



HAL
open science

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DES SCHISTES CRISTALLINS ET GRANITES EN BASSE VILAINE

Pierre Jégouzo

► **To cite this version:**

Pierre Jégouzo. ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DES SCHISTES CRISTALLINS ET GRANITES EN BASSE VILAINE. Pétrographie. Université de Rennes, 1973. Français. NNT: . tel-01762970

HAL Id: tel-01762970

<https://insu.hal.science/tel-01762970>

Submitted on 12 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.

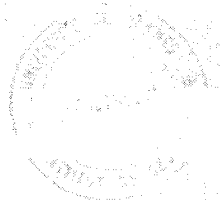
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Série : C

N° d'ordre : 270

N° de série : 88

5479
19 JUL. 1973



THÈSE

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 : GÉOLOGIE

par

Pierre JÉGOUZO

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE
DES SCHISTES CRISTALLINS ET GRANITES
EN BASSE-VILAINE

Soutenue le 8 Juin 1973 devant la Commission d'Examen

M. J. COGNÉ Président

M. B. AUVRAY

M. J. HAMEURT

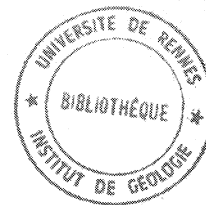
M. C. LE CORRE

Examineurs

Série : C

N° d'ordre : 270

N° de série : 88



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 : GÉOLOGIE

par

Pierre JÉGOUZO

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

DES SCHISTES CRISTALLINS ET GRANITES

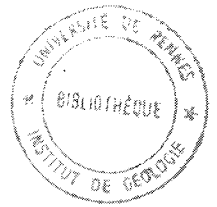
EN BASSE-VILAINE

INSTITUT de GÉOLOGIE de RENNES	
Numéro d'inventaire Bibliothèque	73/79 = 967

Soutenue le 8 Juin 1973 devant la Commission d'Examen

M. J. COGNÉ Président

M. B. AUVRAY
M. J. HAMEURT Examineurs
M. C. LE CORRE



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. LECRECO A.

Mathématiques

Professeurs

Melle CHARPENTIER M.
M. GUERINDON J.
M. METIVIER M.
M. GIORGIUTTI I.
M. BRUNEL A.
M. TOUGERON J. C.
M. MIGNOT A.

Maîtres de Conférences & Chargés de Cours

M. LEGOUPIL J.
M. HOUEBINE J.
M. EUVRARD D.
M. NEDELEC J. C.
M. VERJUS J. P.
M. TRILLING L.
M. FERRAND D.
M. GUIVARC'H Y.
M. KEANE M. (M. C. associé)
M. GILDELAMADRID (Prof. associé)

Physique

M. VACHER M.
M. VIGNERON L.
M. LE BOT J.
Mme ROBIN née SALOMOND
M. ROBIN S.
M. LE MONTAGNER S.
M. MEVEL J. Y.
M. MEINNEL J.
M. REGENSTREIF E.
M. BRUN P.
M. LE ROUX E.
M. DUBOST

M. GUIDINI
M. HAEUSLER C.
M. ARQUES P. Y.
M. DECAMPS E.
M. NUSIMOVICI M. A.

AVANT-PROPOS

QUE LES PERSONNES QUI ONT CONTRIBUE A L'ELABORATION
DE CE TRAVAIL EN SOIENT SINCEREMENT REMERCIÉES.

Sommaire

Avant-Propos

Introduction

I - Le cadre géographique	1
II - Historique des travaux	2
III - But et méthodes	3
IV - Les grandes lignes géologiques	4

Etude Pétrographique

Chapitre I : Les schistes cristallins de l'Anticlinal de Cornouaille

A - Le Groupe d'Arzal	6
I - Les gneiss et gneiss migmatitiques du Broël	7
II - Les gneiss leptynitiques du Drezet	12
III - Les gneiss amygdalaires de l'Isle	21
IV - Les granites à biotite et muscovite de Férel et Herbignac	24
B - Les complexes granito-gneissiques et les migmatites	
Les séries d'affinité cristallophyllienne	27
I - Le type commun, les gneiss rubannés	27
II - Les gneiss alumineux ou morbihannites	28
III - Les micaschistes graphitiques	30
IV - Les calcaires cristallins ou cipolins	31
V - Les roches basiques	32
Les phénomènes de granitisation	33
Conclusions pétrographiques	35
I - Les gneiss rubannés	35
II - Les gneiss alumineux	36
III - Les calcaires cristallins	37
IV - Les roches basiques	38
V - Les gneiss migmatitiques	38
VI - Conclusions	39

<u>Chapitre II</u> : La Zone broyée sud-armoricaine	40
A - Granites cataclasés et blastomylonites	
I - Situation et limites	40
II - Les principaux types	404
III - Etude pétrographique	42
IV - Conclusions pétrographiques	44
B - Les bandes et feuillets leucogranitiques	
I - Situation et limites	45
II - Les principaux types et leurs gisements	46
III - Etude microscopique	48
IV - Conclusions	49
<u>Chapitre III</u> : Les schistes cristallins septentrionaux	
I - Les mylonites et ultramylonites de Marzan	50
II - Les gneiss porphyroïdes	52
III - Les gneiss fins	56
IV - Les roches basiques	58
V - Les pencil-gneiss du Château	61
VI - Les micaschistes à minéraux	61
VII - Le Paléozoïque	63
VIII - Conclusions pétrographiques	64
<u>Chapitre IV</u> - Conclusions pétrographiques générales	67

Etude structurale

<u>Chapitre I</u> : Introduction	
I - But et méthodes	69
II - Quelques définitions	70
<u>Chapitre II</u> : Les schistes cristallins de l'Anticlinal de Cornouaille	
La déformation symmétamorphe E - W	
I - Les gneiss du Broël	71
II - Les gneiss leptynitiques	73
III - Les gneiss amygdalaires	75
IV - Les complexes granito-gneissiques	76
V - Caractères généraux de la déformation E - W	76
La déformation symmigmatique NW-SE	77
Sur des mouvements tardifs	78

Etude analytique	79
I - Les gneiss du Broël	79
II - Les gneiss leptynitiques	80
III - Les gneiss amygdalaires	80
IV - Les granito-gneiss	80
V - Conclusions	81
<u>Chapitre III</u> : La Zone broyée sud-armoricaine	
I - Une structure continue : le pli de Rosquet	82
II - Les structures résultant de la cataclase	82
III - Conclusions	83
<u>Chapitre IV</u> : Les schistes cristallins septentrionaux	
I - Les mylonites et ultramylonites de Marzan	84
II - Les gneiss porphyroïdes	84
III - Les gneiss fins	85
IV - Les roches basiques	85
V - Les micaschistes à minéraux et les schistes séricito-chloriteux	86
VI - Le Paléozoïque	86
VII - Conclusions	87
<u>Chapitre V</u> : Conclusions structurales	88
 <u>Conclusions générales</u>	
<u>Chapitre I</u> : Chronologie relative des événements métamorphiques et structuraux	
I - Les relations métamorphismes - déformations	89
II - Chronologie relative	90
<u>Chapitre II</u> : Les schistes cristallins et granites de Basse-Vilaine dans le cadre de la Bretagne méridionale	
I - Age des formations	91
II - Age des métamorphismes et des déformations	92

INTRODUCTION

I - CADRE GEOGRAPHIQUE

La région qui fait l'objet de cette étude se partage entre la moitié nord-est de la feuille au 1/50 000e de la Roche Bernard (X-22) et la partie Sud de celle de Questembert (X-21).

Elle se présente sous forme d'une pénéplaine mollement ondulée, dont l'altitude moyenne, qui excède rarement une cinquantaine de mètres, s'élève progressivement à partir de la dépression des micaschistes de l'estuaire de la Vilaine.

L'accident morphologique tertiaire du Sillon de Bretagne (Ch. BARROIS, 1930) défini plus au Sud-Est, dans la région de Savenay, se manifeste ici de manière atténuée, sous forme d'un escarpement de 20 à 30 mètres de la lèvre nord-est (La Grange, La Belliotterie : voir carte topographique au 1/50 000e de la Roche Bernard).

La Vilaine, dont les rives abruptes permettent les meilleures observations géologiques, traverse ce plateau selon un tracé "en baïonnette"; de petites vallées adjacentes ou coulées, de direction moyenne NW-SE masquent généralement les contacts géologiques.

Le réseau hydrographique semble se disposer selon trois directions majeures ainsi que le laisse entrevoir la figure 1.

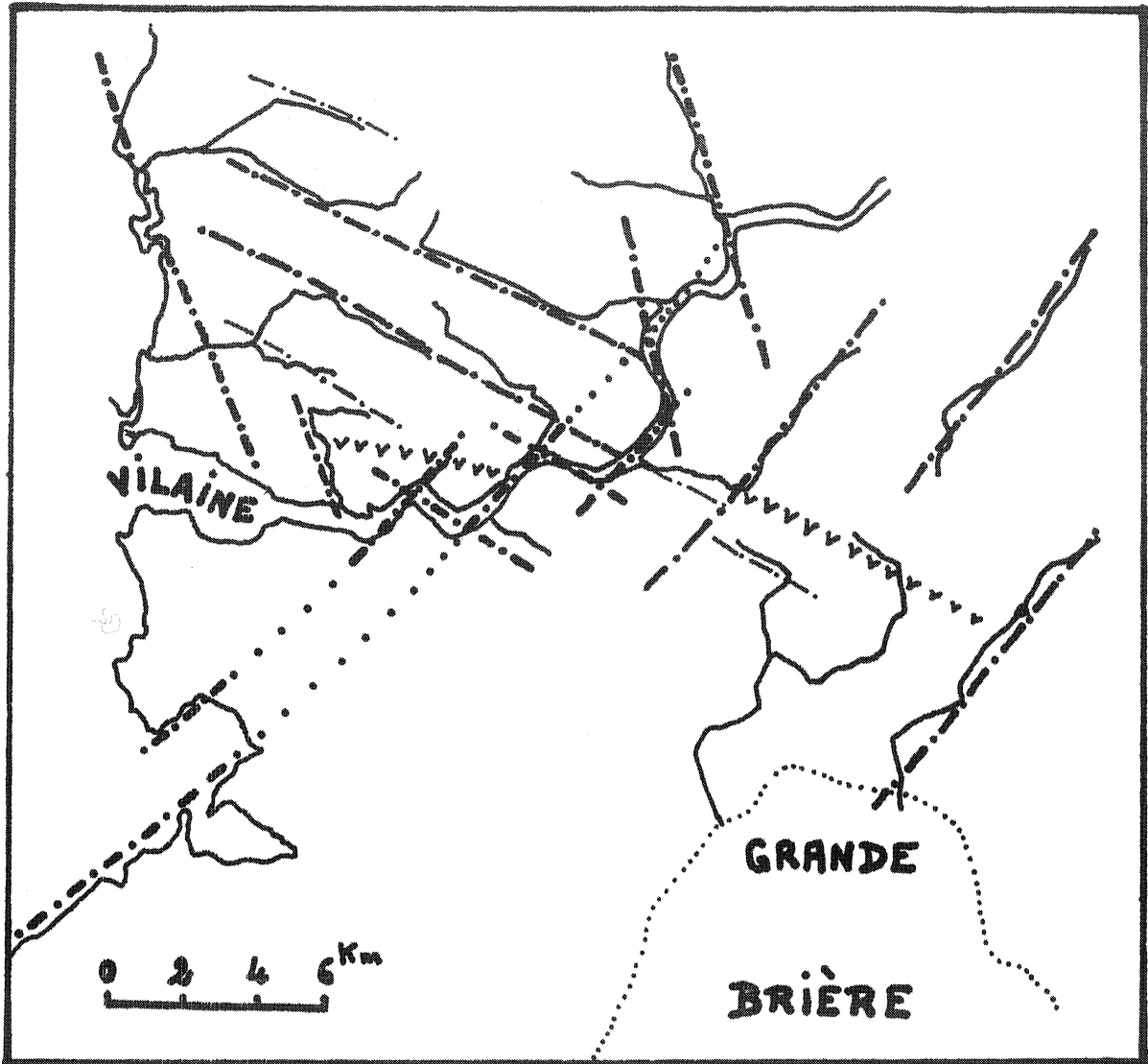


Figure 1

Interprétation du réseau hydrographique selon
3 directions majeures : N 40, N 120 et N 160°.

II - HISTORIQUE DES TRAVAUX

Les premiers travaux concernant cette région furent menés à partir du milieu du siècle dernier dans une optique essentiellement minéralogique. Ils furent l'oeuvre de d'AULT DUMESNIL (1866) et de de LIMUR (1884) pour le département du Mor-bihan, et de BARET, plus tardivement (1898), pour le département de la Loire-inférieure.

Il fallut attendre la remarquable cartographie de Ch. BARROIS, pour voir enfin préciser, en termes de l'époque, les différents caractères pétrographiques des terrains cristallins et cristallophylliens (notices des feuilles au 1/80 000e de Quiberon et Saint-Nazaire, 1897).

A. DEMAY (1952) dans son essai de corrélation entre le Massif central et le Sud du Massif armoricain fait allusion au secteur de la Roche-Bernard. Il évoque la possibilité pour la "Zone broyée sud-armoricaine", qui n'a pas encore reçu cette dénomination, d'être une zone de racines pour des nappes hercyniennes déversées vers le Sud. La localisation de ses observations demeure malheureusement trop vague et imprécise.

C'est à J. COGNE (1953 et publications ultérieures) que nous devons l'essentiel de nos connaissances actuelles sur l'évolution pétrographique et structurale des schistes cristallins et granites de Bretagne méridionale. Les conceptions de cet auteur se trouvent résumées dans la notice de la 2e édition de la carte géologique au 1/80 000e de Quiberon - Belle-Ile (1965). Il explique la complexité de ce domaine par la superposition de deux cycles orogéniques majeurs.

- Le cycle cadomien au cours duquel se développe un puissant système de plis couchés et nappes cristallophylliennes profondes, méso- à catazonales dans leurs parties internes (cf. Nappe de Champtoceaux, J. COGNE, 1966).

- Le cycle hercynien que l'on peut subdiviser en :

- une phase d'intumescence en voissures d'orientation WNW-ESE (Anticlinaux de Cornouaille et de Basse-Loire) au coeur desquelles se développent des phénomènes migmatitiques et granitiques, le métamorphisme périphérique se limitant à une rétro-morphose et à des recristallisations épizonales.

- une phase de plissement, également de direction WNW-ESE, au cours de laquelle se mettent en place à la limite entre l'infrastructure migmatitique et la superstructure cristallophyllienne des granites dits tardi-migmatitiques.

- une phase de cisaillements (anté-stéphaniennes pour l'essentiel), génératrice des granitisations syntectoniques de la Zone broyée sud-armoricaine.

III - BUT ET METHODES

Le but de cette étude est de proposer pour la région un schéma retraçant son évolution, en tenant compte aussi bien des observations pétrographiques que structurales, recueillies aux différentes échelles. La liaison étroite de ces deux types de données nous paraît indispensable à la compréhension d'un domaine essentiellement cristallin et cristallophyllien. L'intégration de ce schéma dans un cadre géologique plus vaste sera tentée dans un stade ultime.

Les moyens utilisés dans ce but sont :

- la cartographie détaillée (sur fond au 1/25 000) au cours de laquelle sont faits les prélèvements d'échantillons ainsi que l'analyse structurale de terrain;

- l'étude en laboratoire des échantillons collectés (généralement par des méthodes optiques - microscopie, plus

rarement physiques - Rayons X) afin d'en préciser les caractères pétrographiques et microstructuraux.

L'ensemble de ces observations conduit à l'élaboration d'un document essentiel, la carte géologique, ici à l'échelle du 1/50 000 (voir carte hors texte).

IV - LES GRANDES LIGNES GEOLOGIQUES

Les terrains granitiques et métamorphiques constituant la région étudiée appartiennent à trois ensembles qui sont du Sud au Nord (fig. 3) :

1 - Les gneiss et les granites appartenant au vaste ensemble de l'Anticlinal de Cornouaille (sensu stricto) dont la limite sud avec les micaschistes et les roches basiques de l'estuaire de la Vilaine est soulignée par les granites calco-alcalins de Férel et d'Herbignac.

Sectionnées au Nord par l'alignement mylonitique et granitique de la "Zone broyée sud-armoricaine" (J. COGNÉ, 1954, 1957), les séries métamorphiques de l'anticlinal de Cornouaille peuvent être subdivisées localement, ici en deux groupes :

- le groupe des gneiss à lithologie variée d'Arzal dans lequel on reconnaît du Sud au Nord :
 - les gneiss et gneiss migmatitiques du Broël,
 - les gneiss leptynitiques du Drézet,
 - les gneiss amygdalaires de l'Isle.

Ces différents gneiss se rencontrent surtout le long des deux rives de la Vilaine. Cependant les gneiss du Broël s'étendent jusqu'au delà d'Herbignac vers le Sud-Est.

- le groupe migmatitique de la Chapelle-des-Marais qui se répartit en deux zones géographiques distinctes :
 - l'une au Nord-Ouest, dans la région de Billiers - Muzillac, bien visible sur les bords de la Vilaine au niveau de la Fontaine-Vertin et de l'Isle (Rive droite).
 - l'autre au Sud-Est (La Chapelle-des-Marais - Crossac) en bordure du granite anatectique de Prinquiau.

2 - Au centre, la Zone broyée sud-armoricaine. Nous regrouperons dans cette zone définie par J. COGNÉ (1954, 1957) aussi bien les granites orientés de la Bande Pointe du Raz - Nantes que des formations mylonitiques à ultra-mylonitiques qui les bordent au Sud.

Ces deux groupes de terrains forment deux lanières parallèles, orientées N 120° et d'épaisseur égale (1,5 km environ) entre lesquelles s'est mis en place tardivement un important filon de quartz. C'est au niveau de cette limite que se sont produits les rejeux post-Miocène du Sillon de Bretagne (Ch. BARROIS, 1930).

3 - Les schistes cristallins septentrionaux. Séparé des granites syntectoniques par un nouveau filon de quartz, d'ailleurs discontinu, nous trouvons au Nord un vaste ensemble de schistes cristallins comprenant une grande variété de termes gneissiques et micaschisteux.

A l'intérieur de cet ensemble s'observe un niveau basique apparemment oblique par rapport aux terrains qui l'enveloppent et qui pourrait se rattacher vers l'Est, par l'intermédiaire de petits niveaux discontinus, aux roches basiques de la nappe de Champtoceaux (J. COGNÉ, 1966).

Ces schistes cristallins sont recouverts au Nord par la série paléozoïque du Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire.

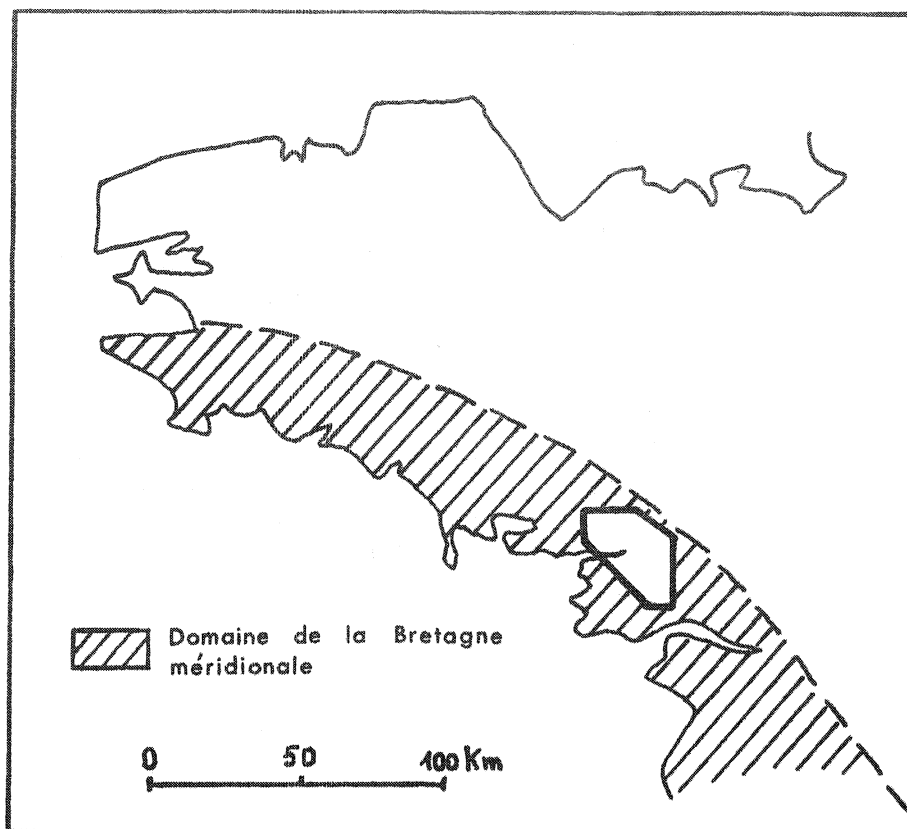


Figure 2

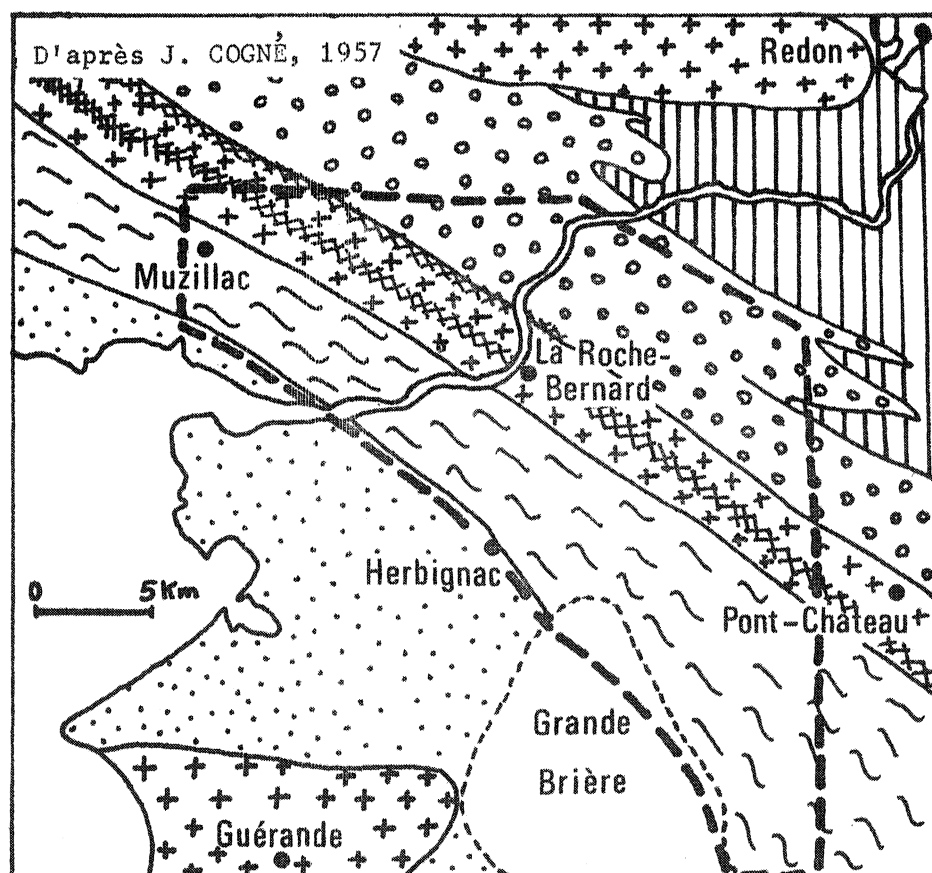
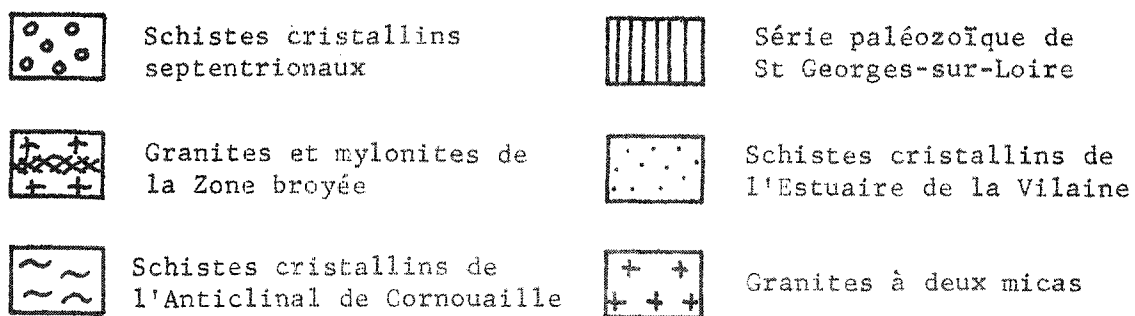


Figure 3



Première Partie

ETUDE

PETROGRAPHIQUE

Chapitre I

LES SCHISTES CRISTALLINS DE L'ANTICLINAL DE CORNOUAILLE
--

A - LE GROUPE D'ARZAL

Situation et limites

C'est une unité polymorphe, de direction structurale disharmonique (N 100°) par rapport à la direction générale de l'Anticlinal de Cornouaille (N 120-125°), comportant trois formations qui sont du Sud au Nord :

- les gneiss et gneiss migmatitiques du Broël,
- les gneiss leptynitiques du Drézet,
- les gneiss amygdalaires de l'Isle.

Elle est principalement développée au niveau de la Vilaine et les différentes formations sont bien exposées le long des deux rives. Cependant, vers le Sud-Est, jusque dans la région d'Herbignac, des affleurements pouvant être assimilés aux gneiss du Broël ont été reconnus.

La limite sud avec les micaschistes et les roches basiques de l'estuaire de la Vilaine est occupée par les granites calco-alcalins de Férel et d'Herbignac.

Au Nord, le passage à des types granito-gneissiques plus monotones n'est visible qu'au niveau de la Vilaine.

Un vaste placage argileux actuellement occupé par les landes du Grand-Moulin masque l'extrémité orientale des gneiss leptynitiques et amygdalaires; leur prolongement supposé laisse apparaître des formations devant être rapportées aux granito-gneiss.

I - LES GNEISS ET GNEISS MIGMATITIQUES DU BROËL

1 - SITUATION ET LIMITES

Cette formation, la plus méridionale du groupe d'Arzal, affleure sur les rives droite (château du Broël) et gauche (Viedle-Roche, Le Gastre, Trémorrel) de la Vilaine. Il est possible de retrouver des types identiques jusqu'au delà d'Herbignac (Sapilon).

Les granites calco-alcalins de Férel et d'Herbignac se sont mis en place à la limite de cette formation et des micaschistes et roches basiques de l'estuaire de la Vilaine.

Vers le Nord, le passage avec les gneiss leptynitiques n'a pu être observé mais l'harmonie structurale entre ces deux formations laisse supposer qu'il doit être normal.

2 - CARACTERES PETROGRAPHIQUES

a) Caractères macroscopiques

Ces gneiss de teinte claire, se présentent à l'affleurement comme une alternance de lits centimétriques à décimétriques de composition différente. Les uns plus quartzo-feldspathiques, les autres plus phylliteux (pl. I, fig. 1).

Cette alternance peut également se présenter à échelle plus grande : au Broël et à Vieille-Roche, un niveau gneissique lité à tendance grenue de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur peut-être noté (pl. I, fig. 2 et 3).

Le débit de la roche est particulièrement facile le long de ces plans (où se confondent litage et foliation), sur lesquels une belle linéation minérale est observable.

Cette linéation est parallèle à des plis isoclinaux d'axe Est-Ouest qui reprennent le litage.

La foliation pend généralement de façon modérée vers le Sud; cependant, des ondulations et fractures secondaires peuvent occasionnellement la faire pendre vers le Nord.

Une différenciation anatectique (Mehnert, 1968) se manifeste par l'apparition de lits centimétriques quartzo-feldspathiques qui semblent aboutir à la formation d'amas granitoïdes et pegmatoïdes de forme et de dimensions variées. Ceci donne à la formation un caractère hétérogène justifiant ainsi le nom de migmatites : mélange de matériau granitoïde et de matériau gneissique (pl. I, fig. 4).

Cette migmatisation s'accompagne de la formation de plis secondaires beaucoup plus souples dont l'axe moyen est N 120° environ alors que certaines portions migmatitiques montrent des traces de cataclase parallèlement aux plans de différenciation.

b) Caractères microscopiques

Le gneiss originel

La texture est grano-lépidoblastique. Les minéraux constitutants sont de taille sensiblement égale (entre 0,2 et 0,5 mm) (fig. 4).

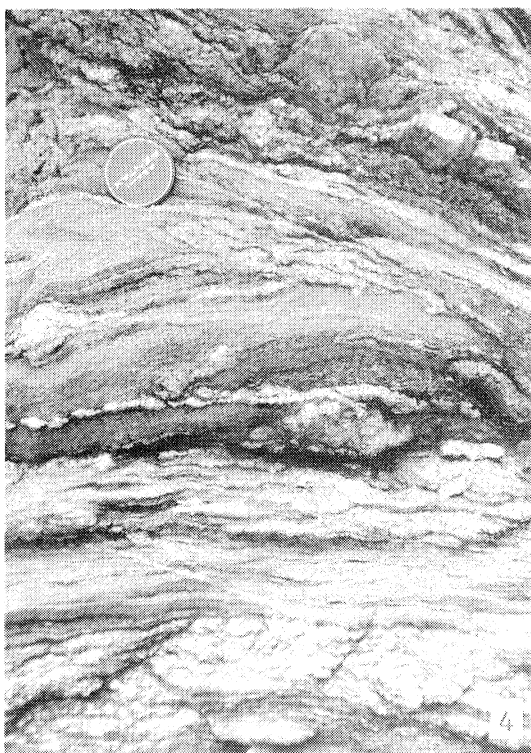
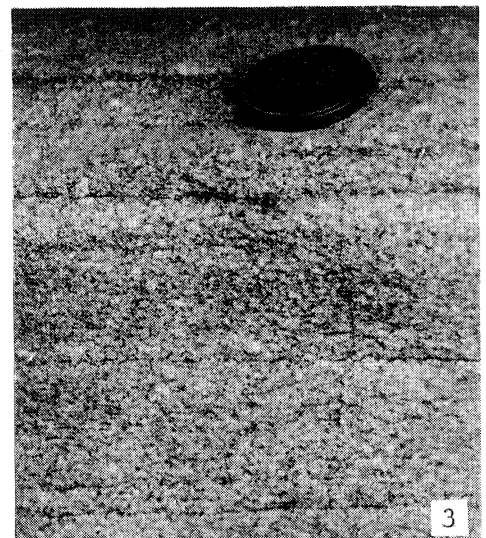
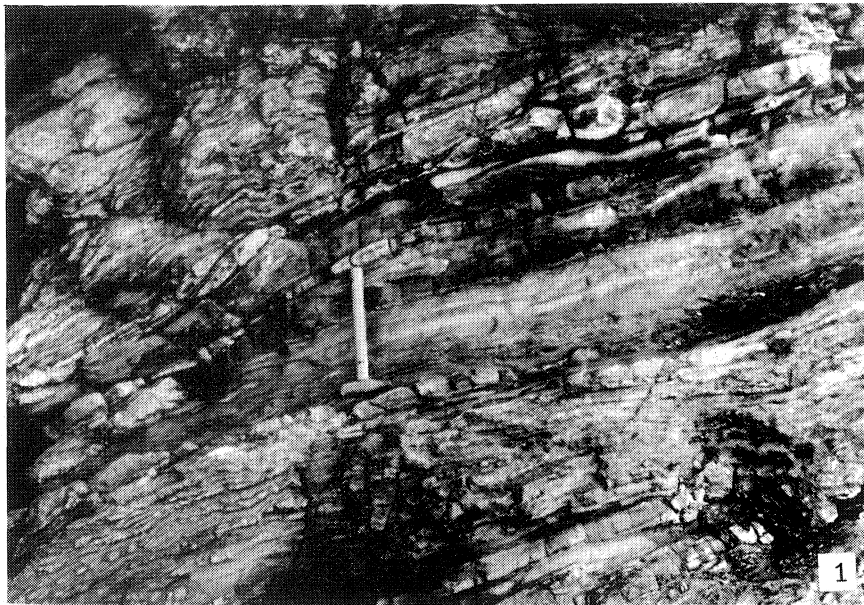


fig. 1 : (Vieille-Roche) Gneiss du Broël
allure générale à l'affleurement
l'alternance lithologique est ici
bien visible

fig. 2 : (Côte du Broël) Gneiss grenus
disposition stratoïde faiblement
ondulée

fig. 3 : détail de la figure précédente

fig. 4 : (Côte du Broël) Gneiss du Broël
gneiss métatectique : individualisation
bien marquée d'un leucosome granitoïde

Le quartz en granules xénomorphes présente une imbrication étroite avec les autres minéraux. Il possède une extinction roulante.

Le plagioclase est de l'albite-oligoclase (An_{10-15}). C'est le feldspath le plus abondant, souvent le seul à exister. Il est généralement globulaire à légèrement allongé selon la foliation; les individus maclés sont rares; il est souvent craquelé et cette tendance est particulièrement visible au contact des biotites où ces craquelures sont soulignées par des débris opaques.

Le feldspath potassique est rare, (souvent absent) et semble cantonné dans certains petits niveaux. Il est toujours xénomorphe et un léger moirage pourrait permettre de l'assimiler à du microcline.

La biotite est le minéral phylliteux le plus constant; elle se présente sous deux habitus principaux:

- de grandes lamelles parfois déchiquetées au contact des plagioclases à inclusions d'opaques;
- de petites biotites fraîches pouvant cloisonner le plagioclase.

La muscovite n'existe pas toujours. Elle paraît secondaire. Ses cristaux sont souvent sécants à la foliation ou pseudomorphosent la sillimanite. Celle-ci, en bouquets flexueux de fibrolite est très inégalement répartie dans la roche (avec concentration locale dans certains niveaux silico-alumineux). Elle est en voie de déstabilisation (transformation en muscovite), ou englobée dans du quartz.

Le grenat : quelques rares individus isolés et de petite taille, la plupart du temps éclatés.

Les 'gneiss grenus'

Leur texture est grenue à légèrement granoblastique, le grain supérieur au millimètre. Le grand axe des minéraux, que ce soit les biotites ou les feldspaths, est parallèle au litage (fig. 5).

Les feldspaths sont abondants, en particulier les plagioclases (An_{20-25}), dont les cristaux automorphes sont zonés concentriquement autour d'un germe central parfois altéré. Ces plagioclases sont souvent maclés selon la loi de l'albite ou la double loi albite-carlsbad.

Les feldspaths potassiques paraissent être de l'orthose ($2 Vx = 56-70^\circ$), ils enclavent parfois de petits éléments automorphes de biotite, de plagioclase et de quartz. Quand la mâcle de Carlsbad est visible, sa trace est généralement franche et rectiligne, des bourgeons myrmékittiques apparaissent au contact des deux types de feldspaths.

Le quartz forme des assemblages polycristallins très imbriqués et orientés.

La biotite montre des traces évidentes d'un cataclase légère, celle-ci s'étant exercée parallèlement au litage de la roche. La muscovite, en belles lamelles, est sécante par rapport aux autres minéraux. Elle peut également se développer en pseudomorphosant des cristaux d'andalousite qui montrent un très beau pléochroïsme de couleur rose.

Quelques bouquets de fibrolite sont disposés préférentiellement dans les plans de cataclase, ils sont toujours isolés au sein de files d'urephyllite claire à allure flexueuse ; l'apatite est souvent abondante en petits granules dispersés.

Rutile, zircon, minéraux opaques.

Les caractères microscopiques de cette roche sont ceux d'une roche magmatique.

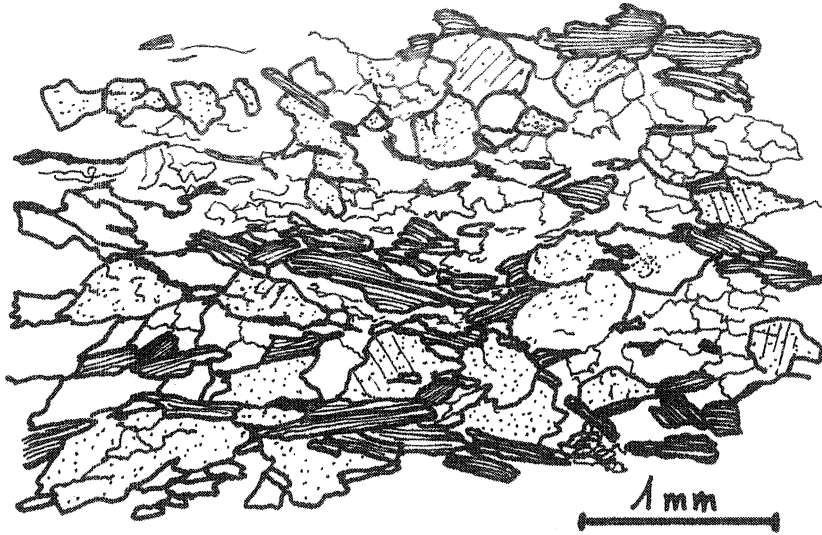


Fig. 4 : Gneiss du Broël
allure générale du gneiss initial.
On distingue quartz, biotite et
plagioclase xénomorphe.

