LES SCHISTES CRISTALLINS DE LA BAIE D'AUDIERNE ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

Jean-Jacques Peucat

▶ **To cite this version:**

Jean-Jacques Peucat. LES SCHISTES CRISTALLINS DE LA BAIE D'AUDIERNE ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE. Pétrographie. Université de Rennes, 1973. Français. NNT : . tel-01759210

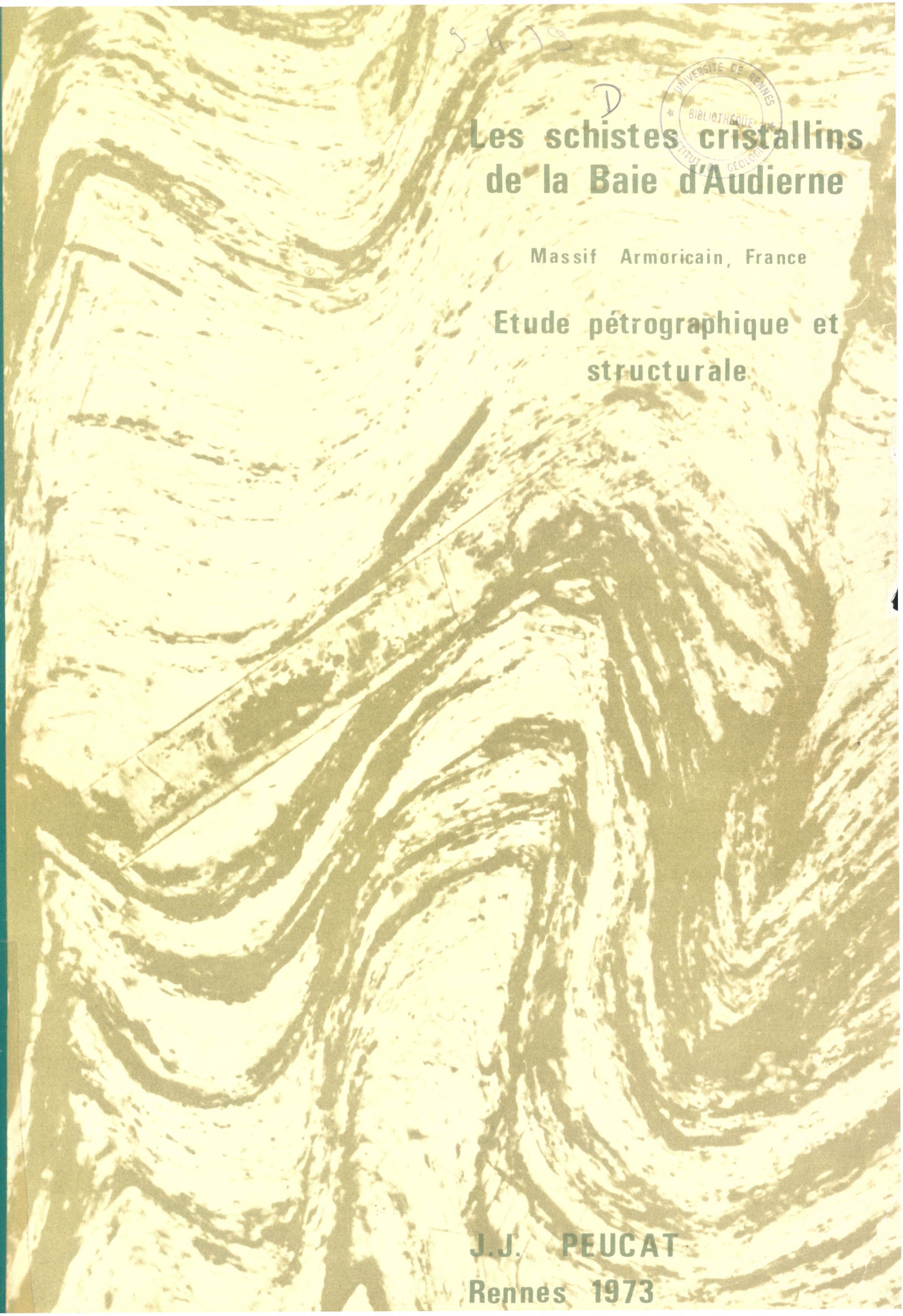
HAL Id: tel-01759210

https://insu.hal.science/tel-01759210

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.



5475
D
UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHEQUE
INSTITUT DE GEOLOGIE

Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne

Massif Armoricain, France

Etude pétrographique et structurale

J.J. PEUCAT

Rennes 1973

Série : C

N° d'ordre : 284

N° de série : 92

UNIVERSITÉ DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

THESE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES

U.E.R. STRUCTURES ET PROPRIETES DE LA MATIERE

pour obtenir

le titre de Docteur en troisième cycle

Spécialité : GEOLOGIE (Géologie structurale)

par

Jean-Jacques **PEUCAT**

LES SCHISTES CRISTALLINS DE LA BAIE D'AUDIERNE
ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES

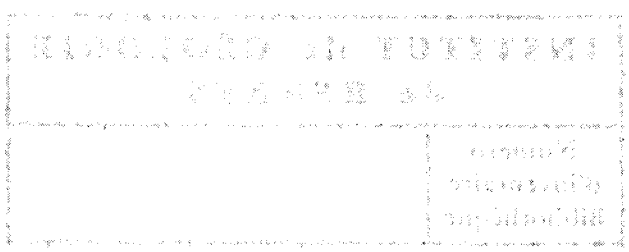
Numéro d'inventaire Bibliothèque : 73/108 = 936

Soutenue le 28 Juin 1973 devant la Commission d'Examen

MM. J. COGNÉ — Président

R. CAPDEVILA, J. HAMEURT — Examinateurs

B. LASNIER — Membre invité



UNIVERSITE DE RENNES

.....

U.E.R. issues de la FACULTE DES SCIENCES

.....

Doyens Honoraires

M. MILON Y.
M. TREHIN R.
M. SCHMITT M.
M. LE MOAL H.
M. MARTIN Y.
M. BOCLE J.

Professeurs Honoraires

M. FREYMANN R.
M. HAGENE P.
M. POISSON R.
M. ROHMER R.
M. TREHIN R.
M. SALMON-LEGAGNEUR F.
M. des ABBAYES H.
M. MILON Y.

Maîtres de Conférences Honoraires

M. GRILLET L.
M. LECRECQ A.

Mathématiques

Professeurs	Maîtres de Conférences & Chargés de Cours
Melle CHARPENTIER M.	M. LEGOUPIL J.
M. GUERINDON J.	M. HOUDEBINE J.
M. METIVIER M.	M. EUVRARD D.
M. GIORGIUTTI I.	M. NEDELEC J. C.
M. BRUNEL A.	M. VERJUS J. P.
M. TOUGERON J. C.	M. TRILLING L.
M. MIGNOT A.	M. FERRAND D.
	M. GUIVARC'H Y.
	M. KEANE M. (M. C. associé)
	M. GILDELAMADRID (Prof. associé)

Physique

M. VACHER M.	M. GUIDINI
M. VIGNERON L.	M. HAEUSLER C.
M. LE BOT J.	M. ARQUES P. Y.
Mme ROBIN née SALOMOND	M. DECAMPS E.
M. ROBIN S.	M. NUSIMOVICI M. A.
M. LE MONTAGNER S.	
M. MEVEL J. Y.	
M. MEINNEL J.	
M. REGENSTREIF E.	
M. BRUN P.	
M. LE ROUX E.	
M. DUBOST	

Chimie

M. VENE J.
M. LE MOAL H.
M. LEVAS E.
M. PELTIER D.
M. PRIGENT J.
M. JOUAN P.
M. FOUCAUD A.
M. LANG J.
M. CARRIE R.
M. GUERILLOT C.
M. KERFANTO M.
M. DABARD R

M. GRANDJEAN D.
M. LUCAS J.
M. DUVAL J.
M. MARTIN G.

Zoologie

M. RICHARD G.
M. MAILLET P.
M. BOISTEL J.
M. RAZET P.
M. FOLLIOT R.
M. ALLEGRET P.
M. MANIEY J.
M. JOLY J.
M. POSTEL (Professeur associé)

M LEFEUVRE J.C.

Botanique

M. VILLERET S.
M. CLAUSTRES G.
Melle GOAS M.
Melle GOAS G.

Mme LEMOINE C.
M TOUFFET

Géologie

M. COGNE J.
Melle DURAND S.
M. PHILIPPOT A.

M. BOILLOT G.
M. HAMEURT J.

Le Secrétaire Général de l'Université

M. BOURDIGUEL R.

Je remercie sincèrement toutes les personnes qui ont, tant par leur amitié que par leurs compétences, contribué à l'élaboration de ce travail.

SOMMAIRE

Introduction

I - Cadre géographique p. 1
II - Travaux antérieurs 1
III - Problèmes posés, But du travail 4

1ère partie : Etude Pétrographique

Chapitre 1 : LE GROUPE DES SCHISTES CRISTALLINS INFERIEURS 7

A - Les micaschistes de la vallée de Trunvel 7
1 Micaschistes albitiques 7
2 Micaschistes à muscovite - biotite - chlorite 9
3 Micaschistes à grenat et chloritoïde 9
4 Les chloritoschistes 11
5 La leptynite de Tréguennec
Conclusion 14

B - Les prasinites
1 Prasinites s.s. 15
2 Prasinites finement schistifiées 16
3 Les niveaux les plus compacts 17
4 Les niveaux de gneiss feldspathiques associés 18
Conclusion 18

C - Les amphibolites de la région de Peumerit 19
1 Les amphibolites à hornblende largement cristallisée 19
a) à texture ophitique 19
b) "flaser gabbros" 21
c) gabbros coronitiques 21
2 Les amphibolites à hornblende finement cristallisée 22
a) à structure granoblastique 22
b) .. très orientée 22

3 Les amphibolites litées 23

Conclusion 24

D - Les pyroxénites à grenat 25

1 Keramoine 26

2 Méot 27

E - Serpentinite et niveaux basiques associés 29

1 Serpentinite 29

2 Les roches associées 30

F - Les gneiss à grenat et à disthène 32

G - Origine des roches basiques et ultrabasiques de Tréogat et de Peumerit. Signification du faciès granulite en Baie d'Audierne 33

1 Origine des roches basiques et ultrabasiques 33

2 Signification du faciès granulite en Baie d'Audierne 37

3 Conclusion 39

Chapitre II : Le groupe des schistes cristallins supérieurs de Languidou - Haut-Penhors 41

A - Le gneiss oeillé de Languidou 42

B - Les schistes cristallophylliens supérieurs, en bordure de la côte, du Haut-Penhors à Pors-Poulhan 43

1 Le flanc sud du synclinal 44

2 Le coeur du synclinal 45

3 Le flanc nord du synclinal 48

4 Les analyses chimiques 51

C - Conclusion : histoire métamorphique des schistes cristallins de la série supérieure 52

Chapitre III : Les granites 53

A - Le granite porphyroïde de Pors-Poulhan 53

B - Les granites à 2 micas : massif de Pouldreuzic et de Plozévet 56

C - Le granito-gneiss de Plonéour-Lanvern 60

Chapitre IV : Conclusion de l'étude pétrographique 63
A - Conditions de métamorphisme 63
B - En résumé 66

2ème Partie : Etude structurale
Données géochronologiques 68

Chapitre I : Les structures dans le groupe polymétamorphique des schistes cristallins inférieurs 69
I Les éléments structuraux dans les micaschistes de la vallée de Trunvel 69
II Les éléments structuraux dans les Prasinites (Tréogat) 75
III Les éléments structuraux dans les amphibolites de Peumerit 78
IV Conclusion 80

Chapitre II : Les structures dans le groupe des schistes cristallins supérieurs (Languidou - Haut-Penhors) 82
I Structure et éléments structuraux visibles sur les terrain 82
II Etude des microstructures 87
III Conclusion 90

Chapitre II : Structures dans les granites 91
I Le granite de Pors-Poulhan 91
II Les granites à 2 micas (Plozévet - Pouldreuzic) 94
III Le granito-gneiss de Plonéour - Lanvern 95

Chapitre IV : Etude géochronologique 96
I Introduction 96
II Résultats 96
a) Le granite de Pors-Poulhan 97
b) Les leucogranites 98
c) La leptynite de Tréguennec 98
d) Le gneiss oeillé de Languidou 98
III Conclusions 99

Conclusions générales 102

I - Chronologie des événements 102

A - existence de 2 groupes cristallophylliens discordants 102

B - Age des formations 103

C - Problème d'une phase fini-cadomienne 104

II - Les formations de la baie d'Audierne dans le cadre de la Bretagne méridionale 105

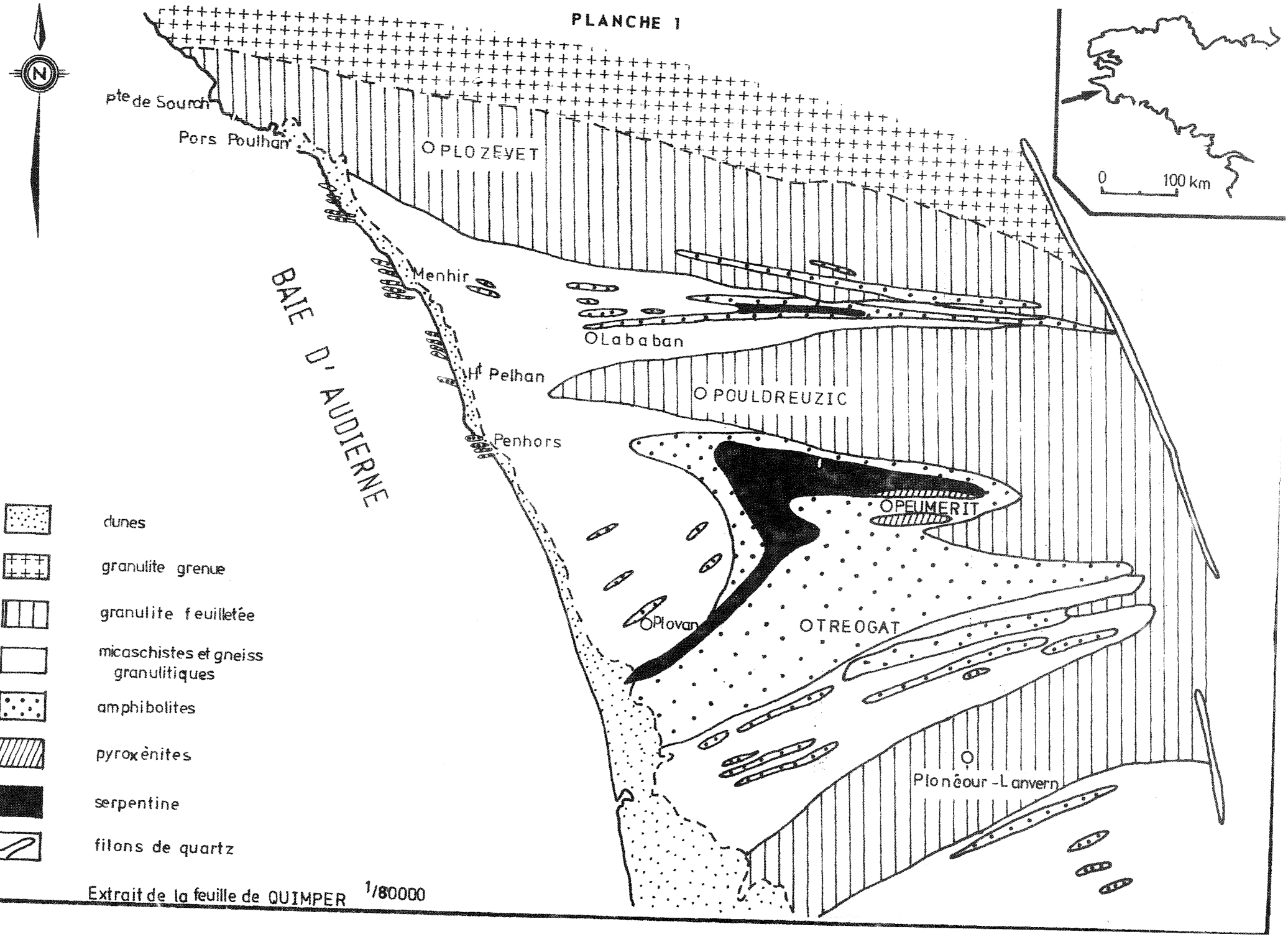
III - Essai de corrélations avec le Précambrien d'Europe 106

***

Hors-texte :

- Bibliographie
- Planches photos
- Listes des analyses chimiques

PLANCHE 1



Extrait de la feuille de QUIMPER 1/80000

INTRODUCTION

I - CADRE GEOGRAPHIQUE ET CONTEXTE GEOLOGIQUE

La région étudiée se situe dans le Sud-Finistère à l'extrêmité occidentale de la Bretagne méridionale (Baie d'Audierne).

Elle est constituée de séries métamorphiques (micaschistes, amphibolites et serpentinites) appartenant au domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Ces schistes cristallins sont pénétrés par les granites syn à post-tectonique liés à la Zone broyée sud-armoricaine (Ch. BARROIS, 1891, J. COGNÉ, 1957).

Les reliefs y sont en général modestes, mais parfois ravivés par des vallées profondes (30 mètres) qui recoupent les micaschistes parallèlement à leur foliation (N 70°). Les rivières se sont établies fréquemment à la limite de deux formations et se jettent dans de petits étangs séparés de la mer par un cordon de galets qui longe la côte sur plusieurs kilomètres.

II - TRAVAUX ANTERIEURS

C'est à Charles BARROIS que l'on doit le premier tracé de la carte géologique de cette région. Il publie en 1891 la première édition de la feuille de Quimper au 1/80 000 (la seconde édition - 1949 - ne modifie pas les levés cartographiques de 1891).

Il y définit plusieurs unités pétrographiques et structurales :

- des micaschistes à deux micas, gneiss et schistes micacés à minéraux;

- des amphibolites à hornblende ou à aiguilles d'actinote;
- des pyroxénites contenant parfois du grenat, interstratifiées dans les amphibolites;
- des serpentinites à résidus.

Les micaschistes, gneiss et schistes micacés à minéraux correspondent à une "ligne anticlinale" dont les affleurements forment une bande "brisée suivant son axe, occupée sur la feuille par les granulites feuilletées de Plonéour, présente ainsi deux ailes séparées : l'une au Nord, est étalée et très repliée dans la baie d'Audierne; l'autre, au Sud, s'étend du midi de la baie d'Audierne à Gouesnach' " (Ch. BARROIS, 1891).

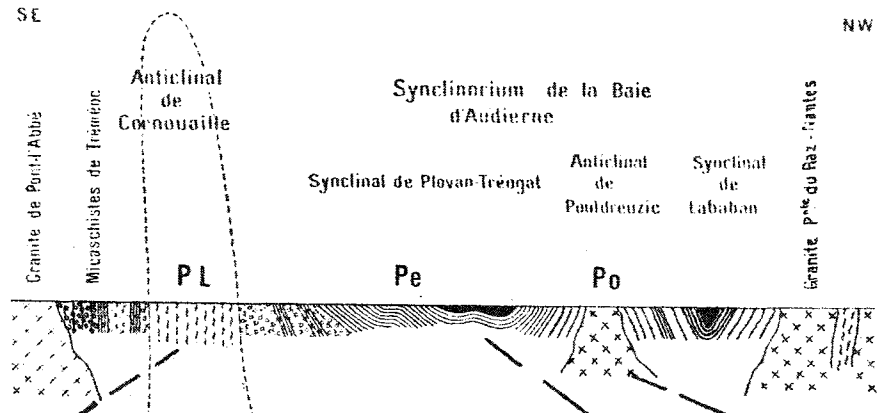
En 1947, P.R. GIOT publie le résultat de ses travaux sur la "géologie de la Cornouaille occidentale". Il distingue pour cette région trois synclinaux, qui du Nord au Sud sont ceux de Lababan, Plovan et Tronoan.

Pour cet auteur, les amphibolites proviennent du métamorphisme de roches sédimentaires, les serpentines étant d'origine ortho. Il propose un âge silurien pour les micaschistes et devonien pour les amphibolites.

Reprenant l'étude de cette région à l'occasion d'une exploration systématique de l'ensemble de la Bretagne méridionale, J. COGNÉ (1957) propose un schéma pétrographique et structural d'ensemble, schéma que cet auteur et ses collaborateurs ont précisé depuis dans diverses publications.

Deux cycles métamorphiques et orogéniques principaux sont responsables, selon J. COGNÉ, de la structuration sud-armoricaine :

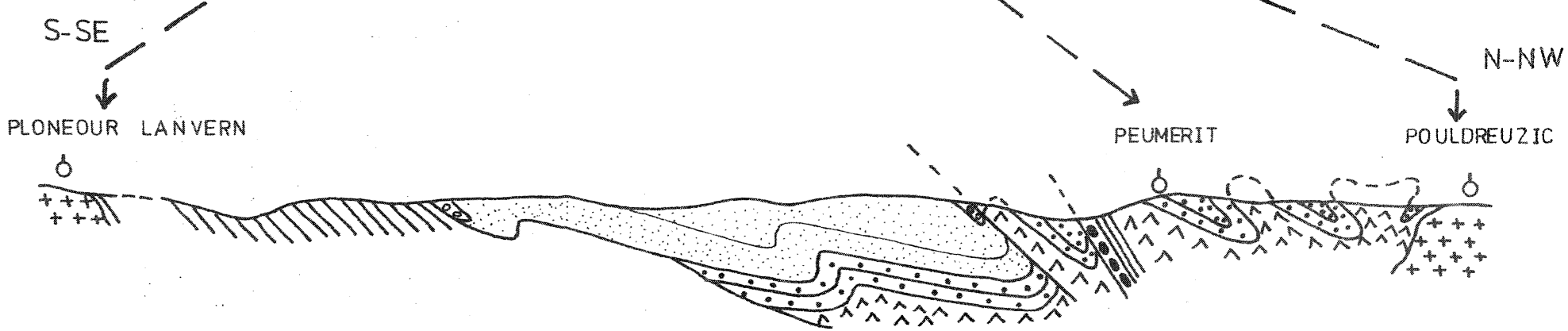
- lors des granitisations et d'un métamorphisme (liés vraisemblablement au cycle cadomien), les sédiments rapportés au



d'après J COGNÉ 1957

1 2 3 4 5 6

Coupe N W-S E à travers les séries cristallophylliennes et granitiques de la baie d'Audierne
1. Micaschistes. — 2. Amphibolites. — 3. Serpentines.
4. Migmatites. — 5. Granites à deux micas. — 6. Zones rétromorphosée



d'après J-Y JEANNEAU 1966

pillow-lavas
prasinites
amphibolites
serpentine
micaschistes
gneiss œillés
granite

Briovérien subissent une "ectinisation première" (micaschistes à biotite et muscovite). Les roches basiques, anciens niveaux calcareux et principalement éruptifs en baie d'Audierne, se transforment en amphibolites, pyroxénites et serpentinites par la migration et l'accumulation probable d'éléments ferro-magnésiens.

A ce métamorphisme s'associe la structuration régionale Est-Ouest dont les études régionales de J. COGNÉ et ses collaborateurs montrent le caractère généralement isoclinal en Bretagne méridionale (Ile de Groix, Nappe de Champtoceaux).

- le cycle hercynien provoque la recristallisation de ces métasédiments en micaschistes chloriteux et des amphibolites en actino-chloritoschistes. Ce second métamorphisme se termine dans les secteurs méridionaux de la baie d'Audierne par une albitisation (cristallisation topochimique). Les schistes cristallins dessinent alors dans la région étudiée "une zone synclinoriale pincée vers l'Est"(voir planche 2).

- le gneiss oeillé de Languidou, situé sur la flanc nord du synclinal de Plovan-Tréogat, apparait comme un métapoudingue monométamorphique, dsicordant sur les serpentinites et amphibolites précédemment décrites. L'auteur propose un âge Briovérien supérieur pour ce métapoudingue discordant sur des formations attribuées à un Briovérien plus ancien (J. COGNÉ, 1965).

En 1966, J.Y. JEANNEAU établit une cartographie partielle de la région, principalement axée sur l'étude des roches basiques et ultrabasiques. Il explique l'origine de celles-ci par un épanchement sous-marin ophiolitique (hypothèse envisagée par J. COGNÉ en 1957). A partir de ce schéma, il propose des coupes, interprétant la tectonique, basées sur une stratigraphie qu'il suppose en position normale (cf. Pl. 2). Pour cet auteur, les micaschistes et l'ensemble des roches basiques n'ont subi qu'un seul et unique événement métamorphique.

D'autres travaux (B. LASNIER, 1970; B. VELDE, 1972) traitent de problèmes particuliers et seront évoqués ultérieurement.

III - PROBLEMES POSES - BUT DU TRAVAIL

Les travaux précités nous ont montré que les schistes cristallins de la baie d'Audierne présentaient les termes essentiels suivants :

- micaschistes, gneiss,
- amphibolites variées, actino-chloritoschistes,
- pyroxénites à grenat,
- serpentinite.

L'ensemble de cette série (d'après P.R. GIOT et J. COGNÉ) dessine au Nord de Plonéour-Lanvern, deux synclinaux à coeur de roches vertes (cf. Pl. 2).

Une contradiction apparaît entre les travaux de J. COGNÉ (série polymétamorphique) et ceux de J.Y. JEANNEAU (série monométamorphique). Quelle est la place du gneiss oeillé de Languidou dans cet ensemble ? S'agit-il d'un accident monométamorphique isolé ou est-ce le témoin de séries plus jeunes ?

Les recherches récentes effectuées en Bretagne méridionale (nappe de Champtoceaux) confirment le caractère polymétamorphique et polystructural des schistes cristallins de ces régions. En est-il de même en baie d'Audierne ?

Les travaux effectués d'autre part à l'extrêmité septentrionale de la Meseta Ibérique mettent en évidence le caractère complexe d'ensembles basiques et ultrabasiques. Den TEX et ses collaborateurs attribuent au Précambrien l'essentiel du métamorphisme et de la structuration initiale de ces formations, et à l'Hercynien leur physionomie actuelle. La baie d'Audierne répond elle à un schéma identique ?

Telles sont les raisons pour lesquelles Monsieur le Professeur J. COGNÉ m'a proposé de reprendre en détail l'étude des schistes cristallins de la baie d'Audierne, tant sur le plan pétrographique que sur le plan structural.

C'est cette étude qui l'objet de ce mémoire.

Ière Partie

ETUDE PETROGRAPHIQUE

Cette étude nous a permis de mettre en évidence dans l'ensemble cristallophyllien de la baie d'Audierne deux groupes fondamentalement différents.

- Le premier groupe, dit "des schistes cristallins inférieurs" est composé des micaschistes de la vallée de Trunvel, des roches basiques et ultrabasiques de Tréogat - Peumerit.

- Le second groupe, appelé "schistes cristallins supérieurs" a été défini dans la zone septentrionale de la région étudiée. Il est constitué de gneiss oeillé (Languidou) et de micaschistes (Haut-Penhors).

Dans un troisième chapitre, nous aborderons l'étude des granites environnants :

. granite de Pors-Poulhan,

. granites à deux micas (Pouldreuzic - Plozévet)

. granito-gneiss de Plonéour - Lanvern.

Nous avons effectué un levé cartographique détaillé de toutes ces formations à l'échelle du 1/25 000e (cf. planche hors texte n° 1).

Chapitre I

LE GROUPE DES SCHISTES CRISTALLINS INFERIEURS

A - LES MICASCHISTES DE LA VALLEE DE TRUNVEL (OU MICASCHISTES MERIDIONAUX

Ils constituent une bande de 2 kilomètres de large, orientée WSW-ENE, bordée au Sud par le granito-gneiss de Plonéour Lanvern et au Nord par les prasinites de Tréogat.

Nous étudierons successivement :

1 les micaschistes albitiques,

2 les micaschistes à muscovite, biotite, chlorite (sans albite),

3 les micaschistes à grenat et chloritoïde,

4 les chloritoschistes,

5 la leptynite de Tréguenec.

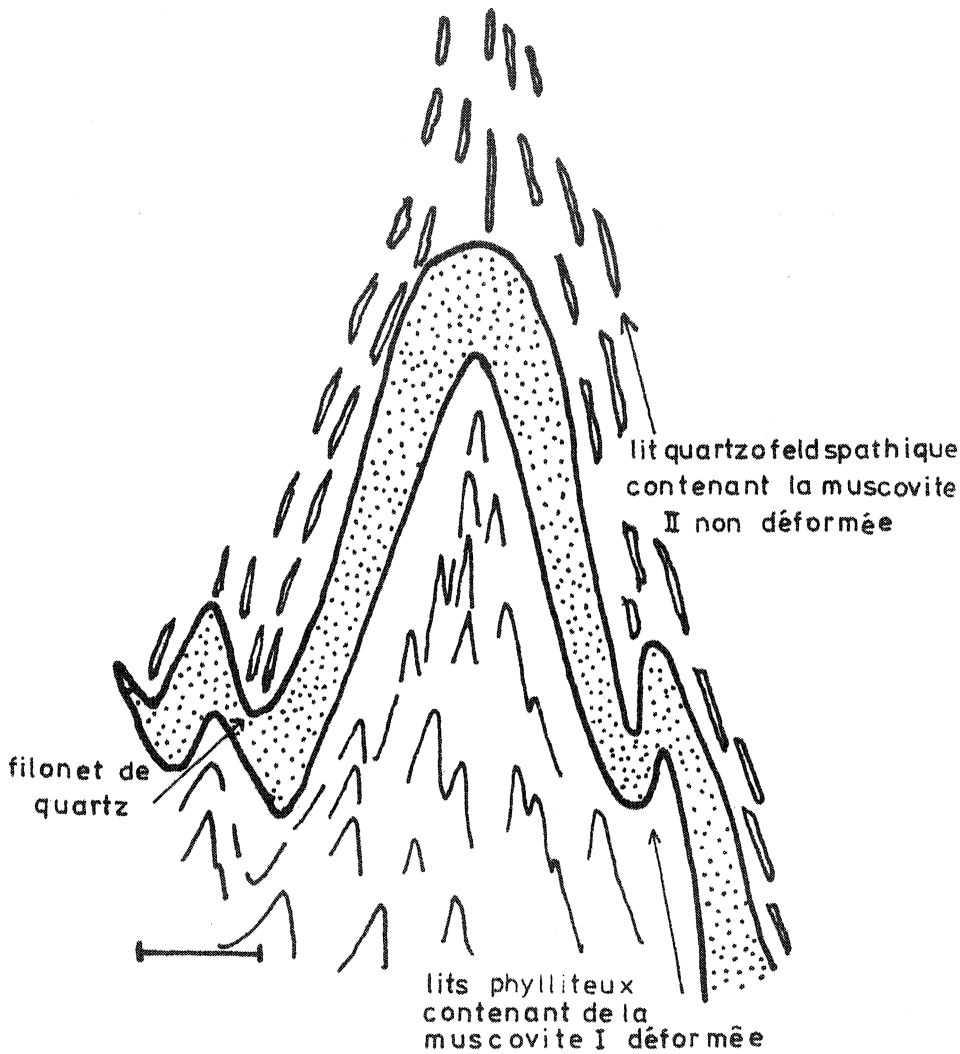
1 - LES MICASCHISTES ALBITIQUES

Ils sont particulièrement abondants sur la bordure nord des micaschistes méridionaux, à proximité des prasinites et sont très riches en phyllites. Mais on les retrouve dans toute la formation avec une quantité variable d'albite.

Aspect macroscopique

Les cristaux d'albite sont visibles à l'oeil nu (2 mm), ils sont globuleux et forment un piquetis blanc tranchant sur le fond micacé de la roche.

PLANCHE 3



Micaschistes de Trunvel : relations entre les phyllites I déformées et les phyllites II dans une charnière de pli.

Paragenèses observées :

I biotite + muscovite I + (grenat I)

II chlorite + muscovite II + grenat II + albite + épidote + quartz

Minéraux accessoires : apatite, tourmaline verte, orthose, débris graphitiques et minéraux opaques.

Structure lépidoblastique.

Il existe deux types de muscovites qui se distinguent bien au niveau des charnières de microplis (cf. Pl. 3) :

certaines sont plissées, ce sont des muscovites I. Elles sont abondantes dans les lits essentiellement phylliteux. (Ces muscovites I déterminent une surface structurale déformée dont nous préciserons plus tard l'importance).

d'autres muscovites, dans les mêmes charnières que les muscovites I ne sont absolument pas déformées. Elles s'observent dans les lits quartzo-feldspathiques, ce sont des muscovites II. Parfois, la teinte de polarisation des muscovites varie avec le niveau lithologique dans lequel on les trouve. Il y a là probablement une légère différence de composition chimique des phyllites pouvant correspondre à un héritage sédimentaire.

La biotite (I) : Elle est toujours chloritisée, parfois déformée et recoupée par la muscovite II. La chlorite (II) peut aussi cristalliser, comme la muscovite II dans des charnières de microplis, sans être déformée.

L'albite (II) : Elle se présente en cristaux subcirculaires de grande taille (parfois atteignant ½ cm), rarement maclés et plus abondants dans les niveaux riches en biotite chloritisée. Ils transpercent les phyllites I à l'emporte-pièce alors que la muscovite II les contourne.

Les cristaux d'albite contiennent parfois des grenats (II) très frais, automorphes, de petite taille.

L'épidote (II) : Elle apparaît en baguettes non déformées dans des charnières de plis et aussi en inclusion dans l'albite. Il est possible dans ce dernier cas que l'association albite + épidote de la paragenèse II dérive d'anciens plagioclases plus basiques liés à la paragenèse I.

Le quartz : Il est peu abondant et se présente en cristaux isodiamétriques ou en exsudations dans les charnières de plis.

La tourmaline : Elle est verte, automorphe, toujours sécante sur les phyllites I et II. Elle a cristallisé tardivement.

N.B. : La trame micaschisteuse peut s'enrichir en albite pour donner un gneiss albitique (carrière de Kersos). Les paragenèses sont celles des micaschistes albitiques : on y trouve en plus quelques grenats I cataclasés, contournés par les muscovites II, ils sont probablement liés à la paragenèse I.

En résumé

On peut distinguer dans ces micaschistes deux paragenèses. La première est caractérisée par l'association biotite + muscovite I, la seconde par la recristallisation de la biotite I en chlorite II. Les minéraux de la paragenèse I sont fréquemment déformés, contrairement à ceux de la paragenèse II. La cristallisation de l'albite semble appartenir à la paragenèse II.

2 - LES MICASCHISTES A MUSCOVITE - BIOTITE - CHLORITE (SANS ALBITE)

Ces micaschistes apparaissent parfois en bancs de quelques millimètres alternant avec des micaschistes albitiques, souvent ils constituent des niveaux plus épais. Ils sont difficilement cartographiables. Cependant on peut noter qu'ils deviennent plus abondants lorsque l'on s'éloigne des prasinites vers leur bordure Sud.

On y reconnait comme précédemment deux paragenèses :

I biotite + muscovite I
II chlorite + muscovite II + quartz

Minéraux accessoires : tourmaline jaune verte (tardive), apatite (contournée par les muscovites II), albite, rutile, zircon, minéraux opaques.

N.B. : J. COGNÉ (1957, p. 45) a reconnu dans ces micaschistes des "grenats brisés" qu'il faut donc probablement attribuer à la paragenèse I.

3 - LES MICASCHISTES A GRENAT ET CHLORITOIDE

Il s'agit d'un niveau de quelques mètres d'épaisseur, visible au Sud du village du Bas-Penhors (Ouest de Tréogat), qui se suit de manière quasi continue vers l'Est jusqu'à Kerviligou. Le chimisme étroit conditionnant la cristallisation du chloritoïde

autorise à penser qu'il s'agit là d'un ancien niveau sédimentaire. Bien que le plus souvent à grenat, ces micaschistes peuvent parfois en être totalement dépourvus.

Aspect macroscopique :

La roche d'aspect satiné, est de couleur gris-bleu. Le grenat est visible à l'oeil nu, et le quartz forme des lentilles isolées, souvent abondantes.

Paragenèses observées :

I Grenat + chloritoïde I + muscovite I + biotite

II Chloritoïde II + muscovite II + chlorite + quartz

Minéraux accessoires : tourmaline verte, débris graphitiques, minéraux opaques.

Les minéraux déterminant la paragenèse I sont : soit déformés (chloritoïde I, muscovite I), soit déstabilisés (biotite I chloritisée), ou bien comme le grenat I, très cataclasés, contournés ou traversés par les minéraux II (chloritoïde II et muscovite II). Le chloritoïde II et la muscovite II dessinent des microplis sans être déformés. Le quartz n'est pas mêlé à la trame micacée mais isolé en lentilles (d'exsudations ?).
Ces niveaux sont totalement dépourvus d'albite.

N.B. : On retrouve au Sud du granito-gneiss de Plonéour - Lanvern un niveau analogue (décrit par J.Y. JEANNEAU, 1966) où le staurotide tient la place du chloritoïde (Le Rorc'h).

En résumé

Comme dans les micaschistes albitiques, on reconnait ici deux paragenèses successives :

- la première est déterminée par le grenat, le chloritoïde I, la biotite et la muscovite I qui recristallisent lors de la 2e phase de métamorphisme;

- la seconde correspond à la muscovite II, au chloritoïde II, à la chlorite (résultant ou non de la biotite I) et au quartz.

4 - LES CHLORITOSCHISTES

Ils se trouvent dans la zone de passage avec les prasinites où ils constituent des lits de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur, alternant avec des lits de micaschistes. Les affleurements donnent l'image d'un passage progressif des micaschistes aux prasinites (ou l'inverse), ce qui est probable, aucun contact anormal n'ayant été reconnu dans cette zone.

Ces chloritoschistes affleurent dans les virages au Sud de Tréogat et au Sud du village de Kersoualen, le long du chemin menant à la vallée de Trunvel.

Aspect macroscopique

Ce sont des roches de couleur verte, schisteuses. Des cristaux d'albite, globuleux (½ cm), semblent percer la trame chloriteuse. L'aspect extérieur de ces chloritoschistes est très proche de certains faciès de prasinites.

N.B. : Ces roches ont été décrites par J.Y. JEANNEAU (1966) sous le nom de prasinites tuffacées. Il y signale la présence d'amphiboles. J. COGNÉ (1957) décrit des niveaux analogues (chlorito-amphiboliques) dans la bande de Melgven.

Paragenèses observées :

I biotite + sphène (+plagioclases basiques ?)

II chlorite + albite + épidote + muscovite + leucoxène + grenat + quartz.

Minéraux accessoires : apatite, toumaline verte, minéraux opaques, amphiboles ? .

La chlorite, forme l'essentiel de la roche, on y reconnait souvent d'anciennes biotites déstabilisées, les minéraux opaques se concentrant dans les clivages de la chlorite.
L'albite recoupe les cristaux de chlorite à l'emporte-pièce. Elle est sub-circulaire, de grande taille (jusqu'à 8 mm de diamètre) et contient des cristaux d'épidote et de grenat automorphes parfois chloritisés. Les cristaux d'albite peuvent devenir très abondants et l'on passe à des chloritogneiss.
L'épidote est abondante et s'individualise en cristaux automorphes qui recoupent la chlorite.
La muscovite forme des lits alternant avec les lits riches en chlorite. Ces lits riches en muscovite correspondent à des récurrences de micaschistes.

Géochimie

Les points représentant les chloritoschistes sur le diagramme A de la planche 5 sont localisés soit dans le domaine des roches ignées basiques (avec les prasinites) soit dans le domaine des shales. L'échantillon, dans ce dernier cas, était riche en lits phylliteux (récurrence de micaschistes) ce qui explique cette position. Les chloritoschistes, liés à la sédimentation des micaschistes sont donc d'origine volcanique.

Ces niveaux sont importants. Outre le fait qu'ils confirment le caractère polymétamorphique de la série (biotite I chloritisée), ils marquent la transition entre les micaschistes et les prasinites. Ils montrent donc que ces deux formations sont associées.

5 - LA LEPTYNITE DE TREGUENEC (Prat-ar-Hastel)

Cette roche, signalée dans la littérature par P.R. GIOT (1947) fait l'objet d'une exploitation, récemment reprise, dans la palue de Tréguenec (à proximité d'anciennes installations allemandes pour le concassage de galets).

Elle affleure sur une surface de 300 x 100 m dans une direction N 75 parallèle à la foliation des micaschistes qui l'entourent. La leptynite possède un litage dû à l'orientation des phyllites. Elle est affectée de décrochements N - S.

Analyse chimique de la leptynite

de Tréguenec

SiO_2	:	68,80	
Al_2O_3	:	16,11	
Fe_2O_3	:	0,20	
FeO	:	-	
MnO	:	0,08	
MgO	:	0,00	
CaO	:	0,00	
Na_2O	:	5,03	
K_2O	:	2,73	
TiO_2	:	0,00	
P_2O_5	$\simeq$	3,5	dosage semi quantitatif
LiO_2	$\simeq$	1	
H_2O^-	:	0,10	
H_2O^+	:	1,66	
Total	:	99,21	

An. F. VIDAL, Rennes 73

- La forte teneur en P_2O_5 et en LiO_2 confirme la détermination aux RX (sur minéraux séparés) de l'amblygonite.

Cette roche se distingue par son aspect leucocrate, on en observe 2 types principaux :

- un premier, d'aspect quartzitique très dur, qui se débite en plaques,
- un second, qui est très riche en feldspaths, souvent pulvérulent.

Composition minéralogique du faciès quartzitique

Quartz, albite (An_{5-10}), muscovite, amblygonite, sphène, apatite.

Les cristaux d'albite, abondants, de grande taille (1 mm), sont fréquemment allongés dans le plan déterminé par les phyllites. Ils sont fracturés, ressoudés et entourés de petits cristaux de quartz avec lesquels ils forment des lits, séparés par des files subcontinues de petits cristaux de muscovite.

On note aussi quelques grandes lames de muscovite contournées par d'autres muscovites, plus petites et orientées.

L'amblygonite* globuleuse (cf. pl. 4) (taille 1 à 2 mm) a été déterminée optiquement et aux RX sur minéraux séparés. Elle forme 5 à 10 % de la roche et en montre l'origine filonienne.

N.B. : Cette conclusion semble en accord avec la découverte (L. CHAURIS, F. LE BAILL, 1970) d'apatite cristallisée dans des fractures affectant la leptynite.
Nous n'avons pas trouvé d'amblygonite dans les faciès feldspathiques étudiés, mais seulement de l'apatite.
J.Y. JEANNEAU (1966) signale de l'amblygonite dans une variété leucocrate du granito-gneiss de Plonéour - Lanvern.

En conclusion,

la présence d'amblygonite permet de proposer pour cette roche une origine éruptive. Il s'agit probablement d'un ancien filon aplitique. De plus, nous n'y avons pas relevé de trace de polymétamorphisme, contrairement à ce que nous avons pu observer dans l'ensemble des micaschistes.

---

*L'Amblygonite de formule $[PO_4\ (F, OH)]\ Li\ (Al, Fe^{3+})$ est un phosphate caractéristique des granites stannifères et des filons lithinifères (M. ROUBAULT, 1963).

CONCLUSION

Les micaschistes de la vallée de Trunvel montrent deux étapes de cristallisations. Nous parlerons de micaschistes polymétamorphiques pour cette zone.

Les 2 paragenèses, dans les principales formations, sont caractérisées par les minéraux suivants :

a) Micaschistes et gneiss albitiques :

I muscovite I + biotite + grenat I (+ plagioclases relativement basiques ?)

II muscovite II + chlorite + grenat II + albite + épidote + quartz

b) Micaschistes à grenat et chloritoïde

I muscovite I + grenat + chloritoïde I + biotite

II muscovite II + chlorite + chloritoïde II + quartz

c) Chloritoschistes

I biotite + sphène (+ plagioclase basique ?)

II chlorite + albite + épidote + grenat + leucoxène (+ amphiboles ?)

Dans toutes ces roches on retrouve de la tourmaline verte, tardive car sécante sur tous les autres minéraux.

Nous avons noté qu'il existait un passage progressif entre les micaschistes et les prasinites, ces formations sont donc liées quant à leur mise en place.

D'autre part la localisation des faciès albitiques à proximité des prasinites n'est certainement pas fortuite, nous pensons que cette albite provient d'apports sodiques liés aux prasinites.

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

B - LES PRASINITES (REGION DE TREOGAT)

Ces prasinites font partie (cartographiquement) d'un ensemble basique et ultrabasique situé entre les micaschistes de la vallée de Trunvel (série inférieure), et les micaschistes (de la série supérieure) qui affleurent au Nord de la vallée de Languidou. Ce sont les amphibolites oligoclasiques de J. COGNÉ (1957).

Les prasinites surmontent les micaschistes de Trunvel et dessinent une bande qui leur est parallèle.

Pétrographiquement constante, la roche peut être grossièrement schistifiée : ce sont les prasinites sensu-stricto.

D'autres variétés apparaissent, finement schistifiées avec albite microscopique, ou en niveaux très compacts. Ces trois types alternent à l'échelle même de l'affleurement.

I - LES PRASINITES SENSU STRICTO

Le type en est pris dans une carrière située à 800 m au Sud-Ouest de Peumerit (au Sud de Kervelec), le long de la route de Tréogat. Des prasinites finement schistifiées les accompagnent.

Aspect macroscopique :

Ce sont des schistes verts piquetés de granules blancs d'albite.

Paragenèses observées :

I biotite + hornblende I verte et trapue + grenat (+ plagioclase basique ?)

II chlorite + hornblende II bleu-vert aciculaire + grenat II + albite + épidote

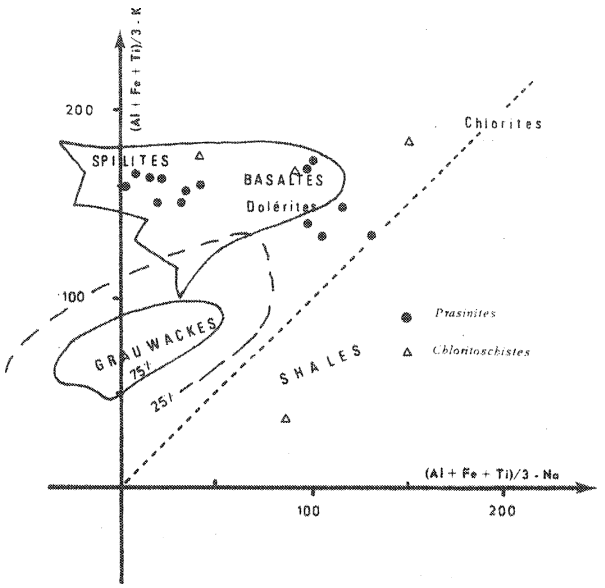
Minéraux accessoires : sphène, magnétite.

Structure nématoblastique.

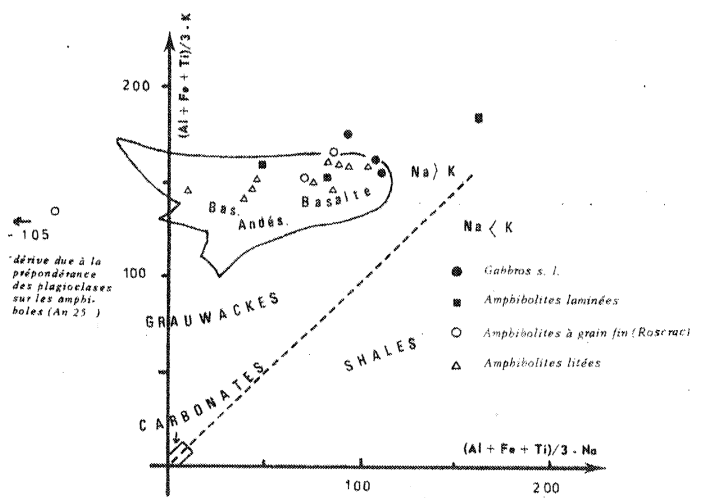
ORIGINE DES ROCHES BASIQUES DU MASSIF DE PEUMERIT

Diagrammes H. de La Roche, 1968

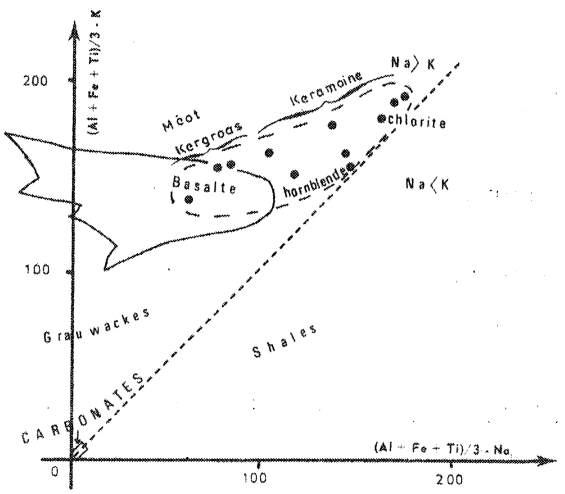
PLANCHE 5



A Prasinites. Les prasinites sont situées dans le champ des roches ignées basiques où Na>K.



B Amphibolites. Comme pour les prasinites, les amphibolites se situent dans le champ des roches ignées basiques.



C Pyroxénites à grenat. Les pyroxénites à grenat sont situées dans le domaine où Na>K, correspondant à celui des roches ignées basiques. (A l'opposé du champ des carbonates).

Les amphiboles : elles sont de deux types.

- Aciculaires, bleu-vertes, à angle d'extinction faible, ce sont des fibres de hornblende II (à la limite du seuil de la stabilité de la trémolite - actinote. Ces amphiboles sont orientées et semblent "poinconner l'albite"; ce sont les plus nombreuses.
- En cristaux de taille plus importante, verts-clairs à l'intérieur et foncés à la périphérie, il s'agit de hornblende I. Cette hornblende I, parfois abondante dans certains échantillons est en effet transpercée ou contournée par les fibres de hornblende II.

La chlorite : en petites lames fraîches, souvent sans orientation nette, paraît appartenir à la même période de cristallisation que la hornblende aciculaire. Parfois elle résulte de la déstabilisation d'anciens cristaux de biotite.

L'albite se présente en cristaux subcirculaires (4 à 5 mm). Elle possède le même habitus que dans les micaschistes. En effet, elle recoupe la chlorite, contient des grenats automorphes et de l'épidote.

L'épidote est représentée le plus souvent par de la clinozoïsite et parfois de la pistacite. L'allongement des cristaux d'épidote est souvent parallèle à celui des cristaux de hornblende aciculaire, leur cristallisation paraît contemporaine.

Les grenats : On en reconnaît deux générations :
- En cristaux souvent entièrement chloritisés dans la trame amphibolique. Leur taille varie de 1 à 2 millimètres, ce sont les grenats I.
- En cristaux très frais, inclus dans l'albite et de taille beaucoup plus faible que les précédents (en moyenne 100 μ); ce sont les grenats II.

Les minéraux accessoires : on note surtout du sphène, en petits cristaux automorphes et de la magnétite (4 à 5 mm) souvent transpercée par l'albite.

Analyses chimiques : Le chimisme de ces roches les situe dans le champ des roches ignées basiques (Fig. A, pl. 5).

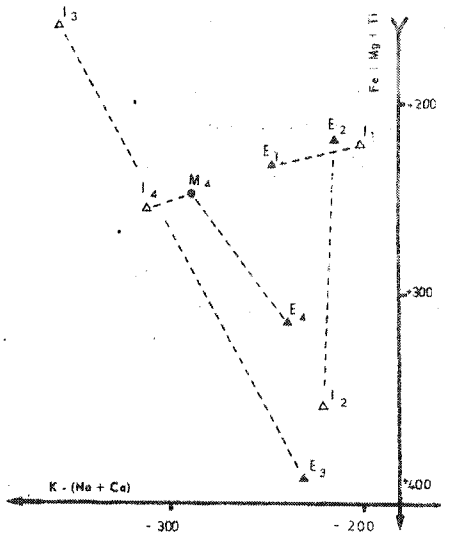
2 - LES PRASINITES FINEMENT SCHISTIFIEES

Dans ces roches, les cristaux d'albite ne sont plus visibles à l'oeil nu. Dans la carrière bordant l'étang de Trunvel (à l'Ouest du Haut-Penhors), on distingue dans ces prasinites de grandes lames de biotite chloritisées et souvent très déformées. Ces niveaux sont riches en grenat I chloritisé.

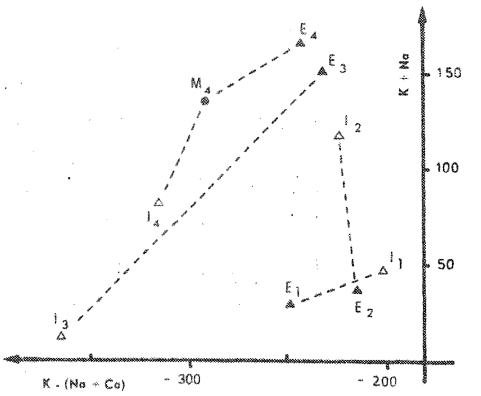
N.B. : Un faciès particulier, au village de Lahadic, est dépourvu d'albite, mais contient en abondance de l'amphibole incolore probablement magnésienne. Cette amphibole est déchiquetée, elle exsude des oxydes de fer et est contournée par les cristaux de hornblende II très frais (on y trouve de rares gerbes d'asbeste et des chlorites très magnésiennes).

PLANCHE 6

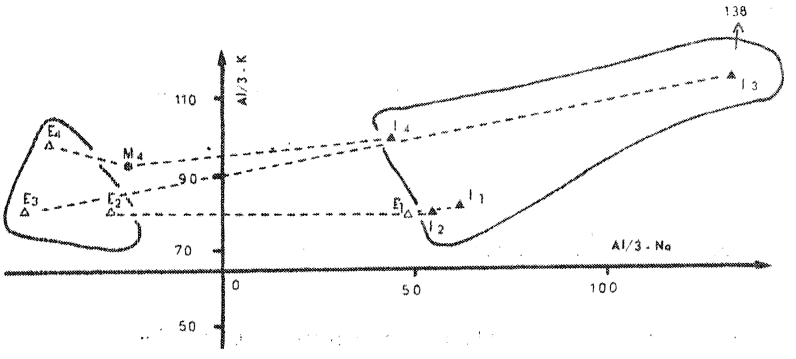
DIFFERENCIATION DANS LES «PILLOW-LAVAS» DE LA CARRIERE DE TRUNVEL



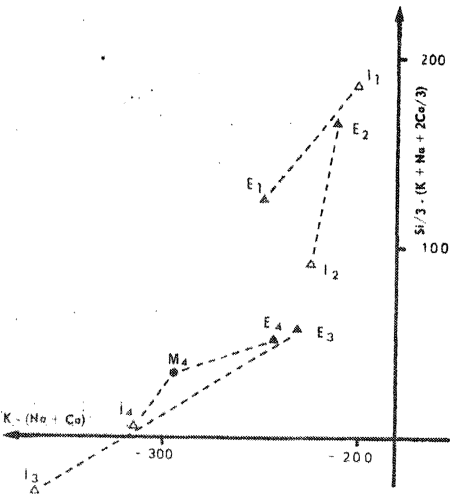
Les échantillons 2 et 3 montrent une nette augmentation de Fe + Mg + Ti vers l'extérieur des Pillows. Elle est due à l'augmentation de Mg principalement.



K - (Na + Ca) augmente vers l'extérieur de pillow, ceci est dû à une nette diminution de Ca vers l'extérieur (c'est l'inverse pour l'échantillon 2).



