



**HAL**  
open science

**SCHISTES BLEUS ET DEFORMATION  
PROGRESSIVE. L'exemple de l'île de Groix (Massif  
Armoricain)**

Hervé Quinquis

► **To cite this version:**

Hervé Quinquis. SCHISTES BLEUS ET DEFORMATION PROGRESSIVE. L'exemple de l'île de Groix (Massif Armoricain). Sciences de la Terre. Université de Rennes 1 [UR1], 1980. Français. NNT: . tel-01759011

**HAL Id: tel-01759011**

**<https://insu.hal.science/tel-01759011>**

Submitted on 5 Apr 2018

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

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

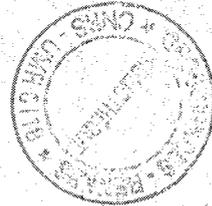
A. FECHER  
Arnaud FECHER

Thèse générale

# SCHISTES BLEUS ET DEFORMATION PROGRESSIVE

*L'exemple de l'île de Groix (Massif Armoricain)*

GÉOSCIENCES - RENNES	
CNRS - 1642461	
N° de Classification Bibliothèque	B02241



remplace l'ex. perdu

**Hervé QUINQUIS**

**RENNES 1980**





SERIE : C  
N° d'Ordre : 601  
N° de Série : 225

THESE  
présentée  
DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES I  
U.E.R. STRUCTURE ET PROPRIETES DE LA MATIERE

pour obtenir  
le titre de DOCTEUR en TROISIEME CYCLE  
Spécialité : SCIENCES DE LA TERRE - METHODES d'ETU-  
DES DES SOCLES - Option : GEOLOGIE STRUCTURALE.

PAR  
Hervé QUINQUIS

Sujet de la Thèse : SCHISTES BLEUS ET DEFORMATION PROGRESSIVE :  
L'EXEMPLE DE L'ILE DE GROIX (Massif Armoricain).

Soutenue le 31 janvier 1980 devant la Commission d'Examen

MM. J. COGNÉ, Professeur à l'Université de RENNES I	Président
P. CHOUKROUNE, Professeur à l'Université de RENNES I )	
P. COBBOLD, Maître de Recherches au C.N.R.S. )	Rapporteurs
M. MATTAUER, Professeur à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc )	
A. NICOLAS, Professeur à l'Université de NANTES )	Examineurs
A.J. WATKINSON, Associate Professor at WASHINGTON State University, PULLMAN, USA )	



-----  
 U.E.R. "SCIENCES ET PHILOSOPHIE"  
 -----

Doyens Honoraires

M. MILON Y.  
 M. TREHIN R.  
 M. LE MOAL H.  
 M. MARTIN Y.  
 M. BOCLÉ J.

Professeurs Honoraires

M. FREYMANN R.  
 M. ROHMER R.  
 M. TREHIN R.  
 M. SALMON-LEGAGNEUR F.  
 M. MILON Y.  
 M. VENE J.  
 M. VACHER M.

Melle CHARPENTIER M.

Maîtres de Conférences Honoraires

M. GRILLET L.  
 Melle HAMON M.R.

Professeurs

M. GUERINDON Jean  
 M. GIORGIUTTI Italo  
 M. MIGNOT Alain  
 M. RUGET Gabriel  
 M. BERTHELOT Pierre  
 M. GUIVARC'H Yves  
 M. CONZE Jean-Pierre  
 M. TOUGERON Jean-Claude  
 M. KEANE Mickaël  
 M. BOULAYE Guy  
 M. HOUDEBINE Jean  
 M. CAMUS Jacques  
 M. LEGOUPIL Jean  
 M. VERJUS Jean-Pierre

Maîtres de Conférences & Chargés de Cours Docteurs d'Etat inscrits sur la LAMCMATHEMATIQUES

M. FERRAND Daniel  
 M. BREEN Lawrence  
 M. LERMAN Israël  
 M. JACOD Jean  
 M. LENFANT Jacques  
 M. TRILLING Laurent  
 M. CROUZEIX Michel

PHYSIQUE

M. VIGNERON Léopold  
 M. LE BOT Jean  
 Mme ROBIN Simone née Salomond  
 M. ROBIN Stéphane  
 M. MEVEL Jean-Yves  
 M. MEINNEL Jean  
 M. BRUN Pierre  
 M. LEROUX Emile  
 M. DUBOST Gérard  
 M. ARQUES Pierre-Yves  
 M. HAEUSLER Claude  
 M. DECAMPS Edmond-Antoine  
 M. GUIDINI Joseph

M. DURAND Alain  
 M. VEZZOSI Georges

M. DAUDE André  
 M. GOULPEAU Louis  
 M. BERTEL Louis  
 M. LANGOUET Loïc  
 M. LE FLOCH Albert  
 M. LE TRAON André  
 M. DANIEL Jean-Pierre  
 M. PRIOL Marcel  
 M. STEPHAN Guy  
 M. TANGUY Pierre  
 M. TERRET Claude  
 M. CHARBONNEAU Guy

CHIMIE

M. LE MOAL Henri  
M. LEVAS Emile  
M. PELTIER Daniel  
M. PRIGENT Jacques  
M. FOUCAUD André  
M. LANG Jean  
M. CARRIE Robert  
M. GUERILLOT Claude, Roger  
M. KERFANTO Michel (ENSCR)  
M. DABARD René  
M. GRANDJEAN Daniel  
M. LUCAS Jacques  
M. MARTIN Guy (ENSCR)  
M. TALLEC André

M. HAMELIN Jack

M. AUFFREDIC Jean-Paul  
M. CAILLET Paul  
M. CAREL Claude  
M. DANION Daniel  
Mme DANION Renée née Bougot  
M. DIXNEUF Pierre  
M. FAYAT Christian  
M. GORGUES Alain  
M. JUBAULT Michel  
M. LAURENT Yves  
M. LE CORRE Maurice  
M. LISSILOUR Roland  
M. ROBERT Albert  
M. ROBIN Roger  
M. NICOLLON des ABBAYES H.  
M. MEYER André  
M. PATIN Henri  
Mme LOUER Mochèle née Gaudin  
M. MOINET Claude  
M. POULAIN Marcel  
M. DARCHEN André  
M. RAPHALEN Désiré (ENSCR)  
M. MAUNAYE Marcel (ENSCR)

CHIMIE BIOLOGIQUE

M. JOUAN Pierre  
M. DUVAL Jacques

M. VALOTAIRE

GEOLOGIE

M. COGNÉ Jean  
Mlle DURAND Suzanne  
M. HAMEURT Jean-Marie  
M. LARDEUX Hubert

M. BONHOMMET Norbert  
M. CHOUKROUNE Pierre

M. CHAUVEL Jean-Jacques  
Mme ESTEOULE J. née Choux

ZOOLOGIE

M. MAILLET Pierre  
M. RAZET Pierre  
M. FOLLIOT Roger  
M. ALLEGRET Paul  
M. MANIEY Jacques  
M. JOLY Jean-Marie  
M. LEFEUVRE Jean-Claude  
M. CALLEC Jean-Jacques

M. GOURANTON Jean  
M. TREHEN Paul

M. BARBIER Roger  
M. BERNARD Jean  
M. DAGUZAN Jacques  
M. GAUTIER Jean-Yves  
M. MICHEL Raoul  
M. PICHERAL Bertrand  
Mme URVOY J. née Le Masson  
M. GUYOMARCH Jean-Charles  
M. COILLOT Jean-Pierre  
M. GUILLET Jean-Claude  
M. BOISSEAU Claude

BOTANIQUE

M. VILLERET Serge  
M. CLAUSTRÉS Georges  
Mlle GOAS G.  
Mlle GOAS M.  
Mme LEMOINE Cécile  
M. TOUFFET Jean

M. HUON André

M. LARHER François  
M. BERTRU Georges  
M. STRULLU Désiré

PHILOSOPHIE

M. ORTIGUES Edmond  
M. BEYSSADE Jean-Marie  
M. JACQUES Francis

M. CLAIR André

PERSONNELS C.N.R.S.

Directeurs de Recherche

Maîtres de Recherche

Chargés de Recherche, Docteurs d'Etat  
inscrits sur la LAMC

CHIMIE

M. BIGORGNE Michaël (ENSCR)

M. JAUEN Gérard  
M. SERGENT Marcel

M. GUYADER Jean  
M. LOUER Daniel

GEOLOGIE

M. CAPDEVILLA Raymond

M. VIDAL Philippe

ZOOLOGIE

Mme GAUTIER Annie née Hion

ANTHROPOLOGIE

M. GIOT Pierre-Roland

M. BRIARD Jacques



*Que ceux qui ont contribué à l'élaboration de ce travail soient ici remerciés. Je pense plus particulièrement à J.P. BRUN, P. CHOUKROUNE et P. COBBOLD qui ne m'ont jamais ménagé leur aide, tant au laboratoire que sur le terrain, et aussi aux personnes ayant assuré la réalisation matérielle de cet ouvrage.*



## SOMMAIRE

INTRODUCTION .....	p. 1
--------------------	------

### PREMIERE PARTIE : ETUDE TECTONIQUE DE L'ILE DE GROIX

<u>Chapitre I : ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE</u> .....	5
I. La lithologie .....	5
II. Le métamorphisme .....	6
III. Données géochronologiques .....	11
IV. Données structurales .....	12
V. Conclusion .....	14
<u>Chapitre II : ETUDE MACROSCOPIQUE DES DEFORMATIONS</u> .....	15
I. Introduction .....	15
1) Méthodes d'étude .....	15
2) Le matériel affecté .....	16
2.1) Les métapélites .....	16
2.2) Les métavolcanites .....	17
3) Le problème de la nomenclature des phases de déformation .....	18
II. La déformation $D_1$ .....	19
1) La foliation $F_1$ .....	20
2) La structure linéaire .....	20
2.1) La linéation $L_1$ .....	20
2.2) Axes $B_1$ et crénulations associées .....	22
3) Les plis $P_1$ .....	22
3.1) Etude dans un plan perpendiculaire à la linéation $L_1$ .....	22
3.2) Etude tridimensionnelle : les plis en fourreau ...	23
3.3) Etude perpendiculaire aux tronçons de charnières courbes .....	27
3.4) Relations boudinage - plissement $P_1$ .....	27
4) Conclusion .....	28

III. Les déformations $D_2$ et $D_3$ .....	p. 28
1) La déformation $D_2$ .....	28
1.1) A l'échelle cartographique .....	28
1.2) A l'échelle de l'affleurement .....	30
1.2.1) Secteur 1 .....	30
1.2.2) Secteurs 2 et 5 .....	31
1.2.3) Secteurs 3 et 4 .....	32
2) La déformation $D_3$ .....	33
2.1) Secteur 1 .....	33
2.2) Secteurs 2 et 5 .....	33
2.3) Secteurs 3 et 4 .....	34
3) Conclusion .....	34
<u>Chapitre III : RELATIONS METAMORPHISME-DEFORMATION</u> .....	35
I. Les micas blancs .....	36
1) Relations avec les plis $P_1$ .....	36
2) Relations avec $D_2$ et $D_3$ .....	36
3) Conclusion .....	36
II. Le quartz .....	37
1) Relations avec $D_1$ .....	37
2) Relations avec $D_2$ et $D_3$ .....	37
III. Les épidotes .....	37
IV. Le glaucophane .....	37
1) Relations avec $D_1$ . Notion de déformation progressive $D_1$ .....	37
2) Relations avec $D_2$ .....	39
V. Le grenat .....	39
1) Relations avec $D_1$ .....	41
1.1) Dans les metabasites .....	41
1.2) Dans les métapélites .....	44
2) Relations avec $D_2$ et $D_3$ .....	46
VI. Les pseudomorphes de lawsonite .....	46
VII. La chlorite .....	47
1) Relations avec $D_1$ .....	47
2) Relations avec $D_2$ et $D_3$ .....	48
VIII. L'albite .....	48
IX. Zonation inverse du métamorphisme HP.BT .....	49
<u>Conclusion</u> .....	51

DEUXIEME PARTIE : LA DEFORMATION D<sub>1</sub> : UN CISAILLEMENT PROGRESSIF  
SYNCHRONE DU METAMORPHISME HP.BT

<u>Introduction</u> .....	p. 52
<u>Chapitre I : LA DEFORMATION FINIE D<sub>1</sub></u> .....	53
I. Fabrique de forme des roches et directions principales de la déformation finie .....	53
II. Fabrique de réseau du quartz .....	55
1) Relations avec le type de l'ellipsoïde de déformation finie .....	55
2) Relations avec l'intensité de la déformation D <sub>1</sub> .....	57
III. Les zones abritées (pressure "shadows") .....	58
1) Roches basiques .....	58
2) Roches pélitiques .....	58
3) Conclusion .....	58
IV. Le boudinage .....	59
V. Problème de la crénulation suivant X .....	61
VI. Conclusions .....	62
<u>Chapitre II : LE REGIME DE LA DEFORMATION D<sub>1</sub> : UN CISAILLEMENT</u> <u>SUBHORIZONTAL DU SUD VERS LE NORD</u> .....	63
I. Direction et sens de rotation des grenats syntectoniques. .....	63
1) Analyse bibliographique succincte .....	63
1.1) Porphyroblastes rotationnels en déformation coaxiale .....	63
1.2) Porphyroblastes "boules de neige" en déformation non-coaxiale .....	64
2) Les grenats de l'Ile de Groix .....	65
2.1) Direction de cisaillement .....	65
2.2) Sens de cisaillement .....	66
2.3) Intensité du cisaillement .....	66
3) Conclusion .....	67
II. Les zones de cisaillement obliques sur F <sub>1</sub> : Plan C' .....	68
III. Les zones abritées .....	69
IV. Fabrique de réseau du quartz et régime de déformation ..	71
V. Conclusion .....	75

TROISIEME PARTIE : GENESE ET EVOLUTION DES PLIS CURVIPLANAIRES EN  
REGIME CISAILLANT : APPROCHE EXPERIMENTALE

Introduction .....p.77

Chapitre I : INITIATION ET DEVELOPPEMENT DES PLIS EN DEFORMATION

NON COAXIALE : UNE REVUE ..... 79

I. Etude bidimensionnelle	79
1) Plissement passif	79
2) Plissement actif	80
2.1) Couche isolée	80
2.2) Multicouche	81
II. Etude tridimensionnelle	82
III. Conclusion	82

Chapitre II : DEVELOPPEMENT DES PLIS EN FOURREAU EN REGIME CI-

SAILLANT ..... 83

Introduction ..... 83

A) APPROCHE EXPERIMENTALE ..... 85

I. Méthode expérimentale ..... 86

    1) Matériaux utilisés ..... 86

    2) Construction du modèle ..... 86

    3) Déformation du modèle ..... 86

    4) Dissection des modèles ..... 87

II. Plissement passif lors d'un écoulement pendant lequel les lignes de courant gardent une orientation constante ..... 87

    1) Modèle 1 ..... 87

    2) Modèle 2 ..... 89

III. Plissement passif lors d'un écoulement pendant lequel les lignes de courant ne gardent pas une orientation constante ..... 91

IV. Conclusion ..... 93

B) LES PLIS EN FOURREAU DE L'ILE DE GROIX ..... 95

I. Le cisaillement subméridien ..... 95

II. Le vallon du Lavoir ..... 98

    1) La foliation  $F_1$  ..... 100

    2) Les plis  $P_1$  ..... 100

    3) Le déversement vers le S.W ..... 101

4) Relations linéations-axes de plis .....	p.102
5) Interprétation en termes de cisaillement .....	103
III. Plis en fourreau et déformation progressive .....	104
IV. Conclusion .....	107

QUATRIEME PARTIE : LA TECTONIQUE DE L'ILE DE GROIX DANS SON CONTEXTE

REGIONAL

I. Schistes bleus et tectonique globale .....	108
1) Les schistes bleus : genèse, occurrences .....	108
1.1) Genèse .....	108
1.2) Occurrences .....	109
2) Schistes bleus et tectonique globale .....	109
2.1) La subduction .....	109
2.2) L'obduction .....	112
2.3) Collision et chevauchements intralithosphériques .....	112
2.4) Chevauchements intralithosphériques et métamorphisme .....	113
3) Conclusion .....	115
II. Schistes bleus et déformation .....	115
III. Les schistes bleus de l'Ile de Groix : séries obductées sur la Bretagne méridionale après une collision hercynienne ? .....	116
1) Critique des modèles antérieurs .....	117
1.1) Double ceinture métamorphique avec subduction à pendage nord .....	117
1.2) Obduction sur un continent sud .....	118
2) Le modèle .....	118
2.1) Contraintes à respecter .....	118
2.2) Interprétation du chevauchement profond .....	119
2.3) Age du chevauchement .....	122
2.4) Conditions P.T lors du chevauchement .....	122
3) Test du modèle .....	123
3.1) Estimation des différents paramètres .....	123
3.2) Le test .....	124
4) Compatibilités et implications à l'échelle du Massif Armoricaïn .....	125
IV. Conclusion .....	126
CONCLUSION .....	127
BIBLIOGRAPHIE .....	129



## INTRODUCTION

L'objet principal de ce travail est d'étudier la déformation associée au métamorphisme de faciès schistes bleus.

La genèse des schistes bleus était encore, voici 10 ans, l'objet de multiples controverses. Depuis, le concept de tectonique des plaques a fourni des réponses satisfaisantes à ce problème qui s'est trouvé progressivement lié aux phénomènes "globaux" de subduction et d'obduction. Cependant, ce parallèle repose essentiellement sur des considérations d'ordre métamorphique et peu d'auteurs ont tenté de cerner l'évolution structurale des régions considérées comme des zones de convergence de plaques.

Ce travail tentera de montrer que ce type d'étude peut pourtant permettre de préciser la signification géodynamique de certains schistes bleus et, en particulier, conduire à déterminer la nature, la direction et le sens d'une paléoconvergence de plaques.

L'exemple choisi, les schistes bleus paléozoïques de l'Ile de Groix (Bretagne méridionale), est intéressant à plusieurs titres :

- L'Ile de Groix fait partie de la dizaine de pointements de schistes bleus antémésozoïques existant dans le monde.
- C'est également un secteur très étudié du point de vue métamorphique et géochronologique.
- La qualité des affleurements côtiers rend possible une analyse structurale précise.

- Enfin, la place prépondérante occupée par cette petite île bretonne dans les reconstitutions géodynamiques hercyniennes justifie une analyse de son histoire structurale plus détaillée que celle existant jusqu'à présent.

En bref, une étude structurale intégrant les données d'ordre pétrographique et géochronologique devrait conduire à une approche suffisante de l'histoire tectono-métamorphique de ce secteur pour discuter, avec le maximum de données, tout modèle d'évolution géodynamique.

#### PLAN DE L'OUVRAGE, THEMES ET RESULTATS

Ce travail se compose de quatre parties :

. *La première partie* consiste en une étude tectonique et microtectonique de l'île de Groix suivie d'une analyse des relations métamorphisme - déformation. On note :

- une déformation  $D_1$ , globalement synchrone du métamorphisme de faciès schistes bleus et à laquelle est lié le développement de plis en "fourreau".
- deux déformations post-métamorphiques  $D_2$  et  $D_3$ .

. *La deuxième partie* a pour but d'analyser la déformation finie, puis le régime de la déformation  $D_1$ . On conclut, schématiquement, à une déformation plane résultant d'un cisaillement subhorizontal de très grande amplitude finie.

. *La troisième partie* comporte deux volets principaux :

- *Le premier est d'intérêt méthodologique.* On y tente d'utiliser le plissement comme outil d'analyse de la déformation progressive. C'est une analyse du plissement passif en régime cisailant, effectuée en collaboration (COBBOLD et QUINOIS 1980), à partir de modèles théoriques et expérimentaux. On en retiendra principalement le point suivant : un plissement passif peut résulter, lors d'un cisaillement simple, de l'amplification cinématique de déflexions préexistantes ou bien apparues

à la faveur d'instabilités mécaniques internes. Ces plis sont alors très asymétriques et le plus souvent curviplanaires. Ils ont typiquement la forme de fourreaux pointant dans la direction de cisaillement.

- *Le second volet de cette troisième partie est d'intérêt à la fois thématique et régional.* Les données issues de la modélisation y sont utilisées pour préciser, grâce à l'étude des plis en fourreau associés à la déformation  $D_1$ , l'analyse du cisaillement progressif synchrone du métamorphisme.

. *La quatrième partie* considère les conséquences d'ordre géodynamique de l'analyse de la déformation progressive. Une synthèse des multiples données régionales conduit à proposer le modèle géodynamique suivant :

Les schistes bleus de l'Ile de Groix se seraient formés au cours d'un chevauchement intralithosphérique profond du Sud vers le Nord. Cette obduction des schistes bleus sur la Bretagne méridionale résulterait d'une collision interplaque hercynienne.



## **PREMIERE PARTIE**

### **ETUDE TECTONIQUE DE L'ILE DE GROIX**

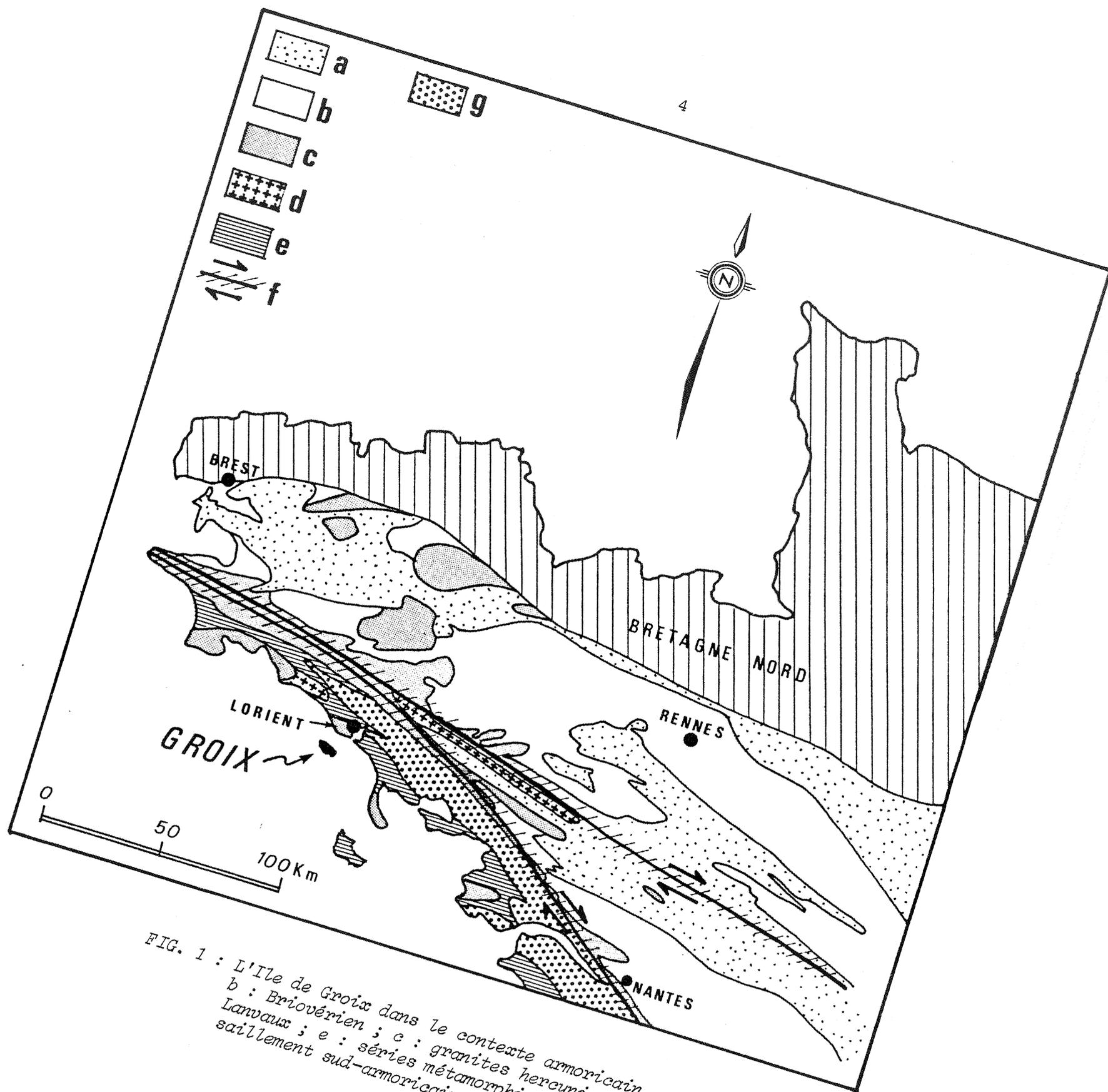


FIG. 1 : L'Ile de Groix dans le contexte armoricain. a : Paléozoïque ;  
 b : Briovérien ; c : granites hercyniens ; d : orthogneiss de  
 Lanvaux ; e : séries métamorphiques sud-armoricaines ; f : ci-  
 saillement sud-armoricain ; g : migmatites pré-hercyniennes.

# Chapitre I

## ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE

### INTRODUCTION

L'Ile de Groix est située au Sud-Ouest du Massif Armoricaïn à 10 km au large de Lorient (Fig. 1). Malgré sa superficie réduite (de l'ordre de 20 km<sup>2</sup>), elle a toujours occupé une place de choix dans la géologie armoricaïne. Dès le 19<sup>ème</sup> siècle, la richesse et la diversité de ses minéralisations y attire de nombreux géologues (voir l'historique bibliographique présenté par COGNE et al 1966). L'intérêt grandissant porté aux schistes bleus dans les études tectono-métamorphiques modernes n'a fait que renforcer, par la suite, cet attrait. La liste des travaux publiés sur cette petite ile bretonne est donc impressionnante. Néanmoins, il m'apparaît indispensable de résumer ici l'évolution de ces recherches dont les données pétrologiques et géochronologiques sont utilisées dans ce travail.

### I. LA LITHOLOGIE

La première classification pétrographique des séries groisillonnes est due à Charles BARROIS (1883). Il distingue des schistes à chloritoïde, des amphibolites à glaucophane, des schistes à muscovite feldspathiques. Depuis, de nombreuses classifications pétrographiques très précises ont été dressées, dictées soit par le chimisme global des roches (MAKANJUOLA et HOWIE 1972), soit par la reconnaissance d'associations paragénetiques (par ex. : TRIBOULET 1974, CARPENTER 1976).

Cependant, les différents faciès pétrographiques alternent à l'affleurement de façon très complexe, l'intensité de la déformation ayant bouleversé entièrement les séries. Il n'a donc pas été possible d'établir une colonne stratigraphique. De ce fait, dans le cadre d'une étude structurale, la lithologie de l'Ile de Groix peut être rapportée à deux faciès principaux que j'ai seuls cartographiés : les micaschis-

tes et les amphibolites (carte H.T. n° 1). Il s'agit respectivement de métapélites et de métavolcanites (CARPENTER 1976, JAHN et al 1977, CARPENTER et al 1978).

## II. LE METAMORPHISME

Lors d'une étude générale des séries sud-armoricaines, COGNÉ (1953, 1960) précise l'étude pétrographique et aborde l'analyse structurale des séries ainsi que leur place dans l'évolution régionale.

Ces travaux, ainsi que l'analyse tectonique de JEANNETTE (1965), sont synthétisés par COGNÉ et al (1966). Ces auteurs proposent l'hypothèse d'un métamorphisme mésozonal d'âge cadomien, rétro-morphosé lors de l'orogène hercynien dans deux "étages tectoniques" superposés, pénécotemporains. L'un, plus "profond" (albite, épidote amphibolite faciès), est exprimé essentiellement dans la partie N-E de l'île ; l'autre, plus "superficiel" (greenschist facies), correspond à la partie S-W de l'île.

Lors d'une étude pétrographique des roches basiques, FELIX (1970) est conduit à différencier deux faciès primaires, l'un glaucophanitique, l'autre prasinitique, évoluant tous deux vers des états voisins à albite + clinocllore lors d'une rétro-morphose. Puis FELIX et FRANSOLET (1972) soutiennent l'hypothèse d'une "paragenèse éphémère" à lawsonite + glaucophane conduisant, au sein des metabasites, à l'évolution plurifaciale suivante au cours du métamorphisme primaire :

- a) glaucophane - épidote - grenat - sphène - (muscovite s.l.)
- b) glaucophane - épidote / lawsonite - grenat - sphène - (muscovite s.l.).

Une analyse chimique classique des minéraux groisillons provenant des différents types de roches permet à MAKANJUOLA et HOWIE (1972) de décrire l'évolution des différentes paragenèses minérales (tableau 1).

Basic schists	Aluminous schists
Garnet + pyroxene + sphene	garnet + muscovite + (kyanite ?) + sphene
↓	↓
glaucofane + epidote + rutile + phengite	chloritoid + glaucophane + epidote + phengite + rutile + (lawsonite ?)
↓	↓
barroisite + epidote + phengite	↓
↓	↓
calcite + chlorite + albite + muscovite + actinolite	muscovite + chlorite + quartz + calcite

Tableau 1 : Evolution des différentes paragenèses (in MAKANJUOLA et HOWIE 1972). Les flèches de ce tableau indiquent la succession chronologique des différentes paragenèses à température décroissante.

Pour ces auteurs, les séries groisillonnes se seraient formées par rétro-morphoses successives depuis un faciès éclogitique initial, chaque paragenèse étant partiellement détruite par la cristallisation de la suivante. Ce travail, comme celui de TRIBOULET (1974, 1977), néglige les relations métamorphisme et déformation. Les conclusions de TRIBOULET (1974, 1977) sont proches de celles de FELIX (1970) puisqu'il distingue également un métamorphisme primaire prograde, de type haute pression - basse température, rétro-morphosé ensuite dans le faciès schistes verts (tableau 2).

		episode 1 (M <sub>1</sub> )	episode 2 (M <sub>2</sub> )
		roches basiques	
	zone I	Cpx Gr Gl Ep Pa Ep Gl Gr Gl Ep Gr AcAl	Ampblv Chl Ab Pa
Cpx : clinopyroxène	zone II	Gl Ampblv Ep Gr Ampblv ± AcAl Chl Gr Ep Pa Gl Ep Ampblv	Ab Chl Ampblv Pa
Gr : grenat	zone III	Ep Gl Chl Ampblv Ep Gl Chl Ab Ab Ep Pa Ampblv	{ Ab Chl Ep Ampblv Pa
Gl : glaucophane			
Ep : épidote			
Pa : paragonite			
AcAl : actinote alumineuse			
Ampblv : amphibole bleu-vert			
Chl : chlorite			
Ab : albite			
Biotbr : biotite brune	zone I	Biotbr Pheng Gr ± Stilp Pheng Chtd Gr	Chl Stilp Ab
Pheng : phengite	zone II	{ Stilp Pheng Q Gr/Chl Chtd Pheng Gr Q	Ab Chl Stilp
Chtd : chloritoïde	zone III	{ Chtd Pheng Stilp (Chl/Gr)	
Q : quartz			
Stilp : stilpnomélane			
			roches pélagiques

Tableau 2 : Evolution métamorphique des séries groisillonnes rapportée à trois zones de température et pression décroissantes (d'après TRIBOULET 1974). M<sub>1</sub> : métamorphisme primaire ; M<sub>2</sub> : rétro-morphose.

TRIBOULET (1974) reconnaît l'existence, au cours du métamorphisme primaire (épisode 1,  $M_1$  : tableau 2), de trois zones cartographiques de température et pression décroissantes (Fig. 2).

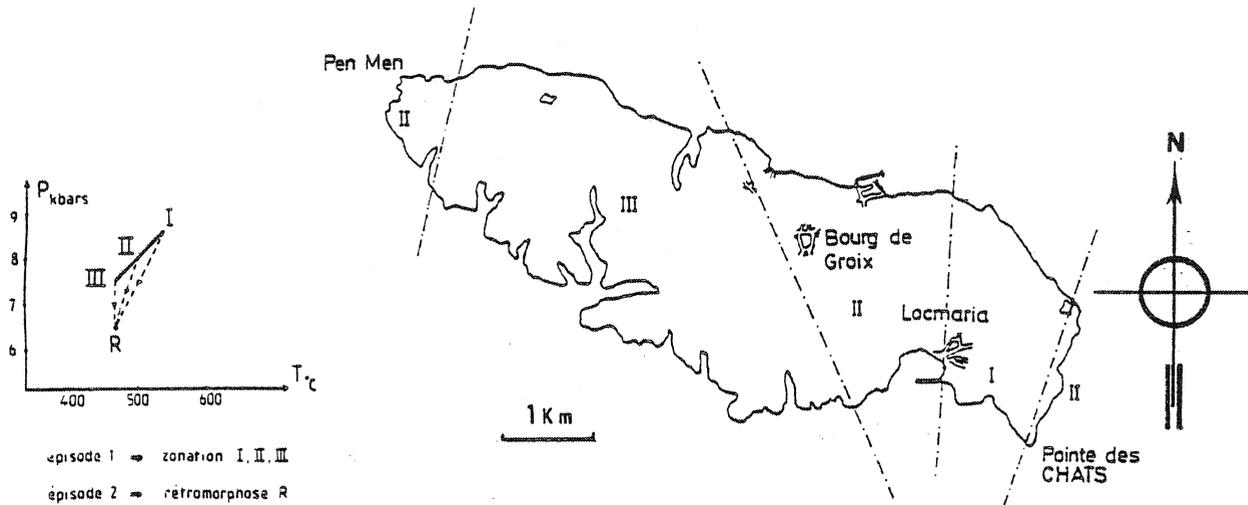


FIG. 2 : Zonéographie du métamorphisme (in TRIBOULET 1974). Conditions pression - température (in TRIBOULET 1977).

1) La zone I ( $P = 8,5$  K bars,  $T = 530^{\circ}$  C) est la zone des "glaucophanites à omphacites que l'on attribuera au faciès éclogitique".

2) La zone II ( $P = 8$  K bars,  $T = 500^{\circ}$  C) est celle des amphibolites à grenat sans clinopyroxène.

3) La zone III ( $P = 7,5$  K bars,  $T = 470^{\circ}$  C) est celle des schistes verts. Elle est moins marquée par la rétro-morphose qui affecte l'ensemble des séries car les conditions rétro-morphiques (semblables dans toutes les zones :  $P = 6,5$  K bars,  $T = 470^{\circ}$  C) sont, dans cette dernière zone, toutes proches des conditions initiales.

Lors d'une étude d'ordre également pétrogénétique, CARPENTER (1976) propose de nouveaux équilibres minéralogiques. L'analyse des relations métamorphisme et déformation lui permet de proposer une évolution différente des paragenèses de l'île de Groix (tableau 3).

	ZONE I		ZONE II	
	BASIC	ALUMINOUS	BASIC	ALUMINOUS
pre F <sub>1</sub> or F <sub>a</sub>	Rutile Granoblastic epidote Small lined glaucophanes ? Lawsonite	Rutile/ilmenite Sericitic phengite Fe-rich chloritoid Primary Fe-Al rich chlorites	Fine grained glaucophane ? Lawsonite, rutile, garnet cores Albite + clinzoisite + paragonitic pseudomorphs Sphene Pyroxene augen, glaucophane Epidote, phengite Garnet rims	Rutile/ilmenite Sericitic phengite
F <sub>1</sub>				Mg-rich chloritoid Garnet
post				
syn F <sub>2</sub>	Large, decussate glaucophanes Porphyroblastic epidote	? stilpnomelane in graphitic mica-schists		Porphyroblastic phengite
post	RETROGRESSION			? Fe biotite
syn F <sub>3</sub>	Magnetite + albite + chlorite replaces glaucophane Albite + paragonite + clinzoisite replaces lawsonite Sphene rims rutile	Chloritization of chloritoid ? stilpnomelane Sphene rims rutile	Chlorite rims to garnet Barroisite rims to glaucophane	Chloritization of chloritoid Chlorite rims to glaucophane ? stilpnomelane
post	Albite (gefülte) chlorite, sphene, clinzoisite, actinolite		Albite (gefülte) chlorite	
F <sub>4</sub>	Talc, actinolite, chlorite	Tourmaline		Tourmaline

Tableau 3 : Relations métamorphisme - déformation (in CARPENTER 1976).

La zonéographie qu'il propose (Fig. 3) est basée essentiellement sur la présence dans les roches basiques de la zone II, de grenat en équilibre avec du glaucophane ou de l'omphacite. Selon lui, une telle géométrie d'isograde explique également la stabilité de la lawsonite et du ferroglaucophane dans la zone I au cours du métamorphisme primaire.

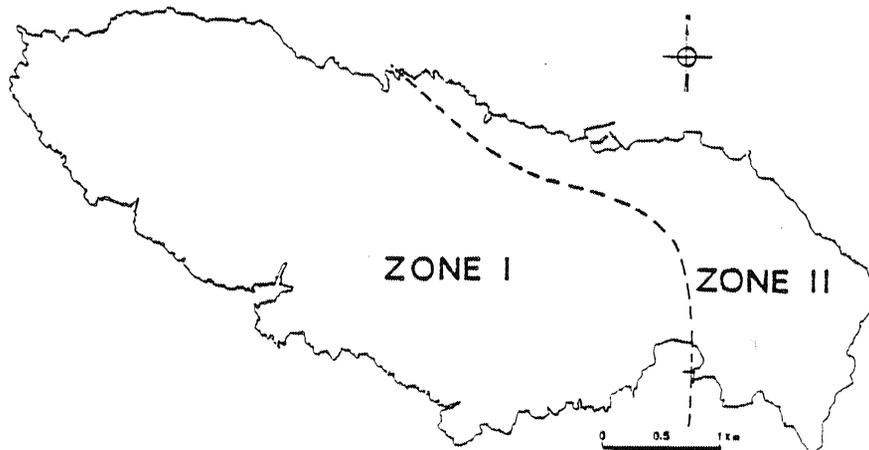


FIG. 3 : Zonéographie du métamorphisme HP.BT. Zone 1 : zone sans grenat mais avec ferroglaucophane. Zone 2 : zone des élogites à glaucophane (d'après CARPENTER 1976).

Les conditions P.T (Fig. 4) témoignent, pour CARPENTER (1976, 1977) d'un métamorphisme de type haute pression - basse température (HP.BT) :

Zone I :  $T < 400^{\circ} \text{C}$

Zone II :  $T = 400 \pm 50^{\circ} \text{C}$  ;  $P = 8 \pm 1,5 \text{ Kb}$

Ces conditions P.T, contrairement à celles proposées par TRIBOULET (1977), sont compatibles avec le champ de stabilité du glaucophane à l'île de Groix déterminé par MARESCH (1977) (Fig. 4).

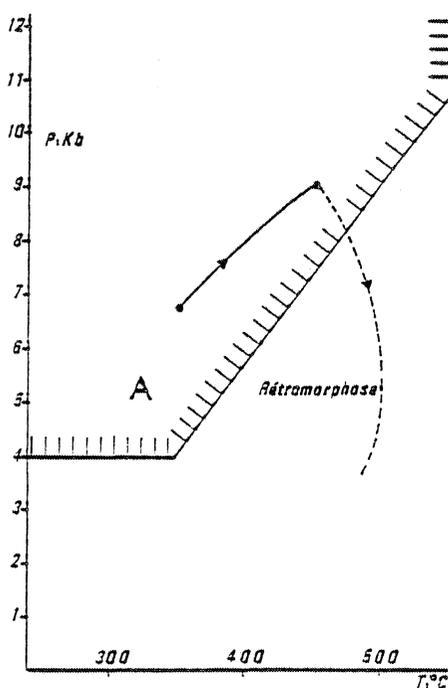


FIG. 4 : Evolution des conditions pression - température subies par une éclogite à glaucophane de la zone II au cours du métamorphisme et de la rétro-morphose (d'après CARPENTER 1976). A : champ maximum de stabilité du glaucophane de Groix (MARESCH 1977).

En conclusion, nous retiendrons comme base pétrologique de ce travail les points suivants communs à CARPENTER (1976) et TRIBOULET (1977) :

- Le métamorphisme primaire ( $M_1$ ) est de type haute pression, basse (ou moyenne) température et possède un gradient d'intensité E.W (isogrades subméridiens) ; la partie orientale de l'île révélant un métamorphisme de plus haut degré. L'ensemble des séries est ensuite rétro-morphosé dans le faciès schistes verts.

### III. DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES

Il y a discontinuité cartographique entre les schistes bleus de Groix et les séries sud-armoricaines (Fig. 1). On comprend donc l'importance d'une datation précise des différents épisodes métamorphiques subis par les roches de l'île dans les reconstitutions géodynamiques régionales. Les résultats des différents auteurs sont synthétisés sur la figure 5.

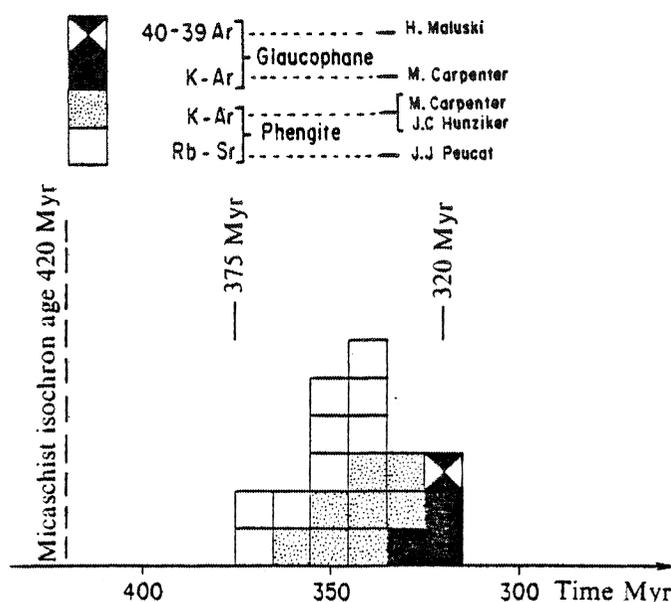


FIG. 5 : Schéma synthétique des différentes datations effectuées sur les minéraux groisillons (in PEUCAT et COGNÉ 1977).

CARPENTER et CIVETTA (1976) obtiennent un âge de  $335 \pm 20$  M.A. sur glaucophane et phengite en K.Ar (les phengites donnant des âges plus anciens que les glaucophanes). Ils interprètent cet âge comme reflétant le pic du métamorphisme et réfutent l'interprétation de COGNÉ et al (1966) d'un faciès éclogitique cadomien. Les données de MALUSKI (1976) sur glaucophane en  $39\text{Ar}/40\text{Ar}$  ( $320 \pm 8$  M.A.) sont en accord avec ce résultat. Selon CARPENTER et CIVETTA (1976), la rétro-morphose à 294 M.A. (mesure sur barroisite) n'a pas réouvert les réseaux des phengites ou des glaucophanes.

PEUCAT a effectué des mesures sur minéraux et sur roches totales en Rb/Sr (PEUCAT et COGNÉ 1977). Les phengites donnent des résultats s'étalant de 340 à 375 M.A. Se basant sur les conditions P.T. proposées par TRIBOULET (1974), ils considèrent que le pic du métamorphisme s'est produit au-dessus de la température de blocage des micas ( $T > 450^\circ \text{C}$ ). Les âges obtenus sur phengite sont donc, pour eux, des âges de refroidissement indiquant une cristallisation au moins antérieure à 375 M.A. Les âges plus récents, obtenus sur glaucophane, se-

raient donc liés à une réouverture des réseaux due à des plissements tardifs du glaucophane lors de la rétro-morphose. Les mesures sur roche totale donnent une isochrone à 420 M.A. qui peut être interprétée, selon eux, comme un âge de diagenèse ou de début de métamorphisme. Ils proposent donc un âge compris entre 375 et 420 M.A. pour le métamorphisme primaire et de 320 M.A. pour la rétro-morphose.

L'interprétation des âges obtenus apparaît donc intimement liée à l'estimation des conditions P.T lors du métamorphisme. *Les conditions physiques proposées par CARPENTER (1976) sont compatibles avec un âge hercynien du métamorphisme primaire. Par contre, celles avancées par TRIBOULET (1974, 1977) s'accordent mieux avec un âge préhercynien de ce même épisode.*

#### IV. DONNEES STRUCTURALES

COGNÉ et al (1966) reconnaissent une première phase de plis couchés déversés vers l'W ou le S.W "de toute façon antérieurs au métamorphisme principal" qu'ils attribuent sur des critères essentiellement régionaux à un cycle cadomien dans le cadre d'un métamorphisme mésozo-nal. "C'est dans la partie orientale de l'île que s'observe l'essentiel des phénomènes d'aplatissement, de pincement et d'étirement dans le sens N.S des plis couchés ou isoclinaux fondamentaux". Cette seconde déformation synchrone de "la phase la plus caractéristique du métamorphisme groisillon" (c'est-à-dire l'albite épidote amphibolite faciès) est rattachée à la phase bretonne. La partie S.W de l'île montre, pour eux, des échos de la phase sudète. Il s'agit de "plis de direction NW.SE, mais déversés vers le N.E" accompagnés du métamorphisme schistes verts. Ils signalent également une phase de plissement et de fracturation E.W post-métamorphique.

BOUDIER et NICOLAS (1976), intégrant les résultats de FELIX (1970) et ceux de MAKANJUOLA et HOWIE (1972) sur le métamorphisme, reprennent l'étude des rapports métamorphisme et déformation et proposent une interprétation nouvelle. Ils attribuent le litage tectonique et la linéation du glaucophane à une déformation  $D_1$  contemporaine du métamorphisme de faciès schistes bleus. Ils envisagent un processus d'écoulement laminaire dont la direction serait déterminée par l'orientation préféren-

tielle du glaucophane. Ils distinguent ensuite une déformation  $D_2$  liée au métamorphisme schistes verts. Les plis d'axe N 160° à N 170° associés à la déformation  $D_2$  "évoluent de l'W à l'E de l'île, d'un style concentrique assez ouvert, fortement disharmonique, avec faible dévernement et plan axial moyennement penté vers l'E, à un style concentrique isoclinal avec étirement provoquant une disposition en lentilles intrafoliales des roches basiques au sein des micaschistes". Ils signalent ensuite une déformation  $D_3$  ( $D_2$  et  $D_3$  étant à peu près coaxiales) post-métamorphique et correspondant aux plis NW-SE de COGNÉ et al (1966). Ils signalent également une phase tardive de plissement E-W.

La chronologie des déformations reconnue par CARPENTER (1976) (tableau 4) est très voisine de celle proposée par BOUDIER et NICOLAS (1976). Pourtant, de notables différences dans l'interprétation des relations métamorphisme - déformation les conduisent à des résultats tout à fait différents. Ainsi CARPENTER (1976) pense que les déformations  $F_1$  et  $F_2$  (correspondant à peu près aux déformations  $D_2$  et  $D_3$  de BOUDIER et NICOLAS (1976)) sont synchrones du métamorphisme HP.BT (tableau 3).

	Micaschists	Metabasics	Granitic schists and phyllites
F <sub>0</sub>	Original ? sedimentary layering	Segregation into epidote and glaucophane rich layers. Some early ( $F_0$ ) mineral lineation.	
F <sub>1</sub>	Quartz rodding produced from sheared out isoclinal. $S_1$ composed of planar mica fabric.	Flat lying isoclinal and boudins with b plunging gently to 180°-160° mineral lineation and boudin elongation generally parallel to b. Folds face W.	$F_1$ isoclinal only preserved in cores of interference 'fuseaux', with axes N-S and flat lying axial planes
F <sub>2</sub>	$S_1$ folded into open, upright flexures, plunging gently to 140-160. Small scale crinkle lineation // vertical strain slip cleavage $S_2$	$F_1$ isoclinal refolded by vertical slip $\lambda = 2-5$ cm open folds, producing strain slip cleavage, $S_2$ . On large scale $F_2$ refolds $F_1$ axial planes and produces open folds in greenstone horizons.	$S_2$ shear planes dipping 50° to NE with associated drag folds plunging to 160° and refolding horns of granitic fuseaux (Ker Béthanie)
F <sub>3</sub>	Kink bands and $\lambda = 5$ cm chevron folds produced, trending E-W, axial planes dipping steeply to N.	Mesoscopic open, cross folds trending E-W in the Port Hélice-Pointe de Soenec sector.	Fine crinkle lineation in granitic layers, trending E-W.
F <sub>4</sub>		NE-SW trending cross folds at Billéric that orientate albite // $S_4$	

Tableau 4 : Géométrie et chronologie des déformations dans les différentes lithologies (in CARPENTER 1976).

## V. CONCLUSION

En résumé, on retiendra de cette étude bibliographique les points suivants :

L'Ile de Groix est constituée de métapélites intercalées avec des horizons de métavolcanites. Sa particularité essentielle réside dans le fait que ces metabasites montrent des associations à glaucophane - lawsonite et omphacite - grenat caractéristiques d'un métamorphisme de type haute pression - basse à moyenne température, d'âge pré-hercynien à hercynien. Ces séries sont ensuite rétromorphosées dans le faciès schistes verts dans une période allant de 320 à 290 M.A.

Du point de vue tectonique, on retiendra la présence d'une phase de plis couchés, déformant un litage tectonique, déversés vers l'W ou le S.W. Ceux-ci sont ensuite repris dans une deuxième phase de plis à peu près coaxiaux des précédents mais, cette fois-ci, faiblement déversés vers le N.E. Les phases tardives n'ont qu'une influence mineure sur la structure finale de l'île.

L'interprétation des données minéralogiques et géochronologiques, ainsi que les relations métamorphisme - déformation, restent très discutées.

## Chapitre II

### ETUDE MACROSCOPIQUE DES DEFORMATIONS

#### I. INTRODUCTION

Ce chapitre rend compte de l'analyse structurale classique effectuée sur l'Ile de Groix et se compose d'une analyse de la géométrie et de la chronologie relative des différentes phases de déformation.

#### 1) METHODES d'ETUDE

La position spatiale, orientation et pendage des principales microstructures, plis, schistosités et linéations, a été mesurée directement sur le terrain. Pour permettre une étude statistique, ces mesures ont été reportées sur canevas de SCHMIDT par projection sur l'hémisphère inférieur. Une grande partie de ces mesures a été reportée sur deux cartes au 1/25 000e (cartes HT n° 2 et 3). Seule la bordure littorale, où se situe l'essentiel des affleurements, a permis d'établir des statistiques significatives (carte HT n° 1).

Vu le nombre important de mesures à traiter, j'ai jugé utile d'automatiser entièrement l'obtention des diagrammes statistiques. Le programme mis au point (en collaboration avec GAPAIS) permet la réalisation de diagrammes équivalents à ceux obtenus manuellement à l'aide d'un canevas de DIMITRIEVICH.

Pour rendre compte convenablement de l'évolution spatiale des déformations, cinq secteurs ont dû être distingués. Les cartes au 1/25 000e ont servi de base à l'élaboration de trois cartes structurales interprétatives. Enfin, j'ai effectué, le plus souvent en laboratoire, des études microtectoniques ponctuelles sur échantillons.

## 2) LE MATERIEL AFFECTÉ

N'ayant pas encore introduit ma propre terminologie du plissement, j'utiliserai, dans ce paragraphe, celle proposée par CARPENTER (1976).

Sur l'Ile de Groix, la déformation a dégagé différents "faciès structuraux", et ceci essentiellement en fonction de la rhéologie initiale des différents matériaux. Les uns, ayant conservé des structures précoces, permettront une analyse des premiers épisodes de déformation. Les autres, intensément déformés par les épisodes tardifs, sont plus adaptés à l'étude de ces derniers.

Ces différents faciès alternent de façon très complexe sur le terrain sous la forme de niveaux discontinus de puissance très variable. Rappelons que pour cette raison, seuls les deux principaux faciès (métapélites et métavolcanites) ont été cartographiés (carte HT n° 1).

### 2.1) Les métapélites

Ils constituent à peu près 70 % des roches affleurantes et se subdivisent en quatre types principaux :

#### Micaschistes à grenats (photo 1)

Caractérisés par une forte structure linéoplaire, marquée par l'alternance de fins niveaux de quartz et de micas, ils affleurent plus spécialement dans la partie orientale de l'île. Les plis précoces  $F_1$  n'y sont guère visibles si ce n'est à très petite échelle. Ils sont peu affectés en général par les plissements tardifs  $F_2$  et  $F_3$ .