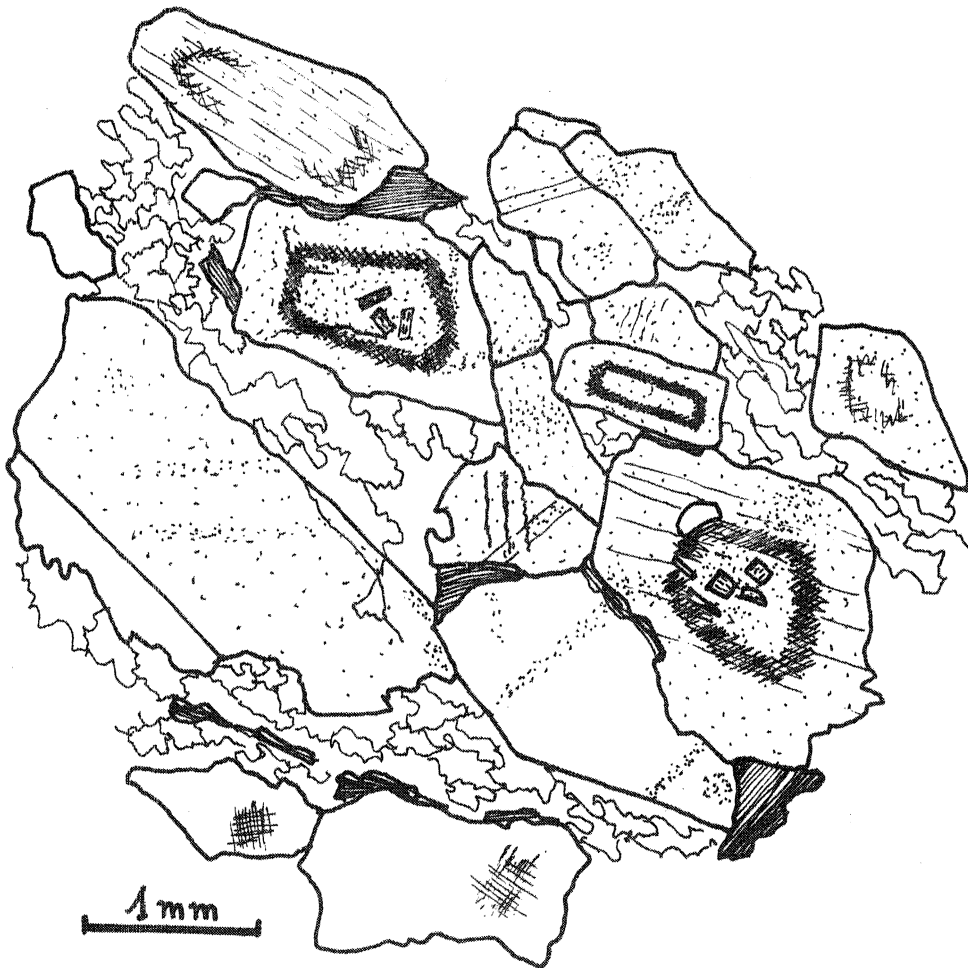


Fig. 5 : "Gneiss grenus"
Texture de flux, bien marquée ici
au niveau des plagioclases (souvent
zonés).

Les gneiss migmatitiques

Du point de vue de leur composition minéralogique, les gneiss migmatitiques sont calqués sur les gneiss originels. Les différences essentielles, intervenant au niveau des caractères texturaux, se manifestent par :

L'individualisation de filets d'un matériel granitoïde à pegmatoïde quartzofeldspathique bordés d'un liseré de biotite (respectivement leucosome et mélanosome de Mehnert, 1968).

A l'intérieur de ce leucosome, la texture est grenue, l'automorphisme des feldspaths souvent bien marqué ; le plagioclase (An_{15-20}) est généralement le seul à exister, il montre un léger zonage.

Le mélanosome est essentiellement constitué de lamelles de biotite dont la taille (1 à 2 mm) est supérieure à celle des biotites du gneiss originel.

3 - CONCLUSIONS PETROGRAPHIQUES

a) Le matériel originel serait à rechercher dans une série gréso-pélimitique où l'absence de minéraux pouvant contenir du potassium en quantité notable suggère une tendance greywackeuse.

b) L'évolution de ces gneiss s'est déroulée au cours de deux événements pétrogénétiques majeurs :

- un métamorphisme initial caractérisé par la paragenèse suivante :

quartz - plagioclase - biotite - sillimanite - grenat.

La présence de sillimanite indique une température supérieure à 600° C (ALTHAUS, 1967); celle de grenat une pression moyenne de 5,5 à 8 kb (HIRSCHBERG et WINKLER, 1968). Dans un diagramme P - T le champ paragenétique se situe à proximité immédiate de la courbe de fusion partielle dans les gneiss. La présence de matériel leucosomique déformé par un pli isoclinal attribué à la première phase de déformation tendrait à prouver que cette courbe a été atteinte.

- un phénomène migmatisant que l'on peut rapporter aux métatexites de MEHNERT (1968).

Les conditions thermodynamiques d'apparition de cette anatexie ne sont pas très différentes de celles ayant régné lors du métamorphisme initial. La déstabilisation du grenat permet cependant de penser que la pression a été plus faible (peut-être de l'ordre de 3 à 5 kb. La température devait être d'environ 700° C.

L'évolution de la formation s'achève par une muscovitisation et une légère albitisation.

c) La mise en place des "gneiss grenus"

Si l'on se réfère à la présence de sillimanite dans la roche, celle-ci a donc subi au moins un des deux événements pétrogénétiques. Il pourrait s'agir dans ce cas

- soit d'un magma élaboré au cours du premier événement, qui se met en place entre les phases I et II et qui subit cette dernière.

- soit d'un magma élaboré au cours du second événement et dont la mise en place s'est effectuée précocement dans un domaine où l'apparition de sillimanite était encore possible.

La présence d'andalousite peut être expliquée en termes d'assimilation de petites enclaves de roches encaissantes par le magma au cours de sa montée.

II - LES GNEISS LEPTYNITIQUES DU DREZET

Sous ce titre nous regrouperons une grande variété de types pétrographiques (gneiss fins, roches basiques, orthogneiss) faisant partie de la même formation, celle-ci étant caractérisée par la présence d'un puissant niveau de leptynites et de gneiss leptynitiques.

Le terme de leptynite doit s'entendre dans le sens redéfini par J. COGNÉ et J.P. von ELLER (1961) : roche métamorphique acide de composition essentiellement quartzo-feldspathique.

1 - SITUATION ET LIMITES

Située immédiatement au Nord des gneiss du Broël en continuité apparente sous ceux-ci, cette formation paraît également avoir une limite nord "normale" avec les gneiss amygdalaires. Sa direction cartographique N 100 - 105° semble liée à l'action de fractures transverses dextres qui l'ont compartimentée; la structure intime se rapprochant de la direction Est-Ouest (N 90 - 95°).

L'absence d'affleurement ne permet pas de préciser sa terminaison vers l'Ouest; vers l'Est elle n'apparaît plus au delà des landes du Grand Moulin.*

L'épaisseur totale de la série n'excède pas 500 - 600 m. Elle est particulièrement bien exposée tant sur la rive gauche de la Vilaine, au niveau du Drezet, que sur la rive droite, dans la carrière ouverte au Sud-Ouest d'Arzal lors de la construction du barrage.

2 - QUELQUES ASPECTS MACROSCOPIQUES

Au Drezet :

La roche, massive (quand elle est fraîche), de teinte sombre (vert foncé), à grain fin, se débite en grands pans sub-verticaux (litage et foliation) de direction Est -Ouest (pl. III, fig. 1).

Des gneiss fins identiques aux gneiss du Broël forment la partie nord de la coupe.

* A Revin (feuille n° 5 - 6 au 1/25 000 de Savenay) une carrière en exploitation livre des faciès leptynitiques semblables à ceux du groupe d'Arzal.

De nombreux "filons" granitiques d'épaisseur plurimétrique s'injectent dans la série avec bien souvent une apparente concordance.

Dans la carrière d'Arzal :

Le front de taille - dont l'étude est difficile en raison d'une intense tectonisation - montre le rubanement (alternance de zones centimétriques à décimétriques claires et sombres) d'un matériel à grain fin à moyen qui se révèle très dur, bien que cassant. Ce rubanement a un pendage sud assez important (60 - 70 °) et sa direction Est-Ouest est également celle de la linéation minérale.

Des blocs abandonnés dans la carrière permettent une étude en volume plus précise de cette roche (pl. II, fig. 1, 2, 3, 4) :

- la roche se débite selon un plan de foliation qui est le plus souvent parallèle au rubanement mais qui peut également lui être légèrement oblique.

- parallèlement à la linéation et perpendiculairement au plan de foliation le rubanement est continu et régulier.

- perpendiculairement à ces deux éléments structuraux des figures variées apparaissent : effilochage des zones sombres dans la masse leucocrate, forme anguleuse à subcylindrique de ces mêmes zones sombres, tandis que des petits filonnets de matériel clair peuvent recouper les parties sombres (pl. II, fig. 4).

- des injections granitiques claires, généralement orthogneissifiées, se sont mises en place dans la formation sous forme de filonnets ou de filons sécants (du décimètre au mètre de puissance) ou de masses beaucoup plus conséquentes (plusieurs dizaines de mètres cubes).

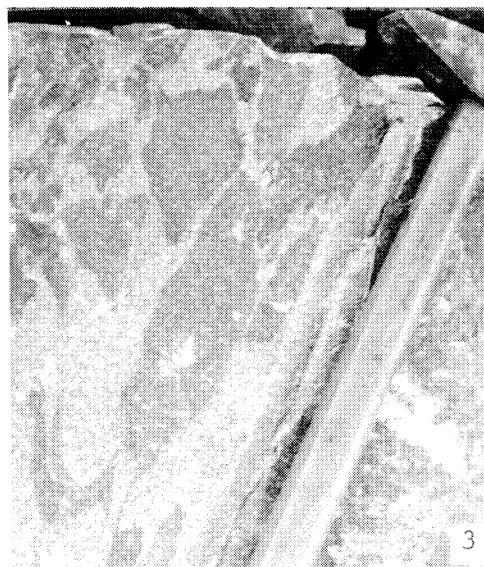
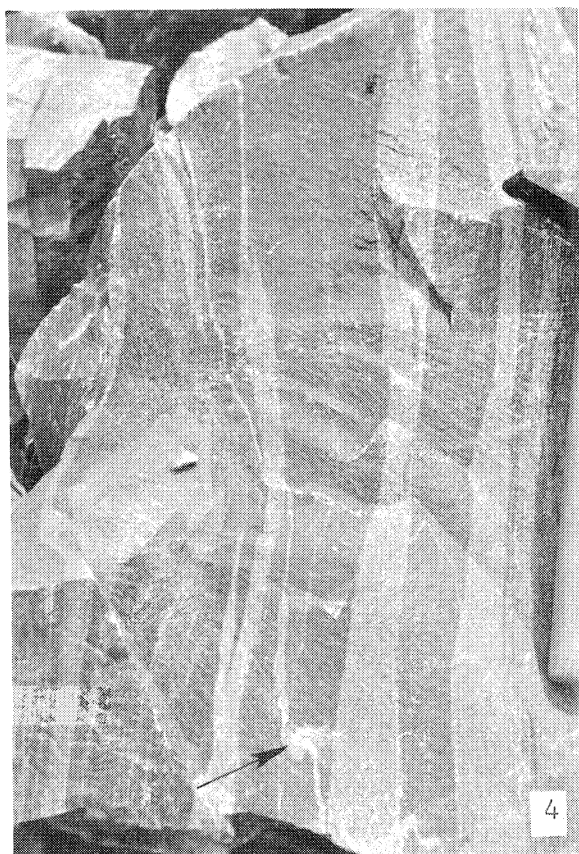
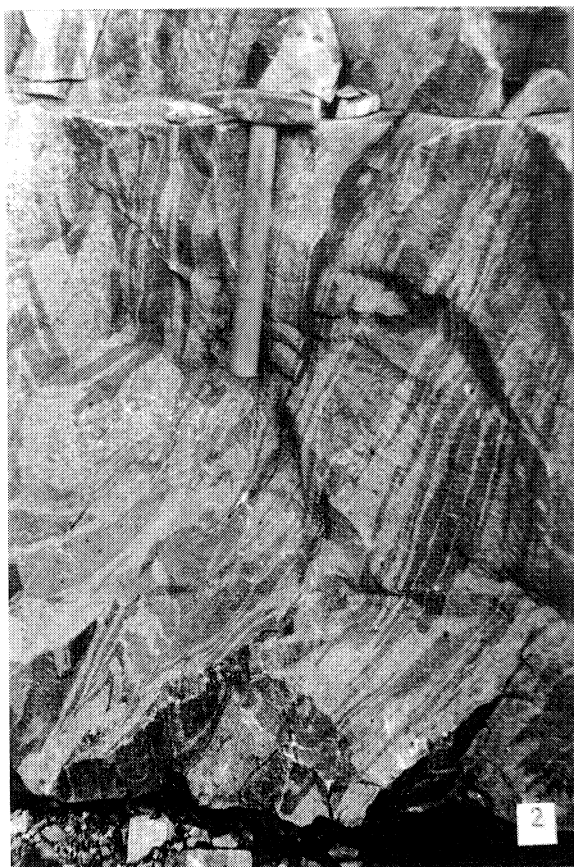


fig. 1, 2, 3, 4

Gneiss leptynitiques (carrière d'Arzal)
Quelques aspects macroscopiques.

3 - ETUDE MICROSCOPIQUE

a) Les gneiss leptynitiques

Le grain de la roche atteint 0,1 à 0,2 mm. La texture est granoblastique, formée de l'imbrication intime du quartz, du plagioclase, du microcline et de la biotite.

Le quartz est le minéral le plus abondant. Ses habitus sont très variés; il est toujours très orienté, à extinction roulante. Le feldspath le plus commun est le plagioclase, généralement subquadrangulaire à globulaire, il est non mâclé ou mâclé selon la loi de l'albite (plus rarement albite - péricline). La torsion des plans de macle est fréquente. Certains individus de taille légèrement supérieure ont un coeur altéré et une couronne fraîche. Le microcline est souvent moins abondant que le plagioclase, il possède des formes beaucoup moins nettes. Il présente souvent de fines mâcles mécaniques. La biotite souvent brune - verdâtre présente deux types :

- des biotites anciennes, brisées, cataclasées, chloritisées, ne subsistant souvent que sous forme d'une fine poussière biotitique.

- de petites biotites fraîches tendent à recristalliser en dessinant des cloisons autour des plagioclases.

La hornblende, rare, est généralement brisée. Les bourgeons myrmékitiques ne sont pas rares au contact des deux feldspaths.

Apatite, zircon, minéraux opaques.

b) Les gneiss fins

On y retrouve les mêmes éléments texturaux et minéralogiques que dans les gneiss du Broël. Au Sud du Drezet, la foliation de ces gneiss est déformée par de petits plis centimétriques dont les charnières sont soulignées par des arcs polygonaux de lamelles de biotite. La sillimanite y apparaît également sous forme de bouquets de fibrolite, instable et bordée d'un liseré d'une phyllite claire (muscovite ?).

Le grenat y est aussi peu fréquent à l'exception de quelques échantillons où il apparaît en individus éclatés de taille millimétrique dont les débris sont soudés par du quartz et de la chlorite.

c) Les roches basiques

Elles occupent le Sud de la formation (Sud de la coupe du Drezet et la partie sud de la carrière d'Arzal). Il s'agit essentiellement de gneiss pyroxéniques ou amphiboliques ainsi que de termes intermédiaires.

Les gneiss pyroxéniques

La texture est granoblastique, le grain moyen est rarement supérieur au demi millimètre (fig. 6).

Le quartz, minéral le plus abondant, est xénomorphe, constituant fréquemment des zones polycristallines orientées à extinction légèrement roulante. Le plagioclase (An_{25-30}) est subautomorphe à globulaire, il est mâclé selon la loi de l'albite mais plus souvent non mâclé. Le pyroxène (diopside, $2Vz = 50^\circ$ à 80°) n'existe plus que sous forme de résidus éclatés, anguleux à arrondis, dispersés dans la trame quartzo-feldspathique.

Le sphène est abondant, en granules souvent sublosangiques. La biotite est rare, en petites lamelles légèrement tordues ou chloritisées de 0,1 mm environ.

Quelques cristaux d'amphibole de couleur très pâle ont été observés indemmes de toute cataclase.

Apatite et clinozoïsite sont accessoires.

Les gneiss amphiboliques

La texture est grano à granolépido-blastique, à tendance cataclastique. Le grain est de l'ordre du demi-millimètre.

La foliation cataclastique est surtout bien marquée au niveau de la biotite qui forme des files flexueuses moulant étroitement des plagioclases globulaires peu ou mal mâclés et souvent assez profondément séricitisés (et donc difficilement identifiables). La hornblende verte ($2Vx = 50$ à 80°) se présente généralement en individus éclatés dont les divers éléments ont été séparés et soudés par du quartz (fig. 7).

Certaines parties ont subi une recristallisation postcataclastique sous forme d'assemblages isogranulaires de petits plagioclases ($An_{35} - 40$) automorphes et bien mâclés albite ou albite péricline, et de hornblende en cristaux de forme trapue pratiquement indemnes de toute cataclase. A ces deux minéraux se joignent du quartz et de la biotite qui dessinent parfois des cloisons autour des plagioclases. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite et la clinozoïsite.

Les gneiss pyroxéno-amphiboliques

La texture est granoblastique.

Les pyroxènes, altérés, sans forme définie, sont du diopside. Ils sont accompagnés de plagioclases eux-mêmes très altérés et impossibles à identifier. Ces deux minéraux forment des noyaux résiduels, généralement étirés dans la foliation.

Cependant, la majeure partie de la roche est constituée de :

- plagioclase ($An_{45} - 50$) automorphes, mâclés albite ou albite péricline;

- hornblende verte à vert brunâtre ($2Vx = 65$ à 75°) fraîche, indemne de toute cataclase;

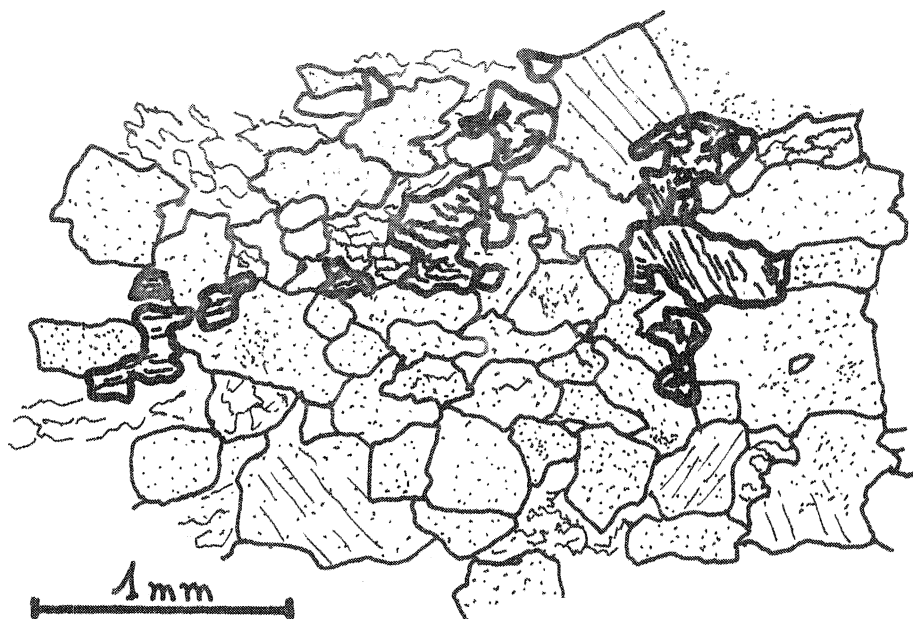


Fig. 6 : Gneiss pyroxénique
Les pyroxènes sont éclatés, généralement chargés de produits opaques.

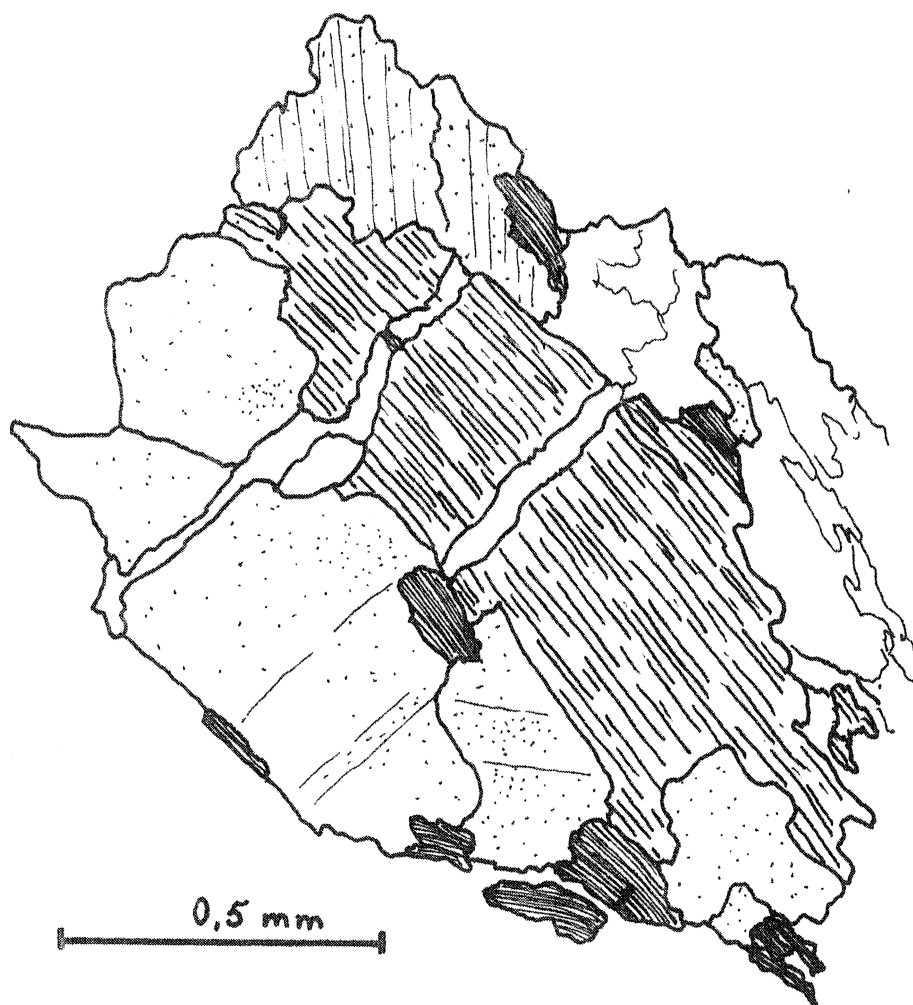


Fig. 7 : Gneiss amphibolique
Cristal de hornblende éclaté
et resoudé par du quartz.

- quartz xénomorphe recristallisé, à extinction peu roulante.

Le sphène est assez abondant en granules de forme sub-losangique. La biotite est assez profondément chloritisée.

d) Les faciès intrusifs

Les faciès orthogneissiques

Le grain de la roche est de l'ordre de 0,5 à 2 mm.

La texture est granoblastique très orientée et de nombreuses traces de cataclase peuvent y être notées : allure contournée des files polycristallines de quartz, torsion ou cassure du plagioclase et du feldspath potassique, déchiquetage et chloritisation de la biotite, présence de files flexueuses et contournées d'une phyllite claire (séricite ?).

Le quartz recristallise en petits assemblages d'éléments très imbriqués ou dans les cassures des feldspaths.

Le plagioclase (An_{10}) est le feldspath le plus abondant, il est généralement mâclé selon la loi de l'albite et un léger zonage (parfois multiple) autour d'un coeur automorphe et altéré peut être noté sur quelques individus.

Le microcline, parfois perthitique en petites tâches, est xénomorphe et allongé selon la foliation.

La biotite est brisée et profondément chloritisée (avec exsolution de produits opaques).

La sillimanite (fibrolite en quenouilles) se trouve actuellement englobée dans les files flexueuses de séricite. L'apatite est abondante en petits cristaux automorphes ou globulaires, souvent éclatés. De belles muscovites poeciloblastiques se sont développées.

Les faciès granitiques

Le grain atteint 2 à 5 mm. La texture est grenue à légèrement granoblastique et des traces légères de cataclase peuvent y être notées (protoclase).

Le plagioclase ($An_5 - 15$) est généralement auto- à sub-automorphe. Il présente dans ce cas des mâcles complexes (albite Carlsbad, albite péricline). Cependant des plagioclases de seconde génération, xénomorphes, peu ou pas mâclés se sont développés (albite). Cette plagitisation semble s'être accompagnée d'une muscovitisation (en belles lamelles poeciloblastiques).

Le microcline, xénomorphe et enclavant vis à vis de petits cristaux automorphes de plagioclases, présente de belles exsolutions perthitiques en tâches.

La biotite est fraîche ou légèrement tordue et chloritisée. De la sillimanite (à auréole de phyllite claire) est présente en petite quantité, ainsi que de l'apatite (cristaux automorphes à globulaires).

4 - CONCLUSIONS PETROGRAPHIQUES

a) Le matériel originel

Le matériel originel de cette formation doit être à rechercher

- soit dans un ensemble sédimentaire à dominante détritique grossière (grès feldspathiques, grès arkosiens) contenant quelques niveaux grésopélitiques (gneiss fins) et calcaro-argileux (roches basiques).

- soit dans un complexe volcano-sédimentaire principalement acide (tufs, tufs rhyolitiques, ignimbrites, ...).

b) L'évolution de la formation

Elle peut se schématiser de la façon suivante :

- un métamorphisme ancien caractérisé par les paragenèses suivantes :

quartz - plagioclase - feldspath potassique - biotite - (hornblende verte) dans les gneiss leptynitiques,

quartz - plagioclase - biotite - sillimanite - grenat almandin dans les gneiss fins,

quartz - plagioclase - hornblende verte - biotite dans les gneiss amphiboliques,

diopside - plagioclase - quartz dans les gneiss pyroxéniques;

- la mise en place du matériel granitoïde est postérieure à ce premier événement;

- un phénomène de cataclase accompagnée de recristallisation (blastomylonitisation) qui affecte aussi bien les gneiss que les granitoïdes.

Dans les gneiss cette cataclase réutilise les plans de foliation métamorphique. En dehors des phénomènes propres à la cataclase, la déstabilisation des paragenèses n'a été constatée qu'au niveau de la paragenèse diopside - plagioclase - quartz qui se transforme (au moins en partie) en un assemblage de hornblende verte, de plagioclase et de quartz.

Dans les faciès orthogneissiques (et à un degré moindre dans les faciès granitiques) on peut noter l'apparition dans les plans de cataclase de sillimanite (fibrolite) (actuellement englobée par du mica blanc).

Les conditions métamorphiques qui s'exerçaient pendant la blastomylonitisation étaient donc relativement sévères.

Cette succession d'événements pourrait se paralléliser avec celle notée dans les gneiss du Broël, la migmatitisation étant remplacée ici par une blastomylonitisation profonde.

III - LES GNEISS AMYGDALAIRES DE L'ISLE

L'utilisation du terme amygdalaire, appliqué à ces gneiss, traduit la présence en leur sein d'éléments figurés globuleux polycristallins.

1 - SITUATION ET LIMITES

Cette formation est située immédiatement au Nord et géométriquement sous les gneiss leptynitiques selon une bande cartographique de même direction (N 100 - 105°), dont la largeur avoisine 500 à 600 m. Sa terminaison à l'Ouest est aussi imprécise que celle des gneiss leptynitiques et on ne la retrouve également plus à l'Est au delà des landes du Grand Moulin.

Son contact nord avec les gneiss rapportés aux complexes granito-gneissiques apparaît normal (du point de vue structural) bien que des types mylonitiques aient été trouvés à la limite "supposée" des deux formations au Nord-Ouest d'Arzal.

2 - ETUDE MACROSCOPIQUE

Une trame gneissique souvent riche en biotite, finement cristallisée, enveloppe une grande quantité d'amandes fusiformes polycristallines quartzo-feldspathiques, allongées selon la foliation métamorphique, de quelques centimètres de long, et de un centimètre environ de large (pl. III, fig. 2), assez uniformément réparties dans la série.

Quelques niveaux à éléments ocellés monocristallins possédant la mâcle de Carlsbad ont été reconnus (pl. III, fig. 3).

Une légère différenciation anatectique - sous forme de petites portions leucosomiques dont l'épaisseur est toujours inférieure au centimètre - peut être également observée (pl. III, fig. 3).

3 - ETUDE MICROSCOPIQUE

Les amygdales

Leur limite est généralement soulignée par une couronne biotitique. Certaines sont constituées de microcline (perthitique en tâches ou en veinules), éclaté, à mâcles mécaniques, dans les cassures duquel se sont glissés de petits films plagioclasiques ou quartzeux. Leur périphérie est souvent formée de petits plagioclasses trapus développant au contact du microcline de beaux bourgeons myrmékittiques (fig. 8).

D'autres sont formés par la juxtaposition de petits éléments plagioclasiques (An_{15-20}) polygonaux et de quartz (fig. 9). Il existe également des termes intermédiaires.

La trame

Elle possède une texture granolépidoblastique où coexistent :

- de petits cristaux de plagioclase (An_{15}) de 0,5 à 1 mm, aux formes polygonales anguleuses parfois subquadrangulaires, mâclés albite ou non mâclés, dans le Nord de la coupe de l'Isle ils sont légèrement zonés.

- quelques microclines xénomorphes à mâcles mécaniques nombreuses. L'abondance de ce minéral semble aller de pair avec une diminution de la biotite.

- du quartz souvent en petites amandes polycristallines à extinction roulante.

- de la biotite : soit sous forme de files allongées flexueuses cataclasées, soit en lamelles fraîches qui ont tendance à dessiner des cloisons, en particulier autour des plagioclasses.

- de la sillimanite (fibrolite) : les individus qui sont actuellement "blindés" dans du quartz sont de la sillimanite prismatique. Les autres souvent partiellement pseudomorphosés par une phyllite claire paraissent être plus fibrolitiques, leur association avec la biotite est souvent très intime.

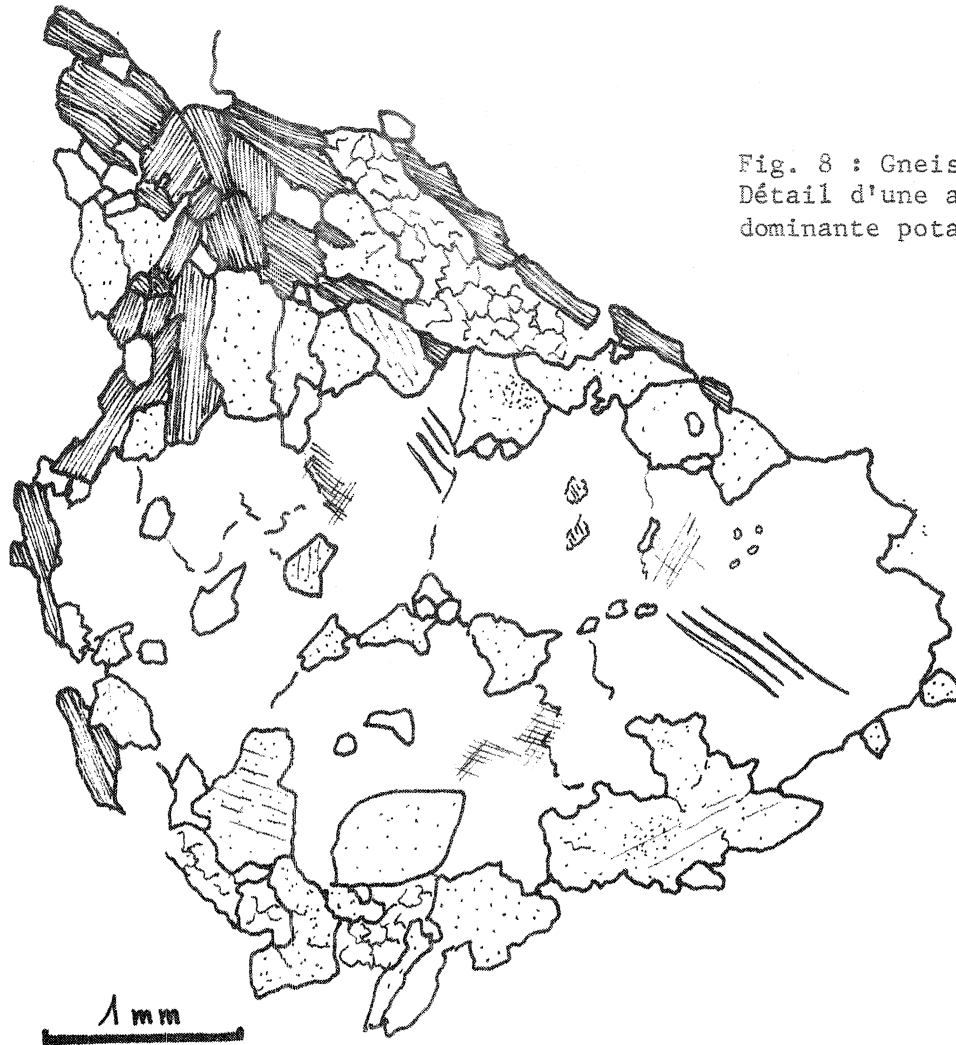


Fig. 8 : Gneiss amygdalaire
Détail d'une amygdale à
dominante potassique.

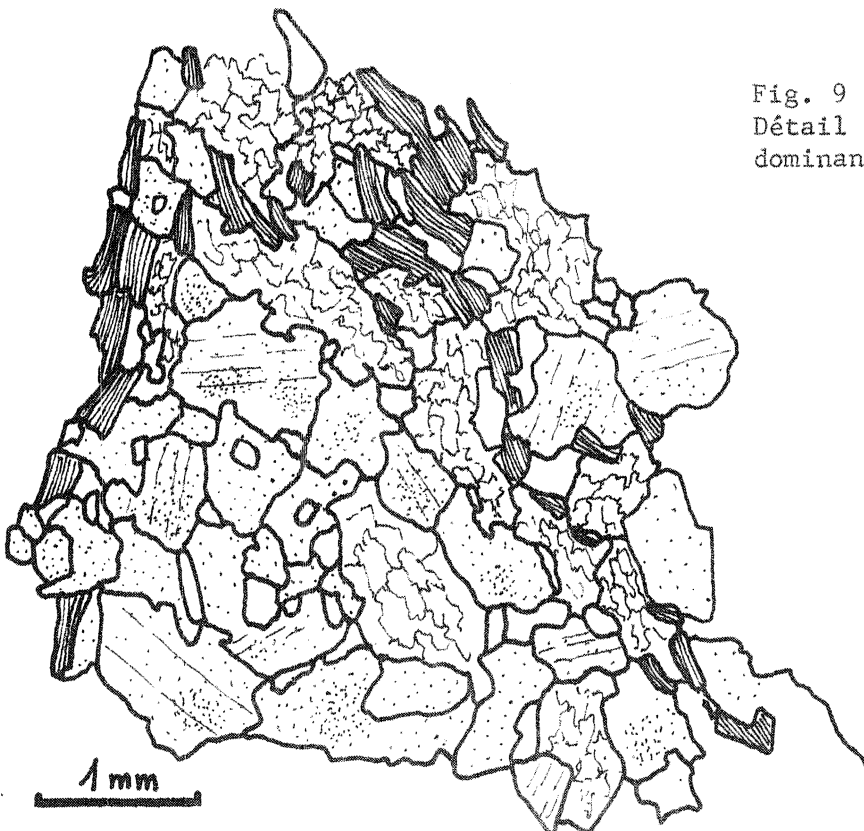


Fig. 9 : Gneiss amygdalaire
Détail d'une amygdale à
dominante plagioclasiq.

- quelques lamelles de muscovite fraîche ont été reconnues.
- apatite, zircon sont accessoires.

4 - CONCLUSIONS PETROGRAPHIQUES

a) L'évolution pétrogénétique suivante paraît devoir être envisagée pour cette formation :

- un métamorphisme initial caractérisé par la paragenèse suivante :

quartz - plagioclase - feldspath potassique - biotite - sillimanite.

- une cataclase accompagnée et suivie d'une recristallisation intense. Cette recristallisation peut aller jusqu'à l'individualisation d'un leucosome qui reste cependant peu important en volume.

b) Origine de la formation

Des gneiss amygdalaires sont bien connus dans le Massif Central français (Cévennes - plateau d'Aigurande, Mont-Pilat), pour certains auteurs (BROUDER, 1964; WEISBROD et MARIIGNAC, 1968) il s'agirait d'anciens conglomérats à galets aplitiques ou granitiques. M. CHENEVOY (1968a et b) se fondant sur des arguments cartographiques (association avec des leptynites : orthorhyolites), texturaux (tous les termes de passage entre des amygdales alcalines perthitiques et des amygdales quartzo-albitiques) et chimiques (le chimisme de ces gneiss les situe au voisinage du minimum ternaire dans le système Qz - Ab - Or - H₂O) les considère au contraire comme dérivant d'anciens tufs ou laves de chimisme rhyodacitique.

En l'absence d'arguments géochimiques les points un et deux développés par M. CHENEVOY pourraient s'appliquer aux gneiss amygdalaires étudiés ci-dessus. Nous ne pouvons cependant écarter définitivement une hypothèse conglomératique.

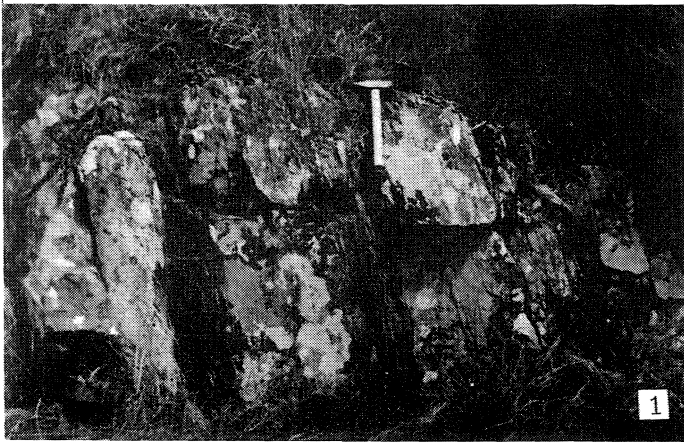


fig. 1 : Gneiss leptynitiques (Le Drézet)
l'altération souligne l'alternance lithologique

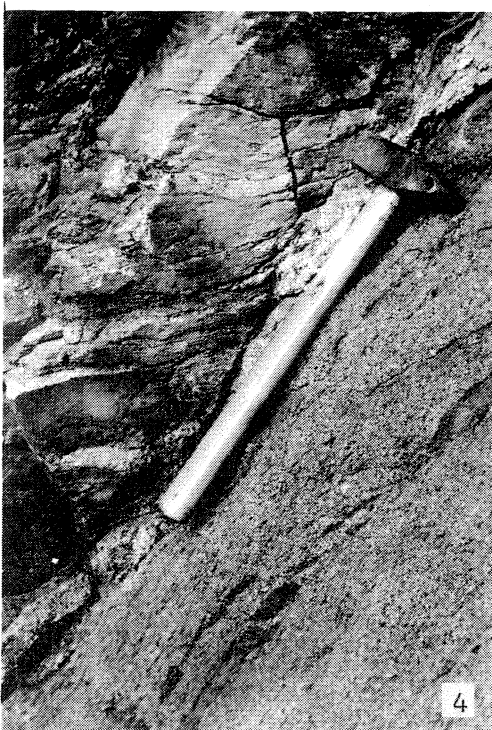


fig. 4 : Granites à deux micas (Le Broël)
granite sécant dans les gneiss du Broël

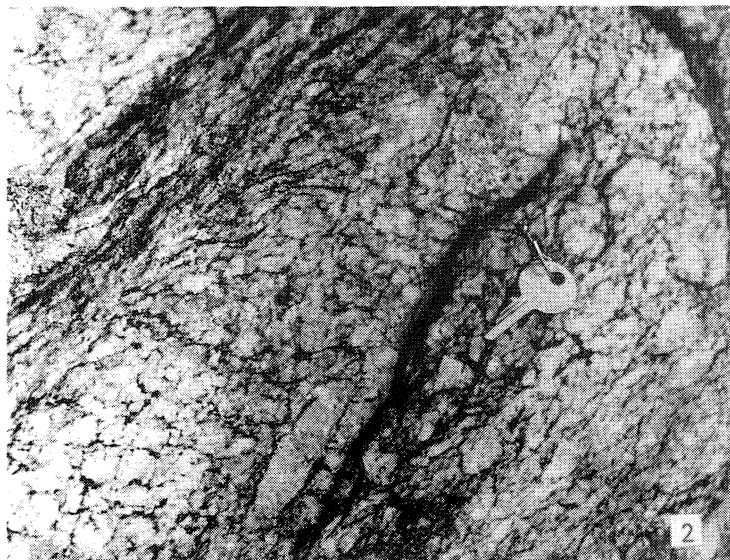


fig. 2 : Gneiss amygdalaire (l'Isle)
aspect macroscopique



fig. 3 : Gneiss amygdalaire (l'Isle) gneiss plus fins.
La flèche indique un filet de leucosome.

