HAL
open science

CONTRIBUTION A L' ETUDE D' UN DOME GNEISSIQUE LE MASSIF DE SAINT MALO (Massif Armoricain) ANALYSE DE LA DEFORMATION

Jean-Pierre Brun

To cite this version:

Jean-Pierre Brun. CONTRIBUTION A L' ETUDE D' UN DOME GNEISSIQUE LE MASSIF DE SAINT MALO (Massif Armoricain) ANALYSE DE LA DEFORMATION. Tectonique. Université de Rennes, 1975. Français. NNT : . tel-01576446

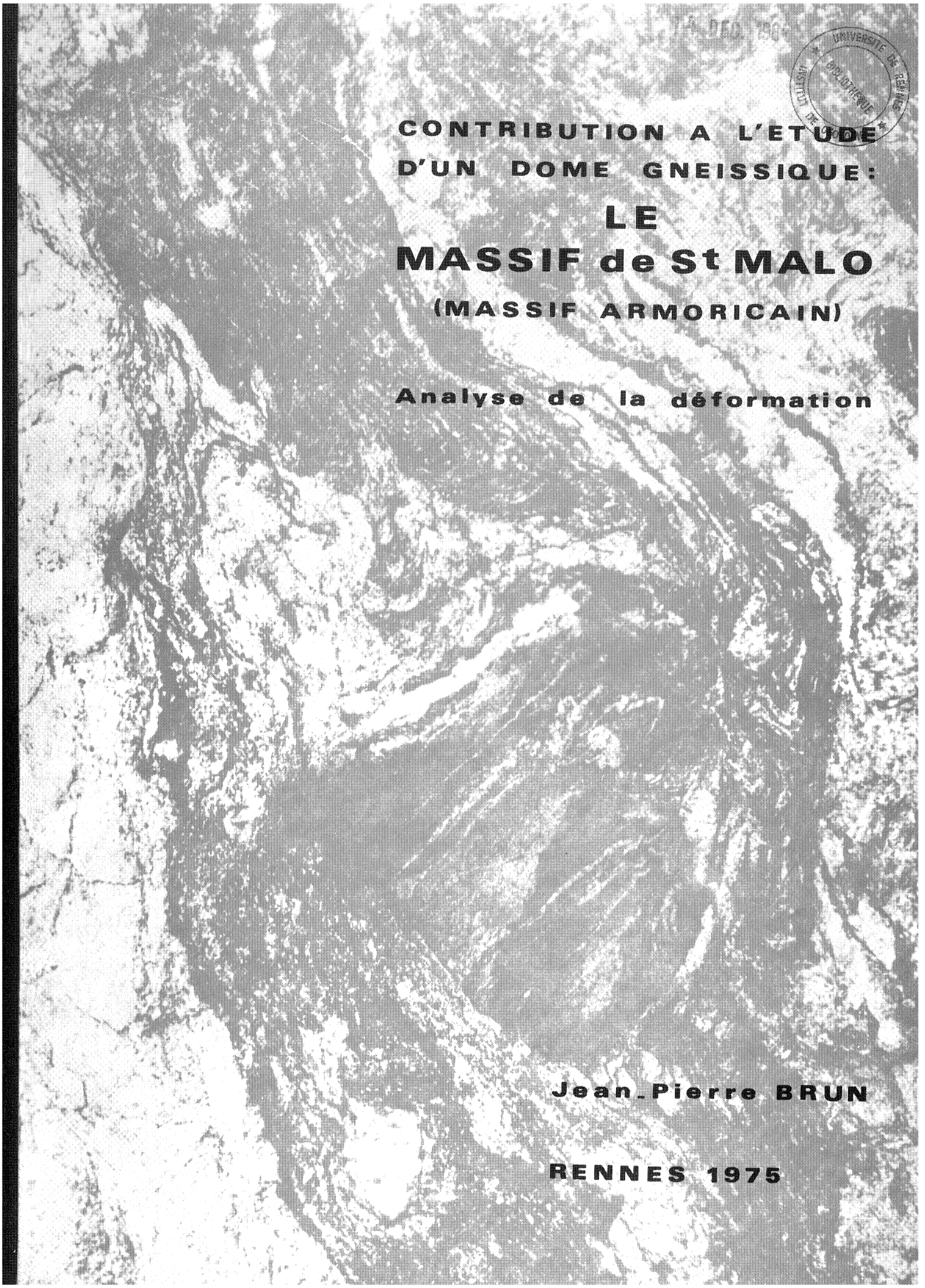
HAL Id: tel-01576446

https://insu.hal.science/tel-01576446

Submitted on 23 Aug 2017

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.



Université de Rennes
Bibliothèque
Institut de Géologie

CONTRIBUTION A L'ETUDE D'UN DOME GNEISSIQUE: LE MASSIF de St MALO (MASSIF ARMORICAIN)

Analyse de la déformation

Jean-Pierre BRUN

RENNES 1975

14 DEC. 1984

UNIVERSITE DE RENNES
INSTITUT DE GÉOLOGIE
BIBLIOTHÈQUE

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES

Numéro d'inventaire
Bibliothèque

3645

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

ERRATA

p. 18, ligne 8
p. 66, ligne 16
p. 90, lignes 20 et 24
légende photo 6
} "Asymétrie" au lieu de "Assymétrie"

p. 10, ligne 14, "hérité" au lieu de "hériter"

p. 23, ligne 30, Dans les zones "telles" que Cancaval.

p. 52, Fig. 37, Extrait de PITCHER et BERGER (1972)
Fig. 36, Extrait de COWARD (1973)

p. 70, ligne 16, "régional" au lieu de "régionale".

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES
Numéro d'inventaire Bibliothèque
3645

ADDITIF A LA BIBLIOGRAPHIE

BERTRAND J.M. (1974) Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod. Ed. C.N.R.S., C.R.Z.A. Série géologie n° 19, 307 p.

DIETRICH R.V. et MEHNERT K.R. (1960) Proposal for the nomenclature of migmatites and associated rocks. Int. Geol. Cong., XXI Sess. Copenhague, 26 : 56-67.

FYSON W.K. (1971) Fold attitudes in metamorphic rocks. Am. Journ. Sci., 270 : 373-82.

MEHNERT K.R. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Pub. Comp., 393 p.

Série : C

N° d'ordre: 374

N° de série: 122

INSTITUT de GÉOLOGIE
de RENNES
Numéro d'inventaire Bibliothèque 3645

UNIVERSITE DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

THESE

présentee

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES

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

pour obtenir

le titre de Docteur en troisième cycle

spécialité : GEOLOGIE

par

Jean - Pierre BRUN

CONTRIBUTION A L'ETUDE D'UN DOME GNEISSIQUE

LE MASSIF DE SAINT - MALO (Massif Armoricain)

ANALYSE DE LA DEFORMATION

Soutenue le devant la Commission d'Examen

M. J.COGNE	Président
M. J.HAMEURT	Examinateur
M. E. DEN TEX M. P.COBBOLD M. D.JEANNETTE	Membres invités

UNIVERSITE DE RENNES

U.E.R. Sciences et Philosophie

Doyens Honoraires

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

Professeurs Honoraires

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

Maîtres de Conférences Honoraires

M. GRILLET L.
M. LECHECQ A.

Professeurs	Maîtres de Conférences & Chargés de Cours
Mathématiques	
M. GUBRINDON J.	M. BERTHELOT P.
M. METIVIER M.	M. BOULAYE G.
M. GIORGIUTTI I.	M. BREEN L.
M. TOUGERON J.C.	M. CAMUS J.
M. MIGNOT A.	M. CONZE P.
M. HOUDEBINE J.	M. FERRAND D.
M. KEANE Michaël	M. GUIVARC'H Y.
Physique	
M. VACHER M.	M. GUIDINI J.
M. VIGNERON L.	M. DECAMPS E.A.
M. LE BOT J.	
Mme ROBIN née SALOMOND	
M. ROBIN S.	
M. LE MONTAGNER S.	
M. MEVEL J.Y.	
M. REGENSTREIF E.	
M. BRUN P.	
M. LE ROUX E.	
M. DUBOST G.	
M. ARQUES P.Y.	
M. HAEUSLER C.	
M. NUSIMOVICI M.	

Professeurs	Maîtres de Conférences & Chargés de Cours
Chimie	
M. VENE J.	M. TALLEC A.
M. LE MOAL H.	
M. LEVAS E.	
M. PELTIER D.	
M. PRIGENT J.	
M. FOUCAUD A.	
M. LANG J.	
M. CARRIE R.	
M. GUERILLOT C.R.	
M. KERFANTO M.	
M. DABARD R.	
M. GRANDJEAN D.	
M. LUCAS J.	
M. MARTIN G.	
Chimie Biologique	
M. JOUAN P.	
M. DUVAL J.	
Géologie	
M. COGNE J.	M. HAMEURT J.
Melle DURAND S.	M. LARDEUX H.
M. BOILLOT G.	
Zoologie	
M. RICHARD G.	M. CALLEC J.J.
M. MAILLET P.	
M. RAZET P.	
M. FOLLIOT R.	
M. ALLEGRET P.	
M. MANIEY J.	
M. JOLY J.	
M. LEFEUVRE J.C.	
Botanique	
M. VILLERET S.	M. TOUFFET J.
M. CLAUSTRES G.	
Melle COAS G.	
Melle GOAS M.	
Mme LEMOINE C.	
Philosophie	
M. ORTIGUES E.	M. JACQUES F.
	M. BEYSSADE J.M.

—

Nombreuses sont les personnes dont l'amitié et la compétence ont été mises ici à contribution. Qu'elles reçoivent mes plus vifs remerciements.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE

I Localisation et historique p. 1
II Buts et intérêts de ce travail 2
III Méthode de travail 3
IV Résultats obtenus 4
1 AU POINT DE VUE PETROGRAPHIQUE 4
2 AU POINT DE VUE TECTONIQUE 4
3 AU POINT DE VUE GENERAL 4
V Plan de l'ouvrage 5

1ère PARTIE : LE CADRE GENERAL

INTRODUCTION 6
Chapitre I : LES UNITES LITHOLOGIQUES 7
I Les schistes cristallins de la Vallée de la Rance 7
1 LES MICASCHISTES DE LANGROLAY 7
2 LES GNEISS VARIES DU MINIHIC A LA RICHARDAIS 8
2 1 Les gneiss à grain fin 8
2 2 Les niveaux calco-silicatés 9
2 3 Les gneiss à gros grain 10
2 4 Les roches basiques 10
II Les migmatites de St Malo 11
1 LES GNEISS D'INJECTION 11
2 LES GNEISS RUBANES VEINES OU STROMATITIQUES 12
3 LES GNEISS GRANITOIDES 13
4 RELATIONS DES DIFFERENTS TYPES DE GNEISS ENTRE EUX 14
III Conclusions 14

Chapitre II : LES PHASES DE DEFORMATION 16

I Dans les schistes cristallins 16

1 LES DEFORMATIONS PRECOCES D1 16

1 1 La foliation S1 16
1 2 Les linéations L1 17
1 3 Les plis P1 17

2 LES DEFORMATIONS D2 18

2 1 Zone A : De Langrolay à La Gauthier 18
a - La schistosité S2 18
b - Les linéations L2 19
c - Les plis P2 19
2 2 Zone B : De La Gauthier à La Richardais 20
a - La schistosité S2 20
b - Les linéations L2 20
c - Les plis P2 20
2 3 Les superpositions des déformations D1 et D2 21

3 LES DEFORMATIONS D3 21

3 1 Zone A : De Langrolay à La Landriais 21
a - La schistosité S3 21
b - La linéation Lc3 22
c - Les plis P3 22
3 2 Zone B : De La Landriais à La Richardais 22
a - La schistosité S3 22
b - Les linéations L3 23
c - Les plis P3 23
3 3 Les superpositions des plis P2 et P3 24

II Dans les migmatites 24

1 STRUCTURE DES ZONES MIXTES A GNEISS GRANITOIDES ET GNEISS RUBANES 25

1 1 Chronologie des déformations 25
1 2 Position structurale des néosomes stromatitiques, et situation de la migmatisation 26
2 STRUCTURE DES ZONES A GNEISS GRANITOIDES SEULS 27

2 1 Forme et structure des enclaves dans les gneiss granitoïdes 27
2 2 Le rubanement des gneiss granitoïdes : une structure de flux 28

3 LES DEFORMATIONS D3 DANS LES MIGMATITES 29

4 AGE RELATIF DU RUBANEMENT DES GNEISS GRANITOIDES 30

5 CHRONOLOGIE RELATIVE DES DEFORMATIONS ET DES EVEMENTS MIGMATITIQUES 31

III Conclusions 32

Chapitre III : LE METAMORPHISME REGIONAL 33
I Rappels historiques 33
II L'évolution du métamorphisme régional 33
1 LA PHASE M1 34
2 LA PHASE M2 34
3 LE PROBLEME DE L'EVOLUTION SPATIALE ET TEMPORELLE DU METAMORPHISME DANS LE MASSIF DE SAINT MALO 36
4 MISE EN PLACE DES GRANITOÏDES 37
III Place des déformations cataclastiques 37
IV Conclusions 38
CONCLUSIONS DE LA PREMIERE PARTIE 39

2ème PARTIE : ANALYSE DE LA DEFORMATION

Chapitre I : INTRODUCTION A L'ANALYSE DE LA DEFORMATION 41
I Les concepts de l'analyse de la déformation 41
I 1 LES PARAMETRES DE LA DEFORMATION 41
a - Déformation linéaire 41
b - Déformation angulaire 42
I 2 DEFORMATION HOMOGENE ET NON-HOMOGENE 42
I 3 DEFORMATION FINIE ET INFINITESIMALE 42
I 4 LA DEFORMATION EN DEUX DIMENSIONS 43
a - L'ellipse de déformation 43
b - Représentation graphique 44
c - La déformation progressive 45
I 5 LA DEFORMATION EN TROIS DIMENSIONS 46
a - L'ellipsoïde de déformation 46
b - Représentation graphique 48
II Problèmes et méthodes de l'analyse de la déformation en domaines profonds 50
II1 LES PROBLEMES DE L'ANALYSE DE LA DEFORMATION DANS LE MASSIF DE SAINT MALO 50
1 1 Le choix des marqueurs 50
1 2 Le problème de l'échelle 51
1 3 Les changements de volume 52

II2 DETERMINATION DE L'ELLIPSOIDE DE DEFORMATION 52

2 1 Relations entre la forme de l'ellipsoïde de déformation et la fabrique des roches métamorphiques 52

2 2 La déformation des veines minérales et la méthode de TALBOT 53

II3 L'ETUDE DES PLIS ET DES MECANISMES DE PLISSEMENT 56

3 1 L'étude des profils 56
a - La méthode des isogones 56
b - Les variations d'épaisseur le long d'une couche plissée 56

3 2 La déformation des structures linéaires et la détermination des lignes de glissement 56

Chapitre II : ANALYSE DES DEFORMATIONS D2 DANS LA VALLEE DE LA RANCE 58

I Les déformations D2 dans la zone A 58

I 1 GEOMETRIE ET CINEMATIQUE DES PLIS P2 58

1 1 Géométrie 58

1 2 La dispersion des linéations précoces 58

I 2 LA DEFORMATION FINIE 61

2 1 Les tectonites L-S 61

2 2 L'ellipsoïde de déformation 62

2 3 Relations entre la position des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie et celles des axes géométriques des microstructures à La Landriais 62
a - Les plis des gneiss à grain fin 62
b - La fabrique des gneiss à gros grain 63
c - Les structures des veines et les pseudo-conglomérats 63

II Les déformations D2 dans la zone B 63

II1 GEOMETRIE ET CINEMATIQUE DES PLIS P2 63

1 1 Géométrie 63

1 2 La dispersion des linéations précoces 64

II2 ESSAI DE RECONSTITUTION DE LA DEFORMATION FINIE 66

2 1 Le modèle 66

2 2 Application et vérification du modèle 68
a - Champ des formes possibles de l'ellipsoïde de déformation 68
b - La réorientation des lignes de glissement 69

2 3 Déformation progressive et réorientation des axes de plis dans la zone B 70

III Conclusions à l'étude des déformations D2 72

Chapitre III : ANALYSE DES DEFORMATIONS D3 DANS LA VALLEE DE LA RANCE ET A St BRIAC 73

I Les déformations D3 dans la zone A 73

II Les déformations D3 dans la zone B 73

II1 GEOMETRIE ET CINEMATIQUE DES PLIS P3 74

1 1 Géométrie 74
a - Anse de La Gauthier 74
b - Cancaval - Quelmer 74
c - La Richardais - La Viconté 75

1 2 La dispersion des linéations 75

II2 LA DEFORMATION FINIE DANS LA VALLEE DE LA RANCE 76

2 1 L'ellipsoïde de déformation 76

2 2 Relation entre la position des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie et celle des axes géométriques des microstructures à Cancaval 77
a - Relations avec les plis des gneiss à grain fin 77
b - Relations avec les plis des veines déformées 78
c - Les pseudo-conglomérats 78

II3 LA DEFORMATION FINIE DANS LE NOYAU MIGMATITIQUE 79

3 1 Caractérisation de l'écoulement dans les gneiss granitoïdes 79

3 2 La déformation dans les gneiss stromatitiques 81

III Conclusions à l'étude des déformations D3 82

3ème PARTIE : LE DOME GNEISSIQUE

Chapitre I : LE MASSIF DE St MALO : UN DOME GNEISSIQUE 84

I Dômes gneissiques et diapirisme 84

II Zonéographie structurale et morphologie du dôme gneissique de St Malo 86

II1 ZONEOGRAPHIE DES DEFORMATIONS D2 ET D3 87

II2 COMPARAISON AVEC LES MODELES EXPERIMENTAUX 89

II3 COMPARAISON AVEC D'AUTRES DOMES GNEISSIQUES 90

Chapitre II : DISCUSSION ET IMPLICATION DE CE MODELE 91

I L'interprétation en dôme gneissique dans le cadre de l'évolution des idées 91

I 1 SITUATION STRATIGRAPHIQUE ET POLARITE DE LA SERIE SEDIMENTAIRE 92 92

I 2 LES RELATIONS SOCLE - COUVERTURE PENDANT L'OROGENE CADOMIEN 93

2 1 Y-a-t-il remobilisation d'un socle ancien 93

2 2 L'existence d'une ceinture de dômes 94

II Le problème de l'interaction tectonique/gravité 96

Introduction

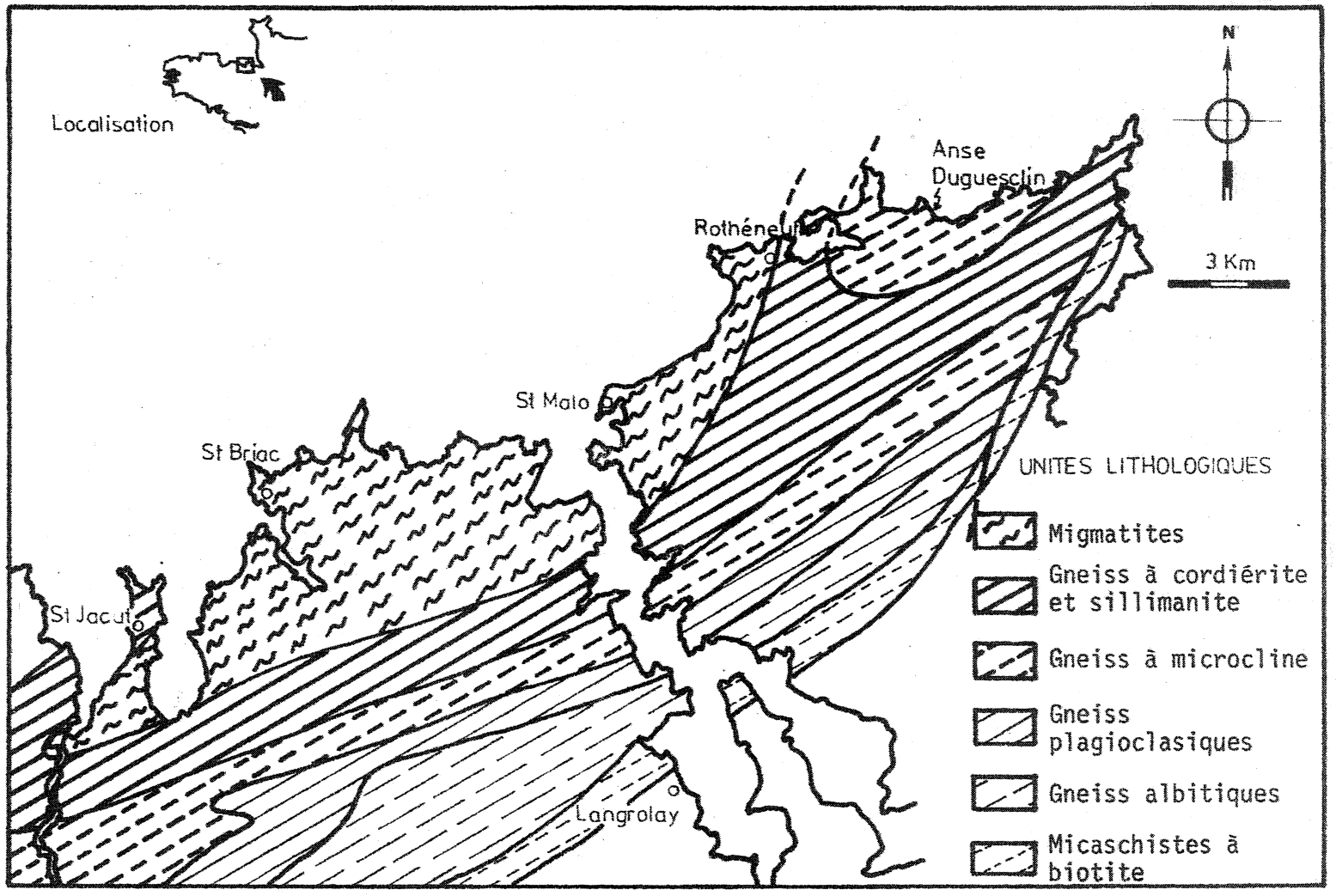
INTRODUCTION GENERALE

I- LOCALISATION ET HISTORIQUE

Situé sur la côte Nord-Est du Massif Armoricain et partiellement immergé dans sa partie septentrionale (fig. 1), le Massif de St-Malo constitue un complexe métamorphique à la limite des domaines mancellien et domnonéen (COGNÉ, 1974).

Par son orientation cartographique N 60° il possède une certaine originalité dans le contexte géologique armoricain, que BARROIS (1893) fut le premier à relever, et qu'il interpréta comme une orientation typiquement calédonienne. Depuis les interprétations les plus divergentes ont eu cours au sujet de l'âge de ce massif. ABRARD (1923) propose un âge hercynien et COGNÉ (1965) un âge anté-hercynien, peut-être calédonien. Deux études géochronologiques distinctes (GRAINDOR et WASSERBURG, 1962 et LEUTWEIN et SONET, 1965 et 1968) proposent un schéma plus complexe, dans lequel la migmatisation et le métamorphisme des gneiss du Nord sont rapportés au Cadomien (500-570 MA) tandis que l'évolution des micaschistes du sud s'achève à l'Hercynien (320-360 MA). Ces résultats sont partiellement contredits par l'étude pétrographique et structurale de JEANNETTE (1971), qui ne met en évidence aucune "réactivation" hercynienne. Il faut enfin signaler les travaux britanniques récents (BROWN, BARBER et ROACH, 1971) qui, à partir de critères structuraux et stratigraphiques, concluent à un âge pentévrien.

Fig. 1



LE MASSIF DE St MALO

D'après Jeannette 1971

Depuis la publication de la première carte géologique de Dinan (1/80 000e) en 1893 par BARROIS, tous les auteurs qui ont présenté une synthèse du Massif de St-Malo s'accordent à distinguer trois grandes unités lithologiques (fig. 1) :

- un noyau migmatitique de la baie de St-Jacut à St-Malo,
- une enveloppe de gneiss à cordiérite et à sillimanite, ceinturant le noyau migmatitique,
- des gneiss et micaschistes périphériques.

BARROIS (1893) et ABRARD (1923) considéraient l'unité centrale comme une masse granitique intrusive dans les gneiss périphériques. Ce n'est qu'en 1951, et grâce aux travaux de COGNÉ que la migmatisation "in situ", au centre du massif fut mise en évidence. Cet auteur montre en outre l'augmentation progressive de l'intensité du métamorphisme du Sud au Nord de la vallée de la Rance et propose une interprétation en termes de zonéographie.
En 1971, dans le cadre d'une vaste étude concernant l'ensemble des séries précambriennes du Nord-Est de la Bretagne, JEANNETTE donne une synthèse de la stratigraphie,du métamorphisme et de la tectonique du Massif de St-Malo. Dans une série sédimentaire, graywakeuse et arkosique, qu'il rapporte au Briovérien moyen, cet auteur met en évidence le caractère polyphasé de la déformation et du métamorphisme.

- Durant une première phase de déformation en plis couchés d'orientation E-W, le métamorphisme fut de haute ou moyenne température.

- Les plis de la seconde phase de déformation sont orientés N 60° et déversés vers le Nord. Le métamorphisme est de type basse pression haute température et conduit à une migmatisation modérée de la partie centrale du massif.
Les déformations de cette phase s'achèvent par des cisaillements et une cataclase dans l'ensemble du massif qui est soumis par ailleurs à un métamorphisme thermique et à une muscovitisation.

II- BUTS ET INTERET DE CE TRAVAIL

L'essentiel du travail présenté dans ce mémoire consiste en une étude structurale et microtectonique de la vallée de la Rance,

unique coupe naturelle du Massif de St-Malo, complétée par une analyse de la déformation. Les aspects pétrologiques et géochimiques seront développés ultérieurement (MARTIN, thèse en cours) et ne sont abordés ici que de façon élémentaire et schématique, dans un unique souci de définition des objets géologiques.
Réalisée dans le cadre de l'A.T.P. : "Interactions entre mécanismes géochimiques et structuraux générateurs d'échanges des matières dans le domaine de la migmatisation", cette étude ne constitue qu'un maillon du travail d'équipe pluridisciplinaire, actuellement en cours de réalisation, dans le Massif de St-Malo (LE MAREC, 1974 ; MARTIN, 1975) et dans l'anticlinal de Cornouailles (LE METOUR, 1974 ; AUDREN et LE METOUR en préparation), sous la direction de Messieurs les Professeurs COGNÉ et HAMEURT.

III- METHODE DE TRAVAIL

Etant donné la médiocrité des conditions d'affleurement, il n'a pas été réalisé de cartographie générale du massif. Les études locales ont conduit toutefois à de légères modifications de la carte publiée par JEANNETTE (1971) , qui est, à ce jour, la meilleure cartographie qu'il soit possible de réaliser dans les terrains du Nord-Est du Massif Armoricain.
Les méthodes utilisées sont de deux types :

- d'une part celles, classiques, de la microtectonique et de l'analyse géométrique (WILSON, 1961 ; TURNER et WEISS, 1963 et MATTAUER, 1973) ;
- d'autre part celles, d'usage plus récent en France, de l'analyse de la déformation (FLINN, 1962 ; RAMSAY, 1967 et WATTERSON, 1968).

Les mesures citées dans le texte ainsi que l'ensemble des stéréogrammes sont rapportés au Nord géographique. Les projections stéréographiques sont des projections méridiennes sur l'hémisphère inférieur et les mesures sont reportées sur un réseau de WULFF.

IV- RESULTATS OBTENUS

IV.1 AU POINT DE VUE PETROGRAPHIQUE :

- Mise en évidence de la nature orthogneissique des gneiss à gros grain de la vallée de la Rance.
- Définition d'une séquence migmatitique et de ses relations avec la déformation.

IV.2 AU POINT DE VUE TECTONIQUE

2.1 Tectonique superposée

- Mise en évidence de trois phases de déformation D1, D2 et D3.
- Définition d'une zonéographie structurale des déformations D2 et D3.
- Mise en évidence du déversement des plis P2 vers le Sud.

2.2 Analyse de la déformation

- Etude des variations du style des plis de la périphérie vers le centre du massif.
- Analyse de l'évolution de la déformation finie de la périphérie vers le centre du massif.
- Etude des mouvements de la matière au cours de la déformation :
  - soit d'après les linéations déformées par les plis.
  - soit d'après les structures de flux dans les diatexites.

IV.3 AU POINT DE VUE GENERAL

- Interprétation du Massif de St-Malo comme un dôme gneissique.

V- PLAN DE L'OUVRAGE

L'ouvrage se décompose en trois parties en fonction de la nature des résultats, et du fait même du type des méthodes utilisées.

Aussi dans la *première partie*, consacrée au CADRE REGIONAL, sont résumés les caractéristiques lithologiques de la série, les phases de déformation et le métamorphisme.

Dans la *seconde partie* l'ANALYSE DE LA DEFORMATION, concernant les phases D2 et D3, constitue une approche plus précise des mécanismes de plissement.

Enfin la *troisième partie* propose un schéma évolutif de la déformation, destiné à appuyer l'interprétation en DOME GNEISSIQUE du Massif de St-Malo.

Première partie

LE CADRE REGIONAL

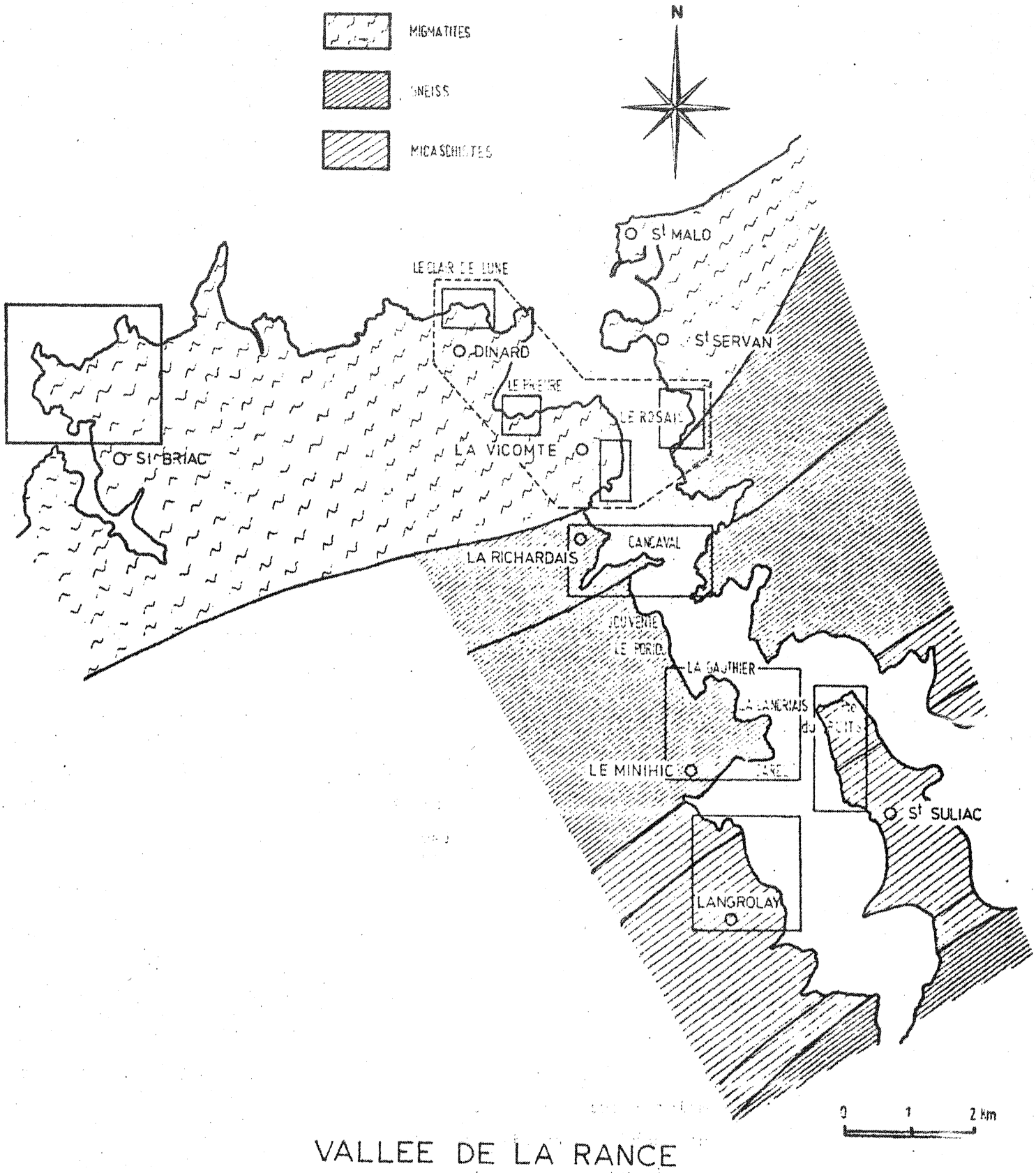
INTRODUCTION

Dans le Massif de St-Malo seule la coupe naturelle qu'offre la vallée de la Rance (fig. 2) permet de suivre de façon continue du Sud vers le Nord l'évolution métamorphique et structurale des séries cristallophylliennes.La très mauvaise qualité des affleurements et leur rareté en dehors de cette coupe est un obstacle majeur à toute tentative de cartographie détaillée. Les unités lithologiques ont été regroupées en deux rubriques distinctes :

- les schistes cristallins de la vallée de la Rance,
- les migmatites de St-Malo.

Pour ces dernières la définition proposée dans ce mémoire recouvre des observations réalisées dans l'estuaire de la Rance et dans la région de St-Briac (fig. 2).

Cette première partie se décompose en trois chapitres dans lesquels sont étudiés successivement les unités lithologiques, les phases de déformations et le métamorphisme. Ce travail devant être suivi de l'étude pétrographique détaillée de MARTIN, les descriptions pétrographiques et le métamorphisme sont présentés de façon volontairement schématique. L'analyse structurale vient compléter celle de JEANNETTE (1971). Trois phases de déformations continues ont été distinguées et une zonéographie de leurs caractéristiques microtectoniques, de l'extérieur vers le centre du massif, est proposée.



VALLEE DE LA RANCE

Fig. 2 : Localisation des zones étudiées en détail

CHAPITRE I : LES UNITES LITHOLOGIQUES

I- LES SCHISTES CRISTALLINS DE LA VALLEE DE LA RANCE

Coulant du Sud vers le Nord la Rance traverse successivement deux unités lithologiquement distinctes, affectant cartographiquement la forme de bandes orientées N60° :

- les micaschistes de Langrolay,
- les gneiss variés du Minihic à la Richardais.