#### Micaschistes quartzitiques (photo 2)

Surtout abondants dans la partie W de l'île, ils constituent un faciès idéal pour l'étude des déformations tardives. Celles-ci y développent des plis à toutes les échelles. L'alternance quartz-micas y étant relativement grossière, la présence d'épais niveaux micacés favorise l'apparition de fines crénulations. Le plissement  $F_3$ , en particulier, n'apparaît vraiment nettement que dans ce matériel.



Photo 1 : Micaschistes à grenats (baie de Locmaria).

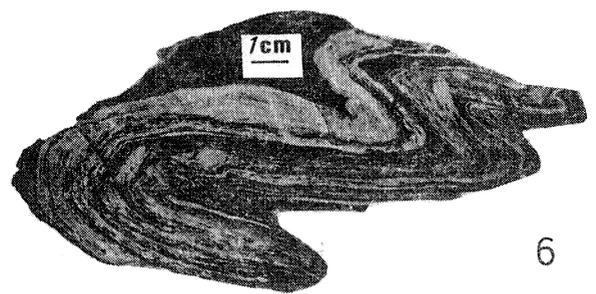
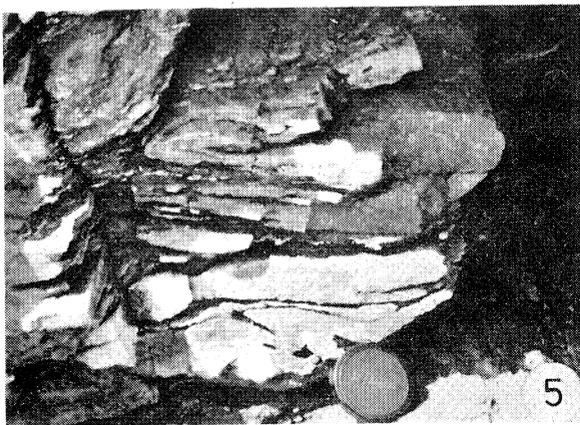
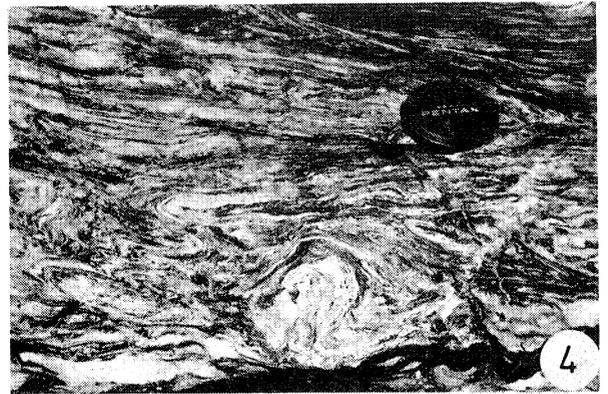
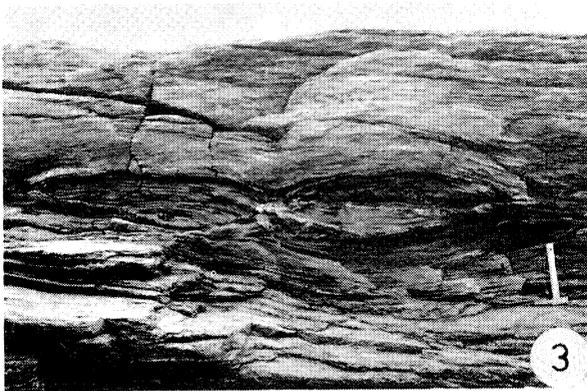
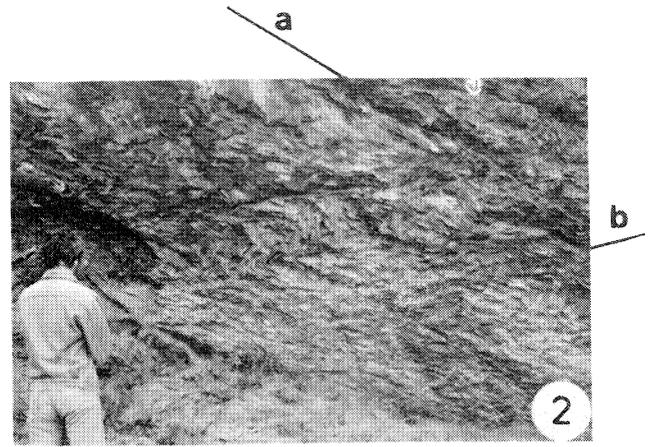
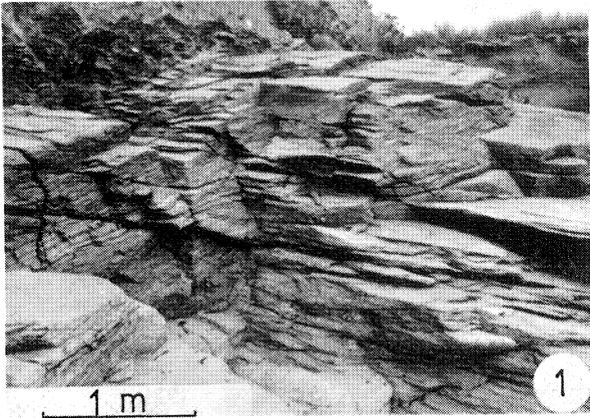
Photo 2 : Micaschistes quartzitiques (baie des Curés).  
Plis  $P_2$  à profil asymétrique déversés vers le N.E.  
a et b' : deux familles de plans de cisaillement (cf figure 16).

Photo 3 : Boudins de metabasites dans les métapélites (pointe des Chats). Section normale à la foliation  $F_1$  et parallèle à la linéation  $L_1$ .

Photo 4 : Glaucophanites litées montrant des interférences complexes de plissements (vallon du Lavoir).

Photo 5 : Pli isoclinal  $P_1$  d'axe subhorizontal de direction N 160 dans un niveau de quartzites (vallon de Kérigant).

Photo 6 : Pli  $P_1$  à profil asymétrique et déversé vers le N.W. (glaucophanites litées du vallon du Lavoir). Le plan de coupe, subvertical et de direction N 160, est situé au niveau d'un axe de fourreau. Perpendiculairement à cette section, le tronçon de charnière courbe est subhorizontal et de direction N 70.





### Micaschistes albitiques

La croissance tardive de poeciloblastes d'albite estompe fortement les structures acquises pendant le plissement  $F_1$  et confère à la roche un aspect massif.

### Quartzites (par ex. : photos 8 et 11)

Sur le terrain, les marqueurs précis des plis  $F_1$  dans les micaschistes consistent en de rares niveaux de quartzite (soit à grenat, soit graphitiques). Ils sont centimétriques à décimétriques et sont dispersés sur l'ensemble de l'île. Ces niveaux, pouvant représenter une stratification relique, s'individualisent bien au sein des micaschistes.

## 2.2) Les métavolcanites

### Glaucophanites litées (photos 4 et 6)

Avec ou sans grenat suivant leur situation respective à l'E ou à l'W de l'île, ces roches constituent le matériel de base pour l'étude des plis  $F_1$  dans les roches basiques. En effet, l'alternance millimétrique de lits d'épidote et de glaucophane y constitue un excellent marqueur du plissement  $F_1$ . De plus, les plis  $F_2$  n'apparaissant dans ces matériaux que très progressivement au cours d'une coupe E.W, les structures précoces y sont en général intactes, du moins à l'échelle mésoscopique.

### Prasinites

Elles sont essentiellement constituées de poeciloblastes d'albite. Comme dans le cas des micaschistes albitiques, la croissance tardive de ces poeciloblastes masque fortement les plis  $F_1$  d'échelle macroscopique. Souvent présentes à l'affleurement, en compagnie des glaucophanites, elles constituent, avec ces dernières, des corps basiques de puissance très variable mais n'excédant pas une cinquantaine de mètres. Ces corps basiques sont, en général, peu affectés par les déformations tardives (plissement  $F_2$  et  $F_3$ ).

### Glaucophanites massives

Très riches en glaucophane et en grenat, ces roches ne montrent que très rarement des plis  $F_1$ . Leur caractère massif et homogène ne permet pas aisément, il est vrai, de les mettre en évidence. Ces

roches sont essentiellement linéo-planaires.

### Serpentinites

Une étude par diffraction de rayons X a montré qu'il s'agit essentiellement de serpentines à antigorite, talc, magnésite associées à des chloritites. Déjà signalées à la crique de TREHOR (LE BAIL 1970), je les ai retrouvées dans un souterrain situé près du sémaphore (carte HT n° 1).

### 3) LE PROBLEME DE LA NOMENCLATURE DES PHASES DE DEFORMATION

D'une manière générale en géologie, la nomenclature des phases de déformation est basée sur la géométrie du plissement. Si, par exemple, dans un endroit donné, on observe des figures d'interférence en dôme et bassin (cf RAMSAY 1967) affectant une foliation, on parlera de trois déformations superposées.

Si on applique une telle nomenclature aux roches de Groix, on obtient (pour les déformations précoces présentant des relations métamorphisme - déformation similaires) le résultat suivant :

- Dans un endroit donné, on observe une foliation reprise dans des plis isoclinaux (photo 5). On a donc deux déformations superposées.
- Quelques mètres plus loin, on peut trouver des interférences de plissements (photo 7). On est donc en présence de trois déformations.
- Un peu plus loin encore, on peut relever des interférences complexes indiquant parfois de nombreuses déformations superposées (photo 4).

On voit que, de cette manière, on ne peut établir que des nomenclatures très locales.

Cependant, nous verrons dans la troisième partie de ce travail comment, à l'Ile de Groix, la création d'une foliation, puis son boudinage et son plissement sont interprétables comme le résultat d'une déformation progressive en régime cisailant. Cette notion de déformation progressive permettra également d'expliquer les replissements plus ou moins nombreux de la foliation selon les endroits.

*Il me semble donc plus logique de désigner sous le terme  $D_1$  cette déformation progressive qui comprend :*

- *la création, à partir des sédiments et volcanites originels, d'une foliation  $F_1$ .*
- *le replissement, plus ou moins complexe de cette foliation, par des plis  $P_1$ .*

## II. LA DEFORMATION $D_1$

Le marqueur primordial, sur le terrain, est une structure linéoplaire ( $L_1, F_1$ ) d'origine tectonométamorphique, observable à toutes les échelles (Fig. 6).

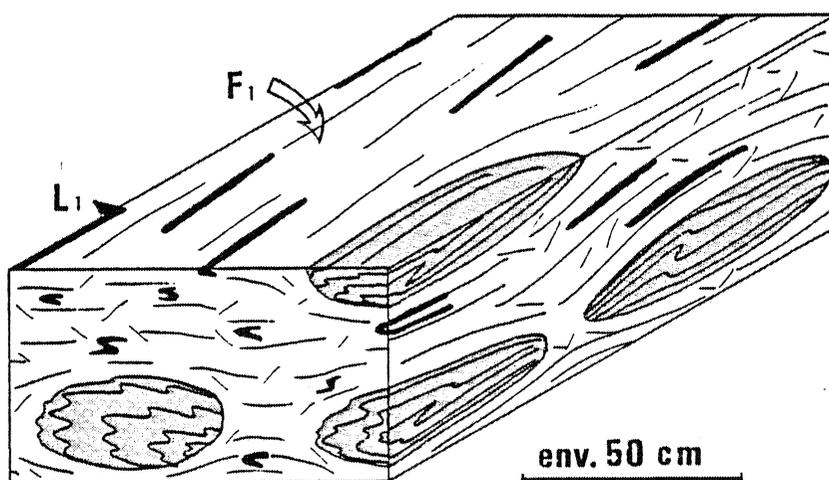


FIG. 6 : Structure linéoplaire ( $L_1, F_1$ ) caractéristique de la déformation  $D_1$  dans le secteur 1 (cf photos 1 et 3). En noir : rouleaux de quartz ; en grisé : boudins de glaucophanites litées inclus dans les micaschistes et contenant des plis  $P_1$ .

## 1) LA FOLIATION $F_1$

Elle est soulignée par l'alternance millimétrique à centimétrique de niveaux chimiquement différents. Citons par exemple :

- . le rubanement quartz-mica dans les métapélites (photo 1) (Fig. 6).
- . le rubanement glaucophane-épidote dans les glaucophanites litées (photos 4 et 6) (Fig. 6).

Sont également parallèles à ce rubanement :

- . les flancs très allongés des plis isoclinaux  $P_1$  qui replissent  $F_1$ .
- . la schistosité, plan axial de ces plis.
- . l'enveloppe des très nombreux boudins.

C'est l'ensemble de ces surfaces sub-parallèles qui a été cartographié sous le terme très général de foliation  $F_1$  (Fig. 7). Les mégastuctures visibles sur cette carte sont donc postérieures à la déformation  $D_1$ . Elles sont en grande partie imputables à la déformation  $D_2$ .

## 2) LA STRUCTURE LINEAIRE

Contenue dans  $F_1$ , elle est matérialisée par les axes  $B_1$  des plis  $P_1$ , d'une part, et par l'ensemble  $L_1$  des linéations associées à  $D_1$ , d'autre part.

### 2.1) La linéation $L_1$

Sous ce terme, sont regroupés divers types de linéations :

#### Linéation minérale

Elle est marquée par l'orientation préférentielle des minéraux contenus dans  $F_1$  comme, en particulier, les amphiboles.

#### Linéation de zones abritées

Elle est définie par l'alignement de zones abritées anisotropes apparaissant autour des très nombreux porphyroblastes de grenat.

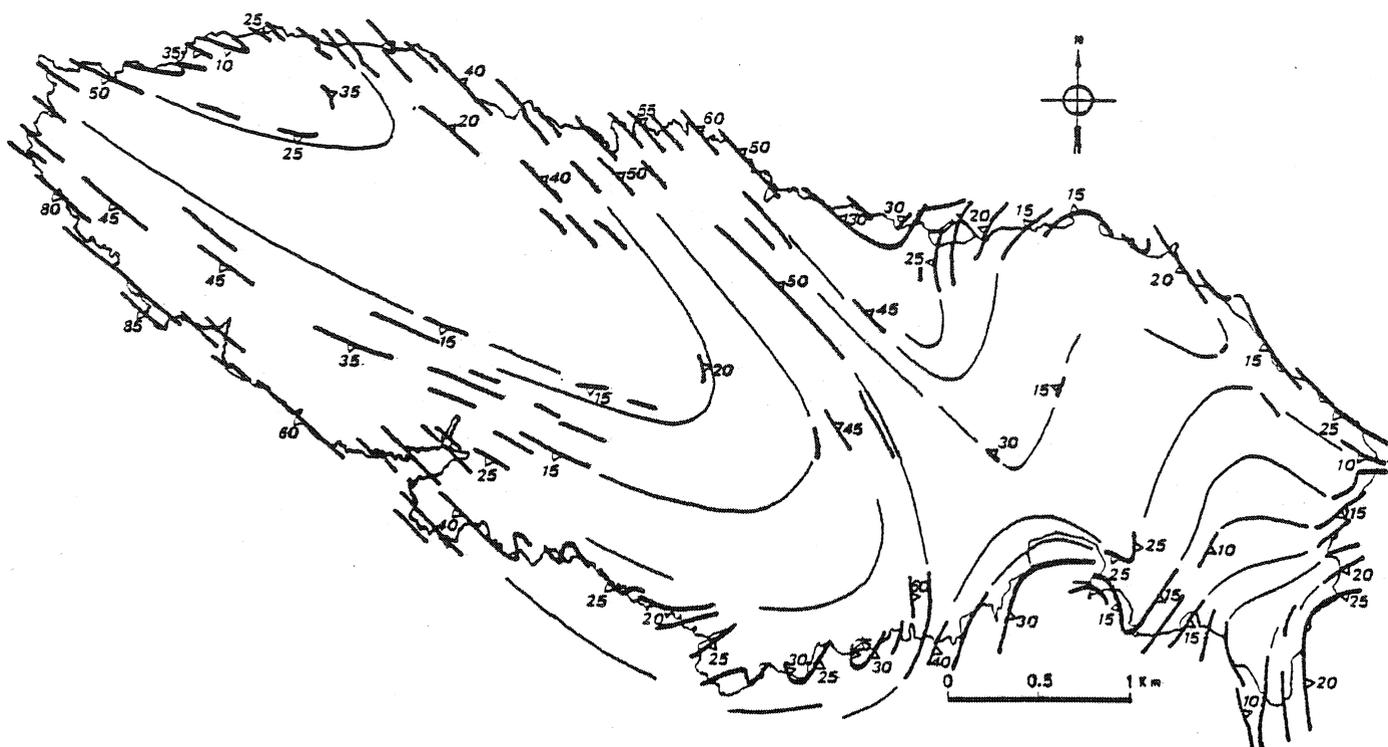


FIG. 7 : Carte structurale interprétative de la foliation  $F_1$ .

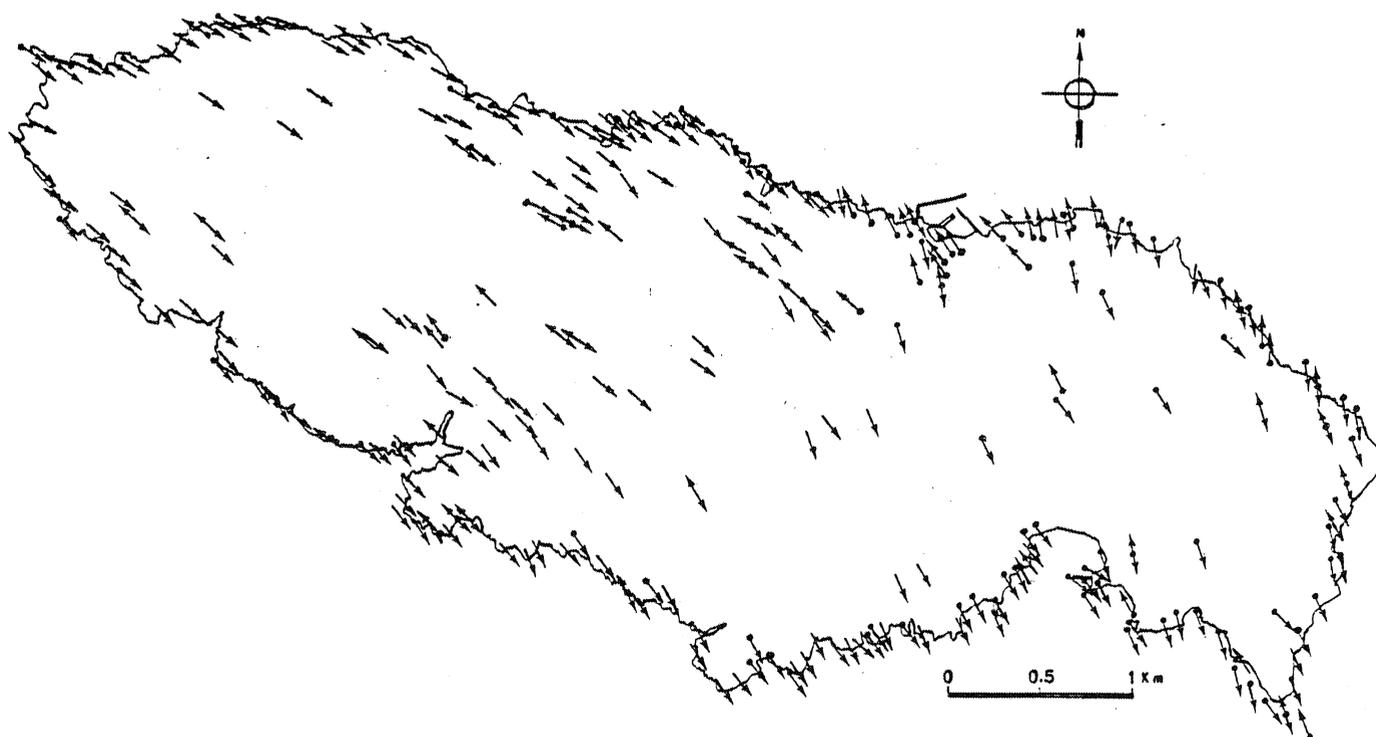


FIG. 8 : Carte structurale de la linéation  $L_1$  (flèche pointée) et des axes  $B_2$  des plis  $P_2$  (flèche simple).

### Linéation définie par le grand axe des boudins

Ceux-ci ont la forme d'ellipsoïdes aplatis. Leur grand axe est allongé dans la direction des linéations précédentes (Fig. 6).

### Linéation soulignée par des rouleaux ("rods") de quartz

Extrêmement abondants dans les métapélites (Fig. 6), ces rouleaux sont également bien représentés dans les metabasites. La linéation  $L_1$  est définie par l'ensemble de ces linéations statistiquement sub-parallèles. Elle est représentée sur la figure 8, associée à la linéation d'axes de plis  $P_2$  qui sera décrite ultérieurement. Ce parallélisme des linéations est également observable, sur le terrain, au niveau de l'échantillon.

## 2.2) Axes $B_1$ et crénulations associés

Les diagrammes statistiques présentent tous un fort maximum pratiquement confondu avec celui de la linéation  $L_1$  (carte HT n° 1). Il est cependant toujours plus proche de la direction N.S que celui indiqué par la linéation  $L_1$  ; l'écart entre ces deux maxima est de l'ordre de  $10^\circ$ . Il est particulièrement bien visible quand on compare les diagrammes d'ensemble. Ces diagrammes montrent tous, également, une dispersion complète des axes  $B_1$  dans le plan de foliation  $F_1$ .

## 3) LES PLIS $P_1$

Rappelons que les plis  $P_1$  déforment la foliation  $F_1$ . Ils correspondent aux plis couchés anciens de COGNÉ et al (1966) et aux plis associés respectivement aux déformations  $D_2$  et  $F_1$  de BOUDIER et NICOLAS (1976) et de CARPENTER (1976).

### 3.1) Etude dans un plan perpendiculaire à la linéation $L_1$

L'analyse s'effectue donc dans des plans sub-perpendiculaires aux axes  $B_1$  moyens. On y relève des plis couchés de type semblable (cf RAMSAY 1967) à l'échelle d'une couche. A toutes les échelles, les plis sont asymétriques, un flanc étant beaucoup plus développé que l'autre. A l'échelle d'une multicouche, leur géométrie correspond étroitement à celle de plis étudiés par HANSEN (1971) (Fig. 9).

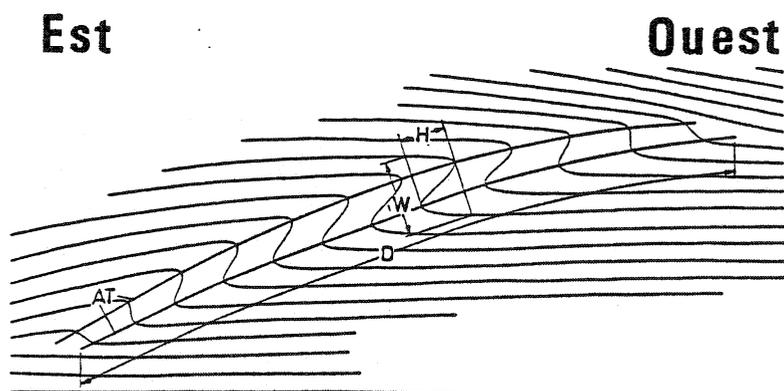


FIG. 9 : Géométrie schématique d'une multicouche observée dans un plan perpendiculaire à la linéation  $L_1$ . H : amplitude ; W : longueur d'onde ; D : amplitude de la bande plissée ; AT : trace de la surface axiale (d'après HANSEN 1971).

Ces plis sont caractérisés par un amortissement rapide de leur amplitude (H) le long de la surface axiale. L'absence de critère de polarité des séries interdit toute approche du déversement des plis  $P_1$ . L'asymétrie caractéristique des plis permet cependant d'introduire une autre notion de déversement.

Dans ce travail, le sens de déversement d'un pli  $P_1$  est défini, dans un plan perpendiculaire à son axe, par le sens de rotation du flanc long vers le flanc court. Ainsi, les plis de la figure 9 seront dits déversés vers l'W. Le plus souvent, ce déversement n'est guère discernable au sein des micaschistes. Par contre, il est souvent localement cohérent à l'intérieur des boudins de roches basiques comme, par exemple, au vallon du LAVOIR (cf étude détaillée de ce vallon : troisième partie). Cependant, il est difficile de déterminer un sens de déversement préférentiel, à l'échelle de l'île, dans un plan perpendiculaire à  $L_1$ .

### 3.2) Etude tridimensionnelle : les plis en fourreau

A l'échelle de l'affleurement, la plupart des plis  $P_1$  montrent des axes parfaitement rectilignes (photo 5). Une étude de détail, effectuée sur échantillons, a permis de cerner une géométrie plus complexe. Certains niveaux de quartzite ont révélé, en coupe perpendiculaire à  $L_1$ , des figures ocellées évoquant la géométrie d'interférences de type dôme et bassin (RAMSAY 1967).

a) Analyse géométrique

J'ai alors effectué des coupes sériées dans ce plan (photo 7). Leur report en projection isométrique permet de reconstituer la géométrie tridimensionnelle de tels plis (Fig. 10).

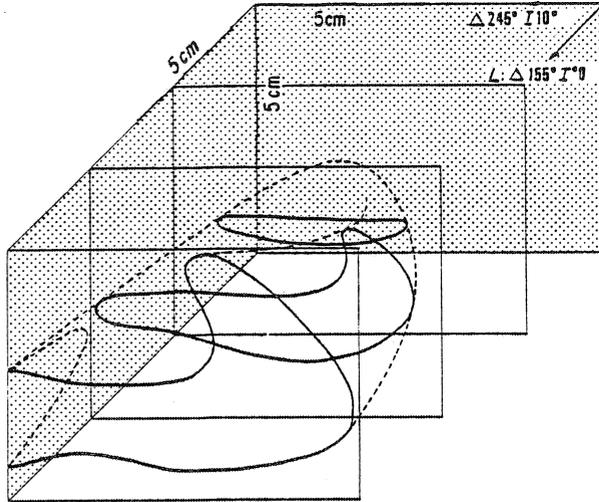


FIG. 10 : Reconstitution géométrique d'une surface déformée de l'échantillon de la photo 7. Projection isométrique. Les plans verticaux représentent les coupes sériées perpendiculaires à  $L_1$ . La forme "en fourreau" de la surface plissée (pointillés) a été obtenue par interpolation. L'échantillon est orienté :  $\Delta$  : direction ; I : pendage (in QUINQUIS et al 1978)

Leur géométrie simplifiée est schématisée sur la figure 11.

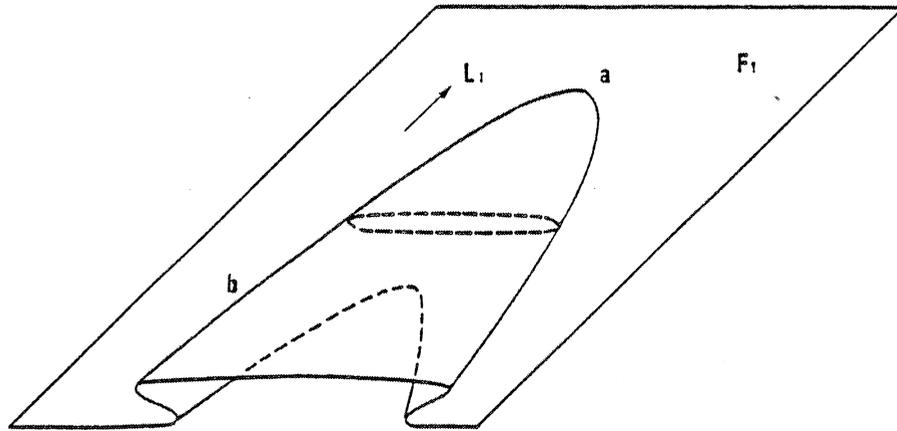


FIG. 11 : Géométrie simplifiée d'un pli curviplanaire en fourreau. a : nez de fourreau ; b : flanc de fourreau ;  $L_1$  : linéation  $L_1$  et direction de l'axe du fourreau ;  $F_1$  : foliation  $F_1$  (voir explication dans le texte).

Il s'agit de plis curviplanaires (direction axiale variable dans le plan axial). La courbure des charnières est brusque et très prononcée (proche de  $180^\circ$ ) dans ces niveaux quartzitiques (photos 8, 9, 10 et 11).

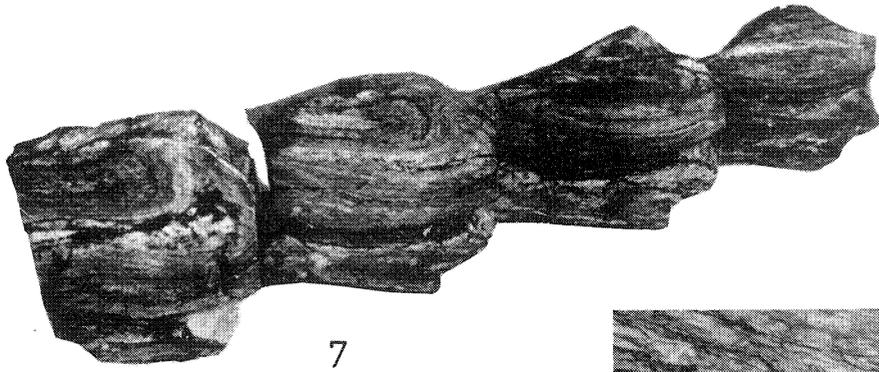


Photo 7 : Coupes s riees normales à la linéation  $L_1$  montrant des figures elliptiques "en oeil" (quartzites du vallon de K rigant).

Photos 8, 9 et 10 : Plis curviplanaires en fourreau  $P_1$  dans un niveau de quartzites intercalé dans les micaschistes (vallon de K rigant).  
A : flanc de fourreau. B : nez de fourreau.  
La flèche (5 au 150) représente l'axe des fourreaux et la linéation  $L_1$ .

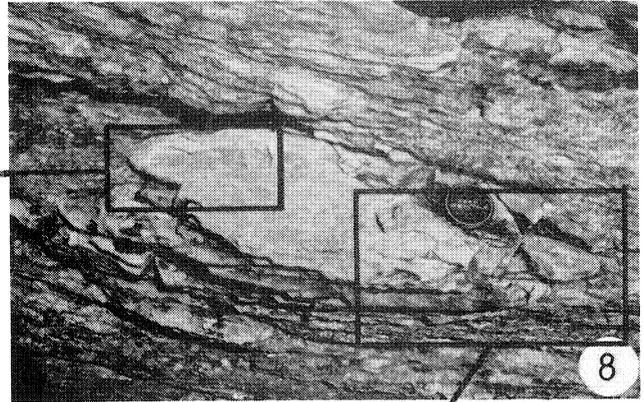
Photo 11 : Pli en fourreau  $P_1$  dans des quartzites (port Saint-Nicolas). La flèche indique l'axe du fourreau.

Photo 12 : Figure "en oeil" dans les glaucophanites litées (vallon du Lavoir).

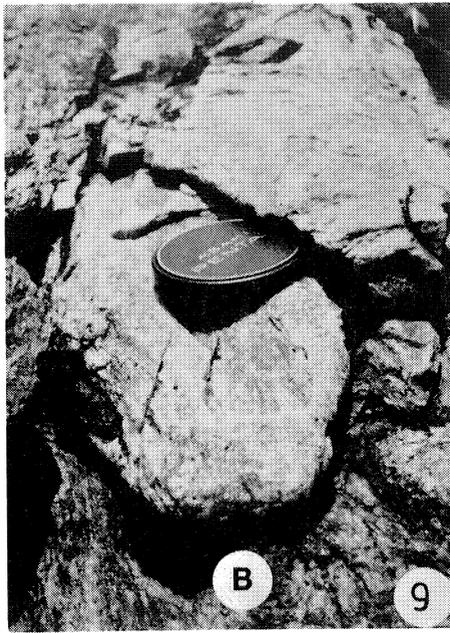


10 cm

7

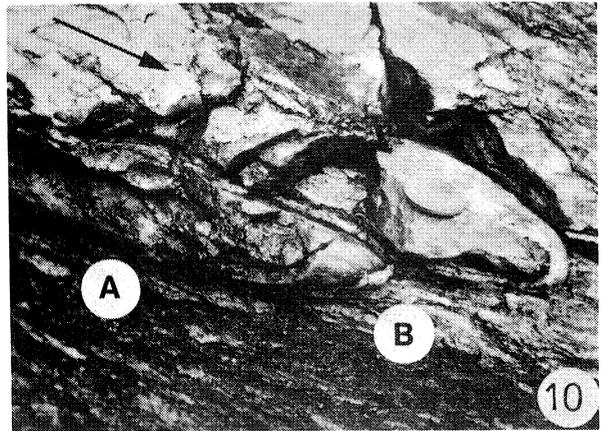


8



B

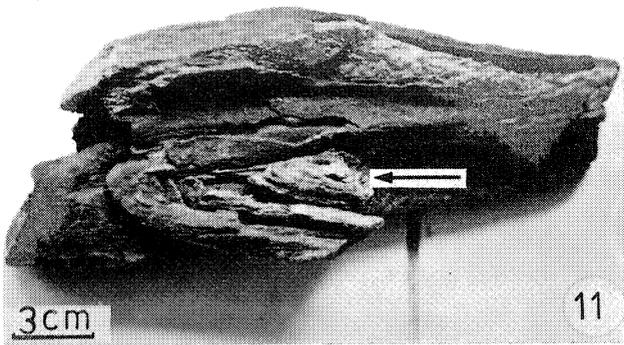
9



A

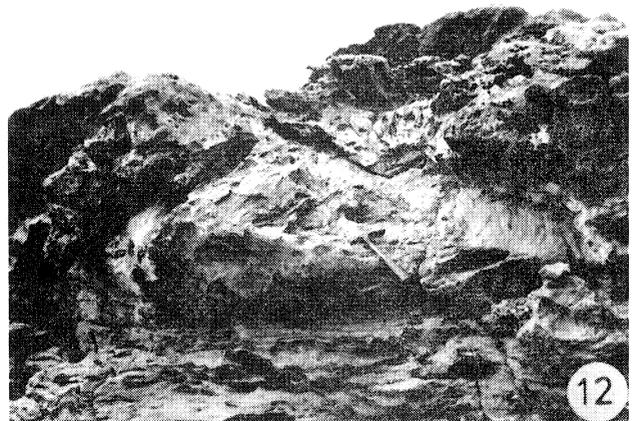
B

10



3cm

11



12

FIG. 12 : Vallon de KERIGANT.

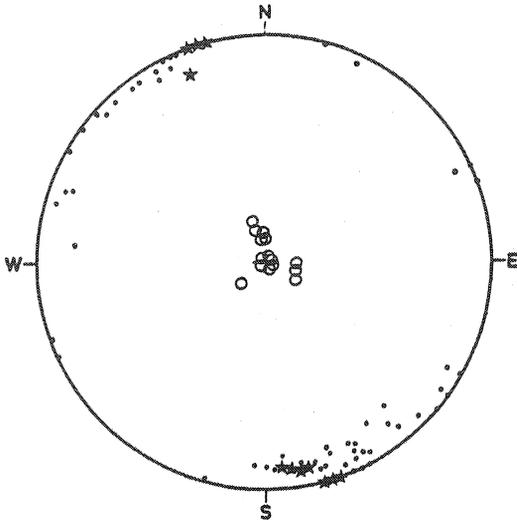
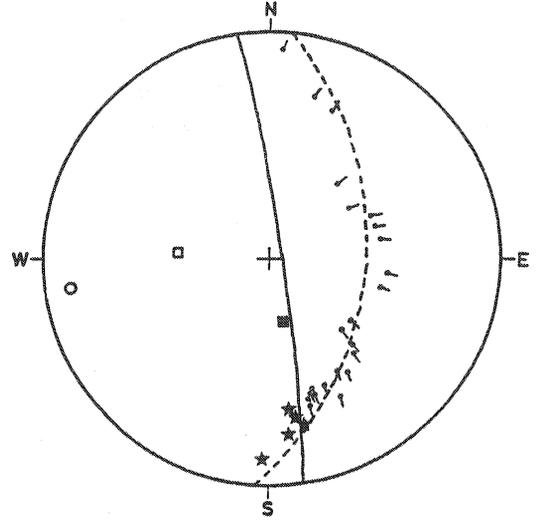


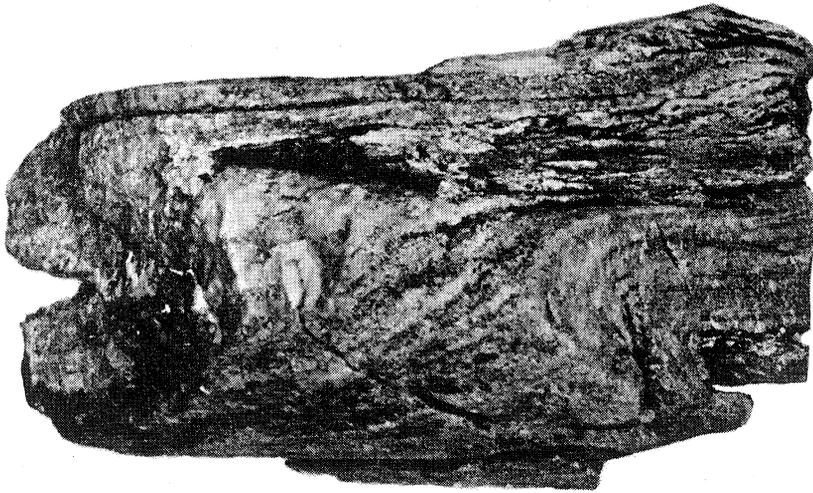
Diagramme d'ensemble du vallon.

- Plans axiaux  $PA_1$
- Structures linéaires  $L_1 + B_1$
- ★ Crénelations d'axe  $B_2$  ( $CR_2$ )



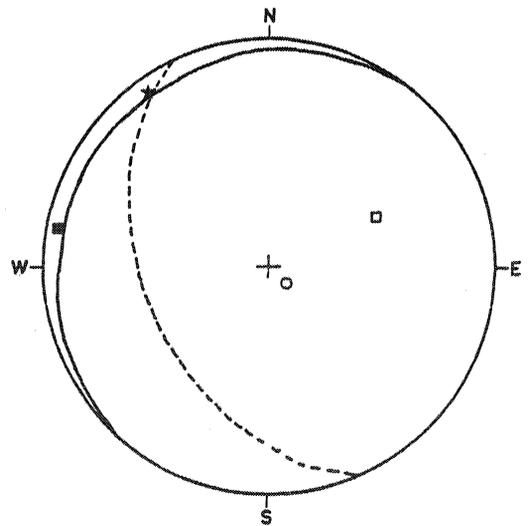
Mesure de linéations  $L_1$  précoces déformées par un pli  $P_1$  (échantillon ci-dessous) en position de laboratoire.

- ★ Crénelation  $CR_2$
- Axe  $B_1$
- Linéations  $L_1$  précoces
- Plan axial  $PA_1$
- Plan de dispersion des linéations  $L_2$  précoces.



5 cms

Echantillon en position de terrain montrant les linéations  $L_1$  précoces déformées.



Report des éléments géométriques du pli dans leur position originelle.

- Plan axial  $PA_1$
- ★ Crénelation  $CR_2$
- Axe  $B_1$
- Plan de dispersion des linéations  $L_1$  précoces

### 3.3) Etude perpendiculairement aux tronçons de charnières courbes

. Les portions de charnières obliques sur la linéation  $L_1$ , comme celles parallèles à cette linéation, sont de type semblable. Au niveau de l'échantillon de la figure 12,  $B_1$  est oblique de  $50^\circ$  sur la linéation moyenne  $L_1$  (N 160). Or ce pli déforme une linéation précoce. La dispersion sur un grand cercle de la linéation précoce indique un plissement de type semblable ou plus précisément concentrique aplati (cf RAMSAY 1967).

. Toute portion de charnière courbe, observée perpendiculairement à l'axe du pli, montre un pli asymétrique (photo 6). Plus l'axe d'un même pli courbe est oblique sur la linéation  $L_1$ , plus l'amplitude du pli qu'il montre en coupe perpendiculaire à son axe est importante.

### 3.4) Relations boudinage - plissement $P_1$

J'ai déjà signalé l'omniprésence de boudins ellipsoïdaux allongés dans la direction de  $L_1$ . Ces "amandes" (COGNÉ et al 1966) sont le plus souvent structurées (Fig. 6). Elles sont constituées de plis  $P_1$  en général parallèles à la linéation  $L_1$ . Cependant, là encore, on relève la présence d'axes de plis obliques sur la linéation  $L_1$ . Par exemple, les "loupes à chloritoïde" (boudins centimétriques essentiellement constitués de chloritoïde) (cf COGNÉ et al 1966) contiennent de multiples microplis dont les directions axiales sont, à l'intérieur d'une même loupe, très variables. Egalement, l'enveloppe de certains boudins de glaucophanite litée s'est parfois révélée comme étant partiellement celle d'un pli en fourreau (Fig. 13).

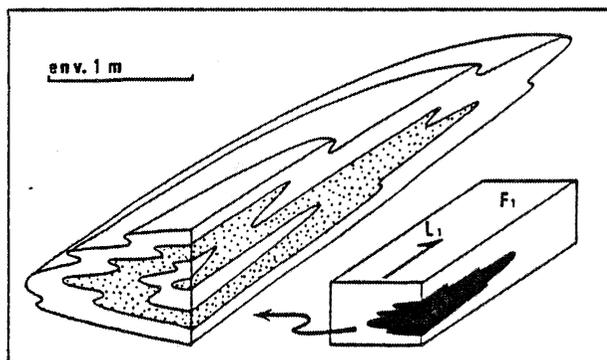


FIG. 13 : Relations boudinage-plissement  $P_1$ . Boudin de glaucophanite litée dans les mica-schistes.

4) CONCLUSION

Nous retiendrons principalement la présence *des plis  $P_1$  en fourreau*. Il s'agit de *plis curviplanaires à profil asymétrique de type semblable*. Ils admettent, en première approximation, la foliation  $F_1$  comme schistosité de plan axial et pointent dans une direction proche de celle de la linéation  $L_1$  qui leur est associée. Ils sont de faible amplitude et s'amortissent rapidement dans toutes les directions de l'espace. Une partie non négligeable des multiples plis d'axe subparallèle à  $L_1$  peut représenter les flancs de ces fourreaux. Des plis non cylindriques possédant des caractéristiques similaires ont été décrits dans des zones tectoniques très variées :

- dans des zones de tectonique gravitaire, depuis les zones superficielles : dômes de sel (KUPFER 1970), jusqu'aux domaines profonds : dômes gneissiques (BRUN 1975 ; HANSEN 1971).

- à la base de glaciers (HUDLESTON 1977), de nappes et de chevauchements (DEARMAN 1969, RHODES et GAYER 1977, PECHER 1977, LAGARDE 1978).

- dans des zones de mylonites associées, soit à des mouvements décrochants, soit à des mouvements chevauchants (DALZIEL et BAILEY 1968, CARRERAS et al 1977, BELL 1977, BERTHE et BRUN 1980, LISTER et PRICE 1978).

On reviendra sur les conclusions de ces auteurs lorsque, dans la troisième partie de ce travail, on cherchera à déterminer si de tels plis en fourreau peuvent être caractéristiques d'un régime de déformation donné.

III. LES DEFORMATIONS  $D_2$  et  $D_3$ 1) LA DEFORMATION  $D_2$ 1.1) A l'échelle cartographique

Cette déformation, reprenant la structure linéoplaire subhorizontale issue de la déformation  $D_1$ , développe des mégastuctures cartographiables (Fig. 7) et confère à l'Ile de Groix sa structure actuelle (Fig. 14 et 15).

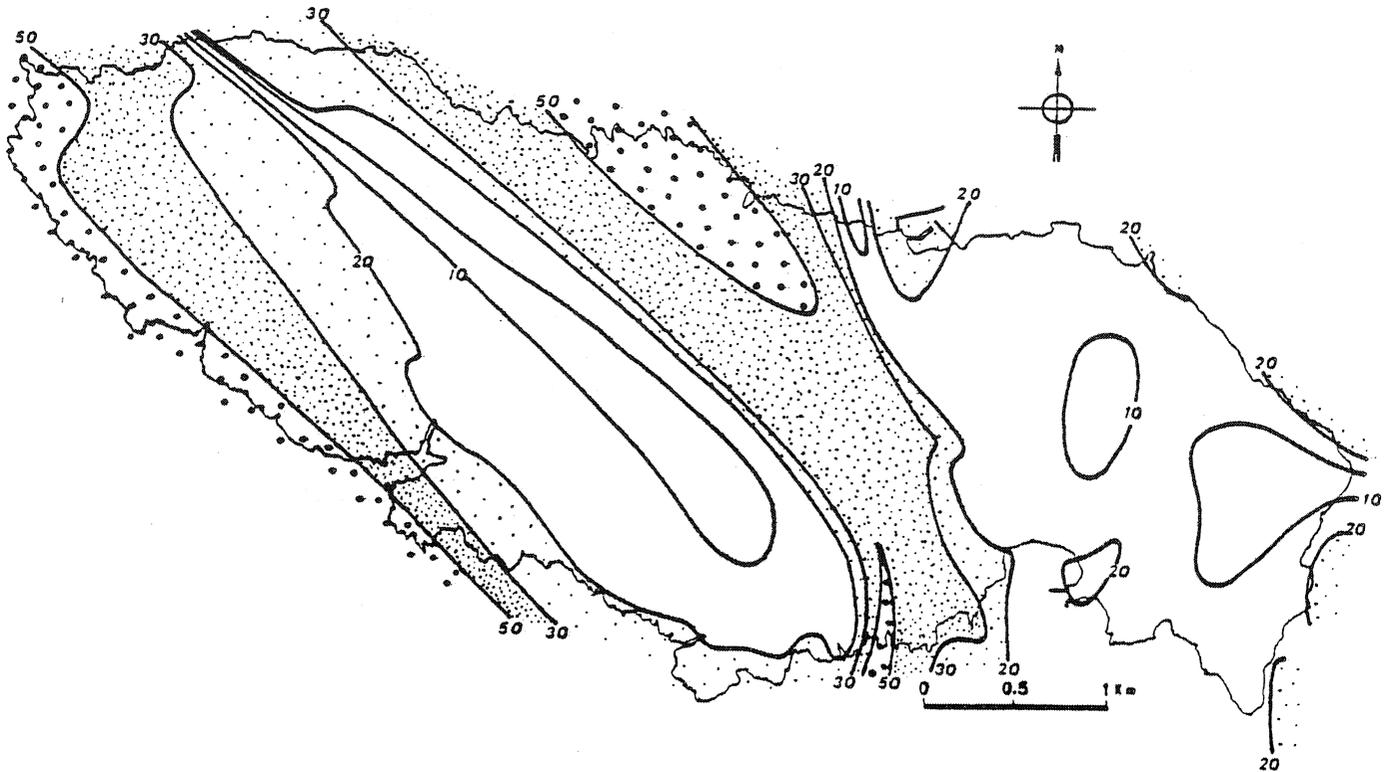


FIG. 14 : Carte d'isopendage de la foliation  $F_1$ .

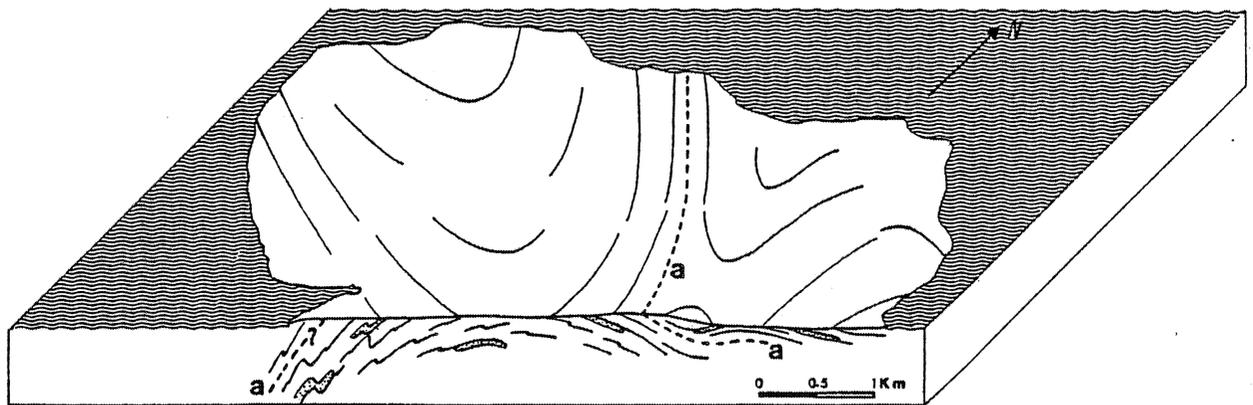


FIG. 15 : Bloc diagramme schématique montrant l'influence du plissement  $P_2$  sur la structure de l'Ile de Groix. a : isograde du grenat dans les roches basiques. En pointillés : corps basiques.

Les figures 7, 14 et 15 montrent, dans la partie occidentale de l'Ile, un vaste antiforme (pli droit d'axe NW.SE), bordé, dans la partie orientale, de synformes très ouverts s'ennoyant progressivement vers l'E. On comprend alors que le secteur occidental soit bordé de falaises d'une trentaine de mètres de haut alors que la côte Est est constituée d'un platier rocheux. La morphologie de l'île, plateau rocheux faiblement incliné vers l'Est, est le reflet géomorphologique des struc-

tures issues de la déformation  $D_2$ .

A l'échelle cartographique, on note de faibles ondulations E.W dans le secteur oriental (Fig. 7). Il n'est pas nécessaire de les attribuer à un plissement d'axe E.W. car elles peuvent tout simplement traduire le faible non-cylindricité des plis  $P_2$ . En effet, dans la nature, les plis sont rarement parfaitement cylindriques (DUBEY et COBBOLD 1977).

J'ai représenté sur une même carte (Fig. 8) les linéations d'axes de plis  $B_2$  et les linéations  $L_1$ . On constate qu'elles sont colinéaires. L'interprétation proposée est la suivante :

Dans le secteur 1, la déformation  $D_2$  est peu pénétrative. Elle développe alors une crénulation parallèlement aux structures précédentes qui sont subméridiennes. Par contre, plus  $D_2$  devient pénétrative, plus elle s'exprime de façon indépendante, réorientant à l'intérieur de ses mégasstructures, les axes  $B_1$  et la linéation  $L_1$  dans sa direction axiale propre NW.SE. De semblables exemples d'effet de structure ont déjà été décrits (GHOSH et RAMBERG 1968, BRUN 1975). On peut attribuer à la très forte anisotropie linéoplanaire, acquise par les roches lors de l'épisode  $D_1$ , le parallélisme entre crénulation ( $CR_2$  : associée à  $D_2$ ) et linéation ( $L_1$ ) dans le secteur 1. Par contre, dans la partie occidentale de l'île, cette anisotropie ne suffirait plus à guider l'apparition des plis  $P_2$  car la déformation  $D_2$  y est beaucoup plus intense. En conséquence, la déformation  $D_2$  y développerait sa propre direction axiale NW.SE.

Il est alors très important de remarquer que le *secteur 1 reflète, au mieux, l'état de la déformation finie à l'issue de la déformation  $D_1$* . En effet, la structure linéoplanaire ( $L_1, F_1$ ) n'y est pratiquement pas perturbée par la déformation  $D_2$ .