IV - LES GRANITES A BIOTITE ET MUSCOVITE DE FEREL ET HERBIGNAC

En 1957, J. COGNÉ décrit sous le nom de tardimigmatitiques les massifs granitiques de Guidel et de Carnac. Il les considérait comme dérivant d'une exsudation granitique à partir des migmatites des anticlinaux de Cornouaille et de Rhuys.

Le même auteur attribue une origine identique au granite de Ferel dans la deuxième édition de la carte géologique au 1/80 000 de Quiberon - Belle-Isle (1965).

1 - SITUATION ET LIMITES

Ce granite de Ferel - auquel font suite vers le Sud-Est les deux petits massifs d'Herbignac - s'étend sur une vingtaine de kilomètres-carrés et marque la limite entre les migmatites de l'Anticlinal de Cornouaille et les micaschistes de l'estuaire de la Vilaine.

La forme générale de chaque massif est elliptique, les grands axes orientés WNW-ESE. L'enracinement semble se produire vers le NW par l'intermédiaire de digitations plus ou moins parallèles entre elles (voir carte hors texte).

Les contacts avec l'encaissant ne sont généralement qu'approchés, sauf au Nord-Est d'Herbignac (Kerroland) où le granite d'Herbignac apparaît nettement intrusif à l'intérieur de gneiss assimilables aux gneiss du Broël. Sur la côte du Broël ces gneiss sont pénétrés par des masses assez importantes d'un matériel granitoïde isotrope (pl. III, fig. 4).

2 - ASPECTS MACROSCOPIQUES

Ces granites sont en général à grain fin millimétrique à submillimétrique. Les feldspaths sont automorphes (plagioclases) à globulaires (feldspaths potassiques). Les deux types de micas

apparaissent assez nettement. Ils peuvent parfois renfermer d'assez nombreuses zones surbiotitiques et même "emballer" des enclaves gneissiques (dont la taille varie de un à plusieurs décimètres : carrière de Quelnet). Lors du travail de cartographie la confusion est aisée entre ces granites et les "gneiss grenus" précédemment décrits.

3 - ETUDE MICROSCOPIQUE

La texture est grenue, isogranulaire, des traces légères de cataclase sont visibles (torsion des mâcles et des clivages).

Le quartz se présente en éléments mono- ou polycristallins, imbriqués, à extinction légèrement roulante ou en gouttelettes englobés dans les feldspaths.

Le plagioclase (An_{10 - 15}) : il est légèrement plus abondant que le feldspath potassique. Automorphe (subquadrangulaire) à subautomorphe, il est généralement zoné (coeur et enveloppe respectivement altéré et non altérée). La mâcle de l'albite est très fréquente, combinée parfois à celle du péricline, plus souvent à celle de Carlsbad. Les petits éléments plagioclasiques englobés dans le feldspath potassique présentent souvent une mince couronne non mâclée.

Les bourgeons myrmékittiques ne sont pas rares au contact des deux types de feldspath.

Le feldspath potassique (orthose - microcline) est globulaire à xénomorphe et présente souvent la mâcle de Carlsbad. Il est perthitique en damier et ce phénomène de remplacement (albitisation) se manifeste souvent au coeur des individus.

Biotite et muscovite sont en quantité à peu près égale. La première peut être légèrement chloritisée (avec exsolution de minéraux opaques et de rutile mâclé sagénite). La muscovite se présente en lamelles trapues.

L'apatite est assez abondante en granules ou en paquets de granules automorphes à globulaires.

Le zircon est surtout présent en inclusion dans les biotites.

4 - GRANITES A DEUX MICAS ET "GNEISS GRENUS"

L'étude minéralogique comparée de ces deux types pétrographiques montre des différences notables qui sont :

- la plus grande abondance de muscovite dans les granites,
- la tendance granodioritique des gneiss grenus (abondance des plagioclases par rapport aux feldspaths potassiques). De plus ces gneiss grenus montrent une structuration planaire généralement bien marquée (du moins sur certains affleurements) avec développement de nodules de fibrolite.

Ceci n'est sans doute pas suffisant cependant pour en faire deux types de roches fondamentalement différentes quant à leur origine. Il pourrait s'agir en fait d'une succession de matériels assez semblables dont la mise en place s'est étagée dans le temps. Les premiers mis en place, sous forme de lames stratoïdes seront affectés par une structuration et un métamorphisme dont la preuve nous est donnée par la présence de fibrolite. Les derniers enfin sont représentés par les granites à deux micas où aucune structuration importante ne peut être notée.

B - LES COMPLEXES GRANITO-GNEISSIQUES ET LES MIGMATITES

Cette dénomination est appliquée à deux ensembles géographiquement distincts mais pétrographiquement semblables, et classés globalement dans le complexe migmatitique de l'Anticlinal de Cornouaille par J. COGNÉ (1957) :

- l'un à l'Ouest de la Vilaine (Arzal - Billiers - Muzillac) où il borde au Nord les faciès amygdalaires décrits précédemment, puis s'étend vers le domaine des migmatites morbihannaises.

- l'autre vers le Sud-Est (La Chapelle-des-Marais - Crossac - Grande Brière) où il jouxte le granite anatectique de Prinquiau ainsi que les migmatites déjà décrites par B. HASSENFORDER (1970) dans l'Anticlinal de St Nazaire.

Dans ces deux régions la médiocrité des affleurements rend mal aisée l'étude de ces gneiss.

LES SERIES D'AFFINITE CRISTALLOPHYLLIENNE

I - LE TYPE COMMUN : LES GNEISS RUBANNES

Ils forment la grande masse des complexes granito-gneissiques.

1 - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Il s'agit de roches litées à rubannées, se débitant grossièrement selon une alternance millimétrique à centimétrique de lits quartzo-feldspathiques et phylliteux (principalement biotitiques). Elles peuvent également revêtir un aspect plus homogène en conservant cependant une vague orientation planaire. Une linéation bien marquée et subhorizontale est la règle.

2 - ETUDE MICROSCOPIQUE

La texture est granolépidoblastique.

La foliation est surtout bien visible au niveau de la biotite : celle-ci peut être légèrement tordue et altérée; elle a parfois tendance à dessiner des cloisons autour des feldspaths.

Le feldspath potassique (orthose - microcline) fréquemment mâclé Carlsbad, est de taille légèrement supérieure à celle des plagioclases (1 à 1,5 mm). Il présente des exsolutions perthitiques en veinules et englobe souvent des globules de quartz, de

plagioclase ainsi que des petites biotites. De minces films plagioclasiques se situent bien souvent à la limite de deux cristaux de feldspath potassique.

Le plagioclase (oligoclase An_{10-20}) : ses cristaux sont plus petits, plus automorphes que ceux de feldspath potassique et fréquemment mâclés suivant la loi de l'albite. Il développe au contact du feldspath potassique de belles myrmékites.

Le quartz : présent en abondance, ses formes sont variées et il paraît avoir partiellement recristallisé.

La muscovite : assez rare, ses cristaux se développent surtout au dépens du microcline. Elle peut également parfois former un mince liseré autour des bouquets de fibrolite.

La sillimanite : principalement située dans les niveaux phylliteux, elle se présente généralement sous forme de bouquets de fibrolite.

Le grenat en petits individus globulaires est très occasionnel.

Apatite, zircon, minéraux opaques.

II - LES GNEISS ALUMINEUX OU MORBIHANNITES

Ce terme de morbihannite, créé en 1884 par de LIMUR, repris par Ch. BARROIS, sera utilisé dans la nouvelle définition qu'en a donné J. COGNÉ (1957) : faciès très micacé alumineux à hyperalumineux (généralement à sillimanite, cordiérite et grenat) inclus dans les migmatites; ce faciès est proche des gneiss kinzigitiques.

Situation

Dans la région étudiée, les faciès surmicacés affleurent de façon très discontinue : nous les trouvons en particulier au Sud-Est de Muzillac (Madon), mais surtout en Grande Brière (Olivo, butte de Clidan, les Rivières).

Macroscopiquement il s'agit de gneiss sombres dont la foliation généralement bien marquée (par la biotite surtout) tend à être plus ou moins effacée par l'anatexie.

Au microscope

La texture est granolépidoblastique, le grain étant en moyenne de l'ordre du millimètre.

En Brière

Les bouquets de sillimanite prismatique occupent souvent le coeur des lits sombres; ils sont englobés par de la cordiérite en nappes (souvent partiellement altérée en pinnite et muscovite); la biotite, en lamelles fraîches, borde de chaque côté la cordiérite mais peut également être partiellement englobée par celle-ci (pl. V, fig. 1). Cette ordonnance n'est pas toujours respectée; la sillimanite se trouve également souvent englobée par du quartz ou du plagioclase. Le grenat n'a été reconnu que sous forme de petits globules dont la taille atteint rarement 0,1 mm et qui sont systématiquement situés au sein de cristaux de plagioclase (albite - oligoclase) (fig. 10). Celui-ci, plus abondant que le feldspath potassique (orthose) est également de forme mieux définie (subautomorphe à globulaire). Le quartz, abondant, présente une légère extinction roulante. Apatite, zircon.

Lorsque la foliation est déformée par de petits plis centimétriques, les biotites situées dans les charnières (et pouvant englober cordiérite et sillimanite) se disposent en arcs polygonaux.

A Madon

Le feldspath potassique est pratiquement absent. Le plagioclase est globulaire à automorphe, peu ou pas mâclé. La muscovite en petits individus associés à la biotite, chargés d'inclusions opaques, est hystérogène.

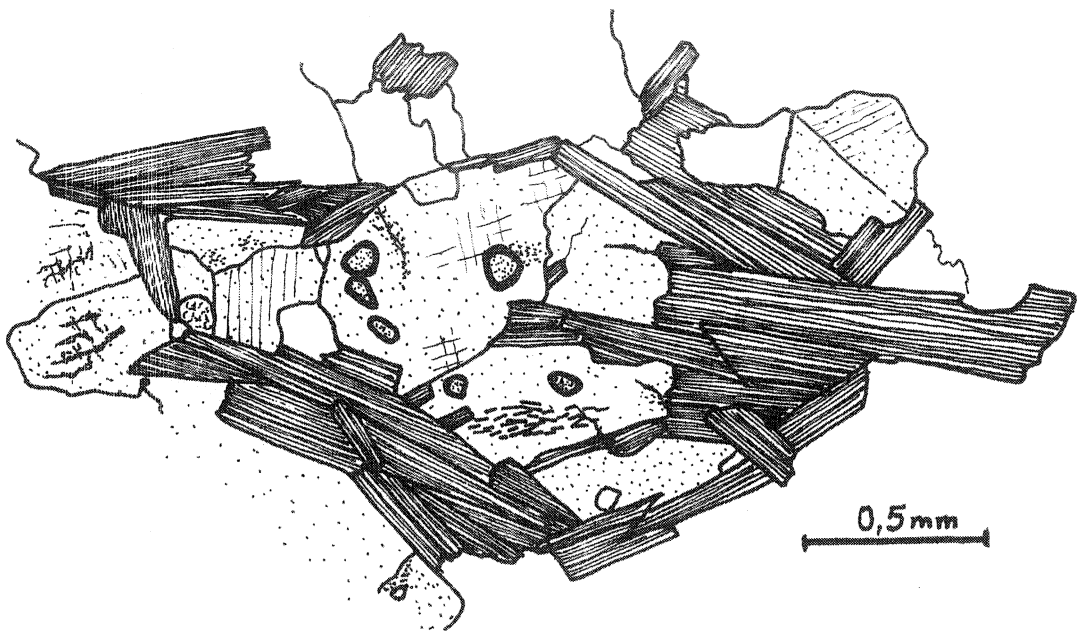


Fig. 10 : Morbihannite
 les petits globules de grenat, ainsi que quelques
 fibres de sillimanite sont englobés dans le plagioclase
 autour duquel la biotite dessine des cloisons

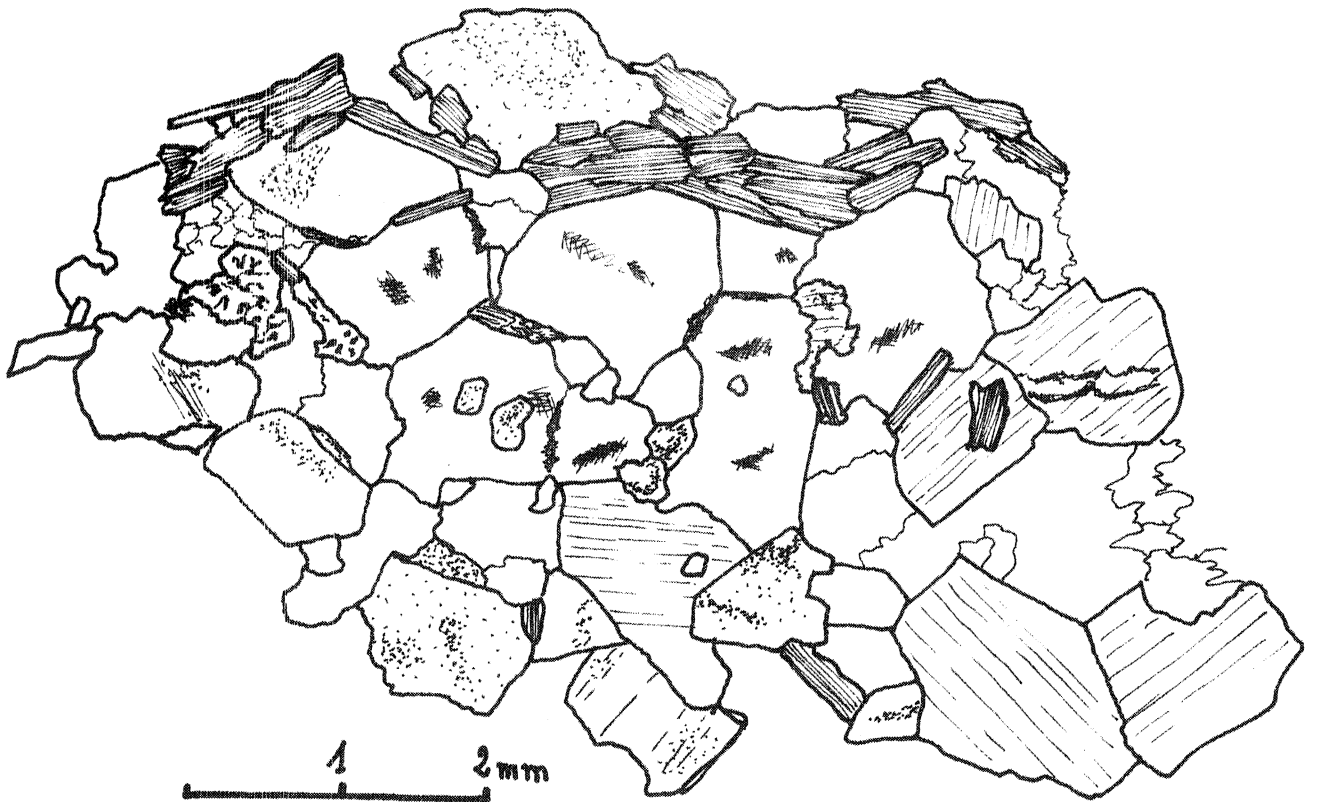


Fig. 11 : Gneiss métatectiques : leucosome
 les feldspaths, en particulier les plagioclases,
 sont automorphes. Le liseré de biotite représente
 le mélanosome

Les rapports entre la biotite et la sillimanite sont intéressants à noter :

- dans la plupart des cas, la sillimanite se trouve associée aux lits biotitiques et cristallisent dans les clivages;
- plus rarement les lamelles de biotite sont frangées, au moins partiellement, de baguettes de sillimanite.

Le grenat est très rare, en granules englobés par les plagioclases.

III - LES MICASCHISTES GRAPHITIQUES

Ils existent essentiellement en Brière où Ch. BARROIS les a cartographiés à Mayun, Camer, Pandille et St Malo de Guersac. Dans les deux derniers cas, ils semblent se disposer suivant des tracés cartographiques parallèles à ceux des cipolins. Leurs affleurements sont rares et de mauvaise qualité (imprégnation noirâtre d'un quartzite); cependant, à Pandille, une excavation nous a livré un type lité d'allure micaschisteuse.

Au microscope nous distinguons :

- du quartz en petits cristaux xénomorphes, étroitement imbriqués, dont la taille varie de 0,1 à 0,5 mm;
- de fines baguettes de graphite (dont l'identité nous a été confirmée par une analyse diffractométrique aux rayons X) de 0,1 mm de longueur environ. Elles semblent se disposer obliquement (15 à 20°) par rapport à un feuilletage marqué par l'alternance millimétrique de lits plus quartzeux et plus graphiteux;
- des amas informes de chlorite sont répartis de façon quelconque dans la roche.

IV - LES CALCAIRES CRISTALLINS OU CIPOLINS

Situation et limites

En 1957, J. COGNÉ¹ décrivait le gisement de Pandille, jusqu'alors inconnu, qui s'ajoutait à ceux déjà connus de la Paclais (en St Malo-de-Guersac) et de la région nazairienne (Ville-es-Martin). A la Paclais, ces cipolins voisinent avec des pegmatites à très gros grain, remarquables par leur richesse en feldspath potassique (de taille décimétrique); de plus une carrière située à cinquante mètres au Nord du gisement de cipolin, et où une lentille de cipolin a sans doute été exploitée en totalité, livre des échantillons de gneiss à orthose, plagioclase, sillimanite, biotite et grenat (résiduel). On y peut noter la présence de muscovite tardive poeciloblastique.

Etude macroscopique

La plus grande richesse du cipolin de Pandille en minéraux ferromagnésiens a déjà été signalée par J. COGNÉ¹. Elle se manifeste sous forme de concentrations globulaires d'environ un centimètre de diamètre ou d'une alternance millimétrique à centimétrique de lits plus calcaïques ou plus ferromagnésiens.

Etude microscopique

Nous reportons le lecteur à l'étude de J. COGNÉ¹ (1957, p. 182). Nous voudrions cependant préciser les points suivants :

→ la biotite présente deux habitus :

soit en petites lamelles courtes et trapues de couleur brune orangée, incluses dans les plages de calcite,

soit en grandes lamelles brunes tordues et intensément chloritisées;

le diopside, dont la forme d'altération la plus fréquente est l'ouralitisation, peut persister avec un habitus frais au contact ou à l'intérieur du grenat;

la phlogopite n'a été reconnue que dans un échantillon provenant de la Paclais. Elle forme environ 25 à 30 % de la roche et ne paraît pas avoir subi une quelconque altération. Dans cette même lame mince le diopside n'a pas été reconnu; par contre, on peut noter la présence en assez grande quantité d'une amphibole pratiquement incolore (ouralite) qui se développe sur des résidus altérés (diopside ?);

quelques granules d'un spinelle verdâtre ont été également distingués au coeur des plages de calcite .

A Pandille, un minéral incolore, globuleux à trapu , $U^{\bar{}}$, biréfringent dans le second ordre, à extinction droite et allongement négatif a été reconnu, il pourrait s'agir d'un scapolite (dipyre - mizzonite). Ceci n'aurait rien de surprenant, ce minéral ayant été signalé à quelques kilomètres au Sud (l'Etang, Ville-es-Martin).

V - LES ROCHES BASIQUES

Elles ne sont représentées dans la région étudiée que par le seul affleurement de la Ganache (en St Malo-de-Guersac) et ne prennent une réelle importance que plus au Sud-Est (région de Donges, Sud de la Loire).

En échantillons : ces roches sont vert-clair, souvent pailletées de minéraux vert foncé (amphiboles).

Au microscope on observe :

- la texture est granoblastique
- le pyroxène (diopside) xénomorphe se présente en sections à aspect trouble de taille variable. Aux grandes plages

(1 à 3 mm) sont généralement associés des petits cristaux de plagioclase bien maclés (andésine), alors que les petites plages sont intimement imbriquées avec des feldspaths potassiques (microcline). La limite de deux cristaux de microcline est toujours marquée par un liseré de petits granules (plagioclase ?). L'amphibole vert foncé qui a été reconnue apparaît se développer aux dépens du pyroxène. Le quartz est rare. Apatite et sphène sont accessoires.

LES PHENOMENES DE GRANITISATION

I - SITUATION ET LIMITES

Si nous considérons la cartographie régionale (Ch. BARROIS, 1890-1897; J. COGNÉ, 1957), les roches que nous allons étudier se situent entre les deux ensembles de granites anatectiques de Sainte-Anne-d'Auray au Nord-Ouest et de Prinquiau au Sud-Est. Aucune masse granitique de ce type ayant quelque importance n'a effectivement été reconnue. La granitisation de caractères et de degrés très variés ne se manifeste pas moins à l'approche du granite de Prinquiau et de façon plus réduite dans la région de Billiers et Muzillac.

II - QUELQUES DEFINITIONS

La terminologie employée sera empruntée à DIETRICH et MEHNERT (1960 et MEHNERT (1968).

Il est courant de distinguer dans l'anatexie deux étapes qui sont :

la métatexie ou anatexie de faible degré : le gneiss initial ou paléosome subit une remobilisation partielle conduisant à l'individualisation d'un leucosome quartzo-feldspathique ou métatectite, en lits généralement parallèles à l'ancienne foliation.

Les minéraux ferromagnésiens (biotite, cordiérite, grenat, ...) frangent bien souvent le leucosome et sont dénommés mélanosome.

La diatexie ou anatexie de haut degré conduit à une ré-homogénéisation des divers matériaux (leucosome et mélanosome) pour aboutir à un aspect nébulitique où subsistent souvent des schlieren de minéraux ferromagnésiens.

III - LES METATEXITES

Toute la région de la Chapelle-des-Marais est occupée par des roches montrant un début de métatexie (Moulin-à-Mahé, Sud du Bois-Marqué). Le leucosome dont l'épaisseur varie de quelques millimètres à plusieurs centimètres est granitique à légèrement pegmatoïde. Sa forme est très variable : en rubans, en amandes de quelques centimètres à quelques décimètres, souvent à allure boudinée. Il souligne souvent des plis souples d'ampleur décimétrique et le mélanosome qui le borde a une épaisseur rarement supérieure à quelques millimètres.

Au microscope on distingue (fig. 11) :

le leucosome : la texture est grano-blastique, sans orientation, bien définie, le grain est de l'ordre du millimètre. Le feldspath potassique (orthose) et le quartz sont xénomorphes, le plagioclase est automorphe et parfois légèrement zoné. Les bourgeons de myrmékites n'y sont pas rares. Quelques biotites peuvent y être observées.

le mélanosome : dans les échantillons étudiés, il s'est montré essentiellement constitué de grandes lamelles de biotite.

le paléosome : il s'agit le plus souvent d'un gneiss de composition granitique à quartz, feldspath potassique, plagioclase et biotite. Cette dernière manifeste souvent une forte tendance à dessiner des cloisons autour des plagioclases. Les lamelles de muscovite reconnues sont toujours hystérogènes.

IV - LES DIATEXITES

On les rencontre de point en point à l'intérieur des gneiss, sans que les traces du passage par le stade métatectique soient toujours évidentes (Les Fresches). L'homogénéisation est partielle et occupe souvent un volume extrêmement faible (de l'ordre du décimètre cube au mètre cube). Le grain est toujours fin de l'ordre du millimètre. Les feldspaths montrent à l'oeil nu une forme quadrangulaire à globulaire et la biotite y dessine fréquemment des schlierens discontinus ou des concentrations floues (Brécun).

Etude microscopique

La texture est finement grenue (fig. 12). Des traces d'une cataclase légère (se manifestant souvent au niveau du quartz, parfois à extinction roulante) peuvent être notées, ainsi que la présence de lamelles peociloblastiques de muscovite.

CONCLUSIONS PETROGRAPHIQUES

Nous allons dans un premier temps reprendre chacune des séries et en définir les caractères paragénétiques pour ultérieurement proposer un schéma évolutif d'ensemble ainsi qu'une origine pour les matériaux concernés.

I - LES GNEISS RUBANNES

Ils sont, à cet égard, assez peu démonstratifs.

On peut toutefois y noter :

- la présence de grenat (en inclusions dans des plagioclases) ainsi que de sillimanite. Ces deux minéraux, en association avec une biotite I actuellement cataclasée), le feldspath potassique (et un plagioclase) pourraient constituer la paragenèse initiale.

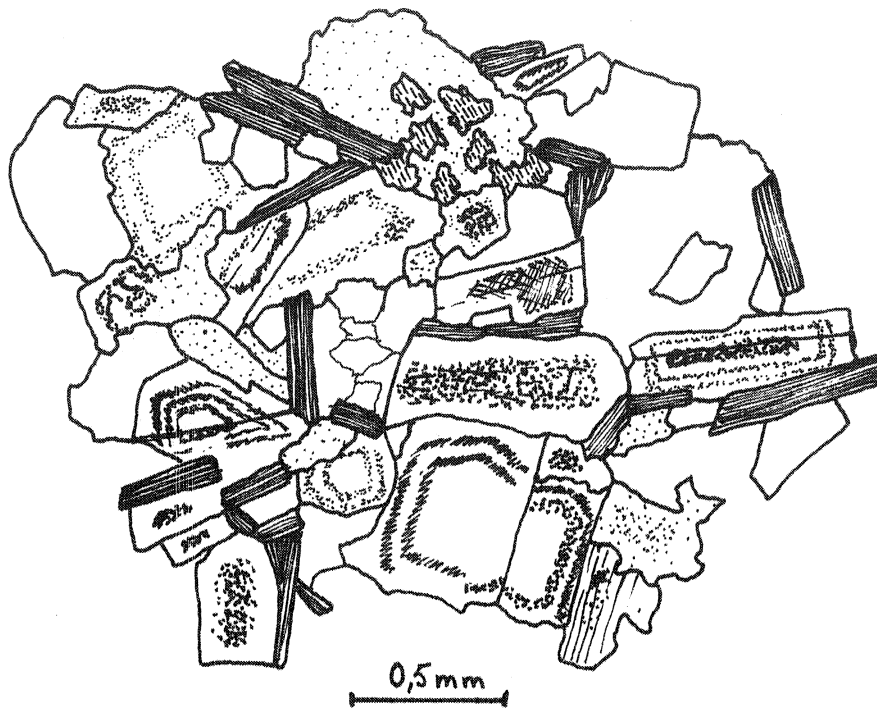


Fig. 12 : Granite d'anatexie
la texture est grenue. On distingue nettement
l'automorphisme et le zonage des plagioclases

- la paragenèse secondaire voit la disparition du grenat, elle serait formée par la sillimanite, la biotite II, le feldspath potassique et le plagioclase.

II - LES GNEISS ALUMINEUX

La présence au sein des lits sombres d'une structure symétrique (au coeur la sillimanite englobée dans la cordiérite, elle-même frangée par la biotite) a été signalée dans les gneiss alumineux des Vosges par J. HANEURT (1967).

Cet auteur se fondant sur la présence au sein des nappes de cordiérite, de résidus de disthène et de grenat, ainsi que de petits granules de spinelle envisage l'évolution suivante :

- dans une étape précoce, formation de feuillets riches en disthène, grenat et biotite;

- la température s'élevant les associations disthène - grenat et disthène - biotite ne sont plus stables, il y a déstabilisation de ces minéraux avec formation de cordiérite et départ de potassium.

Dans le cas qui nous intéresse, nous n'avons pas noté la présence de reliques de disthène. De même aucun enrichissement sensible d'une partie quelconque de la roche en potassium (du moins à l'échelle de la lame mince) n'a été observé. Il n'en demeure pas moins que la structure particulière des nappes de cordiérite ainsi que la présence de grenat résiduel traduit une évolution s'étageant au moins sur deux phases pétrogénétiques. La première sans aucun doute de plus haute pression que la seconde.

III - LESCALCAIRES CRISTALLINS

L'étude de ces calcaires permet d'y définir deux événements pétrogénétiques principaux :

- le premier caractérisé par la paragenèse calcite - diopside - chondrodite (+ labrador + spinelle)

l'apparition du diopside étudiée expérimentalement par METZ (1970) selon la réaction :

$\text{trémolite} + 3 \text{ calcite} + 2 \text{ quartz} \rightarrow 5 \text{ diopside} + 3 \text{ CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$
se produit aux basses pressions à la même température que celle d'apparition du staurotide (520° à 1 kb), elle s'en écarte notablement lorsque la pression s'accroît (650° pour 6 kb).

Plus intéressante encore est la présence de diopside en présence de péridot ou de chondrodite (GUITARD, 1966, B. MOINE, 1971). Ce dernier auteur a montré qu'à Madagascar l'association diopside + péridot + calcite n'est stable qu'au delà de l'isograde sillimanite + feldspath potassique. Ceci est tout à fait compatible avec nos propres observations.

- le second, au cours duquel on assiste à l'ouralitisation au moins partielle du diopside, à la séricitisation du plagioclase, à l'apparition du dipyre et du grenat et du microcline : B. MOINE attribue la présence de ce minéral (ainsi que de la phlogopite) à l'existence dans la roche d'impuretés. Pour J. COGNÉ, au contraire, il serait directement en relation avec la migmatitisation en raison de sa plus grande abondance aux parties externes des niveaux calco-magnésiens.

La hornblende verte et la phlogopite nous sont apparues stables, notons cependant que ces deux minéraux auraient également pu appartenir à la paragenèse liée au premier événement.

Tous ces caractères montrent que cette seconde association est rétro-morphique par rapport à la première - elle implique en particulier une certaine réhydratation de la roche, celle-ci devant être liée à la migmatitisation dans les roches voisines.

IV - LES ROCHES BASIQUES

Elles sont trop peu et mal représentées dans la région étudiée pour que leur étude puisse apporter de grands renseignements. Cependant les observations de J. COGNÉ² et B. HASSENFORDER dans la région nazairienne indiquent pour ces roches basiques la superposition de deux paragenèses :

- une paragenèse ancienne à diopside I et labrador,

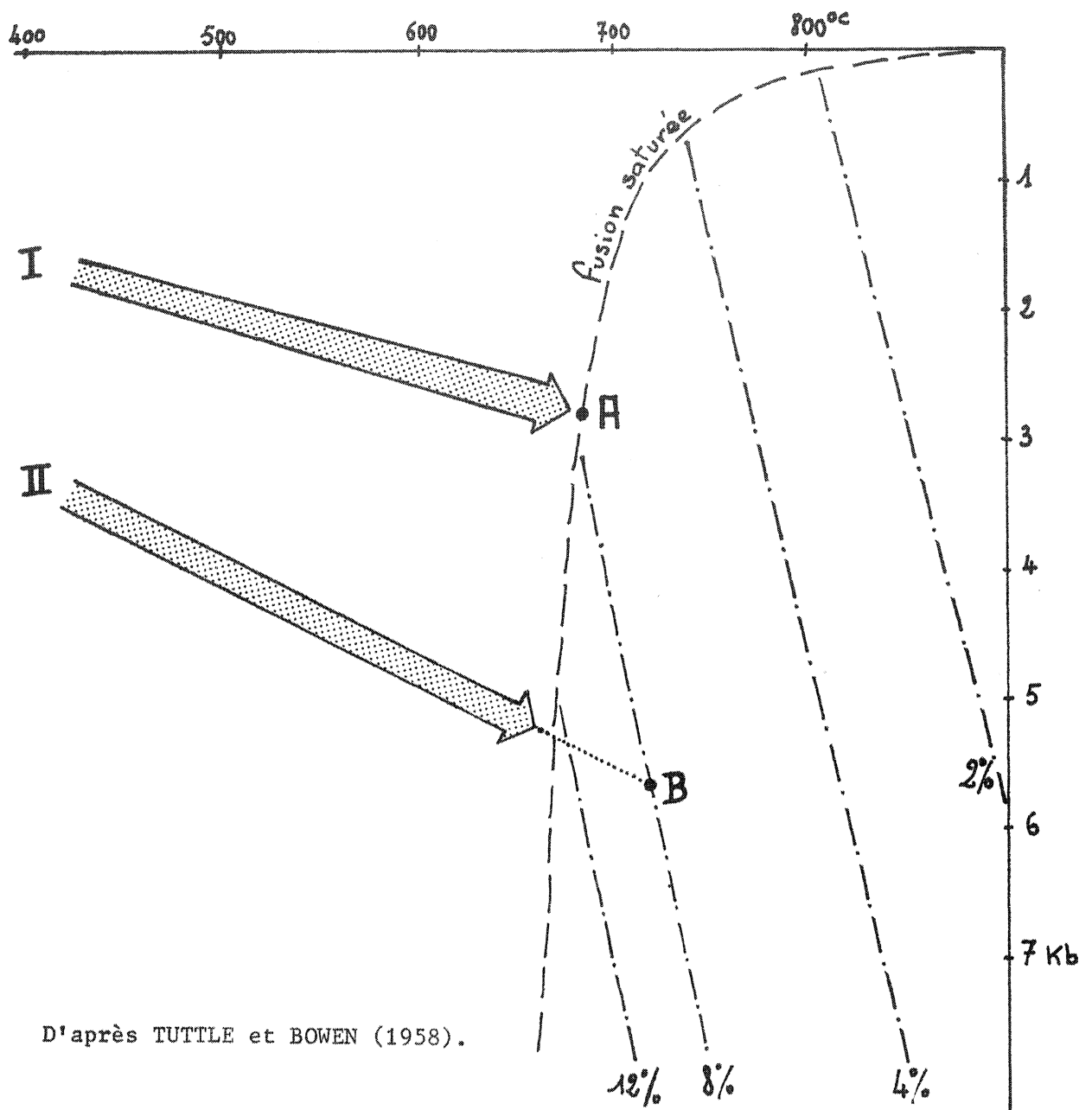
- sous l'influence de la migmatisation, celle-ci se transforme en une nouvelle paragenèse à diopside II, hornblende verte, oligoclase - andésine et microcline, tandis que la présence de dipyre est interprétée comme la transformation du labrador sous l'influence de venues chlorurées (J. COGNÉ²).

V - LES GNEISS MIGMATITIQUES

Nous avons vu que dans le domaine considéré, les gneiss migmatitiques et les granites d'anatexie apparaissent de façon sporadique et peu ordonnée au sein de la masse gneissique à la manière d'une mosaïque.

Ceci peut être interprété en considérant le comportement de l'eau dans les domaines profonds ainsi que le suggèrent AUTRAN, FONTEILLES et GUITARD (1970) :

"... à température et pression d'eau définie, la quantité de magma formée dans un matériau favorable est proportionnelle à la quantité d'eau disponible... (TUTTLE et BOWEN, 1958, WINKLER, 1965). Dans le domaine catazonal, la perméabilité est probablement très faible et la quantité d'eau absorbée par le magma anatectique est celle qui est disponible sur place. Cette quantité est généralement faible car la porosité est faible et l'importance des minéraux susceptibles d'être deshydratés y est réduite. Par ailleurs, dans un même matériau, les microfissurations liées aux déformations synchrones de l'anatexie peuvent augmenter localement la porosité et créer des chenaux de plus grande perméabilité. Ces deux facteurs introduisent des irrégularités locales dans la quantité d'eau disponible, qui peuvent rendre compte de l'hétérogénéité de certaines migmatites."



D'après TUTTLE et BOWEN (1958).

Fig. 13 : influence du gradient géothermique et rôle de l'eau dans le température de fusion

selon le gradient I ($70^{\circ}/\text{Km}$) une roche de composition granitique contenant 8 % d'eau subira une fusion humide à partir du point A (680°C)

selon le gradient II ($35^{\circ}/\text{Km}$), cette même roche ne fondra (fusion sèche) qu'à partir du point B (720°C)

Cette explication paraît tout à fait applicable dans le domaine qui fait l'objet de cette étude. Celui-ci est effectivement caractérisé par des associations de type mésozonal ou même catazonal.

VI - CONCLUSIONS

a) Schéma évolutif

L'étude des complexes granito-gneissiques et des migmatites permet d'y définir deux lignées pétrogénétiques :

- une lignée primaire de type moyenne pression - haute température dont le gradient géothermique moyen devait être de l'ordre de 30°/km;

- une lignée secondaire de type basse pression de gradient supérieur à 50°C/km. C'est au cours de ce second événement que se produit l'essentiel sinon la totalité des phénomènes d'anatexie. Ceci s'explique aisément par le fait que pour une roche donnée la quantité d'eau nécessaire à la fusion est contrôlée par la pression (fig. 13).

b) Les matériaux originels

Si l'on considère les divers niveaux particuliers, cipolins, micaschistes graphitiques, roches basiques) que ce soit dans la zone étudiée et la région nazairienne, on ne peut qu'être frappé par la disposition parallèle que montrent leurs tracés cartographiques; de plus leur intercalation avec des niveaux gneissiques alumineux laisse entrevoir pour ces niveaux une origine sédimentaire.

La sédimentation primitive devait comprendre une alternance de lits gréso-pélitiques (gneiss rubannés) tantôt plus alumineux (morbiannites), calcaro-magnésiens (cipolins), marneux (roches basiques) et riches en matières organiques (micaschistes graphitiques).

