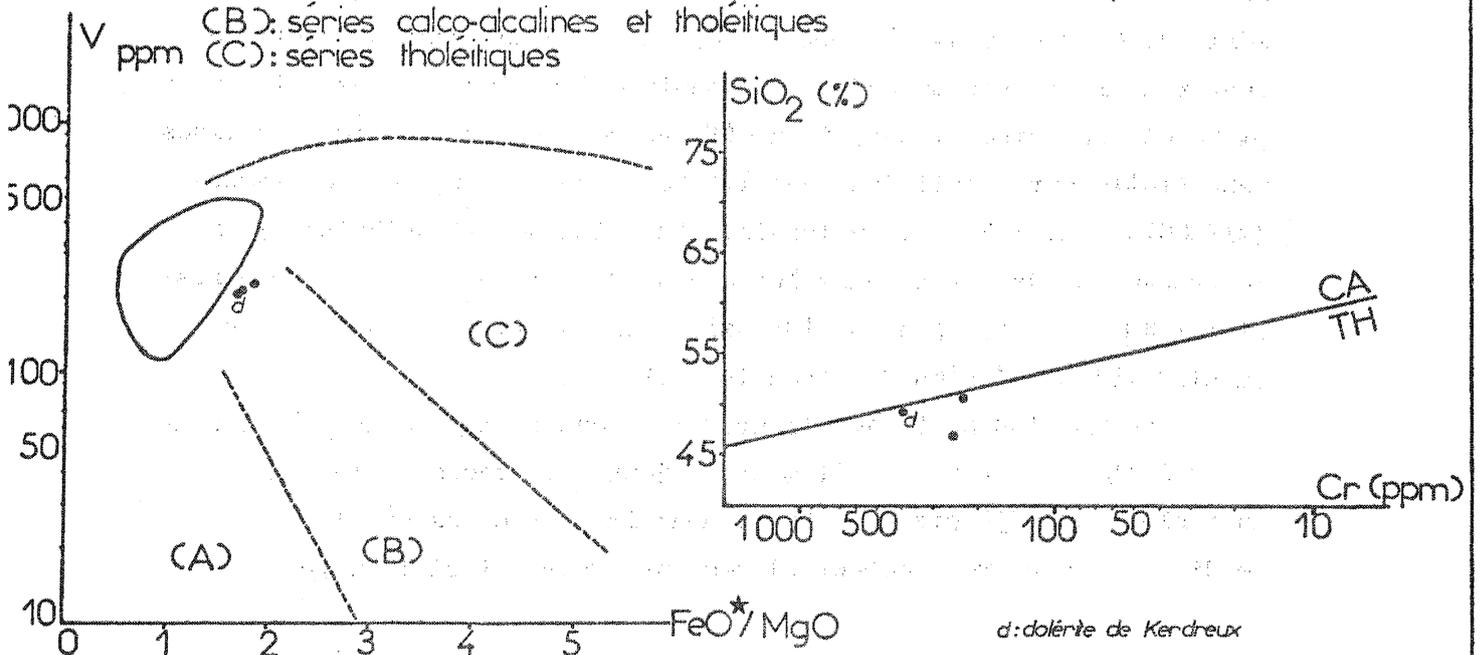
CA: séries calco-alkalines

(A): séries calco-alkalines

TH: séries tholéitiques

(B): séries calco-alkalines et tholéitiques

(C): séries tholéitiques



entre les teneurs en Ni et Cr ; son absence prouve simplement que le nickel est vraisemblablement lié à une autre phase minérale que le clinopyroxène.

Les informations relatives au cadre géotectonique qui apparaissent sur ces diagrammes seront discutées plus loin : on peut déjà noter cependant que la distribution du Cr, du Ni et du V n'est pas directement comparable à celle que l'on observe dans des tholéites de rides.

. A titre de confirmation, j'ai replacé les analyses disponibles dans le diagramme de GREEN (1973) -fig. 52- : le bon groupement des points dans le champ tholéitique est un argument supplémentaire en faveur de l'hypothèse avancée plus haut ; la dolérite de Kerdreux ne se distingue d'ailleurs pas, par sa position dans ce diagramme, des coussins spilitiques de Lostmac'h, argument en faveur du cogénéisme possible de ces deux formations.

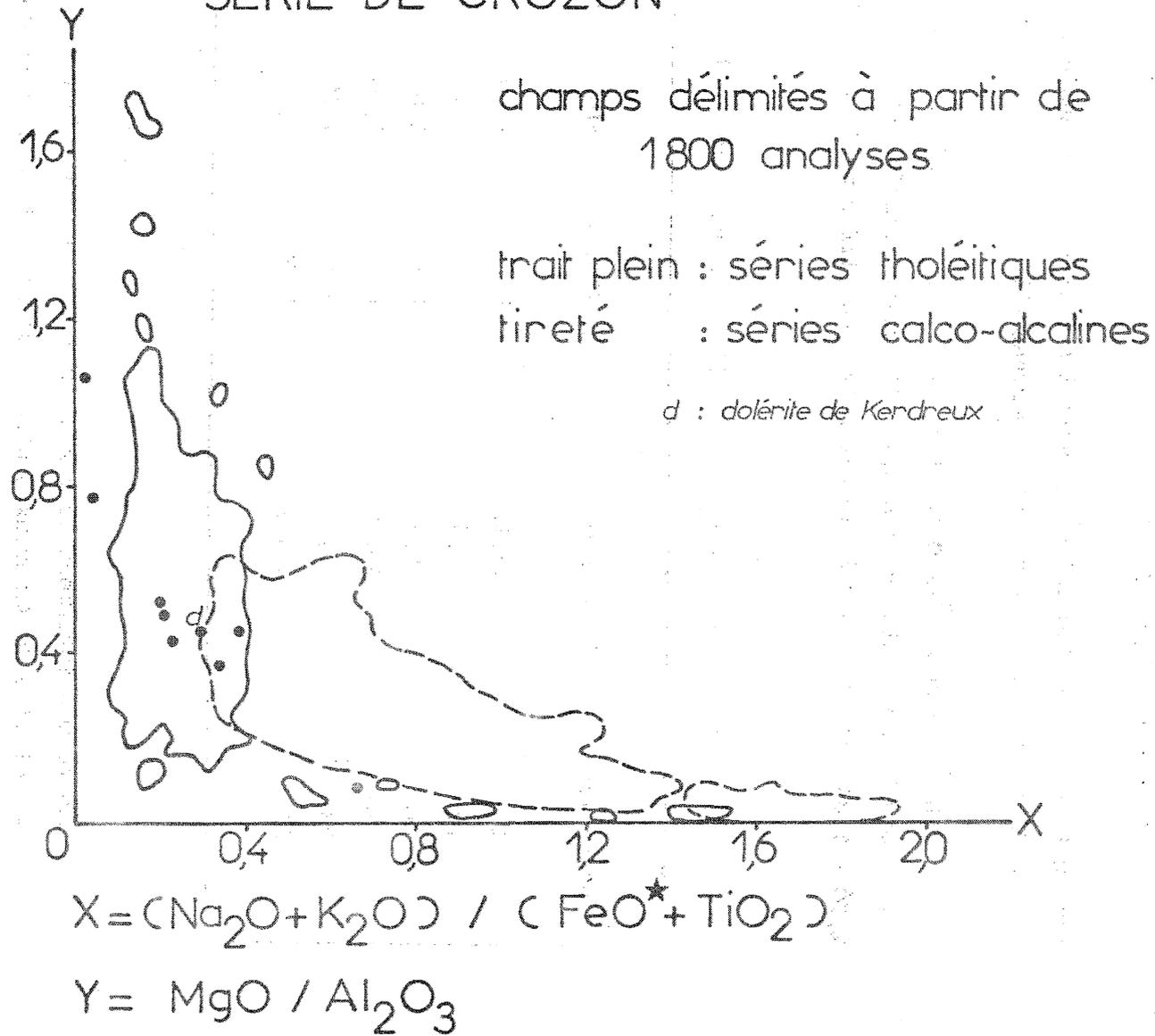
II.6.2. Comportement de quelques éléments

La démarche analytique appliquée ici sera la même que celle suivie pour la série de Douarnenez : l'affinité tholéitique de la série de Crozon ayant été démontrée, il est maintenant possible de tenter de retrouver le cadre géodynamique dans lequel s'est mis en place ce volcanisme ; car, à la différence des séries calco-alcalines, essentiellement localisées dans les zones de convergence de plaques (MIYASHIRO, A. 1975), le volcanisme tholéitique est ubiquiste ; on le trouve en effet tant dans les zones orogéniques (zones en compression (arcs et marges) ou en distension (rides)), que dans les zones stables (îles océaniques ou continents).

Comme plus haut, je discuterai cependant auparavant les teneurs des spilites de Crozon en éléments-majeurs et traces, à la lumière du tableau 24 déjà cité ; cette comparaison avec des basaltes issus de différents cadres géotectoniques introduira ainsi l'analyse géo-

Fig.52:DIAGRAMME DE GREEN (1973)

SERIE DE CROZON



dynamique de cette série.

II.6.2.1. Eléments majeurs :

(on excluera de la discussion qui suit les matrices de coussins, en raison de leurs compositions trop "aberrantes")

. Le rapport FeO^*/MgO (tableau 27) est remarquablement constant, et, hormis la lave bulleuse (analyse 23), reste limité à l'intervalle 1,70-1,84, montrant par là le caractère peu différencié de ces laves.

T A B L E A U 27 (valeurs brutes)

n° analyse	SiO_2	FeO^*/MgO	TiO_2	MgO
18b	47,12	1,74	1,60	
19c	46,55	1,84	1,59	5,98
21b	45,33	1,72	1,60	
22c	50,48	1,73	1,50	5,04
23	43,12	6,76	1,15	
24	49,67	1,70	1,49	6,16

Les termes intermédiaires font donc de nouveau défaut.

La dolérite de Kerdreux montre simultanément le rapport FeO^*/MgO le plus bas et la plus forte teneur en Cr : ces deux aspects sont un argument en faveur du caractère "non différencié" de cet hypovolcanisme. Il est raisonnable, dans ces conditions, de considérer la dolérite de Kerdreux comme un terme magmatique cogénétique des coussins spilitiques

de Lostmac'h, et peut-être comme une manifestation précoce de ce volcanisme.

. Le titane : sauf exception (lave bulleuse - anal.23- : $TiO_2 = 1,15$), ses teneurs varient de 1,49 à 1,60 (tableau 27), et sont donc nettement plus élevées qu'à Douarnenez (moyenne 1,18). A l'appui du caractère plus "primitif" de la dolérite de Kerdreux déjà noté plus haut, on remarquera qu'elle présente les teneurs les plus basses en TiO_2 , et, corrélativement les teneurs les plus hautes en MgO (analyse 24) (LASSERRE, J.L. et LAVERNE, C. 1975) ; mais on notera qu'il est impossible, à l'examen des teneurs en éléments-majeurs, d'émettre une hypothèse quant au cadre géotectonique de ce volcanisme : si l'on se reporte au schéma de BEBIEN (1972), cité plus haut pour la série de Douarnenez, il apparaît simplement que les teneurs des volcanites de Crozon en TiO_2 sont intermédiaires entre celles de rides (1,4-1,5 %) et celles de basaltes intraplaques (2,25 %), quoique nettement plus proches des premières.

II.6.2.2. Eléments-traces :

Je ne considérerai ici que les alcalins et alcalino-terreux (tableau 28) :

T A B L E A U 28 (d'après le tableau 24)

	tholéites de rides	spilites de Crozon	tholéites de point chaud
Rb	1-10	6-9-13	36
Sr	70-150	190-233-424	430-460
K/Rb	1000	304-370-415	423-500
° moyenne établie d'après HERRMANN et WEDEPOHL (1970)			

... Les teneurs en Rb et Sr sont significativement plus élevées que celles de tholéites de rides, et plus basses que celles de tholéites de points chauds ;

... Les rapports K/Rb, par contre, sont plus faibles que ceux reconnus dans ces deux types de volcanites.

Si, comme on l'a vu, le caractère tholéitique de ce volcanisme ne fait aucun doute, les teneurs des spilites de Crozon en éléments-majeurs et traces ne sont donc cependant pas assez caractéristiques pour permettre de trancher entre tholéites de rides et tholéites de points chauds. On constatera une fois de plus la gamme étroite de ce volcanisme, qui mérite d'ailleurs d'être souligné, puisqu'il semble correspondre à une caractéristique essentielle du volcanisme spilitique armoricain.

L'examen de quelques diagrammes "géotectoniques" devrait cependant permettre de préciser le cadre géodynamique du volcanisme de Crozon.

II.6.3. Cadre géotectonique

La distribution de Ti, Zr et Y dans le diagramme de PEARCE et CANN (1973) -fig. 53- est relativement groupée, à la limite de deux champs (champ D : basaltes intraplaques ; champ C : basaltes de rides), la condition initiale : $12 \% < \text{CaO} + \text{MgO} < 20 \%$ étant remplie pour les trois analyses disponibles. Mais on a vu que certains arguments semblaient exclure une origine du type ride océanique ; rappelons, d'autre part, que dans les diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO (1975) -fig. 50 et 51-, la distribution du chrome, du nickel et du vanadium ne correspond pas exactement à celle qu'on observe dans les tholéites de rides. En outre, les teneurs en alcalins et alcalino-terreux des volcanites de Crozon ne sont pas directement comparables à celles de ces mêmes basaltes médio-

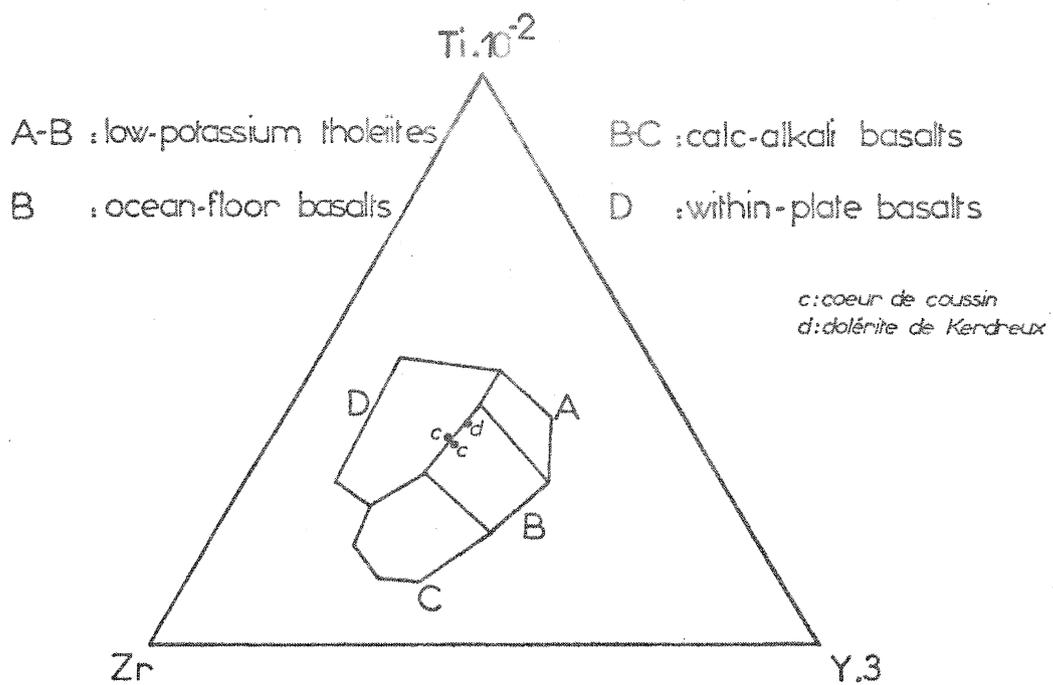


Fig.53: Diagramme de Pearce and Cann (1973)
Série de CROZON

Fig.54: DIAGRAMME DE PEARCE and CANN (1973)
SERIE DE CROZON

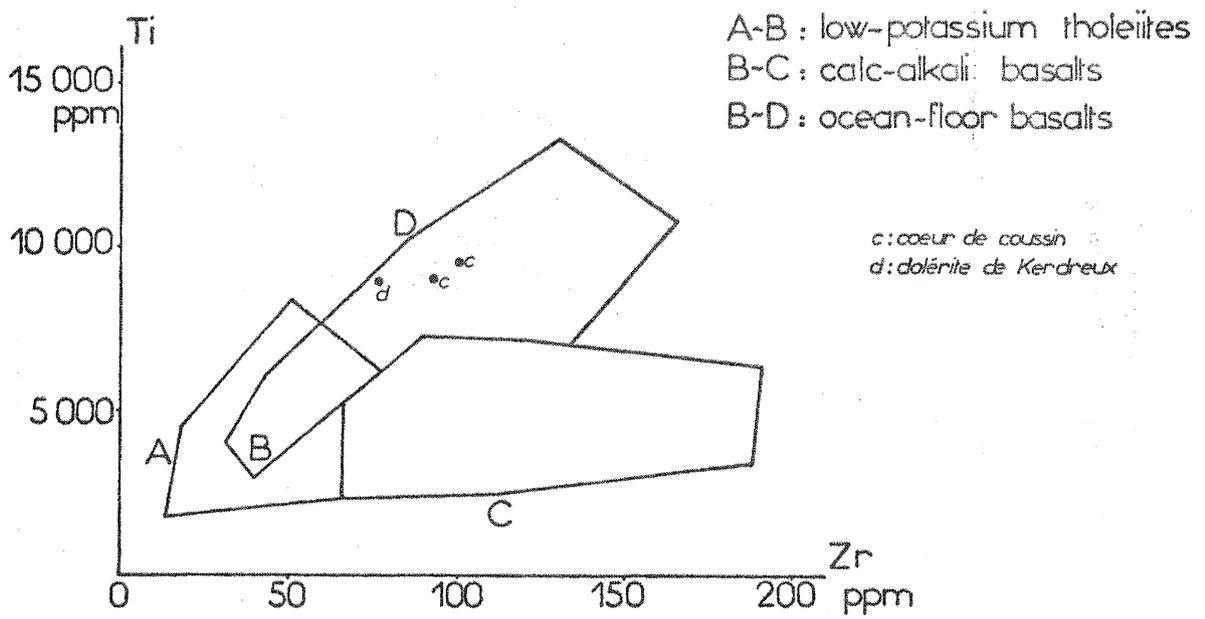
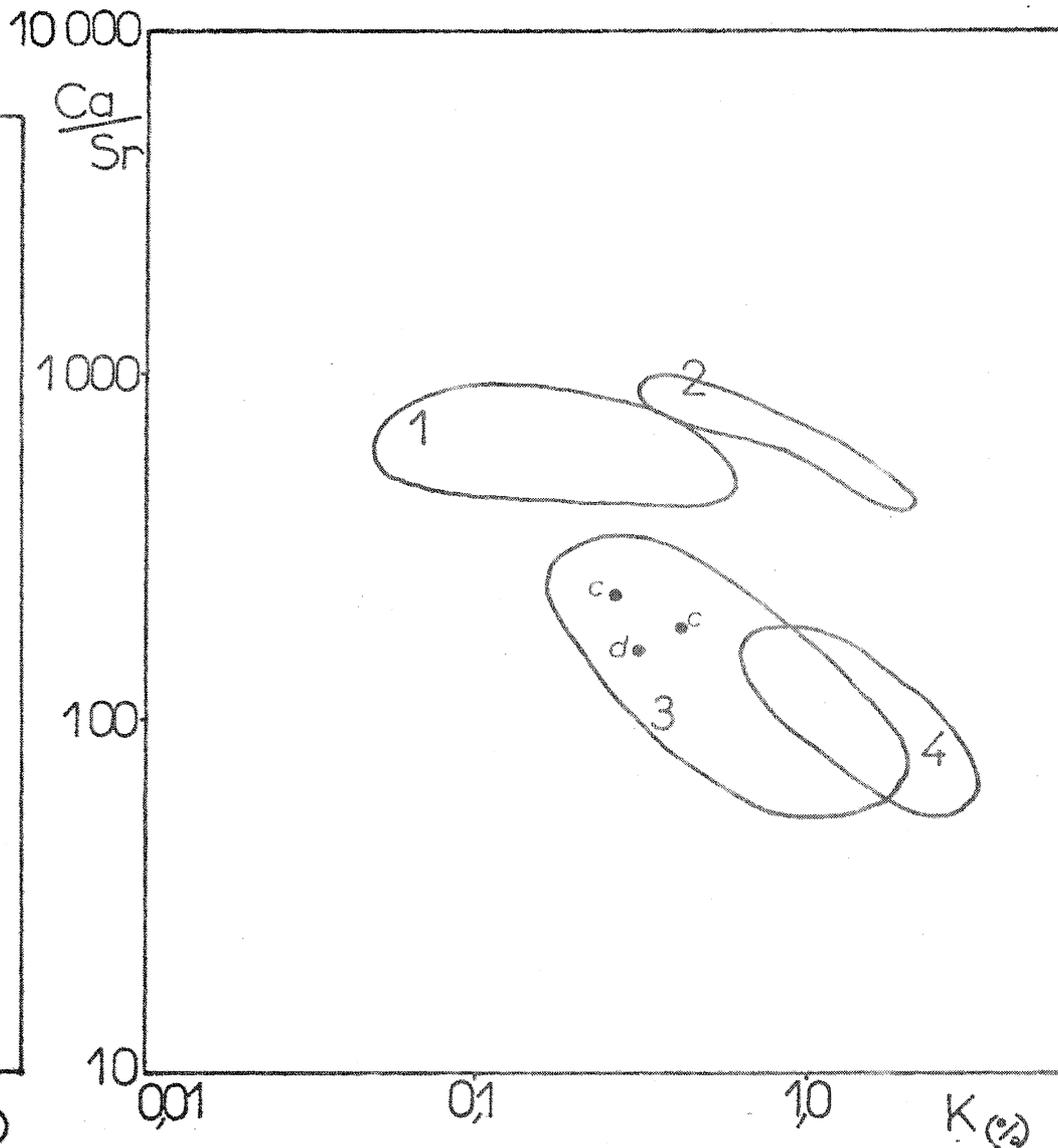
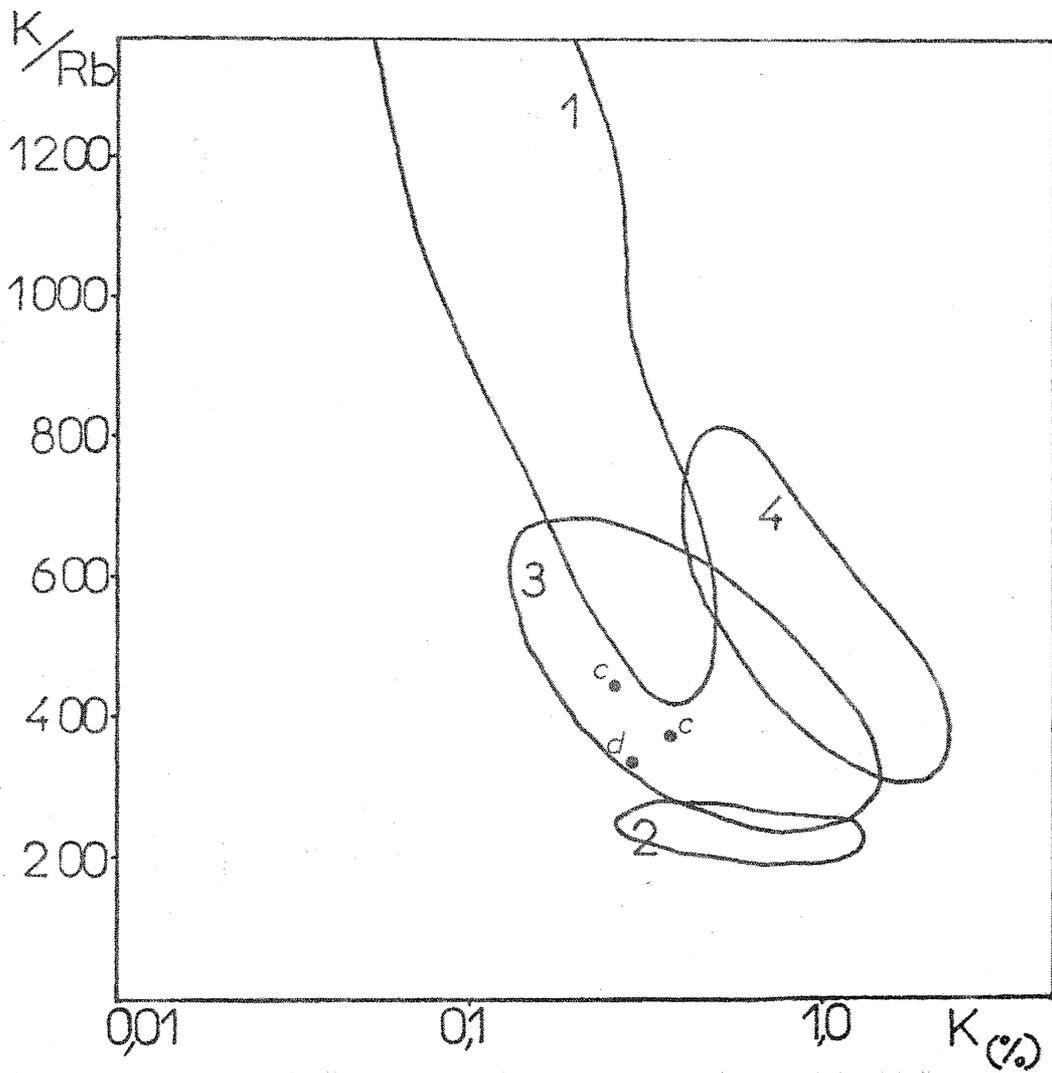


Fig.55:DIAGRAMMES DE CONDIE and al. (1969)

SERIE DE CROZON

- 1 : submarine tholeiites
- 2 : antarctic and tasmanian tholeiites
- 3 : continental tholeiites
- 4 : alkali basalts

c : coeur de coussin
 d : dolérite de Kerdreux



océaniques (tableau 28). A l'encontre de ceci, cependant, la distribution de Ti en fonction de Zr (PEARCE et CANN 1973 - fig. 54-) est analogue à celle de tholéites océaniques (si l'on rejette l'hypothèse de basaltes intraplaques).

. D'autre part, l'examen des diagrammes de CONDIE et al. (1969) (fig. 55) montre que l'évolution des rapports K/Rb et Ca/Sr en fonction de K ne sont compatibles qu'avec des tholéites continentales.

II.6.4. Conclusion partielle

L'affinité tholéitique du volcanisme caradocien de Crozon paraît donc bien établie, sur la base d'arguments concordants énoncés plus haut. Il semble cependant que le cadre géodynamique de ce volcanisme ne puisse être directement reconstitué au seul examen des données géochimiques dont on dispose ici.

En effet, l'alternative n'est pas levée : à ce stade de l'analyse, deux hypothèses géotectoniques demeurent concevables :

- volcanisme de point chaud ;
- volcanisme de ride médio-océanique.

L'étude des spectres de terres-rares, très discriminants dans ce cas, devrait dans l'avenir permettre de trancher.

On envisagera donc, dans la troisième partie, les deux hypothèses retenues pour Crozon (tholéite de ride ou de point chaud), en essayant de voir celle qui concorde le mieux avec les données géologiques.

II.7. La série volcanique de Saint-Georges sur Loire (Maine et Loire)

Les 20 analyses disponibles (éléments-majeurs) sur cet ensemble se répartissent ainsi (tableau 12) :

- 10 analyses de volcanites basiques (analyses 26 à 35) ;
- 9 analyses de volcanites acides (= 4 rhyolites : analyses 37 à 40 et 5 kératophyres (s.l.) : analyses 41 à 45) ;
- 1 analyse d'adinole (analyse 36).

On insistera surtout dans cette étude sur les spilites.

II.7.1. Caractérisation géochimique de la série et comportement de quelques éléments

La méthode analytique employée pour l'étude de cette formation diff rera un peu des précédentes ; il apparait, en effet, qu'un faisceau d'arguments confirme une même hypothèse : je présenterai donc tout de suite les caractéristiques géochimiques des spilites qui me paraissent essentielles à noter, quitte ensuite à discuter les teneurs de certains éléments qui pourraient sembler infirmer l'hypothèse avancée.

Quelques caractères fondamentaux se dégagent à la lecture du tableau 12 (dont certains, d'ailleurs, ont déjà été soulignés en introduction -cf. Première Partie-) :

-  l ments-majeurs :

. teneurs en TiO_2 toujours inférieures à 2 %, et le plus souvent comprises entre 1,5 et 1,6 % ;

- . teneurs en P_2O_5 toujours inférieures à 0,3 % ;
- . rapports FeO^*/MgO toujours inférieurs à 1,4 ;

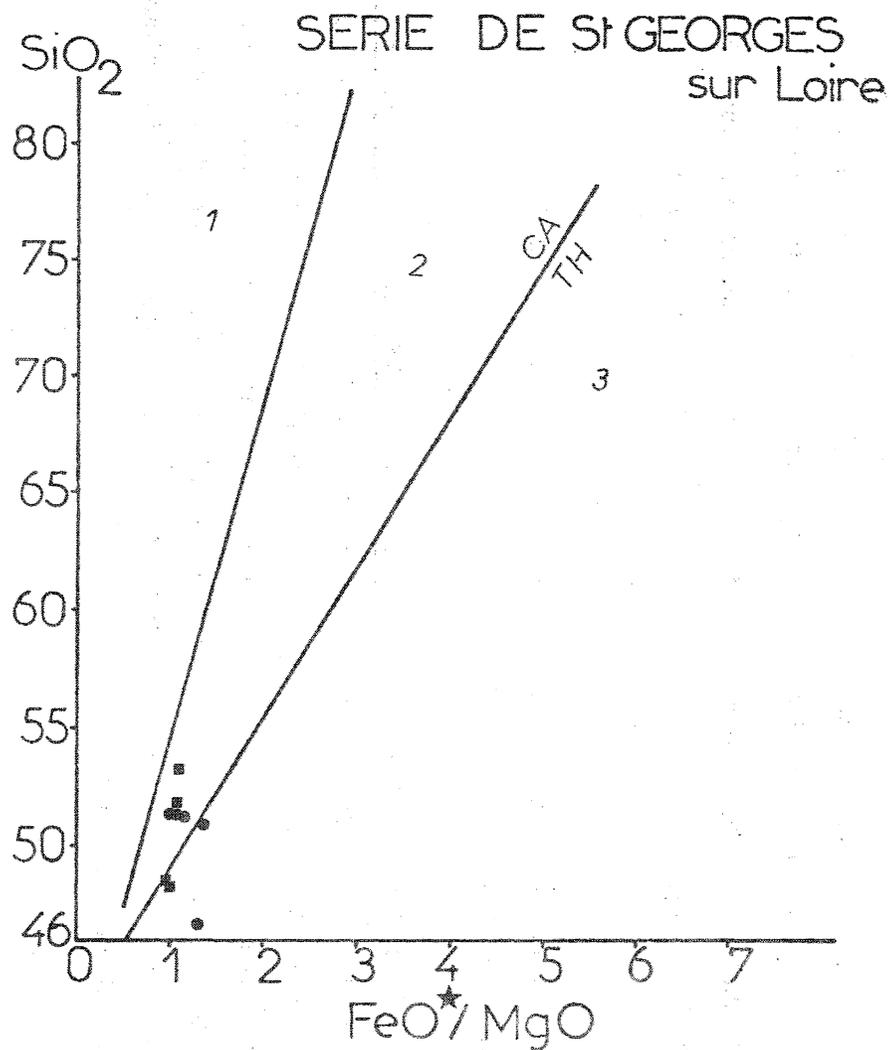
- éléments-traces :

- . teneurs en K_2O trop faibles pour être déterminées par fluorescence X ; l'absorption atomique les donne (tableau 13) toujours inférieures à 550 ppm ;
- . teneurs en Rb toujours inférieures à 5 ppm, et, pour 5 des 6 analyses de spilites, inférieures à 2 ppm, d'où :
 - . un rapport K/Rb relativement fort (tableau 12), mais souvent imprécis, vu les teneurs très faibles en Rb ;
 - . teneurs en Sr (teneurs extrêmes : 63-247 ppm ; teneur moyenne : 152 ppm) comprises entre 50 et 250 ppm ;
 - . éléments de transition :
 - .. le chrome (teneurs extrêmes : 220-313 ppm ; teneur moyenne : 265 ppm) : sa teneur moyenne, dans les coussins spilitiques (analyses 32 et 35) est voisine de 300 ppm (313 et 286 ppm) ;
 - .. le nickel (teneurs extrêmes : 37-109 ppm ; teneur moyenne : 96 ppm) : la teneur moyenne est proche de 100 ppm ;
- . l'yttrium, enfin, montre une distribution remarquablement groupée autour de la moyenne : 39 ppm (teneurs extrêmes : 37-40 ppm).

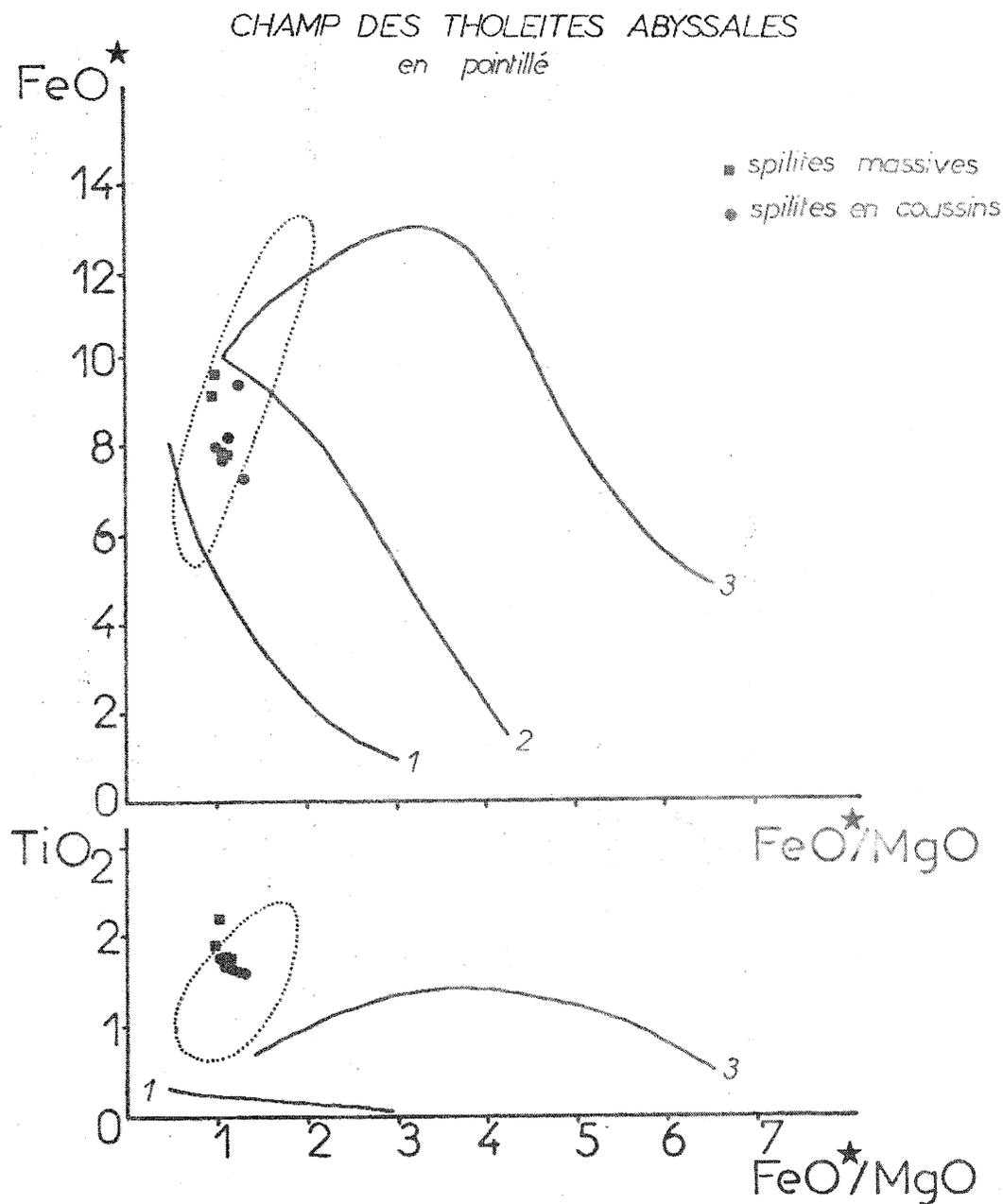
Tous ces caractères sont typiquement ceux de tholéites de rides médio-océaniques (cf. Tableau 24).