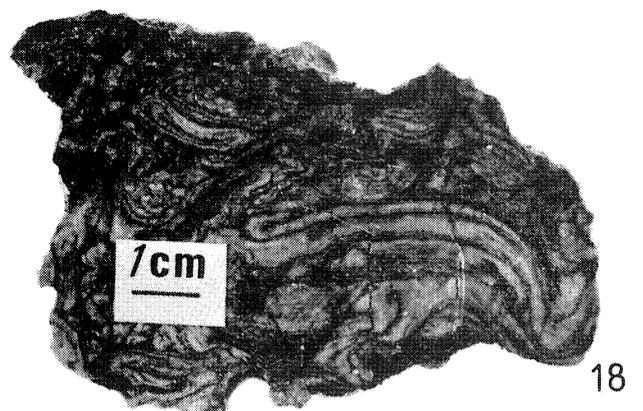
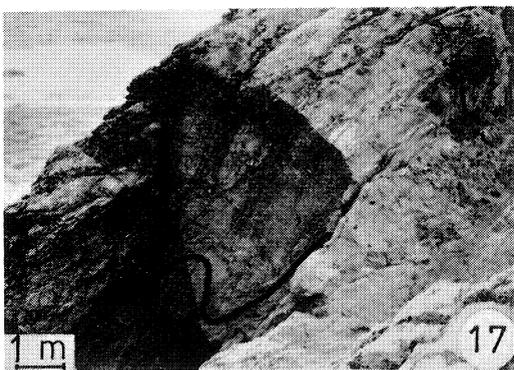
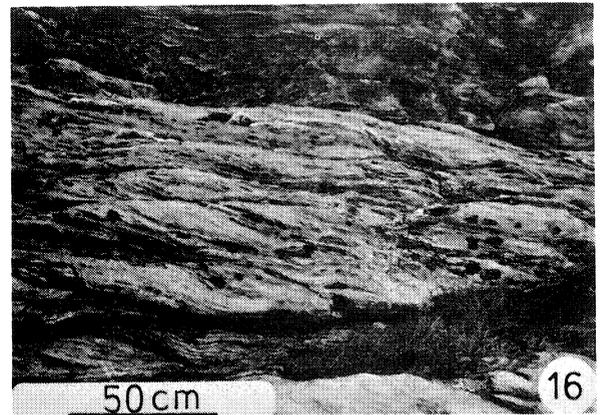
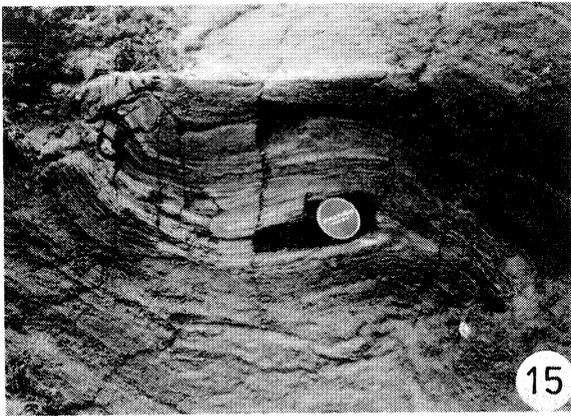
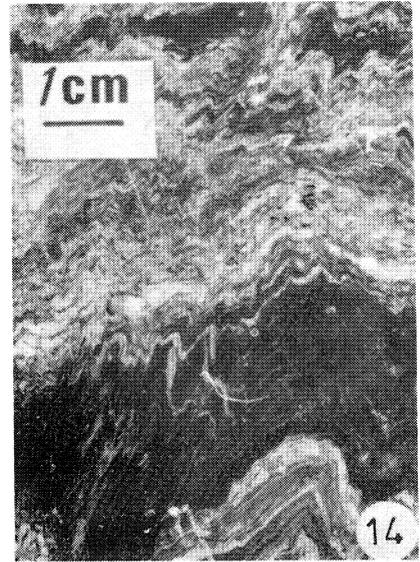
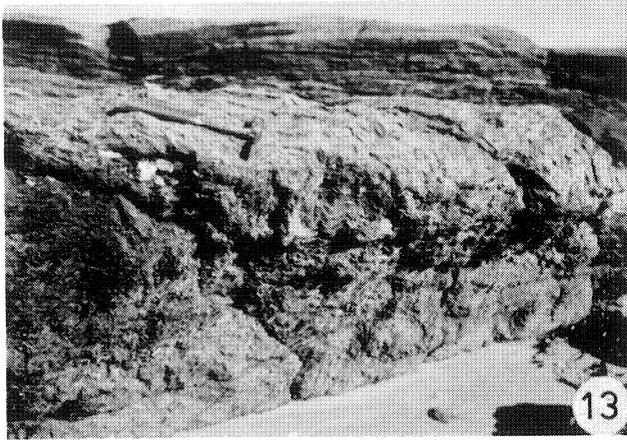
## 1.2) A l'échelle de l'affleurement

(voir les différents secteurs : carte HT n° 1)

1.2.1) Secteur 1 : A cette échelle, l'influence de la déformation  $D_2$  est imperceptible. Il est pourtant possible de rapporter à cette déformation les quelques couloirs métriques montrant, dans les micaschistes, des plis à plans axiaux redressés et à axes subméridiens (photo 13 et carte HT n° 3). Aux extrémités occidentales de ce secteur



- Photo 13 : Plis droits d'axe subméridien dans les micaschistes (pointe des Chats).
- Photo 14 : Microplis  $P_2$  et leur schistosité de plan axial (micaschistes de la baie des Curés).
- Photo 15 : Interférence de type 3 entre un pli isoclinal  $P_1$  et un pli droit très ouvert  $P_2$  (métabasites de la pointe de Gadoéric).
- Photo 16 : Fuseaux près de la baie des Curés.
- Photo 17 : Pli  $P_2$  faiblement déversé vers le N.E affectant les métabasites (affleurement situé près de Pen Men).
- Photo 18 : Figures "en oeil" des plis  $P_1$  déformées par les plis  $P_2$  (petits niveaux de quartzites situés près de Pen Men).





apparaît une fine crénulation de direction N 160. Elle est de plus en plus pénétrative vers l'W, mais n'apparaît pas au sein des roches basiques. La linéation  $L_1$  et cette crénulation sont colinéaires.

1.2.2) Secteurs 2 et 5 : Dans les micaschistes, cette crénulation s'associe progressivement à des plis dont les axes sont également parallèles à la linéation  $L_1$  (Fig. 8 et diagrammes statistiques : planche HT n° 1). Les plans axiaux des plis  $P_2$  sont déversés vers le N.E (planche HT n° 2). On note la présence d'une schistosité de crénulation pénétrative, parallèle aux plans axiaux de ces plis (photo 14). La déformation  $D_2$  s'inscrit beaucoup plus faiblement au sein des roches basiques. En suivant une coupe E.W le long de la côte Sud, il faut atteindre le vallon du Lavoir pour voir apparaître, dans les roches basiques, une crénulation épisodique ( $CR_2$ ). Cette même crénulation est plus marquée et s'associe à des plis mésoscopiques dans les roches basiques de la pointe de GADOERIC à l'extrémité W de ce secteur (cf carte HT n° 1) (photo 15).

Les plis  $P_2$  sont sub-cylindriques. La roche prend progressivement, vers l'W, l'aspect d'une L tectonite du fait de l'intense microplissement qui l'affecte et détruit peu à peu le caractère planaire dominant du secteur 1.

La photo 2 montre, à la Baie des Curés (cf carte HT n° 2), le profil asymétrique et le déversement vers le N.E des plis  $P_2$  d'axe N 160. Sur cette photo, on note également deux familles de plans de cisaillement. L'une est plan axial des plis  $P_2$ , l'autre proche de la foliation  $F_1$  (Fig. 16). Cette dernière présente de nombreuses stries de glissement de direction N 80 indiquant toujours un mouvement vers le N.E des blocs supérieurs par rapport aux blocs inférieurs (Fig. 16).

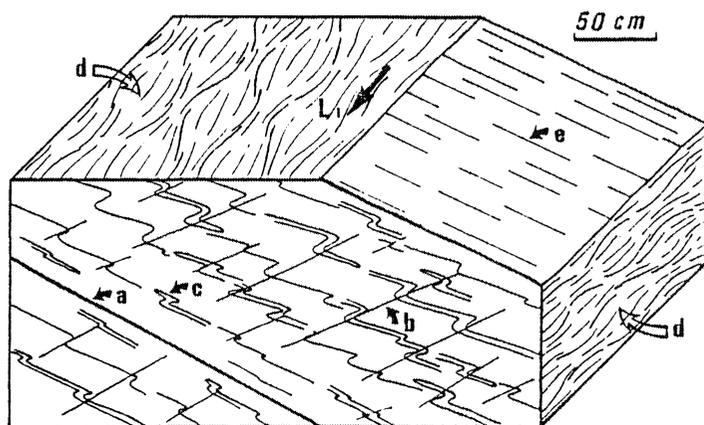


FIG. 16 : Plis  $P_2$  dans les micaschistes de la baie des Curés. a : plan de cisaillement parallèle à la foliation  $F_1$ . b : plan de cisaillement plan axial des plis  $P_2$ . c : interférence de type 3. d : fuseaux e : stries de glissement contenues dans un plan de cisaillement jouant en faille normale.  $B_2$  : axes des plis  $P_2$  (flèche orientée N 160).

nues dans un plan de cisaillement jouant en faille normale.  $B_2$  : axes des plis  $P_2$  (flèche orientée N 160).

Figures d'interférences  $D_1$ - $D_2$  de type 3 (cf RAMSAY 1962a)

Les plis  $P_1$  et  $P_2$  étant en général coaxiaux et possédant des plans axiaux sub-orthogonaux, présentent des figures d'interférence de type 3 dans un plan perpendiculaire aux axes  $B_2$  (photo 15) (Fig. 16).

Les fuseaux (photo 16)

Ces structures, largement décrites par RUHLAND et JEANNETTE (1966) représentaient, pour eux, des figures d'interférences entre deux familles de plis que l'on peut rapprocher des plis  $P_1$  et  $P_2$ . On les trouve dans les métapélites. "Longs de quelques décimètres en moyenne, ces fuseaux présentent dans leur partie centrale des petits plis serrés et des linéations apparentées à l'orientation N 170. Aux extrémités, ces plis tournent, s'infléchissent et se redressent en direction N 140. Les plans axiaux des plis subméridiens subissent ainsi une déformation hélicoïdale autour d'un nouvel axe orienté N 150" (JEANNETTE 1965). Si l'on tient compte de l'influence d'une forte anisotropie linéoplaire ( $L_1$ - $F_1$ ) sur tout replissement éventuel, on comprend effectivement qu'une différence angulaire faible (quelques dizaines de degrés) entre la linéation  $L_1$  et les axes  $B_2$  puisse conduire à la formation de fuseaux.

Les fuseaux sont limités par les deux familles de plans de cisaillement citées précédemment (Fig. 16). Celles-ci découpent des structures losangiques entre lesquelles sont localisés les plis  $P_2$  faiblement non cylindriques. C'est l'enveloppe externe de ces plis que RUHLAND et JEANNETTE (1966) ont décrite sous le terme de fuseau. Les zones caractérisées par ces structures en fuseau sont pratiquement toutes localisées près d'un affleurement important de roches basiques (voir carte dans COGNÉ et al 1966). Il est vraisemblable que la proximité d'un corps basique très résistant crée des perturbations dans les métapélites qui se traduisent par l'abondance de plans de cisaillement et, par suite, de fuseaux.

1.2.3) Secteurs 3 et 4 : La déformation  $D_2$ , dont les axes de plis se rapprochent progressivement vers l'W de la direction N 120, s'y exprime de façon intense. Cette déformation affecte de plus en plus, vers l'W, les roches basiques (photo 17). Les plis  $P_1$ , par contre, sont de moins en moins visibles car ils sont estompés par l'intense déformation  $D_2$ . Néanmoins, la trace des plis curviplanaires  $P_1$  subsiste dans les roches basiques (où l'on note des axes  $B_1$  obliques sur les axes  $B_2$ ) ainsi que dans les quelques niveaux de quartzite (photo 18). Mis à part son aspect plus

pénétratif,  $D_2$  possède dans ces deux secteurs des caractéristiques identiques à celles signalées dans le paragraphe précédent.

## 2) LA DEFORMATION $D_3$

C'est une déformation peu pénétrative exprimée presque exclusivement dans les métapélites (et plus spécialement dans les mica-schistes quartziques) par l'intermédiaire d'une crénulation E.W parfois associée à des plis.

Ces plis sont de type "kink band" ou en chevrons. Leur axe moyen est N 80 ; leur plan axial est subvertical (planches HT n° 1 et 3). Ils sont souvent associés à des failles verticales de direction N 80. Celles-ci constituent la seule trace marquante de  $D_3$  dans les metabasites. Les plis  $P_3$  ne dépassant pas l'échelle décimétrique, ne perturbent pas notablement la foliation  $F_1$ .

Leurs axes ( $B_3$ ) ont plutôt tendance à s'aligner, en direction N 80, dans la foliation  $F_1$ . Ils sont donc très dispersés sur les diagrammes (planche HT n° 1). Cette dispersion rend compte, en fait, des variations de pendage dues aux plis  $P_2$ .

$D_3$  présente un gradient d'intensité E.W semblable à celui de  $D_2$ .

### 2.1) Secteur 1

On peut sans doute attribuer à  $D_3$  les quelques zones métriques où l'on trouve des plis subverticaux de direction E.W (carte HT n° 3) (cf BOUDIER et NICOLAS 1976). Les molles ondulations E.W signalées par COGNE et al (1966) sembleraient être liées au boudinage des corps basiques plutôt qu'à cette déformation.

### 2.2) Secteurs 2 et 5

La fine crénulation  $CR_3$  E.W apparaît progressivement vers l'W. Elle est toujours associée à la crénulation  $CR_2$ .

### 2.3) Secteurs 3 et 4

La crénulation CR<sub>3</sub> E.W s'associe progressivement à des plis vers l'W. Près du sémaphore, D<sub>3</sub> est suffisamment pénétrative pour modifier sur quelques mètres l'orientation de F<sub>1</sub> et affecter des niveaux de quartzite.

### 3) CONCLUSION

Les déformations D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub> présentent des caractères communs : elles possèdent toutes deux le même gradient d'intensité E.W et sont plus ou moins développées selon la nature du matériel qu'elles affectent. Elles sont souvent associées sur le terrain. Etant donné le faible développement de D<sub>3</sub>, aucun argument indiscutable ne permet de savoir si les plis P<sub>3</sub> replissent véritablement les plis P<sub>2</sub>. Il est en fait tout à fait possible que ces deux déformations soient synchrones. Nous verrons d'ailleurs, dans le chapitre suivant, que l'analyse des relations métamorphisme - déformation ne permet pas de les distinguer d'un point de vue chronologique.

## Chapitre III

### RELATIONS METAMORPHISME - DEFORMATION

L'analyse des relations métamorphisme - déformation est indispensable à toute interprétation tectonique de l'Ile de Groix. Les conclusions des différents auteurs qui ont su reconnaître l'importance d'une telle étude (BOUDIER et NICOLAS 1976, CARPENTER 1976 pour les travaux les plus récents) sont cependant très divergentes.

Deux points importants se dégagent de ma propre étude dont les résultats d'ensemble sont schématisés sur la figure 17.

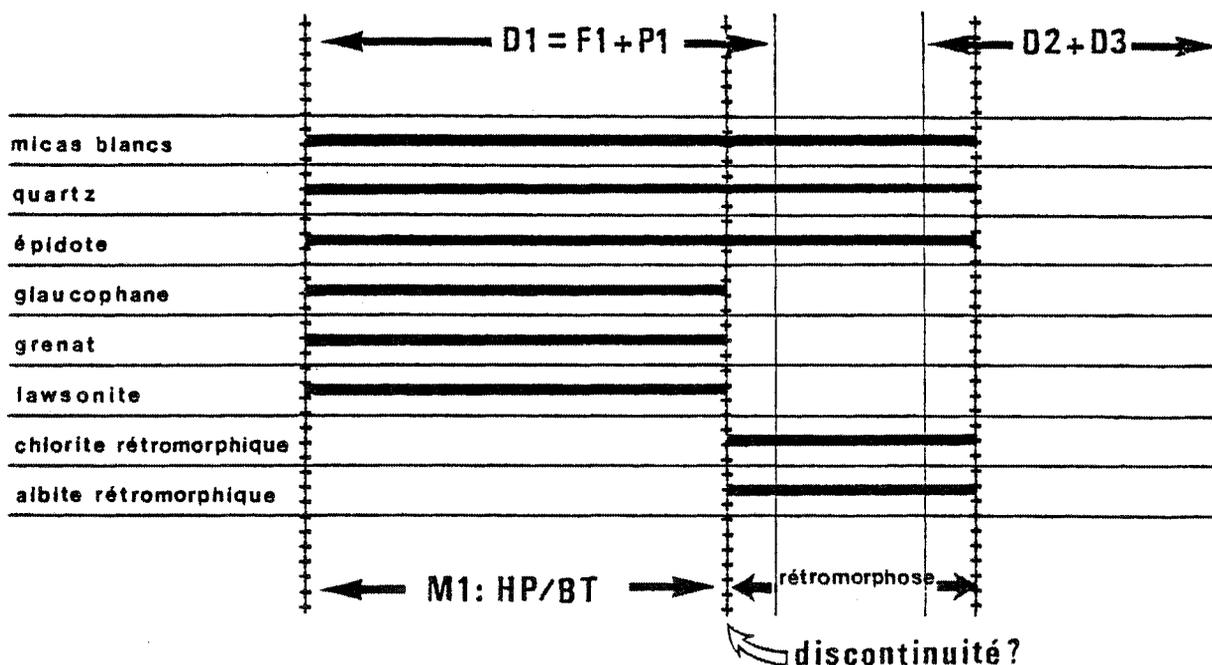


FIG. 17 : Relations métamorphisme - déformation.

a) D<sub>1</sub> est globalement synmétamorphe

Je suis en accord sur ce point avec l'interprétation de CARPENTER (1976) mais, en partie, opposé à celle proposée par BOUDIER et NICOLAS

(1976). Ces auteurs attribuent en effet les plis  $P_1$  au faciès rétro-morphique schistes verts (nomenclature utilisée dans ce travail).

b) Je pense que les déformations  $D_2$  et  $D_3$  se développent en grande partie après la rétro-morphose. Sur ce point, je suis en accord avec BOUDIER et NICOLAS (1976) et en désaccord avec CARPENTER (1976).

## I. LES MICAS BLANCS

Dans les métapélites, la foliation est essentiellement constituée par l'alternance quartz - mica.

### 1) RELATIONS AVEC LES PLIS $P_1$

Certains micas blancs sont antérieurs aux plis  $P_1$  puisqu'ils sont déformés par ceux-ci. Cependant, ils sont toujours inaltérés et automorphes, ce qui indique leur stabilité pendant le plissement. En dehors des charnières des plis  $P_1$ , les micas blancs sont également inaltérés et peu déformés.

Certains prophyroblastes de mica blanc de grande taille sont en outre sécants sur  $F_1$  et exempts de toute trace de la déformation  $D_1$ .

### 2) RELATIONS AVEC $D_2$ et $D_3$

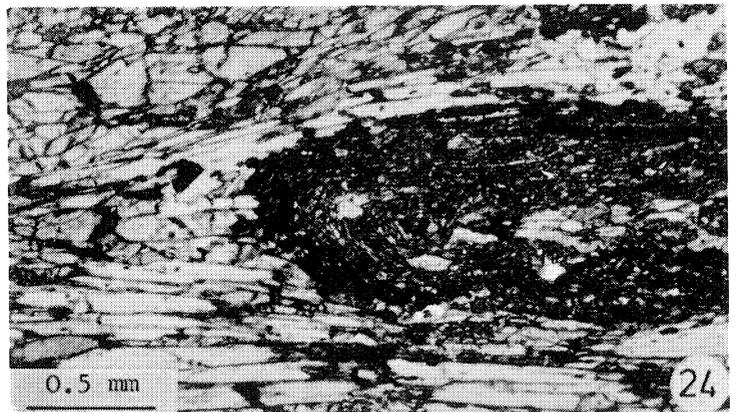
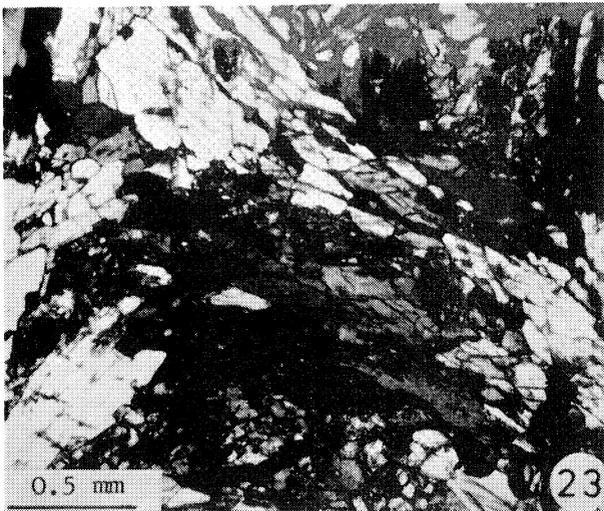
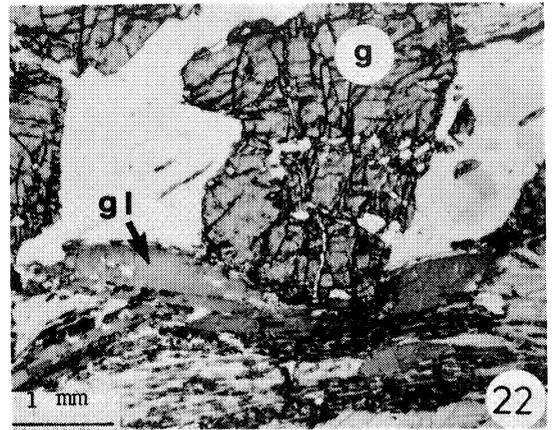
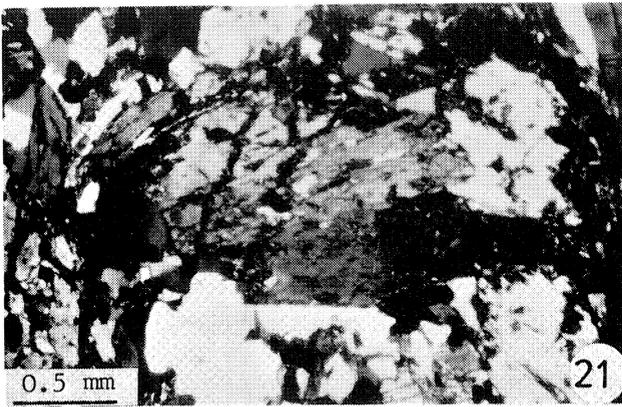
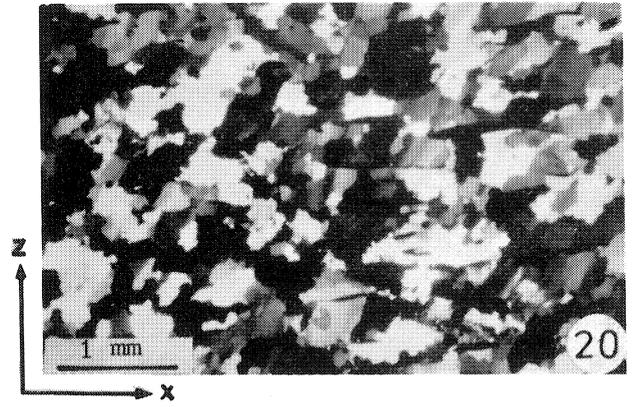
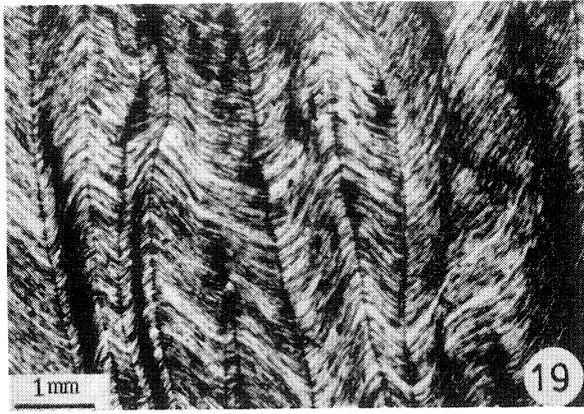
La plupart des *micas blancs* sont déformés par les plis  $P_2$  et  $P_3$ . En lames minces (photo 19), les crénulations associées à ces déformations développent de très beaux plis en chevrons.

### 3) CONCLUSION

Les micas blancs ont des caractéristiques de minéraux pré, syn à post plis  $P_1$  et anté plis  $P_2$  et  $P_3$  (Fig. 17). Ils sont, en majeure partie, primaires (c'est-à-dire formés au cours du métamorphisme schistes bleus) et, partiellement, secondaires (c'est-à-dire formés au cours de la rétro-morphose (TRIBOULET 1974) (cf tableau 2).



- Photo 19 : Micas blancs déformés par des plis  $P_2$  (lumière polarisée : l.p.).
- Photo 20 : Déformation  $D_1$  dans un quartzite (section XZ : normale à  $F_1$  et parallèle à  $L_1$ ). Les bandes de pliage et les sous-joints, représentant la direction des axes C, sont obliques sur Z (l.p.).
- Photo 21 : Extinction onduleuse d'un glaucophane déformé par un pli  $P_1$  (l.p.).
- Photo 22 : Glaucophane (gl.) légèrement arqué et fracturé par la déformation  $D_1$ . g : grenat (lumière naturelle : l.n.).
- Photo 23 : Recristallisation dynamique du glaucophane en charnière d'un pli  $P_1$  (l.p.).
- Photo 24 : Glaucophane plan axial d'un pli  $P_1$  souligné par un niveau d'épidote (l.n.).





## II. LE QUARTZ

### 1) RELATIONS AVEC D<sub>1</sub>

Le quartz apparaît sous forme de néoblastes, présentant en général des bandes de pliage et des extinctions onduleuses, dans les zones où la déformation D<sub>1</sub> est seule exprimée (photo 20).

L'étude de l'orientation préférentielle de réseau du quartz, associée à cette déformation, sera développée dans la deuxième partie de ce travail.

### 2) RELATIONS AVEC D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub>

Dans les zones où ces déformations sont intenses, la fabrique issue de la déformation D<sub>1</sub> s'atténue ; le quartz recristallise, extinctions onduleuses et bandes de pliage disparaissent.

## III. LES EPIDOTES

J'ai déjà signalé l'alternance spectaculaire glaucophane - épidote marquant la foliation dans les glaucophanites litées. Comme les micas, les épidotes sont peu déformées si l'on excepte quelques rares amas porphyroblastiques précoces déchiquetés et onduleux.

### Relations avec les plis P<sub>1</sub>

Il apparaît, là aussi, plusieurs générations d'épidotes plus ou moins déformées par les plis P<sub>1</sub>. Certaines, sans doute rétomorphiques (TRIBOULET 1974) (cf tableau 2), sont même franchement postérieures aux plis P<sub>1</sub>.

## IV. LE GLAUCOPHANE

### 1) RELATIONS AVEC D<sub>1</sub>. NOTION DE DEFORMATION PROGRESSIVE D<sub>1</sub>

Les rares évidences d'une déformation du glaucophane, en liaison avec la déformation D<sub>1</sub>, se limitent aux observations suivantes :

- On relève quelques extinctions onduleuses au niveau de cer-

taines charnières de plis  $P_1$  (photo 21).

- Certains glaucophanes sont légèrement arqués et d'autres sont même fracturés (photos 21 et 22). Il existe donc au moins *quelques glaucophanes antérieurs aux plis  $P_1$* .

- D'autre part, on observe une recristallisation dynamique du glaucophane : il semble, qu'en liaison avec les plis  $P_1$ , les glaucophanes enregistrent la déformation en se subdivisant en plusieurs individus exempts de toute trace de déformation (photo 23). Cette recristallisation dynamique nous suggère que les glaucophanes devaient être stables lors du plissement qui les affecte.

- Cette hypothèse est renforcée par la présence, cependant exceptionnelle dans notre échantillonnage, de glaucophanes parallèles aux plans axiaux de plis  $P_1$  (photo 24).

- On note également parfois des concentrations de glaucophane dans les charnières des plis  $P_1$  (photo 25). Cela prouve l'existence de migrations chimiques au cours du plissement. On voit donc que *certaines glaucophanes sont synchrones des plis curviplanaires en fourreaux  $P_1$* .

- La plupart des glaucophanes se disposent en arcs polygonaux dans les charnières des plis  $P_1$  (photo 26). Ils ont donc recristallisé *pendant et même après la formation de ces plis*.

- Enfin, les glaucophanes sont, le plus souvent, automorphes et ne présentent pas de trace de la déformation  $D_1$ . Certains sont même franchement sécants sur la foliation.

Comme CARPENTER (1976, p. 84), je pense donc que le glaucophane, bien que formé précocement, cristallise tout au long de la déformation  $D_1$  et échappe ainsi aux effets crénulatifs de la déformation.

*Les relations complexes entre le glaucophane et les plis  $P_1$  peuvent s'expliquer en termes de déformation progressive :*

Si les plis  $P_1$  n'apparaissent pas simultanément au cours de la déformation  $D_1$ , on peut observer, comme c'est le cas, des glaucophanes anté, syn à post plis  $P_1$ . Les cristallisations successives de micas blancs et d'épidote s'inscrivent bien dans cette hypothèse de déformation pro-



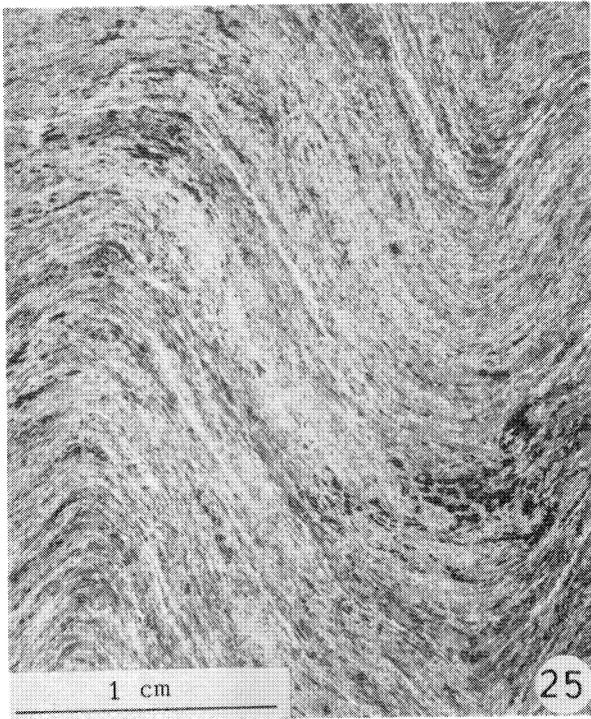
Photo 25 : Concentration du glaucophane en charnière des plis  $P_1$   
(l.n.).

Photo 26 : Glaucophanes en arcs polygonaux dans les plis  $P_1$  (l.n.).

Photo 27 : Inclusions sigmoïdes dans un grenat des metabasites.  
Section XZ (les symboles X, Y et Z indiqués sur les  
photos de lames minces de ce mémoire indiquent toujours  
les directions principales de la déformation finie  $D_1$ )  
(l.p.).

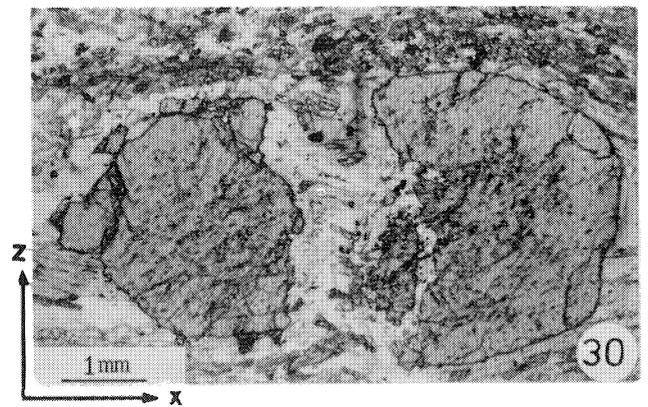
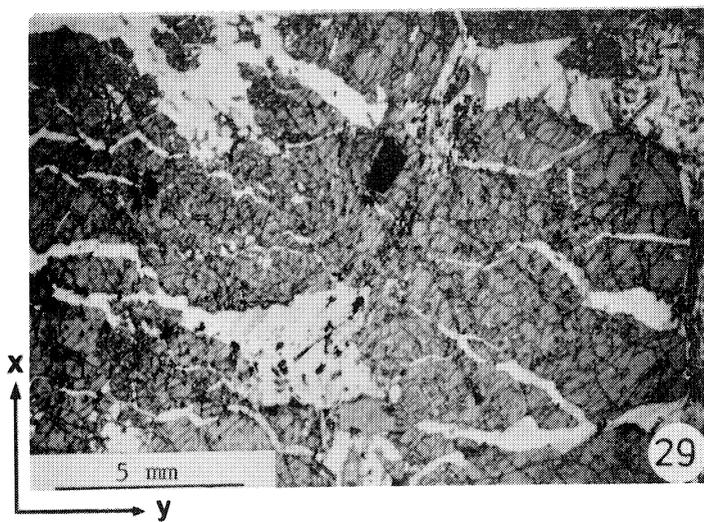
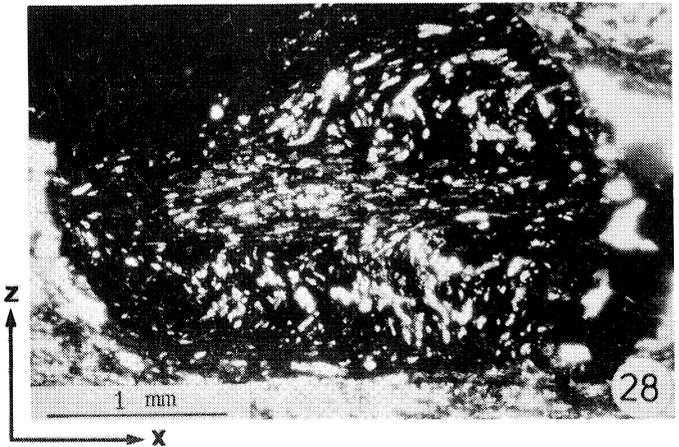
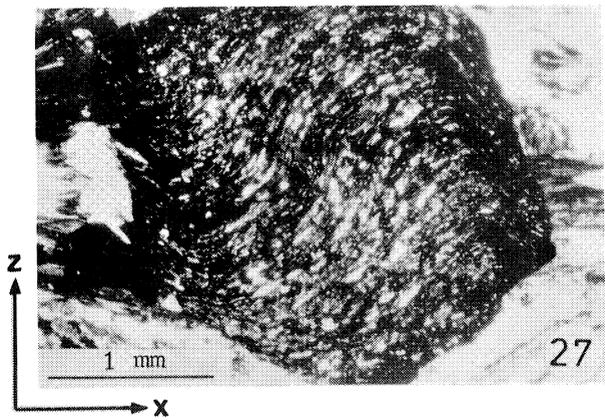
Photo 28 : Inclusions sigmoïdes en forme de microplis dans un gre-  
nat des metabasites (l.p.).

Photos 29 et 30 : Grenats boudinés lors de la déformation  $D_1$  (l.n.).



nord

sud





gressive en faciès schistes bleus. On peut donc, dès à présent, présenter l'hypothèse suivante :

*La déformation  $D_1$  s'est déroulée, en faciès schistes bleus, pendant l'acquisition de la foliation  $F_1$  et son plissement isoclinal ; le plissement s'est poursuivi pendant la chute de pression après ce métamorphisme.*

## 2) RELATIONS AVEC $D_2$

Elles ne sont pas aisément discernables pour deux raisons :

- Les glaucophanites ne sont pas intensément affectées par la déformation  $D_2$ .

- La direction de la linéation marquée par le glaucophane est souvent proche de la direction axiale  $B_2$ .

Cependant, les lames effectuées dans des échantillons où ces deux directions sont nettement sécantes montrent le caractère antétectonique du glaucophane par rapport à la déformation  $D_2$ .

## V. LE GRENAT

Dans les roches basiques, le grenat n'apparaît que dans la partie E de l'île. CARPENTER (1976) tire argument de cette observation pour établir une zonéographie du métamorphisme de faciès schistes bleus (Fig. 3). Dans les métapélites, le grenat est partout représenté bien que surtout concentré à l'E de l'île. Ces porphyroblastes constituent un des caractères géologiques les plus remarquables de l'île de Groix. Ils peuvent atteindre plusieurs centimètres de diamètre.

Dans les roches métamorphiques, les grenats renferment caractéristiquement des traînées d'inclusions souvent sigmoïdes. Les premières descriptions et interprétations de ces structures (en particulier SCHMIDT 1918, MÜGGE 1928, 1930, ZWART 1962) sont synthétisées par SPRY (1963). Celui-ci définit les termes descriptifs avec précision :

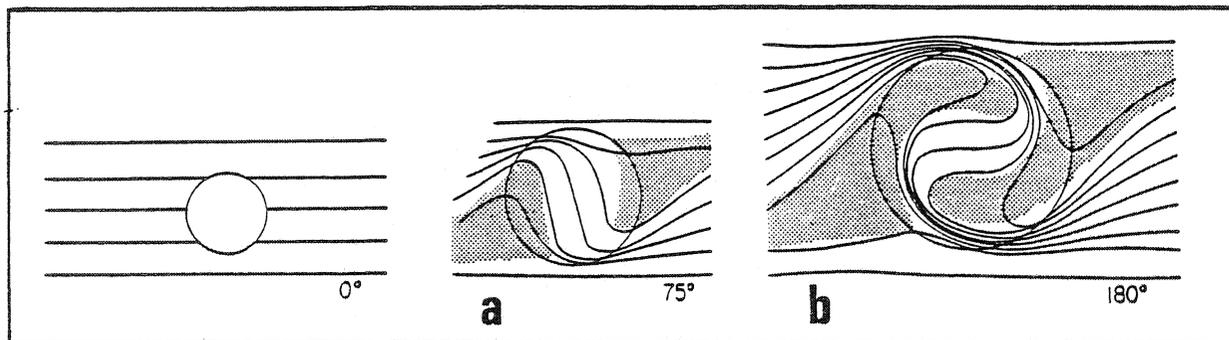


FIG. 18 : Grenats syntectoniques rotationnels. a : inclusions sigmoïdes. b : grenat "boule de neige". En pointillés : zones abritées riches en quartz. Les lignes internes et externes au porphyroblaste représentent respectivement  $S_i$  et  $S_e$ . Le degré de rotation des grenats relativement à leur matrice est indiqué (d'après SCHONEVELD 1977).

Toute surface (stratification, foliation, etc...) est appelée  $S_i$  (surface interne) lorsqu'elle se situe à l'intérieur d'un porphyroblaste et  $S_e$  (surface externe) dans le cas opposé. SPRY considère que certaines trainées d'inclusions ("inclusion trails") peuvent être liées à une rotation syntectonique du cristal. Il s'agit alors de grenats "boule de neige" ("snowball garnets"), ce terme étant plus adapté à des porphyroblastes présentant des rotations supérieures à  $90^\circ$  (SPRY 1969) (cf Fig. 18). L'interprétation des "S shaped inclusion trails" en termes de croissance rotationnelle syntectonique a fait l'objet de nombreuses études : RAMSAY (1962b), POWELL et TREAGUS (1967, 1970), COX (1969), ROSENFELD (1970), WILSON (1971), De WITT (1976), DIXON (1976), POWELL et MAC QUEEN (1977), SCHONEVELD (1977), POWELL et VERNON (1979). Les interprétations en termes de régime de déformation sont divergentes. Elles seront exposées dans la deuxième partie de ce travail.

Les figures sigmoïdes des grenats peuvent également fossiliser des plis. La croissance des porphyroblastes est alors statique ; elle est dite hélicitique (en particulier ZWART (1962), SPRY (1969), FERGUSON et HARTE (1975), VERNON (1976, 1978). C'est cette interprétation que favorise CARPENTER (1976) pour les grenats de Groix.

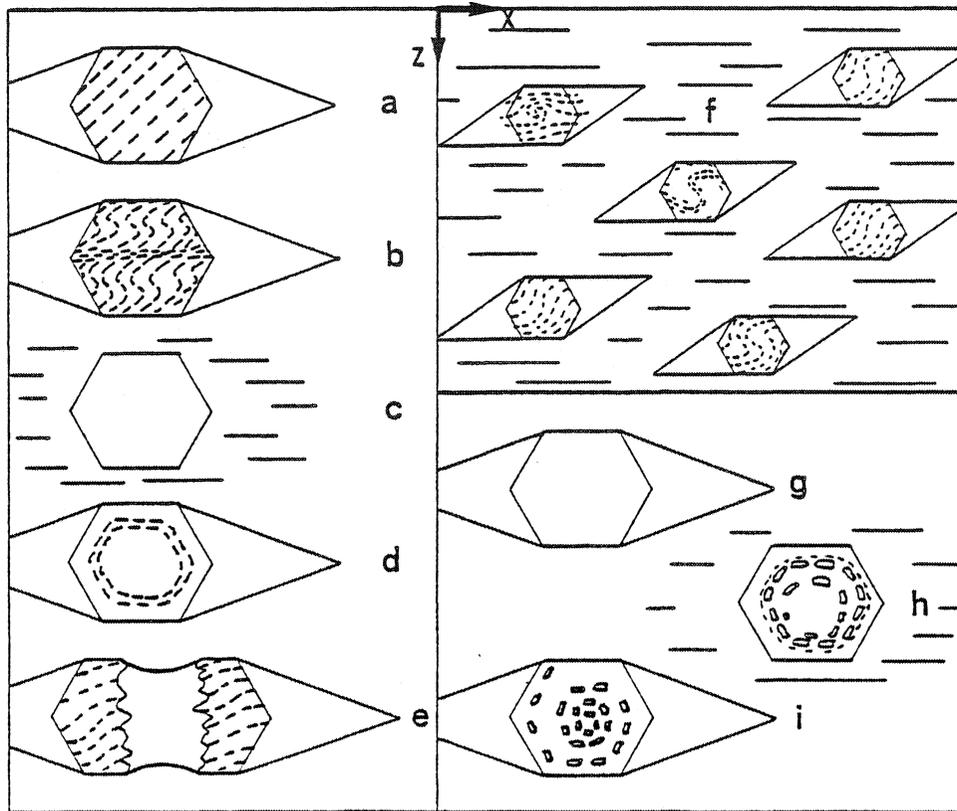
1) RELATIONS AVEC  $D_1$  (Fig. 19)

FIG. 19 : Relations entre la croissance des grenats et la déformation progressive  $D_1$ . Observations effectuées dans le plan XZ de déformation finie (1). a, b, c, d, e : divers types observés dans les metabasites. f : cas général dans les metabasites. g, h, i : divers types observés dans les métapélites.

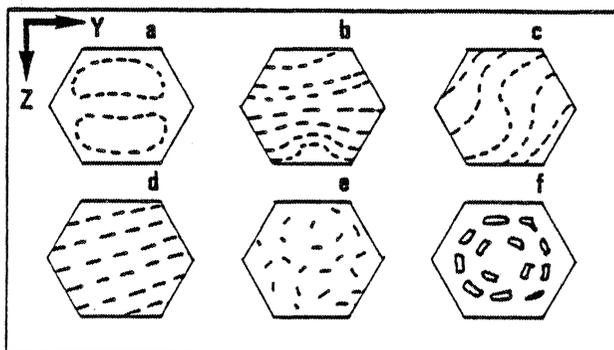


FIG. 20 : Différents types de traînées d'inclusions observées dans les grenats en coupe YZ (1). Voir explications dans le texte.

(1) : X, Y et Z sont les demi-axes de l'ellipsoïde de déformation finie tels que :  $X \geq Y \geq Z$ .

1.1) Dans les metabasites

Les grenats renferment en général des traînées d'inclusions constituées essentiellement d'épidote. Ces traînées sont le plus souvent sigmoïdes (photo 27) (Fig. 19.f).

Hypothèse d'une croissance hélicitique

. Si et Se sont alors, en général, continues à travers les porphyroblastes (STURT et HARRIS 1961 in VERNON 1978). Ce n'est pas toujours le cas dans les lames minces de l'Ile de Groix (Fig. 19a).

. Les traînées d'inclusions, si elles sont sigmoïdes, peuvent alors être asymétriques par rapport au centre des porphyroblastes et avoir la forme d'un ou plusieurs microplis (HARTE et JOHNSON 1969 in VERNON 1978). C'est un cas exceptionnel dans les metabasites et nous ne l'avons relevé nettement que dans une seule lame mince (photo 28) (Fig. 19b). Pourtant, même dans ce cas, le grenat serait syntectonique par rapport à une partie de  $D_1$  puisqu'il est nettement contourné par la foliation  $F_1$ .

. Lorsqu'ils sont hélicitiques, les grenats découpent Se à l'emporte-pièce. A Groix, la présence de zones abritées est assez générale bien qu'il arrive que certains grenats découpent la foliation  $F_1$ . C'est surtout le cas de petits grenats sans inclusion (Fig. 19c). Quoiqu'il en soit, ce critère reste discuté :

- soit par les rares auteurs qui imaginent qu'un porphyroblaste post-tectonique puisse repousser la schistosité en s'accroissant (SHELLEY 1972).
- soit par ceux qui pensent que la troncature de Se par un porphyroblaste n'est pas un critère suffisant pour conclure à une croissance post-tectonique (FERGUSON et HARTE 1975).

. Le fait que les grenats ne montrent pas de trace optique de déformation n'est pas non plus un critère de croissance post-tectonique (VERNON 1978).

. Un dernier critère de croissance hélicitique est la présence d'inclusions concentriques parallèles aux limites de croissance des porphyroblastes (HARVEY et FERGUSON 1973 in VERNON 1978). Cependant, ces inclusions peuvent être syntectoniques si l'on en croit le mécanisme proposé par SCHONEVELD (1977) (voir paragraphe 1.2). Il existe des inclusions concentriques dans les lames minces (Fig. 19d). Cependant, dans les metabasites, il est difficile de favoriser l'une ou l'autre des hypothèses précitées.

Hypothèse d'une croissance syntectonique

. Les porphyroblastes sont parfois microboudinés : "paracrystalline microboudinage" (MISCH 1969 in VERNON 1978). Ce phénomène est courant dans nos lames minces (photos 29 et 30) (Fig. 19.e) et attribuable à la déformation  $D_1$  puisque généralement observé dans des zones où elle est seule exprimée.

. Les porphyroblastes présentent alors des figures sigmoïdes et ne montrent pas de trace optique de déformation (VERNON 1978). C'est le cas le plus général dans les metabasites (photo 27) (Fig. 19.f).

. Si, dans une même section, toutes les inclusions sigmoïdes indiquent un même sens de rotation, on a un argument en faveur d'une croissance rotationnelle (ROSENFELD 1968). Dans les roches de Groix, ce critère a été vérifié (Fig. 19.f), non seulement à l'échelle d'une lame mince (photo 31), mais aussi sur l'ensemble de l'île grâce à l'établissement de lames orientées (cf deuxième partie).

. Si les figures sigmoïdes n'apparaissent qu'à l'intérieur des grenats, il est difficile d'imaginer un processus de croissance des grenats uniquement localisée au niveau de charnières de plis asymétriques (VERNON 1978). Dans les metabasites, on ne voit en général, à l'échelle de la lame mince, aucun pli dans la matrice extérieure aux grenats (photo 31) (Fig. 19.f).

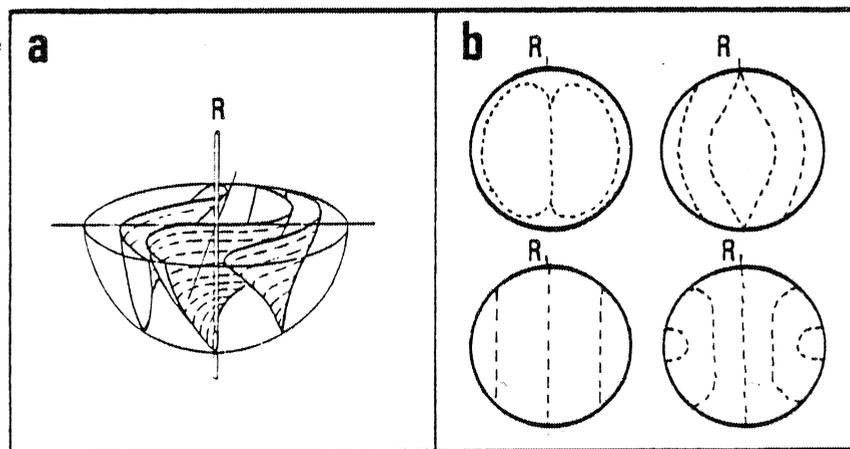


FIG. 21 : Géométrie tridimensionnelle des traînées d'inclusions contenues dans certains grenats rotationnels. b : figures observables en coupe parallèle à l'axe de rotation des grenats (R). D'après POWELL et TREAGUS 1967.

. POWELL et TREAGUS (1967), grâce à une étude tridimensionnelle des traînées d'inclusions, ont mis en évidence le caractère non-cylindrique des inclusions en "S" des grenats rotationnels (Fig. 21). Les rares coupes parallèles à l'axe de rotation des grenats montrent des figures caractéristiques (voir aussi COX 1969 et ROSENFELD 1970). On trouve effectivement dans les lames minces de Groix quelques figures de ce type (photos 32 et 33) ( Fig. 20. a et b).

. Enfin, dans la grande majorité des metabasites, les critères suivants (présentés dans le paragraphe précédent) sont applicables :

- Si est symétrique par rapport au centre du porphyroblaste.
- Un porphyroblaste donné ne comporte qu'une seule figure sigmoïde.

En conclusion, les grenats des roches basiques sont globalement *syn-tectoniques*. Cependant, ils sont plus ou moins tardifs par rapport à la déformation  $D_1$  : le plus souvent synchrones de la foliation  $F_1$ , ils sont parfois tardifs par rapport à celle-ci et même par rapport à certains plis  $P_1$  qui la reprennent. Ces relations complexes entre le grenat (minéral caractéristique, à Groix, du faciès schistes bleus : tableau 2) et la déformation  $D_1$  s'intègrent parfaitement dans le contexte supposé d'une déformation progressive.

#### 1.2) Dans les métapélites

On retrouve les caractères déjà cités :

- . présence sporadique de petits grenats sans inclusions et secants sur  $F_1$ .
- . présence généralisée de grenats pouvant atteindre une taille centimétrique plus ou moins fracturés et nettement contournés par la foliation (Fig. 19.g, h, i). Ils présentent ou non des inclusions. Celles-ci sont alors de plusieurs types :

- Inclusions de micas blancs d'épidote et de minéraux opaques essentiellement : Peu fréquentes, elles correspondent aux structures internes "Si" des grenats des roches basiques. Elles présentent parfois des figures sigmoïdes du même type. En général, les structures internes "Si" sont plutôt spiralées ou concentriques (photo 34).