Na augmente vers l'extérieur ; K reste stable.



Si/3 - (K + Na + 2Ca/3) augmente vers l'extérieur, car Si croît quand Ca décroît.

Conclusion : il existe donc une différenciation, mais très variable, ceci étant probablement dû à l'effet de métamorphismes et peut-être à la taille variable des pillows.

Analyses 1, 2 : F. Vidal, Rennes 1972. Analyses 3, 4 : thèse J.-Y. Jeanneau, 1966.

E : *extérieur du pillow-lavas* **M** : *intermédiaire* **I** : *intérieur.*

3 - LES NIVEAUX LES PLUS COMPACTS

De bons exemples sont visibles dans la carrière bordant l'étang de Trunvel, ils se débitent selon une forme ovoïde. Ces "boules" qui peuvent atteindre un mètre de diamètre sont fréquemment plus petites et ne dépassent pas 10 à 20 centimètres. On en retrouve disséminées dans la masse des prasinites où elles ne sont jamais abondantes.

La composition minéralogique de ces niveaux est celle des prasinites en général.

L'albite n'y revêt plus un aspect globuleux mais se présente en cristaux anguleux.

Le grenat est déstabilisé en chlorite et paraît souvent épigénisé par de l'épidote.

L'épidote se présente sous trois aspects :
- granuleuse, dans la masse de la roche,
- épigénisant les grenats,
- en gerbes, sur la périphérie des boules, et contenant de petites aiguilles de hornblende verte.

Pour J.Y. JEANNEAU (1966) ces "boules" représenteraient d'anciens pillows-lavas dont le métamorphisme aurait épargné la forme. Il note un appauvrissement de l'épidote du centre vers la périphérie des boules, les minéraux ferro-magnésiens évoluant à l'inverse.

Les diagrammes de la planche 6 reflètent cette différenciation, CaO diminue vers l'extérieur des boules, alors que Na_2O augmente sensiblement. Mais pour certains échantillons cette variation s'inverse, d'autre part cette dispersion de composition correspond à celle observée pour les prasinites en général.

Ces boules pourraient avoir une origine tectonique (boudinage), mais les plans de séparations ne semblent pas organisés structuralement.

Gneiss feldspathiques

associés aux prasinites

Echantillons	A75	A126	A155	Spilite Erquy* n° 47	Keratophyre Erquy* n° 28
SiO_2	53,88	71,55	71,40	53,91	71,12
Al_2O_3	18,14	13,04	13,54	15,08	13,50
Fe_2O_3	14,32	5,75	4,05	13,72	3,06
MnO	0,16	0,05	0,06	0,25	0,08
MgO	2,58	0,87	0,66	3,85	0,65
CaO	3,96	1,83	3,12	4,25	0,25
Na_2O	6,55	5,91	4,62	4,75	4,75
K_2O	0,68	0,03	0,52	1,50	3,06
TiO_2	0,72	0,39	0,33	1,32	0,22
PF	2,49	0,76	0,82	2,05	1,52

Analyses F. VIDAL, Rennes 72

- L'échantillon A75, se différencie des deux autres analyses par son pourcentage en silice, en aluminium et en fer. Sa composition est proche de celle d'un basalte spilitique. Les Analyses A126 et A155 au contraire se rapprochent de la composition des quartz-kératophyres (sodiques, ils sont en effet très pauvres en K_2O.

- Ces niveaux sont donc peut-être la trace de tufs spilitiques à kératophyriques.

* B. AUVRAY - J. HAMEURT, 1971, S.G.M.B. Les caractères chimiques de la série spilitique d'Erquy.

4 - LES NIVEAUX DE GNEISS FELDSPATHIQUES ASSOCIES AUX PRASINITES

Ils affleurent en quelques endroits dans la masse des prasinites (cf. planche hors-texte n° 1). Ils forment des bancs bien visibles au Sud-Ouest de Peumerit, sur la route de Tréogat (on les retrouve en bordure de l'étang de Trunvel).

Ces gneiss sont assez homogènes et remarquables par leur caractère leucocrate. Ils ont été décrits par J.Y. JEANNEAU (1966) sous le nom de niveaux détritico-volcaniques.

Paragenèses observées

I grenat + biotite (+ plagioclase basiques ?)

II chlorite + muscovite + albite + zoïsite + quartz (le grenat et la biotite sont chloritisés).

Les analyses chimiques nous ont permis d'en distinguer deux types (cf. planche 7)

- le premier possède une composition proche de celle d'un basalte spilitique (A. 75, SW de Peumerit)
- le second correspond plutôt à celle des quartz-kératophyres (A155, Trunvel).

CONCLUSION

On retrouve dans les prasinites les deux paragenèses reconnues dans les micaschistes de la vallée de Trunvel. Elles sont ici caractérisées par les minéraux suivants :

I hornblende verte I trapue + biotite + grenat I (+ plagioclase basique ?)

II hornblende bleu-vert aciculaire II + chlorite + grenat II + albite + épidote.

Ces roches d'origine éruptive, passent aux micaschistes par l'intermédiaire de niveaux volcano-sédimentaires (chloritoschistes). Les prasinites sont donc liées à la mise en place

des micaschistes. Ce sont donc des roches volcaniques probablement sous-marines (car liées à la sédimentation des micaschistes). La présence de pillows-lavas (JEANNEAU, 1966) est donc très possible dans ces volcanites.

D'autre part, l'abondance des cristallisations d'albite à proximité des prasinites correspond probablement aux dernières (ou aux premières) manifestations volcaniques.

C - LES AMPHIBOLITES DE LA REGION DE PEUMERIT

Bien connues autour de Peumerit, ces amphibolites dessinent aussi une bande NE-SW, parallèle à celle des prasinites. Mais cette bande est interrompue cartographiquement à l'Ouest par des micaschistes qui diffèrent de ceux situés plus au Sud (cf. planche hors texte n° 1).

Il existe de nombreuses variétés d'amphibolites que nous avons classées en 3 groupes selon leur aspect macroscopique :

1 amphibolites à hornblende largement cristallisée (ou roches gabbroïques s.l.)

2 amphibolites à hornblende finement cristallisée

3 amphibolites litées.

Ces trois grands types sont fréquemment associés sur le terrain, c'est ainsi qu'à l'Ouest de Peumerit, en bordure de la route au Sud de Kerscao, les trois catégories affleurent sur quelques mètres.

1 - LES AMPHIBOLITES A HORNBLENDE LARGEMENT CRISTALLISEE

a) Amphibolites à texture ophitique reconnaissable

Elles sont abondantes autour de la ferme de Kergroas (NW de Ty-Lan), où on les trouve en blocs dispersés dans les champs.

Aspect macroscopique : c'est une roche grenue proche d'un gabbro banal.

Paragenèses observées :

I labrador (An_{50-65}) + pyroxène + ilménite + rutile + apatite
II ouralite + chlorite + zoïsite + leucoxène

Ces roches possèdent une texture ophitique très nette et ne sont pas orientées.

Le labrador se présente en lattes de 8 x 3 mm pour les plus grandes, et encadre les cristaux de pyroxène. Ces baguettes possèdent souvent la double macle Carlsbad-albite. Ils sont en général très frais mais peuvent cependant être damouritisés. Dans certains faciès, le plagioclase basique peut être totalement damouritisé, mais la forme et les macles polysynthétiques restent reconnaissables.

Les cristaux de pyroxène sont le plus souvent reconnaissables par la trace de leur plan de clivage (souligné par des oxydes de fer), car ils sont largement ouralitisés.
L'intérieur des cristaux est vert-clair, ils sont souvent bordés par un liseré de hornblende verte aciculaire, et même transpercés par cette hornblende. On observe parfois les cristaux de pyroxène imbriqués à la manière du quartz et du feldspath dans les structures graphiques.

La chlorite est peu abondante et se présente en petites lames dans les lattes de plagioclase.

L'apatite est en quantité variable, elle apparaît sous forme de baguettes situées parfois au contact plagioclase - pyroxène, souvent dans le pyroxène.

La zoïsite est peu abondante et localisée dans le plagioclase.

On observe fréquemment autour du rutile une double couronne d'ilménite, puis de leucoxène. Mais le plus souvent le rutile est absent.

Les deux paragenèses reconnues dans ces roches apparaissent comme étant d'origine différente :

- la première caractérisée par l'association labrador + pyroxène (texture ophitique) est une cristallisation magmatique.

- la seconde marquée par l'ouralitisation du pyroxène, parfois la saussuritisation du plagioclase et la cristallisation de zoïsite et de chlorite est une cristallisation métamorphique peu ou pas orientée pour les roches de Kergroas. Il s'agit là d'anciens gabbros métamorphisés.

b) Les gabbros tectonisés ou flaser-gabbros

Les paragenèses sont celles décrites au paragraphe a. Ici les noyaux d'ouralite et de plagioclase (en général totalement recristallisé en fins granules d'oligoclase et d'épidote) forment des amandes allongées qui déterminent une foliation fruste. L'ouralite aciculaire, en bordure des pyroxènes, tend à s'aligner dans ce plan. Cet aplatissement de la roche peut devenir très fort, le gabbro prend alors un "aspect schisteux" tout en gardant son hétérogénéité granulaire (amphibolites hétérogènes de J. COGNÉ, 1957).

Ces flaser-gabbros sont très fréquents autour de Peumerit. Ils sont équivalent à l'origine du "gabbro" de Kergroas, mais ils ont recristallisé sous des pressions orientées synmétamorphes qui ont déterminé leur structure actuelle.

N.B. : Associés au flaser-gabbros, on trouve des niveaux rubannés à reliques de pyroxènes (10 x 8 mm). Ces roches sont visibles dans la vallée de Languidou à l'Ouest du village de Kerleoguy. Elles constituent un intermédiaire entre les amphibolites à texture gabbroïque et les amphibolites litées.

c) Les gabbros coronitiques

Ils ont été décrits par B. LASNIER (1970, p. 155-57) au Nord de Peumerit à 200 m à l'Ouest de Lesmadec. Leur composition est celle des roches étudiées précédemment, mais au contact du pyroxène et du plagioclase se forme "une auréole de grenat limpide à facettes développées seulement du côté du plagioclase" (B. LASNIER). Le plagioclase basique est en général saussuritisé et le pyroxène amphibolitisé. B. LASNIER attribue l'apparition du grenat dans ces roches à "des conditions métamorphiques particulières de type granulitique". Bien que rares dans cette région, les gabbros coronitiques témoignent de deux paragenèses superposées à une cristallisation magmatique à labrador et pyroxène.

Les minéraux caractérisant ces paragenèses sont les suivants :

I Grenat en couronne : granulite facies (B. LASNIER)

II Hornblende verte + oligoclase + épidote + chlorite (amphibolite facies).

2 - LES AMPHIBOLITES A HORNBLENDE FINEMENT CRISTALLISEE

a) Amphibolites à structure granoblastique (amphibolites de Roscrac, J.Y.JEANNEAU, 1966)

Aspect macroscopique

Ce sont des roches homogènes, formées d'un piquetis noir d'amphiboles sur un fond feldspathique blanc. Elles sont en général massives, sans litage visible, sauf lorsque la proportion de feldspath augmente : celui-ci constitue alors de petits lits minces et continus séparant les lits plus sombres à amphiboles.

Paragenèses observées

I plagioclase basique (non déterminable) + grenat I ?

II oligoclase (An_{20}) + épidote + hornblende verte

Minéraux accessoires : sphène, ilménite.

Les cristaux de hornblende verte sont trapus, frais et non orientés. On reconnaît la trace d'un ancien plagioclase basique bien qu'il soit entièrement saussuritisé. Le grenat est frais et formé de petits cristaux non jointifs, isolés par de petits cristaux de plagioclase (An_{20}). Ce grenat peut être lié à la cristallisation de la hornblende (II) ou bien à une paragenèse antérieure (il est difficile de trancher).

b) Amphibolites à hornblende finement cristallisée et très orientée

Ces amphibolites sont proches des précédentes par la taille des minéraux, mais la hornblende verte détermine une linéation très nette qui contourne des cristaux de pyroxène plus

anciens. Les plagioclases sont entièrement saussuritisés. Ces roches présentent un litage fruste. Elles sont visibles à l'Ouest de Peumerit en bordure de la route au Sud de Kerscao.

Paragenèses observées

I plagioclase basique + pyroxène ouralitisé
II oligoclase + épidote + hornblende verte + sphène + grenat.

On peut voir là un matériel gabbroïque à grain fin, recristallisé lors de pressions symmétamorphes.

3 - LES AMPHIBOLITES LITEES

Elles constituent avec les gabbros le faciès le plus fréquent.

Nous avons déjà vu que certaines variétés de gabbros ou d'amphibolite à grain fin pouvaient avoir des aspects lités. Il existe en effet de nombreux intermédiaires entre le gabbro franc et l'amphibolite litée. Le litage correspond en général à l'alternance de lits feldspathiques et de lits riches en hornblende. Parfois, il est dû à une variation de la taille des cristaux d'amphibole.

Les amphibolites litées affleurent à 300 m au S-SW de Créac'h (Est de Peumerit) sur le flanc de la colline.

Aspect macroscopique

C'est une roche sombre massive où le litage est marqué par des petits lits feldspathiques clairs (2 - 3 mm) alternant avec des lits à amphibolites plus épais (1 à 2 cm).

Paragenèses observées

I pyroxène + grenat
kéliphytisation du grenat
II hornblende verte + andésine (An_{30-35}) + épidote + dékéliphytisation du grenat + quartz

Minéraux accessoires : ilménite, leucoxène

Les lits amphiboliques sont constitués par de la hornblende verte, en petits cristaux trapus non déformés, avec de rares cristaux de plagioclase intercalés. Quelques cristaux de pyroxène sont parsemés dans cette trame. Leurs contours sont squelettiques, et leurs clivages déformés (extinction roulante). Mais contrairement au pyroxène d'origine magmatique contenu dans les "flasers-gabbros" qui sont ouralitisés, ils ne sont pas déstabilisés et subsistent dans un état métastable.
Le grenat, abondant, au contour découpé, est souvent très frais et entouré par de la hornblende verte en position radiale : il s'agit probablement d'une structure de dékéliphytisation (la hornblende peut être séparée du grenat par une couronne de plagioclase très rarement maclés). Parfois l'épidote épigénise le grenat, la couronne kéliphytique étant conservée.

Les lits de plagioclase : Ils sont peu épais et constitués d'andésine (An_{30-35}). Le plagioclase possède une structure en "pavé", c'est à dire que les cristaux sont juxtaposés par des faces planes. On n'y reconnait pas (comme dans les amphibolites gabbroïques) de plagioclases basiques en lattes.

N.B. : Dans ces amphibolites litées, ce sont parfois les lits feldspathiques qui dominent, des cristaux de hornblende y étant isolés en boules polycristallines. On retrouve dans ces lits des lattes de plagioclase basique saussuritisé.

Au Nord de Kerscao nous avons trouvé en elluvion des amphibolites dont certains lits étaient constitués de dipyre.

CONCLUSION

L'étude pétrographique montre l'origine magmatique de bon nombre de ces matériaux (textures ophitiques, reliques de grandes lattes de plagioclases basiques), ils ont été affectés d'une manière plus ou moins intense par des recristallisations orientées.

Cette origine magmatique se confirme par les éléments géochimiques : dans le diagramme (B) de la planche 5, tous les points représentant les diverses amphibolites étudiées sont situés dans le domaine des roches ignées basiques.

Le litage discontinu de certaines amphibolites doit être d'origine tectonique. Les alternances de couches riches en amphiboles ou en plagioclases peuvent correspondre à un héritage antémétamorphique assimilable à un rubannement magmatique.

On reconnait dans ces roches trois paragenèses successives :

I pyroxène (cpx) + labrador, ils déterminent des textures ophitiques : c'est l'étape magmatique (gabbro).

II grenat en couronne résultant de réactions entre les minéraux précédents, c'est l'étape granulitique (sans orientation apparente des structures).

l'association pyroxène + grenat (+ kélyphitisation assimilable à une chute de pression, J. HAMEURT, 1968) dans certaines amphibolites litées semble aussi d'origine métamorphique, elle est à rapporter à cette étape de cristallisation.
En effet, nous avons vu que le pyroxène des amphibolites litées de Créac'h, bien que déformé était dans un état métastable (contrairement à celui des flaser-gabbros). Ceci nous permet de penser que les conditions de température et de pression régnant lors de la cristallisation de ce pyroxène ne devaient pas être très différentes de celles donnant naissance à la paragenèse III (seconde paragenèse métamorphique).

III hornblende verte (souvent orientée) + oligoclase andésine + épidote + sphène (+ grenat ? + chlorite).

Il semble donc que l'on ait là un massif de roches gabbroïques ayant subi deux recristallisations métamorphiques successives d'intensité parfois différente. Une première étape pouvant atteindre le granulite-facies est suivie d'une rétromorphose dans l'amphibolite-facies. On peut paralléliser cette évolution polymétamorphique à celle observée dans les micaschistes et les prasinites situés plus au Sud.

D - LES PYROXENITES A GRENAT

Ces pyroxénites apparaissent en pointement près de Keramoine (Ouest de Tréogat) et autour de Méot (Est de Pouldreuzic). Elles sont constamment associées sur le terrain aux serpentinites et, semble-t-il aux amphibolites du massif de Peumerit.

1 - LE GISEMENT DE KERAMOINE

La roche, très fracturée, affleure dans une carrière maintenant abandonnée. Les associations minéralogiques sont constantes dans tous les échantillons étudiés, et seule la proportion des éléments constitutifs varie.

Ces pyroxénites à grenat ont été décrites par J. COGNÉ (1957, p. 42).

(On retrouve des roches semblables, en général mieux conservées, en blocs, autour du village de Kergroas au NW de Ty-Lan)

Paragenèses observées

I Pyroxène (cpx) + grenat + rutile + (plagioclases basiques ?)
II hornblende verte + plagioclase (An_{30-40})

Minéraux accessoires : chlorite, zoïsite, sphène, ilménite, leucoxène.

Dans une note récente B. VELDE (1972), étudiant la nature du pyroxène et du grenat, montre le caractère granulitique de la première paragenèse.

Grenat : 33 % grossulaire
28 % pyrope

Pyroxènes : augitiques
avec 15 % molécule de Tschermak
3 % jadéite

ce qui correspond aux clinopyroxènes caractéristiques du faciès granulite (WHITE, 1964).

N.B. : A l'Est de Keramoine, certaines variétés sont déformées et affectées par des recristallisations orientées à la manière des flaser-gabbros.

2 - LA PYROXENITE A GRENAT DE MEOT

On trouve cette roche en blocs de grande taille au NE de Méot à la lisière d'un bois. Elle est signalée sur la carte de Quimper par Charles BARROIS (1891). J.Y. JEANNEAU (1966) l'interprête comme le résultat d'un métamorphisme de contact des granites à deux micas sur des roches basiques.

Aspect macroscopique

Cette pyroxénite est remarquable par la présence de grenat brun-rouge, en cristaux centimétriques. Le grenat est entouré d'une couronne de couleur vert-pâle qui contraste avec une patine claire due à l'altération.

Lorsqu'elle est fraîche, la roche est massive, sombre et grenue, on y distingue un rubannement très fruste.

Paragenèses observées :

I clinopyroxène (diallage) + grenat (+ rutile)
kélyphite

II hornblende brune + hornblende verte + oligoclase (An_{25-30}) + zoïsite + leucoxène + (dékélyphitisation)

ou II hornblende brune
III hornblende verte + oligoclase, etc...

Minéraux accessoires : apatite, auréole d'ilménite et de leucoxène autour de rutile.

Le pyroxène : Il s'agit d'un clinopyroxène proche du diallage (3 clivages sont parfois visibles dans 001). Il est dans un état stable et très souvent il est recoupé par les cristaux d'amphibole brune.

Le grenat : Il est craquelé mais peu altéré (cf. planche photo n° 6). Une couronne de hornblende verte à disposition radiale entoure le grenat, elle correspond probablement à une structure de dékélyphitisation.

Les amphiboles : On en reconnaît deux variétés : de la hornblende brune et de la hornblende verte.
La hornblende brune se présente en cristaux subautomorphes, frais. Elle passe en continuité à de la hornblende verte (à l'intérieur d'un même cristal), et celà à proximité des couronnes de dékélyphitisation.

Le plagioclase : Il possède une structure en pavé, c'est de l'oligoclase dont les cristaux ne sont, en général, pas altérés.

Analyses chimiques : Ces roches ont une composition basaltique. Elles se situent dans le champ des roches ignées basiques sur le diagramme de H. de la ROCHE (cf. pl. 5, diag. 3).

La présence de hornblende brune semble montrer que la rétromorphose est passée par une étape de cristallisation dont les conditions de température et de pression étaient relativement élevées (à Keramoine, la paragenèse II était caractérisée par de la hornblende verte et de la chlorite).

FYFE, TURNER et VERHOOGEN (1958) ont attribué la hornblende brune au hornblende granulite sub-facies. La hornblende est remplacée par opx + cpx lors du passage au pyroxène granulite subfacies (WINKLER, 1965). Ceci nous amène à formuler deux hypothèses pour expliquer la formation de cette roche:

1 La paragenèse I (cpx + grenat) est de type granulitique (comme à Keramoine). La paragenèse II se divise en deux étapes successives, caractérisées dans un premier temps par la cristallisation de la hornblende brune puis par celle de la hornblende verte (rétromorphose).

On note aussi une étape de kélyphitisation du grenat. Ce type de réaction est attribué à des baisses de pression lors du passage de la catazone (faciès granulite) à la mésozone (faciès amphibolite). Cette auréole peut en fait être complexe et matérialiser divers stades de la rétromorphose (J. HAMEURT, 1968, B. LASNIER, 1971).

2 La paragenèse I correspond à la cristallisation d'un magma ariégitique (ou websterite à grenat). La hornblende brune dans ce cas serait le minéral caractéristique du granulite facies (paragenèse II) et les minéraux de la paragenèse III définiraient la rétromorphose au niveau de l'amphibolite facies.

Dans cette seconde hypothèse, on retrouve un schéma identique à celui proposé pour la formation des grabbros coronitiques.

1 ,Cristallisation magmatique
2 Métamorphisme I : faciès granulite
3 Métamorphisme II : faciès amphibolite

Une étude pétrochimique détaillée nous permettra probablement de trancher entre ces deux hypothèses.

E - SERPENTINITE ET NIVEAUX BASIQUES ASSOCIES

Le massif de serpentinite affleure à l'Ouest de Peumerit (Kerguelmes, Ty-Lan). Il s'estompe vers l'Ouest et réapparaît à proximité de Keramoine, où il est associé aux pyroxénites à grenat.

Au Nord du granite de Pouldreuzic (cf. **Planche hors** texte n° 1) les serpentinites affleurent aussi près des pyroxénites à grenats (de Méot).

La serpentinite est une roche en général massive et parfois rubannée. Dans le massif, on reconnaît des "noyaux" de chlorite et d'amphibolites équivalentes à celles trouvées autour de Peumerit.

1 - LA SERPENTINITE

La serpentinite a fait l'objet de plusieurs études (J. COGNÉ, 1957, J. BOULADOU et L. CHAURIS, 1965, J.Y. JEANNEAU, 1966).

Aspect macroscopique

C'est une roche compacte et sombre, on y reconnaît parfois des lits centimétriques vert-clairs.

Paragenèses observées

I Olivine + pyroxènes (+ grenat + magnétite)

II Trémolite + chlorite (verte ou incolore)

III Serpentinisation : antigorite (chrysotile tardif)

IV Localement cristallisations de talc.

Minéraux accessoires : iddingsite

La roche massive est essentiellement constituée d'antigorite maillée, avec des restes de cristaux d'olivine parfaitement reconnaissables (en quantité variable), de pyroxène et d'amphibole incolore. La magnétite est abondante, la chlorite s'installe parfois en fibres rayonnantes autour de ce minéral. Le pyroxène, incolore est très altéré, la trémolite le recoupe nettement; le grenat, rare, est chloritisé.

L'aspect rubanné présente deux origines

1 Il peut être dû à la concentration de l'amphibole incolore (trémolite) en lits centimétriques verdâtres (la serpentine qui s'insinue dans les clivages de la trémolite lui est postérieure). Ce rubannement est fréquent à Kerguelmes.

2 Les mailles d'antigorite peuvent devenir très resserrées et dessiner des niveaux vert-clairs d'aspect semblable à celui des niveaux d'amphibolite du cas précédent. Des microfractures ressoudées par du chrysotile affectent la roche. Ce litage qui semble être d'origine tectonique est fréquent à Ty-Lan.

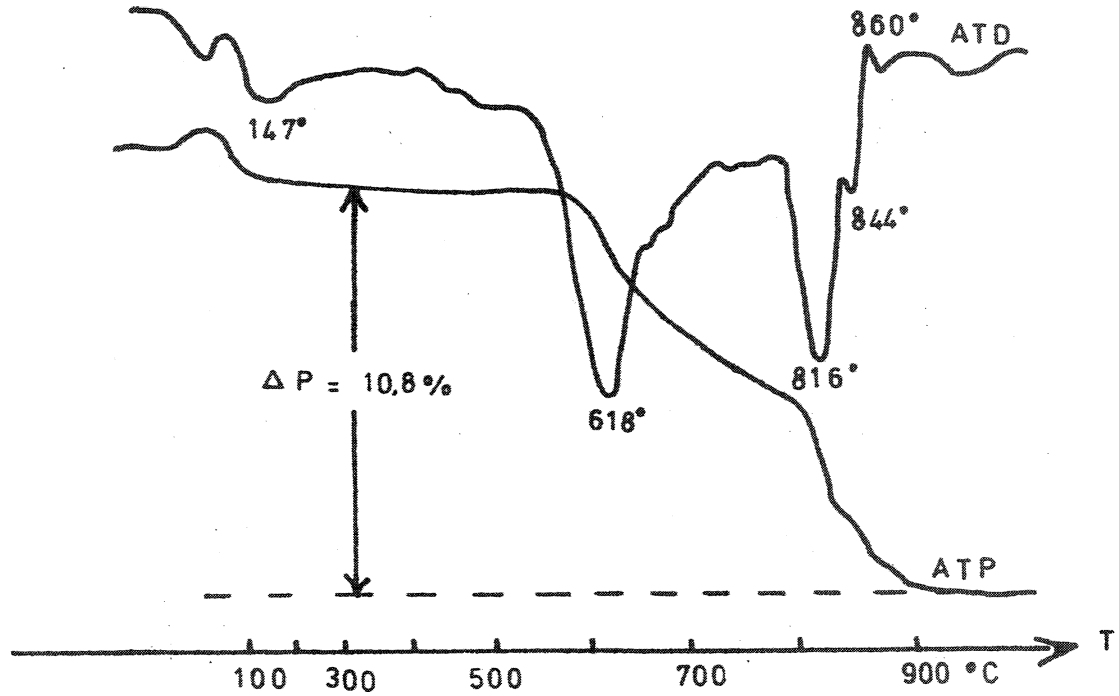
On peut relier la paragenèse I à la cristallisation de péridotite. Celles-ci ont été affectées par un métamorphisme régional (paragenèse II) puis ont été serpentinisées (paragenèse III). Les cristallisations de talc (notées à proximité d'un massif granitique - Pouldreuzic) sont d'origine thermique.

2 - LES ROCHES ASSOCIEES

a) La chloritite de Ty-Lan

On trouve la chloritite à 200 mètres à l'Est du carrefour de Ty-Lan dans un vallon surmonté de blockhaus. Elle a été décrite par J. BOULADOU et L. CHAURIS, 1965 et par J.Y. JEANNEAU, 1966.

PLANCHE 8



Analyses thermique différentielle et thermo-pondérale de la chloritite de Ty-Lan. Variété clinochlore.

La roche, verdâtre, est schisteuse et possède un toucher talqueux.

Elle est formée d'un enchevêtrement de paillettes de chlorite magnésienne appartenant à la variété chlinochlore (pl. 8), elle forme 95 % de la roche. Cette chloritite contient aussi des grains de magnétite et de rares cristaux de pennine. On peut y observer parfois des recristallisations de talc.

b) Amphibolite litée à grenat -Ty-Lan)

Cette amphibolite est visible dans un fossé à 200 m à l'Est du carrefour de Ty-Lann.

La roche est constituée par une alternance de lits riches en grenat et hornblende verte et de lits plagioclasiques (oligoclase).

D'anciens pyroxènes sont encore visibles partiellement ouralitisés; les grenats sont frais, entourés de hornblende verte provenant sans doute d'une ancienne couronne de kélyphite. Les plagioclases sont en petits cristaux juxtaposés, associés à de l'épidote.

On retrouve là deux paragenèses déjà observées dans les amphibolites de Peumerit.

I pyroxène + grenat
(kélyphitisation des grenats)

II hornblende verte + ouralite + oligoclase + épidote
(dékélyphitisation).

c) Les amphibolites "grenues"

On observe souvent dans la masse des serpentinites des amphibolites analogues aux gabbros décrits précédemment (le plus souvent en blocs dans les labours). A 800 m à l'Est de Ty-Lan affleure en plein champ une amphibolite sombre, grenue dont le minéral dominant est la hornblende brune.

Paragenèses observées

I hornblende brune + grenat + rutile

II hornblende verte + plagioclase (oligoclase ?) + pistacite

Minéraux accessoires : chlorite, muscovite, rutile, ilménite - leucoxène en couronne, apatite.

La première paragenèse est de type granulitique et la seconde correspond à une rétromorphose au niveau de l'amphibolite faciès.

F - LES GNEISS A GRENAT ET A DISTHENE

Ces roches, déjà décrites par J.Y. JEANNEAU, affleurent à 500 m au SW de Ty-Lan (route de Plovan) et se retrouvent en blocs à 500 m au Nord de ce même carrefour. Elles sont associées cartographiquement aux serpentines.

Paragenèses observées

I grenat + disthène + feldspath potassique
II biotite + muscovite + chlorite + quartz

Minéraux accessoires : plagioclase, rutile, épidote, minéraux opaques.

Les cristaux de disthène sont fréquemment déformés, le grenat millimétrique est chloritisé et fracturé. Le quartz revêt fréquemment un aspect tabulaire, peu différent des "platten-quartz" caractéristiques des granulites (l'aplatissement est alors parallèle au plan de foliation défini par les phyllites de la paragenèse II). Les feldspaths potassiques sont rares et très altérés. Certaines figures évoquent des perthites capillaires (caractère de granulite).

Nous ne pouvons pas définir avec certitude le caractère granulitique de la première paragenèse, mais le contexte (péridotites, pyroxénites à grenat, gabbros coronitiques) rend cette hypothèse plausible.

G - ORIGINE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES DE TREOGAT ET DE PEUMERIT - SIGNIFICATION DU FACIES GRANULITE EN BAIE D'AUDIERNE

1 - ORIGINE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES

a) Historique

Trois hypothèses ont été envisagées :

- P.R. GIOT (1947) fait provenir les amphibolites du métamorphisme de grauwackes devoniennes. Par contre, le massif de serpentine pourrait correspondre à un ancien gabbro à olivine.

- J. COGNÉ (1957) pense qu'il s'agit de la transformation métasomatique d'anciens niveaux basiques, principalement éruptifs, du Briovérien.

- Enfin J.Y. JEANNEAU (1966) assimile l'ensemble des roches basiques et ultrabasiques à une coulée sous-marine de type ophiolitique (d'après l'hypothèse de J.H. BRUNN, 1960).

b) Les données

L'étude pétrographique et les premiers résultats de l'étude géochimique * nous ont permis de montrer l'origine de certaines de ces roches basiques.

Origine des prasinites

Les prasinites, de composition basaltique, passent progressivement aux micaschistes par l'intermédiaire de chloritoschistes, le chimisme de ces derniers étant proche de celui des prasinites (cf. planche 5).

---

* Une étude géochimique plus complète fera l'objet d'une publication ultérieure.

Planche 9

Comparaison de la composition moyenne des péridotites de la Baie d'Audierne avec celles de roches pyrolytiques

	a	b	c	d
SiO_2	45,80	45,03	41,32 à 45,58	43,8
Al_2O_3	1,82	3,58	2,35 à 4,96	6,1
FeO	6,58	8,30	6,65 à 11,41	12,7
MnO	0,11	0,13	0,09 à 0,28	0,18
MgO	42,00	39,56	36,37 à 42,60	22,5
CaO	0,47	2,57	1,72 à 4,30	10,1
Na_2O	0,80	0,27	0,07 à 0,65	0,8
K_2O	0,92	0,08	0,01 à 0,21	0,7
TiO_2	0,20	0,14	0,06 à 0,28	1,7
Cr_2O_3		0,35	0,09 à 0,51	
NiO			0,13 à 0,21	

a - moyenne des compositions des péridotites de la Baie d'Audierne (recalculées anhydres)

b, c - moyenne et valeurs extrêmes de 15 analyses de pyrolites citées par Green et Ringwood (1963; (in J. Hameurt, 1968)

d - moyenne des compositions ultrabasiques, in Shaw (1964)

Les prasinites sont donc des volcanites probablement sous-marines car contemporaines de la sédimentation des micaschistes.

Origine des amphibolites de Peumerit

L'utilisation du diagramme (Al + Fe + Ti)/3 - K, (Al + Fe + Ti)/3 - Na de H. de la Roche permet de situer les amphibolites de Peumerit dans le champ des roches ignées basiques. De plus, la présence de textures ophitiques résiduelles montre que ces amphibolites sont en partie d'anciens gabbros. Il est donc possible d'attribuer au massif de Peumerit une origine plutonique.

Origine des serpentinites et des pyroxénites à grenats

Les serpentinites de la Baie d'Audierne ont une composition chimique (recalculée anhydre) qui se rapproche beaucoup de celles des roches pyrolitiques (planche 9). Les pyrolites correspondant à un matériau dont l'origine doit être recherchée dans le manteau supérieur de l'écorce terrestre (RINGWOOD, 1962).

N.B. : on connait de telles roches (péridotites) situées le long de la dorsale médio-atlantique et aux Rochers de St Paul où elles correspondent à un affleurement de fond océanique (TILLEY, 1947, NELSON et al., 1967).

Les serpentinites de la baie d'Audierne contiennent aussi du grenat. E..TROGER (1959) et N.V. SOBOLEV (1962) ont montré que les grenats des roches ultrabasiques avaient une composition constante (surtout pyropifère). De nombreuses études expérimentales ont mis en évidence que ce grenat ne pouvait cristalliser qu'à très haute température pour des pressions allant de 10 à 16 kb (YODER et CHINNER, 1960, MAC GREGOR, 1964, BOYD et ENGLAND, 1964, etc...). Ces conditions supposent une genèse au sein du manteau supérieur.

N.B. : Nous ne pensons pas que ce grenat puisse provenir de niveaux ariégitiques soumis à des phénomènes mécaniques comme l'ont montré KORNPROBST (1966) dans le massif ultrabasique du Béni-Bouchara et B. LASNIER (1971) dans les Monts du Lyonnais.
Les échantillons traités par HCl suivant la méthode préconisée par B. LASNIER (1971) n'ont jamais révélé de niveaux ariégitiques d'ou pourrait provenir ce grenat.

Il est donc très possible que la cristallogenèse du grenat s'est effectuée dans le manteau supérieur lors de la formation des péridotites (ultérieurement serpentinisées).

Les pyroxénites à grenat sont toujours associées sur le terrain aux serpentinites. Bien que leur chimisme soit celui d'un gabbro, ces roches ne semblent pas provenir d'une transformation métamorphiques des amphibolites de Peumerit.

En effet, ces pyroxénites s'inscrivent dans le découpage cartographique en bandes EW reconnues dans l'ensemble du complexe inférieur. Or ce découpage est dû à la présence de roches dont la différenciation est anténétamorphique (prasinites, amphibolites, serpentinites). On peut donc supposer que les pyroxénites à grenat étaient elles aussi différenciées avant l'évolution métamorphique qui les affecte.

N.B. : KUKOLIN et FROVOLA (1970) pensent que le manteau supérieur est formé d'alternances de lherzholites grenatifères ou non avec des pyroxénolites dont l'abondance serait plus grande que ne permet de le supposer le nombre de xénolithes observés dans les kimberlites. Ce qui fait que la masse de pyroxénolite formée pourrait être assez abondante.

Les pyroxénites à grenat pourraient résulter de processus magmatiques complexes lors de la remontée du manteau : fusion anatectique partielle du matériel pyrolitique au niveau du manteau supérieur donnant naissance à des péridotites et des pyroxénolites, puis recristallisation des pyroxénolites se transformant en pyroxénites à grenat par déstabilisation du clinopyroxène en opx + grenat (KORNPROBST, 1969-1970, B. LASNIER, 1971). Cette hypothèse pourrait expliquer l'association des pyroxénites à grenat aux roches ultrabasiques en Baie d'Audierne.

En résumé : Ce massif basique et ultra-basique est constitué de roches dont le mode de mise en place et l'origine sont variés.

- les prasinites représentent des volcanites dont l'épanchement est probablement sous-marin.

FIGURATION DES ANALYSES DES ROCHES BASIQUES DE LA BAIE D'AUDIERNE DANS LE DIAGRAMME Si/3 - (Na + K + 2Ca/3), K - (Na + Ca) DE H. DE LA ROCHE

Comparaison avec des massifs Ophiolitiques de Grèce

PLANCHE 10

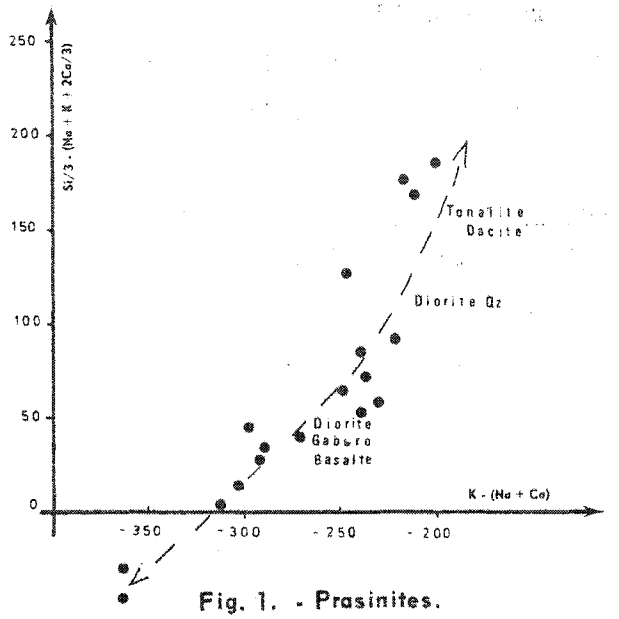


Fig. 1. - Prasinites.

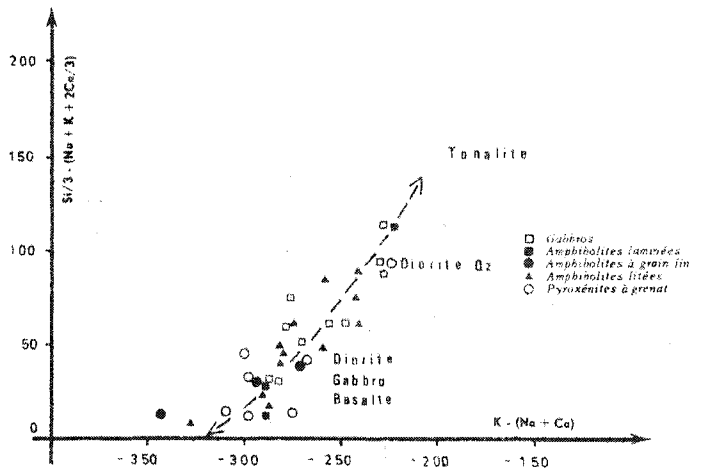


Fig. 2. - Massif gabbroïque de Peumerit.

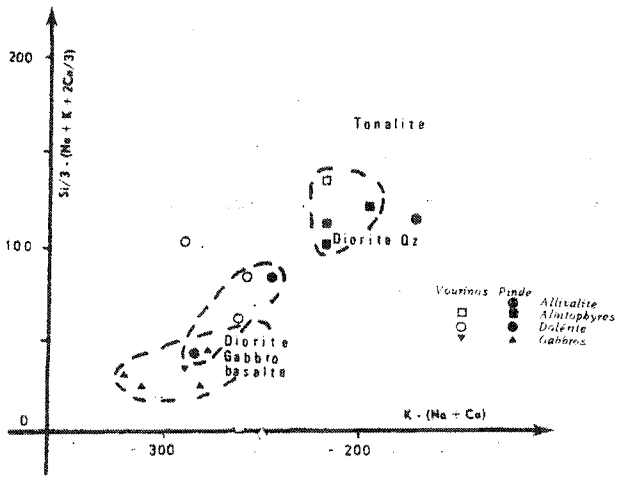


Fig. 3. - Massifs ophiolitiques du Pinde et du Vourinos.
La répartition des points figuratifs est comparable à celle des amphibolites de la baie d'Audierne. *Analyses J.-F. Parrot, thèse Paris 1967.*

- les amphibolites (Peumerit) dérivent de roches gabbroïques, et sont donc d'origine plutonique.
- les serpentinites, de par leur composition pyrolitique, semblent bien provenir du manteau supérieur.
- les pyroxénites à grenat pourraient provenir d'une différenciation du complexe pyrolitique.

Ce type d'association est fréquent dans la chaîne alpine, il s'agit en général d'ophiolites (STEINMAN, 1926, etc...). De plus nous avons comparé sur des diagrammes Si/3 - (Na + K + 2Ca/3), K - (Na + Ca) de H. de la ROCHE, les analyses chimiques de nos roches basiques avec celles des séries ophiolitiques du Pinde et du Vourinos (Grèce) données par J.F. PARROT (1967) (cf. pl. 10). Les roches de la baie d'Audierne se répartissent sur une gamme de composition allant des gabbros aux tonalites, aussi bien pour les prasinites que les amphibolites. Cette variation se retrouve de façon identique dans les complexes ophiolitiques de Grèce. C'est là un élément supplémentaire pour voir dans les roches basiques de la baie d'Audierne les témoins d'un complexe ophiolitique.

c) Hypothèses de mise en place de cet ensemble basique et ultrabasique

La coexistence dans un même massif, de roches volcaniques, plutoniques et ultrabasiques est, en résumé, tout le problème des séries ophiolitiques : savoir si ces roches sont contemporaines, issues d'un même magma, ou d'origine totalement différente.

On peut supposer que ces trois types de roches n'ont aucun lien génétique entre elles et que leur voisinage est du à des rapprochements lors de plissements ultérieurs.

Mais cette association ne parait pas résulter d'un hasard tectonique, en effet, elle se retrouve à 200 km de là, au SE, dans la région nantaise (Nappe de Champtoceaux, J. COGNÉ, 1966) et aussi au NW de la péninsule ibérique dans des terrains précambriens identiques au Briovérien (Den TEX et col., P.H. ANTHONIOZ, 1969,

PLANCHE 11

PÉTROGÉNÈSE DES OPHIOLITES DES NAPPES D'ANTALYA (TURQUIE)

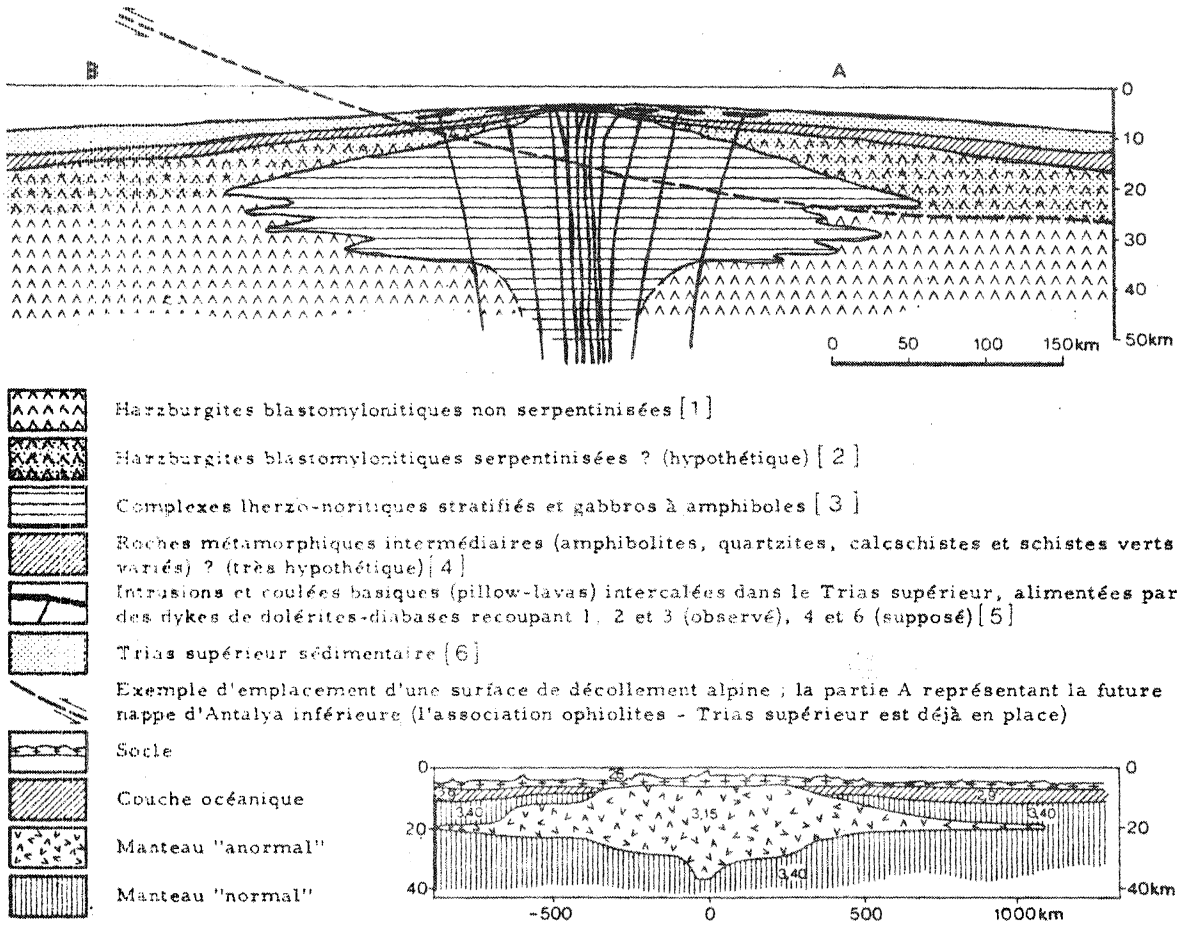


FIG. 2. — Essai de « visualisation » de l'assemblage ophiolitique vers la fin du Trias supérieur (« paléo-dorsale mésogéenne »), d'après les observations faites sur les nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie). Comparaison avec un modèle de croûte océanique sous la dorsale atlantique, d'après M. Talwani, X. Le Pichon et M. Ewing (1965).

d'après T. JUTEAU 1970

J. COGNÉ, 1971). C'est pourquoi nous pensons que les roches basiques de la baie d'Audierne, bien que leur mode de mise en place soit varié, constituent le type même de l'association ophiolitique.

De nombreuses théories ont été proposées pour expliquer la genèse des ophiolites, elles ne seront pas discutées ici. Nous retiendrons seulement l'hypothèse de HESS (1955), ROEVER (1957-61), RAST (1959), REINHARDT (1969) et récemment T. JUTEAU (1970) qui voient dans l' "association ophiolitique un assemblage polygénétique, composé de roches plutoniques (péridotites et gabbros) directement issues du manteau supérieur à l'état solide, et de roches volcaniques effusives (pillow-lavas) ou intrusives (dolérites - diabases) issues d'un même magma basaltique" (T. JUTEAU, 1970).

De plus cet auteur constate une grande parenté pétrographique et chimique avec les roches de la croûte océanique sous la dorsale médio-océanique. Il pense alors que l'association ophiolitique pourrait être le témoin de l'activité éruptive d'anciennes dorsales océaniques (cf. pl. 11).

Cette hypothèse rend bien compte des différentes associations de roches basiques et ultrabasiques reconnues en baie d'Audierne. Elle explique parfaitement le contact brusque entre les roches effusives (prasinites) et les roches gabbroïques. En effet la mise en place des gabbros et des péridotites à l'état solide serait accompagnée d'un volcanisme probablement sous-marin issu d'un même magma basaltique.

2 - SIGNIFICATION DU FACIES GRANULITE EN BAIE D'AUDIERNE

Le premier métamorphisme qui se développe dans le massif de roches basiques se situe au niveau de l'amphibolite faciès dans les prasinites (et les micaschistes), alors qu'il atteint le faciès granulite dans certains gabbros (coronitiques, B. LASNIER, 1970) et les pyroxénites à grenat.

Il existe donc apparemment un "hiatus" de métamorphisme entre l'ensemble micaschistes - prasinites et celui des roches gabbroïques - pyroxénites à grenat, car ils sont actuellement en contact direct (cf. pl. hors-texte n° 1).

Ceci pourrait s'expliquer en supposant deux ensembles éruptifs qui auraient subi une histoire différente : un socle basique granulitique surmonté d'une couverture volcano-sédimentaire (prasinites et micaschistes).
Cette hypothèse se défend mal car dans ce cas il conviendrait de retrouver dans le socle, en plus de l'épisode granulitique, l'influence des deux étapes structurales et métamorphiques reconnues dans ces micaschistes et les prasinites.
Au contraire tout l'ensemble parait avoir été totalement structuré dans une même grande étape isoclinale synmétamorphe (Est-Ouest) commune (voir étude structurale).

On peut encore supposer que la paragenèse granulitique est l'équivalent 'profond" de la paragenèse I des vulcanites, ces roches étant ramenées en contact par les événements tectoniques ultérieurs.

Il est aussi possible que le faciès granulite se développe lors d'une mise en place synmétamorphe des matériaux basiques et ultrabasiques. Cette mise en place se ferait à l'état solide d'après J. TOURET (1969) et à l'état magmatique d'après B. VELDE (1970).

Ces hypothèses rejoignent la discussion du chapitre précédent sur la relation des roches basiques entre elles.

Cependant des travaux récents , WINKLER, 1967, ALTHAUS, 1968, TOURET, 1969, montrent que le faciès granulite ne correspond pas obligatoirement à des conditions métamorphiques très vigoureuses. Ils mettent en évidence l'importance de l'abaissement de la pression partielle en eau pour l'apparition de ce faciès à des températures analogues à celles existant dans le faciès amphibolite.

Or les prasinites sont d'anciennes roches volcaniques probablement sous-marines. Elles étaient donc à l'origine relativement hydratées. Par contre les roches gabbroïques et les pyroxénites à grenat (probablement cristallisées dans le manteau supérieur) devaient, à l'inverse des précédentes, être anhydres.

D'autre part M. JAVOY (in B. VELDE, 1972) par l'étude des isotopes de l'oxygène sur les pyroxénites à grenat de keramoine, montre que ces roches, dont la paragenèse est granulitique, ont cristallisé entre 500 et 600°C, c'est-à-dire dans le faciès amphibolite.

Ces mesures, associées aux données pétrographiques nous semblent un bon argument pour faire de la paragenèse I des pyroxénites à grenats, c'est à dire le faciès granulite, l'équivalent anhydre de la paragenèse I des prasinites (amphibolite facies).

3 - CONCLUSION

Pour l'ensemble de ce groupe cristallophyllien inférieur, nous pouvons proposer l'histoire suivante :

1°) Des roches issues du manteau supérieur (gabbros, pyroxénolites, péridotites) à l'état solide se seraient mises en place dans une zone de croûte amincie (par exemple croûte océanique au niveau d'une dorsale médio-océanique). Cette mise en place aurait été accompagnée de la montée de roches basiques qui se seraient épanchées et mêlées aux sédiments en formation. Ceci correspond à une association ophiolitique telle que la conçoit T. JUTEAU (1970).

2°) Un premier métamorphisme affecte l'ensemble :

il développe dans les roches les plus anhydres des paragenèses de type granulitique (pyroxénite à grenat - gabbros coronitiques), bien que les conditions de température et de pression soient celles de l'amphibolite facies, ainsi qu'en témoignent les paragenèses des formations volcano-sédimentaires, plus hydratées.

3°) Ultérieurement un second métamorphisme se surimpose, allant du greenschist à l'amphibolite facies. Il est bien reconnaissable dans les micaschistes et les prasinites car il lui correspond une rétromorphose.

Dans les amphibolites de Peumerit, la paragenèse I (sauf si elle est granulitique) est oblitérée par la seconde car elles sont toutes deux situées au niveau de l'amphibolite facies. C'est ainsi que les "flaser-gabbros" pourraient être considérés comme monométamorphiques : on y reconnaît une cristallisation magmatique et une paragenèse de l'amphibolite facies. En fait cette paragenèse doit résulter de la superposition de deux paragenèses isométamorphiques.

Chapitre II

LE GROUPE DES SCHISTES CRISTALLINS SUPERIEURS DE LANGUIDOU - HAUT-PENHORS

Cet ensemble recouvre au Sud et à l'Est les roches basiques et ultrabasiques étudiées précédemment. Il est recoupé au Nord et à l'Est par des granites à deux micas.

Les schistes cristallins inférieurs et supérieurs ne constituaient jusqu'alors qu'un seul ensemble. La série supérieure formait le synclinal de Labadan, équivalent septentrional du synclinal de Plovan - Tréogat (cf. pl. 2).

Un rapide examen du terrain (voir pl. hors texte n° 1) montre que la série est formée essentiellement de micaschistes et contient de fréquents niveaux d'amphibolites, quelques lits pyroxéniques, mais jamais de serpentine, pyroxénite à grenat, prasinite comme dans le complexe sud.

De plus le dispositif cartographique en bandes parallèles NE-SW observé jusqu'à présent cesse brusquement pour laisser place à un "étalement" des micaschistes vers le NW.

Nous étudierons dans un premier temps le gneiss ocillé de Languidou qui marque la bordure méridionale des micaschistes. Puis nous suivrons une coupe Sud-Nord pratiquement continue sur 5 kilomètres, le long de la côte, allant du Haut-Penhors à Pors-Poulhan.

A - LE GNEISS OEILLE DE LANGUIDOU

Ce gneiss affleure le long de la vallée de Languidou, il est bien visible dans une carrière près de la route joignant Tréogat à Plovan, au Sud de la Chapelle en ruines de Languidou.

J. COGNÉ (1965) en a défini les principaux caractères : granulométrie variable, granoclassement, stratifications entrecroisées. L'auteur conclut à un métapoudingue, qu'il rapporte à la base du Briovérien supérieur.

Paragenèses observées

I muscovite I (+ biotite I)
II biotite II + muscovite II + chlorite + oligoclase + microcline

Minéraux accessoires : épidote, apatite, sphène, minéraux opaques.

Les phénocristaux de taille variable (1 à 7 cm), arrondis, formés de microcline, souvent monocristallins sont fracturés et cicatrisés par du quartz, parfois les fragments de feldspath potassique se disjoignent mais sont toujours ressoudés par du quartz. La microclinisation est postérieure à cette cataclase, les macles n'étant jamais déformées.

La trame contenant ces phénocristaux est gneissique. Les lits leucocrates sont formés essentiellement de quartz avec quelques cristaux de microcline frais et d'oligoclase altérés. On reconnaît deux types de phyllites dans les lits micacés. Les premières sont de grande taille, non orientées, ce sont des lames de biotite déstabilisée et de muscovite stable. Les secondes (biotites et muscovite), de petite taille, sont orientées et contournent les premières.

Origine de ce gneiss oeillé

Deux hypothèses sont envisageables quant à l'origine de cette roche : granite gneissifié ou métapoudingue.