. L'interprétation des diagrammes de MIYASHIRO (1975) -fig. 56- construits à partir des compositions recalculées anhydres, n'est pas ici encore immédiate, en raison de l'homogénéité de celles-ci ; on peut noter cependant que la majorité des points (on ne considère ici que les spilites) se répartit à l'intérieur du champ des tholéites abyssales, et que le rapport FeO^*/MgO reste constamment à l'intérieur de l'intervalle 1,00-1,40.

Fig. 56: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO (1975) (base anhydre)



- 1: SERIE CALCO-ALCALINE
 2: SERIE CALCO-ALCALINE INTERMEDIAIRE
 3: SERIE THOLEITIQUE



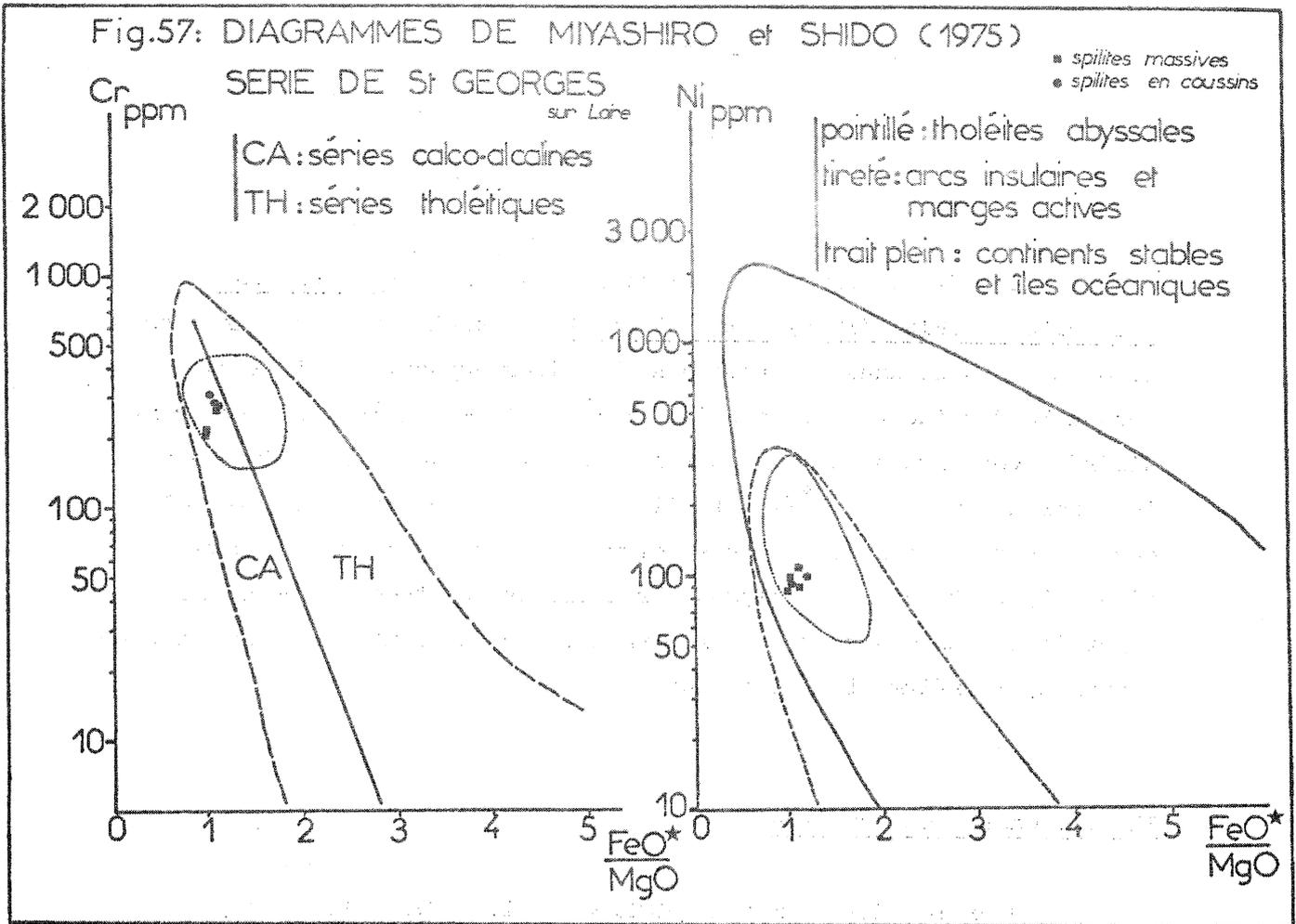


Fig.58: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO et SHIDO (1975)

SERIE DE SAINT-GEORGES sur LOIRE

trait plein: champ des tholéites abyssales

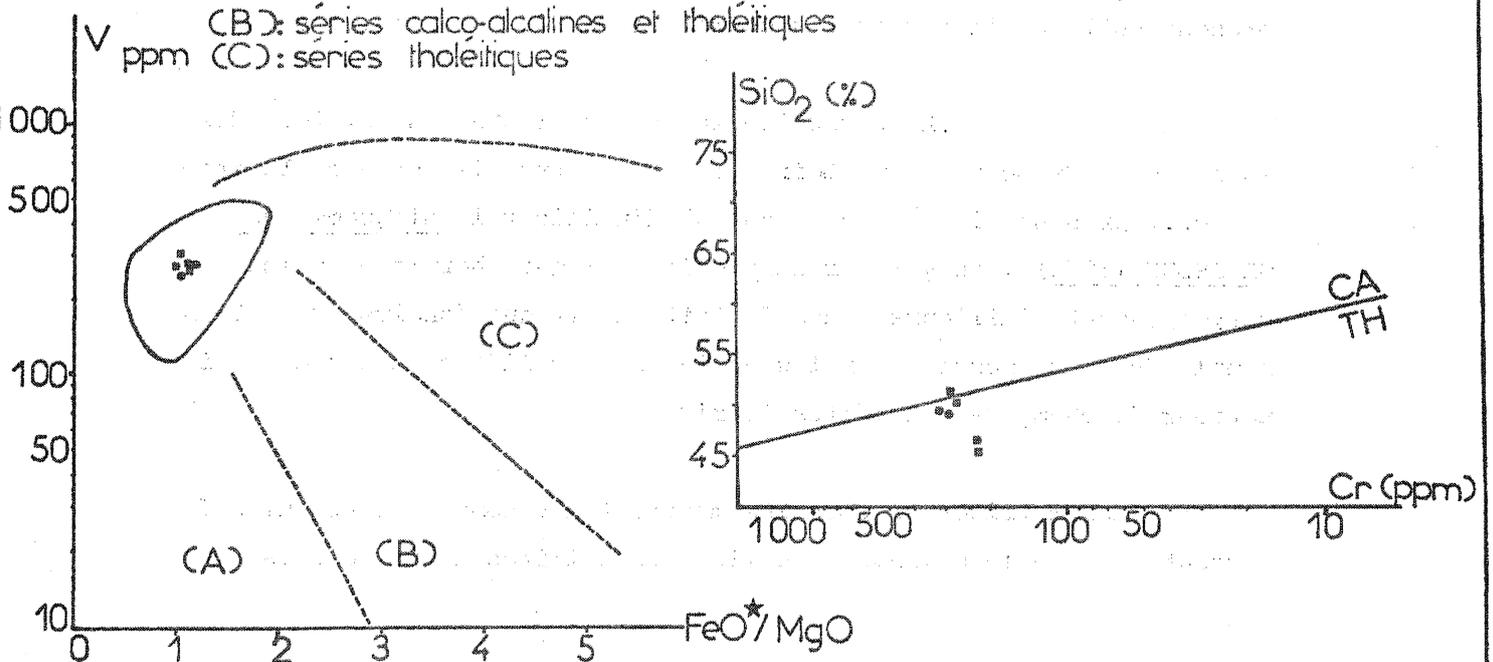
CA: séries calco-alcalines

(A): séries calco-alcalines

TH: séries tholéitiques

(B): séries calco-alcalines et tholéitiques

(C): séries tholéitiques



. La même conclusion apparaît à l'examen des diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO (1975) -fig. 57 et 58 ; tous les points, sans exception, se situent dans le champ des tholéites abyssales ; la ligne séparant le domaine tholéitique du domaine calco-alcalin doit être considérée avec circonspection pour les teneurs élevées du chrome (dans le diagramme $Cr = f(FeO^*/MgO)$) -fig. 57- : à ce niveau, en effet, le champ des tholéites abyssales se situe de part et d'autre de cette limite ; le fait que les analyses des spilites de St-Georges-sur-Loire apparaissent en dehors du domaine tholéitique ne contredit pas, en conséquence, l'affirmation précédente.

II.7.2. Cadre géotectonique

. Pour le diagramme de PEARCE et al. (1975) -fig. 59-, on emploiera encore ici la même approximation que plus haut : sur 10 analyses de spilites disponibles, seulement 4 remplissent la condition : somme $(Na_2O + K_2O)$ inférieure à 20 % dans le triangle AFM ; si l'on veut extrapoler à l'ensemble des données (car la somme $Na_2O + K_2O$ est toujours inférieure à 28 % dans le triangle AFM), on voit que toutes les analyses en question se distribuent de façon très homogène sur le côté $TiO_2 - P_2O_5$ du triangle $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ (puisque K_2O est presque nul), à l'intérieur du champ des basaltes océaniques.

. Le caractère incontestablement tholéitique des spilites de St Georges sur Loire, étant démontré, il est donc légitime (cf. présentation des diagrammes) d'utiliser le diagramme de GLASSLEY (1974) ; on y remarquera -fig. 60- que, hormis un point correspondant d'ailleurs à une dolérite albitique (analyse 26), l'ensemble du nuage dessiné par les analyses de spilites se situe à l'intérieur du champ des tholéites de rides.

. Les matrices de coussins montrent des compositions qui s'écartent trop de la moyenne de celles des spilites de St Georges

Fig.59: DIAGRAMME DE PEARCE et al. (1975)

■ spilites massives

● spilites en coussins

○ analyses pour lesquelles
($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) compris entre
20 et 28% dans le triangle AFM

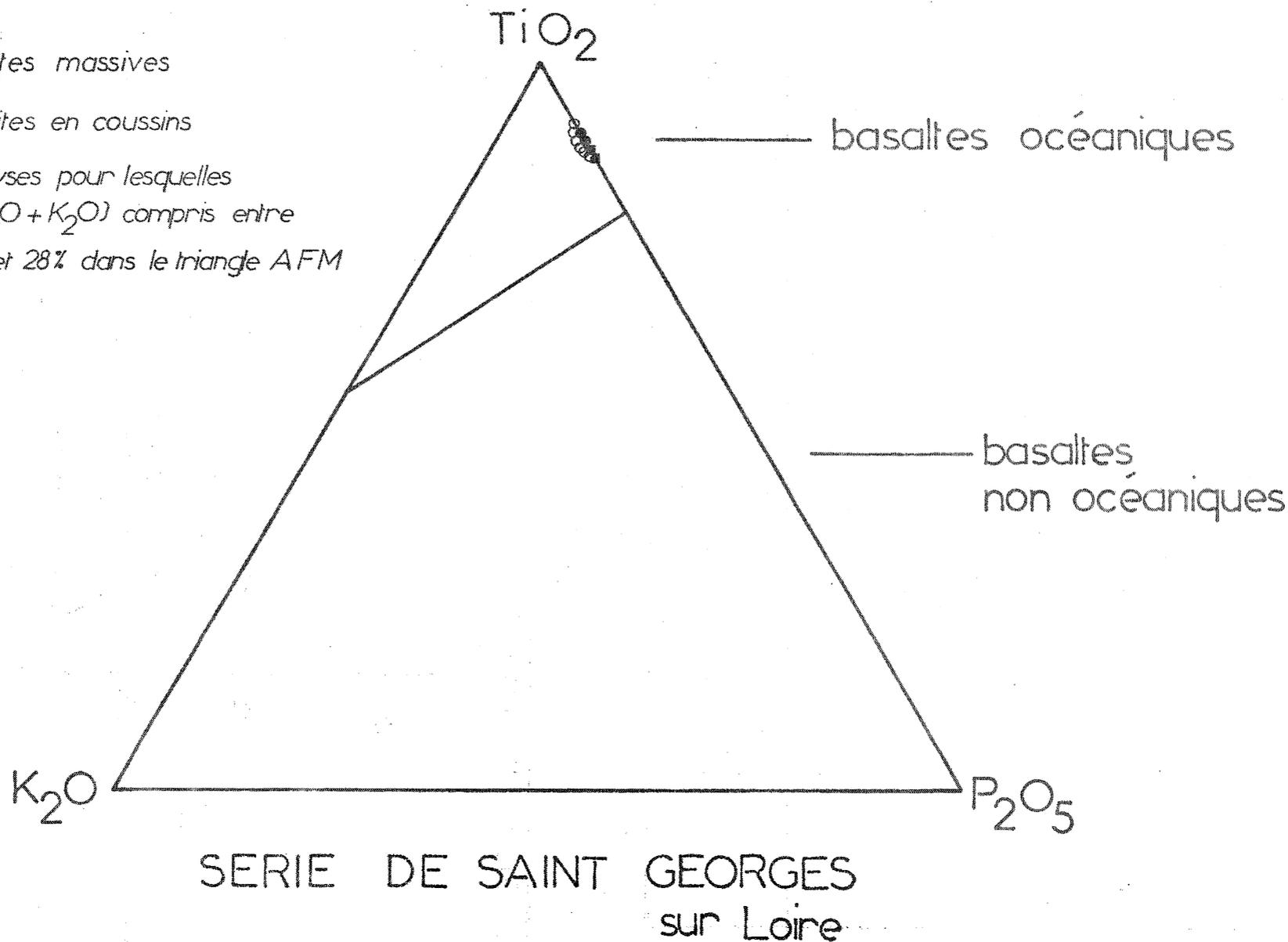


Fig.60: DIAGRAMME DE GLASSLEY (1974)

SERIE DE SAINT-GEORGES sur LOIRE

- spilites massives
- spilites en coussins

$(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / \text{MgO}$

- 1: ISLAND-ARC THOLEIITES
- 2: RIDGE THOLEIITES
- 3: OCEANIC- ISLAND BASALTS

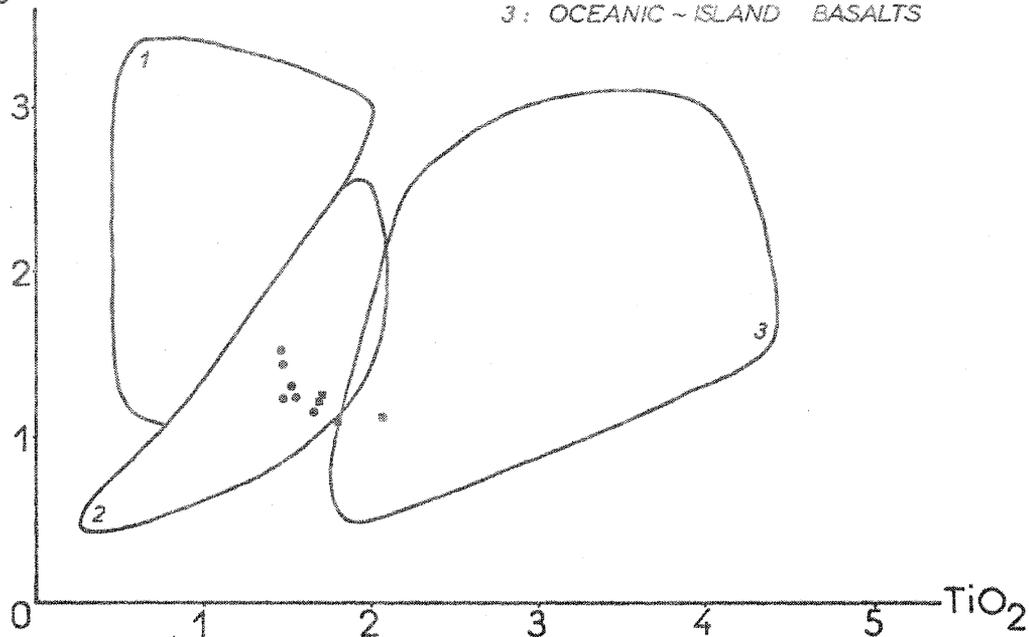
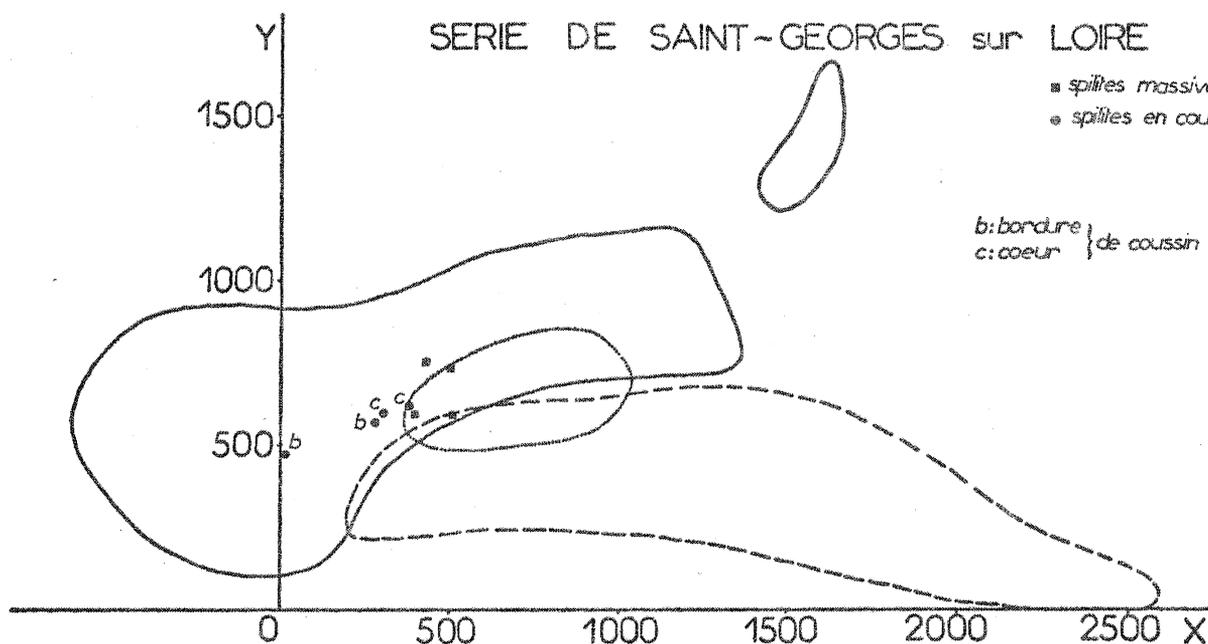


Fig.61: DIAGRAMME DE BEBIEN (1973)

SERIE DE SAINT-GEORGES sur LOIRE

- spilites massives
- spilites en coussins

b: bordure } de coussin
c: coeur }



$$X = 4\text{Si} - (1\text{Na} + 1\text{K} + 6\text{Ca} + \text{Al})$$

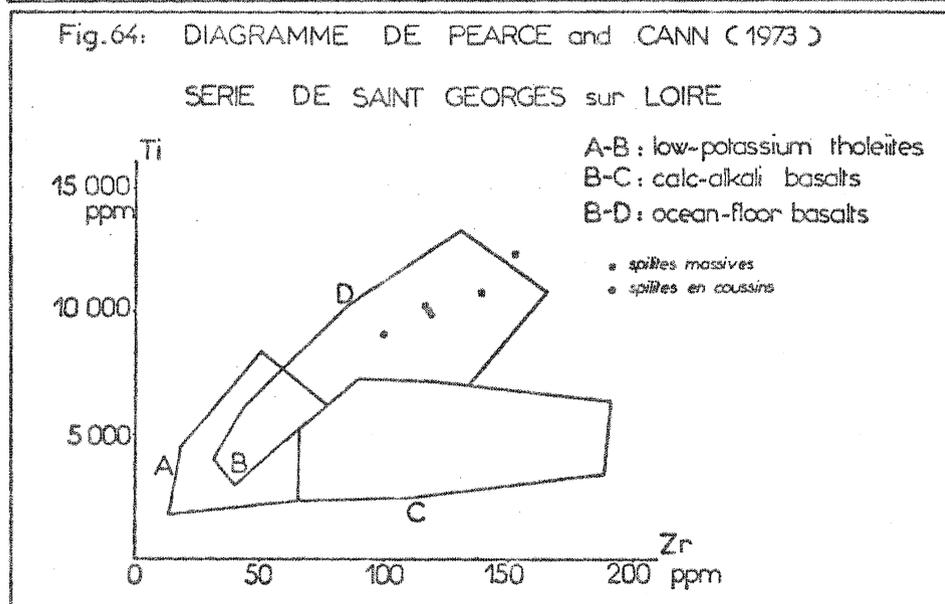
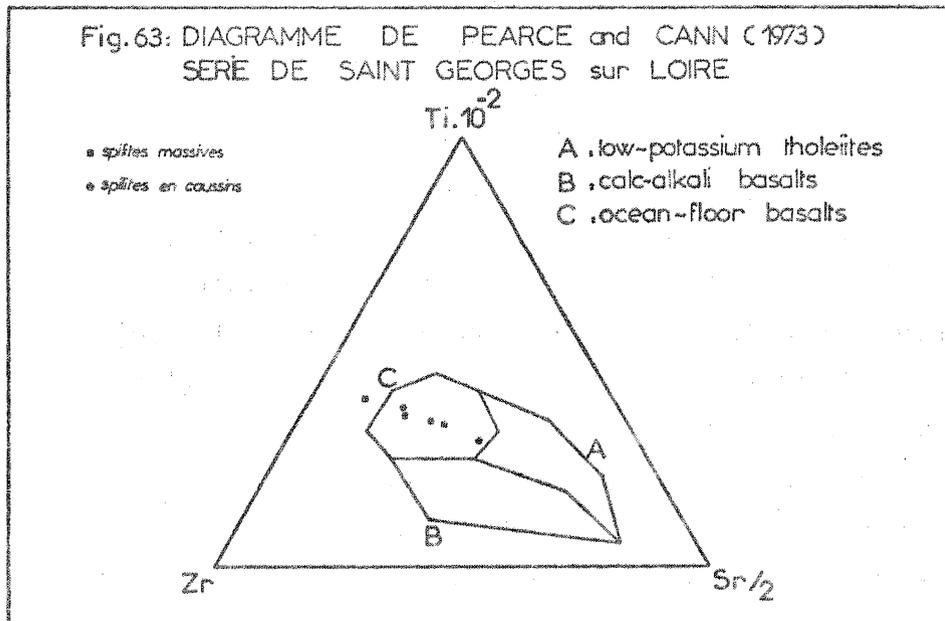
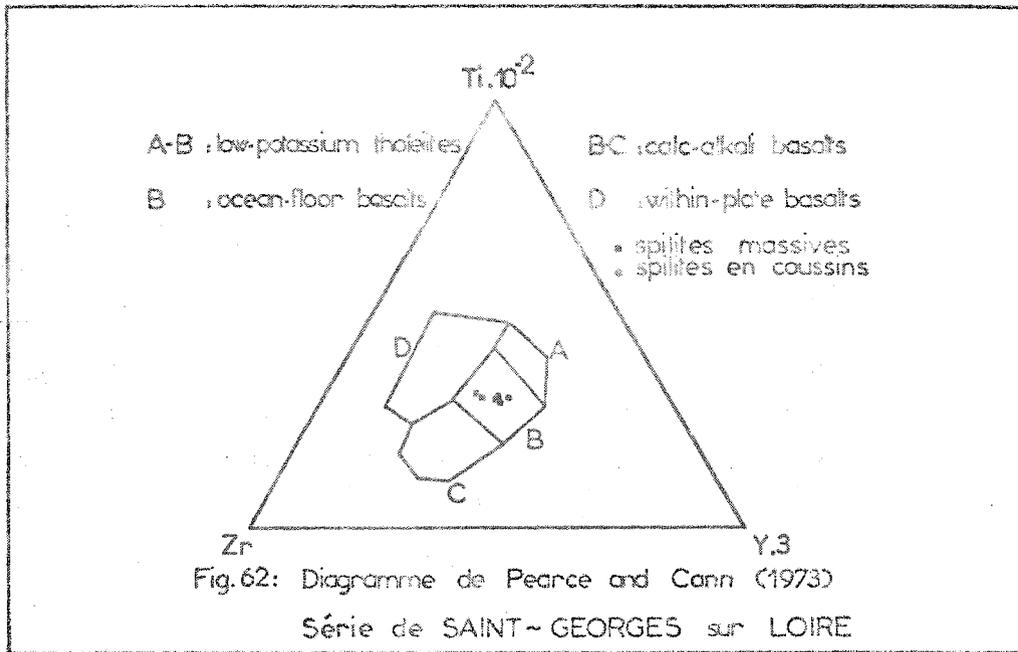
$$Y = 2(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}) \quad \text{en milliatomes}$$

ROCHES VOLCANIQUES des ARCS INSULAIRES (tireté), des ILES INTRAOCEANIQUES (trait continu) et des DORSALES MEDIO-OCEANIQUES (pointillé)

(tableau 12) pour pouvoir les inclure dans la discussion qui suit, relative au diagramme de BEBIEN (1973) ; on remarquera en effet sur celui-ci -fig. 61- une répartition assez peu dispersée des spilites "vraies" -tant massives qu'en coussins- ; l'ensemble dessine une surface se situant à la limite de deux champs : celui des îles intra-océaniques et celui des dorsales. Cette particularité peut, semble-t-il, s'expliquer assez bien, si l'on se rappelle que ce diagramme a été créé, comme d'ailleurs la plupart de ceux qu'on a cités, pour des basaltes et non pour des spilites. La teneur en sodium, on l'a vu dans la première partie, est un des caractères qui distinguent le plus ces deux types de volcanites basiques ; or, Na apparaît en abscisse dans le diagramme de BEBIEN (1973), sous la forme (-11 Na) ; par conséquent, pour un même cadre géotectonique, les analyses de spilites auront tendance, pour une même ordonnée, à se situer vers les abscisses plus faibles (Na fort) ; contrairement aux basaltes, relativement moins riches en sodium ; ceci, cependant, doit être contrebalancé en partie par la présence de Ca (-6 Ca) , également en abscisse, puisqu'on sait que le calcium dans les spilites est légèrement plus faible, en général, que dans les basaltes.

Il me semble qu'on peut expliquer de cette façon la situation "chevauchante" du nuage de points en question, compatible, dans ces conditions, avec celle de tholéites de rides océaniques.

. De tels problèmes ne se posent plus lorsqu'on étudie la répartition des éléments Ti, Zr, Y et Sr dans les diagrammes de PEARCE et CANN (1973) (fig. 62, 63, et 64). La condition restrictive citée plus haut est remplie pour toutes les analyses disponibles (somme $(\text{CaO} + \text{MgO})$ comprise entre 12 et 20 %) (tableau 29).



T A B L E A U 29

N° analyse	CaO	MgO	CaO + MgO
26	7,46	9,00	16,46
27	8,78	8,91	17,69
28	7,87	6,98	14,85
29	5,93	6,79	12,72
(31b)	6,39	6,60	12,99
32c	5,40	7,34	12,74
(34b)	10,38	4,99	15,37
35c	7,85	6,68	14,53

Note : les analyses entre parenthèses seront citées plus loin lors de la discussion des diagrammes de PEARCE (1976)

... Dans le triangle $Ti.10^{-2}/Zr/Y.3$ (fig. 62), on observe une répartition groupée des points à l'intérieur du champ B, champ qui correspond en particulier aux basaltes de rides ("ocean-floor basalts").

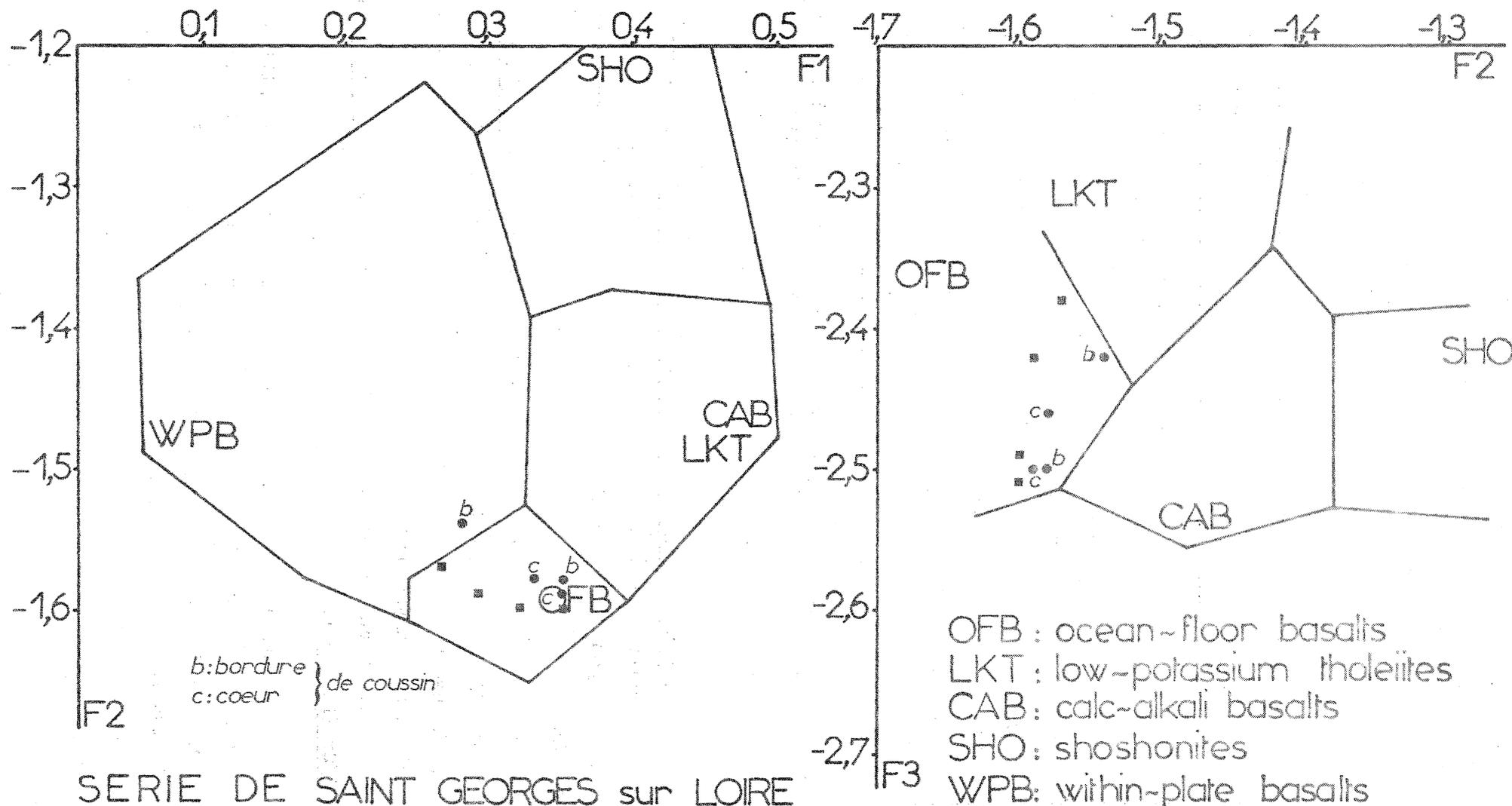
... La même conclusion apparaît à l'examen du triangle $Ti.10^{-2}/Zr$ Sr.1/2 (fig. 63) : hormis une analyse de dolérite albitique (analyse 27), l'ensemble du nuage de points appartient au champ C des basaltes tholéitiques abyssaux.

... Cette observation, enfin, est confirmée par le diagramme Ti/Zr (fig. 64).

L'ensemble de ces données est donc cohérent : les spilites de St Georges sur Loire montrent des teneurs, absolues et relatives, en Ti, Zr, Y et Sr analogues à celles de tholéites de rides médio-océaniques.

Fig. 65: DIAGRAMMES DE PEARCE (1976)

■ spilites massives
● spilites en coussins



SERIE DE SAINT GEORGES sur LOIRE

LES VALEURS DE F1, F2 ET F3 SONT DONNÉES DANS LE TEXTE

. A titre de confirmation, et malgré les réserves soulignées en introduction, j'ai replacé les analyses de ces spilites dans les diagrammes binaires de PEARCE (1976) -fig. 65- ; hormis une bordure de coussin (analyse 34b dans la diagramme F1/F2), l'ensemble des analyses se groupe à l'intérieur du champ des tholéites abyssales ("ocean floor basalts"). (Les analyses replacées dans ces diagrammes satisfont toutes, de nouveau, la condition : $12 \% < \text{CaO} + \text{MgO} < 20 \%$, comme le montre le tableau 29).

II.7.3. Conclusion partielle

L'ensemble des données précédentes conduit à la conclusion suivante : tant du point de vue de la distribution des éléments-majeurs que des éléments-traces, les spilites de St Georges sur Loire présentent de fortes analogies avec les basaltes tholéitiques de rides océaniques. Le problème qui se pose maintenant est d'essayer d'intégrer cette conclusion dans le cadre de la géologie armoricaine : ceci sera développé et discuté dans la troisième partie.

Sur la base de la seule analyse géochimique, on peut déjà cependant envisager deux interprétations géodynamiques du volcanisme spilitique de Saint-Georges sur Loire :

- la première est d'assimiler ce volcanisme à un volcanisme du type "ride" au sens strict ;
- la seconde est de le comparer aux émissions magmatiques, liées à un bassin marginal en distension, classiquement situé en arrière d'un arc volcanique.