- Inclusions de quartz : Elles sont fréquentes, de grande taille, le plus souvent circulaires et parfois nettement spiralées (pho-



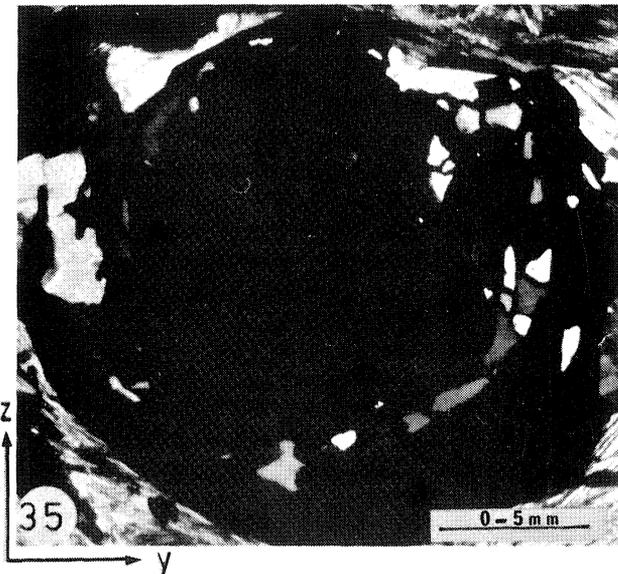
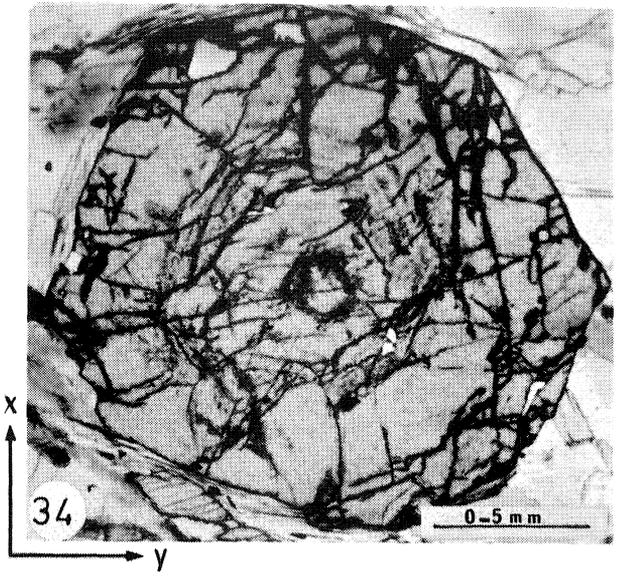
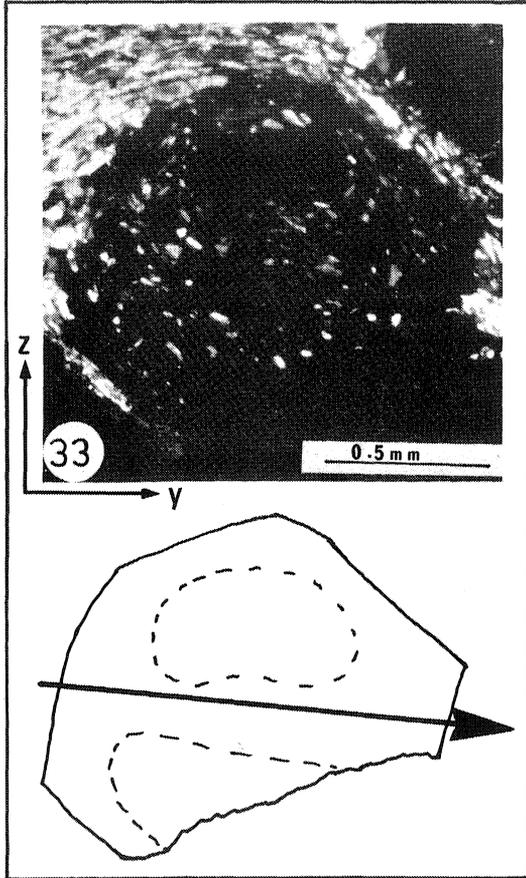
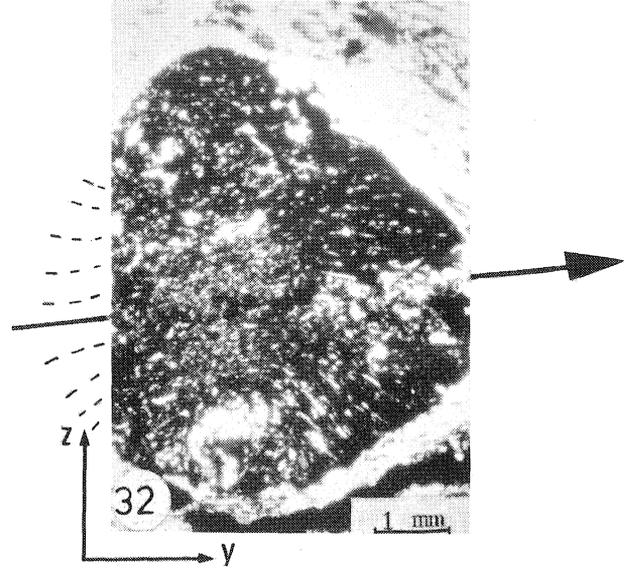
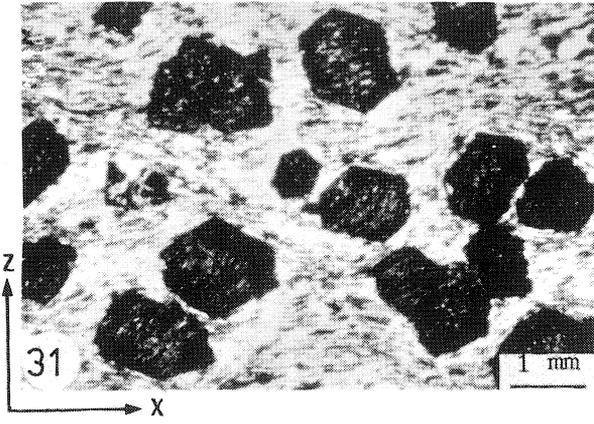
Photo 31 : Inclusions sigmoïdes indiquant un sens de rotation identique pour l'ensemble de ces grenats. Noter l'absence de micropli dans la matrice essentiellement constituée d'épidote et de glaucophane (l.p.).

Photos 32 et 33 : Géométrie caractéristique des traînées d'inclusions dans des sections contenant l'axe de rotation des grenats (flèches) (l.p.).

Photo 34 : Inclusions concentriques de minéraux opaques dans un grenat des métapélites (l.n.).

Photo 35 : Inclusions concentriques de quartz dans un grenat des métapélites (l.p.).

Photo 36 : Inclusions spiralées de quartz dans un grenat des métapélites (l.p.).





tos 35 et 36) (Fig. 19.h et i).

Ces deux types d'inclusions rappellent fortement les exemples décrits par SCHONEVELD (1977) qui distingue :

- a) une spirale de quartz de grande taille correspondant à l'assimilation progressive de zones abritées lors de la croissance du grenat,
- b) d'une spirale classique "Si" (Fig. 18 et 22).

Ces spirales peuvent apparaître circulaires :

. dans le cas des inclusions de quartz si la croissance du grenat est lente par rapport à sa rotation (Fig. 22) (photo 35)

. dans le cas des structures internes "Si" s'il n'existe pas de spirale de quartz (photo 34).

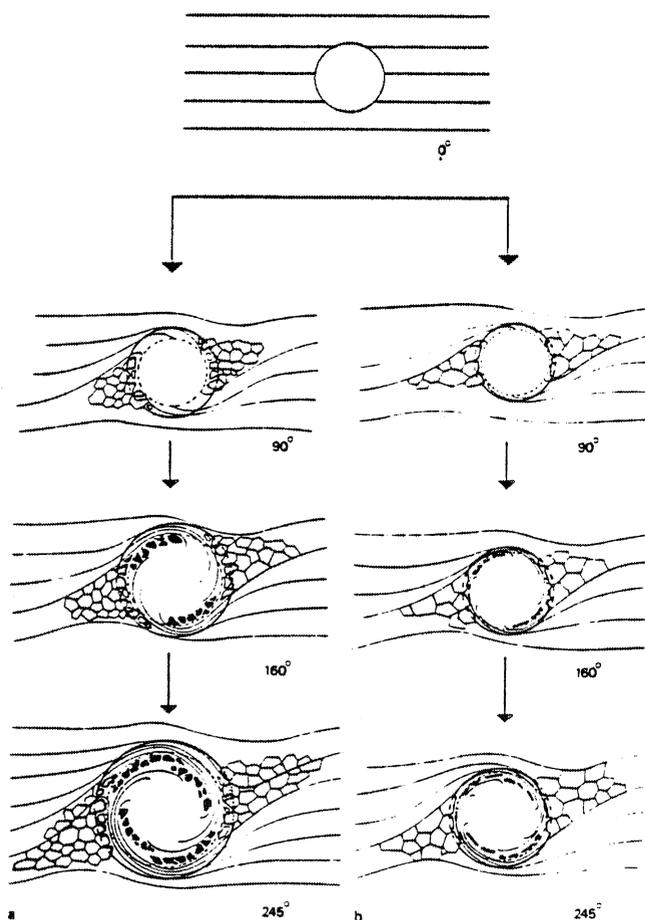


FIG. 22 : Géométrie des inclusions de quartz dans les grenats rotationnels en fonction du rapport  $c/r$  de leur taux de croissance sur leur taux de rotation. a : rapport  $c/r$  élevé. b : rapport  $c/r$  faible (in SCHONEVELD 1977).

Il arrive de trouver, dans ces grenats, des figures typiques d'une coupe parallèle à l'axe de rotation. Elles indiquent clairement également l'origine rotationnelle des porphyroblastes et sont compatibles avec le modèle de SCHONEVELD (1977) (cf SCHONEVELD 1978).

En conclusion, beaucoup de grenats présents dans les métapélites sont donc des grenats "boule de neige", les rotations enregistrées pouvant être très importantes (photo 36). Cependant, comme dans le cas des roches basiques, on ne peut pas exclure l'hypothèse de croissances tardives par rapport à certaines structures de la déformation progressive. *D'une manière générale, les grenats de l'Ile de Groix constituent de bons marqueurs de la déformation progressive et donc du régime de déformation.* Ils seront étudiés de ce point de vue dans la deuxième partie de ce travail.

Il faut signaler enfin que les relations glaucophane - grenat viennent confirmer le caractère synmétamorphe de la déformation progressive enregistrée par la rotation des grenats. En effet, le glaucophane est parfois inclus dans le grenat (et donc antérieur au grenat) (cf également CARPENTER 1976). alors qu'il cristallise parfois dans les zones abritées autour des grenats (il est alors au moins synchrone des grenats).

## 2) RELATIONS AVEC D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub>

Les grenats sont clairement antérieurs à ces déformations. De très belles structures microscopiques le prouvent :

- L'initiation de kinks associés à ces déformations à partir des grenats est un bel exemple de naissance et de propagation d'une crénulation à partir d'une anomalie ponctuelle dans un milieu anisotrope (photo 37).

- Les zones abritées sont déformées par ces épisodes tardifs.

- Les schistosités de crénulations associées à ces déformations contournent les grenats, et les crénulations sont perturbées au niveau de ces objets rigides.

## VI. LES PSEUDOMORPHES DE LAWSONITE

Reconnus par COGNÉ et al (1966) et longuement décrits par FELIX (1972) et FELIX et FRANSOLET (1972), ils contiennent en particulier : épidote, muscovite s.l., paragonite, biotite et (ou) chlorite, albite, glaucophane, grenat, sphène, quartz. Ces deux derniers auteurs mettent en évidence des caractères de minéral précoce (boudinage, contournement par la foliation, discontinuité Se-Si), syntectonique (figu-

res sigmoïdes rotationnelles) et post-tectonique (bordures parfois sécantes sur Se). On retrouve là le type de relations complexes décrites à propos des grenats. Le grenat constitue cependant un bien meilleur marqueur de la déformation  $D_1$  car il possède une géométrie subsphérique simple, il n'est que peu déstabilisé lors de la rétro-morphose et est beaucoup plus étudié dans la littérature.

## VII. LA CHLORITE

TRIBOULET (1974, 1977) et CARPENTER (1976) (cf tableau 3) signalent la présence de deux générations de chlorite, l'une primaire, l'autre rétro-morphique. On note, en particulier, la déstabilisation rétro-morphique du grenat et du glaucophane en albite + chlorite  $\pm$  amphibole bleu-vert  $\pm$  épidote (TRIBOULET 1974).

### 1) RELATIONS AVEC $D_1$

Les albites et les chlorites rétro-morphiques se développent en particulier dans les zones abritées entourant les grenats et associées à la déformation  $D_1$ . Cependant, les minéraux rétro-morphiques se disposent en auréole tout autour des grenats (Fig. 33). De ce fait, certains cristallisent dans la direction de raccourcissement (Z) de la déformation  $D_1$ . Les cristallisations rétro-morphiques contenues dans les zones abritées ne peuvent donc être entièrement syncinématiques de la déformation  $D_1$ .

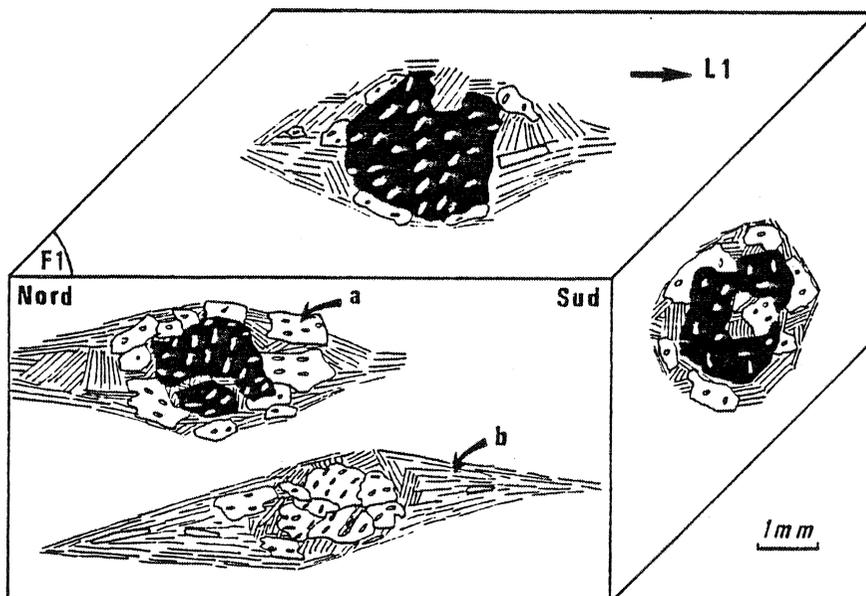


FIG. 23 : Auréoles rétro-morphiques autour des grenats (en noir) essentiellement constituées d'albite (a) et de chlorite (b). Le grenat et l'albite contiennent des inclusions (essentiellement de l'épidote).

Il semble plutôt qu'elles soient en grande partie mimétiques des zones abritées. Le processus envisagé est le suivant :

a) Formation d'une zone abritée autour d'un grenat lors de la déformation  $D_1$ .

b) Déstabilisation du grenat lors de la rétro-morphose, celle-ci s'effectuant en grande partie postérieurement à la déformation  $D_1$ . *Les minéraux rétro-morphiques cristallisent alors dans des auréoles mimétiques de ces zones abritées*

L'observation dans des sections XZ (parallèles à  $L_1$  et normales à  $F_1$ ) de reliques de grenat isolées au centre d'anciennes zones abritées, maintenant remplies de chlorite et d'albite, vient étayer cette hypothèse (Fig. 23) (photo 38). On trouve même souvent, en section XZ, des amandes de chlorite et d'albite ne contenant aucun résidu de grenat, que l'on peut interpréter comme étant *le résultat de cette déstabilisation, en grande partie post-cinématique, des grenats* (Fig. 23).

Exceptionnellement, on note cependant, dans les métapélites, des zones abritées typiques associées à la déformation  $D_1$  (photo 39).

## 2) RELATIONS AVEC $D_2$ et $D_3$

Toutes générations confondues, les chlorites sont dans l'ensemble affectées par les déformations  $D_2$  et  $D_3$  (photo 40).

## VIII. L'ALBITE

On note, également, deux générations de minéraux :

- Les albites primaires sont en général exemptes d'inclusion (CARPENTER 1976) et de petite taille. Elles présentent des macles associées à la déformation  $D_1$ .

- Les albites rétro-morphiques sont, par contre, porphyroblastiques et pleines d'inclusions (épidote, actinote, sphène). Autour des grenats, ces albites secondaires forment avec la chlorite une auréole de déstabilisation mimétique de la zone abritée (cf paragraphe précédent).



Photo 37 : Développement de kink bands  $P_2$  à partir de l'inhomogénéité que constitue un grenat dans une matrice micacée (l.p.).

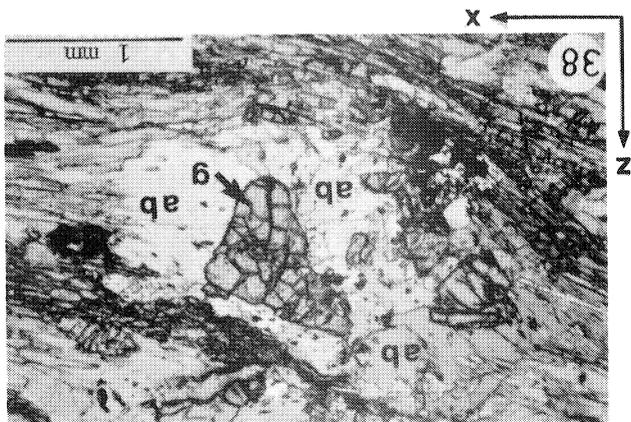
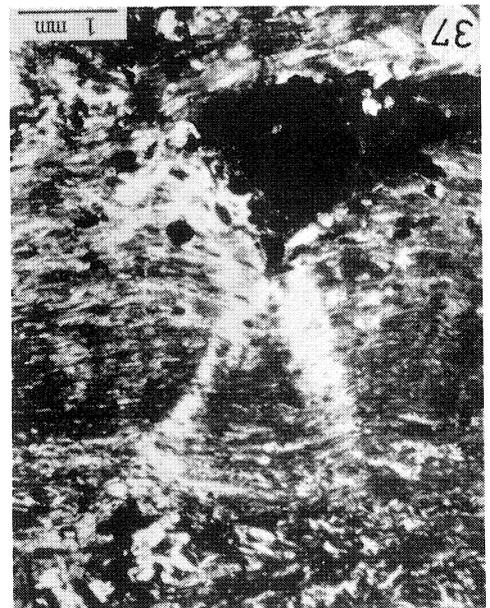
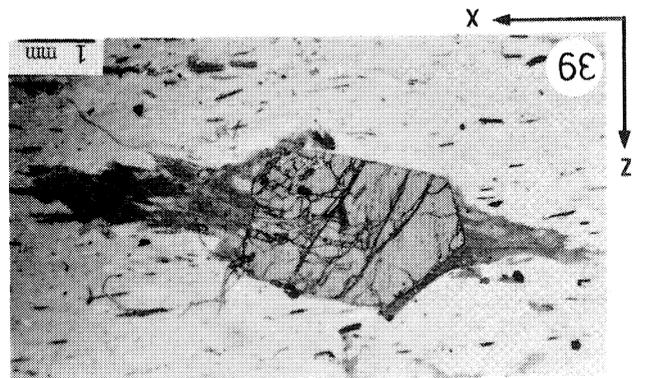
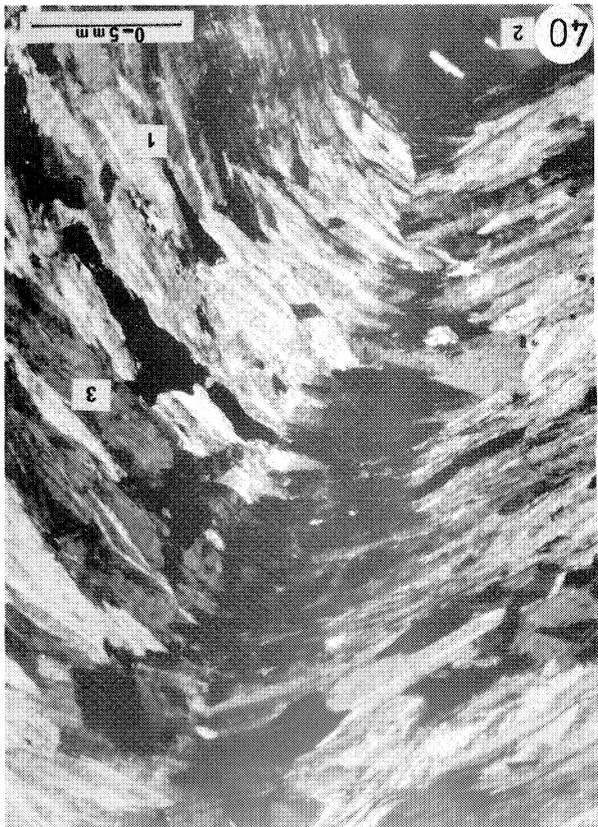
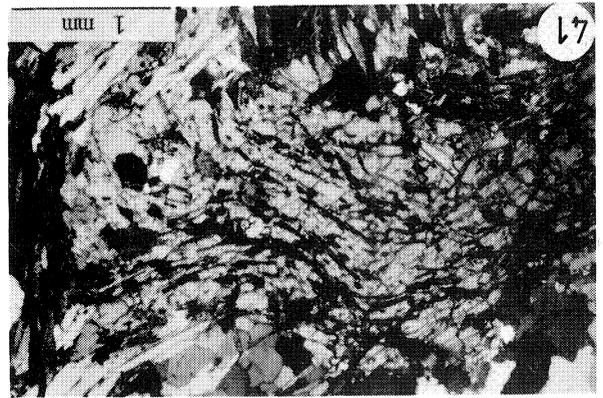
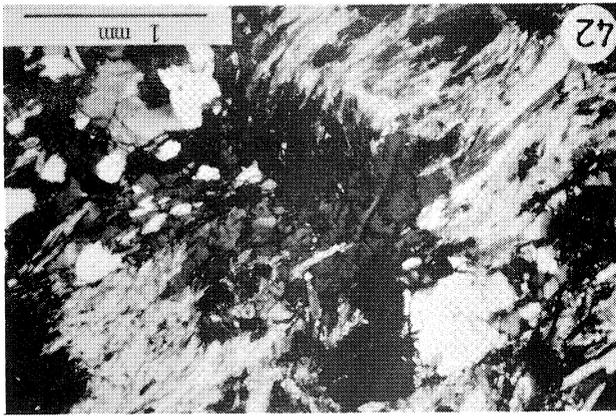
Photo 38 : Reliques de grenat (g) au centre d'une ancienne zone abritée maintenant remplie de chlorites et albites (ab) rétro-morphiques (l.n.).

Photo 39 : Une des rares lames minces montrant une zone abritée typique (constituée de chlorite) autour d'un grenat des métapélites (l.n.).

Photo 40 : Chlorites déformées par un pli  $P_2$ . 1 : mica blanc. 2 : grenat. 3 : chlorite (l.p.).

Photo 41 : Albite fossilisant un pli  $P_1$  (l.p.).

Photo 42 : Albite déformée par un pli  $P_2$  (l.p.).





Dans les prasinites et les micaschistes albitiques, elles constituent l'essentiel de la roche. Non déformées, elles sont hélicitiques des plis  $P_1$  et donc postérieures à la déformation  $D_1$  (photo 41).

Les déformations tardives  $D_2$  et  $D_3$  apparaissent très peu dans les roches albitiques en raison de l'abondance et de la nature résistante de ces porphyroblastes. Cependant, on observe parfois des extinctions onduleuses dans ces minéraux (photo 42). De plus, quand ils sont peu nombreux dans une même lame mince, on relève parfois l'initiation, à partir de ces minéraux, de crénulations  $CR_2$  et  $CR_3$  dans la matrice micacée.

Enfin, à grande échelle, les niveaux albitiques sont plissés par les plis  $P_2$ , ce dernier argument n'étant pas catégorique car on peut objecter que la croissance des albites est mimétique des plis  $P_2$  car limitée à des niveaux de chimisme particulier (CARPENTER 1976).

*En conclusion, les albites rétro-morphiques sont postérieures aux plis  $P_1$  et, au moins en grande partie, antérieures aux plis  $P_2$  et  $P_3$ .*

#### IX. ZONATION INVERSE DU METAMORPHISME HP.BT

L'analyse des relations métamorphisme - déformation permet de penser que la déformation  $D_1$  se déroule en grande partie au cours du métamorphisme HP.BT et se prolonge sans doute quelque peu après lui (Fig. 17).

Rappelons que TRIBOULET (1974, 1977) et CARPENTER (1976) ont montré l'existence d'isogrades subméridiens associés à ce métamorphisme (Fig. 2 et 3). Précisons également que ces isogrades ont été déterminés essentiellement à l'aide de réactions sensibles à la température, les conditions de pression des zones à faible gradient de température étant connues avec assez peu de précision (CARPENTER, communication personnelle).

Si l'on compare ces cartes métamorphiques (Fig. 2 et 3) avec la carte structurale de la foliation  $F_1$  (Fig. 7), on constate que :

- L'isograde proposé par CARPENTER (1976) correspond bien avec la limite du mégaantiforme  $P_2$  (cf également Fig. 15).

- Les zones de plus basse température (zone III de TRIBOULET

1974, 1977 ; zone I de CARPENTER 1976) sont limitées au coeur de ce mégaantiforme.

Ayant montré, d'autre part, que les déformations  $D_2$  et  $D_3$  sont postérieures au métamorphisme schistes bleus, *je conclus donc qu'elles en déforment les isogrades.*

Le fait que les zones de plus basse température soient situées au coeur du mégaantiforme  $P_2$  permet également de conclure qu'elles sont structurellement situées au dessous des zones de plus haute température (cf Fig. 15).

*Le gradient de température associé au métamorphisme de faciès schistes bleus est donc actuellement en position inverse.*

On ne peut attribuer cette inversion au plissement  $P_2$  car ces plis sont faiblement déversés vers le N.E (cf Fig. 7 et 15). *Elle paraît donc synchrone du métamorphisme de faciès schistes bleus.*

## CONCLUSION

L'étude tectonométamorphique de l'Ile de Groix a permis de relier métamorphisme et déformation de la façon suivante :

. Pendant et peu après le métamorphisme de faciès schistes bleus alors qu'existait une inversion du gradient de température. On note le déroulement d'une déformation progressive  $D_1$  sans doute intense et de longue durée puisqu'elle correspond :

- à la création, à partir des sédiments et volcanites originels, d'une structure linéoplaire ( $L_1, F_1$ ) subhorizontale et subméridienne.
- à son plissement isoclinal sous la forme de plis semblables d'axe moyen subméridien dont certains se sont révélés comme étant des plis en fourreau pointant dans la direction subméridienne.

. Au cours de la rétro-morphose

La rétro-morphose succède peut-être assez rapidement au métamorphisme primaire car elle commence alors que la déformation progressive n'est pas tout à fait achevée (Fig. 17). Elle est cependant en grande partie statique. Peut-être s'achève-t-elle après l'initiation des déformations  $D_2$  et  $D_3$ .

. Après la rétro-morphose

Développement des déformations  $D_2$  et  $D_3$  possiblement synchrones et possédant un fort gradient d'intensité E.W. La déformation  $D_2$  développe des plis d'axe N 120 subhorizontal lorsqu'elle est très pénétrative. Ils sont faiblement déversés vers le N.E. La déformation  $D_3$  développe des plis droits d'axe N 80 subhorizontal.



## **DEUXIEME PARTIE**

**LA DEFORMATION D1:**

**UN CISAILLEMENT PROGRESSIF**

**SYNCHROME DU METAMORPHISME HP. BT**



## INTRODUCTION

Une approche structurale de l'évolution géodynamique des schistes bleus, en général, et des schistes bleus de l'Ile de Groix, en particulier, passe par la réponse aux questions suivantes qui concernent, dans le cas présent, la déformation  $D_1$  synchrone du métamorphisme HP.BT :

1) Quelle est l'orientation spatiale des axes principaux de la déformation finie  $D_1$  ?

2) Quelle est la forme de l'ellipsoïde de déformation finie associée à  $D_1$  (FLINN 1965, RAMSAY 1967) ?

3) Quel est le régime de la déformation, à l'échelle de l'île, au cours du métamorphisme ? En d'autres termes, la déformation  $D_1$  est-elle coaxiale ou non-coaxiale (cf MEANS 1976) ?

4) Si la déformation est non-coaxiale, quels sont la direction et le sens de la composante de cisaillement ?

Afin de répondre à ces questions, cette partie rend compte de l'analyse détaillée des différents marqueurs de la déformation finie et enregistreurs de la déformation progressive. Ils sont peu nombreux à l'Ile de Groix :

a) en ce qui concerne la déformation finie, il s'agit essentiellement de la fabrique de forme et de réseau des minéraux des zones abritées autour des grenats syntectoniques et des phénomènes de boudinage.

b) en ce qui concerne la déformation progressive, il s'agit de porphyroblastes de grenat, de zones abritées qui les entourent, de plans de cisaillements obliques sur  $F_1$  et de la fabrique de réseau du quartz.



## Chapitre I

### LA DEFORMATION FINIE $D_1$

La déformation finie ("finite strain") peut se définir comme la somme des déformations infinitésimales ("incremental strain") qui se succèdent au cours de la déformation progressive ("progressive strain").

On caractérise classiquement la déformation finie à l'aide d'un ellipsoïde résultant de la déformation d'une sphère initiale. Cet ellipsoïde de déformation finie possède trois axes de symétrie X, Y et Z ( $X \geq Y \geq Z$ ) qui sont les directions principales de la déformation finie (FLINN 1965, RAMSAY 1967). Dans ce travail, est seul abordé le problème de la forme et de l'orientation de cet ellipsoïde. Aucune quantification précise n'a pu être effectuée car, comme dans beaucoup de roches très métamorphiques, il n'existe plus d'objets antérieurs à la déformation.

La déformation finie est donc étudiée ici uniquement à l'aide de méthodes indirectes. Pour cela, j'ai utilisé trois marqueurs : la fabrique de forme des roches, la géométrie des zones abritées et celle des boudins.

#### I. FABRIQUE DE FORME DES ROCHES ET DIRECTIONS PRINCIPALES DE LA DEFORMATION FINIE

Les roches métamorphiques présentent, en général, une anisométrie de texture (fabrique de forme) liée à l'orientation préférentielle des minéraux au cours de la déformation. Il existe une relation plus ou moins étroite entre cette fabrique et la forme de l'ellipsoïde de déformation finie. Ainsi, FLINN (1965) relie les différents types d'ellipsoïde de déformation (en "cigare", en "galette") à quatre types principaux de fabrique (L,  $L > S$ ,  $L < S$ , S ; L représente l'élément linéaire et S l'élément planaire). Cependant, ce parallèle doit être effectué avec précaution. LE CORRE (1978) et GAPAIS (1979) signalent en particulier que la fabrique

est souvent plus sensible à l'intensité de la déformation qu'à la forme de l'ellipsoïde de déformation finie. Par exemple, les minéraux possédant un habitus planaire (micas) auraient tendance à exagérer le caractère aplati de cet ellipsoïde.

J'ai décrit précédemment une structure linéoplaire ( $L_1-S_1$ ) composite d'origine tectonométamorphique (Fig. 6). Elle se traduit, en particulier, par une intense fabrique de forme de type globalement linéoplaire ( $L \approx S$ ). On note toutefois des variations notables en fonction des faciès considérés (Fig. 24) :

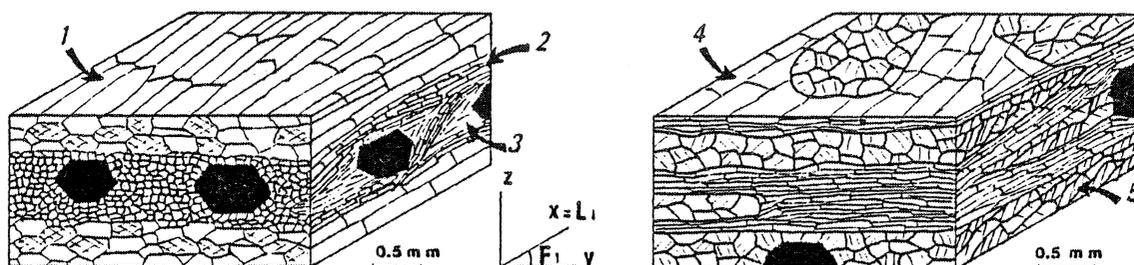


FIG. 24 : Fabrique de forme des roches et directions principales de la déformation finie  $D_1$ . A gauche : glaucophanite litée. 1 : glaucophane. 2 : épidote. 3 : chlorite rétro-morphique autour des grenats (en noir). A droite : micaschiste. 4 : mica. 5 : quartz en rubans polycristallins présentant des bandes de pliage.

Dans les micaschistes, le caractère planaire est bien souligné par la forme tabulaire des micas. Dans les glaucophanites litées, par contre, l'élément linéaire apparaît nettement par l'intermédiaire de l'axe d'allongement des amphiboles bleues.

Il n'est pas nécessaire de relier ces différentes fabriques de forme à différents types d'ellipsoïdes de déformation finie. Elles s'accordent dans leur ensemble avec une déformation plane (fabrique  $L \approx S$ ), les caractères planaires et linéaires étant plus ou moins accentués selon la nature minéralogique des roches observées.

L'intensité de la fabrique de forme traduit l'intensité de la déformation finie (cf GAPAIS 1979). Quel que soit le régime de la déformation  $D_1$ , on peut donc effectuer les approximations suivantes :

. La structure planaire  $F_1$  correspond au plan XY de la déformation finie  $D_1$ .

. La linéation d'étirement  $L_1$  correspond à la direction X finie (Fig. 22).

## II. FABRIQUE DE RESEAU DU QUARTZ

### 1) RELATIONS AVEC LE TYPE DE L'ELLIPSOIDE DE DEFORMATION FINIE

Les grains de quartz présentent, au microscope optique, des sous-structures (extinctions onduleuses, bandes de pliage) attribuables à la déformation  $D_1$  (cf première partie, chapitre III). Ces microstructures traduisent des mouvements de dislocation le long de certains plans réticulaires (appelés plans de glissement) et dans certaines directions cristallographiques (appelées lignes de glissement) (CHRISTIE et al 1964, BOUCHEZ 1977).

Au cours de la déformation, les glissements intracristallins s'accompagnent de la réorientation du réseau, ce qui conduit au développement d'orientations préférentielles (fabriques de réseau). D'une manière générale, le comportement des lignes de glissement est lié aux caractères géométriques de la déformation. Il existe donc une relation, au moins qualitative, entre fabrique de réseau et déformation finie (HARA 1971, ETCHECOPAR 1974, LISTER 1974). La fabrique de réseau du quartz est d'ailleurs un outil, maintenant répandu, d'étude de la déformation finie (par ex. : BOUCHEZ et PECHER 1976, BOUCHEZ 1977, LAGARDE 1978, GAPAIS 1979). Je l'ai, pour ma part, étudiée de deux façons :

. Au goniomètre de texture dans les rares niveaux quartzitiques permettant l'échantillonnage de trois pastilles orthogonales et homogènes. J'ai utilisé la méthode d'obtention de figures de pôles et d'ellipsoïde de fabrique mise au point par GAPAIS (1979).

. Au microscope optique, à l'aide d'une platine universelle, dans quelques quartzites et quelques micaschistes.

Au microscope, les fabriques observées sont comparables d'une lame mince à l'autre :

. Les micaschistes présentent tous des textures en rubans polycristallins (BOULLIER et BOUCHEZ 1978) (Fig. 24).

. Dans l'ensemble des roches, les quartz sont recristallisés et présentent des bandes de pliage d'orientation prismatique. Ce type de sous-structure indique l'activité de glissements de direction basale (cf CHRISTIE et al 1964, BOUCHEZ 1977).

Les diagrammes de fabrique d'axes C (plus précisément axes 1014 proches des axes C) sont également très comparables d'un échantillon à l'autre.

. Les axes C se disposent, en général, sur une couronne unique et bien marquée proche de YZ (Fig. 25). On note un maximum proche de Z, plus ou moins étalé dans ce plan. Cette disposition des axes C, en zone autour de X, peut être interprétée comme reflétant une absence d'extension notable suivant la direction Y (GAPAIS 1979). Elle est comparable à celle signalée par TULLIS (1977) dans le cas d'une déformation plane.

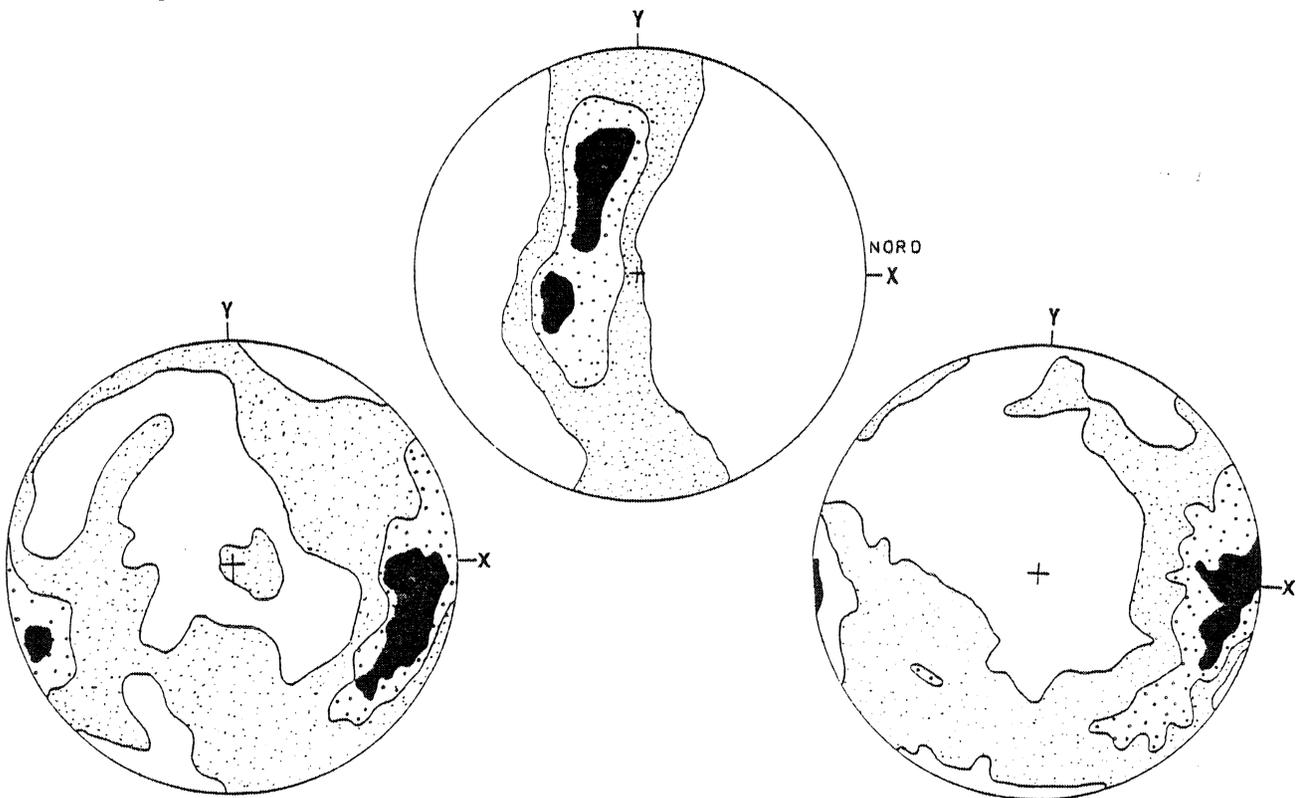


FIG. 25 : Orientations préférentielles de réseau dans une quartzite. a : axes  $\langle 1014 \rangle$ , b : axes  $\langle a \rangle$ , c : axes  $\langle m \rangle$ . Projection dans le plan de foliation  $F_1$  (hémisphère supérieur). X est confondu avec la linéation  $L_1$ . Contours : 1, 2 et 3 fois la densité moyenne.

Des diagrammes d'axes  $m$  et d'axes  $a$  ont été effectués sur un échantillon de quartzite (Fig. 25). La présence d'un maximum d'axes  $m$  suivant X est un caractère fréquent dans les tectonites caractérisées par un étirement sensible (GAPAIS 1979).

Les axes  $a$  sont classiquement interprétés comme des lignes de glissement dominant dans le quartz (cf BOUCHEZ 1977). Si tel est le cas dans les lames minces de Groix, le fait que ces axes se disposent suivant X (Fig. 25) montre que les lignes de glissement sont réorientées dans la direction d'étirement. Le rapport X/Y est donc sans doute élevé et l'extension sur Y, si elle existe, relativement faible.

*En conclusion, les orientations préférentielles de réseau du quartz ne permettent pas de caractériser précisément la déformation par rapport à une déformation plane, mais semblent parfaitement compatibles avec cette dernière hypothèse envisagée par ailleurs.*

## 2) RELATIONS AVEC L'INTENSITE DE LA DEFORMATION $D_1$

Les diagrammes d'orientation préférentielle de réseau (Fig. 25) ainsi que les nombreuses bandes de pliage subparallèles visibles en lames minces (photo 20) indiquent une intense fabrique de réseau du quartz. Celle-ci suggère une permanence assez durable d'un même mécanisme de déformation du quartz. Ces mécanismes étant fortement contrôlés par les conditions P.T (NICOLAS et POIRIER 1976, GAPAIS 1979), elle indiquerait alors la stabilité des conditions P.T pendant la partie de la déformation traduite par cette fabrique.

*Lorsque le mécanisme de déformation reste constant au cours de la déformation, il existe une relation qualitative entre l'intensité de la fabrique de réseau et l'intensité de la déformation finie (LE CORRE 1978, GAPAIS 1979). Comme tel est le cas au cours de la déformation  $D_1$  (cf chapitre suivant), on peut conclure à une déformation  $D_1$  de forte intensité.*

### III. LES ZONES ABRITEES (PRESSURE "SHADOWS")

Ce sont des auréoles de cristallisation syncinématiques se développant aux extrémités d'objets plus résistants que leur matrice. Leur forme permet de déterminer rapidement le type de l'ellipsoïde de déformation finie (CHOUKROUNE 1971). J'ai étudié les zones abritées présentes autour des porphyroblastes syntectoniques de grenat.

#### 1) ROCHES BASIQUES

*La faible occurrence de cristallisations syncinématiques dans la direction Y est un argument en faveur d'un ellipsoïde proche du type  $K = 1$ .*

Rappelons qu'il s'agit d'auréoles en partie mimétiques de zones abritées (cf 1ère partie, chapitre 3, paragraphe VII). Leur forme permet cependant d'estimer celle de l'ellipsoïde de déformation finie (Fig. 23), ceci d'autant plus que l'empreinte rétromorphique est peu importante. Lorsque les grenats sont peu déstabilisés, la géométrie des zones abritées est la suivante :

- . Présence d'une auréole très allongée en coupe X Z (photo 43).
- . Pratiquement pas d'auréole en coupe Y Z qui ne soit attribuable à une déstabilisation rétromorphique des grenats (photo 44).

#### 2) ROCHES PELITIQUES

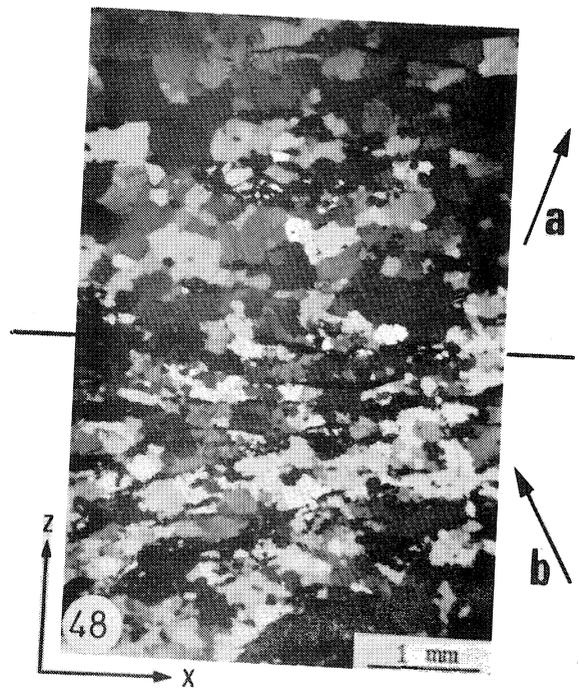
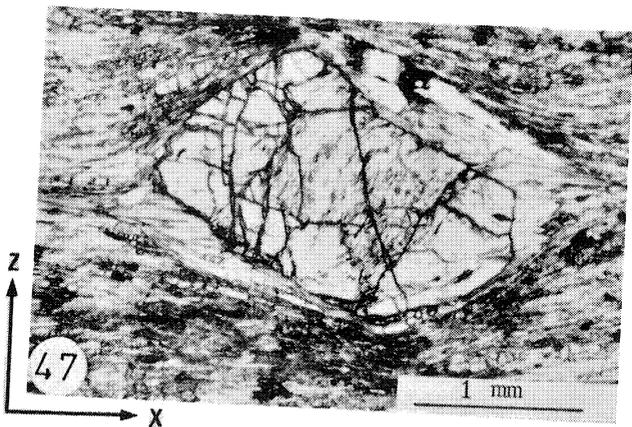
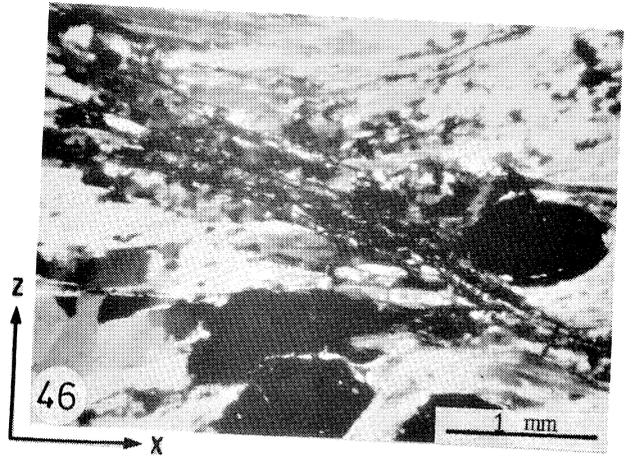
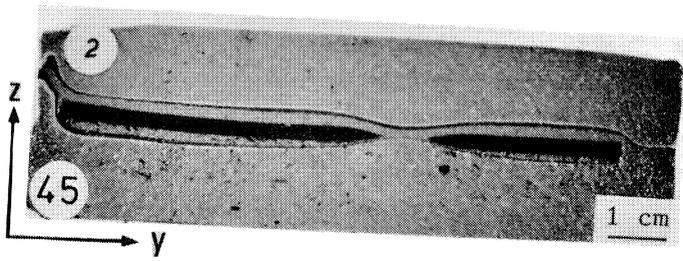
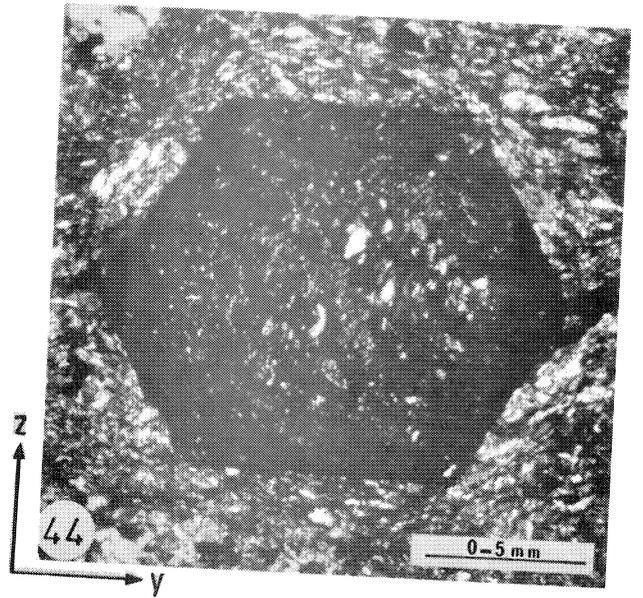
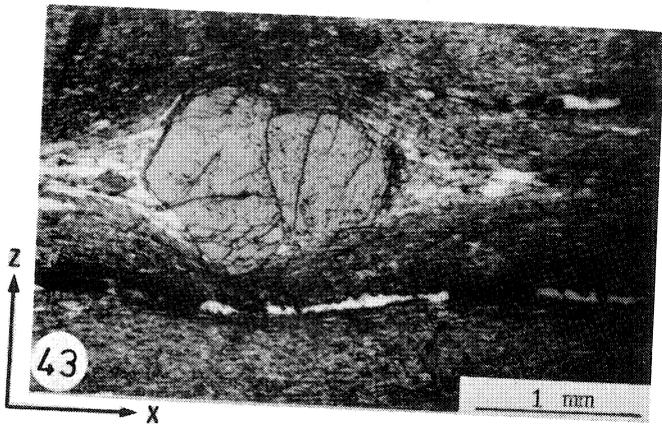
Il semble que d'importants phénomènes de recristallisation conduisent à effacer fortement l'empreinte des zones abritées. Les grenats de type "boule de neige" faiblement contournés par la foliation  $F_1$  viennent confirmer cette hypothèse. Malgré tout, les zones abritées restent nettement discernables en coupe X Z alors qu'en coupe Y Z on ne trouve pas véritablement de cristallisation représentant, sans ambiguïté, des zones abritées.

#### 3) CONCLUSION

L'étude de la forme des zones abritées autour des porphyroblastes syntectoniques de grenat étaye les précédentes conclusions.



- Photo 43 : Zone abritée symétrique autour d'un grenat d'une glaucophanite litée (l.n.).
- Photo 44 : Absence de zone abritée en section YZ quand le grenat n'a pas été déstabilisé lors de la rétro-morphose (glaucophanite litée) (l.p.).
- Photo 45 : Boudinage suivant Y lors d'une déformation plane cisailante. Modèle physique constitué d'une couche de plasticine (noir) incluse dans une matrice de silicone contenant des niveaux colorés passifs.
- Photo 46 : Plan C' oblique de 30° sur la foliation  $F_1$  dans un mica-schiste à grenats (l.p.).
- Photo 47 : Zone abritée dissymétrique autour d'un grenat sigmoïde d'une glaucophanite litée (l.n.).
- Photo 48 : Bandes de quartz présentant des dissymétries de fabrication opposées dans un même échantillon. a et b : position moyenne des axes C du quartz dans chacune des deux bandes (l.p.).





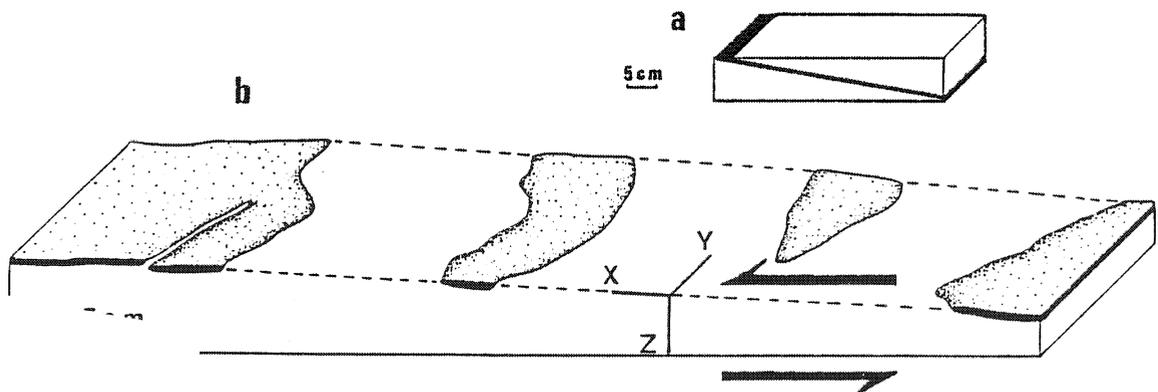
$D_1$  semble posséder un ellipsoïde de déformation finie de type  $K = 1$ . Il s'agirait d'une déformation plane caractérisée par un très fort étirement.

#### IV. LE BOUDINAGE

Dans la première partie (chapitre 2, cf Fig. 6 et 13), les boudins sont décrits comme des lentilles ellipsoïdales aplaties dans la foliation  $F_1$ . On pourrait donc en conclure rapidement que ces boudins rendent compte d'une extension, non seulement dans la direction X, mais aussi dans la direction Y de déformation finie. L'ellipsoïde associée à  $D_1$  serait donc du type "galette" ( $K < 1$ ).

Cette interprétation est incompatible avec les conclusions des paragraphes précédents. Cependant, la réalisation d'un modèle physique simulant l'évolution de boudins lors d'une déformation plane de forte amplitude finie (COBBOLD et QUINQUIS 1980) permet d'expliquer la géométrie des boudins de Groix dans le cadre d'une telle déformation. La réalisation et l'analyse complète de ce modèle seront présentées dans la troisième partie de ce travail. Je n'expose ici que les conclusions concernant la géométrie des boudins.

Les boudins ne se séparent pas parfaitement suivant la direction Y. Au cours d'une déformation plane cisailante de forte amplitude, ce non-cylindricisme s'accroît fortement (Fig. 26) à tel point que l'on observe, en coupe YZ, des boudins nettement séparés, alors qu'aucune extension ne s'est produite dans la direction Y (photo 45).



a : modèle physique non déformé constitué d'une couche (mélange plasticine-silicone) isolée dans une matrice (silicone). Le modèle subit ensuite un cisaillement simple ( $\gamma = 12,5$ ) dont la direction fait un angle de  $10^\circ$  avec cette couche. Le stade déformé (b) montre la formation de boudins non-cylindriques (projection isométrique).

Imaginons qu'un tel phénomène se soit produit dans les séries groisillonnes. Dans ce cas, il doit être quelque peu différent puisque les boudins sont en général isolés dans leur matrice et présentent un grand axe suivant la direction X ( $L_1$ ) (cf Fig. 6).

Deux motifs ne s'excluant pas mutuellement peuvent expliquer ces différences :

1) La déformation est très intense.

Dans le modèle physique effectué (Fig. 26), certains boudins sont entièrement isolés au sein de leur matrice à cause des effets mécaniques survenus au cours de la déformation. Or, on sait qu'au cours d'une déformation, les premiers stades sont plutôt caractérisés par des effets mécaniques importants alors qu'au cours des stades plus évolués les effets cinématiques prennent le pas sur les effets mécaniques (COBBOLD 1975, BRUN et BERTHÉ 1980).