Chapitre II

LA ZONE BROYEE SUD-ARMORICAINE

A - GRANITES CATACLASES ET BLASTOMYLONITES

I - SITUATION ET LIMITES

Cette formation borde le complexe cristallophyllien de l'Anticlinal de Cornouaille en le recoupant sur son flanc nord. Elle se présente comme une bande rectiligne subverticale, épaisse d'environ 1,5 km, plus ou moins oblique (N 120-125°) par rapport aux séries cristallophylliennes précédentes. Le contact entre ces deux formations peut être brutal comme à l'Isle ou bien d'apparence plus progressive comme à l'Est du Muzillac par suite du développement dans les schistes cristallins de plans de friction de plus en plus nombreux en se rapprochant des blastomylonites.

II - LES PRINCIPAUX TYPES

La série blastomylonitique se débite généralement en grands pans subverticaux de direction N 120-125° qui sont affectés d'une linéation de friction plongeant d'une vingtaine de degrés vers le Sud-Est.

Les mylonites et ultramylonites y occupent une position centrale et leur épaisseur moyenne varie de 500 à 800 mètres (carrière de la Clarté); elles sont de teinte sombre (plus claires par altération et leur structure est toujours légèrement feuilletée.

Elles sont bordées, de part et d'autre, par une grande variété de types pétrographiques :

- le type le plus fréquent est homogène, sombre, à petits feldspaths de un à quelques millimètres inclus dans une matrice quartzo-phylliteuse les moulant étroitement (Sud de la Roche-Bernard : la Voûte); quand la cataclase reste légère, la ressemblance avec les granites d'anatexie précédemment décrits apparaît frappante.

- parfois le grain peut atteindre la taille du centimètre (Lizherbignac, Crévy) il est même possible de distinguer des feldspaths quadrangulaires mâclés Carlsbad de la taille d'un pouce englobés dans une matrice granitoïde très orientée (Le Prédit, La Grée); une rapide reconnaissance sur la feuille de Savenay nous a permis de distinguer un passage progressif entre le granite à tendance porphyroïde de Prinquiau indemne de toute cataclase et des faciès cataclasés à éléments figurés feldspathiques identiques à ceux décrits ci-dessus.

- on peut noter également la présence de zones plus ou moins étendues où un litage grossier consistant en une alternance de lits centimétriques quartzo-feldspathiques et de lits plus fins essentiellement biotitiques, le tout étant souvent rompu ou étiré par la cataclase (Kerleau), est observable. Il pourrait s'agir là de gneiss rubannés ou métatectiques conservés dans les zones laminées.

- des niveaux gneissiques fins, sombres, peuvent être rencontrés occasionnellement à l'intérieur de cette formation, sans éléments feldspathiques figurés (Bauvallon, Le Bosquet).

- les gneiss de type perlé: près du Point de la Roche - Bernard, une enclave de taille décamétrique a été reconnue à l'intérieur d'un feuillet de granite syntectonique.

Macroscopiquement cette roche permet d'observer sur un fond phylliteux biotitique des feldspaths (à dominante de plagioclases) de forme quadrangulaire à globulaire dont la taille peut atteindre 4 à 5 mm. Elle est affectée par une légère cataclase.

Des roches dont la description est identique (MEHNERT, 1968, p. 44) ont été dénommées "perl gneiss" par les géologues allemands. Des faciès semblables ont également été reconnus dans les Vosges par J. HAMEURT (1967, p. 35 et 98).

Une partie des types pétrographiques actuellement laminés pourraient voir leur origine dans un tel matériel.

III - ETUDE PETROGRAPHIQUE

a) Les gneiss fins

Leur texture est granoblastique, le grain inférieur à 0,1 mm. Ils sont surtout constitués de plagioclase, de biotite et de quartz. La muscovite également assez abondante, paraît tardive. Le passage est rapide au faciès à gros grain dans lequel ces gneiss sont inclus.

b) Les granites cataclasés

Du point de vue minéralogique l'identité avec certains faciès de diatexites (cf. Les Fresches) est frappante, en dépit de la présence de quelques lamelles de muscovite. La seule différence est texturale et se manifeste par la présence (souvent discrète) d'une granulation périphérique aux feldspaths (protoclase) et de plans de cataclase flexueux qui moulent ces mêmes feldspaths. En général seul un faible pourcentage de la roche initiale est affecté par la cataclase, parfois même cette cataclase n'apparaît pas, ou plus, à l'échelle de la lame mince.

c) Les blastomylonites

La texture en mortier est la règle, elle est formée par la juxtaposition des deux éléments suivants (pl. IV, fig. 1):

- Les résidus : il s'agit principalement des feldspaths aux formes globulaires qui montrent souvent des cicatrisations

par du quartz. Le plagioclase est maclé suivant la loi de l'albite et il possède fréquemment un léger zonage. Le microcline, parfois perthitique, présente souvent à sa périphérie un important développement de bourgeons myrmékitiques. Il englobe souvent des petits cristaux de quartz, de plagioclase et de biotite indemnes de toute cataclase.

- Une mésostase flexueuse qui moule étroitement les feldspaths : elle est constituée de quartz en petits éléments étirés et imbriqués, de petites lamelles de biotite et de muscovite-séricite. La recristallisation se manifeste au sein de cette mésostase par accroissement du grain : le quartz forme alors des assemblages pavimentaux, la biotite et la muscovite (celle-ci toujours accompagnée de minéraux opaques) recristallisent en "nids". Quelques résidus de sillimanite primatique (et peut-être de disthène (?)) ont été reconnus.

d) Les mylonites et ultramylonites

Le passage des blastomylonites vers les termes plus cataclastiques est insensible, il se manifeste par une perte progressive des éléments figurés feldspathiques qui ne sont cependant jamais totalement absent (pl. IV, fig. 2 et 3). Quelques muscovites couchées dans les plans de cataclase et contournées par elle peuvent également être reconnues.

La mésostase dont le grain est de 10 à 20 μ paraît surtout constituée de quartz, de séricite et de débris feldspathiques; la finesse du grain rendant difficile la diagnose précise.

Nota : des mouvements (sans doute tardifs) les ont à nouveau affecté et bréchifié (Carrière de la Clarté).

e) Les gneiss de type perlé

La description suivante intéresse l'affleurement situé près du pont de la Roche-Bernard.

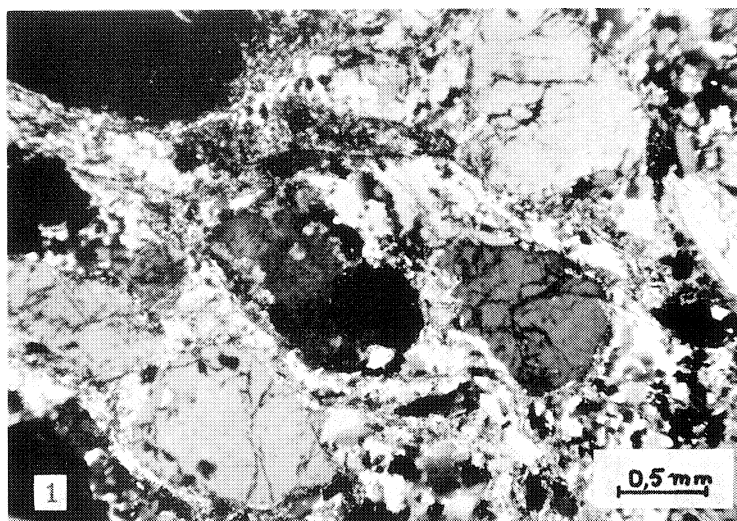


fig. 1 : Granite cataclasé fine mouture cataclastique autour des feldspaths

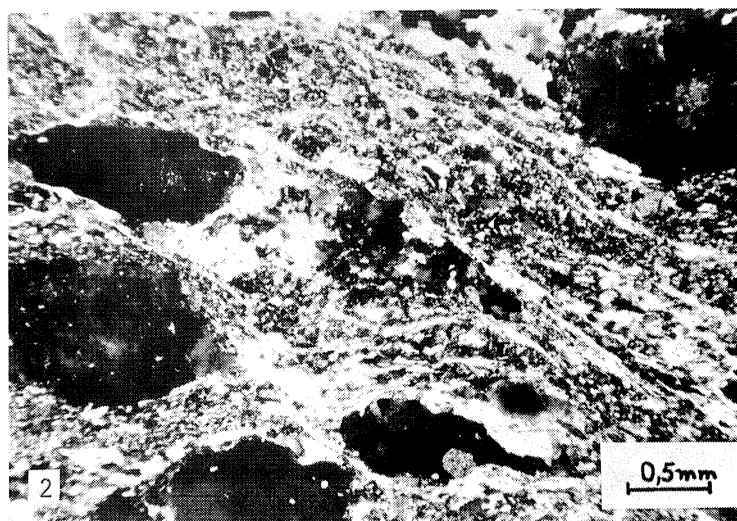


fig. 2 : Granite mylonitique la proportion de matériel écrasé s'accroît.



fig. 3 : Mylonite roche finement granulée (quartz et séricite) à rares résidus.

Le minéral principal est le plagioclase (oligoclase), automorphe à globulaire (fig. 14), il atteint une taille de 4 à 5 mm et est toujours légèrement zoné (souvent à couronne unique). Il peut être mâclé selon la loi de l'albite ou non mâclé.

Le microcline a un habitus semblable à celui du plagioclase (fig. 15), il admet souvent en son sein de petites inclusions de quartz, de plagioclase et de biotite, sa périphérie est souvent le siège d'un important développement de bourgeons myrmékites.

La biotite se présente sous forme de lamelles légèrement tordues, de grande taille; dans les plans de cataclase, sa taille diminue et elle est profondément chloritisée.

Dans ce dernier cas elle est accompagnée de files flexueuses d'une phyllite claire (séricite ?). De belles muscovites (accompagnées de minéraux opaques) sont également présentes en abondance.

L'apatite peut parfois se présenter sous forme de cristaux de taille et d'habitus semblables à ceux des éléments feldspathiques, qui sont contournés par la cataclase.

Le quartz recristallise en amas polygonaux à partir de files contournées polycristallines à extinction onduleuse.

IV - CONCLUSIONS PETROGRAPHIQUES

Le matériel d'origine des faciès mylonitiques

Des considérations cartographiques, minéralogiques et parfois texturales permettent de penser que la majeure partie des roches actuellement mylonitiques et blastomylonitiques tirent leur origine d'un matériel migmatitique et anatectique identique à celui décrit ci-dessus (cf. les complexes granito-gneissiques et les migmatites).

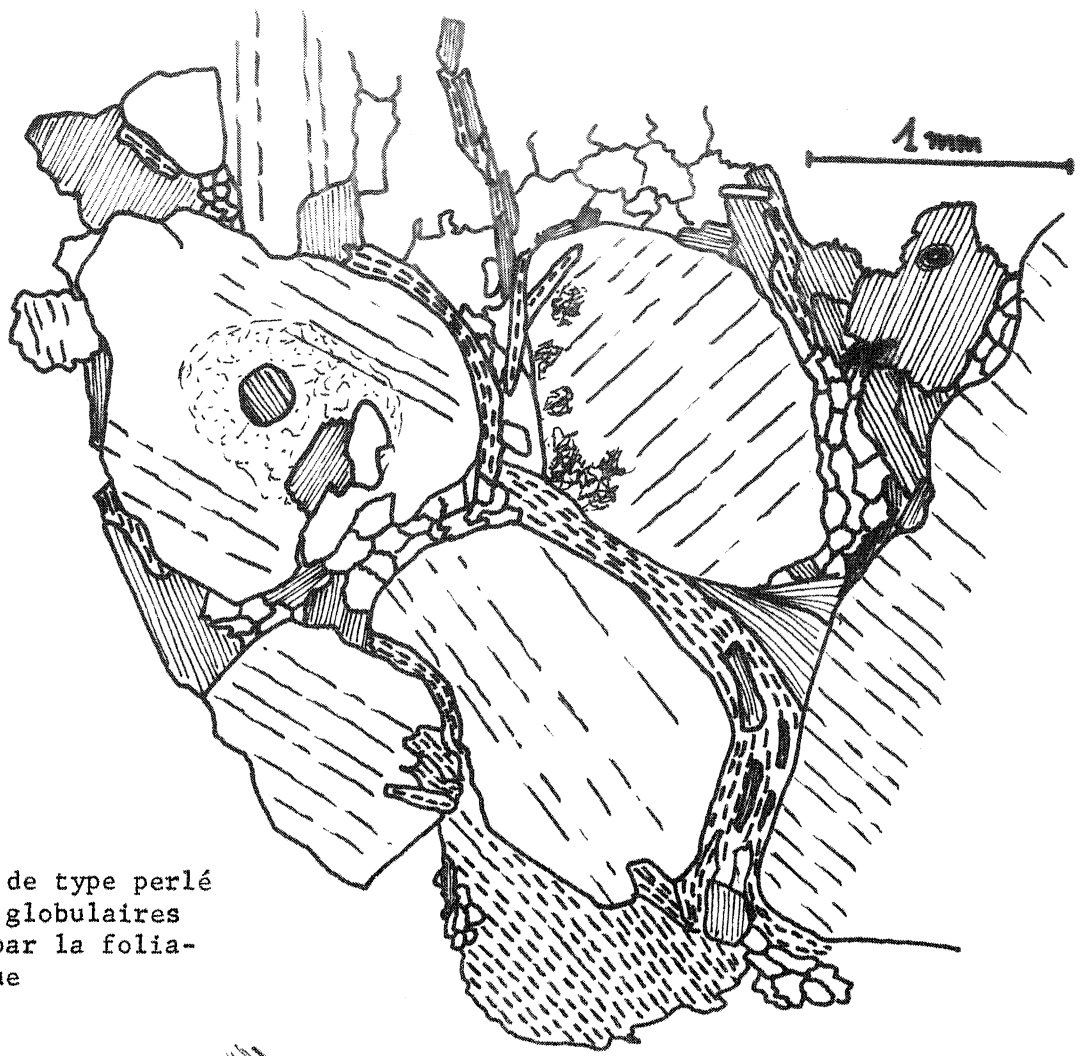


Fig. 14 : Gneiss de type perlé
 les plagioclases globulaires
 sont contournés par la folia-
 tion cataclastique

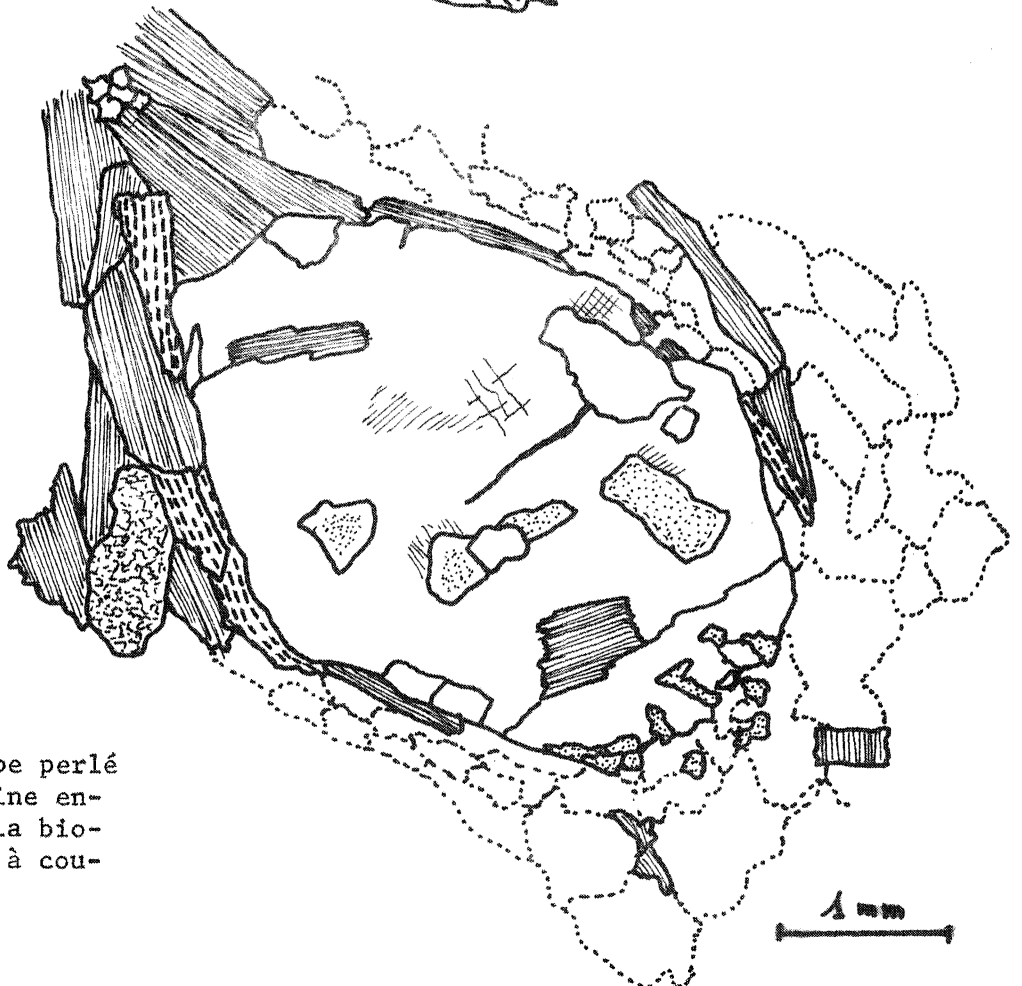


Fig. 15 : Gneiss de type perlé
 phénoblaste de microcline en-
 clavant du quartz, de la bio-
 tite et du plagioclase à cou-
 ronne

Le climat de la mylonitisation

Les résidus feldspathiques sont englobés dans une méso-
stase où recristallisent le quartz, la biotite et la muscovite.
Ces trois minéraux caractérisent donc les conditions dans lesquel-
les s'est produite la blastomylonitisation.

Dans les faciès les plus ultramylonitiques, la biotite
elle-même a disparu. Ce fait pourrait traduire une évolution des
conditions physiques (en particulier liées à la profondeur) dans
lesquelles se sont produits les phénomènes cataclastiques. En tout
état de cause, ce genre de blastomylonitisation (due à des mouve-
ments cisailants longitudinaux qui conduisent à l'apparition de
plans de friction subverticaux) doit être distingué de celui qui
se produit dans les domaines profonds sous l'action de mouvements
tangentiels (P.M. ANTHONIOZ, 1971).

Le problème des gneiss perlés

La position en enclave de ces gneiss à l'intérieur des
granites en feuillets ne permet pas de préciser leurs relations
spatiales avec les faciès résultant de la mobilisation - précisons
cependant que des enclaves de ces derniers sont également englo-
bées dans les feuillets - de plus, Cl. AUDREN (communication per-
sonnelle) a rencontré des faciès identiques dans certaines por-
tions mobilisées des schistes cristallins de la presqu'île de
Rhuys.

B - LES BANDES ET FEUILLETS LEUCOGRANITIQUES

I - SITUATION ET LIMITES

Le domaine blastomylonitique et mylonitique précédent
constitué au dépens de matériels cristallophylliens homologues
à ceux de l'Anticlinal de Cornouaille est limité à son tour vers

le Nord par des bandes ou feuillets leucogranitiques étroitement associés, depuis la région de la pointe du Raz jusqu'au delà de Nantes, au développement de la Zone broyée sud-armoricaine (J. COGNÉ, 1957).

Ces bandes et feuillets leucogranitiques se répartissent ici en deux zones parallèles : l'une est constituée d'une large bande (1,5 km environ) de leucogranites séparée des blastomylonites au Sud, des schistes cristallins septentrionaux au Nord, par des filons de quartz longitudinaux. Au niveau du filon sud s'est produit l'accident morphologique du Sillon de Bretagne (Ch. BARROIS, 1930) particulièrement sensible dans la région de Savenay mais dont les effets estompés sont cependant visibles au Sud-Est de la Roche-Bernard.

l'autre est formée d'une multitude de feuillets ou d'injections dans les schistes cristallins septentrionaux eux-mêmes.

II - LES PRINCIPAUX TYPES ET LEURS GISEMENTS

Au sein de la bande deux variétés principales ont été reconnues :

- un granite orienté, leucocrate à grain fin, à deux micas : il forme la partie sud de la bande et sa largeur est d'environ 500 à 600 mètres. Ses meilleurs affleurements sont situés de part et d'autre du pont de la Roche-Bernard. De nombreuses enclaves, de tailles diverses, soit d'un matériel granitoïde cataclasé, soit de gneiss de type perlé, peuvent y être reconnues. Les efforts tectoniques subis par ce granite se manifestent par l'existence de feuillets mylonitiques et ultramylonitiques.

- un matériel anatectique très évolué, de teinte plus sombre (pl. V, fig. 2), à grain plus grossier sur lequel les efforts cataclastiques (de direction N 120 - 125°) s'y sont produits obliquement par rapport à une structuration antérieure (N 100 - 105°)

bien marquée au niveau des portions les moins granitisées (gneissiques et "métatectiques") (fig. 16). Le meilleur affleurement se situe dans la carrière de Marzan (entre le Pont de la Roche-Bernard et Marzan).

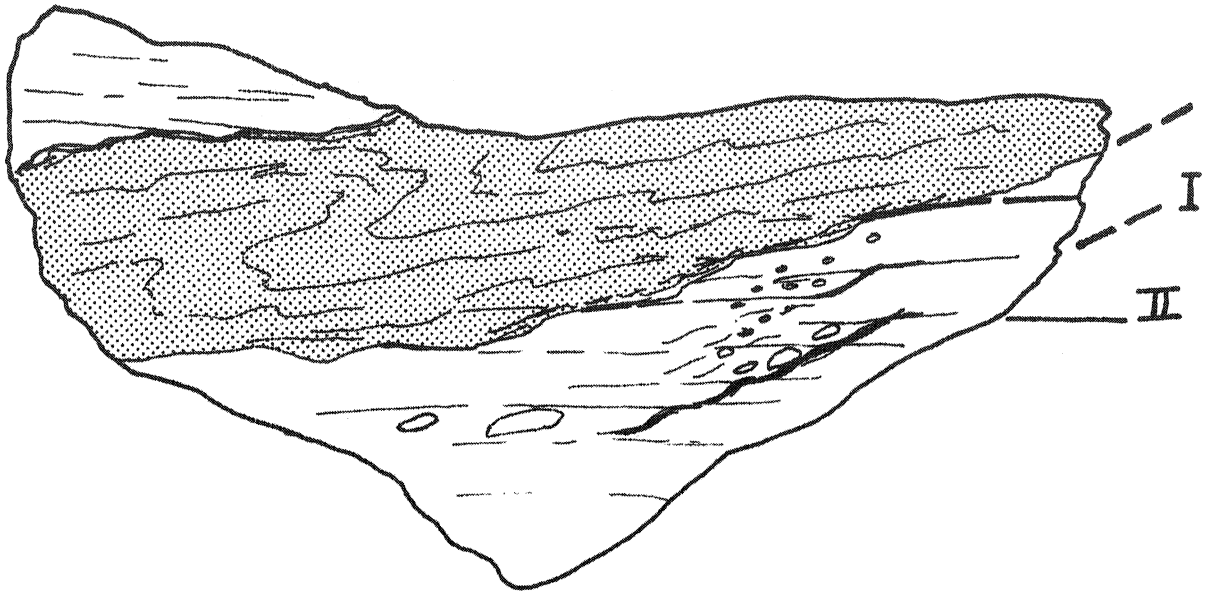


Fig. 16 : granite orienté "sombre"
Les plans de différenciation anatectique (I) bien marqués ici par la présence d'une portion gneissique (en grisé) sont obliques par rapport aux plans de cataclase (II) et déformés par eux.

Au sein des schistes cristallins septentrionaux, les injections granitiques sont de type "granite orienté leucocrate". Elles se présentent sous forme de masses diffuses de taille variable aux contours difficilement définissables (Kerpé, Ros) à l'exception de la lame granitique de Foleux que l'on peut suivre rectiligne selon une direction N 120° sur plusieurs kilomètres et dont l'épaisseur est d'environ 500 mètres.

Ces injections granitiques sont souvent accompagnées de variétés très riches en tourmaline (tourmalinite de la Ville-Danet).

III - ETUDE MICROSCOPIQUE

a) Le granite orienté leucocrate

La texture est grenue orientée, le grain moyen est de 1 mm environ.

Le plagioclase ($An_5 - 15$) est à tendance automorphe, parfois légèrement zoné, il est mâclé albite et albite-Carlsbad et ces mâcles sont généralement tordues. Il est souvent envahi par de petites muscovites qui se disposent selon les directions cristallographiques majeures du cristal-hôte.

Le microcline est subautomorphe, en cristaux allongés, mâclé selon la loi de Carlsbad. Il peut contenir de petites inclusions de plagioclase ou montrer un coeur automorphe subhexagonal sur lequel sont plaquées de petites phyllites claires. Ce microcline est le siège d'une albitisation en damier tandis qu'un important développement de myrmékites peut être noté à sa périphérie.

Le quartz xénomorphe peut former de longues files flexueuses de petits cristaux étroitement engrenés. Il cicatrise très souvent les cassures des feldspaths.

La biotite est cataclasée, profondément altérée en chlorite avec exsolution de produits opaques.

La muscovite est poeciloblastique, en grandes lamelles tordues frangées de fibres séricitiques. Cette séricite souligne avec le quartz les plans de cataclase. Cette cataclase pouvant évoluer vers une véritable mylonitisation.

Apatite, minéraux opaques.

b) Le granite orienté "sombre"

Nous avons vu qu'il s'agit en fait, du point de vue macroscopique, d'un matériel anatectique évolué à partir duquel semblent s'exsuder des filets leucogranitiques.

Le type principal

La texture est grenue à granoblastique, très orientée.

Les feldspaths présentent généralement un habitus automorphe quadrangulaire à globulaire.

Le plagioclase (An_{10-15}) est zoné, mâclé albite et albite-Carlsbad.

Le microcline, mâclé Carlsbad, montre de nombreuses inclusions désordonnées de plagioclase, de biotite et de quartz.

La biotite est tordue et tend à être transposée dans les plans de cataclase.

La muscovite se présente en grandes lamelles poeciloblastiques également légèrement tordues.

Le quartz très étiré marque la cataclase, parfois accompagnée d'une petite phyllite claire (séricite).

Apatite, zircon, minéraux opaques.

Les filets leucogranitiques :

Ils présentent les mêmes constituants minéraux, à l'exception de la biotite, par contre on assiste au développement d'une très grande quantité de muscovites poeciloblastiques.

IV - CONCLUSIONS

Nous venons de montrer à l'intérieur des bandes et feuillets leucogranitiques une dualité de faciès :

- le premier leucocrate, est nettement intrusif et enclave de grands panneaux de roches cristallophylliennes.

- le second anatectique, paraît être la zone de départ d'un matériel également leucogranitique qui ira s'injecter dans les terrains sus-jacents.

Chapitre III

LES SCHISTES CRISTALLINS SEPTENTRIONAUX
--

Au Nord de la Zone broyée sud-armoricaine et des granites subordonnés se trouve un vaste ensemble de schistes cristallins de caractères très variés.

Du Sud au Nord nous distinguerons successivement :

- les mylonites et ultramylonites de Marzan,
- les gneiss porphyroïdes,
- les gneiss fins,
- les roches basiques,
- les pencil-gneiss,
- les micaschistes à minéraux et
- le Paléozoïque, représenté ici par le quartzite du Pas des biches et des schistes, correspondant respectivement aux grès armoricains et aux schistes à calymènes (Ch. BARROIS, 1897) sera également traité dans ce chapitre.

I - LES MYLONITES ET ULTRAMYLONITES DE MARZAN

1 - SITUATION ET LIMITES

Les meilleurs affleurements se situent au Moulin de Marzan et au Nord du Moulin de Craslon, cependant on retrouve cette formation sur la rive gauche de la Vilaine (Le Verger, Nivillac, Boceret) où elle est séparée des granites en feuillets par un filon de quartz, d'ailleurs discontinu. Par contre sur la rive droite elle est en contact direct avec ces mêmes granites.

2 - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Généralement subverticales, dirigées N 120°, elles présentent localement (Moulin de Craslon) des plis métriques à axe plongeant de 20 à 30° vers l'ESE. De teinte brunâtre, elles possèdent un débit régulier, parfois souligné par la présence de grandes lamelles de muscovite. On y rencontre, fréquemment des niveaux riches en éléments figurés feldspathiques de taille variable (0,1 à 1 cm, parfois plus). L'abondance et la taille de ces feldspaths croît lorsqu'on se dirige vers le Nord (Kernoy). Enfin, à l'échelle de l'échantillon, il est parfois possible de distinguer une "stratification" (alternance de petits lits de teinte et de grain différents).

3 - ETUDE MICROSCOPIQUE

L'état d'altération de ces roches est toujours très avancé.

L'étirement planaire de la roche, déjà discerné à l'oeil nu, apparaît au microscope avec encore plus d'évidence. Tous les minéraux sont très orientés et étroitement serrés les uns contre les autres.

Les éléments figurés sont formés de :

- microcline : dans les sections étudiées, sa taille peut atteindre le centimètre, il montre la mâcle de Carlsbad avec une trace nette et rectiligne. Il possède fréquemment des inclusions de quartz, plagioclase et biotite qui ont tendance à se disposer à la limite entre un coeur automorphe et une couronne. De nombreux films ou tâches perthitiques ont pu être distingués tandis que la périphérie est généralement le siège d'un important développement de bourgeons myrmékistiques .

Dans certains cas des amandes étirées se révèlent être constituées de l'assemblage de petits cristaux de microcline dont les limites sont soulignées par une fine granulation (plagioclasique ?).

- plagioclase : la taille de ses cristaux est inférieure à celle des microclines. Ils sont quadrangulaires à subarrondis et l'altération souligne un léger zonage (qui peut apparaître multiple). Ils peuvent également enclaver de la biotite et du quartz.

La matrice mylonitique est principalement formée de biotite (très cataclasée et chloritisée), de séricite, de quartz, ainsi que de débris de feldspaths. De grandes muscovites, légèrement tordues ou même ovalisées sont disposées dans les plans de foliation.

Apatite, zircon, minéraux opaques et très nombreux oxydes d'altération.

Dans les échantillons "stratifiés" on note entre les petits niveaux une légère différence de grain alors que la composition demeure assez semblable. Les niveaux sombres se révèlent cependant plus riches en minéraux opaques. Certains plans de cataclase se montrent légèrement obliques vis à vis de l'alternance lithologique.

4 - CONCLUSIONS

La mylonitisation - et l'homogénéisation des caractères qu'elle entraîne - rend difficile la précision exacte de matériel originel. Certains des caractères microscopiques relevés indiquent - pour une partie au moins du matériel - une origine magmatique. L'origine sédimentaire d'une seconde partie nous apparaît avec moins d'évidence. Nous ne pouvons cependant l'écarter.

II - LES GNEISS PORPHYROIDES

1) SITUATION ET LIMITES

Un enrichissement progressif en éléments figurés feldspathiques de plus en plus grossiers paraît conduire des mylonites aux gneiss porphyroïdes situés immédiatement au Nord.

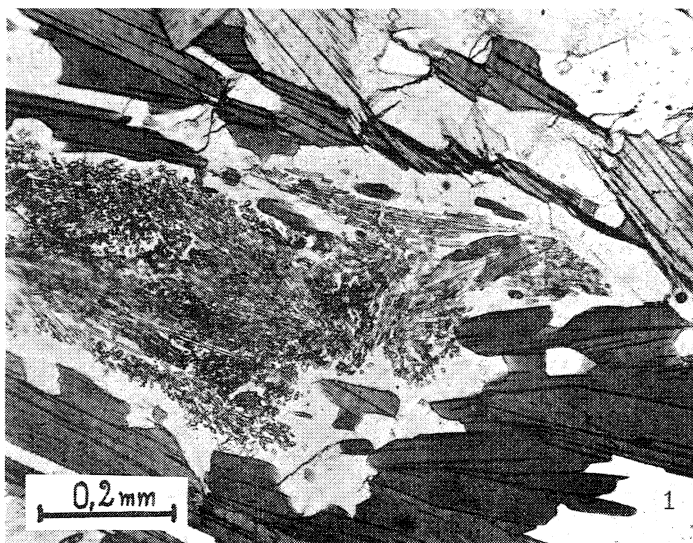


fig. 1 : Morbihannite (butte de Clidan)
la sillimanite est englobée par de la cordiérite,
elle-même bordée de lamelles de biotite.

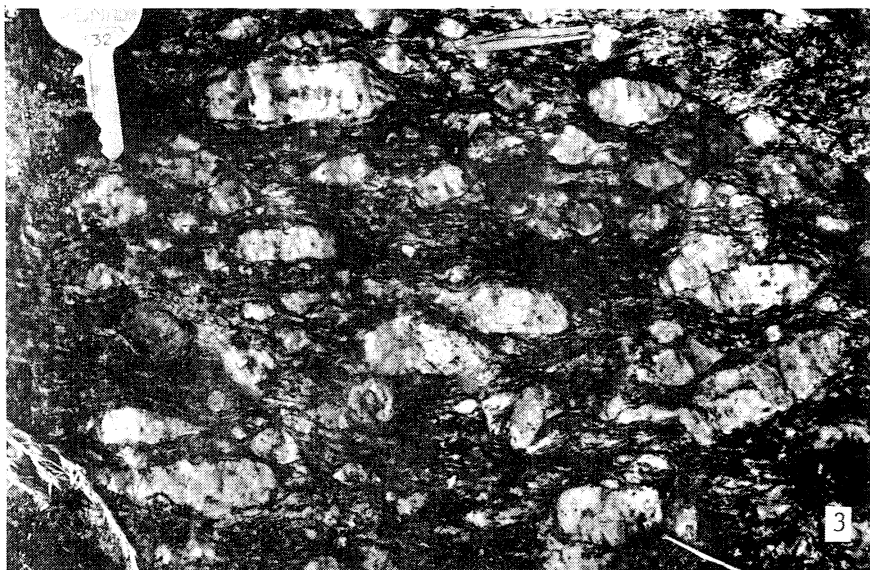


fig. 3 : Gneiss porphyroïdes (Kerrous des Bois)
phénocristaux de microcline dans une trame orientée

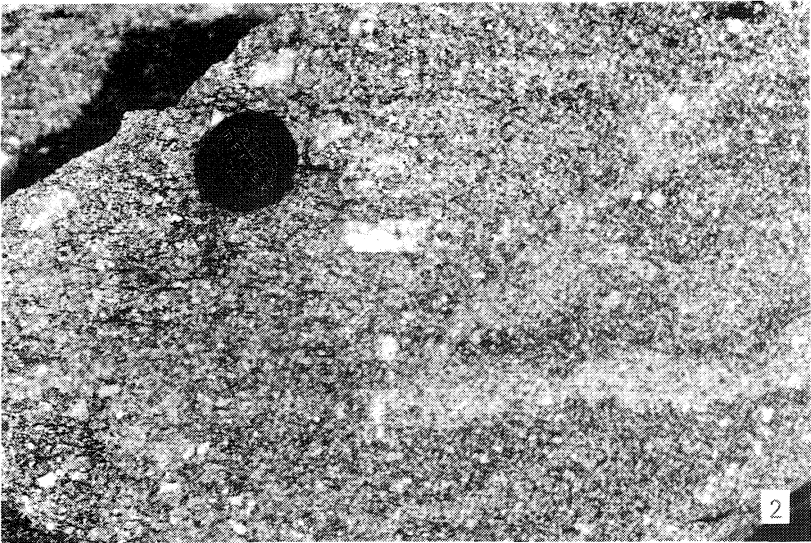


fig. 2 : Granite orienté sombre (carrière de Marzan)
allure anatectique de la roche

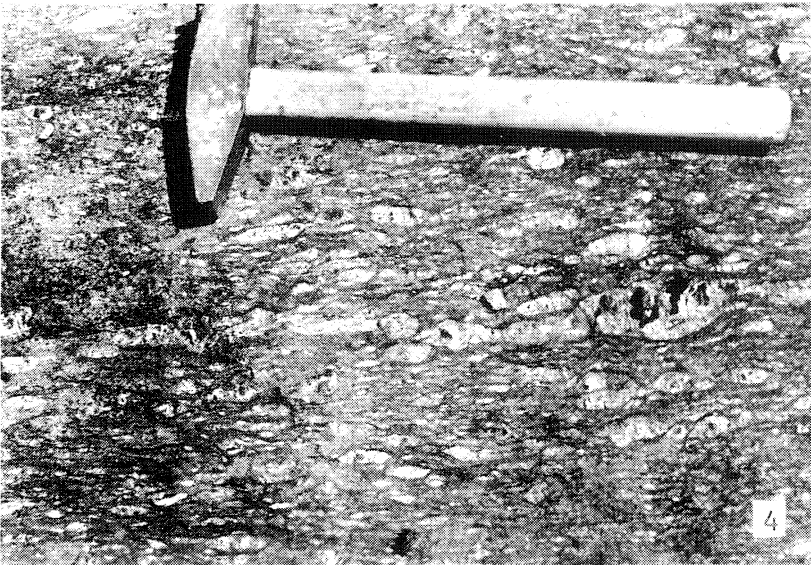


fig. 4 : Gneiss porphyroïdes (Kergerbé) l'étirement
est plus marqué que sur la figure précédente.

Ceux-ci se présentent, le long de la route qui quitte Marzan vers le Nord en grands panneaux subverticaux, de direction N 85°. Leur largeur à l'affleurement est d'environ 1 500 mètres, la masse porphyroïde est ici séparée en deux parties par une zone gneissique fine (Fescal). Au niveau de la Vilaine leur direction passe à N 120°. Ils conservent cette nouvelle orientation jusqu'à Missillac (limite de l'étude) où leur largeur à l'affleurement ne paraît pas excéder 300 à 400 mètres. Sur la côte de Kergerbé ces gneiss porphyroïdes admettent en leur sein des septa gneissiques fines d'allure cornée, identiques aux gneiss que nous trouvons plus au Nord (Kerubeau, Kergrisais). Ces gneiss étant eux-mêmes injectés d'un matériel granitique à pegmatitique orienté semblable à celui rencontré à l'intérieur de la masse des gneiss porphyroïdes.

2) DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

Le faciès général est celui d'un gneiss ocellé à éléments feldspathiques monocristallins de plusieurs centimètres de long (pl. IV, fig. 3 et 4). Ces yeux de feldspaths sont disposés préférentiellement dans le plan de foliation de la roche. Leur abondance est parfois telle que l'on a alors des faciès pegmatitiques orientés. Ils sont elliptiques à subelliptiques et leur grand axe tend à se conformer à la linéation portée par le plan de foliation. Vus perpendiculairement à cette même foliation la mâcle de Carlsbad qui les affecte apparaît toujours avec évidence ainsi que parfois la séparation de deux éléments ayant originellement appartenu au même cristal (fig. 17).