Comparées aux teneurs avancées par B.M. JAHN (1976) pour les basaltes des bassins marginaux (tableau 30), les teneurs des spilites de Saint-Georges sur Loire en Rb, Sr, Ni et Cr pourraient inciter à retenir cette seconde interprétation.

T A B L E A U 30 (teneurs en ppm)

	Rb	Sr	Rb/Sr	Ni	Cr	Ni/Cr	K
basaltes de bassins marginaux (+)	3,1	163	0,019	121	309	0,39	2 660
spilites de Saint-Georges sur Loire (moyennes)	1,4	152	0,009	96	265	0,36	286

(+) B.M. JAHN (1976)

Toutefois, les teneurs en K sont beaucoup plus faibles dans les spilites de Saint-Georges que dans un basalte de bassin marginal, et, dans cette perspective, posent un problème non résolu.

*oui, due à ce qui a
metamorphic effect.
Rb, K ↓, et Na ↑*

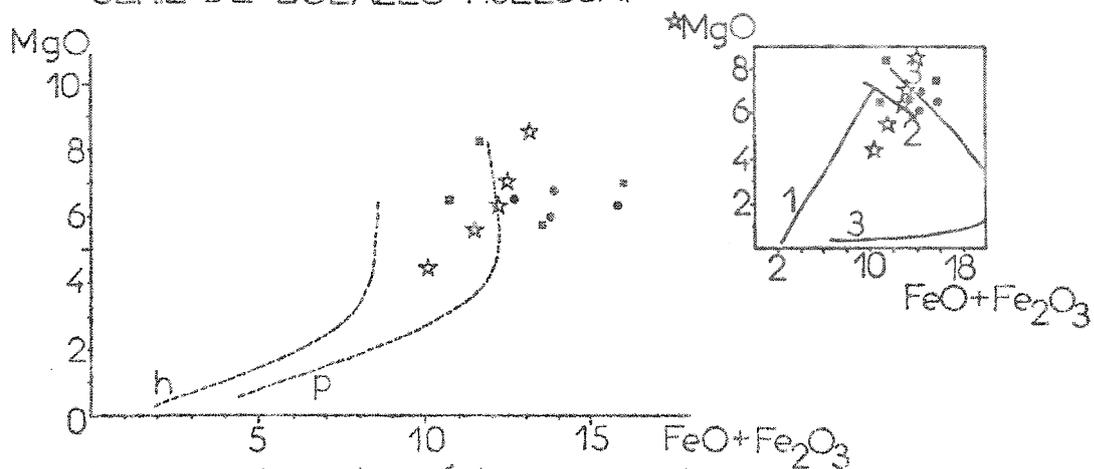
II.8. Le volcanisme dévono-dinantien de la bordure septentrionale du bassin de Chateaulin (Finistère)

On considérera ici (cf. première partie) :

- le volcanisme à pillows-lavas du Moulin Quelen en Lohuec,
 - le volcanisme coblencien de Bolazec,
 - le volcanisme dinantien de Huelgoat-Brasparts,
- qui seront étudiés simultanément.

Fig.66:DIAGRAMME DE TILLEY et MUIR (1967)
repris par JAKES et GILL (1970)
SERIE DE BOLAZEC-HUELGOAT

★ MOULIN QUELEN
■ BOLAZEC
● HUELGOAT



h: hypersthénic series = séries calco-alcalines

p: pigeonitic series = séries tholéitiques

1: Cascades (séries calco-alcalines)

2: Mid-ocean tholeites

3: Skaergaard

Fig.67:DIAGRAMME DE GREEN (1973)

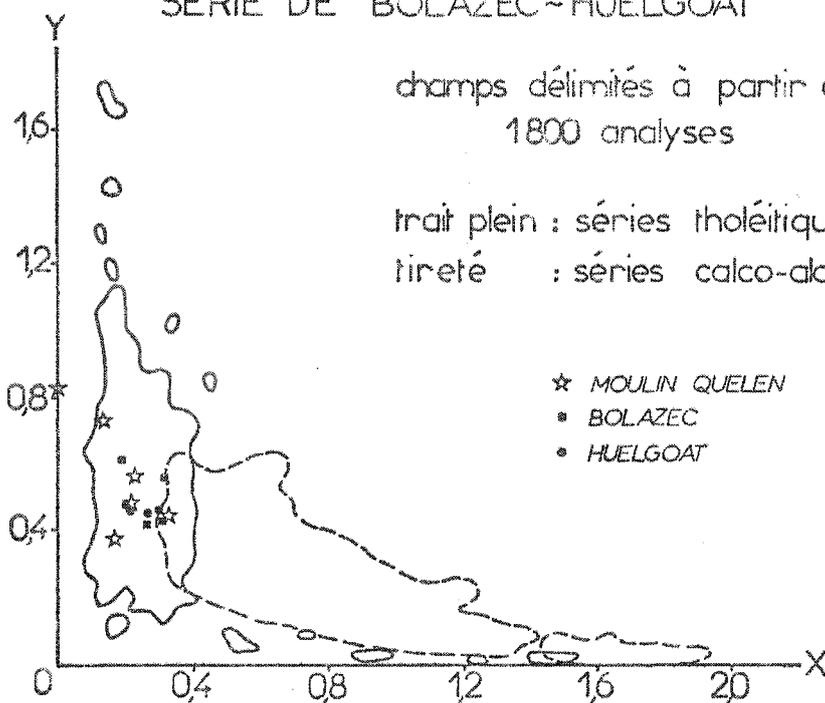
SERIE DE BOLAZEC-HUELGOAT

champs délimités à partir de
1800 analyses

trait plein : séries tholéitiques

tireté : séries calco-alcalines

★ MOULIN QUELEN
■ BOLAZEC
● HUELGOAT



$$X = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})}{(\text{FeO}^* + \text{TiO}_2)}$$

$$Y = \frac{\text{MgO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$$

Fig.68: Composition normative des spilites de Bolazec-Huelgoat

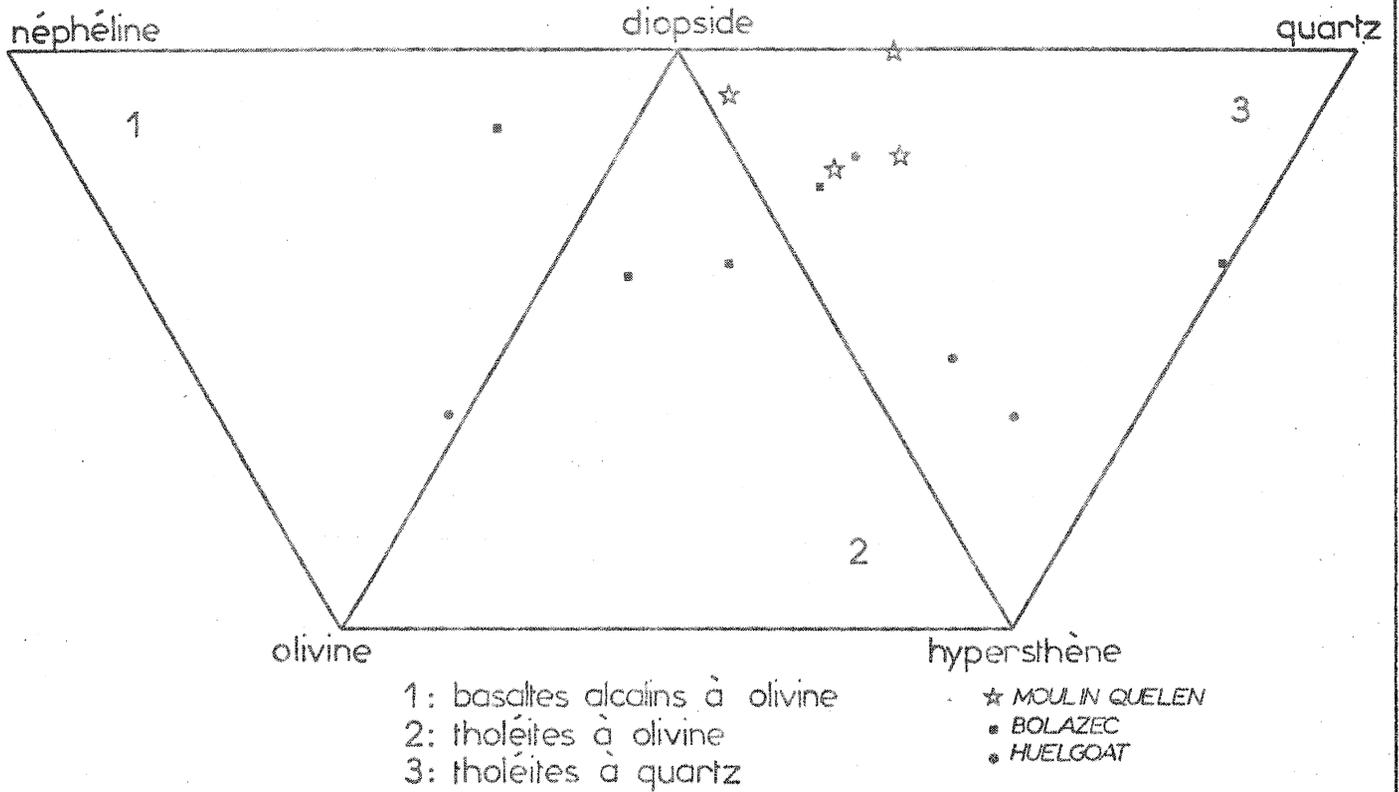
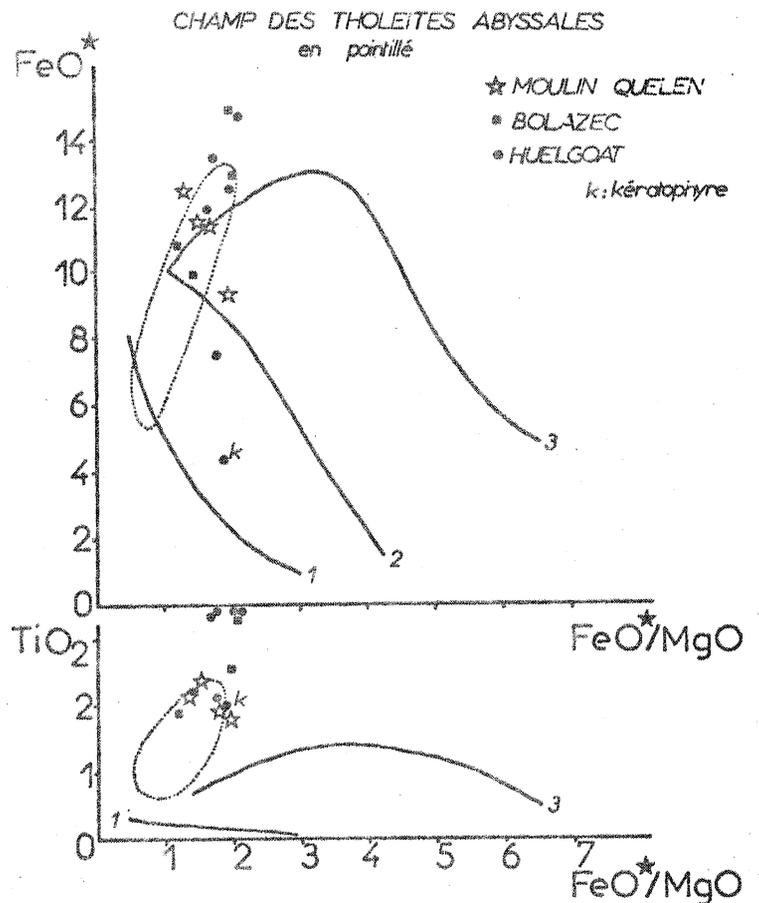
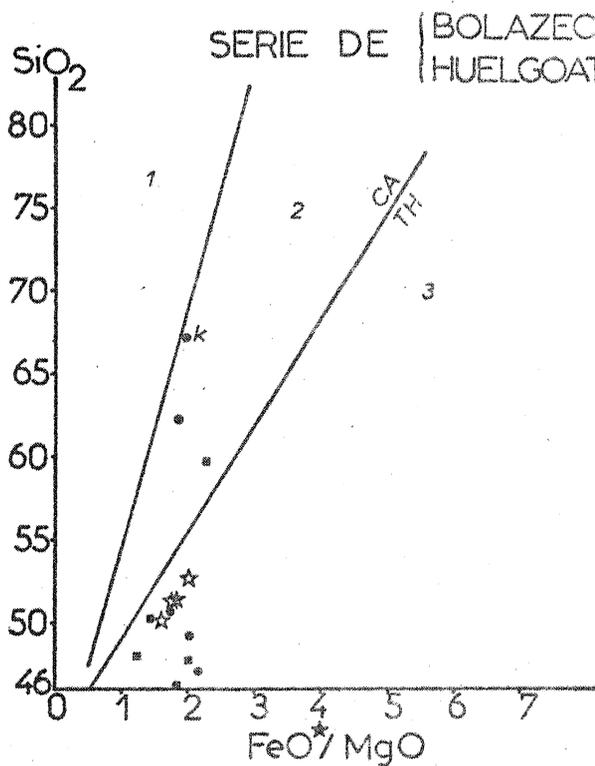


Fig.69: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO (1975) (base anhydre)



II.8.1. Caractérisation géochimique du volcanisme

Le caractère incontestablement tholéitique de ces trois ensembles apparaît :

- sur le diagramme de TILLEY et MUIR (1967) -fig. 66-,
- sur le diagramme de GREEN (1973) -fig. 67-,

où apparaît en particulier un groupement relativement homogène des points correspondant aux analyses de la formation de Huelgoat.

- à l'examen de la composition normative de ces différentes volcanites (fig. 68) : l'ensemble des analyses correspond à des tholéites ; on remarquera à ce propos que la formation du Moulin Quelen est la seule des trois considérées ici qui se situe exclusivement dans le domaine des tholéites à quartz ; les volcanites des deux autres formations (Bolazec et Huelgoat-Brasparts) sont indifféremment des tholéites à quartz ou à olivine ;

- enfin, à l'analyse des diagrammes de MIYASHIRO (1975) -fig. 69- ; ceux-ci mettent une fois de plus en lumière, par le faible intervalle de variation du rapport FeO^*/MgO , le caractère peu différencié de ces volcanites (tableau 31) ; l'absence de différenciation peut donc être considérée comme une caractéristique du volcanisme spilitique armoricain étudié ici.

T A B L E A U 31

	Rapport FeO^*/MgO		Nbre analyses
	min.	max.	
MOULIN QUELEN	1,33	2,01	6
BOLAZEC	1,24	2,30	5
HUELGOAT	1,74	2,19	6

On remarquera (sur le diagramme $TiO_2 = f (FeO^*/MgO)$) les teneurs anormalement élevées en TiO_2 de la formation spilitique dinantienne de Huelgoat. Ceci n'est pas dû simplement à un artefact de représentation (les diagrammes de MIYASHIRO (1975) sont construits, rappelons-le, pour des analyses recalculées sur une base anhydre, ce qui implique un léger rehaussement des pourcentages d'oxydes, par rapport à la valeur brute annoncée par l'analyse, particulièrement dans les spilites riches en éléments hydroxylés), mais correspond à une réalité propre au volcanisme dévonico-dinantien de Châteaulin : les teneurs extrêmes en TiO_2 de ces volcanites sont en effet les suivantes (tableau 32)

T A B L E A U 32 (pourcentages bruts)

	Min.	Max.
MOULIN QUELEN	0,82	2,30
BOLAZEC	1,86	3,53
HUELGOAT-BRASPARTS	3,18	3,85

Ces teneurs vont en croissant, des coussins du Moulin Quelen aux spilites de Huelgoat et sont sans commune mesure avec celles, beaucoup plus faibles, des spilites de Douarnenez, de Crozon ou de Saint-Georges sur Loire. Le titane étant un élément assez discriminant dans la recherche du cadre géotectonique du volcanisme, on peut déjà supposer que de telles teneurs élevées sont symptomatiques d'un certain environnement géodynamique, peut-être distinct de ceux qui ont été proposés pour les trois ensembles précédents.

II.8.2. Distribution et comportement de certains éléments-majeurs et traces

II.8.2.1. Eléments-majeurs :

- On a vu à l'occasion de l'examen des diagrammes de MIYASHIRO (1975) -fig. 69- la relative constance du rapport FeO^*/MgO et les conclusions qu'on peut en tirer.

- Par leurs teneurs en TiO_2 très élevées, les volcanites dévono-dinantiennes du bassin de Chateaulin s'apparentent davantage aux basaltes intraplaques qu'aux tholéites de rides, et a fortiori, aux volcanites d'arcs insulaires (cf. schéma de BEBIEN (1972) cité plus haut).

- les teneurs en P_2O_5 ne sont pas comparables dans ces trois formations :

- . au Moulin Quelen, elles sont très constantes (0,1 - 0,21 %) et relativement basses ;
- . à Bolazec, plus élevées et plus dispersées (0,15 - 0,58 %) ;
- . au Huelgoat, enfin, on retrouve des teneurs en P_2O_5 bien groupées, mais là encore plus élevées qu'au Moulin Quelen (0,31 - 0,45 %).

Remarque :

L'analyse du potassium a été effectuée par absorption atomique sur 3 échantillons, dont les teneurs en analyse de routine (fluorescence X) étaient inférieures ou égales à 0,1 %, à savoir :

- 2 échantillons du Moulin Quelen (2 coeurs de coussins : analyses 48c et 51c),
- 1 échantillon de spilite dinantienne (analyse 65).

Les résultats sont les suivants : (tableau 33)

T A B L E A U 33

N° analyse	K ₂ O (Absorption atomique) en ppm
48 _c	352 ± 5
51 _c	839 ± 10
65	742 ± 8

Il faut souligner à cette occasion la relative pauvreté en K₂O des volcanites du Moulin Quelen (pourcentages toujours inférieurs à 0,3 %) comparativement à la majorité des volcanites du bassin de Chateaulin (hormis, bien sûr, l'analyse 65 citée plus haut) : cette observation pose déjà, le problème de la signification géotectonique du volcanisme effusif du Moulin Quelen (problème qui sera discuté plus loin) ; les spilites de cette formation montrent en effet des compositions en éléments -majeurs assez proches de celles de tholéi-tes abyssales ; les teneurs en TiO₂ sont, par contre, élevées pour ce type de tholéites.

II.8.2.2. Eléments-traces

Les teneurs moyennes en éléments-traces pour les trois formations citées sont les suivantes (tableau 34) :

T A B L E A U 34 (volcanites basiques
uniquement)

teneur moyenne en ppm	formation du Moulin Quelen (4 analyses)	formation de Bolazec (4 analyses)	formation de Huelgoat-Brasparts (4 analyses)
Rb	5,5	8	7
Sr	99	243	264
Rb/Sr	0,0625	0,0357	0,0357
K	1180	5104	2416
K/Rb	214	638	345
Co	52,5	48	53
V	369	413	369
Ni	117	67	91
Cr	258	98	158
Zr	128	166	240
Y	44,5	47	43
Ti	12150	15105	221150
Ni/Cr	0,453	0,684	0,576

On a vu plus haut que le rapport FeO^*/MgO pouvait être choisi comme index de différenciation ; cependant, son faible intervalle de variation le rend ici peu discriminant : aussi lui a-t-on préféré le S.I. ("Solidification index" de KUNO (1968)) pour suivre le comportement des éléments Rb, Sr, K/Rb, Co, Ni, V, Cr.

Les principales conclusions qu'on peut en tirer, pour autant qu'il soit légitime d'avancer des interprétations pétrogénétiques sur un nombre aussi réduit d'échantillons, sont les suivantes (fig. 70-71-72-73) :

- d'un point de vue général, la formation de Huelgoat apparaît comme la plus différenciée (l'intervalle de variation du S.I. se situant en effet vers les valeurs les plus faibles, indice d'une cristallisation fractionnée avancée) ;

- en ce qui concerne les alcalins et les alcalino-terreux (fig. 70) :

(on se référera aussi aux tableaux 24, 28 et 34)

. Il faut insister sur les teneurs relativement faibles en Rb dans ces trois formations, intermédiaires entre celle de basalte, tholéitiques, de ride (1,2 ppm selon TATSUMOTO et al. 1965, cité par LASSERRE et LAVERNE 1976) ou d'arc (5 ppm selon JAKES et WHITE 1972) et celles de tholéites de point chaud (36 ppm selon tableau 24) ;

Les teneurs en Sr jamais très élevées (inférieures à 400 ppm) et les rapports Rb/Sr assez faibles (0,04 - 0,13 au Moulin Quelen, 0,02 ÷ 0,05 à Bolazec, 0,034 - 0,037 à Huelgoat) confirment l'appartenance de ces volcanites à une série tholéitique ; ce rapport est en effet plus élevé dans les séries calco-alcalines (B.M. JAHN, 1976 à paraître).

.. sur les échantillons du Moulin Quelen, on notera les variations suivantes de la bordure au coeur des coussins :

- K, Rb et K/Rb décroissent
- Sr ne montre pas de variation systématique.

Les variations de K et Rb peuvent être mises en rapport avec l'existence de bordures variolitiques à la périphérie des coussins du Moulin Quelen ; il arrive en effet, que dans les bordures de coussins spilitiques, les varioles soient potassiques (cf. première partie) (comme à Erquy, par exemple : AUVRAY, B., 1967).

.. à Bolazec :

K et Sr ont un comportement parallèle, Rb montrant à peu près la même tendance ; les spilites vraies (à pyroxène et sans pyroxène; analyses 55 et 56) montrent des rapports K/Rb plus élevés que ceux des dolérites et dolérites albitisées (analyses 53 et 54)).

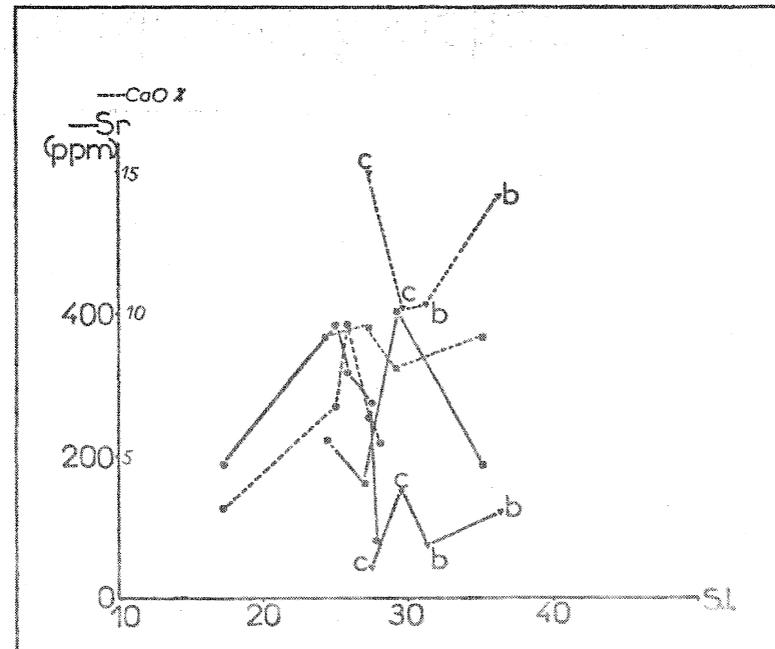
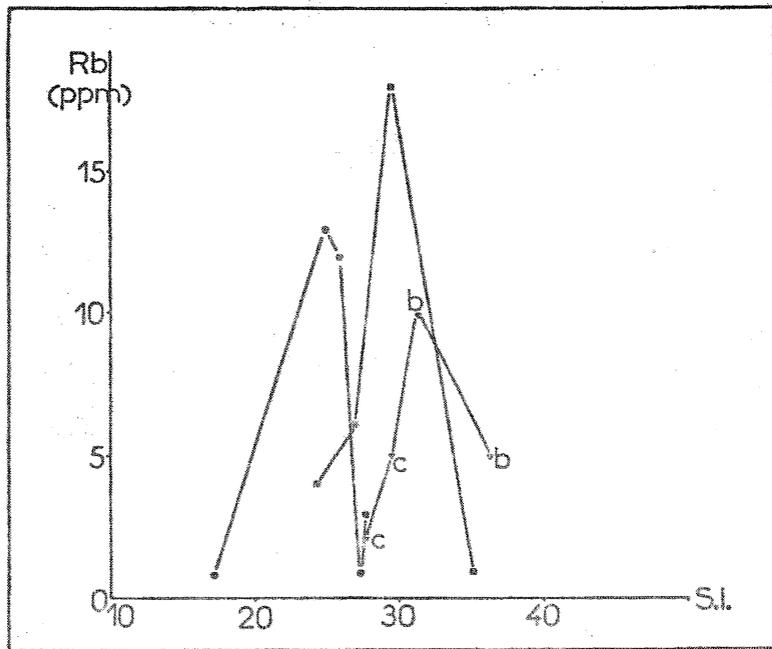
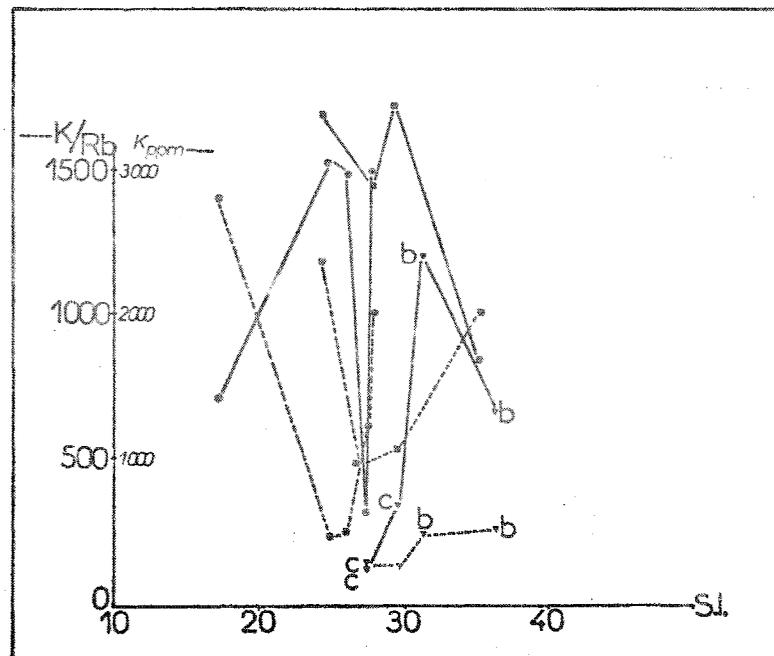


Fig.70: Variations de Rb, Sr, Ca, K et K/Rb en fonction du S.I., dans les séries du Moulin Quélen, de Bolazec et de Huelgoat



b: bordure
c: coeur

- Moulin Quélen
- Bolazec
- Huelgoat

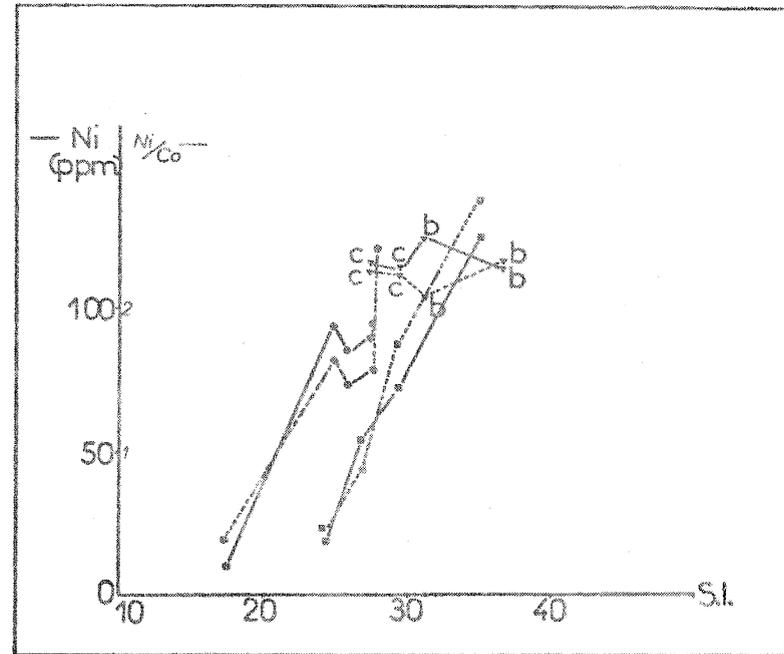
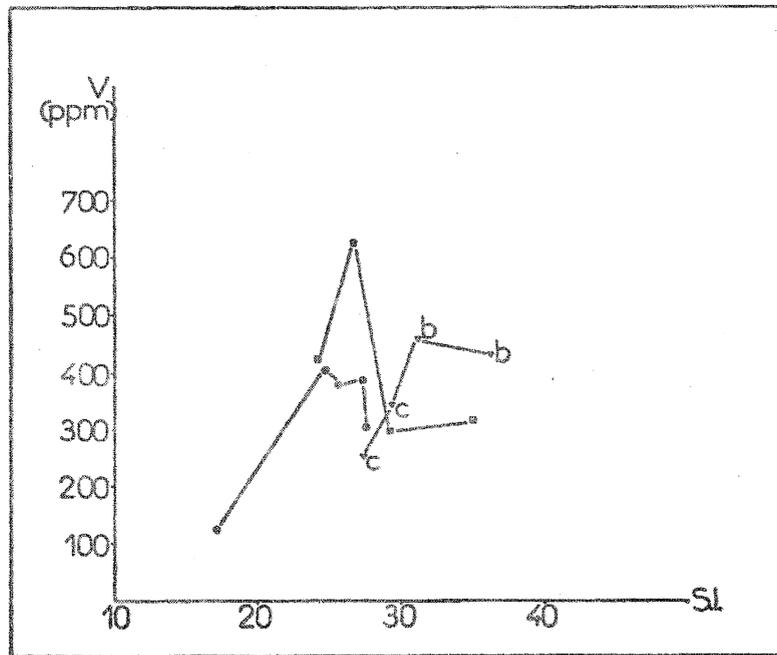
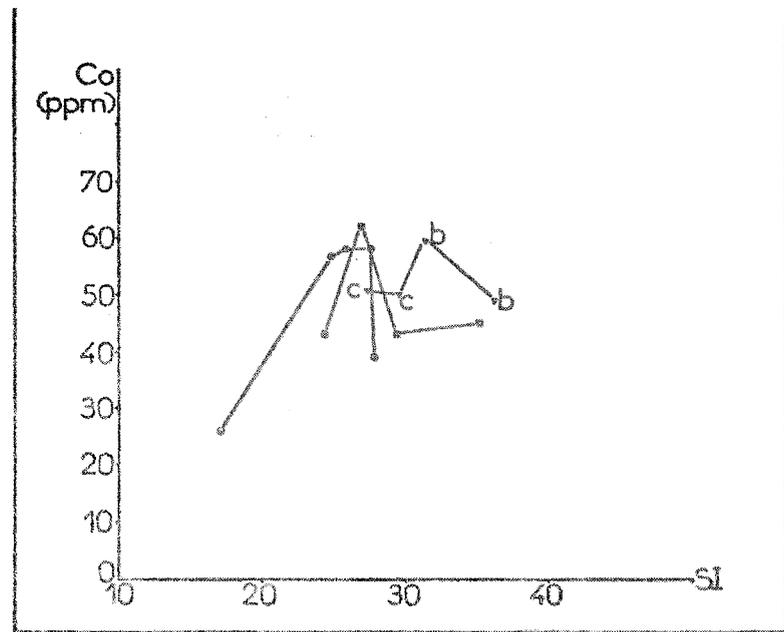
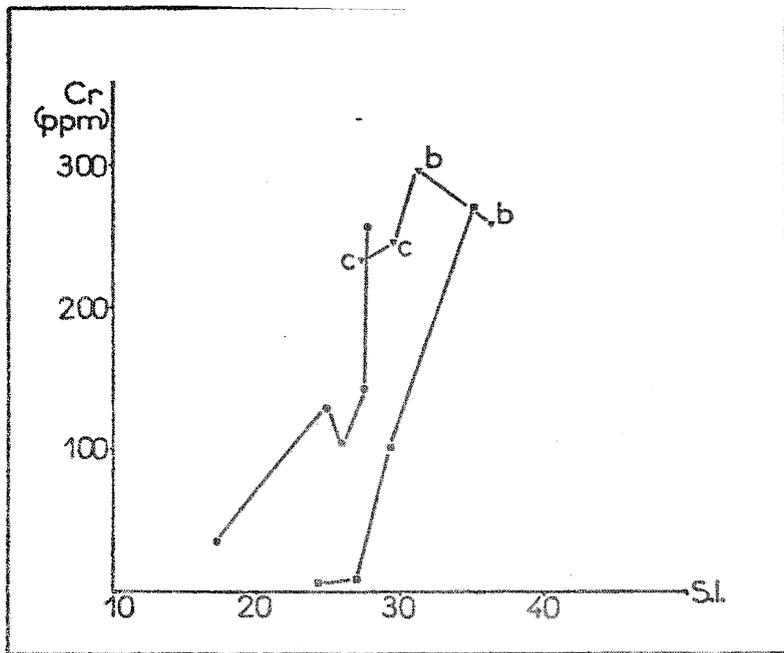


Fig.71: Variations de Cr, Co, V et Ni en fonction du S.I.
 (même légende que pour la figure 70)

Par contre, la corrélation classique dans les basaltes CaO-Sr n'apparaît pas de façon évidente, sauf peut-être pour la série de Huelgoat : les phénomènes de migration subis par ces deux éléments au cours de la spilitisation en sont vraisemblablement la cause.

.. au Huelgoat, enfin,

K et Rb ont un comportement parallèle et, comme on vient de le voir, Ca et Sr ; les spilites sans pyroxène (analyses 64-65) ont des teneurs en Rb et Sr plus faibles que les spilites à clinopyroxène (analyses 62-63), la teneur de ce dernier élément étant en effet régie en particulier par la présence ou non de ce minéral.

- Les éléments de transition Cr, Co, Ni, V (fig. 71) :

.. au Moulin Quelen :

Les teneurs de ces 4 éléments décroissent de façon générale de la bordure au coeur des coussins :

- les teneurs en chrome (teneurs extrêmes 233-297 ppm ; 258 ppm en moyenne) sont à mettre en relation probable avec l'existence de clinopyroxène (augite) dans ces roches ;

- le nickel (teneurs extrêmes 114-125 ppm ; 117 ppm en moyenne) se comporte à peu près comme le chrome ; on voit ainsi que, de façon logique, ces deux éléments décroissent au fur et à mesure de l'avancement de la différenciation, matérialisé ici par la décroissance du SI (ceci est vérifié d'ailleurs pour les trois séries étudiées) ;

- le vanadium (teneurs extrêmes 250-455 ppm ; 369 ppm en moyenne) : les teneurs de cet élément confirment l'affinité TH des volcanites du Moulin Quelen ;

- le cobalt (teneurs extrêmes 49-60 ppm ; 52,5 ppm en moyenne) varie relativement peu, tout comme le nickel.

Les teneurs moyennes en éléments de transition de la formation du Moulin Quelen confirment son caractère tholéitique (cf. diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO (1975) fig. 72-73).