Aucun des caractères de la roche ne rappelle un ancien granite, sinon sa composition. En effet les granoclassements, la

granulométrie variable, les stratifications entrecroisées observées par J. COGNÉ et sa position structurale (entre deux séries cristallophylliennes différentes)évoquent pour ce gneiss un héritage sédimentaire.

Conclusion

Le gneiss oeillé de Languidou, que nous assimilons, à la suite de J. COGNÉ à un métapoudingue, paraît avoir suivi l'évolution suivante :

1 Dépôt sédimentaire (figures de sédimentation)
2 Développement de grandes lames de biotite et de muscovite I non orientées : cristallisation thermique.
3 Métamorphisme général caractérisé par la cristallisation de biotite II + muscovite II selon un plan préférentiel.

N.B. : La microclinisation est tardive et sans doute liée aux cristallisations du métamorphisme général. Il est probable que l'on avait à l'origine des phénocristaux de feldspath potassique non stables dans les conditions du métamorphisme, et qui se sont réajustés sous forme de microcline dans les nouvelles conditions.

B - LES SCHISTES CRISTALLOPHYLLIENS SUPERIEURS, EN BORDURE DE LA COTE, DU HAUT-PENHORS A PORS-POULHAN

Outre l'avantage de présenter des affleurements continus, cette coupe regroupe les divers types pétrographiques que l'on peut reconnaître à l'intérieur des terres.

Les séries dessinent un vaste synclinal et nous y distinguerons trois zones :

1 - Flanc sud du synclinal : zone du Haut-Penhors
2 - Coeur du synclinal : zone du Haut-Pellan , Keristenvet
3 - Flanc nord du pli : zone du "Menhir", Poulbréhan, Pors-Poulhan.

(cf. pl. hors texte n° 2). Ces zones basées sur des divisions tectoniques correspondent aussi à une variation des types pétrographiques rencontrés.

1 - LE FLANC SUD DU SYNCLINAL : ZONE DU HAUT-PENHORS

Sur 1,5 km, la série est de type schisto-grauwackeux , monotone et rythmique. On y reconnait facilement le litage sédimentaire et les alternances lithologiques qui plongent régulièrement vers le Nord.

Les micaschistes sont traversés par quelques filons de pegmatite plissés et intensément schistifiés. Cette zone est dépourvue d'amphibolite.

La rythmicité est due à l'alternance de strates (schistifiées) quartzo-feldspathiques et relativement micacées, avec des lits de structure plus grossière, pauvres en phyllites.

Paragenèses observées

I muscovite I

II muscovite II + biotite + chlorite + albite (An_5) + feldspath potassique + quartz.

Minéraux accessoires : apatite, épidote, zircon, tourmaline verte, minéraux opaques.

a) Lits quartzo-feldspathiques micacés (schisteux)

Les phyllites : Elles sont formées par la biotite II (brun-vert) et la muscovite II. Ce sont de petits cristaux orientés finement enchevêtrés qui soulignent un plan de foliation. La chlorite II paraît en voie de biotitisation.

On observe aussi localement, de grandes lames de muscovite I, tectonisées et non orientées. Ces concentrations semblent liées à l'apparition de filons de pegmatites.

Les feldspaths : l'albite se présente en grains monocristallins maclés ou non. Elle peut, avec le quartz, devenir abondante et souligner la stratification dans les lits les plus schisteux.

on note quelques cristaux de feldspath potassique isolés, ils sont damouritisés.

Le quartz : Il se présente souvent en grains jointifs et occupe fréquemment des charnières de pli.

Les minéraux accessoires : l'apatite et le zircon sont en grains arrondis probablement détritiques. La tourmaline verte et l'épidote au contraire, semblent liées au métamorphisme.

Variations : Certains bancs s'enrichissent en éléments quartzo-feldspathiques et dans ce cas les micas perdent leur agencement enchevêtré : il n'en subsiste que quelques petits cristaux moulés sur les grains quartzo-feldspathiques.

b) Bancs quartzo-feldspathiques

Les éléments constitutifs restent les mêmes que précédemment. Le plagioclase monocristallin (parfois fracturé et séricitisé) devient abondant et est entouré d'une fine "mouture" de grains de quartz et de micas qui évoquent un ancien ciment recristallisé autour de feldspath détritique. La roche initiale devait être un grès argilo-feldspathique.

c) conclusion

Il faut retenir de cette série, son aspect grauwackeux, détritique, c'est à dire riche en éléments quartzo-feldspathiques. L'histoire métamorphique est la même que pour le gneiss oeillé de Languidou.

1 lames de muscovite non orientées, ployées (de 2 à 3 mm) : métamorphisme thermique ou apports pneumatolytiques ?
2 muscovite + biotite brun-vert soulignant la foliation (limite de déstabilisation de la chlorite) : métamorphisme général.

2 - COEUR DU SYNCLINAL : ZONE DU HAUT-PELLAN, KERISTENVET

C'est la zone où le pendage des couches devient subhorizontal, les niveaux se répètent et sont beaucoup plus variés que dans la zone précédente. Cette zone s'étend sur environ 2 km.

On y trouve :

- les micaschistes quartzo-feldspathiques qui passent localement à des gneiss oeillés,
- de nombreux bancs de leptynites,
- de puissants niveaux d'amphibolites massives et d'importants filons de quartz plissés.

a) Les niveaux de gneiss oeillé

La composition des micaschistes reste la même que dans la zone précédente. Mais par endroits les plagioclases jusqu'alors discernables au microscope deviennent centimétriques et donnent à la roche un aspect de gneiss-oeillé (photo 7, pl. 1).

Aspect macroscopique

Ces plagioclases sont dispersés dans la trame des micaschistes, ils sont arrondis (parfois anguleux) de granulométrie variable. Ils se concentrent dans certains lits soulignant la stratification.

Paragenèse observée :

oligoclase (An_{20-25}) + biotite + muscovite + grenat + quartz.

Minéraux accessoires : apatite, zircon.

Les phénocristaux d'oligoclase, sont arrondis, frais (parfois muscovitisés). Les macles ne sont pas déformées, ce qui semble indiquer leur recristallisation lors du métamorphisme. La trame quartzofeldspathique contient en outre des agrégats aplatis de composition différente : grenat + biotite + quartz (+ muscovite). Le grenat n'existe pas dans le reste de la trame. Ces agrégats évoquent des débris lithiques (aréno-lutites).

La roche initiale pouvait être une grauwacke contenant des éléments feldspathiques et des fragments d'aréno-lutites. Ces éléments ont ensuite recristallisé lors du métamorphisme.

b) Les niveaux de leptynite feldspathique

Ils sont localisés dans cette zone centrale, et disparaissent vers le Nord.

Ce sont des bancs dont l'épaisseur varie de 20 cm à 1 m environ. La stratification à l'intérieur d'un banc est marquée par l'intercalation de lits centimétriques riches en phyllites.

Paragenèses observées

I muscovite I

II muscovite II + biotite + chlorite + oligoclase (An_{25}) + grenat

Minéraux accessoires : apatite, zircon, minéraux opaques.

La roche, de texture granoblastique est formée essentiellement d'oligoclase (maclée ou non) et de quartz. Parfois les cristaux de plagioclase possèdent une structure micrographique (avec du quartz) qui évoque pour cette roche une origine volcano-sédimentaire.
Le grenat, stable, parfois en atoll, semble lié à la cristallisation métamorphique II.
Les phyllites, peu abondantes sont de deux types :
des muscovites I, de grande taille (2 à 3 mm), non orientées et tectonisées, elles sont dues à un flux thermique.
des muscovite II, petites, orientées, non déformées, elles déterminent un plan de foliation. Ce sont des phyllites liées à un métamorphisme général.

c) Les roches basiques : amphibolites à grain fin

Contrairement aux roches basiques rencontrées dans la région de Peumerit (qui forment un massif compact et contiennent de nombreuses variétés d'amphibolites), celles-ci sont très homogènes et interstratifiées dans les micaschistes, leur puissance n'excède pas 2 à 3 m. Elles sont fréquemment boudinées, les amphiboles y sont orientées. Ces roches ne sont pas stratifiées, elles peuvent présenter des hétérogénéités granulaires, mais celles-ci ne sont pas organisées en lits.

Paragenèses observées

I Labrador (An_{50-55}) + minéraux ferromagnésiens (pyroxènes ?)
II Andésine (An_{30-35}) + zoïsite + hornblende verte + grenat + quartz

Minéraux accessoires : chlorite, biotite, zircon, sphène, ilménite, leucoxène.

La texture est nématoblastique.

La hornblende verte : elle cristallise suivant une orientation privilégiée (parallèlement aux axes de plis). Elle se présente souvent en amas correspondant probablement à l'emplacement d'anciens minéraux ferromagnésiens (pyroxènes ?).

Les plagioclases sont de deux types :

Du labrador : il est en général masqué par des recristallisations de zoïsite, il est cependant parfois reconnaissable et déterminable (An_{50-55}). Il se présente en lattes subautomorphes de taille moyenne, dessinant une texture rappellant la texture ophitique.

De l'andésine : elle est en cristaux frais, xénomorphes, engrenés les uns aux autres, et cristallisant entre la hornblende .

Le grenat est souvent poecïloblastique et parfaitement stable (jamais de textures kelyphitiques comme celles observées autour de Peumerit.

La première paragenèse reconnue est donc probablement d'origine magmatique (textures ophitiques) alors que la seconde est à relier au métamorphisme général affectant les micaschistes. Ces amphibolites devaient donc être à l'origine des sills doléritiques (elles sont interstratifiées).

N.B. : Ce type d'amphibolites est le plus fréquent à l'intérieur des terres, où l'on reconnait parfaitement le caractère interstratifié et les linéations minérales dues à la hornblende verte. Il est impossible de les confondre sur le terrain avec le complexe de Peumerit observé plus au Sud.

3 - FLANC NORD DU SYNCLINAL : ZONE DU "MENHIR", POULBREHAN, PORS-POULHAN

Le pendage de la stratification devient progressivement régulier, il plonge vers le Sud. La composition des micaschistes quartzo-feldspathiques rencontrés ne varie pas, et l'intensité du

métamorphisme reste constante. Les bancs de leptynite disparaissent ainsi que les amphibolites à "grain fin" qui sont relayées par des amphibolites "à gros grain" et des variétés litées. De plus on rencontre de nombreux filons de pegmatite, plissés et schistifiés.

a) Les micaschistes

Ils diffèrent peu de ceux rencontrés plus au Sud. A l'approche du granite de Pors-Poulhan, on note des cristallisations d'andalousite et de grenat antéschisteux.

Sur le platier, face au lieu-dit "le Menhir", on observe des mullions d'aspect granitoïde composés d'albite, de quartz, de muscovite, de chlorite, d'apatite et de grenat. Cette variété de roche peut correspondre à des exsudats quartzo-feldspathiques provoqués lors de mouvements tectoniques, ou bien à des filonets de granite replissés.

b) Les roches basiques

Les amphibolites à cristallisations de hornblende centimétrique (à gros grain)

D'une puissance pouvant atteindre 10 mètres, elles sont interstratifiées, non litées, avec parfois une orientation de la hornblende assez nette. Ces amphibolites sont associées sur le terrain avec une variété d'amphibolite litée non reconnue jusqu'alors.

Aspect macroscopique

C'est une roche de couleur verte, massive, porphyrique. Les phénocristaux d'amphibole, de l'ordre du centimètre, sont contenus dans une "matrice" à grain fin.

Paragenèse observée :

hornblende verte + andésine (An_{35-40})

Minéraux accessoires : chlorite, muscovite, biotite, zoïsite, ilménite, leucoxène.

Les phénocristaux de hornblende verte baignent dans une trame feldspathique contenant des petits cristaux de hornblende identiques aux grands. L'amphibole est de teinte relativement claire (verte).
Le plagioclase peut être totalement sériciticé. Les cristaux, se présentent en grains isométriques, globuleux ou amiboïdes.

Cette roche évoque par sa structure une ancienne roche porphyrique (peut-être d'anciennes roches de coulées basiques), mais les feldspaths ne présentent jamais de texture microlitique car ils ont totalement recristallisé durant le métamorphisme.

Les amphibolites litées (à épidote)

Aspect macroscopique

C'est une roche formée de lits verts sombres (légèrement bleutés) de 1 à 2 cm d'épaisseur, alternant avec des lits vert-clair à jaune de l'ordre du ½ cm. Ce litage est déformé par des plis.

Paragenèses observées :

I pyroxène + plagioclase basique
II hornblende verte + oligoclase (An_{25-30}) + épidote

Minéraux accessoires : sphène, quartz, ilménite, leucoxène.

Le litage : Il est dû à l'alternance de lits riches en hornblende verte avec des lits riches en épidote; il peut aussi être dû à la variation de la taille des cristaux de hornblende d'un lit à l'autre.

La hornblende : Elle se présente en cristaux aciculaires orientés. On reconnait parfois d'anciens cristaux de pyroxène altérés et amphibolitisés.

Le plagioclase forme des cristaux très fins, s'engrenant les uns dans les autres. Parfois des fantômes de plagioclase de taille plus grande sont reconnaissables, il s'agit probablement de plagioclase basique lié à la roche d'origine.

N.B. : Ces amphibolites litées se retrouvent dans les terres au Nord du granite de Pouldreuzic, près du village de Keridou.

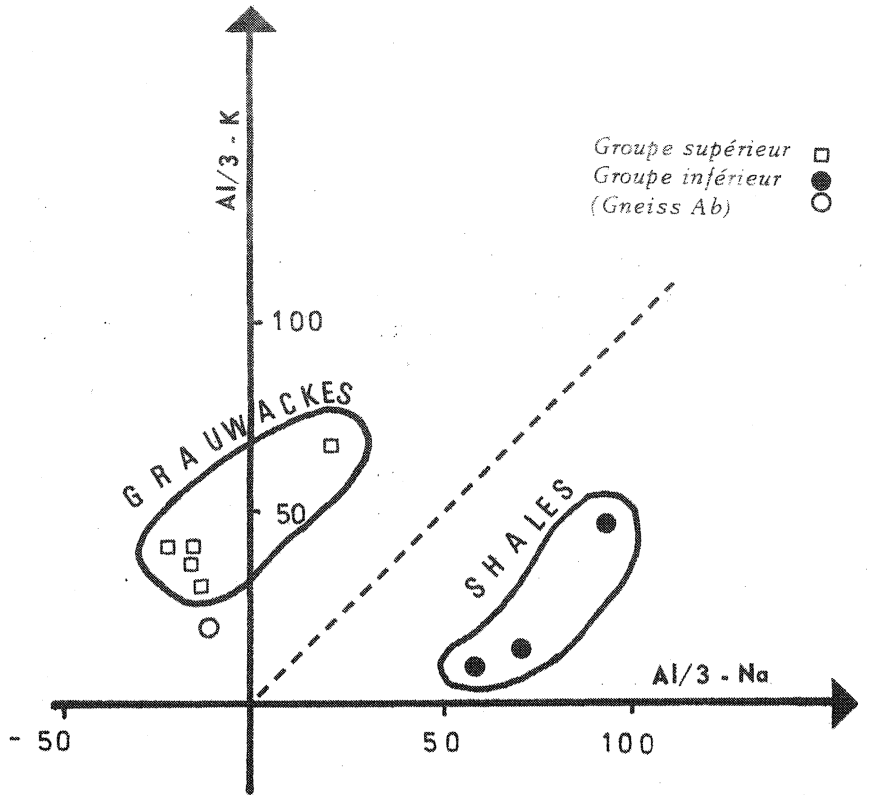


Fig. 1. - Comparaison entre les micaschistes du groupe inférieur, et ceux du groupe supérieur. Diagramme H. de La Roche. Les micaschistes de la série supérieure se répartissent dans le champ des grauwackes. Ceux du groupe inférieur se cantonnent dans l'aire des shales à l'exception du gneiss albitique qui est plus riche en Na, mais il n'est pas représentatif de la série.

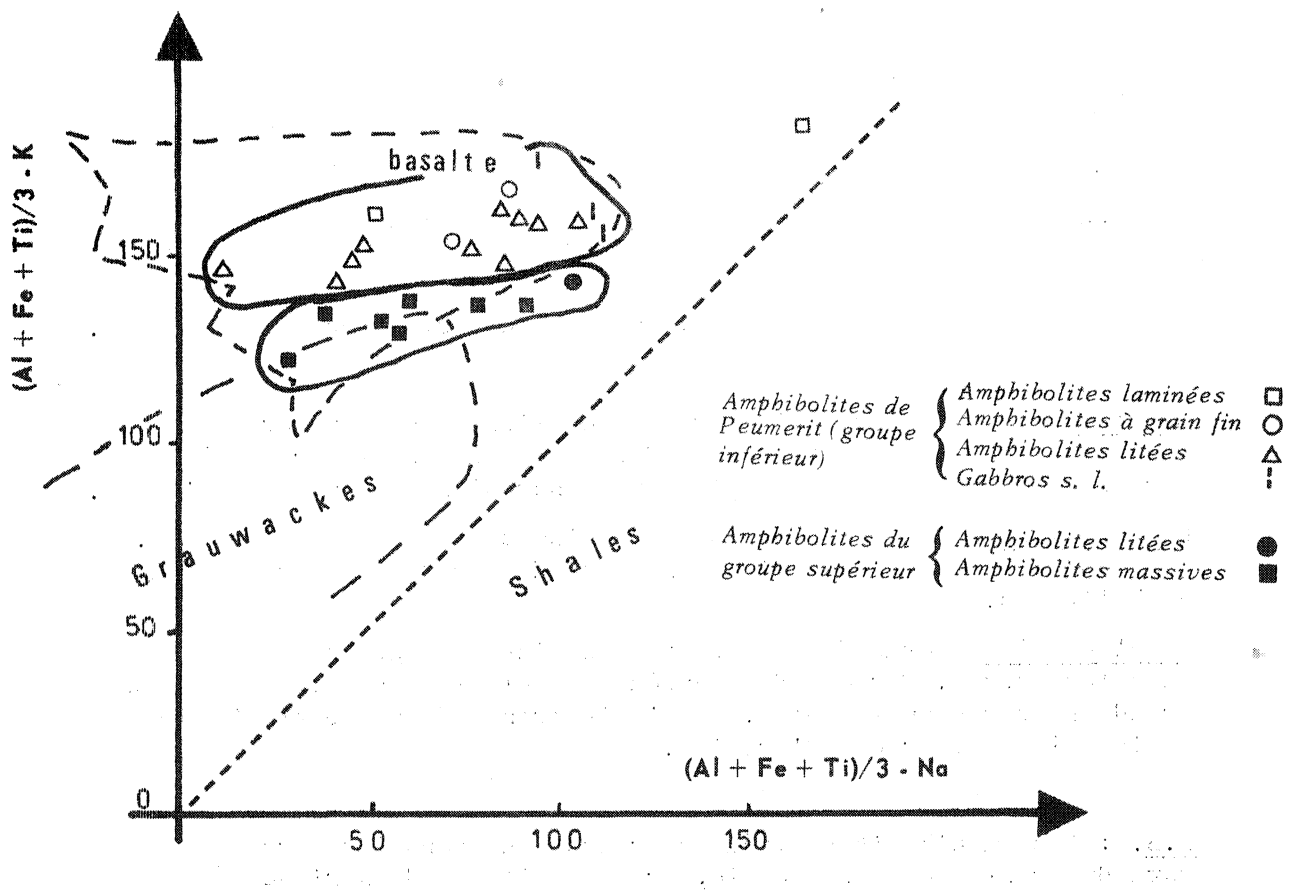


Fig. 2. - Comparaison entre les amphibolites du massif de Peumerit et les amphibolites contenues dans les micaschistes quartzofeldspathiques. Les deux ensembles se répartissent en deux groupes distincts.

Les niveaux de pyroxénite

Ils sont peu abondants et interstratifiés dans les amphibolites litées.

Ce sont des lits de couleur vert-clair, ne dépassant pas 2 ou 3 cm d'épaisseur, ils sont fréquemment boudinés.

Ils sont formés essentiellement de diopside et de calcite.

4 - LES ANALYSES CHIMIQUES

Tous les points représentatifs des amphibolites contenues dans les micaschistes de la série supérieure se groupent dans le diagramme Si/3 - K + Na de H. de la ROCHE (1968) dans le champ des roches ignées basiques. De plus les amphibolites de la série supérieure se différencient nettement de celle de Peumerit (pl. 12, fig. b).

Si l'on tient compte de ces résultats, on peut en associant les données pétrographiques et géochimiques admettre pour ces amphibolites l'origine suivante :

- amphibolites massives à grain fin : sills doléritiques (texture ophitique)
- amphibolites massives à gros grain : coulées de roche basique ? (texture porphyrique)
- amphibolites litées : roches tuffacées associées aux coulées.

Les niveaux de pyroxénite, interstratifiés dans les amphibolites sont probablement aussi d'origine tuffacée.

Les micaschistes de la série supérieure se situent dans le champ des grauwackes, ils se différencient très nettement des micaschistes de la vallée de Trunvel (pl. 12, fig. a).

UNIVERSITÉ DE BERNE BIBLIOTHÈQUE INSTITUT DE GÉOLOGIE

C - CONCLUSION : HISTOIRE METAMORPHIQUE DES SCHISTES CRISTALLINS DE LA SERIE SUPERIEURE

Nous avons vu que cette série se différencie des formations méridionales, non seulement par sa nature originelle (chimisme), mais aussi par son histoire métamorphique.

Les principaux caractères de la série sont les suivants :

1 Gneiss oeillé (Languidou) qui est d'origine probablement sédimentaire, se situe entre les deux séries cristallophylliennes.

2 Les micaschistes quartzo-feldspathiques sont d'origine schisto-grauwackeuse, la stratification y est parfaitement reconnaissable.

3 Les roches basiques associées paraissent être des sills, des coulées et des tufs métamorphisés.

On y reconnaît deux types de métamorphisme :

a) un métamorphisme thermique caractérisé par de grandes lames de muscovite I (et parfois de biotite I) non orientées et déformées. Il se peut que cette muscovite soit dûe en partie à des apports pneumatolitiques.

b) un métamorphisme régional qui se traduit dans les grauwackes par la cristallisation de petites muscovites II et biotites II orientées et non déformées. Dans les roches basiques ce métamorphisme provoque principalement l'apparition d'amphiboles orientées (hornblende verte) , d'oligoclase andésine et d'épidote.

Contrairement aux formations précédentes, situées plus au Sud, ce groupe n'a subi qu'un métamorphisme général et se différencie très nettement des micaschistes polymétamorphiques de la vallée de Trunvel associés aux prasinites.

Chapitre III

LES GRANITES

Les schistes cristallins de la baie d'Audierne sont limités par des granites intrusifs reliés à l'orogenèse hercynienne. Le granito-gneiss de Plonéour-Lanvern constitue une exception; il est considéré comme un prolongement occidental recristallisé des gneiss et migmatites de l'anticlinal de Cornouaille (J. COGNÉ, 1957).

Nous distinguerons trois ensembles :

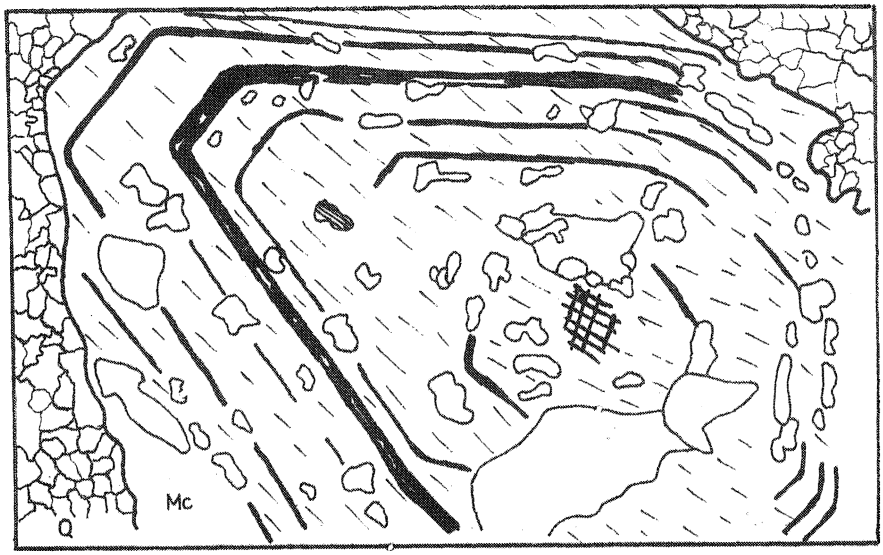
1 Le granite porphyroïde de Pors-Poulhan
2 Les granites à 2 micas de Plozévet et Pouldreuzic
3 Le granito-gneiss de Plonéour-Lanvern.

A - LE GRANITE PORPHYROIDE DE PORS-POULHAN

Il affleure sur la côte où il forme la pointe de Sourc'h à l'Ouest de Pors-Poulhan. Il est assimilé aux "granulites feuilletées" par Charles BARROIS (1891), P.R. GIOT (1947a) le définit comme une embréchite oeillée et J. COGNÉ (1957) y voit un faciès porphyroïde de bordure des granites à 2 micas.

Ce massif se présente cartographiquement comme un panneau de granito-gneiss porphyroïde, en bordure du granite de Plozévet (cf. pl. hors texte 1 et 2).

Sur les 3 kilomètres où il affleure on n'y reconnaît jamais d'ancienne structure planaire pouvant rappeler une stratification. On y rencontre des enclaves qui peuvent être ovoïdes ou aplaties dans le plan de schistosité; elles contiennent aussi des phénocristaux.



1. - Granite de Pors-Poulhan : microcline (Mc) zonée contenant des inclusions de feldspath dans le plan du zonage.
Lame 10A2. Gt 1×10. **Q** : *quartz*

2. - Massif de Plonéour- Lanvern (faciès leucocrate) . Plagioclases (Pl) cataclasés
Lame Q161-2. Gt 6,3×10. **Q** . *quartz*

1 - LE GRANITE

Aspect macroscopique

La roche est formée de phénocristaux de feldspath (longs de 1 à 5 cm). Ils sont souvent aplatis et prolongés par des queues de recristallisation de quartz.

La trame est fine, très orientée, et se moule sur les phénocristaux. Sa teinte est souvent claire et varie avec la quantité de biotite contenue dans la roche.

Composition minéralogique

microcline, albite (An_{8-10}), muscovite, biotite, quartz.

Minéraux accessoires : apatite, grenat, zircon, minéraux opaques.

Les phénocristaux : ils sont représentés essentiellement par le microcline, et rarement par des cristaux d'albite. Le microcline est fréquemment zoné, d'autres minéraux (microcline, muscovite, apatite) s'alignent contre les plans de zonage (cf. pl. 13). Parfois des cristaux zonés contiennent d'autres cristaux de microcline zonés également. Tous ces phénocristaux sont perthitiques et peuvent être entourés complètement de myrmékite.

N.B. : Ce type de texture est considéré comme caractéristique de la croissance d'un minéral en milieu plastique fluide. Les minéraux se groupent sur les faces cristallines de microcline qui marquent un plan de croissance. Ces textures ont été signalées dans des granites d'origine magmatique (F. SHILLER, 1962, J. HAMEURT, 1968).

La trame : Elle est grenue et ne présente aucune alternance lithologique évoquant un litage d'origine sédimentaire.

Les phyllites : de la muscovite et de la biotite verte à brune soulignent un foliation et contournent les phénocristaux (certaines biotites sont chloritisées). De plus quelques grandes lattes de muscovite déformées évoquent les muscovites thermiques observées dans les micaschistes.

Les feldspaths : Ce sont des petits cristaux équigranulaires d'albite et de microcline engrenés les uns dans les autres avec le quartz. Souvent séricitisés, ils sont identiques aus phénocristaux.

L'apatite est automorphe et contournée par les phyllites.

2 - LES ENCLAVES

Elles sont de deux types : arrondies et riches en biotite, ou bien aplaties, à grain fin et leucocrates. Leur composition minéralogique est celle du granite, mais la taille des grains est inférieure à celles des cristaux de ce dernier. On y reconnait des phénocristaux de microcline zoné, de l'apatite automorphe, la biotite étant la seule phyllite abondante dans les enclaves mélanocrates.

Il faut noter qu'on ne retrouve pas d'enclaves de micaschistes ni de roches basiques. Les seules enclaves trouvées sont celles décrites dans lesquelles on reconnaît la minéralogie du granite avec une forte concentration de minéraux ferromagnésiens dans les enclaves mélanocrates. Il s'agit sans doute d'enclaves homéogènes (A. LACROIX, 1893, J. DIDIER, 1964).

3 - INTRUSIONS BASIQUES

Elles sont limitées à un filon de 1 m de large qui recoupe le granite sur le platier sous le phare de Pors-Poulhan.

Paragenèse observée :

chlorite + plagioclase (albite)

Minéraux accessoires : quartz, biotite, minéraux opaques.

Texture trachytique porphyrique.

La roche est formée de phénocristaux (environ 10 %) de plagioclase indéterminable et de ferromagnésiens transformés totalement en chlorite et minéraux opaques. Ces phénocristaux baignent dans une pâte abondante faite de microlites d'albite et de lamelles de chlorite.

Cette roche qui n'est apparemment pas métamorphisée est à rapporter à des albitophyres. Ce filon est probablement tardif car il n'a pas subi la structuration du granite.

4 - CONCLUSION A L'ETUDE DU GRANITE DE PORS-POULHAN

L'histoire de ce massif peut se résumer ainsi :

Une première paragenèse est caractérisée par les phénocristaux de microcline zonés avec minéraux sur plan de zonage (ceci évoque une croissance en milieu fluide). Les phénocristaux sont contenus dans une matrice grenue schistifiée : c'est une étape magmatique (cette origine magmatique est confirmée par les données géochronologiques, voir chapitre géochronologie).

On reconnait deux paragenèses d'origine métamorphique

La première est marquée par la présence de muscovite non orientée, d'origine thermique.

La seconde correspond à la cristallisation orientée de biotite et de muscovite, liée à un métamorphisme général.

Ces deux paragenèses sont celles reconnues dans les micaschistes de la série supérieure.

B - LES GRANITES A 2 MICAS : MASSIF DE POULDREUZIC ET DE PLOZEVET

Ils forment la bordure nord des micaschistes de la série supérieure et recoupent à l'Est les roches basiques et ultrabasiques de la série inférieure.

Nous ne les avons pas étudiés en détail et nous donnerons ici seulement les caractères généraux qui permettront de les situer dans l'édifice structural.

1 - LE GRANITE DE POULDREUZIC

Aspect macroscopique

C'est un granite grossier, orienté, pouvant localement devenir porphyroïde.

Composition minéralogique

microcline, albite (An_{0-5}), quartz, muscovite, biotite.

Minéraux accessoires : apatite, zircon, minéraux opaques.

Les feldspaths : le microcline et l'albite se présentent en cristaux de 3 à 4 mm de long, souvent zonés. Le feldspath potassique est parfois imbriqué avec du quartz en texture micrographique et entouré de myrmékites. L'albite possède assez fréquemment la double macle (Carlsbad + albite). Ces macles sont parfois déformées, alors que celles du microcline ne le sont pas. Ces feldspaths se retrouvent en grains plus petits mêlés au quartz.

Les phyllites : on en reconnaît deux générations :

1 - De grandes lames de muscovite et de biotite, non orientées et déformées.

2 - De petits cristaux de muscovite et de biotite, orientés et non déformés, ils contournent les phyllites I et déterminent un plan de foliation.

Le quartz équigranulaire et peu déformé, est un produit de recristallisation.

On peut donc reconnaître dans cette roche une étape primitive (magmatique) caractérisée par les feldspaths, les grandes phyllites non orientées, et le quartz. Une seconde étape (métamorphisme général), provoque la recristallisation orientée de petits cristaux de phyllites et probablement la microclinisation des feldspaths potassiques.

N.B. : Les grandes phyllites contenues dans le granite sont identiques à celles étudiées dans les micaschistes de la série supérieure.

2 - LE GRANITE DE PLOZEVET

Le granite de Plozévet est en général plus leucocrate que celui de Pouldreuzic. Sa composition minéralogique en est proche (on trouve parfois en plus du grenat et de l'andalousite). Il contient aussi les grandes lames de muscovite déformée et contournée par la foliation. Il est riche en enclaves d'amphibolites et de micaschistes.

3 - RECRISTALLISATION DES MICASCHISTES AU CONTACT DES GRANITES A 2 MICAS

a) Dans le virage de Kervorden (250 m au Sud du granite de Plozévet).

Les micaschistes ont la composition grauwackeuse classique des schistes cristallins de la série supérieure. Ils contiennent du grenat et de l'andalousite poeciloblastique (taille 1 à 2 mm). L'andalousite peut être totalement séricitisée, elle est aussi nettement contournée par les phyllites orientées déterminant la foliation.

Ces cristallisations sont exactement, par leur nature et leurs relations structurales avec la foliation, celles observées dans les micaschistes à proximité du granite de Pors-Poulhan (contact sud).

b) Cent mètres à l'Ouest de la ferme de Kerhantec (contact méridional du granite de Pouldreuzic)

Les recristallisations sont plus importantes. Les micaschistes de la série supérieure affleurent à environ 60 mètres du contact avec le granite de Pouldreuzic.

Aspect macroscopique

C'est un micaschiste grauwackeux identique à ceux affleurant sur la côte. Les recristallisations ne sont pas visibles à l'oeil nu.

Paragenèses observées :

I andalousite
II muscovite + biotite + quartz
III andalousite + staurotide + grenat (zircon, minéraux opaques).

L'andalousite se présente en cristaux de 5 mm de long, elle est poeciloblastique. Le staurotide, en prismes trapus (parfois poeciloblastiques) et de plus petite taille, recoupe fréquemment l'andalousite (linverse n'a jamais été observé). L'andalousite et le staurotide ne sont pas orientés.

Les relations de ces minéraux avec les phyllites orientées (foliation) ne sont pas nettes : parfois l'andalousite recoupe ces phyllites, parfois au contraire ce sont les phyllites qui contournent l'andalousite. Quant au grenat et au staurotide, ils sont nettement sécants sur les lamelles de biotite.

Les andalousites anté-schisteuses montrent la précocité de la mise en place des granites par rapport à la phase de schistogenèse. Il est possible que le staurotide et l'andalousite post-schisteuse soient dûs à la concomitance de flux thermiques (métamorphisme général + contact) après l'apparition de la foliation.

Il semble donc probable que le granite, encore chaud lors de la tectogenèse, a continué à se refroidir pendant et après le développement des pressions orientées. Ce qui explique que les cristallisations dûes au métamorphisme de contact (andalousite, grenat, staurotide ?) sont antérieures ou postérieures au développement de la foliation.

4 - CONCLUSION

Ces massifs possèdent une minéralogie proche de celle du granite de Pors-Poulhan, mais on peut les différencier sur quelques points :

- le massif de Pors-Poulhan est dans son ensemble un granite porphyroïde et contient des enclaves homéogènes.

- les granites à 2 micas (Plozévet - Pouldreuzic) sont dans leur ensemble des granites grossiers rarement porphyroïdes. Ils contiennent des enclaves de micaschistes et d'amphibolites (enclaves enallogènes).

Nous verrons que ces granites se différencient parfaitement sur le plan structural.

C - LE GRANITO-GNEISS DE PLONEOUR-LANVERN

Nommé "gneissite" ou "granulite feuilletée" par Charles BARROIS à cause de son aspect "brienté", le granito-gneiss de Plonéour-Lanvern forme une bande NE-SW qui sépare les micaschistes de la vallée de Trunvel de ceux de la "bande de Tréméoc".

On peut y reconnaître deux variétés :

1 Une variété leucocrate, sur la bordure nord, elle constitue une zone de quelques centaines de mètres de largeur.
2 Une variétée grenue qui rappelle beaucoup les granites à 2 micas, bien qu'apparemment plus écrasée. Elle constitue l'essentiel du massif.

Ces deux variétés ont été décrites par J. COGNÉ (1957, p. 54).

1 - LA VARIETE LEUCOCRATE DE BORDURE

Aspect macroscopique

C'est une roche très claire, tectonisée, à grain très fin. La foliation lui donne un aspect lité.

Composition minéralogique

albite (An_{8-10}), muscovite, quartz.

Minéraux accessoires : feldspath potassique, biotite, apatite, minéraux opaques.

L'albite se présente en cristaux allongés, souvent brisés et ressoudés par du quartz (pl. 13). On reconnait deux types de phyllites, de la muscovite I en grandes lames déformées et contournées par de

la muscovite II en petits cristaux orientés formant des lits continus.

J.Y. JEANNEAU y signale de l'amnlygonite.

2 - LA VARIETE GRANITOIDE A 2 MICAS

Cette variété forme l'essentiel du massif. C'est une roche très proche d'un granite orienté, elle contient de la muscovite et de la biotite, les feldspaths mesurent en général 5 à 8 mm.

Composition minéralogique

microcline, muscovite, biotite, quartz.

Minéraux accessoires : albite, apatite, grenat, minéraux opaques.

Cette roche diffère de la précédente par sa richesse en feldspath potassique et par la présence de biotite, mais le litage dû aux phyllite bien que plus fruste y est reconnaissable. On y trouve aussi deux générations de muscovite.

J. COGNÉ (1957) rapporte ces roches à un faciès contemporain ("embrêchites syncinématiques") de la migmatisation et de la granitisation qui se développent vers l'Est au sein de l'Anticlinal de Cornouaille. Il les différencie nettement des granites à 2 micas : "le litage régulier de ces roches n'a rien de comparable avec celui que l'on peut observer dans d'indubitables granites orientés, tels que l'on peut en observer non loin de là (massif de Pont-l'Abbé par exemple)... Dans les granites écrasés ou simplement orientés, les micas, même s'ils présentent un parallélisme net, restent toujours en lamelles isolées, jamais en trame continue".

Ne connaissant qu'un terme de la comparaison, il n'est pas possible d'apporter une conclusion génétique à ce chapitre (au niveau de la pétrographie). En effet le cadre de cette étude se limite aux micaschistes et roches basiques qui bordent au Nord cette bande particulière.

D - CONCLUSION A L'ETUDE SUR LES GRANITES

Ces massifs granitiques ont tous un point commun : ils contiennent de grandes lattes de muscovite non orientées et déformées, contournées par de petites phyllites orientées. Nous avons vu qu'il en était de même dans les micaschistes de la série supérieure. Il est donc probable que la muscovite I des micaschistes et celle contenue dans les granites soient contemporaines.

Il peut s'agir d'une muscovitisation postérieure au granite, ou bien d'une muscovitisation dûe aux granites. Dans cette seconde hypothèse, la muscovite contenue dans les granites serait liée à la cristallisation magmatique, et celle contenue dans les micaschistes au flux thermique et à des apports pneumatolytiques dûs aux granites. Nous ne connaissons pas en Bretagne méridionale de granitisation postérieure aux granites à 2 micas. La seconde hypothèse semble plus proche de la réalité, car nous avons observé que la muscovitisation dans les micaschistes était abondante à proximité de filons de pegmatite.

Celà veut dire que la mise en place des granites à 2 micas est précoce par rapport au métamorphisme général (phyllites orientées, non déformées) qui affecte ces granites et les micaschistes de la série supérieure.

N.B. : Nous verrons, dans l'étude structurale, qu'il faut distinguer le granite de Pors-Poulhan des granites à 2 micas car ces massifs ne sont pas contemporains.

PLANCHE 14

PARAGENESES

	METAMORPHISME 1		METAMORPHISME 2		
Micaschistes de la vallée de Trunvel - micaschistes albitiques - micaschistes à chloritoïde	muscovite I + biotite (+ plagiocl. basique ?) (+ grenat I) muscovite I + grenat + chloritoïde + biotite		muscovite II + chlorite + albite + épidote (+ grenat II) + quartz muscovite II + chloritoïde II + chlorite + quartz		
Prasinites - prasinites s.s. - gneiss (kératophyriques)	hornblende verte I + grenat I + biotite + (plagio. basique?) grenat + biotite + plagiocl. (An 5 % ?)		hornblende II bleu-vert + épidote + albite + chlorite + grenat II + sphène chlorite + muscovite + albite + épidote + quartz		
Amphibolites (Feumerit) - "flaser gabbros", gabbros s.l. - gabbros coronitiques - amphibolites gr. fins (Roscrac) - amphibolites litées	Paragenèse magmatique labrador + cpx + (rutile ?) labrador + cpx plagioclase basique ?	——— ? ———→ auréole de grenat réactionel grenat ? cpx+grenat (+kélyphitisation)	ouralitisation des pyroxènes + saussuritisation du plagiocl. + leucoxène hornblende verte + oligoclase + épidote + chlorite + leucoxène hornblende verte + oligoclase + épidote + sphène (leucoxène) hornblende verte + andésine + épidote (+ dékélyphitisation)		
Pyroxénites à grenat - Keramoine - Méot	cpx(augitique) + grenat (pyrope - grossulaire) cpx(diallage) + grenat (+ kélyphitisation) (+ hornblende brune ?) ——→		hornblende verte + chlorite + oligocl. andésine + épidote + leucoxène ?		
Serpentine (péridotite)	Paragenèse initiale olivine + pyroxène + minéraux opaques (+ grenat ?)	←—— ? ———	trémolite + chlorite - serpentinisation : antigorite + chrysotile		
Gneiss à grenat + disthène	grenat + disthène + KF + quartz		muscovite + biotite + chlorite + plagioclases + KF + quartz		
Micaschistes feldspathiques (série supérieure) - - - - - - - - - - - - - - - - - - monométamorphique			micaschistes - amphibolites - pyroxénites -	muscovitisation dûe aux granites à 2 micas	- muscovite + biotite (+ chlorite) (+ grenat) + quartz - hornblende verte + oligoc. andésine + épidote - diopside + calcite

Chapitre IV

CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

Cette étude nous a permis de différencier deux groupes au sein des schistes cristallins de la baie d'Audierne.

Le premier groupe, polymétamorphique, est constitué par des micaschistes albitiques, des roches basiques et ultrabasiques.

Le second est formé essentiellement de micaschistes grauwackeux pénétrés de sills basiques. Il est séparé de la série polymétamorphique par le gneiss oeillé de Languidou. L'ensemble ne possède qu'une paragenèse cristallophyllienne qui se superpose à un métamorphisme thermique.

A - LES CONDITIONS DE METAMORPHISME

Les différentes paragenèses observables sont résumées dans le tableau de la planche 14 et les courbes pression et température (WINKLER, 1970) planche 15.

1 - DANS LE GROUPE INFERIEUR POLYMETAMORPHIQUE

Les micaschistes

Les principaux minéraux du premier métamorphisme reconnaissable sont la biotite, le grenat et le chloritoïde. Ils peuvent avoir appartenu à une paragenèse du type :

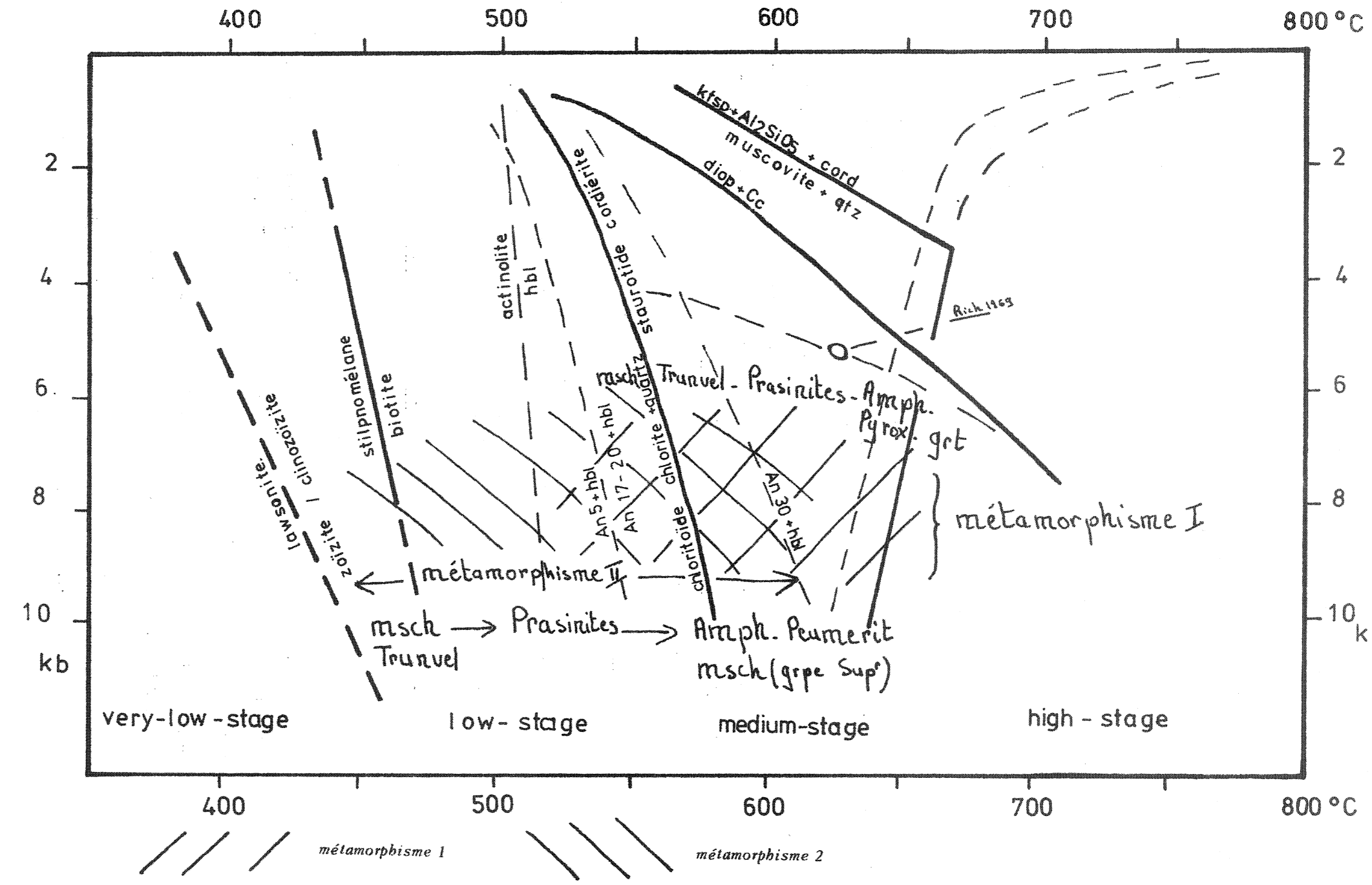
- muscovite + biotite (ou chloritoïde) + almandin + quartz ± chlorite ± albite ± épidote de la fin du greenschist-facies

ou bien

- quartz + muscovite + biotite + almandin ± plagioclase ± épidote du début de l'amphibolite-facies.

PLANCHE 15

DIAGRAMMES P et T (WINKLER, 1970)



En effet les niveaux à chloritoïde sont pratiquement dépourvus de quartz, ce qui empêche la réaction :

5 chloritoïde + 4 quartz ⟶ 2 staurotide + 4 almandins + 3 H_2O

de se réaliser, ce qui fait que le chloritoïde subsiste.

La paragenèse se situe donc à la limite greenschist-facies/amphibolite-facies (ou low-stage/medium-stage) (WINKLER, 1970).

Le second métamorphisme se caractérise par la déstabilisation de la biotite et l'apparition de :

albite + épidote + sphène + muscovite + chlorite (± chloritoïde) + quartz.

ce qui correspond à une paragenèse de début du greenschist-facies (ou low-stage metamorphism).

Les prasinites

La biotite, le grenat et la hornblende verte appartiennent à la première paragenèse. Elle correspond à la fin du greenschist ou début de l'amphibolite-facies

hornblende + plagioclase + épidote ± almandin ± biotite ± quartz.

Le second métamorphisme se caractérise par la déstabilisation de la biotite et du grenat. Les minéraux suivants apparaissent :

hornblende bleu-vert + albite + épidote + chlorite + sphène

ce qui est une paragenèse du greenschist-facies, ou low-stage metamorphism, située au delà de l'isograde "hornblende in" (WINKLER, 1970).

La déstabilisation de la biotite alors que la hornblende demeure pose un problème. Il peut s'agir d'un déficit de potassium pour la biotite occasionné soit par la séricitisation de feldspaths, soit par le "pompage" de K vers les micaschistes voisins où cet élément pourrait servir à constituer la muscovite.

Les amphibolites gabbroïques et pyroxénite à grenat

La première paragenèse reconnaissable après les cristallisations magmatiques correspond au faciès granulite, qui n'est ici qu'un "accident" anhydre du faciès amphibolite.

- pyroxène (augitique) + grenat (pyrope-grossulaire) dans les pyroxénites à grenat de Keramoine (faciès granulite).
- auréole de grenat résultant de la réaction du pyroxène avec le plagioclase basique (pyroxene-granulite-facies), dans les gabbros coronitiques.
- la paragenèse 1 dans les amphibolites litées était constituée de pyroxène (cpx) + grenat appartenant probablement au même faciès ou tout au moins à l'amphibolite-facies.

Le second métamorphisme abouti à la cristallisation de hornblende verte + plagioclase (ol. and.) + épidote (+ almandin + biotite + quartz).

Le plagioclase n'est plus de l'albite mais de l'oligoclase ou de l'andésine, ce qui correspond à l'amphibolite-facies ou "medium stage metamorphism".

Cet ensemble basique constitué de roches volcaniques, plutoniques et ultrabasiques est le type même de l'association ophiolitique. Il s'agit probablement de la mise en place à l'état solide d'un fragment de manteau supérieur, accompagnée de venues effusives (sous-marines), dans une zone de croûte amincie (dorsale médio-océanique).

Le premier métamorphisme (paragenèse I) qui les affecte atteint le faciès amphibolite pour les volcanites qui sont très hydratées, alors que les roches anhydres (gabbros, pyroxénolites à grenat) cristallisent dans le faciès granulite.

2 - DANS LE GROUPE SUPERIEUR MONOMETAMORPHIQUE

Dans la région la plus méridionale de cette formation la chlorite coexiste avec :

quartz + oligoclase + épidote + biotite + muscovite.

Il semble que l'on soit à la limite de stabilité de la chlorite, c'est à dire près de l'isograde chlorite + quartz "out", qui correspond au passage "low-stage" à medium-stage metamorphism" (greenschist à amphibolite facies).

Vers le Nord bien que souvent la chlorite subsiste, les conditions métamorphiques s'intensifient et dans les roches basiques on observe les assemblages suivants :

hornblende verte + épidote (amphibolites litées)

hornblende verte + épidote + andésine (amphibolite massive)

diopside + calcite (lits pyroxéniques dans les amphibolites litées).

B - EN RESUME

Les schistes cristallins de la baie d'Audierne se divisent en deux groupes :

Le groupe des schistes cristallins inférieurs, formé de métasédiments associés à des roches basiques, possèdent tous les termes de l'association ophiolitique (remontée du manteau supérieur, accompagnée de venues effusives).

Ce groupe subi un premier métamorphisme général au niveau de l'amphibolite facies qui atteint accidentellement le facies granulite dans les zones les plus anhydres.

Un deuxième métamorphisme général s'y développe, qui se cantonne entre le greenschist et l'amphibolite facies.

Le second groupe (schistes cristallins supérieurs) est formé de micaschistes grauwackeux. Il est séparé du groupe précédent par le gneiss oeillé de Languidou.

On n'y reconnaît qu'une seule paragenèse cristallophyllienne, superposée à un métamorphisme thermique.

Il est donc probable que le groupe des schistes cristallins supérieurs se soit formé après le développement du premier métamorphisme reconnu dans le groupe inférieur. Ce groupe supérieur serait donc plus récent.

TERMINOLOGIE UTILISEE

Termes utilisés dans un sens descriptif		Termes utilisés dans un sens génétique	
Litage	"alternance répétée de minces couches de minéraux différents" (J. GROLIER et P. VIALON, 1964). Si l'origine de cette alternance est connue, on précisera litage sédimentaire, tectonique, etc...	Foliation	"La foliation consiste en un arrangement parallèle de minéraux allongés ou aplatis en feuilles de composition différente" (d'après FOURMARIER, in Baër, 1956). Cette définition est descriptive, mais il est montré dans de nombreux cas que cette disposition planaire des minéraux est l'équivalent de la schistosité dans des domaines plus superficiels (GROLIER, VIALON, 1964, F. ARTHAUD, 1970, Cl. AUDREN, 1971, etc...).
Rubanement	Nous lui accorderons la même signification qu'au litage, ce terme étant surtout utilisé pour les roches basiques.		
Feuilletage	"caractère le plus immédiatement perceptible des schistes cristallins, au sens descriptif c'est un débit de la roche en plans parallèles d'épaisseur variable, quelque soit l'origine de ce débit" (Cl. AUDREN, 1971).	Linéation	Ce terme n'a pas de signification génétique. Il correspond à "toute structure composée d'éléments parallèles linéaires, quelque soit l'origine de la roche et de la structure" (P. COLLOMB, 1970). En fait, nous ne nous préoccuperons ici que des linéations d'origine tectonique. Ce terme sera suivi de qualificatifs en précisant la nature et l'origine de la structure, lorsque celà est possible (E. CLOOS, 1946 - 1962).

ETUDE STRUCTURALE

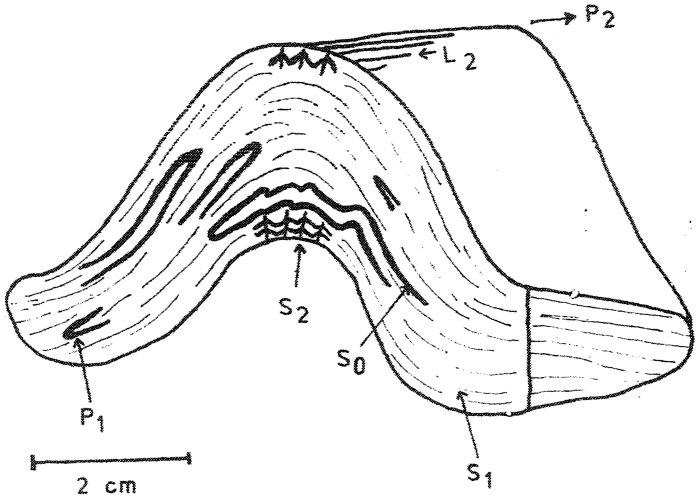
DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES

Introduction

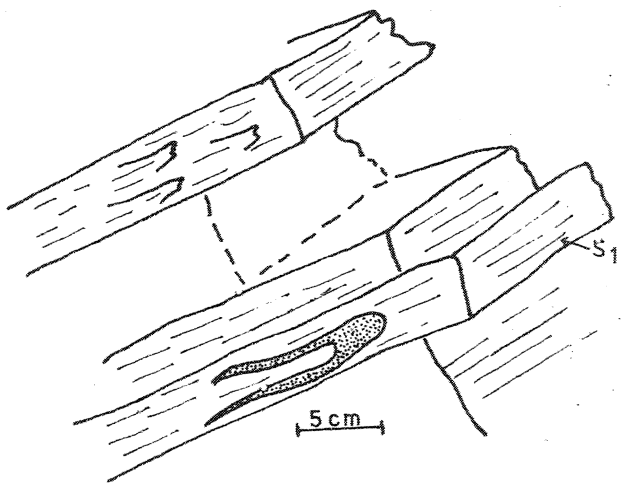
Nous avons montré, dans l'étude pétrographique, l'existence de minéraux déformés, minéraux sécants, cristallisations successives sans les relier aux déformations observables dans les roches. C'est ce que nous nous proposons de tenter dans cette seconde partie afin d'établir une chronologie des événements métamorphiques en fonction des différentes phases de déformation.