Au Nord de cette dernière localité débutent les migmatites de St-Malo (fig. 2).

I.1 LES MICASCHISTES DE LANGROLAY

Bien exposés à Langrolay et St-Suliac, les micaschistes (1) sont caractérisés par une alternance décimétrique à métrique de bancs massifs de couleur gris sombre et de bancs lités de couleur brun verdâtre. L'aspect finement grenu des bancs massifs s'oppose à celui phylliteux des bancs lités. Dans ces derniers le litage est souligné par de nombreuses veines quartzeuses ou quartzo-feldspathiques.

---

(1) Le terme de micaschiste est employé ici dans le sens descriptif rappelé par WINCKLER (1966, p. 176) : *Le trait caractéristique qui fait la différence entre schistes et gneiss ne réside pas dans la composition minéralogique mais dans la structure... Les schistes se débitent en tranches plus fines que les gneiss.*

On distingue à la loupe une forte orientation des minéraux phylliteux dans des plans parallèles au litage millimétrique. Ceci se traduit au microscope par des associations planaires de chlorite et muscovite, ou biotite et muscovite en alternance avec des lits quartzoplagioclasiques. La composition minéralogique, bien que variant légèrement d'un lit à l'autre, reste principalement constituée de :

Biotite - chlorite - muscovite - albite - quartz.

Un seul banc d'environ trois mètres d'épaisseur, au Sud de l'anse de Langrolay, montre une composition nettement différente :

Zoïsite - clinozoïsite - chlorite - grenat - labrador - quartz.

Cet ensemble de micaschistes contient en outre quelques bancs d'épaisseur métrique de gneiss à gros grain, composés de :

Microcline - labrador - muscovite - quartz.

Les cristaux de muscovite apparaissent en grandes plages pœcilitiques contenant fréquemment des reliques de sillimanite. On relève aussi la présence de quelques cristaux de cordiérite très pinnitisés. A l'échelle métrique ces bancs apparaissent interstratifiés avec les micaschistes mais leurs épontes montrent souvent, dans le détail, une obliquité de 20 à 30° avec le rubanement des micaschistes qu'elles recoupent. Contrairement à JEANNETTE (1971), qui voyait dans ces roches des arkoses métamorphisées, je pense qu'il s'agit d'orthogneiss intrusifs dans la série sédimentaire sous forme de filons-couche. Il convient aussi de préciser que l'alternance rythmique en bancs massifs et bancs lités dans les micaschistes me semble être le seul caractère sédimentaire préservé par le métamorphisme et la déformation.

I.2 LES GNEISS VARIES DU MINIHIC A LA RICHARDAIS

I.2.1 Les gneiss à grain fin

Ils constituent de loin le type lithologique le plus abondant parmi les formations cristallophylliennes. A l'affleurement ils se présentent en bancs massifs décimétriques à métriques avec

des intercalations plus ou moins discontinues de fines passées schisteuses, millimétriques à centimétriques, qui leur donnent parfois un aspect lité. Bien que les grains de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique aient le plus souvent une taille de l'ordre de 70 microns, on note la présence irrégulière de niveaux centimétriques à décimétriques dans lesquels la taille des minéraux atteint le millimètre.
A l'échelle de l'échantillon, on perçoit un litage fin millimétrique à centimétrique marquant une alternance de niveaux clairs et de niveaux sombres. L'étude microscopique, montre une disposition planaire des micas parallèlement à ce litage.
Essentiellement composés de : biotite - muscovite - plagioclase - quartz, ils contiennent aussi un peu de microcline et suivant l'intensité du métamorphisme, de la cordiérite et de la sillimanite. Cette dernière apparaît sous forme d'amas de fibrolite, ou de reliques en aiguilles, dans les cristaux de muscovite poecilitique.
Comme pour les micaschistes, l'alternance rythmique en bancs est le seul témoin de l'origine sédimentaire de ces formations. L'étude géochimique (MARTIN, 1975) montre que ces gneiss ont une composition chimique globale, identique à celle des micaschistes, et compatible avec une origine graywakeuse (DE LA ROCHE, 1968).

I.2.2. Les niveaux calco-silicates

Ils apparaissent dans les gneiss à grain fin, en lentilles ou niveaux plus ou moins discontinus d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Ils montrent un zonage du cœur vers la périphérie parallèlement aux bordures. Ces zones correspondent à des variations graduelles de la composition minéralogique et sont mises en évidence par une altération différentielle qui leur donne une couleur jaune à vert olive.
Leur composition minéralogique varie légèrement en fonction du degré de métamorphisme mais on y relève le plus souvent les minéraux suivant :

Plagioclase - zoïsite - quartz - grenat - clinoamphibole - clinopyroxène.

Etant données leur richesse en calcium et leur pauvreté relative en potassium, magnésium, manganèse et titane, ces roches qu'il faut rapprocher des *calc-silicat-layers* des auteurs britanniques et des *erlans* des auteurs de langue allemande, correspondent vraisemblablement à des grès calcaires impurs plutôt qu'à des dépôts volcano-sédimentaires tuffacés.

I.2.3. Les gneiss à gros grain

Ces gneiss constituent tantôt des bancs intercalés dans les gneiss à grain fin, tantôt des masses d'ampleur décamétrique dont il est difficile de préciser la géométrie.
Très fortement structurés et le plus souvent cataclasés, ils prennent, à l'échelle de l'échantillon, un aspect micro-œillé caractéristique. Un rubanement diffus apparaît localement mais semble hériter de la déformation, les niveaux à granulométrie fine (< 1 mm) attestant d'une cataclase plus intense que ceux où les minéraux tels que le microcline et le plagioclase ont une taille de l'ordre de 3 à 4 millimètres.
De composition identique à celle des gneiss à gros grain observés dans les micaschistes, ils présentent comme eux des caractères intrusifs dans les gneiss à grain fin et sont donc de nature orthogneissique. JEANNETTE (1971) décrit dans ces roches des caractères sédimentaires tels que le litage, des minéraux détritiques et des galets. Il me semble plus vraisemblable d'interpréter ces faits comme le résultat de la déformation ; le cas des galets (pseudo-galets) sera envisagé dans la seconde partie de ce mémoire.

I.2.4. Les roches basiques

Quelques affleurements de roches basiques, d'extension restreinte, métrique à décamétrique, existent dans les gneiss à grain fin de Cancaval et de l'estuaire de la Rance.
On trouve à Cancaval des boudins de pyroxénite, décrits par JEANNETTE. Ces roches présentent un rubanement fin de lits

plagioclasïques et de lits principalement composés de plagioclase (40 à 50% d'anorthite) et diopside, elles contiennent en outre de l'actinote, de la zoïsite, du grenat et du quartz.
Des amphibolites ont été rencontrées dans les gneiss migmatisés de l'estuaire de la Rance. Ce sont des roches à rubanement grossier dans lesquelles alternent des niveaux clairs à plagioclase (60-70% d'anorthite), feldspath potassique, zoïsite et quartz, et des niveaux sombres à hornblende et diopside très pœcilitique.

II- LES MIGMATITES DE ST-MALO

Sur des critères essentiellement descriptifs, trois groupes de roches peuvent y être distinguées :

- des gneiss d'injection,
- des gneiss rubanés veinés,
- des gneiss granitoïdes.

La terminologie employée est celle de DIETRICH et MENHERT (1960) et MENHERT (1968).

II.1 LES GNEISS D'INJECTION

Cette dénomination recouvre l'ensemble des roches à trame gneissique reconnaissable (gneiss à grain fin et roches basiques) dans lesquelles le *mobilisat* est franchement injecté ou intrusif.

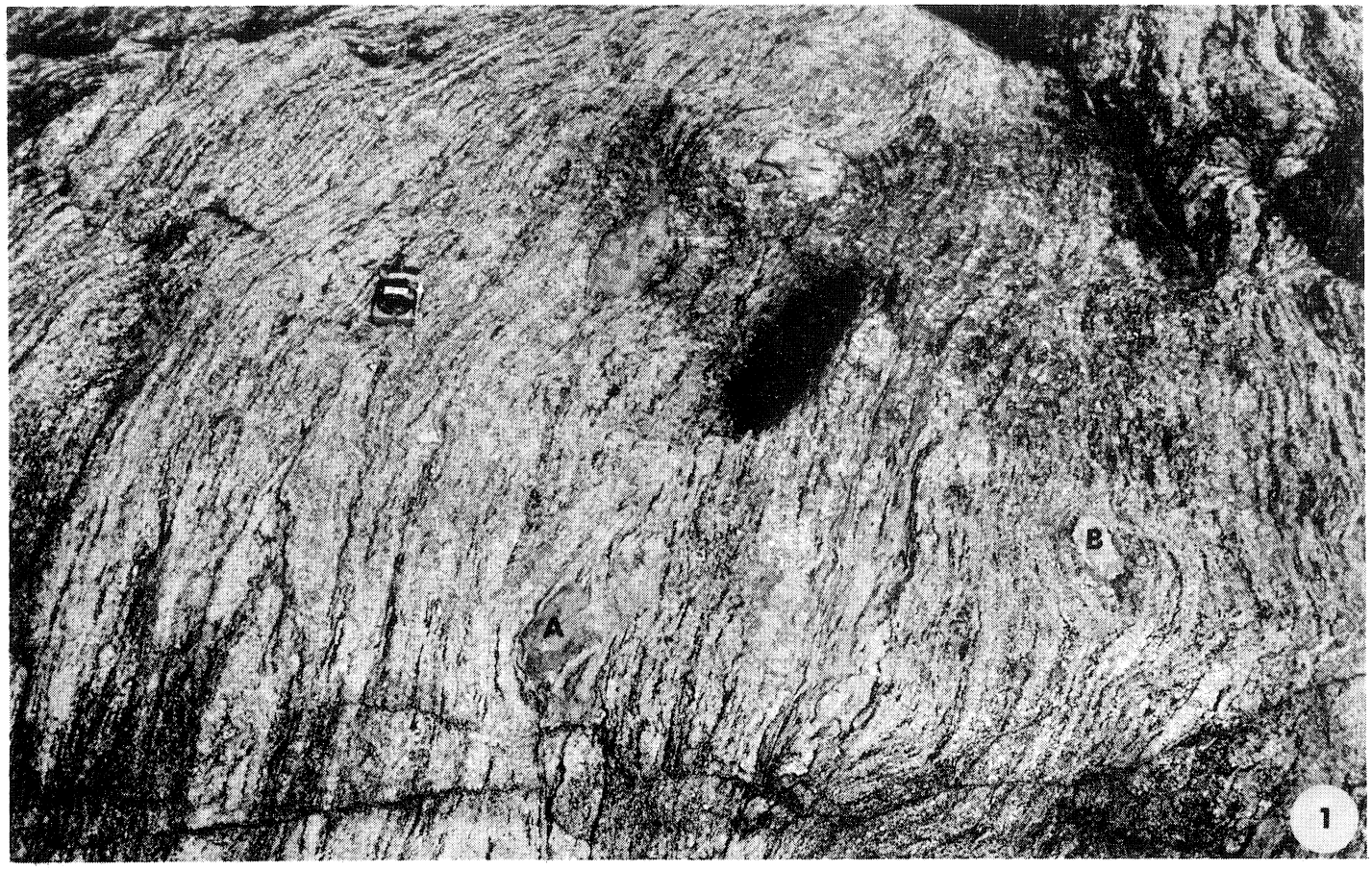
Le terme de *mobilisat* est utilisé ici pour désigner tout corps leucocrate de composition généralement quartzofeldspathique de forme planaire, lenticulaire ou irrégulière dont il est possible, à partir de critères structuraux de prouver le déplacement relatif par rapport à la roche qui le contient. Comme le rappelle BERTRAND (1974) : *Cette notion de mobilisation est indépendante de l'échelle (celle du grain ou de la masse rocheuse) et n'implique aucune hypothèse génétique sur l'état physique des deux fractions, ni sur les mécanismes. Il s'agit d'un terme très général applicable dans tous les cas de roches composites.*

Des structures de type *agmatite* sont observables localement, dans les zones de passage, entre les gneiss rubanés veinés et les gneiss granitoïdes. Des injections de matière quartzofeldspathique

Photo 1 : Gneiss granitoïdes rubanés. Le rubanement est souligné par des alignements irréguliers de minéraux mafiques et de petites enclaves lenticulaires de gneiss à grain fin. On note la présence d'enclaves décimétriques de gneiss à grain fin (A) et de quartz (B).
Remarquer le contournement concentrique des enclaves de quartz par le rubanement. (Le Tertre pelé, St Briac).

Photo 2 : Gneiss granitoïdes nébulitiques. Dans ces gneiss, à rubanement diffus ou absent, les enclaves attestent souvent d'une nette orientation préférentielle. (La Dame Jouanne, St Briac)

Photo 3 : Gneiss rubanés veinés ou stromatitiques. Les leucosomes soulignent des plis isoclinaux à charnière épaissie et à flancs étirés. (La Garde Guérin, St Briac).


A
B
1

2

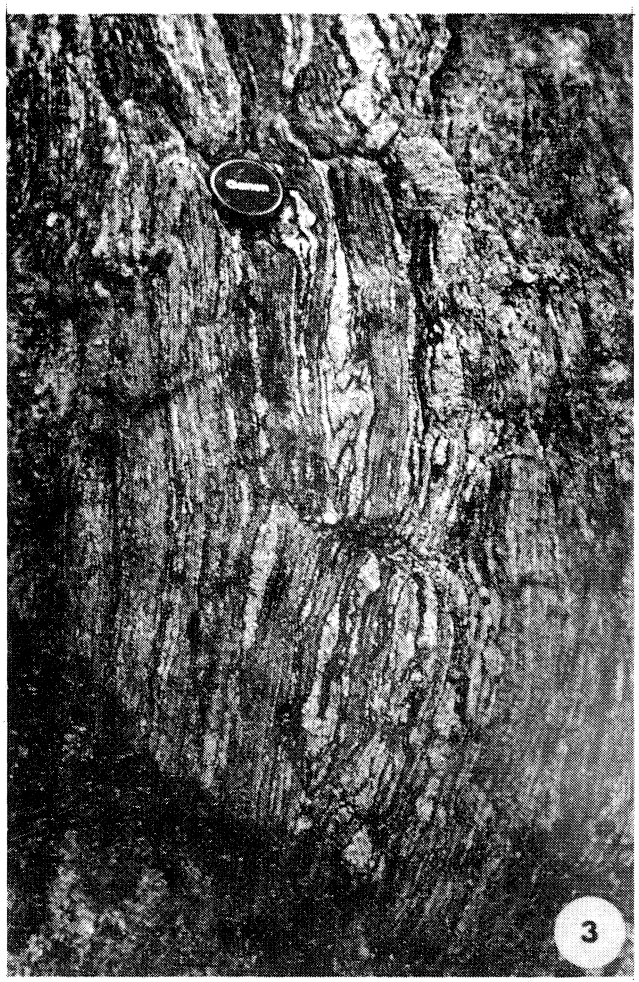

3

Fig. 3 : Exemple de figures découlement dans une agmatite (Promenade au Clair de Lune) - voir photo de couverture.

entre des blocs de gneiss à grain fin ou de roches basiques, dissociées par un ou plusieurs jeux de fractures conjuguées, constituent un réseau irrégulier de veines, centimétriques à décimétriques, dans lesquelles des amas localisés de minéraux mafiques soulignent, par des schlierens, des figures d'écoulement (fig. 3). Les mécanismes de dissociation des blocs de gneiss peuvent être parfois attribués :

- à du cisaillement, lorsque la foliation des gneiss en bordure de deux blocs adjacents présente des courbures inverses de part et d'autre de la zone d'injection, indiquant d'ailleurs le sens du cisaillement (fig. 3) ;
- à du boudinage, lorsque les *mobilisats* remplissent les cavités ménagées par la séparation des boudins.

Dans ces mêmes zones de passage et dans beaucoup de gneiss rubanés on relève la présence fréquente de veines, discordantes sur le rubanement, présentant une grande variété d'orientations, et se recoupant mutuellement entre elles. Ces veines sont généralement de faible épaisseur (centimétrique) et sont affectées soit par des plis ptygmatiques soit par des structures en *pinch and swell* (1). Ces gneiss peuvent être regroupés sous le terme général d'*artérites*. Un autre type d'injection, fréquemment rencontré, mais dans lequel le déplacement du *mobilisat* est faible, s'effectue le long de plans de cisaillement parallèles aux plans axiaux des plis (fig.18). Ces structures s'apparentent aux *dictyonites* (DIETRICH et MENHERT, 1960).

II.2 LES GNEISS RUBANES VEINES OU STROMATITIQUES

Ils sont caractérisés par la présence de néosomes planaires ou en *cosses* sub-parallèles au plan de la foliation. On distingue dans ces néosomes, généralement appelés *stromatites* deux lits sombres biotitiques (mélanosome) entourant un lit clair plus épais (leucosome) de composition quartzofeldspathique. Le paléosome est un gneiss à grain fin du type de ceux décrits dans la vallée de la Rance, mais dont le litage est souvent un peu plus accentué. Les leucosomes sont biminéraux (quartz et albite)

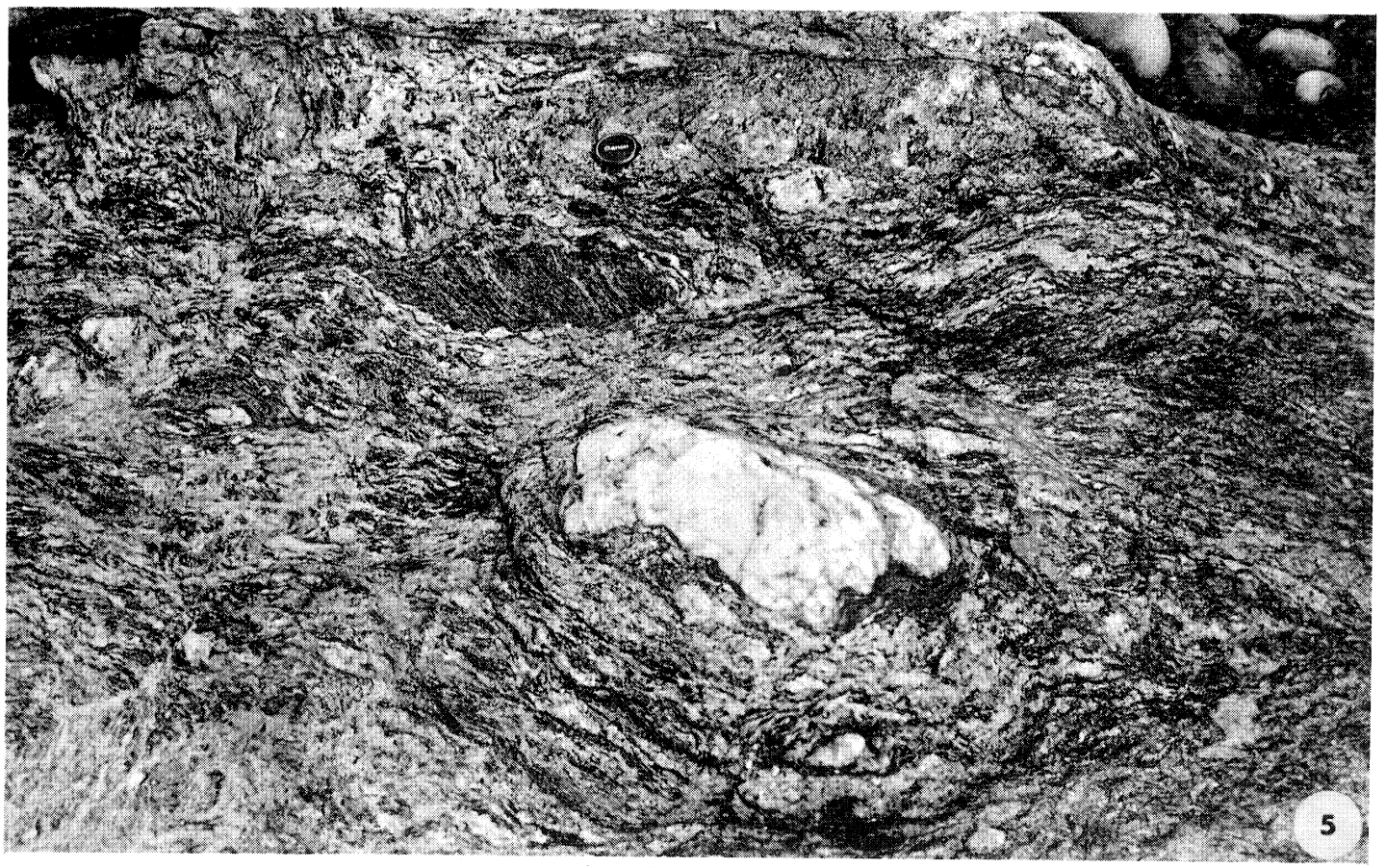
---

(1) Structures *pincées et renflées* (cf. RAMBERG, 1959)

Photo 4 : Zone de turbulence dans les gneiss granitoïdes. Le rubanement, régulier en bas et à gauche, est perturbé au contact de l'enclave de gneiss à grain fin. Un pli P1 isoclinal est visible dans cette enclave qui est aussi affectée par un pli P2. En clair au centre de l'enclave : un niveau fin calco-silicaté (St Briac).

Photo 5 : Aspect caractéristique d'une zone de transition entre gneiss stromatitiques et gneiss granitoïdes. On remarque, à la partie supérieure de la photo, une enclave de gneiss stromatitique dont la foliation est "tronquée" par le rubanement naissant (St Briac).

4


5

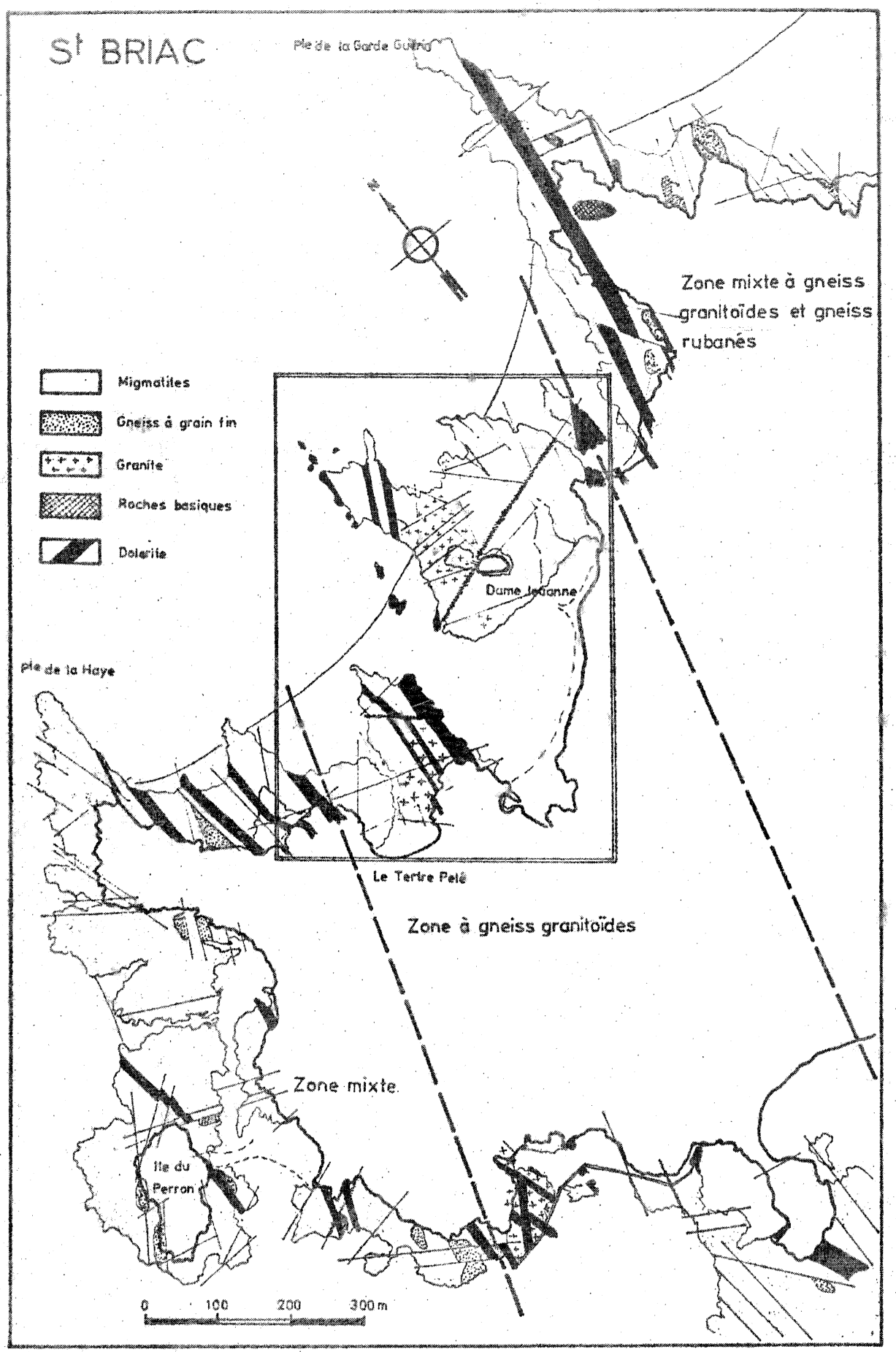


Fig. 4 : Cartographie schématique des alternances de zones à gneiss granitoïdes et de zones mixtes à gneiss granitoïdes et gneiss rubanés, à St-Briac.

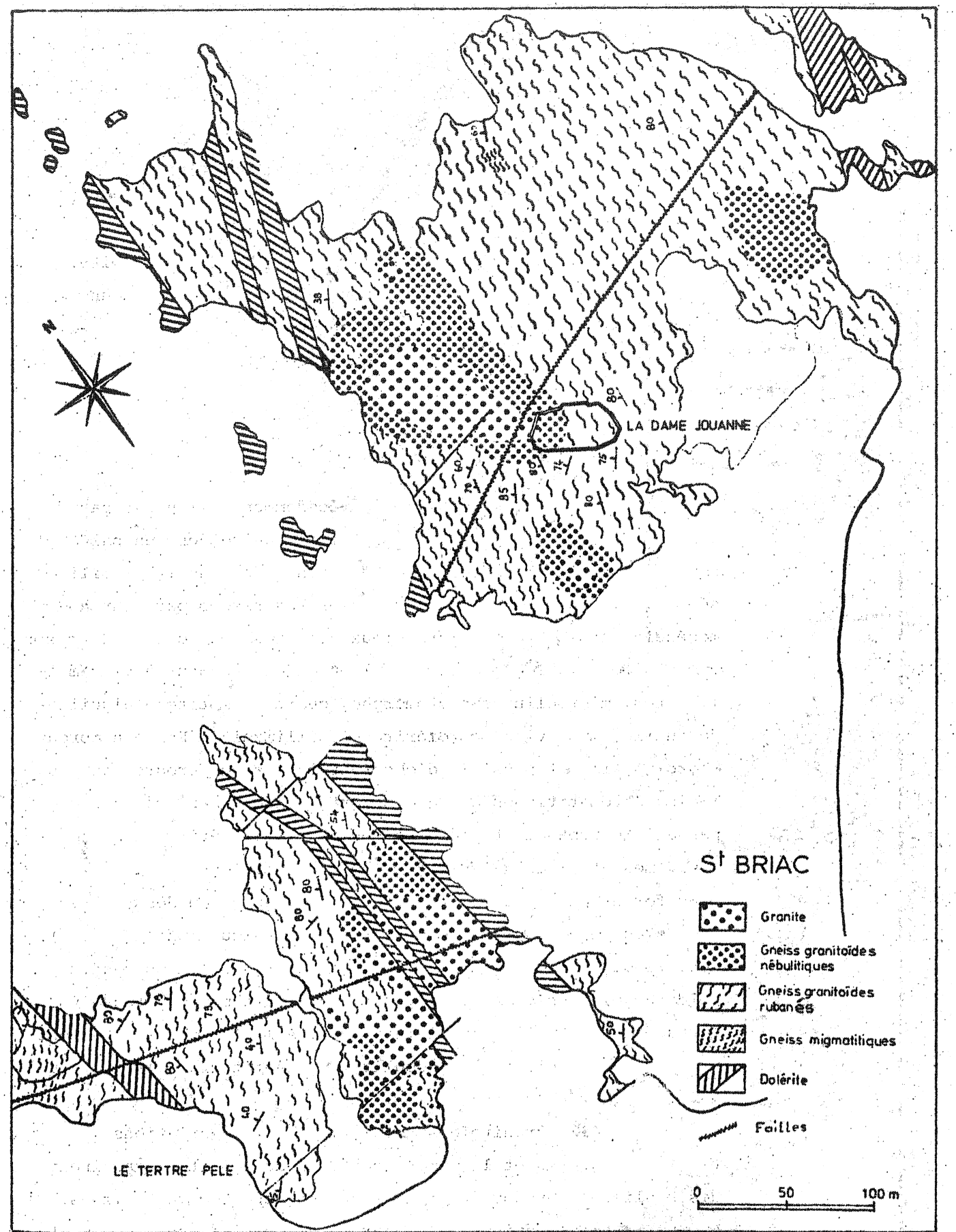


Fig. 5 : Cartographie de détail à l'intérieur d'une zone à gneiss granitoïde (cf. localisation fig. 4).

ou triminéraux (quartz-albite, feldspath potassique) et ont fréquemment une texture graphique. Dans la biotite fortement orientée du mélanosome on trouve des globules de cordiérite et des reliques de sillimanite blindées par de la muscovite. Ce type de structure est classiquement interprété comme une figure typique du début de la fusion partielle, aussi peut-on considérer ces gneiss stromatitiques comme des *métatexites*.

II.3 LES GNEISS GRANITOIDES

Contrairement aux gneiss décrits précédemment, il n'est pas possible de distinguer dans les gneiss granitoïdes, un paléosome et un néosome, ni même de déterminer des parties mobilisées. Ces roches sont, au contraire, caractérisées par leur homogénéité et leur aspect granuleux grossier (photo 2). Elles sont composées de plagioclase (An 5-15) en grains de deux à cinq millimètres, microcline subautomorphe, quartz, biotite à aiguilles de rutile, muscovite, cordiérite et sillimanite. En de nombreux endroits, il est possible d'observer le passage progressif des gneiss stromatitiques aux gneiss granitoïdes. Dans ces zones de passage le rubanement s'efface peu à peu, par étirement des mélanosomes et dislocation des paléosomes s'il en reste, pour ne plus former que des amas de minéraux mafiques, ou des enclaves, isolés au sein d'une masse quartzofeldspathique (photo 4 et 5). Ceci conduit tout normalement à considérer les gneiss granitoïdes comme des *diatexites* , c'est-à-dire comme un stade évolué de la remobilisation migmatitique. A l'affleurement ils ont un aspect variable tantôt nébulitique, tantôt grossièrement rubané.

Dans les gneiss granitoïdes nébulitiques, les variations de la taille des grains et les amas localisés de biotite déterminent des schlierens et donnent à la roche un aspect marbré diffus. Aucune structure évidente n'apparaît si ce n'est un alignement des nombreuses enclaves de gneiss à grain fin et de quartz, qu'ils contiennent (photo 2).

Les gneiss granitoïdes rubanés possèdent les mêmes caractères texturaux que précédemment mais ils sont caractérisés à l'affleurement par un rubanement régulier, marqué par des *flammes* de minéraux mafiques et par des lentilles centimétriques de gneiss à grain fin, à structure stromatitique (photo 1). On observe,comme dans les faciès nébulitiques,la présence quasi constante d'enclaves de gneiss à grain fin et de quartz, au contact desquelles le rubanement forme des figures de contournement très caractéristiques (photo 1). Le passage d'un type à l'autre s'effectue sans transition nette, et au cœur des gneiss granitoïdes nébulitiques il existe des masses décamétriques de granite d'anatexie (fig. 5) sans enclaves ni schlierens.

II.4 RELATIONS DES DIFFERENTS TYPES DE GNEISS ENTRE EUX

Dans la région de St-Briac, la cartographie de ces trois types de gneiss permet de proposer un modèle de leurs relations spatiales sur le terrain. On peut distinguer (fig. 4) :

- des zones essentiellement constituées de gneiss granitoïdes (nébulitiques et rubanés) et de granite d'anatexie,
- et des zones mixtes constituées de gneiss granitoïdes et de gneiss rubanés veinés, zones dans lesquelles ces deux types de roches sont étroitement imbriquées.

Les gneiss d'injection (agmatites) se rencontrent le plus souvent en bordure des zones mixtes et constituent, en quelque sorte, un faciès de passage d'une zone à l'autre. Ils existent aussi à l'intérieur des zones mixtes lorsque les gneiss à grain fin y sont peu remobilisés.

III- CONCLUSIONS

La série sédimentaire d'origine des schistes cristallins de la vallée de la Rance est essentiellement composée de sédiments

pélitiques et graywakeux. Dans la mesure où cette série est actuellement en position normale, son sommet (micaschistes de Langrolay) constitue une séquence plus pélitique que le reste de la pile sédimentaire (gneiss à grain fin de Garel à la Richardais). L'ensemble de la série est caractérisé par la présence de niveaux calco-silicatés. Seule la base de la série contient des roches basiques (Cancaval - La Vicomté - Le Rosais), tandis que les orthogneiss à gros grain restent confinés à sa partie supérieure (de Langrolay à l'anse de la Gauthier).
Les migmatites sont composées d'une séquence complète : gneiss d'injection, métatexites, diatexites et granite d'anatexie. Etant donnée l'analogie des gneiss d'injection et des métatexites avec les gneiss à grain fin de la vallée de la Rance, ces migmatites proviennent vraisemblablement de la migmatisation de la série observée dans la Rance. Cependant, les modalités exactes de cette migmatisation restent à définir (MARTIN, thèse en cours).

CHAPITRE II : LES PHASES DE LA DEFORMATION

Trois phases de déformation plastique peuvent être mises en évidence dans les métamorphites du Massif de St-Malo. Afin de clarifier le développement de ce chapitre, nous considérerons leurs effets à différentes échelles successivement dans les schistes cristallins et dans les migmatites. Les déformations cassantes ne seront pas abordées dans ce mémoire.