La matrice est formée de files flexueuses de phyllites alternant avec des zones quartzo-feldspathiques discontinues épaisses de 1 à 2 mm et longues de quelques centimètres (fig. 18). Ces caractères macroscopiques sont schématisés sur la figure 19. Lorsque les éléments figurés n'apparaissent pas avec netteté, la roche peut lorsque le grain est moyen posséder un aspect d'orthogneiss. Les faciès pegmatoïdes orientés y sont également abondants.

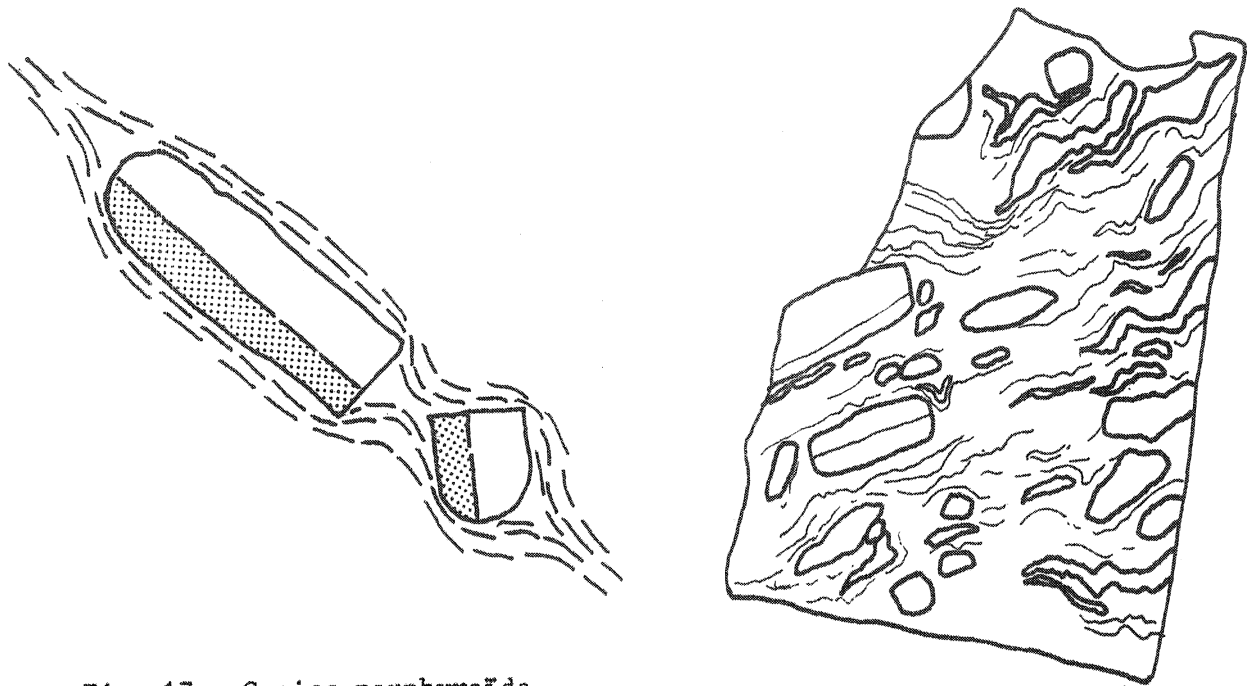


Fig. 17 : Gneiss porphyroïde
phénocrystal de microcline
actuellement séparé en deux
éléments étroitement moulés
par la foliation

Fig. 18 : Gneiss porphyroïde
section perpendiculaire à la
linéation (d'après section
polie)

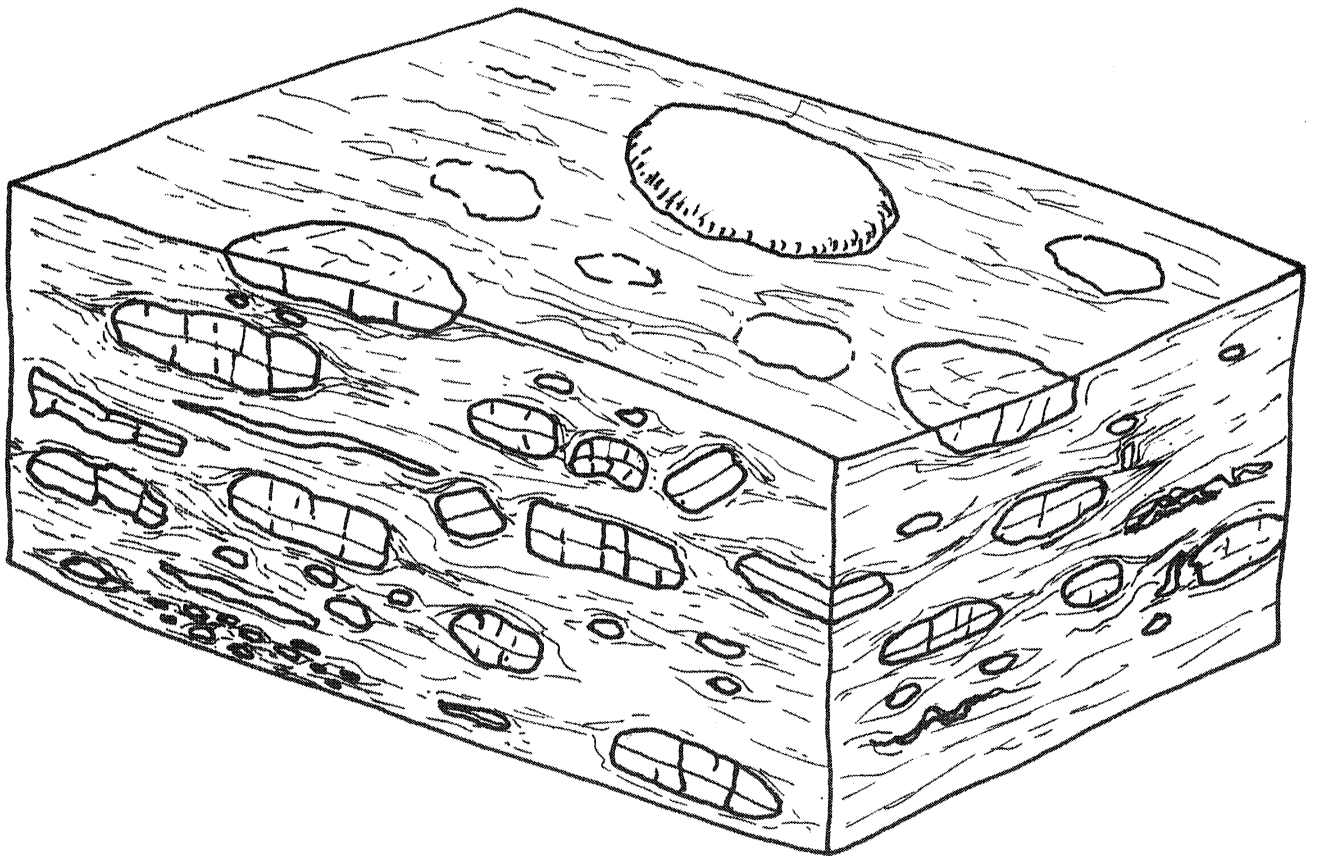


Fig. 19 : Gneiss porphyroïde
bloc schématique des caractères macroscopiques

3) DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

Les phénocristaux sont contournés et moulés étroitement par la foliation métamorphique. Il s'agit dans la majorité des cas de microcline quadrillé, mâclé Carlsbad (fig. 20). Ces cristaux de microcline sont généralement bordés par une couronne de petits plagioclases qui sont actuellement le siège d'une importante myrmékitisation. Les exsolutions perthitiques y sont abondantes et se présentent en petites tâches ou veinules mâclées selon la loi de l'albite. Les cassures transverses à ces cristaux de microcline sont resoudées par du quartz ou par une association de quartz et de petits cristaux de plagioclase. On doit noter au sein de ces feldspaths potassiques de cristaux de quartz (en globules), de plagioclase (à couronne de décalcification), de biotite et de muscovite. La disposition de ces inclusions est souvent quelconque; dans certains cas on peut cependant noter (surtout au niveau des plagioclases) une tendance à se disposer selon des plans parallèles au plan de la mâcle de Carlsbad.

Le plagioclase peut également se présenter sous forme d'éléments figurés de taille moindre que celle des microclines. Il est également plus trapu et arrondi. Il est généralement mâclé Carlsbad ou Carlsbad-albite, il peut enclaver des cristaux de biotite, de muscovite et de quartz (fig. 21). A l'intérieur on peut noter la présence constante de zones altérées aux limites assez nettes.

Le quartz n'est jamais apparu avec évidence sous forme d'éléments figurés; quelques cristaux de taille (2 à 3 mm) supérieure à celle de la matrice peuvent cependant être signalés.

La matrice : sa texture est granolépidoblastique, le grain en est très variable, entre 0,1 et 0,5 mm, parfois moins. Le feldspath potassique y est assez rare. Le plagioclase se présente généralement en cristaux automorphes et trapus mâclés albite, ils peuvent parfois être zonés. Ce zonage nous est apparu répété dans quelques cristaux.

Le quartz forme souvent des lanières polycristallines qui soulignent la foliation cataclastique. Celle-ci se manifeste généralement par l'existence de plans contournés marqués par une orientation très nette des minéraux (surtout quartz, biotite et muscovite) et un grain plus faible que dans la matrice (50 μ environ). Cette foliation moule étroitement les phénocristaux; on peut même parfois assister à la granulation de leur périphérie.

Une recristallisation post-cataclastique se manifeste surtout au niveau des anciens plans de cataclase où biotite, muscovite et quartz s'imbriquent très étroitement mais également au niveau de petits plis millimétriques déformant la foliation où la biotite et la muscovite dessine des arcs polygonaux.

Le zircon est souvent automorphe en individus quadrangulaires ou bipyramidés. Quelques cristaux de tourmaline, éclatés et resoudés par du quartz ont été reconnus. L'apatite est abondante, toujours éclatée.

4) CONCLUSIONS

Les caractères, tant de terrain (intrusion dans une série gneissique, enclaves gneissiques) que microscopiques (microcline à inclusions orientées, plagioclase zonés, zircon automorphes...), indiquent pour cette formation une origine magmatique. Il s'agit en l'occurrence d'un matériel granodioritique à biotite et muscovite.

La mise en place de ce matériel est antérieure à une phase de mylonitisation, elle-même accompagnée et/ou suivie d'une recristallisation (blastomylonitisation).

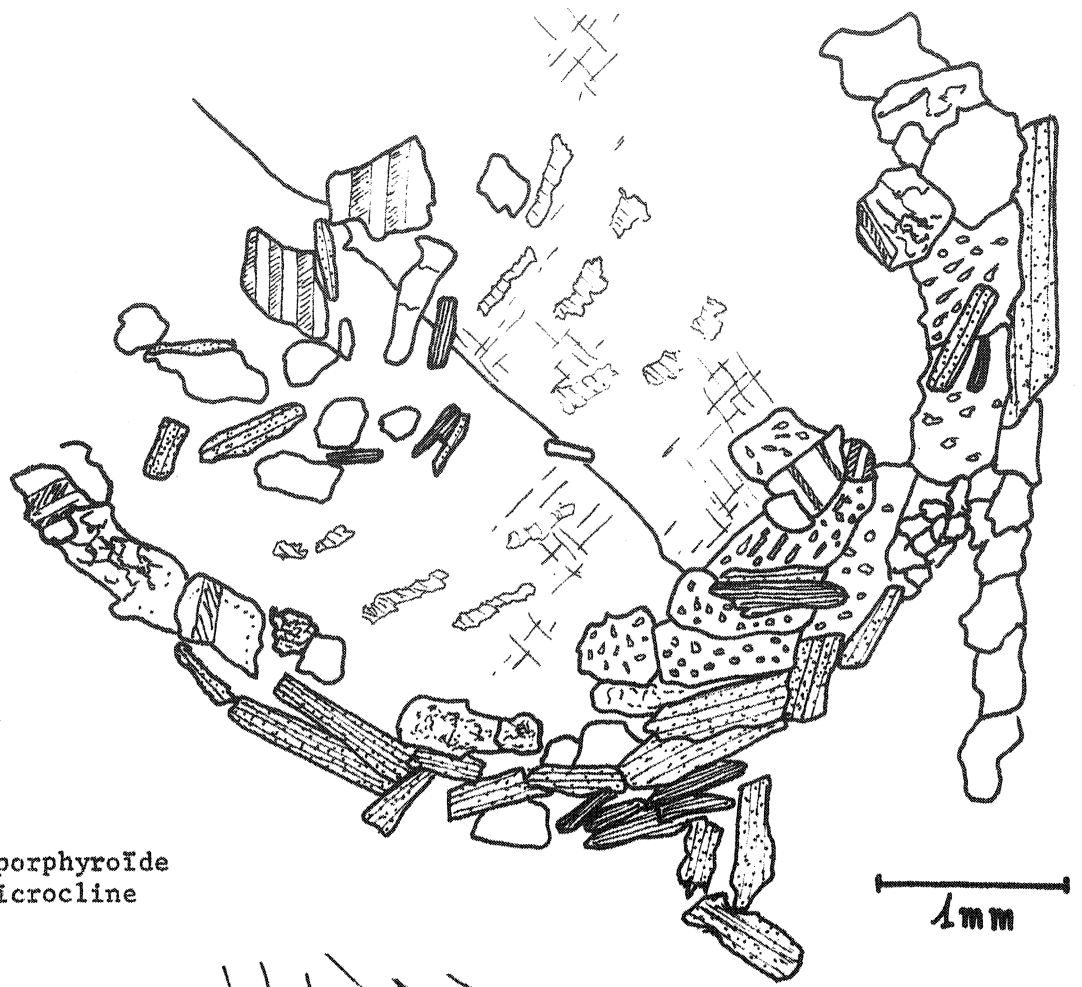


Fig. 20 : Gneiss porphyroïde
phénocrystal de microcline

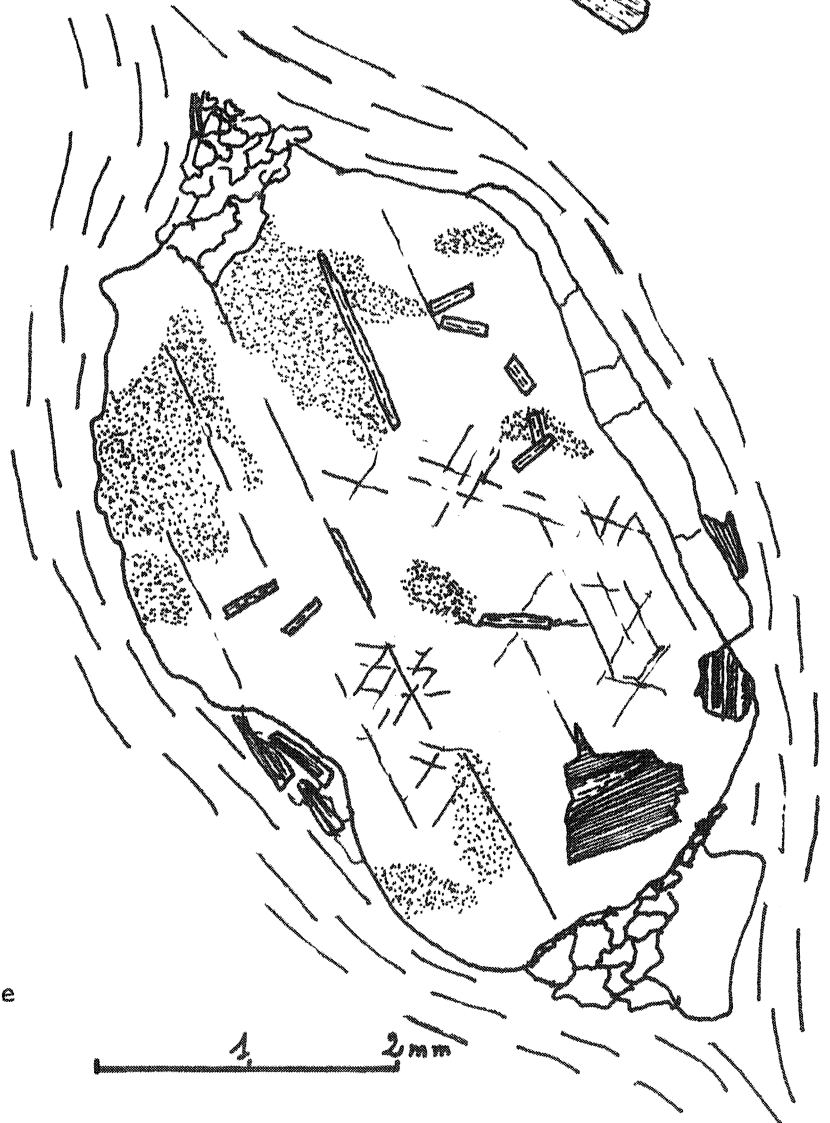


Fig. 21 : Gneiss porphyroïde
phénocrystal de plagioclase

III - LES GNEISS FINS

1) SITUATION ET LIMITES

Cette formation affleure particulièrement bien le long de la Vilaine tant sur la rive gauche au niveau de Port-es-Gerbes que sur la rive droite depuis le Sud de Kerubeau jusqu'à Kerpé au Nord. Un niveau de roches basiques s'y trouve intercalé. Ils sont pénétrés, surtout dans leur partie Sud, par des lames, d'épaisseur variable, d'un matériel clair se rapportant aux "gneiss porphyroïdes".

Le contact au Nord avec les pencil-gneiss du Château n'est pas directement visible. Vers le Sud-Est, ces gneiss fins, et les pencil-gneiss, disparaissent sur le flanc nord des gneiss porphyroïdes, tandis que les roches basiques apparaissent au coeur des gneiss porphyroïdes (Mérou, Branru). Ce qui a pour conséquence d'amener les micaschistes à minéraux en contact direct avec les gneiss porphyroïdes au niveau de Missillac.

2) CARACTERES MACROSCOPIQUES

La roche possède en échantillon un grain très fin et une allure cornée. Sa couleur est généralement sombre. On peut noter l'alternance lithologique de niveaux plus schisteux et de niveaux plus quartzeux et ceci à échelle décimétrique. Ce débit, auquel se parallélise la foliation métamorphique, possède une direction N 120° et est généralement subvertical. Sur le plan de foliation la linéation plonge de 20 à 30° vers le Sud-Est. Le matériel granito-pegmatoïde est très orienté selon ce même plan. Une linéation minérale de mêmes composantes géométriques que dans les gneiss fins y est également visible. Près de Kerpé, un groupe d'affleurements nous livre des faciès micaschisteux riches en phyllites dans lesquels de petits plis, soulignés par des filets blanchâtres, de taille centimétriques déforment la foliation.

Le faciès général

La texture est granoblastique, le grain de 0,2 à 0,3 mm. La foliation est bien marquée au niveau de tous les minéraux qui sont étroitement imbriqués. Il s'agit de :

biotite : en petites lamelles aux clivages non tordus.

plagioclase (An_{10-15}) : xénomorphe et généralement non mâclé, il est peu abondant 20 à 30 % au maximum.

quartz : minéral le plus abondant, il est bien cristallisé.

muscovite : quelques rares lamelles se disposant dans la foliation.

tourmaline : quelques cristaux automorphes.

zircon : en globules arrondis.

le faciès à amphiboles

La foliation y apparaît avec moins de netteté, le grain est plus important (0,5 à 0,7 mm). En plus des minéraux précédemment cités (parmi lesquels le plagioclase est généralement bien mâclé albite ou albite-péricline), on peut noter la présence de nombreuses hornblendes vertes de grande taille (1 mm environ), parfois mâclées, qui sont actuellement éclatées et tordues.

Les micaschistes de Kerpé

La texture est lépido à granolépidoblastique.

La biotite et la muscovite se présentent en belles lamelles de la taille du millimètre. Ces deux minéraux forment la majeure partie de la roche; au coeur de presque toutes les plages de muscovite, on note la présence de nombreuses fibres de sillimanite prismatique (fig. 23). Au niveau des charnières des petits plis, la biotite et la muscovite sont légèrement tordues ou recristallisent en arcs polygonaux.

Le quartz forme, avec quelques petits plagioclases ($An_{15} - 18$) globuleux et d'apparence blastique, les filets clairs.

La tourmaline se présente en petits individus automorphes, de même que l'apatite.

Les faciès intrusifs

Quelques phénocristaux de microcline et de plagioclase (surtout) possédant les mêmes caractères microscopiques que dans les gneiss porphyroïdes sont encore visibles malgré l'intense tectonisation qui a affecté la roche. La cataclase tend à être plus ou moins effacée derrière la recristallisation.

La matrice est à grain fin, elle est composée de quartz, microcline, plagioclase, muscovite et biotite (rare et chloritisée). Quelques cristaux de grenat, sans inclusion, sont actuellement éclatés, dispersés et resoudés par un assemblage de quartz, de muscovite et de chlorite. La tourmaline est également éclatée.

IV - LES ROCHES BASIQUES

Charles BARROIS cartographiait à la fin du siècle dernier (feuille de St Nazaire au 1/80 000e, 1897) une bande de roches basiques - appelées par lui éclogites - entre Fescal-Coff (près de Péaule) et Branru (à l'Est de Nivillac).

La jonction semblait se faire avec les roches basiques du Nord de Nantes par l'intermédiaire des affleurements aujourd'hui introuvables de Kerrous-des-bois et du Château de la Brettesche.

1) SITUATION ET LIMITES

Le niveau basique principal est au bord de la Vilaine, concordant à l'intérieur des gneiss fins. En raison de la disparition de ceux-ci vers le Sud-Est au flanc nord des gneiss

porphyroïdes, il se retrouve à Méro et Branru inclus au sein de ces mêmes gneiss porphyroïdes. Son épaisseur est difficilement appréciable : quelques mètres au bord de la Vilaine, quelques dizaines de mètres à Méro ?

Trois nouveaux affleurements ont pu être mis en évidence en dehors de cette bande. Le premier à l'Est de Ténuriën (Nord de Marzan) est composé d'une amphibolite à gros grain; le second, à l'Ouest de Kerrous - Port-es-Gerbes (Nord de Nivillac) montre une amphibolite litée à grenats; le troisième enfin au Sud de Bézidan (Nord-Est de Nivillac) est constitué d'une amphibolite litée fine. Les deux premiers affleurements sont situés au sein des gneiss porphyroïdes; le troisième dans les micaschistes à minéraux.

2) CARACTERES MACROSCOPIQUES

Trois types principaux peuvent être distingués macroscopiquement :

- des pyroxéno-amphibolites : association intime de zones pyroxéniques (vert clair) et amphiboliques (vert foncé) allongées selon la foliation.

- des amphibolites plagioclasiques litées : les amphiboles sont disposées de façon quelconque dans la foliation et séparées ou englobées par des files discontinues de plagioclases.

- des amphibolites à grenats : de petits grenats (1 à 5 mm) entourés d'une auréole claire baignent dans une matrice amphibolique peu orientée.

3) DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

a) Les pyroxéno-amphibolites

Une paragenèse ancienne constituée de clinopyroxène (diopside) et de grands plagioclases altérés et indéterminables - ces deux minéraux atteignant 3 à 5 mm - laisse place à une nouvelle paragenèse à amphibole (hornblende verte) en petits cristaux automorphes de 0,5 à 1 mm, qu'accompagnent de petits plagioclases

(oligoclase - andésine $An_{30 - 35}$) de taille identique; la hornblende se disposant dans le plan de foliation. Le sphène et la clinozoïsite sont abondants; le quartz existe en petites quantités.

b) Les amphibolites plagioclasiques litées

La texture est grano-nématoblastique. Les amphiboles (hornblende - actinote) de 5 à 6 mm de long soulignent la foliation. Il subsiste dans la roche des fantômes de pyroxènes représentés par des amas de petits globules de 30 à 60 μ . Le plagioclase ($An_{45 - 55}$) non mâclé, mâclé albite ou albite-péricline, est de taille submillimétrique, subautomorphe et associé à des grains de quartz. La clinozoïsite (granulaire), le sphène (plus automorphe), ainsi que les minéraux opaques sont relativement abondants.

c) Les amphibolites à grenats

La texture est grano à granonématoblastique. La hornblende est fraîche, automorphe, généralement en petits cristaux de 0,5 à 1 mm dessinant parfois une foliation grossière. Elle est intimement liée à de petits plagioclases (0,1 à 0,2 mm) subautomorphes non mâclés ou mâclés albite et à du quartz en cristaux xénomorphes de taille identique. Les grenats apparaissent résiduels, fréquemment chargés d'inclusions sigmoïdes d'épidote et de minéraux opaques; ils présentent toujours une auréole constituée principalement de plagioclase, de quartz ainsi que parfois de hornblende et de sphène (fig. 22), leur ancienne présence n'est parfois signalée que par l'existence de noyaux clairs au sein de la matrice amphibolique. Cette dernière a tendance à se mouler sur l'auréole des anciens grenats ou même à franchement sectionner l'ensemble auréole - grenat. La pistachite, la zoïsite - clinozoïsite, le sphène et les minéraux opaques sont fréquents.

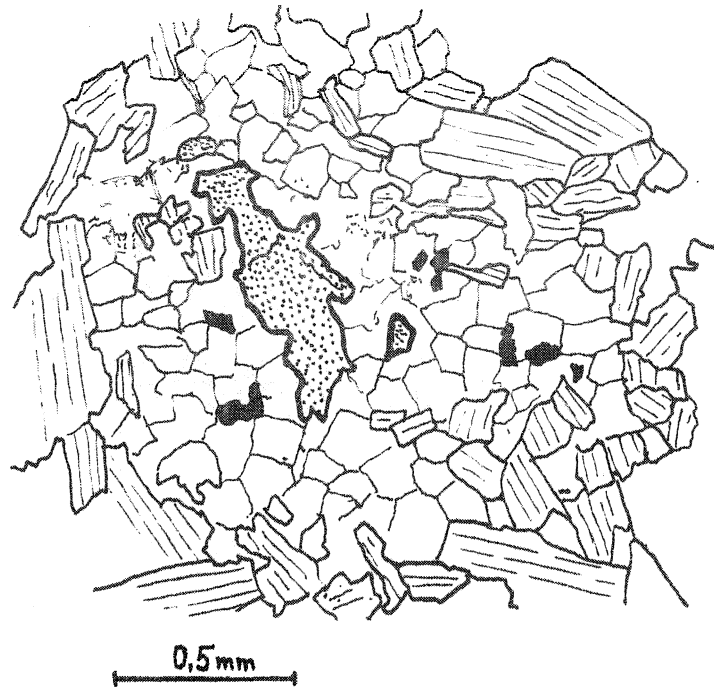


Fig. 22 : Amphibolites à grenats
un grenat résiduel est entouré d'une
auréole de petits plagioclases

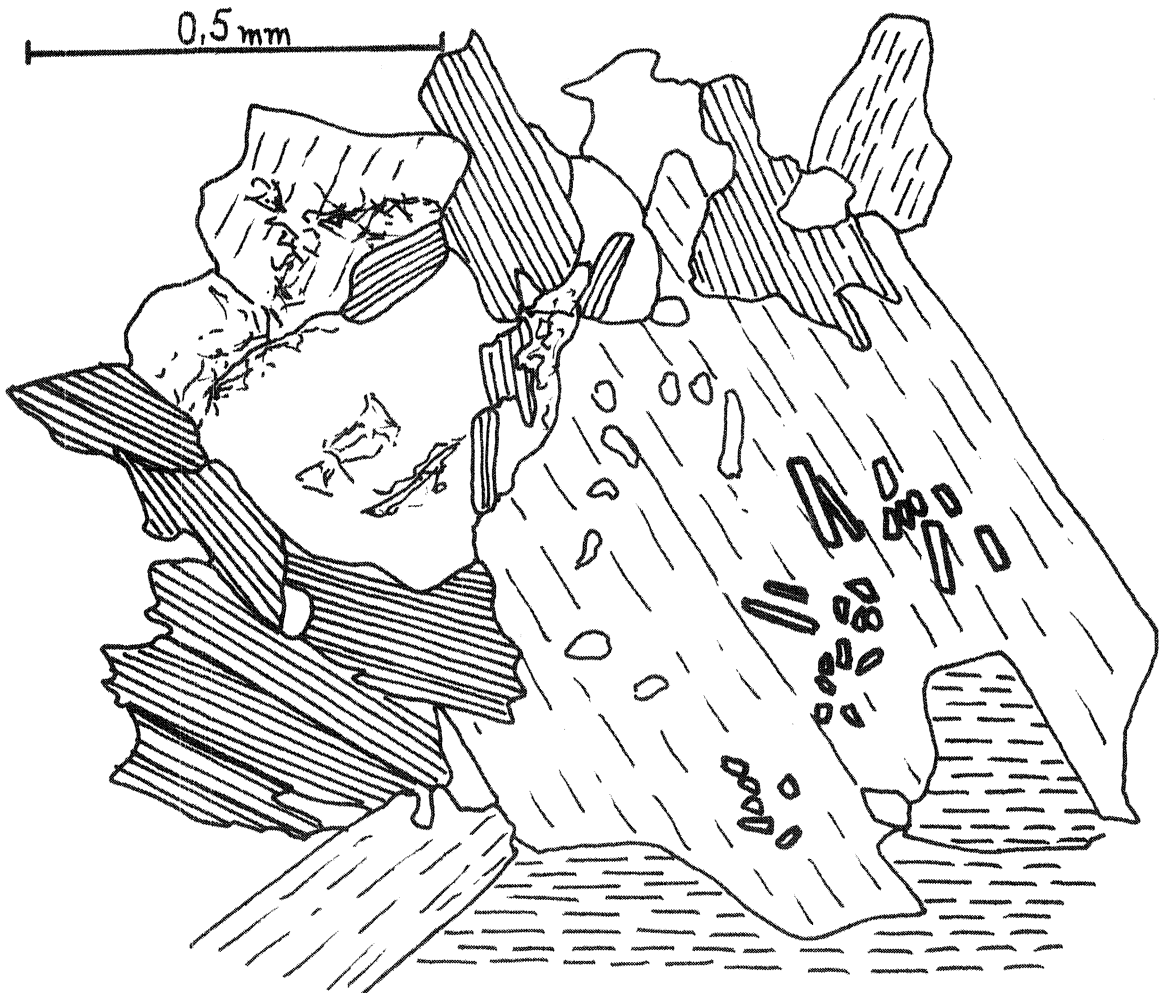


Fig. 23 : Micaschistes de Kerpé
de petits prismes de sillimanite sont
enclavés dans un cristal de muscovite

V - LES PENCIL-GNEISS DU CHATEAU

Au niveau du hameau du Château (rive droite à l'Est de Péaule) s'observe un faciès gneissique très particulier dans lequel aucun élément planaire n'existe (ou très mal) et qui évoque un paquet de crayons, correspondant à la définition anglo-saxonne de pencil-gneiss - la linéation ainsi définie est de direction N 120-125° et plonge d'une vingtaine de degrés vers le Nord-Ouest - l'affleurement ne se rencontre que sur une centaine de mètres de côte.

Une lame mince taillée perpendiculairement à la linéation permet d'observer des paquets de biotite (accessoirement de muscovite) sans orientation définie. Ces paquets sont reliés entre eux par de minces filets constitués des mêmes minéraux. Ces filets dessinent des cloisons autour de zones quartzo-feldspathiques caractérisées par l'imbrication granoblastique (0,15 à 0,4 mm) de plagioclase (oligoclase), microcline et quartz.

VI - LES MICASCHISTES A MINERAUX

1) SITUATION ET LIMITES

Ch. BARROIS distinguait en 1897 (feuille au 1/80 000 de St Nazaire) deux groupes de terrains que séparait au niveau de la Vilaine la lame granitique de Foleux.

Au Sud, ce qu'il appelait les schistes micacés, micaschistes et micaschistes feldspathiques; au Nord, des roches qu'il groupait sous le terme de phyllades de St Lô*. Vers l'Est ces deux types de formations sont représentés en contact direct.

L'étude de ces formations est rendue difficile par la discontinuité et la mauvaise qualité des affleurements.

* Dans la deuxième édition (1949, par le même auteur) ces phyllades de St Lô recevront le nom de schistes et grauwackes de Lamballe, et un âge briovérien leur sera attribué.

2) ASPECTS MACROSCOPIQUES

Ceux-ci sont très variés.

Il peut s'agir dans certains cas (surtout vers le Sud) d'un micaschiste bien cristallisé dans lequel les phyllites sont visibles à l'oeil nu.

Lorsqu'on se déplace vers le Nord on passe à des schistes satinés à aspect soyeux, de teinte gris de fer, à nombreux filonnets quartzeux.

Dans les deux cas le débit de la roche peut se faire selon des surfaces très déformées par des plissements ou boursofflées par des minéraux surtout visibles en section (parmi ces minéraux, certains de forme quadrangulaire présentent des inclusions disposées en forme de croix : chiastolite ?).

3) DESCRIPTION MICROSCOPIQUES

a) Les micaschistes à minéraux

La texture est lépidoblastique. La plus grande partie de la roche est formée par une phyllite claire (dont les teintes de polarisation sont peu vives) et d'une chlorite (provenant de l'altération d'anciennes biotites qui peuvent persister). La disposition de ces deux minéraux est souvent assez quelconque et tourbillonnaire. Le quartz peut former de petits filonnets plissés de façon désordonnée. Dans la roche subsistent de grands résidus souvent éclatés (de la taille du demi-centimètre) de staurotide, andalousite et grenat. La périphérie de tous ces minéraux est le siège d'une altération très poussée. Les produits opaques et les oxydes sont très abondants. Sur un échantillon un feutrage blanc évoquait de la sillimanite, l'étude microscopique n'a pas permis de confirmer cette diagnose.

b) Les schistes séricito-chloriteux

La texture est lépidoblastique.

Une schistosité ancienne bien marquée par une chlorite et une phyllite claire se trouve actuellement déformée par de petits plis en chevrons souvent très serrés et déterminant une nouvelle schistosité de fracture.

Dans les petits filets quartzeux déformés par les plis en chevrons le quartz se dispose parallèlement au plan de ces chevrons.

Quelques résidus d'andalousite ont pu être distingués au milieu de leur couronne d'altération, parfois seul le fantôme d'un ancien cristal subsiste.

VII - LE PALEOZOIQUE

Il n'a fait l'objet que d'une reconnaissance sommaire complétée par des indications aimablement communiquées par J.J. CHAUVEL.

1) SITUATION ET DESCRIPTIONS MACROSCOPIQUES

A l'Est de la région étudiée, la faille Blain - Nort met en contact les séries cristallophylliennes de la nappe de Champ-toceaux (recouvertes en discordance par les séries paléozoïques du Synclinal d'Ancenis) avec le Paléozoïque du synclinorium de St Georges-sur-Loire. La prolongation de cette faille permet l'apparition dans la partie Nord-Est de la zone étudiée d'un coin de Paléozoïque dénommé par Ch. BARROIS "quartzite du Pas-des-biches" (γS_1) et qui dériverait du métamorphisme des grès armoricains (S_1). Au niveau du bois de la Couarde il est effectivement possible d'échantillonner un quartzite grisâtre.

Sur la rive gauche de la Vilaine (région de Bovenant et du Val) on distingue au dessus d'un quartzite sériciteux blanchâtre assez bien feuilleté une série schisteuse assez sombre et de débit facile et dans laquelle les traces de faune (pistes, débris d'animaux) sont nombreuses. Il s'agirait des schistes à Calymènes.

2) ETUDE MICROSCOPIQUE

Les quartzites

Le grain est toujours très fin (de 0,05 à 0,1 mm). Les grains de quartz sont intimement imbriqués avec une petite phyllite incolore (séricite). A la Couarde, le grain est plus important et de la muscovite peut être observée.

Les schistes

Leur grain est très fin, 10 à 20 μ environ, la schistosité est bien marquée au niveau de tous les minéraux (chlorite - illite ? - quartz). Quelques petites tourmalines automorphes sont sécantes sur cette schistosité.

VIII - CONCLUSIONS PETROGRAPHIQUES

L'étude pétrographique de ces schistes cristallins permet d'y définir - du moins dans une partie d'entre eux - la superposition de deux événements pétrographiques majeurs. Deux formations le montrent avec une certaine évidence; ce sont les roches basiques et les micaschistes à minéraux.

1) LE METAMORPHISME INITIAL

Dans les roches basiques il est caractérisé par l'association grenat - clinopyroxène - plagioclase (An ?) ou clinopyroxène - plagioclase.

Dans les micaschistes à minéraux, on peut noter l'association biotite - muscovite - andalousite - staurotide (- grenat).

La sillimanite que nous retrouvons en reliques à l'intérieur des muscovites dans les micaschistes de Kerpé pourrait également être un des termes de cette paragenèse.

L'apparition de la staurotide a été étudiée expérimentalement par HOSCHEK (1969) selon la réaction :
chlorite + muscovite \rightleftharpoons staurotide + biotite + quartz + vapeur
Cette réaction se produit à $540 \pm 15^\circ\text{C}$ pour 4 kb et à $565 \pm 1^\circ\text{C}$ pour 7 kb.

L'association de cette staurotide avec l'andalousite semble indiquer une pression totale inférieure à 6 kb.

2) LES PHENOMENES RETROMORPHIQUES

Ils se manifestent au sein des roches basiques par la déstabilisation du grenat et par le remplacement du clinopyroxène par de la hornblende; les anciens plagioclases sont profondément altérés et on assiste à la recristallisation de nouveaux plagioclases (labrador, andésine).

Les micaschistes à minéraux sont marqués quant à eux par la déstabilisation de la staurotide, de l'andalousite ainsi que du grenat. Un gradient de métamorphisme décroissant existe entre le Sud où l'association biotite - muscovite reste stable et le Nord où seule est apparue l'association chlorite - muscovite.

3) LA MISE EN PLACE DES "GNEISS PORPHYROÏDES"

Ces gneiss porphyroïdes qui sont, nous l'avons vu précédemment, d'origine magmatique présentent une belle orientation planaire qui peut aller jusqu'à la présence de plans de cataclase.

Il est possible que cette orientation ait été acquise au cours d'une mise en place sous contrainte (structure de flux) et que ce caractère ait été renforcé par les mouvements postérieurs. Une recristallisation post-cataclastique se manifeste en particulier au niveau de la biotite et de la muscovite.

Nous proposons donc de situer la mise en place de cette formation postérieurement au métamorphisme initial mais antérieurement aux phénomènes rétro-morphiques.

4) LE PALEOZOÏQUE

Il nous est apparu monométamorphique et le métamorphisme qui l'affecte est très modéré (épizonal à chlorite - séricite).