L'étude des paragenèses minérales nous a permis de séparer dans l'ensemble cristallophyllien de la baie d'Audierne deux domaines d'évolution métamorphique différents. C'est la raison pour laquelle nous étudierons dans un premier chapitre les structures du groupe polymétamorphique des schistes cristallins inférieurs, puis celles du groupe des schistes cristallins supérieurs. Enfin nous donnerons les premiers résultats d'une étude géochronologique actuellement en cours.

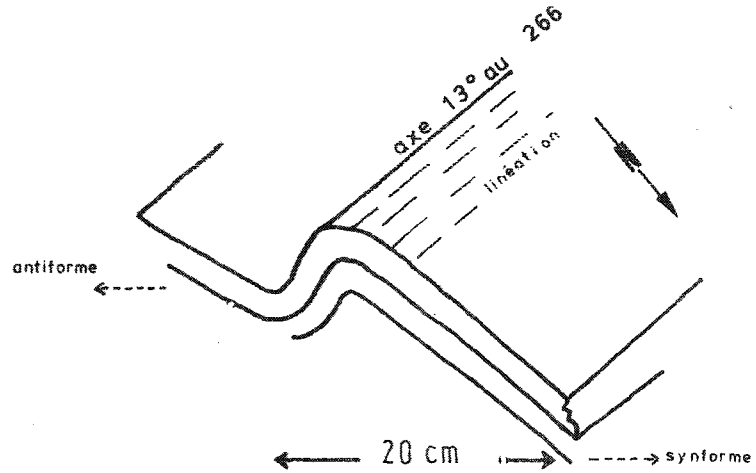
PLANCHE 17



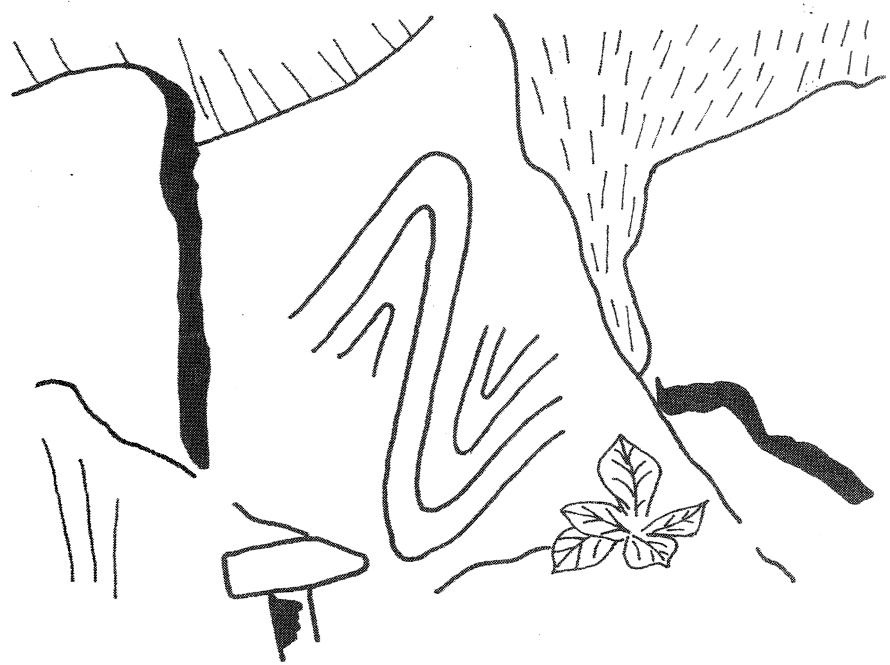
1. - Plis isoclinaux 1 associés à la foliation S_1 repris par la seconde phase. Micaschiste à chloritoïde (Ech. P4-2).



2. - Plis isoclinaux 1 dans les prasinites soulignés par de petits lits feldspathiques, (Carrière de Trunvel). La foliation S_1 est soulignée par dec lattes de biotite chloritisée et plissées par la phase 2.



3. - Plis (2) dissymétrique observable dans les prasinites près du village de Trunvel en bordure de l'étang.



4. - Plis (2) dans les prasinites, en bordure de l'étang de Bondivy.

Chapitre I

LES STRUCTURES DANS LE GROUPE POLYMETAMORPHIQUE DES SCHISTES CRISTALLINS INFERIEURS

I - LES ELEMENTS STRUCTURAUX DANS LES MICASCHISTES DE LA VALLEE DE TRUNVEL

Les micaschistes de la vallée de Trunvel se situent géométriquement sous les prasinites. Ils sont intensément structurés par une foliation à laquelle s'associent des plis isoclinaux anisopaques qui déforment un litage originel (probablement S_o) (fig. 1, pl. 17).

La foliation et les plis isoclinaux sont déformés par les plis d'une phase de plissement ultérieure (fig. 1, pl. 17).

Ces observations laissent présumer que les micaschistes ont subi au moins 2 phases de plissement.

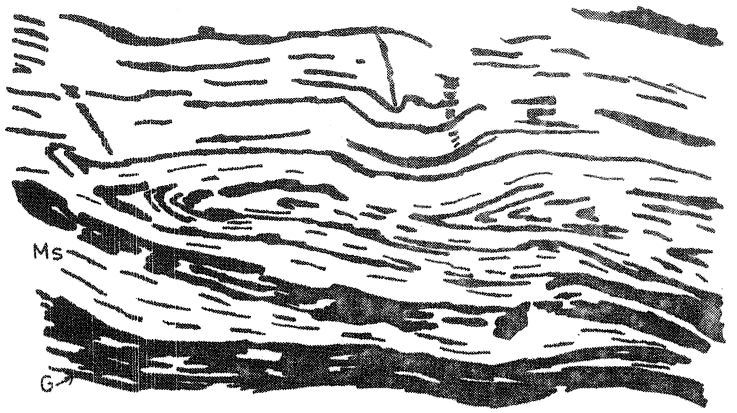
Nous appellerons :

P_1 les plis isoclinaux déformant S_o
S_1 la foliation associée à ces plis
P_2 les plis déformant P_1 et S_1
(et S_2 la foliation contemporaine de P_2).

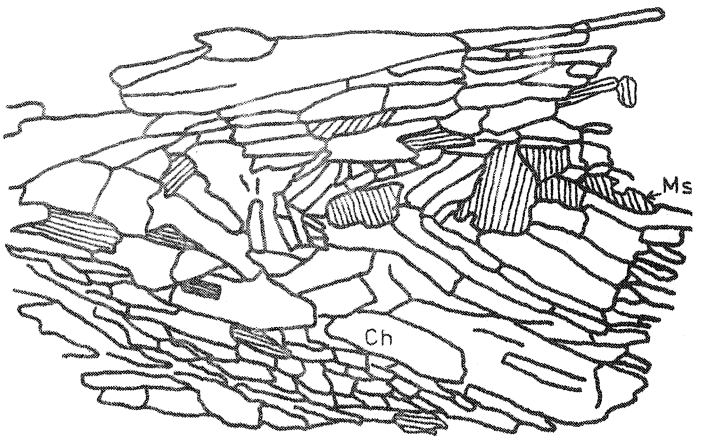
A - LES STRUCTURES LIEES A LA PREMIERE PHASE DE DEFORMATION

1 - LES PLIS P_1

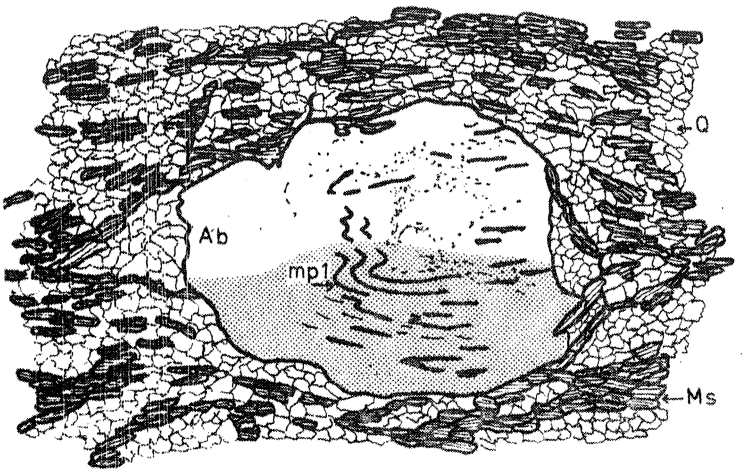
Sur le terrain : Ces plis ne sont jamais visibles à l'échelle métrique, ceci est dû à l'homogénéité du matériel et au style des plis. Par contre ils sont reconnaissables dans les micaschistes à chloritoïde, ce sont des plis isoclinaux centimétriques marqués



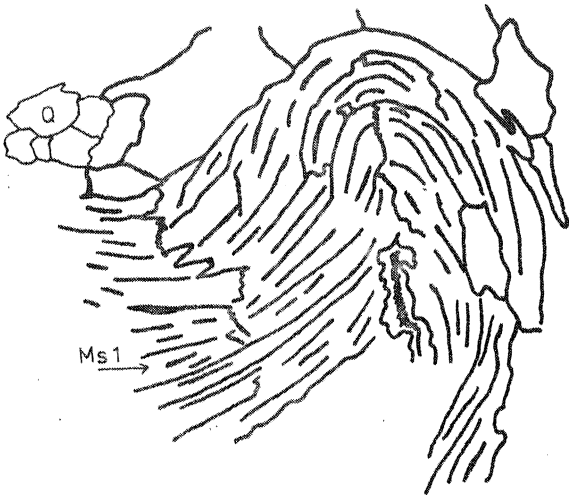
1. - Plis isoclinaux 1 (soulignés par des niveaux graphiteux So) repris par P_2. Lame P4-2. Gt 2,5×10.
Ms : *muscovite* **G** : *graphite*



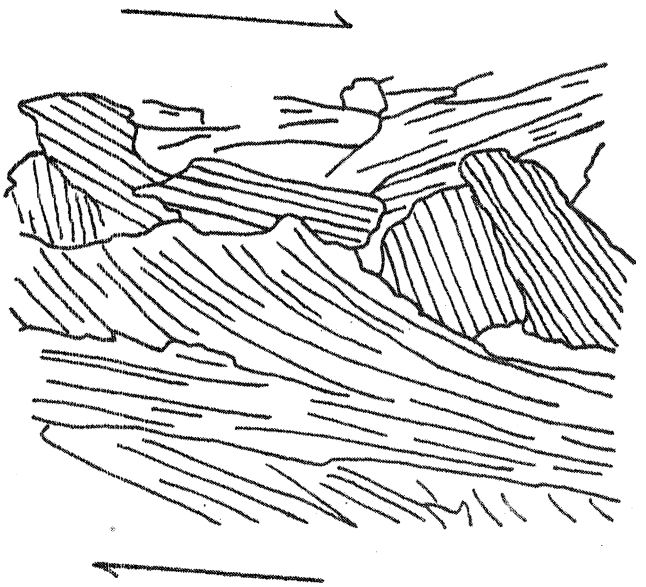
2. - Chloritoïde (Ch) et muscovite (Ms) 2 soulignant des plis isoclinaux 1 ; structure mimétique.
Lame P4-5. Gt 2,5×10.



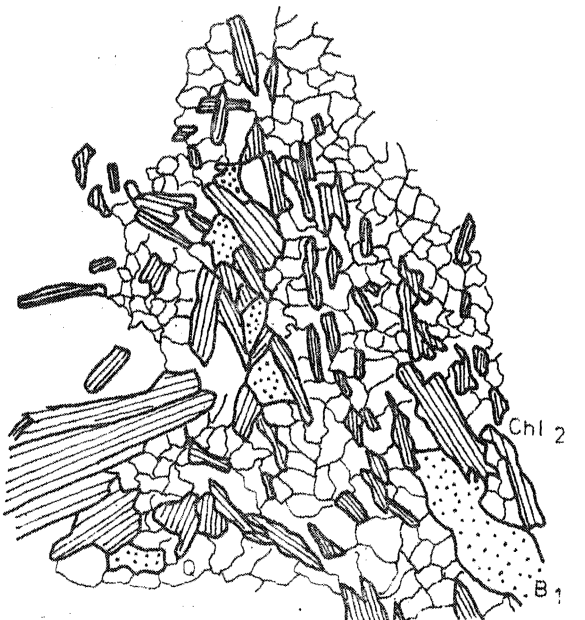
3. - Albite (Ab) contenant des microplis (1) (Mp1) contournée par S_2. Lame P3-82. Gt 1×10.
Ms : *muscovite.*



4. - Muscovite 1 (S_1) plissée par P_2.
Lame A57. Gt 16×10.
Q : *quartz* **Ms** : *muscovite*



5. Glissements intrafoliaux provoquant le rebroussement de la muscovite.
Lame A73. Gt 16×10.



6. - Chlorite (Chl) dans le plan axial d'un pli 2; (Schistosité 2). Lame A66-5. Gt 6,3×10.
B1 : *biotite 1 chloritisée* **Q** : *quartz*

par des niveaux noirs (graphitiques ?) dont les charnières sont en général épaissies et les flancs probablement étirés sont rompus ou masqués par les cristallisations métamorphiques (fig. 1, pl. 17).

L'orientation de ces plis n'a pas pu être mesurée sur le terrain, mais l'étude en lames minces orientées a montré qu'ils étaient pratiquement parallèles aux axes P_2 (E - W).

Au microscope : L'étude des microstructures montre que ces plis P_1 sont assez fréquents, ils se distinguent en lames minces sous différents aspects : (pl. 18, fig. 1, 2, 3)

- ils déforment des lits graphiteux qui soulignent probablement l'ancienne stratification S_o. La figure 1 (pl. 18) montre qu'il s'agit de plis intrafoliaux légèrement déformés par les plis P_2.

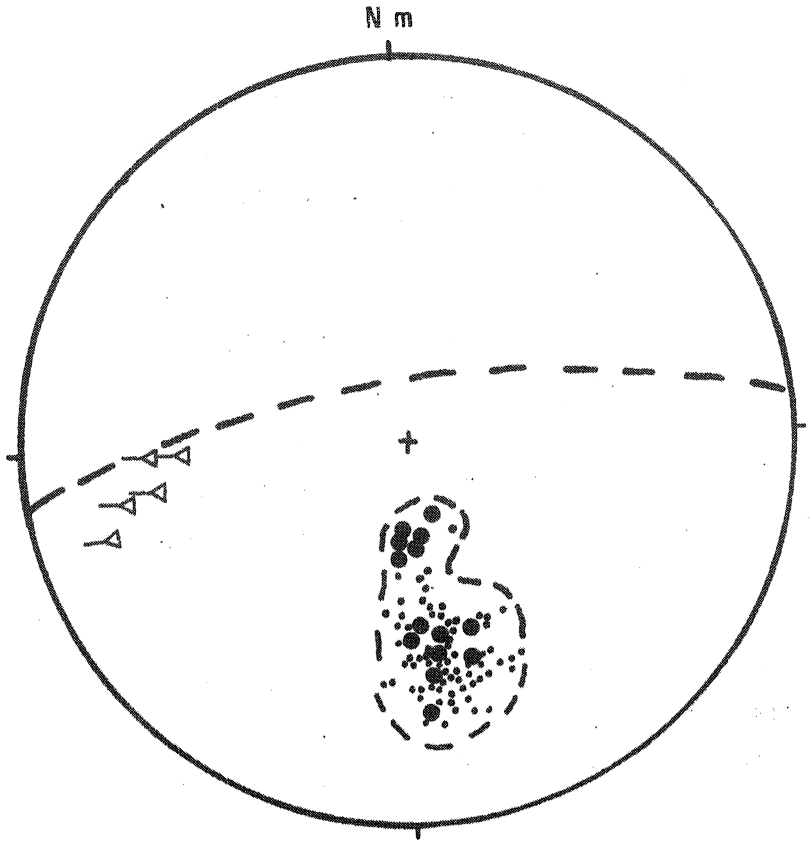
- le chloritoïde II et la muscovite II (liés à la paragenèse métamorphique II) soulignent une foliation (qui traverse les grenats I (fig. 4, pl. 20). Souvent ils dessinent des plis isoclinaux intrafoliaux, mais ces minéraux ne sont pas déformés (fig. 2, pl. 18). Ces plis isoclinaux sont très probablement des plis 1 soulignés par des cristallisations qui leur sont postérieures.

On reconnaît aussi des plis isoclinaux fossilisés par les cristaux d'albite (liés au métamorphisme 2) (fig. 3, pl. 18). Ces microplis sont probablement à relier à la première phase de plissement que nous avons définie.

2 - LA FOLIATION S_1

Sur le terrain : C'est l'élément structural essentiel des micaschistes. Elle leur confère un aspect feuilleté qui tend à effacer toute autre structure antérieure ou concomitante.

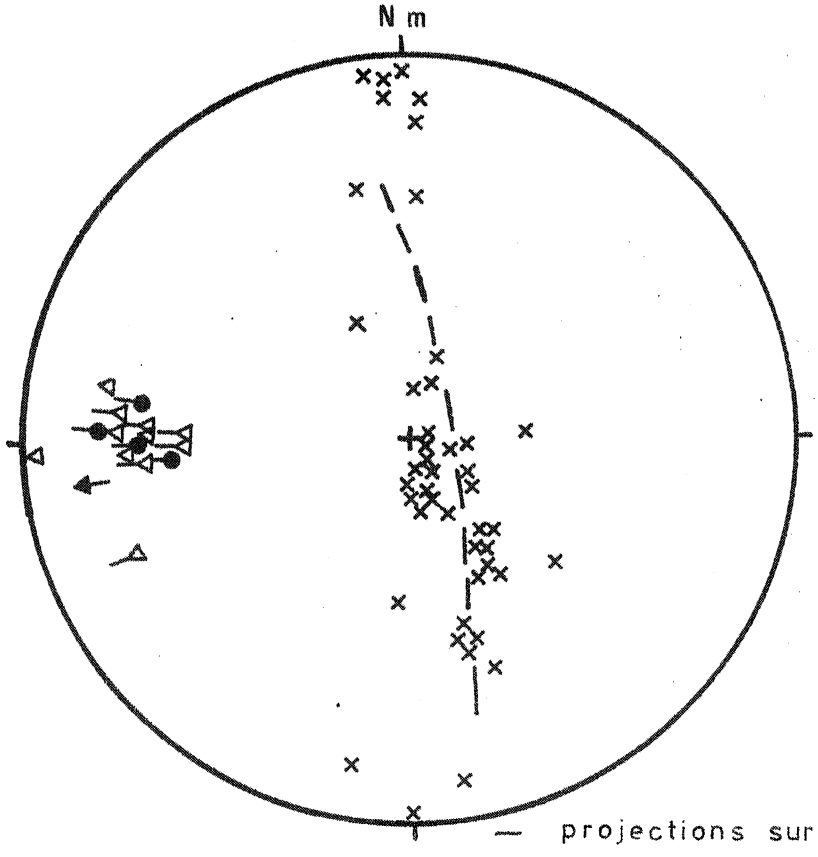
PLANCHE 19



Micaschistes de Trunvel

Diagramme 1

- Foliation S_1
- S_0 // S_1
- Axes de rods de quartz



Prasinites

Diagramme 2

- × S_0// S_1
- Axes de rods de quartz
- Linéation minérale (L_2)
- Axes de plis 2 mesurés
- Axe 2 construit

— projections sur l'hémisphère inférieur

La répartition de la foliation est homogène, pour une direction de 75° E le pendage varie surtout de 30 à 50° vers le Nord (diagramme 1, pl. 19). On se situe sur le flanc d'une mégastructure.

Au microscope : La foliation est déterminée par l'alignement des phyllites I qui sont contenues dans le plan axial des plis isoclinaux P_1. Ces phyllites I sont déformées par les plis de la seconde phase (fig. 4, pl. 18). Il s'agit donc d'un plissement synmétamorphe.

3 - LA STRATIFICATION

L'alternance de chlorito-schistes, de gneiss albitiques, de niveaux graphiteux doit être interprétée comme étant la trace d'une lithologie différenciée anté-métamorphique, c'est à dire de la stratification originelle. Celle-ci se parallélise de façon générale à la foliation et souligne par conséquent le style isoclinal de la déformation synmétamorphe (phase 1) (diagramme 1, pl. 19).

4 - LES CRISTALLISATIONS LIEES A LA PREMIERE PHASE DE DEFORMATION (elles sont résumées sur la planche 20)

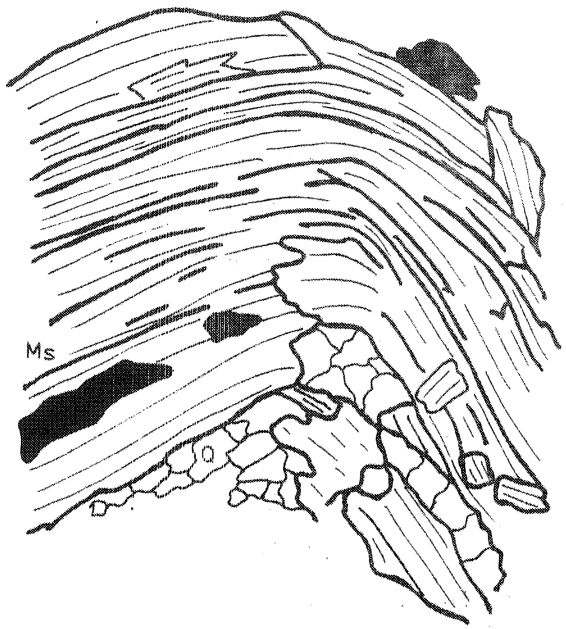
Nous avons vu que le plissement de la phase 1 était synmétamorphe. Les cristallisations liées à cette première phase sont donc principalement celles qui déterminent la foliation : il s'agit de la muscovite, de la biotite et du chloritoïde I (contenus dans le plan de foliation S_1) (fig. 1 et 3, pl. 20); ils sont déformés par les plis P_2.

Le grenat I est contourné et traversé par la foliation S_2. On peut donc dire qu'il est antérieur à la cristallisation de S_2 sans que l'on puisse le situer exactement par rapport à S_1.

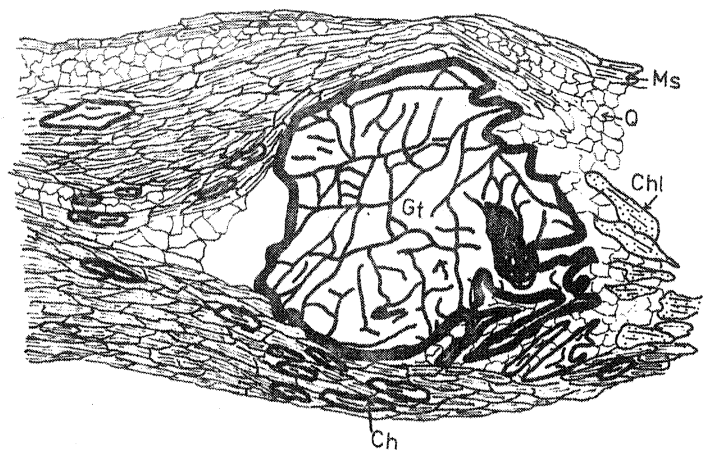
Il faut retenir que les cristallisations synmétamorphes liées à la première phase de plissement correspondent à la paragenèse métamorphique I définie lors de l'étude pétrographique.

PLANCHE 20

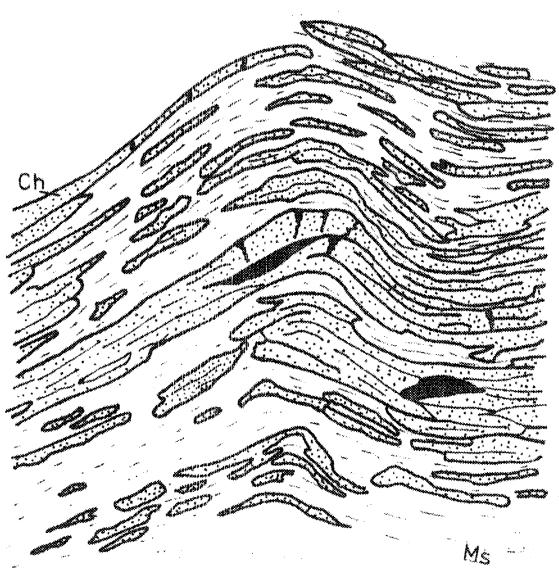
CRISTALLISATIONS LIEES A LA PREMIERE PHASE DE DEFORMATION DANS LES MICASCHISTES DE LA VALLEE DE TRUNVEL



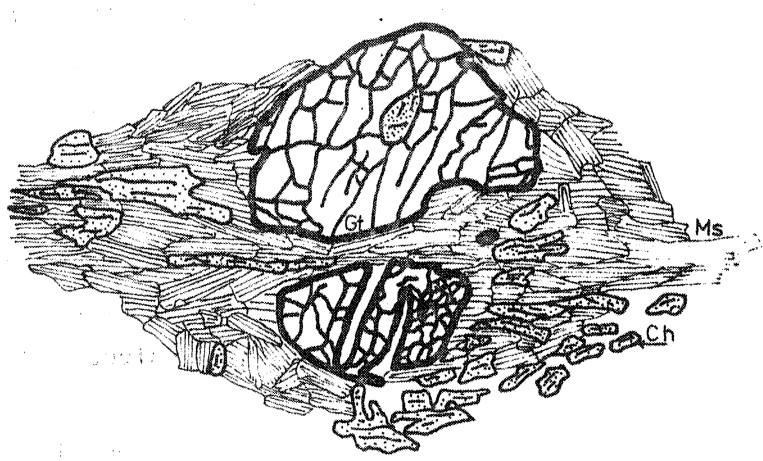
1. - Muscovite 1 soulignant la schistosité 1 replissée lors de la seconde phase.
Lame A57. Gt 6,3×10.
Ms : *muscovite* **Q** : *quartz*



2. - Grenat 1 fracturé, contourné par S_2, avec ombres de pression.
Lame A86. Gt 1×10. **Q** : *quartz* **Ch** : *chloritoïde*
Gt : *grenat* **Ms** : *muscovite* **Chl** : *chlorite*



3. - Chloritoïde 1(Ch) plissé avec les phyllites (Ms) soulignant S_1. Lame P4-2. Gt 6,3×10.



4. - Grenat 1. La schistosité 2 le traverse.
Lame P4-5. Gt 1×10.
Gt : *grenat* **Ch** : *chloritoïde* **Ms** : *muscovite*

B - LES STRUCTURES LIEES A LA SECONDE PHASE DE DEFORMATION

1 - LES PLIS P_2

Ces plis P_2 sont postérieurs à la foliation S_1 qu'ils déforment (phase 2).

Sur le terrain : Ce sont ces plis P_2 que l'on observe le plus souvent. Ils sont isopaques quand ils déforment des niveaux très riches en phyllites et semblables dans les niveaux quartzo-feldspathiques. Leur plan axial est subvertical ou légèrement déversé vers le Sud. Ils sont dissymétriques et contiennent de fréquentes concentrations de quartz au niveau de la charnière.

Ces plis P_2 correspondent à des plis d'entrainement associés aux mégastructures II. L'axe de ces plis plonge régulièrement d'environ 20° vers l'Ouest.

Au microscope : Les lames taillées perpendiculairement aux axes de plis P_2 montrent les phyllites I (S_1), ou d'autres minéraux de la paragenèse I déformés (fig. 4, pl. 18, fig. 1 et 3, pl. 20). On y observe aussi des recristallisations postérieures à la paragenèse I qui définissent la foliation S_2.

2 - LA FOLIATION S_2

Sur le terrain : elle est difficile à différencier de S_1 à laquelle elle se parallélise (pl. 21).

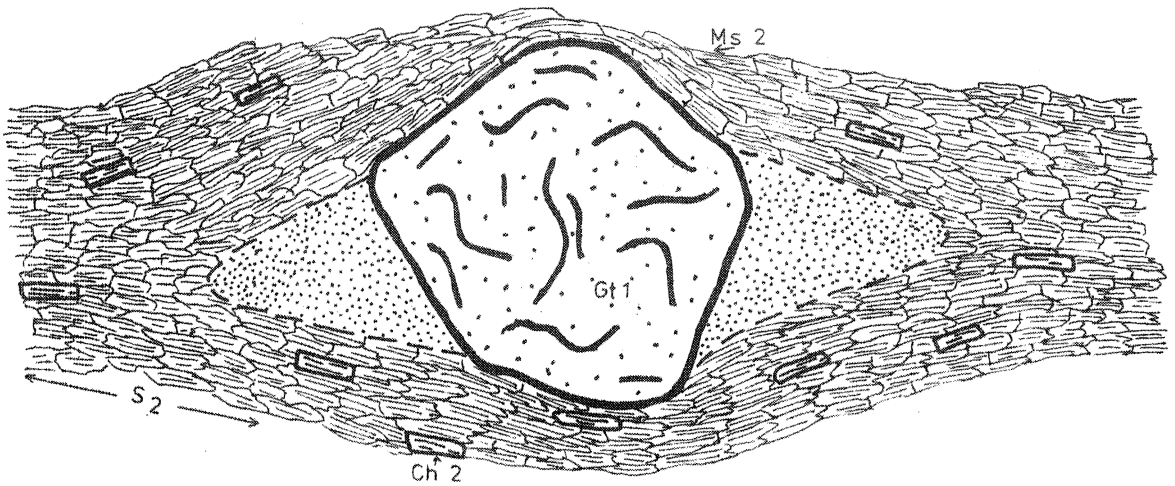
Au microscope : C'est l'étude microstructurale qui permet de caractériser la foliation S_2.

Elle se reconnaît parfaitement au niveau des charnières de plis P_2 où elle se manifeste différemment suivant la nature lithologique tantôt quartzo-feldspathique, tantôt phylliteuse de la roche.

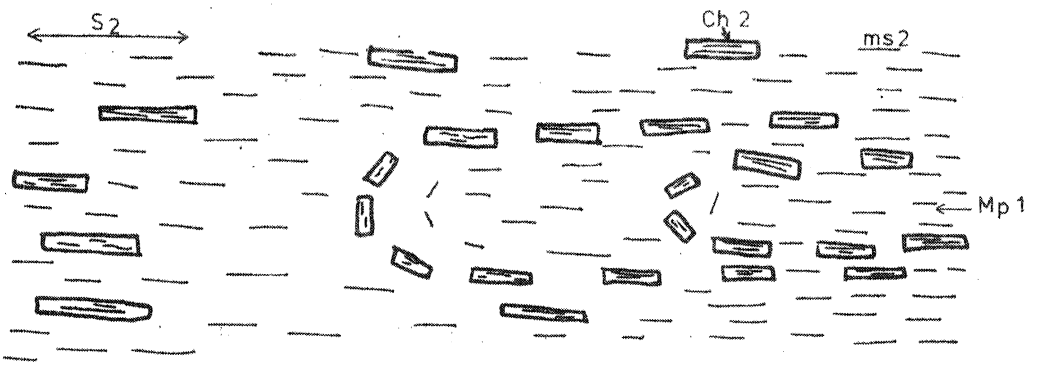
PLANCHE 21

PARALLELISME ENTRE S_1 ET S_2

Exemple dans les micashistes à chloritoïde. Lame A86.



a. Grenat antéschisteux (Gt 1) contourné par la muscovite (Ms) et le chloritoïde 2 (Ch).



b. Chloritoïde 2 (Ch) mimétique d'un pli isoclinal de phase 1 (Mp1).

La figure **a** montre l'existence de recristallisations orientées postérieures au grenat 1.
La figure **b** montre aque le chloritoïde cristallise encore après la déformation donnant naissance à S_2, pour dessiner des structures mimétiques de P_1.
La schistosité 2 apparait alors parallèle au plan axial des plis isoclinaux 1. Elle (S_2) est donc dans ce cas parallèle à S_1.

- Dans les lits quartzo-feldspathiques, les phyllites recristallisent dans le plan axial des plis P_2, formant une seconde schistosité cristallophyllienne (S_2) (fig. 6, pl. 18 ou pl. 3).

- Dans les lits essentiellements phylliteux, les micas de phase 1 sont ployés (fig. 4, pl. 18) et tendent à s'aligner parallèlement au plan axial des plis P_2 (strain-slip) (fig. 3, pl. 22).

Ces deux types de schistosité peuvent coexister dans un même échantillon, sur une même lame, selon l'alternance lithologique plus ou moins fine des sédiments originels (pl. 3).

N.B. : Il peut arriver d'autre part que S_1 et S_2 se parallélisent et se confondent. C'est le cas dans les flancs de phase 2 lorsqu'ils resserrent suffisamment sur eux-mêmes les plis 1. Ainsi dans les micaschistes à chloritoïde et à grenat, la foliation S_2 se parallélise au plan axial des plis isoclinaux P_1 soulignés par des arcs polygonaux. Dans ce cas S_2 est donc parallèle à S_1 et contourne d'anciens grenats (I) qui se présentent comme des objets antéschisteux (pl. 21).

3 - LES LINEATIONS (L_2)

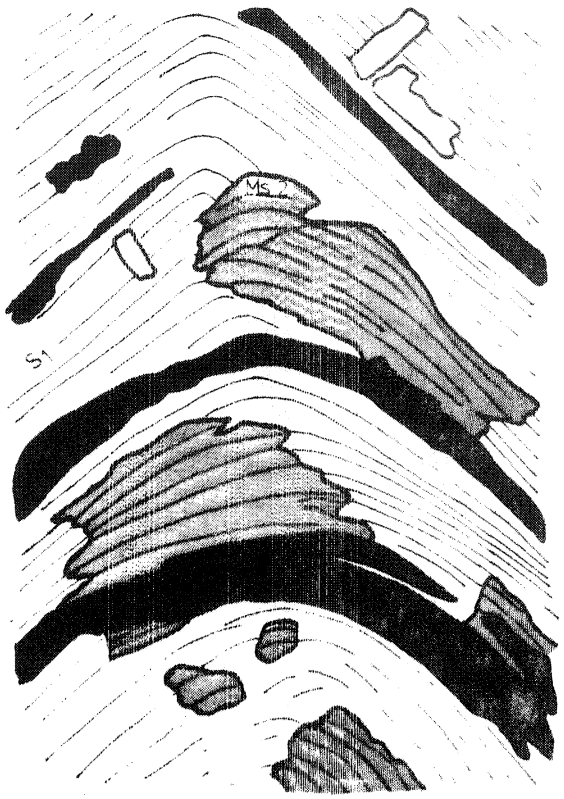
Elles sont rares et sans doute toutes liées à la seconde phase de déformation. En effet l'importance de la schistogenèse S_1, le style des plis P_1 (isoclinaux), l'homogénéité du matériau, sont autant de facteurs qui rendent peu probable l'existence de linéations d'intersection liées à la phase 1.

On observe deux types de linéations :

- celles déterminées par des rouleaux de quartz, elles plongent de 10 à 25° vers l'Ouest (diagramme 1, pl. 19). Il est peu vraisemblable que ces rouleaux appartiennent à la phase 1, car le quartz est un élément minéral très mobile, il aura recristallisé lors du plissement P_2.

-celles déterminées lors de la crénulation de la foliation S_1 par des microplis P_2 (fig. 1, pl. 17), ces linéations sont évidemment liées à la phase 2.

CRISTALLISATIONS LIEES A LA SECONDE PHASE DE DEFORMATION DANS LES MICASCHISTES DE TRUNVEL



1. - Muscovite 2 (Ms) sécante à S_1 mais antérieure à P_2. Lame P4-2. Gr 16×10.

2. - Muscovite post P_2, fossilisant ces plis 2. Lame P4-2. Gr 16×10.

3. - Tourmaline (T) post P_2 sécante aux phyllites 1 (S_1) déformées (début de strain-slip). Lame P4-2. Gr 16×10.

4 - LES CRISTALLISATIONS LIEES A LA SECONDE PHASE DE DEFORMATION

Il nous a été possible de définir des cristallisations précoces, contemporaines ou tardives par rapport à la formation des plis P_2.

C'est le cas de la muscovite II :

On l'observe nettement sécante de la foliation S_1 mais elle est parfois déformée par les plis P_2 (fig. 1, pl. 22), elle est donc précoce par rapport au développement des plis P_2 qui l'affectent.

La muscovite II est aussi contemporaine des plis P_2, elle détermine dans ce cas la foliation S_2 (c'est aussi le cas de la chlorite II qui est contenue dans le plan axial des plis P_2, fig. 6, pl. 18).

Parfois la muscovite II fossilise les plis P_2 (fig. 2, pl. 22), elle est donc dans ce cas tardive par rapport à l'apparition de ces plis.

Les arcs polygonaux (fig. 2, pl. 18) dessinés par la muscovite II (et le chloritoïde II) sont sans doute aussi des cristallisations tardives par rapport au plissement P_2 (les arcs polygonaux ou structures mimétiques sont en général reconnus comme étant des structures tardi ou post-tectoniques, A. SPRY, 1969).

N.B. : La cristallisation de la tourmaline est postérieure au développement des plis P_2 (fi . 3, pl. 22).

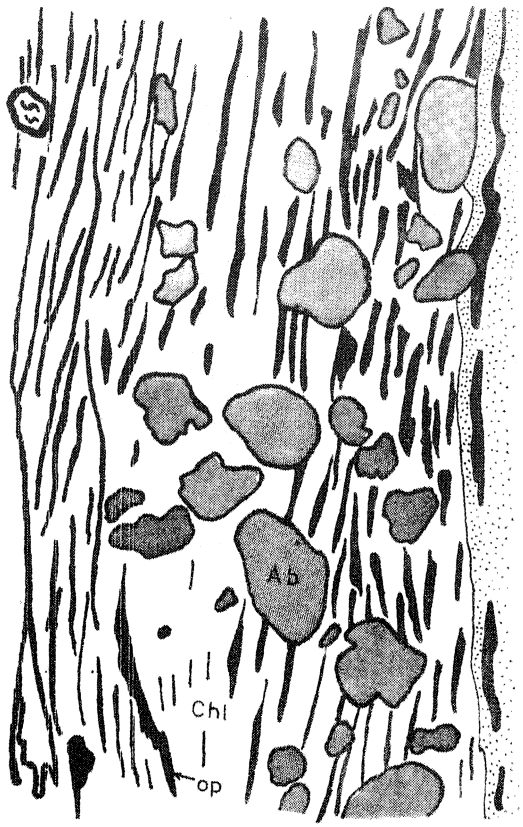
La cristallisation de l'albite

Nous avons vu qu'elle était liée à la seconde paragenèse métamorphique. La figure 1 de la planche 23 montre l'albite qui "transperce" la biotite I soulignant la foliation S_1, la figure 2 montre les plis 1 fossilisés par le feldspath. La cristallisation de l'albite est donc bien postérieure au plissement symmétamorphe P_1.

PLANCHE 23

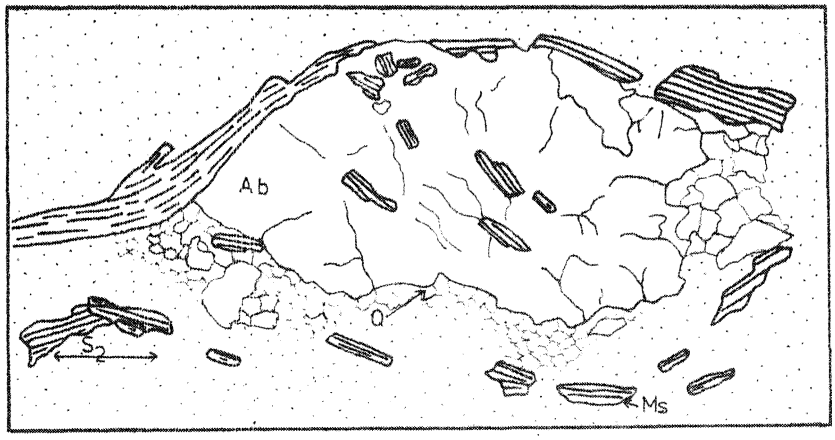
CRISTALLISATIONS LIEES A LA SECONDE PHASE DE DEFORMATION DANS LES MICASCHISTES DE TRUNVEL

ALBITISATION

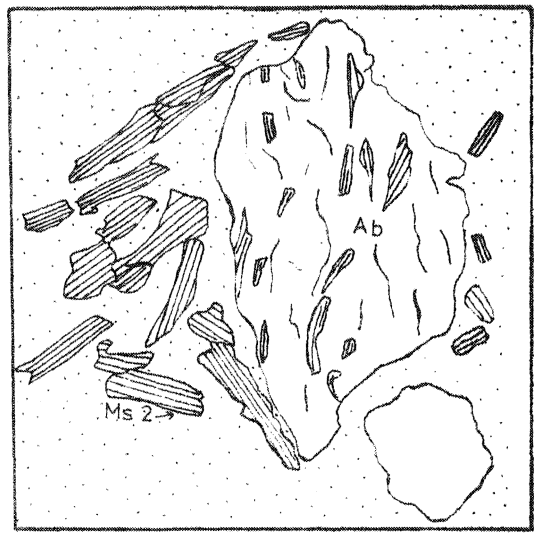


1. - L'albite perce à l'emporte-pièce la biotite 1 chloritisée (2). Lame P3-79. Gt 2,5×10.
Ab : *albite* **Chl** : *chlorite* **Op** : *minéraux opaques*

2. - Albite contenant des microplis 1 (structure hélicitique). Lame A66-5. Gt 2,5×10.
Ab : *albite* **Q** : *quartz* **Ms** : *muscovite*



3. - Albite contournée par les muscovites 2, contenant d'autres muscovites (non déformées) obliques (S_1)? par rapport à S_2.
Ab : *albite* **Ms** : *muscovite* **Q** : *quartz*



4. - Albite (Ab) contenant des inclusions sigmoïdes de phyllites 2 (Ms), (déformation contemporaine de la cristallisation). Lame A78b. Gt 2,5×10.

Par contre la foliation S_2 contourne l'albite (fig. 3, pl. 23) et parfois les phyllites II (S_2) sont contenues en inclusions sigmoïdes dans le plagioclase (fig. 4, pl. 23), ce qui indique une rotation du feldspath sodique lors du développement de la foliation S_2. La cristallisation est donc synchrone de la foliation S_2, donc du plissement P_2.

Les minéraux cristallisés lors de la seconde paragenèse métamorphique (muscovite II, albite, chlorite, chloritoïde II) se sont développés lors de la seconde déformation. Le plissement P_2 est donc symmétamorphe.

N.B. : les relations déformations-cristallisations sont résumées sur le tableau de la planche 30.

II - LES ELEMENTS STRUCTURAUX DANS LES PRASINITES (TREOGAT)

Nous avons montré que les chloritoschistes interstratifiés dans les micaschistes marquent le passage progressif des micaschistes aux prasinites. Il est donc normal de retrouver dans cette formation basique l'histoire structurale reconnue dans les micaschistes.

On y retrouve en effet une foliation (S_1) associée à des plis isoclinaux (P_1), des plis (P_2) postérieurs déforment cette foliation. L'observation de ces structures est rendue difficile par l'homogénéité des matériaux.

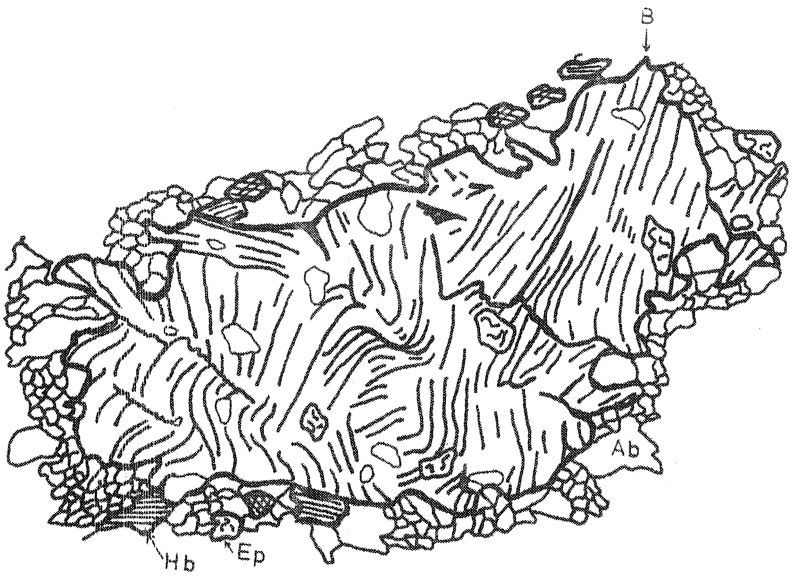
A - LES STRUCTURES LIEES A LA PREMIERE PHASE DE DEFORMATION

1 - LES PLIS P_1 ET LA FOLIATION S_1

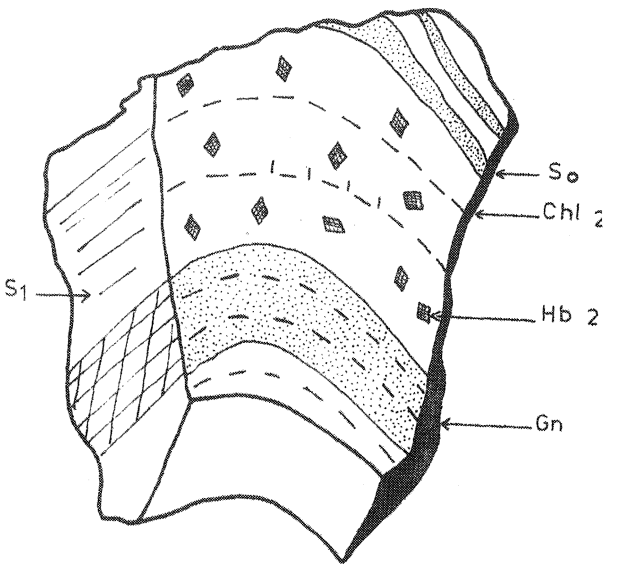
Sur le terrain : les plis P_1 sont de type isoclinal, à charnière épaissie et à flancs rompus (fig. 2, pl. 17), ils sont rares et nous n'en avons observé des exemples que dans la carrière de Trunvel. Leur plan axial est très déversé et n'excède pas un pendage de 30° vers le Nord.

PLANCHE 24

MICROSTRUCTURES DANS LES PRASINITES

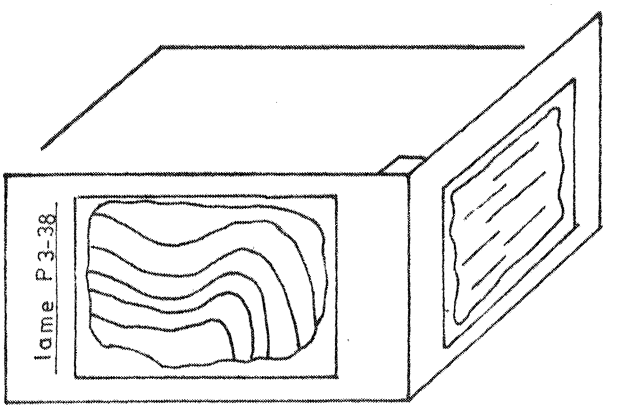


- Cristal de biotite 1 (S_1) chloritisée et plissée (P_2).
me P3-99. Gt 6,3×10.
: *biotite chloritisée* **Hb** : *hornblende* **Ep** : *épidote*

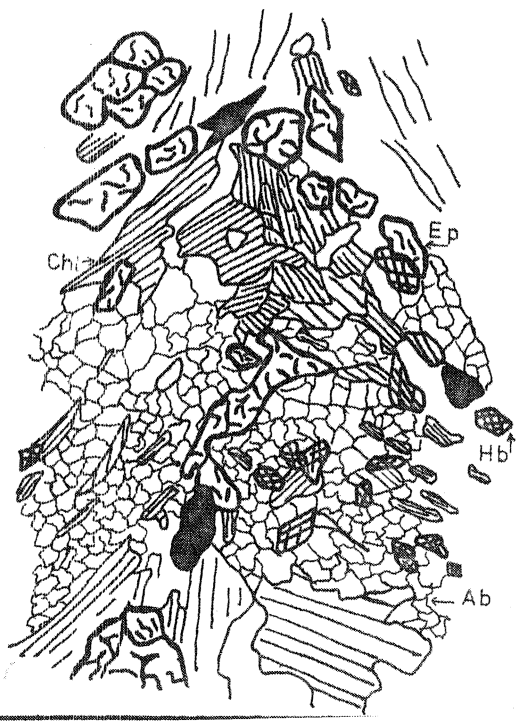


2. - Plis 2 dans les prasinites (schéma). Ech. B27 (×2).
Chl_2 : *chlorites 2 mimétiques de S_1*
Hb_2 : *hornblende dont l'allongement est // aux axes de plis*.
Gn : *lit de gneiss feldspathique*

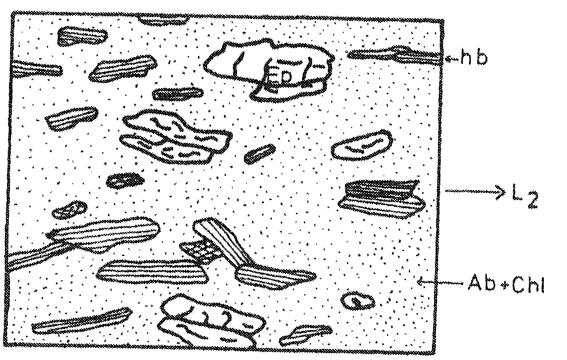
. - Plis 2 dans les prasinites. Ech. P3-38.



Plis 2 : les chlorites tendent à s'aligner
ns le plan axial des plis 2. Gt 6,3×10.



Chl : *chlorites*
Ep : *épidote*
Ab : *albite*
Hb : *hornblende*



b. Dans le plan axial des plis 2, la hornblende et l'épidote soulignent la linéation 2. Gt 2,5×10.

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GEOLOGIE

La foliation est de plan axial pour ces plis P_1. Elle constitue l'élément structural le plus remarquable sur le terrain. Parfois un litage (S_o ?) parallèle à S_1 est reconnaissable. Il correspond à des alternances lithologiques plus ou moins feldspathiques probablement contemporaines de la mise en place de ces formations.

La foliation et de litage sont déformés par les plis de phase 2 comme le montre le diagramme 2 de la planche 19.

Au microscope ; La foliation S_1 se marque par de grandes lames de biotite I qui s'alignent dans le plan axial des plis P_1. Cette biotite est chloritisée (II) et déformée par les plis de phase 2, en milieu métamorphique épizonal (fig. 1, pl. 24).

2 - CRISTALLISATIONS LIEES A LA PREMIERE PHASE DE DEFORMATION

Les cristallisations liées à la première phase de déformation appartiennent à la première paragenèse métamorphique reconnue dans les prasinites, il s'agit :

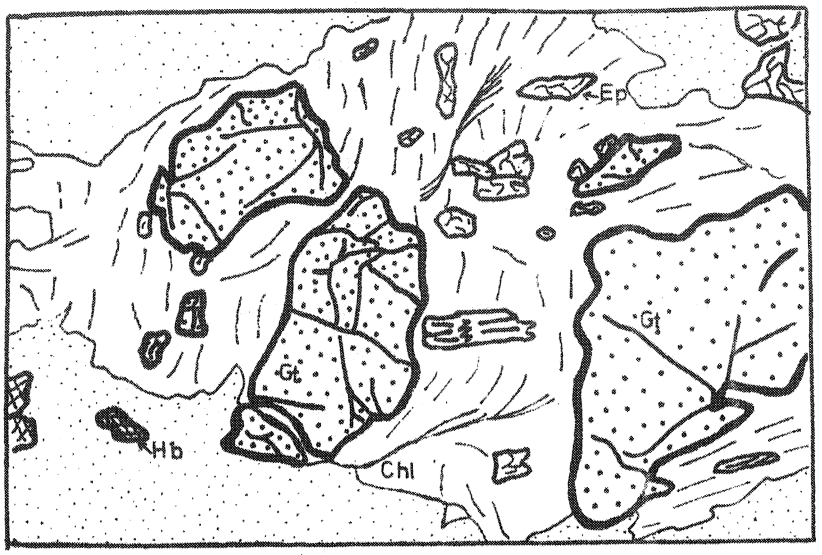
- de grenat I, qui, très fracturé, parfois entièrement cristallisé, est antérieur aux cristallisations de la seconde phase. De ce fait, il peut être rapporté avec vraisemblance à la phase 1.

- de la biotite I décrite précédemment, elle confirme le caractère synmétamorphe de la déformation I.

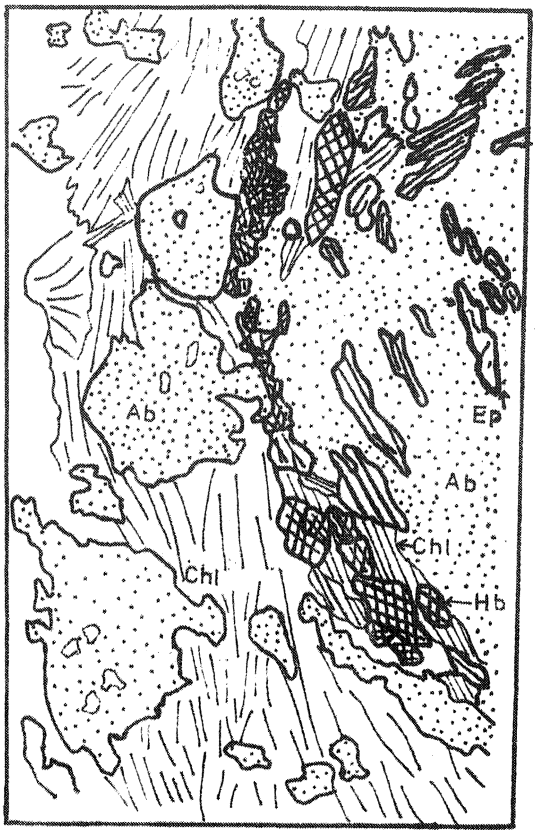
B - LES STRUCTURES LIEES A LA SECONDE PHASE DE DEFORMATION

1 - LES PLIS P_2, LA FOLIATION S_2 ET LA LINEATION L_2

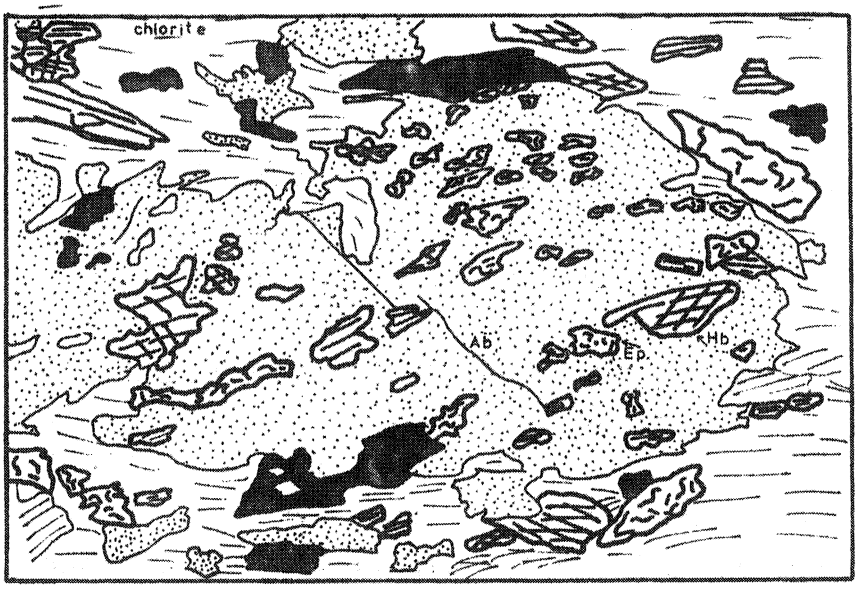
Sur le terrain : Bien que rares, les plis P_2, s'observent plus fréquemment que les précédents. Ce sont des plis qui peuvent être isopaques ou semblables (fig. 3 et 4, pl. 17, fig. 2, pl. 24), leur plan axial est subvertical et ils déforment la foliation S_1 en synformes ou antiformes; les micaschistes appartiennent à un flanc de ces plis. Le stéréogramme 2 de la planche 19 montre que les axes de plis P_2 plongent de 10 à 25° vers l'Ouest. Ils sont parallèles aux axes de rouleaux de quartz et aux linéations minérales (fig. 3, pl. 17).