En conséquence, les boudins isolés considérés précédemment peuvent se déformer passivement si la déformation continue. Ils peuvent alors prendre la forme d'un ellipsoïde allongé suivant X (observée à Groix) par réorientation progressive dans cette direction.

De ce fait, le boudinage observable à l'Ile de Groix témoignerait d'une déformation très intense. Le boudinage à toutes les échelles des metabasites, considérées comme d'anciennes coulées basaltiques (CARPENTER et al 1978), est parfaitement compatible avec cette hypothèse.

2) Les boudins possèdent une structure interne.

Rappelons les relations étroites existant entre boudins et plis en fourreau (première partie, chapitre 2, Fig. 13). La forme ellipsoïdale aplatie de certains boudins peut alors être liée au développement des plis curviplanaires plutôt qu'à un allongement suivant Y. Or, nous verrons ultérieurement que le développement de plis en fourreau peut s'effectuer en déformation plane.

En conclusion, la présence de boudins ellipsoïdaux allongés suivant X semble s'accorder avec une déformation plane de très forte amplitude finie.

### Boudinage en lames minces :

Les grenats sont parfois boudinés (cf première partie, chapitre 3). En coupe X Z, le boudinage parfois considérable (photo 29) traduit une forte extension suivant X surtout si l'on considère que de tels porphyroblastes syntectoniques n'enregistrent qu'une partie, peut-être minime, de la déformation  $D_1$ . En coupe Y Z et X Y, on n'observe pas, en général, de boudinage suivant la direction Y. Le boudinage en lames minces confirme donc l'hypothèse d'une déformation plane très intense au cours du métamorphisme schistes bleus.

### V. PROBLEME DE LA CRENULATION SUIVANT X

Reprenons l'analyse du pli  $P_1$  de la figure 12. Il s'agit d'un tronçon de pli en fourreau oblique de  $50^\circ$  sur la direction  $L_1$  moyenne de ce secteur (N 160). L'intersection du plan de dispersion de linéations précoces avec le plan axial du pli donne la direction "a" (RAMSAY 1967). Cette direction "a" est à la fois confondue avec  $L_1$  (X) et une crénulation.

La présence d'une telle crénulation d'axe X et à plan axial proche de X Z est interprétable de plusieurs manières. J'ai schématisé (Fig. 27) deux des principales hypothèses :

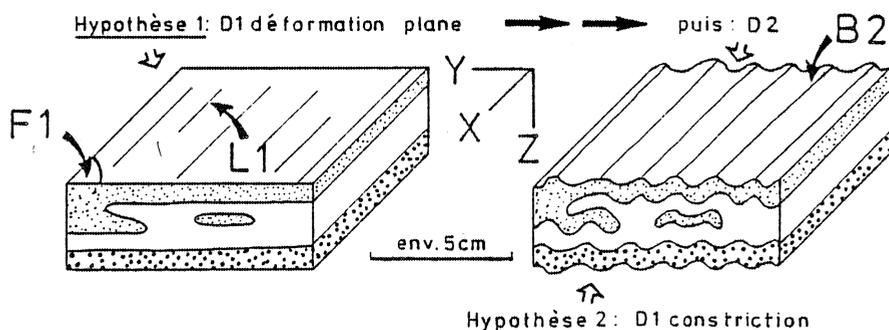


FIG. 27 : Problème de la crénulation suivant X. Voir explications dans le texte.

Hypothèse 1 : Cette crénulation, plan axial des plis  $P_2$  post-métamorphiques, est attribuable à la déformation  $D_2$ . Son parallélisme avec la linéation  $L_1$  peut, par exemple, être dû à l'influence de l'anisotropie linéoplane  $L_1$ - $F_1$  (cf première partie, chapitre 2).

Hypothèse 2 : La crénulation indique un raccourcissement sur Y au cours de la déformation  $D_1$ . Cette dernière serait alors une constriction.

Bien que très rares, les critères d'ordre métamorphique montrent toujours le caractère tardif de la crénulation par rapport aux faciès schistes bleus et schistes verts. De plus, cette crénulation n'existe pas dans la partie orientale de l'île, là où la déformation  $D_2$  n'est pas exprimée. Elle se rattacherait donc encore plus sûrement à cette déformation  $D_2$ . En conclusion, même si cette crénulation ( $CR_2$ ) se superpose localement à une crénulation véritablement synmétamorphe, l'existence de cette dernière ne peut pas être prouvée.

*Cette crénulation ne permet donc aucune conclusion quant à l'ellipsoïde de déformation finie associé à la déformation  $D_1$ .*

## VI. CONCLUSIONS

La nature des marqueurs étudiés ne permet pas une approche très précise de la déformation finie  $D_1$ . Je me suis donc contenté d'une analyse globale, sans tenter de cerner de possibles variations locales dues à l'hétérogénéité, sans doute importante, de la déformation  $D_1$ . De toutes manières, la très forte intensité de la déformation suspectée minimise beaucoup le rôle de telles variations, si elles existent, dans la forme générale de l'ellipsoïde de déformation finie. *Celui-ci serait proche de l'invariance dans la direction Y et très allongé dans la direction X, traduisant une déformation plane de très forte amplitude finie.*

## Chapitre II

### LE REGIME DE LA DEFORMATION $D_1$ : UN CISAILLEMENT SUBHORIZONTAL DU SUD VERS LE NORD

Ce chapitre a pour but de déterminer le régime de la déformation  $D_1$  à l'aide des éléments ayant enregistré une partie de la déformation progressive. On y étudie la rotation des grenats, la géométrie des zones abritées qui les entourent, l'activité de plans de cisaillement obliques sur  $F_1$  et la fabrication de réseau du quartz.

#### I. DIRECTION ET SENS DE ROTATION DES GRENATS SYNTECTONIQUES

Reprenons l'étude des porphyroblastes de grenat que nous avons amorcée dans la première partie (chapitre III). Je conclus au caractère globalement syntectonique, souvent rotationnel, de ces grenats. Voyons maintenant les significations, en terme de régime de déformation, de ces rotations, dans la littérature (1) et dans le cas de l'Ile de Groix (2) :

#### 1) ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE SUCCINCTE

##### 1.1) Porphyroblastes rotationnels en déformation coaxiale

RAMSAY (1962b) considère les porphyroblastes comme des objets fixes au cours de la déformation. La matrice, par contre, se réoriente passivement dans la direction d'étirement au cours de la déformation. Lors d'une déformation coaxiale, il y a donc, selon lui, développement de figures sigmoïdes ne pouvant indiquer par ce processus de rotation supérieure à  $90^\circ$ .

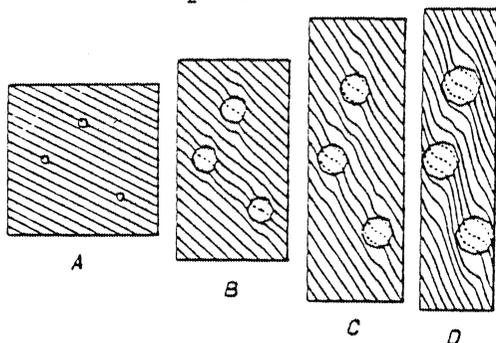


FIG. 28 : Formation d'inclusions sigmoïdes dans des porphyroblastes syntectoniques inclus dans une roche déformée par aplatissement (in RAMSAY 1962b).

POWELL et TREAGUS (1967, 1970) signalent qu'une telle rotation de  $90^\circ$  peut conduire à des rotations apparentes s'étalant de  $0^\circ$  à  $140^\circ$  selon la position du plan de coupe par rapport à l'axe de rotation.

WILSON (1971) interprète également certaines figures sigmoïdes en terme de déformation coaxiale rotationnelle ou irrotationnelle.

### 1.2) Porphyroblastes "boules de neige" en déformation non coaxiale

Développant les idées de SCHMIDT (1918), MUGGE (1930) et ZWART (1962), SPRY (1963) propose une interprétation radicalement opposée à celle de RAMSAY (1962). Pour lui, le porphyroblaste se comporte comme une sphère rigide qui tourne et s'accroît tout en ingérant des trainées d'inclusions lors d'un cisaillement le long de la schistosité (Fig. 29).

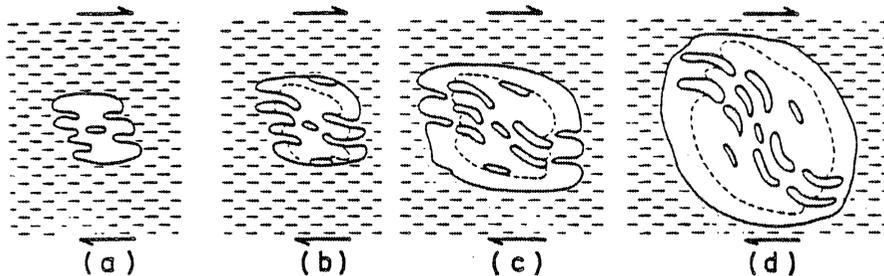


FIG. 29 : Croissance des grenats "boule de neige" par cisaillement le long d'une schistosité (in SPRY 1963).

Des modèles géométriques (COX 1969, POWELL et TREAGUS op. cit., DIXON 1976) et physiques (ROSENFELD 1968, 1970 ; SCHONEVELD 1977) ont apporté de nombreuses précisions sur les mécanismes de croissance des porphyroblastes syntectoniques (cf première partie, chapitre III). L'interprétation des grenats "boule de neige" en terme de composante cisailante subparallèle à la schistosité (SPRY op. cit.) reste actuellement la plus couramment admise et la mieux testée par des exemples de terrain (COX op. cit., ROSENFELD op. cit., DIXON op. cit., SCHONEVELD op. cit. et 1978, POWELL et VERNON 1979).

## 2) LES GRENATS DE L'ILE DE GROIX

Ils sont globalement de type "boule de neige", certains ayant même enregistré des rotations très importantes (cf première partie, chapitre III). *Je propose donc d'interpréter leur croissance en terme de cisaillement parallèle à la foliation  $F_1$ .*

Voyons maintenant les renseignements que ces grenats peuvent apporter sur la direction, le sens et l'intensité de cette composante cisailante.

### 2.1) Direction de cisaillement

Dans les cas simples, la direction de cisaillement est perpendiculaire à l'axe de rotation des grenats, si tant est que ces axes ne soient ni courbes, ni multiples (ROSENFELD 1970). D'une manière générale, et à Groix en particulier, peu d'exemples permettent de déterminer ces axes avec précision (cf première partie, chapitre III). Quand ils existent, ils indiquent le plus souvent des axes de rotation proches de Y (photos 32, 33, 36). De plus, les sections X Z montrent beaucoup plus de figures sigmoïdes que les sections Y Z. Elles indiquent également des rotations apparentes cohérentes entre elles et plus importantes dans ce plan X Z que dans les autres plans (photo 31) (Fig. 30).

Globalement, l'axe de rotation des grenats est proche de Y, bien qu'il existe de fortes variations sans doute attribuables à l'hétérogénéité de la déformation. Sa position est donc compatible avec un cisaillement suivant la direction  $L_1$ , subméridienne au cours du métamorphisme HP.BT (cf première partie, chapitre II).

Rappelons que  $L_1$  varie de N.S à NW.SE (Fig. 8) mais que la *direction subméridienne est interprétée comme la direction d'étirement au cours du métamorphisme HP.BT. Ce serait donc également la direction de cisaillement.*

## 2.2) Sens de cisaillement

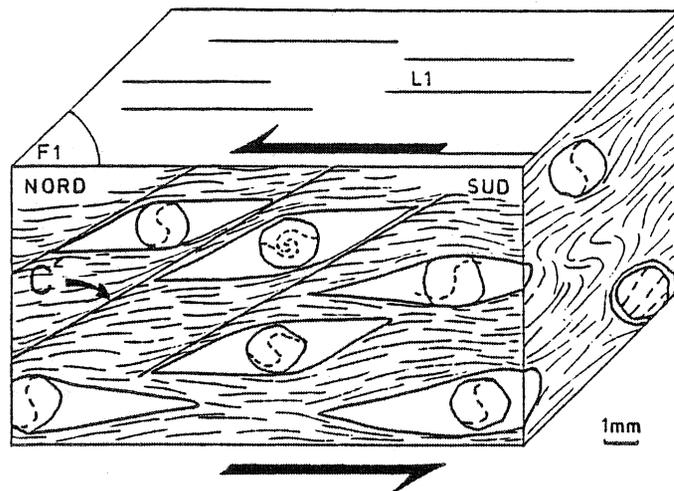


FIG. 30 : Direction et sens de cisaillement au cours du métamorphisme. La rotation des grenats. C' : plans de cisaillement obliques sur  $F_1$  (cf paragraphe 2, ce chapitre).

J'ai effectué une étude statistique du sens de rotation des grenats en lames minces taillées dans le plan X Z. En exceptant les nombreux cas incertains, surtout fréquents dans les métapélites, j'ai pu déterminer le sens de rotation des grenats dans 29 stations :

26 ont montré une rotation du Sud vers le Nord (Fig. 30)

3 ont montré une rotation du Nord vers le Sud, l'un de ces trois résultats ne pouvant être attribué à une erreur d'orientation de la lame mince puisque vérifié en comparant l'asymétrie de microplis visibles à la fois sur la lame mince et l'échantillon. Ce dernier exemple est important car c'est l'un des seuls montrant les relations entre plis  $P_1$  et figures sigmoïdes. Nous y reviendrons lors de l'étude des relations entre déversement des plis  $P_1$  et sens de cisaillement.

En première approximation, l'étude statistique indique l'absence de comportement de flanc inverse (cisaillement inverse dans les flancs inverses). Cette constatation, déjà effectuée dans certaines nappes (LAGARDE 1979), permet de proposer un sens de cisaillement du Sud vers le Nord pour l'ensemble des séries groisillonnes.

## 2.3) Intensité du cisaillement

Selon SCHMIDT (1918) et SPRY (1963), on ne peut pas véritablement quantifier le cisaillement à l'aide des figures sigmoïdes. Cependant,

une certaine approche est envisageable si l'on pose les conditions suivantes (COBBOLD communication personnelle) :

La déformation est homogène, le grenat considéré comme un objet rigide sphérique et isolé dans une matrice aux propriétés newtoniennes. On peut poser alors :

$$\dot{\omega} = \dot{\gamma}/2 \quad (\text{TRUESDELL et TOUPIN 1960, p. 360})$$

$\dot{\omega}$  étant la vitesse de rotation rigide du grenat et  $\dot{\gamma}$  la vitesse de cisaillement.

En intégrant par rapport au temps, on obtient :

$$\omega = \gamma/2 \quad (\omega : \text{angle de rotation du grenat} \\ \gamma : \text{taux de cisaillement local})$$

Dans l'exemple d'un grenat indiquant une rotation d'environ 4 tours, on a alors :

$$\gamma = 2 \pi \times 8 = 50$$

Ce résultat ne donne évidemment qu'un ordre d'idées du taux de cisaillement. Cependant, quand on sait que la rotation des grenats n'enregistre sans doute qu'une partie de la déformation  $D_1$  (cf première partie, chapitre III), on imagine l'intensité possible de la composante du cisaillement.

### 3) CONCLUSION

*Les figures sigmoïdes contenues dans les grenats, bons marqueurs de la déformation progressive, permettent d'envisager l'existence d'une composante de cisaillement très intense, subhorizontale (le long de  $F_1$ ) et subméridienne (selon  $L_1$ ), au cours du métamorphisme de faciès schistes bleus.*

## II. LES ZONES DE CISAILLEMENT OBLIQUES SUR $F_1$ :

### PLAN C' (BERTHÉ et al 1979)

D'une manière générale, on observe souvent, en coupe X Z, la présence de zones et microzones de cisaillement obliques d'à peu près  $30^\circ$  sur le plan de foliation  $F_1$  (Fig. 30) (photo 46). Ces structures, signalées dans de nombreuses zones de cisaillement (PECHER 1978, GAPAIS 1979), apparaissent dans les roches cisillées possédant une forte anisométrie linéoplaire (BERTHE et al 1979a) et riches en hétérogénéités (du type porphyroblaste : LAGARDE 1979). Selon ces différents auteurs, la présence d'une seule famille de ces structures (appelées plans C' par BERTHE et al 1979a) caractérise un cisaillement dont elles indiquent le sens (Fig. 31). La présence de zones de cisaillement conjuguées indiquerait plutôt une déformation coaxiale (cf HOBBS et al 1976).

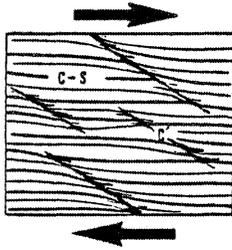


FIG. 31 : Plans C' et sens de cisaillement (in BERTHÉ et al 1979a).

Les roches de Groix possèdent, en général, une seule famille de plans C'. Parfois, cependant, on observe deux familles conjuguées mais, dans ce cas, l'une est souvent bien exprimée alors que l'autre reste imperceptible. L'exemple des micaschistes de l'Ile de Groix se distingue pourtant nettement de ceux des auteurs précités. En effet, les plans C' indiquent un sens de cisaillement tantôt vers le Nord, tantôt vers le Sud, aussi bien sur le terrain que dans les lames minces. Quelle est alors l'interprétation possible de ces zones de cisaillement ?

Ecartons tout de suite l'hypothèse d'une formation au cours de la déformation  $D_2$ . En effet, nous verrons (III, ce chapitre) que la fabrique de réseau du quartz est parfois liée au fonctionnement de ces plans de cisaillement. Or, nous avons vu (première partie, chapitre II) que  $D_2$  a tendance à effacer cette fabrique. Les zones de cisaillement sont donc bien synchrones de l'acquisition de la fabrique du quartz et, en conséquence, de la déformation  $D_1$ .

Cependant, ces plans de cisaillement qui reprennent l'ensemble des structures peuvent n'enregistrer qu'une partie terminale de la déformation progressive  $D_1$  (cf LAGARDE 1979), et ceci, en partie au moins, dans le faciès schistes verts.

*Une forte hétérogénéité de la déformation peut conduire à la formation des plans C' observés au cours d'une infime partie de la déformation  $D_1$ . Cependant, la signification de ces plans de cisaillement, encore peu étudiés dans la littérature, reste très incertaine dans le cas des roches de Groix.*

### III. LES ZONES ABRITEES

Dans les roches cisailées, les zones abritées sont souvent dissymétriques en coupe X Z, cette dissymétrie renseignant sur le sens de cisaillement (Fig. 32) (CHOUKROUNE 1971, LAGARDE 1979, BERTHÉ et al 1979b).

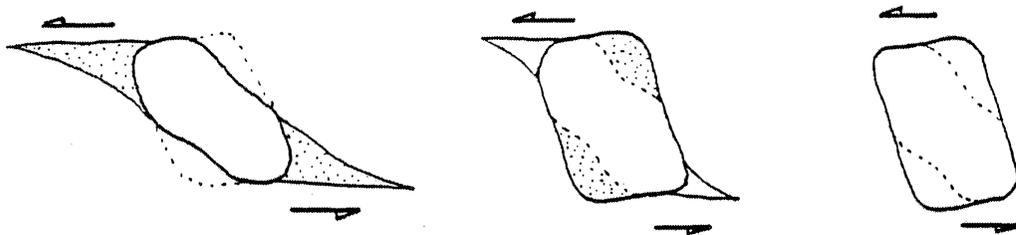


FIG. 32 : Formation de "zones abritées" dissymétriques autour d'un objet rigide au cours d'une déformation non coaxiale (in LAGARDE 1979).

Cependant, si la déformation est très intense, ce critère de cisaillement a tendance à disparaître comme d'ailleurs la plupart des autres critères (cf LAGARDE 1979).

La fréquente symétrie des zones abritées à l'Ile de Groix (photo 43) peut donc être compatible avec une intense déformation cisailante. Toutefois, de nombreuses zones abritées sont dissymétriques (photo 47) (Fig. 21 et 30). L'interprétation proposée est la suivante : cette dissymétrie aurait une origine secondaire et serait issue, à partir d'une zone abritée symétrique, de la distorsion entraînée par une rotation rigide des grenats au cours de la fin de la déformation progressive  $D_1$  (Fig. 33).

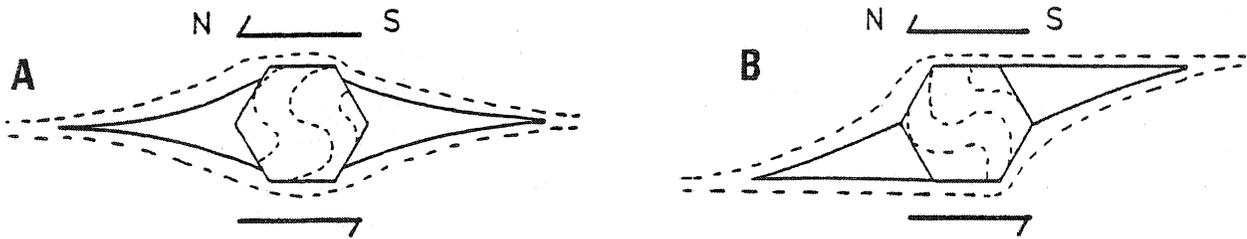


FIG. 33 : *Interprétation en terme de cisaillement vers le Nord de la dissymétrie de certaines zones abritées.*

Les arguments en faveur d'une telle hypothèse sont les suivants :

1) La géométrie observée est proche de celle obtenue par GHOSH (1975) dans un modèle physique simulant un cisaillement simple parallèle à un litage (Fig. 34). Dans cette expérience, le porphyroblaste n'est pas contourné par la schistosité au stade initial. Les différences avec la géométrie observée dans les roches de Groix en sont peut-être la conséquence.

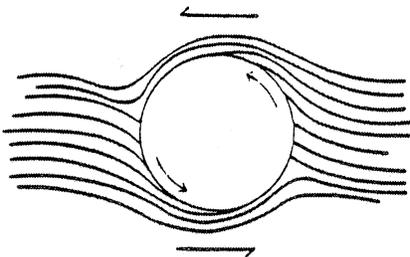


FIG. 34 : *Allure du litage entourant un objet rigide lors d'un cisaillement parallèle à ce litage (in GHOSH 1975).*

2) J'ai signalé (première partie, chapitre III) des rotations rigides indiquées par les discontinuités Se-Si. Le sens de ces rotations s'accorde souvent avec celui déduit de la géométrie des zones abritées et de celle des figures sigmoïdes (Fig. 33).

3) PECHER (1978) a noté de telles dissymétries liées à des rotations de porphyroblastes dans le M.C.T. himalayen. Toutefois, il faut noter que l'activité des plans C' joue un rôle dans ces rotations sans doute tardi-tectoniques. Etant d'orientation variable (cf II, ce chapitre), ils créent de faibles rotations tantôt dextres, tantôt senestres qui perturbent la géométrie des zones abritées (Fig. 30). *En conséquence, la dissymétrie des zones abritées est un critère de cisaillement à utiliser avec beaucoup de prudence quand les plans C' sont bien exprimés.*

Un autre critère de sens de cisaillement est alors envisageable. C'est celui de la position des bandes de dissolution autour des porphyroblastes (Fig. 35).

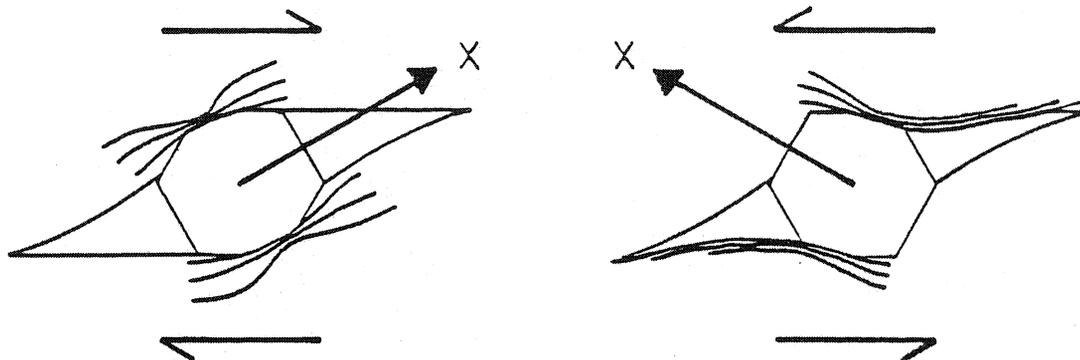


FIG. 35 : Position des bandes de dissolution autour de porphyroblastes lors d'un cisaillement parallèle à la schistosité.

L'influence rétro-morphique rend délicate l'utilisation de ce critère dans les roches de Groix.

#### IV. FABRIQUE DE RESEAU DU QUARTZ ET REGIME DE DEFORMATION

La fabrique n'est pas toujours symétrique par rapport aux axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie car les systèmes de glissement sont des éléments actifs au cours d'une déformation progressive. Ces dissymétries sont maintenant classiquement interprétées en termes de déformation non coaxiale (et même de cisaillement ; par ex. : LISTER 1977, ETCHECOPAR 1974, 1977 ; BOUCHEZ 1977). Pour BOUCHEZ (1977), le pôle de la couronne d'axe C est proche de la direction de cisaillement dans le cas d'un glissement de direction basale, ce qui est le cas dans les roches de Groix (cf chapitre précédent). Le sens de cisaillement est indiqué par l'inclinaison de la couronne par rapport au plan Y Z. Cette interprétation, actuellement vérifiée sur de nombreux exemples de terrain, est couramment admise.

Les diagrammes effectués montrent, le plus souvent, une telle inclinaison de la couronne d'axes C (Fig. 25a, 36a). Cependant, certains échantillons ne présentent pas de dissymétrie significative (Fig. 36b).

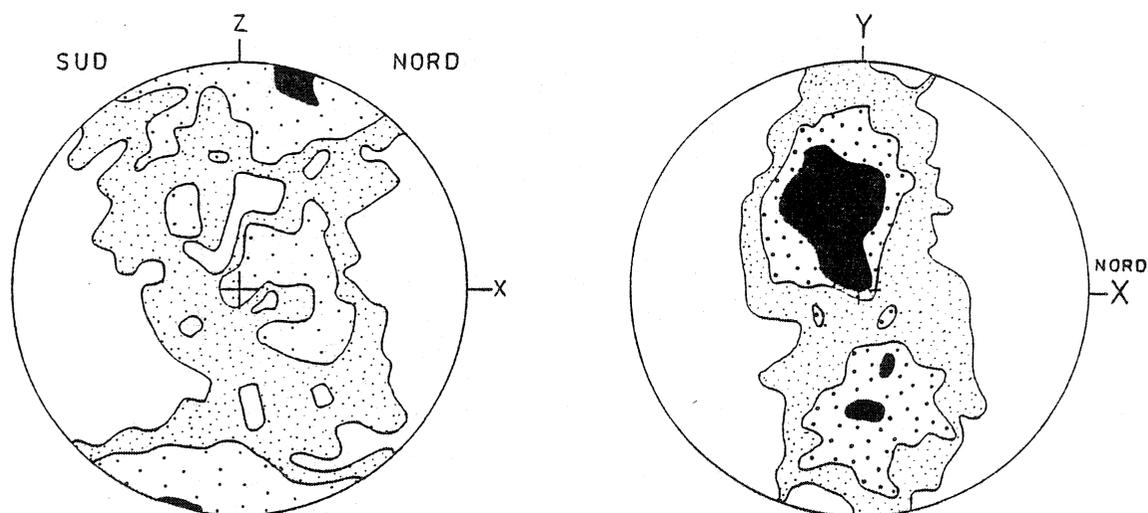


FIG. 36 : a : orientation des axes C du quartz dans un micaschiste. Mesures effectuées à la platine universelle. Projection sur l'hémisphère supérieur. 200 mesures courbes à 0.5, 1 et 9 %. b : orientation des axes 1014 du quartz dans une quartzite mesurée au goniomètre de texture (hémisphère supérieur ; contours : 1, 2 et 3 fois la densité moyenne).

L'inclinaison de la couronne d'axe C ne se fait pas toujours dans le même sens par rapport au Nord (ou au N.E selon la direction locale de  $L_1$  prise comme repère) (Fig. 25a et 36a).

Cependant, dans le cas de cisaillements très intenses (où plan de cisaillement et schistosité sont confondus), cette dissymétrie doit disparaître car les lignes de glissement sont à la fois pôles de la couronne d'axes C et parallèles à la direction de cisaillement. C'est ce que constatent CARRERAS et al (1977) ainsi que JEGOUZO et GAPAIS (1977). De nombreux auteurs notent même la présence de dissymétries inverses dans des cisaillements également très intenses (BOUCHEZ et PECHER 1976, CARRERAS et al 1977, BERTHÉ et al 1979a, BOULLIER et QUENARDEL 1978).

Les diagrammes effectués sont donc compatibles avec une composante de cisaillement proche du plan  $F_1$ , sans doute intense lors de la déformation  $D_1$ . La direction de cisaillement, donnée par le pôle de la couronne d'axe C, est confondue avec les axes a, les axes m et la linéation  $L_1$ . Si l'on néglige le rôle tardif de la déformation  $D_2$ , elle est donc subméridienne.

Revenons plus en détail sur le problème du sens de cisaillement. En lames minces taillées dans le plan X Z, j'ai effectué une étude systématique du sens des dissymétries de fabrique d'axe C par rapport à la

normale au plan  $F_1$  considéré comme plan de cisaillement. Pour cela, j'ai utilisé la méthode dite de la "teinte sensible" ainsi que la position des bandes de pliage par rapport à la normale à  $F_1$  (confondue dans ce cas avec Z).

Là encore, les fabriques ne sont pas toujours nettement dissymétriques et, quand elles le sont, indiquent un sens de cisaillement variable. Ce manque d'homogénéité des observations peut avoir plusieurs origines :

#### La présence des microzones de cisaillement (plans C')

Rappelons l'existence de microzones de cisaillement du type "plan C'" (BERTHE et al 1979a) ne traduisant peut-être que la fin de la déformation progressive (II, ce chapitre). Les relations entre ces plans C' et la fabrique d'axes C ont été analysées dans de nombreux mica-schistes. Elles sont étonnamment constantes (Fig. 37).

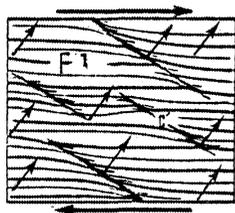


FIG. 37 : Relations entre les plans C' et la fabrique d'axes C du quartz. La direction préférentielle des axes C est schématisée par les petites flèches. Plan X Z.

Axes C et plans C' indiquent donc presque toujours le même sens de cisaillement mais celui-ci est alternativement dextre et senestre (cf II, ce chapitre).

Est-ce à dire que la fabrique d'axe C n'est pas un bon marqueur de la déformation progressive ? Traduit-elle uniquement l'hétérogénéité de la fin de la déformation progressive ? C'est ce que porterait à croire les exemples précédents. Pourtant, le paragraphe suivant donnera des évidences allant dans un sens opposé. En effet, des fabriques synchrones, sinon antérieures, à certains plis en fourreau y seront décrites.

#### L'influence des plis $P_1$

Seuls les rares niveaux de quartzite présentant des plis  $P_1$  permettent de mettre clairement en évidence les relations entre fabrique d'axe C et plissement  $P_1$ . J'ai étudié, dans un plan X Z, l'évolution de la fabrique entre le flanc normal et le flanc inverse d'un tronçon de pli en fourreau (échantillon préalablement analysé, première partie,

Fig. 12). L'étude à l'aide de la teinte sensible et de la position des bandes de pliage révèle des dissymétries de fabriques opposées entre flanc normal et flanc inverse (Fig. 38), le flanc normal indiquant un cisaillement vers le Nord.

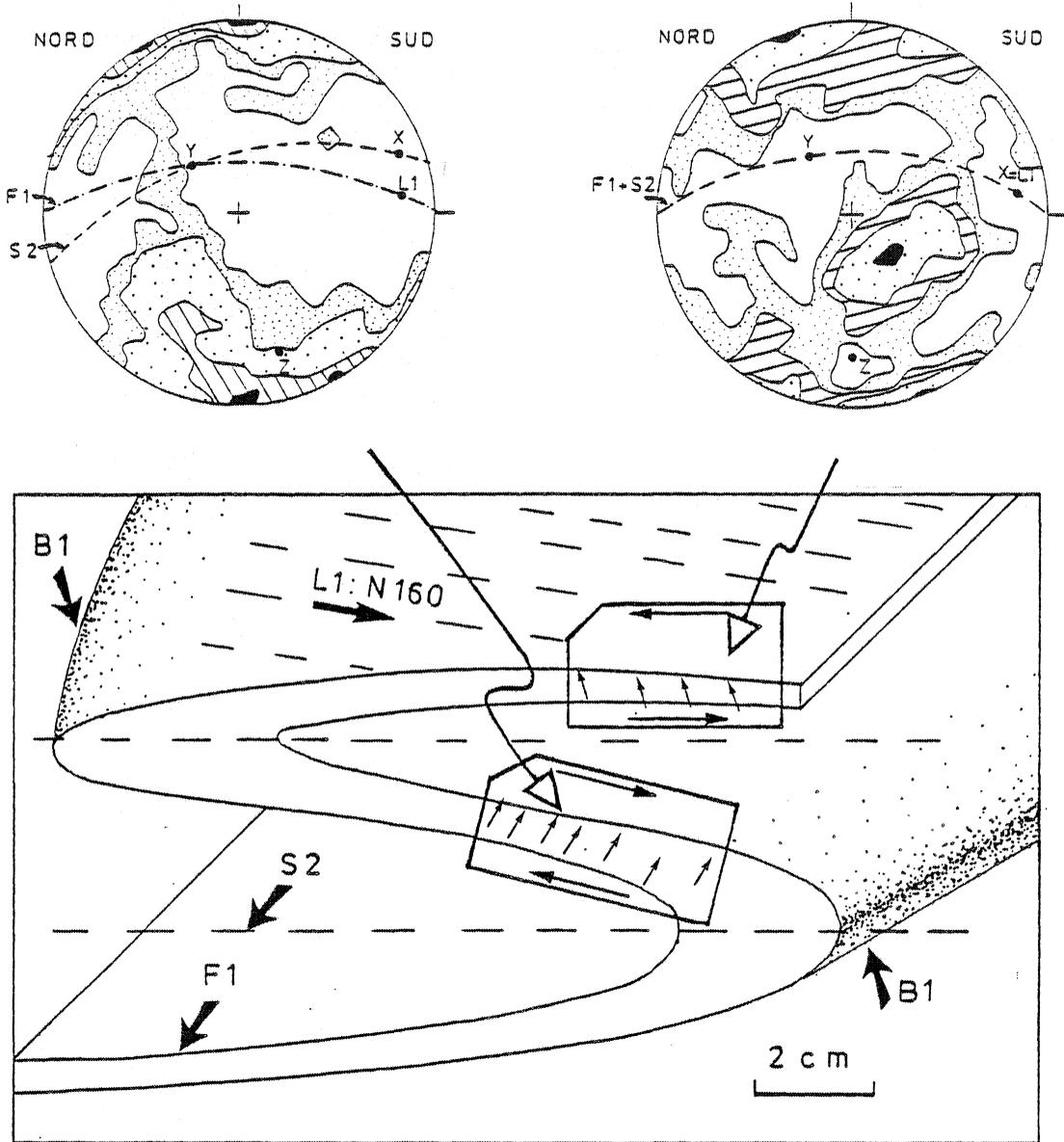


FIG. 38 : Fabrication de réseau du quartz et plissement  $P_1$ . a et b : fabriques mesurées à la platine universelle. a : 205 mesures. Courbes à 0.5, 1, 5, 7 %. b : 200 mesures. Courbes à 0.5, 1, 3, 8 %. Les petites flèches noires schématisent l'orientation préférentielle des axes C du quartz à l'intérieur des lames minces.

Au niveau des charnières des plis  $P_1$ , la fabrication apparaît déformée. Notons également qu'une lame effectuée dans le plan Y Z, au niveau d'une "figure en oeil" d'un pli en fourreau de ces mêmes quartzites, a livré une fabrication optique très complexe. La fabrication du quartz pourrait donc

apparaître, puis se déformer dans les plis  $P_1$  au cours de la déformation progressive  $D_1$  (cf CARRERAS et al 1977) Est-ce à des phénomènes identiques qu'il faut attribuer la présence, dans une même lame mince, de bandes de quartz présentant des dissymétries de fabrique opposées (photo 48) ? Dans ce cas, les bandes dextres et senestres appartiendraient à deux flancs très étirés d'un même pli.

## V. CONCLUSION

Quelle image de la déformation progressive nous a apporté l'analyse de ces différents éléments ?

Nous ne possédons pas d'enregistreur du début de la déformation, c'est-à-dire de l'acquisition du rubanement métamorphique à partir des laves et sédiments originels. En effet, le marqueur qui semble le plus précoce est constitué par les figures sigmoïdes à l'intérieur de grenats. Or, il indique un cisaillement déjà intense puisque parallèle à une schistosité ( $F_1$ ) préexistante. Toutefois, on peut penser que les figures sigmoïdes traduisent une partie importante de la déformation s'étant effectuée lors du métamorphisme schistes bleus. *Elles permettent d'avancer l'hypothèse d'un cisaillement subhorizontal du Sud vers le Nord pendant cette période.*

Les fabriques de réseau des quartzites semblent contemporaines, sinon antérieures, à certains plis en fourreau. Elles ne sont pas pour autant forcément toutes synchrones du métamorphisme schistes bleus puisque le développement des plis en fourreau se poursuit lorsque le climax métamorphique s'atténue. *Cependant, elles traduisent bien la déformation progressive globalement symmétrique et indiquent en effet un cisaillement de direction subméridienne.*

La dissymétrie des zones abritées, les plans C' et les fabriques d'axe C associées semblent, pour leur part, traduire la fin de la déformation progressive et ceci jusque dans le faciès schistes verts. *La géométrie de ces différents marqueurs est néanmoins compatible avec l'hypothèse d'un cisaillement subméridien.*

Ce découpage schématique de la déformation progressive ne permet évidemment qu'une approche grossière de l'évolution tectonique de l'Ile

de Groix. Par exemple, certaines fabriques d'axe C associées à des plans C' peuvent être plus précoces que d'autres liées à des plis  $P_1$  apparus très tardivement au cours de  $D_1$ . De même, certains grenats très tardifs peuvent rendre compte d'une période de la déformation postérieure à celle indiquée par certaines fabriques.

Cependant, il m'a paru important d'effectuer ce découpage plus ou moins artificiel car *il met en relief la permanence possible d'un régime de déformation assez constant depuis le début du métamorphisme jusqu'au début au moins de la rétro-morphose en faciès schistes verts.*

Enfin, si l'on admet que les derniers incréments de la déformation ont tendance à effacer l'empreinte des précédents (et occupent donc une place prépondérante dans la structure finale), il paraît raisonnable de penser que les figures sigmoïdes des grenats sont les éléments les plus fiables dans l'étude de l'enregistrement de la déformation  $D_1$ . A l'inverse des zones abritées et des fabriques de réseau, ces structures protégées à l'intérieur des grenats ne peuvent être modifiées de façon sensible par la fin de la déformation progressive.

## **TROISIEME PARTIE**

**GENESE ET EVOLUTION DES PLIS CURVIPLANAIRES  
EN REGIME CISAILLANT : APPROCHE EXPERIMENTALE**



## INTRODUCTION

Après une revue bibliographique succincte sur l'initiation et le développement des plis en déformation non coaxiale, cette partie présente une analyse du développement de plis curviplanaires passifs en régime cisailant. Cette étude repose sur la réalisation de modèles théoriques et expérimentaux simulant un cisaillement simple homogène (QUINQUIS et COBBOLD 1978, COBBOLD et QUINQUIS 1980). Elle fut motivée par les considérations suivantes :

### 1) Du point de vue du choix d'un régime non coaxial

La déformation  $D_1$ , responsable de la formation des plis curviplanaires "en fourreau" de l'Ile de Groix, possède une forte composante cisailante subméridienne (cf deuxième partie, chapitre II).

La majorité des grands types de structures crustales (par ex. : dômes gneissiques, diapirs, zones de cisaillement transcurrentes, nappes, chevauchements, etc...) sont caractérisées par une déformation cisailante intense (par ex. : BRUN et COBBOLD 1980). Cette étude expérimentale peut donc trouver un champ d'application étendu, dépassant largement le cas précis de l'Ile de Groix.

### 2) Du point de vue du choix d'un plissement passif

Un plissement est dit passif (DONATH et PARKER 1964) lorsque c'est un phénomène entièrement cinématique, c'est-à-dire que le litage qu'il affecte possède la même rhéologie que son environnement. Un tel plissement est donc plus aisément modélisable qu'un plissement actif dont le développement est compliqué par la présence d'effets mécaniques.

Une bonne compréhension du rôle des effets cinématiques lors du plissement est nécessaire avant toute tentative d'analyse du plissement actif. Or, il se trouve que l'analyse tridimensionnelle du développement de plis passifs au cours d'un cisaillement de grande amplitude finie

(  $\gamma > 10$  ) n'a jamais été abordée. Il nous a donc paru important de traiter d'abord ce problème, réservant à des travaux ultérieurs l'analyse des effets mécaniques survenant au cours d'un plissement actif.

Cette partie se termine par l'étude détaillée des plis en fourreau de l'Ile de Groix effectuée à la lumière des données apportées par les modèles théoriques et expérimentaux. La géométrie des plis étant mieux cernée grâce à ces modèles, on pourra définir plus précisément l'évolution progressive des plis  $P_1$ . On tentera alors d'en tirer des conclusions quant à la direction, au sens et à l'intensité de la composante cisailante.

--

# Chapitre I

## INITIATION ET DEVELOPPEMENT DES PLIS EN DEFORMATION NON COAXIALE : UNE REVUE

Les données théoriques et expérimentales sur l'initiation et le développement de plis sont très nombreuses (cf revues bibliographiques in HOBBS et al 1976, COBBOLD 1976a b, JOHNSON 1977). Elles sont cependant assez limitées dans le cas particulier d'une déformation non coaxiale.

### I. ETUDE BIDIMENSIONNELLE

#### 1) PLISSEMENT PASSIF

Le développement de plis passifs à la base de glaciers ou de nappes a été modélisé numériquement par HUDLESTON (1976, 1977). Il montre que de tels plis n'apparaissent dans ce matériel que si le litage est oblique sur les lignes de courant (1) (Fig. 39).

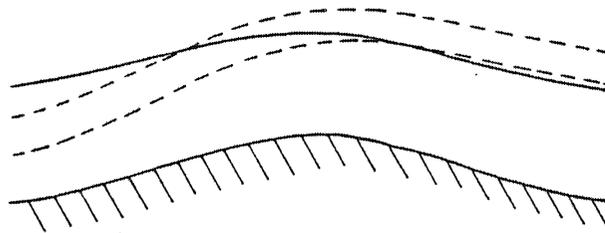


FIG. 39 : Trajectoire des particules lors de l'écoulement d'un glacier. En hachure : base du glacier. Ligne continue : ancienne trajectoire des particules tandis que l'orientation des lignes de courant restait stable. Ligne pointillée : nouvelle trajectoire des particules après changement brutal de l'épaisseur de la glace, puis retour à un régime stable des lignes de courant (d'après HUDLESTON 1976).

(1) Dans un système donné, les courbes tangentes en chaque point du vecteur-vitesse, au même instant  $t$ , sont dénommées lignes de courant. Lorsque leur orientation est stable au cours du temps, elles sont alors confondues avec les trajectoires des particules (TRUEDELL et TOUPIN 1960).

Une telle obliquité peut être présente dès le début de la déformation ou apparaître quand l'orientation des lignes de courant varie. Si cette orientation devient ou demeure stable, l'obliquité diminue progressivement tandis que le litage se réoriente dans la direction des lignes de courant. Les plis précoces deviennent alors isoclinaux et aucun nouveau pli n'apparaît jusqu'à ce que varie à nouveau l'orientation des lignes de courant. Dans ces modèles, l'instabilité des lignes de courant est liée à une modification des conditions aux limites. Il s'agit d'un épaissement du glacier (Fig. 40). Les plis décrits par HUDLESTON (1976, 1977) s'initient au niveau des irrégularités de la surface de base du glacier. Ce sont typiquement des plis à profil asymétrique de type semblable. Le litage n'ayant aucune signification mécanique, l'asymétrie rend bien compte, en général, du sens de déplacement du glacier (sens de mouvement du flanc long vers le flanc court) (Fig. 40).

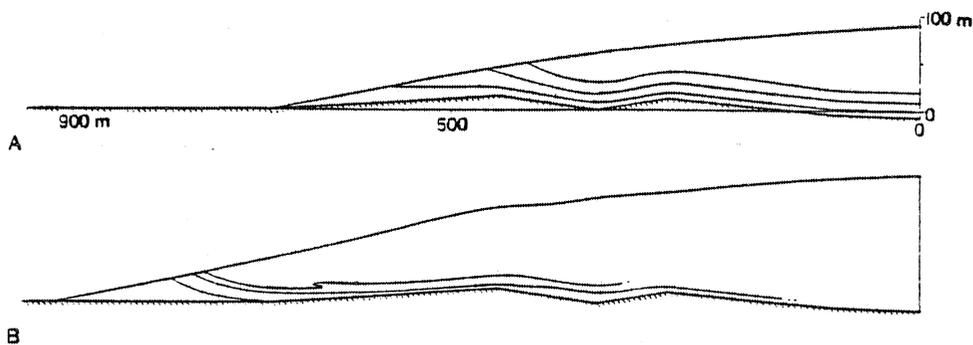


FIG. 40 : Modélisation mathématique du développement de plis en liaison avec l'avance d'un glacier. A : lignes de courant stables. Le litage est supposé parallèle aux trois trajectoires des particules représentées. B : allure du litage après une brève avancée du glacier (les lignes de courant sont à nouveau stables).

## 2) PLISSEMENT ACTIF

Les rares modèles effectués simulent des déformations de faible amplitude finie ( $\gamma < 2$ ) dans le cas particulier du cisaillement simple.

### 2.1) Couche isolée

Pour RAMBERG (1959), des plis à profil asymétrique peuvent apparaître lors d'un cisaillement parallèle à un litage. Pourtant, GHOSH (1966) n'obtient de tels plis dans ses expériences que dans des condi-

tions bien spéciales, lorsqu'il cisaille des plis symétriques préalablement formés lors d'un cisaillement simple oblique sur un litage (Fig. 41 A) ou par combinaison d'un aplatissement et d'un cisaillement (Fig. 41 B).

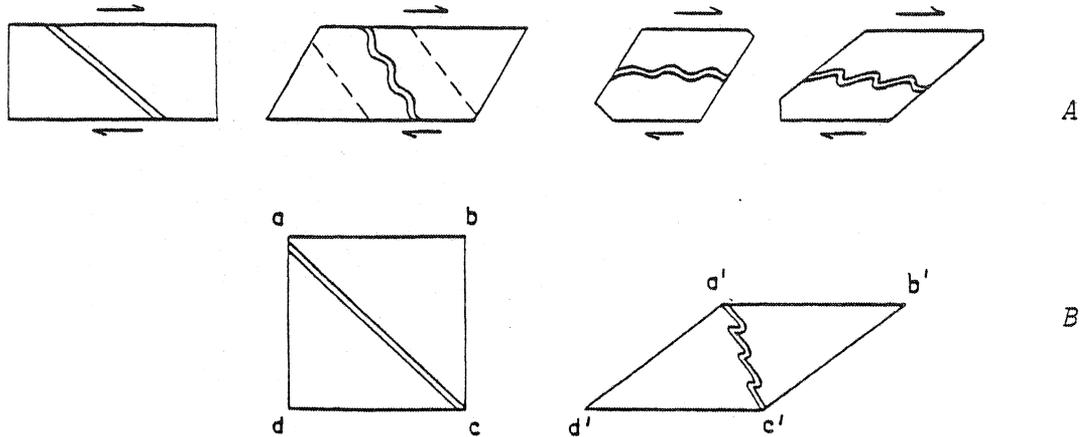


FIG. 41 : Formation de plis à profil asymétrique lors d'un cisaillement simple (in GHOSH 1966).

Selon TREAGUS (1973), les plis s'initient avec un profil symétrique qui tend à devenir de plus en plus asymétrique au cours de la déformation.

Enfin, MANZ et WIKHAM (1978) ayant déformé des monocouches obliques sur la direction de cisaillement et possédant des rapports de viscosité avec leur matrice s'étalant de 20 à 100, obtiennent des plis à profil à peu près symétrique lors de cisaillements peu intenses.

*En conclusion, les effets mécaniques auraient tendance à favoriser l'apparition de plis actifs à profil symétrique lors des premiers incréments d'une déformation. Celle-ci se poursuivant, l'asymétrie apparaîtrait progressivement tandis que l'amplification cinématique l'emporterait sur l'amplification mécanique.*

## 2.2) Multicouche

Bien que relevant des plis à profil asymétrique dans leurs modèles, RAMBERG et JOHNSON (1976) ainsi que RECHES et JOHNSON (1976) estiment que cette asymétrie n'indique pas forcément le sens de cisaillement. Cependant, ce résultat est quelque peu discutable car ils assimie-

lent les roches à des corps élastiques dans leurs modèles. Or, COBBOLD (1976a) estime que les roches ne subissent guère plus de 2 à 3 % de déformation élastique. En fait, il semblerait que les faibles vitesses des déformations naturelles permettent d'assimiler le plus souvent les roches à des fluides newtoniens (ELIOTT 1973) ou non-newtoniens (FLETCHER 1974, SMITH 1979).

Quoiqu'il en soit, les rares travaux effectués sur les multicou-ches tendent à montrer que le profil asymétrique des plis est un caractère assez général et qui apparaîtrait aux premiers incréments de la déformation.

## II. ETUDE TRIDIMENSIONNELLE

A ma connaissance, la seule étude existante est celle de SCOTT (1969). Il considère une déformation tridimensionnelle complexe, à composante non coaxiale, affectant un milieu visqueux. Il obtient des plis à profil asymétrique et axes courbes dispersés dans le plan de litage. Le déversement se fait dans le sens du flux.

## III. CONCLUSION

*Il faut retenir de cette revue bibliographique les points suivants :*

1) *Les modèles d'évolution de plis en régime non coaxial existants jusqu'à présent sont peu rapportables aux zones intensément cisailées comme, par exemple, les nappes, les décrochements ou les bordures de diapirs.*

2) *Les plis auraient tendance, au cours d'un cisaillement, à adopter un profil dont l'asymétrie indiquerait le sens de ce cisaillement.*

3) *Plus le cisaillement s'intensifierait, plus les effets cinématiques joueraient un rôle important dans la déformation.*

L'analyse tridimensionnelle du plissement passif en régime cisailant intense, sujet du chapitre suivant, permettrait donc une approche assez réaliste des zones cisailées citées précédemment.

## Chapitre II

### DEVELOPPEMENT DES PLIS EN FOURREAU EN REGIME CISAILLANT

#### INTRODUCTION

Les premiers auteurs ayant tenté de corréliser des plis en fourreau à un type particulier d'ellipsoïde de déformation finie, envisageaient leur développement lors d'un aplatissement (DEARMAN 1969) ou d'une constriction (BORRADAILE 1972, SANDERSON 1973). Les auteurs plus récents proposent, par contre, une interprétation en terme de déformation plane non coaxiale (BELL 1978, CARRERAS et al 1977, RHODES et GAYER 1977, BERTHÉ et BRUN 1980).

Cette interprétation semble a priori justifiée si l'on considère l'environnement géologique dans lequel ont été découverts ces plis en fourreau. En effet, ils sont décrits à la base de nappes, de chevauchements, de glaciers, dans des bordures de diapirs, dans des zones de mylonites et dans l'ensemble des zones de cisaillement en général (cf première partie, chapitre II, paragraphe 2).

Une analyse statistique de l'orientation axiale des plis dans ces différentes zones de cisaillement montre un fort maximum centré sur la direction d'étirement X. Ce phénomène est interprété en terme de rotation progressive des éléments linéaires dans cette direction (BORRADAILE 1972, SANDERSON 1973, ESHER et WATTERSON 1974, BELL 1978). Cette interprétation est justifiée dans le cas d'une déformation homogène de plis passifs.

Dans la première partie de ce chapitre, une modélisation théorique et expérimentale du plissement passif montrera effectivement le développement de plis en fourreau à profil asymétrique lors de cisaillements simples intenses. Ces plis résultent de l'amplification cinématique de déflexions, soit initiales, soit apparues à la faveur d'instabilités mécaniques internes au système considéré.