.. à Bolazec :

On observe un comportement couplé de Cr et Ni d'une part, de V et Co d'autre part ;

Cr et Ni décroissent parallèlement au SI, ceci venant du fait que ces deux éléments s'accumulent (dans les clinopyroxènes) durant les premiers stades de la cristallisation ;

V et Co montrent la même courbe de variation, qui peut s'interpréter comme le résultat de la cristallisation précoce de l'ilménite (LASSERRE, J.L., et LAVERNE, C. 1976), présente en effet dans ce type de volcanites (cf. première partie). Là encore, les teneurs moyennes de cette formation en éléments de transition confirment son caractère tholéitique. Cependant, sur le diagramme $Cr = f(FeO^*/MgO)$ (fig. 73) apparaît un fait contradictoire : les analyses de Bolazec s'y disposent dans le champ calco-alkalin, du fait des teneurs relativement faibles de ces volcanites en chrome (cf. tableau 34), comparées à celles des formations du Moulin Quelen ou de Huelgoat. Seule une analyse chimique des diverses phases minérales en présence pourrait expliquer un tel comportement du chrome dans cette formation ; ceci n'infirmé cependant pas les conclusions précédentes.

Enfin, les teneurs en Ni et les valeurs du rapport Ni/Co varient de façon identique (tableau 35) ; ce point se retrouvera d'ailleurs dans la formation de Huelgoat :

T A B L E A U 35

	N° analyse	Ni ppm	Co ppm	Ni/Co
BOLAZEC	56	18	43	0,42
	54	54	62	0,87
	53	72	43	1,67
	55	125	45	2,78
HUELGOAT	66	<10	26	0,38
	63	85	58	1,46
	65	91	58	1,57
	62	94	57	1,65
	64	94	39	2,41

Dans les deux cas, le rapport Ni/Co est toujours inférieur à 3, indice supplémentaire en faveur de termes peu différenciés (les termes très évolués correspondant à des rapports Ni/Co inférieurs à 1, les cumulats à des rapports supérieurs à 8 (LASSERRE, J.L. et LAVERNE, C. 1976)). Ce parallélisme du comportement de Ni et du rapport Ni/Co vient du fait que lors de la cristallisation fractionnée, le fractionnement du nickel est plus important que celui du cobalt, beaucoup plus capricieux comme on peut le voir sur ces différents diagrammes.

.. à Huelgoat :

On y observe de nouveau un comportement couplé du chrome et du nickel d'une part, du vanadium et du cobalt d'autre part ; cette caractéristique déjà observée dans la formation de Bolazec pourrait être un indice du cogénéisme des deux formations.

L'examen des teneurs en éléments de transition confirme enfin de nouveau l'affinité tholéitique de la formation de Huelgoat (cf. fig. 72-73 diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO 1975).

Cette rapide revue analytique du comportement des différents éléments dans les formations du Moulin Quelen, de Bolazec et de Huelgoat a donc permis de souligner le caractère incontestablement tholéitique de l'ensemble, et de montrer ensuite que la distribution des éléments pouvait -le plus souvent- s'expliquer par les caractères pétrographiques des différentes formations étudiées.

II.8.3. Cadre géotectonique

D'un point de vue géodynamique, les teneurs absolues en éléments-majeurs et traces des formations volcaniques dévono-dinantiennes étudiées plus haut ne sont pas immédiatement significatives d'un cadre géodynamique ; par contre, les concentrations relatives de ces mêmes éléments apportent, on va le voir, certains éclaircissements.

II.8.3.1. Diagrammes de PEARCE et CANN (1973) : fig. 74 et 75

La condition restrictive (tableau 36) élimine un échantillon du Moulin Quelen (une bordure de coussin : analyse 50b) et un échantillon de la formation de Huelgoat-Brasparts (analyse 64) ; cependant, pour celui-ci, la somme (CaO + MgO) étant égale à 11,97, on pourra éventuellement le prendre en considération.

Fig.72: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO et SHIDO (1975)

SERIE DE BOLAZEC ~ HUELGOAT

★ MOULIN QUELEN

• BOLAZEC

• HUELGOAT

trait plein: champ des tholéites abyssales

CA: séries calco-alcalines

(A): séries calco-alcalines

TH: séries tholéitiques

(B): séries calco-alcalines et tholéitiques

(C): séries tholéitiques

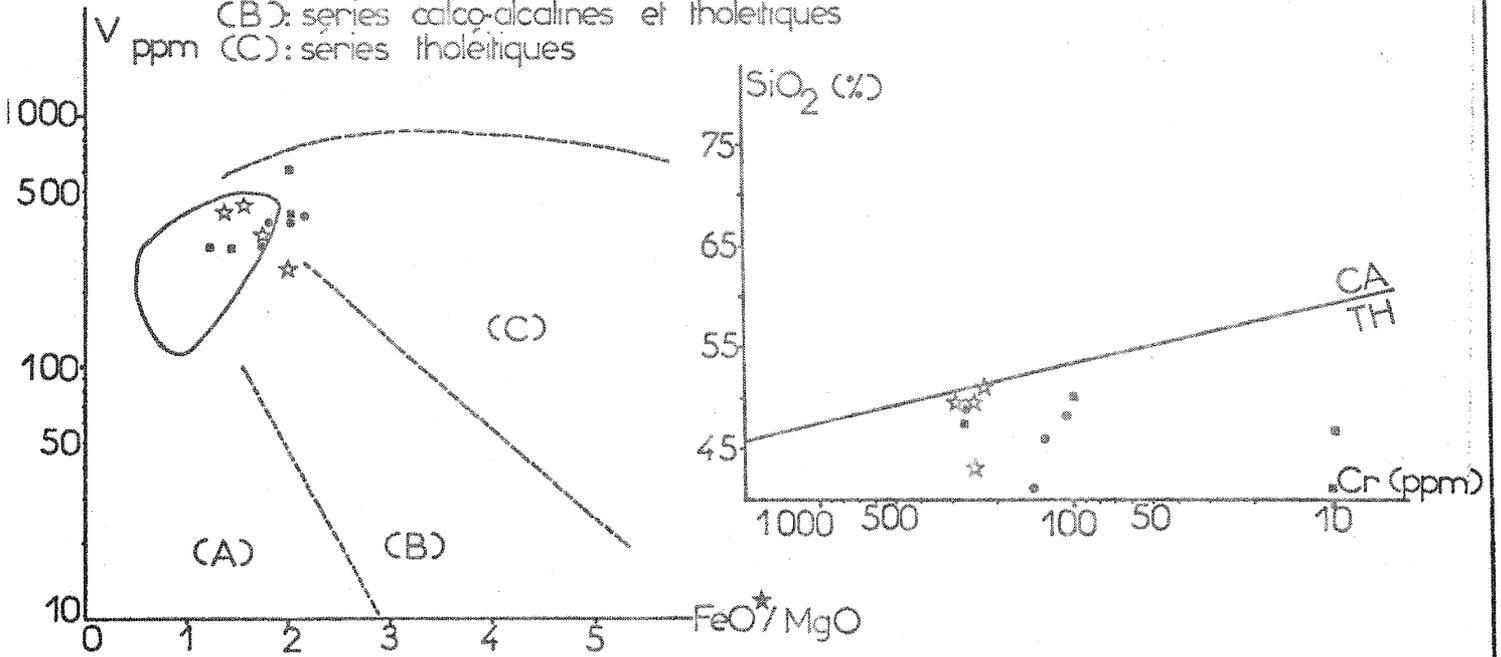


Fig.73: DIAGRAMMES DE MIYASHIRO et SHIDO (1975)

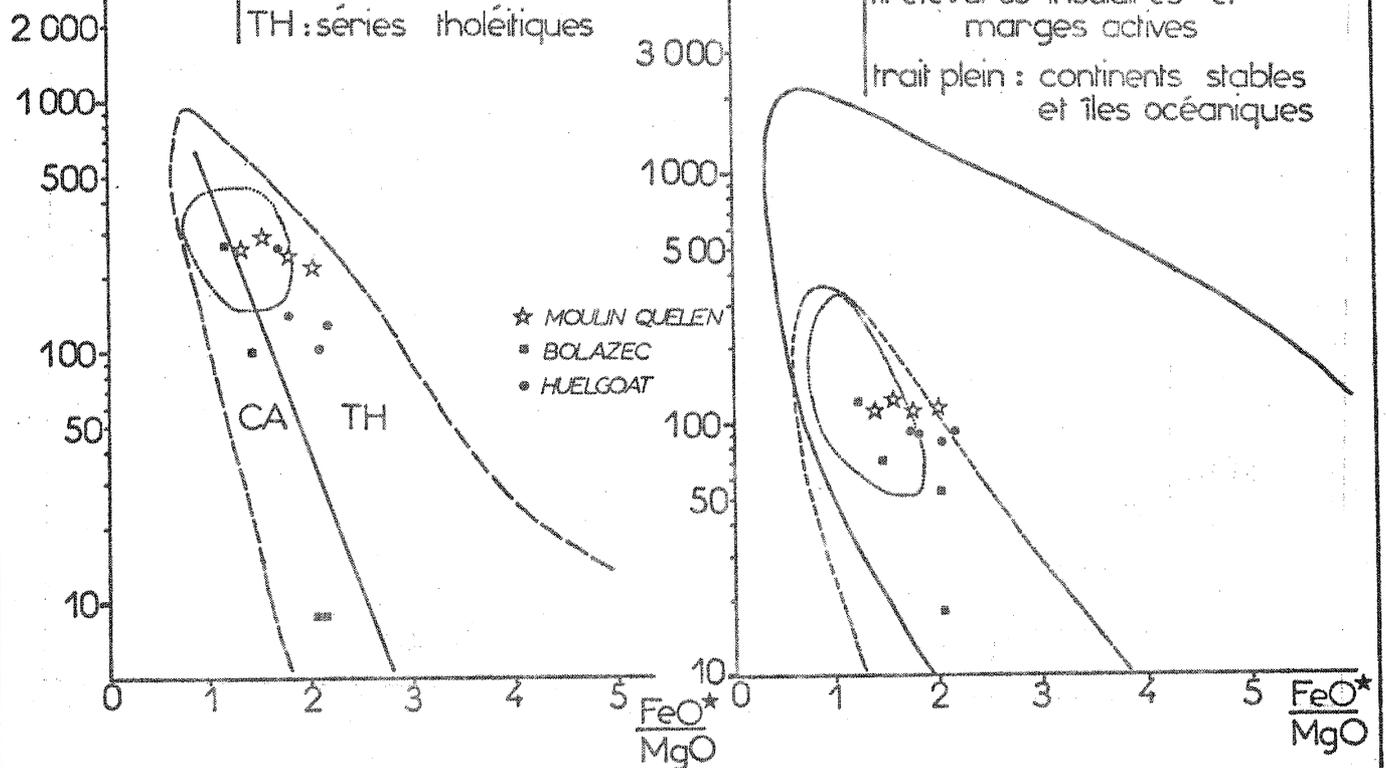
SERIE DE BOLAZEC HUELGOAT

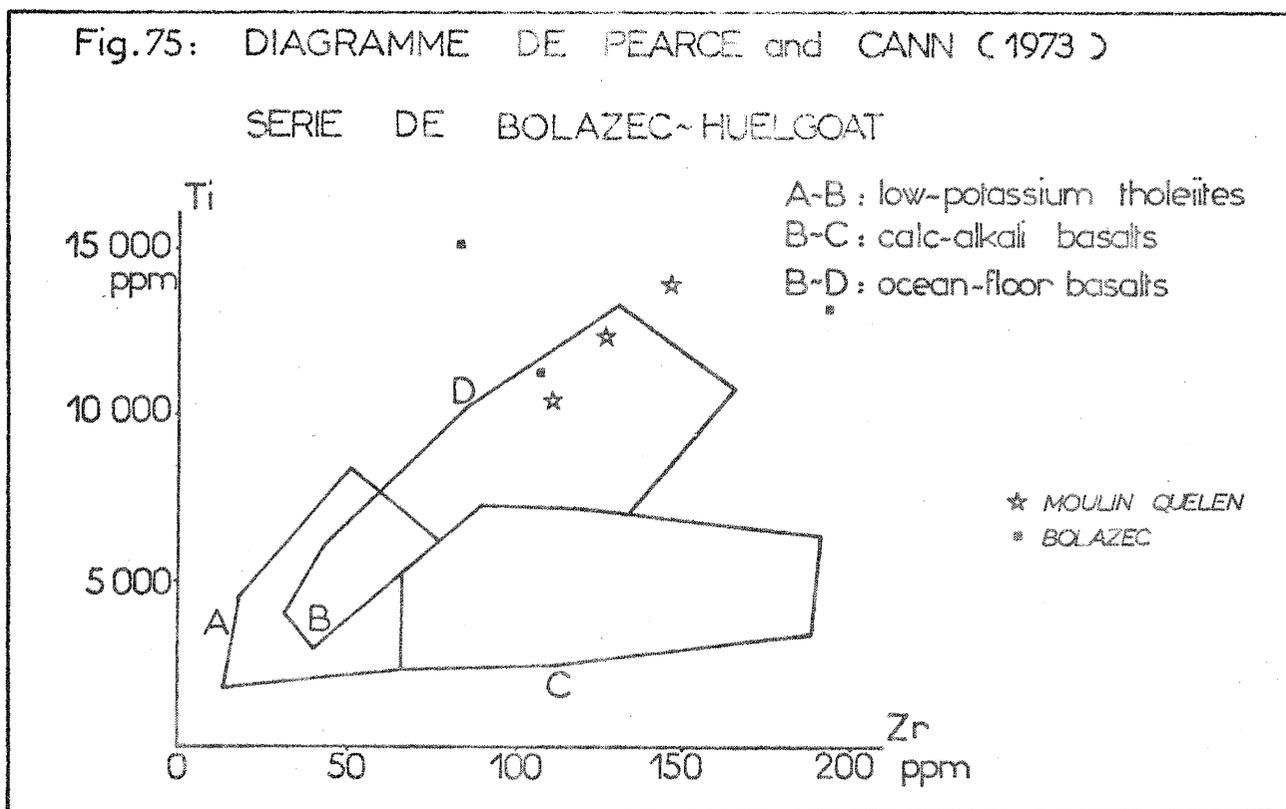
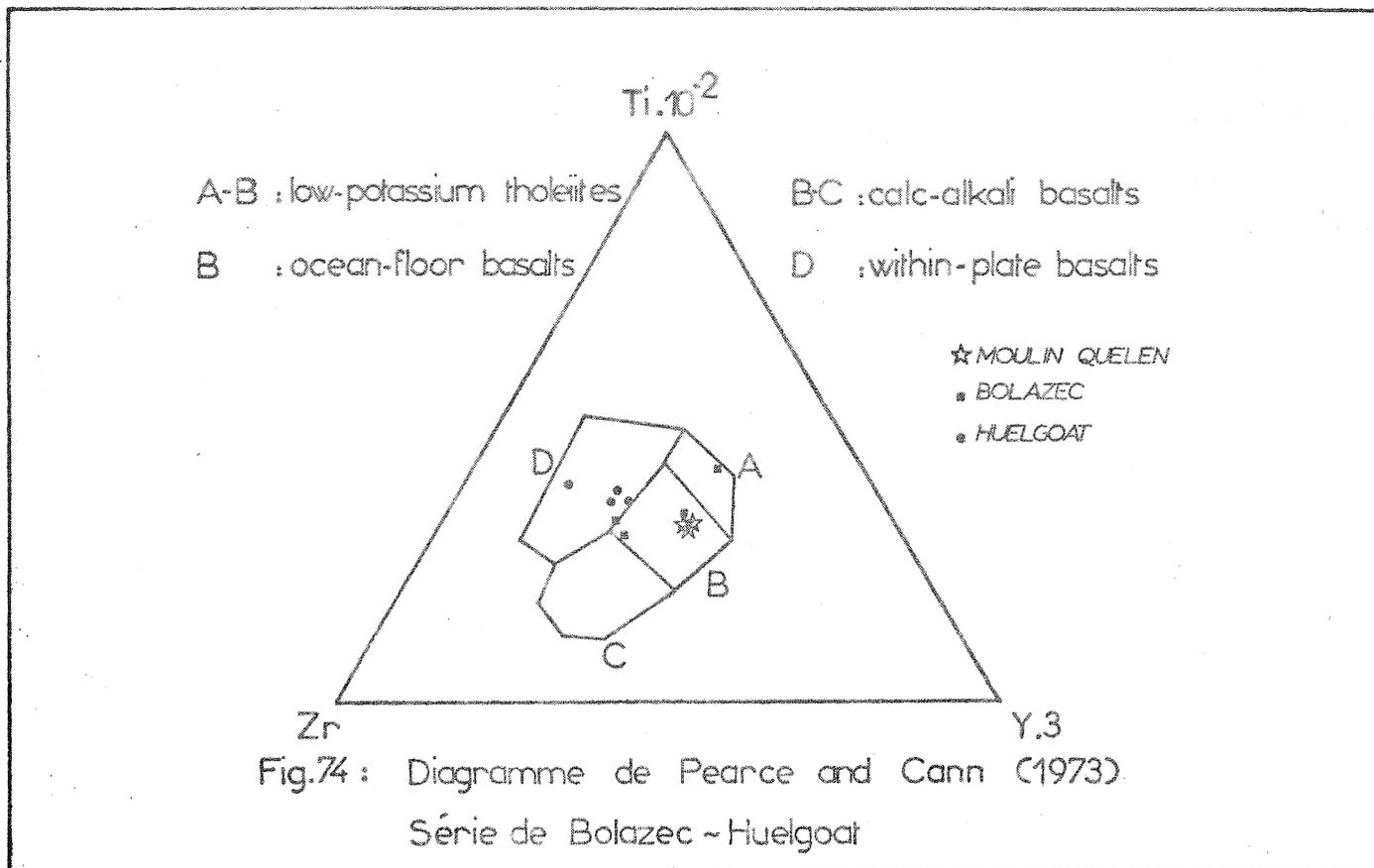
CA: séries calco-alcalines
TH: séries tholéitiques

Cr ppm

Ni ppm

pointillé: tholéites abyssales
tireté: arcs insulaires et marges actives
trait plein: continents stables et îles océaniques





T A B L E A U 36

formation	n° analyse	CaO	MgO	CaO + MgO
MOULIN QUELEN	47b	10,31	7,06	17,37
	48c	14,94	4,48	19,42
	50b*	14,15	8,55	22,7
	51c	10,10	6,28	16,38
BOLAZEC	53	8,09	6,55	14,64
	54	9,47	7,10	16,57
	55	9,15	8,35	17,5
	56	9,16	5,87	15,03
HUELGOAT- BRASPARTS	62	6,70	6,49	13,19
	63	9,57	6,03	15,6
	64*	5,43	6,54	11,97
	65	6,21	6,87	13,08

Note : on n'a fait figurer sur ce tableau que les échantillons pour lesquels on dispose d'analyses de Zr et Y ; l'astérisque indique que la condition $12 \% < \text{CaO} + \text{MgO} < 20 \%$ n'est pas respectée.

. Triangle $\text{Ti} \cdot 10^{-2} / \text{Zr} / \text{Y} \cdot 3$ (fig. 74)

- les trois analyses provenant des coussins du Moulin Quelen se distribuent de façon très groupée à l'intérieur du champ B (champ B seul : tholéites de rides ; champs A + B : tholéites d'arcs) ; on notera que ces volcanites étant tholéitiques, il est légitime de rejeter dès l'abord l'hypothèse de basaltes calco-alcalins d'arcs (champs B + C). Restent donc deux possibilités pour la formation du Moulin Quelen :

- un environnement du type ride océanique
(OFB = "ocean-floor basalts")

ou - un environnement du type arc insulaire

(LKT = "low-potassium tholeiites")

- Deux des quatre analyses de spilites de Bolazec se situent dans le champ B (analyses 53 et 55) ; les deux autres se placent dans le champ A (analyse 54) et à la limite des champs B et D (analyse 56).

L'ensemble paraît donc dessiner un nuage intégralement situé dans les champs A-B, correspondant aux tholéites d'arc.

- Les spilites de Huelgoat, enfin, se groupent de façon relativement homogène dans le champ D, caractéristique des basaltes intraplaques.

Ces conclusions, contraires au cogénéisme envisagé de ces trois formations, demandent à être confirmées.

. Diagramme Ti-Zr (fig. 75)

- Les analyses du Moulin Quelen et de Bolazec se situent, soit dans le champ D (champs B + D = champs des basaltes océaniques), soit à l'extérieur de ce champ (une analyse (analyse 56) de Bolazec n'a pu être figurée sur ce diagramme, du fait de ses coordonnées trop importantes : Ti = 21 180 ppm ; Zr = 283 ppm).

Ceci revient à dire que :

- pour le Moulin Quelen, il semble qu'on puisse exclure l'hypothèse de tholéites d'arcs (champs A + B du diagramme Ti/Zr), au profit de la première envisagée plus haut (basaltes de rides) ;
- pour Bolazec, par contre, les conclusions du diagramme Ti/Zr ne confirment pas celles du précédent diagramme $Ti \cdot 10^{-2} / Zr / Y.3$: on peut donc tout aussi bien envisager l'hypothèse d'une ride (diagramme Ti/Zr) que d'un arc (diagramme $Ti \cdot 10^{-2} / Zr / Y.3$) ;

- les analyses des spilites de Huelgoat apparaissant dans le champ des tholéites intraplaques, dans le diagramme $Ti.10^{-2}/Zr/Y.3$, il n'est pas légitime (cf. tableau 21) de les prendre en considération dans le diagramme Ti/Zr.

A l'issue de l'examen des diagrammes de PEARCE et CANN (1973), on voit donc se dégager les conclusions provisoires suivantes (tableau 37) :

T A B L E A U 37

formation cadre géotectonique	MOULIN QUELEN	BOLAZEC	HUELGOAT
RIDE	X	X	
ARC		X	
POINT CHAUD			X

Ces conclusions vont être discutées à la lumière des autres diagrammes disponibles.

II.8.3.2. Diagramme de GLASSLEY(197) : fig. 76

Valable uniquement pour des volcanites tholéitiques, ce diagramme, appliqué aux trois formations ci-dessus, donne les résultats suivants :

- au Moulin Quelen :

Les analyses se répartissent de façon assez lâche dans le champ des tholéites de ride, mais s'en éloignent parfois (analyse 49_m, peu significatif, puisqu'il s'agit d'une matrice de coussin ; analyse

Fig.76: DIAGRAMME DE GLASSLEY (1974)

SERIE DE BOLAZEC-HUELGOAT

- ★ MOULIN QUELEN
- BOLAZEC
- HUELGOAT

$(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / \text{MgO}$

- 1: ISLAND-ARC THOLEIITES
- 2: RIDGE THOLEIITES
- 3: OCEANIC- ISLAND BASALTS

m: matrice
b: bordure
c: coeur } de coussin

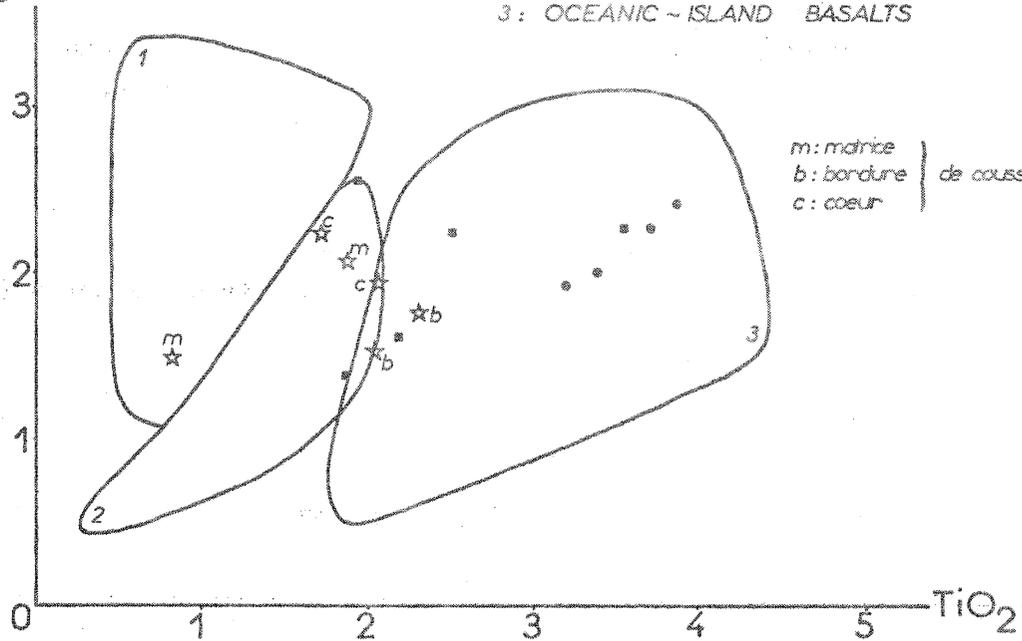
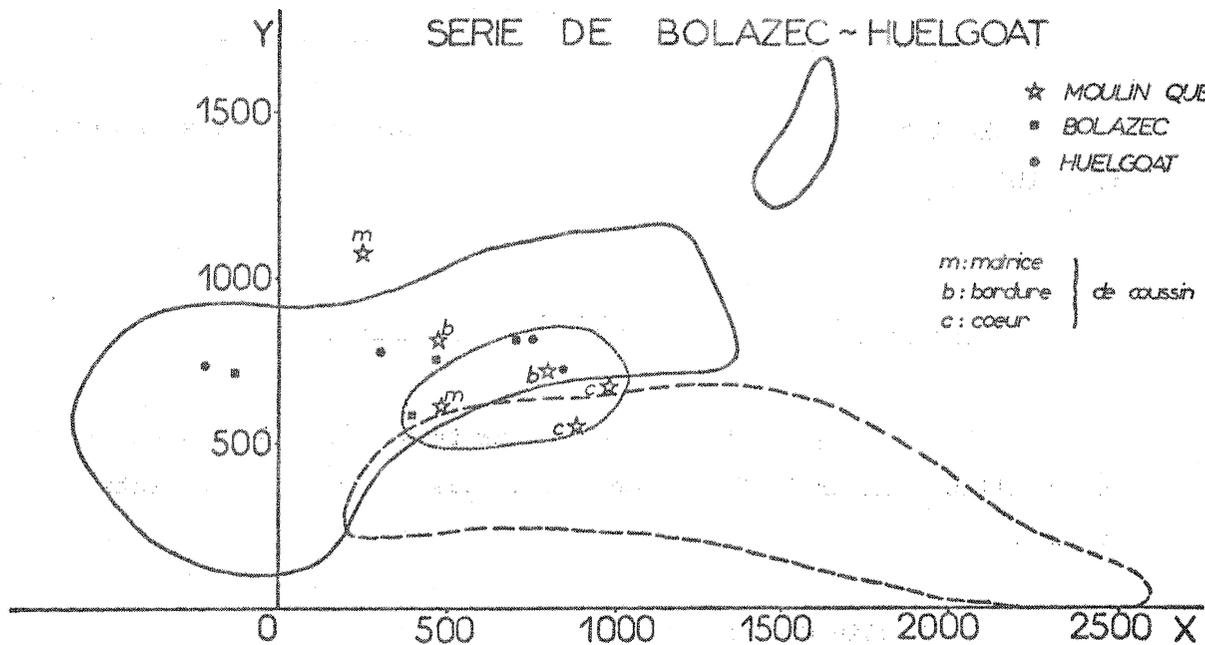


Fig.77: DIAGRAMME DE BEBIEN (1973)

SERIE DE BOLAZEC-HUELGOAT

- ★ MOULIN QUELEN
- BOLAZEC
- HUELGOAT

m: matrice
b: bordure
c: coeur } de coussin



$X = 4\text{Si} - (11\text{Na} + 11\text{K} + 6\text{Ca} + \text{Al})$
 $Y = 2(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti})$ en milliatomes

ROCHES VOLCANIQUES des ARCS INSULAIRES (tireté), des ILES INTRAOCEANIQUEES (trait continu) et des DORSALES MEDIO-OCEANIQUEES (pointillé)

47_b, très riche en TiO₂) ; les coeurs de coussins, cependant, se situent à l'intérieur de ce champ ;

- à Bolazec :

si l'on excepte l'analyse 52, qui correspond à un échantillon de dolérite très altérée (0,79 % de CaO), on obtient un nuage de points presque intégralement situé dans le champ des basaltes d'îles océaniques, conclusion incompatible avec les résultats apportés par les diagrammes de PEARCE et CANN (1973) ;

- à Huelgoat :

là encore, les quatre analyses sont très groupées à l'intérieur du champ des basaltes intraplaques océaniques, suggérant le même cadre géodynamique pour les formations de Bolazec et de Huelgoat. Ce diagramme confirme d'ailleurs, pour cette dernière formation, ceux de PEARCE et CANN (1973).

Le tableau 38 résume ces observations :

T A B L E A U 38

formation cadre géotectonique	MOULIN QUELEN	BOLAZEC	HUELGOAT
RIDE	Pearce et Cann (1973) Glassley (1974)	Pearce et Cann (1973)	
ARC		Pearce et Cann (1973)	
POINT CHAUD		Glassley (1974)	Pearce et Cann (1973) Glassley (1974)

II.8.3.3. Diagramme de BEBIEN (1973) : fig. 77

Seuls deux des trois champs définis dans ce diagramme (îles intraocéaniques, dorsales médio-océaniques et arcs insulaires) sont ici concernés :

- la formation du Moulin Quelen montre, une fois encore, de réelles affinités avec des basaltes de dorsales ;

- les analyses des formations spilitiques de Bolazec et de Huelgoat dessinent deux nuages qui se recouvrent en partie, situés tous deux à l'intérieur du champ des basaltes d'îles intraocéaniques. Ce diagramme confirme donc les précédents : il est ainsi légitime d'exclure, pour le volcanisme dévono-dinantien de Bolazec-Huelgoat, une origine du type arc insulaire, comme le montre le tableau 39.

T A B L E A U 39

formation cadre géotectonique	MOULIN QUELEN	BOLAZEC	HUELGOAT
RIDE	Pearce et Cann (1973) Glassley (1974) Bebien (1973)	Pearce et Cann (1973)	
ARC		Pearce et Cann (1973)	
POINT CHAUD		Glassley (1974) Bebien (1973)	Pearce et Cann (1973) Glassley (1974) Bebien (1973)

II.8.3.4. Diagramme de PEARCE (1976) : fig. 78

Si les formations de Huelgoat et Bolazec correspondent à des champs situés dans le domaine des basaltes intraplaques, les analyses du Moulin Quelen, paradoxalement, se distribuent à l'intérieur du même domaine ; il faut donc nuancer l'affirmation avancée plus haut, selon laquelle les volcanites du Moulin Quelen s'apparentent par leurs compositions en éléments-majeurs à des tholéites de rides : la combinaison de l'ensemble des huit oxydes majeurs semble bien, sur cet exemple, interdire cette interprétation ; cette conclusion infirmant celles des précédents diagrammes, demande donc à être discutée.

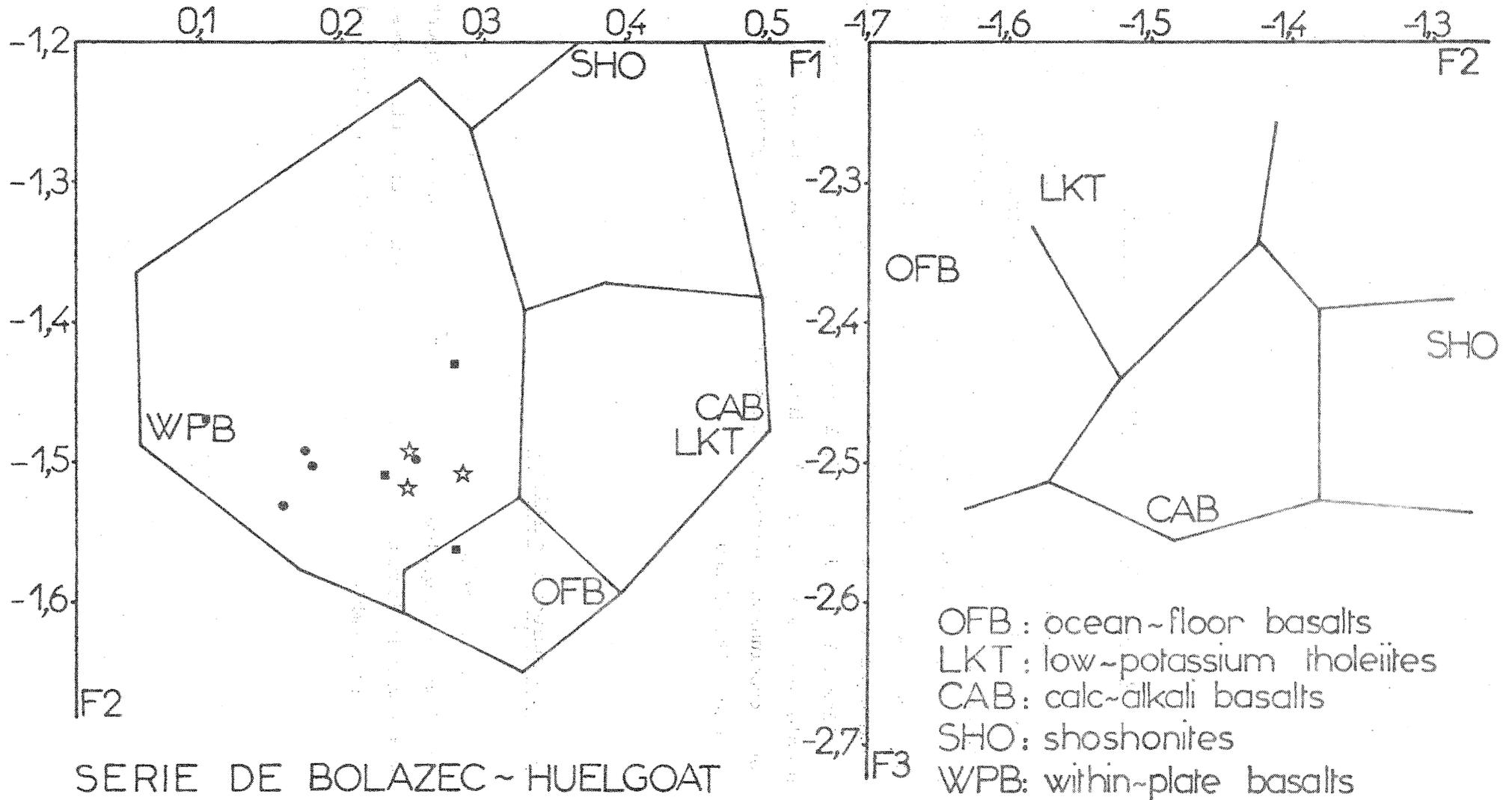
II.8.4. Conclusion partielle

D'un point de vue synthétique, les informations apportées par l'examen de quelques diagrammes "géotectoniques" se recourent de façon relativement satisfaisante, à quelques exceptions près.