Chapitre IV

CONCLUSIONS PETROGRAPHIQUES GENERALES

Elles ne peuvent être émises qu'en se fondant sur le postulat suivant : en dépit de l'importance de l'accident de la Zone broyée sud-armoricaine les domaines méridionaux et septentrionaux appartiennent à un ensemble évolutif unique.

Même dans ce cas les corrélations demeurent difficiles entre deux domaines aussi fondamentalement différents et présentent une grande part d'hypothèse. Elles se trouvent résumées sur le tableau I.

a) Nous proposons en particulier de paralléliser les métamorphismes I rencontrés au Nord et au Sud et qui peuvent être schématisés de la façon suivante :

au Sud, au sein du groupe granito-gneissique, les gneiss kinzigitiques présentent une paragenèse ancienne à biotite - sillimanite et grenat,

au Nord les micaschistes à minéraux présentent des reliques de l'association andalousite - staurotide - grenat - biotite - muscovite.

En se basant sur les champs paragénétiques délimités par les courbes expérimentales obtenues par différents auteurs (fig. 24), les deux paragenèses précédemment décrites paraissent appartenir à une même lignée métamorphique de type basse pression - pression intermédiaire.

		METAMORPHISME I	METAMORPHISME II	Développement de la Zone broyée
Sud	Groupe d'Arzal	Sillimanite + biotite (+ grenat)	Sillimanite + biotite injections granitiques → orthogneiss à sillimanite	Anatexie Extrusion des granites à 2 micas de Ferel et Herbignac
	Groupe granitogneissique	Diopside + chondrodite + calcite + labrador + spinelle Biotite + sillimanite + grenat	ouralitisation du diopside + grenat + dipyre + microcline Biotite + sillimanite + cordiérite	
Nord	Micaschistes à minéraux	Staurotide + andalousite (+ grenat) + biotite + muscovite	Mise en place des "gnéiss porphyroïdes" Biotite + muscovite Chlorite + muscovite	Mise en place des feuillets leucogranitiques
	Roches basiques	Diopside + grenat + plagioclase	Hornblende + andésine - labrador	
	Paléozoïque		Séricite + chlorite	

Tableau I

b) Le métamorphisme II est bien défini au Sud, il est marqué par une anatexie partielle et la nouvelle paragenèse que l'on rencontre dans les gneiss kinzigitiques est à sillimanite, cordiérite et biotite, et caractérisé un métamorphisme de type basse pression (fig. 24). Postérieurement à ce second événement le complexe de l'Anticlinal de Cornouaille se trouve cisailé sur son flanc nord par le développement de la Zone broyée sud-armoricaine; on assiste alors à une blastomylonitisation caractérisée par l'association biotite-muscovite.

Au Nord les associations minérales rencontrées (à biotite - muscovite, chlorite - muscovite et hornblende - labrador) sont peu symptomatiques d'un type donné de métamorphisme, de plus, le développement de la Zone broyée - sensible à l'intérieur de tout ce domaine - et l'injection d'une grande variété de matériel intrusif rend délicate la séparation de ce qui peut appartenir en propre à ce métamorphisme II.

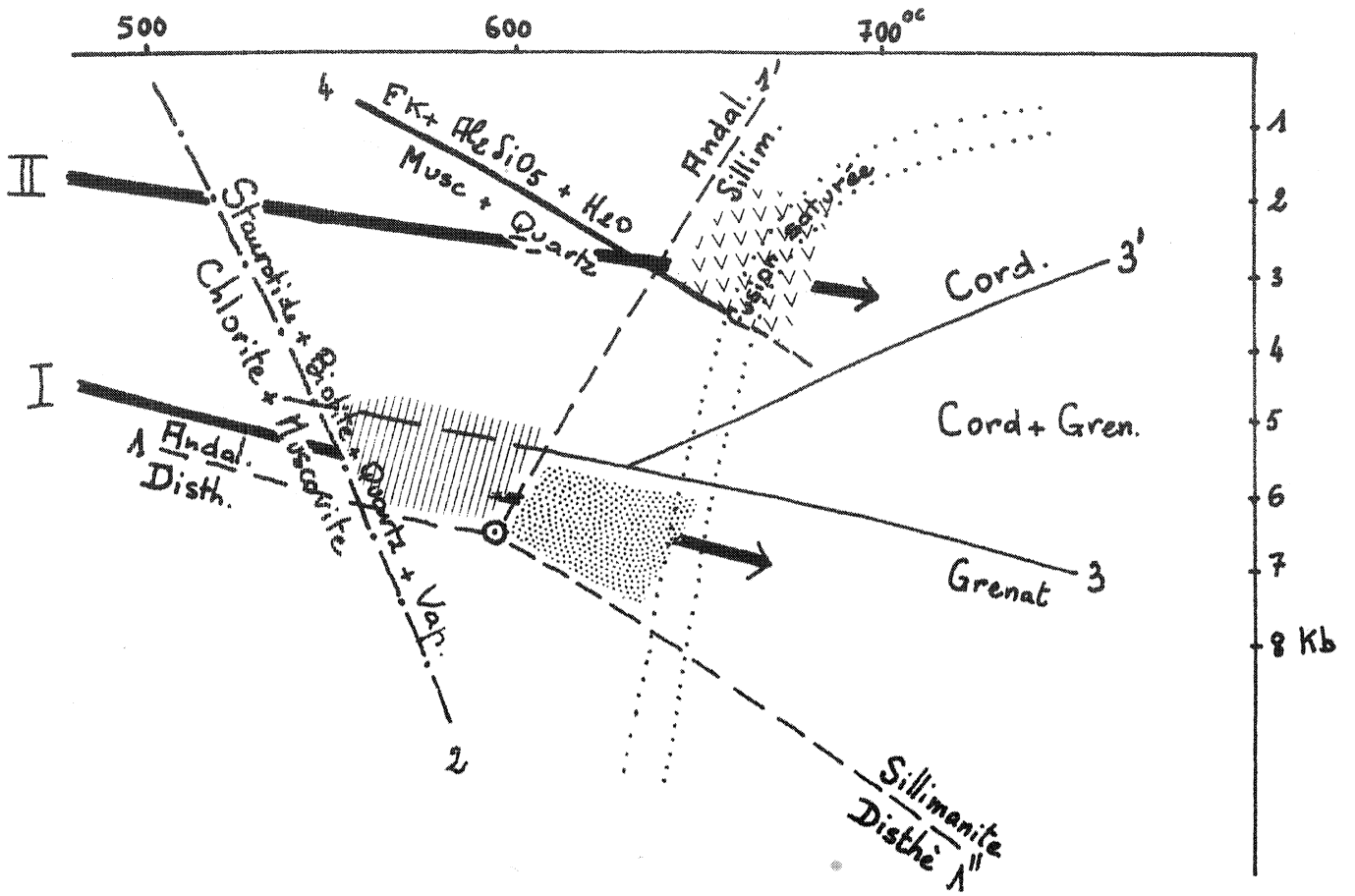


Fig. 24 : Champs P, T des deux métamorphismes

(1, 1', 1'') : Althaus (1967)

(2) : Hoschek (1969)

(3, 3') : Hirschberg et Winkler (1960)

(4) : Althaus et al. (1970)

Métamorphisme I : gneiss kinzigitiques (pointillé)
et micaschistes à minéraux (hachures)

Métamorphisme II : gneiss kinzigitique (tramé en V)

Deuxième Partie

ETUDE

STRUCTURALE

Chapitre I

INTRODUCTION

L'étude structurale se fera en trois grands chapitres qui reprennent les divisions utilisées pour l'étude pétrographique, à savoir :

- les schistes cristallins de l'Anticlinal de Cornouaille,
- la Zone broyée sud-armoricaine,
- les schistes cristallins septentrionaux.

I - BUT ET METHODES

Le but de cette étude est en premier lieu d'étudier les caractères propres à chaque déformation. La seconde phase consiste si possible à établir les relations mutuelles de ces mêmes déformations.

Les moyens mis en oeuvre l'ont été aux diverses échelles d'observation, qu'elles soient celles de la carte, de l'affleurement, de l'échantillon et en dernier lieu de la lame mince. Il a été pour cela fait appel aux ressources de la tectonique analytique, en particulier aux techniques de la projection stéréographique méridienne (sur canevas équiangle de Wulff, projection de l'hémisphère supérieure : PHILIPS, 1955, GROLIER, 1961). Toutes les mesures ont été effectuées et reportées à partir du Nord magnétique, au moment de l'étude la déclinaison était d'environ 6° vers l'Ouest.

II - QUELQUES DEFINITIONS

Afin de lever toute ambiguïté, il nous paraît utile avant d'aborder cette étude, de préciser le sens dans lequel sera utilisé chaque terme structural.

Le litage

"alternance répétée de minces couches de minéraux différents" (GROLIER et VIALON, 1964).

La foliation (ou foliation métamorphique)

"feuilletage d'une roche où une cristallisation de minéraux a eu lieu" (GROLIER et VIALON, opus cité), ceci implique une notion de plan structural.

la schistosité

Ce terme est employé ici avec un sens génétique tel qu'il est défini par J. GOGUEL (1945) : "débit d'une roche en feuillets parallèles à la direction de compression maximale".

la linéation

"toute structure composée d'éléments parallèles linéaires..., quelque soit l'origine de la roche et de la structure" (COLLOMB, 1970). Pour être significatif ce terme doit être suivi d'un qualificatif en précisant la nature (minérale, d'intersection, ...).

Cette liste n'est évidemment pas exhaustive.

Chapitre II

LES SCHISTES CRISTALLINS DE L'ANTICLINAL DE CORNOUAILLE
--

La déformation symmétamorphe E-W

Les roches originellement très différentes sur lesquelles s'est exercée cette déformation ont réagi de façon très variable aux contraintes. C'est pourquoi il nous a paru utile de préciser dans chaque formation les caractères de cette déformation.

I - LES GNEISS DU BROEL

1 - PLIS ISOCLINAUX COUCHES, LITAGE, FOLIATION ET SCHISTOSITE

Les plis isoclinaux résultant de cette déformation sont relativement rares et difficiles à distinguer en raison d'une part d'une assez grande homogénéité du matériel et surtout en raison de la surimposition sur cette série d'une remobilisation postérieure qui a en partie masqué certains caractères originels. Leur direction axiale est Est-Ouest. D'importance décimétrique à métrique, ils possèdent des flancs très allongés, des charnières aiguës à légèrement arrondies (Pl. VI, fig. 1) et leur plan axial est confondu avec la foliation métamorphique générale; cependant

dans certaines charnières la foliation apparaît sécante par rapport au litage. La foliation est donc une schistosité de plan axial pour ces plis. Ceci est confirmé par l'examen micrographique d'un pli centimétrique apparaissant avec netteté grâce à l'existence d'un lit riche en biotites. Les observations sont identiques à celles contenues sur la figure 26.

2 - LA LINEATION

Il s'agit d'une linéation de type minérale qui se manifeste sous forme d'un alignement préférentiel de pratiquement tous les minéraux constitutifs de la roche gneissique, plus particulièrement du quartz et de la sillimanite. Elle est bien définie sur les plans de foliation. Au niveau des plis isoclinaux couchés, la direction de cette linéation est confondue avec la direction des axes des plis.

3 - LES ROULEAUX (OU RODS) DE QUARTZ

Il s'agit d'éléments linéaires monominéraux, de section subelliptique à elliptique (le grand axe de l'ellipse étant parallèle au plan de foliation) qui se présentent fréquemment en relief dans la trame gneissique. Parfois ils se présentent comme les charnières de petits plis dont les flancs sont représentés par des filets quartzeux étirés (Pl. VI, fig. 2).

La linéation que ces rods déterminent est de même direction que celle des axes de plis ou de la linéation minérale.

4 - CONCLUSION

Ce faisceau d'observations nous a conduit à interpréter ces divers éléments structuraux (foliation - schistosité, plis isoclinaux, linéation minérale, rods) comme syngénétiques et dus à un plissement isoclinal couché. Les quelques rares observations effectuées sur les plis isoclinaux et sur les rods permettent de penser que le déversement s'est fait du Nord vers le Sud.

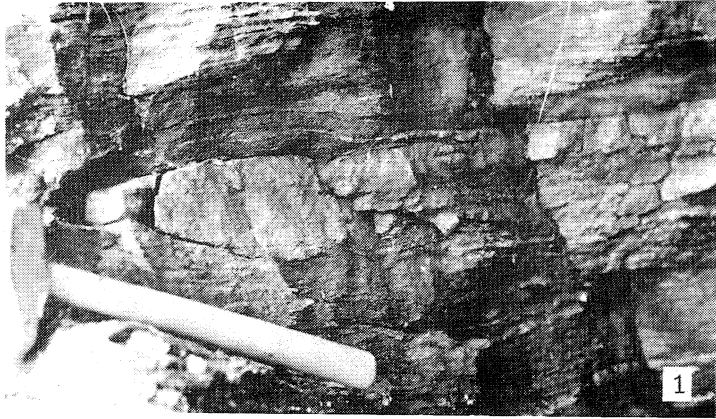


fig. 1 : Gneiss du Broël (côte du Broël)
pli isoclinal synschisteux de pre-
mière phase E-W

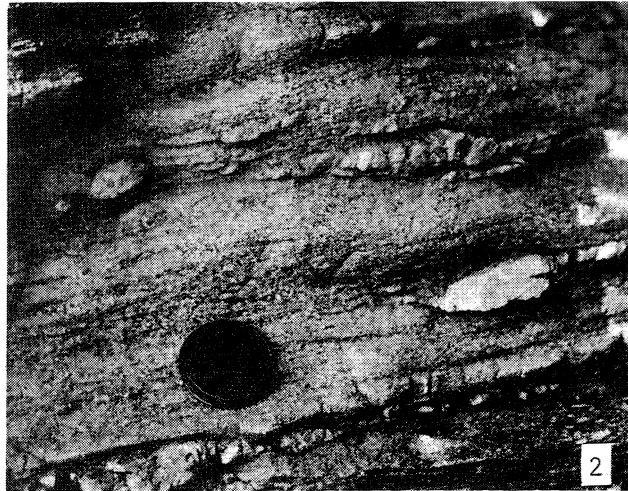


fig. 2 : Gneiss du Broël (côte du Broël)
rods de quartz

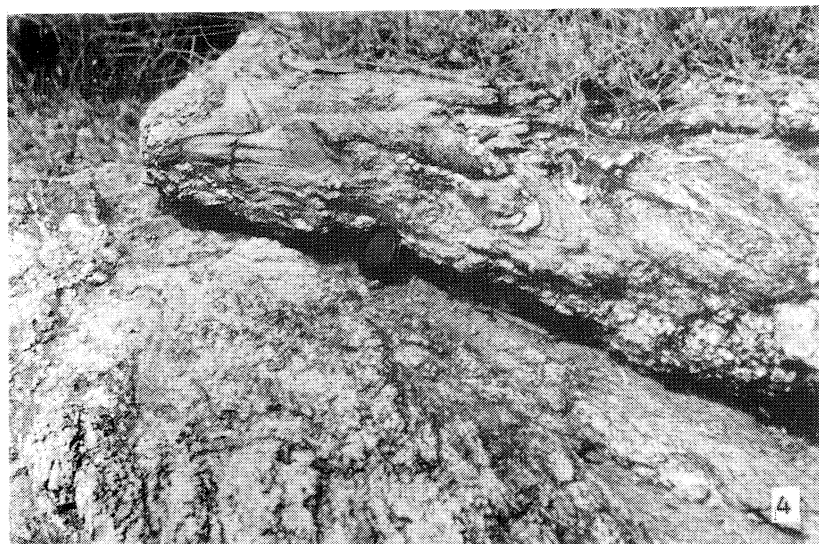


fig. 4 : Gneiss du Broël (côte du Broël)
pli symmigmatique de direction N 120°



fig. 3 : Gneiss leptynitiques (carrière d'Arzal)
structure de "fluage". Le crayon se
trouve sur le plan de foliation et sou-
ligne la linéation

II - LES GNEISS LEPTYNITIQUES

Dans ce paragraphe sera également incluse l'étude des gneiss fins associés aux gneiss leptynitiques.

1 - LE PLAN STRUCTURAL MAJEUR : LA FOLIATION

Nous avons vu que le débit de cette formation se faisait en grands pans subverticaux (Drezet) ou à fort pendage vers le Sud (carrière d'Arzal) et que ce plan était marqué par une importante linéation. Quelques exemples macro- et microstructuraux vont nous permettre de définir ce plan.

exemple macrostructural (dans les gneiss leptynitiques), dans la carrière d'Arzal, le débit de la roche se produit selon un plan de foliation qui est généralement parallèle au rubanement. Cependant certaines observations montrent que ces deux plans peuvent présenter une certaine obliquité (Pl. VI, fig. 3). Ces observations se trouvent résumées sur la figure 25 : au niveau de la zone agrandie le plan de foliation métamorphique F (surtout bien représenté par le plan 001 des biotites) est oblique par rapport au rubanement S_0 .

exemple microstructural (dans les gneiss fins) dans les gneiss fins associés aux gneiss leptynitiques (sur la côte du Drezet), une lame mince taillée perpendiculairement à la foliation métamorphique et à la linéation minérale contenue dans cette foliation, permet de distinguer un petit pli centimétrique apparaissant avec netteté au niveau d'un lit riche en biotite (S_0). L'étude précise de la charnière montre que les minéraux se disposent selon le plan axial du pli (fig. 26). Ce plan a donc valeur de schistosité (S_1) pour la structure considérée.

en conclusion

la foliation métamorphique que nous rencontrons tant dans les gneiss fins que dans les gneiss leptynitiques est donc une schistosité.

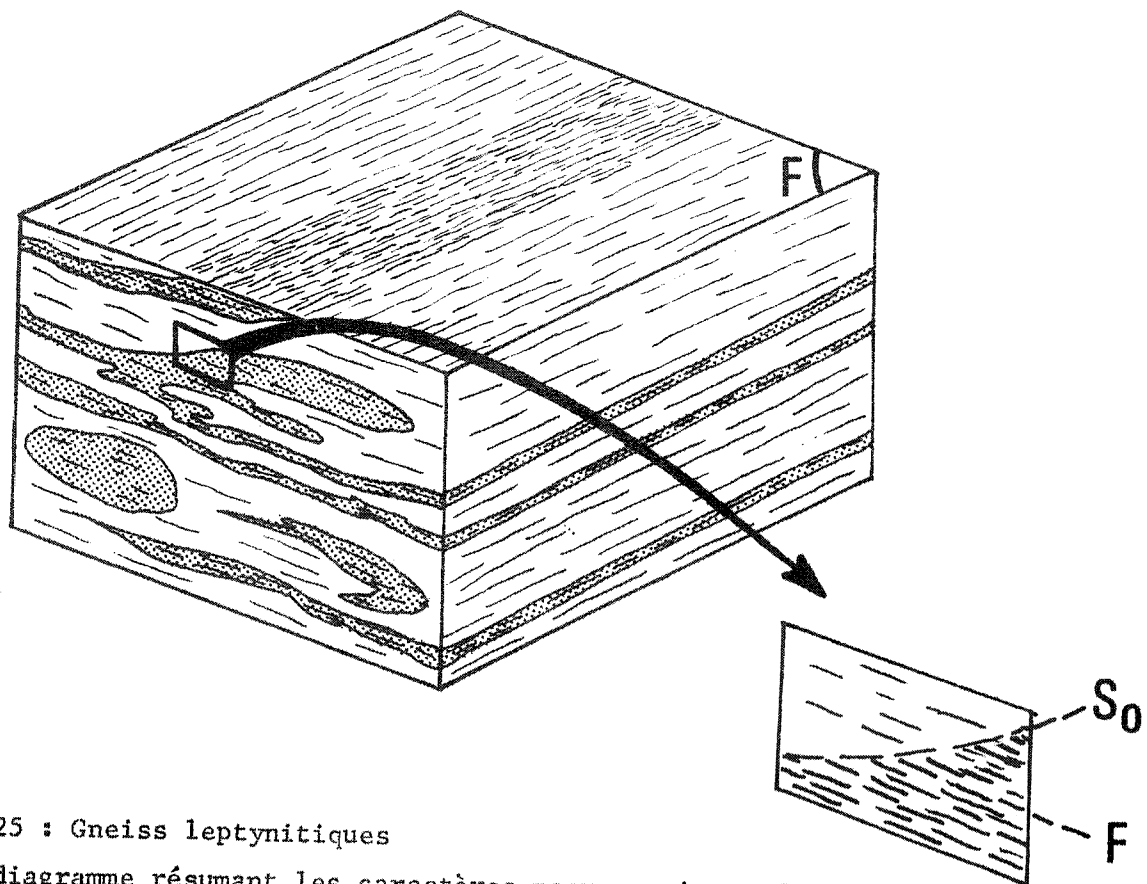


Fig. 25 : Gneiss leptynitiques

bloc diagramme résumant les caractères macroscopiques de ces gneiss (voir également la planche II et planche IV, fig. 3).

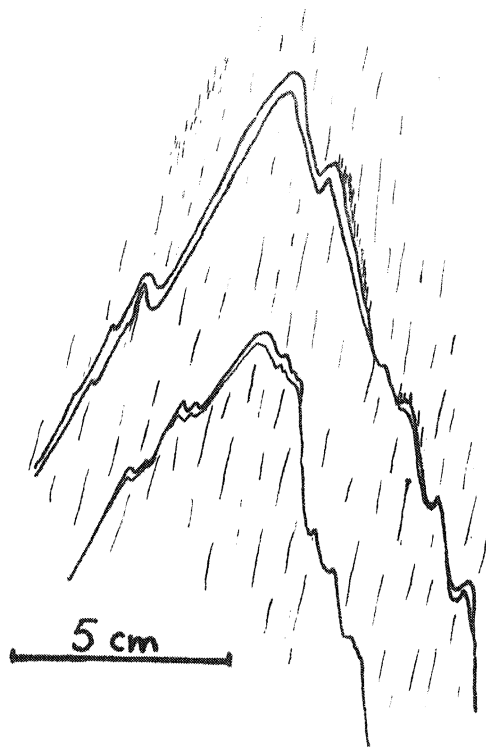


Fig. 27 : Gneiss fins (Le Drezet)
pli synschisteux de direction E - W.

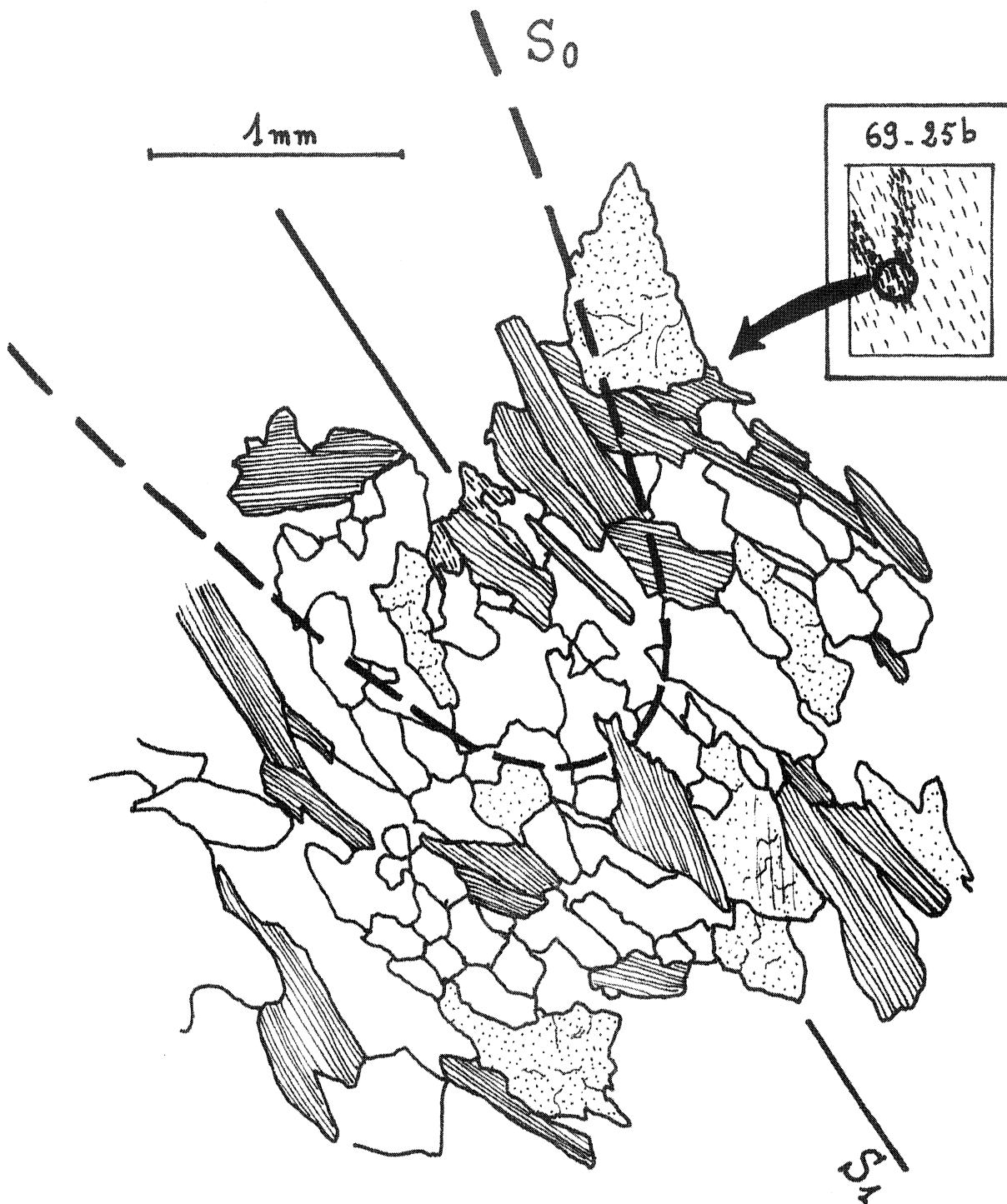


Fig. 26 : Gneiss fins (Le Drezet)

Ce dessin à la chambre claire effectué au niveau de la charnière, montre l'orientation des minéraux constitutifs selon le plan de schistosité (S_1).

2 - ASPECTS GEOMETRIQUES DE LA DEFORMATION

a) Les plis et les meneaux

- dans les gneiss fins

Quelques plis d'ampleur décimétrique ont pu être distingués . Ils sont peu aplatis et leurs charnières sont aiguës. Sur leurs flancs, on note la présence de plis d'entraînement (drag folds). La foliation - schistosité est de plan axial pour ce type de plis (fig. 27). Parfois ces gneiss se découpent en éléments allongés à section cylindrique de quelques centimètres de diamètre - la linéation minérale est parallèle à l'allongement des cylindres - sur une section perpendiculaire à l'allongement on peut noter à la périphérie une plus grande richesse en biotite. Cette concentration crée une surface de discontinuité le long de laquelle se produit l'altération. Cependant les biotites (représentées par la trace de leur plan 001) conservent statistiquement une direction constante F (fig. 28) correspondant à la foliation générale. Ce type de structure évoque des meneaux ou mullions que G. WILSON (1961) interprète comme des têtes de plis isolées.

- dans les gneiss leptynitiques

Les figures que l'on peut observer (sur les sections perpendiculaires à la foliation métamorphique et à la linéation) évoquent plus un fluage de la matière qu'un véritable plissement; le seul élément de symétrie de ce type de structure étant un plan perpendiculaire à la linéation. Ceci se trouve illustré fig. 25 et Pl. VI, fig. 4. A la limite, on peut imaginer un véritable isolement des "têtes de plis" au sein de la masse leucocrate conduisant à ce que l'on observe Pl. II, fig. 3. Ce type de structure pourrait représenter une variété particulière de mullions.

De véritables mullions ont été isolés par l'altération dans le Nord de la carrière, leur section est elliptique et l'orientation des minéraux [en particulier la trace du plan 001 des phyllites (chlorite - biotite)] est parallèle au grand axe de l'ellipse (fig. 29).

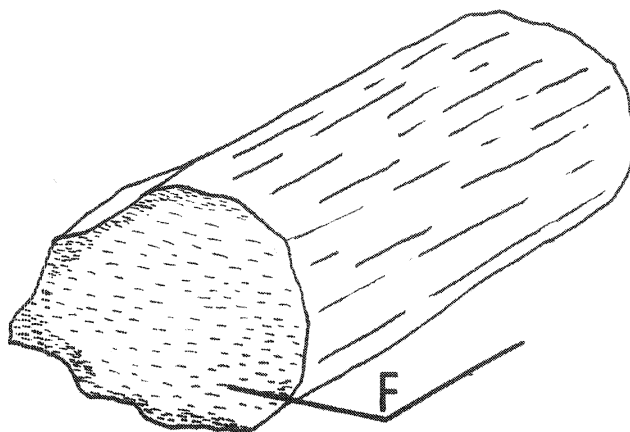


Fig. 28 : Gneiss fins (Le Drezet)
 mullion dont la surface est marquée par
 une plus grande richesse en biotite.

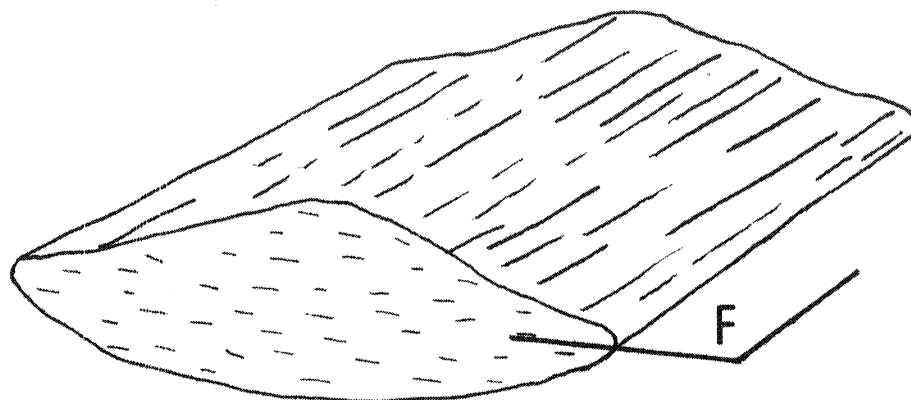


Fig. 29 : Gneiss leptynitiques (carrière d'Arzal)
 mullion à section elliptique.

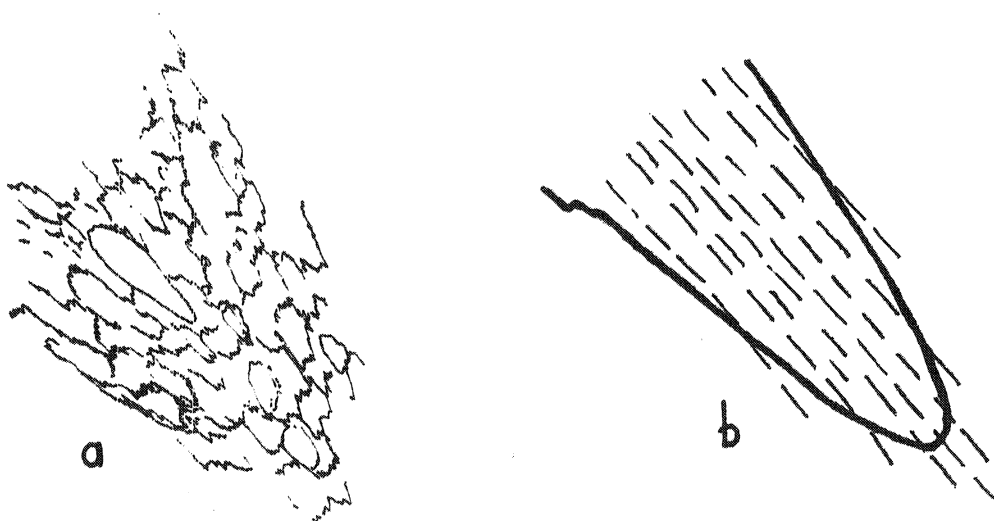


Fig. 30 : Gneiss amygdalaires de l'Isle (rive gauche)
 a - figure observée
 b - interprétation

b) La linéation

Il s'agit en l'occurrence d'une linéation minérale (bien marquée au niveau de tous les minéraux). La direction de cette linéation est toujours parallèle à celle des plis ou des meneaux (E - W). Le plongement de cette linéation reste faible : de l'ordre de quelques degrés vers l'Est dans la carrière d'Arzal, vers l'Ouest sur la côte du Drézet.

III - LES GNEISS AMYGDALAIRES

La déformation E - W n'y a laissé que des éléments structuraux peu démonstratifs, qui sont :

- un débit planaire ou foliation métamorphique généralement marquée par une orientation planaire des minéraux (en particulier de la biotite), plus rarement par une alternance lithologique.

Les éléments figurés (amygdales) sont couchés dans cette foliation qui possède une direction E - W et un pendage Sud (40 - 60°).

- sur ce plan existe une belle linéation minérale de direction E - W à laquelle se parallélise l'allongement des amygdales.

- des figures (difficiles à **discerner**) interprêtées par nous en termes de pli ont cependant pu être distinguées dans cette formation (fig. 30a et b). Elles admettent la foliation comme plan axial et leurs axes paraissent se paralléliser avec la linéation minérale.

IV - LES COMPLEXES GRANITO-GNEISSIQUES

C'est la formation qui fournit le moins d'information concernant les caractères de la déformation E - W, non seulement en raison de la remobilisation poussée dont elle est le siège, mais encore du fait de la rareté des affleurements pouvant se prêter à une analyse structurologique précise; ces derniers sont limités aux côtes de la Fontaine-Vertin et de l'Isle (rive droite), c'est à dire immédiatement au Nord des gneiss amygdalaires. Deux éléments structuraux peuvent y être observés :

- la foliation métamorphique de direction E - W et à fort pendage vers le Sud.

- une linéation, généralement minérale, parfois sous forme de cannelures quartzo-feldspathiques de taille centimétrique, et de direction E - W.

Nous proposons d'assimiler ces deux éléments structuraux aux foliation - schistosité et linéation rencontrées dans les formations précédentes.

V - CARACTERES GENERAUX DE LA DEFORMATION E - W

Tous les caractères que nous avons relevés concernant la déformation E - W tendent à montrer que celle-ci présente un caractère isoclinal. De plus, l'apparition de la foliation métamorphique paraît génétiquement liée à cette déformation qui peut donc être dite symmétamorphe. La foliation métamorphique se comportant comme une schistosité, le métamorphisme lié à cette phase de déformation est donc synschisteux. Cette équivalence entre foliation et schistosité n'est pas une observation nouvelle; de nombreux auteurs l'ont déjà effectuée (GUITARD, 1960, GROLIER et VIALON, 1964, AUDREN, 1971), elle tend à se généraliser lors de l'étude des batis cristallophylliens.

La déformation symmigmatique NW-SE

Son importance ne doit pas être négligeable au Sud-Est de la région étudiée; malheureusement les affleurements se prêtant à son analyse sont exceptionnels et de mauvaise qualité.

Les plus démonstratifs de ces affleurements se trouvent situés dans les gneiss du Broël au niveau de Vieille-Roche et du Gastre (rive gauche) et du Château du Broël (rive droite). Au sein des gneiss qui, nous l'avons vu précédemment, ont subi postérieurement au métamorphisme une remobilisation anatectique assez prononcée, existent quelques plis, à charnières aiguës ou arrondies qui déforment l'ancienne foliation et dont les plans axiaux sont généralement fortement déversés vers le Sud. Ces plis affectent les filets de leucosome liés à cette remobilisation (pl. VI, fig. 4); de plus sur un de ces plis, il a été possible de distinguer la linéation minérale (E - W) oblique par rapport à l'axe du pli (fig. 31).

Le plan axial de ces plis de seconde phase tend parfois à être souligné par une schistosité de fracture très grossière; l'étude microscopique montre que cette schistosité déforme ou brise des lamelles de biotite ayant cristallisé lors du premier événement tectono-métamorphique.

Dans les gneiss fins associés aux gneiss leptynitiques (au Sud du Drezet), la foliation métamorphique est déformée par de petits plis dont la taille est parfois inférieure au centimètre. L'étude microscopique montre que les biotites liées à cette déformation recristallisent en dessinant des arcs polygonaux (fig. 32).

Dans le groupe granito-gneissique (plus particulièrement les gneiss hyperalumineux de la butte de Clidan), la foliation métamorphique (subverticale en direction N 150 - 160° et

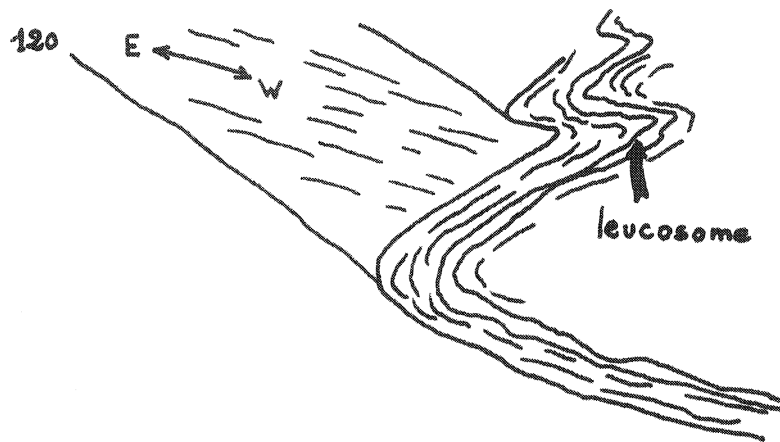


Fig. 31 : Gneiss du Broël (Le Gastre)
 pli symmigmatique (N 120°) portant une
 linéation minérale E - W.



Fig. 32 : Gneiss fins (Le Drezet)
 petit pli déformant la foliation, les
 biotites recristallisent en arc polygonal.

parallèlement à laquelle se produit la mobilisation) est déformée par de petits plis centimétriques soulignés par la cristallisation d'arcs polygonaux de lamelles de biotite (ces biotites limitant des nappes de cordiérite à coeur de sillimanite).

Sur des mouvements tardifs

1 - DECROCHEMENTS N 150 - 160°

Ils apparaissent avec évidence à l'échelle cartographique.

- au Sud de Muzillac un filon de quartz possède cette direction; dans son prolongement se situe l'étang de Pen-Muir.

- les gneiss du groupe d'Arzal (en particulier les gneiss leptynitiques et amygdalaires) se terminent brusquement sur la rive gauche de la Vilaine; une faille de direction N 150° reconnue à Longeâtre et à Kerarden pourrait être responsable de cette brutale interruption (voir carte hors-texte).

- l'étier se situant entre Bourgerel et Kerdavid possède également cette direction; sur son bord NE (près du village de Roz) les différents éléments structuraux des gneiss leptynitiques (en l'occurrence foliation - schistosité et linéation minérale) subissent une virgation les faisant passer d'une direction initiale E-W à une direction finale N 150° (stéréogramme 4). Ce décrochement est donc dextre (déplacement du bloc NE vers le SE).