La seconde partie de ce chapitre est consacrée à l'étude détaillée des plis en fourreau de l'Ile de Groix et à leur importance en tant qu'enregistreurs du cisaillement progressif synchrone du métamorphisme de faciès schistes bleus.

## A) APPROCHE EXPERIMENTALE

Cette étude a fait l'objet de deux publications (QUINQUIS et COBBOLD 1978, COBBOLD et QUINQUIS 1980) dont la principale est présentée ici en traduction quasi intégrale.

Il s'agit de trois modèles d'évolution de plis passifs (Fig. 42). Les deux premiers supposent une stabilité d'orientation des lignes de courant alors que, dans le troisième, un phénomène de boudinage engendre leur instabilité.

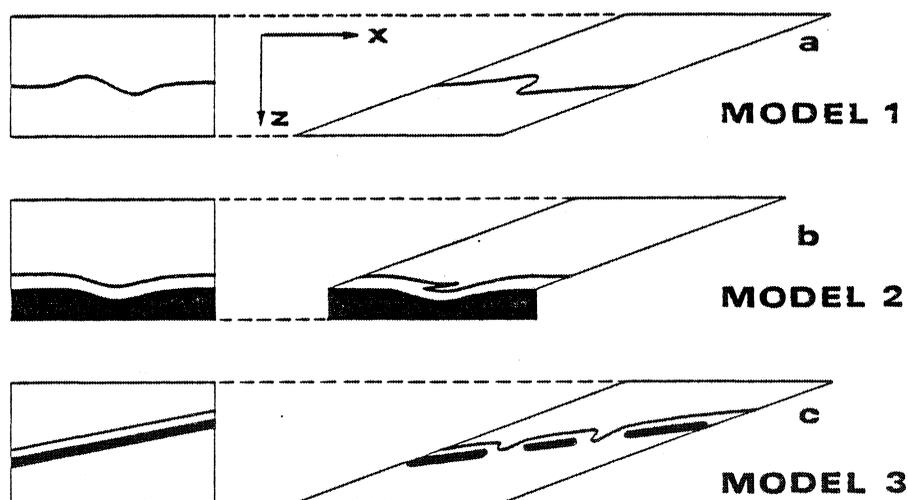


FIG. 42 : Trois modèles de formation de plis passifs en cisaillement simple. Modèle 1 : la déformation est homogène. Modèle 2 : la déformation est perturbée par la présence d'une couche résistante (en noir) possédant une déflexion initiale. Modèle 3 : la déformation est perturbée par le boudinage d'une couche oblique sur la direction de cisaillement.

L'approche théorique repose sur le cisaillement simple homogène et autres solutions valides aux équations de mouvement des matériaux newtoniens. L'approche expérimentale a été effectuée à l'aide de modèles constitués de matériaux analogues (en majorité des fluides newtoniens) déformés dans une machine pouvant simuler un cisaillement simple de grande amplitude finie.

## I. METHODE EXPERIMENTALE

### 1) MATERIAUX UTILISES

Nous n'avons employé que deux matériaux, une pâte silicone (Rhodorsil R Gomme Spéciale GS 1 R, fabriquée par Rhône-Poulenc) et de la plasticine (Standard Violet Plasticine, fabriquée par Harbutt's Ltd, Angleterre). Selon le fabricant, le rapport contrainte sur taux de déformation est pratiquement linéaire dans la silicone, à des températures variant de  $-40^{\circ}\text{C}$  à  $100^{\circ}\text{C}$  et sous contrainte cisailante inférieure à 100 bars (10 M Pa). A  $-40^{\circ}\text{C}$ , sa viscosité est de  $10^7$  poise ( $10^6$  Pa.s) ; à  $20^{\circ}\text{C}$ , elle est de  $1,6 \times 10^5$  poise et, à  $100^{\circ}\text{C}$ , de  $10^3$  poise. Elle est commercialisée sous forme d'une pâte de couleur rose pâle. On a pu obtenir des colorations plus foncées en ajoutant de petites quantités d'une fine poudre d'oxyde de fer ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Ce pigment minéral et la silicone sont chimiquement inertes ; leur mélange est stable. On note de faibles différences de viscosité entre ce mélange et la silicone pure. Cependant, bien que ne l'ayant pas mesuré exactement, nous estimons que le rapport de viscosité est relativement faible (de l'ordre de 1,5 : 1). La plasticine présente un rapport contrainte sur taux de déformation fortement non-linéaire (MC CLAY 1976). On y relève parfois des phénomènes d'amollissement entraînant la formation de bandes de cisaillement et de fractures. Ces propriétés en font un matériau utilisable pour la confection d'une couche résistante, susceptible de se boudiner lors de la déformation.

### 2) CONSTRUCTION DU MODELE

Les modèles ont été construits couche par couche dans un moule aux dimensions suivantes : 40 x 10 x 5 cm. Chaque couche (2 à 5 mm d'épaisseur) est préparée par moulage sous pression (silicone) ou à l'aide d'un rouleau (plasticine). Les propriétés physiques de la silicone sont telles que l'assemblage de ces différentes couches entraîne une adhérence immédiate. Au cours de la construction, on introduit des déflexions initiales au centre des modèles en imprimant à leur surface la forme connue d'un objet rigide. Une fois assemblés, les modèles sont refroidis à  $-30^{\circ}\text{C}$  dans un congélateur afin de faciliter leur manipulation et leur insertion dans la machine à déformer.

### 3) DEFORMATION DU MODELE

Les modèles sont ensuite déformés dans une machine pouvant simuler un cisaillement simple de grande amplitude finie ( $\gamma < 30$ ) (photo 49). L'épaisseur pourtant faible des plaques coulissantes (5 cm) entraîne quelques perturbations aux limites lors de cisaillements intenses. On réduit les frottements contre les parois latérales de plexiglas à l'aide d'un lubrifiant (savon liquide). Afin d'évaluer les conditions aux limites des modèles, nous avons effectué un test à l'aide d'un modèle rhéologiquement homogène et constitué uniquement d'un litage coloré. Théoriquement, un tel modèle aurait dû subir un cisaillement simple homogène. En fait, le frottement sur les parois latérales (non lubrifiées lors de ce test) entraîne quelques perturbations aux limites (photo 50). Cependant, celles-ci décroissent rapidement vers le centre du modèle et, comparées à ses dimensions extérieures, deviennent négligeables à environ 1 cm des parois latérales. On ne doit pas en déduire évidemment que les perturbations aux limites décroîtraient aussi rapidement dans un modèle à déformation interne instable. Cependant, le savon liquide réduit fortement les forces de frottement.



Photo 49 : Machine à cisaillement simple. E : emplacement du modèle. La contrainte cisailante est appliquée aux surfaces inférieure et supérieure du modèle par l'intermédiaire de plaques rigides (P) qui glissent le long de rails (R) sous l'action d'une chaîne et de pignons entraînés par un moteur (M). Des parois de plexiglas immobiles (transparentes) assurent le confinement latéral. Les extrémités du modèle sont soutenues par une pile de plaques coulissantes (C) positionnées à l'aide d'un linéariseur en accordéon (L). Le cisaillement est dextre sur cette photo ( $\gamma = 1,5$ ). La barre blanche rectangulaire mesure 50 cm de long.

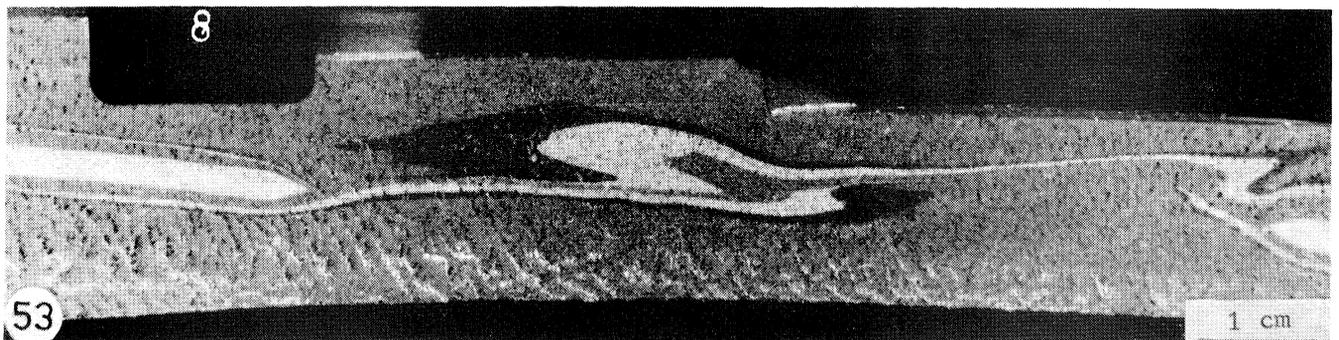
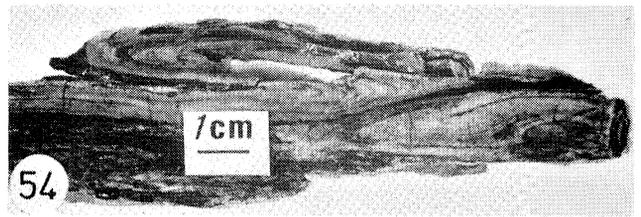
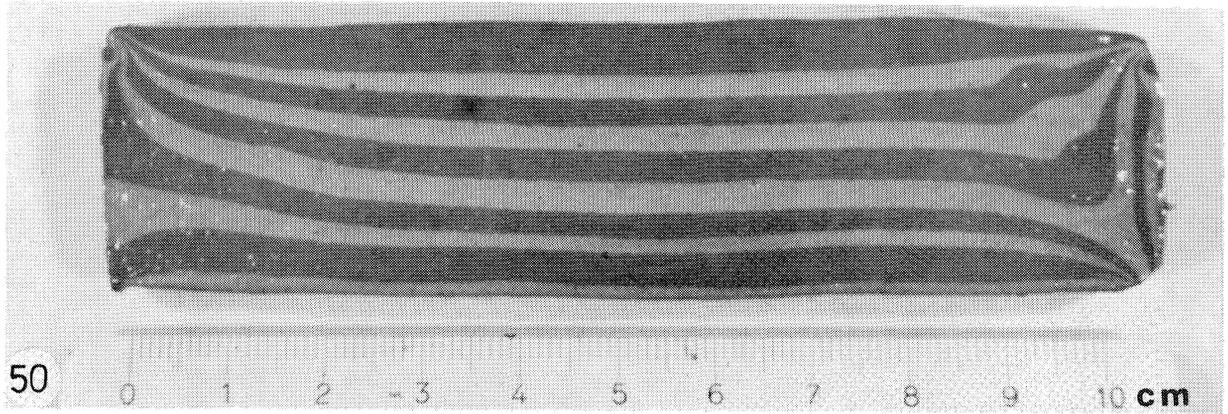
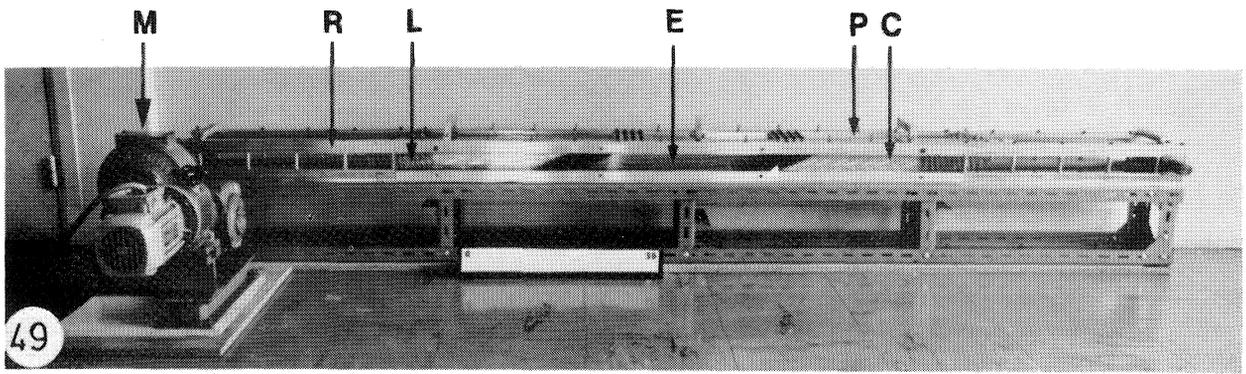
Photo 50 : Homogénéité de la déformation ( $\gamma = 16$ ). Section normale à la direction de cisaillement à travers un modèle constitué de silicone. Les couches ont des couleurs différentes mais la même rhéologie. Avant la déformation, les couches de même épaisseur et subplanaires étaient normales à la direction de cisaillement. Les plis et les variations d'épaisseur visibles après déformation résultent principalement de l'adhérence des bords du modèle (à droite et à gauche) aux plaques de plexiglas immobiles. Noter que ces effets de bordure diminuent rapidement vers le centre du modèle.

Photo 51 : Section normale à l'axe d'un fourreau dans une mylonite de Vang (Valdres, Norvège) (collection A.G. Milnes). Noter les figures elliptiques "en oeil".

Photo 52 : Section n° 11 du modèle 1 (voir situation Fig. 44). Modèle constitué de couches passives de silicones de couleurs différentes. La couche centrale (noire) est celle de la figure 44. Les figures "en oeil" indiquent la présence de plis en fourreau.

Photo 53 : Section n° 8 du modèle 3 (voir situation Fig. 47).

Photo 54 : Section au niveau d'un axe de fourreau dans un niveau de quartzite situé près de Pen Men. Noter l'amorce d'un replissement sur lui-même du fourreau situé à droite de la photo.





#### 4) DISSECTION DES MODELES

Après déformation du modèle, la machine à cisailier est refroidie entièrement à  $- 30^{\circ}$  C avant d'en extraire le modèle. On peut alors le manipuler et le couper sans causer de déformation interne significative. On effectue alors des coupes sériées qui sont photographiées toujours à froid. A partir des photos obtenues, on reconstitue ensuite la géométrie tridimensionnelle des structures internes en utilisant une projection isométrique. Cette technique possède un inconvénient majeur : on ne peut réassembler le modèle de manière à étudier des stades de déformation plus évolués. On doit, dans ce but, répéter l'expérimentation à l'aide d'un nouveau modèle.

### II. PLISSEMENT PASSIF LORS D'UN ECOULEMENT PENDANT LEQUEL LES LIGNES DE COURANT GARDENT UNE ORIENTATION CONSTANTE

On considère deux modèles dans lesquels l'orientation des lignes de courant est stable. Les plis se développent par amplification passive de déflexions initiales à l'intérieur d'un litage (planaire et passif) grossièrement parallèle au plan de cisaillement (Fig. 42 a). Géologiquement, cette situation peut survenir à la base d'une nappe par exemple. Un tel litage est rarement totalement planaire. Au contraire, les déflexions locales sont fréquentes et résultent par exemple de variations d'épaisseur initiales, de passages latéraux de faciès, de chenaux, etc... De plus, de telles déflexions naturelles sont en général non cylindriques. Beaucoup sont également symétriques par rapport à la normale au litage.

#### 1) MODELE 1

Considérons un cisaillement simple parallèle à un litage (Fig. 43). Après déformation, toute déflexion initialement symétrique adopte un profil asymétrique, un flanc étant plus développé que l'autre. *Cette asymétrie indique le sens de cisaillement.* De plus, sa charnière devenant de plus en plus courbe, *le pli adopte une forme curviplanaire.* Sa géométrie finale dépend uniquement de celle de la déflexion initiale et du taux de cisaillement ; *elle est indépendante, par définition, de l'histoire de la déformation.*

Lors de cisaillements intenses ( $\gamma > 10$ ), la plupart des déflexions géologiquement envisageables prennent une forme "en fourreau". Notons que l'amplitude du pli (mesurée suivant Z) et l'envergure de la charnière (mesurée suivant Y) restent constantes, par définition, lors

d'un cisaillement simple. En conséquence, une section normale à X montre une figure elliptique dont le petit axe est parallèle à Z. On trouve de telles figures ocellées à l'Ile de Groix (cf première partie, photo 12 par ex.) et dans d'autres zones de cisaillement naturelles (photo 51). Il est possible que beaucoup d'entre elles aient été formées relativement passivement lors de déformations à peu près homogènes.

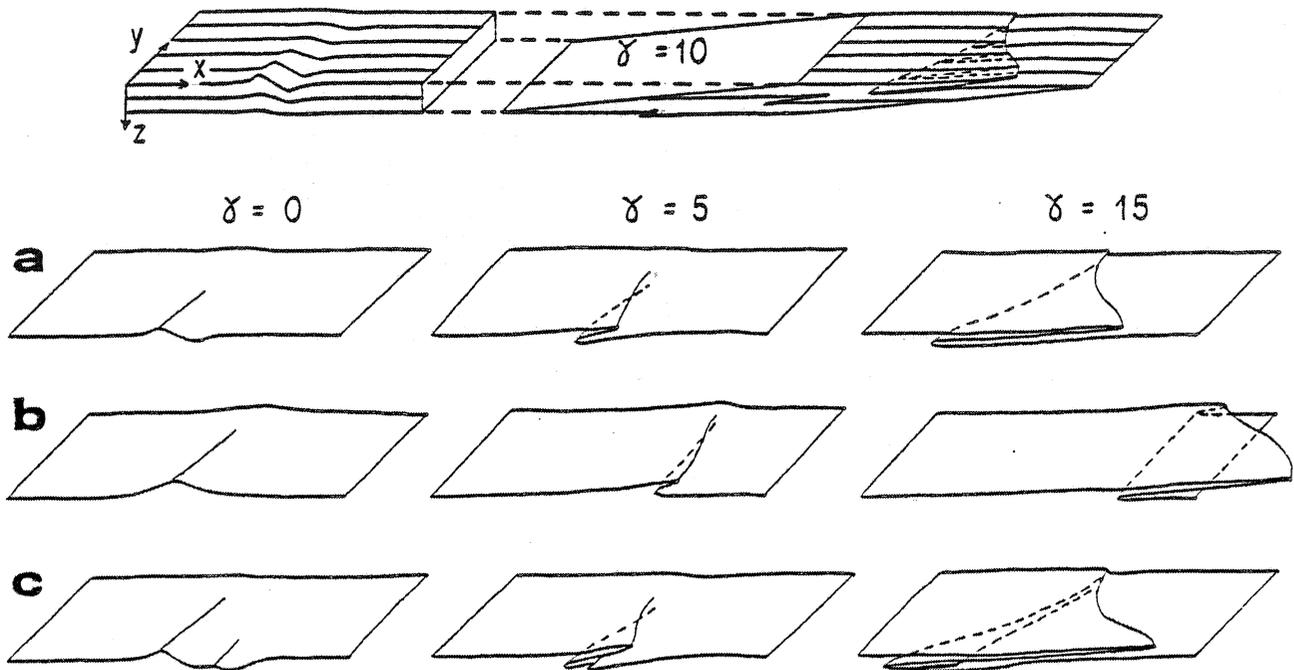


FIG. 43 : Modèle 1 ; résultats théoriques. Déflexions initiales non-cylindriques de géométrie variable (a, b, c) déformées en cisaillement simple. X : direction de cisaillement. XY : plan de cisaillement. Les plis prennent un profil asymétrique lors de cisaillements modérés ( $\gamma = 5$ ) et fortement curviplanaire lors de cisaillements intenses ( $\gamma = 15$ ).

Nous avons également modélisé expérimentalement le développement de plis en fourreau passifs lors d'un cisaillement homogène. En particulier, une expérience consista en la construction, à l'aide de pâtes silicones plus ou moins colorées, d'un litage passif possédant des déflexions internes. Après déformation, ces déflexions sont devenues des plis en fourreau (Fig. 44) (photo 52). D'autres plis curviplanaires sont apparus inopinément dans le modèle. Leur développement a pu être lié : a) aux imperfections dans la construction du modèle, b) aux effets de bordures dues au frottement, c) aux bulles d'air présentes à la surface des couches. Dans de telles expériences, la formation de plis en fourreau est difficilement évitable.

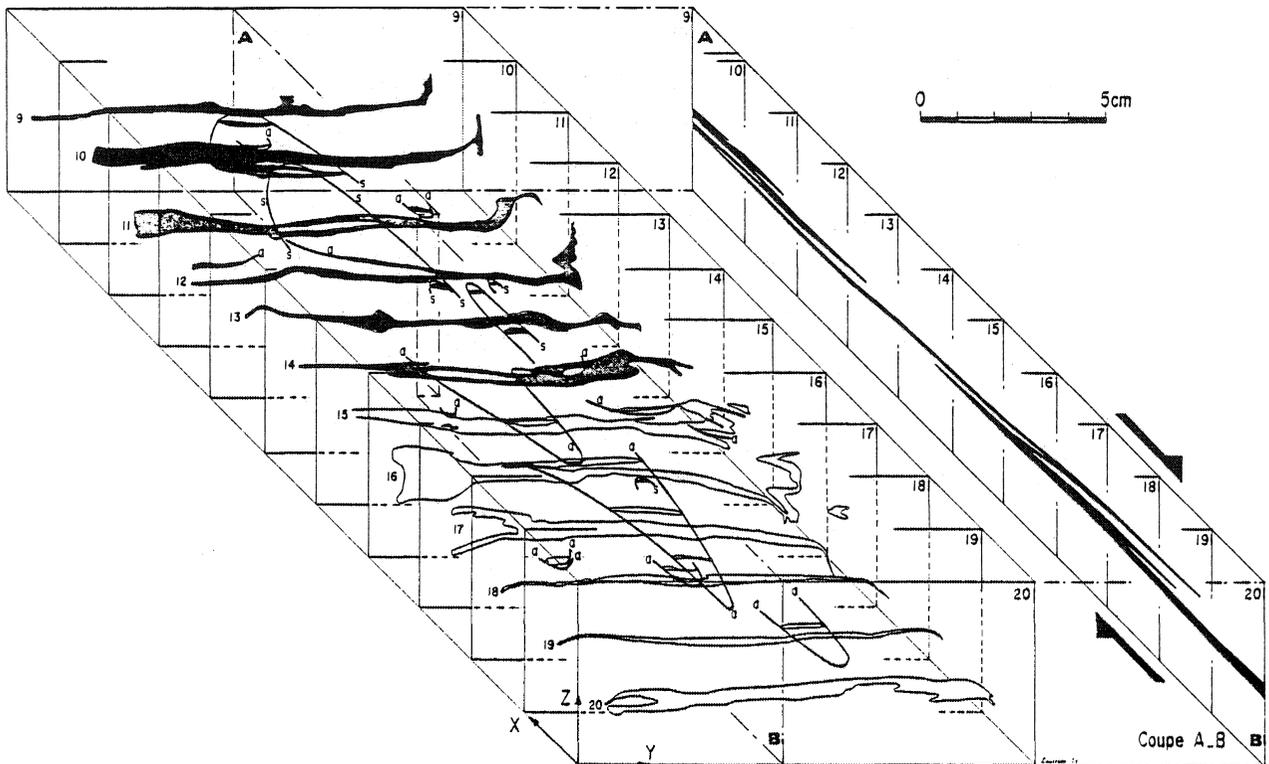


FIG. 44 : Modèle 1 ; résultat expérimental.  $\gamma = 10$ . Coupes séries (numérotées de 9 à 20) dans un modèle constitué de couches de silicone de différentes couleurs. Projection isométrique. Les coupes sont normales à la direction de cisaillement (X) dont les flèches indiquent le sens. Seule la couche centrale du modèle est représentée. Les charnières des antiformes (a) et des synformes (b) ont été tracées par interpolation. Une section longitudinale (AB, à droite) montre le profil très asymétrique des plis. Les autres couches du modèle sont visibles sur la photo 52.

## 2) MODELE 2

Considérons un cisaillement simple perturbé par la présence de couches résistantes subparallèles au plan de cisaillement mais présentant des aspérités de surface (Fig. 42 b). Ce modèle généralise le précédent aux systèmes dont le litage a une signification rhéologique. Ce modèle s'applique de nouveau à la base d'une nappe.

Si les couches résistantes sont entièrement rigides, les lignes de courant garderont partout une direction constante. C'est ce que nous avons modélisé théoriquement, dans le cas particulier d'une couche rigide comprise entre deux demi-espaces infinis de matériel newtonien à viscosité uniforme. En utilisant des méthodes de représentation conforme

(cf annexe 2 in COBBOLD et QUINQUIS 1980), on peut, dans un système bi-dimensionnel, calculer les vitesses au niveau d'une couche rigide et possédant des aspérités d'amplitude finie espacées de façon périodique (Fig. 45).

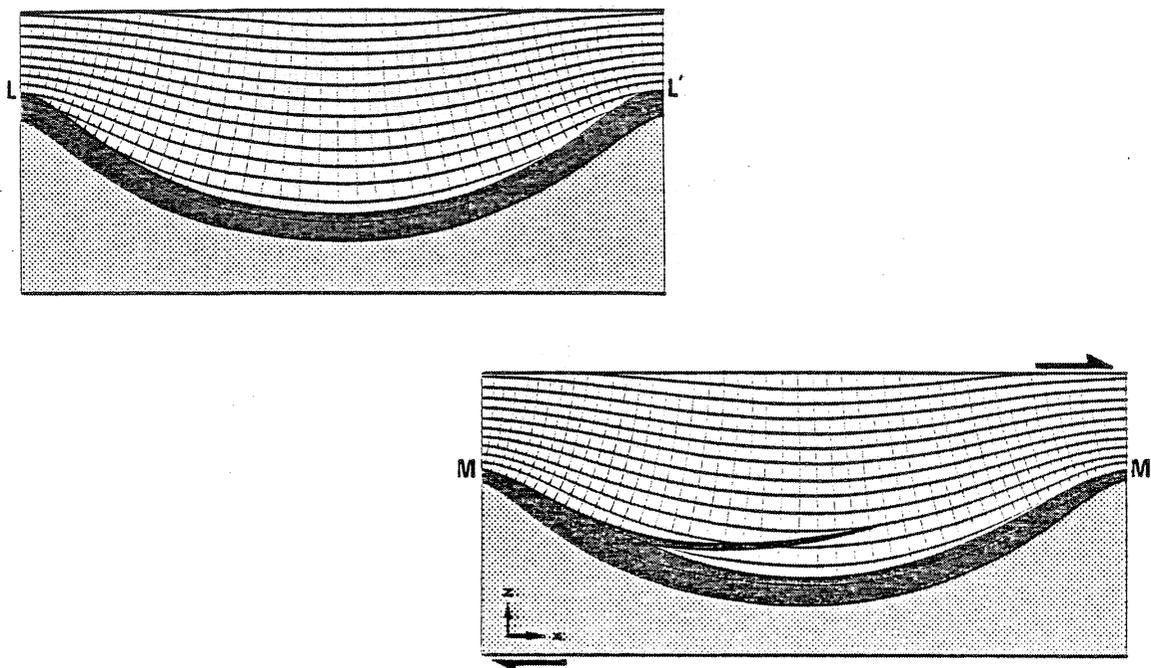


FIG. 45 : Modèle 2 : solution théorique.  $\gamma = 10$ . Une couche rigide (en pointillés), possédant des aspérités périodiques d'amplitude finie, est surmontée d'une matrice newtonienne contenant, à sa base, une couche passive (noire). Dans l'état non déformé (a), la couche passive est d'épaisseur constante. La matrice flue sous l'effet d'une contrainte cisailante dextre (flèches). Le réseau de lignes orthogonales représente des coordonnées curvilignes. Le réseau le plus proche de l'horizontale représente également les lignes de courant et les trajectoires des particules. Après déformation (b), la couche passive apparaît intensément plissée.

Au niveau de la couche rigide, les lignes de courant sont parallèles à l'interface. Cependant, l'amplitude de cette perturbation décroît progressivement quand on s'en éloigne (cf Fig. 40). Toute ligne de la matrice non parallèle aux lignes de courant se déforme, entraînant parfois la formation de plis. Considérons par exemple une ligne L-L' (Fig. 45), lieu géométrique des points situés à une même distance des bordures rigides. La nouvelle position de chaque point a été calculée pour un intervalle de temps équivalent à un cisaillement simple de  $\gamma = 10$  (cf annexe 2 in COBBOLD et QUINQUIS 1980). La ligne L-L' est alors transformée en une ligne M-M' dont la géométrie est celle d'un pli isoclinal à profil très asymétrique. Ce résultat est semblable à celui obtenu par HUDLESTON (1976) en utilisant un modèle numérique basé sur un comportement non-newtonien.

Nous avons effectué expérimentalement un modèle similaire mais tridimensionnel, à l'aide d'une couche de plasticine isolée dans une matrice de silicone. Une déflexion initiale non-cylindrique est créée à la surface de la couche de plasticine avant de l'insérer dans sa matrice. Celle-ci est constituée de couches d'épaisseur et de rhéologie constantes. Le modèle est déformé dans la machine à cisailier, puis des coupes sériées sont effectuées. La reconstitution tridimensionnelle (Fig. 46) montre un pli curviplanaire passif dont le profil (le long d'un plan de symétrie normal à  $Y$ ) est très semblable à celui obtenu dans le modèle théorique (Fig. 45).

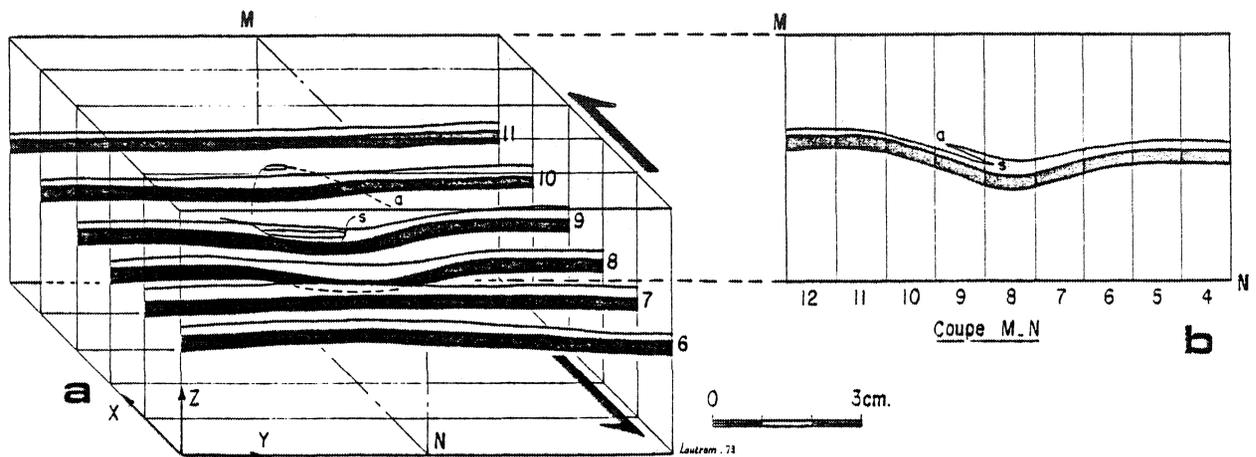


FIG. 46 : Modèle 2 : résultats expérimentaux.  $Y = 14$ . a : projection isométrique de coupes sériées (numérotées de 6 à 11) effectuées dans un modèle lité. La direction et le sens de cisaillement sont indiqués par des flèches. Seules une couche résistante de plasticine (en noir) et une couche de silicone (en grisé) sont représentées. Le reste du modèle est constitué de silicone. Les charnières antiforme (a) et synforme (b) ont été tracées par interpolation. Ces deux plis dérivent d'une déflexion initiale. b: profil asymétrique de ces plis en coupe longitudinale.

### III. PLISSEMENT PASSIF LORS D'UN ECOULEMENT PENDANT LEQUEL LES LIGNES DE COURANT NE GARDENT PAS UNE ORIENTATION CONSTANTE

#### MODELE 3 :

Nous supposons ici que, lors du cisaillement simple, une instabilité de la direction des lignes de courant est causée par le boudinage progressif de couches résistantes (Fig. 42 c). Le litage est oblique sur la direction de cisaillement et l'angle entre ces deux directions diminue

progressivement. C'est la situation envisagée par HUDLESTON (1976) dans le cas de lignes de courant stable. Cependant, nous la généralisons en incluant des couches plus résistantes que leur matrice dont le boudinage entraîne l'instabilité des lignes de courant. *Du point de vue géologique, on peut s'attendre à une telle situation dans l'ensemble des zones de cisaillement. Le modèle est plus spécialement applicable aux roches métamorphiques litées.*

Ce modèle a été réalisé expérimentalement. On inclut une couche résistante (composition en proportions pondérales : plasticine 75 %, silicone 25 %) dans une matrice constituée d'un litage coloré. Ce litage est réalisé aussi planaire que possible, sans déflexion initiale. Il est ensuite placé dans la machine à cisailier à un angle de  $10^0$  de la direction de cisaillement. Pendant la déformation ( $\gamma = 12,5$ ), la couche résistante se boudine progressivement, la matrice remplissant les intervalles situés entre chaque boudin. Le nombre des boudins augmente au fur et à mesure de la déformation progressive. Une reconstitution du modèle déformé montre que les axes des boudins ne sont pas tous normaux à la direction de cisaillement (Fig. 26 et 47).

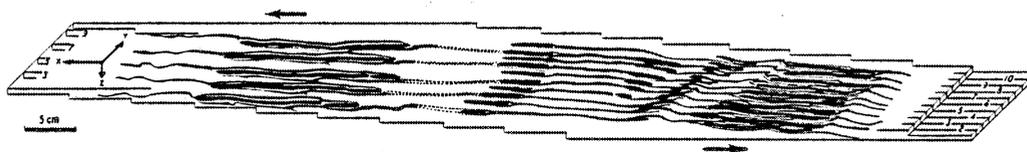


FIG. 47 : *Modèle 3 : résultats expérimentaux.  $\gamma = 12,5$ . Projection isométrique de coupes sériées (numérotées de 1 à 11) effectuées dans un modèle lité. La direction et le sens de cisaillement sont indiqués par des flèches. La géométrie en escalier des limites du modèle est due à la forme des plaques coulissantes de la machine (cf I, ce chapitre). Les boudins constitués d'un mélange plasticine/silicone (formes elliptiques noires ; cf Fig. 26) sont entourés par des couches passives de silicone dont deux seulement sont représentées (voir l'ensemble du modèle sur la photo 53).*

Les boudins sont non-cylindriques (cf Fig. 26 et photo 45). Cela donne la fausse impression qu'il y a eu extension suivant  $\gamma$ . L'origine de ces axes obliques est attribuable, soit à la rotation des éléments linéaires dans la direction d'extension, soit à leur naissance oblique lors de la fragmentation de la couche résistante, soit enfin à la combinaison de ces deux phénomènes.

On peut voir des plis curviplanaires passifs dans la matrice colorée (photo 53). Ils se développent principalement entre les boudins et nous les interprétons de la manière suivante : L'écoulement de la matrice entre les boudins crée des déflexions dans les couches passives. Dans la matrice, les lignes de courant ne sont alors plus parallèles au litage qui se déforme donc et se plisse localement comme dans le modèle 2. Pendant que les segments de boudins se séparent, les plis demeurent entre eux. Comme les boudins sont non-cylindriques, les plis le sont aussi. Ces derniers deviennent de plus en plus curviplanaires au cours de la déformation progressive. Notons que d'autres plis sont apparus près des limites du modèle, sans doute à cause de la géométrie en escalier des plaques coulissantes (cf I, ce chapitre).

Le modèle 3 a de nombreuses applications géologiques. Il montre comment une instabilité de flux peut naître naturellement de la présence d'instabilités mécaniques internes. On peut escompter le développement de nouveaux plis à chaque fois que l'instabilité est réactivée (c'est-à-dire par formation de boudins). On a décrit précédemment cette association de boudinage et de plis curviplanaires en fourreau dans le cas de l'Ile de Groix. *Le boudinage progressif peut effectivement être une source de plissement active pendant toute l'histoire de la déformation.*

#### IV. CONCLUSION

1) *Lors d'un cisaillement simple, des plis passifs peuvent se développer par amplification cinématique de déflexions. Ces dernières peuvent être présentes avant déformation ou apparaître à la faveur d'instabilités mécaniques internes.*

2) *De tels plis passifs ont un profil très asymétrique et, dans la plupart des cas, sont curviplanaires et ont parfois la forme de fourreaux pointant dans la direction de cisaillement.*

3) *Beaucoup de plis en fourreau naturels peuvent s'être développés de façon essentiellement passive.*

4) *Les trois modèles simples de développement de plis passifs en régime cisailant que nous avons présentés sont applicables au développement de plis à la base des nappes et des zones de cisaillement en*

général. Des modèles plus complexes pourraient être plus réalistes, mais conduiraient sans doute à des résultats similaires.

5) Si des plis passifs sont formés en déformation homogène, ils sont indépendants des trajectoires de déformation et sont uniquement corrélables à l'ellipsoïde de déformation finie. Les plis passifs en fourreau ne sont donc pas caractéristiques des régimes cisailants. Cependant, ils peuvent constituer des éléments-clefs pour leur détermination, spécialement si on considère également les autres évidences structurales présentes dans les roches.

6) La géométrie tridimensionnelle des plis actifs en régime cisailant n'a jamais été étudiée. Par analogie avec les résultats obtenus en déformation coaxiale (cf DUBEY et COBBOLD 1977), nous estimons qu'ils doivent être plus cylindriques que les plis passifs.

7) Les plis peuvent apparaître de façon épisodique pendant toute l'histoire d'un cisaillement progressif à la faveur d'instabilités également épisodiques du flux. On peut donc envisager l'hypothèse de replissements successifs d'une fabrique métamorphique.

--

## B) LES PLIS EN FOURREAU DE L'ILE DE GROIX

Voyons maintenant si le développement des plis  $P_1$  de l'Ile de Groix s'accorde effectivement avec la composante de cisaillement submérienne présumée. Dans ce cas, un parallèle avec les résultats des modèles présentés précédemment peut permettre une quantification, au moins très approximative, du cisaillement.

### I. LE CISAILLEMENT SUBMERIDIEN

Rappelons que les plis  $P_1$  sont des plis couchés d'axe moyen statistique  $L_1$ , c'est-à-dire submérien (à NW.SE), déversés alternativement vers l'E (ou le N.E) et vers l'W (ou le S.W). Leurs axes sont souvent dispersés dans  $F_1$  (plan axial). Des courbures importantes (proches de  $180^\circ$ ) conduisent à une géométrie en fourreaux aplatis pointant dans la direction  $L_1$  (X) (cf première partie, chapitre II). Cette géométrie, schématisée sur la figure 48, rappelle beaucoup celle observée dans les modèles précédents. Dans les deux cas :

- le profil des plis est très asymétrique,
- les courbures axiales sont brusques et importantes,
- les fourreaux pointent dans la direction X
- les sections Y Z montrent des figures elliptiques dont le petit axe est suivant Z.

Les plis en fourreau de l'Ile de Groix, très ressemblants aux plis obtenus expérimentalement, pourraient donc être relativement passifs. Ils sont, en tous cas, *parfaitement compatibles avec l'hypothèse d'un cisaillement submérien suivant la foliation  $F_1$* . Dans ce cas, les plis  $P_1$  se sont initiés avec une tendance axiale E.W, perpendiculairement à la direction de cisaillement. Leurs charnières se sont ensuite réorientées passivement dans la direction X, entraînant parfois la formation de fourreaux.

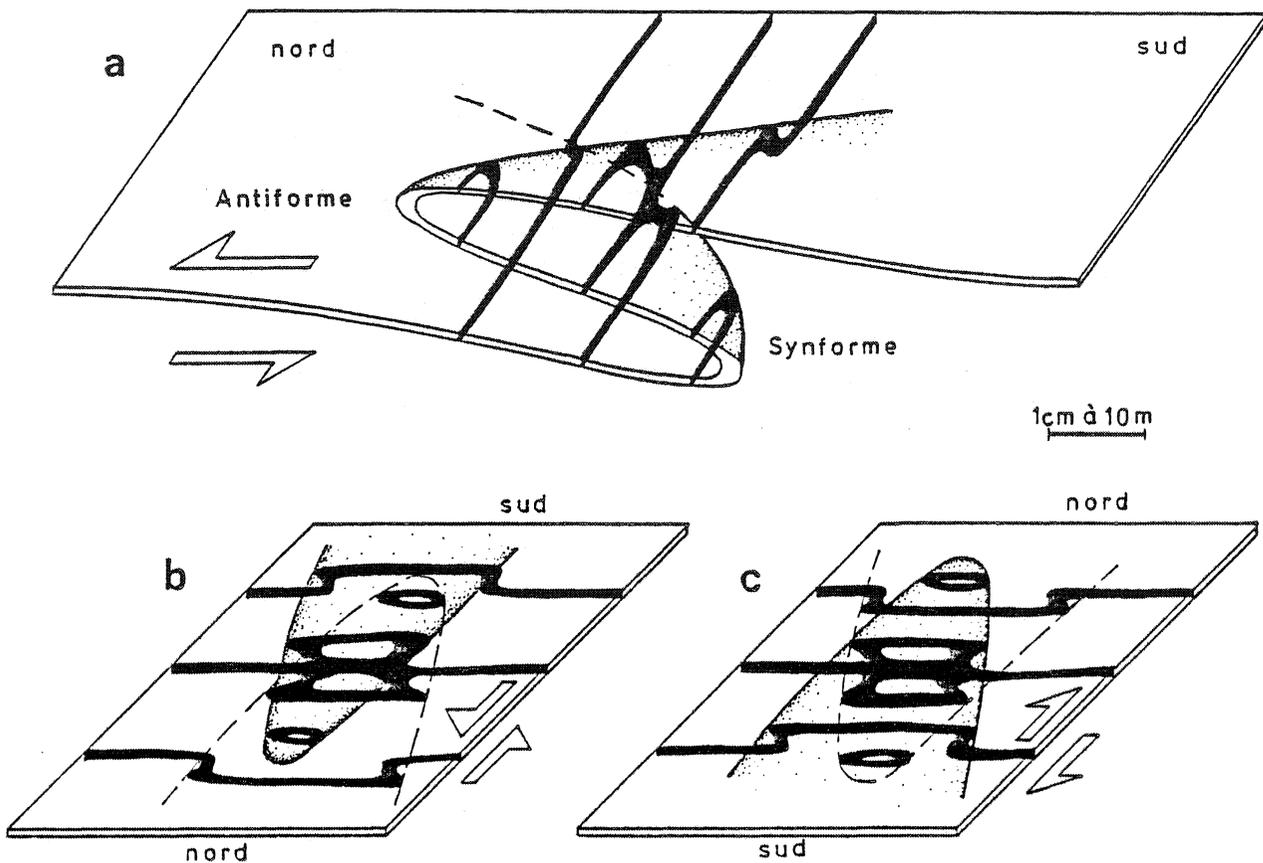


FIG. 48 : Géométrie schématique de monocouches déformées par des plis en fourreau. Les bandes noires montrent la géométrie des couches visible en coupes sériées orthogonales à la direction de cisaillement. Voir explications dans le texte.

Certains plis N.S, déversés soit vers l'E, soit vers l'W, représentent donc les flancs très étirés de ces fourreaux. D'autres peuvent être tout simplement des plis parfaitement cylindriques. On peut alors les interpréter, selon un modèle classique (cf ESCHER et WATTERSON 1974), comme des plis initialement obliques sur Y, maintenant parfaitement réorientés dans la direction de cisaillement X. Les plis  $P_1$  à tendance axiale E.W représentent, pour leur part, les rares portions de plis courbes ayant conservé leur orientation initiale.

Cette interprétation permet désormais de mieux comprendre :

- la faible occurrence d'axes E.W ,
- le parfait cylindrisme des plis subméridiens en dehors des nez de fourreau,
- le déversement irrégulier des plis N.S.

En fait, selon l'hypothèse envisagée, le véritable déversement des

plis  $P_1$  est à rechercher, en coupe XZ, au niveau des portions de plis courbes à tendance E.W ayant conservé leur asymétrie initiale. Cependant, de telles coupes sont exceptionnelles et d'interprétation délicate lorsque les fourreaux sont très pointus. En conséquence, j'ai été conduit à déterminer le sens de déversement des plis  $P_1$  à l'aide des figures observables en coupe YZ. En effet, les schémas réalisés (Fig. 48b et c) montrent qu'il suffit de connaître le rapport angulaire entre l'axe du pli courbe et la direction X, au niveau d'une coupe YZ, pour en déduire le déversement de ce pli (cf également Fig. 49). Cette figure montre également comment les plis curviplanaires s'amortissent très rapidement dans toutes les directions de l'espace.

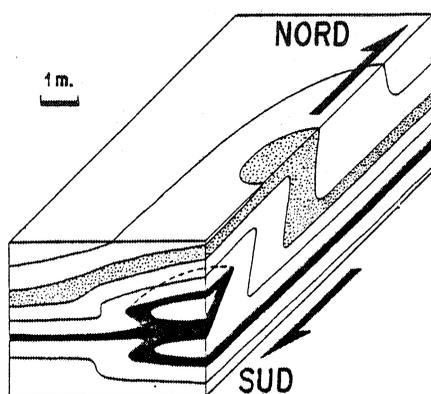


FIG. 49 : Géométrie tridimensionnelle schématisée d'un multicouche déformé par un pli en fourreau. Tout plan, en zone autour de Z, montre des plis à profil asymétrique de type semblable. Relations avec la direction et le sens de la composante cisailante.

Sens de cisaillement : Selon les modèles effectués (cf A, ce chapitre), le profil asymétrique des plis curviplanaires passifs a une signification cinématique ; il indique, au moins statistiquement, le sens de cisaillement. J'ai donc recherché systématiquement le sens du déversement subméridien. Il se fait généralement du Sud vers le Nord (Fig. 48 et 49). Les asymétries inverses peuvent être dues :

- soit à une géométrie particulière des déflexions initiales,
- soit à l'influence d'effets mécaniques entraînant l'apparition de cisaillements inverses. Cependant, si ces derniers étaient généralisés, on devrait observer beaucoup de rotations du Sud vers le Nord des grenats. Or, l'exemple montrant un déversement vers le Sud de microplis  $P_1$  accompagné d'une rotation vers le Nord de grenats (cf deuxième partie, chapitre II), reste exceptionnel. Les effets mécaniques seraient donc faibles et limités aux stades précoces de l'évolution des plis curviplanaires. Le schéma envisagé est le suivant :

Lors de l'initiation de plis à tendance E.W, des replis de flanc inverse peuvent apparaître entraînant quelques rotations vers le Sud de grenats.

Par contre, au fur et à mesure de l'évolution progressive, les effets cinématiques l'emportent sur les effets mécaniques. Les plis se réorientent dans la direction X, les flancs s'étirent, le comportement de flanc inverse disparaît. Flancs normaux et flancs inverses enregistrent, par l'intermédiaire des rotations des grenats, le même sens de cisaillement. Ce type d'évolution est parfaitement en accord avec celui envisagé lors de l'étude du boudinage (cf deuxième partie, chapitre II).

*En conclusion, la géométrie des plis  $P_1$  confirme l'hypothèse d'un cisaillement subhorizontal du Sud vers le Nord au cours de la déformation progressive  $D_1$ . L'analogie avec les modèles théoriques et physiques ainsi que le type de l'ellipsoïde de déformation finie ( $k \approx 1$ ) suggèrent plus précisément un régime de déformation de type cisaillement simple.*

## II. LE VALLON DU LAVOIR (cf situation carte HT n° 2)

Cet affleurement de roches basiques, d'une cinquantaine de mètres de puissance, constitue un secteur particulièrement intéressant pour l'étude de la déformation  $D_1$ . COGNÉ et al (1966) y reconnaissent des "plis couchés anciens" repris dans une mégastructure d'axe N 150 déversée vers le N.E. Comme BOUDIER et NICOLAS (1976), je réfute cette interprétation. Comme eux également, je pense que, "compte tenu des différences considérables de compétence entre les micaschistes et les roches vertes",  $D_2$  "ne laisse pas de trace notable au sein de la masse des roches vertes du Lavoir" (BOUDIER et NICOLAS 1976).

J'ai cartographié à grande échelle les deux faciès de roches basiques de ce vallon, glaucophanites litées et prasinites (Fig. 50a). Les irrégularités topographiques étant très importantes dans ces falaises (cf Fig. 51), cette carte géologique n'a d'intérêt que superposée à une carte structurale (Fig. 50b et c).

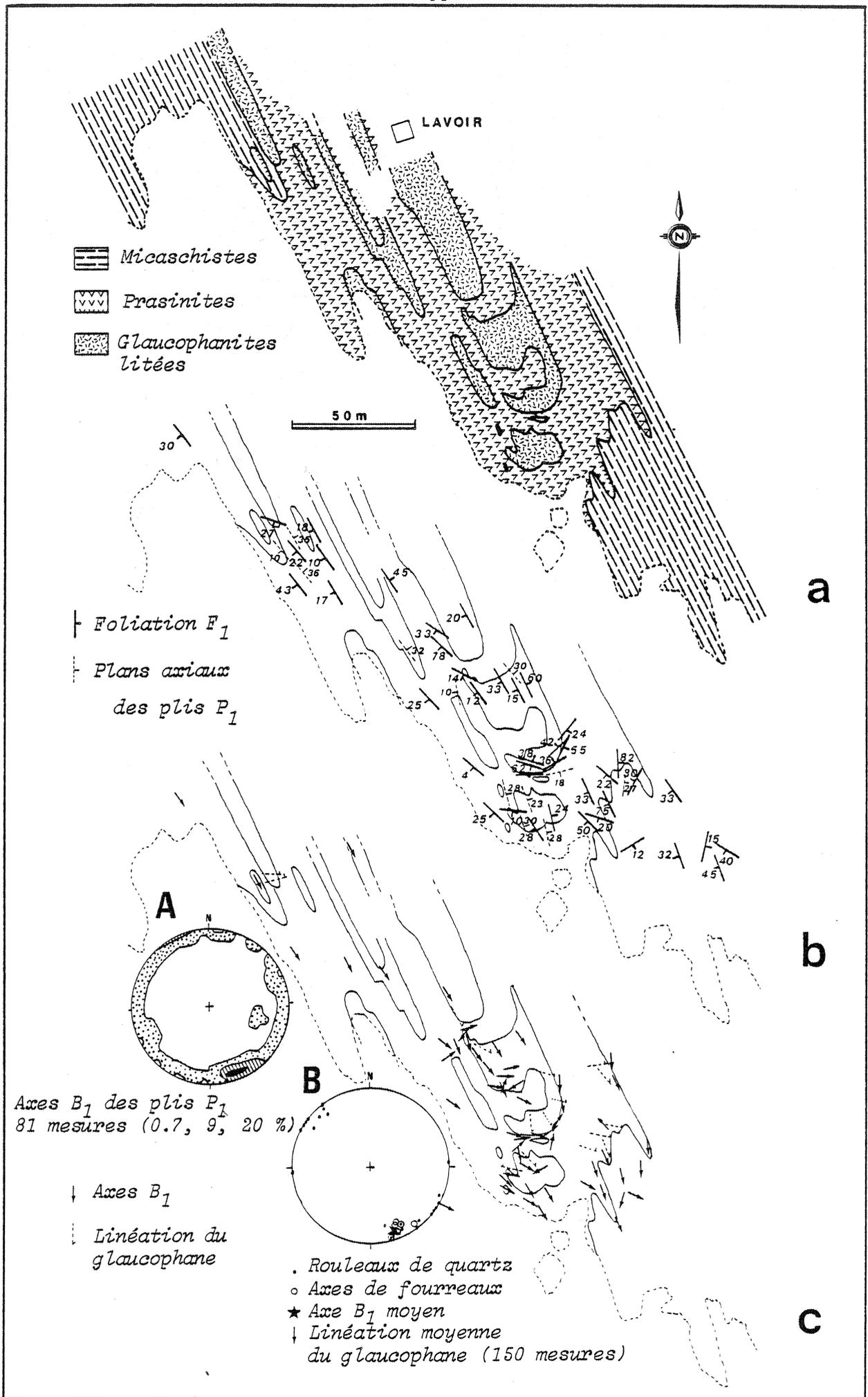


FIG. 50 : Etude structurale du Vallon du Lavoir.