L'ensemble de ces résultats se répartit ainsi (tableau 40)

Fig.78: DIAGRAMMES DE PEARCE (1976)

- ☆ MOULIN QUELEN
- BOLAZEC
- HUELGOAT



SERIE DE BOLAZEC ~ HUELGOAT

LES VALEURS DE F1, F2 ET F3 SONT DONNÉES DANS LE TEXTE

- OFB : ocean-floor basalts
- LKT : low-potassium tholeiites
- CAB : calc-alkali basalts
- SHO : shoshonites
- WPB: within-plate basalts

T A B L E A U 40

formation cadre géotectonique	MOULIN QUELEN	BOLAZEC	HUELGOAT
RIDE	Pearce et Cann (1973) Glassley (1974) Bebien (1973)	Pearce et Cann (1973)	
ARC		Pearce et Cann (1973)	
POINT CHAUD	Pearce (1976)	Glassley (1974) Bebien (1973) Pearce (1976)	Pearce et Cann (1973) Glassley (1974) Bebien (1973) Pearce (1976)

. Ce tableau montre immédiatement qu'il n'y a concordance parfaite des résultats que pour la seule formation dinantienne de Huelgoat, qui se serait donc mise en place au niveau d'un point chaud, le cadre océanique ou continental de ce volcanisme intraplaque n'étant pas précisé ; en effet, on remarquera que les diagrammes employés concernent souvent des volcanites d'origine océanique (cf. diagrammes de BEBIEN (1973), ou de GLASSLEY (1974)) ; l'environnement géologique (qui sera discuté dans la troisième partie) peut seul, dans le cas présent, permettre de lever l'incertitude entre volcanisme intraplaque d'origine océanique et celui d'origine continentale.

. De la même façon, l'hypothèse d'un point chaud doit être envisagée pour la formation de Bolazec ; les diagrammes de PEARCE et CANN (1973) (fig. 74 et 75) ne la confirment pas, il est vrai ; mais leurs auteurs ont négligé (au contraire de PEARCE (1976)) de présenter le pourcentage statistique de fiabilité de chaque type magmatique représenté dans leurs diagrammes ; on soulignera donc en conclusion les fortes présomptions en faveur du point chaud, apparues à l'examen de l'ensemble des diagrammes "géotectoniques" ; cette conclusion est d'ailleurs confirmée par l'analyse des teneurs en éléments-majeurs et traces de cette formation : ainsi, des teneurs en TiO_2 comprises entre 1,86 et 3,53 % (tableau 32) sont absolument incompatibles avec des tholéïtes d'arcs ou de rides ; si l'on n'avait pourtant considéré que le seul triangle $Ti.10^{-2}/Zr/Y.3$. (fig. 74), une telle conclusion aurait été légitime.

On remarquera enfin qu'un même environnement géodynamique pour les formations de Bolazec et de Huelgoat va dans le sens de leur cogénéisme.

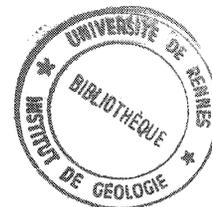
. Quant aux coussins spilitiques du Moulin Quelen, il semble que leur mise en place ait eu lieu dans un cadre différent de celui des formations précédentes : de fortes présomptions (tableau 39) apparaissent en effet en faveur d'une origine du type médio-océanique. Cependant, ces coussins spilitiques paraissent présenter des caractères intermédiaires entre ceux de tholéïtes de rides et ceux de basaltes intraplaques, en particulier par leurs teneurs en K_2O (qui rappellent celles de tholéïtes de rides) et en TiO_2 (qui rappellent celles de basaltes intraplaques). Cette observation pourrait de plus expliquer la fréquente dispersion des analyses du Moulin Quelen dans les champs définis par les différents diagrammes "géotectoniques" présentés plus haut ; on admettra donc que les coussins du Moulin Quelen se rapprochent plus des tholéïtes abyssales que des basaltes intraplaques, sans qu'il soit possible de trancher sur la base des seules données géochimiques.

La signification de ces trois formations volcaniques du bassin de Chateaulin (Moulin Quelen, Bolazec et Huelgoat-Brasparts) sera discutée dans la troisième partie, à la lumière d'arguments autres que géochimiques.

Troisième Partie

INTERPRETATION

GEOTECTONIQUE



L'étude précédente nous a donc permis de préciser les caractéristiques géochimiques propres à chacune des séries spilitiques considérées. On a pu ainsi s'apercevoir de l'intérêt de la géochimie appliquée au paléovolcanisme, malgré un nombre de données relativement réduit et une relative homogénéité de composition des volcanites étudiées, obstacles à une approche statistique plus approfondie des phénomènes.

Ce travail cependant ne pouvait pas en rester au stade de la description analytique. On a vu les arguments avancés en faveur de la reconstitution du cadre géotectonique des séries en cause : il convient maintenant de tenter une synthèse sur les données précédentes, synthèse qui s'appuiera bien sûr essentiellement sur des études antérieures, dans les domaines suivants : stratigraphie-paléontologie/ sédimentologie/ géochimie isotopique du Sr-géochronologie/ structurologie, et tentera de replacer ces quatre séries spilitiques dans l'histoire du Massif Armoricaïn.

III.1. La série briovérienne de Douarnenez

On en était resté, à l'issue de la seconde partie, à l'hypothèse d'une série spilitique mise en place dans une zone de convergence de plaques, correspondant plus vraisemblablement à un arc insulaire qu'à une marge active ; la sédimentologie du Briovérien permet de préciser et la nature des dépôts et ses conditions de mise en place, c'est-à-dire la signification génétique de l'encaissant sédimentaire des volcanites briovériennes. Un modèle géodynamique sera ensuite proposé.

III.1.1.1. Sédimentologie du Briovérien de Douarnenez

Je me référerai principalement ici aux travaux de J. RICHARD (1967) et J.R. DARBOUX (1973) qui permettent d'apporter d'importantes précisions sur les caractères lithologiques et sédimentologiques du Briovérien de Douarnenez. Tout ce qui va suivre est **en particulier** inspiré de DARBOUX (1973) :

- Les dépôts briovériens de Douarnenez, dans lesquels se sont mises en place les volcanites étudiées plus haut, correspondent à une succession, de puissance inconnue, mais probablement très importante,, de schistes et de grès auxquels peuvent s'ajouter quelques "épisodes conglomératiques et de rares niveaux carbonatés ou cinéritiques".

. les schistes, rubanés ou plus fréquemment zonés, sont des lutites montrant un granoclasement vertical important; la matrice, essentiellement phylliteuse, représente de 75 à 90 % de la roche ;

. les grès sont constitués de minéraux clastiques, de fragments lithiques et de minéraux opaques ; le premier type permet de mettre en évidence du quartz et accessoirement du plagioclase, de la muscovite ; ce quartz montre une abrasion sommaire.

DARBOUX interprète ce dépôt siliceux comme un grès immature ou subquartzeux, c'est-à-dire un "graywacke", ce qui lui permet de considérer l'ensemble des formations briovériennes comme un "sédiment caractéristique des aires à sédimentation rapide, proches par exemple des marges océaniques".

- Les conditions de dépôt, correspondent, toujours selon DARBOUX, à un milieu subaquatique, permanent et calme, dont la profondeur est délicate à déterminer ; l'agent du dépôt peut être représenté par des courants de turbidité. L'origine du dépôt, enfin, devrait être recherchée dans le démantèlement d'une série d'origine sédimentaire, métamor-

phisée dans l'épizone, et constituée de grès, quartzites, schistes et phanites.

Il apparaît ainsi en conclusion que les dépôts briovériens de la baie de Douarnenez correspondent bien à des "matériaux considérés comme le sédiment caractéristique de zones actives tectoniquement" (DARBOUX, J.R. 1973). On pense bien sûr immédiatement à des flyschs (et c'est l'hypothèse adoptée par DARBOUX) c'est-à-dire à des "sédiments pré- ou synorogéniques, témoins de déformations modérées, marquant la fin du comblement d'un géosynclinal (et) dont la morphologie a le plus de chance d'être réalisée aux approches de crises orogéniques".

III.1.2. Les arguments apportés par la géologie sous-marine et la géophysique

Je rappellerai ici seulement quelques unes des conclusions apportées par J.P. LEFORT (1975), en m'y étendant un peu, du fait de leurs implications éventuelles dans l'interprétation des autres séries étudiées dans ce mémoire.

. En ce qui concerne la reconnaissance des formations de Douarnenez, en mer, il faut noter que les schistes et grès se retrouvent "analogues à ceux du Briovérien supérieur connus sur le continent" (LEFORT, J.P. 1975) ; les volcanites, par contre, n'ont jamais été reconnues : (LEFORT, J.P. comm. orale).

. Cependant d'après DARBOUX (1973), l'anomalie gravimétrique positive centrée sur la baie de Douarnenez pourrait s'expliquer par la présence des volcanites basiques en question ; ainsi, "sur la carte aéromagnétique Brest-Lorient au 1/200 000 ème, une anomalie positive très forte, grossièrement allongée E-W, est centrée sur le Briovérien du Porsay et bordée vers le Sud par deux minimums (Beuzec et Locronan). Elle met donc en évidence deux régions à caractère différent, très contrastées (fig. 79 et 79bis). L'ancrage de ces anomalies

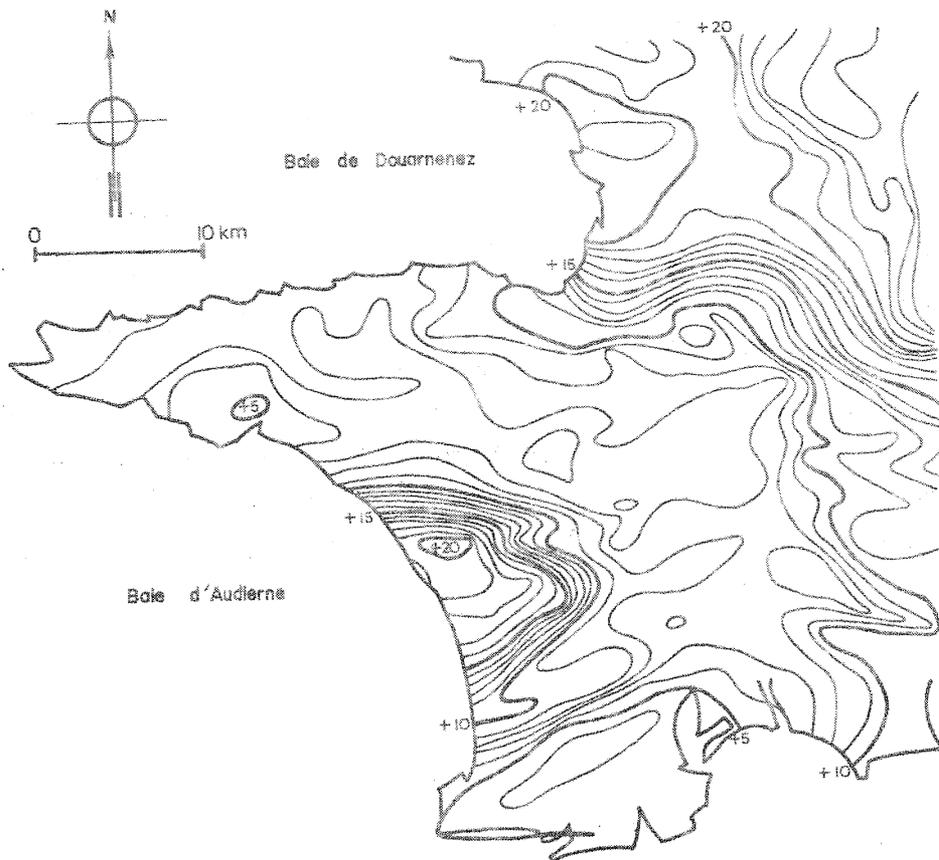


Fig.79: Carte gravimétrique : anomalies locales obtenues à partir des anomalies de Bouguer par soustraction d'une anomalie régionale

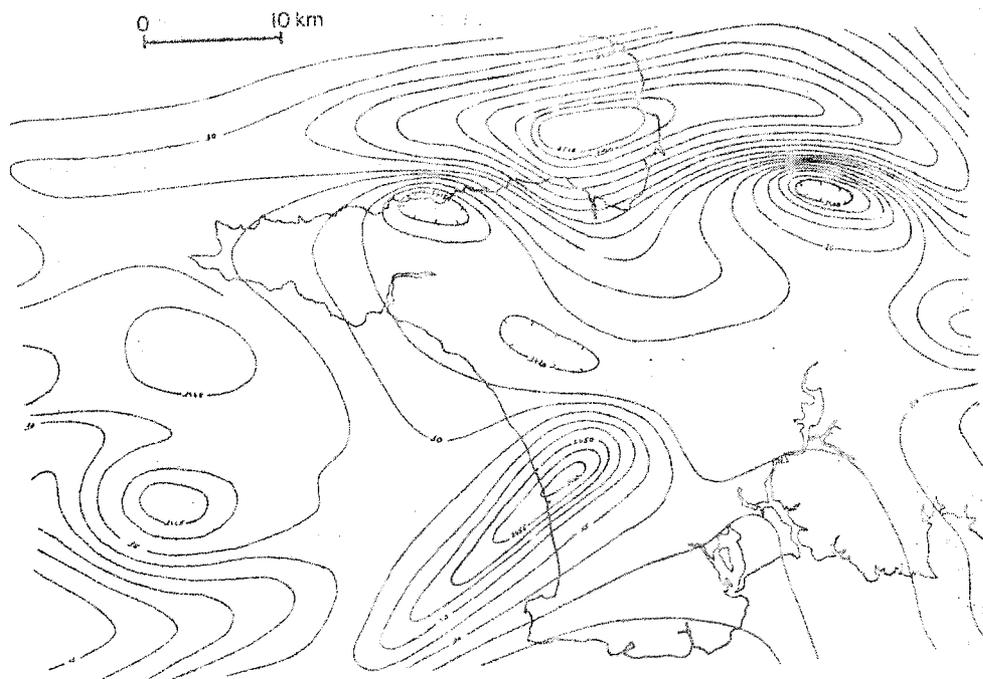


Fig.79b: Carte aéromagnétique réduite à partir de la carte au 1/200 000 (feuilles Brest et Lorient)

(Les figures 79 et 79b sont extraites de DARBOUX 1973)

positives sur le Briovérien est en désaccord avec la différence de densité et le contraste de susceptibilité magnétique entre la trondhjémite du Cap Sizun et le granite de Locronan d'une part, et les sédiments briovériens d'autre part. Mais par analogie avec ce que l'on observe en Baie d'Audierne - où une anomalie magnétique semblable souligne les amphibolites de Peumerit, - nous pouvons supposer la présence en profondeur d'accumulations de roches basiques" (DARBOUX, J.R. 1973)).

Ceci étant posé, je voudrais reprendre certaines des conclusions de LEFORT (1975), relatives au "moteur de la tectonique périarmoricaine" ; on doit en effet à cet auteur une des synthèses les plus récentes (avec celle de VIDAL 1976) sur la genèse du Massif Armoricain, replacé dans une optique de tectonique globale.

"Le socle périarmoricain a été "structuré" par six événements majeurs dont le moteur peut être recherché dans le mouvement des plaques qui constituaient l'Ouest de l'Europe au Protérozoïque supérieur et au Paléozoïque" (LEFORT 1975, p. 138).

Ces six événements majeurs sont les suivants :

- 1) distensions protérozoïques et fermeture de l'océan longmyndien ;
- 2) subductions du Paléozoïque inférieur ;
- 3) compressions hercyniennes ;
- 4) cisaillements hercyniens ;
- 5) cisaillements protoatlantiques ;
- 6) ouverture du Golfe de Gascogne.

Je m'intéresserai plus particulièrement ici aux deux premiers de ces événements, que résume le tableau 41.

Ce schéma sera d'ailleurs repris et discuté plus loin, lors de l'étude des autres séries ; c'est pourquoi je préfère m'y étendre un peu plus longuement à ce niveau.

Tableau 41 - LES MOTEURS DE LA TECTONIQUE PERIARMORICAINE (d'après J.P. LEFORT, 1975)

On se reportera aux figures 80 et 81

A) DISTENSIONS PROTÉROZOÏQUES ET FERMETURE DE L'Océan LONGMYNDIEN.

- Durant l'intervalle séparant le Protérozoïque du Paléozoïque moyen, existence d'un "océan protoatlantique", de plus de 500 km de large, séparant l'Amérique du Nord de l'Europe, nommé IAPETUS.

- Le IAPETUS est accompagné d'un océan satellite méridional sub-contemporain : l'océan longmyndien, qui se referme à la fin du Briovérien.

- La fermeture de cet océan longmyndien, grâce à une subduction vers le Sud, provoque, en arrière du plan de subduction, un amincissement crustal (au niveau d'un fossé marginal), générateur d'un troisième océan, marginal encore et plus méridional : l'océan de la Manche; l'ouverture de ce dernier "pourrait avoir commencé il y a 560 M.A., soit juste après la mise en place des dernières intrusions cadomiennes" (p. 140).

- C'est la fermeture de l'océan longmyndien qui, serait responsable du développement du "volcanisme basique d'âge briovérien supérieur dans le Nord du Massif Armoricain".

- On voit donc cette succession d'événements peut s'expliquer par le schéma suivant : ouverture océanique - fermeture par subduction, d'où amincissement crustal au-dessus du plan de Bénioff, d'où une nouvelle ouverture océanique, ce qui montre qu'un phénomène de compression (subduction) peut être paradoxalement à l'origine d'un phénomène de distension (ouverture océanique).

B) SUBDUCTIONS DU PALEOZOÏQUE INFÉRIEUR.

- Elles traduisent le "rapprochement des plaques nord-américaine et européenne dès le Cambrien".

- Le IAPETUS achève de se fermer (par double subduction), vers le NW et le SE) à la fin du Silurien ou au début du Dévonien (fig. 81 D).

- En ce qui concerne le Massif Armoricain, LEFORT propose le modèle suivant, appuyé par des arguments structuraux, pétrographiques, géochronologiques, géochimiques et paléontologiques :

. l'océan de la Manche se ferme (à peu près à la même époque que le IAPETUS) par une subduction située au Nord de la Domnonée actuelle; cet océan a mis 40 M.A. pour s'ouvrir (dernières intrusions basiques cadomiennes, premières ignimbrites cambriennes du Trégor) et 100 M.A. pour se fermer (premières rhyolites cambriennes - derniers granites siluriens) ; "cette différence implique presque nécessairement une subduction lente" (p. 148), sous une croûte épaisse, probablement entre le Cambrien moyen et le Llanvirn;

. "l'activité plutonique (granites de Lanvaux) et volcanique (Spilites de St-Georges-sur-Loire) pourrait marquer l'épisode terminal de la subduction de l'Océan de la Manche" (Ordovicien supérieur, Silurien inférieur);

. La fermeture de cet Océan de la Manche ("dont l'histoire serait parallèle à celle du cycle calédonien") se matérialise alors par le verrouillage des plaques européenne et américaine" (fig. 81 E).

A - Les distensions protérozoïques

- 1 - Domaine nord-américain
- 2 - Iapetus
- 3 - Microcontinent moïzien
- 4 - Océan longmydien
- 5 - "Midland Block"
- 6 - Proto océan marginal méridional (océan de la Manche)
- 7 - Domaine domnonéen
- 8 - Région du cap Ortegal
La croûte océanique est représentée en hachures noires.

B - Les subductions du Paléozoïque inférieur

- 9 - Subduction du Iapetus
- 10 - Suture moïzienne
- 11 - Subduction de l'océan de la Manche

C - Les compressions hercyniennes

- 12 - Branche septentrionale des hercynides
- 13 - Arc ibéro-armoricain
- 14 - Extrémité orientale du craton du Grand Banc
- 15 - Front varisque
- 16 - Chevauchement Lizard - Start-Point

D - Les cisaillements hercyniens

- 17 - Cisaillement Lizard - Start-Point
- 18 - Cisaillement Molène - Montcontour
- 19 - Cisaillement sud-armoricain
- 20 - Faille nord-pyrénéenne
- 21 - Faille d'Avila

E - Les cisaillements proto-atlantiques

- 22 - Faille Kerforne
- 23 - Zonale Biscaye - Labrador
- 24 - Faille du bassin parisien
- 25 - Faille cantabrique

**F - L'ouverture du Golfe de Gascogne avant la compression éocène
(d'après LE PICHON et al, 1971)**

- 26 - Direction transformante nord-pyrénéenne
- 27 - Direction transformante Biscaye
- 28 - Direction transformante cantabrique
- 29 - Pôle Iberi-Europe

Les flèches indiquent le sens des mouvements.

Avertissement : Afin de mieux localiser les structures, certains traits de côtes ont été conservés ; ils ne présentent à l'évidence aucune signification dans les schémas A, B, C, D et E.

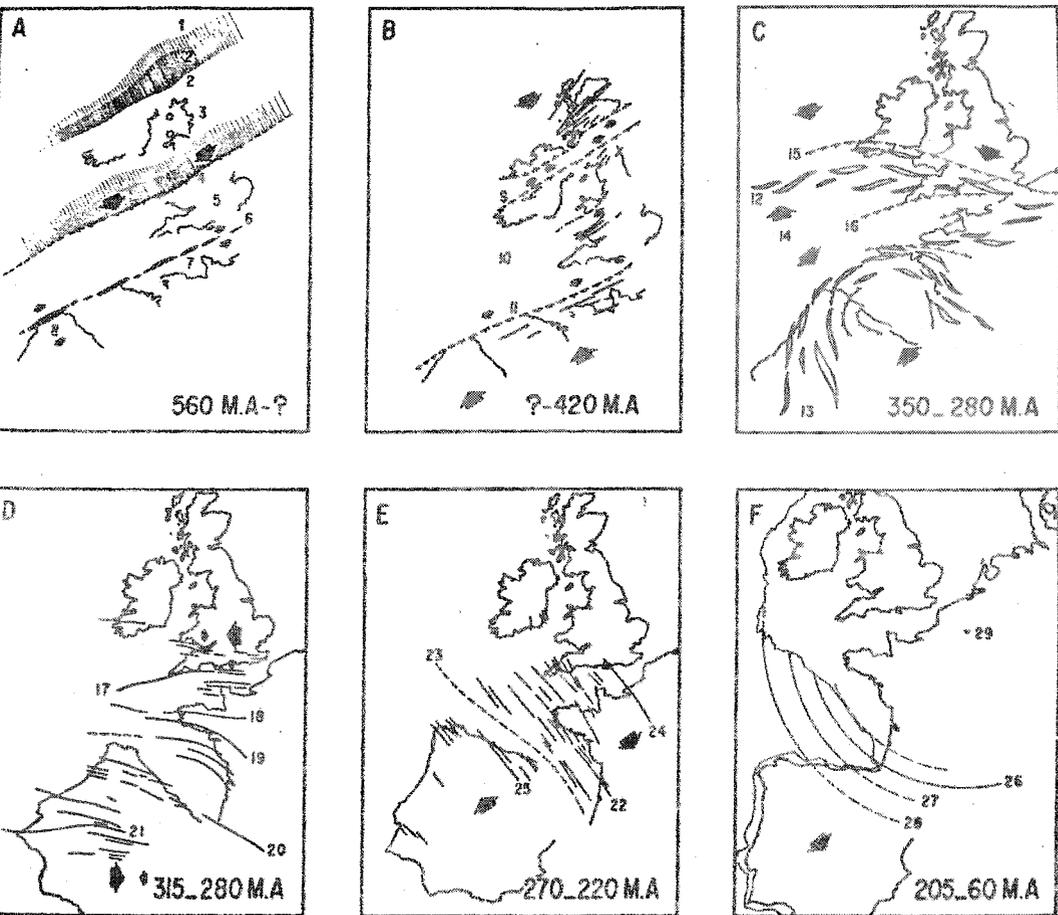
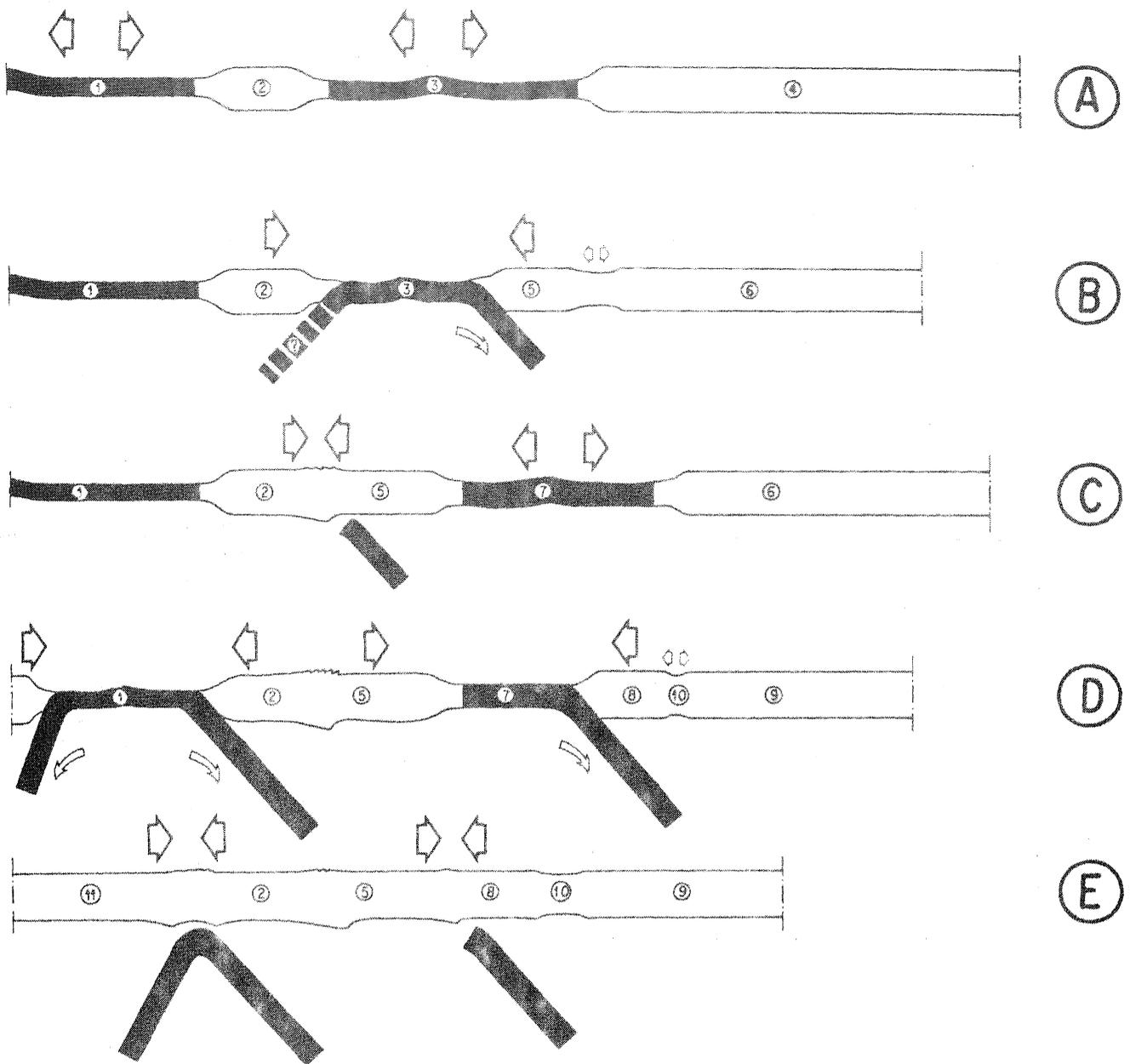


Fig. 80: Les moteurs de la tectonique péri-armoricaire entre le Protérozoïque et l'Eocène (extrait de LEFORT 1975)



- | | |
|------------------------------|--|
| ① Iapétus | ⑦ Océan de la Manche |
| ② Microcontinent moisien | ⑧ Bloc domnonéo-centre armoricain |
| ③ Océan longmyndien | ⑨ Domaine ligérien |
| ④ Bloc armoricano-midlandais | ⑩ Exogéosynclinal de St. Georges / Loire |
| ⑤ Midland block | ⑪ Plaque américaine |
| ⑥ Bloc armoricain | |

Fig.81: Reconstitution schématique des mouvements des plaques localisées au nord du Massif Armoricain entre le Protérozoïque et le Dévonien ; A : distensions protérozoïques ; B : Fermeture de l'océan Longmyndien ; C : ouverture de l'océan de la Manche ; D : Fermeture du Iapetus et de l'océan de la Manche ; E : verrouillage des plaques européenne et américaine .

(Figure extraite de LEFORT 1975)

Un tel modèle mérite l'attention, car, on va le voir, le volcanisme briovérien de Douarnenez pourrait s'y intégrer de façon relativement satisfaisante, sous réserve de quelques précisions.

III.1.3. Synthèse et conclusion

Si l'on accepte d'une part, l'âge avancé par DARBOUX (1973) (limite Briovérien moyen - Briovérien supérieur = $620 \text{ MA} \pm 20$ pour LEUTWEIN et al. (1969)) pour la sédimentation flyschoides de la baie de Douarnenez et les volcanites qui lui sont associées et, d'autre part, le schéma évolutif proposé par LEFORT (1975) (fig. 80 et 81), il apparaît à l'évidence que la formation du complexe volcano-sédimentaire de Douarnenez peut alors prendre place entre la fermeture de l'océan longmyndien et l'ouverture (environ 560 MA) de l'océan de la Manche, qui sépare le Midland block du bloc armoricain (fig. 81). Or, il est remarquable de constater que c'est précisément à l'époque à laquelle se fermait l'océan longmyndien que s'est développé le volcanisme basique d'âge briovérien supérieur dans le Nord du Massif Armoricain (volcanites du Nord du Trégor par exemple)" (LEFORT, J.P. 1975 p. 140).

En conclusion, on peut donc vraisemblablement rapprocher le volcanisme calco-alcalin de Douarnenez (caractéristique, on l'a vu, de zones orogéniques en compression) des volcanites du Trégor* étu-

* "Au N-W de la baie de St. Brieu, les tufs kératophyriques associés de Tréguier et les spilites de Paimpol, déposés sur le socle du Trégor, puis verticalisés et très légèrement métamorphisés au cours de l'orogène cadomien, peuvent être considérés comme l'équivalent latéral de la série de Binic. Leur chimisme est favorable à l'étude Rb/Sr. L'isochrone de bonne qualité, donne un âge de $618 \pm 12 \text{ MA}$: ce chiffre de 618 MA est actuellement la seule datation directe du Briovérien dont on dispose". (VIDAL, Ph. 1976 p. 77-78).

diées par ailleurs par B. AUVRAY, ces deux ensembles volcaniques correspondant dans ces conditions à un même plan de subduction, dirigé vers le Sud (fermeture de l'océan longmyndien), qu'on peut supposer à peu près parallèle à la trace du futur cortège ophiolitique de la Manche (Nord 60-70), manifestations ultimes de cette fermeture longmyndienne.

III.2. La série caradocienne de la presqu'île de Crozon

L'étude géochimique présentée plus haut débouchait, on l'a vu, sur deux hypothèses géotectoniques contradictoires, puisqu'on pouvait tout aussi bien envisager pour cette série une origine du type point chaud qu'une origine du type ride médio-océanique.

Avant de discuter ces deux possibilités, je voudrais rappeler que la série spilitique de Crozon est la seule des quatre étudiées ici à être stratigraphiquement calée : les pillow-lavas de Lostmac'h appartiennent en effet à la "formation des tufs et calcaires de Rosan" (BABIN et al. 1976), très précisément datée par la paléontologie du Caradoc supérieur. Mais "l'appartenance du sommet de (cette formation) à l'Ashgill, bien qu'elle ne soit pas actuellement démontrée, reste plausible" (HENRY et al. 1973-1974) ; cette formation est l'équivalent latéral de la formation des schistes du Cosquer ("schistes noirs azoïques avec de nombreuses figures de glissements sous-aquatiques" (BABIN et al. p. 14), dans la partie septentrionale de la presqu'île de Crozon.

III.2.1. Apports de la stratigraphie et de la paléontologie

Pour FOURMOND (1964), "deux faciès existent au niveau de l'Ordovicien supérieur dans le Sud de la presqu'île de Crozon" (p. 11-36) :

"Au Sud de Lostmac'h, à Morgat et à Raguenex, ce sont des couches

montrant une tendance à l'émersion, singulièrement à Raguenez où la base est de schistes carton et le sommet de grès argileux. Le calcaire n'y est représenté que par quelques rares bancs lenticulaires. Interstratifiées dans ces couches, nous trouvons des coulées dont la surface est scoriacée et des tufs. L'ensemble de ces caractères pourrait correspondre à ceux d'un rivage. En outre, au Sud de Lostmac'h, et peut-être à Morgat, l'existence d'une lacune d'émersion ou sous-marine semble bien avoir été démontrée.

A Lostmac'h et Rosan, ce sont au contraire des calcaires francs, épais, à faune de Crinoïdes, Bryozoaires, Brachiopodes. Ces couches sont associées à un volcanisme sous-marin : les coulées sont à débit en pillow-lavas. Ce faciès est marin, il correspondrait à la limite de la zone néritique vers la zone bathyale".

Selon cet auteur, on serait donc en présence de "deux domaines paléogéographiques différents".

BABIN et al. (1976), dans leur monographie de l'Ordovicien du Massif Armoricaïn, apportent des précisions importantes à ce schéma, en y adjoignant de nouvelles considérations paléontologiques et paléogéographiques :

. "partout dans le Massif Armoricaïn, les sédiments du Paléozoïque inférieur sont transgressifs et discordants sur le socle précambrien" ; à Crozon, cependant, comme "dans les régions où le Grès Armoricaïn succède insensiblement à des formations antérieures d'âge inconnu, le problème de la limite inférieure du système reste posé" ;

. "dans toutes les régions où elle est bien connue, la succession ordovicienne est constituée par des dépôts de type épicoïntinental, comme l'indiquent notamment les faciès pétrographiques (minerai de fer, niveaux à galets phosphatés, niveaux de poudingues...), les caractères sédimentologiques (stratifications obliques, chenaux, ripple-marks (...)), les nombreuses traces d'activité biologique (pistes, terriers...)" ;

. "dans la succession lithologique, essentiellement détritique (alternance de masses gréseuses et schisteuses), où les faciès calcaires sont pratiquement absents (une exception cependant à Lostmac'h), le caractère plus ou moins fin des sédiments n'indique pas des différences bathymétriques, mais seulement des variations dans la nature des apports" ; le caractère épicoïntinental des dépôts laisse, d'autre part, ouverte la question d'éventuelles lacunes de sédimentation ;

. pour ce qui est de "la partie supérieure de la succession, de nombreux problèmes y demeurent non résolus :

- (en particulier) à l'extrémité occidentale du synclinorium médian, la formation volcano-sédimentaire des tufs et calcaires de Rosan

témoigne localement d'une activité volcanique, mais les relations génétiques avec son équivalent latéral (schistes du Cosquer) restent mal connues" ;

- enfin le problème de la limite supérieure de l'Ordovicien n'est pas résolu à Crozon (on pense en particulier à la présence ou l'absence éventuelle de niveaux ashgilliens au sommet de la formation de Rosan).

En résumé, trois points me paraissent essentiels :

- l'Ordovicien de la presqu'île de Crozon est transgressif et discordant sur le Briovérien ;

- on ignore actuellement la position exacte de ses limites inférieure et supérieure ;

- les caractères sédimentologiques de cet Ordovicien permettent de l'assimiler à un ensemble de dépôts de type épicontinental, où d'éventuelles lacunes de sédimentation ont pu se produire.