I- DANS LES SCHISTES CRISTALLINS

I.1 LES DEFORMATIONS PRECOCES D1

Leurs effets se manifestent assez uniformément dans l'ensemble du massif par une foliation S1, des linéations L1 et des plis P1, avec de légères variations suivant la nature lithologique des niveaux affectés.

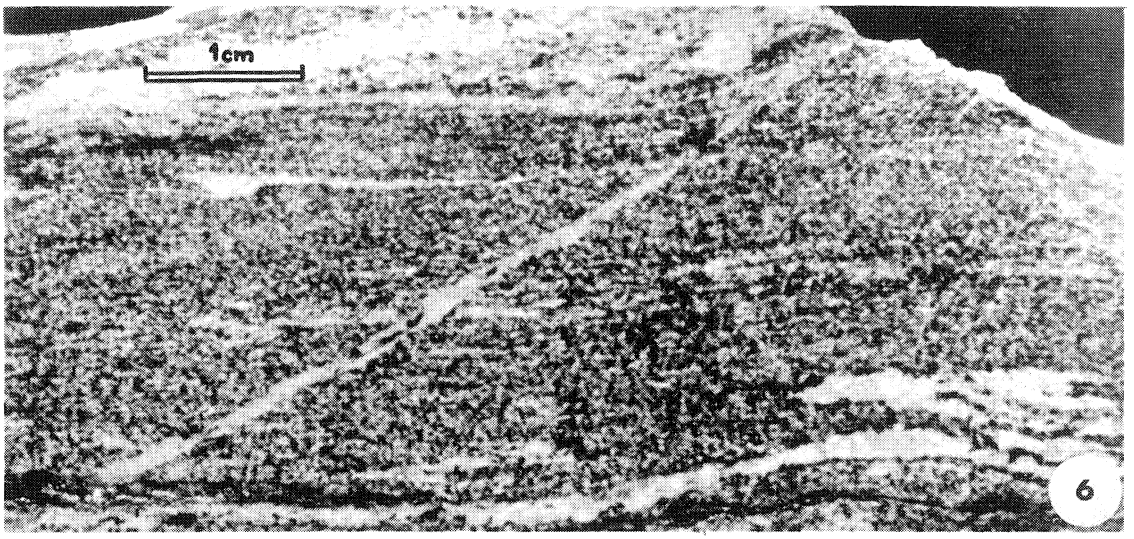
I.1.1. La foliation S1

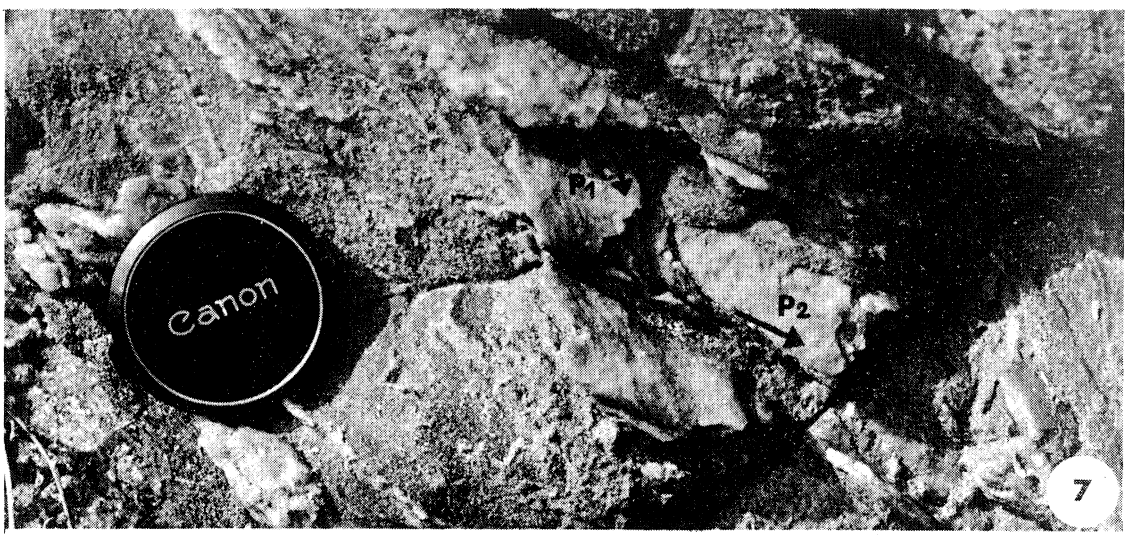
Elle se présente, le plus souvent, parallèlement au rubanement sédimentaire des micaschistes et des gneiss à grain fin, bien qu'on puisse observer parfois une très légère obliquité des deux plans. L'association de ces deux surfaces constitue le plan d'anisotropie majeur S0-1 de ces roches, et le plus souvent unique dans le cas des gneiss à grain fin. Dans les micaschistes, il est souligné par de nombreuses veines d'exsudations quartziques ou quartzofeldspathiques. La surimposition d'une seconde schistosité dans

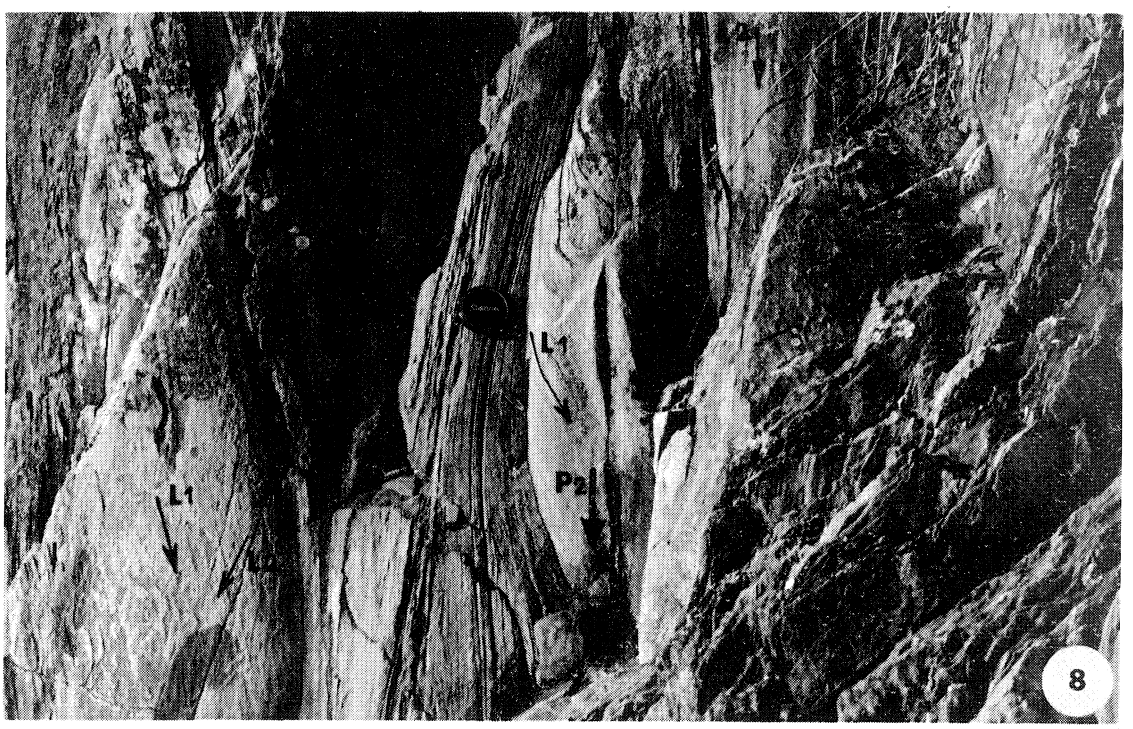
Photo 6 : Microplis P1 isoclinaux et symétriques, avec foliation SO-1 de plan axial dans un gneiss à grain fin. (Echantillon provenant de l'anse de La Gauthier).

Photo 7 : Superposition de plis P1 et P2, affectant une veine de quartz. Les plis P2 déforment la linéation L1 qui apparaît parallèle aux axes de plis P1 (Garel).

Photo 8 : Aspect microtectonique caractéristique des gneiss à grain fin. La linéation L1 portée par les surface SO-1, apparaît sous forme d'une fine corrugation, est déformée par un pli P2 et est recoupé par la crénulation L2 (La Landriais).


1cm
6


P1
P2
Canon
7


L1
P2
L1
L2
8

les gneiss à gros grain, gêne beaucoup la reconnaissance de la foliation S1, d'autant plus que les recristallisations post-cinématiques tendent à les effacer l'une comme l'autre.
Au microscope cette foliation est marquée par un alignement des minéraux planaires, muscovite, chlorite et biotite, et par les exsudats planaires quartzofeldspathiques.

I.1.2 Les linéations L1

a) Les linéations minérales Lm1 ne sont qu'assez rarement bien exprimées dans les micaschistes et les gneiss à grain fin, et leur observation directe sur le terrain est le plus souvent impossible. Dans les gneiss calco-silicatés, roches où elles apparaissent le mieux, elles sont soulignées par un alignement des amphiboles.

b) Les linéations d'étirement Le1 sont fréquentes à la surface des bancs dans les micaschistes, les gneiss à grain fin et les niveaux calco-silicatés (photo 8). Elles apparaissent sous forme de corrugations ou cannelures irrégulières, millimétriques, constituées d'aggrégats de grains de quartz et feldspath allongés. Ce type de linéation est aussi très bien exprimé à la surface des veines d'exsudation (photo 7).

I.1.3. Les plis P1

Ce sont des plis isoclinaux très serrés dont la foliation S1 marque le plan axial. Dans les micaschistes leur charnière est très aiguë et les flancs sont généralement rompus. D'ampleur très limitée (centimétrique) ces plis sont assez difficiles à mettre en évidence dans les micaschistes et les gneiss à grain fin, et il n'en a pas été trouvé d'exemple dans les gneiss à gros grain.
Le plus souvent, ils n'apparaissent clairement que lorsqu'ils sont soulignés par des veines d'exsudation. Seule une apparition précoce de ces veines, obliquement à la schistosité S1, peut expliquer le fait qu'elles soient plissées par les déformations D1 (IGLESIAS, en préparation).

On observe un parallélisme des linéations Le1 et des axes de plis P1 (photo 7), qui traduit un étirement selon l'axe des plis, ou une réorientation passive de ceux-ci dans la direction de l'étirement au cours de la déformation progressive (FLINN, 1962). La direction axiale moyenne du plissement P1 est pratiquement impossible à préciser étant donnée l'intensité des déformations D2 et D3. Sur un même affleurement les plis P1 présentent une assymétrie constante, aussi est-il difficile de dire s'ils sont associés à des plis isoclinaux de plus grande ampleur. Aucune structure majeure issue des déformations D1 n'a pu être mise en évidence. Il est impossible dans ces conditions de dire si les déformations D1 correspondent à la mise en place de nappes profondes (JEANNETTE, 1971). Ces déformations pourraient tout aussi bien être rapportées à une translation horizontale de la *pile* sédimentaire, sans plissement à grande échelle (FYSON, 1971).

I.2 LES DEFORMATIONS D2

Les déformations D2, contrairement aux déformations D1, montrent de très nettes variations géographiques et se matérialisent différemment suivant la nature lithologique des niveaux qu'elles affectent. Du Sud au Nord de la vallée de la Rance deux zones peuvent être distinguées (fig. 6).

I.2.1. Zone A : De Langrolay à La Gauthier

a) La schistosité S2

A Langrolay, une schistosité de crénulation Sc2 affecte les niveaux pélitiques des micaschistes tandis que les niveaux quartzo-feldspathiques ne montrent qu'une schistosité de fracture peu *pénétrative* (fig. 6a). Dans les niveaux pélitiques, la schistosité atteint parfois le type *strain-slip* mais n'aboutit pratiquement jamais à la formation de microlithons.
Dès le niveau de la Pte de Garel, on observe dans les gneiss à gros grain une schistosité de type *strain-slip* formant loca-

lement des microlithons et passant dès la Landriais, à une schistosité de flux *pénétrative*, oblique sur la schistosité S1 (fig. 6b). Au microscope elle apparaît nettement marquée par des alignements de biotite et de muscovite, et à l'affleurement elle est soulignée par des amandes de matériel quartzofeldspathique (photo 10). Son intensité diminue à partir de l'anse de La Gauthier.
On ne note pas l'existence d'une schistosité S2 dans les gneiss à grain fin (photo 11), sauf dans les interlits un peu plus grossiers lorsqu'ils en contiennent.

b) Les linéations L2

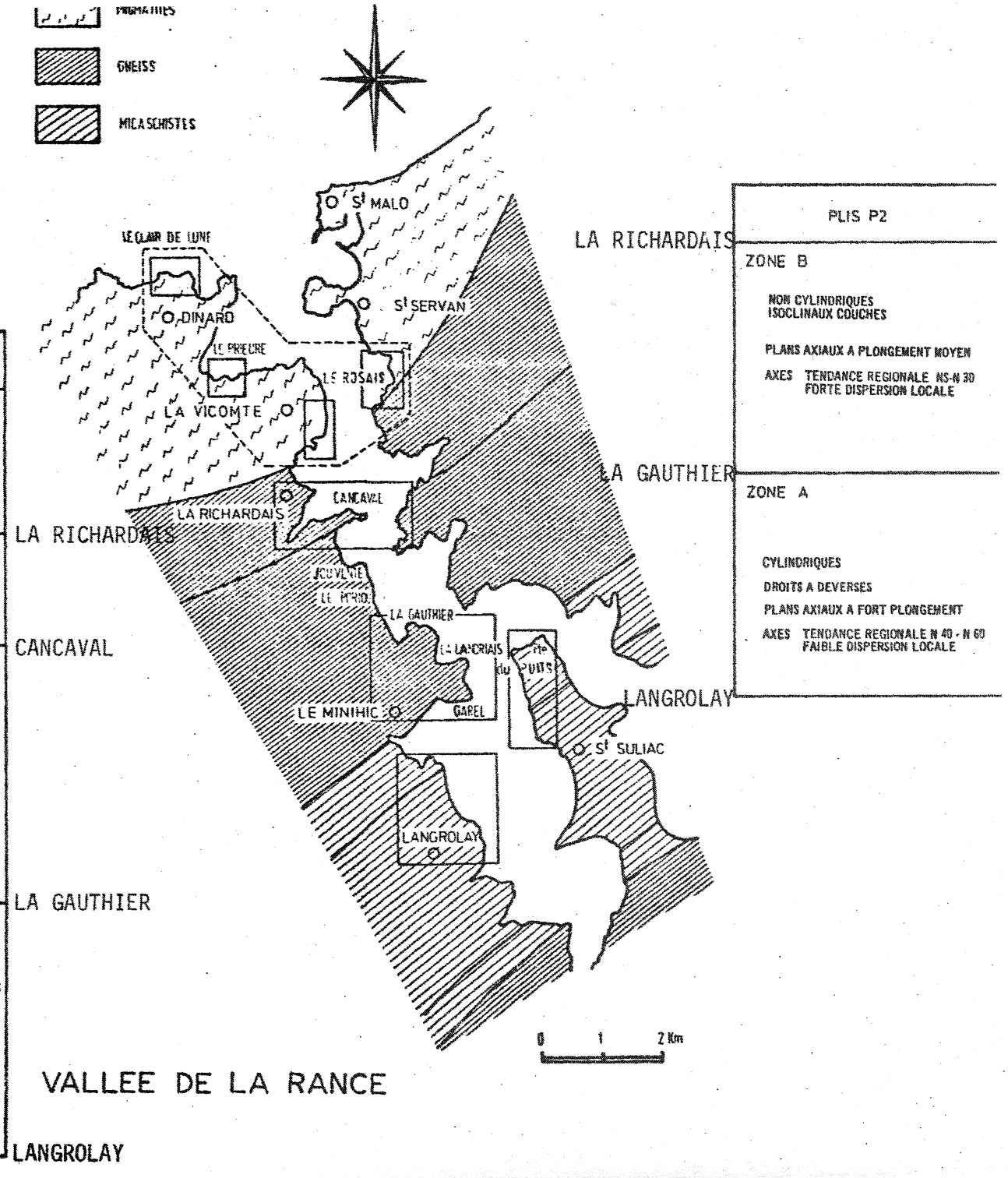
Trois types de linéations L2 sont figurées dans les micaschistes. Des linéations de crénulation Lc2 et des *rods* de quartz Lr2 dans les niveaux les plus pélitiques, et une linéation d'intersection de S2 et S0-1 dans les niveaux quartzofeldspathiques. Une linéation de crénulation Lc2 apparaît aussi dans les niveaux les plus phylliteux des gneiss à grain fin (photo 8). La linéation d'intersection de S2 et S1 constitue l'élément structural le plus évident des gneiss à gros grain. La roche se trouve en effet découpée en petits crayons de quartz et feldspath cloisonnés par des phyllites orientées dans les plans de schistosité S1 et S2 (fig. 6b).

c) Les plis P2

Entre Langrolay et l'anse de La Gauthier les plis P2, cylindriques, montrent de faibles dispersions axiales à l'échelle de l'affleurement, une orientation axiale moyenne N 40° à N 60° et des pendages de plans axiaux assez forts à sub-verticaux. A Langrolay, les plans axiaux sont disposés *en éventail* tantôt déversés vers le Nord, tantôt vers le Sud (fig. 7.1). A partir de Garel le déversement des plans axiaux s'accuse nettement vers le Sud (fig. 7.2).
Dans les micaschistes, comme dans les gneiss à gros grain, la schistosité S2 souligne le plan axial des plis P2 en montrant localement une disposition en éventail (fig. 7.1). Les linéations Lc2 et Lr2 apparaissent statistiquement parallèles aux

Fig. 6 : Tableau récapitulatif de l'évolution des microstructures D2 du Sud au Nord de la vallée de la Rance.

LINEATIONS L2	SCHISTOSITES S2
	PAS DE SCHISTOSITE
LINEATION MINERALE FAIBLEMENT DEVELOPPEE	SCHISTOSITE FAIBLEMENT DEVELOPPEE
Li2 S1 S2 Fig:6b LINEATION D'INTERSECTION Li2 (OU LINEATION PAR RODS Li2)	PAS DE SCHISTOSITE DANS LES GNEISS A GRAIN FIN FOLIATION Sc2 DANS LES GNEISS A GROS GRAIN
Li2 Sr2 Lc2 Sc2 Fig:6a LINEATION D'INTERSECTION Li2 LINEATION DE CRENULATION Lc2	SCHISTOSITE DE FRACTURE DANS LES NIVEAUX LES PLUS QUARTZO-FELDSPATHIQUES SCHISTOSITE DE CRENULATION DANS LES NIVEAUX LES PLUS PHYLLITEUX



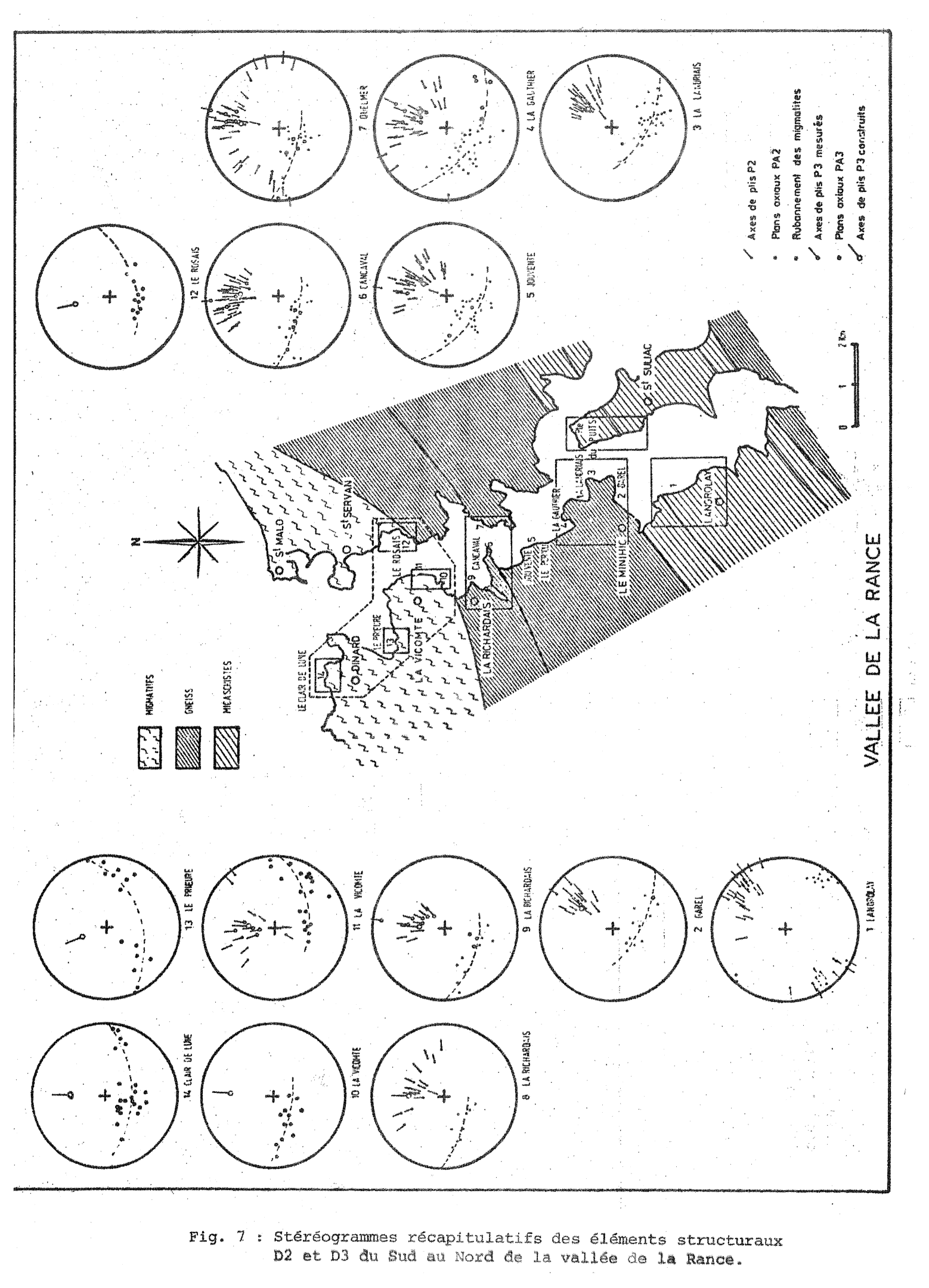


Fig. 7 : Stéréogrammes récapitulatifs des éléments structuraux D2 et D3 du Sud au Nord de la vallée de la Rance.

axes des plis P2. L'étude microscopique des charnières de plis P2 dans les gneiss à grain fin, permet d'observer une recristallisation en arc polygonal des biotites et des muscovites qui ne montrent qu'assez rarement une orientation préférentielle dans le plan axial.

I.2.2. Zone B : De La Gauthier à la Richardais

a) La schistosité S2

Dans cette zone la schistosité S2 est faiblement exprimée voire même complètement absente des gneiss à grain fin. Plusieurs explications de ce phénomène peuvent être avancées :

- Ces roches se déforment par écoulement (WYNNE-EDWARDS,1963).
- Le plan d'anisotropie S0-1 *réactivé* sert de surface de glissement des couches entre elles.
- Le régime de déformation est tel que la schistosité ne puisse se développer facilement (FLINN, 1965).

L'analyse de la déformation, présentée dans la seconde partie, apporte des arguments en faveur de la troisième solution, mais les deux autres peuvent avoir aussi joué un rôle non négligeable.

b) Les linéations L2

Une très légère linéation de crénulation apparaît sur le flanc inverse et dans les charnières des plis P2, dans les niveaux les plus phylliteux des gneiss à grain fin. Sur les surfaces de bancs il apparaît en outre, une linéation d'étirement Le2 soulignée par des amandes millimétriques de quartz. Cette linéation ne peut être mise en évidence que lorsque l'on observe son intersection avec Le1 sur une même surface.

c) Les plis P2

Dès l'anse de La Gauthier et jusqu'à la Richardais, les plis P2 sont caractérisés par une géométrie non-cylindrique (fig. 68 à 71), de fortes dispersions axiales (fig. 7.7) à l'échelle de l'affleurement, une direction axiale moyenne N-S à N 30° (fig. 7.5 à 7.9) et des pendages moyens des plans axiaux de 45° vers le Nord. Ces plis déforment la surface S0-1 sans montrer de schistosité associée, et comme dans la zone A ils sont

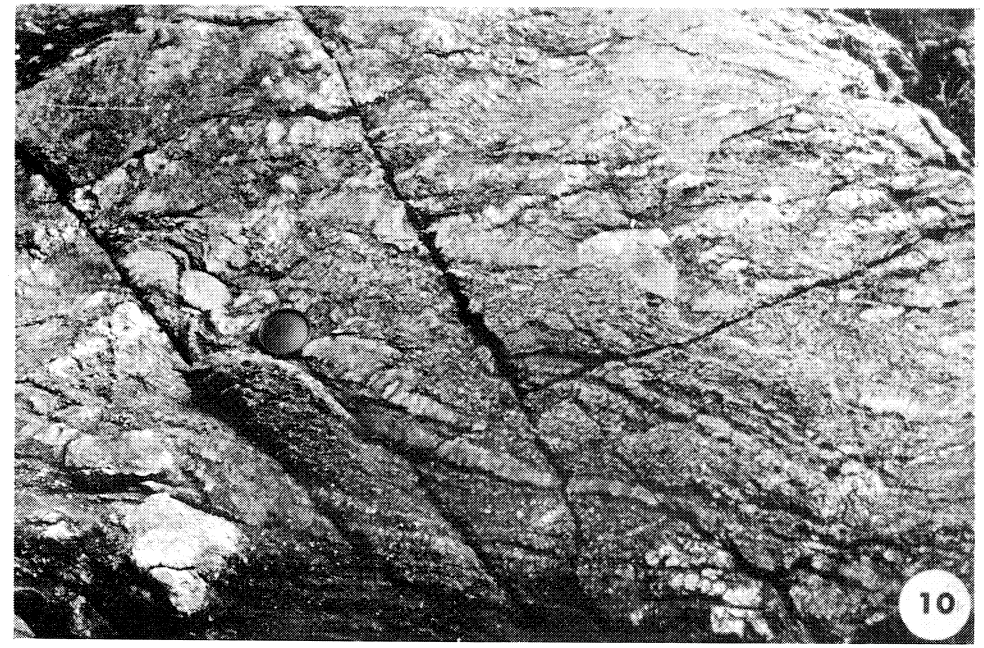
Photo 9 : Pli P2 dans les micaschistes de Langrolay, montrant une schistosité de crénulation associée.

Photo 10 : Schistosité S2, soulignée par des amandes quartzo-feldspathiques, recoupant la surface S0-1. (La Landriais).

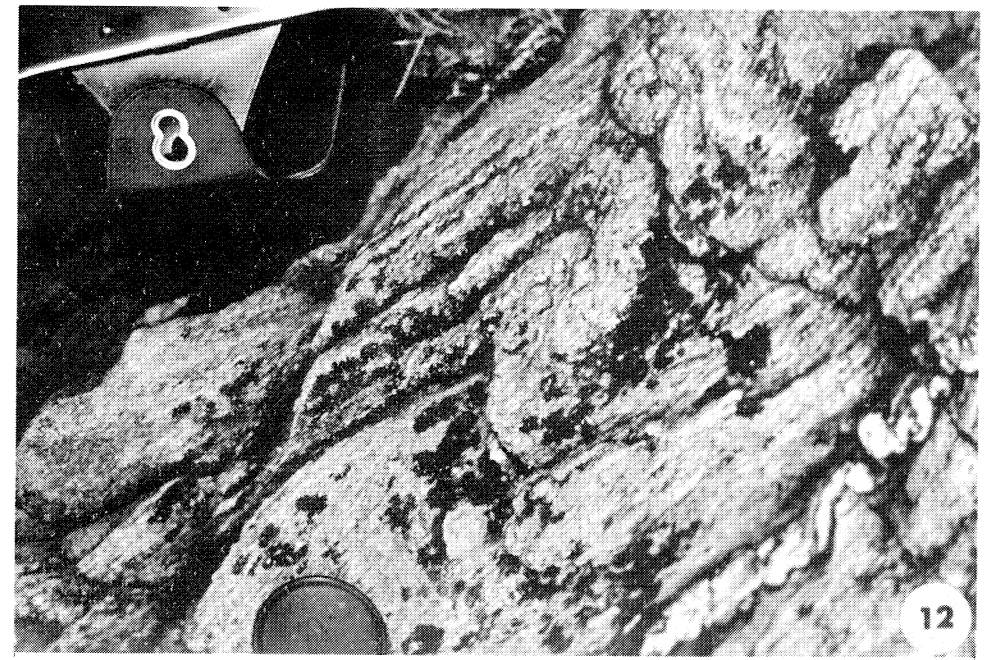
Photo 11 : Pli P2, sans schistosité de plan axial dans les gneiss à grain fin. (Anse de La Gauthier).

Photo 12 : Pli P2, avec schistosité de plan axial dans les gneiss à gros grain. (Anse de La Gauthier).

Canon
9


10

11


8
12

caractérisés en lame mince par une disposition des biotites en arc polygonal dans la charnière. Sur le flanc long de certains plis en gousse (fig. 70 et photo 23) il est possible d'observer la linéation d'étirement Le2 qui est tantôt parallèle et tantôt oblique à l'axe des plis.

I.2.3. Les superpositions des déformations D1 et D2

Dans les gneiss à grain fin et les niveaux calco-silicatés, les plis P2 déforment la linéation Le1 (photo 8). Une étude des dispersions de ces linéations précoces est développée dans la seconde partie. Les interférences de plis P1 et P2 se voient surtout à l'échelle centimétrique et spécialement lorsqu'elles affectent des veines d'exsudation (photo 7).
Les surfaces de bancs des gneiss à grain fin montrent,en outre, fréquemment le recoupement de la linéation Le1 et de la crénulation Lc2 (photo 8).

I.3 LES DEFORMATIONS D3

Les variations progressives des déformations D3 du Sud au Nord de la vallée de la Rance, conduisent à distinguer deux zones comme pour les déformations D2.

I.3.1 Zone A : De Langrolay à La Landriais

Dans cette zone, les déformations D3 sont faibles et sont caractérisées par une schistosité de crénulation S3 et quelques plis flexuraux P3.

a) La schistosité S3

Dans les niveaux les plus phylliteux des micaschistes et localement dans les gneiss à gros grain, elle apparaît sous forme d'une faible schistosité de crénulation Sc3, sécante sur la schistosité Sc2 (fig. 8). Il n'y a pas de recristallisation de minéraux dans ces plans de schistosité.

b) La linéation Lc3

qui accompagne cette schistosité apparaît sur le flanc des plis P2 avec une obliquité plus ou moins forte sur la linéation Lc2 suivant l'ouverture des plis P2. La dispersion de la linéation Lc3 est d'autant plus importante que l'angle dièdre α 1, que font S2 et S3 entre eux, est grand et que l'angle d'ouverture $\alpha 2$ des plis P2 est petit (fig. 9).

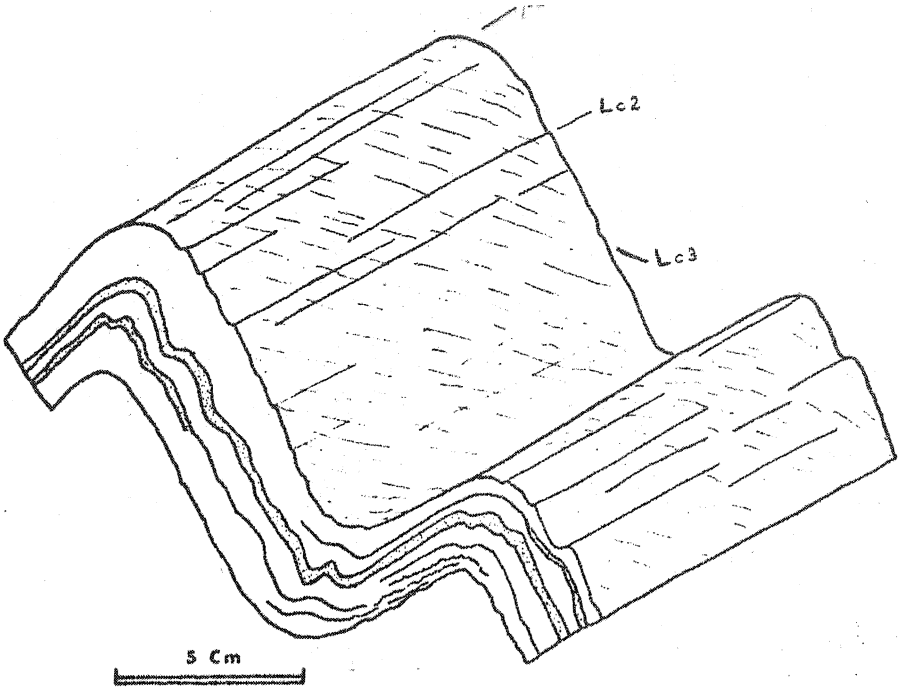
c) Les plis P3

L'obliquité axiale des phases D2 et D3 étant très faible (30 à 40°), il est très difficile dans cette zone de distinguer les plis P3 des plis P2. Cependant, dans les micaschistes, des plis en chevrons déforment la crénulation Lc2 et peuvent être, de ce fait, rapportés aux déformations D3. Il en est de même pour les plis flexuraux décimétriques associés à des cisaillements subverticaux d'orientation N 30° - N 40° , qui déforment la linéation Li2 des gneiss à gros grain dans le secteur de Garel.
La courbure des charnières de plis P2 (fig. 9) est fréquente dans cette zone et traduit l'effet des déformations D3 sur les structures antérieures. Il s'agit d'un aplatissement légèrement oblique au plan axial des plis P2, comme en atteste l'angle existant entre les crénulations Lc2 et Lc3. En projection stéréographique il se traduit par une dispersion des axes de plis P2 dans un plan d'orientation N 30° - N 40° , déversé vers le Sud-Est (fig. 10), correspondant au plan d'aplatissement pendant les déformations D3. Cette interprétation est appuyée par le fait qu'une seconde génération de plis droits peut difficilement se développer dans un matériel déjà affecté par un plissement du même type lorsque l'obli-ui quité directionnelle des deux plissements est inférieure à 30° (GHOSH et RAMBERG, 1968).