1) LA FOLIATION  $F_1$ 

Globalement, elle est de direction N 150 et son pendage est de 25° vers le S.W. Le Vallon du Lavoir est en effet situé sur le flanc W d'un méga-antiforme  $P_2$  (cf carte HT n° 1 et Fig. 7). Les importantes variations locales sont dues aux plis  $P_1$  d'échelle mésoscopique.

2) LES PLIS  $P_1$ 

Leur axe moyen est 10 au 160 (diagramme A, Fig. 50c). Perpendiculairement à cet axe, les plis sont déversés, dans leur ensemble, vers le S.W (voir définition du déversement, première partie, chapitre II, II, 3). Les flancs longs définissent la foliation moyenne  $F_1$ . Les flancs courts, par contre, ont un fort pendage vers le N.E. Le plan axial moyen est de direction N 150 et son pendage est en moyenne de 30° vers le N.E.

La dispersion totale des axes  $B_1$  dans un plan subhorizontal révèle le caractère curviplanaire de ces plis (diagramme A, Fig. 50c). Les plis en fourreau sont d'ailleurs bien visibles dans les glaucophanites litées. L'axe moyen de ces fourreaux est de 10 au 155 (diagramme B, Fig. 50c). Dans un plan XZ, le déversement général se fait vers le N.W (Fig. 51).

La photo 12 (voir situation sur la Fig. 51) montre la figure "en oeil" la plus spectaculaire de ce secteur. Il s'agit d'une coupe orthogonale à un "synforme en fourreau" (cf Fig. 48). Elle est située à l'extrémité d'un tel synforme d'échelle cartographiable (Fig. 50b et c). Une vision d'ensemble de ces cartes fait apparaître :

- Une orientation axiale moyenne N 160 dans le secteur N.W du vallon, que l'on retrouve également à l'extrême S.E à l'approche du contact avec les micaschistes. Elle représente alors également la direction axiale de la déformation  $D_2$  qui réapparaît progressivement.

- Une orientation axiale moyenne E.W dans la partie S.W du vallon, associée à des plis courbes de différentes tailles (la réalisation de ces cartes a bien sûr nécessité un lissage des petites structures).

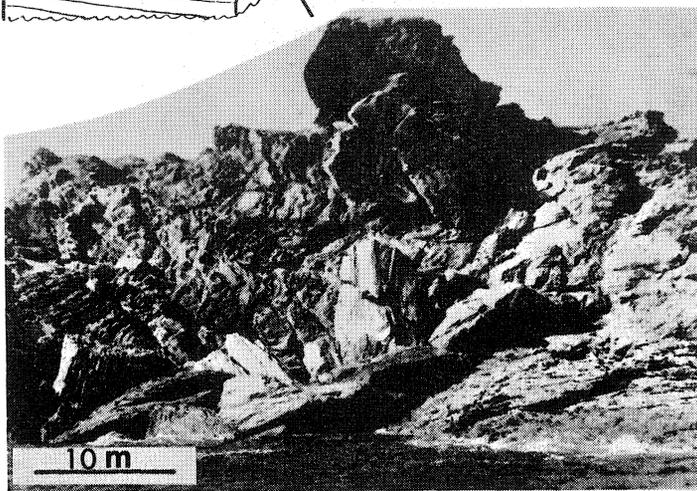
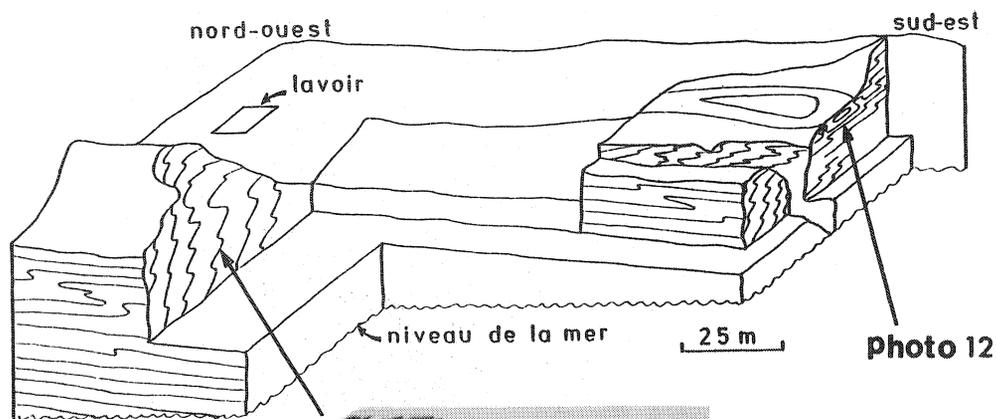


FIG. 51 : Croquis schématique du Vallon du Lavoir montrant le déversement vers le S.W des plis  $P_1$  et le déversement vers le N.W des plis en fourreau  $P_1$ .

On peut alors poser l'hypothèse suivante : Le Vallon du Lavoir serait constitué d'un pli en fourreau déversé vers le N.W. L'intersection de ce fourreau avec la topographie se ferait principalement au niveau du synforme. La zone charnière serait située au S.E du vallon. Le reste de celui-ci représenterait les flancs étirés de ce pli curviplanaire (Fig.51).

### 3) LE DEVERSEMENT VERS LE S.W

BOUDIER et NICOLAS (1976) concluent à un déversement vers le S.W des plis  $P_1$  du Vallon du Lavoir. J'ai déjà souligné ce déversement perpendiculairement à l'axe moyen statistique. Cependant, il me paraît *intimement lié* à la géométrie du pli en fourreau déversé vers le N.W.

La description schématique des fourreaux effectuée précédemment (cf Fig. 48 et 49) suppose une symétrie parfaite au niveau de leurs flancs. La prépondérance évidente des déversements vers le S.W. implique donc une dissymétrie à ce niveau. En fait, le pli curviplanaire du Vallon du Lavoir posséderait un tronçon rectiligne très développé déversé vers le S.W. et

un tronçon très atrophié déversé vers le N.E (Fig. 52a). A l'affleurement, il apparaît donc intégré dans un ensemble de plis déversés vers le S.W (Fig. 51 et 52b).

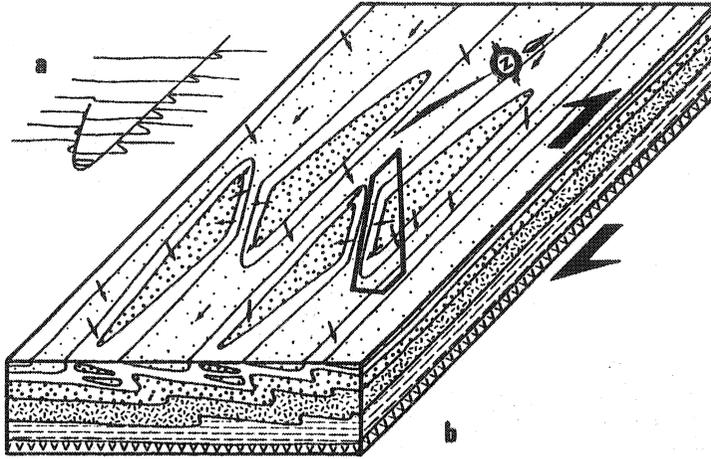


FIG. 52 : Structure schématique au niveau du Vallon du Lavoir. a : géométrie du synforme en fourreau situé dans la zone encadrée sur le bloc diagramme b. Cette zone pourrait représenter le secteur cartographié (Fig. 50).

#### 4) RELATIONS LINEATIONS - AXES DE PLIS

Au Vallon du Lavoir, j'ai mesuré les linéations du glaucophane visibles dans des plans subhorizontaux. Sur une rose de fréquence (Fig. 53), un maximum N 120 apparaît. Pour BOUDIER et NICOLAS (1976), il représente une direction d'écoulement laminaire primitive, contemporaine du litage tectonique et du faciès schistes bleus. Selon eux, cette direction est totalement indépendante de celle des axes  $B_1$ . Ils attribuent en effet les plis  $P_1$  à une déformation ultérieure en faciès schistes verts.

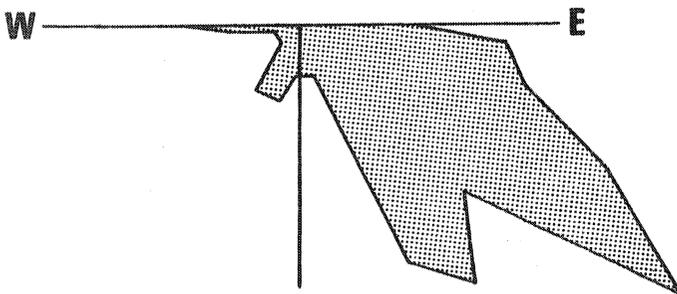


FIG. 53 : Direction des linéations subhorizontales de glaucophane au Vallon du Lavoir. 150 mesures.

Je pense, au contraire, que *cette direction N 120 est directement liée à la géométrie des plis  $P_1$  et qu'elle est la marque, au niveau de la linéation de glaucophane, de la dissymétrie des flancs de fourreau*. En effet, la rose de fréquence montre trois pics :

- . Un important pic N 120 relevé par BOUDIER et NICOLAS (1976). Il correspond à la linéation associée aux flancs de fourreaux très étirés déversés vers le S.W.

- . Un très faible pic N 200. Il représente la linéation associée aux rares flancs de fourreaux déversés vers le N.E.

- . Un troisième pic enfin, proche de la direction axiale des fourreaux.

Cette relation entre la linéation du glaucophane et les flancs de fourreaux est schématisée sur la figure 52b. Elle apparaît également sur la carte structurale (Fig. 50c) et est directement observable sur le terrain, au niveau des plis courbes de petite échelle. On note une disposition semblable des rouleaux de quartz par rapport aux plis  $P_1$  du Vallon (diagramme B, Fig. 50c).

##### 5) INTERPRETATION EN TERMES DE CISAILLEMENT

Dans ce secteur de l'île, la linéation  $L_1$  est de direction N 160 (cf carte HT n° 3) sous l'effet de l'arcure liée à la déformation  $D_2$ . *Un déversement vers le N.W au niveau du Vallon du Lavoir s'accorde donc avec l'hypothèse d'un cisaillement du Sud vers le Nord au cours du métamorphisme.*

La dissymétrie existant entre les flancs de fourreau peut être due au fait que ces plis ne se soient pas initiés perpendiculairement à la direction du cisaillement. Dans ce cas, la majorité des charnières se seraient réorientées passivement sans se courber, devenant même de plus en plus cylindriques (cf par ex. ESCHER et WATTERSON 1974). Seules quelques perturbations initiales non-cylindriques, du type de celles choisies dans les modèles effectués précédemment, auraient conduit au développement de fourreaux. Cette initiation oblique sur Y des plis  $P_1$  peut avoir eu, si elle a eu lieu, des origines multiples. Citons, en référence aux travaux de BERTHE et BRUN (1980), le non-parallélisme entre litage et plan de cisaillement.

L'évolution progressive de la linéation du glaucophane au cours de la déformation  $D_1$  pourrait être la suivante :

a) Initiation du pli : (Fig. 54 A). Axe  $B_1$  NE.SN ; linéation du glaucophane N 160.

b) Réorientation de l'axe  $B_1$  (Fig. 54 B) entraînant une rotation rigide de la linéation de glaucophane. Dans ce cas, la linéation devrait être orthogonale en tout point de la charnière courbe. Or, on observe un angle d'à peu près  $40^\circ$  au niveau des charnières réorientées. La linéation du glaucophane semble donc active au cours du plissement. C'est un argument de plus en faveur d'un plissement synchrone du métamorphisme schistes bleus.

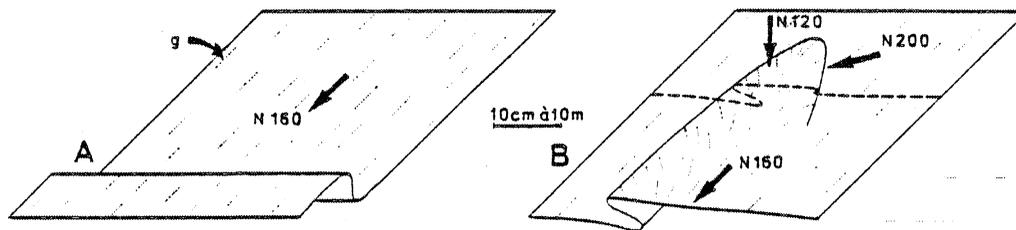


FIG. 54 : Relations entre la linéation de glaucophane (g) et les plis curviplanaires en fourreau. A : initiation du pli lors d'un cisaillement vers le N.E. B : pli en fourreau déversé vers le N.E.

Si ce phénomène de réorientation active de la linéation de glaucophane est réaliste, l'observation d'un maximum statistique N 120 s'accorde avec un déversement global vers le N.E des plis en fourreau du Vallon du Lavoir (cf Fig. 50, 52 et 54).

En conclusion, il n'est pas nécessaire d'attribuer la linéation du glaucophane à une déformation antérieure à la formation des plis  $P_1$ . Elle apparaîtrait en direction N 160 et se réorienterait, dans les directions N 120 et N 200, au cours de la formation des plis courbes.

### III. PLIS EN FOURREAU ET DEFORMATION PROGRESSIVE

Les modèles physiques réalisés (cf A, ce chapitre) ont montré que des plis pouvaient s'initier à tout moment lors d'un cisaillement,

en liaison avec des phénomènes de boudinage par exemple. Il est donc raisonnable de penser que les  $P_1$  sont apparus tout au long de la déformation progressive  $D_1$ . Plusieurs évidences appuient cette hypothèse :

a) Les plis  $P_1$  sont plus ou moins précoces par rapport au métamorphisme de faciès schistes bleus. Certains sont franchement synchrones du métamorphisme (cf première partie, chapitre III) ; d'autres semblent plus tardifs (fourreaux du Lavoir, par exemple). De toutes manières, tous reprennent le rubannement métamorphique  $F_1$ .

b) La plupart des plis  $P_1$  ont des tronçons de charnière totalement réorientés dans la direction X. Pourtant, certains plis montrent des charnières moins courbes, encore obliques sur X en tout point. Certains, enfin, possèdent des charnières E.W pratiquement cylindriques.

c) Enfin, un argument très convaincant nous est fourni par la présence de fourreaux replissés (photos 4 et 54) au cours de la déformation  $D_1$ . Un pli en fourreau s'est développé (Fig. 55a) puis, sur l'un quelconque de ses flancs, une nouvelle perturbation s'est créée. L'instabilité des lignes de courant a alors entraîné la formation d'un nouveau pli (Fig. 55b).

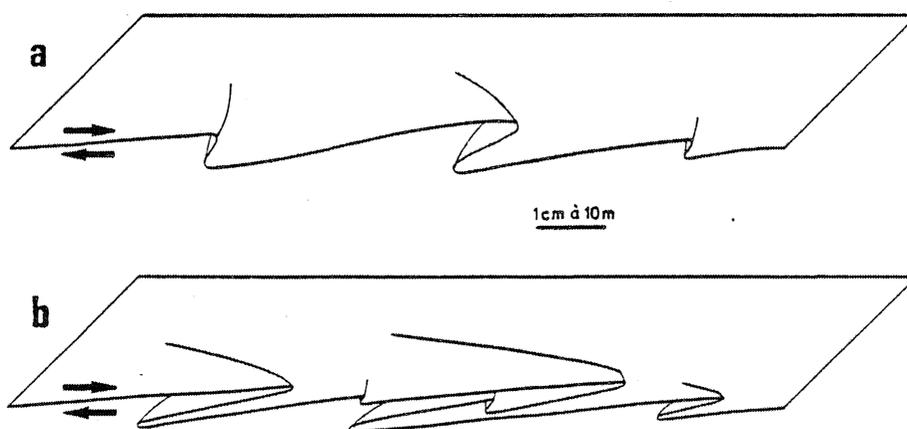


FIG. 55 : Replissements successifs des fourreaux lors de la déformation  $D_1$ .

Cette constatation a plusieurs conséquences importantes :

. La proportion des plis à profil asymétrique inverse doit s'atténuer progressivement au cours d'un cisaillement intense.

. Les plis en fourreau possèdent une schistosité de plan axial  $F'_1$ , les fourreaux replissés une schistosité  $F''_1$  (etc...). La présence de ces replissements accompagnés de schistosités subparallèles renforce considérablement l'hypothèse d'une déformation progressive non coaxiale.

En résumé, la figure 56 schématise l'évolution envisagée des plis  $P_1$  au cours du cisaillement progressif.

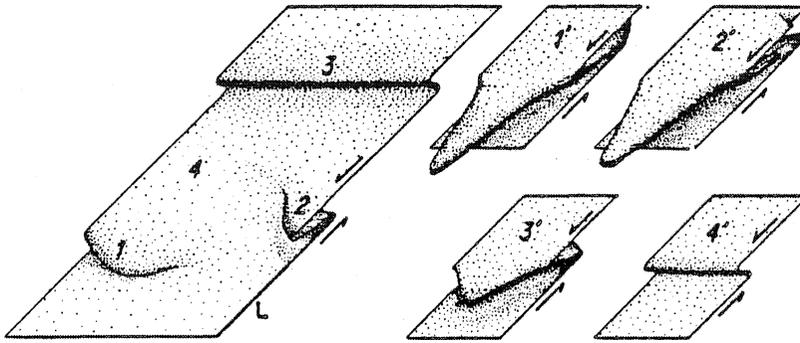


FIG. 56 : Modèle hypothétique de formation de plis en fourreau par un cisaillement simple (flèches) parallèle à une anisotropie planaire : A gauche (1, 2, 3, 4) : différents stades de développement des plis à un moment donné de la déformation progressive. A droite (1', 2', 3', 4') : géométrie des plis précédents à un stade plus avancé de déformation. L : linéation d'étirement.

Les plis  $P_1$  se développeraient ainsi, au moins depuis le pic du métamorphisme jusqu'au début du faciès schistes verts. Les stades précoces de la déformation  $D_1$  à laquelle est associée le plissement  $P_1$  sont maintenant totalement oblitérés et ne transparaissent plus que par l'intermédiaire de la foliation  $F_1$  constituée des flancs très étirés de ces plis  $P_1$  et de leurs schistosités subparallèles. Les stades tardifs de la déformation sont, par contre, nettement marqués par l'intermédiaire des derniers plis  $P_1$  dont le développement se poursuit jusque dans le faciès schistes verts.

Rappelons que ces derniers plis en fourreau  $P_1$  ont une géométrie analogue à celle observée dans des modèles simulant un cisaillement simple intense ( $\gamma \approx 15$ ). Or, leur développement ne traduit sans doute qu'une faible partie de la déformation progressive. Celle-ci est donc probablement très intense, le  $\gamma$  pouvant prendre des valeurs comprises entre 20 et 200, sinon plus, entre le pic du métamorphisme et la rétro-morphose.

#### IV. CONCLUSION

*La présence de plis curviplanaires en fourreau paraît un élément, sinon caractéristique, du moins déterminant, dans la reconnaissance des zones intensément cisailées. En effet, ils se développent progressivement lors d'un cisaillement subparallèle à un litage, pointant alors dans la direction X. Si leur évolution est en majeure partie passive (ce qui semble souvent le cas), l'asymétrie de leur profil XZ permet de déterminer statistiquement le sens de cisaillement.*

*Dans le cas de l'Ile de Groix, ils permettent de confirmer l'hypothèse d'une composante de cisaillement subhorizontale très intense, traduisant l'existence, tout au long du métamorphisme de faciès schistes bleus et jusque dans le faciès schistes verts, d'un mouvement chevauchant vers le Nord (le mouvement relatif du bloc supérieur par rapport au bloc inférieur s'effectue du Sud vers le Nord).*

---



## **QUATRIEME PARTIE**

### **LA TECTONIQUE DE L'ILE DE GROIX DANS SON CONTEXTE REGIONAL**



## I. SCHISTES BLEUS ET TECTONIQUE GLOBALE

### 1) LES SCHISTES BLEUS : GENESE, OCCURRENCES

#### 1.1) Genèse

Ainsi nommés à cause de l'amphibole sodique bleue (le glaucophane) qu'ils renferment, les schistes bleus sont caractérisés par les associations à jadéite + quartz, lawsonite, aragonite (cf par ex. MIYASHIRO 1973, ERNST 1973). D'un point de vue historique, il faut noter une importante polémique quant à l'origine de ces roches. Deux hypothèses se sont affrontées, celle d'une origine métasomatique (par ex. BROTHERS 1954) maintenant abandonnée et celle, désormais admise, d'une genèse dans des conditions de hautes pressions et basses températures (par ex. ESKOLA 1939, ERNST 1963, 1971). Les géologues se sont alors attachés à expliquer ces conditions de pression anormalement élevées à l'aide de deux principaux modèles :

#### *La surpression tectonique*

Envisagée par quelques auteurs (en particulier COLEMAN et LEE 1962, DE ROEVER 1967), cette hypothèse a été progressivement abandonnée (par ex. BRACE et al 1970, ERNST 1971, 1973). Actuellement, on estime que, dans les roches naturelles, les contraintes différentielles ne dépassent guère quelques centaines de bars. Aux vitesses de déformation d'ordre géologique, les roches soumises à des températures de plusieurs centaines de degrés tendent à se comporter comme des corps visco-plastiques (HEARD 1976). Elles fluent donc sous l'effet des contraintes différentielles. Celles-ci ne pouvant donc s'accumuler, il ne peut pas y avoir surpression tectonique.

#### *L'enfouissement rapide*

Des roches sont enfouies à des profondeurs importantes (de l'ordre de 20 à 30 km), suffisamment rapidement pour que l'équilibre thermique ne soit pas respecté au cours du trajet. On a donc un gradient géothermique faible (de l'ordre de 10°/km) et instable

(MIYASHIRO 1972) conduisant au métamorphisme de faciès schistes bleus aux profondeurs considérées. On parle alors de métamorphisme d'enfouissement.

## 1.2) Occurrences

Dans les régions circum-Pacifique, MIYASHIRO (1961) met en évidence la présence de doubles ceintures de métamorphisme, disposées parallèlement l'une à l'autre et constituées d'une ceinture basse pression-haute température et d'une ceinture haute pression-basse température. La première montre des associations à andalousite et sillimanite et est caractérisée par de nombreuses intrusions granitiques. La seconde est celle des schistes bleus (blueschist belt) ; elle se situe toujours du côté océanique et contient des ophiolites.

Toujours dans ce même article fondamental, MIYASHIRO (1961) signale que les doubles ceintures sont surtout décrites dans les orogènes récents. Il reprend, en cela, les idées de DE ROEVER (1956) qui constatait que le faciès schistes à glaucophane était surtout post-paléozoïque et en déduisait une possible diminution du gradient géothermique au cours des temps géologiques. Lors d'une revue systématique de l'occurrence des schistes bleus dans le monde, ERNST (1972) précise les données de DE ROEVER (1956) et interprète l'hypothèse d'une diminution du gradient géothermique par un épaissement progressif de la lithosphère.

## 2) SCHISTES BLEUS ET TECTONIQUE GLOBALE

### 2.1) La subduction

Historiquement, le concept de subduction a fourni les premières réponses satisfaisantes au problème de l'enfouissement rapide nécessaire à la genèse des schistes bleus. En effet, on a rapidement constaté que le plongement d'une plaque océanique froide sous une plaque continentale entraîne l'abaissement des isothermes et donc du gradient géothermique, au niveau du plan de Benioff (par ex. OXBURGH et TURCOTTE 1970, GRIGG 1972, OXBURGH 1974). La zone du fossé ("Trench" : cf fig. 57 et 58) est donc propice à la formation de schistes bleus (par ex. ERNST 1971, 1973 ; MIYASHIRO 1972).

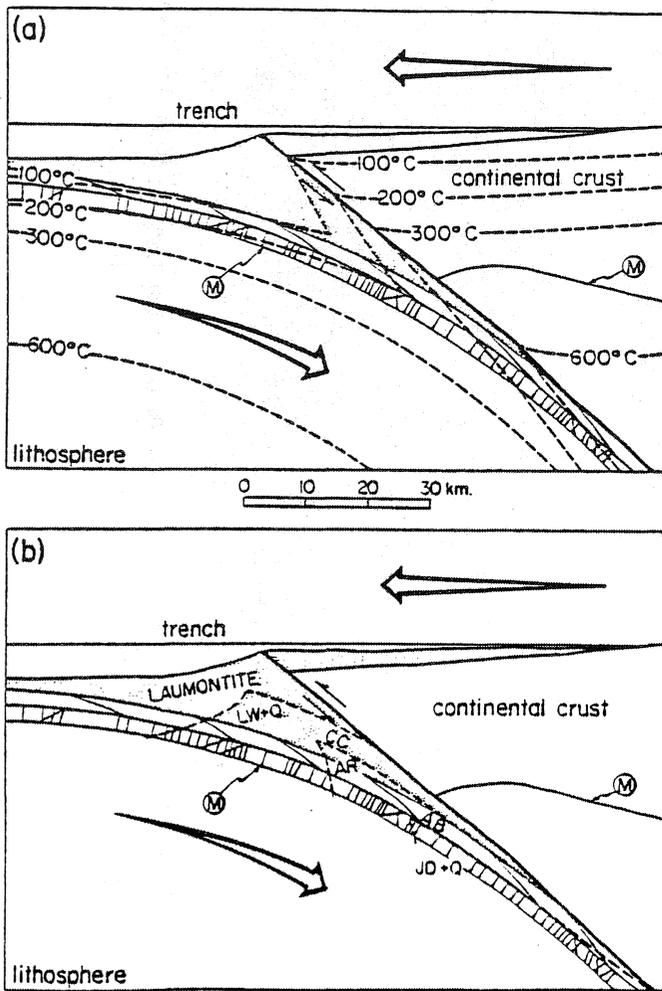


FIG. 57 : Représentation schématique de la zone du fossé dans un modèle de subduction. a : structure thermique. b : position spatiale de quelques isogrades. AB : albite ; AR : aragonite ; CC : calcite ; JD : pyroxène jadéitique ; LW : lawsonite ; Q : quartz (in ERNST 1973).

Plus profondément, le long de la zone de BENIOFF, l'augmentation du flux de chaleur (OXBURGH et TURCOTTE 1970) provoque l'ascension de magmas en arrière du fossé (Fig. 58) et l'apparition dans cette zone d'un métamorphisme de type BP.HT. Les doubles ceintures de métamorphisme s'expliquent alors en termes de subduction (MIYASHIRO 1972).

Si la subduction est donc un mécanisme capable d'enfouir rapidement des sédiments, il reste à expliquer leur remontée assez rapide pour conserver les paragenèses HP.BT. Ce renversement du sens de transport pose un "problème tectonique de premier ordre" (COLEMAN 1972) qui n'a jamais obtenu de réponse catégorique. OXBURGH (1974) envisage une remontée tectonique lors d'une interruption rapide (collision ?) du régime stable de la subduction. Plusieurs modèles font appel à l'accrétion de tranches successives de schistes bleus ramenées progressivement à la surface grâce au jeu combiné de l'isostasie et de l'érosion (ERNST 1975, PLATT 1975). Un modèle d'accrétion plus complexe (fluage visqueux dans un prisme d'accrétion) est proposé par COWAN et SILLING (1978).

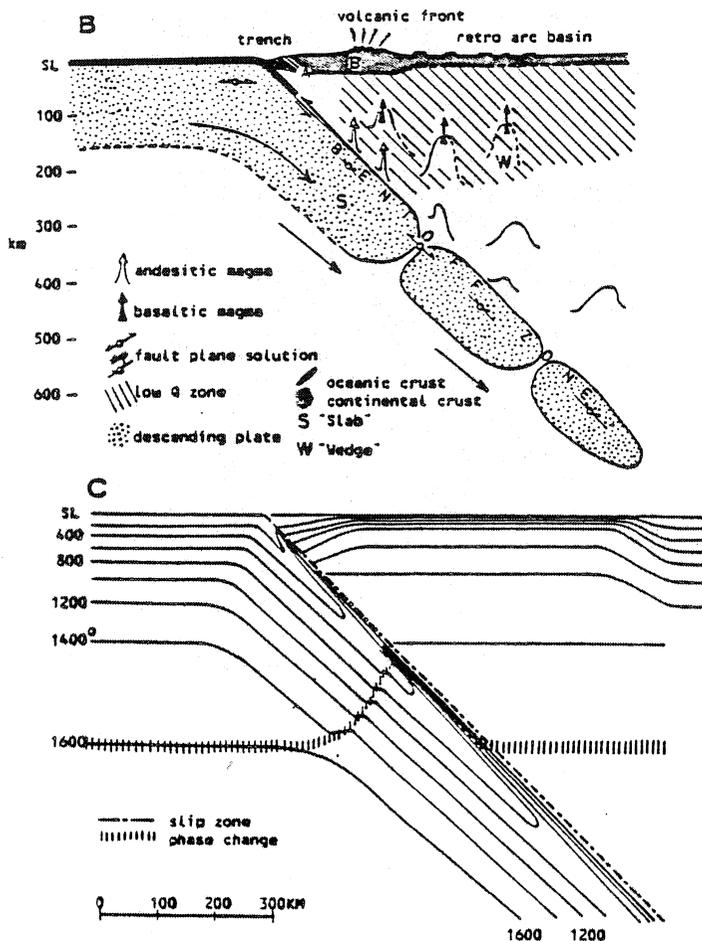


FIG. 58 : A : subduction et arc insulaire. B : structure thermique in OXBURGH 1974.

ENGLAND et RICHARDSON (1977) étudient le cas plus général d'un épaissement crustal d'origine tectonique, pouvant par exemple résulter d'une subduction. Lorsque le chevauchement interplaque cesse, la conduction thermique entre la base chaude de la plaque supérieure et le sommet plus froid de la plaque inférieure entraîne une augmentation de température sous le chevauchement (OXBURGH et TURCOTTE 1974). Dans le même temps, la pression diminue rapidement sous l'effet de l'érosion. En conséquence, lorsque les conditions nécessaires au faciès schistes bleus existent, elles ne sont que temporaires. Sous l'effet de l'érosion, les schistes bleus atteignent la surface et sont rapidement suivis à l'affleurement par les roches du faciès amphibolite. Selon ces auteurs, ce mécanisme explique la rareté des schistes bleus paléozoïques et précambriens.

DIXON et FARRAR (1978) proposent un modèle de remontée tectonique de schistes bleus par éduction. Ils appliquent ce mécanisme, correspondant à un cas particulier de subduction, aux schistes bleus du Franciscain. Selon eux, lorsqu'une ride médio-océanique est subductée et que la

demi-vitesse d'accrétion est plus élevée que celle de la subduction, les schistes bleus sont ramenés à la surface (éductés) par un couple chevauchant inverse de celui de la subduction (Fig. 59).

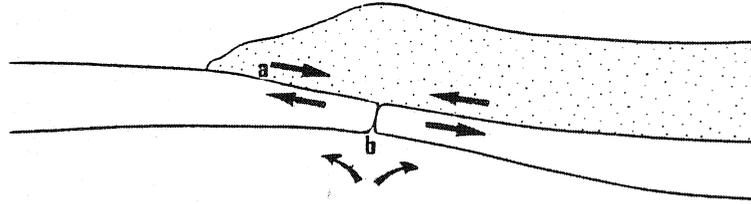


FIG. 59 : Mécanisme d'éduction. a : secteur où le couple chevauchant est inverse de celui de la subduction. b : zone d'accrétion (d'après DIXON et FARRAR 1978).

## 2.2) L'obduction

C'est le chevauchement d'une croûte océanique sur une croûte continentale ou océanique. Ce mécanisme a été défini par COLEMAN (1971) pour expliquer la présence d'ophiolites chevauchant une plaque continentale en Nouvelle-Calédonie et en Nouvelle-Guinée. L'obduction peut s'accompagner d'un métamorphisme de faciès schistes bleus (COLEMAN 1971, 1972 ; DEWEY 1976, MATTAUER et PROUST 1976, MATTAUER et TAPPONNIER, 1978, CABY et al 1978, MATTAUER et al 1979) et apparaît actuellement comme un phénomène très répandu. Il explique parfaitement la présence d'ophiolites sur les continents et la remontée rapide des schistes bleus nécessaire à leur conservation.

## 2.3) Collision et chevauchements intralithosphériques

L'obduction est le plus souvent liée à un phénomène de collision, soit entre deux masses continentales, soit entre un continent et un arc insulaire, soit encore entre deux arcs insulaires (DEWEY 1976). La collision, subduction avortée de croûte continentale, entraîne un épaissement crustal important et la création de chevauchements intralithosphériques profonds (DEWEY et BIRD 1970) le plus souvent très plats (ROEDER 1979). On peut en distinguer trois principaux types :

- a) Le chevauchement est synthétique par rapport à la subduction  
(Fig. 60 A)

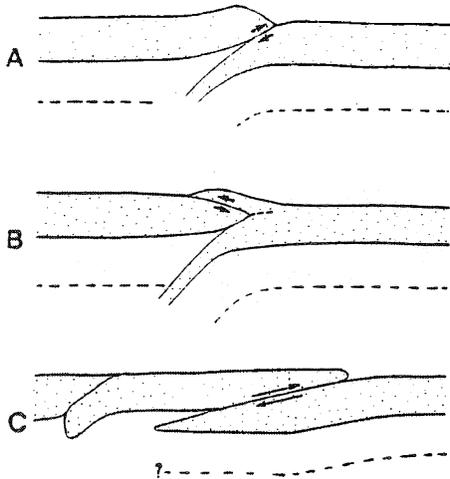


FIG. 60 : Principaux types de collisions intercontinentales. A et B : d'après OXBURGH 1974. C : d'après BIRD 1978. La base des plaques est figurée en pointillés ; la croûte est en grisé.

b) Le chevauchement est antithétique par rapport à la subduction et est situé à la base de copeaux de croûte continentale ("crustal flakes" : OXBURGH 1972) (Fig. 60 B et 61). Si, lors d'une collision, l'un des continents parvient au fossé avant l'autre du fait de l'irrégularité des bordures continentales, il peut s'en détacher des copeaux qui viennent chevaucher l'autre continent. CABY et al (1978) ont récemment invoqué un modèle analogue pour interpréter l'évolution tectonique des Alpes occidentales.

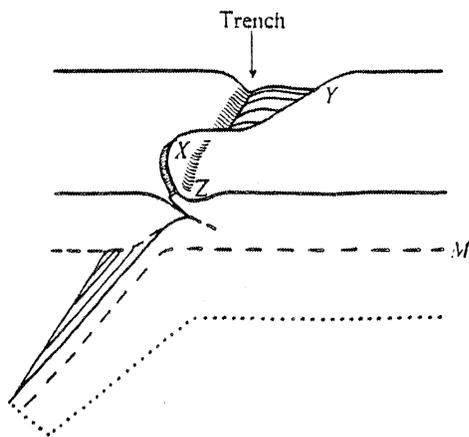


FIG. 61 : Formation d'un copeau de croûte continentale lors d'une collision (in OXBURGH 1972).

c) Le chevauchement est intraplaque et non plus interplaque.  
C'est le cas par exemple du M.C.T. himalayen (Fig. 60 C).

#### 2.4) Chevauchements intralithosphériques et métamorphisme

Nous venons d'étudier plusieurs types de chevauchements intralithosphériques : la subduction, l'obduction et le chevauchement interplaque ou intraplaque suivant une collision. Les modèles thermobarométriques de GRAHAM et ENGLAND (1976) montrent que, dans ces chevauchements profonds, l'action combinée de la lente conduction thermique et de la chaleur de friction ("shear eating") conduit à l'apparition de gradients

de température inverses pouvant parfois se situer dans le faciès schistes bleus (Fig. 62).

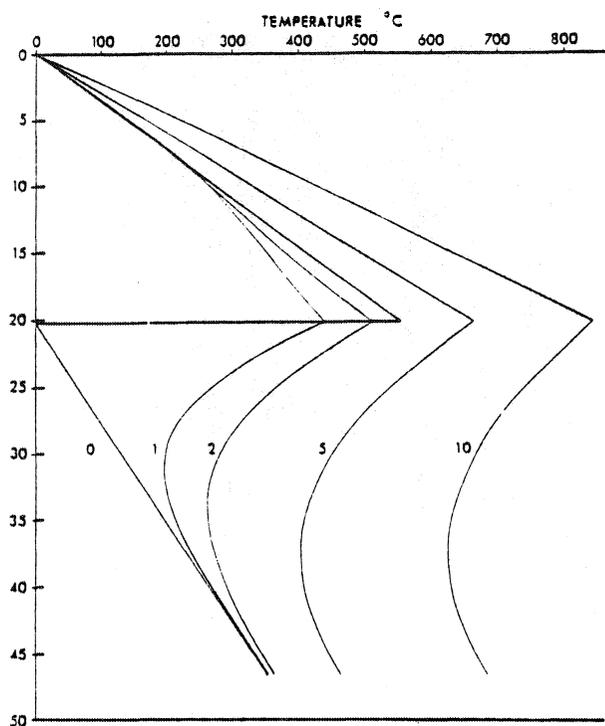


FIG. 62 : Evolution dans le temps des conditions thermiques à travers une portion de lithosphère traversée par un chevauchement situé à 20 km de profondeur. Sur chaque courbe est indiqué le temps en millions d'années après commencement du réchauffement par chaleur de friction (in GRAHAM et ENGLAND 1976).

La zonation inverse du métamorphisme est un phénomène bien connu dans certains schistes bleus (par ex. BLAKE et al 1967, ERNST 1975, PLATT 1975). L'intervention du phénomène de chaleur de friction permet d'expliquer les zonations inverses de quelques centaines de mètres alors que la plongée des isothermes dans le fossé d'une subduction ne pouvait rendre compte que d'inversions d'échelle kilométrique (cf ERNST 1975).

ENGLAND et RICHARDSON (1977) ont étudié l'évolution au cours du temps du rapport P/T dans les zones d'épaississement crustal par chevauchement. Ils montrent que les roches subissent tout d'abord une montée de température (due au rééquilibrage thermique) alors que, dans le même temps, la pression baisse rapidement sous l'effet de l'érosion (Fig. 63).

BRIAND et GAY (1978) ont appliqué ce modèle pour expliquer l'évolution plurifaciale du métamorphisme de la série de St GENIEZ d'OLT dans le cadre d'un chevauchement de type himalayen.

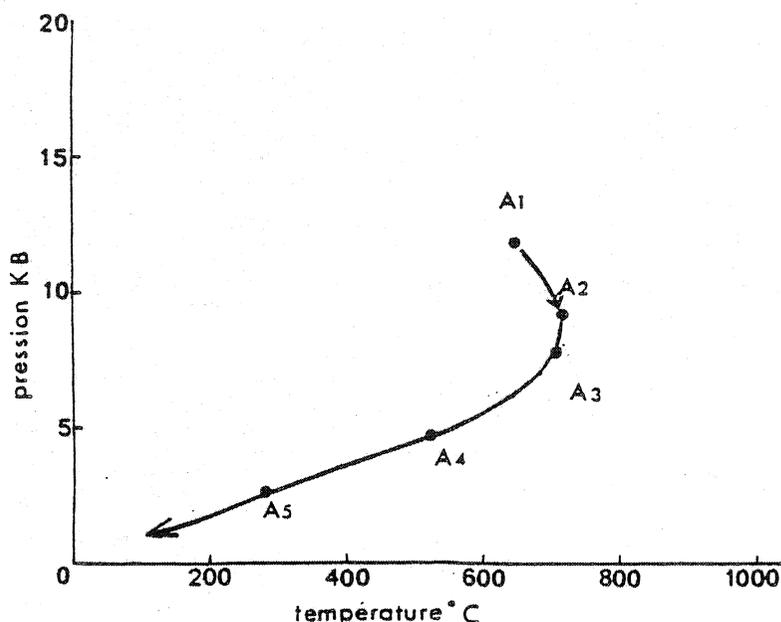


FIG. 63 : Evolution des conditions P/T subies par une roche A après un chevauchement situé à 30 km de profondeur. A<sub>1</sub> : 20 M.A. après le chevauchement. A<sub>2</sub> : 33 M.A. A<sub>3</sub> : 40 M.A. A<sub>4</sub> : 60 M.A. A<sub>5</sub> : 80 M.A. (d'après ENGLAND et RICHARDSON 1977).

### 3) CONCLUSION

La formation des schistes bleus ne s'effectue pas nécessairement en zone limite de plaques et peut avoir lieu dans le cadre général des chevauchements intralithosphériques profonds. De plus, si les schistes bleus ont longtemps été synonymes de subduction, il apparaît actuellement que leur présence sur la croûte continentale s'explique beaucoup mieux en termes d'obduction ou de chevauchement intralithosphérique lié à une collision.

## II. SCHISTES BLEUS ET DEFORMATION

Les schistes bleus sont classiquement considérés comme des zones de déformation très intense (cf ERNST 1973). Le concept de surpression tectonique est d'ailleurs intimement lié à cette constatation générale. Cependant, il n'existe que peu d'analyses détaillées de la déformation dans les zones de faciès haute pression, alors qu'on admet en général qu'elles constituent des zones de cisaillement à grande échelle (cf MOORE 1979).

DRAPER (1978) pense que les schistes bleus jamaïcains se sont déformés en régime coaxial lors d'une subduction. Il faut noter cependant que son étude est succincte et peu convaincante.

Dans la zone de subduction des îles Kodiak (Alaska), MOORE (1978) ainsi que MOORE et al (1978) constatent la présence d'une forte linéation d'étirement, de boudins et de plis curviplanaires dont l'asymétrie confirme le sens de cisaillement déterminé à l'aide d'un vecteur de glissement ("slip vector").

La déformation des schistes lustrés de Corse est largement étudiée (cf SAUVAGE-ROSENBERG 1977). MATTAUER et al (1977) concluent à un cisaillement simple intense, contemporain d'un métamorphisme de faciès schistes bleus et lié à l'obduction de ceux-ci sur la Corse cristalline (MATTAUER et PROUST 1976). La direction du cisaillement est donnée par une forte linéation d'étirement parallèle aux axes des plis.

Dans les deux derniers exemples, on reconnaît les caractéristiques principales de la déformation  $D_1$  affectant les schistes bleus de l'île de Groix. *D'une manière générale, ce sont celles de l'ensemble des zones de cisaillement affectant la croûte terrestre.*

### III. LES SCHISTES BLEUS DE L'ILE DE GROIX : SERIES OBDUCTEES SUR LA BRETAGNE MERIDIONALE APRES UNE COLLISION HERCYNIEUNE ?

Plus les chaînes sont anciennes, plus il devient délicat de les interpréter en termes de tectonique globale. Cependant, de nombreuses interprétations géodynamiques de la chaîne hercynienne ont déjà été proposées (par ex. NICOLAS 1972, BARD et al 1973, COGNE 1977, KORNPROBST et al en préparation).

D'un point de vue plus régional, la zone sud-armoricaine a également fait l'objet de nombreux modèles géodynamiques dans l'établissement desquels les schistes bleus de l'île de Groix constituent toujours une donnée de base. Ils seront discutés dans ce chapitre. On conjuguera ensuite aux multiples données existantes les résultats relatifs à l'évolution tectono-métamorphique obtenus dans le cadre de ce travail, afin de proposer un nouveau modèle d'évolution régionale dont des ébauches ont déjà été présentées (QUINQUIS 1979, 1980).

## 1) CRITIQUE DES MODELES ANTERIEURS

### 1.1) Double ceinture métamorphique avec subduction à pendage nord

(Fig. 64)

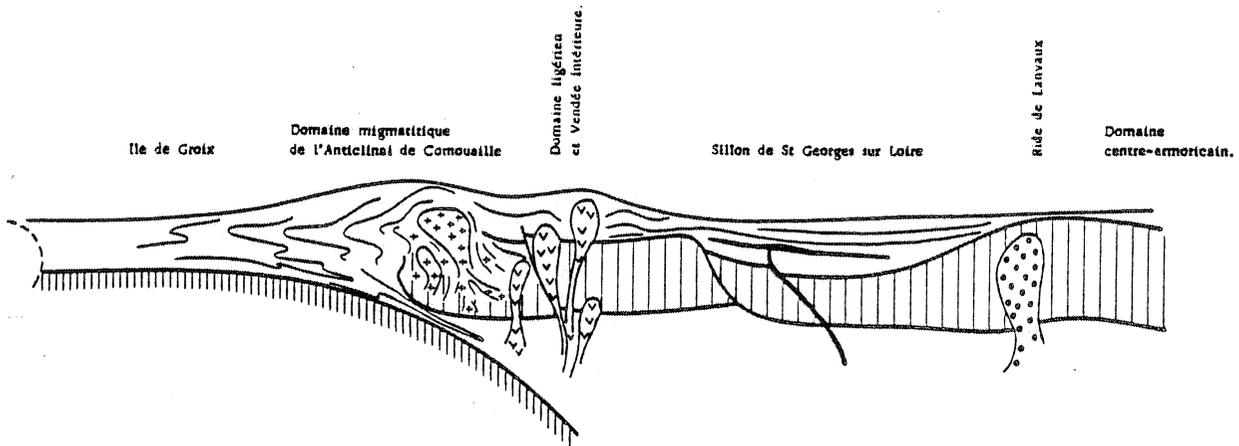


FIG. 64 : *Interprétation de la géologie sud-armoricaine en termes de double ceinture métamorphique associée à une subduction à pendage nord : l'orogène ligérien (in COGNE 1977).*

La plupart des modèles existants envisagent la formation des schistes bleus de l'Ile de Groix lors d'une subduction à pendage nord sous la croûte continentale sud-armoricaine (COGNE 1977) qui pourrait représenter un arc insulaire (HANMER.1977). Ces modèles reposent essentiellement sur l'hypothèse que les séries de Groix forment, avec une zone haute température - basse à moyenne pression située sur le continent, une double ceinture métamorphique (CARPENTER et CIVETTA 1976, AUDREN et LEFORT 1977, PEUCAT et al 1978, AUDREN et PEUCAT 1980). Cette "ceinture haute température" correspond schématiquement aux migmatites du domaine de l'anticlinal de Cornouaille (COGNE 1960) (cf Fig. 1 g).

On connaît déjà certains arguments allant à l'encontre de cette hypothèse :

- . La largeur de cette double ceinture est très réduite.
- . On y note l'absence d'un véritable arc volcanique (AUDREN et LEFORT 1977).

Le métamorphisme de la "ceinture haute température" est plurifacial (LE METOUR 1976). Il évolue depuis un type HP-moy.T° vers un type moy. à BP-HT°. BROWN et al (1980) a récemment proposé d'attribuer cette évolution à l'action d'un chevauchement profond selon le modèle de ENGLAND et RICHARDSON (1977) (cf I, cette partie).

*En fait, l'hypothèse de la double ceinture repose essentiellement sur des arguments d'ordre géochronologique (PEUCAT et al 1978). Or, l'âge des séries groisillonnes reste très discuté (cf première partie, chapitre I).*

On a vu précédemment que la déformation contemporaine du métamorphisme de faciès schistes bleus traduisait un mouvement chevauchant vers le Nord (cf conclusion de la troisième partie). Ce sens de déplacement est opposé à celui qu'entraînerait une subduction à pendage nord. *En conclusion, l'hypothèse d'une double ceinture ne semble pas pouvoir être argumentée par la présence des schistes bleus de Groix.*

## 1.2) Obduction sur un continent sud

COGNÉ (1977) attribue la double ceinture préhercynienne supposée à un orogène ligérien, l'hercynien correspondant à une collision intercontinentale ultérieure. MATTE et MATTAUER (1978) réfutent cette hypothèse et préfèrent considérer une évolution continue depuis une subduction intraocéanique jusqu'à une obduction, puis une collision. Se référant à l'exemple de la Corse (cf II, cette partie) et constatant le déversement préférentiel vers le Sud de la chaîne hercynienne, ils voient en l'Ile de Groix la marque d'une obduction sur un continent situé au Sud du Massif Armoricaïn.

Quoiqu'intéressante, car permettant d'expliquer la présence à l'affleurement des schistes bleus dans une chaîne à polarité sud, cette hypothèse est difficile à retenir car, à l'Ile de Groix, la déformation symmétamorphe traduit un mouvement chevauchant vers le Nord et non pas vers le Sud.

## 2) LE MODELE

### 2.1) Contraintes à respecter

La nature des séries : Dérivant de sédiments pélitiques fins et de basaltes tholéitiques et alcalins, les schistes bleus de l'Ile de Groix traduisent une influence océanique (CARPENTER et al 1978). Notons que l'extension géographique des schistes bleus sud-armoricains est assez restreinte, même si l'on tient compte du prolongement sous-marin des

séries de Groix et de l'affleurement ponctuel non daté du Bois de Céné (Vendée maritime) (cf PEUCAT et al 1978). Notons également que le seul fragment important de cortège ophiolitique actuellement reconnu en Bretagne méridionale est celui de la baie d'Audierne (PEUCAT et COGNÉ 1974, CARPENTER et al 1978).

Les conditions P.T. : On note une inversion du gradient de température en faciès schistes bleus qui n'apparaît pas au niveau de la rétro-morphose (cf première partie). Lors de cette rétro-morphose, la pression chute brutalement alors que la température baisse faiblement (TRIBOULET 1974) (cf Fig. 2) ou peut même avoir tendance à remonter (CARPENTER 1976) (cf Fig. 4). On retrouve là l'évolution thermobarométrique des chevauchements profonds liés à un épaissement crustal (cf I, cette partie).

La déformation : Elle traduit un mouvement chevauchant du Sud vers le Nord se déroulant tout au long du métamorphisme de faciès schistes bleus et jusque dans le faciès schistes verts rétro-morphique.

La géochronologie (cf première partie, chapitre I) : En résumé, les données actuelles sont les suivantes :

Faciès schistes bleus : M <sub>1</sub>	( 420 - 370 M.A. (PEUCAT et COGNÉ 1977)
	( 350 M.A. (CARPENTER, communication personnelle)
Faciès schistes verts : M <sub>2</sub>	( 320 - 290 M.A. (PEUCAT et COGNÉ 1977)
	( 294 M.A. (CARPENTER et CIVETTA 1976)

## 2.2) Interprétation du chevauchement profond

### Chevauchement intraplaque (type himalayen)

Le caractère océanique de certaines séries sud-armoricaines, et en particulier de celles de Groix, semble permettre d'éliminer cette hypothèse. Le chevauchement serait apparu dans une zone de convergence de plaques.

### Subduction à pendage sud.

Cette hypothèse est peu probable car elle s'accorde mal avec la polarité sud de la chaîne hercynienne. De plus, il semble actuellement difficile d'expliquer la présence à l'affleurement de schistes bleus subductés lorsqu'il n'y a pas d'évidence de phénomène d'accrétion (cf I, cette partie).

Obduction sur le continent armoricain résultant d'une collision

(Fig. 65)

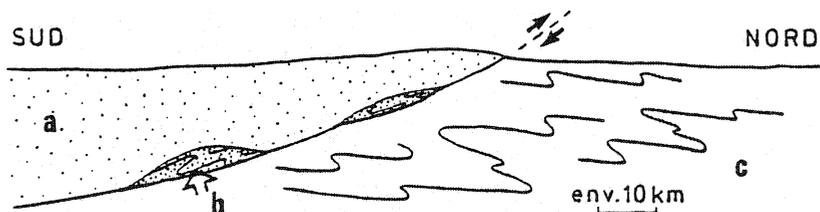


FIG. 65 : Modèle hypothétique, d'échelle crustale, de formation des schistes bleus de l'Ile de Groix. a : continent sud (pointillés lâches). b : schistes bleus (pointillés serrés). c : séries sud-armoricaines à polarité sud.

Cette hypothèse a été retenue car elle s'accorde avec l'ensemble des paramètres :

La déformation : Elle implique en effet un mouvement chevauchant vers le Nord.

Les conditions P.T. : Elles rendent compte de l'épaississement crustal important nécessaire à l'obtention d'un métamorphisme HP.BT.

La nature des séries en Bretagne méridionale : L'absence d'un véritable cortège ophiolitique empêche d'envisager une obduction indépendante d'une collision intercontinentale.

La faible occurrence de schistes bleus en Bretagne méridionale : Lors d'une collision, des lambeaux de croûte océanique (Ile de Groix, Bois de Céné ?) peuvent se trouver coincés entre les masses continentales et remontés à l'affleurement, à la faveur de chevauchements profonds, dans des conditions de haute pression.