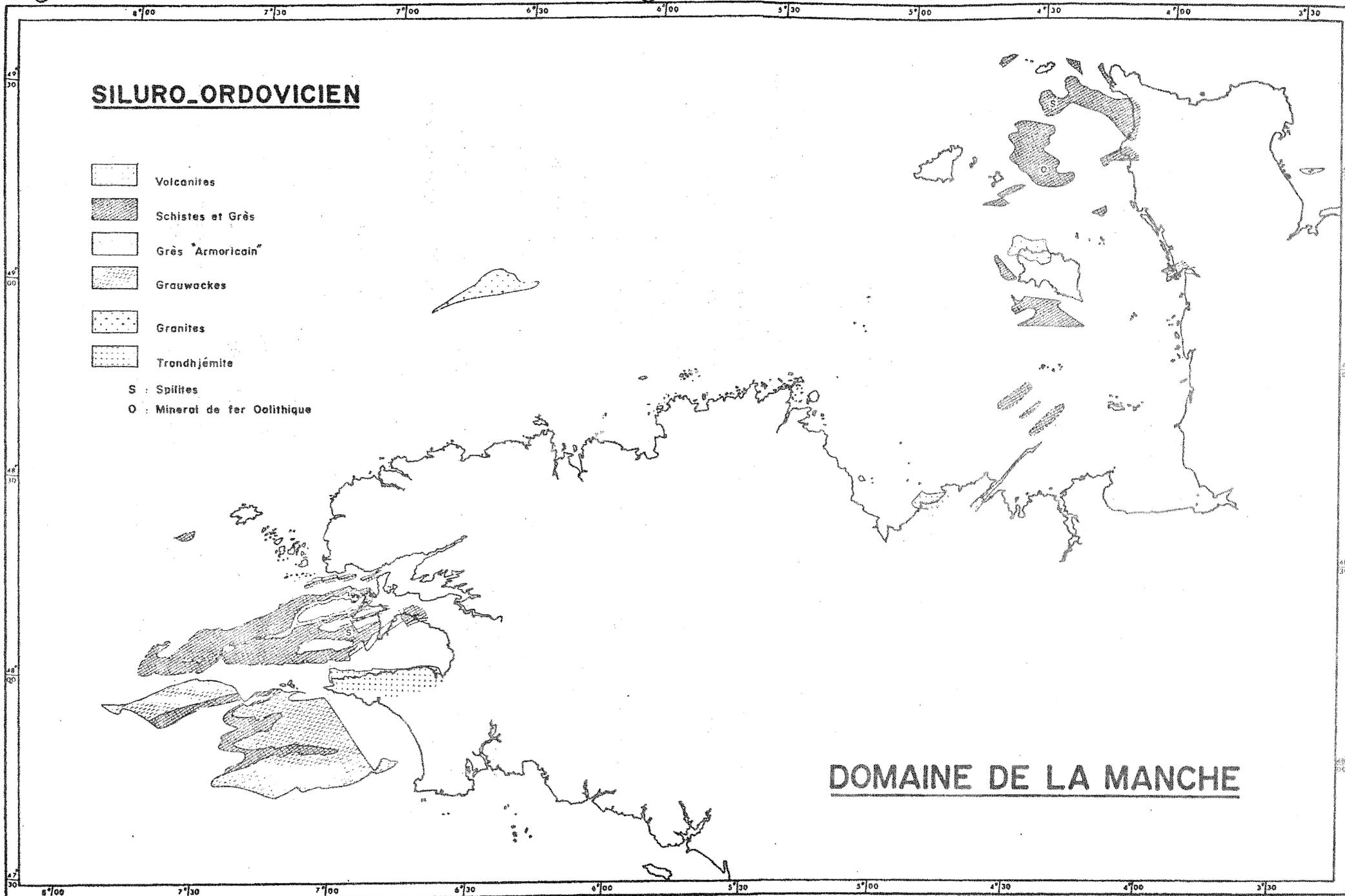
III.2.2. Apports de la géologie sous-marine

"Des spilites à chlorite et épidote abondantes, associées à des schistes datés du Caradoc, ont été prélevées (...) au large de Crozon (ouest de l'Iroise)" LEFORT 1975 p. 42-43 (fig. 82). Le volcanisme de Lostmac'h n'est donc apparemment que la manifestation locale d'un phénomène plus étendu.

III.2.3. Apports de la géochronologie

On ne dispose pas actuellement de datations absolues sur le volcanisme caradocien de Crozon. Cependant, VIDAL (1976), à la lumière des mesures effectuées par ailleurs sur l'ensemble du Paléozoïque inférieur du Massif Armoricain, repose le problème déjà ancien de possibles influences calédoniennes dans la structuration de ce massif, en soulignant en particulier l'éventualité d'un plutonisme calédonien ou anorogénique. Ce débat ne traite pas des volcanites, mais il est cependant intéressant de noter que "les intrusions d'âge cambro-silurien

Fig. 82: Localisation des affleurements d'âge siluro-ordovicien (extrait de LEFORT 1975)



se sont produites au cours de périodes de calme orogénique, accompagné de distensions : les magmas se mettent (ainsi) en place le long de zones de faiblesse de l'écorce" (VIDAL, Ph. 1976 p. 106).

Dans ces conditions, on peut se demander si un tel schéma - valable pour les plutonites - ne l'est pas aussi pour les volcanites.

III.2.4. Synthèse et conclusion

Il apparaît, à l'issue des données apportées par différentes disciplines, que le volcanisme caradocien de Crozon prend place dans un ensemble par ailleurs assez bien connu : à savoir un domaine marin, certes, mais essentiellement épicontinental, où la sédimentation montre des caractères détritiques prononcés ; le volcanisme tholéitique de Lostmac'h n'est d'ailleurs pas la seule manifestation effusive ordovicienne dans le Massif Armoricain, puisqu'on connaît, il est vrai, dans d'autres régions paléogéographiques, des formations analogues ; il suffit de citer ici pour mémoire le volcanisme spilitique de St Georges sur Loire et celui d'Erquy, tous deux d'affinité tholéitique certaine. La série d'Erquy (AUVRAY, B. 1967) a d'ailleurs été datée par la méthode Rb-Sr (VIDAL et al. 1971) à 466 ± 10 MA (ce qui correspond à un âge ordovicien inférieur, avec un doute cependant sur l'éventualité d'âge cambrien supérieur (VIDAL, Ph. 1976)). Cette série spilitique est interprétée par MARTINEAU (1976) comme un volcanisme tholéitique de point chaud.

A une échelle supérieure, l'ensemble du volcanisme ordovicien du Massif Armoricain correspond, selon Cl. BOYER (1974), à "un volcanisme basique, sous-marin, épiorogénique, lié à la lointaine orogénèse calédonienne". Précisant cette notion en termes de tectonique globale, cet auteur envisage "l'existence, à l'emplacement de l'Europe moyenne, d'une plate-forme marine, où la croûte continentale amincie, soumise à des distensions internes à la plaque européenne, livrerait passage à des épanchements basiques homogènes".

Un tel schéma peut-il rendre compte du volcanisme caradocien de Lostmac'h ?

Des deux hypothèses envisagées plus haut (tholéites de point chaud ou de ride), seule la première me paraît plausible ; les caractères sédimentaires de l'Ordovicien de Crozon sont en effet totalement incompatibles avec un volcanisme de ride océanique : cette incompatibilité majeure m'incite donc à repousser l'éventualité, pour les spilites de Lostmac'h, d'une origine du type tholéite abyssale. Reste donc l'hypothèse : tholéite de point chaud sur plaque continentale ; on ne dispose, pour la démontrer, d'aucune preuve, mais d'un faisceau d'arguments qui ont été développés plus haut en détail.

On notera en conclusion que l'existence d'un volcanisme spilitique, tholéitique et anorogénique, semble générale dans les parties septentrionales du Massif Armoricaïn, au Paléozoïque inférieur (cf. séries de Crozon et d'Erquy).

Le schéma de LEFORT (1975) cité plus haut ne peut cependant que difficilement intégrer ces données :

- si, en effet, dans le Nord du Massif Armoricaïn, on retrouve à l'Ordovicien (Crozon, Erquy) un alignement N-E du volcanisme tholéitique spilitique, compatible avec l'alignement supposé du volcanisme calco-alcalin fini-briovérien. (Douarnenez - Trégor : alignement E-NE), il reste que les spilites ordoviciennes citées sont caractéristiques d'un environnement anorogénique ; LEFORT (1975) envisage par contre, durant tout le Paléozoïque inférieur (tableau 41) un régime de subduction intéressant les parties septentrionales du Massif Armoricaïn : ce régime de compression de plaques devrait donc logiquement se matérialiser par un volcanisme d'arc (éventuellement calco-alcalin ou tholéitique selon la maturité du phénomène) typiquement orogénique, et non par un volcanisme anorogénique comme on l'observe de fait.

Cette contradiction apparente, qui ne préjuge pas des études ultérieures, méritait cependant d'être soulignée.

III.3. La série de Saint-Georges sur Loire

ARNAUD (1966) concluait ainsi son étude pétrographique du synclorium de Saint-Georges sur Loire :

"Dans le cadre du Massif Armoricaïn, le synclinal de Saint-Georges sur Loire présente une originalité certaine. Sur le plan stratigraphique, l'épaisseur importante, la variété, la nature des dépôts évoquent de manière satisfaisante une sédimentation de type géosynclinale. Dans leur ensemble, les caractères pétrographiques semblent confirmer pleinement cette façon de voir".

En 1974, COGNE précise :

" La tectonique très serrée et apparemment polyphasée subie par ces formations, plis isoclinaux serrés, aplatis et repliés, souligne la mobilité toute particulière de cette unité subsidente que l'on serait tenté de qualifier de "géosynclinale", n'étaient ses dimensions actuelles vis-vis des régions paléozoïques épicontinentales qui l'encadrent. On ignore dans cette évolution structurale la part d'éventuelles influences calédoniennes par rapport à la tectonique hercynienne proprement dite".

Il était nécessaire de faire ces rappels bibliographiques, avant d'entamer la discussion sur la nature et la signification du volcanisme de Saint-Georges sur Loire dans l'histoire structurale et géodynamique du Massif Armoricaïn.

III.3.1. Apports de la stratigraphie et de la paléontologie

Il aurait été intéressant à ce niveau d'apporter des arguments de sédimentologie, de pétrographie sédimentaire ou de paléontologie, à l'appui des observations citées plus haut (rappelons que les caractères géochimiques des spilites de Saint-Georges sur Loire se rapprochent fortement de ceux des tholéites de rides médio-océaniques) ; en d'autres termes, j'espérais pouvoir montrer que la série sédimentaire de Saint-Georges sur Loire présentait de réelles affinités géosynclinales. Il

s'avère en fait que ces arguments font défaut, et que, paradoxalement, les caractéristiques "géosynclinales" de cette série semblent avoir été peut-être un peu exagérées.

Quelques points méritent en effet d'être soulignés :

1) Situation stratigraphique du volcanisme :

Il est apparu, lors de l'étude de l'affleurement du Moulin Bachelot, que les phanites à graptolites du Llandovery (ARNAUD, A. 1966) -qui n'ont rien de comparable avec des radiolarites abyssales- se présentaient toujours en contact tectonique avec les volcanites.

Quant aux calcaires blancs de la tranchée de chemin de fer de Bachelot, parfois en contact normal avec les spilites, "ils ne montrent que de très rares sections d'Encrines et parfois, en lames minces, quelques traces organiques imprécises" (ARNAUD, A. 1966). Mais ces calcaires, assez semblables aux calcaires de Lostmac'h, n'ont livré jusqu'ici aucune faune stratigraphiquement calée.

Ainsi, devant la rareté et la médiocrité des affleurements, il a été jusqu'à présent impossible de préciser la situation stratigraphique exacte des épisodes volcaniques cités plus haut, et leur importance volumétrique par rapport à la puissance de la série sédimentaire ; par comparaison avec le volcanisme caradocien connu par ailleurs dans le Massif Armoricaïn (voir en particulier la série de Lostmac'h), il est vraisemblable (mais là encore les arguments irréfutables font défaut) que les manifestations albitophiriques de Saint-Georges sur Loire ont été limitées dans l'espace et dans le temps, et qu'elles se sont cantonnées à l'Ordovicien supérieur ; c'était d'ailleurs l'opinion de LUCAS (1960), qui voyait "dans cet ensemble de schistes gris ou violacés, à rhyolites et basaltes, une série volcanique du Caradoc".

2) Caractères "géosynclinaux" de la série :

L'existence de calcaires à Encrines et à Conodontes (indice de faune néritique) et, d'autre part, la présence de phanites à Graptolites (faune typique de zones côtières non perturbées) à l'intérieur de la série sédimentaire, me semblent des arguments assez solides pour

au moins mettre en doute le caractère "géosynclinal" de l'ensemble de la "série de Saint-Georges sur Loire".

Si l'on veut préciser et nuancer ces remarques, il faut souligner un point particulier : toute la confusion et l'apparente complexité des données inhérentes à la "série de Saint-Georges sur Loire" proviennent peut-être du fait que ce terme ne recouvre pas la même signification pour tous les auteurs qui se sont penchés sur cette question ; la "série de Saint-Georges sur Loire" regroupe en effet un ensemble volcanique et sédimentaire qui s'étend de l'Ordovicien supérieur au Dévonien (sa puissance totale, qui "ne saurait être inférieure à 5000 mètres" selon ARNAUD (1966) en est d'ailleurs la conséquence directe) : ceci implique que les conditions de sédimentation ont pu varier durant cet important laps de temps (puisqu'aussi bien on peut y observer des schistes, des grès, des phyllites, des calcaires). Il n'est donc pas impossible qu'une partie -et une partie seulement- de la série présente des caractères "géosynclinaux". Dans ces conditions, seules les formations de l'Ordovicien supérieur (schistes, grès et grès calcareux, ces derniers affleurant dans la tranchée de chemin de fer, à l'Ouest du Moulin Bachelot, au Nord du château de l'Epinay) de la série de Saint-Georges sur Loire pourraient éventuellement rappeler des faciès sédimentaires d'affinité géosynclinale (CHAUVEL, J.J., comm. orale) ; les formations supérieures (série silurienne à Graptolites, série dévono-carbonifère à calcaires et rhyolites) étant alors interprétées comme des formations de caractère beaucoup plus épicontinental.

III.3.2. Apports de la géochimie isotopique du strontium

On a souligné les teneurs en Rb extrêmement faibles des spilites de Saint-Georges sur Loire, toujours inférieures à 5 ppm (deuxième partie). On pouvait donc espérer retrouver la composition isotopique initiale $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ du magma ayant donné naissance à ces roches, ce qui a été tenté sur quatre échantillons (les mesures ont été effectuées

par dilution isotopique : par la même méthode, un échantillon de rhyolite a de plus été analysé, dont on discutera plus loin). Les résultats figurent dans le tableau 42.

T A B L E A U 42 (analyses normalisées à $86 \text{ Sr}/88 \text{ Sr} = 0,1194$)

Nature de l'échantillon	n° analyse	Rb ppm	Sr ppm	$87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr}$
spilites	27	1	63	$0,7123 \pm 0,0005$
	28	1	163	$0,7104 \pm 0,0001$
massives	29	2	183°	$0,7109 \pm 0,0001$
spilite en coussin	35 _c	1,5	247	$0,7133 \pm 0,0002$
rhyolite	39	130	26°	$0,7709 \pm 0,0003$
° mesures effectuées par dilution isotopique				

Le point essentiel à souligner est la valeur extrêmement élevée de ce rapport initial, sans commune mesure avec les rapports $87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr}$ initiaux de tholéites abyssales (valeur moyenne : $0,7026$), issues de la fusion du manteau. Cette valeur élevée n'est d'ailleurs pas le fait d'un seul échantillon, puisqu'elle se retrouve dans les quatre analyses citées : c'est donc un caractère constant de ces roches.

On se trouve ainsi devant deux faits apparemment incompatibles :

1) les spilites de Saint-Georges sur Loire ont des compositions chimiques (majeurs et traces) de tholéites abyssales ;

2) les rapports $87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr}$ de ces mêmes roches sont beaucoup trop élevés pour être directement parallélisés avec ceux de tholéites abyssales actuelles.

Il manque bien sûr, dans cette discussion, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des kératophyres, que l'on suppose cogénétiques des spilites. On peut essayer, malgré tout, de présenter une explication à cet illogisme apparent des faits.

On posera comme postulat que le rapport isotopique initial mesuré ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_m des spilites de Saint-Georges sur Loire ne correspond pas au rapport initial vrai ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i* : on ne trouve, en effet, dans la littérature, aucun exemple de composition isotopique de tholéite abyssale aussi élevée ; on est donc en droit de supposer qu'un  v nement géologique - à déterminer - est responsable de l'accroissement du rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i en ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_m ; ce phénomène, d'ailleurs, n'est pas rare dans les volcanites, au contraire des plutonites (VIDAL, Ph. 1976 p. 35).

En d'autres termes, si l'on admet que les spilites de Saint-Georges sur Loire sont bien des tholéites océaniques, il faut voir dans l'existence de rapports isotopiques élevés la conséquence de l'ouverture du système ("système" = un volume de roche déterminé) ; (VIDAL, Ph. 1976 p. 34).

T A B L E A U 43

	N� analyse	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
Spilites	27	0,7123	0,04596
	28	0,7104	0,01776
	29	0,7109	0,03164
	35 _c	0,7133	0,01758
Rhyolite	39	0,7709	14,48

Remarque :

* à l'appui de ce postulat :

on a reporté dans un diagramme $\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}} = f \frac{(87 \text{ Rb})}{(86 \text{ Sr})}$ (fig. 83)

les valeurs obtenues, en posant :

$$\frac{87 \text{ Rb}}{86 \text{ Sr}} = 2,8956 \frac{\text{Rb}}{\text{Sr}} \quad (\text{tableau 43})$$

La dispersion des points est manifeste : on peut donc supposer l'ouverture du système.

Schématiquement, deux types d'évolution sont envisageables :

1) Ouverture du système sub-contemporaine de l'épanchement et de la mise en place des volcanites ;

Sans entrer dans des considérations trop théoriques, je rappellerai simplement les causes de l'ouverture des systèmes géologiques, qui peuvent être (VIDAL 1976 p. 37-38) :

- "l'absence de sites accepteurs" de Sr, que sont "les feldspaths potassiques, les plagioclases calciques et l'apatite" ;

- "l'aptitude à la diffusion", donc à l'ouverture des systèmes, (qui) est grandement accrue dans les roches microcristallines et dans les roches sédimentaires" ;

- "les gradients chimiques" : "influence des phases fluides et de l'eau en particulier" ;

- "les influences hydrothermales", enfin : ce dernier point me paraît capital ; on a vu, en effet, dans la première partie, les diverses hypothèses génétiques relatives à la formation des spilites ; l'une d'entre elles, en particulier, (l'hypothèse autohydrothermale) fait appel à l'action de fluides hydrothermaux -peut-être juvéniles- sur le magma basaltique en cours de cristallisation ; est-ce une cause suffisante à l'ouverture partielle du système ? On peut se poser la question. Si c'était le cas, on aurait là un exemple de la difficulté inhérente à l'interprétation des données isotopiques dans les paléovolcanites.

Rappelons à ce sujet que les spilites sont caractérisées par une importante perte au feu $(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)$ par rapport aux basaltes : or,

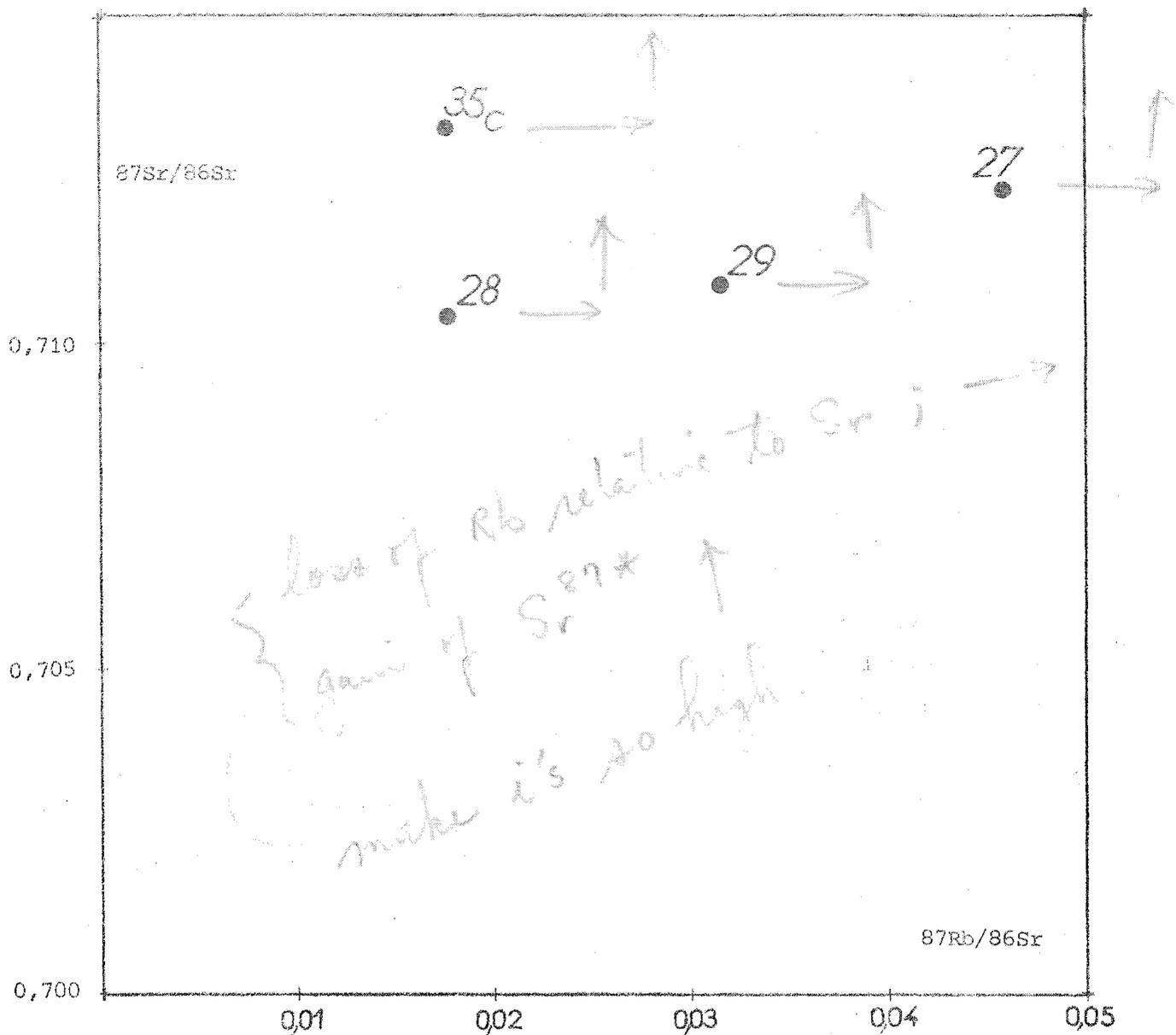


Fig. 83: Diagramme Rb-Sr des spilites
 de Saint Georges sur Loire
 (Les numéros renvoient aux analyses)

on a souligné dans la deuxième partie l'étroite corrélation positive existant entre $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ et H_2O (%), lors de l'altération de basaltes océaniques (PHILPOTTS, J.A. et al. 1969). On pourrait donc envisager -sans parler de métamorphisme de bas degré ou d'altération- que, de la même façon, la transformation d'un basalte tholéitique en spilite, sous l'influence de solutions hydrothermales percolantes (dont le rapport $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ est ^{différent} de celui du magma)s'accompagne d'un accroissement du rapport initial $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$, parallèlement à l'accroissement, dans la roche des volatils (H_2O et CO_2).

L'ouverture du système serait donc, dans ce cas, induite par le phénomène de spilitisation.

Cette hypothèse, cependant, ne peut être généralisée ; l'accepter serait en effet reconnaître qu'il est impossible de dater, par géochronologie, toute série spilitique, du fait de l'ouverture du système, lors de la spilitisation ; or on dispose actuellement de datations valables sur certains de ces ensembles (un exemple "armoricain" récent étant la série d'Erquy - VIDAL, Ph. et al. 1971).

D'autre part, certains arguments paraissent incompatibles avec cette hypothèse ; on a vu en effet, dans la première partie, que les fluides hydrothermaux, éventuellement responsables de la spilitisation, pouvaient être d'origine magmatique (juvénile) ou sédimentaire (connée) :

- dans le cas de fluides juvéniles, on ne peut concevoir que ces fluides ne soient pas en équilibre isotopique avec le magma dont ils dérivent ; ils ont donc un même rapport isotopique $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$; par conséquent, leur influence sur le magma en cours de spilitisation est nulle quant à l'augmentation de ce rapport initial ;

- si par contre on envisage l'intervention de fluides non magmatiques (eaux connées ou eaux de mer), cette hypothèse est de nouveau difficilement acceptable puisque le rapport isotopique $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ de l'eau de mer (actuelle) est de 0,709 ; (rapport isotopique de l'eau de mer, il y a 400 MA : 0,7080 (BRASS, G.W. 1976)) ; une homogénéisation isotopique magma-eau de mer ne pourrait donc pas expliquer des rapports aussi élevés que ceux qu'on trouve à Saint-Georges sur Loire.

- Reste l'hypothèse plausible d'une contamination des laves spilites en Sr radiogénique, induite par une migration de celui-ci, depuis un encaissant sédimentaire plus ancien, enrichi en Sr radiogénique, vers les formations volcaniques en cours de refroidissement ; le réchauffement des sédiments, provoqué par l'irruption des laves, pourrait d'ailleurs expliquer alors la mobilité relative du Sr radiogénique, accrue de plus par la présence d'une phase fluide importante à l'intérieur de la masse volcanique.

2) Ouverture du système postérieure à la mise en place des volcanites :

Cette seconde hypothèse équivaut, dans les faits, à rechercher l'influence éventuelle d'un métamorphisme sur la valeur des rapports $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ des spilites de Saint-Georges sur Loire ; cette éventualité doit être étudiée de façon systématique ; mais on ne dispose pas actuellement d'arguments permettant de la discuter.

On conclura donc en remarquant que l'alternative n'est pas levée : les deux hypothèses les plus probables, pouvant expliquer l'existence de rapports isotopiques élevés, sont d'une part une migration de Sr radiogénique, sub-contemporaine de l'épanchement des laves, probablement depuis l'encaissant sédimentaire, et d'autre part, un métamorphisme postérieur à la mise en place de ce complexe volcanique.

III.3.3. Modèle d'évolution géodynamique de la série de St Georges sur Loire

Avant de proposer une tentative d'interprétation géodynamique de la série volcanique de Saint-Georges sur Loire, je rappellerai les caractères essentiels soulignés au cours de cette étude :

1) la série sédimentaire, puissante, est essentiellement schisto-gréseuse ; stratigraphiquement mal calée, elle se situe entre le Llandeilo (Ordovicien supérieur) et le sommet du Silurien, voire même la base du Dévonien ;

. "la diversité des dépôts (schistes, grès, phanites, calcaires) suppose des variations assez sensibles des conditions de sédimentation. La fréquence des récurrences de faciès suggère que la profondeur, les courants et la nature chimique des sédiments se sont modifiés périodiquement" (ARNAUD 1966 p. 17) ;

2). les terrains éruptifs associés à cette série correspondent à des spilites, des kératophyres et des rhyolites ; "la présence de pillow-lavas, le granoclassement des éléments pyroclastiques, le ciment calcaire de nombreux micro-conglomérats à éléments volcaniques et l'existence de sédiments injectés ou repris par des coulées, sont autant d'arguments permettant de conclure à la nature essentiellement sous-marine de ce volcanisme" (ARNAUD 1966 p. 17) ;

. les spilites montrent des affinités géochimiques indubitables avec des tholéites de rides médio-océaniques ; leur rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est cependant beaucoup plus élevé que celui de basaltes abyssaux ;

. on ne dispose actuellement d'aucune mesure géochronologique sur ce volcanisme ; l'existence de contacts tectoniques entre les spilites et les phanites llandoveriennes du Moulin Bachelot montre toute la difficulté de dater stratigraphiquement les volcanites de Saint-Georges.

Ceci étant posé, il est maintenant possible d'essayer d'interpréter ces données. "Sur le plan stratigraphique, l'épaisseur importante, la variété, la nature des dépôts évoquent de manière satisfaisante une sédimentation de type géosynclinal". (ARNAUD 1966 p. 57) Pour l'expliquer, cet auteur imagine "un fond marin irrégulier, tantôt balayé par des courants plus ou moins violents, tantôt sujet à de longues périodes de calme où prédominait une sédimentation pélagique homogène" (p. 18).

Ce schéma de ARNAUD, que j'ai résumé, est cohérent, mais ne résout cependant pas toutes les questions posées par l'étude du complexe volcano-sédimentaire de Saint-Georges sur Loire. En effet, si l'on veut conserver la notion de géosynclinal, on se trouve aussitôt confronté à plusieurs interrogations :

- la série de Saint-Georges sur Loire est-elle, lithologiquement

parlant, et dans sa totalité, une véritable série géosynclinale ?

- dans l'affirmative, correspond-elle au sillon mio- ou au sillon eu-géosynclinal ? La nature des dépôts sédimentaires la rapproche plutôt du premier, celle des volcanites du second (bien qu'en aucun cas, on ne puisse parler de série ophiolitique à Saint-Georges sur Loire, puisqu'on n'y connaît pas en particulier de roches ultramafiques) ;

- la notion de géosynclinal est, enfin, une entité dynamique, puisque l'une de ses caractéristiques essentielles réside dans l'évolution -spatiale et temporelle- de séries sédimentaires par ailleurs bien typées : une telle évolution ne se retrouve pas dans le complexe de Saint-Georges sur Loire.

Je propose donc d'abandonner le qualificatif de "géosynclinale" traditionnellement accolé à la "série de Saint-Georges sur Loire" ; je pense que, pour qualifier cette formation sédimentaire, il vaut mieux parler simplement de série "subsidente", ce dernier terme ayant sur le précédent, à incidences génétiques, l'avantage de n'être plus que descriptif (ceci permettant d'ailleurs d'expliquer la relative puissance de la série sédimentaire). Une étude lithologique et sédimentologique fine reste à faire, qui devrait permettre de préciser les caractères propres à la série sédimentaire. Pour ce qui est du volcanisme associé, il est vraisemblable, comme on l'a vu plus haut, qu'il faille distinguer deux ensembles, l'un albitophyrique, l'autre rhyolitique, que je suppose plus tardif, et non cogénétique du premier. Ce volcanisme spilitique a vraisemblablement pris naissance au niveau d'une croûte continentale amincie, permettant une remontée de matériel océanique, injecté dans une zone sédimentaire subsidente (ainsi pourrait-on expliquer l'analogie du volcanisme spilitique avec des tholéites abyssales).

D'autre part, au regard de la géochimie isotopique du strontium, on suppose que les rapports isotopiques élevés observés actuellement ne sont pas les rapports $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ initiaux des spilites, mais la conséquence de l'ouverture des systèmes, subcontemporaine ou postérieure à la mise en place des volcanites.

Comme on l'a vu en conclusion dans la seconde partie, il est possible de mettre cet amincissement crustal, dont on vient de parler, en relation avec une subduction, l'un étant la conséquence de l'autre ; dans ces conditions, le synclinorium de Saint-Georges sur Loire pourrait être considéré comme un bassin marginal où se sont manifestées des tendances à la distension ; (on rappellera simplement à ce niveau le problème des teneurs en K_2O , trop faibles pour un bassin marginal typique -cf. deuxième partie-).

Quant à situer plus précisément la zone de subduction, éventuellement responsable du bassin marginal de Saint-Georges sur Loire, on peut la voir :

- soit en position septentrionale, selon le schéma de LEFORT (1975) (la série de Saint-Georges étant qualifiée par cet auteur de série "exogéosynclinale") ;
- soit en position méridionale ; c'est l'hypothèse proposée par COGNE (à paraître) (le métamorphisme à haute pression de l'île de Groix matérialiserait alors la zone de subduction).

N'ayant guère d'arguments essentiels susceptibles de renforcer l'une ou l'autre de ces hypothèses, je laisserai le soin à l'avenir de trancher ce débat.

III.4. Le volcanisme dévono-dinantien de la bordure septentrionale du bassin de Chateaulin, dans le cadre de la tectonique globale

III.4.1. Apports de la pétrographie, de la stratigraphie et de la paléontologie

-a- Outre l'étude approfondie de CONQUERE (1966), qui a été largement exploitée dans ce mémoire, je me référerai essentiellement aux travaux récents de SAGON (1976), concernant la partie orientale du bassin de

Chateaulin. CONQUERE (1966) introduisait son étude stratigraphique et pétrographique par ces lignes :

"La Domnonée, vaste continent émergé à la suite de l'orogénèse cadomienne, n'est recouverte que par la transgression de la mer gédinnienne et joue dès lors le rôle d'une plate-forme marine, recouverte d'une faible épaisseur d'eau et séparée de la fosse centrale armoricaine, dans laquelle la sédimentation se poursuit sans interruption du Briovérien au Dinantien, par un talus. La transgression dinantienne, qui envahit une grande partie de la Domnonée, ne recouvre que partiellement ce talus, arrêtée dans son mouvement vers le Nord par les hauts reliefs édifiés durant la phase tectonique bretonne.

Enfin, au cours de la phase tectonique sudète, qui donne à la Bretagne ses lignes structurales dominantes, s'individualisent les trois bassins synclinaux de Chateaulin-Laval, de Morlaix-Tréguier au Nord et de Quimper-Ancenis au Sud. Cette dernière phase de plissement précède de peu l'émersion générale et définitive du Massif Armoricain".

D'un point de vue chronostratigraphique, les principales conclusions de cet auteur sont les suivantes :

- la région étudiée est "caractérisée par le fait que le Gédinnien repose directement en discordance sur le Briovérien. Toute la région aurait de nouveau émergé après le Coblencien et jusqu'au Dinantien" ;

- en ce qui concerne le volcanisme associé, "les roches de la série spilitique" (de Bolazec) "semblent s'être mises en place essentiellement sous la forme de sills injectés à des profondeurs variables, autour du haut-fond briovérien de Plourac'h" ;

- la phase bretonne, "marquant la fin de l'époque dévonienne" a été soulignée "dans cette partie de la bordure septentrionale du bassin de Chateaulin par la mise en place de roches acides : éruptions rhyolitiques entre Huelgoat et Brasparts, et plus à l'Est, occupant la même position stratigraphique, intrusions de microgranite" ;

- la transgression dinantienne "se heurte, vers le Nord, dans (cette) région, aux hauts reliefs édifiés durant la phase bretonne : une partie de l'ancienne Domnonée demeure ainsi émergée, la ligne de rivage de la mer dinantienne étant marquée entre Brasparts et Carnoët par le dépôt de sédiments détritiques de plus en plus fins, constituant

une puissante formation schistognéssée de type culm. Cette sédimentation se poursuit jusqu'à la fin du Viséen, où se produit l'émersion définitive et générale du continent armoricain, bientôt suivie de la phase tectonique sudète" ;

- "ces divers épisodes de transgression, d'émersion et de plissement ont été accompagnés et suivis d'une activité éruptive presque ininterrompue ; le volcanisme basique" (brèche kérotophyrique et coulées spilitiques de la série de Huelgoat) "semble s'être poursuivi pendant une partie du Dinantien, alors que se déposaient les sédiments du culm". Enfin, "à la phase sudète succède la mise en place du granite de Huelgoat".