I.3.2. Zone B : De La Landriais à La Richardais

a) La schistosité S3

Du Nord de La Landriais à La Richardais, on peut observer localement une schistosité S3 dans les niveaux les plus phylli-



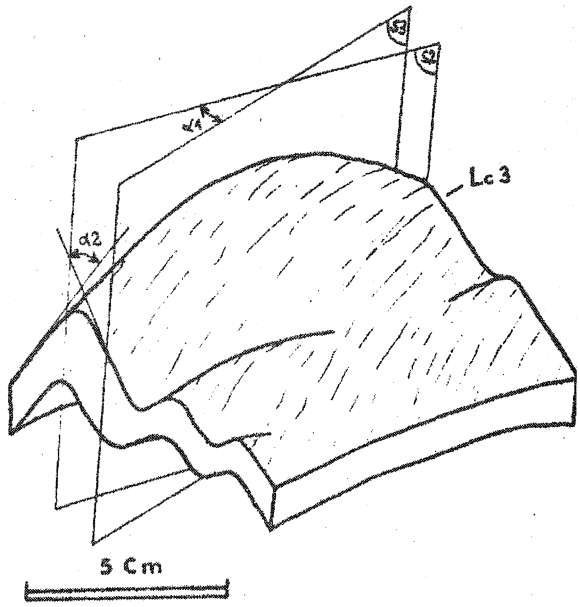


Fig. 8 : Exemple de micropli P2 montrant l'obliquité de la crénulation Lc3 (Langrolay).

Fig. 9 : Exemple de micropli P2 à charnière courbe. Cette courbure est attribuable à un aplatissement oblique, par rapport au plan axial du pli, lors des déformations D3 (St Suliac)

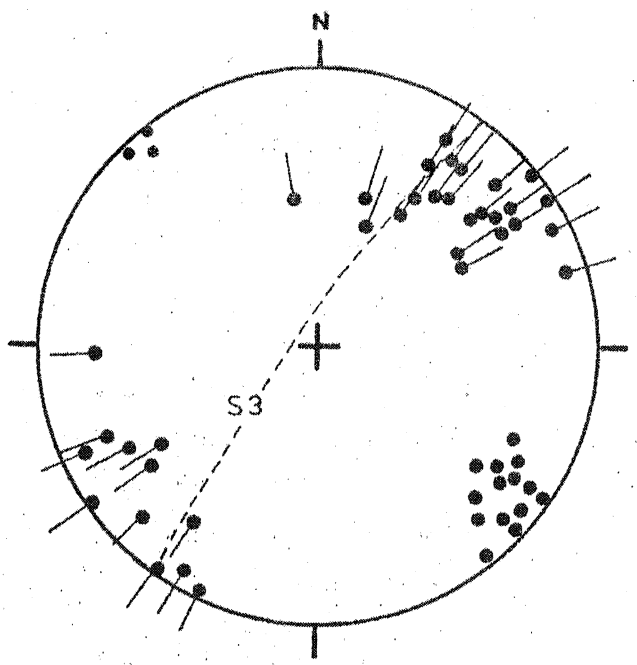


Fig. 10 : Stéréogramme montrant la réorientation des axes de plis P2 vers le plan S3. Orientés à l'origine N60° - N70°, les axes tendent à prendre une orientation N30° - N40°, sous l'effet des déformations D3 (Langrolay - St Suliac).

● axes de plis P2

● pôles des plans axiaux

teux des gneiss à grain fin. Au microscope on constate une légère crénulation des schistosités antérieures dans les charnières de plis P3, très peu apparente sur le terrain. Dans les zones de cisaillement (*shear zones* - RAMSAY et GRAHAM, 1970), il existe en outre une schistosité S3 fortement marquée (fig. 83). Mais ce type de fabrique est très limité dans l'espace et ne représente qu'une manifestation très tardive et locale des déformations D3.

b) Les linéations L3

Peu apparentes sur le terrain, les linéations L3 sont essentiellement des linéations de crénulation ou d'intersection de S0-1 et S3, dans les niveaux où S3 apparaît.

c) Les plis P3

Les plis mineurs P3 deviennent plus fréquents dès l'anse de La Landriais. Il s'agit de plis de géométrie très variée (cylindrique, conique, curviplanaire etc...), droits à déversés et dont l'angle d'ouverture est généralement supérieur à 60°. Les plis ne montrent que très rarement une schistosité S3 associée.

Dans quelques endroits privilégiés tel que la pointe de Cancaval (fig. 11), il est possible, en tenant compte de leur asymétrie et de leur sens de déversement apparent, de déterminer les structures décamétriques à hectométriques auxquelles ils sont associés.

En projection stéréographique on constate :

- Dès la Pte de Garel une très nette dispersion des pôles de plans axiaux de plis P2, ce qui permet d'obtenir, par construction des plans π correspondants, la direction moyenne des plis P3 (fig. 7.2 à 7.9).
- Dans les zones que Cancaval où le plissement P2 est isoclinal, une dispersion très forte des pôles de la surface S0-1, sub-parallèle à S2, souligne le caractère non-cylindrique des plis P3 (fig. 11).
- Une rotation des directions axiales des plis P3, de N30° - N40° à N-S, de Garel vers Cancaval (fig. 7 et 12).

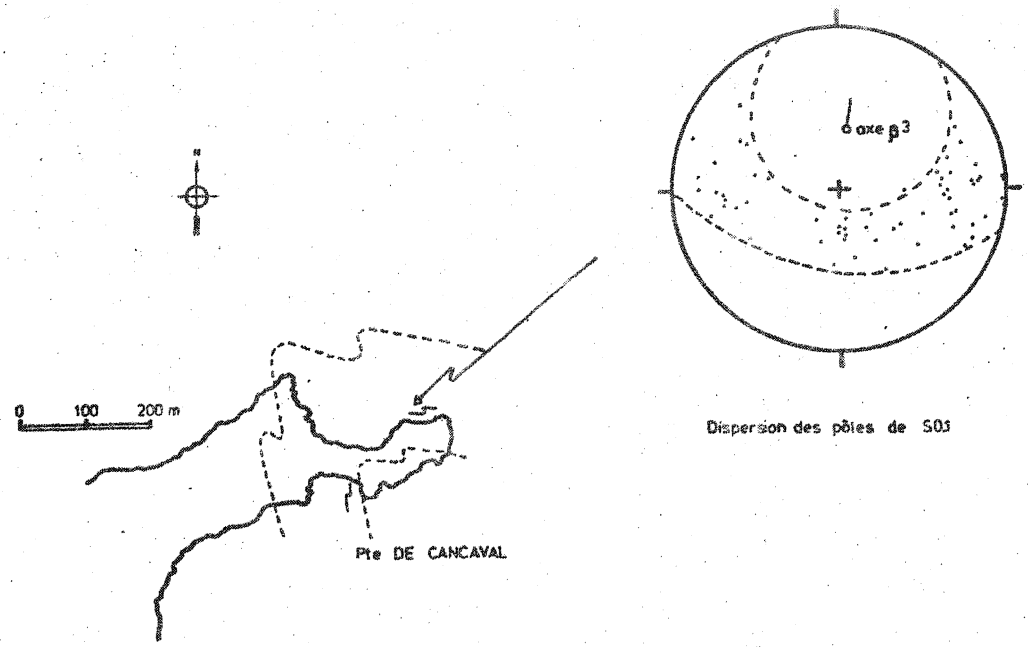


Fig. 11 : Plis P3 hectométriques à Cancaval. La dispersion des pôles de S0-1 met en évidence le caractère non cylindrique des plis d'entraînement.

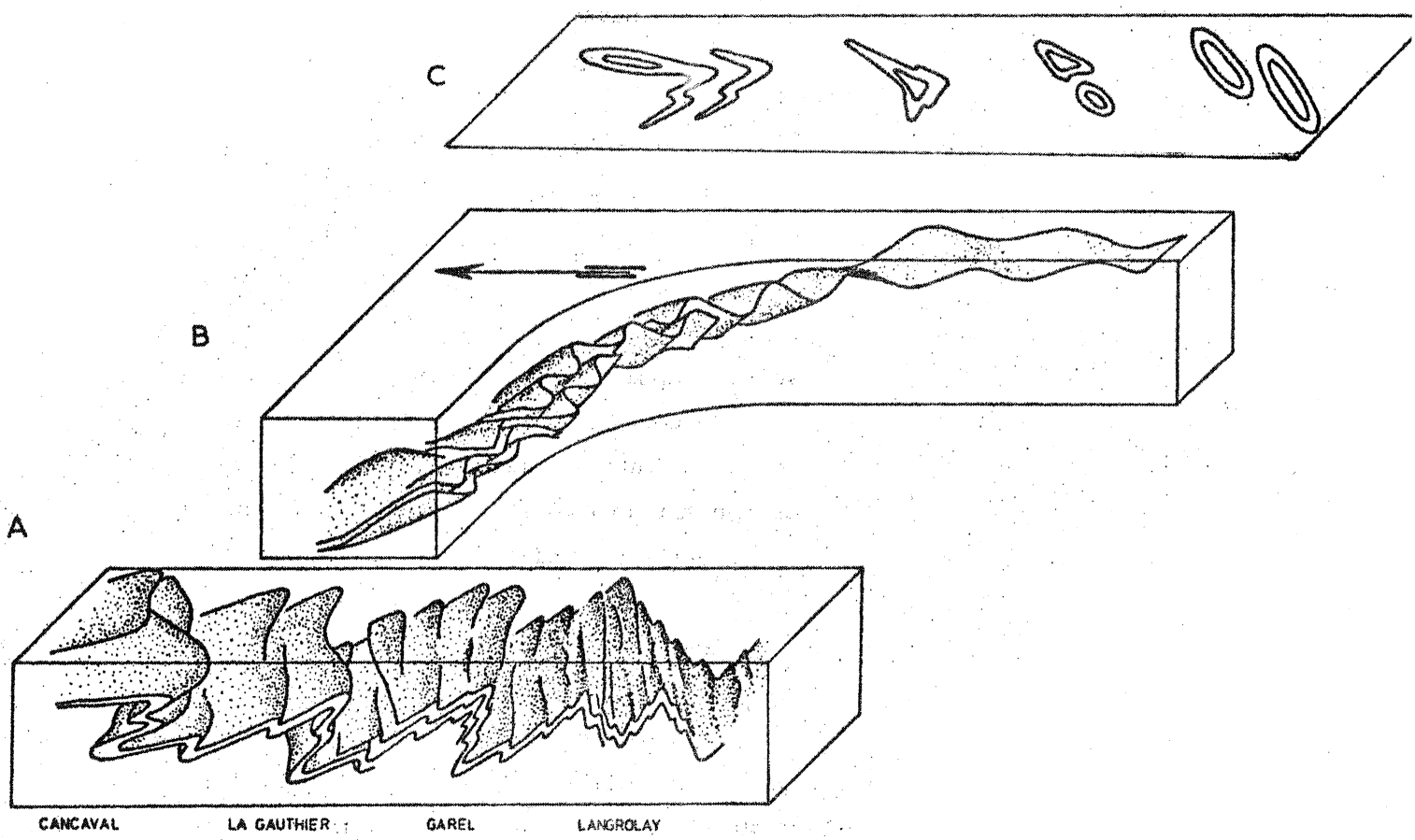


Fig. 12 : Schémas résumant, de Langrolay à Cancaval, l'évolution des plis P2 (A), des plis P3 (B) et de leurs interférences dans un plan horizontal (C).

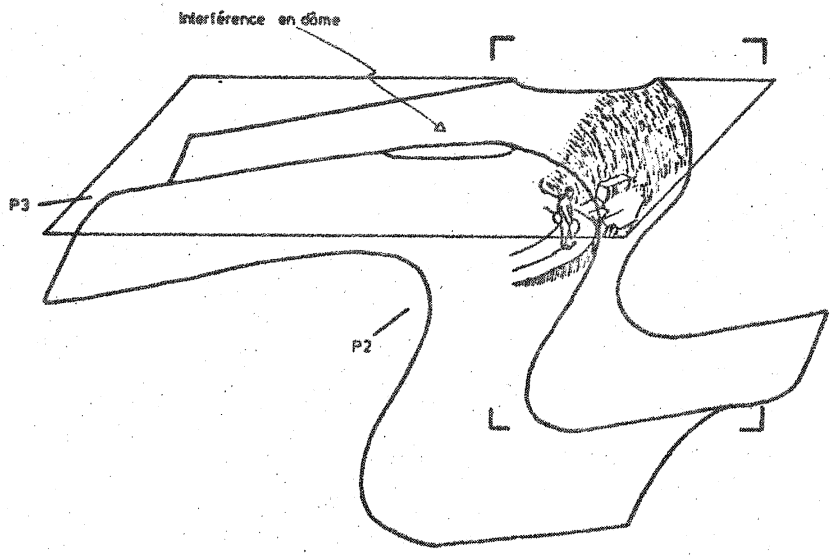


Fig. 13 : Exemple de superposition décamétrique de plis P2 et P3 à Garel. La partie encadrée est dessinée d'après photographie - MARTIN H. donne l'échelle.

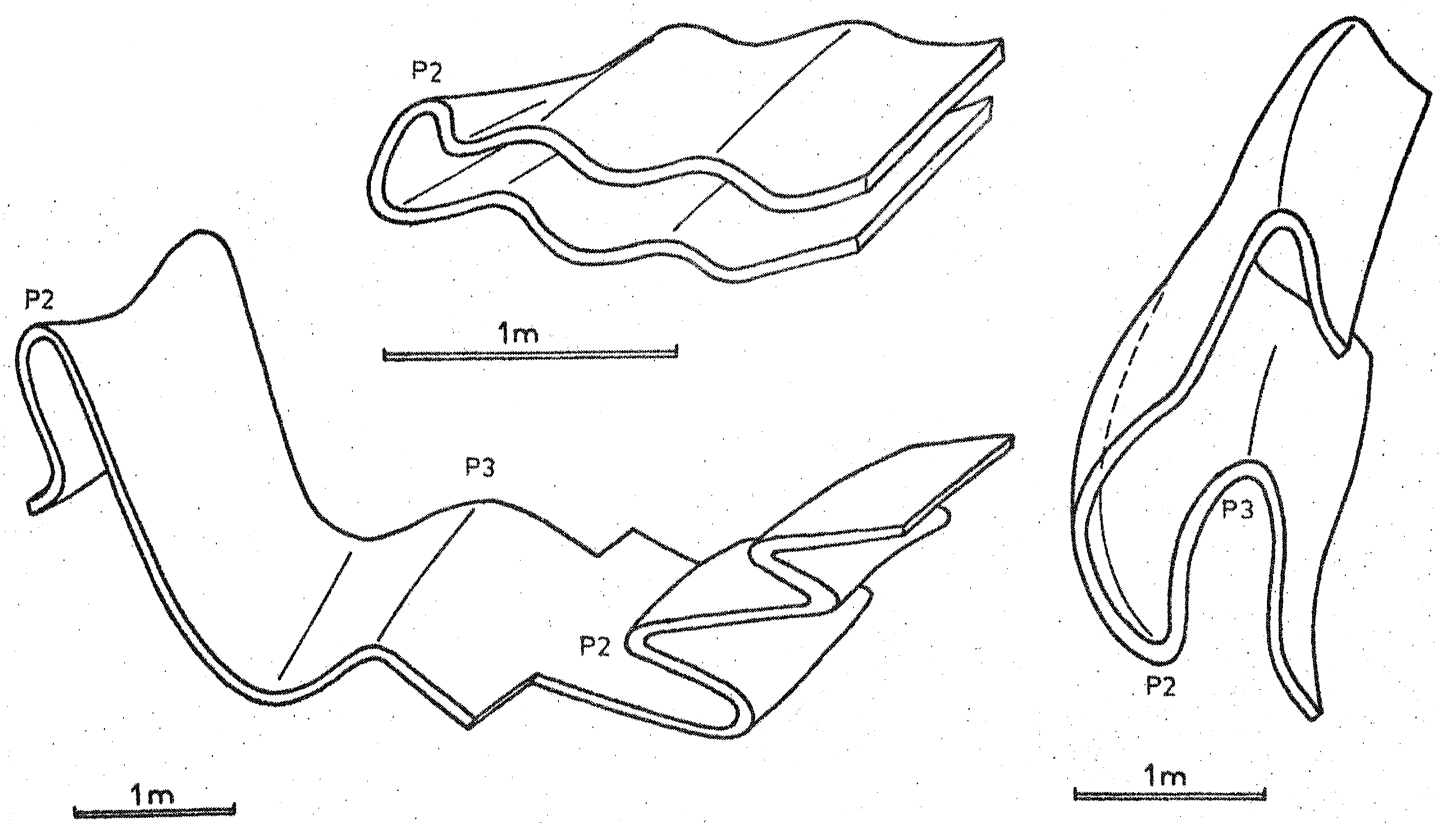


Fig. 14 : Quelques exemples de superposition de plis P2 et P3 à l'anse de La Gauthier, affectant des niveaux calco-silicatés.

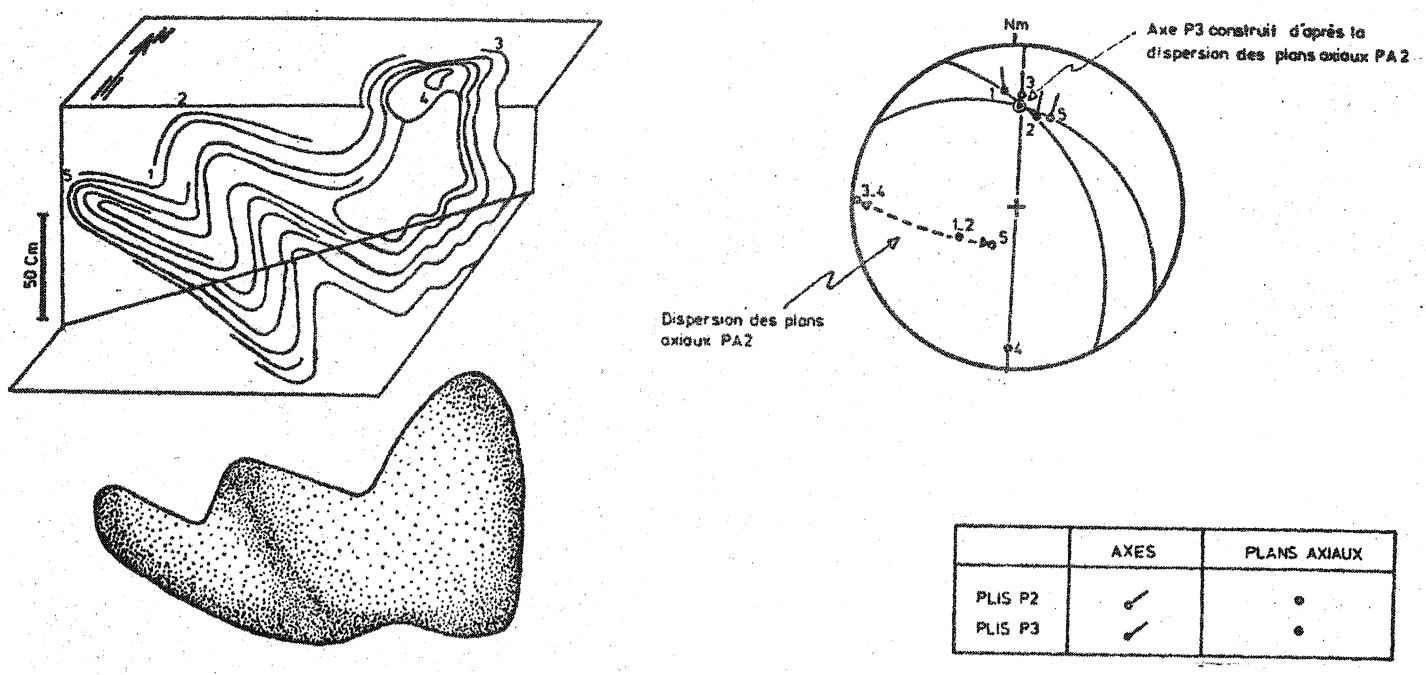
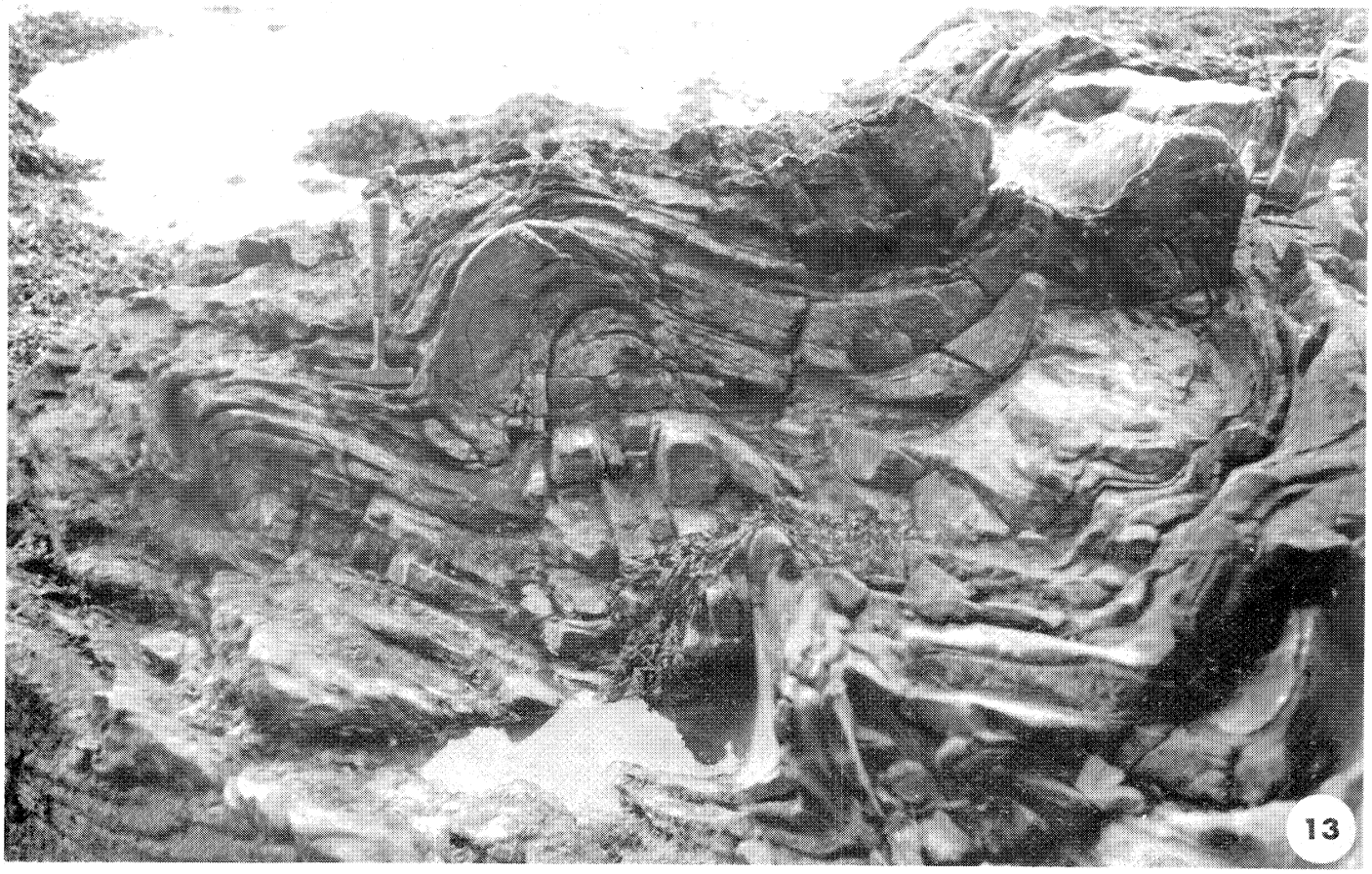


Fig. 15 : Superposition de plis P2 et P3 à Cancaval. Le stéréogramme met en évidence la dispersion des pôles de plans axiaux des plis P2 lors du plissement P3. Comparer avec la fig. 7.

Photo 13 : Superposition de plis P2 et P3 dans les gneiss à grain fin de Cancaval (voir interprétation fig. 15).

Photo 14 : Figures d'interférence de plis P2 et P3 dans les gneiss à grain fin du Poriou.



13

14

- Un déversement apparent moyen vers le S-E dans les secteurs de Garel et La Gauthier (fig. 7.2 et 7.4) et vers le S-W au Nord de La Gauthier (fig. 7.5 à 7.9).

I.3.3. Les superpositions des plis P2 et P3

Etant donnée les variations directionnelles axiales et les variations de pendage des plans axiaux des plis P2 et P3, leurs superpositions évoluent énormément du Sud au Nord de la vallée de la Rance. Ces variations peuvent être schématisées par l'évolution de leurs interférences dans un plan horizontal (fig.12A) :

- De Langrolay à Garel les interférences sont de type 1 (RAMSAY, 1967) et forment des *dômes et des bassins* (fig. 13).
- De La Landriais à Cancaval elles sont de type 2 (photo 13 et 14) et forment des figures en *boomerang* ou en *champignons*. A La Gauthier les superpositions P2/P3 sont bien mises en évidence lorsqu'elles effectent des niveaux calco-silicatés dans les gneiss à grain fin (fig. 14). L'exemple représenté sur la figure 15, constitue une interférence métrique en champignon et matérialise bien la dispersion des pôles des plans axiaux des plis P2, induite par les plis P3 et décrite plus haut.

II- DANS LES MIGMATITES

La superposition des déformations apparaît beaucoup plus complexe dans les zones mixtes composées de gneiss rubanés veinés et de gneiss granitoïdes, que dans les zones de gneiss granitoïdes seuls. Il convient donc d'examiner ces deux types de zones séparément.

II.1 STRUCTURE DES ZONES MIXTES A GNEISS GRANITOIDES ET GNEISS RUBANES

II.1.1. Chronologie des déformations

Tant dans l'estuaire de la Rance qu'à St-Briac, les gneiss rubanés veinés montrent une succession chronologique de déformations, identique à celle des schistes cristallins de la vallée de la Rance, qu'on peut résumer par le tableau suivant :

Déformation	Eléments structuraux
D1	S1 Foliation parallèle au rubanement de la roche (S0-1) L1 Linéation de corrugation portée par les plans S0-1 P1 Plis isoclinaux très serrés avec schistosité S1 de plan axial
D2	P2 Plis isoclinaux non-cylindriques sans schistosité de plan axial B2 Boudinage des veines quartzofeldspathiques et des bancs de gneiss les plus compétents
D3 D'3	P3 Plis flexuraux ouverts d'ampleur décamétrique à hectométrique S3 Schistosité de crénulation associée aux plis P3 dans les amphibolites et certains gneiss à grain fin F3 Flexures centimétriques à décamétriques associées à des cisaillements métriques à décrochement le plus souvent dextre.

Cette *séquence structurale* est la plus typique des gneiss stromatitiques et peut être observée sur n'importe quel affleurement de la côte entre St-Jacut et Rothéneuf. Les gneiss stromatitiques constituent le plus souvent des masses décamétriques, voire d'énormes panneaux hectométriques limités par des injections de gneiss granitoïdes, ou même

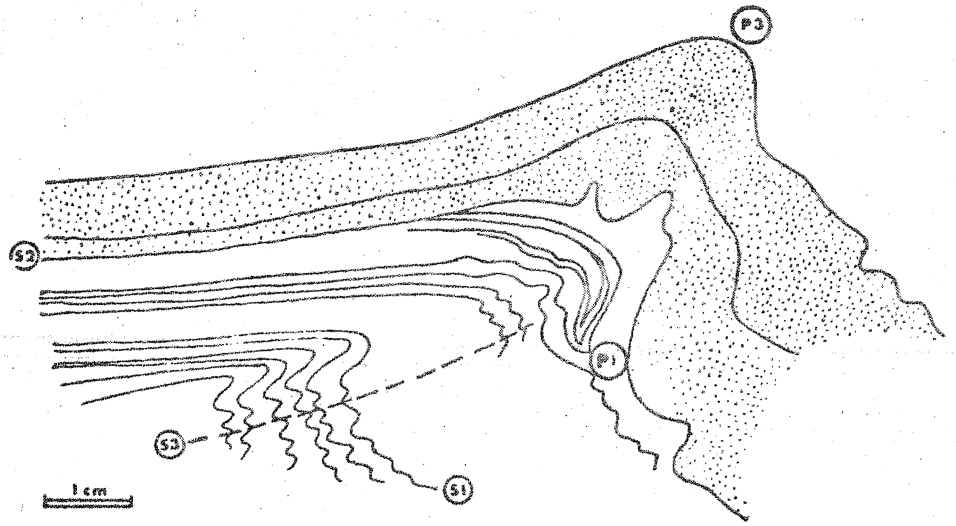
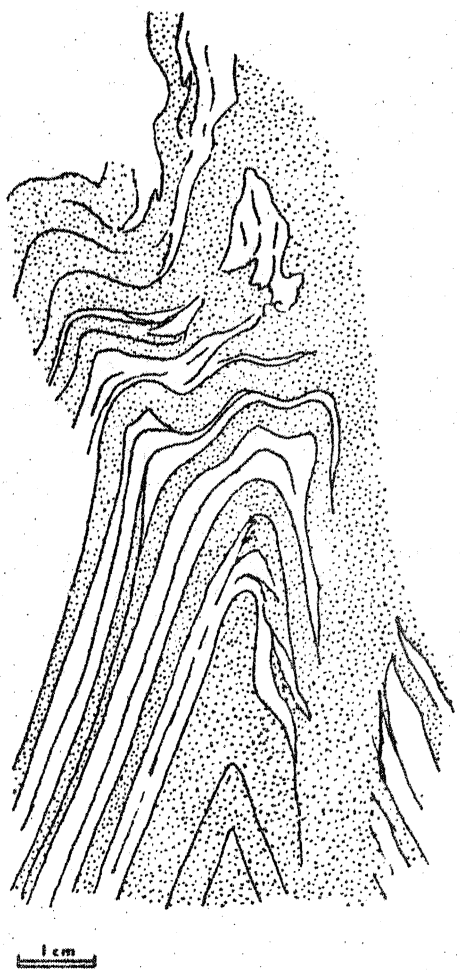


Fig. 16 : Exemple de leucosome soulignant S2, recoupant S1 et déformé par un pli P3.



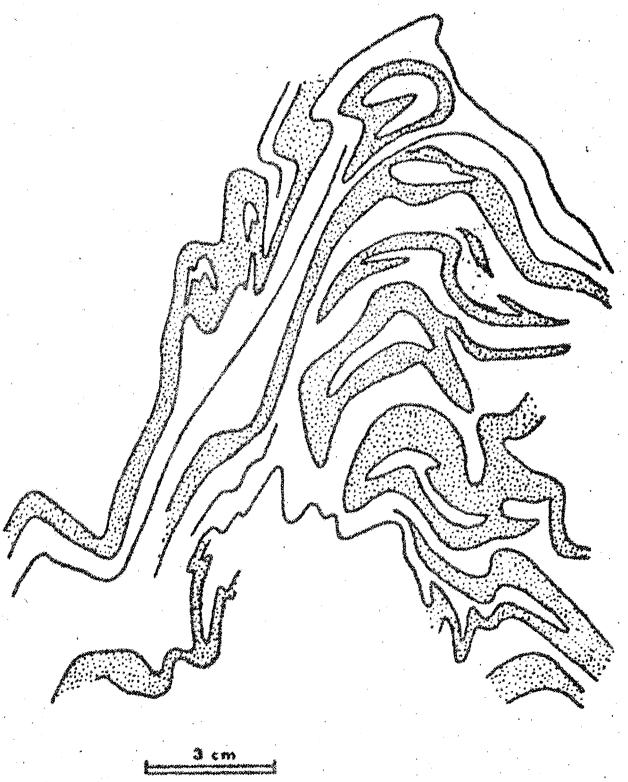


Fig. 18 : Cisaillement parallèle au plan axial d'un pli P3, injecté par du mobilisat quartzofeldspatique.

Fig. 17 : Figures d'interférence de plis P2 et P3 soulignées par des leucosomes dans les gneiss stromatitiques.

flottant dans ceux-ci. Aux limites entre gneiss rubanés et gneiss granitoïdes on constate une concordance entre le rubanement des gneiss granitoïdes et la surface de contact ; les deux types de roches apparaissent affectés par les mêmes cisaillements et flexures désignées F3 dans le tableau ci-dessus. Les déformations D1 et D2 se traduisent toutes les deux par des plis isoclinaux et dès lors la foliation,ou rubanement,de ces gneiss doit être considérée comme une surface à triple signification S0-1-2. C'est cette surface complexe qui est déformée par les plis P3 et les cisaillements associés. Seules les déformations D3 peuvent être étudiées avec précision, quant à leurs orientations principales et leur géométrie. Il serait en effet illusoire d'essayer de déterminer dans ces roches, l'orientation axiale et la géométrie des plis P1 et P2 étant donnée l'intensité des déformations D3.

II.1.2. Position structurale des néosomes stromatitiques et situation de la migmatisation

Les cas les plus couramment observés montrent une concordance entre les néosomes stromatitiques et le plan de foliation des gneiss. De légères discordances apparaissent toutefois localement et traduisent l'antériorité du développement de la foliation. L'exemple représenté par la figure 16 permet ainsi d'établir la chronologie suivante :

- plissement (P1) et foliation (S0-1),
- développement du néosome (S2),
- plissement (P3) et crénulation (S3).

Les néosomes soulignent, en outre, de nombreux plis isoclinaux asymétriques P2 en se concentrant principalement dans leurs charnières (photo 3). Lorsque ces plis sont eux-mêmes déformés par les plis P3, les gneiss rubanés prennent à l'affleurement un aspect très perturbé ; il est toutefois possible d'y distinguer des figures d'interférence P2/P3 (fig. 17). Au cours du plissement P3 les néosomes sont,d'une part déformés par les plis P3, et d'autre part injectés, sur de

courtes distances, le long de plans de cisaillement parallèles aux plans axiaux des plis (fig. 18). Ils conservent donc durant ce plissement une mobilité suffisante pour permettre leur migration.
Bien que l'apparition de la majorité des néosomes puisse être considérée synchrone des déformations D2, il faut signaler l'existence dans la vallée de la Rance de gneiss stromatitiques dans lesquels les néosomes sont déformés par les plis P2, et donc vraisemblablement apparus pendant les déformations D1. Cette observation, appuyée par le fait qu'aucun développement de néosomes, synchrones des déformations D2, n'ait été relevé dans le secteur, permet de penser que la migmatisation a débuté au cours de la phase D1.