1. - Cristal de grenat 1 fracturé et chloritisé lors de la phase 2. Lame P3-99. Gt 6,3×10.
Gt : *grenat* **Ep :** *épidote*
Chl : *chlorite* **Hb :** *hornblende*



2. - Albite (Ab) perçant les cristaux de chlorite (Chl) (biotite 1) à l'emporte-pièce. Lame B26-2. Gt 6,3×10.
Hb : *hornblende* **Ep :** *épidote*



3. - Amphibole (Hb) et épidote (Ep) sigmoïdes dans un cristal d'albite (Ab).
Lame B26-2. Gt 6,3×10.

Au microscope : L'étude microstructurale des charnières de plis P_2 permet de mettre en évidence la foliation S_2 et la nature des linéations L_2 (fig. 3, pl. 24).

La foliation S_2 : est dûe à l'orientation de la chlorite II dans le plan axial des plis P_2, ceci s'observe dans les niveaux les plus riches en feldspath (fig. 3a, pl. 24). Le plus souvent la chlorite II est mimétique de la foliation 1 plissée (fig. 2, pl. 24).

Des lames taillées parallèlement au plan axial des plis P_2 montrent que les linéations L_2 sont des linéations minérales dûes à l'alignement de la hornblende (bleu-vert) II et des cristaux d'épidote (II) (fig. 3b, pl. 24).

2 - LES CRISTALLISATIONS LIEES A LA SECONDE PHASE DE DEFORMATION

Nous venons de voir que les minéraux de la deuxième paragenèse métamorphique déterminent les éléments structuraux associés aux plis P_2 :

la chlorite II matérialise le plan de foliation S_2,

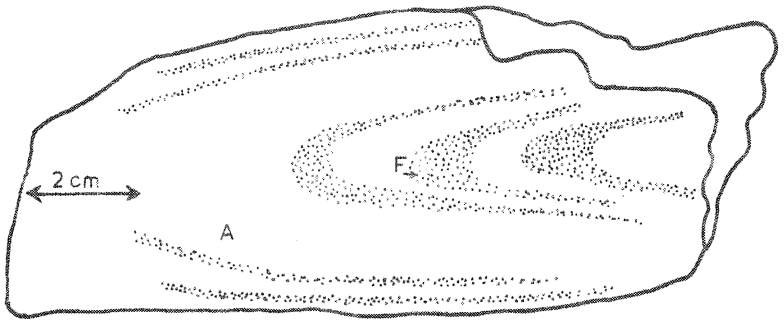
la hornblende II et l'épidote II les linéations minérales L_2.

Contemporain du métamorphisme II le plissement P_2 est donc synmétamorphe.

Examinons le cas de l'albite, elle appartient aussi à la paragenèse II :

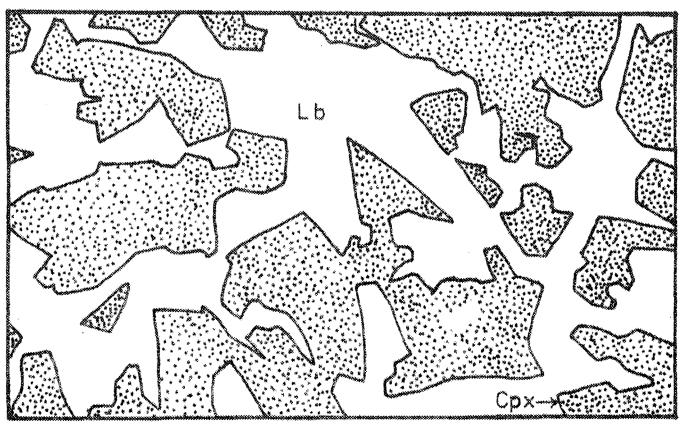
- la figure 2, planche 25, montre que les cristaux d'albite transpercent la foliation S_1 soulignée des minéraux planaires de la paragenèse I (biotite I ?), chloritisés lors de la phase 2.

- la figure 3, planche 25, montre des inclusions sigmoïdes de hornblende II et d'épidote II dans le plagioclase. la cristallisation de l'albite, postérieure à S_1, est donc contemporaine de la formation de la linéation L_2 (déterminée par les minéraux précités) et de ce fait synchrone du plissement P_2.

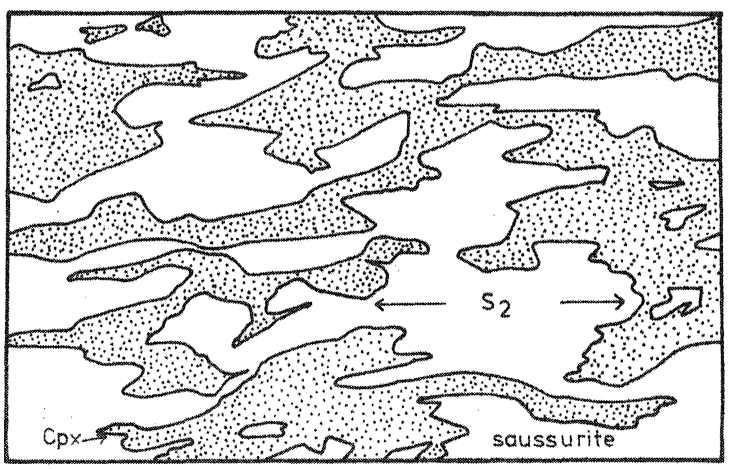


Pli isoclinal 1 ? dans les amphiboles litées (200 m. à l'est de Peumerit).
F : *lits feldspathiques* **A** : *lits amphiboliques*

PASSAGE DU GABBRO AU FLASER GABBRO



1. - Gabbro de Kergroas non tectonisé, l'aspect géométrique est dû aux cristaux automorphes de labrador (Lb) se juxtaposant aux cristaux de pyroxène ouralitisé (Cpx). Lame Q153-76-3.



2. - «Flaser gabbro» - Peumerit : le plan déterminé par la compression correspond à S_2. Lame X4.

III - LES ELEMENTS STRUCTURAUX DANS LES AMPHIBOLITES DU MASSIF DE PEUMERIT

La pauvreté des affleurements rend impossible l'analyse systématique des déformations. Cependant l'observation de certains éléments permet de reconstituer l'histoire probable des événements tectoniques ayant affecté ces roches.

A - LES STRUCTURES LIEES A LA PREMIERE PHASE DE DEFORMATION

Les structures que l'on peut relier à la première phase de plissement sont rares. Ceci est dû au fait que dans ces amphibolites, les déformations se traduisent surtout par des linéations minérales (les minéraux ne sont pas planaires, il n'y a pas développement de foliation). Or les deux phases de déformation reconnues sont pratiquement coaxiales. Si bien que l'on observe des linéations dont le plongement est souvent fluctuant sans que l'on puisse séparer clairement la première de la seconde phase.

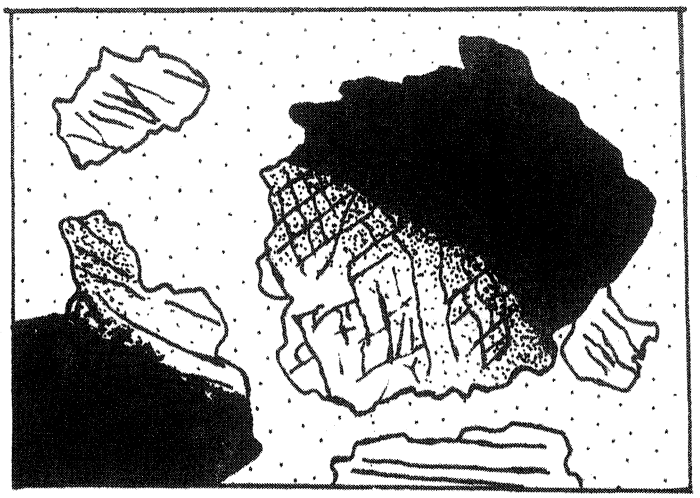
Cependant, nous avons trouvé, 200 mètres à l'Est de Peumerit, des plis isoclinaux déformant le litage des amphibolites (S_o?) (pl. 26). Ce sont des plis à charnières épaissies dont le style évoque les plis P_1 reconnus dans les micaschistes et les prasinites.

N.B. : Ces roches n'étaient pas en place, mais leur parenté avec les amphibolites litées qui affleurent ne laisse aucun doute quant à leur provenance. De plus le pendage des amphibolites en place n'excède pas 15-20°, ce qui laisse supposer pour ces plis une position couchée.

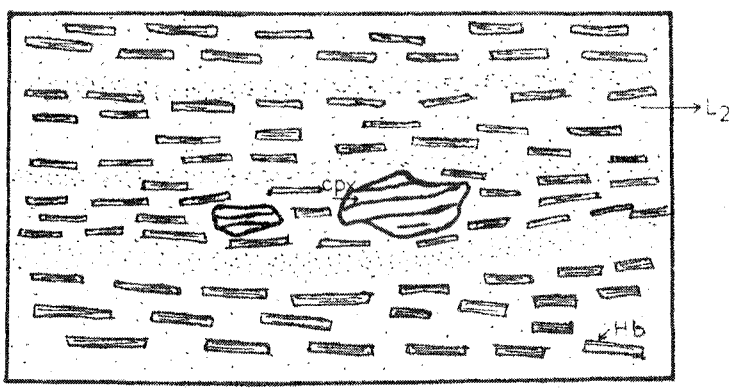
Ces plis sont les seules structures que l'on puisse rapporter avec vraisemblance à la première phase de déformation.

On ne peut pas définir de cristallisations contemporaines des plis P_1 mais seulement des cristallisations antérieures au plissement P_2.

CRISTALLISATIONS DANS LES AMPHIBOLITES DE PEUMERIT



1. - **Pyroxène 1 tectonisé (extinction roulante) dans une matrice amphibolo-feldspathique (amphibolite litée).** Lame B60. Gr 6,3 × 10.



2. - **Hornblende 2 déterminant une linéation L_2 contournant d'anciens pyroxènes (amphibolites laminées).** Lame B29a. Gr 1 × 10.

Il s'agit de pyroxène I métastable à extinction roulante dont les plans de clivage sont déformés (pl. 1, fig. 26). Il est contenu dans les amphibolites litées. (il n'est pas question ici du pyroxène d'origine magmatique qui lui est totalement déstabilisé lors du métamorphisme II).

Le grenat I est fracturé et déstabilisé lors de la phase 2, il est donc aussi antérieur au plissement P_2.

B - LES STRUCTURES LIEES A LA SECONDE PHASE DE DEFORMATION

1 - LES PLIS P_2

Les mesures effectuées sur les variations de pendage du litage des amphibolites permettent la construction d'un cercle de zone dont l'axe se parallélise à celui des plis P_2, à plan axial subvertical, mesuré dans les micaschistes et les prasinites (diagramme 3, pl. 28).

Ces plis s'observent aussi parfois à l'échelle de l'échantillon, ils sont identiques aux plis P_2 définis précédemment.

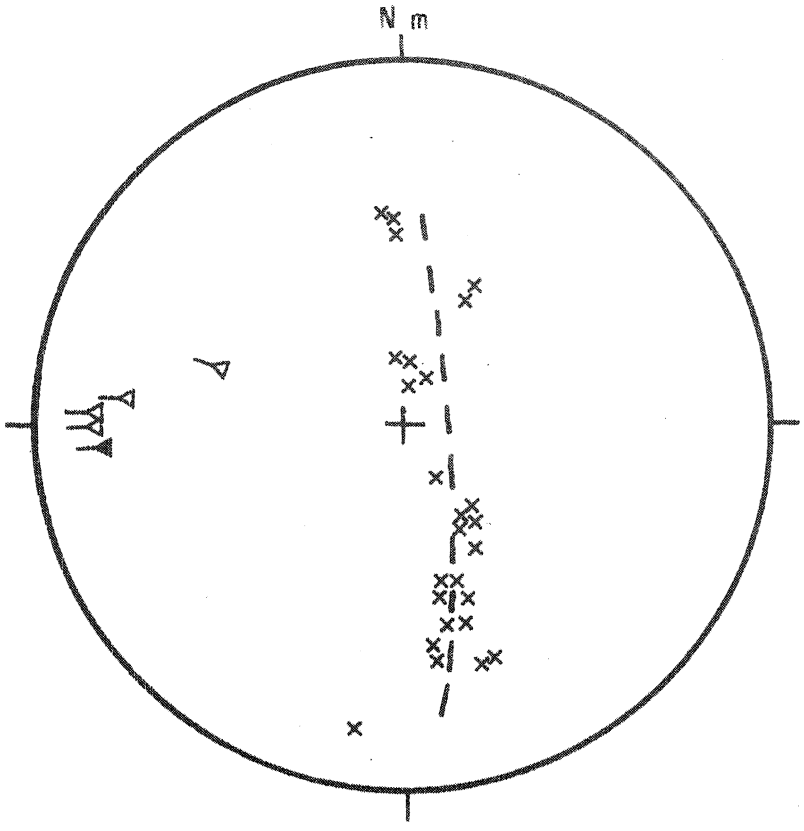
2 - LINEATIONS ET FOLIATION LIEES A LA SECONDE PHASE

Les linéations L_2 sont bien développées dans les amphibolites à grain fin. Leur direction et leur plongement les parallélisent aux axes de plis P_2 (diagramme 3, pl. 28). Elles sont dûes à l'orientation de la hornblende II.

N.B. : Il est possible que cette linéation L_2 soit mimétique d'une ancienne linéation L_1. Les plissements P_1 et P_2 étant pratiquement coaxiaux, les linéations L_1 L_2 ne sont pas différenciables.

La foliation : les gabbros ont subi une compression qui leur donne un aspect schisteux (fig. 1, 2, pl. 26). Le plan ainsi matérialisé est subvertical et parallèle au plan axial des plis P_2. D'autre part, ce plan contient des cristaux de hornblende II parallèle aux axes de plis P_2 et aux linéations L_2. Nous pouvons donc penser que ce plan est l'équivalent de la foliation S_2 (pl. 29).

PLANCHE 28



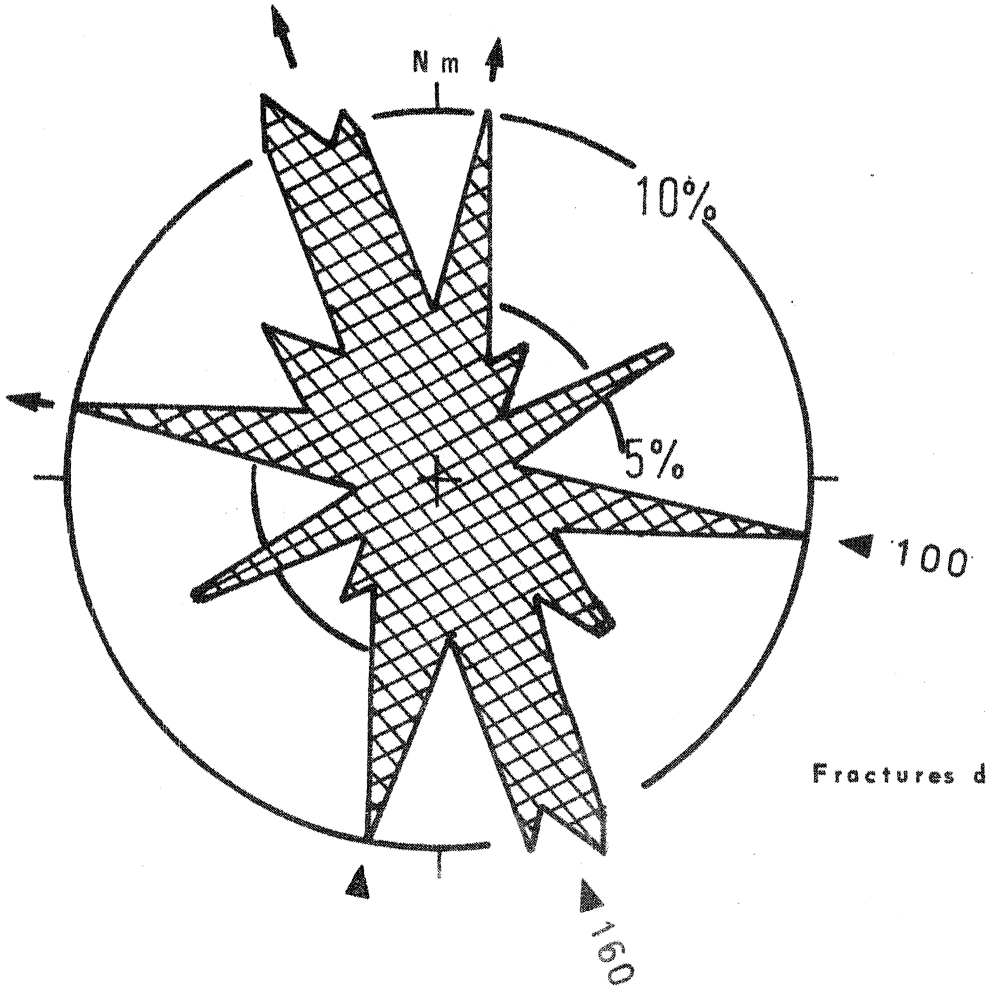
Amphibolites litées

Diagramme 3

Axe construit

Linéations minérales

Litage



Fractures dans le domaine inférieur.

N.B. : On ne peut pas écarter l'hypothèse d'un ancien plan de foliation S_1 redressé et parallélisé à S_2.

3 - LES CRISTALLISATIONS LIEES A LA SECONDE PHASE DE DEFORMATION

Nous avons vu que la hornblende II cristallise pendant le plissement P_2 pour déterminer la linéation L_2.

Il existe des cristallisations tardives par rapport au plissement P_2. En effet on observe des microfractures ressoudées par de la hornblende II non orientée et de l'épidote (pl. 29). L'importance quantitative de ces cristallisations est négligeable par rapport à la hornblende II syntectonique. Le plissement P_2 est donc essentiellement symmétamorphe.

IV - CONCLUSIONS

a) Evolution générale

Les différentes formations du groupe des schistes cristallins inférieurs ont subi deux plissements successifs.

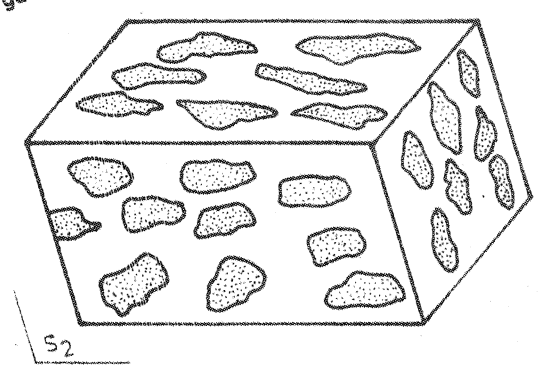
Le premier plissement est de type isoclinal et s'accompagne d'une puissante foliation (S_1) structurant les micaschistes et les prasinites. Il est contemporain du métamorphisme I.

Ces plis isoclinaux et la foliation sont repris lors d'un second plissement synchrone du métamorphisme II. Les cristallisations de la paragenèse II sont parfois tardives par rapport au plissement (cf. planche 30).

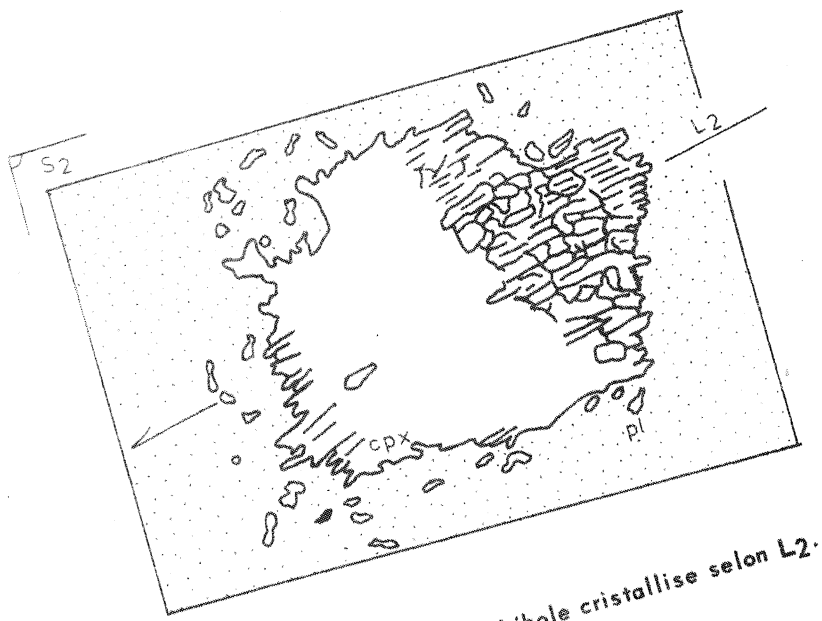
Les plis P_2 dessinent à l'échelle de la mégastructure des synformes et des antiformes (cf. coupes planche 31) de grande amplitude.

PLANCHE 29 MICROSTRUCTURES DANS LES AMPHIBOLITES (PEUMERIT)

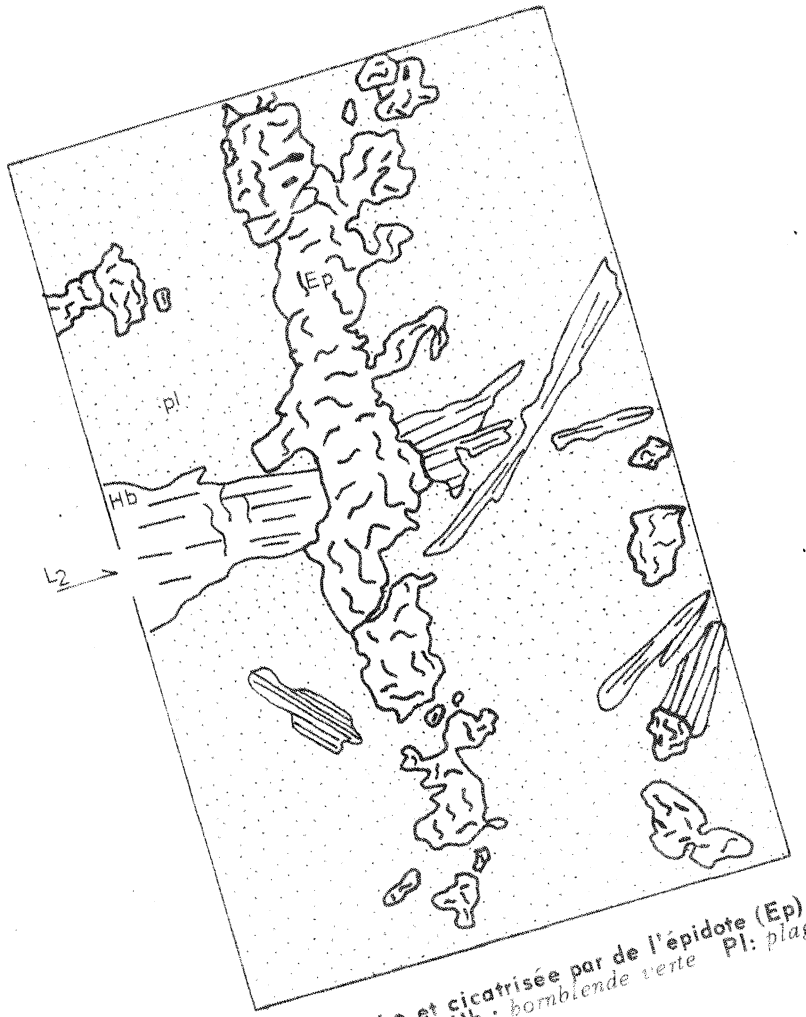
Flaser gabbro.



Ech. X4.



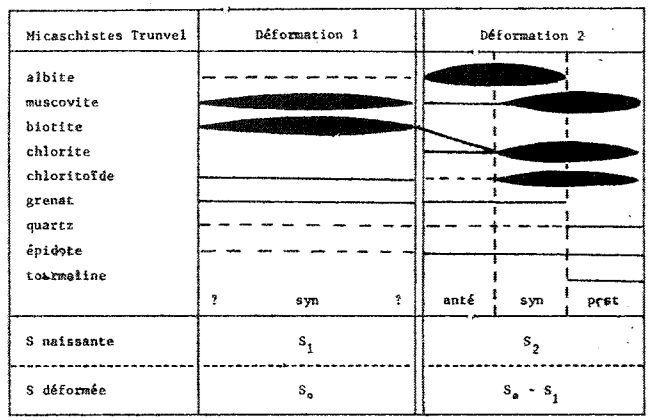
Pyroxène ouralitisé, l'amphibole cristallise selon L2.
Gr 2,5×10. **Pl:** *plagioclase*



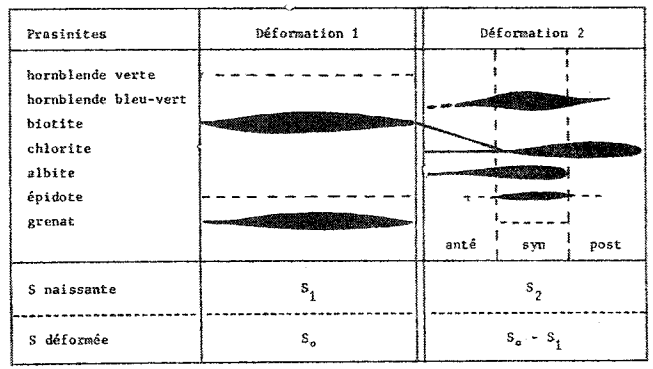
Fracture recoupant L2 et cicatrisée par de l'épidote (Ep) (amphibolite laminée).
Lame B28-2. Gr 6,3×10. **Hb :** *hornblende verte* **Pl:** *plagioclase*

PLANCHE 30

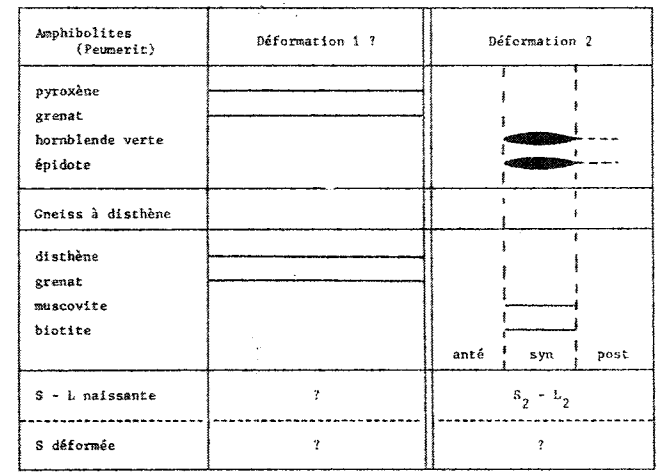
DEFORMATIONS - CRISTALLISATIONS



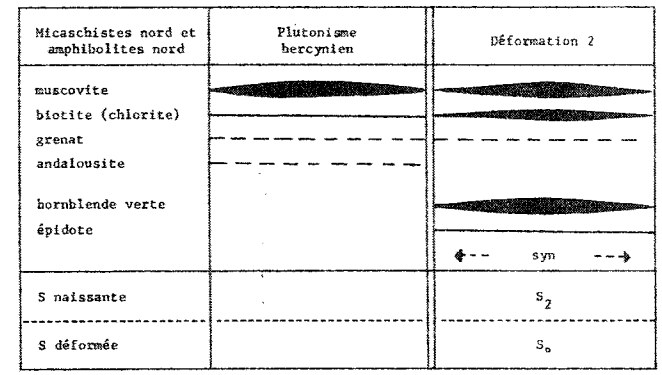
- Relations cristallisations - déformations dans les micaschistes de la vallée de Trunvel



- Relations cristallisations - déformations dans les prasinites

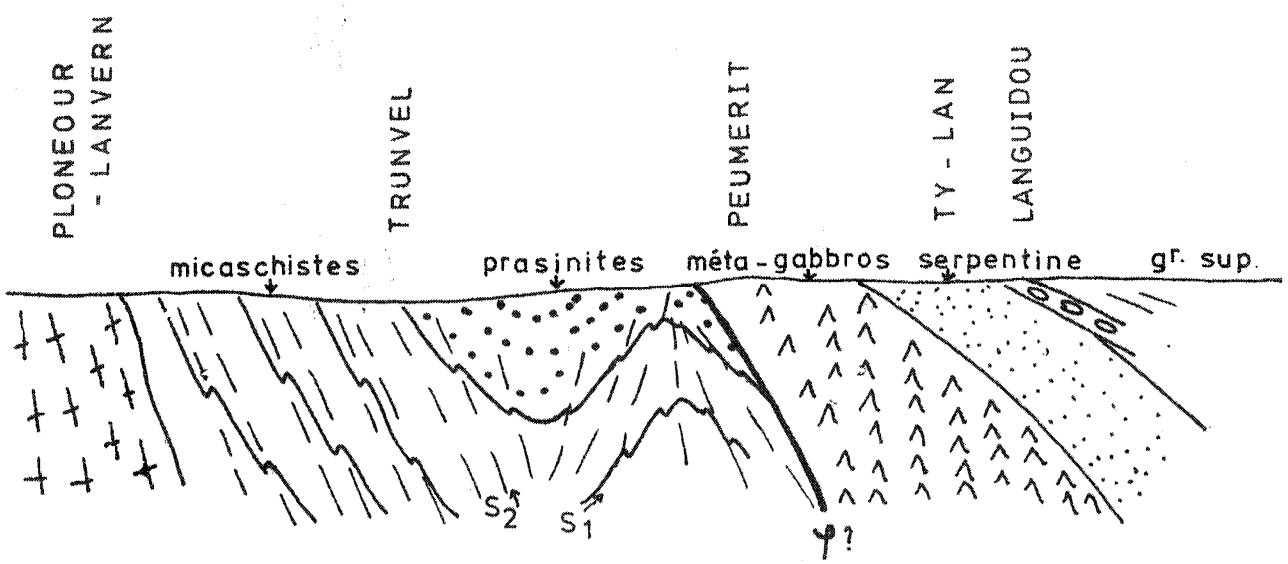


- Relations cristallisations - déformations dans le massif de Peumerit



- Relations cristallisations - déformations dans la série monométamorphique du Nord

PLANCHE 31



Coupe au niveau des schistes cristallins inférieurs : la seconde tectogenèse (en syn et antiforme) replisse la foliation S_1 (associée à des plis isoclinaux non figurés).

b) Remarques

1 - Dans les amphibolites de Peumerit nous avons aussi retrouvé la succession des deux déformations synmétamorphes, mais les éléments permettant de les mettre en évidence y sont moins abondants. Ceci est dû en partie à la pauvreté en affleurements; mais aussi au fait que les amphibolites ont dû avoir un comportement différent de celui des micaschistes et des prasinites vis à vis des contraintes. C'est ainsi que le plissement synmétamorphe P_2, qui provoque des déformations très nettes dans les micaschistes et les prasinites, se traduit surtout par des linéations d'amphibole II (L_2) dans les amphibolites à grain fin. Certains gabbros et les pyroxénites à grenat qui ont subi les cristallisations II sont à peine déformés. Il en a probablement été de même lors de la première tectogenèse; bien que l'on puisse reconnaître des plis isoclinaux de première phase, les pyroxénites à grenat et les gabbros coronitiques (témoins du métamorphisme I) ne sont apparemment pas non plus très déformés.

C'est pourquoi nous pensons que les massifs gabbroïques constituent une suite d'écailles qui accompagnent la formation des plis isoclinaux dans les micaschistes et les prasinites (pl. 31).

2 - Les micaschistes sont situés sous les prasinites. Or nous avons noté que la quantité d'albite, constante dans les prasinites, diminue dans les micaschistes à mesure que l'on s'éloigne des schistes amphiboliques. L'albite semble donc liée aux prasinites et sa présence dans les micaschistes doit correspondre aux dernières manifestations de ce volcanisme (l'inverse paraît peu probable, mais n'est pas exclu). Dans cette hypothèse les prasinites qui se trouvent sur les micaschistes sont donc en position anormale, ce qui signifie que la série est en position renversée. Ce renversement serait contemporain de la formation des plis isoclinaux P_1.

Chapitre II

LES STRUCTURES DANS LE GROUPE DES SCHISTES CRISTALLINS SUPERIEURS

(Languidou - Haut-Penhors)

Le domaine méridional (Peumerit - Tréogat), polymétamorphique et polystructural se dispose en bandes parallèles qui sont brusquement interrompues par l'apparition du gneiss oeillé de Languidou et des micaschistes quartzo-feldspathiques monométamorphiques de Haut-Penhors.

Ces micaschistes affleurent parfaitement sur la côte au Sud d'Audierne entre le village de Haut-Penhors et celui de Pors-Poulhan. Les structures reconnues sur le platier rocheux se poursuivent à l'intérieur des terres où l'on peut les reconnaître ponctuellement.

I - STRUCTURES ET ELEMENTS STRUCTURAUX VISIBLES SUR LE TERRAIN (voir planche hors-texte n° 2)

Caractères généraux :

Contrairement aux micaschistes de la vallée de Trunvel, la stratification est ici généralement bien reconnaissable et marquée par des alternances lithologiques diverses (micaschistes, gneiss, leptynites, etc...). Elle est affectée par des déformations dont le style varie avec la nature des bancs déformés.

La foliation détermine un feuilletage grossier (car la roche est riche en éléments quartzo-feldspathiques); dans certaines zones elle se parallélise à la stratification, mais n'est jamais

MICASCHISTES DE LA SERIE SUPERIEURE

ZONE SUD

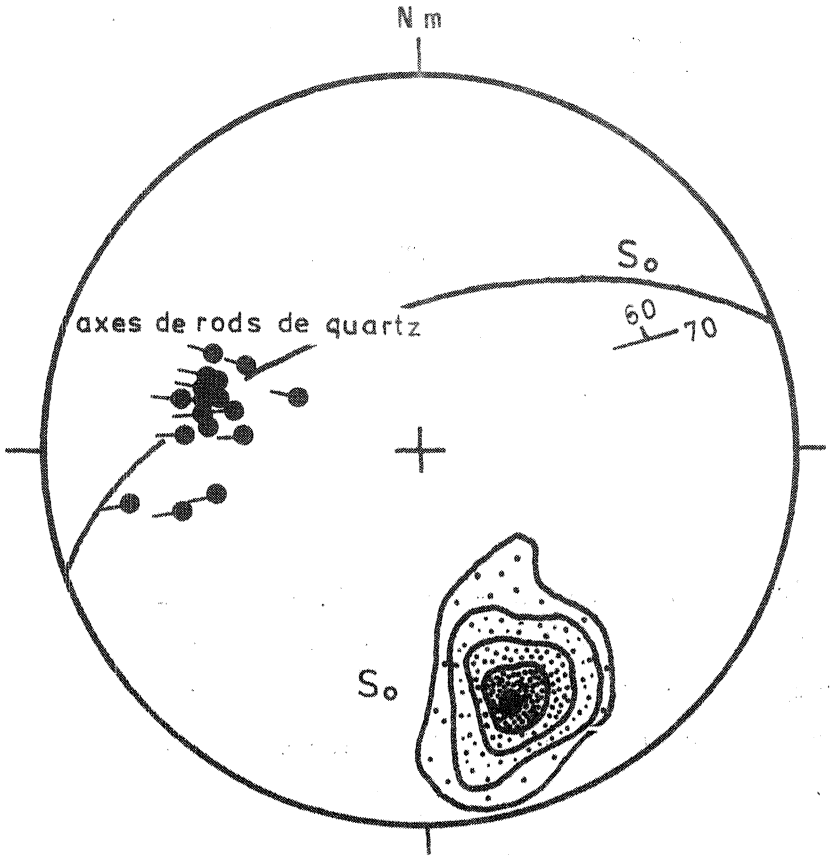


Diagramme 4
Stratification S_0, 160 mesures
Isopaques S_0 2, 5, 15, 25, 35 %

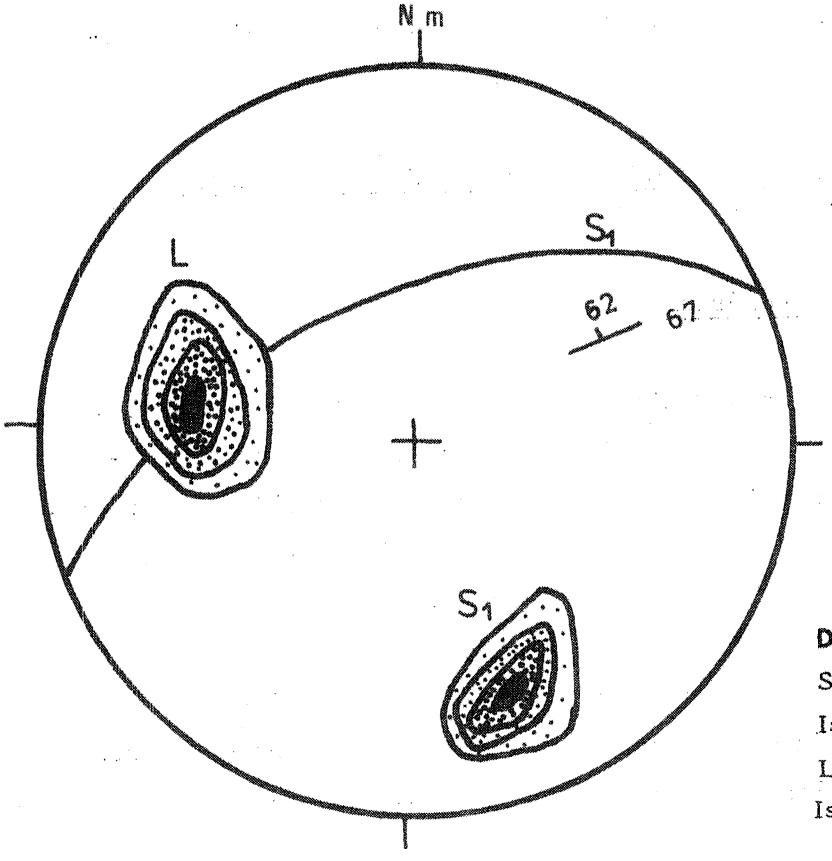


Diagramme 5
Schistosité S_1, 70 mesures
Isopaques 10, 20, 30, 50 %
Linéations sur filons de quartz L, 70 mesures
Isopaques 5, 10, 20, 25 %

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHEQUE
DE GEOLOGIE

déformée. Les linéations les plus fréquentes correspondent au microplissement de la surface de filons de quartz traversant les micaschistes. Des rouleaux provenant d'exsudats de quartz dans des charnières de plis (ou plus rarement du plissement de filonnets) s'observent localement par concentrations. Les linéations d'intersection sont rares. Cette formation, dans son ensemble apparaît monostructurée et par là même se différencie des schistes cristallins inférieurs.

Nous avons découpé le platier sur sa longueur en trois zones, en fonction de la disposition des structures observables.

1 - LA REGION DU HAUT-PENHORS

Caractères lithologiques : série monotone de micaschistes quartzo-feldspathiques à héritages grauwackeux rythmiques.

Sur deux kilomètres de platier, le pendage de la stratification plonge régulièrement vers le Nord. Il n'est interrompu que par de rares charnières de plis dont les axes possèdent une direction Est-Ouest, ils s'ennoient vers l'Ouest (pl. 32, diagramme 4).

La foliation se parallélise fréquemment à la stratification, elle possède un pendage et une direction constante (pl. 32, diagramme 5).

Les linéations plongent aussi vers l'Ouest, parallèlement aux axes des plis (on observe de nombreux rouleaux de quartz près de la cale de Penhors) (pl. 32, diagrammes 4 et 5).

2 - REGION DE KERISTENVET - HAUT-PELLAN (zone centrale)

Caractères lithologiques :

- micaschistes (parfois d'aspect conglomératique)
- leptynites abondantes
- amphibolites massives à grain fin, interstratifiées.

PLANCHE 33

MICASCHISTES DE LA SERIE SUPERIEURE
ZONE CENTRALE

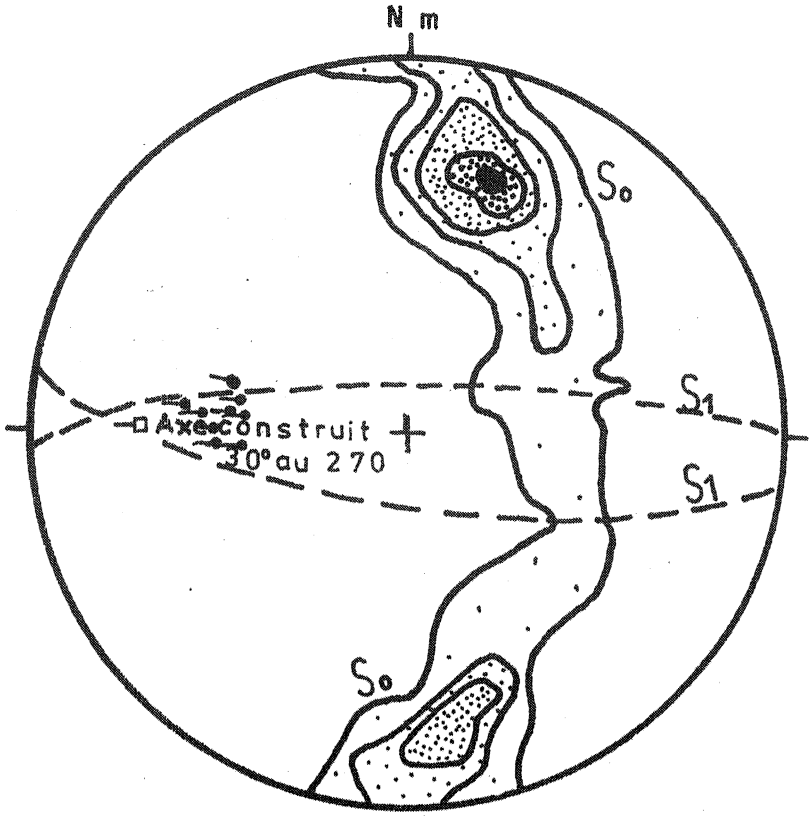


Diagramme 6

Stratification et axe déduit, 193 mesures

Isopaques S_0 1, 5, 7, 10, 11 %

Axes mesurés

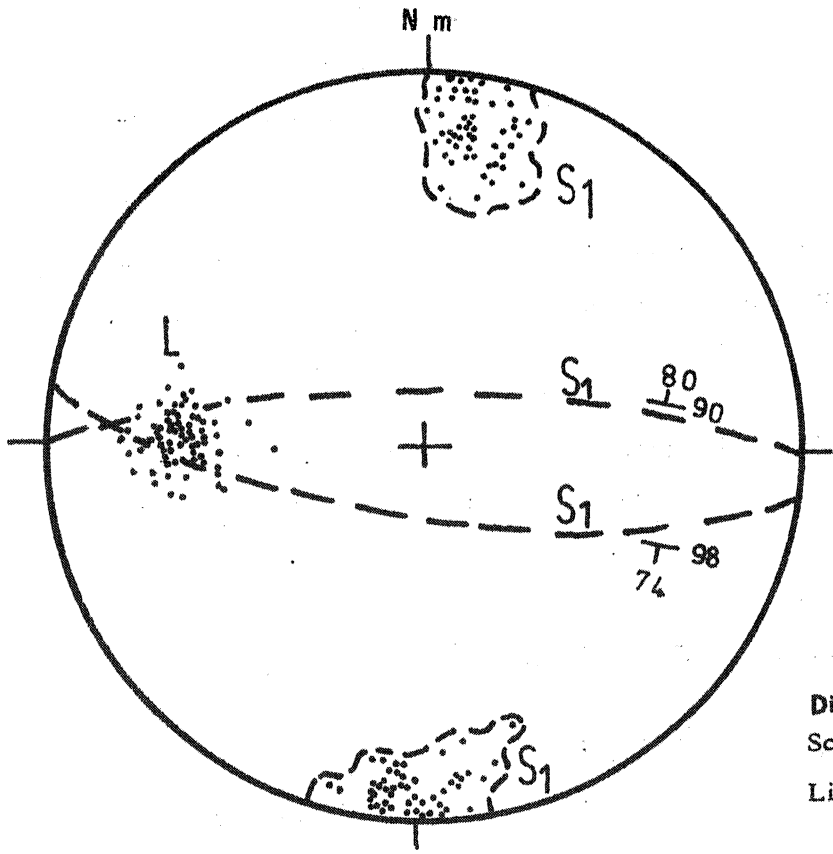


Diagramme 7

Schistosité S_1, 115 mesures

Linéations sur filons de quartz L, 74 mesures

Cette zone se distingue de la précédente car le pendage de la stratification y devient très variable (pl. 33, diag. 6). Les mesures se groupent sur un cercle de zone dont l'axe est parallèle aux axes de plis. On observe aussi de nombreuses charnières de plis (particulièrement dans les bancs de leptynite) dont les axes plongent d'environ 30° vers l'Ouest.

La foliation est subverticale et possède une direction E - W (pl. 33, diag. 7). Elle contient l'axe de la structure définie précédemment, sa trace est perpendiculaire au plan π construit pour les mesures de stratification; la foliation est donc de plan axial pour ces plis.

Les linéations sont dûes essentiellement au microplissement de filons de quartz. Leur direction est E-W, avec une inclinaison de 20 à 40° vers l'Ouest. Elles sont contenues dans le plan de foliation, donc bien contemporaines du plissement (pl. 33, diag. 7).

Les axes de plis ont une direction et un plongement constant. Il est possible de définir deux types de plis :

1 Des plis droits (dont le plan axial est subvertical), ce sont des plis ouverts, à charnière légèrement épaissie, ils sont bien reconnaissables dans les bancs de leptynite (photo 1, planche photo 1).

2 On observe aussi de rares plis couchés (deux exemples sur 1,5 km de platier). Ils sont repris par de molles ondulations. Les axes de plis couchés et des ondulations qui les reprennent sont parallèles aux axes des plis couchés à plan axiaux subverticaux. (photo 4, pl. ph. 1).

Ces plis ne correspondent pas à une structuration antérieure en plis isoclinaux couchés, repris par une seconde génération de plis. En effet, nous pouvons constater, grâce à l'analyse des microstructures et des différentes cristallisations, qu'il s'agit en fait d'un seul et même épisode de déformation qui donne ici quelques plis couchés isoclinaux entre couches sédimentaires plissées

PLANCHE PHOTO n° 1

Micaschistes de la série supérieure

Divers types de plis observables sur la platier entre le Haut-Penhors et Pors-Poulhan

Photo 1 Plis droits dans des bancs de leptynites. Ces roches très compétentes sont déformées en plis concentriques ou à charnière légèrement épaissie.

Photo 2 Plis droits à charnière épaissie dans un matériau encore assez compétent.

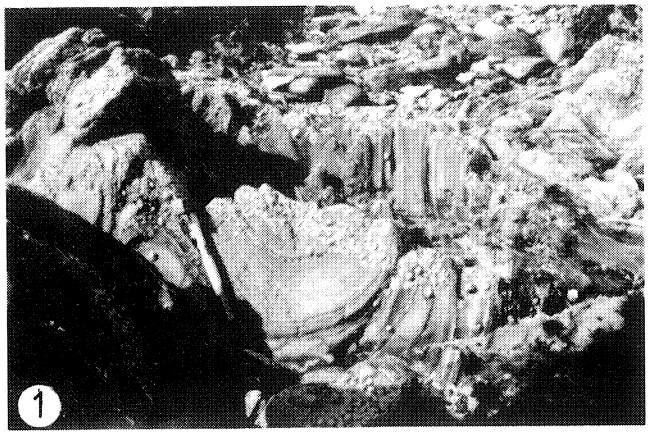
Photo 3 Pli isoclinal droit dans des niveaux beaucoup plus schistifiés.

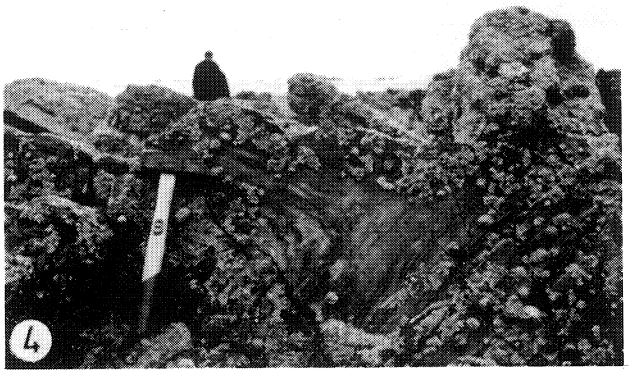
Photo 4 Pli couché dans un banc de leptynite.

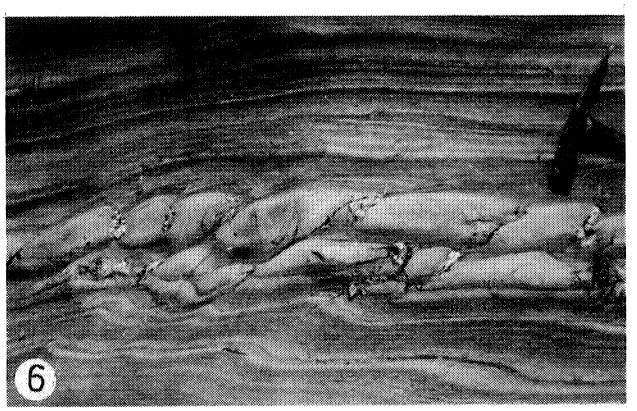
Photo 5 Pli couché repris par de molles ondulations. La stratification est bien reconnaissable.

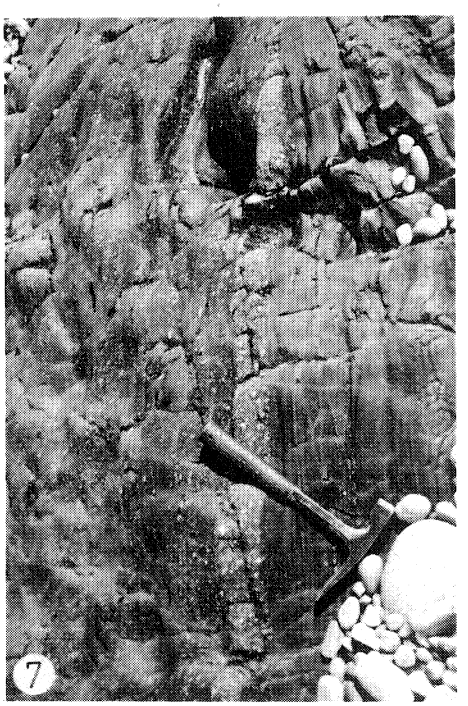
Photo 6 Petits plis-failles tardifs affectant les couches sédimentaires les plus compétentes.

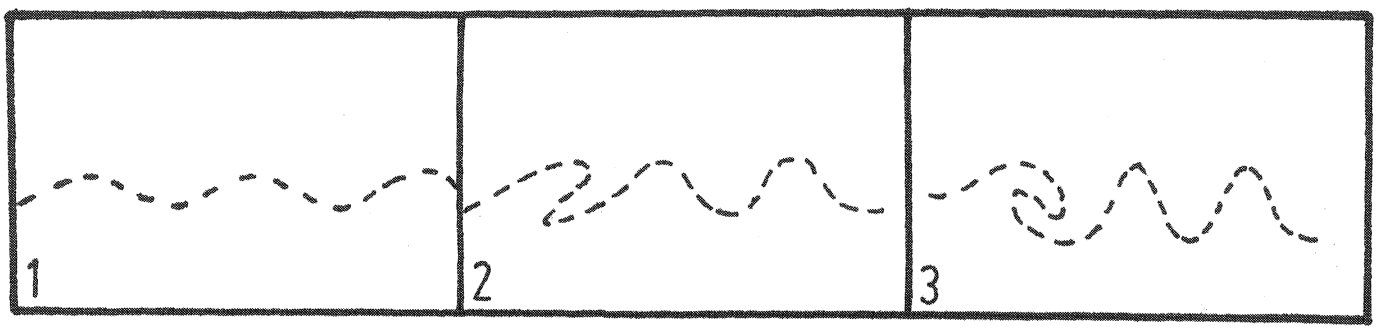
Photo 7 Niveaux conglomératiques qui témoignent du caractère détritique de la série.



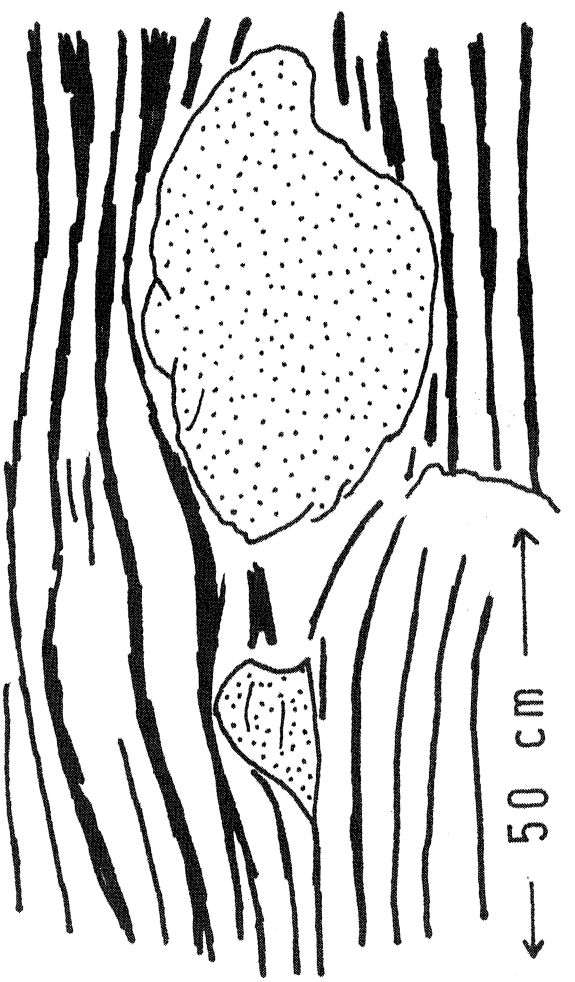








Formation de plis droits et couchés lors d'une même phase tectonique.



Niveau d'amphibolite à grain fin interstratifié dans les micaschistes et boudiné.
(Platier à proximité du Haut Pellan).