CONQUERE (1966) souligne en conclusion la dualité des formations acides et basiques :

. "la série spilitique intrusive" (de Bolazec) "comme les coulées de spilites" de Huelgoat se sont mises en place "hors des périodes de tectonique intense, durant le Dévonien pour les premières, au début du Dinantien pour les secondes" ;

. "les roches acides" se sont mises en place "durant ou immédiatement après les phénomènes tectoniques paroxysmaux : la série rhyodacitique et la plus grande partie des microgranites au cours de la phase bretonne, le granite (de Huelgoat) à la fin de la phase sudète".

Donc, pour résumer cette histoire longue et complexe :

Selon CONQUERE (1966), la région étudiée correspond à une zone de haut-fond épicontinentale, à sédimentation marine essentiellement détritique, où se met en place un magmatisme basique "hors des périodes de tectonique intense" et acide "durant ou immédiatement après les phénomènes tectoniques paroxysmaux".

-b- Quelles sont les données nouvelles apportées par SAGON (1976) ? (On se rappellera que cet auteur a travaillé sur la partie orientale, et non septentrionale, du bassin de Chateaulin)

b1 . En ce qui concerne la succession lithostratigraphique, je renverrai simplement aux colonnes publiées par cet auteur (fig. 84 et 85), qui mettent en évidence :

- la continuité de la sédimentation du Briovérien au Gédinnien dans la partie orientale du bassin de Chateaulin ; ceci est donc un caractère distinctif de cette zone, qui l'oppose à la partie septentrionale étudiée ici ;
- et l'absence de tout volcanisme, avant le Dinantien.

Cependant, pour ce qui est de la série de Bolazec, intracoblencienne selon CONQUÉRÉ (1966), SAGON (1976) note qu'"il existe bien, dans la partie NW du bassin de Chateaulin (région de Bolazec) des spilites localisées dans le Coblencien (CONQUERE 1966), mais ces roches sont intrusives, et par conséquent sont postérieures au Coblencien. Le fait que ces volcanites soient remaniées dans des conglomérats dinantiens n'implique pas nécessairement qu'elles se soient mises en place au cours du Dévonien. Les conglomérats sont, en effet, considérés comme dinantiens au sens large, et il n'est pas possible de préciser s'ils appartiennent au Tournaisien ou au Viséen. Dans cette dernière hypothèse, les spilites intrusives de Bolazec pourraient être d'âge tournaisien".

b2 . D'un point de vue plus synthétique, les résultats apportés par cet auteur, relatifs à la sédimentation et à la paléogéographie au cours du Paléozoïque dans cette région, sont les suivants :

"Au cours du Paléozoïque, les dépôts étaient constitués essentiellement par des vases argileuses et des sables quartzeux. La sédimentation était donc principalement détritique, terrigène, soit silico-alumineuse, soit siliceuse"...

"Les faunes observées aux divers niveaux de la série stratigraphique s'accordent avec l'existence d'un milieu marin. Celui-ci était certainement peu profond, ainsi qu'en témoignent l'existence des dépôts de galets, les stratifications entrecroisées, les lits de minéraux lourds, enfin la présence d'algues Dasycladacées dans des calcaires silicifiés du Dinantien.

Ce milieu de sédimentation était parfois oxydant (Cambro-Trémadocien), et plus souvent réducteur.

L'épaisseur des matériaux déposés, qui atteint plusieurs milliers de mètres (3000 m pour le seul Paléozoïque anté-dinantien), traduit

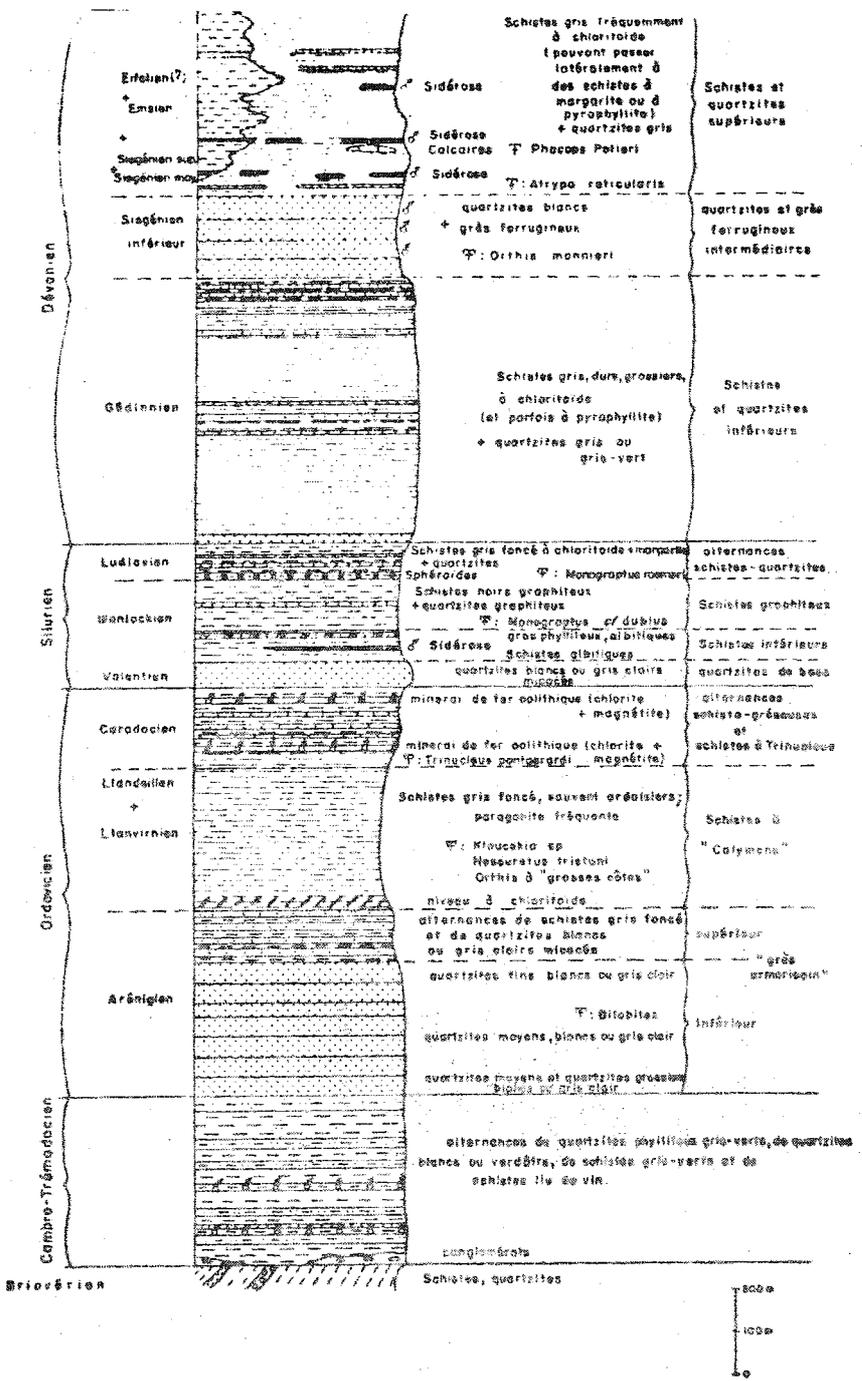


Fig. 84: Lithostratigraphie du Paléozoïque

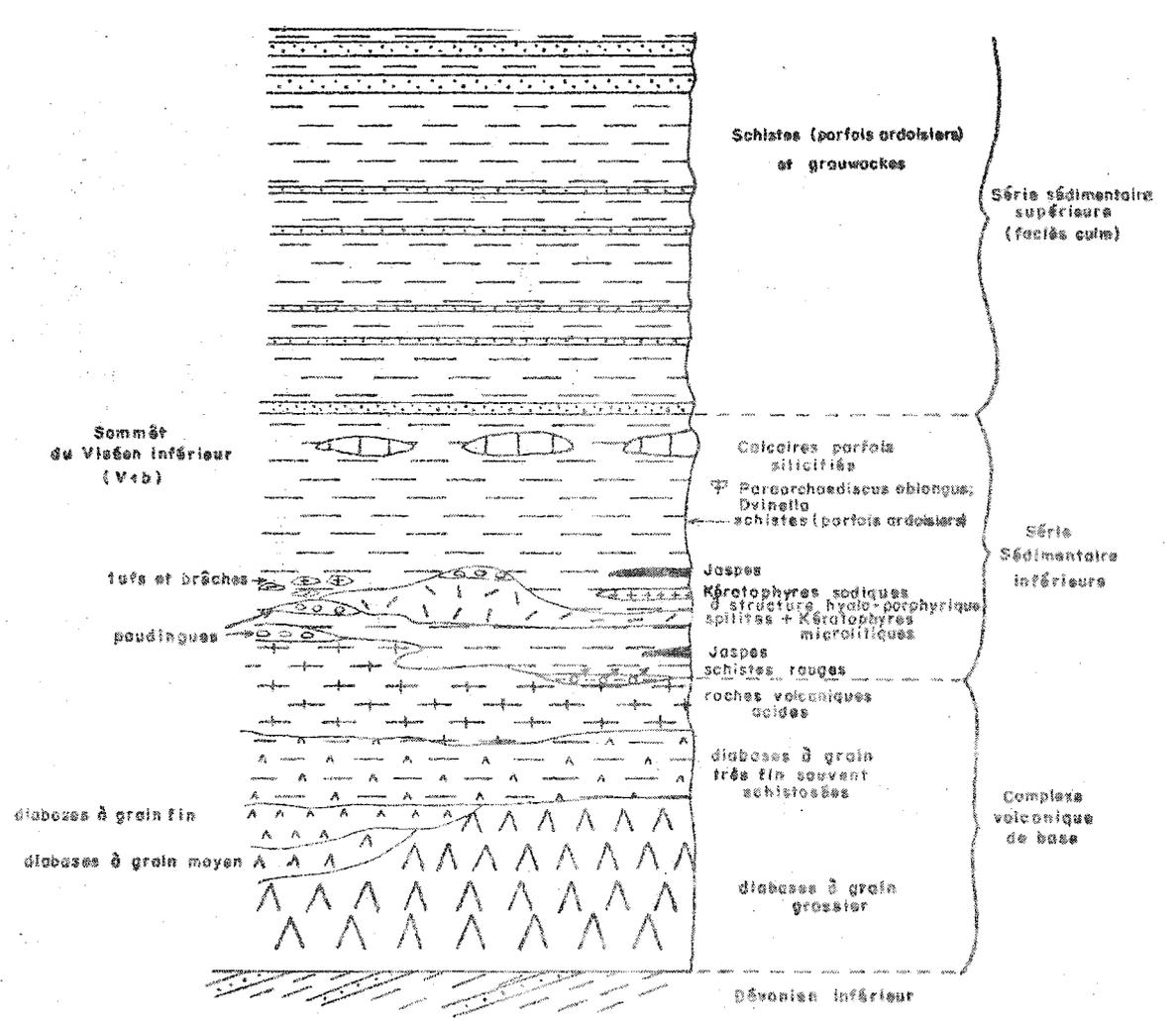


Fig. 85: Lithostratigraphie du Dinantien

Ces deux figures sont extraites de SAGON (1976)

L'existence d'un bassin subsident. Depuis le Cambro-Trémadocien jusqu'au Dévonien inclus, l'origine des matériaux est à rechercher dans les cordillères cadomiennes Dommonea et Mancellia au Nord, Ligeria au Sud.

A partir du Dinantien, la provenance des matériaux sédimentés est plus variée : une partie est encore issue des cordillères cadomiennes, une autre trouve sa source dans les couches dévoniennes émergées après la phase bretonne, une dernière fraction des minéraux, enfin, provient des roches volcaniques épanchées sur les reliefs érigés par la phase bretonne".

Asi com.

"Au cours du Paléozoïque, la "fosse centrale armoricaine" dont faisait partie la région étudiée était donc en fait constituée par une aire peu profonde, mais subsidente. Le terme de "fosse centrale" qui a été attribué parfois à cette région paraît, dans ces conditions, mal adapté puisqu'il évoque implicitement un milieu de sédimentation profond."

Ces observations aboutissent à la conclusion suivante :

Durant le Paléozoïque, l'actuel bassin de Chateaulin était constitué par un bras de mer peu profond, limité au Nord et au Sud par les cordillères cadomiennes".

"Durant le Gédinnien, l'actuel flanc sud du bassin de Chateaulin était encore situé à faible distance des rivages (présence massive de kaolinite dans les sédiments primitifs), tandis que l'actuelle partie centrale de ce même bassin, ainsi que le Synclinorium du Menez Belair représentaient une zone de dépôt plus éloignée du littoral (kaolinite absente ou sporadique dans les sédiments primitifs).

L'absence de Gédinnien sur le flanc nord (en raison d'un contact anormal) ne permet pas de savoir si les rivages septentrionaux étaient proches ou lointains.

Au Coblencien, la persistance d'un rivage méridional très proche semble attestée par l'existence, dans la partie sud de la zone de dépôt, de minerais de fer, ainsi que par la présence de kaolinite dans les vases primitives. Un peu plus au Nord, il n'existait pas de dépôts ferrugineux et la kaolinite était peu abondante, voire même souvent absente. Cette zone de sédimentation était donc plus éloignée du littoral que la précédente. Enfin, plus au Nord (flanc nord du bassin de Chateaulin), l'existence de minerais de fer et de vases argileuses riches en kaolinite incite à penser qu'une frange côtière septentrionale était très peu éloignée de cette aire de dépôt".

"Le bassin de sédimentation a été modifié ensuite par la "phase bretonne". Celle-ci a entraîné en effet l'émergence de reliefs qui préfigurent en quelque sorte les structures parachevées lors de la phase tectonique paroxysmale (phase sudète)".

"Une puissante activité volcanique s'est ensuite développée sur les flancs des reliefs érigés par la "phase bretonne". L'érosion de ces volcanites, ainsi que l'abrasion des strates dévoniennes amenées à l'émergence lors de cette orogénèse, ont contribué à alimenter la sédimentation dinantienne".

b3 . Le problème du volcanisme :

SAGON (1976) met en lumière "d'étroites analogies entre le volcanisme de la partie nord-occidentale du bassin de Chateaulin et celui de la moitié orientale de ce même bassin. Ces analogies se manifestent dans la succession des épisodes volcaniques, dans leur localisation paléogéographique, ainsi que dans la nature pétrographique et chimique des produits émis". Cependant, "les transformations métamorphiques sont plus importantes dans la partie orientale du bassin de Chateaulin".

Le volcanisme albitophyrique étudié par SAGON dans cette région est -nouvelle analogie avec les volcanites de Huelgoat/Bolazec- de nature tholéitique, et "le chimisme anormal de ces roches (...) primaire".

Enfin, d'un point de vue chronologique, "l'ensemble du volcanisme (est) antérieur au sommet du Viséen inférieur. Le dépôt des matériaux volcaniques s'est effectué tantôt sur des terres émergées, tantôt en milieu marin peu profond. Ce volcanisme ne peut donc être assimilé en aucun cas à un "volcanisme géosynclinal" émis à grande profondeur".

III.4.2. Apports de la géochimie isotopique du strontium et de la géochronologie

Trois analyses isotopiques ont été effectuées sur les spilites de Bolazec-Huelgoat ; les résultats sont les suivants (tableau 44) :

T A B L E A U 44

Formation		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}^+$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb	Sr
BOLAZEC	spilite à pyroxène (analyse 55)	0,0159	$0,7048 \pm 3.10^{-4}$	1	182*
	spilite sans pyroxène (analyse 56)	0,0539	$0,7053 \pm 1.10^{-4}$	4	215*
HUELGOAT	spilite sans pyroxène (analyse 64)	0,1072	$0,7046 \pm 2,5.10^{-4}$	3	81*
<p>* par D.I. + calculé en posant : $\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} = 2,8956 \frac{\text{Rb}}{\text{Sr}}$</p>					

Ces rapports isotopiques relativement bas ne sont guère compatibles avec une contamination sialique, et sont plutôt l'indice d'une origine profonde, découlant d'une fusion mantellique. L'impossibilité de tracer une isochrone à l'aide de ces trois points (cf. fig. 86) rend compte, d'autre part, de l'ouverture du système, probablement induite par le métamorphisme général hercynien qui a touché l'ensemble de cette région (SAGON, J.P. 1976).

Pour ce qui est de la géochronologie enfin, les seules données disponibles sur la zone centre-armoricaine concernent "les massifs granitiques centre-armoricains, tels que le Huelgoat, Pontivy, Rostrenen ; les âges (sur minéraux) sont compris entre 280 et 320 MA" (VIDAL, Ph. 1976).

"Les données sur roches totales se réduisent pour l'instant à la datation du volcanisme ignimbritique du bassin de Laval (330 ± 6 MA)". (id.)

III.4.3. Essai de synthèse : le volcanisme "dévonico-dinantien" de Huelgoat dans son cadre géodynamique

(On éliminera de cette synthèse la formation du Moulin Quelen, qui semble totalement indépendante des deux autres)

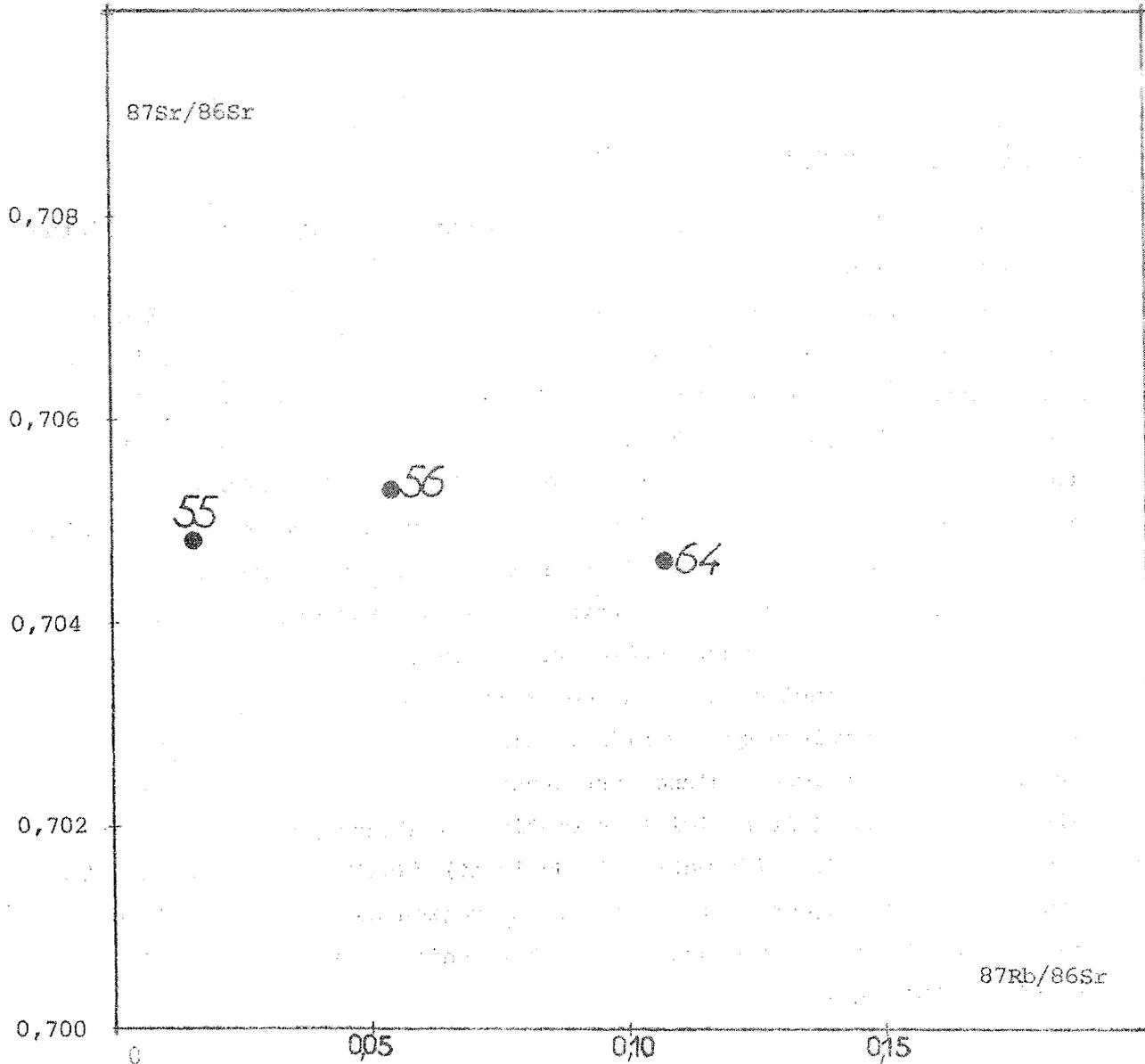


Fig. 86: Diagramme Rb-Sr des spilites
de Bolazec-Huelgoat

(les numéros renvoient aux analyses)

1) A l'échelle du Massif Armoricain

. Rappelons d'abord les points essentiels qui ressortent de l'étude bibliographique ci-dessus :

Le bassin de Chateaulin correspond -durant tout le Paléozoïque- à un domaine marin épicontinental, peu profond, subsident ; la sédimentation, "issue du démantèlement des cordillères cadomiennes érigées à la fin du Briovérien" (SAGON 1976 p. 601), y est continue à l'Est (région étudiée par SAGON), plus lacunaire au NW (région de Bolazec-Huelgoat). La fin du cycle sédimentaire dévonien se marque par la phase bretonne ; celle-ci a "entraîné la formation de rides anticlinales peu accentuées, qui constituaient des ébauches de certaines grandes structures anticlinales parachevées lors de la tectogenèse principale (phase sudète)" (SAGON 1976 P. 604). "C'est principalement sur ces reliefs que se sont mises en place des roches volcaniques variées. Celles-ci ont pris place à deux niveaux stratigraphiques, d'une part avant les premiers dépôts sédimentaires dinantiens" (citons ici la formation de Bolazec), "d'autre part au sein de ces dépôts" (formation de Huelgoat) (SAGON p. 604). Enfin, la phase tectonique majeure qui affecte cette région est post-dinantienne (phase sudète) et "s'accompagne d'un métamorphisme général de type moyenne pression" (id. p. 606).

. D'autre part, les conclusions apportées par l'étude géochimique et géotectonique entreprise ici sont les suivantes :

Les formations spilitiques de Bolazec et Huelgoat sont des produits cogénétiques d'un même magma tholéitique, lui-même issu, selon toute vraisemblance, d'une fusion mantellique profonde (rapports isotopiques bas) ; l'étude des compositions chimiques en majeurs (et on insistera encore une fois ici sur la grande richesse de ces laves en TiO_2) et en traces de ces deux ensembles a permis de préciser leur cadre géotectonique : ces volcanites n'ont pu, en effet, se mettre en place ni au niveau d'une zone en accréation (type ride océanique), ni au niveau d'une zone en compression (arc ou marge active) ; de nombreux arguments convergent par contre, en faveur d'une origine de type volcanisme intraplaque (point chaud).

La comparaison des données sédimentaires et stratigraphiques, d'une part, géochimiques, d'autre part, permet donc d'aboutir à une conclusion cohérente, quant au cadre géodynamique des manifestations magmatiques du bassin de Chateaulin : le volcanisme tholéitique dévono-dinantien de Bolazec-Huelgoat a pris naissance à l'intérieur d'une plaque continentale stable, sous l'effet de distensions localisées et internes à cette plaque sialique ; ces venues volcaniques, d'origine profonde, ne montrent pas, dans leurs rapports isotopiques, d'indices de contamination crustale, argument supplémentaire en faveur d'un volcanisme situé hors de zones orogéniques majeures ; les fracturations qui ont permis la montée du matériel volcanique ont été probablement induites par les mouvements consécutifs à la phase bretonne, prémices de la structuration orogénique essentiellement hercynienne (post-dinantienne) du Massif Armoricain.

2) A l'échelle de la chaîne hercynienne

Le cadre géotectonique une fois posé, il est maintenant possible de discuter brièvement de la signification géologique de ce volcanisme à l'échelle européenne, c'est-à-dire à l'intérieur de la chaîne hercynienne dans sa totalité (BEBIEN et al. 1974) :

cette chaîne hercynienne correspond à quatre grands ensembles :

- la zone rhénohercynienne (Harz, Lahn-Dill, Devonshire, Cornouailles) ;
- la zone saxo-thuringienne (Thuringe, Vosges du Nord, zones nord-et centre-armoricaines : Laval, Chateaulin, Morlaix) ;
- la zone moldanubienne (Forêt Noire du Sud, Vosges du Sud, Morvan..)
- la branche sud de l'Europe moyenne (Pyrénées, Corse).

Les volcanismes du bassin de Chateaulin (zone saxo-thuringienne) ont été étudiés par BEBIEN et al. (1974), qui soulignent leurs analogies avec les "volcanismes des zones stables intracontinentales actuelles", confirmées" par les teneurs en Ti, Zr et Y de roches basiques intrusives du bassin de Chateaulin". On notera à ce propos que les points figurés

sur les diagrammes de Pearce et Cann (1973) se répartissent, comme pour les formations de Huelgoat et de Bolazec dans les champs D et B du triangle Ti-Zr-Y.; mais les auteurs ne discutent pas ce fait, qui demeure quand même paradoxal (fig. 87).

BEBIEN et al. (1974) insistent en conclusion sur la "diversité du volcanisme dévono-dinantien de l'Europe moyenne" :

- le volcanisme de la zone moldanubienne et des Vosges du Nord serait de "type circumocéanique, comparable au volcanisme des arcs insulaires et cordillères actuels" ;

- le volcanisme des zones saxothuringienne (zone à laquelle appartient le bassin de Chateaulin) et rhénohercynienne serait "de type intracontinental, ou peut-être localement intraocéanique ; (il) présente de nombreuses analogies avec les formations éruptives des zones stables".

L'ensemble des phénomènes volcaniques dévono-dinantiens pourrait ainsi s'expliquer, selon ces auteurs, par l'existence d'une zone de subduction "au sud de la zone moldanubienne", génératrice :

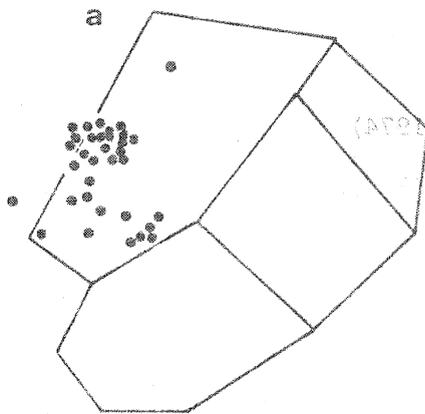
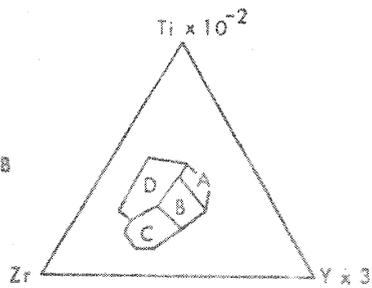
1) du volcanisme circumocéanique (zone moldanubienne et Vosges du Nord) à "de faibles profondeurs de la zone de Bénéioff", et

2) d'une "montée diapirique... d'une partie du manteau supérieur", responsable, en arrière de la zone de subduction méridionale, de la "mise en place d'un volcanisme tholéitique" (zone saxothuringienne et rhénohercynienne). (fig. 88)

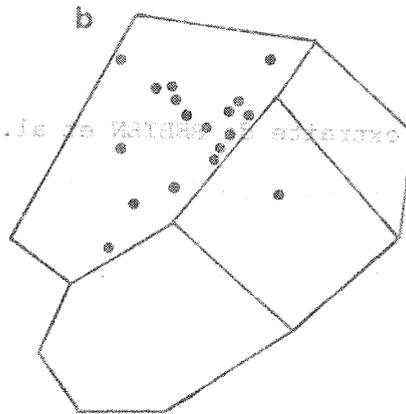
L'étude présentée ici, pour fragmentaire et limitée qu'elle soit, aboutit à des conclusions qui -à leur échelle- peuvent très bien s'intégrer au modèle de BEBIEN et al. (1974). Ceci m'a semblé une raison suffisante pour le signaler.

Ce schéma géodynamique n'est cependant pas le seul, loin s'en faut, qui prétende expliquer la formation de la chaîne hercynienne ; le tout dernier présenté dans le cadre du Massif Armoricaïn est celui de COGNÉ (à paraître), déjà signalé plus haut, qui suggère l'existence d'un orogène "ligérien" (siluro-dévonien) induit par une subduction méridionale du Sud vers le Nord. Si ce schéma peut expliquer le "sillon" marginal de Saint-Georges sur Loire, son application au volcanisme

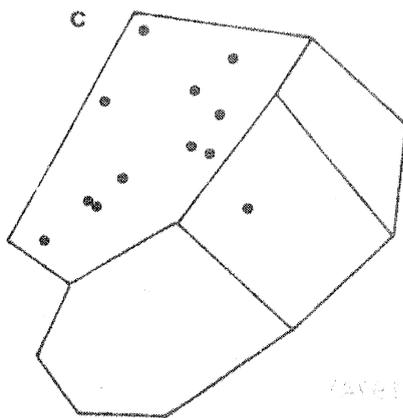
basaltes intra-océaniques
 et infra-continentaux : D
 basaltes des dorsales océaniques : B
 tholeïtes pauvres en potassium : A et B
 basaltes calco-alcalins : B et C



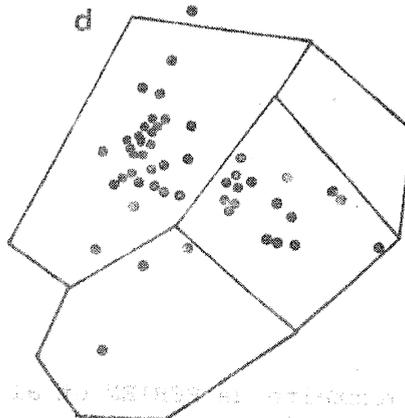
pillow lavas, SW Angleterre



roches intrusives, SW Angleterre



roches volcaniques, NW Allemagne



roches intrusives
 bassin de Chateaulin

Fig. 87: Diagramme Ti-Zr-Y (PEARCE et CANN, 1973) des roches volcaniques du SW de l'Angleterre (a et b), du NW de l'Allemagne (c) et du bassin de Chateaulin, Massif Armoricain (d)

(Figure extraite de BEBIEN et al.1974)

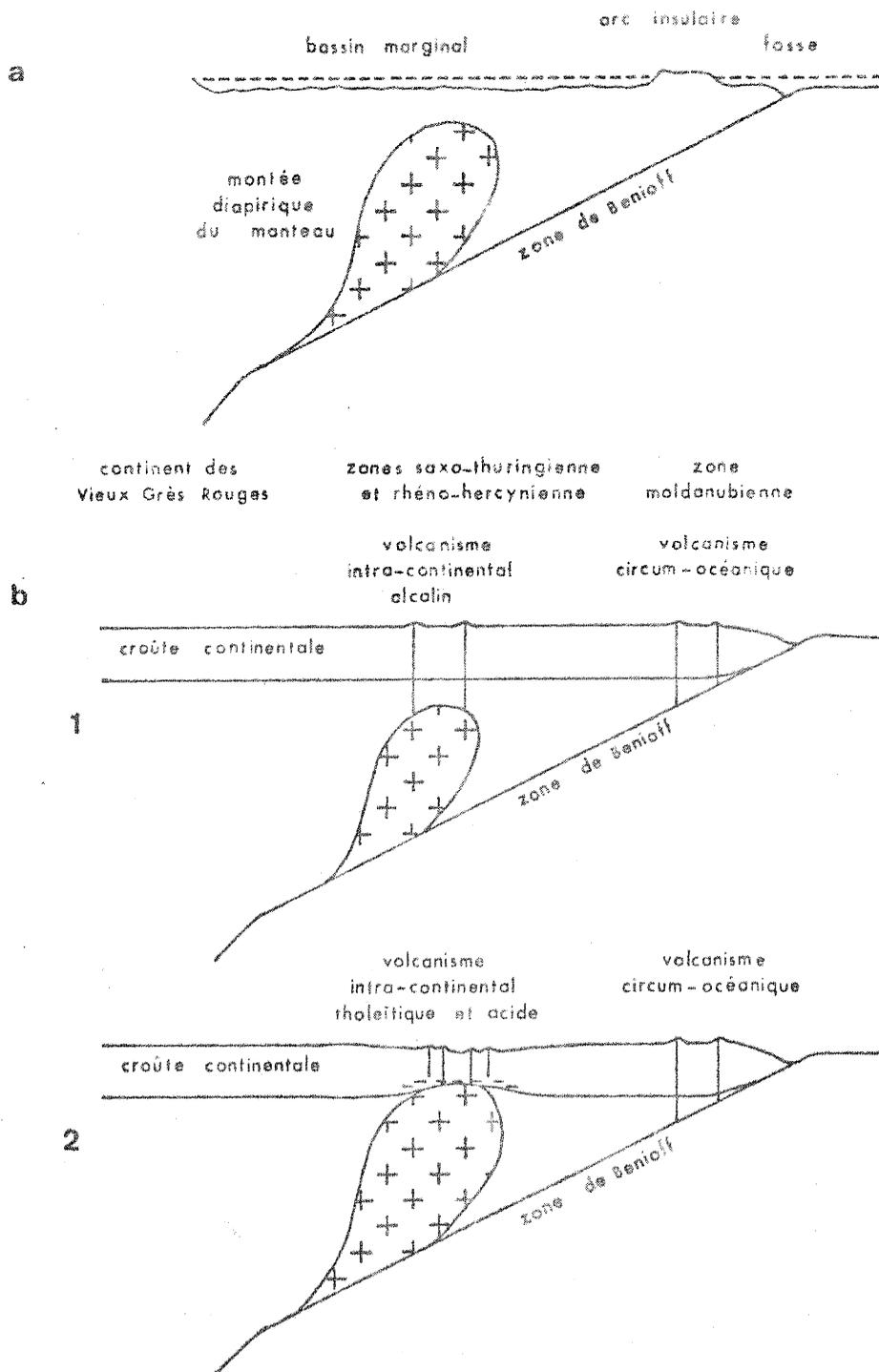


Fig. 88: Essai d'interprétation des volcanismes dévono-dinantiens de l'Europe moyenne:
 a) formation d'un bassin marginal à partir d'une montée diapirique du manteau, d'après KARIG (1971)
 b) transposition du modèle de KARIG à l'Europe moyenne varisque (à la plus ou moins grande profondeur du diapir est lié:
 1) un volcanisme intracontinental alcalin,
 2) un volcanisme intracontinental tholéitique et une mobilisation du sial- GASS 1970)

Note : GASS, I.G. (1970): The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A 267, 369-381

KARIG, D.E. (1971): Origin and development of marginal basins in the western Pacific. J. Geophys. Res. 76, 2542-2561

dévonno-dinantien de Chateaulin est plus délicate.