II.2 STRUCTURE DES ZONES A GNEISS GRANITOIDES SEULS

Dans les gneiss granitoïdes, le rubanement constitue la structure fondamentale, du moins lorsqu'il est présent. Cette surface constitue un plan repère de choix pour l'analyse structurale de cette déformation. On distinguera donc ici les structures internes des enclaves qu'elle contourne, des structures qui l'affectent elle-même.

II.2.1. Forme et structure des enclaves dans les gneiss granitoïdes

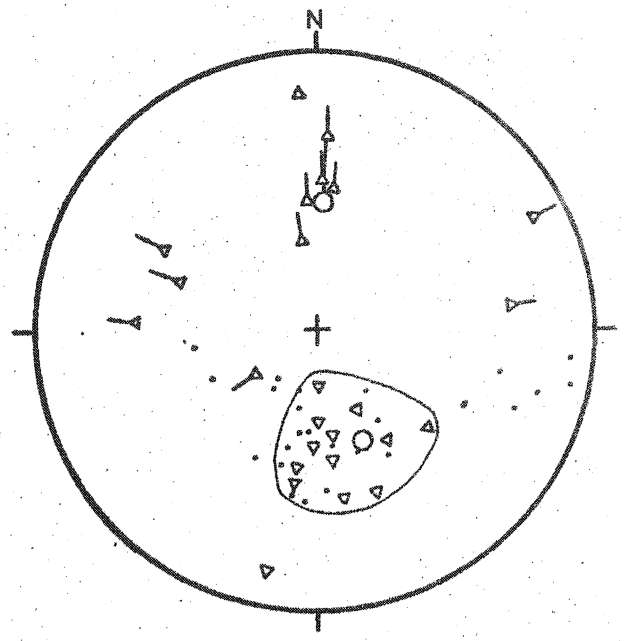
La forme des enclaves, centimétriques à métriques, varie considérablement depuis des formes ellipsoïdales (photo 1 et 2) jusqu'à des formes sub-rhomboédriques (photo 5). Elles accusent en général une orientation préférentielle, telle que leurs axes majeurs et moyens soient pratiquement contenus par le plan de rubanement.
On observe, dans de nombreuses enclaves de gneiss à grain fin, des plis P2 isoclinaux déformant la foliation S0-1 et la linéation L1 lorsqu'elle apparaît. Ces plis P2 ne montrent pas de schistosité de plan axial et sont fréquemment soulignés

par des néosomes stromatitiques,et sont en tout point comparables aux plis P2 observables dans les gneiss rubanés veinés. Le fait que l'on observe ainsi couramment des plis P2 et parfois des plis P1 (photo 4) dans ces enclaves permet de situer leur formation postérieurement aux déformations D2.

II.2.2 Le rubanement des gneiss granitoïdes : une structure de flux

Ce rubanement, contrairement à celui des gneiss stromatitiques, ne correspond pas à un plan marqué par une alternance de niveaux de composition minéralogique variable. Il n'est pas non plus souligné par une orientation préférentielle des minéraux constituant la schistosité de plan axial d'une génération de plis. Ce rubanement apparaît en fait dans les gneiss granitoïdes comme un plan irrégulier, matérialisé par l'accumulation d'amas biotitiques et d'enclaves centimétriques de gneiss à grain fin (photo 1) et aucun pli associé à cette surface n'a été observé.
Autour des enclaves de quartz il forme des figures de contournement concentriques (photo 1) et il est affecté par des turbulences au contact des enclaves de forme anguleuse dont le diamètre moyen est beaucoup plus important que l'épaisseur du rubanement (photo 4). Si l'on ajoute à ces observations, le fait que les enclaves présentent, dans le plan de rubanement, une orientation préférentielle, celui-ci doit être considéré comme un plan de flux (BALK, 1937), traduisant les déformations, à l'état magmatique, des diatexites.
L'existence des structures *tronquées* par le rubanement, dans les zones de passage des gneiss stromatitiques aux gneiss granitoïdes (photo 5) ou dans les gneiss granitoïdes proprement dits (photo 1), permet de dater approximativement sa formation. Ces structures tronquées sont :

- le rubanement S0-1 ou S0-1-2 des gneiss stromatitiques (photo 5)
- des plis P1 et P2 (photo 4)



Foliation

Axe de pli P3

Plans axioux PA3

Plis dus aux cisaillements

Plans de cisaillement

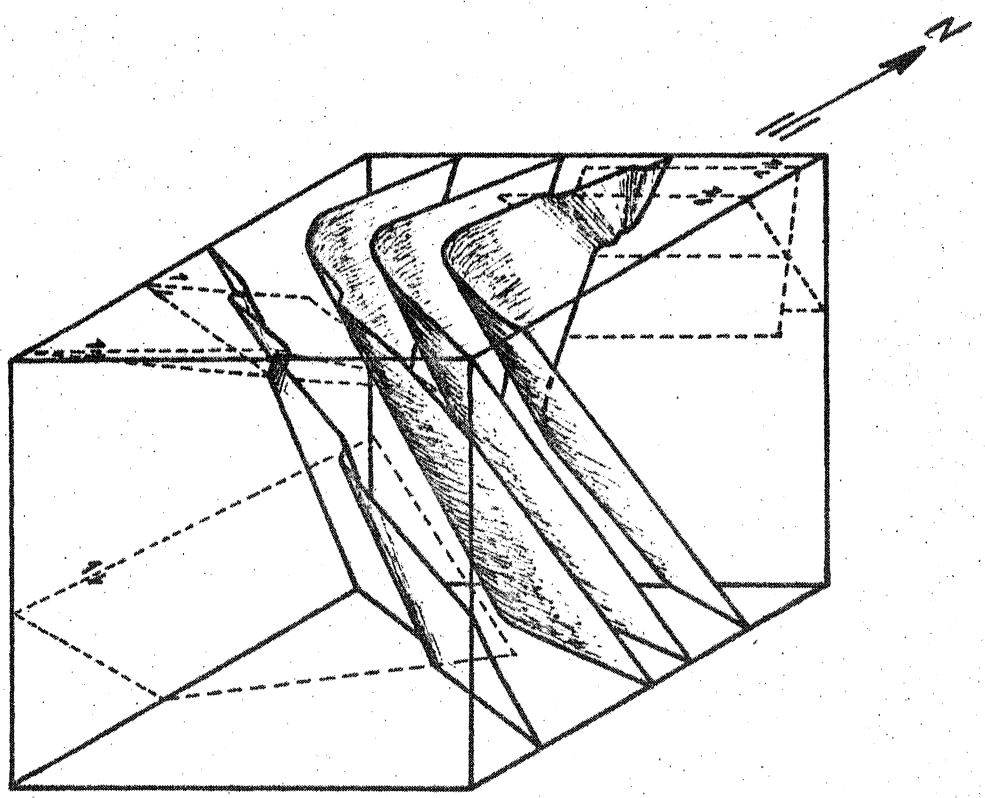


Fig. 19 : EXEMPLE DE RELATIONS GEOMETRIQUES ENTRE PLIS P3 ET CISAILLEMENT _ Le Clair de Lune _

- des figures d'interférence P1/P2 ;

aussi la formation du rubanement constitue-t-elle un événement postérieur aux plissements P2.

Le rubanement apparaît lui-même déformé par des plis flexuraux de grande ampleur et des cisaillements rapportés aux déformations D3.

II.3 LES DEFORMATIONS D3 DANS LES MIGMATITES

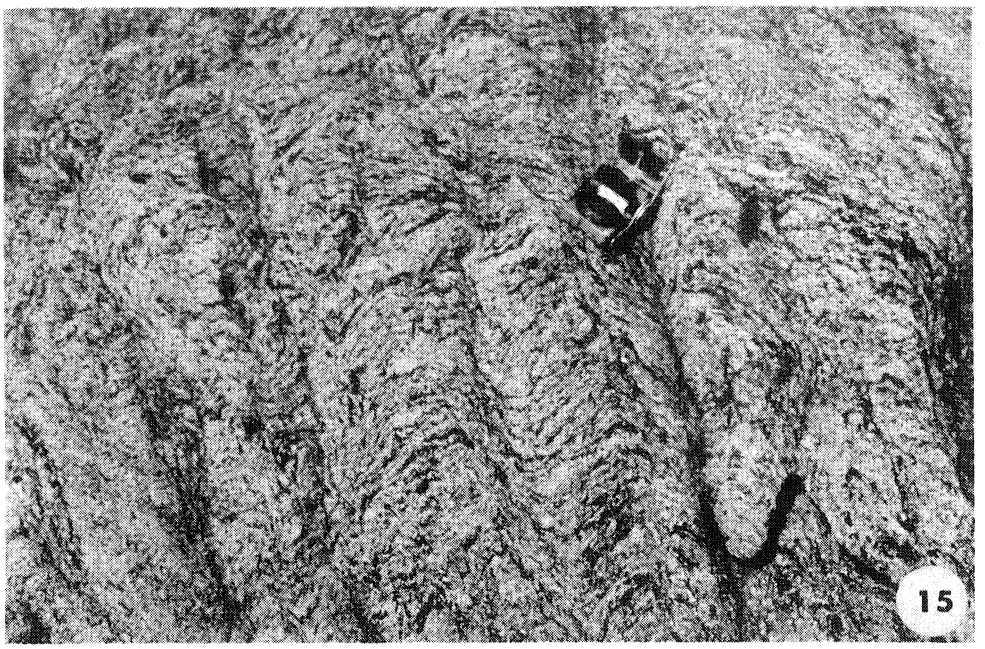
Dans les zones à gneiss granitoïdes seuls,comme dans les zones mixtes, les déformations D3 se traduisent par des plis mineurs et des cisaillements à l'échelle métrique, et par des plis de grande amplitude à l'échelle décamétrique.

Les plis P1 et P2 étant isoclinaux dans les métatexites, l'étude stéréographique du rubanement S0-1-2 permet, dans ces roches, de déterminer aisément la direction et le plongement axial des plis P3. On constate ainsi dans l'estuaire de la Rance (fig. 7.10 à 7.14) une direction axiale moyenne N-S, et un plongement axial moyen de 45° vers le Nord, des plis P3 décamétriques à hectométriques. On remarquera que ces plis P3 présentent les mêmes caractéristiques d'orientation que les plis P3 hectométriques mis en évidence à Cancaval (fig. 11) et dans la zone B (fig. 7.5 à 7.9). Il n'existe pas de schistosité associée à ces plis P3 dans les métatexites. Cependant, un jeu de cisaillements, le plus souvent dextre, constitue la manifestation mésoscopique principale des déformations D3. Suivant l'angle d'incidence du plan de cisaillement sur le rubanement on observe une plus ou moins grande déformation de ce dernier. Les plis induits par ces cisaillements présentent de ce fait une grande variété de forme, depuis de simples flexures (photo 15) jusqu'à des plis très serrés (photo 17) voire même isoclinaux. L'étude stéréographique montre que les pôles des plans de cisaillement sont concentrés autour des pôles de plans axiaux des plis P3 (fig. 19). Par contre, les axes des plis mineurs induits sont très dispersés (fig. 19). En conséquence, il faut admettre un développement tardif des cisaille-

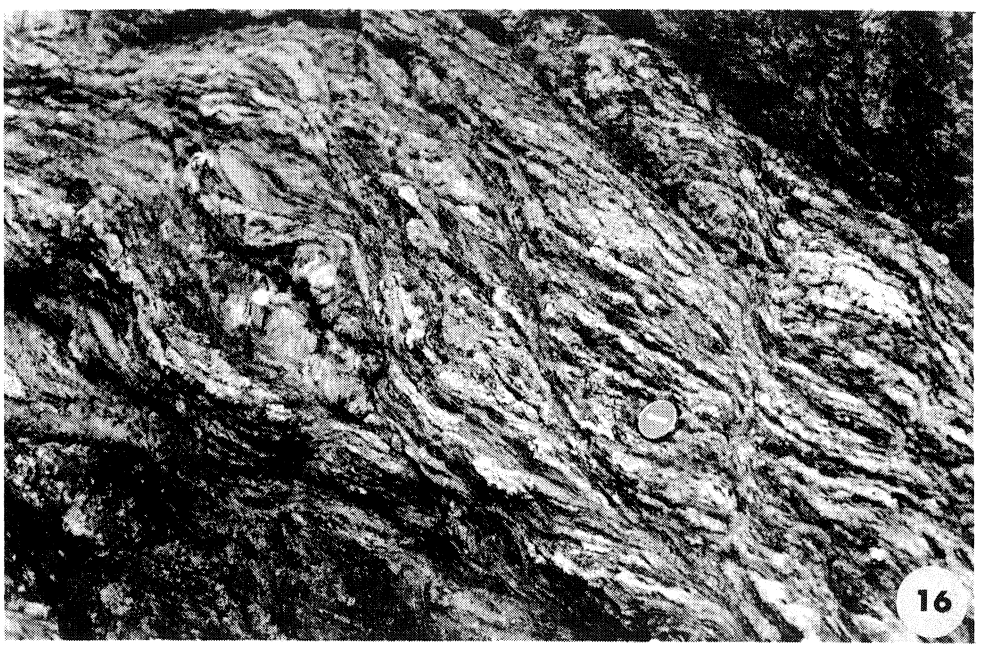
Photo 15 : Jeu de cisaillements dextres affectant le rubanement des gneiss granitoïdes (Le Tertre pelé, St Briac).

Photo 16 : Surfaces de cisaillement sigmoïdes dans des gneiss stromatitiques (Promenade du Clair de Lune, Dinard).

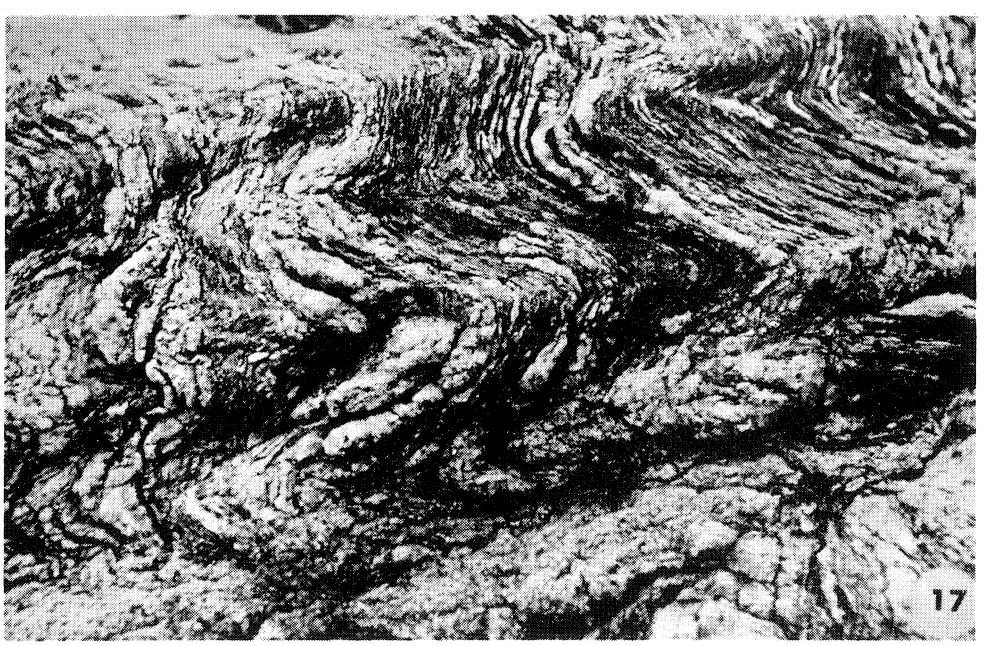
Photo 17 : Plis induits par les cisaillements dans des gneiss stromatitiques. Ces plis reprennent ici des plis isoclinaux P2 soulignés par les leucosomes (Promenade du Clair de Lune, Dinard).



15



16



17

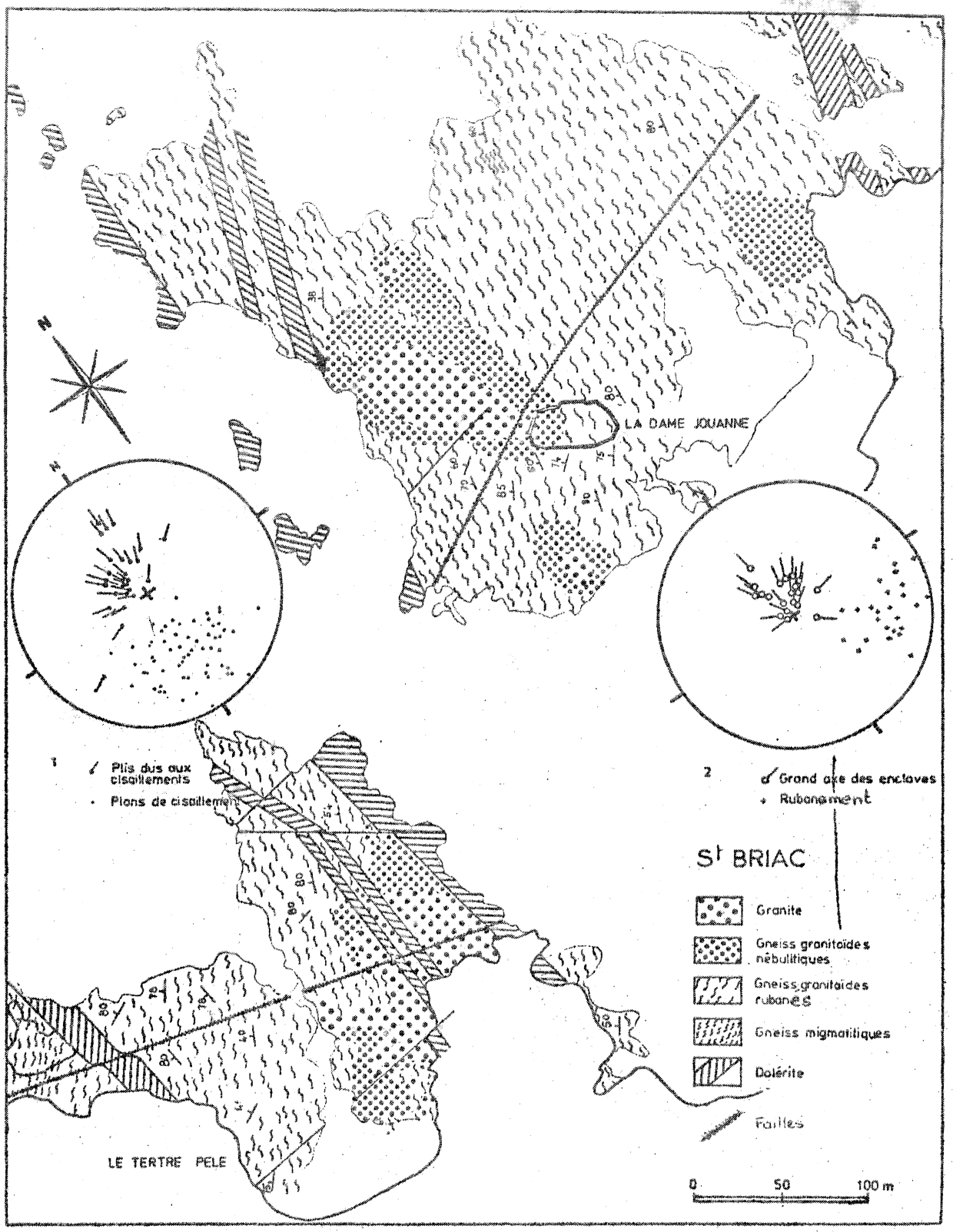


Fig. 20 : Stéréogrammes des éléments structuraux dans une zone à gneiss granitoïdes à St-Briac. 1- Cisaillements 2- Structures de flux.

ments au cours de la phase D3, car seule une dispersion précoce des plans de foliation par les plis décamétriques P3 peut expliquer à la fois la faible dispersion des plans de cisaillement et la forte dispersion des axes de plis induits. Dans les zones où les gneiss granitoïdes rubanés prédominent, on retrouve la même concentration des pôles de plans de cisaillement (fig. 20.1). Par contre, les axes de plis induits y apparaissent beaucoup moins dispersés. Ceci confirme plus ou moins l'explication proposée ci-dessus puisque, dans ces zones, le rubanement présente une grande régularité d'orientation (fig. 20) et ne montre pas de dispersion induite par d'éventuels plis P3 (fig. 20.2). L'obliquité des plans de cisaillement sur le plan de rubanement est, comme dans les gneiss stromatitiques, assez variable, mais généralement supérieur à 20°. Il semble qu'en dessous de cette limite les cisaillements soient réfractés dans le plan de rubanement. Ce phénomène peut être d'ailleurs facilement mis en évidence dans le cas des surfaces de cisaillement sigmoïdes (photo 16).

Ceci souligne le rôle actif du rubanement en tant que plan d'anisotropie au cours du cisaillement. On sait, en effet, (JAEGER, 1956) que l'existence d'un plan d'anisotropie dans un matériau, y contrôle les possibilités d'apparition des plans de rupture. Il existe un angle d'obliquité minimum en dessous duquel les plans de rupture sont réfractés dans le plan d'anisotropie (fig. 21).

Il existe, toutefois, quelques cisaillements faisant un très faible angle d'incidence avec le rubanement. Le déplacement relatif de part et d'autre de ceux-ci, est nettement plus important que dans le cas le plus fréquent, décrit plus haut. L'explication la plus vraisemblable de ce type de cisaillement, est qu'ils doivent apparaître à un stade précoce de l'épisode de cisaillement, stade pendant lequel le rubanement des diatexites, à peine consolidées et encore très proches de l'état magmatique, ne peut avoir un rôle d'anisotropie active. Ceci permet aussi d'expliquer, les importants déplacements observés ; la diminution des déplacements relatifs, le long des cisaillements, traduisant le refroidissement

Fig:21 RELATIONS GEOMETRIQUES ENTRE CISAILLEMENT ET PLAN D'ANISOTROPIE

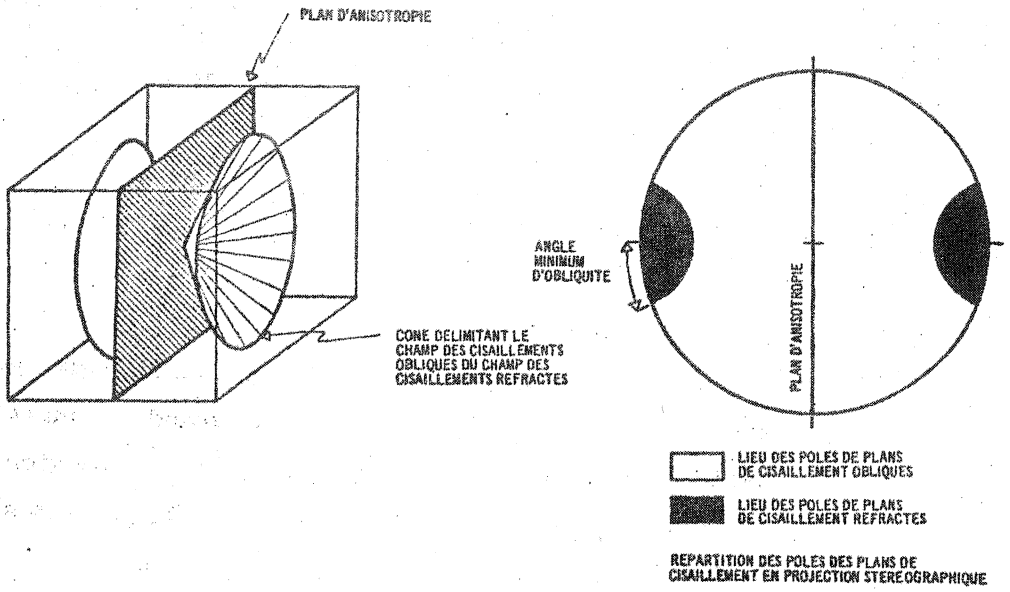
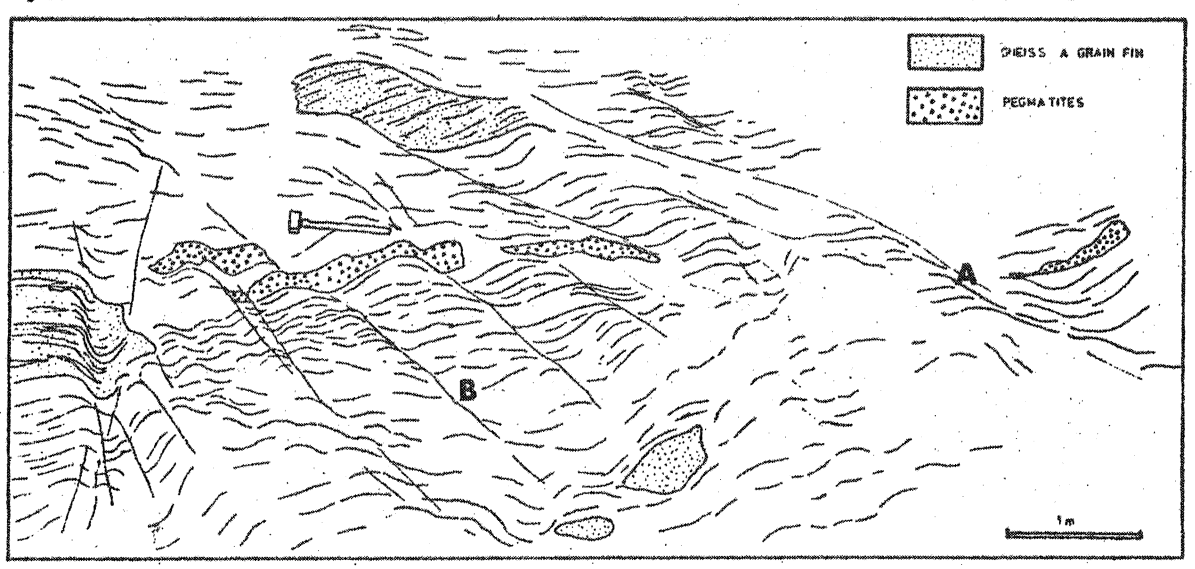


Fig:22 RESEAU DE CISAILLEMENTS DANS LES GNEISS GRANITOIDES RUBANNES DE LA DAME JOUANNE - St BRIAC



progressif des diatexites. Dans le réseau de cisaillements représenté sur la figure 22 il est ainsi possible de distinguer des cisaillements à fort (A) et faible (B) déplacement, les derniers (B) étant probablement les plus tardifs.

II.4 AGE RELATIF DU RUBANEMENT DES GNEISS GRANITOIDES

Comme nous l'avons vu plus haut, le rubanement des gneiss granitoïdes apparaît postérieurement aux déformations D2 et antérieurement aux déformations D'3 puisqu'il est déformé par les cisaillements. Cette structure étant une structure de flux, elle traduit un écoulement ou autrement dit des déformations à l'état magmatique. Il conviendrait donc, dans le contexte orogénique où se développent ces migmatites, de rapporter la *mobilisation* (l'écoulement) des gneiss granitoïdes à un épisode de déformation, et plus précisément aux déformations D3. Deux observations appuient cette hypothèse :

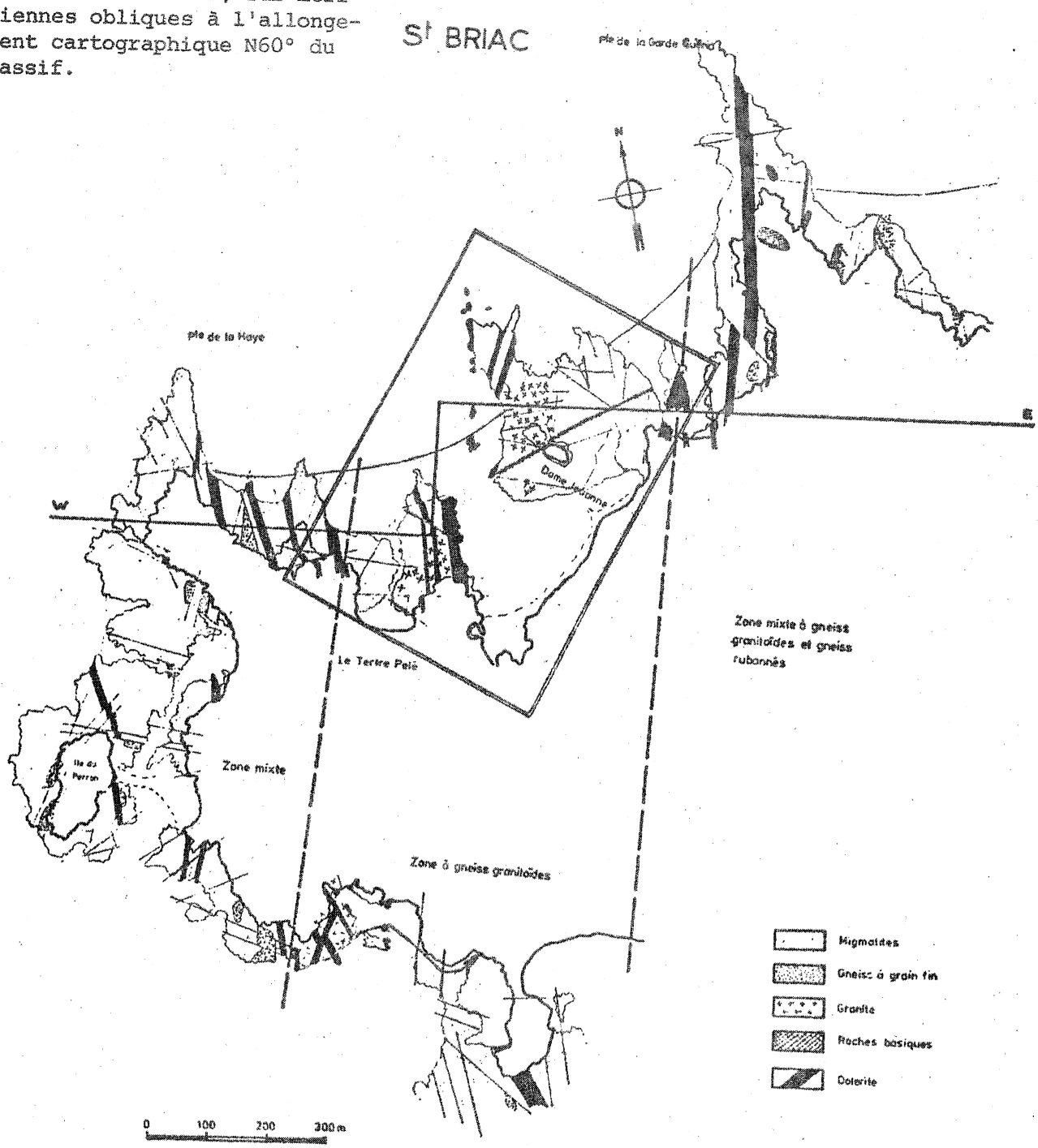
- A Cancaval, en bordure du noyau migmatitique, les gneiss granitoïdes apparaissent injectés au cœur d'un pli P3 hectométrique.

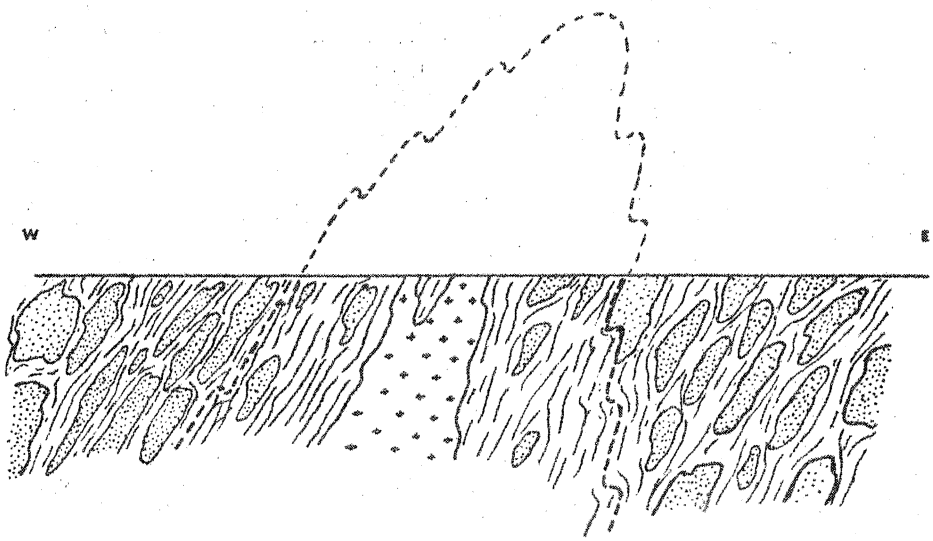
- A St-Briac, la trace du rubanement est, à l'échelle cartographique, sub-parallèle aux limites des zones à gneiss granitoïdes et des zones mixtes (fig. 4 et 5). Ces zones constituent des bandes transverses à l'orientation cartographique N 60° du Massif de St-Malo, et proviennent de l'intersection avec la surface topographique, de grands plis P3 d'amplitude kilométrique et d'orientation axiale sub-méridienne (fig. 23). Comme le rubanement occupe une position très proche de celle du plan axial d'un tel pli (fig. 5.2), il matérialise très probablement l'écoulement ascendant des gneiss granitoïdes durant le plissement P3.

II.5 CHRONOLOGIE RELATIVE DES DEFORMATIONS ET DES EVENEMENTS MIGMATITIQUES

Les relations entre déformation et migmatisation peuvent être schématisées par le tableau suivant :

.g. 23 : Interprétation des alternances de zones à gneiss granitoïdes et de zones mixtes, sub-méridiennes obliques à l'allongement cartographique N60° du massif.





Evènements migmatitiques	D1	D2	D3	D'3
Développement de stromatites				
Développement des diatexites			remontée des diatexites (rubanement)	
Injections (Artérites, agmatites, dictyonites)				

Ce tableau simpliste met clairement en évidence :

- le caractère continu et progressif de la migmatisation,
- un *climax* situé entre la fin des déformations D2 et le début des déformations D3,
- l'aspect tardif des injections et de la remontée des diatexites.