2 - LES FAILLES N 50 - 60°

En aval de la Roche-Bernard, la Vilaine traverse les formations à la faveur de deux cluses de direction géographique N 45 - 50° (direction magnétique N 50 - 55°). L'exemple méso-structural suivant d'une déformation discontinue N 60° a été pris

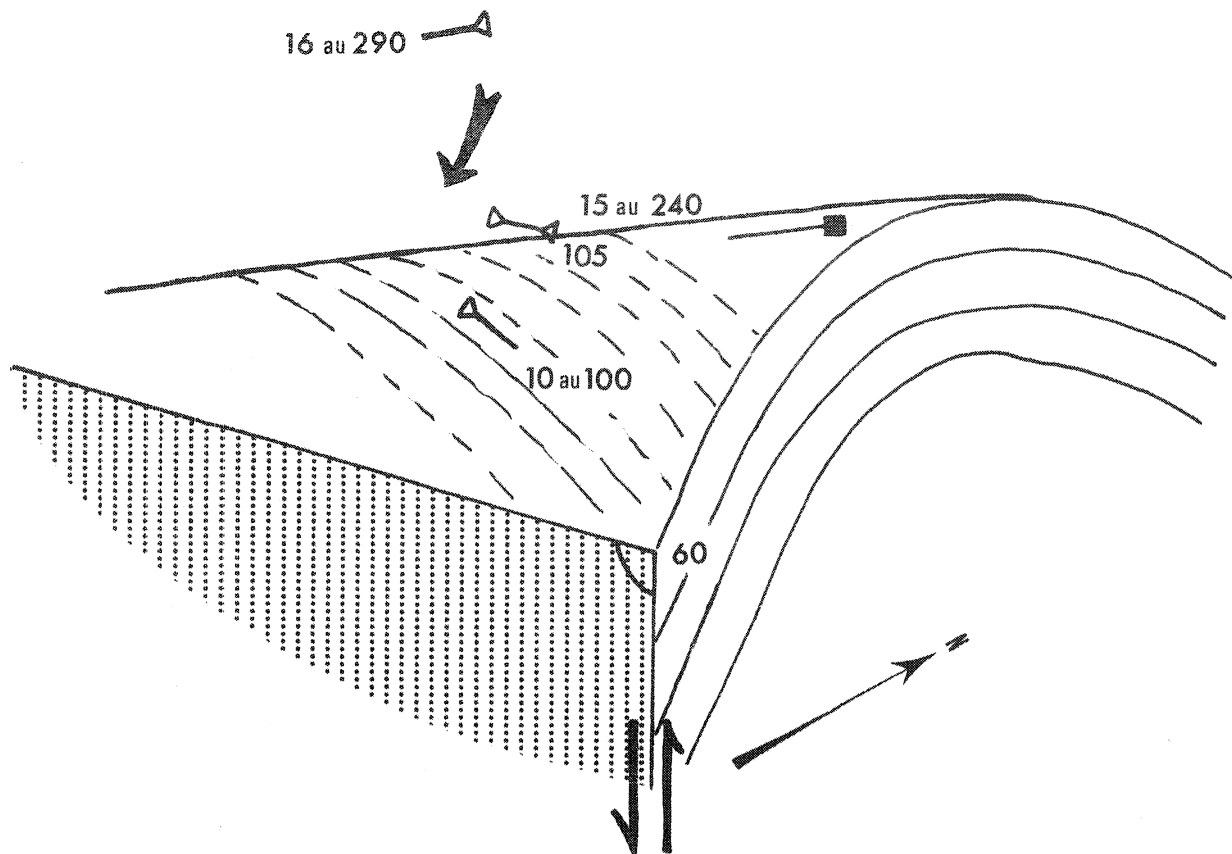


Fig. 33 : Gneiss du Broël (Le Broël)

La déformation du plan de foliation et la rotation de la linéation fondamentale sont dues au jeu d'une faille N 60°.

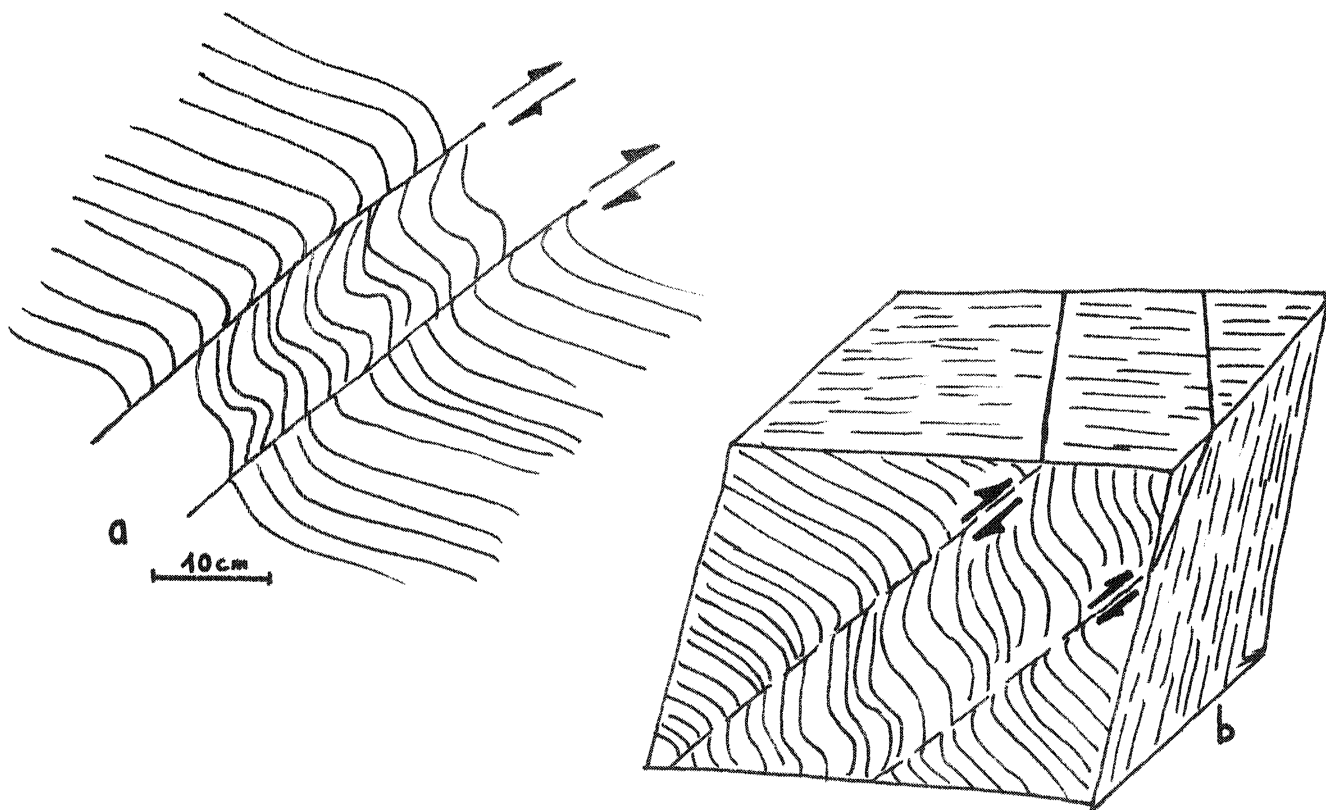


Fig. 34 : Granito-gneiss de l'Isle (rive droite)

a - déformation de la linéation dans le plan de foliation.
b - interprétation.

sur la côte du Broël (fig. 33). Le plissement de la foliation est lié à un relèvement du bord NW de la faille, la linéation minérale fondamentale est déformée par ce plissement.

Les formations du groupe d'Arzal possèdent une direction cartographique N 100 - 105° alors que leur structure intime est plus proche de la direction E - W. Une telle disharmonie peut s'expliquer par un jeu en touches de piano des deux familles d'accidents décrits ci-dessus.

Etude analytique des schistes cristallins
de l'Anticlinal de Cornouaille

L'essentiel des informations a été recueilli le long des rives de la Vilaine qui, seules, se prêtent à une analyse structurologique.

I - DANS LES GNEISS DU BROEL

Côte du Château du Broël (stéréogramme 1)

Le plan structural majeur (foliation - schistosité) subit une dispersion régie par un axe E - W subhorizontal. Son pendage reste cependant toujours assez faible. Les éléments linéaires fondamentaux (axes des plis symmétamorphes, linéation minérale, rods, confondus sous le même signe) sont groupés en direction E - W.

Les axes des plis symigmatiques ont une direction N 100 - 120°. Ils plongent de quelques degrés vers le NW.

Côte de Vieille-Roche - Le Gastre (stéréogramme 2)

La schistosité subit une dispersion sensiblement identique à celle notée sur la côte du Broël. Les linéations fondamentales sont également groupées en direction E - W. Les plis symigmatiques se situent en direction N 120 - 130°.

II-DANS LES GNEISS LEPTYNITIQUES : le Drezet (stéréogramme 3)

Le plan de foliation subit une très légère dispersion provoquée semble-t-il par un axe plongeant de quelques degrés dans la direction ESE. Cette foliation a un pendage sud important (de 60° à la verticale).

Les structures linéaires fondamentales (linéation minérale, axes de plis des gneiss fins) sont de direction E - W et leur pendage vers l'Ouest atteint au maximum une vingtaine de degrés. Elles subissent une dispersion régie par un axe subhorizontal de direction E - W.

III - DANS LES GNEISS AMYGDALAIRES

L'Isle (rive gauche) : stéréogramme 5

Le Vertin : stéréogramme 6

Les plans de foliation possèdent une direction E - W et leur pendage moyen vers le Sud est de 50°.

La linéation (minérale et allongement des amygdales) se disperse autour de la direction E - W. Des déformations locales du plan de foliation ou l'action de fractures peuvent expliquer cette relative dispersion (de N 70° à N 120°).

IV - DANS LES GRANITO-GNEISS

La Fontaine-Vertin : stéréogramme 7

L'Isle (rive droite) : stéréogramme 8

L'étalement des plans de foliation et la dispersion de la linéation minérale sont dus à la Fontaine-Vertin à l'intrusion d'un matériel pegmatoïde.

A l'Isle des flexures à fort pendage vers l'Ouest pouvant évoluer en petits cisaillements déforment la linéation minérale dans le plan de foliation. La figure 34 explique ce phénomène qui se traduit par un léger chevauchement des blocs ouest sur les blocs est.

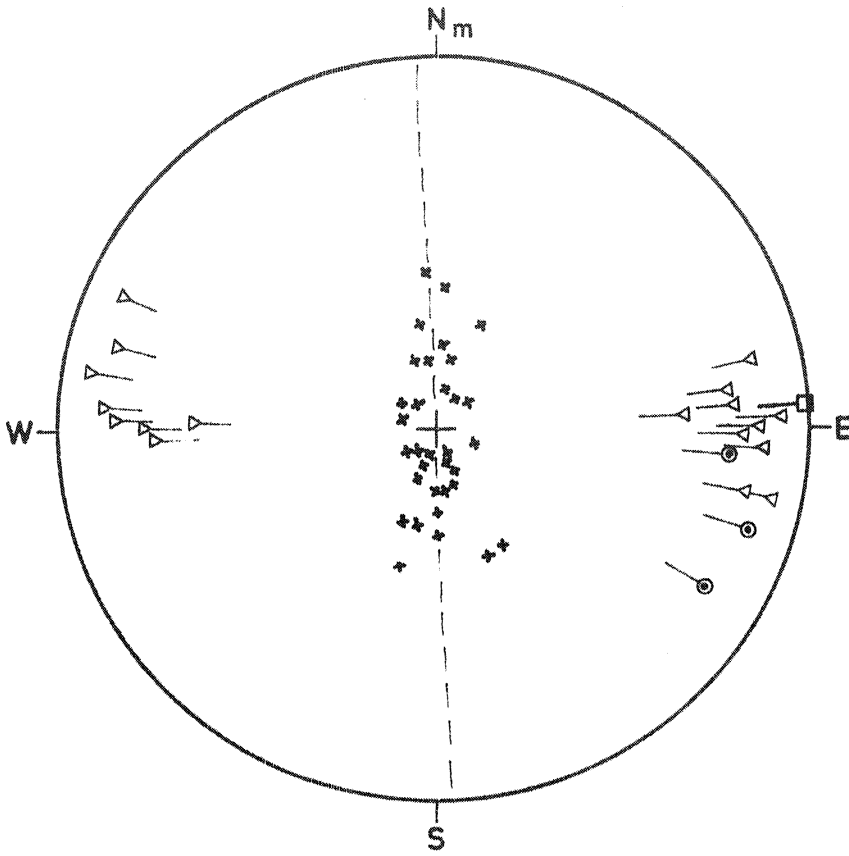
V - CONCLUSIONS

Dans leur partie NW, les schistes cristallins de l'Anticlinal de Cornouaille, gardent une direction E - W (mesurée au niveau des plans de foliation) assez constante. Une coupe schématique effectuée au niveau d'Arzal (fig. 35) résume ces observations : la foliation qui est subhorizontale dans les gneiss du Broël se relève vers le Nord où elle possède un pendage sud de 50 à 60° environ. Ce fait pourrait être interprété comme un basculement vers le Sud de la foliation originellement subhorizontale sous l'influence soit de l'intumescence anatectique, soit des mouvements liés à la zone broyée .

Au SE le problème est plus complexe, on assiste à partir de la Chapelle des Marais à un changement de direction de la foliation qui passe progressivement de la direction E - W à la direction N 150 - 160°. Cette virgation se produit dans la zone la plus migmatisée, à proximité immédiate du granite anatectique de Prinquiau. Une intumescence au niveau de ce granite pourrait être responsable de cette virgation.

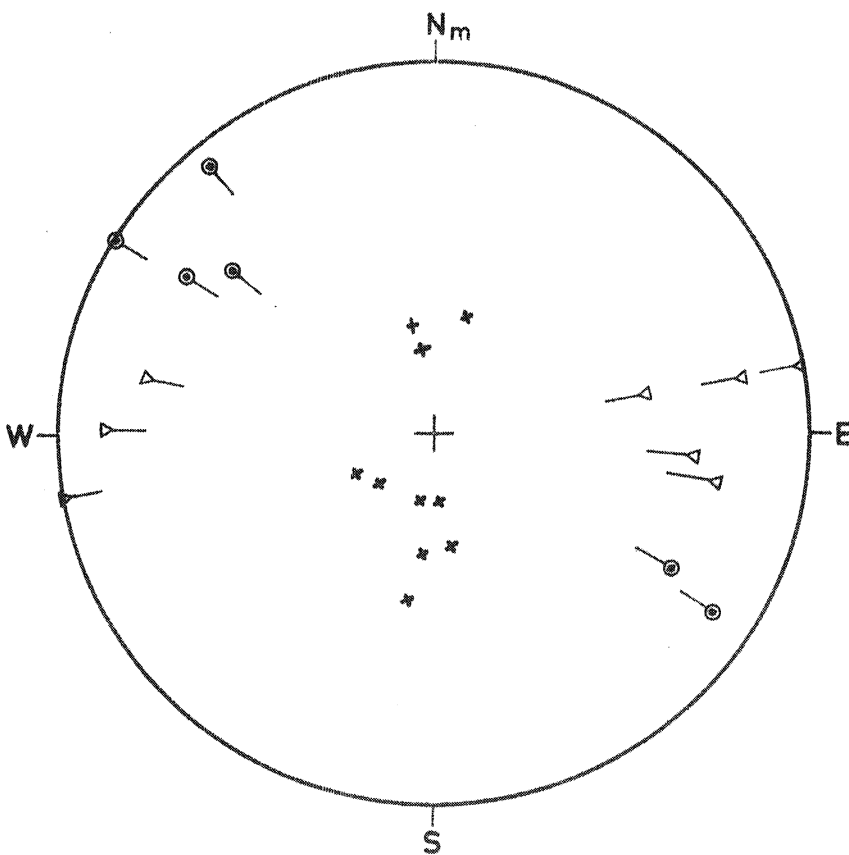
Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille

- ▷ : déformation symmétamorphe E - W
(axes de plis - rods de quartz - linéation minérale)
- ⊙ : axe de plis symmigmatiques
- x : foliation
- : axe construit et cercle de zone correspondant à la déformation de la foliation



Stereogramme 1

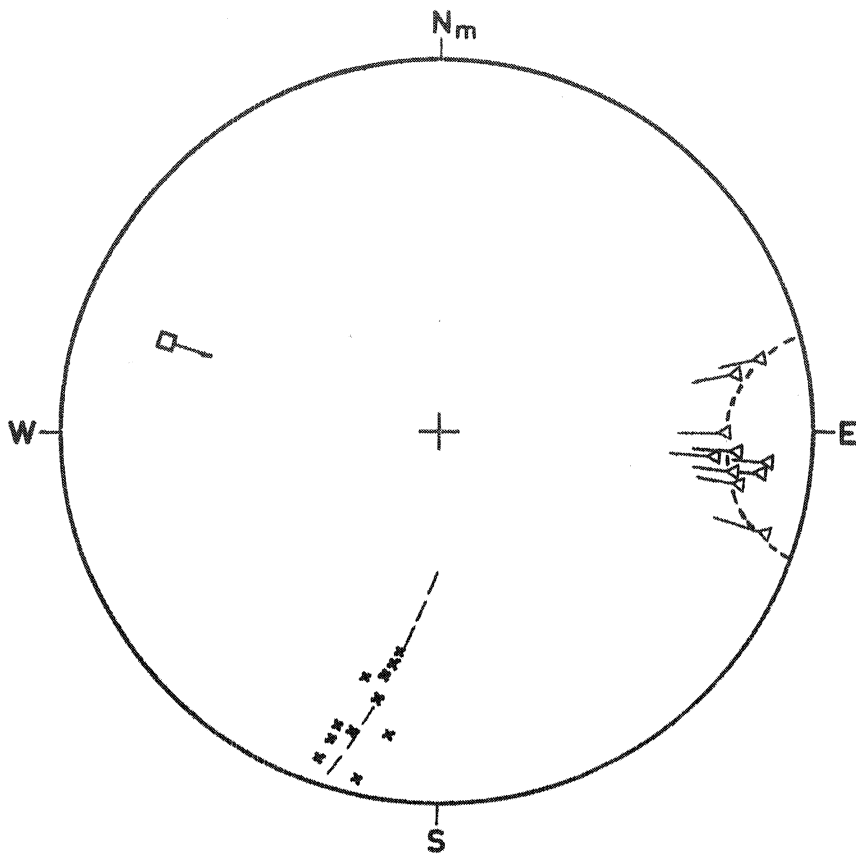
Gneiss du Broël (Le Broël)



Stereogramme 2

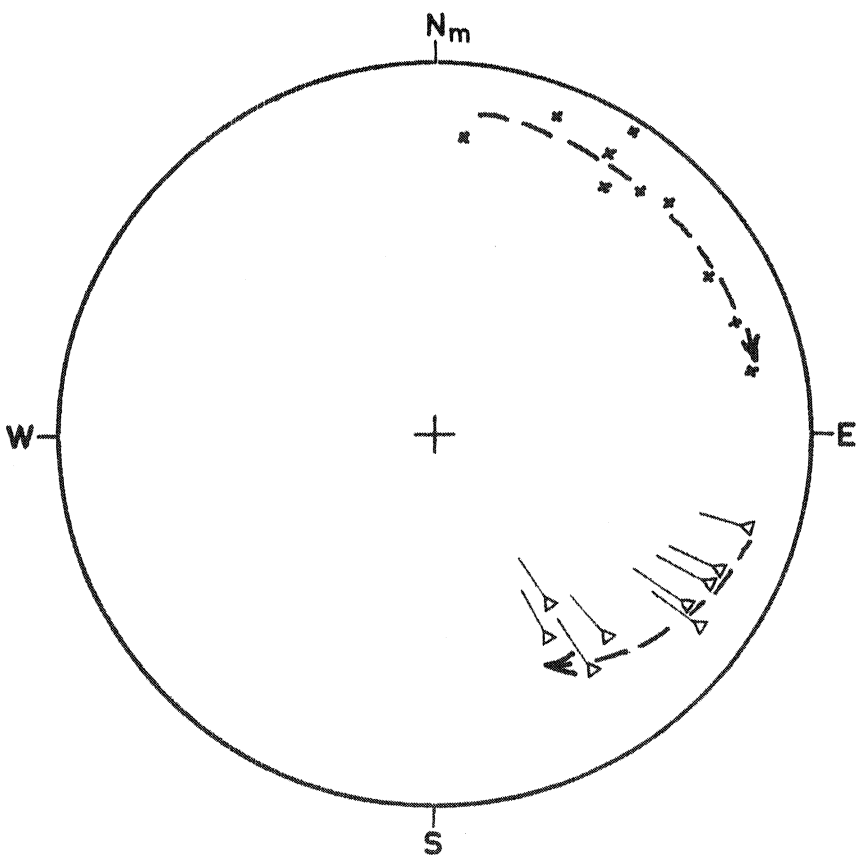
Gneiss du Broël
(Vieille Roche - Le Gastre)

Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille (suite)



Stereogramme 3

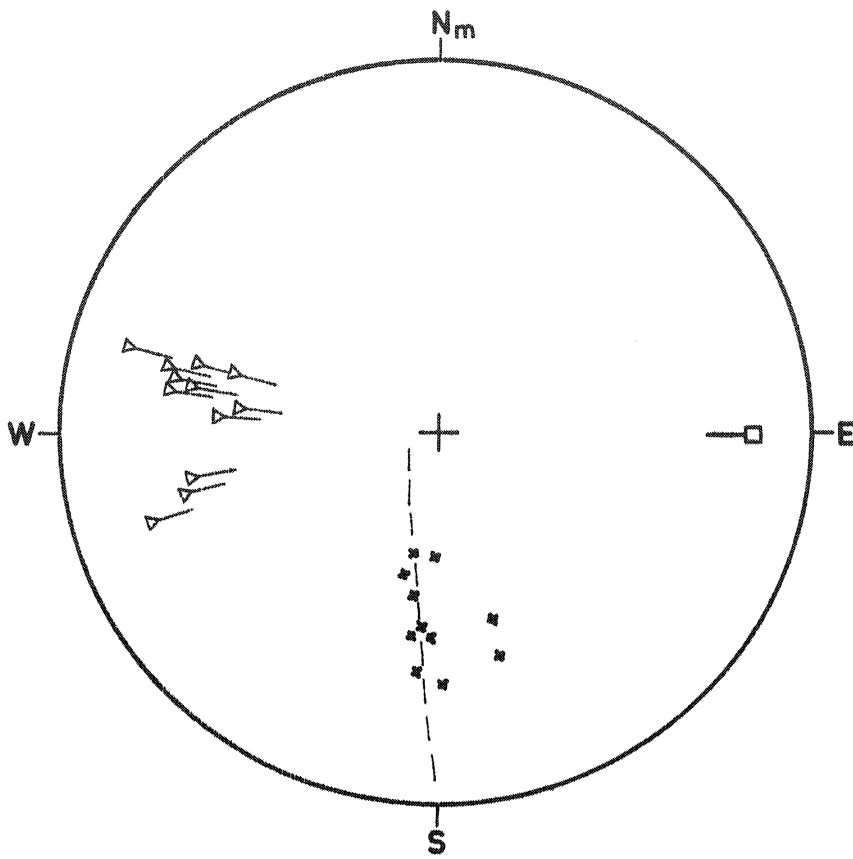
Gneiss leptynitiques (Le Drezet)



Stereogramme 4

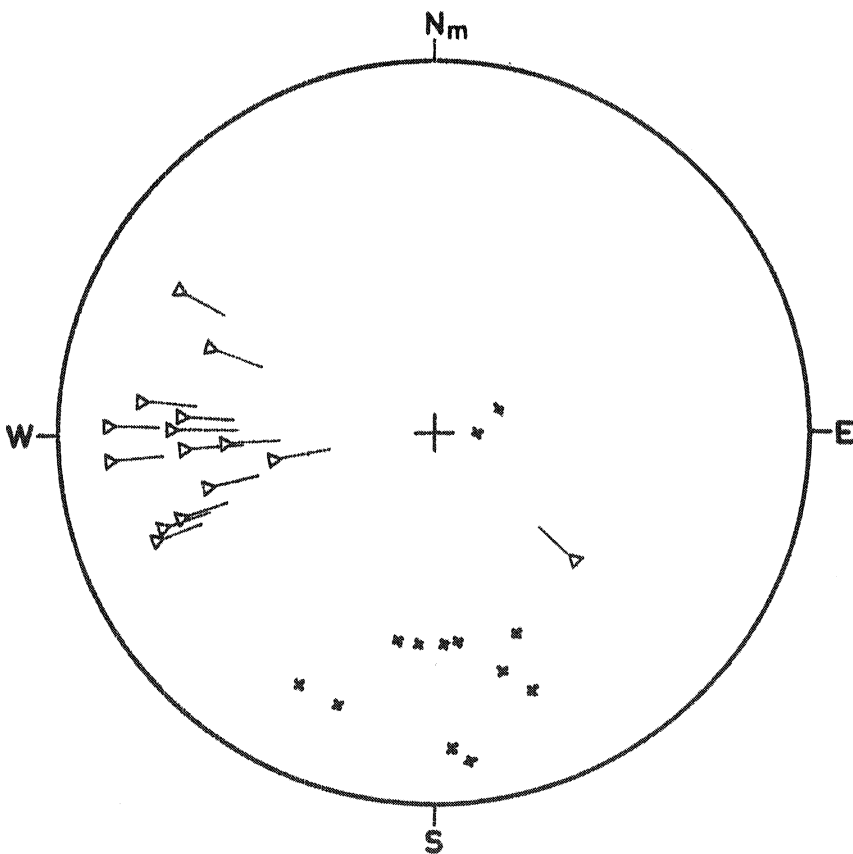
Gneiss leptynitiques (Roz)

Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille (suite)



Stereogramme 5

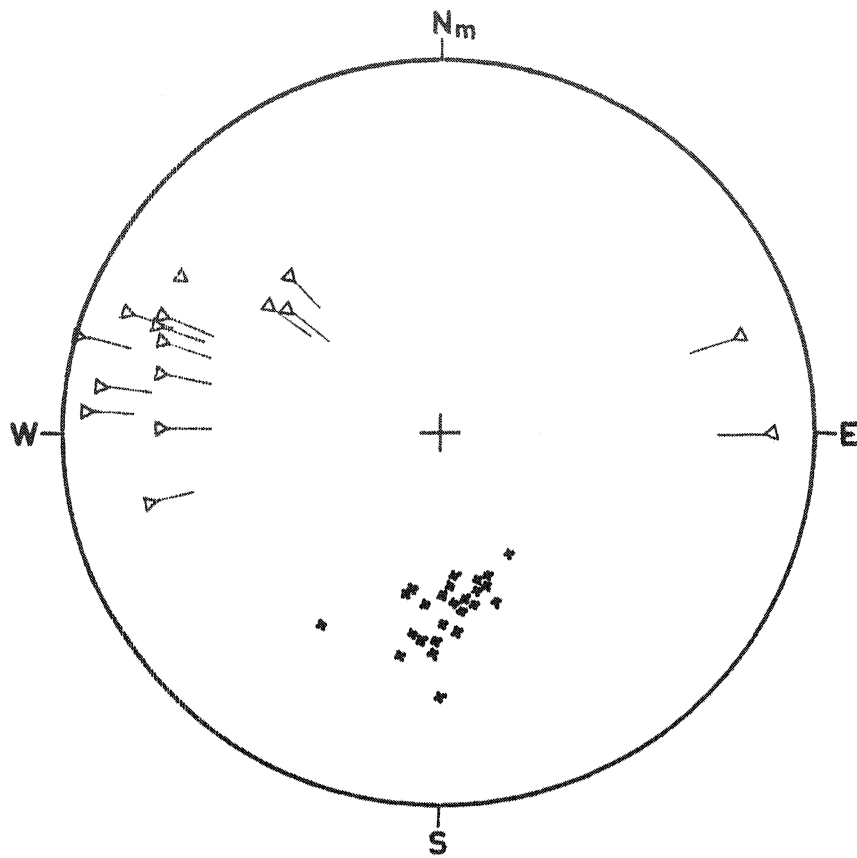
Gneiss amygdalaires
(l'Isle - rive gauche)



Stereogramme 6

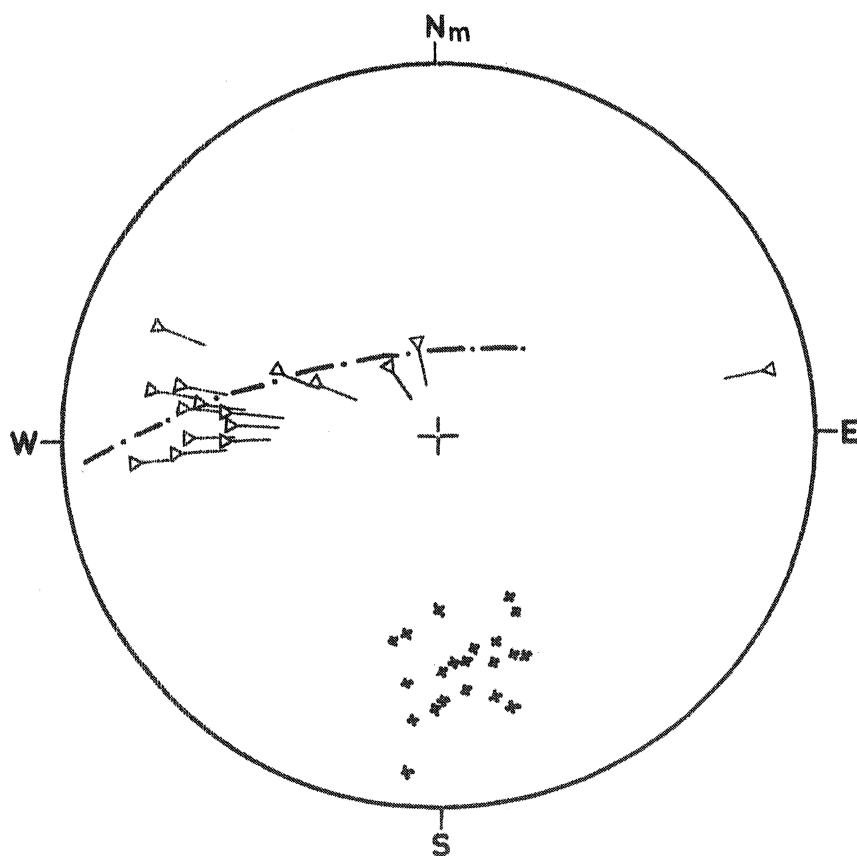
Gneiss amygdalaires (Le Vertin)

Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille (suite)



Stereogramme 7

Granito-gneiss
(La Fontaine - Vertin)



Stereogramme 8

Granito-gneiss
(l'Isle - rive droite)

Chapitre III

LA ZONE BROYEE SUD-ARMORICAINE

I - UNE STRUCTURE CONTINUE : le pli du Rosquet.

Sur la côte du Rosquet, à l'intérieur des granites cataclasés, existe une enclave gneissique fine de taille métrique. Cette enclave est marquée par l'existence d'un pli de type concentrique qui déforme la foliation métamorphique, aucune surface structurale nouvelle n'apparaît, la direction axiale de ce pli est N 120° et son axe plonge de 10 à 20° vers le SE.

II - LES STRUCTURES RESULTANT DE LA CATACLASE

a) Dans le groupe blastomylonitique

A le Stéry (au bord de la Vilaine) il est possible de distinguer quelques éléments figurés feldspathiques de taille pluricentimétrique (souvent maclés Carlsbad), observés sur une surface horizontale, l'allongement des feldspaths apparaît oblique (N 105-110°) par rapport aux plans de cataclase (N 125 - 130°). Parfois même l'extrémité des cristaux est déformée par les plans de foliation cataclastique.

La foliation cataclastique est subverticale avec une direction N 125 - 130° et la linéation d'écrasement qu'elle porte plonge d'une vingtaine de degrés au Sud-Est.

b) Dans le granite orienté leucocrate

Seuls les éléments structuraux liés à la cataclase y ont été reconnus avec les mêmes composantes que celles notées ci-dessus.

c) Dans le granite orienté sombre

Nous avons vu dans la première partie (page 46 et fig. 16) que la structuration anatectique était oblique (N 100 - 105°) et antérieure à la structuration cataclastique (N 120 - 125°). Sur ce second plan la linéation plonge également vers le SE.

III - CONCLUSIONS

Dans la région étudiée la Zone broyée sud-armoricaine possède une direction N 120 - 130°.

La composante verticale de ce mouvement cisailant n'est pas négligeable ainsi qu'en témoigne l'existence systématique sur les plans de cataclase d'une linéation à plongement SE d'une vingtaine de degrés (quelque soit la formation).

Le fait que la majeure partie de cette Zone broyée se trouve située au sein des granites cataclasés et blastomylonitiques tend à prouver que les mouvements cisailants sont antérieurs à l'intrusion des granites en feuillets. Cette intrusion a dû se produire au cours d'une phase de relaxation.

Chapitre IV

LES SCHISTES CRISTALLINS SEPTENTRIONAUX
--

Dans l'impossibilité où nous sommes de dégager un schéma structural commun aux différentes formations, nous nous contenterons de décrire les aspects structuraux de chacune de celles-ci, en y joignant quand cela est possible l'analyse.

I - LES MYLONITES ET ULTRAMYLONITES DE MARZAN

L'élément structural le mieux défini est un plan subvertical en direction N 120 - 125°. L'étude pétrographique montre qu'il doit s'agir de plans de foliation cataclastique. Ces plans sont déformés par de rares plis concentriques d'ampleur métrique dont les axes plongent de 20 à 30° vers le SE (Moulin de Craslon).

II - LES GNEISS PORPHYROIDES

L'orientation planaire de ce matériel intrusif (fluidalité et cataclase) est toujours bien marquée. La direction de ces plans généralement subverticaux passe de la direction E - W (N 85°) au Nord de Marzan à la direction N 120° au bord de la Vilaine. La linéation de cataclase qui est portée par la foliation plonge en général assez fortement (30 à 40°) vers l'Est ou le SE. Le grand axe des phénocristaux se parallélise avec cette linéation. Au bord de la Vilaine, la foliation est déformée par des plis de type concentrique d'ampleur décamétrique (fig. 36). Leurs directions sont N 120° et leurs axes plongent de 30° vers le SE. La linéation (minérale et axe des phénocristaux) est conforme à ces axes tandis qu'une schistosité de fracture très grossière peut être observée (stéréogramme 9).

III - LES GNEISS FINS

Les plans de foliation sont subverticaux en direction N 120 - 130°, sur ces plans on observe une linéation (minérale et par cannelures) qui plonge d'une vingtaine de degrés vers le SE (Pl. VII, fig. 1) (stéréogramme 10).

Ces mêmes éléments structuraux se rencontrent à l'intérieur des faciès granito-pegmatoïdes injectés (à rapporter aux gneiss porphyroïdes) où ils sont indéniablement d'origine cataclastique.

Sur une faible partie de la côte de Kerubeau - Kergri-sais les éléments structuraux précédemment décrits sont déformés par des plis de type concentrique de direction N 130° et dont les axes possèdent un plongement variable entre l'horizontale et la verticale (Pl. VII, fig. 1) : stéréogrammes 11 et 12. Un pli de type conique appartenant à la même phase de déformation a été également reconnu (Pl. VII, fig. 2).

Dans les micaschistes de Kerpé les petits plis centimétriques soulignés par des arcs polygonaux de lamelles de biotite et muscovite semblent déformer une ancienne foliation métamorphique.

IV - LES ROCHES BASIQUES

Les observations y sont d'ordre microstructural et intéressent principalement les grenats.

La foliation métamorphique est surtout marquée par les hornblendes vertes qui se sont développées au cours du second événement métamorphique (cf. 1ère partie).