Deux schémas de collision sont alors envisageables : le chevauchement est, soit synthétique (cf Fig. 60 A), soit antithétique (cf Fig. 60 B), par rapport à la subduction qui l'a précédé. La seconde hypothèse, du type "tectonique en copeaux" (OXBURGH 1974) ou encore "zone de rotation chevauchée" ("Overriden rotation zone" : ROEDER 1973) (Fig. 66), me semble plus adaptée à l'exemple sud-armoricain. En effet, elle s'accorde avec le déversement vers le Sud des séries sud-armoricaines (cf Fig. 66).

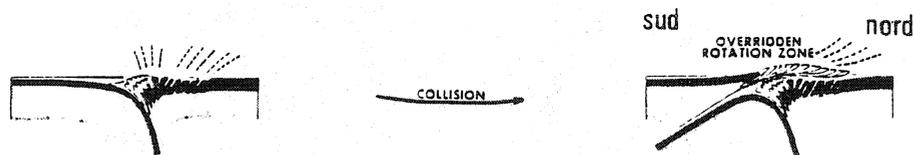


FIG. 66 : Modèle de collision avec zone de rotation chevauchée (in ROEDER 1973). Si on l'applique aux séries sud-armoricaines, la Bretagne est le continent de droite.

L'hypothèse d'un chevauchement antithétique explique également la situation géographique de l'île de Groix à 50 km au Nord d'une structure magnétique interprétée comme une suture interplaque par LEFORT et SEGOUFIN (1978) et LEFORT (1979). Enfin, la faible occurrence de schistes bleus sur le pourtour de la chaîne hercynienne pourrait s'expliquer par la présence de copeaux dispersés tout le long de la suture. Le modèle proposé est donc le suivant (Fig. 67) :

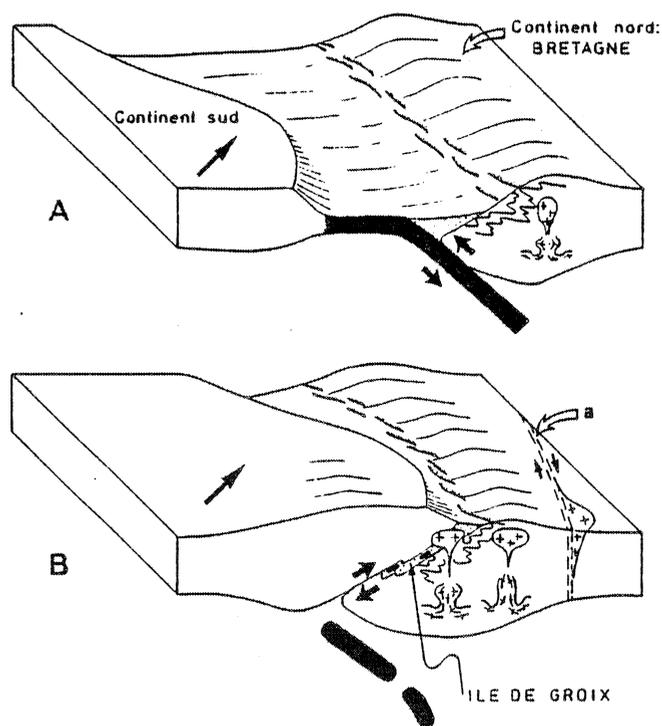


FIG. 67 : Modèle géodynamique proposé. Voir explications dans le texte.  
a : zone cisailée sud-armoricaine ?

a) Dans un premier temps, aurait lieu une subduction à pendage nord entraînant la formation d'une chaîne à polarité sud sur le continent armoricain (Fig. 67 A).

b) Ensuite, résultant d'une collision intercontinentale, un chevauchement antithétique par rapport à la subduction entraînerait l'obduction de lambeaux de matériel océanique (Fig. 67 B). Ce chevauchement pourrait se situer à la base d'un copeau détaché du continent sud. Les schistes bleus de l'Ile de Groix seraient formés au cours de ce chevauchement intralithosphérique.

### 2.3) Age du chevauchement

Si le chevauchement est effectivement lié à une collision en Bretagne méridionale, il est probable qu'il s'agisse de la collision hercynienne (COGNE 1977) que HANMER (1977) situe aux alentours de 334 M.A. Dans ce cas, il faudrait plutôt retenir l'âge de 350 M.A. proposé par CARPENTER (communication personnelle) pour le métamorphisme de faciès schistes bleus. La déformation cisailante enregistrée se déroulerait au moins depuis le pic du métamorphisme (350 M.A.) jusqu'au début de la rétro-morphose ( $\approx$  300 M.A.).

### 2.4) Conditions P.T. lors du chevauchement

Les interprétations géochronologiques et les estimations des conditions P.T. sont interdépendantes (cf première partie, chapitre I). L'hypothèse d'un cisaillement hercynien est compatible avec les paramètres physiques estimés par CARPENTER (1976). J'ai tenté (Fig. 68) de replacer l'évolution de ces paramètres, en fonction du temps, dans le cadre des relations métamorphisme et déformation (cf première partie, chapitre III).

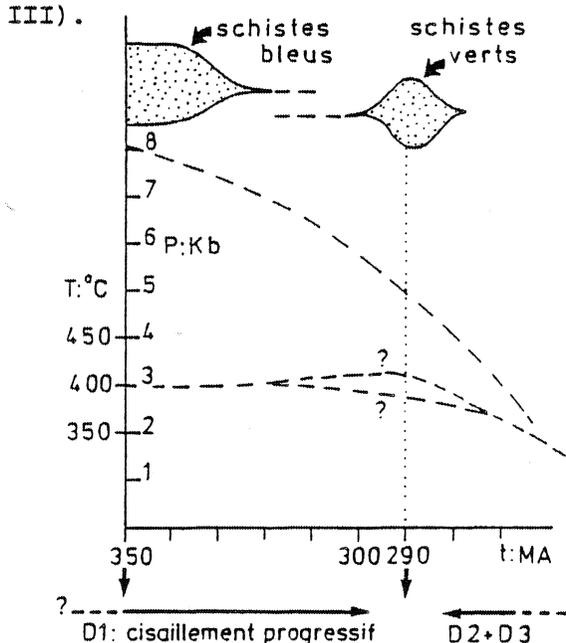


FIG. 68 : Métamorphisme, déformation et évolution au cours du temps des paramètres P et T.

3) TEST DU MODELE3.1) Estimation des différents paramètres

Déterminons une valeur approchée des différents paramètres du modèle de chevauchement. Le but n'est pas de les quantifier exactement, mais plutôt d'obtenir une estimation permettant l'élaboration d'un test de ce modèle.

a) Durée du cisaillement ( $t$ ) : Elle est de l'ordre de 50 M.A. entre les faciès schistes bleus et schistes verts (cf Fig. 68). On estime :  $30 \text{ M.A.} < t < 70 \text{ M.A.}$ , soit  $9 \cdot 10^{14} < T < 22 \cdot 10^{14} \text{ s}$ .

b) Taux de cisaillement ( $\gamma$ ) : Pour la période qui nous intéresse ici (entre les faciès schistes bleus et schistes verts), la valeur du  $\gamma$  serait comprise entre 20 et 200 (cf troisième partie, chapitre II, B, § III). Si l'on considérait l'ensemble de la déformation  $D_1$  (depuis les sédiments originels jusqu'à la rétro-morphose), cette valeur serait sans doute beaucoup plus élevée.

c) Vitesse de déformation ( $\dot{\gamma}$ ) : Dans la croûte terrestre, elle est généralement comprise entre  $10^{-15}$  et  $10^{-12} \text{ s}^{-1}$  (HEARD 1976).

d) Flèche du chevauchement ( $D$ ) : Les roches de Groix étant peut-être situées à 50 km au Nord d'une suture interplaque, on estime :  $30 \text{ km} < D < 75 \text{ km}$ , soit  $3 \cdot 10^4 \text{ m} < D < 7,5 \cdot 10^4 \text{ m}$ .

e) Épaisseur de la zone cisailée ( $E$ ) : La puissance des séries étudiées est sans doute supérieure à 500 m (cf Fig. 7). On peut raisonnablement estimer que l'épaisseur de la zone cisailée est comprise entre 500 et 1 500 m.

f) Différence de position en profondeur des séries entre le métamorphisme et la rétro-morphose ( $h$ ) (cf Fig. 69) : D'après les données barométriques, on estime :  $5 \text{ km} < h < 15 \text{ km}$ , soit  $5 \cdot 10^3 < h < 15 \cdot 10^3 \text{ m}$ .

g) Pendage du chevauchement ( $\alpha$ ) : Considérant que les chevauchements profonds liés à des phénomènes de collision ont généralement un pendage faible (ROEDER 1979), on estime :  $5^\circ < \alpha < 30^\circ$ .

3.2) Le test

Ces paramètres peuvent être reliés par un système de trois équations à 7 variables (Fig. 69) :

$$\begin{cases} \gamma = D/E \\ h = D \sin \alpha \\ \dot{\gamma} = \dot{\gamma} / t \end{cases}$$

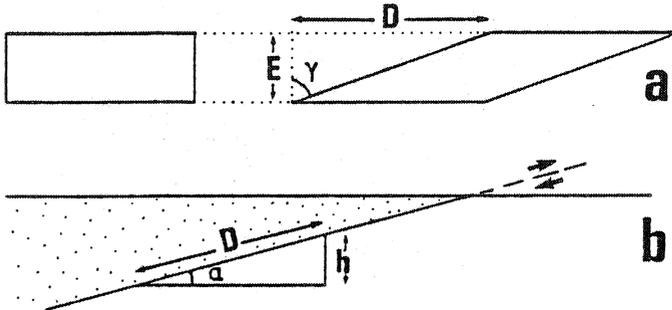


FIG. 69 : Equations reliant les différents paramètres (voir définition des symboles dans le texte).

$$\begin{aligned} a : \gamma &= D/E. \\ b : h &= D \sin \alpha. \end{aligned}$$

Une conversion en coordonnées logarithmiques permet d'obtenir des équations linéaires représentables graphiquement (Fig. 70) :

$$\begin{cases} \text{Log } \gamma = \text{Log } D - \text{Log } E \\ \text{Log } h = \text{Log } D + \text{Log } \sin \alpha \\ \text{Log } \dot{\gamma} = \text{Log } \dot{\gamma} - \text{Log } t \end{cases}$$

Convertissons également les valeurs estimées des différents paramètres (Tableau 5) :

	V min.	V max.	Log V min.	Log V max.
t	$9 \cdot 10^{14}$	$22 \cdot 10^{14}$	14,95	15,34
$\gamma$	20	200	1,30	2,30
$\dot{\gamma}$	$10^{-15} \text{s}^{-1}$	$10^{-12} \text{s}^{-1}$	- 15	- 12
D	$3 \cdot 10^4 \text{m}$	$7,5 \cdot 10^4 \text{m}$	4,47	4,87
E	500 m	1 500 m	2,69	3,17
h	$5 \cdot 10^3 \text{m}$	$15 \cdot 10^3 \text{m}$	3,69	4,17
$\sin \alpha$	0,08	0,45	- 1,1	- 0,34

Tableau 5 : Valeurs minimales (V min.) et maximales (V max.) proposées pour les différents paramètres. Logarithmes décimaux de ces mêmes valeurs.

Le mode de représentation graphique choisi (suggéré par P. COBBOLD) permet de tester ces estimations grâce au degré de recouvrement entre les intervalles de confiance des différents paramètres. On constate (Fig. 70) que ces estimations s'avèrent parfaitement compatibles.

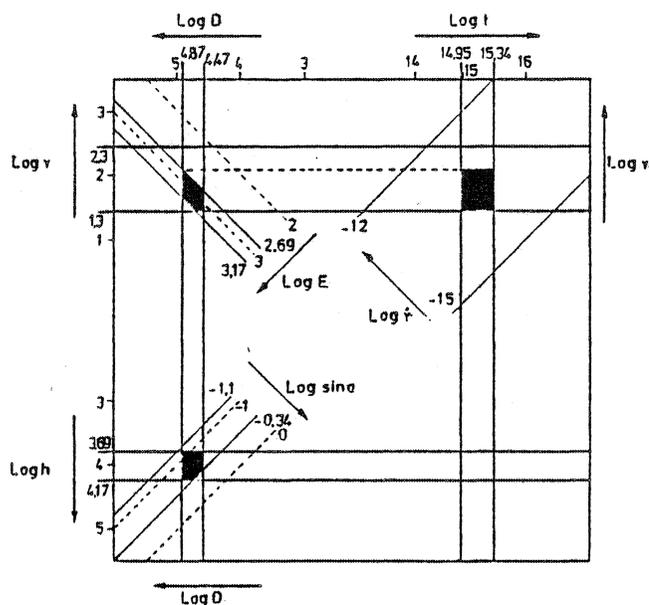


FIG. 70 : Test de compatibilité entre les différents paramètres. Voir explications dans le texte.

Le caractère positif de ce test qui intègre un bon nombre des données disponibles sur la géologie de l'Ile de Groix est un bon argument en faveur du modèle géodynamique proposé.

#### 4) COMPATIBILITES ET IMPLICATIONS A L'ECHELLE DU MASSIF ARMORICAIN

Signalons succinctement trois points importants :

a) Le modèle proposé est compatible avec l'hypothèse d'un cisaillement transcurrent dextre d'ensemble au niveau du Massif Armoricain (cf BERTHE et al 1979 A et B, HIRBEC 1979, GAPAIS et al 1980). Ce mouvement cisailant hercynien a été schématisé (Fig. 67 B) sans exclure une activité plus ancienne.

b) L'épaississement crustal important, résultant du chevauchement envisagé, pourrait être la cause d'une fusion crustale à l'origine de certains granites sud-armoricains.

c) Le chevauchement proposé pourrait avoir remanié du matériel déjà affecté par un métamorphisme de haute température, lors de la subduction. Un tel phénomène pourrait expliquer la difficulté d'interprétation

de certains résultats radiogéniques obtenus dans les séries sud-armoricaines.

#### IV CONCLUSION

En dehors de tout concept géodynamique, on est arrivé à la conclusion suivante :

*Les schistes bleus de l'Ile de Groix se sont formés lors d'un chevauchement intralithosphérique profond du Sud vers le Nord.*

En appliquant les mécanismes de la tectonique des plaques aux temps hercyniens (hypothèse qui reste évidemment à confirmer), on a abouti, en intégrant le plus grand nombre de paramètres possible, au modèle suivant :

*L'Ile de Groix serait le témoin d'une collision hercynienne ayant entraîné, sous les conditions du faciès schistes bleus, l'obduction sur les séries sud-armoricaines de copeaux dispersés de matériel océanique.*



## **CONCLUSION**



Les résultats essentiels de ce travail sont de trois types :

#### SUR LE PLAN METHODOLOGIQUE

L'utilisation du plissement en tant qu'outil d'analyse de la déformation progressive est un élément à ne plus négliger dans une étude structurale. En particulier, on a montré que le développement progressif de plis curviplanaires en fourreau était un indice majeur de déformation cisailante.

#### SUR LE PLAN THEMATIQUE

Le problème principal abordé dans ce travail est celui du cisaillement. Il me paraît utile de retenir les résultats suivants :

1) Un mouvement chevauchant très important, situé en profondeur dans la croûte terrestre, a développé une structure linéoplaire très marquée. L'élément linéaire (linéations d'étirement, d'axes de plis, etc...) représente à peu près la direction de cisaillement. L'élément planaire (schistosités, plans axiaux de plis) correspond approximativement au plan de cisaillement.

2) Dans le cadre d'une telle déformation plane très intense, les critères de cisaillement sont très ténus. Seules quelques microstructures (cristallisations syncinématiques, orientations préférentielles de réseau, plis curviplanaires) ont permis de mettre en évidence une composante cisailante, d'en déterminer la direction et le sens et même d'en estimer l'intensité. L'importance de telles microstructures ne doit donc pas être négligée. D'un point de vue très général, leur analyse me paraît souvent nécessaire à la compréhension des phénomènes orogéniques.

3) La formation des schistes bleus ne s'effectuerait pas uniquement en zone limite de plaques. Elle pourrait survenir dans le cadre plus général des chevauchements intralithosphériques profonds.

SUR LE PLAN REGIONAL

La mise en évidence au niveau de l'Ile de Groix de deux phénomènes synchrones du métamorphisme de faciès schistes bleus, un chevauchement vers le Nord et une disposition inverse du gradient de température, vient s'ajouter aux multiples résultats préalablement obtenus sur ce secteur.

En conséquence, l'intérêt du modèle géodynamique proposé réside sans doute dans le grand nombre de paramètres utilisés pour son argumentation.

## BIBLIOGRAPHIE

- AUDREN Cl., LEFORT J.P. (1977) : Géologie du plateau continental sud-armoricain entre les îles de Glénan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XIX, 395-404.
- AUDREN Cl., PEUCAT J.J. (1980) : Structure de la double ceinture métamorphique siluro-dévonienne de Bretagne méridionale. In "Roach R.A. conference report : structure and tectonic evolution of the Armorican Massif". Journ. Geol. Soc. Lond. (in press).
- BARD J.P., CAPDEVILA R., MATTE Ph., RIBEIRO Ph. (1973) : Geotectonic model for the iberian variscan orogeny. Nature, 241, 50-52.
- BARROIS Ch. (1883) : Mémoire sur les schistes métamorphiques de l'Ile de Groix (Morbihan). Ann. Soc. géol. Nord, XI, 18-71.
- BELL T.H. (1978) : Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone : the Woodroffe thrust. Tectonophysics, 44, 285-320.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., GAPAIS D. (1979 a) : Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : L'exemple du cisaillement sud-armoricain. Bull. minéral., 102, 265-272.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979 b) : Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites : The example of the south armoricain shear zone. Journ. Struct. Geol., 1, 31-42.
- BERTHE D., BRUN J.P. (1980) : Evolution of folds during progressive shear in the south armoricain shear zone (France). In "shear zones in rocks" J. Carreras, P.R. Cobbold, J.G. Ramsay and S. White ed., Journ. Struct. Geol., vol 2, (in press).

- BIRD P. (1978) : Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. Journ. Geophys. Res., 83, 4975-4987.
- BLAKE M.C. Jr., IRWIN W.P., COLEMAN R.G. (1967) : Upside-down metamorphic zonation, blueschist facies, along a regional thrust in California and Oregon. In "Subduction zone metamorphism", W.G. Ernst ed., Benchmark Papers in Geology, vol. 19, 1975, 271-279.
- BORRADAILE G.J. (1972) : Variably oriented co-planar primary folds. Geol. Mag., 109, 89-98.
- BOUCHEZ J.L. (1977) : Le quartz et la cinématique des zones ductiles. Thèse, Nantes, ronéo, 176 p.
- BOUCHEZ J.L., PECHER A. (1976) : Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans des quartzites du grand chevauchement central himalayen. Bull. Soc. géol. Fr. (7), XVIII, 1377-1385.
- BOUDIER F., NICOLAS A. (1976) : Interprétation nouvelle des relations entre tectonique et métamorphisme dans l'Ile de Groix (Bretagne). Bull. Soc. géol. France (7), XVIII, 135-144.
- BOULLIER A.M., BOUCHEZ J.L. (1978) : Le quartz en rubans dans les mylonites. Bull. Soc. géol. Fr. (7), XX, 253-262.
- BOULLIER A.M., QUENARDEL J.M. (1978) : Tectonique tangentielle dans les calédonides scandinaves du Nord. 6ème R.A.S.T., Orsay, p. 60.
- BRACE W.F., ERNST W.G., KALLBERG R.W. (1970) : An experimental study of tectonic overpressure in franciscan rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., 81, 1325-1338.
- BRIAND B., GAY M. (1978) : La série inverse de St Geniez d'Olt : évolution métamorphique et structurale. Bull. B.R.G.M., 2ème sér., 1, 3, 167-186.
- BROTHERS R.N. (1954) : Glaucophane schists from the north Berkely Hills, California. Amer. Journ. Sci., 252, 614-626.

- BROWN M., FRIEND C.R.L., TOPLEY C.G. (1980) : The petrochemistry of some migmatites from Presqu'île de Rhuys, Morbihan, and the tectonic implications. In "Roach R.A. conference report : structure and tectonic evolution of the Armorican Massif". Journ. Geol. Soc. Lond. (in press).
- BRUN J.P. (1975) : Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : Le massif de St Malo (Massif Armoricain). Analyse de la déformation. Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 97 p.
- BRUN J.P., COBBOLD P.R. (1980) : Strain heating and thermal softening in continental shear zones : a review. In "shear zones in rocks", J. Carreras, P.R. Cobbold, J.G. Ramsay and S. White ed., Journ. Struct. Geol., vol. 2, (in press).
- CABY R., KIENAST J.R., SALIOT P. (1978) : Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. Rev. Géogr. Géol. dynam., XX, 307-322.
- CARPENTER M.S.N. (1976) : Petrogenetic study of the glaucophane schists and associated rocks from the Ile de Groix, Brittany, France. Ph. D. thesis, Oxford, ronéo, 271 p.
- CARPENTER M.S.N. (1977) : Estimation des conditions physiques de formation des éclogites à glaucophane de l'Ile de Groix (Bretagne méridionale, France). 5ème R.A.S.T., Rennes, p. 132.
- CARPENTER M.S.N., CIVETTA L. (1976) : Hercynian high pressure/low temperature metamorphism in the Ile de Groix blueschists. Nature, 262, 276-277.
- CARPENTER M.S.N., PIVETTE B., PEUCAT J.J. (1978) : Apport de l'analyse discriminante sur l'étude géochimique de trois séries métabasiques du Sud du Massif Armoricain. 6ème R.A.S.T., Orsay, p. 90
- CARRERAS J., ESTRADA A., WHITE S. (1977) : The effects of folding on the c-axis fabrics of a quartz mylonite. Tectonophysics, 39, 3-24.

- CHOUKROUNE P. (1971) : Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abritées" ("Pressure shadows"). Bull. Soc. géol. Fr. (7), XIII, 257-271.
- CHRISTIE J.M., GRIGGS D.T., CARTER N.L. (1964) : Experimental evidence of basal slip in quartz. Journ. Geol., 72, 734-756.
- COBBOLD P.R. (1975) : Fold propagation in single embedded layers. Tectonophysics, 27, 333-351.
- COBBOLD P.R. (1976 a) : Mechanical effects of anisotropy during large finite deformations. Bull. Soc. géol. Fr. (7), XVIII, 1497-1510.
- COBBOLD P.R. (1976 b) : Fold shapes as functions of progressive strain. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A 283, 129-138.
- COBBOLD P.R., QUINQUIS H. (1980) : Development of sheath folds in shear regimes. In "shear zones in rocks", J. Carreras, P.R. Cobbold, J.G. Ramsay and S. White ed., Journ. Struct. Geol., vol. 2, (in press).
- COGNÉ J. (1953) : Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : L'anticlinal de Cornouaille. Bull. Soc. géol. Fr., III, 785-806.
- COGNÉ J. (1960) : Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Mém. expl. Carte géol. Fr., 382 p.
- COGNÉ J. (1977) : La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. In "Colloque international du C.N.R.S., Géologie de l'Himalaya". C.N.R.S. éd., Paris, 268, 111-129.
- COGNÉ J., JEANNETTE D., RUHLAND M. (1966) : L'Ile de Groix. Etude structurale d'une série métamorphique à glaucophane en Bretagne méridionale. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 19, 41-95.

- COLEMAN R.G. (1971) : Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Journ. Geophys. Res.*, 76, 1212-1222.
- COLEMAN R.G. (1972) : Blueschist metamorphism and plate-tectonics. 24th *internat. Geol. Congr. Montréal, Rept. Sec.*, 2, 19-26.
- COLEMAN R.G., LEE D.E. (1962) : Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California. *Am. Journ. Sci.*, 60, 577-595.
- COWAN D.S., SILLING R.M. (1978) : A dynamic, scaled model of accretion at trenches and its implications for the tectonic evolution of subduction complexes. *Journ. Geophys. Res.*, 83, 5389-5396.
- COX F.C. (1969) : Inclusions in garnet : discussion and suggested mechanism of growth for syntectonic garnets. *Geol. Mag.*, 106, 57-62.
- DALZIEL I.W.D., BAILEY S.W. (1968) : Deformed garnets in a mylonitic rock from the Grenville front and their tectonic significance. *Amer. Journ. Sci.*, 266, 542-562.
- DEARMAN W.R. (1969) : Tergiversate folds from south-west England. *Proc. Ussher Soc.*, 2, 112-115.
- DEWEY J.F. (1976) : Ophiolite obduction. *Tectonophysics*, 31, 93-120.
- DEWEY J.F., DIRD J.M. (1970) : Mountain belts and the new global tectonics. *Journ. Geophys. Res.*, 75, 2625-2647.
- DIXON J.M. (1976) : Apparent "double rotation" of porphyroblasts during a single progressive deformation. *Tectonophysics*, 34, 101-115.
- DIXON J.M., FARRAR E. (1978) : Ridge subduction, eduction and the mechanism of uplift of blueschists. *EOS*, 59, p. 323.
- DONATH F.A., PARKER R.B. (1964) : Folds and folding. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 75, 45-62.
- DRAPER G. (1978) : Coaxial pure shear in jamaican blueschists and deformation associated with subduction. *Nature*, 275, 735-736.

- DUBEY A.K., COBBOLD P.R. (1977) : Noncylindrical flexural slip folds in nature and experiment. *Tectonophysics*, 38, 223-239.
- ELLIOT D. (1973) : Diffusion flow laws in metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 2645-2664.
- ENGLAND P.C., RICHARDSON S.W. (1977) : The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *Journ. Geol. Soc. Lond.*, 134, 201-213.
- ERNST W.G. (1963) : Petrogenesis of glaucophane schists. *Journ. Petrol.*, 4, 1-30.
- ERNST W.G. (1971) : Do mineral parageneses reflect unusually high-pressure conditions of Franciscan metamorphism ? *Amer. Journ. Sci.*, 270, 81-108.
- ERNST W.G. (1972) : Occurrence and mineralogic evolution of blueschist belts with time. *Amer. Journ. Sci.*, 272, 657-668.
- ERNST W.G. (1973) : Blueschist metamorphism and P-T regimes in active subduction zones. *Tectonophysics*, 17, 255-272.
- ERNST W.G. (1975) : Systematics of large-scale tectonics and age progressions in alpine and circum-pacific blueschist belts. *Tectonophysics*, 26, 229-246.
- ESCHER A., WATTERSON J. (1974) : Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22, 223-231.
- ESKOLA P. (1939) : Die metamorphen Gesteine. In "Die Entstehung der Gesteine" T.F.W. Barth, C.W. Correns, and P. Eskola ed., Springer, Berlin, 422 p.
- ETCHECOPAR A. (1974) : Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement. Thèse 3ème cycle, Nantes, ronéo, 135 p.

- ETCHECOPAR A. (1977) : A plane kinematic model of progressive deformation in a poly-crystalline aggregate. *Tectonophysics*, 39, 121-139.
- FELIX C. (1970) : Etude pétrographique des roches basiques de l'Ile de Groix (Bretagne méridionale). *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 95, 359-370.
- FELIX C. (1972) : Etude structuro-minéralogique des pseudomorphes de présumée lawsonite des glaucophanoschistes de l'Ile de Groix (Bretagne, France) : considérations sur la possibilité d'une paragenèse à glaucophane et lawsonite. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 95, 345-391.
- FELIX C., FRANSOLET A.M. (1972) : Pseudomorphes à épidote s.l., paragonite, muscovite s.l., chlorite, albite ... de porphyroblastes de lawsonite (?) dans les glaucophanoschistes de l'Ile de Groix (Bretagne, France). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 95, 323-334.
- FERGUSON C.C., HARTE B. (1975) : Textural patterns at porphyroblast margins and their use in determining the time relations of deformation and crystallization. *Geol. Mag.*, 112, 467-480.
- FLETCHER R.C. (1974) : Wavelength selection in the folding of a single layer with power-law rheology. *Amer. Journ. Sci.*, 274, 1029-1043.
- FLINN D. (1965) : On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102, 36-45.
- GAPAIS D. (1979) : Orientations préférentielles de réseau et déformations naturelles. Applications aux quartzites (segment hercynien de Bretagne centrale) et aux amphibolites (couverture des dômes gneissiques de Kuopio-Finlande). Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 215 p.
- GAPAIS D., LE CORRE Cl., PIVETTE B. (1980) : The role of regional transcurrent shear components in orogenic belts with particular reference to the hercynian belt of Brittany. In "shear zones in rocks", J. Carreras, P.R. Cobbold, J.G. Ramsay and S. White ed., *Journ. Struct. Geol.*, vol. 2, (in press).

- GHOSH S.K. (1966) : Experimental tests of buckling folds in relation to strain ellipsoid in simple shear deformations. *Tectonophysics* 3, 169-185.
- GHOSH S.K. (1975) : Distorsion of planar structures around rigid spherical bodies. *Tectonophysics*, 28, 185-208.
- GHOSH S.K., RAMBERG H. (1968) : Buckling experiment on intersecting fold patterns. *Tectonophysics*, 5, 89-105.
- GRAHAM C.M., ENGLAND P.C. (1976) : Thermal regimes and regional metamorphism in the vicinity of overthrust faults : an example of shear eating and inverted metamorphic zonation from southern California. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 142-152.
- GRIGGS D.T. (1972) : The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes in "the nature of the solid earth", E.C. Robertson ed., Mc Graw-Hill, New York, 677 p.
- HANMER S.K. (1977) : Age and tectonic implications of the Baie d'Audierne basic-ultrabasic complex. *Nature*, 270, 336-338.
- HANSEN E. (1971) : Strain facies. Springer-Verlag, Berlin, 207 p.
- HARA I. (1971) : An ultimate steady-state pattern of C axis fabric of quartz in metamorphic tectonites. *Geol. Rdsch.*, 60, 1142-1173.
- HARTE B., JOHNSON M.R.W. (1969) : Metamorphic history of Dalradian rocks in Glens Clova, Esk and Lethnot, Angus, Scotland. *Scott. Journ. Geol.*, 5, 54-80.
- HARVEY P.K., FERGUSON C.C. (1973) : Spherically arranged inclusions in post-tectonic garnet porphyroblasts. *Miner. Mag.*, 39, 85-88.
- HEARD H.C. (1976) : Comparison of the flow properties of rocks at crustal conditions. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A*, 283, 173-186.

- HIRBEC Y. (1979) : Le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre (Côtes du Nord) : sa place dans l'évolution géodynamique du Nord du Massif Armoricaïn. Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 150 p.
- HOBBS B.E., MEANS W.D., WILLIAMS P.F. (1976) : An outline of structural geology. John Wiley and sons ed., New York, 571 p.
- HUDLESTON P.J. (1976) : Recumbent folding in the base of the Barnes Ice Cap, Baffin Island, Northwest Territories, Canada. Geol. Soc. Amer. Bull., 87, 1684-1692.
- HUDLESTON P.J. (1977) : Similar folds, recumbent folds, and gravity tectonics in ice and rocks. Journ. Geol., 85, 113-122.
- JAHN B.M., PEUCAT J.J., CARPENTER M.S.N. (1977) : Géochimie des terres rares de glaucophanites et roches associées de l'Ile de Groix (France) et de Taiwan. 5ème R.A.S.T., Rennes, p. 280.
- JEANNETTE D. (1965) : Etude tectonique de l'Ile de Groix (Morbihan). Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 104 p.
- JEGOUZO P., GAPAIS D. (1977) : Application de la goniométrie de texture aux ultramytonites. 5ème R.A.S.T., Rennes, p. 285.
- JOHNSON A.M. (1977) : Styles of folding, developments in geotectonics 11. Elsevier ed., Amsterdam, 406 p.
- KORNPROBST J. et al (1980) : Le métamorphisme en France. In "Géologie de la France", A. Autran et J. Dercourt ed., sous presse.
- KUPFER D.H. (1970) : Conflicting strain patterns in the salt of gulf coast salt domes and their genetic implications. In "Third symposium on salt". Northern Ohio Geol. Soc., Cleveland Ohio, May 1969.
- LAGARDE J.L. (1978) : La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Applications à la nappe du Canigou - Roc de France (Pyrénées orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif Armoricaïn). Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 164 p.

- LE BAIL F. (1970) : L'île de Groix (Morbihan). In "Minéraux de Basse-Bretagne". Penn ar Bed éd., Brest, 52-73.
- LE CORRE Cl. (1978) : Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse, Rennes, ronéo, 381 p.
- LEFORT J.P. (1979) : Iberian-armoric arc and hercynian orogeny in western Europe. *Geology*, 7, 384-388.
- LEFORT J.P., SEGOUFIN J. (1978) : Etude géologique de quelques structures magnétiques reconnues dans le socle péri-armoricain submergé : implications géodynamiques concernant la fracturation proto-atlantique et l'orogénèse hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XX, 185-192.
- LE METOUR J. (1976) : Contribution à l'étude pétrologique, géochimique et structurale du diapir migmatitique Hennebont-Vannes, Bretagne méridionale. Thèse 3ème cycle, Rennes, ronéo, 80 p.
- LISTER G.S. (1974) : The theory of deformation fabrics. Ph. D. thesis, Australian National Univ. Australie, ronéo, 463 p.
- LISTER G.S. (1977) : Discussion : crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, 39, 51-54.
- LISTER G.S., PRICE G.P. (1978) : Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics*, 49, 37-78.
- Mc CLAY K.R. (1976) : The rheology of plasticine. *Tectonophysics*, 33, T7-T15.
- MAKANJUOLA A.A., HOWIE R.A. (1972) : The mineralogy of the glaucophane schists and associated rocks from Ile de Groix, Brittany, France. *Contr. Mineral. Petrol.*, 35, 83-118.
- MALUSKI H. (1976) : Intérêt de la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  pour la datation des glaucophanes. Exemple des glaucophanes de l'île de Groix (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 283 (D), 223-226.

- MANZ R., WICKAM J. (1978) : Experimental analysis of folding in simple shear. *Tectonophysics*, 44, 79-90.
- MARESCH W.V. (1977) : Experimental studies on glaucophane : an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43, 109-125.
- MATTAUER M., PROUST F. (1976) : La Corse alpine : un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 282 (D), 1249-1252.
- MATTAUER M., PROUST F., ETCHECOPAR A. (1977) : Linéation "a" et mécanisme de cisaillement simple liés au chevauchement de la nappe des schistes lustrés en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, 841-847.
- MATTAUER M., TAPPONNIER P. (1978) : Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 287 (D), 899-902.
- MATTAUER M., ANDRIEUX J., PROUST F., KHAN TAHIRKHELI R.A., TAPPONNIER P. (1979) : Les caractères structuraux essentiels de la terminaison ouest des chaînes himalayennes. 7ème R.A.S.T., Lyon, p. 319.
- MATTE Ph., MATTAUER M. (1978) : Tectonique des plaques et chaîne hercynienne : Les "schistes bleus" de la côte sud-armoricaine sont-ils le témoin d'une obduction ? 6ème R.A.S.T., Orsay, p. 270.
- MEANS W. (1976) : Stress and strain. Basic concepts of continuum mechanics for geologists. Springer Verlag ed., New York, 339 p.
- MIYASHIRO A. (1961) : Evolution of metamorphic belts. *Journ. Petrol.*, 2, 277-311.
- MIYASHIRO A. (1972) : Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Amer. Journ. Sci.*, 272, 629-656.
- MIYASHIRO A. (1973) : Paired and unpaired metamorphic belts. *Tectonophysics*, 17, 241-254.

- MISCH P. (1969) : Paracrystalline microboudinage of zoned grains and other criteria for synkinematic growth of metamorphic minerals. Amer. Journ. Sci., 267, 43-63.
- MOORE J.C. (1978) : Orientation of underthrusting during latest cretaceous and earliest tertiary time, Kodiak islands, Alaska. Geology, 6, 209-213.
- MOORE J.C. (1979) : Variation in strain and strain rate during underthrusting of trench deposits. Geology, 7, 185-188.
- MOORE J., RUSSELL L. WHEELER (1978) : Structural fabric of a melange Kodiak islands, Alaska. Amer. Journ. Sci., 278, 739-765.
- MUGGE O. (1928) : Ueber die entstehung faseriger minerale und ihrer aggregations formens. N. jahrb. F. min. Beil. Bed., 58, 303-348.
- MUGGE O. (1930) : Bewegungen von Porphyroblasten in phylliten und ihre Messung. N. Jahrb. F. Min. Beil. Bed., 61, 469-510.
- NICOLAS A. (1972) : Was the hercynian orogenic belt of Europe of the andean type ? Nature, 236, 221-223.
- NICOLAS A., POIRIER J.P. (1976) : Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley interscience ed., London, 444 p.
- OXBURGH E.R. (1972) : Flake tectonics and continental collision. Nature, 239, 202-204.
- OXBURGH E.R. (1974) : The plain man's guide to plate tectonics. Proc. geol. Assoc., 85, 299-357.
- OXBURGH E.R., TURCOTTE D.L. (1970) : Thermal structure of island arcs. Geol. Soc. Amer. Bull., 81, 1665-1688.
- OXBURGH E.R., TURCOTTE D.L. (1974) : Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the eastern Alps. Schweiz. miner. petrogr. Mitt., 54, 641-662.

- PECHER A. (1977) : Geology of the Nepal Himalaya : deformation and petrography in the main central thrust zone. In "Colloque international du C.N.R.S., Géologie de l'Himalaya". C.N.R.S. ed., Paris, 268, 301-318.
- PECHER A. (1978) : Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal. Thèse, Grenoble, ronéo, 354 p.
- PEUCAT J.J., COGNE J. (1974) : Les schistes cristallins de la baie d'Audierne (S. Finistère) : un jalon intermédiaire dans le socle antécambrien entre la Meseta ibérique et les régions sud-armoricaines. C.R. Acad. Sci. Paris, 278 (D), 1809-1812.
- PEUCAT J.J., COGNE J. (1977) : Geochronology of some blueschists from Ile de Groix, France. Nature, 268, 131-132.
- PEUCAT J.J., LE METOUR J., AUDREN Cl. (1978) : Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale. Bull. Soc. géol. Fr. (7), XX, 163-167.
- PLATT J.P. (1975) : Metamorphic and deformational processes in the Franciscan complex, California : Some insights from Catalina schist terrane. Geol. Soc. Amer. Bull., 86, 1337-1347.
- POWELL C. McA., VERNON R.H. (1979) : Growth and rotation history of garnet porphyroblasts with inclusion spirals in a karakoram schist. Tectonophysics, 54, 25-43.
- POWELL D., TREAGUS J.E. (1967) : On the geometry of S-shaped inclusion trails in garnet porphyroblasts. Miner. mag., 36, 453-456.
- POWELL D., TREAGUS J.E. (1970) : Rotational fabrics in metamorphic minerals. Miner. Mag., 37, 801-814.
- POWELL D., Mc QUEEN J.A. (1977) : Relationships between deformation and garnet growth in Moine (Precambrian) rocks of Western Scotland. Geol. Soc. Amer. Bull. 88, 235-240.

- QUINQUIS H. (1979) : Cisaillement synmétamorphe des schistes bleus de l'Ile de Groix : Implications géodynamiques. 7ème R.A.S.T., Lyon, p. 388.
- QUINQUIS H. (1980) : Geodynamic implications of shearing in the Ile de Groix blueschists. In "Roach R.A. conference report : structure and tectonic evolution of the Armorican Massif". Journ. Geol. Soc. Lond. (in press).
- QUINQUIS H., AUDREN Cl., BRUN J.P., COBBOLD P.R. (1978) : Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. Nature, 273, 43-45.
- QUINQUIS H., COBBOLD P.R. (1978) : Etude de plis non-cylindriques résultant d'un cisaillement simple. 6ème R.A.S.T., Orsay, p. 327.
- RAMBERG H. (1959) : Evolution of ptygmatic folding. Norges Geol. Tidsskr., 39, 99-152.
- RAMBERG I.B., JOHNSON A.M. (1976) : A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinial flexuring of compressible elastic multilayers. Part V. asymmetric folding in interbedded chert and shale of the Franciscan complex, San Francisco bay area, California. Tectonophysics, 32, 295-320.
- RAMSAY J.G. (1962 a) : Interference pattern produced by the superposition of folds of similar type. Journ. Geol., 70, 466-481.
- RAMSAY J.G. (1962 b) : The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds. Journ. Geol., 70, 309-327.
- RAMSAY J.G. (1967) : Folding and fracturing of rocks. Mac Graw Hill, New-York, 568 p.
- RECHES Z., JOHNSON A.M. (1976) : A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinial flexuring of compressible elastic multilayers. Part VI. Asymmetric folding and monoclinial kinking. Tectonophysics, 35, 295-334.

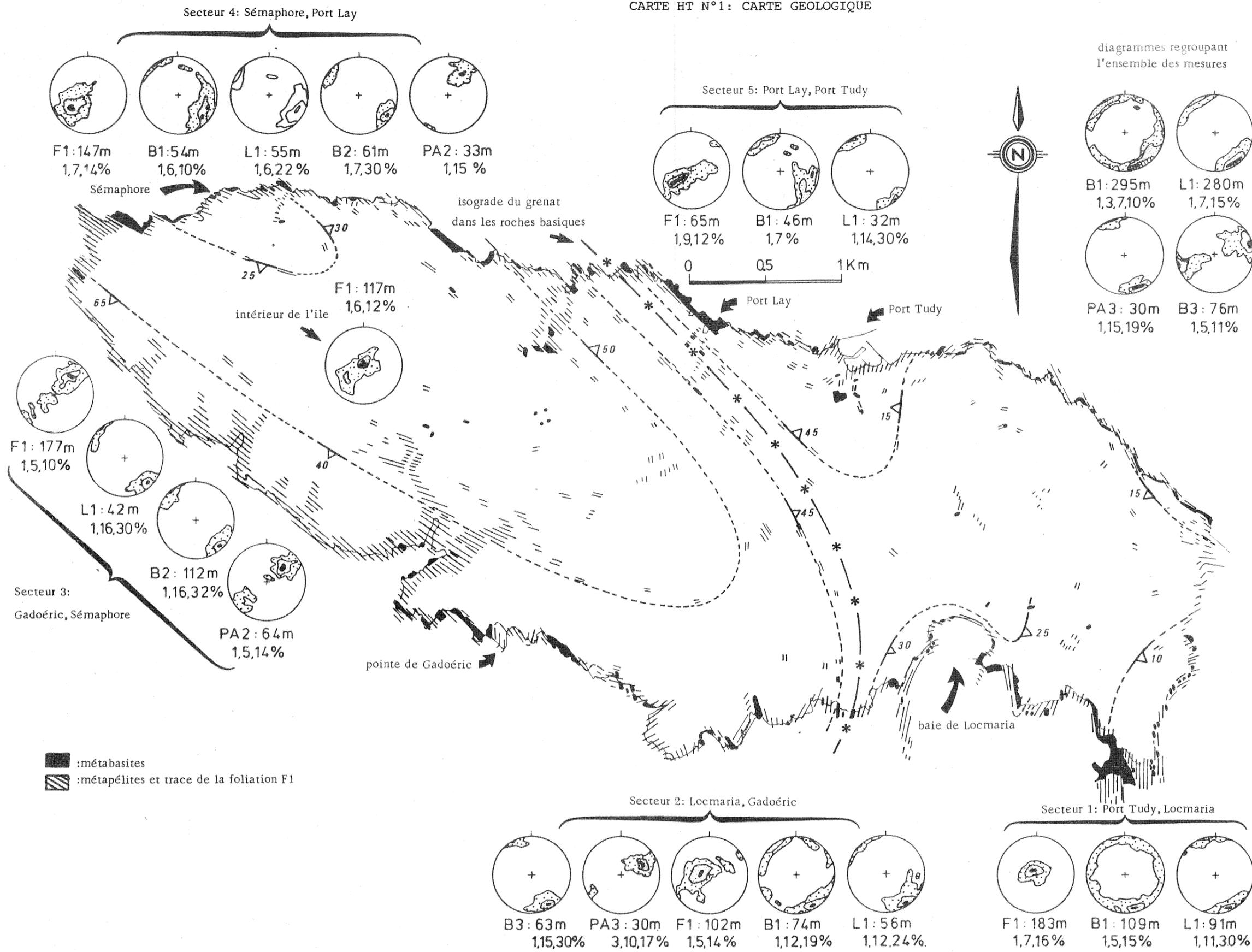
- RHODES S., GAYER R.A. (1977) : Non-cylindrical folds, linear structures in the X direction and mylonite developed during translation of the Caledonian kalak nappe complex of Finmark. *Geol. Mag.*, 114, 329-341.
- ROEDER D.H. (1973) : Subduction and orogeny. *Journ. Geophys. Res.*, 78, 5005-5024.
- ROEDER D. (1979) : Continental collisions. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 17, 1098-1109.
- ROEVER W.P. de (1956) : Some differences between post-Paleozoic and older regional metamorphism. *Geol. Mijnb.*, 18, 123-127.
- ROEVER W.P. de (1967) : Overpressure of tectonic origin or deep metamorphism. In "Metamorphism and plate tectonic regimes", W.G. Ernst ed., *Benchmark Papers in Geology*, vol. 17, (1975), 342-352.
- ROSENFELD J.L. (1968) : Garnet rotations due to major Paleozoic deformations in southeast Vermont. In "Studies of appalachian geology : northern and maritime". E. Zen, W.S. White, J.B. Hadley and J.B. Thompson ed., New-York, 185-202.
- ROSENFELD J.L. (1970) : Rotated garnets in metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am.*, Spec. Pap. 129, 105 p.
- RUHLAND M., JEANNETTE D. (1966) : La baie de Ker Béthanie : secteur clef de la structure géologique de l'Ile de Groix. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 19, 97-104.
- SANDERSON D.J. (1973) : The development of fold axes oblique to the regional trend. *Tectonophysics*, 16, 55-70.
- SAUVAGE-ROSENBERG M. (1977) : Tectonique et microtectonique des schistes lustrés et ophiolites de la vallée du Golo (Corse alpine). Thèse 3ème cycle, Montpellier, ronéo, 83 p.
- SCHMIDT W. (1918) : Bewegungsspuren in porphyroblasten Kristalliner Schiefer. *S.B. Akad. Wiss. Wien*, 1, 127, 293-310.

- SCHONEVELD C. (1977) : A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. *Tectonophysics*, 39, 453-471.
- SCHONEVELD C. (1978) : Syntectonic growth of garnets : discussion of a new model proposed by M.J. de Wit. *Geol. Journ.*, 13, 37-46.
- SCOTT W.H. (1969) : Experiment in flow deformation. *Carnegie Institute Washington Year Book*, 67, 251-254.
- SHELLEY D. (1972) : Porphyroblasts and "crystallization force". Some textural criteria : discussion. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 919-920.
- SMITH R.B. (1979) : The folding of a strongly non-newtonian layer. *Amer. Journ. Sci.*, 279, 272-287.
- SPRY A. (1963) : The origin and significance of snowball structure in garnet. *Journ. Petrol.*, 4, 211-222.
- SPRY A. (1969) : *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford, 350 p.
- STURT B.A., HARRIS A.L. (1961) : The metamorphic history of the Loch Tummel area, central Perthshire, Scotland. *Liverpool Manchester Geol. Journ.*, 2, 689-711.
- TREAGUS S.H. (1973) : Buckling stability of a viscous-layer system oblique to the principal compression. *Tectonophysics*, 19, 271-289.
- TRIBOULET C. (1974) : Les glaucophanites et roches associées de l'Ile de Groix (Morbihan, France) : étude minéralogique et pétrogénétique. *Contr. Minéral. Petrol.*, 45, 65-90.
- TRIBOULET C. (1977) : Stabilité et relations de phases dans le système expérimental  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . Applications à la pétrologie des glaucophanites et des roches qui leur sont associées. Thèse, Paris, ronéo.

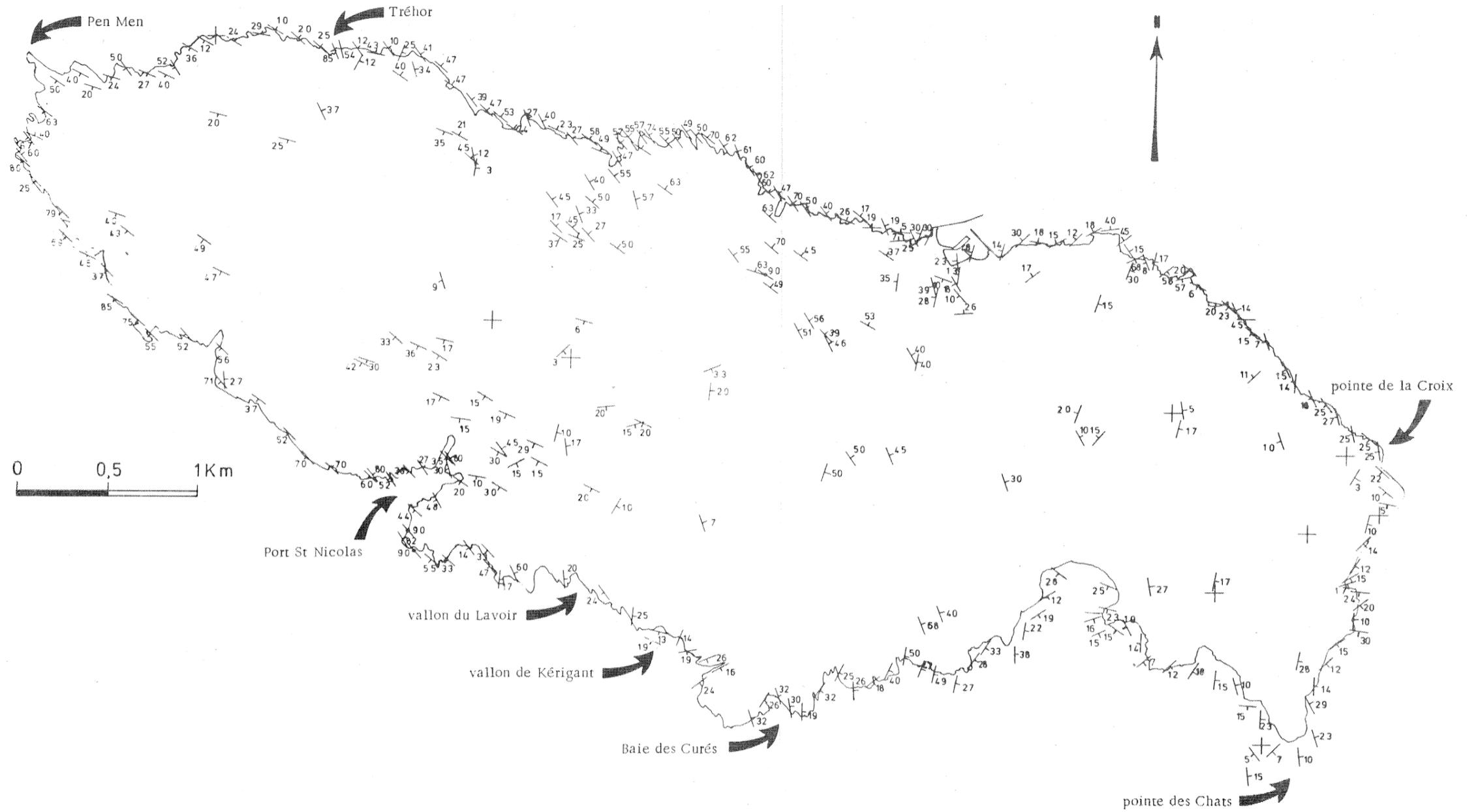
- TRUESDELL C., TOUPIN R. (1960) : The classical field theories. In "Handbuch der Physik, S. Flügge ed., Springer Verlag Berlin, 3, 226-793.
- TULLIS J. (1977) : Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, 39, 87-102.
- VERNON R.H. (1976) : *Metamorphic processes*. Th. Murby ed., London, 247 p.
- VERNON R.H. (1978) : Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. *Geol. Rdsch.*, 67, 288-305.
- WILSON M.R. (1971) : On syntectonic porphyroblast growth. *Tectonophysics*, 11, 239-260.
- WITT M.J. de (1976) : Metamorphic textures and deformation : A new mechanism of the development of syntectonic porphyroblasts and its implications for interpreting timing relationships in metamorphic rocks. *Geol. Journ.*, 11, 71-100.
- ZWART H.J. (1962) : On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (central Pyrenees). *Geol. Rdsch.*, 52, 38-65.



CARTE HT N°1: CARTE GEOLOGIQUE



CARTE HT N°2: DIRECTION ET PENDAGE DE LA FOLIATION F1



CARTE HT N°3: LINEATION L1 ET DEFORMATIONS POST-METAMORPHIQUES