Remarque :

Un problème reste non résolu, à l'issue de cette étude, à savoir la signification de la formation effusive du Moulin Quelen, et sa place exacte par rapport au volcanisme dévonno-dinantien de Chateaulin ; cette formation a été éliminée de la discussion précédente, et considérée comme indépendante des formations de Bolazec et Huelgoat ; l'argument le plus sérieux en faveur de cette interprétation se situe au niveau des compositions chimiques, tant en éléments-majeurs qu'en traces ; on est manifestement en présence de deux ensembles différents : la formation du Moulin Quelen, d'une part, le volcanisme dévonno-dinantien de Bolazec-Huelgoat, d'autre part. Les teneurs en potassium et en éléments-traces permettent de montrer l'affinité des coussins du Moulin Quelen avec des tholéites océaniques ; l'analogie n'est cependant pas complète : les teneurs en titane sont incompatibles, on l'a vu, avec cette interprétation, et suggèrent une émission volcanique intraplaque.

Une analyse structurale et paléontologique des terrains encaissants devrait permettre à l'avenir de préciser la place de la formation du Moulin Quelen dans le bassin de Chateaulin : il n'est pas, impossible, toutefois, qu'on soit en présence d'un ensemble sans aucun lien génétique avec le volcanisme dévonno-dinantien.

On pourrait par contre envisager de rattacher cette formation effusive du Moulin Quelen au volcanisme ophiolitique de Belle-Isle-en-Terre ; l'existence de volcanites tholéitiques, assez proches de basaltes océaniques, à l'intérieur de ce complexe, serait en effet tout à fait concevable.

C O N C L U S I O N

La géochimie est apparue au cours de cette étude comme un outil intéressant dans la recherche du cadre géotectonique de paléo-volcanites. On a vu cependant les limites de cette méthode, qui ne peut être tenue pour infaillible : les résultats qu'elle apporte demandent en effet à être confirmés par l'apport d'autres disciplines géologiques.

L'analyse géochimique, essentiellement basée sur les éléments-majeurs, a permis de démontrer le caractère tholéitique des trois séries de Crozon, Saint-Georges-sur Loire et Huelgoat-Bolazec, les spilites de Douarnenez étant au contraire d'affinité calco-alcaline. Ces quatre séries spilitiques ont de plus un trait commun, qui est leur faible rapport moyen FeO^*/MgO : en d'autres termes, elles montrent toutes quatre un faible degré de différenciation ; il est par conséquent quasiment impossible de proposer un modèle pétrogénétique de cristallisation, puisqu'à aucun moment on n'a pu mettre en évidence de véritables cumulats ou différenciés.

Les éléments-traces "stables" permettent cependant de préciser l'environnement géodynamique du volcanisme ; ainsi, d'un point de vue régional, est-on arrivé aux conclusions suivantes :

- La série calco-alcaline briovérienne de Douarnenez s'intègre dans un système d'arc insulaire, induit par la fermeture, à la fin du Briovérien, de l'océan longmyndien, ce système englobant aussi les volcanites basiques du Trégor, d'âge briovérien supérieur.

- La série tholéitique de Crozon correspond à un volcanisme intra-plaque anorogénique ; l'étude de l'environnement paléogéographique de ces volcanites a montré que la solution la plus vraisemblable était d'envisager une mise en place à l'intérieur d'une plaque con-

tinentale ; on aurait donc là un exemple de point chaud continental.

- J'aurais aimé pouvoir présenter un schéma interprétatif cohérent du volcanisme spilitique de Saint-Georges sur Loire ; il s'avère en fait que, quelque soit l'hypothèse proposée, un ou plusieurs arguments la contredisent, ou du moins ne la confirment pas totalement : qu'on parle d'"exogéosynclinal" (LEFORT, J.P. 1976) ou de "bassin marginal" (COGNE, J. à paraître), il reste que ce volcanisme tholéitique est tout à fait singulier par rapport aux autres séries effusives paléozoïques du Massif Armoricaïn, ne serait-ce que par ses teneurs anormalement basses en potassium (moyenne : 286 ppm de K), qui le rapprochent des ultrabasites, voire des chondrites ! Il est de plus certain que les spilites du Moulin Bachelot ne sont pas comparables -géochimiquement parlant- aux coussins spilitiques signalés à la Meilleraie, en Vendée, par Cl. BOYER et al. (1976) : ces derniers ont des teneurs en K_2O notablement plus fortes (0,30-0,70 %) et des teneurs en TiO_2 plus faibles (0,50-0,90 %) que celles des spilites de Saint-Georges sur Loire.

- Quant au volcanisme tholéitique dévono-dinantien de la région de Huelgoat, il est apparu que son environnement géodynamique pouvait correspondre à un volcanisme de type point chaud intracontinental (comme celui de la série caradocienne de Crozon), ces manifestations magmatiques étant considérées comme les signes précurseurs de l'orogène hercynien.

. Enfin, l'existence d'un même cadre géodynamique (point chaud interne à une plaque continentale), à deux époques différentes de l'histoire paléozoïque du Massif Armoricaïn (Crozon : Caradoc, Bolazec-Huelgoat : Dévono-Dinantien), dans une même zone paléogéographique (zone centre-armoricaine,) est un fait à souligner.

L'idée qui vient immédiatement à l'esprit est de relier ces deux événements à un même phénomène, décalé dans l'espace et dans le temps. On pourrait donc envisager que les volcanismes de Crozon et de Huelgoat correspondent à la trace d'un point chaud unique, sur une plaque continentale qui n'a guère varié dans ses caractères structuraux de l'Ordovicien supérieur au Dévono-Dinantien ; dans ces conditions, on aurait ainsi l'indice d'un déplacement relatif de la plaque armoricaine par rapport au point chaud, de l'Est vers l'Ouest.

Cette hypothèse n'est qu'une proposition de travail, et demandera bien sûr à être testée à la lumière des données actuelles sur la paléo-tectonique du Massif Armoricain.

On soulignera en conclusion l'antagonisme du volcanisme spilitique dans les zones septentrionales du Massif Armoricain d'une part, et dans les zones méridionales d'autre part :

- Dans les zones nord et centre armoricaines :

Le volcanisme calco-alcalin d'âge briovérien supérieur (Douar-nenez-Trégor) se rattache à une période de mouvements orogéniques intenses (phase cadomienne II). Il est suivi par contre, durant tout le Paléozoïque, d'un volcanisme intracontinental typiquement anorogénique (Crozon - Erquy - Chateaulin) ;

(La formation du Moulin Quelen s'intègre, il est vrai, assez mal à ce schéma ; on a posé cependant, plus haut le problème de ses éventuelles relations avec le complexe ophiolitique de Belle-Isle-en-Terre encore imparfaitement connu).

Cette interprétation est compatible avec l'absence dans ces régions de tectonique majeure du Cambrien au Dinantien.

- Dans les zones méridionales, par contre, le volcanisme spilitique (Saint-Georges sur Loire/Belle-Isle-en-mer) se rattache à des phénomènes orogéniques liés à une probable subduction paléozoïque, qu'on ne s'accorde pas encore à situer de façon indubitable.

Cette dernière observation confirme donc de nouveau l'idée d'une disparité essentielle entre les domaines Nord (au sens large) et les zones méridionales du Massif Armoricaïn.

LISTE DES FIGURES

PREMIERE PARTIE.

- Fig. 1: Spilites et basaltes. Compositions en éléments-majeurs.
2: Localisation géographique des séries étudiées.
3: Localisation géographique de la série de Douarnenez.
4: Géologie de la pointe de Pen ar Vir.
5: Géologie de la pointe du Bellec.
6: Localisation géographique de la série de Crozon.
7: Géologie de la pointe de Kerdreux.
8: Géologie de la pointe de Lostmac'h.
9: Localisation géographique de la série de St Georges-sur-Loire.
10: Géologie de la tranchée du chemin de fer du moulin Bachelot.
11: Géologie de la région de Saint-Georges-sur-Loire.
12: Géologie de la région de Bolazec-Huelgoat.
13: Indice de PEACOCK (1931).
14: Diagramme de KUNO (1959) : alcalins - silice.
15: Diagramme de KUNO (1960) : alcalins - silice.
16: Diagramme de KUNO (1960) : Al_2O_3 - alcalins.
17: Triangle AFM.
18: Diagramme de TILLEY et MUIR (1967).
19: Diagramme de KUNO (1960) : SiO_2 - S.I.
20: Diagramme de KUNO (1960) : Fer total - S.I.
21: Diagramme de GREEN (1973).
22: Diagrammes de MIYASHIRO (1975).
23: Diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO (1975).
24: Diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO (1975).
25: Diagramme de BEBIEN (1973).
26: Diagramme de PEARCE et CANN (1973).
27: Diagramme de PEARCE et CANN (1973).
28: Diagramme de PEARCE et CANN (1973).
29: Diagramme de GLASSLEY (1974).
30: Diagramme de PEARCE et al. (1975).

- 31 : Diagramme de FLOYD et WINCHESTER (1975).
- 32 : Diagramme de FLOYD et WINCHESTER (1975).
- 33 : Diagramme de FLOYD et WINCHESTER (1975).
- 34 : Diagramme de PEARCE (1976).
- 35 : Diagrammes de CONDIE et al. (1969).
- 36 : Diagrammes de CONDIE et al. (1969).

DEUXIEME PARTIE.

Série de Douarnenez.

- 37 : Triangle AFM.
- 38 : Diagramme de TILLEY et MUIR (1967).
- 39 : Diagramme de GREEN (1973).
- 40 : Diagrammes de MIYASHIRO (1975).
- 41 : Diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO (1975).
- 42 : Diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO (1975).
- 43 : Diagramme de BEBIEN (1973).
- 44 : Diagramme de PEARCE et CANN (1973).
- 45 : Diagramme de PEARCE et CANN (1973).
- 46 : Diagramme de SUBBARAO et al. (1976).
- 47 : Diagramme de PEARCE (1976).

Série de Crozon.

- 48 : Diagrammes de MIYASHIRO (1975).
- 49 : Diagramme de TILLEY et MUIR (1967).
- 50 : Diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO (1975).
- 51 : Diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO (1975).
- 52 : Diagramme de GREEN (1973).
- 53 : Diagramme de PEARCE et CANN (1973).
- 54 : Diagramme de PEARCE et CANN (1973).
- 55 : Diagramme de CONDIE et al. (1969).

Série de Saint-Georges-sur-Loire.

- 56 : Diagrammes de MIYASHIRO (1975).
- 57 : Diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO (1975).
- 58 : Diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO (1975).
- 59 : Diagramme de PEARCE et al. (1975).
- 60 : Diagramme de GLASSLEY (1974).
- 61 : Diagramme de BEBIEN (1972).
- 62 : Diagramme de PEARCE et CANN (1973).
- 63 : Diagramme de PEARCE et CANN (1973).
- 64 : Diagramme de PEARCE et CANN (1973).
- 65 : Diagramme de PEARCE (1976).

Série de Bolazec-Hulegoat.

- 66 : Diagramme de TILLEY et MUIR (1967).
- 67 : Diagramme de GREEN (1973).
- 68 : Composition normative des spilites.
- 69 : Diagrammes de MIYASHIRO (1975).
- 70 : Teneurs en éléments-traces, en fonction du S.I.
- 71 : Teneurs en éléments-traces, en fonction du S.I.
- 72 : Diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO (1975).
- 73 : Diagrammes de MIYASHIRO et SHIDO (1975).
- 74 : Diagramme de PEARCE et CANN (1973).
- 75 : Diagramme de PEARCE et CANN (1973).
- 76 : Diagramme de GLASSLEY (1974).
- 77 : Diagramme de BEBIEN (1973).
- 78 : Diagramme de PEARCE (1976).

TROISIEME PARTIE.

Série de Douarnenez.

- 79 : Anomalies gravimétriques. (fig.3 de DARBOUX, 1973).
- 79 bis : Anomalies gravimétriques. (fig.4 de DARBOUX, 1973).
- 80 : Les moteurs de la tectonique périarmoricaine entre le Protérozoïque et l'Eocène (Fig. 21 de LEFORT, 1975).
- 81 : Reconstitution schématique des mouvements des plaques localisées au nord du Massif Armoricain entre le Protérozoïque et le Dévonien (fig. 22 de LEFORT, 1975).

Série de Crozon.

82 : Carte des affleurements Siluro-ordoviciens en mer (fig. 6 de LEFORT, 1975).

Série de SAINT-GEORGES-SUR-LOIRE.

83 : Diagramme Rb-Sr des spilites de St-Georges.

Série de Bolazec-Huelgoat.

84 : Lithostratigraphie du Paléozoïque. (fig.58 de SAGON, 1976).

85 : Lithostratigraphie du Dinantien. (fig. 59 de SAGON, 1976).

86 : Diagramme Rb-Sr des spilites de Bolazec-Huelgoat.

87 : Diagramme Ti-Zr-Y des roches volcaniques du SW de l'Angleterre, du NW de l'Allemagne et du bassin de Chateaulin (Massif Armoricaïn) (fig. 5 de DEBIEN et al., 1974).

88 : Essai d'interprétation des volcanismes dévono-dinantien de l'Europe moyenne. (fig.6 de DEBIEN et al., 1974).

LISTE DES TABLEAUX

- Tableau 1 : Spilites et basaltes : éléments majeurs.
- 2 : Variation de K et Na entre le coeur et la bordure des coussins spilitiques d'Erquy.
- 3 : Spilites et éléments-traces.
- 4 : Pétrographie des spilites massives de Douarnenez.
- 5 : Pétrographie des spilites en coussins de Douarnenez.
- 6 : Analyses chimiques des volcanites de Douarnenez.
- 7 : Pétrographie des spilites de Crozon.
- 8 : Analyses chimiques des volcanites de Crozon.
- 9 : Pétrographie des spilites massives de St-Georges-sur-Loire.
- 10 : Pétrographie des spilites en coussins de St-Georges-sur-Loire.
- 11 : Pétrographie des termes acides de la série de St-Georges-sur-Loire.
- 12 : Analyses chimiques des volcanites de Saint-Georges-sur-Loire.
- 13 : Teneurs en K_2O des spilites de St-Georges-sur-Loire.
- 14 : Pétrographie des volcanites de la formation du moulin Quelen.
- 15 : Pétrographie des volcanites de la formation de Polazec.
- 16 : Pétrographie des séries éruptives d'Izella et de Rospellem.
- 17 : Pétrographie des volcanites de la formation d'Huelgoat-Brasparts.
- 18 : Analyses chimiques des volcanites dévono-dinantiens du bassin de Chateaulin.
- 19 : Fluorescence X - standards internationaux.
- 20 : Les différents types de volcanites replacés dans leur cadre géotectonique.
- 21 : "Organigramme" pour l'utilisation des diagrammes de PEARCE et CANN (1973).
- 22 : Comportement des éléments devant l'altération et le métamorphisme de bas degré - éléments majeurs.
- 23 : Comportement des éléments devant l'altération et le métamorphisme de bas degré - éléments traces.

- 24 : Teneurs comparées (majeurs et traces) des spilites de Douarnenez et des basaltes issus de différents cadres géotectoniques.
- 25 : Comportement géochimique des éléments de transition.
- 26 : (CaO + MgO) - Spilites de Douarnenez.
- 27 : (FeO^{III}/MgO) - Spilites de Crozon.
- 28 : (Alcalins et alcalino-terreux) - Spilites de Crozon.
- 29 : (CaO + MgO) - Spilites de Saint-Georges-sur-Loire.
- 30 : Teneurs comparées (éléments-traces) des spilites de Saint-Georges-sur-Loire et des basaltes de bassins marginaux.
- 31 : (FeO^{III}/MgO) - Moulin Quelen - Bolazec-Huelgoat.
- 32 : (TiO₂) - Moulin Quelen - Bolazec - Huelgoat.
- 33 : (K₂O) - Moulin Quelen - Bolazec - Huelgoat.
- 34 : Eléments traces ; moyennes formations du Moulin Quelen, Bolazec, Huelgoat.
- 35 : (Ni et Ni/Co) Bolazec - Huelgoat.
- 36 : (CaO + MgO) - Moulin Quelen - Bolazec - Huelgoat.
- 37 :)
- 38 : } Conclusions obtenues à l'examen des diagrammes "géotectoniques"
- 39 : } Formations du Moulin Quelen, Bolazec, Huelgoat.
- 40 :)
- 41 : Distensions protérozoïques et subductions du Paléozoïque inférieur, d'après LEFORT (1975).
- 42 : Rapports 87Sr/86Sr des volcanites de Saint-Georges-sur-Loire.
- 43 : Rapports 87Sr/86Sr et 87Rb/86Sr des volcanites de Saint-Georges-sur-Loire.
- 44 : Rapports 87Sr/86Sr et 87Rb/86Sr des spilites de Bolazec-Huelgoat.

Références bibliographiques

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AMSTUTZ, G.C. (1968a) : Spilites and spilitic rocks in "The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition".
edited by H.H. HESS and the late A. POLDERVAART
Interscience Publishers, 2 : 737-753.
- AMSTUTZ, G.C. (1968b) : Les laves spilitiques et leurs gîtes minéraux.
Geol. Runds. 57, 3 : 936-954.
- AMSTUTZ, G.C., and PATWARDHAN, A.M. (1974) : A reappraisal of the textures and the composition of the spilites in the Permian Carboniferous Verrucano of Glarus, Switzerland. in "Spilites and Spilitic rocks". Edited by G.C. AMSTUTZ. Springer Verlag, 71-82.
- ARNAUD, A. (1966) : Une série spilitite-kératophyre dans le silurien du Massif Armoricaïn : la série de Saint-Georges-sur-Loire. Etude stratigraphique et pétrographique. D.E.S., Nantes, 68 p.
- AUMAITRE, R., et BUFFET, G. (1973) : Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du Massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes françaises Occidentales). Thèse 3ème cycle, Grenoble, 301 p.
- AUMENTO, F. (1967) : Magmatic evolution on the Mid-Atlantic Ridge. Earth. Planet. Sci. Letters, 2, 225-230.
- AUMENTO, F. (1968) : The Mid-Atlantic Ridge near 45°N. II : Basalts from the area of Confederation Peak. Can. J. Earth. Sci., 5, 1 : 1-21.
- AUVRAY, B. (1967) : La série volcanique de la Pointe de La Heussaye. (Erquy - Côtes-du-Nord). Thèse 3ème cycle, Paris, 134 p.
- AUVRAY, B., et HAMEURT, J. (1973) : A propos des spilites : Identification géochimique de plusieurs types de différenciations internes aux sills et aux coulées et leur conséquence sur la tendance géochimique globale. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, (C), 5, 2 : 101-120.

- AUVRAY, B., et HAMEURT, J. (1974) : Arguments pour l'existence de spilites non métamorphiques. 2ème Réun. Ann. Sci. Terre, Nancy ; 23.
- BABIN, C., et al. (1976) : The Ordovician of the Armorican Massif (France) in BASSETT, H.G. (ed.) : "The Ordovician system : proceedings of a paleontological association symposium" Birmingham, Sept. 1974, 696 p., University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff.
- BATTEY, M.H. (1956) : The petrogenesis of a spilitic rock series from New-Zealand. Geol. Mag., 93 , 2, 89-110.
- BATTEY, M.H. (1974) : Spilites as weakly metamorphosed tholeiites in "Spilites and Spilitic rocks". Edited by G.C. AMSTUTZ Springer Verlag, 365-372.
- BEBIEN, J. (1972) : Teneurs en TiO_2 des roches volcaniques : comparaison des volcanismes actuel et ophiolitique. C.R.Acad. Sci. Paris, 275, D, 1967-1970.
- BEBIEN, J. (1973) : Géochimie des roches volcaniques océaniques : comparaison des volcanismes actuel et ophiolitique. C.R.Acad. Sci. Paris, 276, D, 3111-3114.
- BEBIEN, J., ROCCI, G., FLOYD, P.A., JUTEAU, Th., et SAGON, J.P. (1974) : Le volcanisme dévono-dinantien, élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. Coll. Intern. CNRS, Rennes (sous presse).
- BENSON, W.N. (1913-1915) : The geology and petrology of the Great Serpentine Belt of New South Wales. Part IV : The dolerites, spilites and keratophyres of the Nundle District. Proc. Linn. Soc. New South Wales, 40, I, 121-173.
- BOYER, Cl., (1974) : Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricain. Thèse. Orsay, 384 p.
- BOYER, Cl., BRILLANCEAU, A., et BROUSSE, R. (1976) : Volcanisme paléozoïque sous-marin à pillow-lavas en Vendée. C.R.Acad. Sci. Paris, 282, D, 973-975.
- BRASS, G.W. (1976) : The variation of the marine $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio during Phanerozoic time : interpretation using a flux model. Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 721-730.

- BRIL, H. (1974) : Observations préliminaires sur l'environnement géologique de l'indice Cu Pb Zn de Bodennec en Bolazec (Finistère). ENSMP - Centre de Géologie minière. BRGM - Division Vendée-Bretagne, 34 p.
- CADY, W.M. (1975) : Tectonic setting of the tertiary volcanic rocks of the Olympic Peninsula, Washington. Journ. Res. U.S. Geol. Survey, 3, 5, 573-582.
- CANN, J.R. (1969) : Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. Journ. Petrol., 10, 1, 1-19.
- CANN, J.R. (1970) : Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. Earth. Planet. Sci. Letters, 10, 7-11.
- COATS, R.R. (1968) : Basaltic andesites in "The Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition". Edited by H.H. HESS and the late A. POLDERVAART. Interscience Publishers. 2, 689-736.
- COGNE, J. (1974) : "Le Massif Armoricain" in "Géologie de la France" dir. J. DEBELMAS, DOIN Ed. Tome I : Vieux massifs et grands bassins sédimentaires, 105-161.
- COGNE, J. (à paraître) : La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. (Comm. proposée au Coll. Intern. CNRS "Géologie de l'Himalaya").
- CONDIE, K.C., BARSKY, C.K., and MUELLER, P.A. (1969) : Geochemistry of precambrian diabase dykes from Wyoming. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 1371-1388.
- CONQUERE, F. (1966) : Contribution à l'étude géologique de la bordure septentrionale du bassin de Chateaulin; région de Huelgoat (Nord-Finistère). Thèse 3ème cycle, Paris, 167 p.
- DARBOUX, J.R. (1973) : Le Briovérien de la baie de Douarnenez (Massif Armoricain). Etude pétrographique et structurale. Thèse 3ème cycle, Erest, 170 p.
- DEWEY, H., and FLETT, J.S. (1911) : On some british pillow-lavas and the rocks associated with them. Geol. Mag., dec. V, VIII, n°VI, 202-209, 241-248.

- ESKOLA, P. (1935) : An experimental illustration of the spilite reaction. Bull. Comm. Geol. Finland, 119, 61-68.
- FLOYD, P.A. and WINCHESTER, J.A. (1975) : Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth. Planet. Sci. Letters, 27, 211-218.
- FONTEILLES, M. (1967) : Appréciation de l'intérêt métallogénique du volcanisme de Madagascar à partir de ses caractères pétrologiques. Bull. BRGM, 1, 121-154.
- FOURMOND, E. (1964) : Contribution à l'étude de l'Ordovicien moyen et supérieur et du Gothlandien du Cap de la Chèvre (Finistère). D.E.S., Paris, 53 p.
- Frey
GILLULY, J. (1935) : Keratophyres of eastern Oregon and the spilite problem. Amer. Journ. Sci., 29, 225-255.
- GLASSLEY, W.E. (1974) : Geochemistry and tectonics of the Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington. Geol. Soc. Amer. Bull, 85, 785-794.
- GLIKSON, A.Y. (1971) : Primitive archaean element distribution patterns : chemical evidence and geotectonic significance. Earth. Planet. Sci. Letters, 12, 309-320.
- GREEN, N.L. (1973) : The diagram $(\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3)$ versus $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) (\text{FeO}^{\text{X}} + \text{TiO}_2)$: a distinct geochemical separation of the calc-alkaline and tholeiitic rock series. Geol. Assoc. Can. Ann. Mtg. Prog., 84.
- HART, S.R. (1969) : K, Rb, Cs contents and K/Rb, K/Cs ratios of fresh and altered submarine basalts. Earth. Planet. Sci. Letters, 6, 295-303.
- HART, R.A. (1970) : Chemical exchange between sea water and deep ocean - floor basalts. Earth. Planet. Sci. Letters, 9, 269-279.
- HART, S.R., ERLANK, A.J., and KABLE, E.J.D. (1974) : Sea-floor basalt alteration: Some chemical and Sr isotopic effects. Contr. Mineral. Petrol., 44, 219-230.

- HEKINIAN, R. (1971) : Petrological and geochemical study of spilites and associated rocks from St John. U.S. Virgin Islands. Geol. Soc. Amer. Bull., 82, 659-682.
- HENRY, J.L., NION, J., PARIS, F., et THADEU, D. (1973-1974) : Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (Serra de Buçaco) et du Massif Armoricain : essai de comparaison et signification paléogéographique. Comm. Serv. Geol. Portugal, LVII, 303-345.
- HERRMANN, A.G., und WEDEPOHL, K.H. (1970) : Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der variskischen Geosyncline in Nordwestdeutschland. Contr. Mineral. Petrol., 29, 255-274.
- HERRMANN, A.G., POTTS, M.J., and KNAKE, D. (1974) : Geochemistry of the rare earth elements in spilites from the oceanic and continental crust. Contr. Mineral. Petrol., 44, 1-16.
- JAHN, B.M. (1976) : Trace element geochemistry of archaean volcanic rocks and its implication for the chemical evolution of the upper mantle. (à paraître : Bull.Soc. géol. France).
- JAKES, P., and GILL, J. (1970) : Rare - earth elements and the island-arcs tholeiitic series. Earth. Planet. Sci. Letters, 9, 17-28.
- JAKES, P., and WHITE, A.J.R. (1972) : Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 29-40.
- JAMIESON, B.G., and CLARKE, D.B. (1970) : Potassium and associated elements in tholeiitic basalts. Journ. Petrol., 11, 183-205.
- JUTEAU, Th. (1974) : Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides Occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique tethysienne. Thèse Nancy I, 692 p.
- JUTEAU, Th., et ROCCI, G. (1974) : Vers une meilleure connaissance du problème des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilito-kératophyrique hercynotype in "Spilites and Spilitic rocks". Edited by G.C. AMSTUTZ Springer Verlag, 253-330.

- KORZHINSKI, D.S. (1963) : Das Spilitproblem und die Transvaporisationshypothese im Lichte neuer ozeanologischer und vulkanologischer Ergebnisse. Ber. Geol. Ges., DDR, 1, 89-95.
- KUNO, H. (1959) : Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. Volc. (2), 20, 37-76.
- KUNO, H. (1960) : High-alumina basalt. Journ. Petrol., 1, 121-145.
- KUNO, H. (1968) : Differentiation of basalt magmas in "The Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition". Edited by H.E. HESS and the late A. POLDERVAART. Interscience Publishers, 2, 623-688.
- LA ROCHE, H., de, et LETERRIER, J. (1973) : Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. C.R. Acad. Sci. Paris, 276, D, 3115-3118.
- LASSERRE, J.L., et LAVERNE, C. (1976) : Le volcanisme tholéitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) : minéralogie, pétrographie et géochimie. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 252 p.
- LEBLANC, M. (1975) : Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Eou Azzer - Maroc). Thèse, Paris VI, 329 p.
- LEFORT, J.P. (1975) : Le socle périarmoricain : Etude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse Rennes, 217 p.
- LEHMANN, E. (1949) : Das Keratophyr - Weilburgit Problem. Heidelberger Beiträge Miner. Petr., 2, 1-166.
- LEHMANN, E. (1974) : Environmental effects in magmatic spilites in "Spilites and Spilitic Rocks". Edited by G.C. AMSTUTZ - Springer Verlag., 113-126.
- LOESCHKE, J. (1975) : Spurenelement - Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. Geol. Runds. 64, I, 62-73

- LUCAS, G. (1938) : Contribution à l'étude du Silurien de la presqu'île de Crozon. Trav. Lab. Géol. Univ. Rennes, (D.E.S). n°7.
- LUCAS, G. (1960) : Quelques remarques préliminaires sur le Silurien de la feuille d'Anconis. Bull. Soc. Et. Sci. Anjou, Angers, Nette Série (1959), II : 84-88.
- MARTINEAU, F. (1976) : L'origine et l'histoire de la série spilitique d'Erquy (Côtes-du-Nord). Arguments isotopiques (Sr, Ar) et géochimie des éléments en traces. Thèse 3ème cycle, Rennes, 137 p.
- MEVEL, C. (1975) : Les pillow-lavas spilitiques des massifs ophiolitiques du Chenaillet et des Gêts (Alpes Françaises). Thèse 3ème cycle, Paris VI, 223 p.
- MIYASHIRO, A. (1973) : Metamorphism and metamorphic belts. G. ALLEN et UNWIN LTD, London, 492 p.
- MIYASHIRO, A. (1974) : Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. Amer. Journ. Sci., 274, 4, 321-355.
- MIYASHIRO, A. (1975) : Classification, characteristics and origin of ophiolites. Journ. Geol., 83, 249-280.
- MIYASHIRO, A., and SHIDO, F. (1975) : Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviors of Ti, V, Cr and Ni. Amer. Journ. Sci., 275, 265-277.
- MONTIGNY, R. (1975) : Géochimie comparée des cortèges de roches océaniques et ophiolitiques. Problèmes de leur genèse. Thèse, Paris VII, 288 p.
- NAREBSKI, W. (1974) : A statistical study of specific petrochemical features of some spilitic rock series. in "Spilitic and Spilitic rocks". Edited by G.C. AMSTUTZ - Springer Verlag, 127-159.
- NICHOLLS, G.D. (1959) : Autometasomatism in the lower spilites of the Bulth Volcanic series. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 114, 137-161.

- PEARCE, J.A., and CANN, J.R. (1973) : Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth. Planet. Sci. Letters, 19, 290-300.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E., and BIRKETT, T.C. (1975) : The $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ diagram : a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. Earth. Planet. Sci. Letters, 24, 419-426.
- PEARCE, J.A. (1976) : Statistical analysis of major element patterns in basalts. Journ. Petrol. 17, 1, 15-43.
- PHILPOTTS, J.A., SCHNETZLER, C.C., and HART, S.R. (1969) : Submarine basalts : Some K, Rb, Sr, Ba, rare-earth, H_2O and CO_2 data bearing on their alteration, modification by plagioclase, and possible source materials. Earth. Planet. Sci. Letters, 7, 293-299.
- PIVETTE, E. (1976) : La terminaison occidentale du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire. D.E.A., Rennes, 24 p.
- FLAINE, J. (1976) : La bordure Sud du synclinorium paléozoïque de Laval (Massif Armoricaïn). Stratigraphie - volcanisme - structure. Thèse 3ème cycle, Rennes, 212 p.
- RICHARD, J. (1967) : Contribution à l'étude du Briovérien de la falaise de Telgruc (Finistère Sud). D.E.S., Paris, 72 p.
- SAGON, J.P. (1976) : Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du bassin de Chateaulin (Massif Armoricaïn) : Stratigraphie, volcanisme, métamorphisme, tectonique. Thèse, Paris VI, 671 p.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1973) : What is keratophyre? Lithos, 6, 1-11.
- SMITH, R.E., and SMITH, S.E. (1976) : Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. Earth. Planet. Sci. Letters, 32, 114-120.
- SOLER, E. (1973) : L'association spilites-quartz k eratophyres du Sud-Ouest de la p eninsule ib erique. Geol. en Nijnb. 52, (5), 277-288.

- SUBBARAO, K.V., and CHANDRASEKHARAM, D. (1976) : Some comments on the origin of the Troodos Massif, Cyprus. N. Jb. Miner. Mh. 8, 379-387.
- SUNDIUS, N. (1930) : On the spilitic rocks. Geol. Mag., 67, 1-17.
- TANE, J.L. (1967) : Contribution à l'étude du phénomène de spilitisation. Trav. Labo. Géol. Grenoble, 43, 187-192.
- TANE, J.L. (1974) : Quelques observations nouvelles relatives à la genèse des laves spilitiques. in "Spilites and Spilitic Rocks". Edited by G.C. AMSTUTZ. Springer Verlag, 349-358.
- TATSUMOTO, M., HEDGE, C.E., and ENGEL, A.E.J. (1965) : Potassium, rubidium, strontium, thorium, uranium and the ratio of ^{87}Sr to ^{86}Sr in oceanic tholeiitic basalt. Science, 386-888.
- TILLEY, C.E., and MUIR, I.D. (1967) : Tholeiite and tholeiitic series. Geol. Mag., 104, 4, 337-343.
- TURNER, F.J. (1948) : Mineral and structural evolution of metamorphic rocks. Geol. Soc. Amer. Mem. 30.
- TURNER, F.J., and VERHOOGEN, J. (1960) : Igneous and metamorphic petrology. 2nd edition. Mc Graw-Hill, New-York, 258-272.
- VALLANCE, T.G. (1960) : Concerning spilites. Proc. Linn. Soc. New South Wales, 85, I, 8-52.
- VALLANCE, T.G. (1965) : On the chemistry of pillow-lavas and the origin of spilites. Miner. Mag., 34, 471-481.
- VALLANCE, T.G. (1969) : Spilites again - some consequences of the degradation of basalts. Proc. Linn. Soc. New South Wales, 94, I, 8-51.
- VALLANCE, T.G. (1974) : Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. Journ. Petrol., 15, 79-96.
- VIDAL, Ph., AUVRAY, B., COGNÉ, J., HAMEURT, J., et JEANNETTE, D. (1971) : Données géochronologiques sur la série spilitique d'Erquy. C.R.Acad. Sci. Paris, 273, D, 132-135.

- VIDAL, Ph. (1976) : L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du Strontium. Thèse , Rennes, 142 p.
- VUAGNAT, M. (1946) : Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude des spilites et des pillow-lavas. Bull. Suisse Mineral. Petr., 26, 116-298.
- VUAGNANT, M. (1949) : Variolites et spilites. Comparaison entre quelques pillow-lavas britanniques et alpines. Archives Sci., Fasc.2, Genève, 223-236.
- VUAGNAT, M. (1974) : A new appraisal of alpine spilites in "Spilites and spilitic rocks". Edited by G.C. AMTUTZ, Springer Verlag, 417-426.
- WILKINSON, J.F.G. (1967) : The petrography of basaltic rocks in "The Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition". Edited by H.H. HESS and the late A. POLDERVAART. Interscience Publishers, 1, 163-214.
- WINCHESTER, J.A., and FLOYD, P.A. (1976) : Geochemical magma type discrimination : application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth. Planet. Sci. Letters, 28, 459-469.
- YODER, H.S., and TILLEY, C.E. (1962) : Origin of basaltic magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journ. Petrol., 3, 342-532.
- YODER, H.S. (1965) : Spilites and serpentinites. Annual report of the Director, Geophysical Laboratory, 269-279. Carnegie Institution Yearbook.