PLANCHE 35

MICASCHISTES DE LA SERIE SUPERIEURE

ZONE NORD

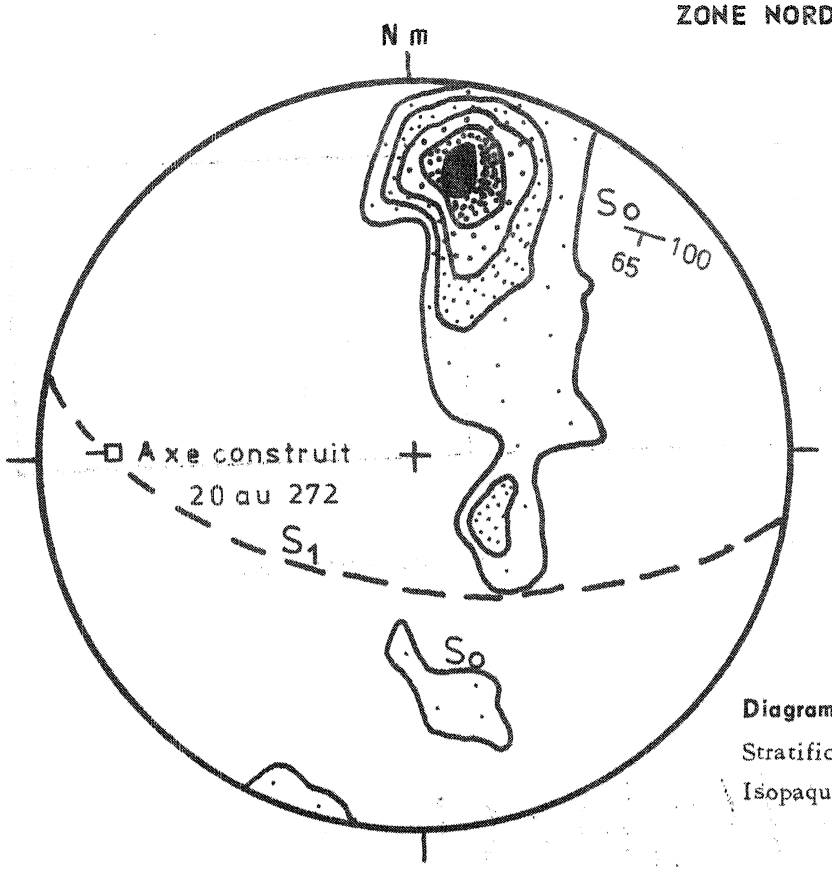


Diagramme 8

Stratification S_0, 124 mesures

Isopaques S_0 1, 3, 10, 15, 25 %

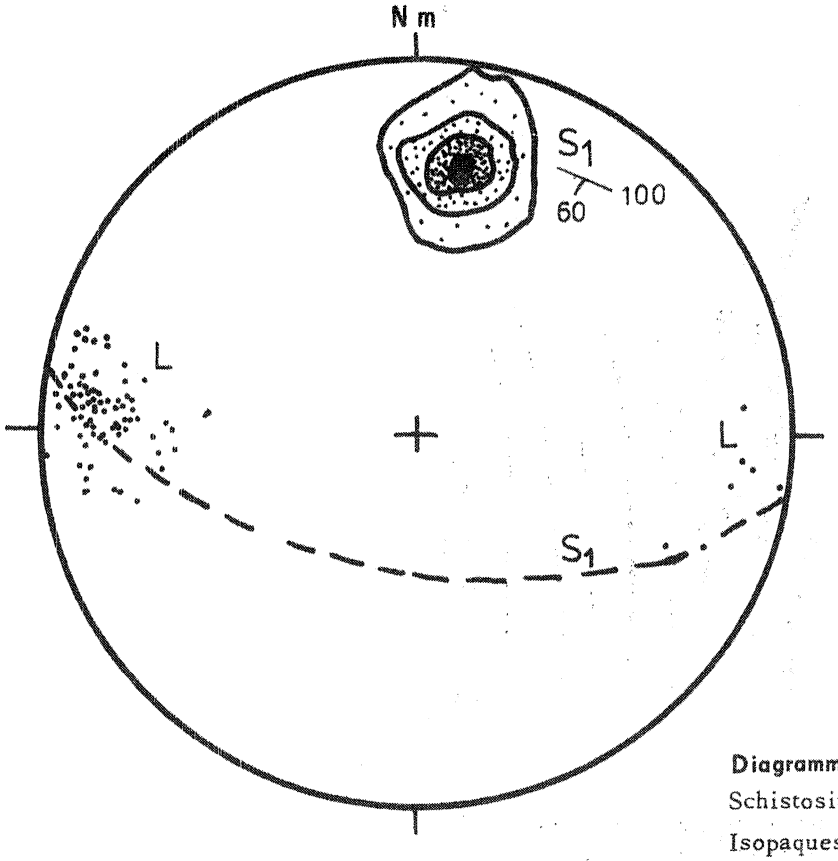


Diagramme 9

Schistosité S_1, 126 mesures

Isopaques S_1 5, 20, 40, 48 %

Linéations sur filons de quartz L, 87 mesures

de façon plus générale en plis droits. La déformation se poursuit après l'apparition des plis couchés et les reprend. En fait, il ne s'agit que de la prolongation d'une seule et même phase tectonique (pl. 34 et § B).

Cette zone est aussi caractérisée par l'abondance d'amphibolites interstratifiées. Sur le platier ces amphibolites apparaissent en boules ou en ilôts isolés dont on voit souvent mal les rapports. Cette discontinuité est dûe à un boudinage (pl. 34) dont la direction d'élongation paraît proche de celle des axes de plis. Ce boudinage est donc vraisemblablement syntectonique.

3 - REGION DU "MENHIR", DE POULBREHAN ET DE PORS-POULHAN (Zone Nord)

Caractères lithologiques :

- disparition des leptynites, et des amphibolites à grain fin interstratifiées.
- présence d'amphibolites litées et de pyroxénites, d'amphibolites interstratifiées à gros grain et de filons pegmatitiques dans des micaschistes non conglomératiques.

Dans cette zone, le pendage de la stratification redevient régulier, il est de 65° vers le Sud dans une direction de 100° E (pl. 35, diag. 8). De nombreuses charnières de plis sont visibles dans cette partie du platier. Ce qui explique l'étalement des mesures de S_o et permet la construction d'un plan π correspondant à un axe plongeant de 20° vers l'Ouest (diag. 8).

La foliation se parallélise de nouveau à S_o, elle contient l'axe construit précédemment et est perpendiculaire au plan π, elle est donc de plan axial pour les plis observés (pl. 35, diag. 9).

Le plongement vers l'Ouest des linéations varie de zéro à 40°. Quelques linéations possèdent un plongement inversé vers l'Est, ceci peut être dû à la fracturation, ou simplement à la pente initiale des filonets de quartz microplissés (pl. 35, diag. 9).

PLANCHE 36

FRACTURATION DANS LE DOMAINE DES MICASCHISTES DE LA SERIE SUPERIEURE

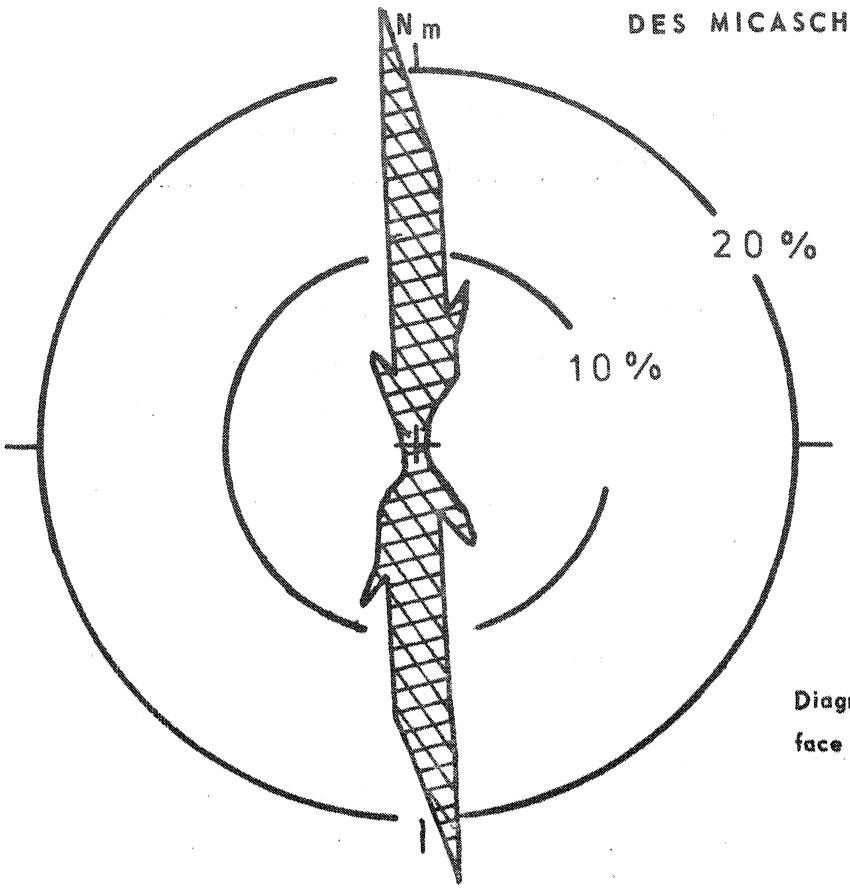


Diagramme 10. Fracturation sur le platier face au village de Penhors.

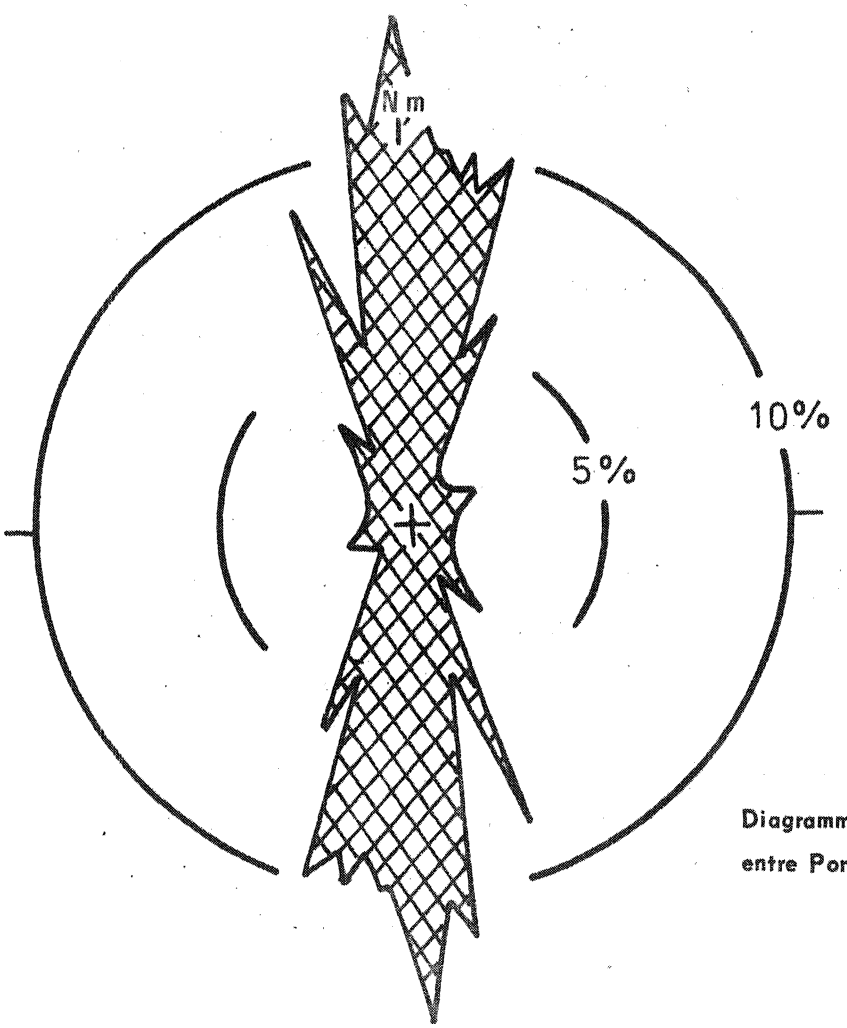


Diagramme 11. Fracturation sur le platier entre Pors-Poulhan et «Le Menhir».

Les plis sont en général déversés vers le Nord. Ils peuvent être larges, à charnière épaissie (photo 2, pl. 1), ou au contraire très resserés à tendance isoclinale, mais toujours à plan axial subvertical (photo 3, pl. 1). Comme dans la région centrale, nous avons pu observer deux exemples de plis couchés repris par de molles ondulations. Tous ces plis sont les témoins de l'évolution du plissement au sein d'un même événement tectonique (voir § B).

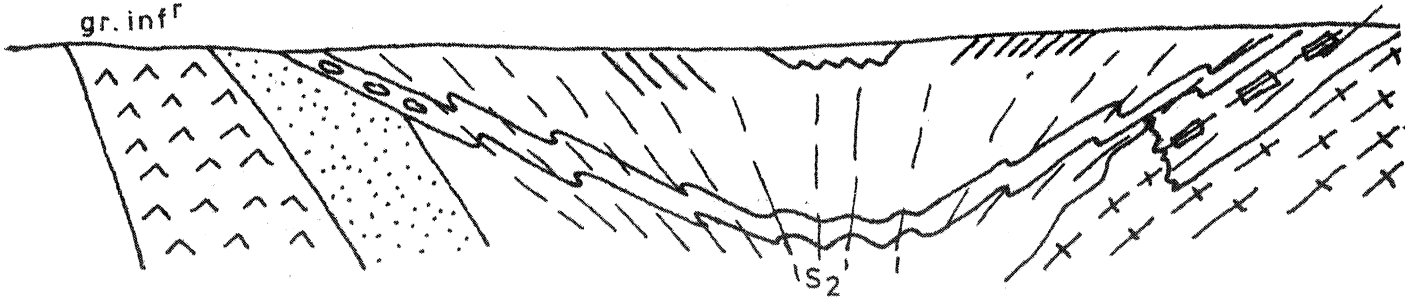
On observe aussi des structures tardives par rapport au plissement, ce sont :

- des kink-bands : ils sont assez rares. Ils affectent la série sur une dizaine de mètres au Nord de la plage du Menhir. Leur direction est 75°E, ils sont le plus souvent dextres.

Ils provoquent l'apparition de petits plis en chevrons déformant S_o et la foliation et s'accompagnent d'une schistosité de plis fractures résultant de la crénulation de la foliation (strain-slip cleavage). Cette schistosité est bien marquée dans les niveaux phylliteux et s'interrompt dans les lits phylliteux pour affecter de petits plis-failles tardifs (photo 6, pl. 1).

- du boudinage : à proximité du contact des micaschistes avec le granite de Pors-Poulhan, on observe dans les amphibolites litées des bancs de pyroxénite boudinés. L'axe d'allongement des boudins (50° au 140) est perpendiculaire aux linéations minérales marquant l'axe de la déformation. Or cette linéation est déformée par le boudinage, il s'agit donc certainement d'une structure tardive qui est peut-être liée à la proximité du granite.

- la fracturation affecte toutes les structures décrites précédemment. La direction des fractures est principalement N - S (pl. 36, diag. 10 et 11).



Coupe au niveau des schistes cristallins supérieurs.

LANGUIDOU

Ht PENHORS

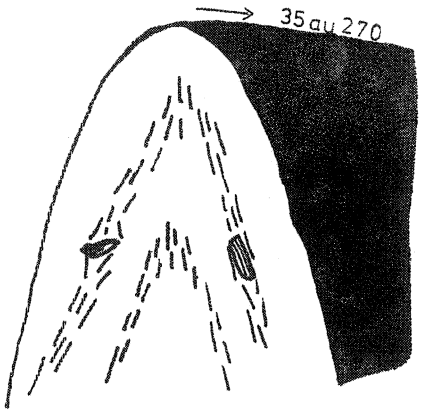
Ht PELLAN

POULBREHAN

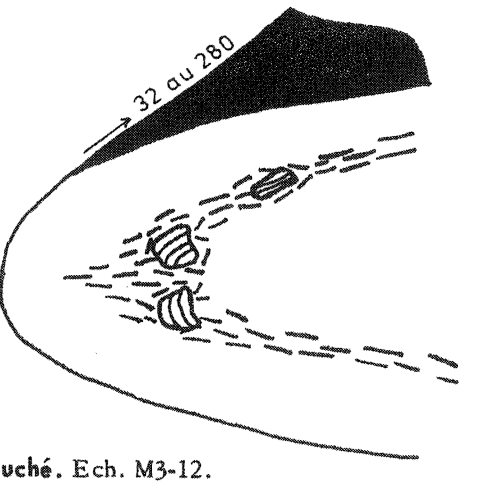
PORS POULHAN

PLANCHE 37

Styles de plis dans des leptynites de la série supérieure



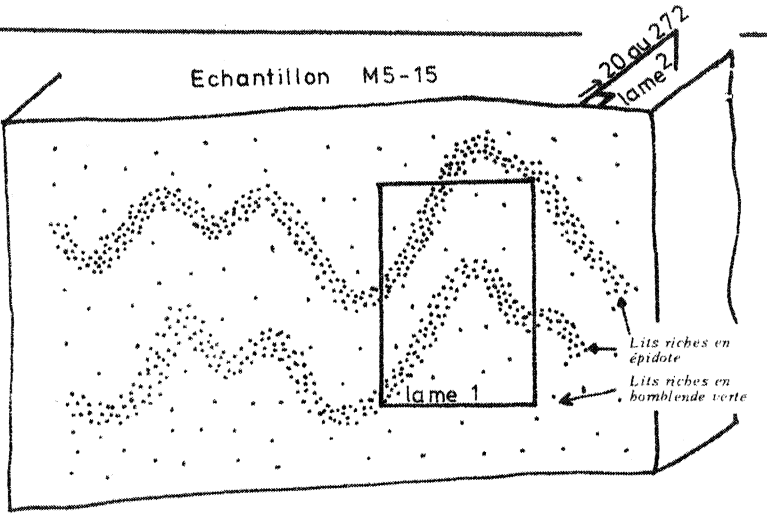
Pli droit. Ech. P14-36.

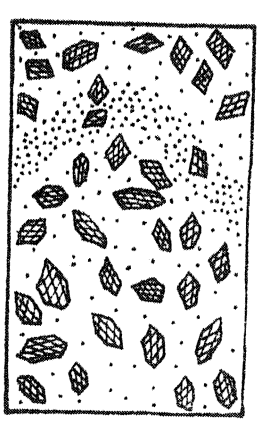


Pli couché. Ech. M3-12.

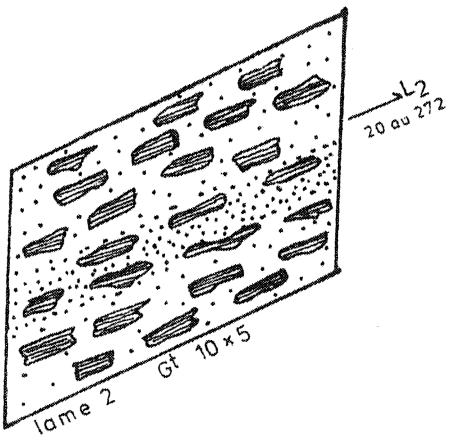
Dans ces deux exemples, les rapports de la schistosité avec les muscovites (liées à la mise en place des granites à 2 micas) sont identiques. Ce qui montre qu'il s'agit là de plis de même âge mais de style différent.

Amphibolite litée à épidote.





Lame 1



L'allongement des amphiboles est parallèle aux axes de plis, la hornblende est donc syntectonique.

4 - CONCLUSION

Du Sud vers le Nord, le pendage de la stratification plonge d'abord vers le Nord, s'annule puis s'inverse. Les micaschistes dessinent donc un synforme dont l'axe plonge de 30° vers l'Ouest (pl. 37). Ce plissement est synmétamorphe puisqu'accompagné d'une foliation contenue dans le plan axial des plis. Ces plis sont déversés sur les flancs de la mégastructure, ce qui fait que la foliation se parallélise souvent à la stratification.

II - ETUDE DES MICROSTRUCTURES

a) Microstructures dans les deux types de plis coaxiaux reconnus

Dans les plis droits (à plan axial subvertical)

L'étude microstructurale permet de reconnaître deux générations de muscovite (cf. pl. 38).

La première se présente en grandes lames déformées et contournées par la foliation. Elles n'ont pas d'orientation préférentielle (fig. 1 et 3, pl. 39).

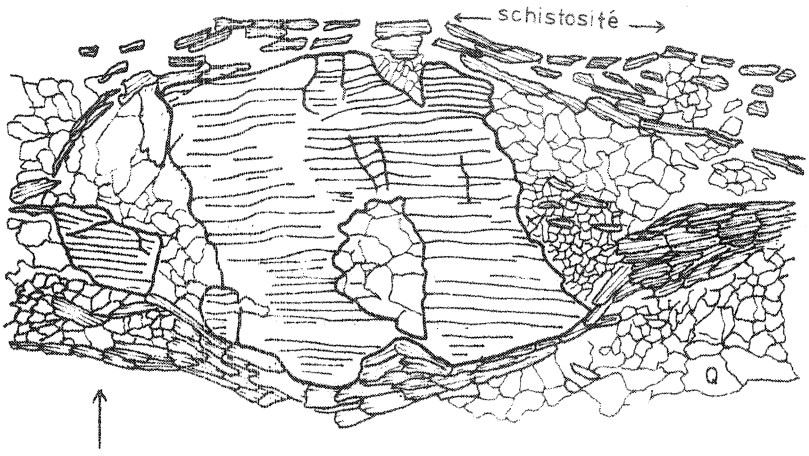
La seconde est constituée par des petits cristaux qui soulignent la foliation. Sur le flanc des plis, elles sont tendance à s'adapter au litage de la roche, alors qu'elles sont très nettement sécantes et contenues dans le plan axial de ces plis au niveau de la charnière (pl. 38).

Dans les plis couchés

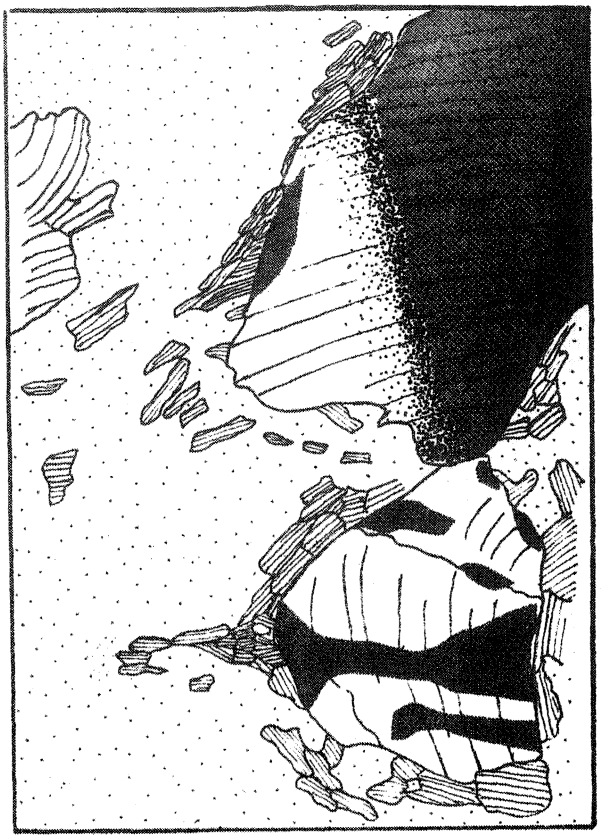
La disposition des phyllites est semblable à celle observée dans les plis précédemment (pl. 38) :

- on y retrouve de grandes lames de muscovite non orientées, contournées par des petites et plissées dans la charnière des plis couchés (pl. 38 et fig. 2 pl. 39).

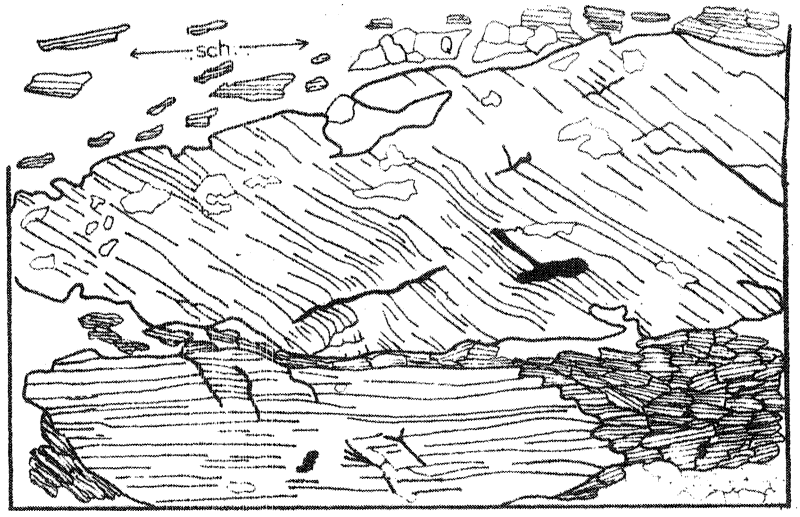
PLANCHE 39



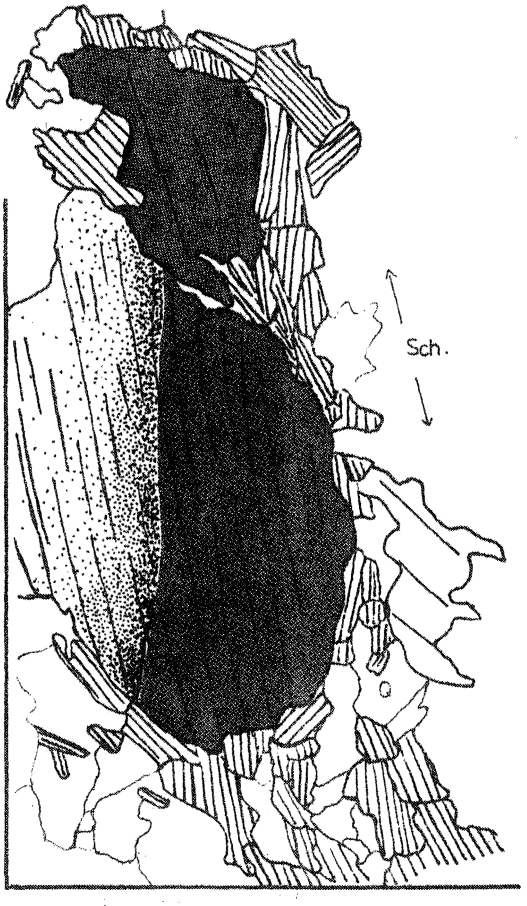
1. - Muscovite contournée par la schistosité, apparition d'ombres de pression. Lame M5-15. Gt 2,5 × 10.



2. - Muscovite plissée dans une charnière de pli couché et contournée par la schistosité. Lame M3-12. Gt 2,5 × 10.



3. - Muscovite oblique par rapport au plan de schistosité, elle est déformée. Lame P8-17. Gt 2,5 × 10.



4. - Muscovite à extinction roulante dans le granite de Pouldreuzic. Elle est contournée par la schistosité.

Lame P6-1. Gt 6,3 × 10.

- Ces plis sont aussi accompagnés d'une foliation (horizontale) de plan axial, postérieure au développement des grandes lattes de muscovite.

N.B. : Les molles ondulations (coaxiales) qui déforment les plis couchés ne sont pas accompagnées d'une foliation, elles sont donc probablement tardives (aussi bien par rapport à la formation des plis couchés que celle des plis droits).

Nous avons montré (étude pétrographique) que la formation des grandes lattes de muscovite était probablement liée à la mise en place de granite à 2 micas (massifs de Pouldreuzic et de Plozévet) où l'on retrouve cette muscovite dans des conditions structurales identiques (fig. 4, pl. 39). La foliation des micaschistes, postérieure au développement des grandes lattes de muscovite est donc postérieure (ou contemporaine) à la mise en place des granites hercyniens.

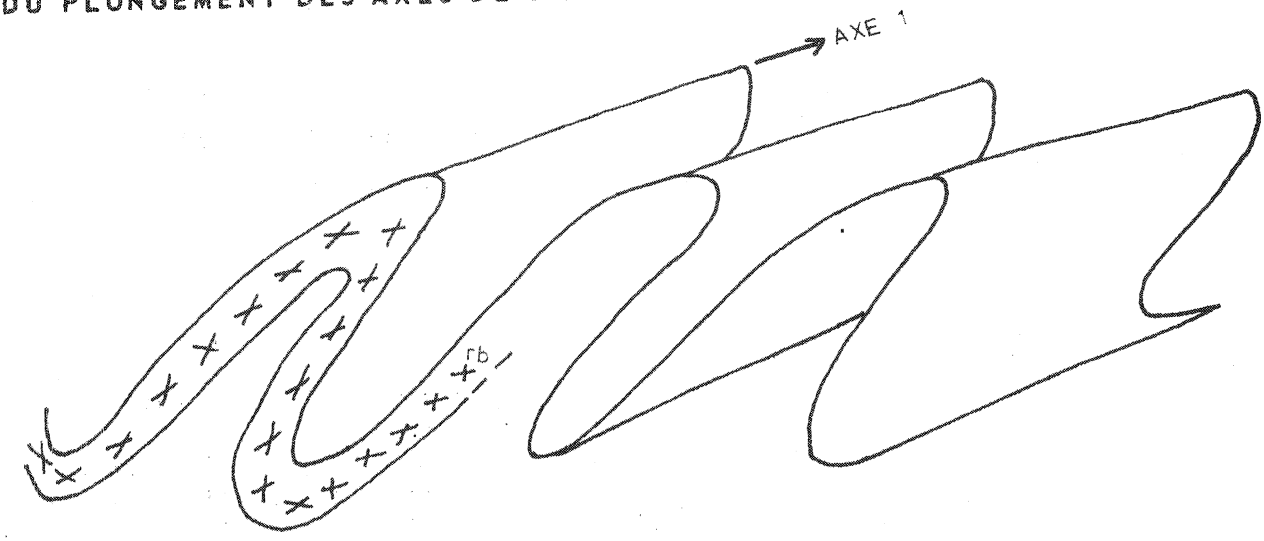
S'il s'agit de deux foliations différentes, il faut admettre que deux événements tectoniques importants ont succédé à l'intrusion de ces granites; ce qui ne semble pas être le cas en Bretagne méridionale (J. COGNÉ, 1966).

C'est pourquoi nous considérons que la foliation existant dans les plis couchés est identique à celle observée dans les plis droits et que ces deux types de plis correspondent à l'évolution du plissement au travers d'une même phase tectonique.

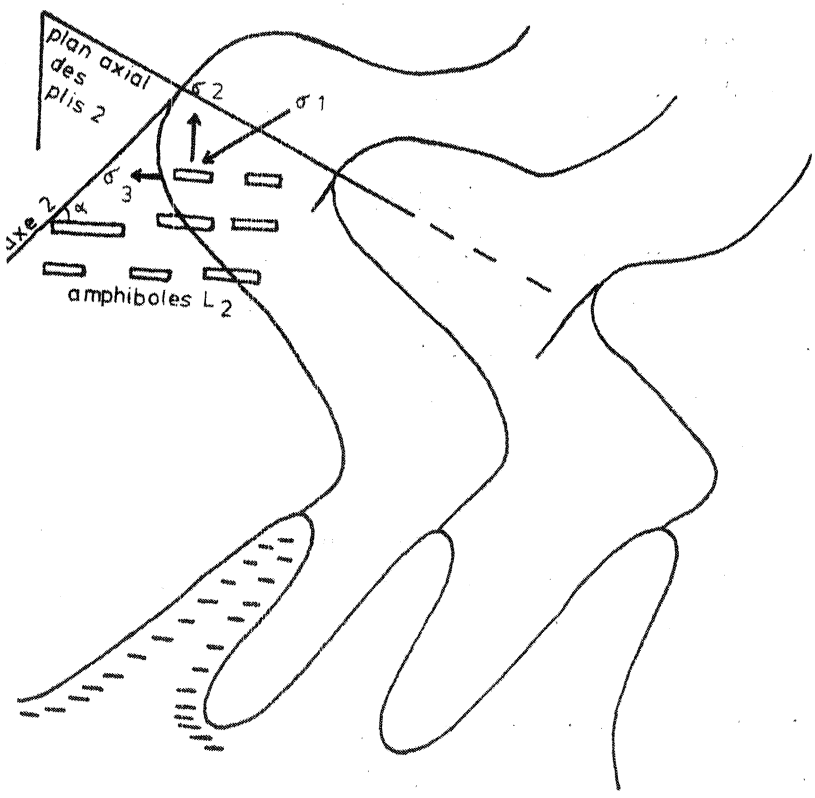
b) Les linéations minérales

Elles sont marquées par l'alignement des hornblendes vertes, leur plongement varie de 20 à 40° vers l'Ouest comme les axes des plis. Elles sont donc liées à ce plissement.

On peut les observer dans les charnières déformant les amphibolites litées. Des lames orientées ont montré qu'elles étaient rigoureusement parallèles à l'axe de plis (pl. 38). Ce qui est important car celà nous permet de penser que le plongement des axes n'est dû qu'à l'orientation des contraintes provoquant le plissement.

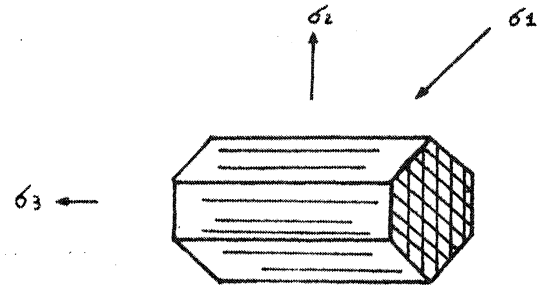


Soit un premier plissement, en plis déversés, de séries contenant des roches basiques.



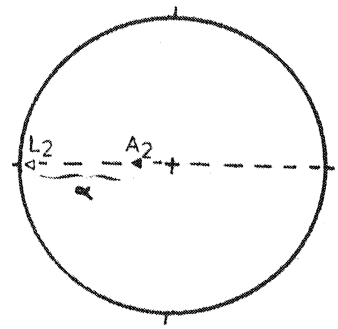
- Lors du plissement 2, les amphiboles cristallisant pendant le métamorphisme syntectonique donneront naissance à une linéation L_2 orientée selon les contraintes 2.

- Le plongement de L_2 fera un angle α avec le plongement des axes de plis 2 (le plongement de A_2 étant dû à la pente de la couche provoquée par le plissement 1, il n'est donc pas régi par les contraintes 2).



Les amphiboles syntectoniques cristalliseront sous l'influence des contraintes provoquant le plissement.

L_2 et A_2 font un angle α dans le plan axial des plis 2.



On peut donc penser que lorsque A_2 et L_2 (amphiboles) sont parallèles, ils sont régis par les mêmes contraintes, sans faire appel à 2 plissements malgré le plongement des axes.

c) Problème du plongement des axes

Un fort plongement des axes de plis est souvent un indice de polyplissement pour une série ou bien de basculement postérieur à la déformation. Ceci n'est pas obligatoire (cf. pl. 40).

- soit par exemple une déformation 1 en plis isoclinaux déversés dans une série contenant des niveaux de roches basiques.

- soit une déformation 2, d'axe perpendiculaire aux axes 1, et accompagnée d'une cristallisation métamorphique

. Les plis 2 affectant des couches déjà fortement pentées auront des axes plongeant, et ceci régit par le plissement 1.

. Les amphiboles cristallisant dans les roches basiques apparaîtront suivant la disposition des forces provoquant le plissement. Les linéations minérales seront contenues dans le plan axial des plis 2, mais leur plongement sera le plus souvent différent du plongement des axes 2 car ils ont des causes différentes :

- plongement des axes 2 dû à l'inclinaison des couches dans P_1.
- linéations minérales 2 dûes à l'orientation des forces du plissement 2.

Donc inversement, le fait d'observer dans des charnières de plis des linéations minérales parallèles à l'axe des plis, implique pour ces plis et ces linéations une genèse dûe aux mêmes contraintes. (sauf dans le cas peu probable où les forces du plissement 2 orientent les linéations parallèles aux axes de P_2 (régit par P_1).

Le fort plongement des axes de plis peut donc être dû simplement à la distribution des contraintes provoquant le plissement. Il n'est pas nécessaire de faire appel à des phénomènes anté ou post-tectoniques pour les expliquer (tout au moins dans les terrains métamorphiques).

d) Relations entre la déformation et les cristallisations

Ces relations ont été mise en évidence dans les chapitres précédents, elles permettent de définir deux types de cristallisations (pl. 30) :

Des cristallisations anté-tectoniques, ce sont les grandes lattes de muscovite d'origine pneumatolitique (ou thermique) liées aux granites à 2 micas.

Des cristallisations syntectoniques qui sont essentiellement la muscovite et la biotite soulignant le plan de foliation, et la hornblende verte qui détermine la linéation parallèle aux axes de plis. Ces minéraux sont ceux du métamorphisme régional affectant les micaschistes de la série supérieure, le plissement est donc bien synmétamorphe.

III - CONCLUSION

L'étude structurale permet de montrer que le groupe des micaschistes de Languidou - Haut-Penhors n'a subit qu'un plissement. Ce plissement est contemporain du métamorphisme régional qui se traduit par une foliation accompagnant la formation d'un synforme dont l'axe plonge vers l'Ouest.

Ce plissement est identique au plissement P_2 des micaschistes de la série inférieure. Ils ont en effet les mêmes caractères : formation de mégastructures antiformes ou synformes, direction et plongement des axes parallèles, métamorphisme syntectonique identique. Donc la déformation des micaschistes de la série supérieure correspond au plissement P_2 reconnu dans la série inférieure.

N.B. : La foliation liée à ce plissement est moins marquée dans les micaschistes de la série inférieure car elle se développe sur des matériaux déjà structurés.

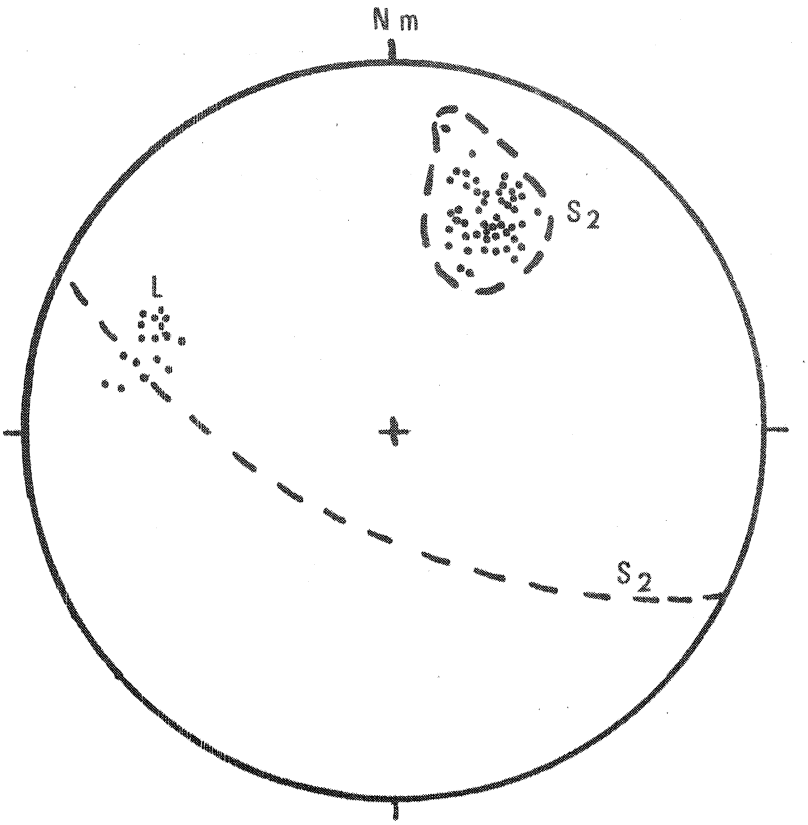
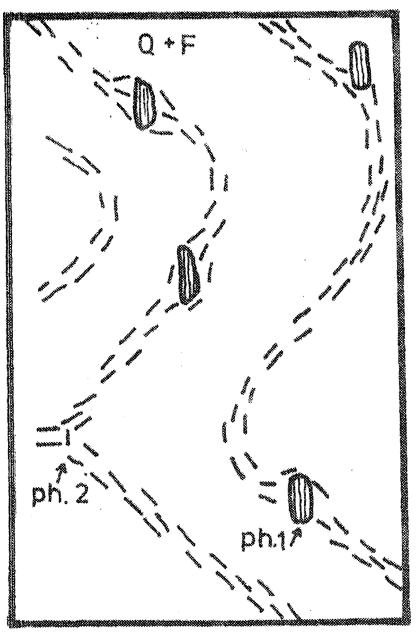


Diagramme 12. Schistosité et linéation dans le granite de Pors-Poulhan.



Echantillon Q 150-3. ×2.

Massif granito-gneissique de Plonéour-Lanvern.

Faciès leucocrate (sud du Manoir de Lanvern).
Plis couchés d'axe N 150.
Les phyllites 1 de grande taille sont contournées par les phyllites 2. Ces phyllites 2 sont mimétiques d'une ancienne surface S déformée.
Evolution proposée :
1- *Formation et plissement d'une surface S.*
2- *Muscovitisation (phyllites 1) (muscovitisation due aux granites à 2 micas ?).*
3- *Cristallisation mimétique des phyllites 2 sur la surface S.*

Chapitre III

STRUCTURES DANS LES GRANITES

I - LE GRANITE DE PORS-POULHAN

Ce massif, situé entre les micaschistes de la série supérieure et le granite à 2 micas de Plozévet (pl. hors texte 1 et 2) est intensément structuré par une foliation qui est parallèle à celle observée sur le flanc Nord du synclinal déformant les micaschistes quartzo-feldspathiques. De plus les linéations, (dûes au microplissement des filons de quartz) déterminent un axe identique à celui observé dans la formation monométamorphique (pl. 41). Il semble donc que le granite ait subi la tectogenèse symmétamorphe définie dans la série supérieure.

Nous avons signalé, lors de l'analyse pétrographique que le granite de Pors-Poulhan devait être différencié des granites à 2 micas. C'est l'étude des contacts du massif avec ces granites qui permet cette conclusion.

1 - ETUDE DES CONTACTS

a) Le contact méridional, avec les micaschistes de la série supérieure

Ce contact est observable sur la côte, au Sud de Pors-Poulhan (au Menez-Gozec). La stratification des micaschistes quartzo-feldspathiques est en parfaite concordance avec le contact du granite, sans rupture tectonique sensible (photo 1, pl. 2). Le massif ne recoupe pas les micaschistes, n'émet pas de réseau filonien, il ne semble pas intrusif dans la série, et pourrait aussi bien en constituer la base stratigraphique.

PLANCHE PHOTO n° 2

Granite de Pors-Poulhan

—

Photo 1 Contact sud du granite avec les micaschistes de la série supérieure.
Les micaschistes paraissent reposer en concordance sur le granite.

Photo 2 (L.P. x8) Cristal de microcline zoné.dans lequel on note des inclusions alignées suivant le plan de zoning.

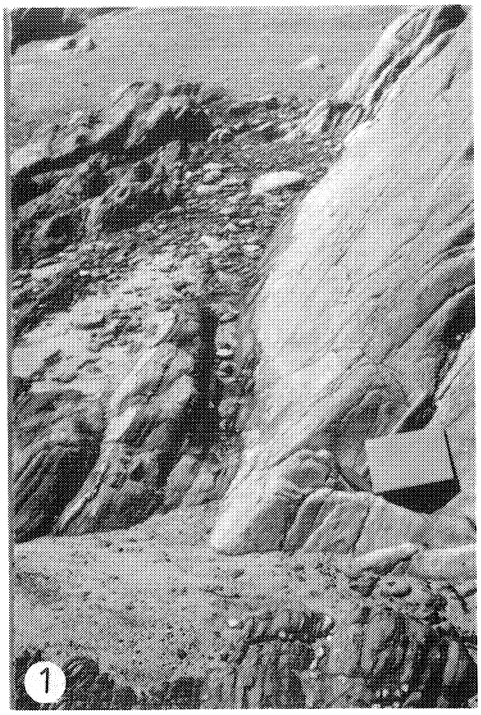
Photo 3 Aspect macroscopique du granite porphyroïde. La foliation (qui contourne les phénocristaux de microcline) est recoupée par une schistosité de fracture. Cette seconde schistosité est bien visible sur la bordure nord du granite.

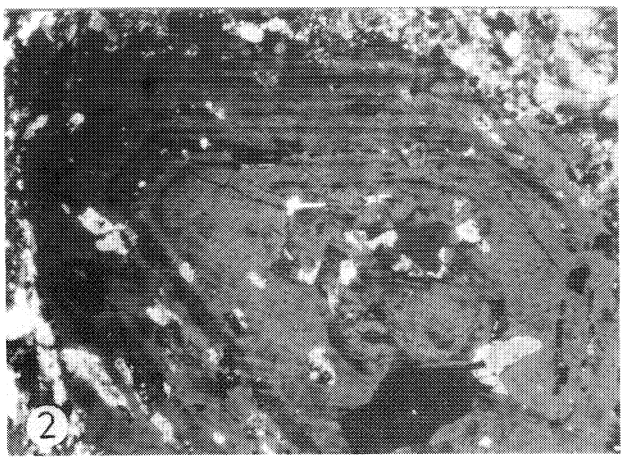
Photos 4 - 5 - 6 Contact nord du granite de Pors-Poulhan avec les granites à 2 micas.

Photo 4 Filons de leucogranites recoupant le granite porphyroïde.

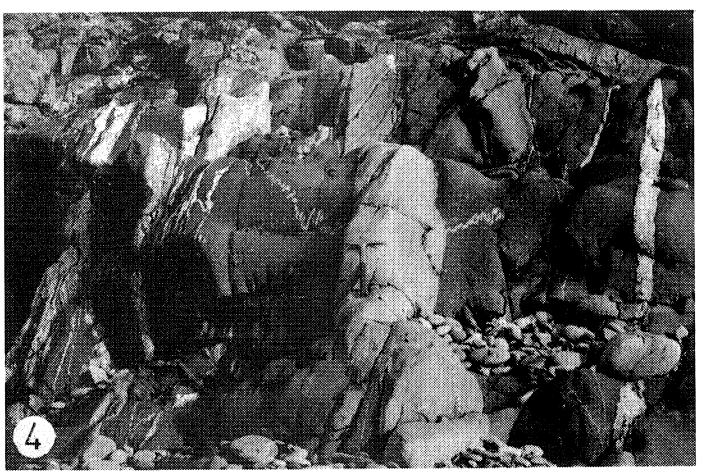
Photo 5 Détail d'un filon de leucogranite. On y reconnait un litage dû à la concentration de phyllites parallèlement à la foliation. Ce litage est donc d'origine tectonique.

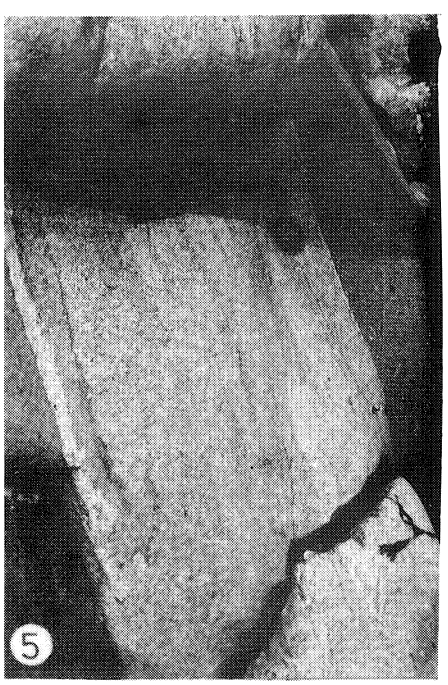
Photo 6 Litage dans la masse des leucogranites dû à la présence de lits aplitiques et de lits pegmatitiques.

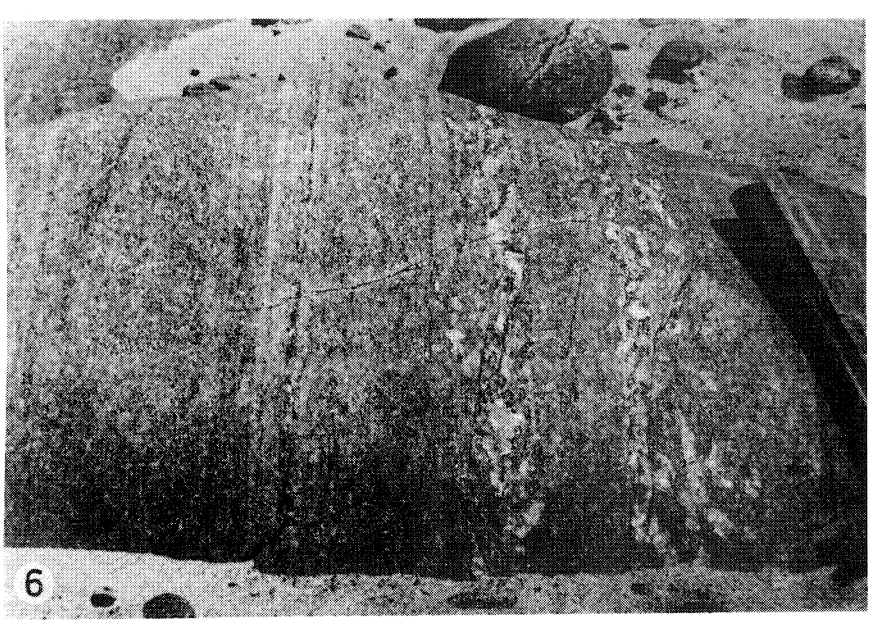

1


2

3


4


5


6

Cette première observation semble être contredite par les recristallisations d'andalousite et de grenat observables dans les micaschistes au contact du granite (sur 10 - 20 m). L'andalousite est poeciloblastique, séricitisée et anté-schisteuse, le grenat est partiellement chloritisé et aussi contourné par les phyllites.

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer cette contradiction.

a - Il s'agit d'un granite ancien sur lequel repose une série sédimentaire métamorphisée. Les recristallisations d'andalousite sont dûes à la mise en place des granites à 2 micas qui, réchauffant le granite porphyroïde, provoque un léger métamorphisme de contact (effet de socle). Ce socle granitique aurait pu donner naissance par érosion au métapoudingue de Languidou.

Cette hypothèse est appuyée par l'observation des recristallisations à proximité des granites à 2 micas qui sont du même type que celles observées à Pors-Poulhan : andalousite poecilo-blastique antéschisteuse. De plus cette interprétation a l'avantage d'expliquer l'absence de filons dans les micaschistes, la concordance de la stratification et du contact, l'inexistence d'enclaves sédimentaires ou basiques dans le granite.

N.B. : Nous verrons que cette hypothèse pose des problèmes quant à l'âge de la série supérieure.
La datation de ce massif a permis l'établissement d'une isochrone qui semble écarter l'hypothèse de l'origine sédimentaire (méta-arkoses) du massif de Pors-Poulhan (voir chapitre géochronologique).

b) Il s'agit d'une pseudo-concordance, les couches sédimentaires se sont parallélisées au contact lors de la mise en place du granite ou lors du plissement. S'il en était ainsi on devrait observer près du granite, sinon des roches broyées, tout au moins des roches laminées, or il n'en est rien, le contact est parfaitement normal.

c) Il s'agit d'un granite dont la mise en place s'est faite après le dépôt des sédiments et suivant un plan préférentiel de la roche : la stratification. Ce granite correspond à un mégasill ayant provoqué des recristallisations dans les sédiments encaissants.

b) Le contact septentrional, avec les granites à 2 micas

Il est visible sur le platier, au Nord de la pointe de Sourc'h, sur la plage de Guendrez.

A l'approche des granites à 2 micas (bande pointe du Raz - Nantes, ici zone de Plozévet) le granite porphyroïde est recoupé par de nombreux filons grenus leucocrates à muscovite, et l'on passe progressivement aux granites syntectoniques massifs en une cinquantaine de mètres. Le contact est de type intrusif.

Dans le détail, les deux types de granites ont des aspects particuliers :

- l'orthogneiss de Pors-Poulhan, homogène dans sa masse, devient par endroit dépourvu de phénocristaux et très riche en biotite (comme dans certaines enclaves). Ceci s'observe particulièrement dans les derniers niveaux précédant le granite à 2 micas, qui sont tarversés par des filons parallèles ou obliques à la foliation (ils sont alors plissés). Ces filons clairs alternent avec l'orthogneiss sombre, ils donnent l'image d'un litage (photo 4, pl. 2).

- cette image est renforcée par l'aspect du leucogranite hercynien qui est aussi lité. L'alternance lithologique est constituée de niveaux de granite à 2 micas clair (parfois à grenat), de lits aplitiques et pegmatitiques disposés parallèlement à la foliation.

Origine du litage

La lithologie du granite porphyroïde, son passage à des niveaux riches en biotite mais pratiquement dépourvus de phénocristaux puis à des faciès lités clairs peut évoquer la sédimentation de produits d'érosion du granite porphyroïde. Le litage aurait dans ce cas une origine sédimentaire.

Cette hypothèse s'oppose à de nombreux faits d'observation :

- dans le granite porphyroïde le litage est dû à d'indubitables filons (photo 4, pl. 2).

- le litage du leucogranite hercynien a deux origines :

  il est dû à la traversée du granite à 2 micas par des filonets tardifs de pegmatite et d'aplite (photo 6, pl. 2) (parfois les filons d'aplite et de pegmatite se recoupent).

  les filons de leucogranite traversant le granite porphyroïde sont aussi lités : des lits riches en phyllites alternent avec des lits essentiellement quartzo-feldspathiques (photo 5, pl. 2). Ce litage se retrouve dans la masse du leucogranite.

Cette alternance ne peut être sédimentaire puisqu'on la trouve dans les filons, elle est donc d'origine tectonique. Il y a migration des éléments les plus mobiles, quartz et feldspath, ce qui entraîne la concentration des phyllites parallèlement au plan de foliation.

C'est pourquoi nous pensons que les filons leucocrates traversant le granite de Pors-Poulhan proviennent du granite à 2 micas, qu'il s'agit là d'un contact intrusif, le granite porphyroïde est **donc antérieur** aux leucogranites syntectoniques.

2 - CONCLUSION

Le granite de Pors-Poulhan est recoupé par le granite à 2 micas (Plozévet), il lui est donc antérieur. Il s'est vraisemblablement mis en place dans les micaschistes de la série supérieure avant le plissement (P_2) qu'il subit.

II - LES GRANITES A 2 MICAS (PLOZEVET - POULDREUZIC)

Ces granites sont également très orientés. Au contact nord du granite de Pors-Poulhan, les filons leucocrates à 2 micas sont déformés en plis métriques, resserrés (identiques à ceux observés dans les filons traversant les micaschistes de la série supérieure). Ils sont aussi traversés par la foliation du granite porphyroïde qui est elle-même affectée par une schistosité de fracture tardive (N 110°).

Le plissement (P_2) qui oriente les différents granites et les micaschistes de la série supérieure est donc tardif par rapport à la mise en place des granites à 2 micas hercyniens.

III - LE GRANITO-GNEISS DE PLONEOUR-LANVERN

La foliation qui structure ce massif se parallélise à celle observée dans les micaschistes de la vallée de Trunvel.

D'autre part, dans le faciès leucocrate affleurant sur la bordure nord du feuillet, il existe des petits plis couchés d'axe N 150° (on peut les observer au niveau du Manoir de Lanvern au Sud de la route).

Ces plis déforment un litage dans lequel ont recristallisé des phyllites contournant de grandes muscovites non déformées, identiques à celles observées dans les granites à 2 micas (pl. 41).

L'ordre des événements paraît être le suivant :

1 - déformation d'une surface S
2 - muscovitisation
3 - cristallisation mimétique de petites phyllites (S_2 des micaschistes inférieurs)

Cette observation est trop ponctuelle pour être généralisée au feuillet granitique de Plonéour dans son ensemble. Cependant elle laisse supposer que cette roche a subi une histoire structurale différente de celle des granites à 2 micas.