III- CONCLUSIONS

Déformations		Migmatites	Gneiss variés	Micaschistes
D1	S0-1	Foliation sub-parallèle à la stratification dans l'ensemble du Massif		
	P1	Plis isoclinaux intrafoliaux avec S0-1 schistosité de plan axial		
D2	S2	Pas de S2	Foliation dans les gneiss à gros grain	*Strain-slip* dans les niveaux pélitiques
	P2	Plis non-cylindriques serrés à isoclinaux ? ⟵ Orientation axiale ⟶ N350°-N10° ? ⟵ Déversement ⟶ sud		Plis cylindriques ouverts droits à légèrement déversés Orientation axiale N40°-N60° Déversements sud
D3	S3	Localement crénulation + rubanement des diatexites	Foliation faiblement développée dans les gneiss à grain fin	Crénulation
	P3	Plis non-cylindriques ouverts NS-N20° ⟵ Orientation axiale ⟶ N20-N40° N - NW ⟵ Déversements ⟶ NW - NE		Plis en chevrons + serrage des plis P2
D'3	S'3	Cisaillements	*shear zones* très localisées	
	P'3	Plis flexuraux induits par les cisaillements		

N.B. : Les déversements indiqués dans ce tableau sont ceux des plans axiaux des plis.

CHAPITRE III : LE METAMORPHISME REGIONAL

Bien que l'optique de cette étude soit plus structurale que pétrologique, il convient de retracer, au moins brièvement, l'évolution du métamorphisme régional dans le Massif de St-Malo.

I- RAPPELS HISTORIQUES

Une première étude publiée en 1951 par COGNÉ, dans une perspective zonéographique, met en évidence l'augmentation du degré de métamorphisme du Sud vers le Nord de la vallée de la Rance.
Cet auteur distingue :

- les micaschistes supérieurs de Langrolay,
- les micaschistes inférieurs du Minihic à La Richardais,
- les migmatites à partir de La Richardais ;

et montre que la migmatisation s'est faite *in situ* sans apport magmatique. Tout en reprenant ce schéma, JEANNETTE (1971) insiste sur le caractère polyphasé du métamorphisme et donne une cartographie des isogrades.

II- L'EVOLUTION DU METAMORPHISME REGIONAL

Toute définition précise de l'évolution du métamorphisme régional dans le Massif de St-Malo se heurte au problème de l'intense recristallisation post-cinématique qui affecte toutes

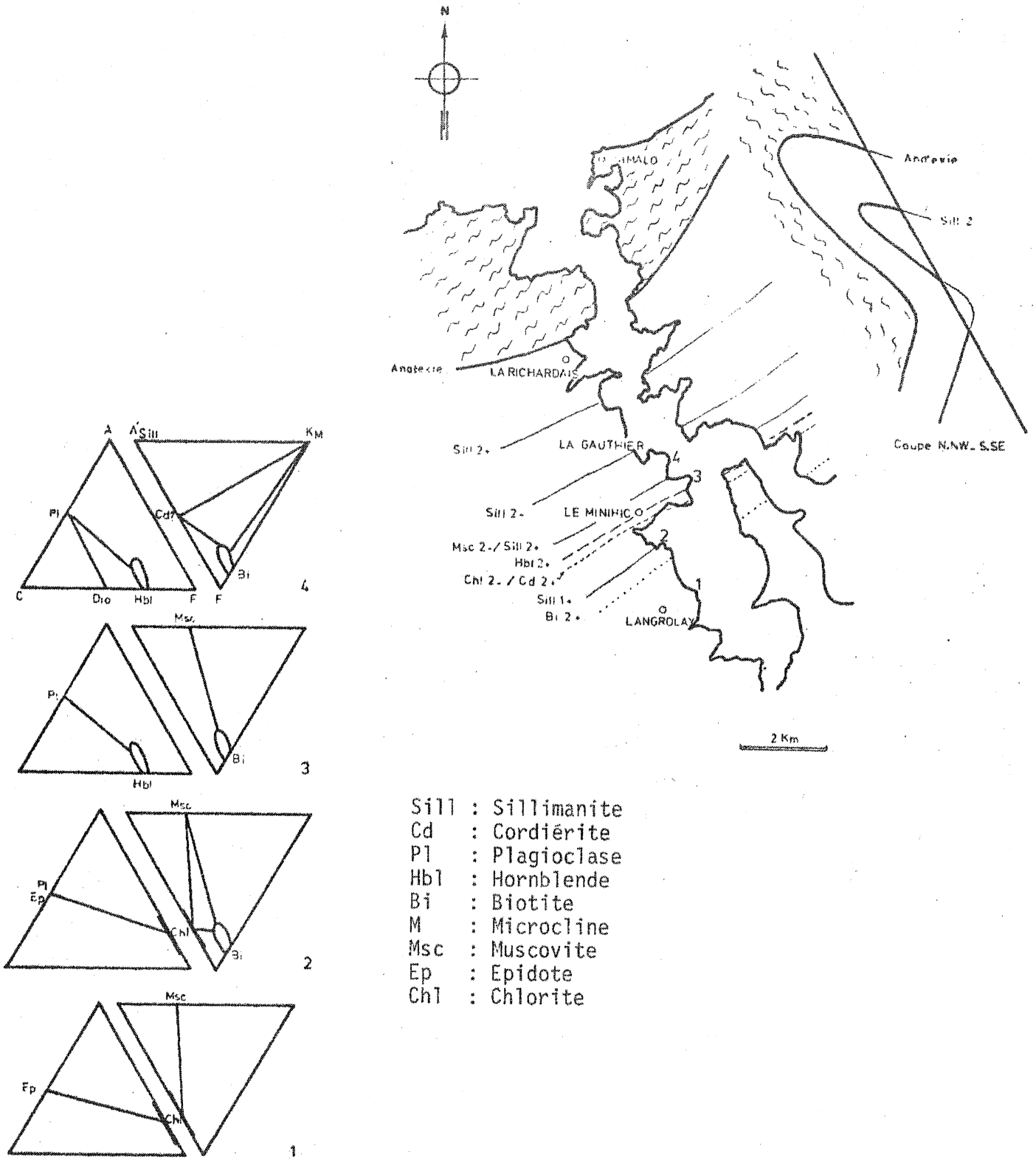


Fig. 24 : Répartition des isogrades de métamorphisme (M1 et M2) le long de la Vallée de la Rance (d'après MARTIN, 1975). Série de sous-faciès M2 entre Langrolay et La Gauthier.

les roches et se traduit en lame mince par :

- des textures polygonales,
- une disposition des micas en arc polygonal dans les charnières de plis P2 et P3,
- de grands pœciloblastes de muscovite.

Cependant, deux phases de métamorphisme, au moins, peuvent être mises en évidence. Les minéraux témoins de la première phase n'apparaissent en lame mince que sous forme de reliques blindées dans des pœciloblastes de muscovite. Les zones d'associations minéralogiques, caractéristiques de la seconde phase (fig. 1), telle que la propose JEANNETTE (1971), se moulent sur le noyau migmatitique du massif.

II.1 LA PHASE M1

La présence d'une foliation S1, associée aux déformations D1, traduit les effets d'un épisode de métamorphisme syncinématique précoce, dont il est cependant difficile de préciser les paragenèses. Des reliques de sillimanite 1 se retrouvent en fines aiguilles blindées dans des pœciloblastes de muscovite, à partir de l'extrémité Nord de l'anse de Langrolay. L'isograde de la sillimanite 1 peut donc être situé dans ce secteur (fig. 24) bien que l'on en trouve encore des reliques au Sud de cette limite dans les gneiss à gros grain. Mais étant donné le caractère intrusif de ces roches, ces occurences ne peuvent pas être retenues.

Un début de migmatisation commence à se développer pendant cette phase mais ne dépasse pas le stade de la métatexie.

II.2 LA PHASE M2

A cette première phase de métamorphisme se superpose une seconde d'un type assez proche du type *Abukuma*. Durant cette phase M2, une grande partie des roches du massif subit une rétromorphose, puisque du Sud vers le Nord de la vallée de la Rance (fig. 24) on passe de l'épizone à la mésozone pro-

fonde (COGNÉ, 1951 ; JEANNETTE, 1971). Six isogrades (WINCKLER, 1974) (biotite 2+ , chlorite 2- , hornblende 2+ , muscovite 2- , sillimanite 2+ et l'anatexie) peuvent être localisés. Bien que l'andalousite n'ait pas été trouvée dans cette coupe, il est intéressant de noter qu'elle a été décrite par JEANNETTE, à l'Ouest du massif. Etant donnée l'intensité des recristallisations post-cinématiques il est très difficile de déterminer les relations cristallisation-déformation pendant cette phase. L'évolution de cette phase de métamorphisme du Sud au Nord de la Vallée de la Rance peut être schématisée par une série de cinq sous-faciès (fig. 24). La terminologie utilisée est celle de WINCKLER (1966).

L'examen de la succession des isogrades et des sous-faciès présente quelques particularités :

- La chlorite disparaît peu avant l'apparition de la hornblende.
- La disparition de la muscovite correspond à l'apparition de la sillimanite.
- La sillimanite n'a pas été trouvée dans le secteur de Jouvente. D'autre part il y a une distance de 2 à 3 km entre l'apparition de la sillimanite et l'anatexie franche du noyau migmatitique. Il semble donc que l'isograde de la sillimanite 2 soit plissée (fig. 24).

A Langrolay, les micas apparus pendant cette phase M2 apparaissent légèrement flexurés par la schistosité de crénulation Sc3 tandis qu'ils sont disposés en arc polygonal dans les plis P2. Il est donc possible de situer, à cet endroit, cette phase tardi à post D2 et anté D3. Par contre, à Cancaval, les minéraux symptomatiques de la phase M2, soulignent la schistosité S3 qui apparaît dans quelques niveaux de gneiss à grain fin ; ce qui traduit le synchronisme des déformations D3 et la phase M2.

II.3 LE PROBLEME DE L'EVOLUTION SPATIALE ET TEMPORELLE DU METAMORPHISME DANS LE MASSIF DE ST-MALO

Si l'on considère l'évolution de la migmatisation en relation avec les déformations, elle apparaît comme un phénomène progressif et continu pendant les déformations D1, D2 et D3.

Cependant, l'évolution spatio-temporelle de ce métamorphisme reste très difficile à définir. Comme la phase M2 apparaît relativement tardive (anté à syn D3) une lacune de définition importante, couvrant la durée des déformations D2 (fig. 25), existe entre les phases M1 et M2. L'examen de la figure 24 montre qu'une distance de 2 kilomètres sépare les isogrades de la sillimanite 1 et 2.
Les seules traces du mouvement de l'isograde de la sillimanite, entre ces deux positions extrêmes, sont des pseudomorphes de silicate d'alumine, actuellement rétromorphosés en muscovite dans laquelle s'observent des reliques de sillimanite en fines aiguilles. Ces speudomorphes, observés à La Landriais ainsi qu'à Langrolay, rappellent par leur forme des cristaux de disthène. Il serait en effet possible que ce minéral soit apparu pendant la phase M1, et postérieurement à celle-ci et se soit transformé en sillimanite sous l'effet d'un mouvement ascendant du gradient de métamorphisme. La figure 26 représente un modèle possible d'une telle évolution des conditions P et T.
Enfin, l'histoire métamorphique du Massif de St-Malo s'achève après la phase M2 par une recristallisation post-cinématique de pratiquement toutes les roches représentées. Toutes les roches riches en quartz attestent d'une polygonalisation très nette, et de grandes muscovites pœciloblastiques se développent en général aux dépens des silicates d'alumine, sans orientation préférentielle, et en oblitérant la texture préexistante des gneiss. Les micas tels que la biotite et la chlorite recristallisent dans les plans de foliation, et ont dans les charnières

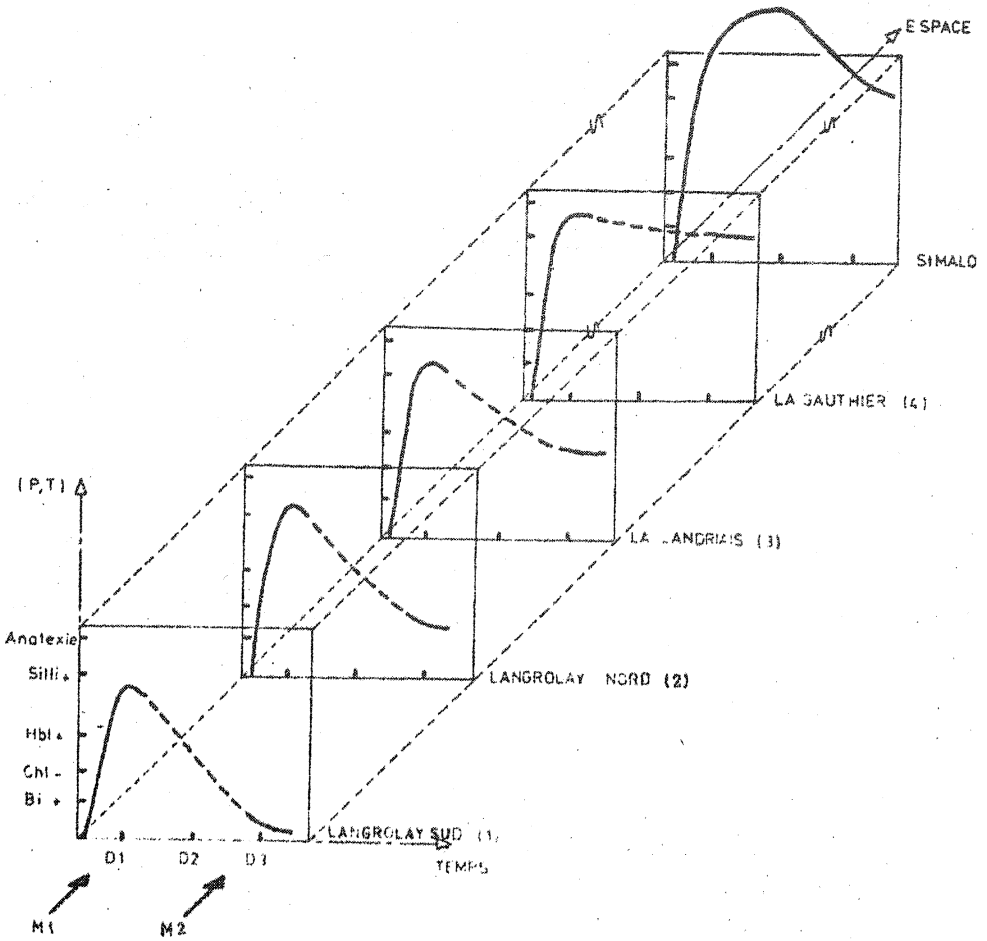


Fig. 25 : Schémas montrant l'évolution spatio-temporelle des conditions de métamorphisme le long de la Valle de la Rance (cf. Fig. 24).

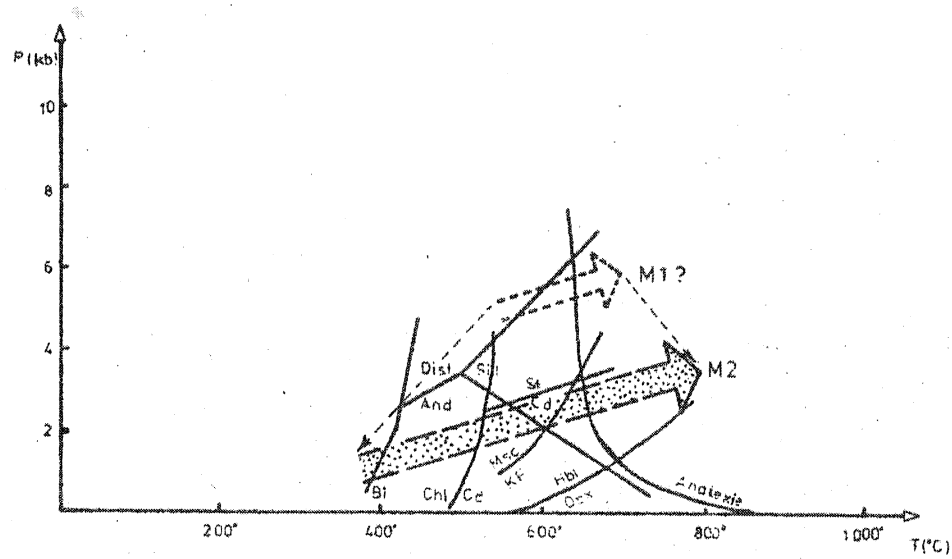


Fig. 26 : Un schéma possible des variations des conditions P et T. En grisé, le gradient M2 (MARTIN, 1975), et en pointille, un gradient hypothétique M1.

de plis P2 et P3 une disposition en arc polygonal. Ces recristallisations statiques témoignent de la persistance d'une anomalie thermique postérieurement à l'arrêt des déformations.

II.4 MISE EN PLACE DES GRANITOIDES

Au cours de cette étude, trois types de granitoïdes, dont l'étude pétrographique et géochimique est en cours (MARTIN), ont pu être distingués :

- des granitoïdes précoces (gneiss à gros grain) affectés par la schistosité S1, dont la mise en place est donc anté à syn D1 (Langrolay - La Landriais) ;
- des granitoïdes tardifs recoupant les structures D2 faisant intrusion jusqu'à la partie supérieure de la mésozone. Ces granites avaient été cartographiés et décrits par JEANNETTE (1971) à Garel ;
- des granites d'anatexie enracinés dans les migmatites s'injectant dans les gneiss migmatitiques et les gneiss à grain fin de la mésozone inférieure pendant la phase D3.

L'étude géochronologique de ces trois types de granitoïdes permettra probablement de *caler* l'évolution orogénique du Massif de St-Malo.

III- PLACE DES DEFORMATIONS CATACLASTIQUES

Les cisaillements, tardifs dans cette évolution polyphasée, se traduisent, en lame mince, par des textures cataclastiques qui varient en fonction du type de roche, de la composition minéralogique et de la taille du grain. Le plus fréquemment ces plans de cisaillement sont sub-parallèles aux plans axiaux des plis P3 ou réempruntent les surfaces d'anisotropie antérieures telles que la schistosité S1. Les textures les plus typiques sont les textures *en mortier* dans lesquelles on observe des gros cristaux non recristallisés, montrant des

macles mécaniques, des extinctions roulantes des *kink-bands* etc..., inclus dans un fond de petits cristaux à texture parfois granoblastique. En général, seul le quartz en petits cristaux a recristallisé postérieurement à la mylonitisation, tandis que la muscovite, le plagioclase, le feldspath potassique et même le quartz en gros cristaux conservent des textures internes issues de la cataclase.
Nous pouvons situer ces cisaillements comme étant postérieurs à l'épisode de métamorphisme thermique, et antérieurs à l'arrêt complet du métamorphisme, tout au moins en ce qui concerne les roches du centre du massif, puisqu'on relève à la périphérie des traces de cataclase indemnes de recristallisation.

IV CONCLUSIONS

Le métamorphisme apparaît dans le Massif de St-Malo comme un phénomène continu et progressif. La continuité de la migmatisation et la variation des conditions P et T durant les déformations D1 à D3 attestent de son caractère plurifaciel. Mais seul le gradient représentatif de l'état final peut être précisé. Il s'agit d'un gradient proche d'un gradient de type *Abukuma*.
L'évolution métamorphique du Massif de St-Malo s'achevant par un évènement thermique post-cinématique, pratiquement toutes les roches recristallisent après la phase D3 et subissent une muscovitisation. Cet évènement tardif masque très fortement les étapes antérieures du métamorphisme, aussi les relations cristallisation-déformation sont-elles très difficiles à déterminer.
D'autre part, la muscovitisation affecte tout particulièrement les silicates de métamorphisme et détruit de cette façon les minéraux typomorphes. Ceux-ci ne persistent plus qu'à l'état de reliques et leur interprétation est, de ce fait, souvent hypothétique.

CONCLUSIONS DE LA PREMIERE PARTIE

L'évolution des séries cristallophylliennes du Massif de St-Malo peut être, en conclusion, résumée comme suit :

1- Dépôt d'une série sédimentaire monotone à dominante graywakeuse.

2- Déformation D1 et métamorphisme M1 de caractères assez uniformes dans l'ensemble du massif. Les roches acquièrent une foliation parallèle à la stratification (S0-1). Un début de métatexie se développe et des granites font intrusion dans la série.

3- Déformation D2 et plissement d'orientation N 60° - N 80° de caractère très variable d'un point à l'autre du massif. Bien que le développement du noyau migmatitique de St-Jacut à Rothéneuf puisse être rapporté à cet épisode , la définition du métamorphisme reste imprécise. Les déformations sont d'autant plus intenses et les plis d'autant plus couchés et isoclinaux que l'on se rapproche du noyau migmatitique.

4- Déformation D3 et plissement d'orientation N-S - N 30°, et métamorphisme M2 présentant, comme précédemment, une grande variabilité d'un point à l'autre du massif. Le gradient du métamorphisme est, à ce stade, proche d'un gradient de type *Abukuma* Faibles à la périphérie, les déformations augmentent d'intensité lorsque l'on se rapproche du noyau migmatitique. Les diatexites remontent et font intrusion dans les gneiss surincombants. Des cisaillements et des déformations cataclastiques D'3 terminent cette phase de déformation.

5- Recristallisation et muscovitisation de pratiquement toutes les roches du massif.

Au cours de cette évolution, la déformation et le métamorphisme présentent une polarité semblable et constante centrée sur le noyau migmatitique. Ceci, ajouté au fait que les déformations D3 soient synchrones de la remontée des diatexites, et

d'autre part, à l'aspect cartographique actuel du massif, me conduit à considérer le Massif de St-Malo comme un *dôme gneissique*.

Afin de préciser ce modèle, une analyse de la déformation a été réalisée, et fait l'objet de la seconde partie de ce mémoire.

Deuxième partie

ANALYSE DE LA DEFORMATION

CHAPITRE I : INTRODUCTION A L'ANALYSE DE LA DEFORMATION

La tectonique se traduit, dans les segments orogéniques, par deux types d'effets :

- des déplacements ou translations,
- des changements de forme des objets ou déformations.

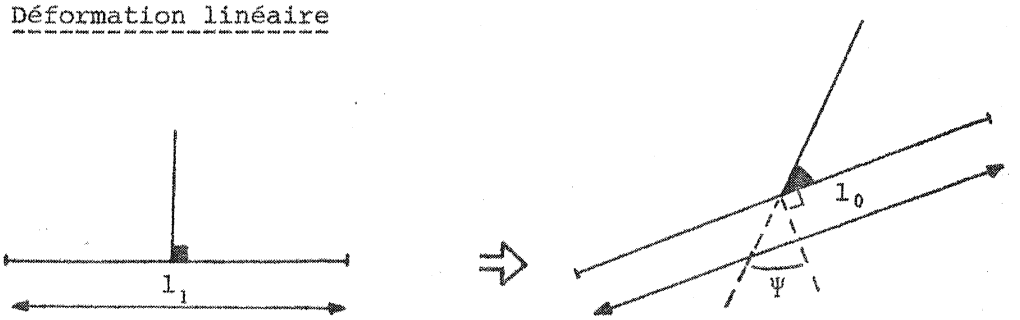
Si l'étude des premiers reste souvent imprécise et purement qualitative, il est possible de définir avec précision les seconds, et parfois de les quantifier, c'est l'objet de l'analyse de la déformation *strain analysis*. Il paraît nécessaire d'en faire ici quelques brefs rappels, concernant le vocabulaire spécifique et les concepts élémentaires (d'après RAMSAY, 1967), indispensables à la compréhension des méthodes utilisées et à l'interprétation des résultats obtenus.

I- LES CONCEPTS DE L'ANALYSE DE LA DEFORMATION

I.1 LES PARAMETRES DE LA DEFORMATION

La déformation se traduit par deux types d'effets : des changements de longueurs et des changements d'angles entre des éléments linéaires ou planaires.

a) Déformation linéaire



Etat initial non déformé

Etat final déformé

Fig. 27

Sur la figure 27, ci-dessus, représentant les états déformé et non déformé d'un objet, on définira :

- *l'extension ou dilatation linéaire* (e) comme le changement de longueur de l'unité d'origine (l_0) :

$$e = \frac{l_1 - l_0}{l_0} = \frac{\delta l_0}{l_0}$$

- *l'élongation quadratique* (λ) comme le carré de la longueur d'une ligne originellement unitaire (l_0) :

$$\lambda = \left(\frac{l_1}{l_0}\right)^2 = (1 + e)^2$$

- *la déformation logarithmique* (ε) comme la somme d'une série de petits incréments de l'extension progressive :

$$\varepsilon = \sum_{l_0}^{l_1} \frac{\delta l}{l}$$

Si δl est un incrément infiniment petit :

$$\varepsilon = \int_{l_0}^{l_1} \frac{\delta l}{l} = \log \frac{l_1}{l_2} = \log(1 + e)$$

b) Déformation angulaire

Au cours de la déformation un changement d'angle entre des éléments linéaires séquents intervient fréquemment. On définit cette déformation angulaire (γ) ou *distorsion* comme la tangente de l'angle de cisaillement Ψ

$$\gamma = \operatorname{tg} \Psi$$

I.2 DEFORMATION HOMOGENE ET NON-HOMOGENE

La comparaison géométrique de l'état final déformé et de l'état initial non déformé d'un objet permet de définir l'homogénéité de la déformation.
Une déformation est dite homogène lorsque des lignes droites et parallèles restent droites et parallèles après avoir été déformées. Les paramètres e, λ, Ψ et γ ont, dans ce cas, des valeurs constantes pour toutes les lignes de direction identique dans l'objet déformé.
Inversement, une déformation est dite non-homogène lorsque des lignes droites et parallèles se courbent et perdent leur parallélisme au cours de la déformation. Les lignes de direction identique dans l'objet déformé ont alors des valeurs variables des paramètres e, λ, Ψ et γ.

I.3 DEFORMATION FINIE ET INFINITESIMALE

Entre son état initial non déformé et son état final déformé, on peut considérer qu'un corps est passé par une

suite d'états de déformation successifs dans le temps. On désigne ce processus par le terme de *déformation progressive*. On considère que l'état final de la déformation est la somme de petites déformations élémentaires appelées *déformations infinitésimales*. A chaque moment de la déformation, la somme des états infinitésimaux l'ayant précédé constitue *l'état fini de la déformation*. Le plus souvent, en géologie, il n'est possible d'étudier que l'état final de la déformation, c'est-à-dire la déformation finie au moment où celle-ci s'est arrêtée.

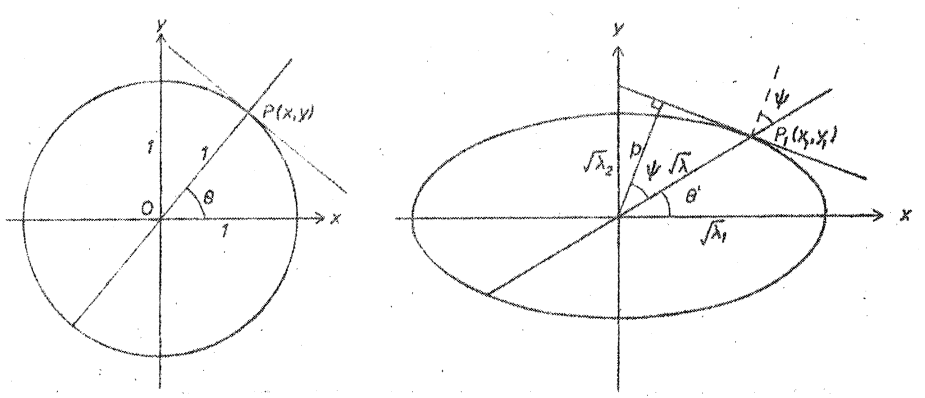
I.4 LA DEFORMATION EN DEUX DIMENSIONS

Les principaux types de déformation, en simplifiant le problème, à deux dimensions dans un plan peuvent être illustrés par la variation de forme d'un carré, repéré dans un système de coordonnées rectangulaires OxOy, soumis à une déformation. Tout point de coordonnées (X, Y) se trouve transformé en un point de coordonnée (X_1, Y_1) après déformation. Le tableau ci-après résume quelques cas types.

a) L'ellipse de déformation

Un cercle ayant subi une déformation homogène est transformé en une ellipse. Les axes majeur et mineur de *l'ellipse de déformation* représentent les déformations longitudinales maximale (X) et minimale (Y) (fig. 28) :

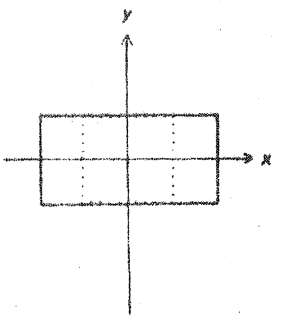
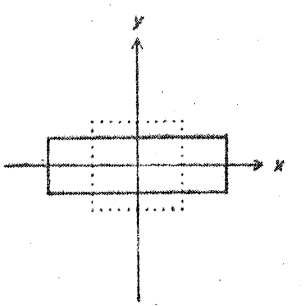
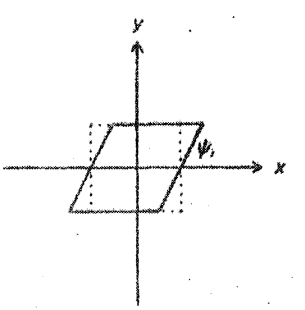
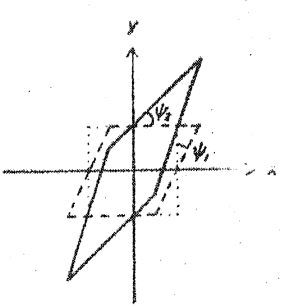
$$X = 1 + e_1 = \sqrt{\lambda_1}$$
$$Y = 1 + e_2 = \sqrt{\lambda_2}$$



Etat initial Etat déformé

Fig. 28

Bien que la déformation se traduise par des variations angulaires, il existe deux lignes orthogonales avant déformation qui le restent après. Ce sont les *directions*

Type de la déformation	Coordonnées (X_1Y_1) d'un point ayant pour coordonnées initiales (X,Y)	Caractéristique de la déformation	Schémas
Extension parallèle à un axe (ici Ox)	$X_1 = (e + 1)X$ $Y_1 = Y$	avec variation de surface	
Extension parallèle à deux axes *Pure shear*	$X_1 = (e_x + 1)X$ $Y_1 = (e_y + 1)Y$	avec ou sans variation de surface	
Distorsion simple (glissement suivant Ox) *Simple shear*	$X_1 = X + \operatorname{tg} \Psi_1 Y$ $Y_1 = Y$	sans variation de surface avec rotation	
Cas général	On peut considérer la déformation comme résultant de la superposition de plusieurs types élémentaires. Ci-contre superposition de deux glissements simples, suivant Ox puis suivant Oy.		

principales de déformation, et elles correspondent aux axes principaux de l'ellipse de déformation. L'orientation originelle de ces deux lignes peut coïncider avec leur orientation après déformation. Dans ce cas, la déformation est dite *non rotationnelle* et dans le cas contraire *rotationnelle*. On peut décomposer toute déformation rotationnelle en une déformation non rotationnelle et une rotation d'une valeur correspondant au mouvement angulaire des axes principaux des axes de la déformation. Les lignes qui joignent les intersections du cercle et de l'ellipse à leur centre commun lorsqu'on les superpose n'ont pas subi de changement de longueur au cours de la déformation. Ces *lignes de déformation longitudinale nulle* (LDLN) séparent le *champ d'allongement* centré autour du grand axe du *champ de raccourcissement* centré autour du petit axe. Toutes les lignes situées dans le champ d'allongement de l'ellipse ont été *allongées* tandis que toutes celles situées dans le champ de raccourcissement ont été *raccourcies*.

b) Représentation graphique

Sur un graphique dont les coordonnées correspondent aux extensions principales λ_1 et λ_2, il est possible de représenter tous les types d'ellipse de déformation (fig.29). λ_1 étant, par définition, supérieur à λ_2 , toutes les ellipses sont représentées dans la partie inférieure du diagramme, située sous la droite de pente unité représentant toutes les ellipes pour lesquelles $\lambda_1 = \lambda_2$.

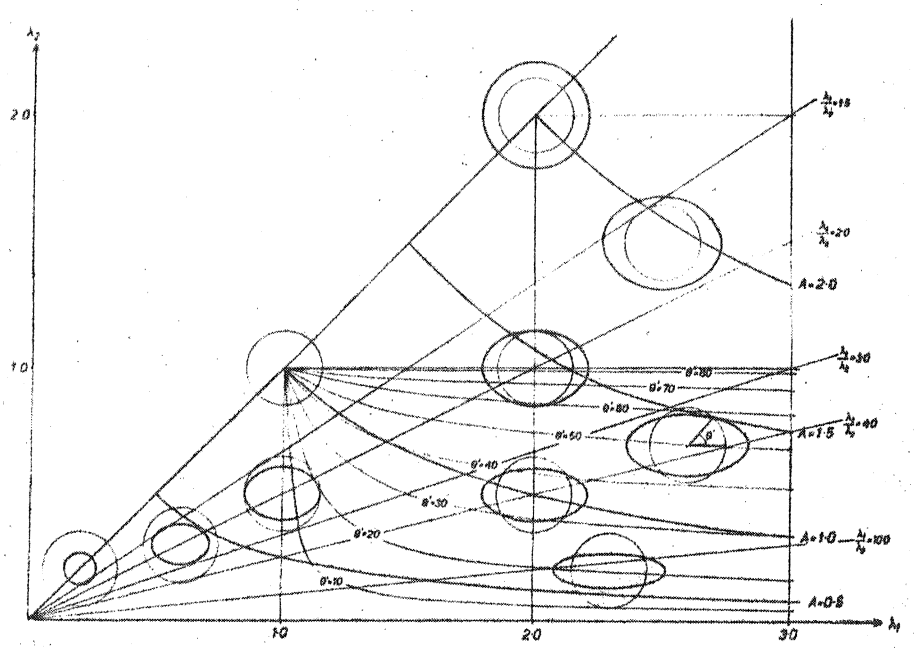


Fig. 29

La répartition des points représentatifs se fait dans trois zones distinctes :

La zone 1, limitée par la droite de pente 1 et la droite $\lambda_2 = 1$, correspond aux ellipses pour lesquelles il y a allongement dans les deux directions principales ($1 < \lambda_2 < \lambda_1$).