Certains grenats montrent de très belles inclusions sigmoïdes indicatrices d'une rotation de ces grenats au cours de leur croissance (rotation syncristalline). Ces grenats étant

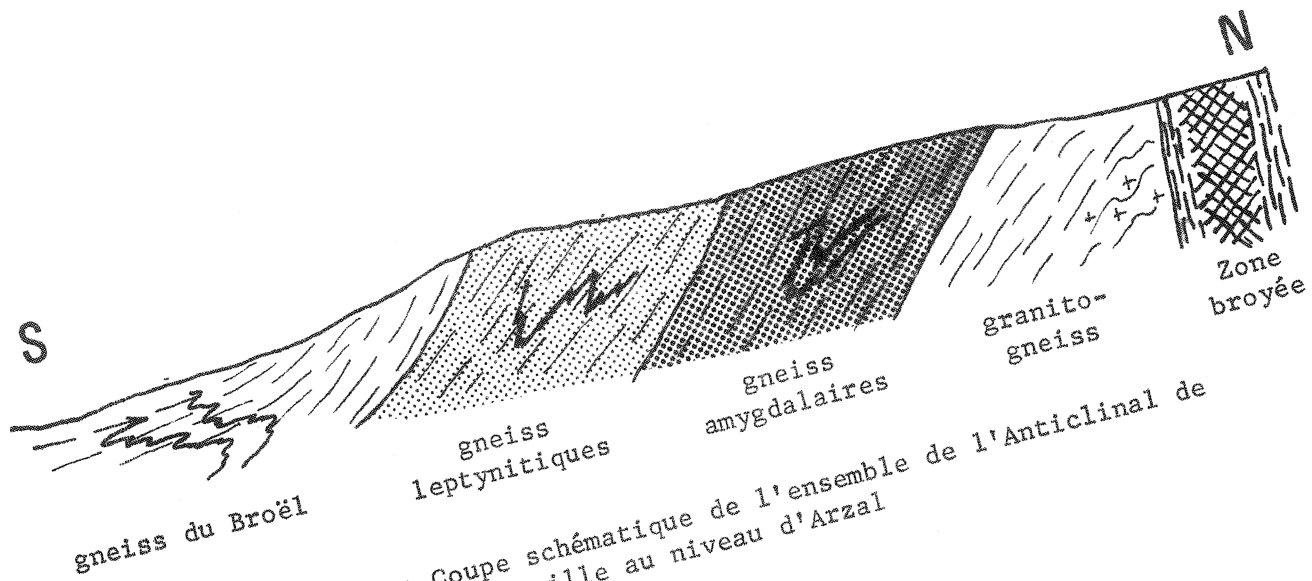


Fig. 35 : Coupe schématique de l'ensemble de l'Anticlinal de Cornouaille au niveau d'Arzal

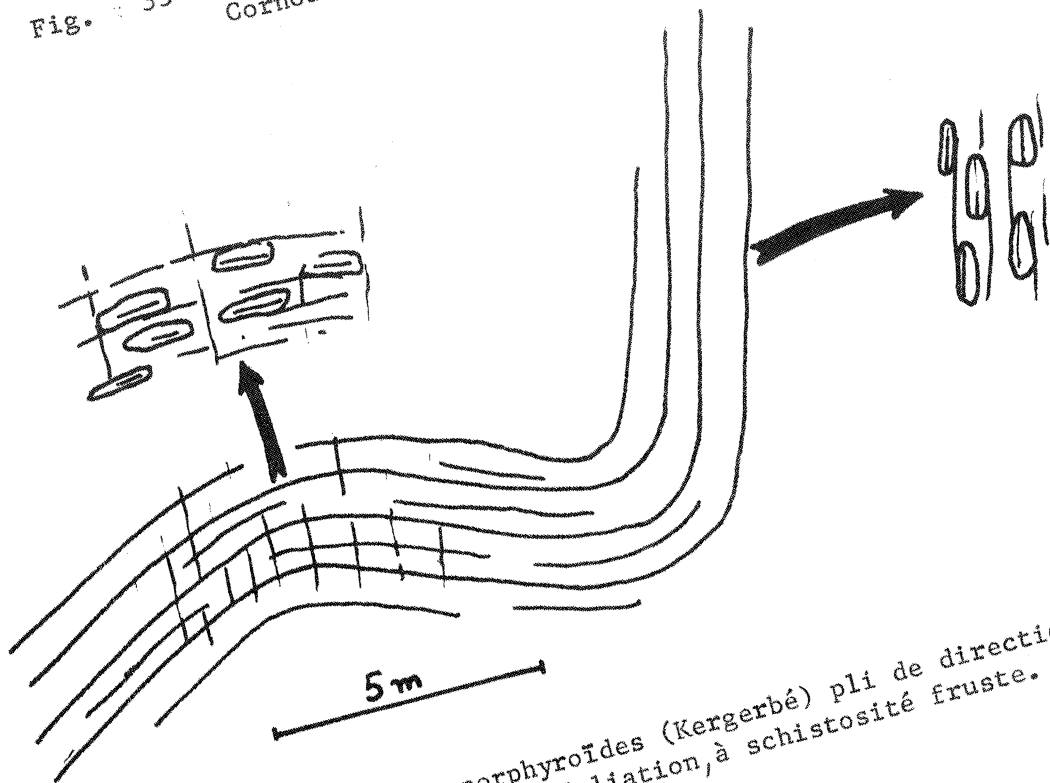


Fig. 36 : Gneiss porphyroïdes (Kergerbé) pli de direction N 120 - 125° déformant la foliation, à schistosité fruste.

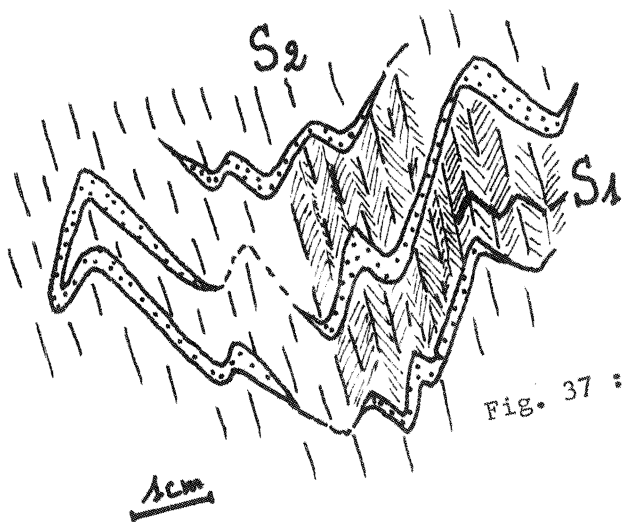




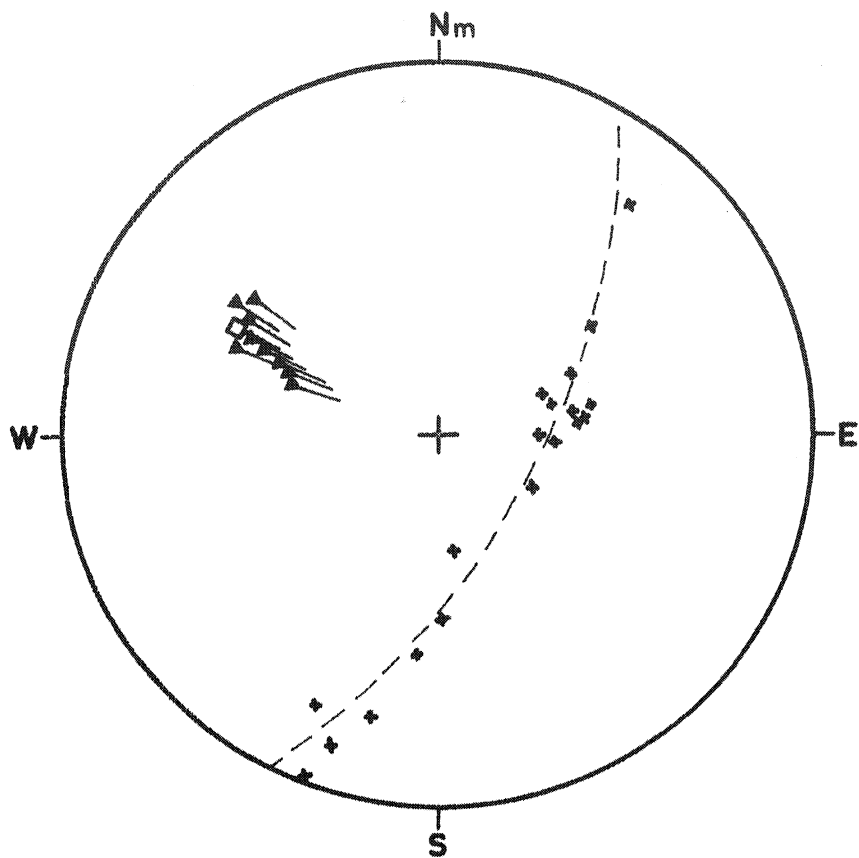


Fig. 37 : Micaschistes à minéraux. Superposition des deux phases.

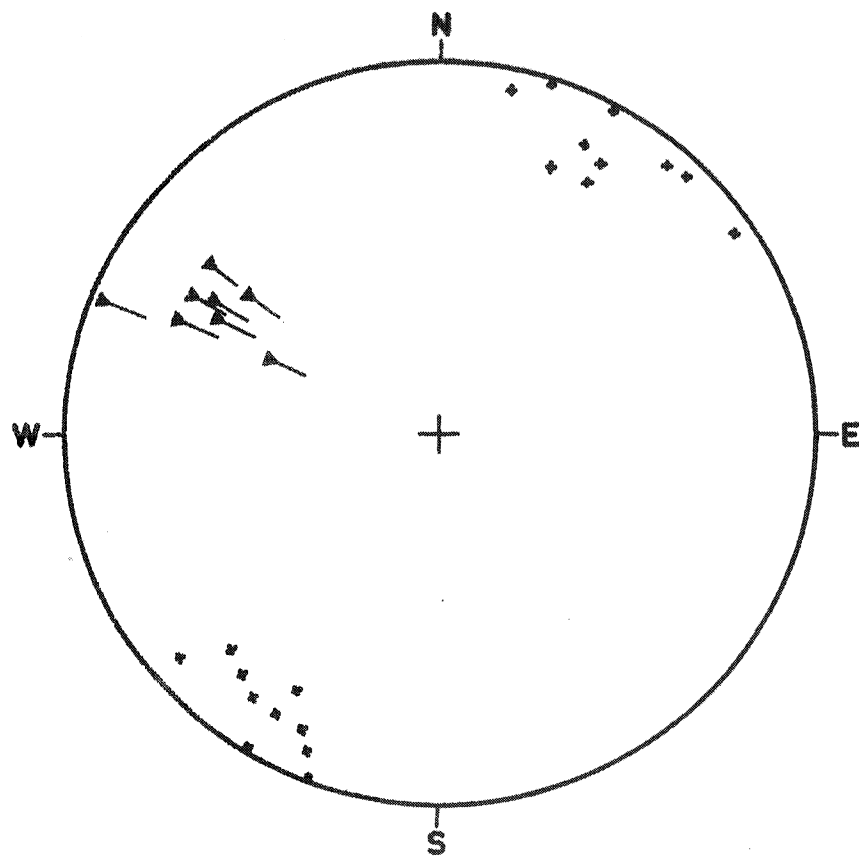
Domaine des Schistes cristallins septentrionaux

-  : linéation
-  : axe de reprise
-  : foliation
-  : axe construit et cercle de zone



Stereogramme 9

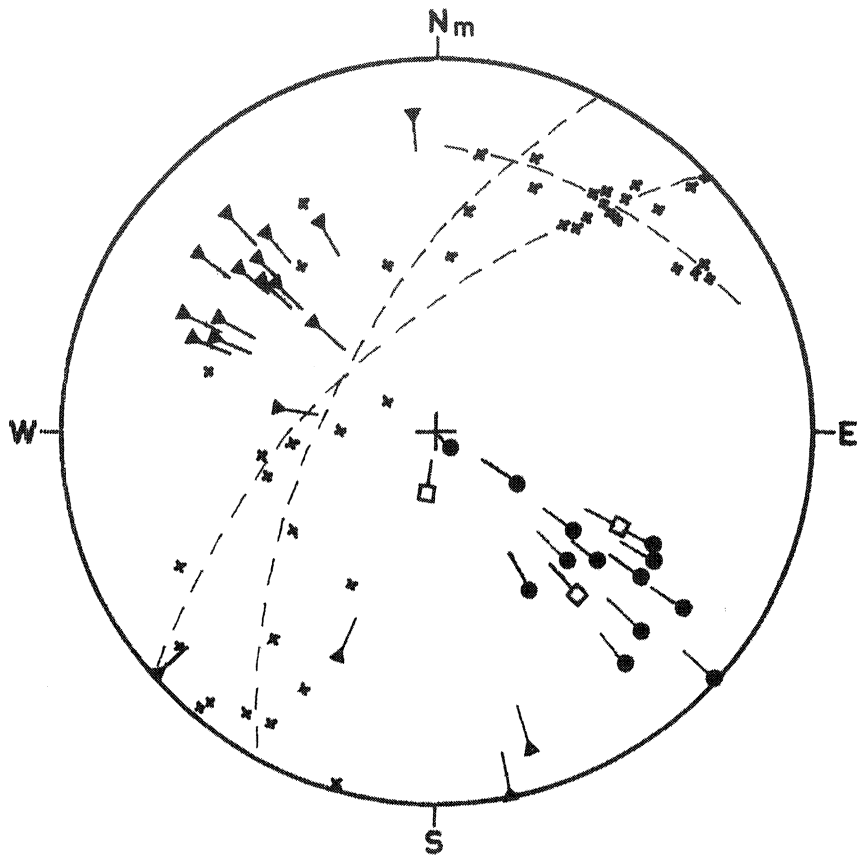
Gneiss porphyroïdes
(Kergerbé)



Stereogramme 10

Gneiss fins (Port-es-Gerbes)

Domaine des Schistes cristallins septentrionaux (suite)



Séréogramme 11

Gneiss fins
(Kerubeau - Kergrisais)

résiduels et même parfois franchement sectionnés par la foliation, leur développement n'a pu se produire qu'au cours d'une phase tectono-métamorphique antérieure au développement de la foliation actuelle.

V - LES MICASCHISTES A MINÉRAUX ET LES SCHISTES SERICITO-CHLORITEUX

Aucune étude structurologique de terrain n'a pu y être effectuée, cependant quelques observations à l'échelle de l'échantillon ou de la lame mince sont possibles.

Sur échantillons

Sur des sections perpendiculaires à la foliation et à la linéation on peut distinguer, au niveau de minces lits quartzeux des charnières aigues qui se trouvent actuellement déformées par de petits plis plus ouverts (fig. 37). Ces plis de seconde phase admettent une schistosité subverticale de plan axial très fruste. Les plis de phase II, dont les plans axiaux semblent perpendiculaires à cette schistosité, devaient donc être à l'origine isoclinaux et couchés.

Sur lames minces

Les charnières de phase I n'ont pu être distinguées avec certitude. Dans les charnières de phase II on peut noter la torsion des minéraux appartenant à une première schistosité I. La schistosité de fracture II se résumant généralement à la présence de petits chevrons (Pl. VII, fig. 3 et 4).

VI - LE PALEOZOIQUE

Les observations que nous y avons faites sont trop limitées pour avoir un caractère général. Il nous est apparu monostructural.



fig. 1 : Gneiss fins (Côte de Kerubeau)
pli de reprise déformant la
linéation.

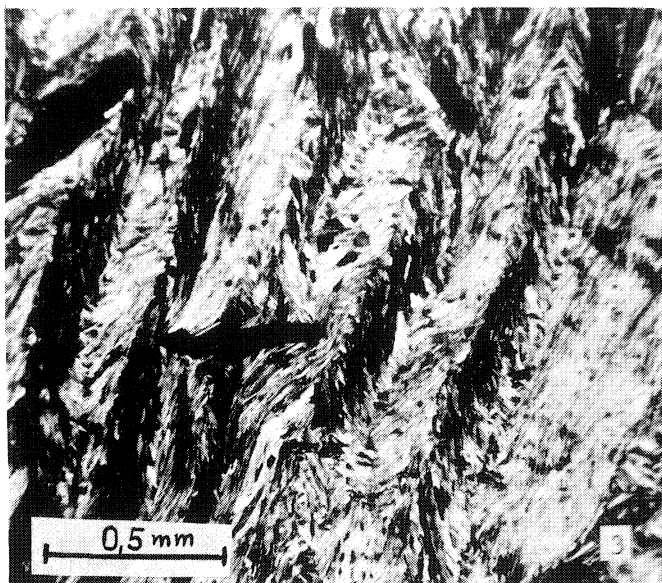


fig. 3 : Schistes séricito-chloriteux
(Foleux)
schistosité de fracture due à
des petits plis en chevrons

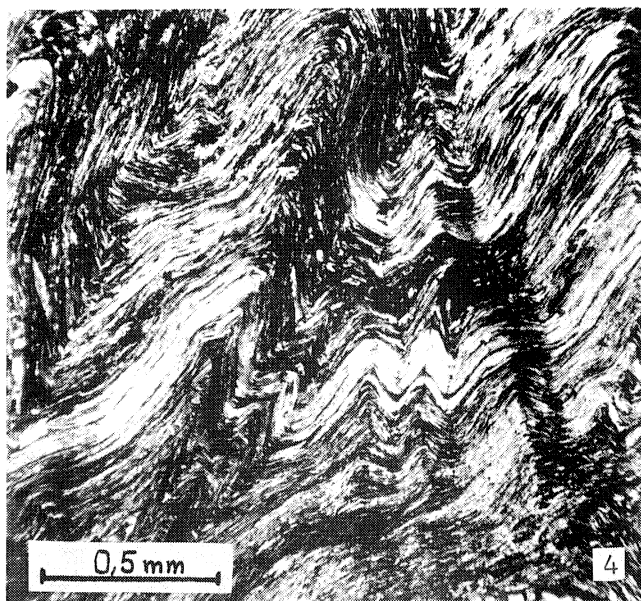


fig. 4 : Schistes séricito-chloriteux
(Foleux)
schistosité de fracture due à
des petits plis en chevrons

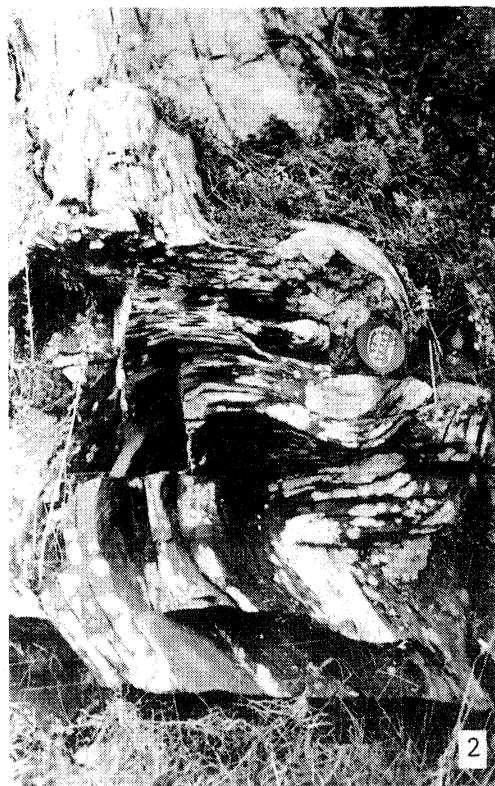


fig. 2 : Gneiss fins (Côte de Kerubeau)
pli de reprise conique défor-
mant la linéation.

VII - CONCLUSIONS

Un faisceau d'observations permet de penser que les schistes cristallins septentrionaux sont polystructuraux (à l'exception des gneiss porphyroïdes et du Paléozoïque). Les deux plus intéressantes sont :

- la présence d'inclusions sigmoïdes dans les grenats résiduels des roches basiques,

- l'existence de plis isoclinaux anciens auxquels semble se rattacher une schistosité I, repris par un nouveau plissement à plan axial vertical (dans les micaschistes à minéraux).

En résumé les déformations se succèdent de la façon suivante :

- phase I : plis isoclinaux (couchés ?) dont la direction nous est inconnue. A cette phase se rattache le développement de la schistosité I ainsi que probablement celui des minéraux de métamorphisme (andalousite, staurotide, grenat).

- phase II : plis de direction N 120 - 130° développant une schistosité de fracture grossière. A cette phase semblent se rattacher les recristallisations du métamorphisme II.

Les événements relatifs au développement de la Zone broyée sud-armoricaine sont particulièrement sensibles dans la partie Sud (gneiss porphyroïdes et gneiss fins). Il est difficile de préciser leur position par rapport à la seconde phase.

Chapitre V

CONCLUSIONS STRUCTURALES

Le postulat que nous avons émis afin de pouvoir tirer les conclusions pétrographiques s'applique également à ce chapitre.

Dans l'ensemble de l'Anticlinal de Cornouaille nous distinguons :

- une phase I : plis isoclinaux symmétamorphes de direction E - W.
- une phase II : plis symmigmatiques de direction NW - SE.

Dans les schistes cristallins septentrionaux :

- une phase I : en plis isoclinaux (couchés ?) synschisteux dont la direction nous est inconnue.
- une phase II : de direction N 120 - 130° développant dans les micaschistes une schistosité de fracture (chevrons).

A titre d'hypothèse nous proposons de considérer comme homologues les phases I que nous rencontrons dans les deux domaines, ainsi que les phases II.

Dans le domaine sud les cisaillements (phase III) sont postérieurs aux plissements symmigmatiques.

Dans le domaine nord si l'on admet que ce sont ces mêmes mouvements cisailants qui sont responsables de la cataclase et de l'apparition de la linéation dans les "gneiss porphyroïdes" et les gneiss fins, les plis qui déforment ces mêmes éléments structuraux appartiendraient donc à une phase postérieure (phase IV).

Troisième partie

C O N C L U S I O N S

G E N E R A L E S

Les études, à différentes échelles, montrent que le métamorphisme I correspond à la déformation I. Il en est de même du métamorphisme II et de la déformation II.

Quand au métamorphisme blastomylonitique III, sa relation avec la déformation III va de soi.

II - CHRONOLOGIE RELATIVE

L'essentiel des observations, tant pétrographiques que structurales, se trouve contenu dans le tableau II.

Le domaine étudié résulte donc de la superposition de trois événements tectono-métamorphiques majeurs, auxquels sont liées des manifestations magnétiques. L'une d'elles, en l'occurrence l'extrusion des granites en feuillets, apparaît avec évidence liée au développement de la Zone broyée sud-armoricaine; la seconde, mise en place des granites à deux micas de Férel et Herbignac, paraît liée à la migmatisation au niveau des gneiss du Broël. Quant à la troisième, injection des "gneiss porphyroïdes", elle est antérieure au développement de la Zone broyée et à la mise en place des granites en feuillets (ainsi que tend à le confirmer l'allure cartographique sécante du granite de Péaule par rapport à ces gneiss porphyroïdes (cf. carte hors-texte).

Chapitre II

LES SCHISTES CRISTALLINS ET GRANITES DE BASSE-VILAINE : DANS LE CADRE DE LA BRETAGNE MERIDIONALE

Les événements que nous venons d'évoquer s'inscrivent dans le cadre plus vaste des schistes cristallins et granites de Bretagne méridionale. C'est donc en nous basant sur les études effectuées dans ce domaine que nous allons tenter de préciser l'âge de ces mêmes événements.

Il nous faut d'abord essayer de situer stratigraphiquement les formations que nous venons d'étudier.

I - AGE DES FORMATIONS

Les formations du synclinorium de St Georges-sur-Loire ((quartzites du Pas des Biches, schistes à Calymènes) sont d'âge ordovicien.

Si l'on admet la réalité de la discordance des formations de ce synclinorium sur un socle plus ancien, c'est au cycle sédimentaire et volcano-sédimentaire du briovérien que doivent être rattachés les schistes cristallins qui viennent d'être l'objet de cette étude.

II - AGE DES METAMORPHISMES ET DES DEFORMATIONS

1) La déformation symmétamorphe E - W

Immédiatement à l'Est les schistes cristallins de la région de Champtoceaux sont impliqués dans de vastes structures tangentielles symmétamorphes, méso à catazonales, déversées vers le Sud (nappe de style pennique, J. COGNÉ, 1966).

AGE PROBABLE	TECTONIQUE	METAMORPHISME	PLUTONISME
<p style="text-align: center;">Miocène</p> <p style="text-align: center;">tardi-hercynien</p> <p style="text-align: center;">phase sudète (320 ± 9 M.A.)</p> <p style="text-align: center;">≈ 330 M.A. ?</p> <p style="text-align: center;">phase bretonne 369 ± 15 M.A.</p> <p style="text-align: center;">* phase cadomienne majeure 537 ± 24 M.A.</p> <p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">cycle hercynien</p>	<p style="text-align: center;">Formation du Sillon de Bretagne</p> <p style="text-align: center;">Fracturations</p> <p style="text-align: center;">Cisaillements de la Zone broyée</p> <p style="text-align: center;">Plissements NW-SE</p> <p style="text-align: center;">Plissements E-W</p>	<p style="text-align: center;">Blastomylonitisation en climat épi à mésozonal</p> <p style="text-align: center;">{ Nord : rétro-morphose épizonale Sud : mobilisation anatectique</p> <p style="text-align: center;">{ Nord : mésozonal Sud : méso à catazonal</p>	<p style="text-align: center;">Mise en place des Granites en feuillets</p> <p style="text-align: center;">intrusion des "Gneiss porphyroïdes"</p> <p style="text-align: center;">Granite d'anatexie Granites dits tardimigmatiques (type Ferrel et Herbignac)</p> <p style="text-align: center;">Granites injectés dans les Gneiss leptynitiques</p>

Tableau II

Cet ensemble est surmonté en transgression par le Paléozoïque non métamorphique du synclinal d'Ancenis. Les événements structuraux et métamorphiques qui lui ont donné naissance sont donc anté-paléozoïques et à rapporter à la phase majeure de l'orogénèse cadomienne dans cette région. Ce que confirme les données géochronologiques (âge radiométrique de la fin du métamorphisme cadomien : 537 ± 24 M.A.) (VIDAL et al. 1970).

Par comparaison, nous proposons de donner à la déformation symmétamorphe E - W un âge identique.

2) La déformation symmigmatique NW-SE

Cette direction NW-SE correspond en Bretagne méridionale à l'axe des intumescences du coeur desquelles se produit l'essentiel des phénomènes migmatitiques conduisant à la formation des granites d'anatexie ou de leur équivalent extravasé et intrusif, les granites tardimigmatiques (J. COGNÉ, 1957). Des données géochronologiques récentes (Ph. VIDAL, 1973) permettent de situer cet épisode magmatique à 369 ± 15 M.A.

C'est ce même épisode qui doit être responsable en Basse-Vilaine de la migmatisation et de la mise en place des granites à deux micas de Férel et d'Herbignac.

3) La mise en place des "gneiss porphyroïdes"

Dans le tableau II nous situons la mise en place de ce matériel avant celle des granites en feuillets associés à la Zone broyée sud-armoricaine mais postérieurement à la formation des migmatites et granites associés.

Il pourrait en fait s'agir du même épisode magmatique que des données radiométriques situent vers 330 M.A. (granite de Bignan : Ph. VIDAL, op. cit., granite de Pors-Poulhan, Ph. VIDAL, communication orale).

5) Le développement de la Zone broyée sud-armoricaine

L'importance de ce puissant accident cisailant n'est plus à démontrer en Bretagne méridionale (J. COGNÉ, 1954, 1957, 1960, 1966b). Pour cet auteur, l'essentiel des phénomènes de cisaillement et l'injection des bandes et feuilletts leucogranitiques est anté-stéphanien et à rattacher à la phase sudète (s.l.), même si des rejeux non négligeables ont pu se manifester.

Les données géochronologiques obtenues sur les leucogranites associés au développement de la Zone broyée (320 ± 9 M.A., Ph. VIDAL, 1973) confirme ce point de vue.

En conclusion

L'évolution des formations de Basse-Vilaine, qui se répartit sur deux cycles orogéniques principaux, cadomien et hercynien, s'inscrit donc de façon relativement satisfaisante dans le schéma orogénique tel qu'il est actuellement défini en Bretagne méridionale.

L'obtention d'âges radiométriques se situant vers 450 M.A. (Ph. VIDAL, 1972) pose cependant le problème d'un cycle intermédiaire qui ne nous est pas apparu à l'intérieur des formations de Basse-Vilaine.

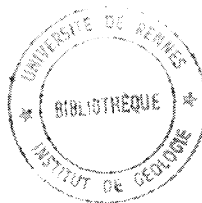
B I B L I O G R A P H I E

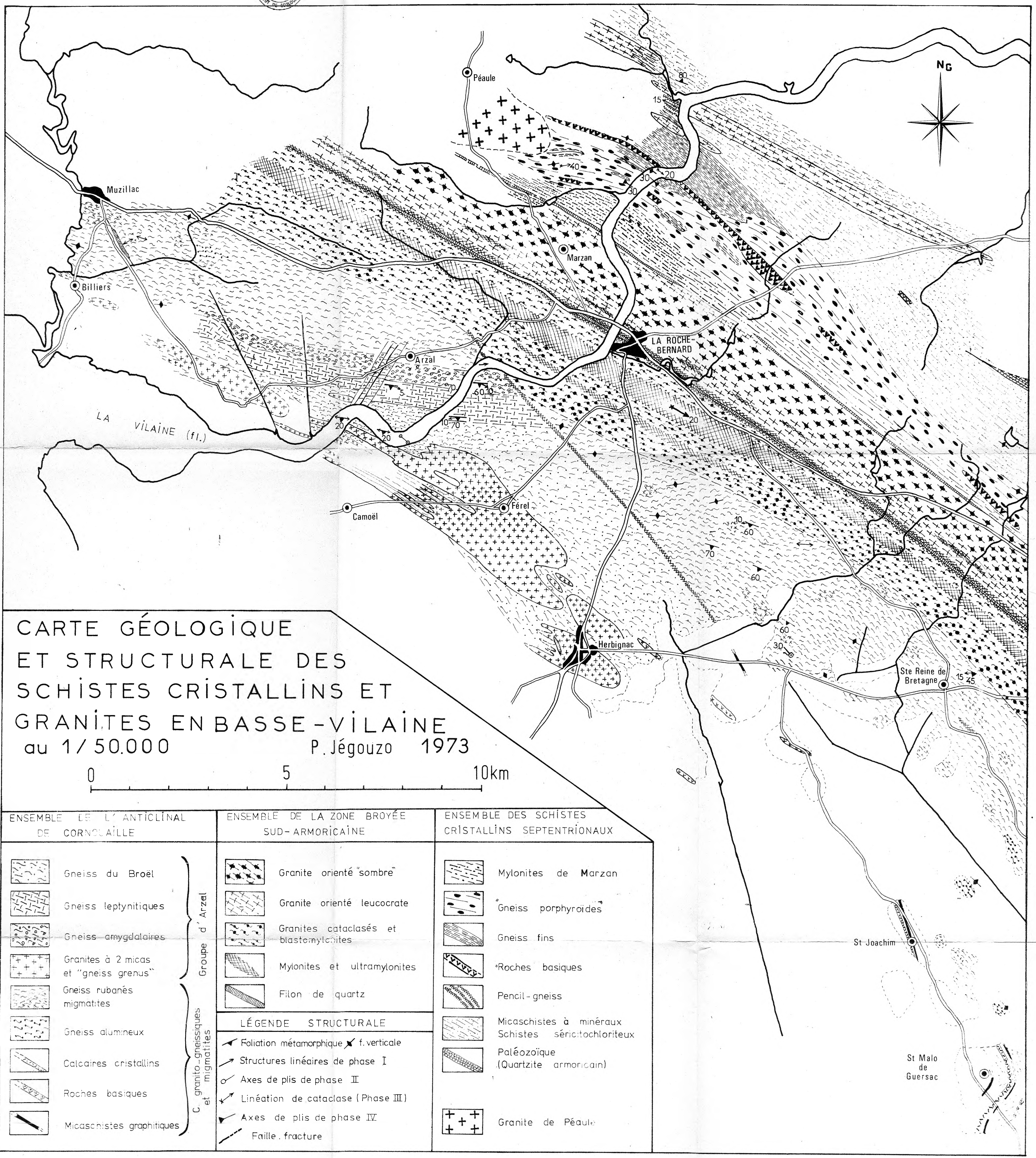
- ALTHAUS E. (1967) : The triple point andalousite - sillimanite - kyanite
Contr. Miner. and Petrol., 16, 29-44
- ALTHAUS E., NITSCH K.H., KAROTKE E., WINKLER H.G.F. (1970) - An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz.
N. Jb. Miner. Mh., 1970, 7, 325-336.
- ANTHONIOZ P.M. (1971) : Les mylonites profondes, étude qualitative et comparative du métamorphisme blastomylonitique.
Sciences de la Terre, T. XVI, 2, 109-155
- AUDREN C. (1971) : Etude pétrographique et structurale des schistes cristallins de l'estuaire de la Vilaine.
Thèse 3e cycle, Rennes, ronéo, 84 p.
- AUDREN C., COGNÉ J. (1972) : Tectonique tangentielle et écaillages hercyniens dans les schistes cristallins de l'estuaire de la Vilaine (Bretagne méridionale)
C.R. Acad. Sci., Paris, 274, D, 1629-1632
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G. (1970) : relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau. Cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales.
Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XII, 673-731
- BARD J.P., CAPDEVILA R., MATTE Ph. (1971) : La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta ibérique : comparaison avec les segments voisins.
in : Histoire structurale du Golfe de Gascogne, I, ed. Technip, 68 p.
- BARROIS Ch. (1896) : Légende de la feuille de St Nazaire.
Ann. Soc. géol. Nord, XXIV, 137-160.
- " (1897) : Légende de la feuille de Quiberon.
Ann. Soc. géol. Nord, XXVI, 17-33
- " (1930) : le Sillon de Bretagne
Ann. Soc. géol. Nord LV, 147-156
- " (1938) : Les phtanites briovériennes de Bretagne
Bull. Serv. Carte géol. Fr., XXXIX, 197, 26-30
- CHENEVOY M. (1968) : Les gneiss amygdalaires du massif central français
Rev. géogr. phys., Géol. dyn. (2), X, 177-196.
- CHINNER G.A. (1966) : The significance of aluminium silicates in métamorphism.
Earth Sc. Rev., 2, 11- 26.

- COGNÉ J. (1953) : Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : l'Anticlinal de Cornouaille.
Bull. Soc. géol. Fr. (6) III, 785-806
- " (1954) : Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : à propos des halleflints.
Bull. Soc. géol. Fr. (6) IV, 729-737
- " (1957) : schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille (thèse, Strasbourg) Mem. expl. Carte géol. Fr., 1960, 382 p.
- " (1960) : Métamorphisme et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale
Bull. Soc. géol. Fr. (7) II, 213-226
- " (1961) : Remarques sur quelques unes des principales associations minérales dans les micaschistes de Bretagne méridionale.
Bull. Soc. Fr. Min. Cristall., LXXXIV, 222-226
- " (1962) : Le Briovérien : esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le massif armoricain
Bull. Soc. géol. Fr. (7) IV, 413-430
- " (1965) : Feuille de Quiberon - Belle-Isle au 1/80 000e, n° 103, 2e édition, notice explicative, 16 p. Serv. Carte géol. Fr.
- " (1966a) : Une nappe cadomienne de style pennique : la série cristalloyphyllienne 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 E. Wegman, Neuchâtel, Ed. La Baconnière, 179-192
- " (1967a) : Zones stables et zones mobiles au cours de l'orogénèse hercynienne dans le massif armoricain.
in : "Contribution de la carte gravimétrique à la géologie du massif armoricain" Mem. Bur. Rech. géol. min., 52, 15-23
- " (1967b) : Age et signification structurale des plis couchés au sein des schistes cristallins de Bretagne méridionale par rapport aux phases principales de l'orogénèse cadomienne
C.R. Acad. Sci. Paris, 264, 552-555
- " (1970) : Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens.
Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 236, 193-218
- COGNÉ J. et VON ELLER J.P. (1961) : Défense et illustration des termes leptynite et granulite en pétrographie des roches métamorphiques.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 14, 2, 59-64

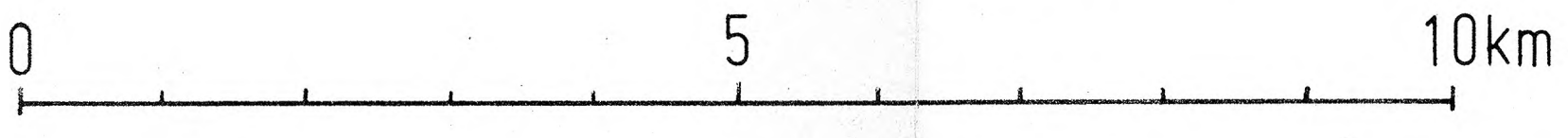
- DE MAY A. (1952) : Sur les relations stratigraphiques, structurales et magmatiques entre le Massif Central français et l'Armorique méridionale.
Geological congress, report of the eighteenth session, Great Britain, 1948, part XIII, 52-62
- GROLIER J., et VIALON P. (1964) : La foliation des schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples.
Bull. Soc. géol. Fr., 7, VI, 309-321
- GUI TARD G. (1967) : Les associations minéralogiques des marbres calcaïques et des gneiss calco-magnésiens au cours du métamorphisme régional hercynien dans la zone axiale des Pyrénées orientales.
C.R. Acad. Sci., Paris, 264, D, 17-20
- HAMEURT J. (1967) : Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes.
Thèse, Nancy. Mem. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 26, 402 p.
- HASSENFORDER B. (1970) : Etude pétrographique et structurale des formations cristallines et cristallophylliennes de la Basse-Loire (feuille de St Nazaire au 1/50 000).
Thèse 3e cycle, Strasbourg, 69 p.
- HIRSCHBERG A., WINKLER H.G.F. (1968) : Stability relations between chlorite, cordierite and almandite during metamorphosis.
Contr. Mineral. and Petrol., 18, 17-42
- HOSCHEK (1969) : The stability of staurotide and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks.
Contr. Mineral. and Petrol., 22, 208-232
- MEHNERT K.R. (1968) : Migmatites and the origin of granitic rocks
Amsterdam, Elsevier Pub. comp. , 393 p.
- METZ P. (1970) Experimental investigation of the metamorphism of siliceous dolomites. II . The conditions of diopside formation.
Contr. Mineral. and Petrol., 28, 221-250.
- MOINE B. (1971) : Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (région d'Ambatofinandrahana).
Thèse, Nancy, 264 p.
- PHILIPS F.C. (1963) : The use of stereographic projection in structural geology.
London, Arnold (publishers), 87 p.
- RAISAY J.G. (1967) : Folding and fracturing of rocks.
London, MacGrawHill Book Company, 568 p.
- VIDAL Ph. (1972) : L'axe granitique de Moelan-Lanvaux (Sud du Massif Armoricaïn). Mise en évidence, par la méthode Rb/Sr de trois épisodes de plutonisme pendant le Paléozoïque inférieur.
Bull. Soc. géol. minéral. Bret., 1972, C, IV, 2, 75-89

- VIDAL Ph. (1973) : Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif Armoricaïn.
Bull. Soc. géol. Fr. (à paraître)
- VIDAL Ph., COGNÉ J. et BONHOMME M. (1970) : Premiers résultats géochronologiques concernant l'évolution structurale en Bretagne méridionale : la nappe cristallophyllienne de Champ-toceaux dans le cadre des orogènes cadomien et hercynien.
C.R. Acad. Sci., Paris, 271, D, 1737-1740.
- WILSON G. (1961) : The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field
Ann. Soc. géol. Belg., 84, 425-548.
- WINKLER H.G.F. (1970) : Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks.
N. Jb. Mineral. Mh., 189-248.





CARTE GÉOLOGIQUE
ET STRUCTURALE DES
SCHISTES CRISTALLINS ET
GRANITES EN BASSE-VILAINE
au 1/50.000
P. Jégouzo 1973



ENSEMBLE DE L'ANTICLINAL DE CORNOUAILLE	ENSEMBLE DE LA ZONE BROYÉE SUD-ARMORICAINE	ENSEMBLE DES SCHISTES CRISTALLINS SEPTENTRIONAUX
<ul style="list-style-type: none"> Gneiss du Broël Gneiss leptynitiques Gneiss amygdalaires Granites à 2 micas et "gneiss grenus" Gneiss rubanés migmatites Gneiss alumineux Calcaires cristallins Roches basiques Micaschistes graphitiques 	<ul style="list-style-type: none"> Granite orienté "sombre" Granite orienté leucocrate Granites cataclasés et blastomylonites Mylonites et ultramylonites Filon de quartz 	<ul style="list-style-type: none"> Mylonites de Marzan Gneiss porphyroïdes Gneiss fins Roches basiques Pencil-gneiss Micaschistes à minéraux Schistes séricitochloriteux Paléozoïque (Quartzite armoricain) Granite de Péaule
LÉGENDE STRUCTURALE		
<ul style="list-style-type: none"> Foliation métamorphique f. verticale Structures linéaires de phase I Axes de plis de phase II Linéation de cataclase (Phase III) Axes de plis de phase IV Faille, fracture 		