N° échantillon	Nature	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
464	Méta-aplite de Tréguenec	3 183	38,50	239,4	1,8008
572	Granite de Pors-Poulhan	236,2	100,2	6,825	0,7392
766	idem, contact méridional	365,0	182,86	5,779	0,7339
767	" "	300,1	135,1	6,432	0,7370
768	idem, Port de Pors-Poulhan	263,6	333,6	2,288	0,7170
769	idem, enclave sans phénocristaux	291,9	470,6	1,795	0,7142
770	idem, enclave riche en phénocristaux	292,6	215,8	3,925	0,7244
771	I idem, granite sans phénocristaux	266,9	222,9	3,468	0,7253
	II Contact nord	266,3	219,8	3,508	0,7248
772	Pors-Poulhan, contact nord	242,7	169,6	4,144	0,7245
574	Granite de Plozévet contact nord de P. Poulhan	243,2	32,2	21,87	0,7921
779	Gneiss oeillé de Languidou	111,4	174,6	1,847	0,7222
780	Granito-gneiss de Plonéour - Lanvern, faciès leucocrate (route de Plogastel)	958,2	181,4	15,29	0,7767
781	idem, Pen Allen	402,9	26,8	43,54	0,8864
782	Faciès grenu à 2 micas du granito-gneiss de P.L.	185,1	142,3	3,767	0,7252

Chapitre IV

ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE

I - INTRODUCTION

Nous avons réalisé une étude géochronologique préliminaire par la méthode rubidium-strontium, nous en annonçons ici les premiers résultats qui portent uniquement sur des mesures de roches totales. Le granite de Pors-Poulhan a été étudié en détail. Par contre, le granito-gneiss de Plonéour-Lanvern, le gneiss oeillé de Languidou et la leptynite de Tréguennec ont été simplement l'objet d'une première approche.

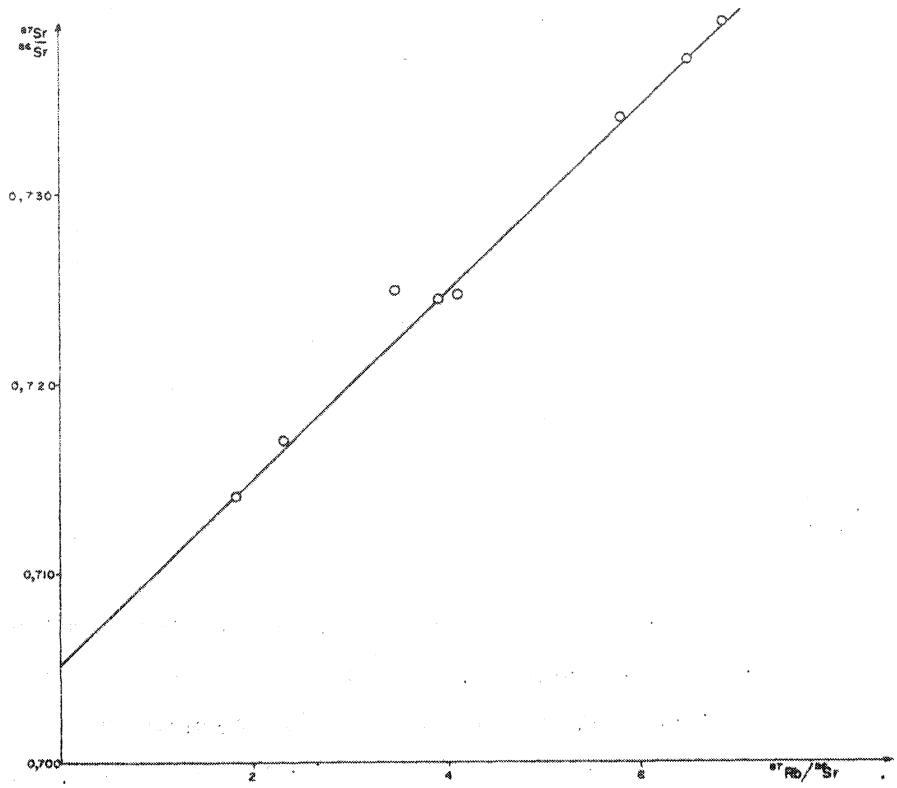
Nous nous référons à l'article de VIDAL et al. (1970), où sont décrites les techniques analytiques que nous avons employées. Rappelons toutefois la valeur des constantes utilisées par le laboratoire de Géochronologie de Rennes

$$\lambda^{87}_{Rb} = 1{,}47\ 10^{-11}\ an^{-1}$$
$$^{85}Rb/^{87}Rb = 2{,}591$$
$$^{86}Sr/^{88}Sr = 0{,}1194$$

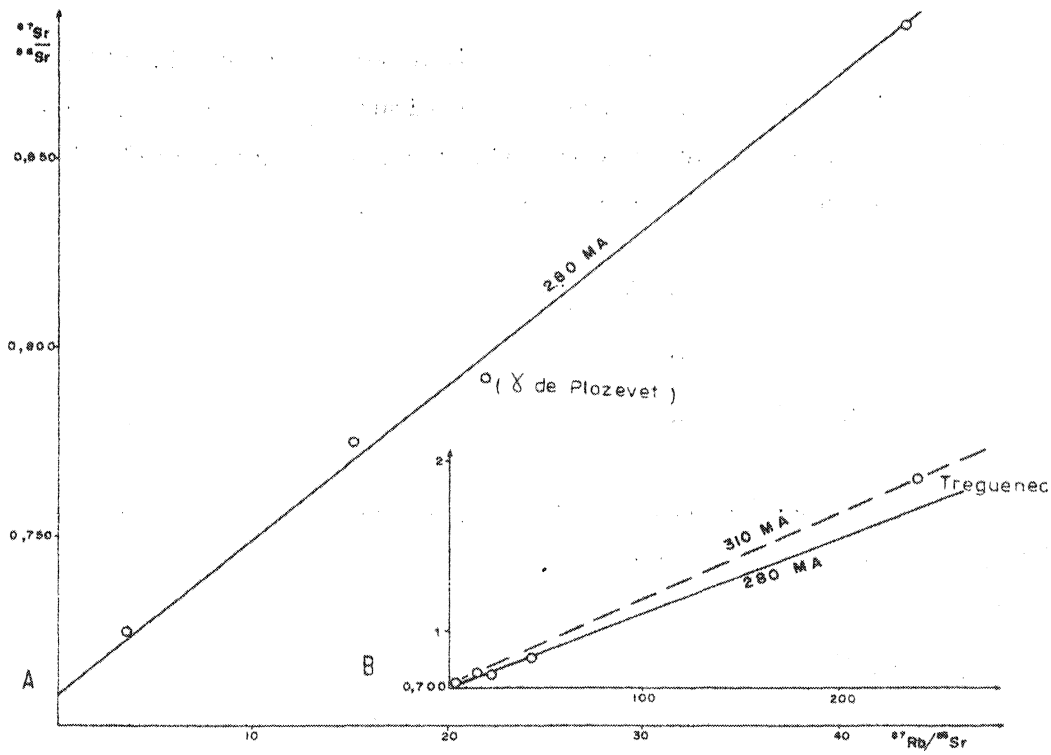
Les erreurs sont de 2 % sur le rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ et de 0,0005 sur le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$.

II - RESULTATS

Les données analytiques sont consignées dans le tableau de la planche 42.



1 **Granite Porphyroïde de Pors-Poulhan : âge 334±8 MA.**



2 **A : Granito-gneiss de Plonéour-Lanvern.**
B : Mesure sur la méta-aplite de Treguenec.
Comparaison avec l'isochrone de Plonéour-Lanvern.

a) Le granite de Pors-Poulhan

Huit échantillons ont été sélectionnés. Nous avons veillé à collecter des blocs volumineux, d'un poids de 15 à 20 kg, puisque, ce granite ayant subi une histoire thermodynamique importante, on ne peut être assuré que les systèmes soient restés clos en ce qui concerne le rubidium, le strontium commun, et le strontium radiogénique. A la suite des travaux de LANPHERE et al. (1964), on sait qu'un tel risque est limité si on prend la précaution de s'adresser à de gros échantillons.

D'autre part, la crainte d'une contamination par le strontium marin, à composition isotopique de 0,709, que l'on pourrait redouter puisque l'échantillonnage est réalisé dans la zone de battement des marées, nous a conduit à prélever des échantillons parfaitement frais, à éliminer toutes les parties suspectes et à procéder à un lavage abondant avant le broyage.

L'étalement des rapports Rb/Sr, lié aux différences pétrographiques et à l'utilisation de deux enclaves homéogènes explique l'excellente qualité de l'isochrone (fig. 1, pl. 43) : l'âge est de 334 $\pm$ 8 M.A., avec un rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial de 0,7052 $\pm$ 0,0013.

Un échantillon, R 771, n'a pas été inclus dans le calcul de l'isochrone, puisqu'il s'en écarte d'une façon significative. Il représente une variété pétrographique plus sombre et dépourvue de phénocristaux, localisée au contact Nord du granite. Il n'est pas possible, pour l'instant, d'avancer une interprétation simple de ce résultat, puisque l'intervention de divers phénomènes tel qu'une ouverture des systèmes, la contamination par l'encaissant, un rapport isotopique initial du magma plus élevé, peuvent amener à un tel résultat.

b) Les leucogranites

Trois échantillons de granito-gneiss de Plonéour-Lanvern, et un de leucogranite (Plozévet) prélevé au Nord du massif de Pors Poulhan, s'alignent, bien qu'imparfaitement, sur une isochrone dont la pente correspond à 280 M.A., avec un rapport isotopique initial de 0,708 environ (fig. 2a, pl. 43). Malgré la mauvaise qualité de l'isochrone, causée peut-être en partie par la fraîcheur discutable des échantillons, et leur nombre restreint, il est très vraisemblable qu'il s'agit là d'un matériel granitique tardi-hercynien.

c) La leptynite de Tréguennec (méta-aplite)

Un seul échantillon, R 464, a été analysé. La teneur en rubidium y est extraordinaire, puisqu'elle atteint 0,3 %. De telles teneurs sont extrêmement rares, mais pas inattendues dans un matériel aussi différencié. Il en résulte un rapport K/Rb aussi bas que 6,2. L'enrichissement en strontium radiogénique (^{87}Sr radiogénique/^{87}Sr total = 40 %) autoriserait à calculer un âge "ponctuel", c'est à dire avec un rapport isotopique initial arbitraire de 0,710, qui est une valeur commune. L'âge serait alors de 310 M.A. (fig. 2b, pl. 43). Cependant, il n'est pas exclu, étant donné la nature aplitique et hydrothermale de cette roche, que le rapport isotopique initial n'y soit pas beaucoup plus élevé, en raison d'un excès de strontium radiogénique. Le calcul montre que, pour obtenir un âge de 280 M.A., en rapport avec le granito-gneiss de Plonéour-Lanvern, qui ne semble pas, du point de vue pétrographique, être étranger à la genèse du filon, il faudrait un rapport isotopique initial de 0,815, valeur très élevée, certes, mais nullement impossible. Nous pouvons réaliser une isochrone de roches totales sur le filon lui-même, qui permettra de lever le doute.

d) Le gneiss oeillé de Languidou

Un échantillon, R 779, a été analysé. Le point représentatif est situé sensiblement au dessus de l'isochrone de Pors-Poulhan, mais son caractère très peu radiogénique ne permet pas d'avancer de conclusions.

IV - CONCLUSIONS

Les granites de Pors-Poulhan et de Plonéour-Lanvern sont donc hercyniens, puisque le Carbonifère est situé entre 350-360 M.A. et 275 M.A. (Phanerozoic Time Scale, 1971). VIDAL (1973) a donné une première vue générale sur la géochronologie des granitoïdes hercyniens du Massif Armoricain. Il y distingue deux grandes familles, l'une à 360-370 M.A., correspondant aux granites d'anatexie et tardimigmatiques de l'Anticlinal de Cornouaille, l'autre à 318 M.A., représenté par les granites à 2 micas liés à la zone broyée sud-armoricaine. Une autre famille leucogranitique et aplitique y est située vers 290 M.A. Les fractions minérales donnent uniformément 285 M.A. L'âge du granite de Pors-Poulhan à 336 $\pm$ 20 M.A. est intermédiaire entre ces valeurs. Il correspond à celui du granite de Bignan, à 335 M.A. également (VIDAL, com. orale). L'âge des granites à 2 micas de la baie d'Audierne n'est pas sans surprendre, puisque le chiffre de 280 M.A. correspond à l'extrême fin du Carbonifère. Or ces granites sont affectés par le métamorphisme II défini dans les schistes cristallins supérieurs de Languidou - Haut-Penhors. L'âge du métamorphisme serait donc très tardif, et les chiffres à 285 M.A. obtenus sur minéraux, dans le Sud du Massif Armoricain, interprêtés jusqu'ici en termes de refroidissement (VIDAL, 1973) représenteraient plutôt le pic de ce métamorphisme.

Les études entreprises sur minéraux dans la baie d'Audierne permettront probablement d'apporter des éclaircissements au problème fondamental de l'âge du métamorphisme.

Chapitre V

CONCLUSION DE L'ETUDE STRUCTURALE

L'étude structurale confirme l'existence des deux groupes de schistes cristallins déjà distingués lors de l'analyse pétrographique.

1 Le groupe inférieur, ou formations de Peumerit - Tréogat, est composé de micaschistes et d'un complexe basique à ultrabasique, il a subi au moins deux déformations

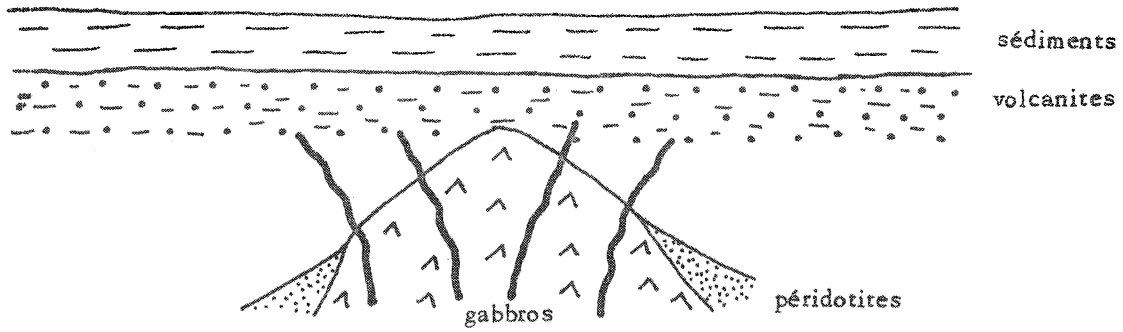
Une première en plis (P_1) isoclinaux (couchés ?) de direction E - W. Des cristallisations syntectoniques matérialisent la foliation S_1, elles caractérisent le métamorphisme I.

Une seconde phase déforme les éléments structuraux de l'épisode P_1 en larges synformes et antiformes E - W (plis droits P_2) dont les axes s'ennoient vers l'Ouest.

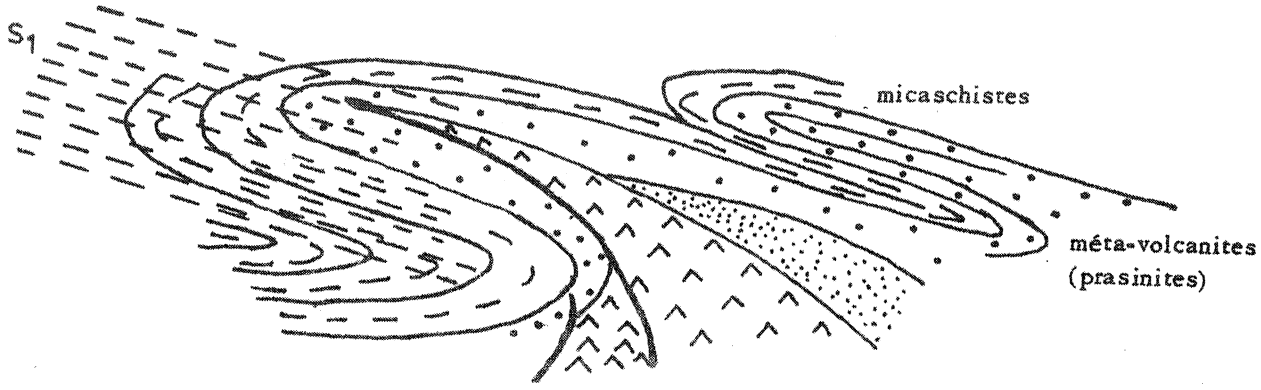
Ce plissement P_2 est contemporain du métamorphisme II.

2 Le groupe supérieur ou formations de Languidou, Haut-Penhors correspond à une série schisto-grauwackeuse (avec des intercalations basiques) surmontant le gneiss oeillé de Languidou. Ces formations n'ont subi que le plissement symmétamorphe P_2, elles dessinent un vaste synforme dont l'axe plonge de 20 à 30° vers l'Ouest.

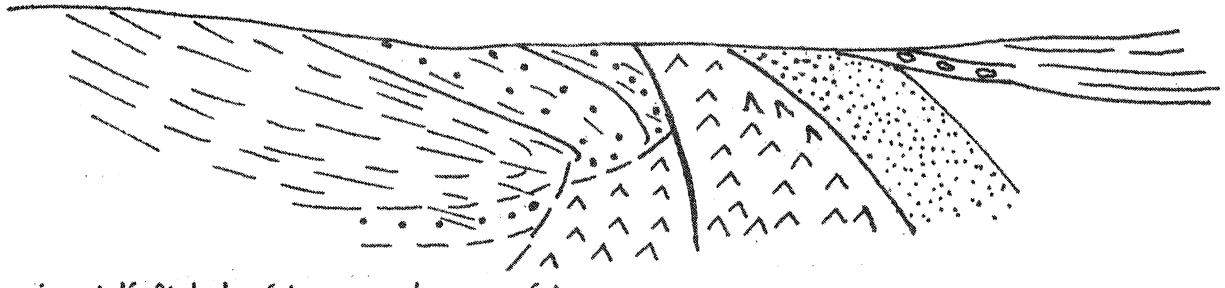
Ce plissement est postérieur à une phase de muscovitisation (pneumatolyse ou métamorphisme de contact) que l'on peut relier à la mise en place des granites à 2 micas, il est donc hercynien.



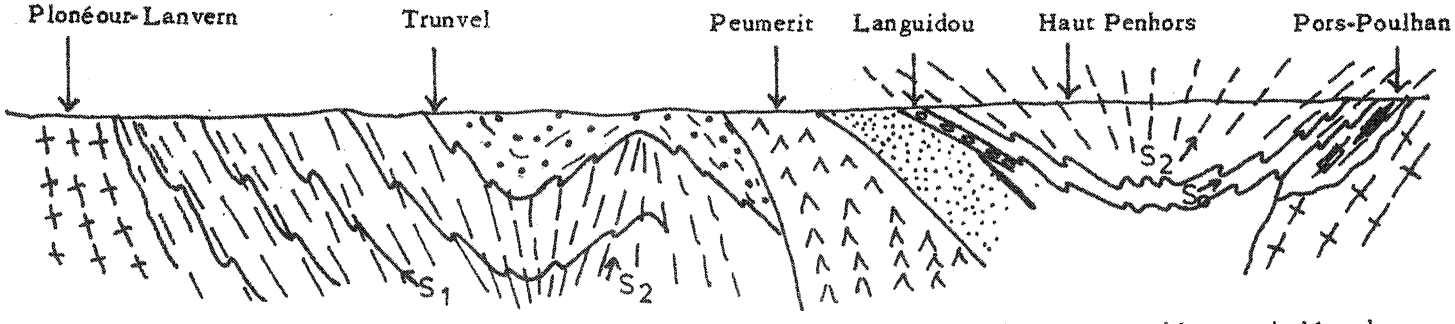
Montée d'un massif gabbroïque (à l'état solide ?) qui entraine un copeau de manteau supérieur (péridotites). Cette ascension s'accompagne de l'épanchement (sous-marin) de volcanites.



Orogenèse I : Formation de plis isoclinaux E-W (couchés ?) dans les matériaux volcano-sédimentaires et vraisemblablement d'un écaillage du massif basique et ultrabasique. Le métamorphisme se situe au niveau de l'amphibolite facies.



Erosion et dépôt de la série grauwackeuse supérieure.



Orogenèse II : Plissement en synformes et antiformes (E-W), accompagné d'un métamorphisme qui s'étend du greenschist à l'amphibolite facies. Mise en place des granites.

Les formations de Languidou, Haut-Penhors, monostructurées et monométamorphiques sont donc discordantes, tant au plan de l'évolution tectonique que métamorphique sur les formations basiques à ultrabasiques de Peumerit - Tréogat (pl. 44)

N.B. : Il faut noter que le contact entre les 2 groupes cristallophylliens se fait souvent au niveau des serpentinites; celles-ci ont peut-être été le siège de décollements entre les deux groupes. Il est donc possible que la limite actuellement observable soit en partie d'origine tectonique, mais cette discordance se reconnaît à l'échelle régionale et pas seulement au contact des deux groupes. L'accident tectonique s'il existe ne peut être que mineur.

L'étude structurale et géochronologique nous a permis de distinguer deux types de granites hercyniens :

- 335 M.A. : granite de Pors-Poulhan
- 280 M.A. : granito-gneiss de Plonéour Lanvern, granite de Plozévet (et de Pouldreuzic ?).

Ces derniers sont affectés par le métamorphisme et le plissement contemporain P_2. Ceci permet de montrer le caractère tardif du métamorphisme hercynien en baie d'Audierne.

	Orogenèse I		Plutonisme hercynien	Orogenèse II	(hercynienne)
Groupe des schistes cristallins supérieurs Formations de Languidou-Ht Penhors			→ Pors-Poulhan → Plozévet (Pouldreuzic) muscovitisation	Métamorphisme II Seul métamorphisme cristallophyllien dans ces formations Il atteint le faciès amphibolite	Plissement II Vaste synforme contemporain du métamorphisme II Foliation S_2 bien développée
				DISCORDANCE	
Groupe des schistes cristallins inférieurs Formations de Peumerit - Tréogat	Métamorphisme I Faciès amphibolite avec des "accidents anhydres" provoquant l'apparition de paragenèses granulitiques	Plissement I Plis isoclinaux E-W, contemporains du métamorphisme I Foliation S_1 très développée	335 M.A. 280 M.A. : Plonéour-Lanvern	Métamorphisme dont l'intensité augmente progressivement du Sud vers le Nord Il varie du greenschist à l'amphibolite facies	Déformation de la foliation S_1 en vastes synformes et antiformes Foliation S_2 reconnaissable en microstructure

CONCLUSIONS GENERALES

I - CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS (cf. pl. 45)

A - EXISTENCE DE DEUX GROUPES CRISTALLOPHYLLIENS DISCORDANTS

1) On reconnait un groupe inférieur, polymétamorphique, dit de "Peumerit-Tréogat". Il est composé de métavolcanites, métagabbros et péridotites serpentinisées dont la composition pyrolitique montre l'origine mantellique. Les métavolcanites de ce complexe ophiolitique passent progressivement à des micaschistes.

Cet ensemble a subi deux plissements synmétamorphes :

a Le premier provoque la formation de plis isoclinaux E - W (couchés ?) accompagnés d'une foliation qui est l'élément le plus perceptible dans les micaschistes et les prasinites. Les conditions du métamorphisme sont celles du faciès amphibolite; les paragenèses granulitiques apparues occasionellement, n'en sont que des accidents anhydres.

b Le second plissement déforme les structures antérieures, en antiformes et synformes et s'accompagne d'un métamorphisme qui augmente graduellement du Sud vers le Nord (greenschist à amphibolite facies). Le plissement II et le métamorphisme II sont hercyniens (voir § Granites).

2) Un groupe supérieur : "Languidou - Haut-Penhors". Cet ensemble repose sur les ultrabasites du groupe inférieur. C'est une importante formation schisto-grauwackeuse contenant des intercalations basiques (sills, coulées, tufs...). Elles surmontent le gneiss ocillé de Languidou (J. COGNÉ, 1965).

Le groupe des schistes cristallins supérieurs n'a subi que le second plissement (en vaste synforme) accompagné du second métamorphisme qui atteint ici le faciès amphibolite. Ces formations monoplissées et monométamorphiques sont donc plus récentes que celles du groupe inférieur.

3) Les granites : Nous avons pu en mettre en évidence deux types :

- l'un à 335 ± 20 M.A., c'est le granite porphyroïde de Pors-Poulhan.
- l'autre à 280 M.A. (Plonéour-Lanvern, Plozévet) correspond aux derniers leucogranites hercyniens connus en Bretagne méridionale (VIDAL, 1973). Ces granites ont enregistré les cristallisation du métamorphisme syntectonique II. Celà montre le caractère tardif de ce métamorphisme hercynien en baie d'Audierne.

B - AGE DE CES FORMATIONS

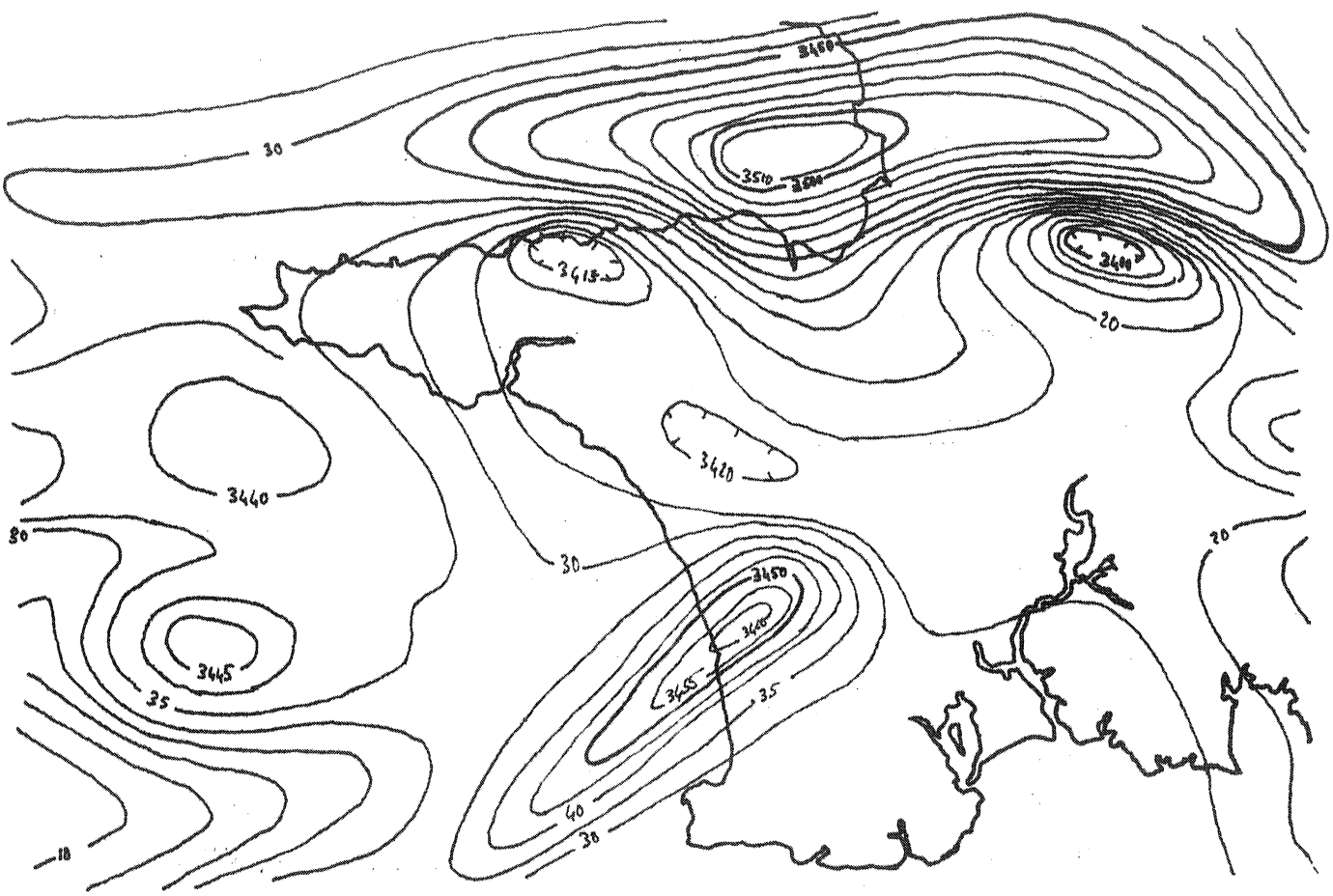
Nous ne possédons aucune indication radiométrique quant à l'âge absolu de ces deux ensembles. Cependant, de telles roches sont connues dans le Massif Armoricain, principalement près de Nantes, dans la nappe de Champtoceaux. J. COGNÉ (1966) y distingue en effet une série ophiolitique du Briovérien inférieur; celle-ci est recouverte par une série monométamorphique dont la base est constituée de gneiss oeillés : c'est le groupe des Mauges, qui est surmonté par le Cambrien à Paradoxides du Cholétais (P. CAVET et al., 1966).

D'autre part, cet âge antécambrien est confirmé par des mesures géochronologiques qui permettent de situer à 537 ± 24 M.A., l'âge de la fin du métamorphisme cadomien dans cette région (Ph. VIDAL, et al., 1970).

La grande ressemblance existant entre les schistes cristallins de la nappe de Champtoceaux et ceux de la baie d'Audierne nous amène à proposer des âge identiques pour ces derniers :

- Groupe inférieur : Briovérien inférieur
- Groupe supérieur : Briovérien supérieur.

CARTE AEROMAGNETIQUE



Baie d'Audierne : carte aéromagnétique à partir de la carte au 1/200 000e (feuilles Brest et Lorient) réduction au 1/320 000e. L'anomalie soulignant les roches basiques du massif de Peumerit se retrouve en Baie de Douarnenez où les amphibolites n'affleurent pas. Il existe peut-être, en baie de Douarnenez deux séries semblables à celles reconnues en baie d'Audierne.

N.B. : Le groupe supérieur de Languidou - Haut-Penhors peut se comparer, par la nature des sédiments, au Briovérien de la baie de Douarnenez située plus au Nord. Mais l'évolution tectonique en est totalement différente (J.R. DARBOUX, travaux en cours). Cependant comme le signale M. BARRIERE (1970), l'anomalie magnétique qui souligne les roches basiques de Peumerit se retrouve en baie de Douarnenez (cf. pl. 46). Or à Douarnenez, il n'existe pas d'affleurement de roches basiques (type ophiolitique) susceptible de créer cette anomalie. Il est donc possible qu'un massif basique et ultrabasique identique à celui de Peumerit existe en profondeur, sous les séries métasédimentaires actuellement visibles. Ces dernières pourraient correspondre au groupe supérieur des schistes cristallins de la baie d'Audierne.

C - PROBLEME D'UNE PHASE FINI-CADOMIENNE

Nous avons proposé un âge Briovérien supérieur pour le groupe cristallophyllien de Languidou - Haut-Penhors, et celà en fonction de l'âge de séries analogues reconnues dans la région Nantaise. Dans ce cas il faut noter l'absence de plissement fini-cadomien dans ces formations.

Trois hypothèses peuvent expliquer cette lacune :

1 Les micaschistes de Languidou - Haut-Penhors n'appartiennent pas au Briovérien supérieur, mais au Paléozoïque. Nous rejoignons là l'hypothèse déjà discutée lors de l'étude du granite de Pors-Poulhan, selon laquelle ce massif correspondrait au socle de la série supérieure. Dans ce cas, l'âge de la formation cristallophyllienne serait compris entre 335 et 280 M.A., c'est à dire Carbonifère. Le plissement I serait alors rapporté à la fin du cadomien. Un fait important s'oppose à une telle hypothèse : le granite de Pors-Poulhan développe dans les micaschistes encaissants des cristallisations d'andalousite et de grenat. Cependant on ne peut écarter définitivement l'hypothèse d'un effet de socle, les cristallisations étant alors provoquées par les granites à 2 micas (280 M.A.) qui réchaufferaient le granite porphyroïde.

2 Le plissement fini-cadomien existe, il n'a pas été reconnu. La série actuellement observable pourrait correspondre au flanc d'une grande nappe (type Champtoceaux) développée dans

un climat peu ou pas métamorphique. Les plis d'entraînement correspondant à cette structure ne seraient pas visibles. On pourrait, dans ce cas proposer le schéma suivant :

a Cadomien I : plissement E-W isoclinal + métamorphisme I (visible au niveau de la série cristallophyllienne inférieure)
b mise en place des sédiments d'âge Briovérien supérieur
c Cadomien II : développement de grandes nappes dans des zones peu ou pas métamorphiques
d Plissement et métamorphisme hercynien.

3 Les formations de cette région ont été épargnée par les déformations de la fin du cadomien. Celà serait très étonnant quand on connait l'importance de cette tectogenèse en Bretagne méridionale (cf. Nappe de Champtoceaux).

Bien que la seconde hypothèse soit la plus proche des schémas proposés par J. COGNÉ pour expliquer les structures reconnues dans les schistes cristallins de Bretagne méridionale, le problème de l'absence apparente d'un plissement à la fin du cadomien en baie d'Audierne reste posé.

II - LES FORMATIONS DE LA BAIE D'AUDIERNE DANS LE CADRE DE LA BRETAGNE MERIDIONALE

Nous avons souligné la grande parenté des roches basiques et ultrabasiques de la région nantaise avec celles de la baie d'Audierne qui en forment le prolongement N-W.

Pour J. COGNÉ (1972), ces matériaux à "caractères ophiolitiques" "... formés sur un domaine océanique souple et mobile" du géosynclinal briovérien (eugéosynclinal), pourraient "appartenir au sommet du manteau, différencié et confondu avec la base volcano-sédimentaire du Briovérien".

Ces hypothèses approchent certaines conclusions de ce travail. En effet, nous avons montré l'origine mantellique des roches ultrabasiques de la baie d'Audierne. Ceci indique que leur mise en place s'est produite dans une zone de croûte amincie (croûte océanique). Actuellement de telles roches s'observent surtout au niveau de la dorsale médio-océanique. C'est pourquoi nous pensons que les basites et ultrabasites de la baie d'Audierne à la région Nantaise sont les témoins de l'activité volcanique d'une dorsale océanique briovérienne.

III ESSAI DE CORRELATIONS AVEC LE PRECAMBRIEN EUROPEEN

1) Vers le Sud : avec la Péninsule Ibérique

Le Précambrien de la Meseta Ibérique peut se diviser en deux grands ensembles (J.P. BARD et al., 1972) :

- un Précambrien ancien est constitué d'orthogneiss granitiques et de complexes basiques et ultrabasiques polymétamorphiques (Den TEX, 1962 - 1966; VOGEL, 1962; ANTHONIOZ, 1969, etc...) (Massifs du Cap Ortegal, de Santiago, de Morais et de Bragance). Ces roches constituées principalement de métagabbros et de métapéridotites ont suvi un premier métamorphisme précambrien qui correspond aux faciès granulite, éclogite ou amphibolite à almandi. Au cours d'un second métamorphisme (hercynien) elles ont été rétromorphosées dans les conditions du faciès amphibolite - almandin ou schistes verts et transformées en amphibolites et serpentinites. Ces complexes sont comparés au Moldanubien de Bohême.

- un Précambrien supérieur sédimentaire, qui n'a pas subi de tectonique tangentielle et de métamorphisme antérieur au cycle hercynien. Il comprend un faciès prophyroïde, l'Ollo de Sapo, très développé dans la zone Galaïco-castillane et un faciès schisto-gréseux répartis de part et d'autre de cette zone.

On retrouve donc, comme en Baie d'Audierne un ensemble inférieur polymétamorphique à caractère ophiolitique surmonté par un complexe schisto-gréseux à porphyroïde monométamorphique. C'est

peut-être là, un argument supplémentaire pour montrer l'âge Précambien des formations de la Baie d'Audierne.

2) vers l'Est

Les corrélations vers l'Est sont plus difficiles (cf. J. COGNÉ, 1972).

a) On peut cependant reconnaître des ensembles ultrabasiques catazonaux, associés à des leptynites dans le Massif Central français (F.H. FORESTIER, 1961; B. LASNIER, 1971) et dans les Vosges moyennes (J. HAMEURT, 1968).

D'autre part, on connait dans les Cévennes des gneiss porphyroïdes (WEISBROD, 1970) analogues à ceux de Bretagne méridionale et à l'Ollo de Sapo d'Espagne.

b) On retrouve, dans le Moldanubien de Bohême*, des complexes granulitiques formés d'amphibolites, d'éclogites et de péridotites serpentinisées constamment associés à des leptynites (granulitgebirge, Erzgebirge, Bohême méridionale).

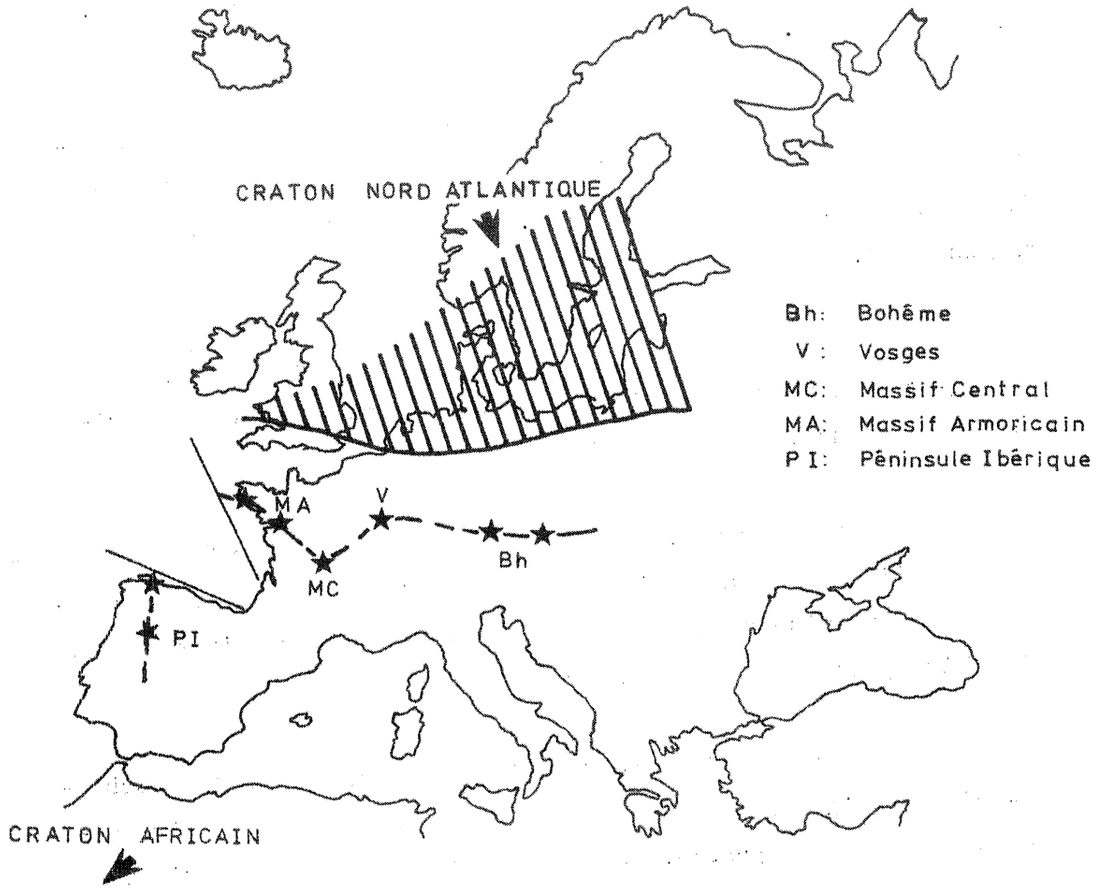
Au Nord de l'axe moldanubien affleure un complexe schisto-gréseux, l'Algonkien. Ces formations sont comparées au Précambrien supérieur d'Espagne, et au Briovérien moyen et supérieur de Bretagne centrale et septentrionale.

Pour J. HAMEURT (1967) l'association leptynite-péridotite qui est systématique de tous ces massifs orientaux, et n'existe pas en baie d'Audierne, ne serait pas primaire. Elle "découlerait de cette aptitude particulière qu'ont les séries leptynitiques d'être le siège d'horizons de cisaillements au sein de la catazone".

---

* Pour certains auteurs (ZOUBEK, 1965) le Moldanubien serait plus ancien que le Briovérien.

PLANCHE 47



Massifs basiques et ultrabasiques Précambriens d'Europe occidentale, témoins de l'activité volcanique d'une dorsale océanique au Protérozoïque supérieur.

Par ailleurs V. ZOUBEK (1965) admet que la sédimentation moldanubienne s'est produite sur des fonds océaniques non consolidés, le sima ultrabasique se trouvant vraisemblablement à faible profondeur sous le fond de la mer. J. HAMEURT (1967) souligne alors l'analogie des péridotites moldanubiennes avec les ultrabasites alpinotypes.

Il faut donc noter que l'on retrouve dans les terrains précambriens d'Europe, à des niveaux stratigraphiques comparables, une distribution régulière de massifs basiques et ultrabasiques granulitiques. Ces massifs possèdent parfois des caractères ophiolitiques très nets, et contiennent toujours des matériaux issus du manteau supérieur.

En conclusion ceci nous amène à penser que ces roches peuvent être les témoins de l'activité volcanique d'une dorsale océanique au Protérozoïque supérieur en Europe occidentale (cf. pl. 47).

****

BIBLIOGRAPHIE

ALTHAUS E. (1968) : Der Einfluss des Wassers auf metamorphe Mineralreaktion.
N. Jb. Min. Monath. 9, 289 - 306

ANTHONIOZ P.M. (1969) : Etude pétrographique et structurale des régions de Morais-Bragança. (N-E du Portugal)
Thèse, Ronéo, Poitiers

ARTHAUD, (1970) : Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l(anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne).
Thèse, Montpellier.

AUDREN Cl. (1971) : Etude pétrographique et structurale des schistes cristallins de l'estuaire de la Vilaine.
Thèse, 3e cycle, ronéo, Rennes

AUVRAY B., HAMEURT J. (1971) : Les caractères chimiques de la série spilitique d'Erquy (Bretagne septentrionale)
S. G. Min. de Bretagne s. C, T III, F n° 2, p. 59-76

BAER (1956) : La schistosité et sa répartition (résumé des études de P. Fourmarier).
Geol. Rund., p. 234 - 247, n° 45

BARD J.P., CAPDEVILA R., MATTE Ph., RIBEIRO A. (1972) : le Précambrien de la Meseta Ibérique
Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 236, 1972, 315 - 335 et coll. intern. CNRS, Paris, n° 192.

BARRIERE M. (1970) : La Trondhjémite de Douarnenez, Massif Armoricain, Franc .
Thèse, Ronéo, Brest

BARROIS Ch. (1891) : Légende de la feuille de Quimper.
Ann. Soc. géol. Nord, XVII, 210-226.

BOULADON J., CHAURIS L. (1965) : Contribution à l'étude des indices métalligères du Massif Armoricain. 3 - Minéralisations en chromite de Peumerit.
Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne (1962-63) 105-112

BOYD F.R., ENGLAND J.L. (1959) : Pyrope Ann. Rep. Geoph. Lab. Carn. Inst. of Wash., Year Book, 58, 83.

BRUNN J.H. (1960) : Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique.
Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. (2), vol. III, fasc. 3, 115-132.

CHAURIS L. et LE BAIL (1970) : Les minéraux de Basse Bretagne
Penn ar Bed, p. 89

CLOOS E. (1946) : Lineation, a critical review and annoted bibliography.
Geol. Soc. Am., memoir 18, 122 p.

COGNÉ J. (1960a) (1957) : Schistes cristallins et Granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille.
Mém. expl. Carte Géol. Fr., 382 p.

COGNE J. (1960b) : Sur l'origine sédimentaire des porphyroïdes de Belle-Ile.
C.R.A.S., Paris, 250, 3350-3352

" (1963) : Le Briovérien : esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricain.
Bull. Soc. géol. Fr., IV, 413-430

" (1965a) : Feuille de Quiberon - Belle-Ile au 1/80 000 n° 103, 2d édition, Notice explicative, 16 p., Serv. carte géol. Fr.

" (1965b) : Le gneiss oeillé de Languidou (Sud-Finistère) : un jalon nouveau de la base du Briovérien supérieur dans les schistes cristallins de la Bretagne méridionale.
C. R. Acad. Sc. Paris, 261, 3849-3852

" (1966a) : Une "Nappe" cadomienne de style pennique : la série cristallophyllienne de Champtoceaux en bordure méridionale du Synclinal d'Ancenis.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 19, 2, 107-136

" (1966b) : Les grands cisaillements hercyniens dans le Massif Armoricain et les phénomènes de granitisation.
Colloque Etages tectoniques, Univ. Neûchatel, 179-192.

" (1967) : Age et signification structurale des plis couchés au sein des schistes cristallins de Bretagne méridionale par rapport aux phases principales de l'orogenèse cadomienne.
C. R. Acad. Sci. Paris, 264, 552 - 555

" (1971) : Le Massif Armoricain et sa place dans la structure des socles Ouest-européens.
in "Histoire structurale du Golfe de Gascogne", t. 1
Publ. de l'Inst. Fr. du Pétrole

" (1972) (70) : Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens.
Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 236, 1972, 193 - 218 et Coll. intern. C.N.R.S., Paris, n° 192.

COLLOMB P., ELLENBERGER F. (1966) : Signification tectonique de la linéation régionale.
C. R. Acad. Sci. Paris, 262, 1921 - 1924

DIDIER J. (1964) : Les enclaves des granites dans la littérature géologique
Bull. B.R.G.M. 3 1964

FORESTIER F.H. (1961) : Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le Bassin du Haut-Allier (Massif Central Français).
Thèse Clermont Ferrand, 2 vol., ronéo, 300 p.

FYFE W.S., TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1958) : Géol. Soc. Amer. Memoir 73

GIOT P.R. (1947a) : Les migmatites de la Cornouaille occidentale (Finistère)
C. R. Somm. Soc. géol. Fr., 44-45

GIOT P.R. (1947b) : Les schistes cristallins de la baie d'Audierne (Finistère)
1) Les roches normales
C. R. Somm. Soc. géol. Fr., 73-74

" (1947c) : Les schistes cristallins de la baie d'Audierne
2) Les roches basiques
C. R. Somm. Soc. géol. Fr. 113 - 114

" (1947d parue en 1948) : Essai synthétique sur la géologie de la Cornouaille occidentale (Finistère)
Bull. Soc. géol. Fr. (5), XVIII, 3 - 14

GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1963) : Mineral assemblages in a model mantle composition
J. Geoph. Res., 68, 3, 937-945

GROLIER J., VIALON P. (1964) : La foliation des schistes cristallins, étude de sa genèse à l'aide de quelques exemples
Bull. Soc. géol. Fr., 7, VI, 309-321

HAMEURT J. (1967) : Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes.
Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr. n° 26

" (1968) : Les péridotites des Vosges moyennes
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr. 21, 3, 177 - 218

HARLAND W.B., FRANCIS E.H. (edited by) : The Phanerozoic Time Scale
A supplement Special publication n° 5, Geological Society of London, 1971

HESS H.H. (1955) : Serpentine, Orogeny and Epirogeny
Geol. Soc. Amer. Sp. Pap. 62, The crust of the Earth, p. 391 - 407

JEANNEAU J.Y. (1966) : Etude géologique et métallogénique des roches vertes de la baie d'Audierne
Thèse, 3e cycle, ronéo., Paris

JUTEAU (1970) : Pétrogenèse des ophiolites des nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie) Leur liaison avec une phase d'expansion océanique active au Trias supérieur.
Sc. de la Terre, T. XV, n° 3, p. 265 à 288

KORNPROBST (1966) : A propos des péridotites du massif des Beni-Bouchara (Rif septentrional, Maroc)
Bull. Soc. Fr. Miner. Crist., LXXXIX, 399-404

" (1969) : Le massif ultrabasique des Beni-Bouchara (Rif Interne, Maroc) : Etude des péridotites de haute température et de haute pression, et des pyroxénolites, à grenat, qui leur sont associées.
Contr. Mineral. and Petrol., 29, 290-309

KUTOLIN V.A., FROVOLA V.M. (1970) : Petrology of ultrabasic inclusions from basalts of Minusa and Transbaikalian regions (Siberia, U.R.S.S.)
Contr. Mineral. and Petrol., 29, 163-179

LACROIX A. (1893) : Les enclaves des roches volcaniques.
Protat, edit., Macôn, 1 vol., 770 p.

LANPHERE M.A., WASSERBURG G.J., ALBEE A.L., TILTON G.R. (1964) : Redistribution of strontium and rubidium isotopes during metamorphism, World Beates complex Panamint Range, California in Isotopic and Cosmic chemistry, North Holland, 269-312

DE LA ROCHE (1967) : Caractères chimiques généraux et classification des roches charnockitiques plutoniques
Sc. de la Terre, T. XII, n° 3

DE LA ROCHE (1968) : Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques.
C. R. Acad. Sci., Paris, 267, 39-42.

LASNIER B. (1970) : Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Etude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif Armoricain et du Massif des Maures.
Thèse 3e cycle, Nantes, 297 p.

" (1971) : Les péridotites et pyroxénolites à grenat du Bois des Feuilles - Monts du Lyonnais (France)
Tvx du labo. de Pétrol. et Miner. de l'Inst. des Sc. de la Nature de Nantes
(ou Contributions to Petrology and mineralogy, vol. 34, 29-42)

MAC GREGOR (1964) : Reaction : 4 enstatite + spinel forstérite + pyrope
Ann. Rep. Geoph. Lab. Carn. Inst. of Wash., Year Book 63, p. 157.

MELSON W.G., JAROSEWICH E., BOWEN U.T., THOMPSON G. (1967) : St Peter and St Paul rocks : a high-temperature, mantle derived intrusion.
Science, 155, 1532-1535

MOINE B., LA ROCHE H. de (1968) : Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique.
C. R. Acad., Sci., Paris, 267, 2084-2087, série D

PARROT J.F. (1967) : Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce)
Thèse de 3e cycle, O.R.S.T.O.M. Paris, 114 p.

RAMSAY J.G. (1967) : Folding and fracturing of rocks
London, Mc Graw Hill Book Company, 568 p.

REINHART B.M. (1969) : On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline
Schweiz. Min. und Petr. Mitt., 49, 1-30.

RINGWOOD A.E. (1962) : A model for the upper mantle.
Journ. Geoph. Res., 67, 857 - 866 et 4473 - 4477

ROEVER W.P. de (1957) : Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotit Schale
Geol. Rundsch. 46 137 - 146.

" (1961) : Mantelgesteine und Magmen tiefer Herkunft
Fortschr. Miner., 39, 96 - 107

ROST F. (1959) : Probleme ultrabasischer Gesteine und Ihrer Lagerstätten.
Freib. Forschungsh., C, p. 58.

ROUBAULT M. (1963) : Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant.
Edition Lamarre - Poinat, Paris.

SHAW D.M. (1964) : Interprétation géochimique des éléments traces dans les roches cristallines
Masson, Paris, 237 p.

SHILLER F. (1962) : Le granite des crêtes à l'Ouest de Sainte-Marie-aux Mines (Vosges). Etude pétrographique et minéralogique.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 15, 84 - 126

SOBOLEV M.V. (1962) : Paragenetische Typen von Granaten aux ültrabasischen Gesteinen und Eklogiten
Dokl. Akad. Nank, S.S.S.R., 143, 5, 1190-1193

STEINMANN G. (1926) : Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen
C. R. 14e Int. Geol. Congr., Madrid, p. 637 et suivantes.

SPRY A. (1969) : Metamorphic textures
Pergamon Press, London

TEX E. den et VOGEL (1962) : A "Granulit Gebrige" at Cabo Ortegal (NW Spain)
Geol. Rundschau, 52, 95 - 112

TEX E. den (1966) : Aperçu géologique et structural de la Galice cristalline.
Leidse Geolog. Meded., Leiden, 36, 211-222

TILLEY C.E. (1947) : The dunite - mylonite of Saint Paul's rocks (Atlantic).
Amer. Journ. Sc., 245, 8, 483-491

TOURET J. (1969) : Le socle précambrien de la Norvège méridionale.
Thèse, ronéo, Nancy, 3 vol.

TROGER W.E. (1959) : Die Granatgruppe Beziehungen zwischen Mineral chemismus and Gesteinsart.
N. Jb. Min. Abh., 93, 1, 1-44.

VELDE B. (1970) : Nature, G.B., 227 : 1337-1338

" (1972) : The origin of some granulite facies rocks from the Baie d'Audierne, Finistère.
Bull. Soc. géol. minéral., Bretagne, C, IV, 2, 91-95.

VIDAL Ph., COGNÉ J., BONHOMME M. (1970) : Premiers résultats géochronologiques concernant l'évolution structurale en Bretagne méridionale : la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux dans le cadre des orogènes cadomien et hercynien.
C. R. Acad. Sci. Paris, 271, 1737 - 1740, série D

VIDAL Ph., AUVRAY.B., CHAUVET J.F., COGNÉ J. (1972) : L'âge radiométrique de la diorite de Saint Quay Portrieux (Côtes du Nord)
C. R. Acad . Sci. Paris, 275, 1323 - 1326, série D

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

VIDAL Ph. (1973) : Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif Armoricain.
Soc. géol. de Fr. (sous presse)

WEISBROD A. (1970) : Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif Central français).
Thèse Nancy, 4 vol., ronéo.

WHITE A.J. (1964) : Amer. Miner., 49 : 883.

WINKLER H.G.F. (1965) : La genèse des roches métamorphiques, trad. J.P. von Eller, 1966
ed. Louis Jean, Gap, 188 p.

" (1967) : 2e éd. révisé, Trad. angl., 237 p. Springer Verlag, Berlin.

(1970) : Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks.
Neues Jahr. fur Miner. (Monats.) fasc. 5, 189-248

YODER H.S., CHINNER G.A. (1960) : Almandite - Pyrope - Water system at 10 000 bars.
Ann. Rep. Geoph. Lab. Carn. Inst. of Wash., Year Book, 59, 81 - 84

ZOUBEK V. (1965a) : Moldanubikum und seine stellung im geologischen Bau Europas
Freiberg. Forschung, C 190, 129 - 148.

" (1965b) : Les problèmes géochronologiques des formations azoïques du territoire tchécoslovaque, région type des zones mobiles de l'écorce terrestre.
Sc. de la Terre, Nancy, X, 3 - 4, 429 - 448.

***

PLANCHE PHOTO n° 3

Microstructures dans les micaschistes de la vallée de Trunvel (série inférieure)

Photo 1 (négatif de plaque mince x3) Foliation de 1ère phase (S_1) replissée lors de la phase 2 (plis P_2).

Photo 2 (L.N. x20) Détail de la photo précédente. Plis isoclinal 1 associé à la foliation S_1, souligné par des lits riches en éléments graphiteux. Ce pli est repris par les plis de 2ème phase.