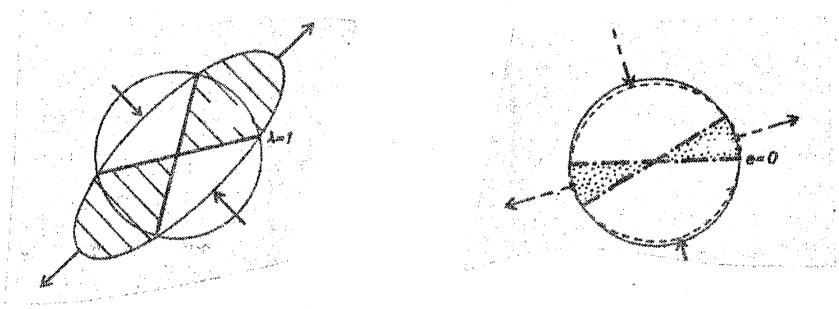
La zone 2, limitée par les droites $\lambda_1 = 1$ et $\lambda_2 = 1$, correspond aux ellipses pour lesquelles il y a raccourcissement selon une des directions principales et allongement selon l'autre ($\lambda_2 < 1 < \lambda_1$).

La zone 3, limitée par la droite de pente 1, l'axe des abcisses et la droite $\lambda_1 = 1$, correspond aux ellipses pour lesquelles il y a raccourcissement dans les deux directions principales ($\lambda_2 < \lambda_1 < 1$).

Dans ce diagramme, seules les ellipses situées sur la ligne $\lambda_1 = 1/\lambda_2$ ont une surface égale à la surface du cercle non déformé.

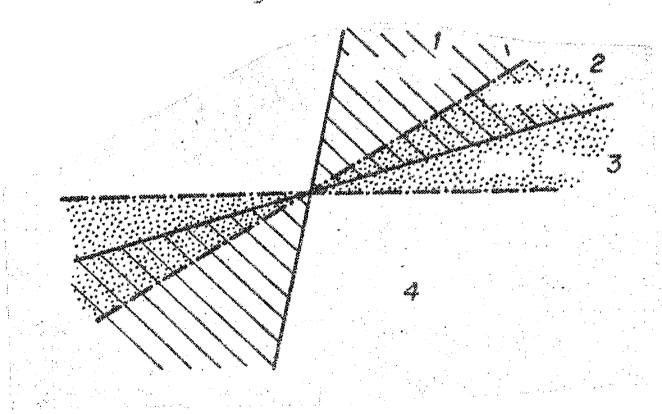
a) La déformation progressive

A tout moment de la déformation progressive il est possible de distinguer théoriquement l'ellipse de déformation finie de l'ellipse de déformation infinitésimale. Dans chacune de ces ellipses on distinguera respectivement un champ d'extension et un champ de raccourcissement finis ou infinitésimaux, séparés par les lignes de déformation longitudinales nulles finies ou infinitésimales (LDLNF ou LDLNI) (fig. 30). A chaque moment de la déformation il y a donc superposition d'un état fini et un état infinitésimal de la déformation, ce qui détermine des champs dans lesquels le comportement des lignes varie (fig. 30) :



Déformation finie — Déformation infinitésimale

Fig. 30



Champ 1 : les lignes précédemment étirées sont maintenant raccourcies.

Champ 2 : les lignes précédemment étirées sont encore étirées.

Champ 3 : les lignes précédemment raccourcies sont maintenant étirées.

Champ 4 : les lignes précédemment raccourcies sont à nouveau raccourcies.

Cas d'une déformation rotationnelle

Grisé : champ d'allongement infinitésimal

Hachuré : champ d'allongement fini

I.5 LA DEFORMATION EN TROIS DIMENSIONS

a) L'ellipsoïde de déformation

Les caractères de la déformation en deux dimensions peuvent être étendus au cas de la déformation en trois dimensions. Ainsi une sphère, de rayon unité, déformée de façon homogène donne un *ellipsoïde de déformation* dont les demi-axes $X \geqslant Y \geqslant Z$ ont pour valeur les déformations longitudinales principales :

$$X = 1 + e_1 = \sqrt{\lambda_1}$$
$$Y = 1 + e_2 = \sqrt{\lambda_2}$$
$$Z = 1 + e_3 = \sqrt{\lambda_3}$$

Seules trois directions orthogonales entre elles avant déformation le demeurent après. Leur orientation définit les axes principaux de la déformation et leur position finale correspond aux axes de l'ellipsoïde. S'il y a coïncidence entre les axes principaux de la déformation et ceux de l'ellipsoïde, la déformation est non rotationnelle et dans le cas contraire rotationnelle. On peut décrire une déformation rotationnelle par un ellipsoïde de déformation non rotationnelle additionnée d'une rotation rigide correspondant au mouvement angulaire des axes principaux de la déformation. Les trois plans orthogonaux entre eux, définis chacun par deux des trois axes principaux, sont les plans principaux de la déformation.

Si aucun changement de volume n'intervient au cours de la déformation ($\lambda_1 \times \lambda_2 \times \lambda_3 = 1$), cinq types d'ellipsoïdes peuvent être obtenus suivant les valeurs relatives de X, Y et Z.

Type 1 : $X = Y > 1 > Z$ ellipsoïdes uniaxiaux (en *galette*)

Type 2 : $X > Y > 1 > Z$ ellipsoïdes triaxiaux aplatis

Type 3 : $X > Y = 1 > Z$ ellipsoïdes biaxiaux

Type 4 : $Z > 1 > Y > Z$ ellipsoïdes triaxiaux allongés

Type 5 : $X > 1 > Y = Z$ ellipsoïdes uniaxiaux (en *cigare*).

Les lignes de déformation longitudinale nulle qui joignent les intersections de la sphère et de l'ellipsoïde à leur centre commun lorsqu'on les superpose, engendrent une surface conique appelée *surface de déformation longitudinale nulle* (SDLN) (fig. 31).

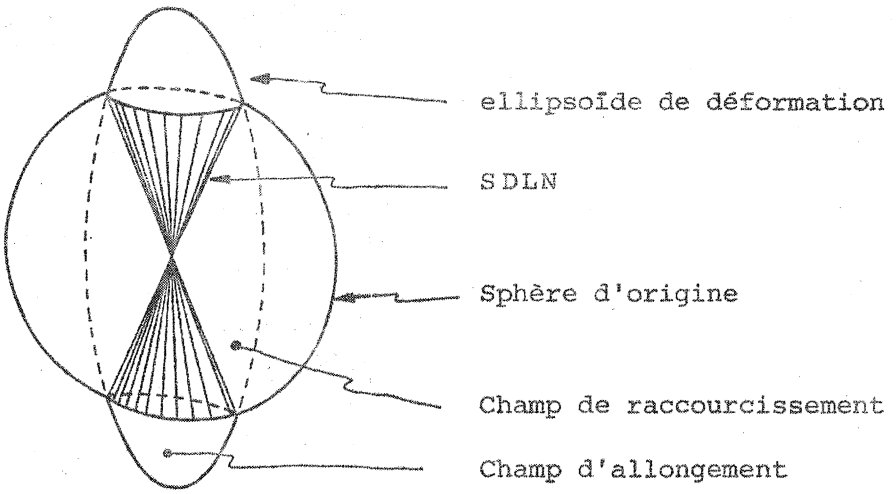


Fig. 31

Pour chacun des cinq types d'ellipsoïdes la SDLN à une forme différente (fig. 32) :

Type 1 : cône à section circulaire centré sur Z

Type 2 : cône à section elliptique centré sur Z

Type 3 : section cyclique de l'ellipsoïde

Type 4 : cône à section elliptique centré sur X

Type 5 : cône à section circulaire centré sur X.

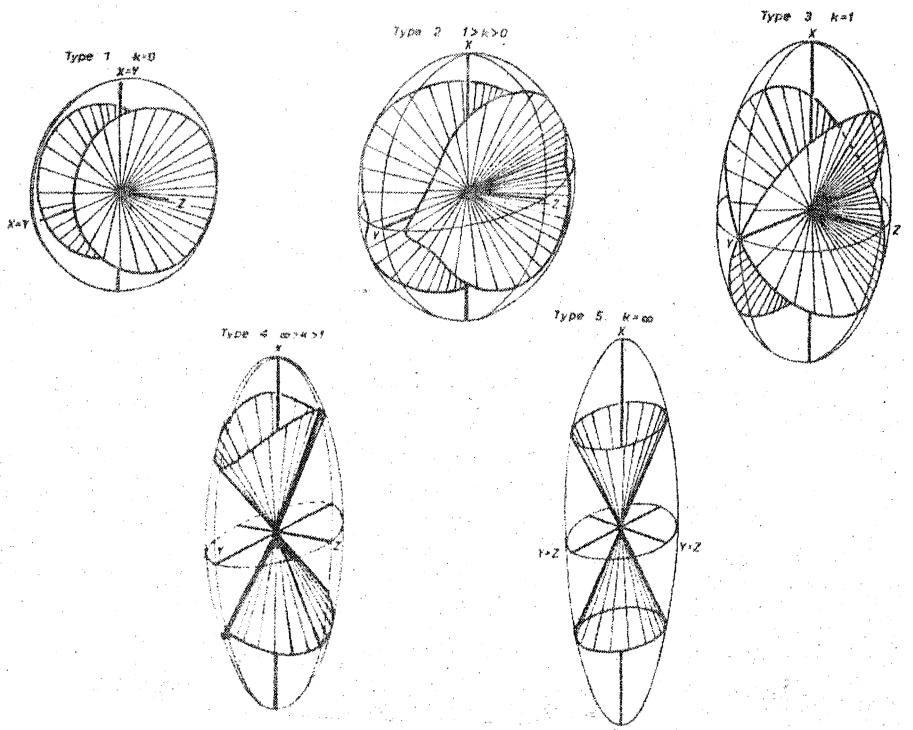


Fig. 32

Dans tous les types d'ellipsoïdes de déformation, la SDLN sépare un champ d'allongement (ou champ d'extension) et un champ de racourcissement (fig. 31). Par définition, l'axe X est toujours contenu par le champ d'allongement et l'axe Z par le champ de raccourcissement (fig. 32). Comme pour la déformation en deux dimensions, les lignes qui, au cours de la déformation, sont contenues par l'un ou l'autre de ces champs seront allongées ou raccourcies.

Tout plan qui recoupe un ellipsoïde en passant par son centre détermine une ellipse de section. Il existe pour chaque ellipsoïde de déformation deux types d'ellipses de section, selon qu'elles recoupent ou non la SDLN, le cas des ellipses de section qui tangentent cette surface, étant des cas particuliers. Pour les deux cas généraux d'ellipsoïdes triaxiaux, on aura les deux types d'ellipses de section suivants (fig. 33) :

	type 2	$1 < \lambda_2 < \lambda_1$ et $\lambda_2 < 1 < \lambda_1$
	type 4	$\lambda_2 < 1 < \lambda_1$ et $\lambda_2 < \lambda_1 < 1$
Représentation sur la fig. 33	type de l'ellipsoïde	type des ellipses de section

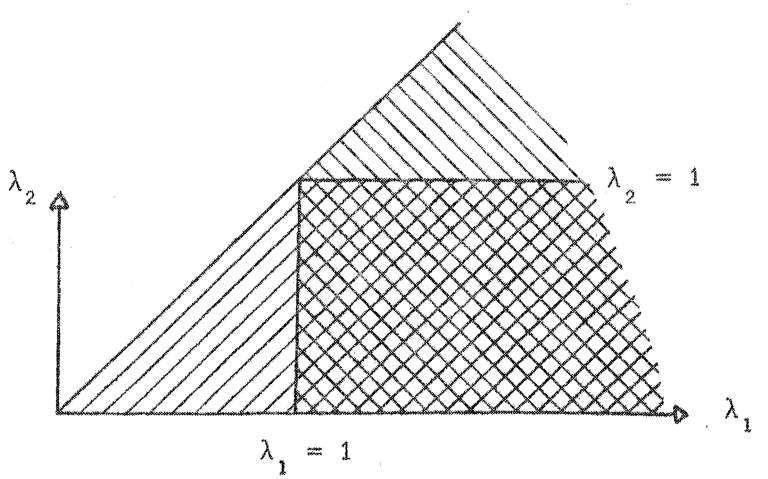


Fig. 33 Répartition des ellipses de section pour les deux cas généraux d'ellipsoïdes triaxiaux de type 2 et 4 (cf. tableau ci-dessus).

b) Représentation graphique de l'ellipsoïde de déformation

Il existe de nombreuses façons de représenter graphiquement l'ellipsoïde de déformation. L'une des plus utilisées

est celle proposée par FLINN (1962) (fig. 34). Sur un diagramme admettant pour coordonnées :

$$a = \frac{X}{Y} = \frac{1 + e_1}{1 + e_2} \quad \text{en ordonnée}$$

$$b = \frac{Y}{Z} = \frac{1 + e_2}{1 + e_3} \quad \text{en abscisse}$$

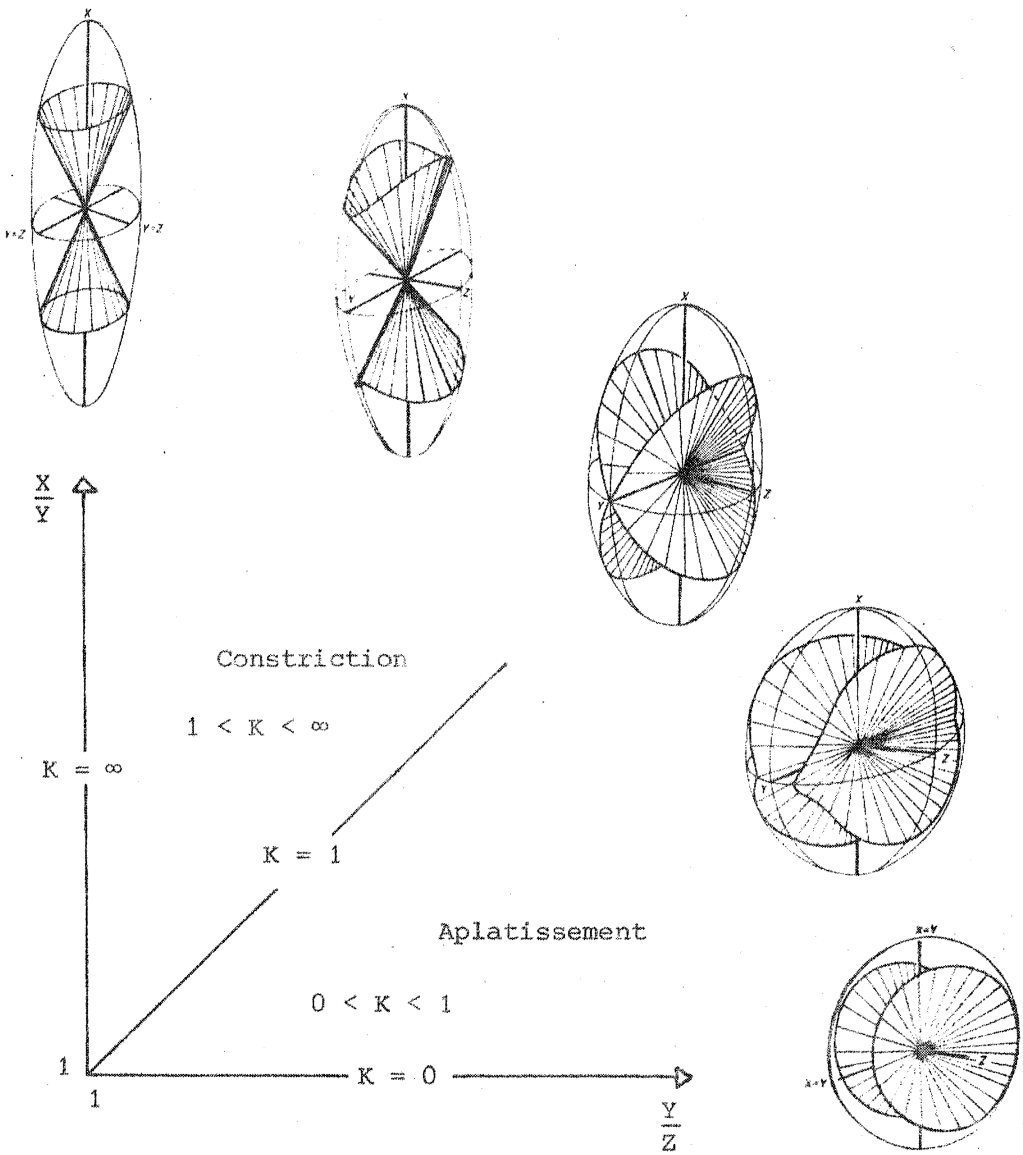


Fig. 34

l'origine a = b = 1 correspond à la sphère unité, c'est-à-dire à l'état non déformé. Tout ellipsoïde représenté par un point peut être décrit par deux paramètres :

- un paramètre de forme $K = \frac{a - 1}{b - 1}$.

  Suivant la valeur de K, on retrouve les cinq types d'ellipsoïdes distingués précédemment :

Type 1	: $K = 0$	ellipsoïdes en *galette*
Type 2	: $0 < K < 1$	ellipsoïdes aplatis
Type 3	: $K = 1$	ellipsoïdes biaxiaux
Type 4	: $1 < K < \infty$	ellipsoïdes allongés
Type 5	: $K = \infty$	ellipsoïdes en *cigare*

- un paramètre de quantité de déformation qui est proportionnel à la distance qui sépare le point représentatif de l'ellipsoïde de l'origine du diagramme

  $r = a + b - 1$ (WATTERSON, 1968)

Bien que ces deux paramètres n'aient qu'une valeur descriptive, ils prennent dans certains cas particuliers une signification plus importante. Ainsi, lorsque la valeur K reste constante au cours de la déformation progressive, celle de l'ellipsoïde de déformation finie représente la *trajectoire (ou chemin) de la déformation (deformation path)*.
Dans les autres cas, les trajectoires de la déformation progressive peuvent être très complexes et un état de déformation finie donné peut correspondre à une infinité de trajectoires de déformation différentes.
On considérera, en outre, en première approximation, que les ellipsoïdes de déformation pour lesquelles $K < 1$ correspondent à une déformation par *aplatissement* et que celles pour lesquelles $K > 1$ correspondent à une déformation par *constriction*.

N.B. : Les problèmes de la déformation progressive en trois dimensions seront envisagés plus loin, dans le cas des veines déformées.

II- PROBLEMES ET METHODES DE L'ANALYSE DE LA DEFORMATION EN DOMAINES PROFONDS

II.1 LES PROBLEMES DE L'ANALYSE DE LA DEFORMATION DANS LE MASSIF DE ST-MALO

II.1.1. Le choix des marqueurs

Pour obtenir une estimation quantitative locale de la déformation, il est nécessaire de trouver dans les roches déformées des objets de forme initiale connue ou supposée. Au cours de la déformation, ces objets ou *marqueurs* enregistrent tout ou partie de la déformation, aussi la comparaison géomé-

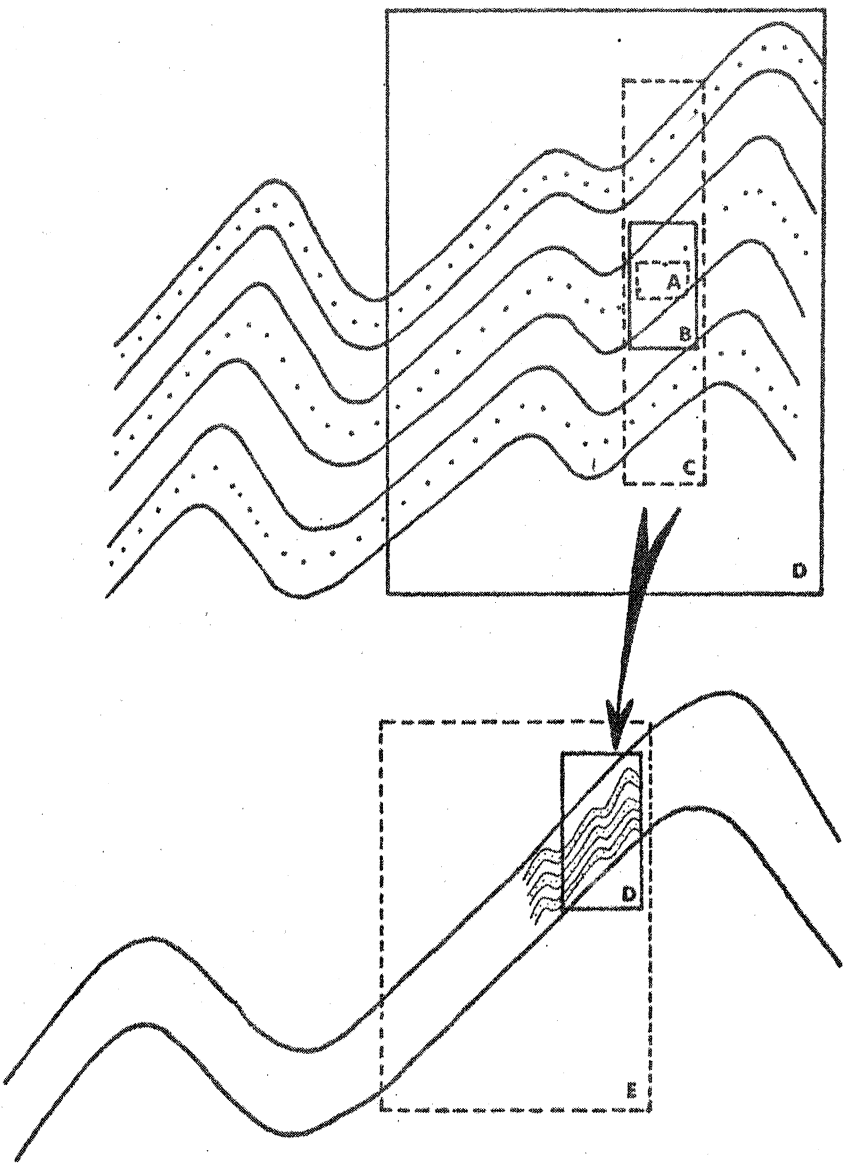


Fig. 35 : Alternance des domaines de déformation homogène et non homogène à des échelles croissantes dans un multicouche plissé.

---- domaines de déformation homogène.

——— domaines de déformation non homogène.

trique de l'état initial et de l'état final déformé permet-elle de calculer l'ellipsoïde de la déformation.
Dans le Massif de St-Malo aucun marqueur d'origine sédimentaire, tel que les galets d'un conglomérat n'a été reconnu. Par contre, les gneiss à grain fin contiennent fréquemment de nombreuses veinules quartzofeldspathiques,d'origine métamorphique ou migmatitique, plissées et boudinées, dont l'étude statistique permet de reconstituer la forme de l'ellipsoïde de déformation (TALBOT, 1970).
Lorsqu'aucun marqueur n'est présent dans les roches déformées, il est toutefois possible d'évaluer le type de l'ellipsoïde de déformation finie à partir de l'étude de la symétrie de fabrique des gneiss (FLINN, 1965a ; WATTERSON, 1968).
D'autre part, l'analyse géométrique détaillée des plis (RAMSAY, 1962a) et de la façon dont ils déforment des plis antérieurs (RAMSAY, 1962b) ou des linéations préexistantes (RAMSAY, 1960), contribue largement à une meilleure connaissance des mécanismes de la déformation et de l'état rhéologique relatif des roches déformées (RAMSAY, 1963). Ces méthodes ont été employées de façon extensive au cours de cette étude, afin de pouvoir proposer un modèle des déformations D2 et D3 le long de la vallée de la Rance.

II.1.2 Le problème de l'échelle

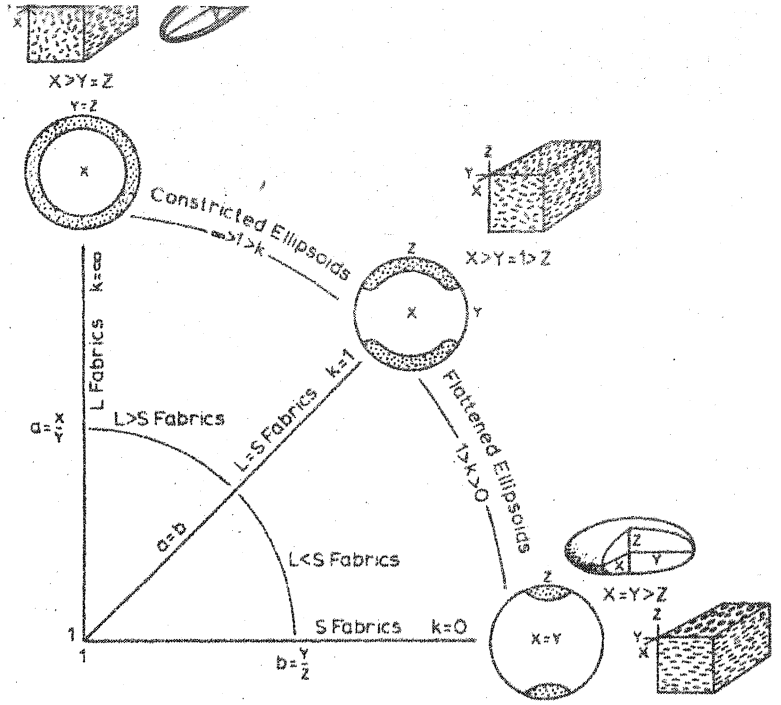
Afin de simplifier l'analyse mathématique on se limite généralement à l'étude de *domaines de déformation* homogène, c'est-à-dire de volumes unitaires de roches à l'échelle desquels la déformation peut être considérée homogène (TALBOT, 1970). Ce principe,d'apparence simpliste,se révèle d'un emploi délicat et souvent difficile à appliquer. En effet, les hétérogénéités des structures géologiques sont multiples et de tout ordre de grandeur. Si l'on examine par exemple un multicouche plissé (fig. 35), on pourra y déterminer deux types d'hétérogénéités :

- celles dont l'origine est attribuable à la nature physique et géométrique du matériel ; on pourra ainsi considérer les domaines A et C homogènes et B non homogène ;
- et celles issues de la déformation ; à cet égard, les domaines C et E peuvent être considérés homogènes et D non homogène.

De ce fait, il convient de vérifier l'homogénéité de la roche à l'échelle du domaine de déformation choisi.

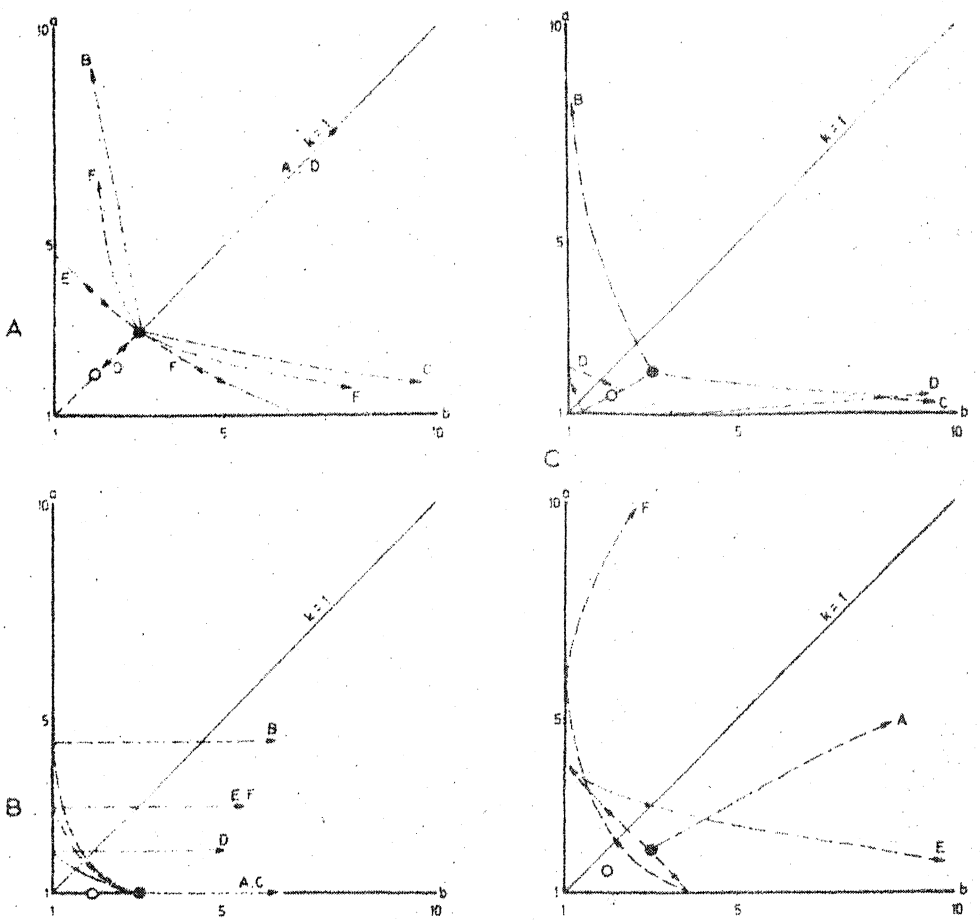
D'autre part, suivant la nature de la déformation et notamment dans le cas de la *distorsion simple*, la symétrie de l'ellipsoïde de déformation obtenu pour une échelle donnée et la position de ses axes principaux, n'est pas obligatoirement extrapolable aux échelles inférieures et supérieures à celle du domaine considéré (SCHWERDTNER, 1973).

Dans les segments orogéniques affectés par des tectoniques superposées, il est difficile de déterminer des domaines de



(Extrait de COWARD, 1973)

Fig. 37 : Diagramme de FLINN, montrant les relations entre les fabriques L-S et l'ellipsoïde de déformation. Les stéréogrammes montrent la répartition des pôles des minéraux planaires représentés sur les blocs diagrammes.



(Extrait de PITCHER et BERGER, 1972)

Fig. 36 : Trajets de la déformation pour une superposition de deux déformations D1 et D2 dont les axes principaux sont respectivement (X1, Y1, Z1) et (X2, Y2, Z2). Le cercle plein représente la déformation D1 et le cercle vide les incréments de la déformation D2.

A. K(D1) = K(D2) = 1
B. K(D1) = K(D2) = 0
C. 1 > K(D1) et K(D2) > 0

Orientations:

A. X_1X_2	B. X_1X_2	C. X_1Y_2
Y_1Y_2	Y_1Z_2	Y_1X_2
Z_1Z_2	Z_1Y_2	Z_1Z_2
D. X_1Z_2	E. X_1Y_2	F. X_1Z_2
Y_1Y_2	Y_1Z_2	X_1Z_2
Z_1X_2	Z_1X_2	Z_1Y_2

déformation homogène pour chaque épisode tectonique. On se trouve donc conduit, le plus souvent, à étudier des domaines permettant de faire :

- soit une estimation globale des déformations subies par les matériaux rocheux (cf. WATTERSON, 1968),
- soit des estimations de quelques parties de la déformation progressive réalisée au cours d'une phase du cycle orogénique (ex. : COWARD, 1973).

Dans le Massif de St-Malo, l'analyse présentée ici a pour but de mieux caractériser la déformation dans des zones distinguées au cours de la première partie sur de simples critères géométriques. L'analyse a été menée séparément pour les déformations D2 et D3, et localement des domaines de déformation homogène D2 ou D3 ont pu être déterminés.

II.1.3 Les changements de volume

Lorsque des variations de volume interviennent au cours de la déformation, les trajets de déformation (*deformation paths*) et la forme des ellipsoïdes de déformation finie peuvent être considérablement modifiés (RAMSAY et WOOD, 1973). D'autre part, certaines méthodes de calcul de l'ellipsoïde de déformation, comme par exemple celles qui utilisent les angles d'ouverture du champ d'extension (TALBOT, 1970) sont particulièrement sensibles aux changements de volume (RAMSAY, 1975).

Dans le cas du Massif de St-Malo, j'ai fait l'hypothèse de déformations isovolumiques. Cette hypothèse est plus ou moins justifiée par le fait, que pendant les déformations D2 et D3, les conditions de métamorphisme ont peu changé, au moins à l'échelle des domaines pour lesquels des ellipsoïdes de déformation ont été calculés.

II.2 DETERMINATION DE L'ELLIPSOIDE DE DEFORMATION

II.2.1 Relations entre la forme de l'éllipsoïde de déformation et la fabrique des roches métamorphiques

Partant du principe que toute tectonite peut être décomposée en éléments linéaires L et planaires S, FLINN (1965) propose de distinguer cinq types de fabriques distinctes : L, L > S, L = S, L < S et S, suivant l'importance relative des éléments L et S. En effet, beaucoup d'alignements de minéraux, et particulièrement ceux constitués par les micas, définissent dans les roches métamorphiques des orientations qui ne sont ni linéaires ni planaires,mais qui résultent de la combinaison de ces deux types d'orientation. Il est aussi possible que différents minéraux de la même roche, micas et hornblende par exemple, puissent se combiner de façon à produire des tectonites de caractère différent ou qu'un même minéral puisse contribuer en même temps à des fabriques L et S.

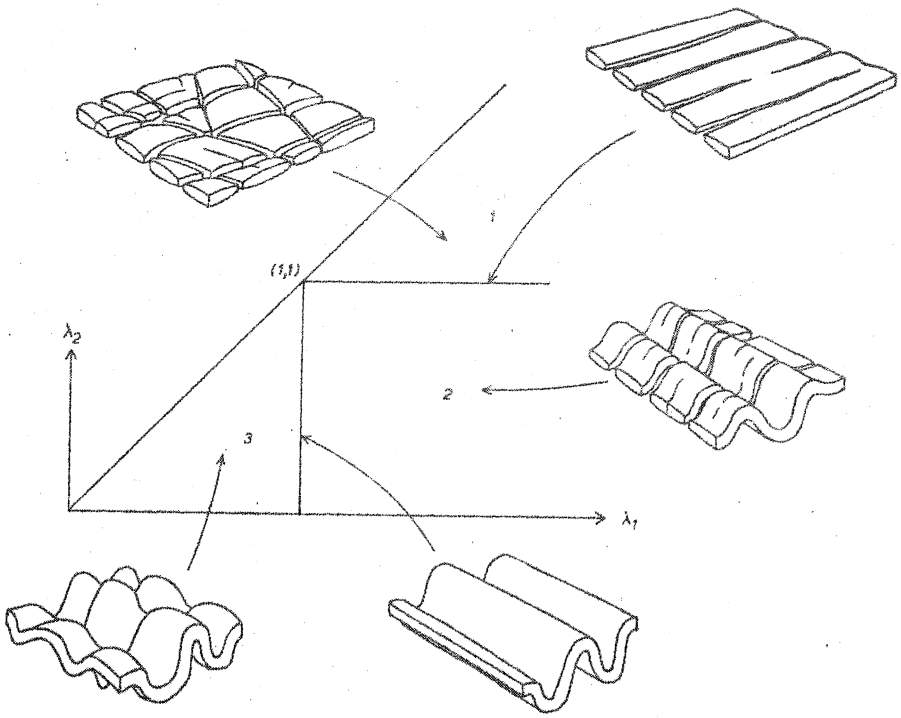


Fig. 38 : Réprésentation des cinq types de structures, pouvant affecter une veine minérale, en fonction du type de l'ellipse de déformation (voir fig. 29).