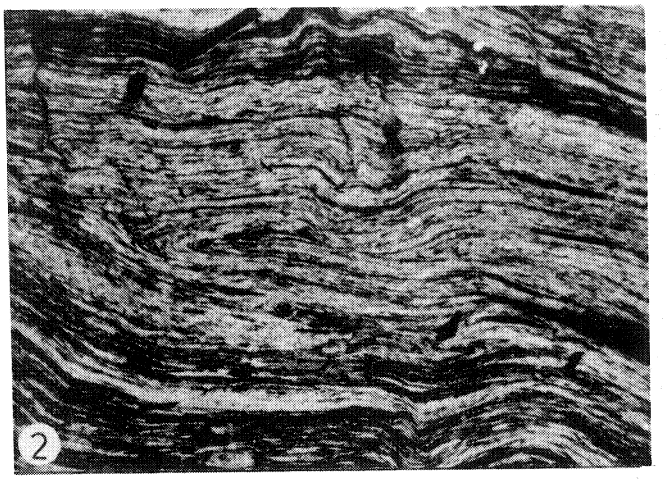
Photo 3 (L.N. x50) Chloritoïde 1 dans le plan de foliation S_1 déformé par les plis de phase 2.

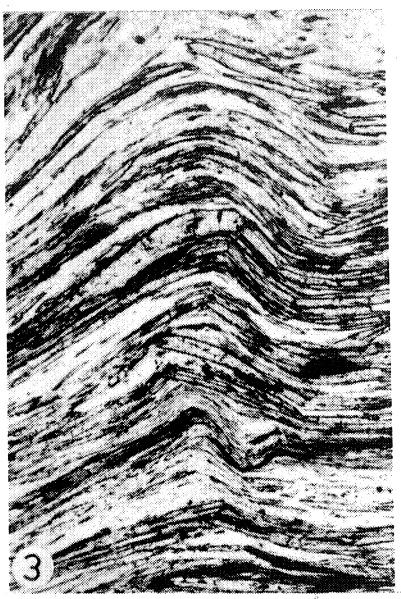
Photo 4 (L.P. x130) Foliation S_1 plissée par la phase 2 (plis P_2). Muscovite 2 sécante sur S_1 mais antérieure à P_2, car elle-même déformée dans les charnières P_2.

Photo 5 (L.N. x50) Plis synschisteux de phase 2. Dans les lits quartzo-feldspathiques, les phyllites 2 (ici de la chlorite 2) sont contenues dans le plan axial des plis 2. Elles déterminent la foliation 2 (S_2).

Photo 6 (L.N. x150) Muscovite post P_2, elle fossilise les plis de seconde phase.

Photo 7 (L.N. x150) Cristal de tourmaline recoupant les plis de seconde phase (les plis P_2 déforment S_1, noter le début de strain-slip S_2).





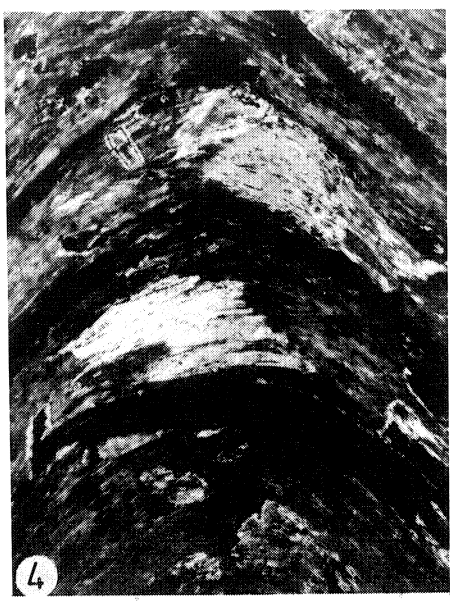


PLANCHE PHOTO n° 4

Microstructures dans les micaschistes de la vallée de Trunvel,

et les prasinites de Tréogat

(série inférieure)

Photo 1 (L.N. x8) Micaschiste à chloritoïde. Grenat 1 cataclasé, contourné par S_2 (Apparition de pressure-shadows).

Photo 2 (L.N. x8) Micaschiste à chloritoïde. Grenat 1 cataclasé, et traversé par les phyllites et le chloritoïde 2 (S_2).

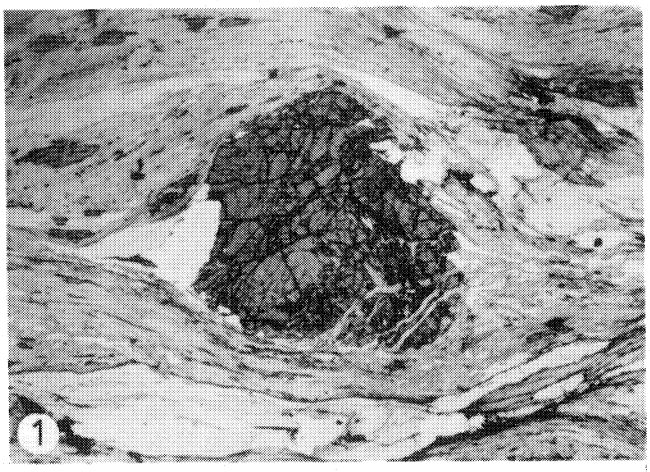
Photo 3 (L.N. x20)Micaschiste à chloritoïde. Chloritoïde en arc polygonal, mimétique d'un plis isoclinal P_1. Cristallisation tardive par rapport à S_2.

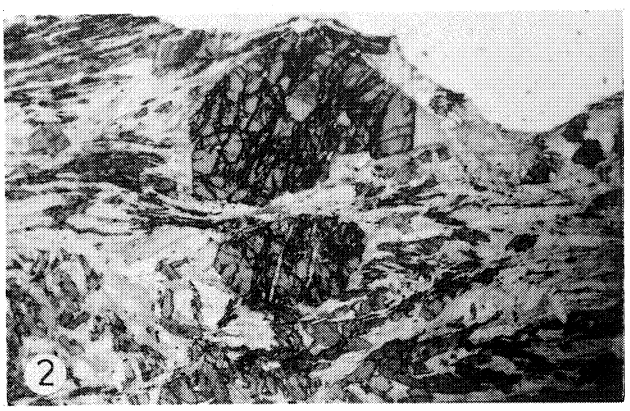
Photo 4 (L.P. x20) Micaschiste albitique. Albite fossilisant les plis 1.

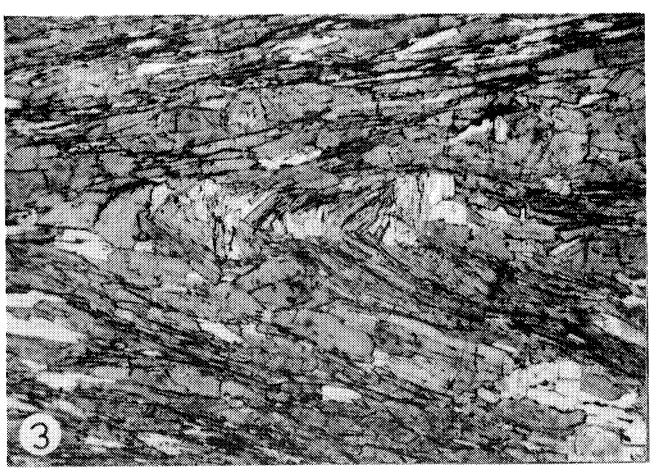
Photo 5 (L.N. x50) Micaschiste albitique . Muscovite soulignant la foliation 1 déformée par un plis de la phase 2.

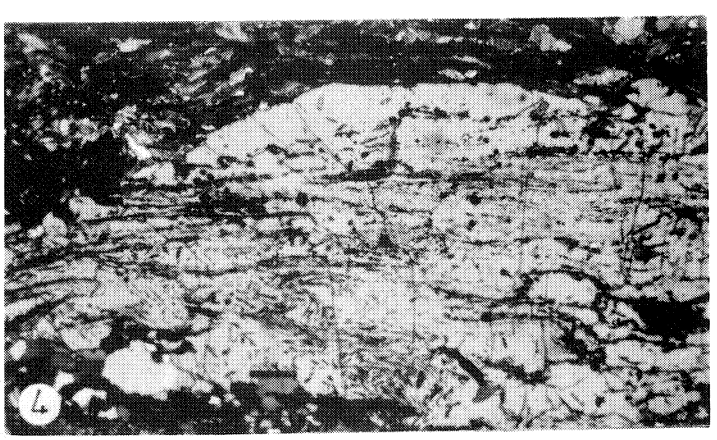
Photo 6 (L.N. x50) Prasinite. Albite 2 recoupant les cristaux de chlorite 1 à l'emporte pièce.

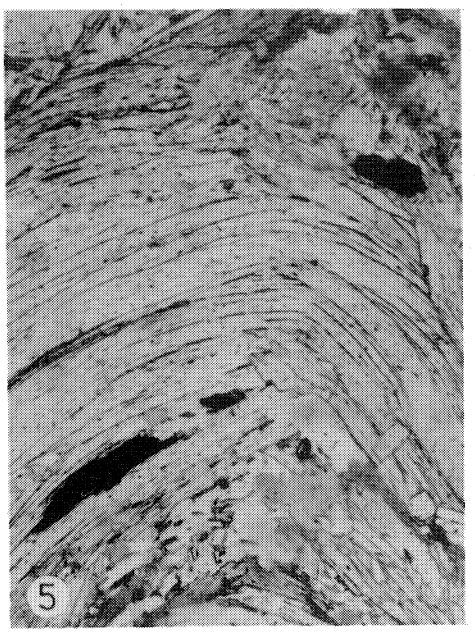
Photo 7 (L.N. x50) Prasinite. Inclusions sigmoïdes de hornblende et d'épidote 2 dans un cristal d'albite. La cristallisation de l'albite est donc contemporaine de la déformation 2.


1


2


3


4


5

6

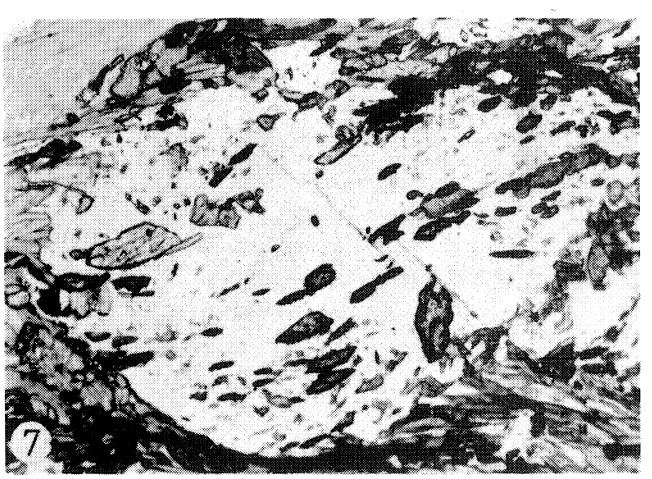

7

PLANCHE PHOTO n° 5

Structures et microstructures dans les prasinites

et les gneiss à disthène de la série inférieure.

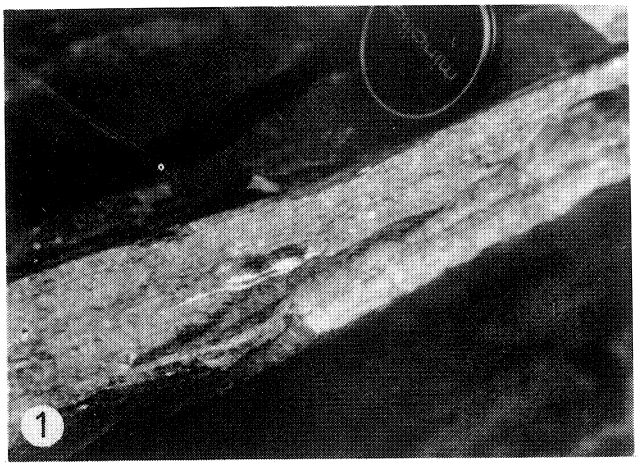
Photo 1 Carrière de l'étang de Trunvel. Prasinites. Pli isoclinal de première phase souligné par un lit feldspathique.

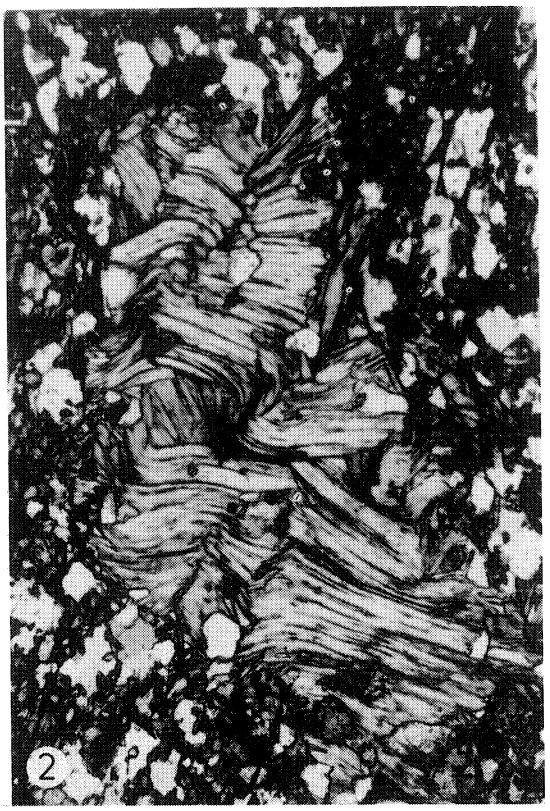
Photo 2 (L.N. x60) Carrière de Trunvel. Prasinites. Cristal de biotite chloritisée, soulignant la schistosité S_1 dans les prasinites. Ce cristal est déformé par les plis de la phase 2.

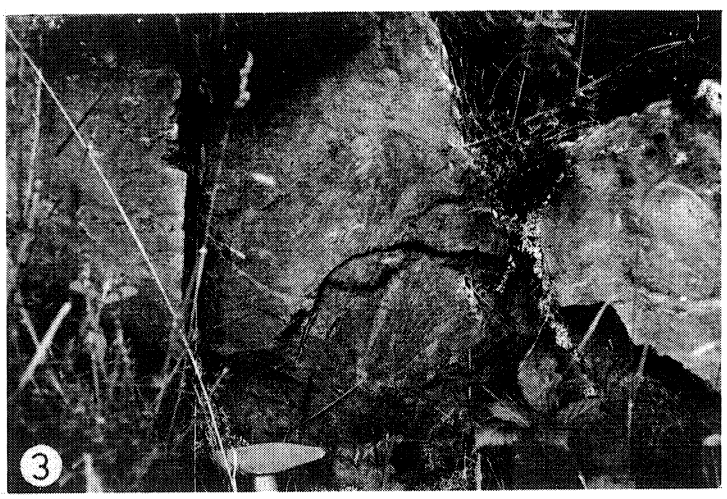
Photo 3 Plis de seconde phase dans les prasinites en bordure de l'étang de Bondivy.

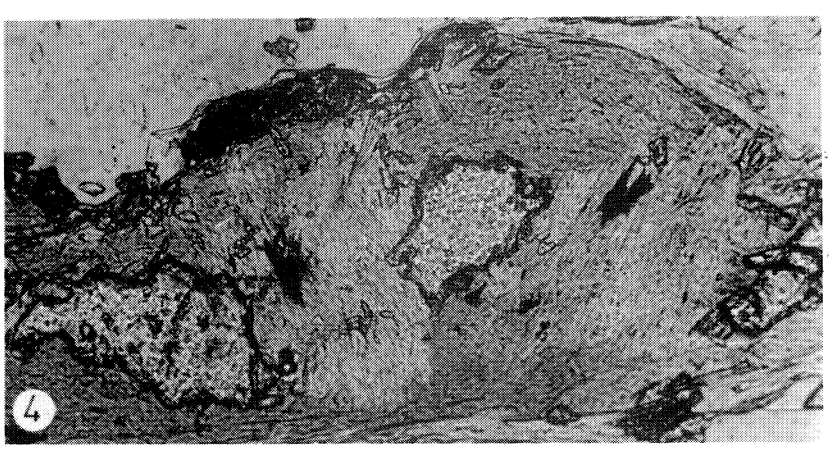
Photo 4 (L.N. x50) Gneiss interstratifié dans les prasinites à proximité de la carrière de Trunvel. Grenat 1 chloritisé lors du second métamorphisme.

Photo 5 (L.N. x60) 200 mètres au Nord de Ty-Lan. Disthène déformé et grenat cataclasé lors du plissement de la phase 2.


1


2


3


4

5

PLANCHE PHOTO n° 6

Structures et microstructures dans les amphibolites
du Massif de Peumerit
(série inférieure)

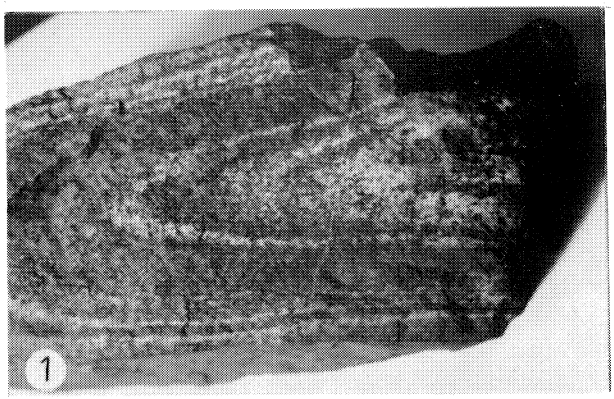
Photo 1 Plis isoclinal (de première phase ?) dans les amphibolites litées - 200 mètres à l'Est de Peumerit (longueur de l'échantillon 10 cm).

Photo 2 (L.N. x20) Flaser-gabbro. Pyroxène amphibolitisé lors du métamorphisme 2. Les amphiboles cristallisent suivant une orientation privilégiée qui correspond à la linéation L_2 régionale.

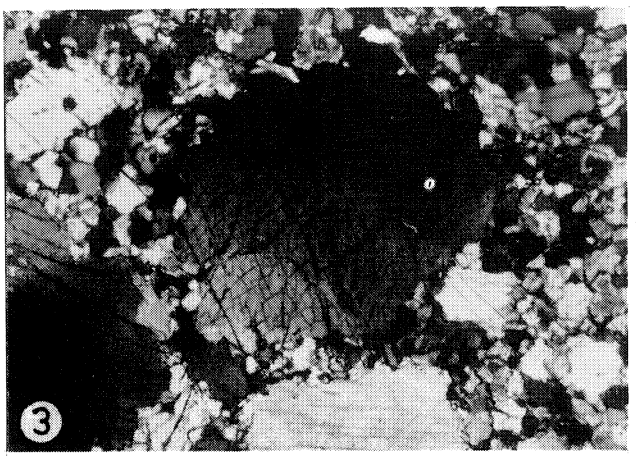
Photo 3 (L.P. x50) Amphibolite litée (Sud-Ouest de Créac'h). Pyroxène déformé (extinction roulante) anté-phase 2.

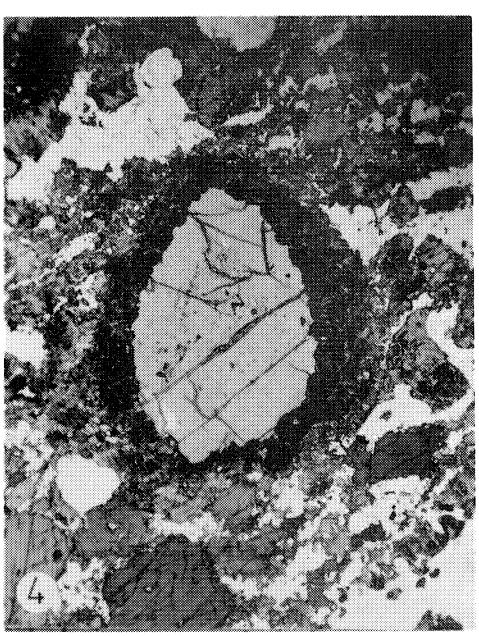
Photo 4 (L.N.x8) Grenat kéliphytisé dans la pyroxénite de Méot.

Photo 5 (L.N. x60) Amphibolites "laminées". Fracture cicatrisée par de l'épidote recoupant la linéation L_2.


1

2


3


4

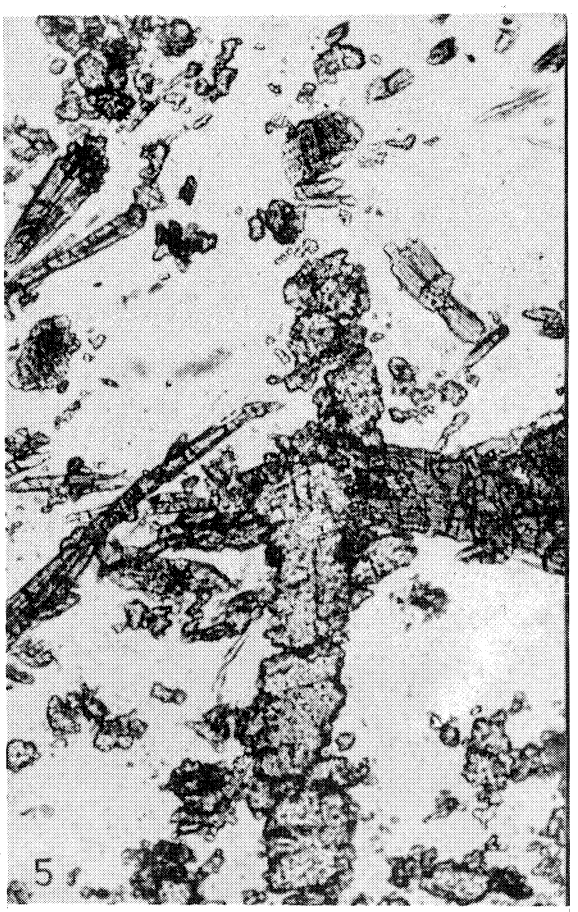

5

PLANCHE PHOTO n° 7

Microstructures dans les micaschistes de la série supérieure

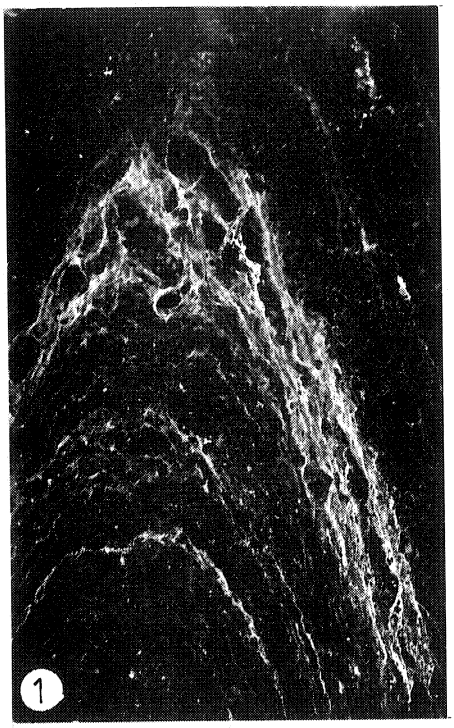
Photo 1 (négatif de lame mince x3) Pli synschisteux (correspondant à la seconde phase de déformation dans la série inférieure). Dans cette série, les plis ne déforment jamais d'ancienne foliation. C'était le contraire dans les micaschistes de la série inférieure.

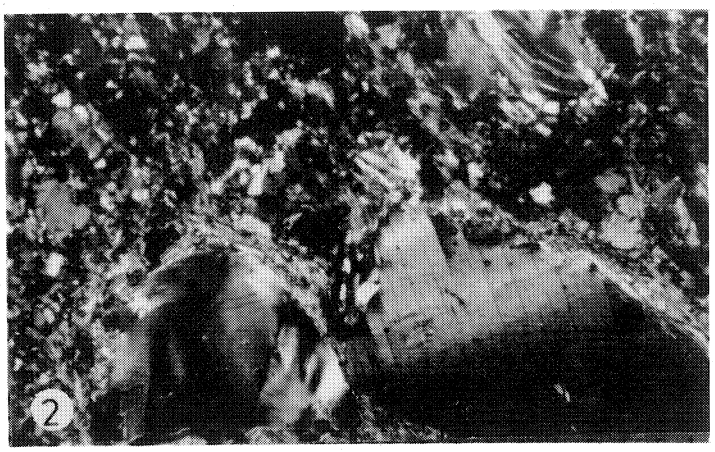
Photo 2 (L.P. x20) Grandes lames de muscovite déformées dans une charnière de pli couché (leptynite).

Photo 3 (L.N. x20) Le cristal de muscovite dont le plan de clivage est oblique par rapport au plan de schistosité est déformé.

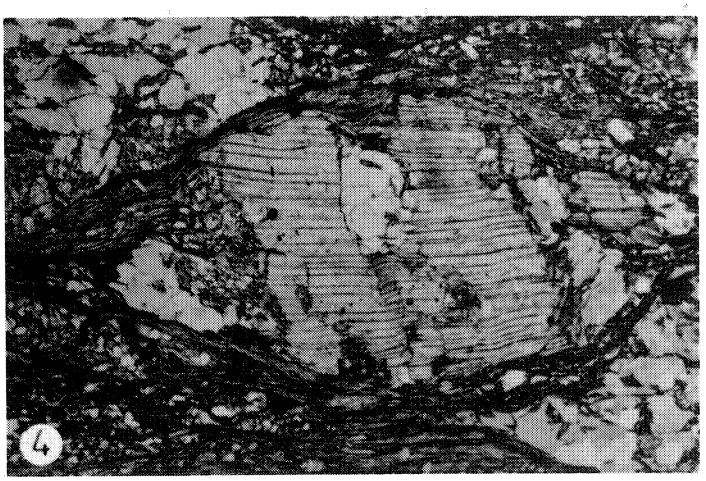
Photo 4 (L.N. x20) Muscovite contournée par les petites phyllites déterminant la schistosité. Apparition de pressures-shadows.

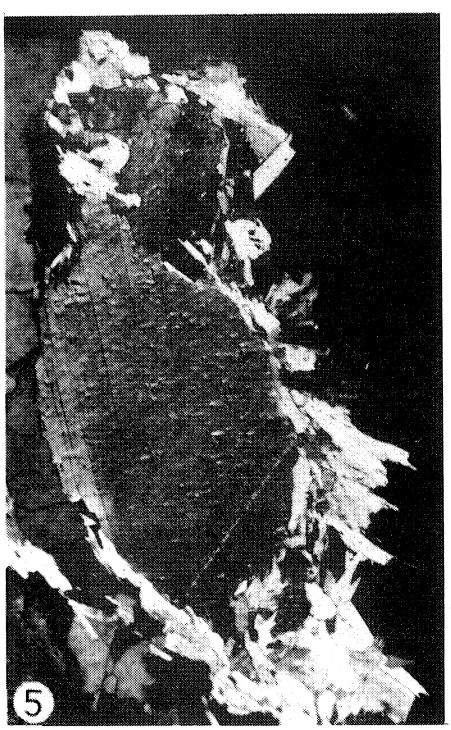
Photo 5 (L.P. x50) Granite de Pouldreuzic. Muscovite déformée (extinction roulante) contournée par des muscovites de petite taille (non déformées) soulignant la schistosité.


1


2

3


4


5

Annexe : Localisation des échantillons soumis à l'analyse chimique.

1) Micaschistes de Trunvel :

A1 : carrière de Kersos
A66 : 200 m au Nord de Kergenol (en bordure de la vallée de Trunvel
A86 : Sud du Bas-Penhors (bordure de la vallée de Trunvel)
P3 - 75 1 et 2 : 200 m au Sud de Kersoualen, le long du chemin

2) Prasinites :

A8 : carrière de Bondivy
B26 : carrière route sud Peumerit-Tréogat, au Sud de Roscrac
P3 31 : 150 m au S-E de la carrière de Languidou

3) "Pillow-lavas" : carrière de Trunvel (près de l'étang)

4) Niveaux gneissiques contenus dans les prasinites

A75 : route sud Peumerit - Tréogat, sud de Roscrac
A126 : carrière 100 mètres au N-E de Lesveguen
A155 : carrière de Trunvel

5) Amphibolites du massif de Peumerit

B29 :
Q120-22 : non en place
Q151-31 :
B28 : route Nord Peumerit - Tréogat, Sud de Kerscao
B35 : carrière de Peumerit, sortie S-W
B58 : 300 mètres au S-W de Créac'h
B31 1 et 2 : carrière de Roscrac
B1 : 150 mètres à l'WSW de Ty-Lan, route de Plovan
B38 : 100 mètres à l'Est de Peumerit
B51 : sortie Est de Peumerit - croisement avec la route de Kergonnet
B62 : calvaire de Créac'h
P6 - 16 : Nord de Pouldreuzic : Kersaudy

6) Pyroxénites à grenat : Keramoine, Kergroas, Méot

7) Serpentinite : Kerguelmes, Ty-Lan¼

8) Micaschistes quartzo-feldspathiques : platier au niveau de Haut-Penhors

9) Amphibolites contenues dans les micaschistes du groupe supérieur

C25b : platier au niveau de Haut Pellan
P7 - 4 : 200 m N de Pouldreuzic, route d'Audierne
P7 -21 : 500 m à l'W de Kervorden (N de Pouldreuzic)
P7 - 40 : carrière au Sud de Lesneut
P8 - 20 : 150 m à l'Est de Lesneut
P8 - 29, 30 : platier au niveau de Haut Pellan
P8 - 31, 32, 33 : platier au niveau de Poulbréhan

Localisation des échantillons (suite)

10) Granites

P8 - 34 : plage du Menez-Gored
P10 - 7 : phare de Pors-Poulhan
P10 - 8 : plage de Guendrez
P10 - 9 : plage de Guendrez

1) Micaschistes de la vallée de Trunvel

Nature échantillon	Gneiss albitique	Micaschiste albitique	Micaschiste à chloritoïde:	Chloritoschistes anal. J.Y. Jeanneau				Leptynite Treguenec
échantillon	A1	AGG	AB6	P3 - 75 - 1	P3 - 75 - 2	(Prasinites tuffacées)		
SiO_2	73,13	60,91	60,85	63,70	53,08	45,50	48,58	68,80
Al_2O_3	14,10	18,88	19,26	17,70	17,64	17,84	19,03	16,11
Fe_2O_3	2,46	4,50	7,08	6,07	12,18	12,99	12,10	0,20
CaO	0,27	0,95	0,48	0,96	2,18	3,22	1,61	0,00
MgO	0,58	1,82	1,87	1,38	6,09	7,75	7,30	0,00
TiO_2	0,24	0,86	0,58	0,64	2,69	2,77	1,34	0,00
K_2O	3,43	5,12	3,61	4,99	0,16	1,18	0,66	2,73
Na_2O	3,25	1,63	0,98	1,76	0,86	2,82	4,27	5,03
MnO	0,05	0,24	0,29	0,13	0,25	-	-	0,08
P_2O_5								3,5*
LiO_2								1
H_2O^-	0,14	0,26	0,28	0,40	0,66	5,51	4,55	0,10
H_2O^+	1,58	3,31	3,09	2,69	4,10			1,66
Total	99,23	98,48	98,37	100,42	99,89	99,57	99,44	99,21

* P_2O_5 et LiO_2 correspondent à un dosage semi-quantitatif

2) Prasinites

				anal. Cogné:	Analyses Jeanneau	
Echantillon	A8	B25	P3 - 31	n° 9	(Trunvel)	(Bondivy)
SiO_2	50,22	53,98	48,38	48,50	48,41	46,82
Al_2O_3	14,66	14,66	16,50	15,50	13,99	16,08
Fe_2O_3	12,88	13,12	9,42	Fe_2O_3 6,05 FeO 7,25	13,43	12,86
CaO	6,97	6,06	10,95	9,00	10,31	10,53
MgO	6,43	3,76	7,38	6,45	7,11	7,12
K_2O	0,16	0,22	0,33	0,30	0,18	0,14
Na_2O	4,73	4,25	3,59	2,60	3,47	2,03
TiO_2	1,73	1,14	0,34	1,40	1,60	1,85
MnO	0,17	0,20	0,15	0,28	-	-
H_2O^-	0,21	0,29	0,23	0,20		
H_2O^+	2,52	0,88	2,20	1,90	1,67	2,44
Total	100,68	98,56	99,47	99,43	100,17	99,87

3) "Pillow-lavas" (Carrière de Trunvel)

Echantillon	A156 (1 et 2)		A156 (3 et 4)		A156 - 5	Analyses Jeanneau 1966 Pillow 1		Pillow 2		
	1 extérieur	2 intérieur	3 extérieur	4 intérieur		intérieur	extérieur	intérieur	intermédiaire	extérieur
SiO_2	58,60	54,70	60,21	58,45	51,18	40,54	49,02	46,10	51,75	50,58
Al_2O_3	12,87	13,09	12,53	12,82	12,89	21,87	13,61	18,33	15,71	16,64
Fe_2O_3	10,88	12,25	11,32	11,41	14,37	12,42	16,19	11,28	10,43	11,30
CaO	12,26	12,68	9,48	10,47	6,27	20,11	5,18	14,15	9,61	5,19
MgO	2,10	2,80	2,81	2,66	6,52	0,05	7,24	4,23	4,70	6,55
Na_2O	0,04	0,73	1,07	0,92	3,57	0,33	4,50	2,25	4,00	4,90
K_2O	0,06	0,07	0,08	0,08	0,12	0,20	0,30	0,50	0,41	0,42
TiO_2	0,80	0,78	0,76	0,80	1,35	0,66	1,13	0,76	0,84	0,82
MnO	0,02	0,09	0,08	0,08	0,15	-	-	-	-	-
P_2O_5	-	-	-	-	-	0,46	0,50	-	-	-
H_2O^-	0,17	0,17	0,24	0,21	0,43					
H_2O^+	1,23	1,43	1,77	1,79	2,77	2,93	2,07	2,33	2,06	2,98
Total	99,03	98,79	100,35	99,79	99,62	99,57	99,74	99,83	99,51	99,38

4) Niveaux gneissiques contenus dans les prasinites

	A75	A126	A155	Anal. Jeanneau
				niveau détritico volcanique
SiO_2	53,88	71,55	71,40	74,04
Al_2O_3	18,14	13,04	13,54	11,98
Fe_2O_3	11,32	5,75	4,05	3,58
CaO	3,96	1,83	3,12	0,42
MgO	2,58	0,87	0,66	1,50
Na_2O	6,55	5,91	4,62	5,60
K_2O	0,68	0,03	0,52	0,30
TiO_2	0,72	0,39	0,33	0,41
MnO	0,16	0,05	0,06	-
H_2O^-	0,24	0,12	0,20	
H_2O^+	2,25	0,64	0,72	1,18
Total	100,48	100,18	99,22	99,01

5) Amphibolites du Massif de Peumerit

	a) "Gabbros"			b) Amph. laminées			c) Amph. à grain fin	
	B29	Qi20 - 22	Qi51 - 31	B28	B35	B58	B31 - 1	B31 - 2
SiO_2	44,18	50,74	45,74	49,33	46,15	45,23	47,84	59,25
Al_2O_3	15,55	17,72	16,16	20,80	13,60	13,32	13,94	17,30
Fe_2O_3	11,45	11,11	12,85	9,06	16,17	15,68	14,45	5,55
CaO	12,03	10,12	13,73	11,16	9,98	12,09	11,85	5,70
MgO	5,78	4,02	7,71	4,63	5,43	7,90	6,54	2,02
Na_2O	2,67	1,73	1,69	0,79	3,64	2,35	2,70	7,56
K_2O	0,13	0,53	0,08	0,09	0,31	0,15	0,22	0,13
TiO_2	5,48	1,19	1,12	1,86	2,69	1,26	1,78	0,48
MnO	0,16	0,13	0,21	0,12	0,22	0,25	0,21	0,07
H_2O^-	0,20	0,60	0,12	0,15	0,15	0,16	0,18	0,26
H_2O^+	0,55	0,30	0,89	0,69	0,74	0,55	0,59	0,50
Total	100,04	98,19	100,30	98,68	99,13	98,94	100,30	98,82

	a) Analyses J. Cogné				b) Analyses J.Y. Jeannear (thèse p. 34)			
	Amph. massive	Amphibolite litée						
	n° 2	3	4	5	1	2	3	4
SiO_2	47,10	48,6	46,8	48,10	34,85	40,03	47,40	46,01
Al_2O_3	14,30	16,6	19,4	12,80	12,21	14,35	18,17	16,41
Fe_2O_3	3,9	1,8	1,88	3,50	18,24	19,70	9,78	13,54
FeO	10,35	7,85	6,50	13,30	-	-	-	-
MnO	0,14	0,21	0,14	0,29	-	-	-	-
MgO	7,05	7,72	8,80	5,50	8,54	7,20	6,68	7,37
CaO	9,50	11,45	12,75	9,50	12,86	8,55	9,72	10,60
Na_2O	3,7	2,53	1,9	2,55	2,45	2,45	3,86	2,63
K_2O	0,65	0,27	0,35	0,60	0,38	0,45	0,34	0,22
TiO_2	2,15	1,35	0,6	3,00	5,70	4,46	1,67	1,87
P_2O_5	0,30	0,10	0,05	0,29	3,20	0,71	traces	-
H_2O^+	0,70	1,00	0,35	0,70				
H_2O^-	0,10	0,13	0,05	0,30	1,46	1,47	1,40	1,14
Total	99,94	99,61	99,57	100,43	99,89	99,37	99,02	99,79

Amphibolites du Massif de Peumerit (suite)

d) Amphibolites litées

	B1	B15	B38	B51	B62	P6 - 14
SiO_2	50,95	46,15	52,35	46,80	45,27	47,14
Al_2O_3	13,57	13,60	15,55	16,09	12,17	14,14
Fe_2O_3	12,19	16,17	11,45	12,10	17,65	13,59
CaO	10,14	9,98	9,67	10,22	11,88	11,19
MgO	5,11	5,43	5,00	7,34	6,48	6,95
Na_2O	3,31	3,64	3,38	3,48	2,49	2,20
K_2O	0,29	0,31	0,27	0,39	0,11	0,48
TiO_2	1,79	2,69	1,33	0,52	2,54	2,01
MnO	0,20	0,22	0,16	0,17	0,21	0,19
H_2O^-	0,40	0,15	0,24	0,31	0,39	0,37
H_2O^+	0,74	0,74	0,45	1,29	0,32	0,62
Total	98,69	99,13	99,85	98,71	99,51	98,88

) Pyroxénites à grenat

a) Keramoine — b) Kergroas (Ty-Lan) — c) Méot

	Analyses Cogné			Analyses B. Velde 1972								
	A145 - 1	A145 - 2	A145 - 3	n° 6	n° 7	Ker 38	Ker 36	Ker 9	Ker 58	Q153-79-2	Q153-84	P6 - 7
SiO_2	45,83	50,25	46,56	46,80	43,63	42,27	42,90	43,02	44,38	51,08	49,04	45,74
Al_2O_3	17,31	14,96	16,34	15,90	18,00	17,97	17,76	17,67	18,16	14,54	17,50	14,76
Fe_2O_3	15,38	13,12	15,32	3,80	2,15	9,65	8,04	6,62	2,94	10,24	9,50	13,53
FeO	-	-	-	9,15	5,90	7,30	8,33	7,84	6,73	-	-	-
CaO	10,64	11,11	11,67	12,70	13,40	13,07	13,43	14,36	12,76	11,40	11,32	12,08
MgO	6,14	9,61	5,94	9,35	13,60	8,45	7,50	8,91	9,35	9,07	8,53	7,42
Na_2O	1,23	1,01	0,77	0,55	0,18	0,49	0,55	0,43	1,85	2,31	2,38	2,33
K_2O	0,06	0,05	0,08	0,10	0,10	0,05	0,06	0,04	0,21	0,06	0,04	0,19
TiO_2	0,66	0,21	0,65	0,60	0,40	0,45	0,75	0,29	1,10	0,31	0,48	1,86
MnO	0,25	0,22	0,23	0,20	0,14	0,23	-	0,18	0,09	0,15	0,16	0,10
P_2O_5	-	-	-	0,12	0,05	-	-	0,16	0,28	-	-	-
H_2O^-	0,19	0,16	0,19	0,17	0,20	0,14	0,14	0,10	0,11	0,08	0,14	0,26
H_2O^+	1,46	0,18	0,53	1,00	2,35	0,58	0,97	1,02	2,02	-	0,95	0,32
Total	99,15	100,88	98,28	100,44	100,10	100,65	100,43	100,64	99,98	99,24	100,04	98,59

7) Serpentinite et chloritite - Gneiss à disthène et grenat

	a) Serpentinite			b) Chloritite		c) gneiss à disthène
	Ty-Lan	Ty-Lan	Kerguelmes	Kerguelmes	Ty-Lan	Ty-Lan	Ty-Lan
n°	B14	An. Jeanneau	B32	An. Cogné	B18	An. Jeanneau	B5
SiO_2	42,50	40,65	39,55	37,55	28,91	30,1	67,48
Al_2O_3	1,66	2,10	1,35	1,20	18,48	17,21	15,66
Fe_2O_3	4,45	7,66	8,11	5,20	11,69	9,12	6,85
FeO	-	-	-	2,15	-	-	-
CaO	0,21	0,56	0,48	0,40	0,86	0,50	0,85
MgO	35,66	36,01	37,04	39,00	27,28	29,50	2,15
Na_2O	0,02	0,10	0,01	0,10	0,01	0,20	1,76
K_2O	0,00	0,10	0,03	0,20	0,02	0,20	2,36
TiO_2	0,10	0,29	0,03	0,25	0,48	0,60	0,70
MnO	0,11	-	0,11	0,08	0,13	-	0,09
H_2O^-	1,20	12,34	1,15	0,60	0,03	11,73	0,48
H_2O^+	12,55		12,26	13,00	10,91		2,29
Total	98,46	99,81	100,12	99,77	98,80	99,22	100,68

8) Micaschistes quartzofeldspathiques (série supérieure)

	C10	C15	C22a	C25a	n° 1
					Anal. Cogné
SiO_2	77,00	68,50	62,70	68,42	61,40
Al_2O_3	11,06	12,64	15,06	15,22	17,50
Fe_2O_3	3,18	5,40	7,10	4,54	1,15
FeO	-	-	-	-	5,90
CaO	1,86	2,04	3,44	2,41	3,20
MgO	0,96	1,84	2,64	0,82	3,40
Na_2O	2,93	2,97	3,57	3,55	2,85
K_2O	1,43	2,39	2,69	2,83	2,10
TiO_2	0,41	0,70	0,88	0,52	1,10
MnO	0,04	0,07	0,09	0,11	0,14
P_2O_5	-	-	-	-	0,10
H_2O^-	0,29	0,77	0,14	0,18	0,25
H_2O^+	1,38	2,05	0,81	1,11	1,00
Total	100,54	99,37	99,12	99,65	100,09

9) Amphibolites contenues dans les micaschistes quartzofeldspathiques de la série supérieure

	Amphibolites interstratifiées non litées à fine cristallisation de hornblende verte							Amph. litée à épidote	Amph. à large cristallisation	Amphibolite litée
	C25b	P7 - 4	P7 - 21	P7 - 40	P8 - 20	P8 - 29	P8 - 30	P8 - 31	P8 - 32	P8 - 33
SiO_2	51,20	53,49	49,07	48,15	53,57	54,67	48,02	46,55	49,84	47,97
Al_2O_3	15,06	14,58	14,82	14,88	15,02	14,66	16,37	16,44	15,33	15,66
Fe_2O_3	10,87	11,03	12,36	11,52	10,31	10,95	8,13	10,00	10,69	10,00
CaO	10,00	8,40	9,90	10,26	7,96	8,40	10,60	14,58	10,95	14,05
MgO	4,66	4,88	5,38	6,67	4,58	4,28	7,66	7,50	8,14	7,88
Na_2O	2,86	3,76	3,64	2,82	2,94	3,39	2,44	1,54	1,87	1,90
K_2O	0,93	1,23	0,58	0,65	0,79	0,60	0,98	0,38	0,61	0,12
TiO_2	1,46	1,82	1,60	1,44	1,87	1,65	0,85	0,86	1,43	1,14
MnO	0,17	0,19	0,20	0,23	0,15	0,18	0,13	0,16	0,21	0,16
H_2O^-	0,12	0,32	0,11	0,14	0,28	0,16	0,27	0,18	0,19	0,07
H_2O^+	0,98	0,49	2,92	1,01	0,75	0,70	1,49	1,46	0,95	0,96
Total	98,31	100,19	100,56	97,77	98,22	99,64	98,94	99,65	100,21	99,91

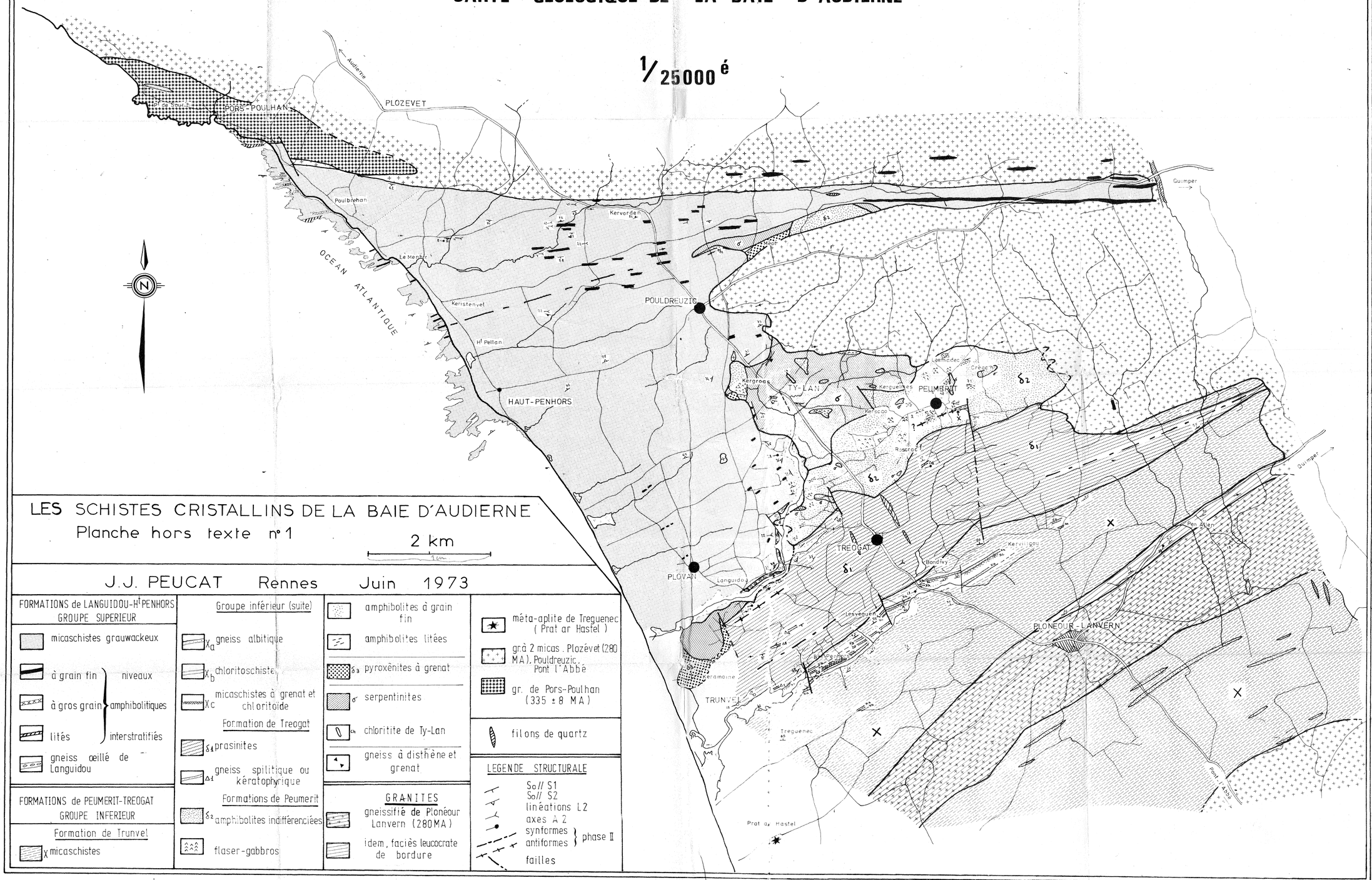
10) Granites

	a) Pors-Poulhan			b) Plozévet	c) Plonéour-Lanvern
				Contact nord Pors-Poulhan	Faciès leucocrate Pen-Allen
	P8 - 34	P10 - 7	P10 - 8	P10 - 9	J. Cogné An. n° 10
SiO_2	73,80	70,17	71,85	75,00	75,00
Al_2O_3	14,14	15,02	14,68	14,48	13,75
Fe_2O_3	1,09	2,52	1,49	0,77	0,70
FeO	-	-	-	-	0,40
CaO	1,17	2,40	0,94	0,51	0,77
MgO	0,67	0,93	0,32	0,10	0,20
Na_2O	3,61	3,60	3,39	3,71	3,50
K_2O	3,59	4,72	4,87	4,29	4,20
TiO_2	0,12	0,37	0,18	0,10	0,30
MnO	0,07	0,05	0,03	0,04	traces
P_2O_5	-	-	-	-	0,14
H_2O^-	0,15	0,07	0,17	0,19	0,30
H_2O^+	0,98	0,59	0,45	0,72	0,30
Total	100,39	100,44	98,37	99,91	99,56

Les nouvelles analyses chimiques contenues dans ce mémoire ont été réalisées au Laboratoire de Chimie de l'Institut de Géologie de Rennes par Madame F. VIDAL en 1972.

CARTE GEOLOGIQUE DE LA BAIE D'AUDIERNE

1/25000 é



LES SCHISTES CRISTALLINS DE LA BAIE D'AUDIERNE

Planche hors texte n° 1

2 km

J.J. PEUCAT Rennes Juin 1973

FORMATIONS de LANGUIDOU-Ht PENHORS GROUPE SUPERIEUR

- micaschistes grauwackeux
- à grain fin } niveaux amphibolitiques
- à gros grain } niveaux amphibolitiques
- lités } niveaux interstratifiés
- gneiss œillé de Languidou

FORMATIONS de PEUMERIT-TREOGAT GROUPE INFERIEUR

Formation de Trunvel

- X micaschistes

Groupe inférieur (suite)

- X_a gneiss albitique
- X_b chloritoschiste
- X_c micaschistes à grenat et chloritoïde

Formation de Treogat

- δ_4 prasinites
- Δ_1 gneiss spilitique ou kératophyrique

Formations de Peumerit

- δ_2 amphibolites indifférenciées
- flaser-gabbros
- amphibolites à grain fin
- amphibolites litées
- δ_3 pyroxénites à grenat
- σ serpentinites
- Ch chloritite de Ty-Lan
- gneiss à disthène et grenat

GRANITES

- gneissifié de Ploneour Lanvern (280 MA)
- idem, faciès leucocrate de bordure
- méta-aplite de Treguenec (Prat ar Hastel)
- grà 2 micas. Plozévet (280 MA). Pouldreuzic, Pont l'Abbé
- gr. de Pors-Poulhan (335 ± 8 MA)
- filons de quartz

LEGENDE STRUCTURALE

- S_0 // S_1
- S_0 // S_2
- linéations L2
- axes A 2
- synformes } phase II
- antiformes } phase II
- failles

PORS POULHAN

Menez Gored

POULBREHAN

Q

M

P

Kb

Nm

So

méta-grauwackes indifférenciées

niveaux "conglomératiques"

L bancs leptynitiques

M muscovite pneumatolytique ? abondante

amphᵗ. à grain fin (sills)

" " gros grain (coulées)

" litées (tufs)

P filons de pegmatite

Q " " quartz

granite de Pors Poulhan

Nm

So

A

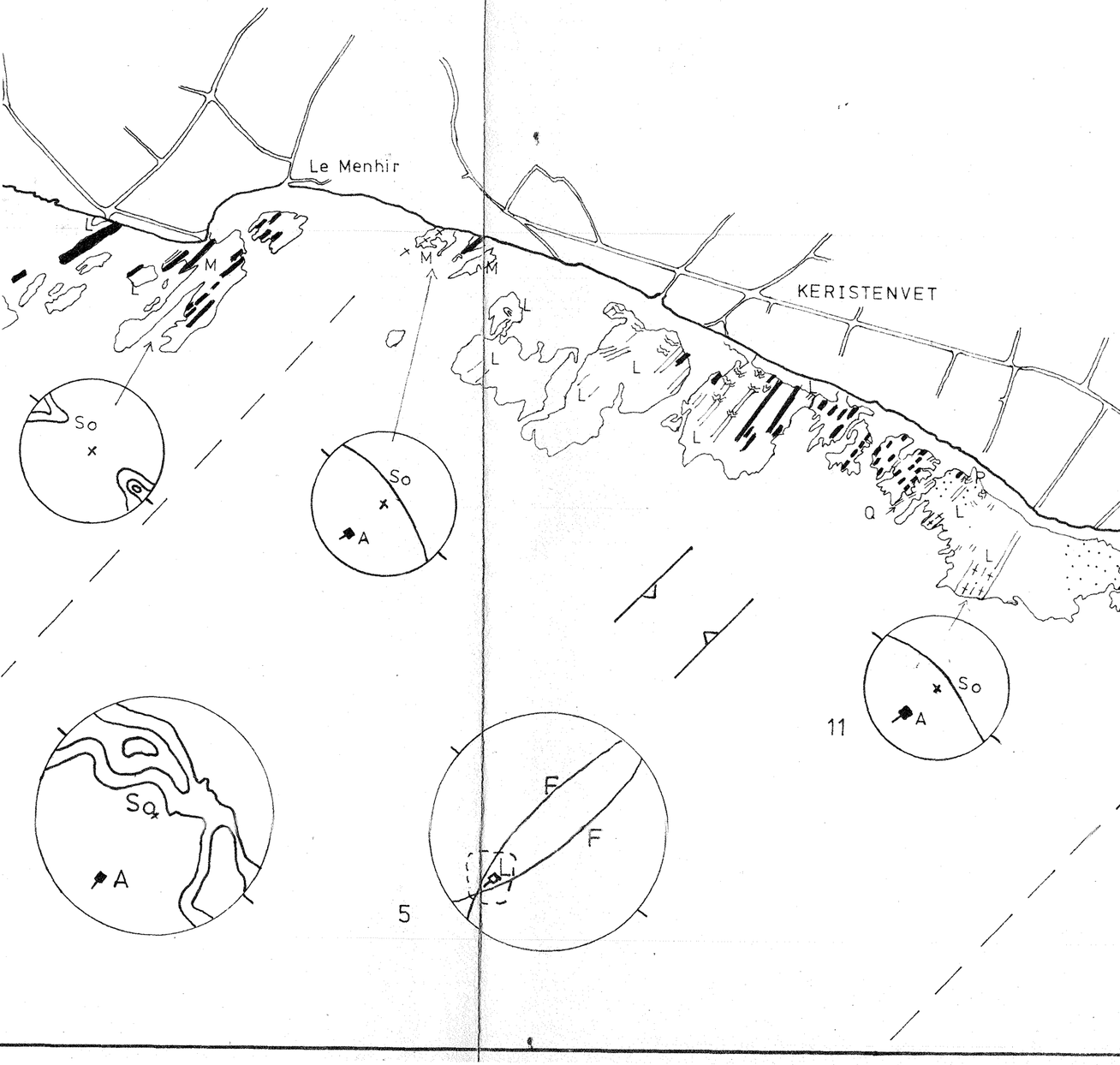
F

L

PLANCHE HORS TEXTE N° 2 JJ PEUCAT 1973

BAIE D'AUDIERNE Carte détaillée de la bande côtière

au 1/10 000 è



So stratification

F foliation

A axes de plis

L linéations

Kb kink band

So // F

antiformes

synformes

Stéréogrammes

- généraux : 1, 2, 3 : So ; 4, 5, 6 : F
- de détail : 7, 9, 10, 11 : So ; 8, 12 : fractures verticales