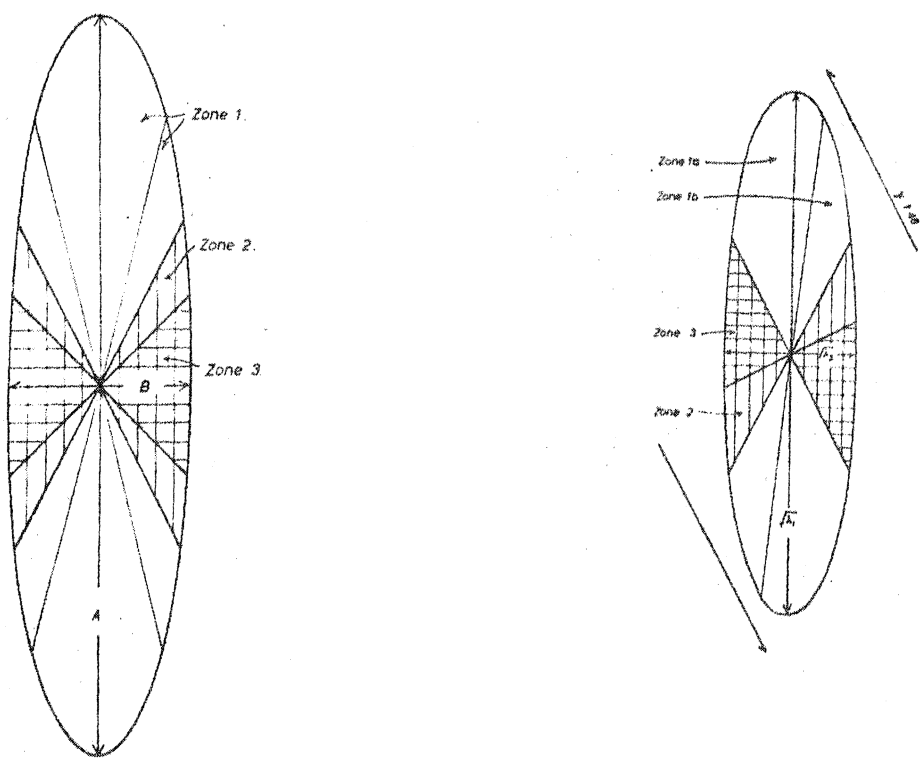


Fig. 39 : Zonage des ellipses de déformation au cours de la déformation progressive (cf. tableau page suivante).

a : déformation non rotationnelle
b : déformation rotationnelle

Cette analyse des tectonites permet d'obtenir sur le terrain une estimation de la forme de l'ellipsoïde de déformation (WATTERSON, 1968), si l'on considère qu'une tectonite L correspond à un ellipsoïde de déformation en *cigare* et une tectonite S à un ellipsoïde de déformation en *galette* (fig. 36).
Il convient d'appliquer ces principes avec discernement, car la tectonique polyphasée provoque souvent un effet cumulatif des fabriques issues des différentes phases de déformation (WATTERSON, 1968). COWARD (1973) a ainsi montré les différentes combinaisons possibles de deux ellipsoïdes de déformation pouvant conduire à la formation d'une tectonite L > S ou L < S (fig. 37).

Enfin, il faut noter qu'il est possible d'étendre cette analyse aux *fabriques non pénétratives* (WATTERSON, 1968 et CHOUKROUNE, 1971).

II.2.2 La déformation des veines minérales et la méthode de TALBOT

Il est fréquent d'observer dans les roches métamorphiques des veines minérales déformées par boudinage ou par plissement. Les plis sont très souvent dénommés *plis ptygmatiques* et les structures issues de l'étirement *structures pincées et renflées*. Ces structures n'apparaissent au cours de la déformation que s'il existe, entre la veine et sa matrice, une différence de viscosité assez élevée (RAMBERG, 1959 ; BIOT, 1960 ; SHERWIN et CHAPPLE, 1968).
Les veines étant des corps planaires, elles peuvent être affectées, suivant deux directions orthogonales dans le plan, soit par des plis, soit par du boudinage.

On distinguera donc trois types principaux de veines déformées suivant qu'elles sont :

- plissées dans deux directions,
- plissées dans une direction et boudinées dans l'autre,
- boudinées dans deux directions.

Le plissement traduisant un raccourcissement et le boudinage un allongement, il est possible de déduire le type de l'ellipse de déformation dans le plan de la veine (fig.38). Deux cas particuliers sont réalisés lorsqu'il n'existe de déformation, boudins ou plis, que selon une seule direction. Le tableau suivant résume les cinq cas types de déformation des veines.

En pratique, dans le cas des veines du champ 2, on n'observe pas, conformément à la théorie, l'association boudinage-plis et seul le plissement paraît prédominer. Il est possible que l'étirement se fasse de façon homogène, sans boudinage, lorsque des plis se développent simultanément (TALBOT, 1970).

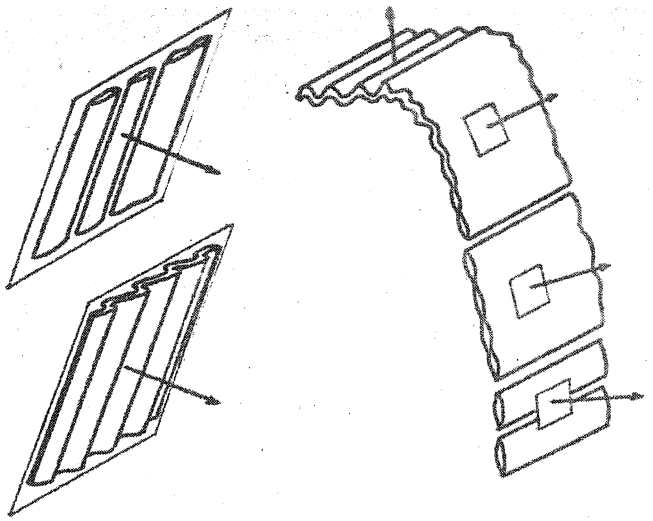


Fig. 40 : Pôles des éléments planaires de veines plissées ou boudinées

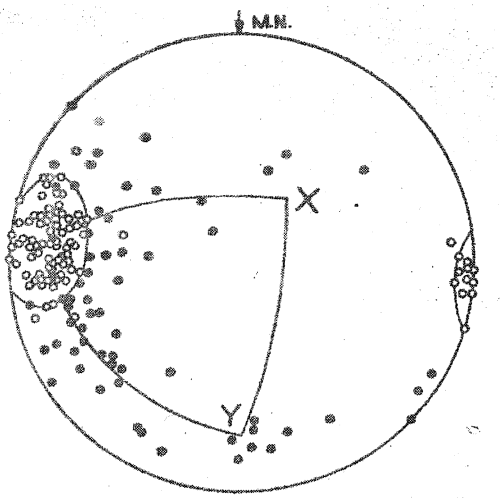


Fig. 41 : Détermination du champ d'extension sur une projection stéréographique. En noir, les pôles des veines plissées ; en blanc, les pôles des veines boudinées.

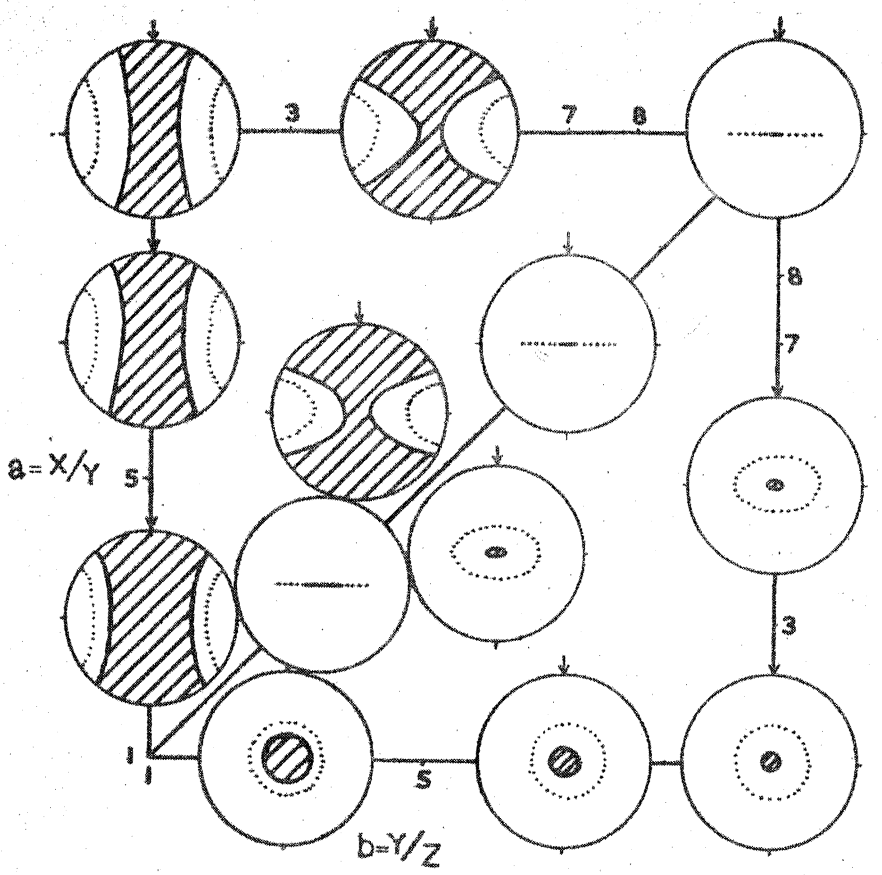


Fig. 42 : Projections stéréographiques équi-aires des champs d'extension (en pointillé la trace de la surface de déformation longitudinale infinitésimale nulle) centrées sur les points correspondants d'un diagramme de FLINN.

(Extrait de TALBOT, 1970)

cf. fig. 38	Extensions quadratiques rincipales de l'éllipse de déformation ($\lambda_1 > \lambda_2$)	Structure des veines
champ 1	$\lambda_1 > \lambda_2 > 1$	double boudinage
droite $\lambda_2 = 1$	$\lambda_1 > \lambda_2 = 1$	simple boudinage
champ 2	$\lambda_1 > 1 > \lambda_2$	plissement et boudinage
droite $\lambda_1 = 1$	$1 = \lambda_1 > \lambda_2$	simple plissement
champ 3	$1 > \lambda_1 > \lambda_2$	double plissement

Au cours de la déformation progressive, les veines, en même temps qu'elles se déforment, peuvent subir une rotation du champ de raccourcissement vers le champ d'allongement de l'ellipsoïde de déformation (FLINN, 1962 et RAMSAY, 1967). Certaines veines minérales franchissent de ce fait les SDLNI et SDLNF de l'ellipsoïde de déformation et se trouvent soumises successivement à des conditions de déformations infinitésimale et finie différentes. En considérant les veines en section, on peut déterminer théoriquement les superpositions de structures qu'elles doivent subir, en fonction des zones de l'ellipse de déformation dans lesquelles elles sont situées (fig. 39). Les différents cas prévisibles sont résumés sur le tableau suivant :

cf. fig. 39		Déformation non rotationnelle	Déformation rotationnelle
Zone 1	a	Boudinage	Boudinage
	b	Boudinage ou Plis boudinés	Boudinage ou Plis boudinés
Zone 2		Plis se déplissant ou se boudinant	Plis se déplissant ou se boudinant
Zone 3		Plis	Plis et boudins plis

Reprenant les travaux théoriques de RAMBERG (1959) et de FLINN (1962) et à partir des critères que nous venons de

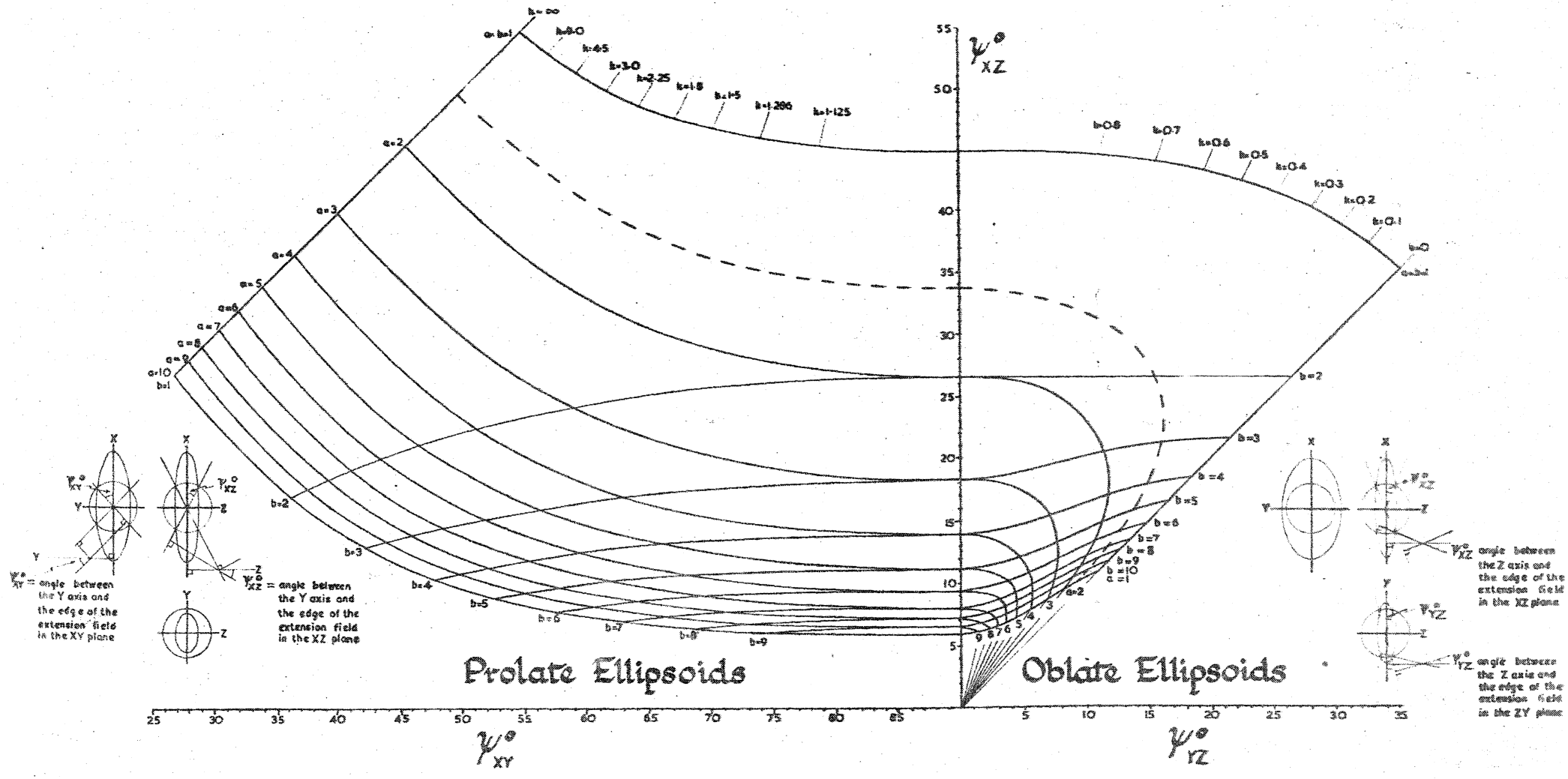


Fig. 43 : Abaque montrant les relations entre les rapports axiaux a et b des ellipsoïdes de déformation et les angles apicaux d'ouverture de la surface de déformation longitudinale nulle finie dans les plans principaux

(Extrait de TALBOT, 1970)

résumer, TALBOT (1970) a proposé une méthode de détermination de l'ellipsoïde de déformation utilisant les veines de quartz déformées lorsque celles-ci présentent une grande variété d'orientation sur un même affleurement. Si l'on reporte sur une projection stéréographique les pôles des veines plissées et des veines boudinées (fig. 40) mesurées sur le terrain (fig. 41), il est possible de délimiter le champ d'allongement de l'ellipsoïde de déformation finie (fig. 41). Ensuite, connaissant les angles d'ouverture maximale et minimale de ce champ, on détermine es axes principaux de l'ellipsoïde en résolvant les systèmes :

$$\text{SiK} > 0 \quad \left\{ \cos^2 \Psi XY^\circ = \frac{a^{-2/3} . b^{2/3} - 1}{a^{-2} - 1} \right.$$

$$\text{SiK} < 0 \quad \left\{ \begin{array}{l} \cos^2 \Psi XZ^\circ = \dfrac{a^{-2/3} . b^{2/3} - b^2}{a^{-2} - b^2} \\ \cos^2 \Psi YZ^\circ = \dfrac{a^{-2/3} . b^{2/3} - b^2}{1 - b^2} \end{array} \right.$$

$$\text{et} \quad \left\{ \begin{array}{l} X = a^{2/3} . b^{1/3} \\ Y = a^{-1/3} . b^{1/3} \\ Z = a^{-1/3} . b^{-2/3} \end{array} \right. \qquad \text{(FLINN, 1962)}$$

ou en utilisant l'abaque proposée par TALBOT (fig. 43).

Un procédé plus rapide consiste à déterminer et mesurer directement sur le terrain, l'orientation de la ligne de déformation longitudinale nulle (LDLN) sur des plans d'orientation variée et à reconstruire ensuite sur une projection stéréographique la SDLN.
L'évaluation de l'ellipsoïde de déformation que l'on réalise par cette méthode est une évaluation minimale, car elle ne tient évidemment pas compte de la déformation homogène qui a précédé l'apparition des structures dans les veines.
Il convient d'autre part, de bien caractériser les populations de veines déformées et d'établir la chronologie relative de leur mise en place. Le mélange de données obtenues sur des veines apparues antérieurement à la déformation et d'autres concernant des veines mises en place au cours de la déformation fausserait évidemment les résultats.

Enfin, cette méthode, pour aussi rigoureuse qu'elle puisse être dans sa conception, demeure assez empirique dans son emploi. Quoiqu'il en soit, elle est à l'heure actuelle l'une des méthodes les plus facilement utilisables et constitue un outil de choix, pour l'investigation de la déformation finie, dans les domaines hautement métamorphisés et souvent atteints par la migmatisation (cf. TALBOT, 1967 et DEBAT, 1973).

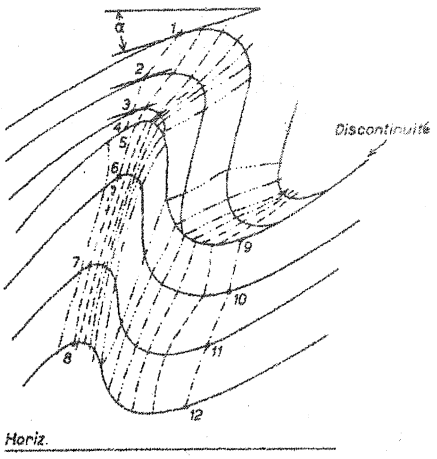


Fig. 44 : Construction des isogones de plongement des surfaces plissées. Les points 1,2... 12 ont la même inclinaison α. Une discontinuité dans les couches produit une discontinuité dans les isogones.

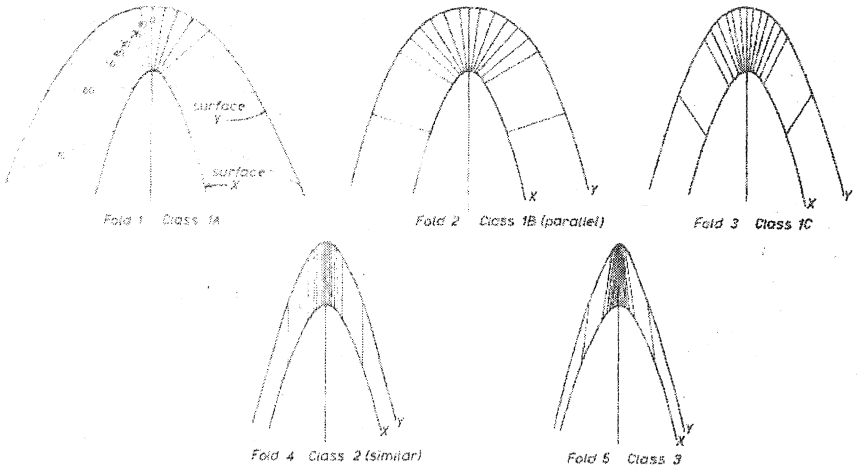


Fig. 45 : Les trois classes de plis. Les isogones ont été dessinées tous les 10°.

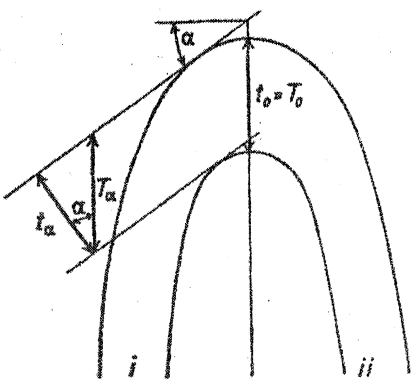


Fig. 46 : Profil d'un pli montrant les mesures nécessaires à la détermination des paramètres t'α et T'α.

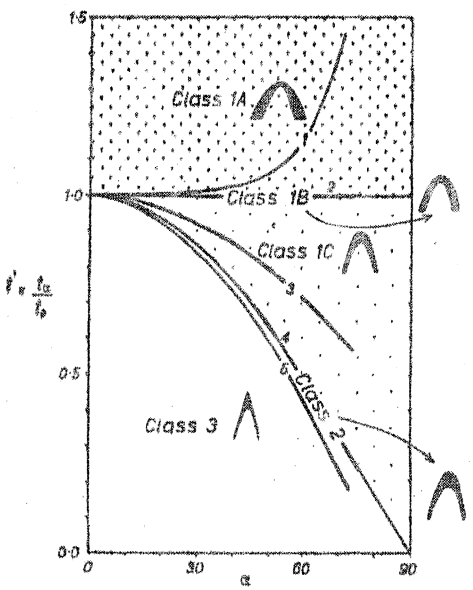


Fig. 47

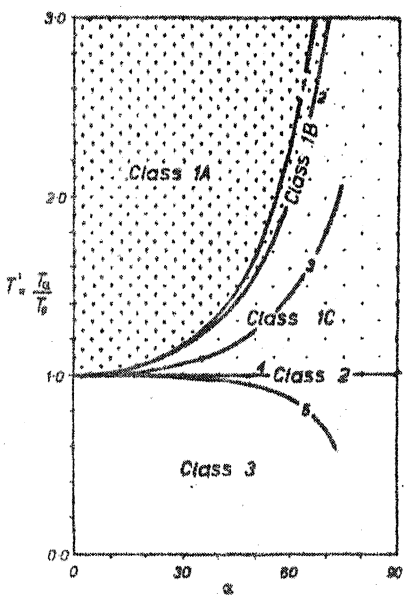


Fig. 48

Représentation graphique des variations de t'α et T'α en fonction de α. Les champs correspondant aux points représentatifs des plis des trois classes (1/A-B-C,2 et 3) sont distingués par différents figurés.

II.3 L'ETUDE DES PLIS ET DES MECANISMES DE PLISSEMENT

Dans l'étude des plis, nous distinguerons les éléments géométriques repérés dans un système orthonormé α, β, γ, où $\alpha\beta$ est le plan axial et β l'axe du pli. Les mouvements seront rapportés au système orthonormé a, b, c où ab est le plan de glissement et a la ligne de glissement. Le repère X, Y, Z est réservé à la description des axes et plans principaux de l'ellipsoïde de déformation finie.

II.3.1. L'étude des profils

Un certain nombre de méthodes graphiques et numériques permettent de définir avec précision le profil des plis, c'est-à-dire la forme de la trace des surfaces déformées dans un plan orthogonal à l'axe du pli (cf. HUDLESTON,1973a).

a) La méthode des isogones de plongement consiste à tracer, dans le profil d'un pli, les lignes joignant les points d'égal plongement de part et d'autre de la trace du plan axial (RAMSAY, 1962,1967). Sur la figure 44, les points 1, 2 ....12 ont la même inclinaison α. La ligne qui passe par ces points est appelée isogone. En pratique, on tracera des isogones tous les 10, 20 ou 30 degrés. En se fondant sur l'allure convergente, parallèle ou divergente des isogones on distinguera cinq catégories de plis regroupés en trois classes 1A, 1B, 1C, 2 et 3 (fig. 45).

b) Les variations d'épaisseur le long d'une couche plissée (RAMSAY, 1962a, 1967), en fonction du plongement, peuvent être mesurées de deux façons différentes (fig. 46) :

- soit perpendiculairement aux tangentes aux surfaces limites de la couche :

$$t'_\alpha = t_\alpha / t_0$$

- soit parallèlement à la trace du plan axial du pli :

$$T'_\alpha = T_\alpha / T_0$$

Dans l'un et l'autre des cas, le report de t'_α ou T'_α en fonction de α (α variant de 0° à 90°),sur un graphique rectangulaire (fig. 47 et 48),permet de distinguer à nouveau les cinq classes de plis 1A, 1B, 1C, 2 et 3.

II.3.2 La déformation des structures linéaires et la détermination des lignes de glissement

Lorsqu'une linéation, présente dans une roche, est déformée par un pli, plusieurs types de dispersion géométrique de cette linéation peuvent être observés (fig. 49). L'étude précise des dispersions permet de connaître le type des mécanismes de déformation qui sont à l'origine du plissement, la direction de glissement a dans le cas des plis semblables, et parfois l'orientation initiale des linéations (RAMSAY, 1960, 1967).

Géométrie de la ligne déformée	Dispersion en projection stéréographique	Nature de la déformation
Type 1 Cône partiel	Petit cercle partiel	Plis par flexion
Type 2 Plan	Grand cercle	(1) *Simple shear* non homogène. (2) *Simple shear* non homogène + *pure shear* homogène. (3) Plis par flexion suivis d'un puissant *simple shear* inhomogène
Type 3 Cône elliptique partiel	Lieu intermédiaire entre grand cercle et petit cercle	Flexure et *pure shear* homogène
Type 4 Surface complexe	Partie de plusieurs grands cercles formant une courbe complexe	*Pure shear* non homogène
Type 5 Surface complexe	Courbe complexe continue	Combinaison de flexion avec *simple shear* et *pure shear* non homogène

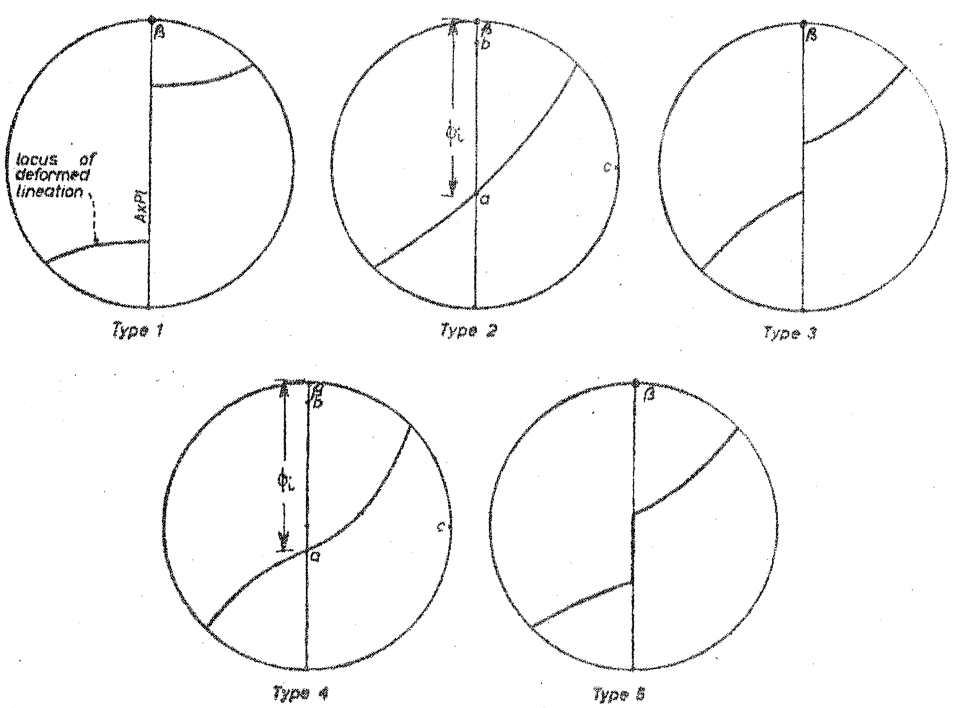


Fig. 49 : Représentation en projection stéréographique équi-aire des différents modèles de trajets de dispersion des linéations déformées sur la charnière des plis (β : axe du pli - AxPl - plan axial). Cf. tableau ci-dessus.

(D'après RAMSAY, 1963)

En réduisant les mécanismes de plissement à la flexion et au glissement on pourra distinguer des plis par :

- flexion,
- flexion suivie de glissement,
- flexion et glissement,
- glissement suivi de flexion,
- glissement.

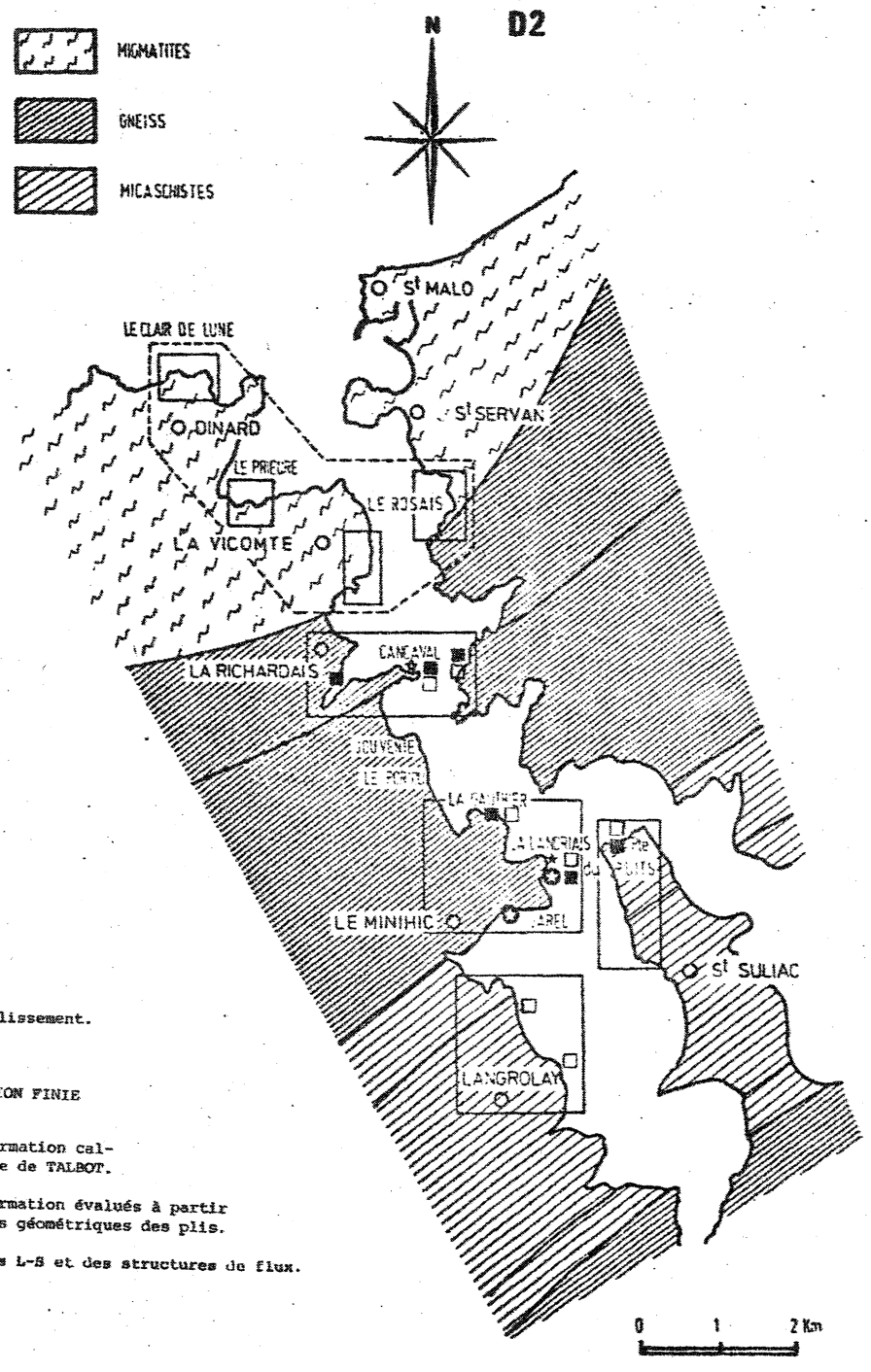
Le glissement peut être dû à une déformation homogène ou non de type *pure shear* ou *simple shear* ou des deux associés. *Flexion* est utilisé ici dans le sens de *buckling*. Suivant le type et l'ordre des mécanismes de déformation au cours du plissement, on distingue cinq types de trajets de dispersion des linéations déformées (fig. 49 et tableau).
Lorsque les trajets de dispersion sont confondus avec un grand cercle (type 2), l'intersection du plan axial et du plan de dispersion correspond à la ligne de glissement *a* (1), le plan axial étant le plan de glissement *ab* (WEISS, 1959 ; RAMSAY, 1960 et HANSEN, 1971). Ces trajets de dispersion sont communément relevés sur des plis de classe 2. Par contre, dans le cas des plis de classe 1C et 3 très proches de la classe 2, les trajets de dispersion ne sont pas exactement confondus avec des grands cercles, mais s'en approchent beaucoup (type 3, 4 et 5) ; aussi est-il possible, pour ces types de plis, de déterminer la ligne de glissement *a*.
La détermination des lignes de glissement par cette méthode, appelée *méthode de WEISS* par certains auteurs (HANSEN, 1971), permet d'obtenir des indications sur les directions principales du mouvement de la matière au cours du plissement (cf. RAMSAY, 1967). D'autres méthodes permettent aussi de déterminer des lignes de glissement, soit par l'utilisation des figures de superposition des plis (RAMSAY, 1962b et HANSEN, 1971), soit d'après la dispersion des axes β et le sens d'assymétrie des plis non cylindriques (HANSEN, 1971).

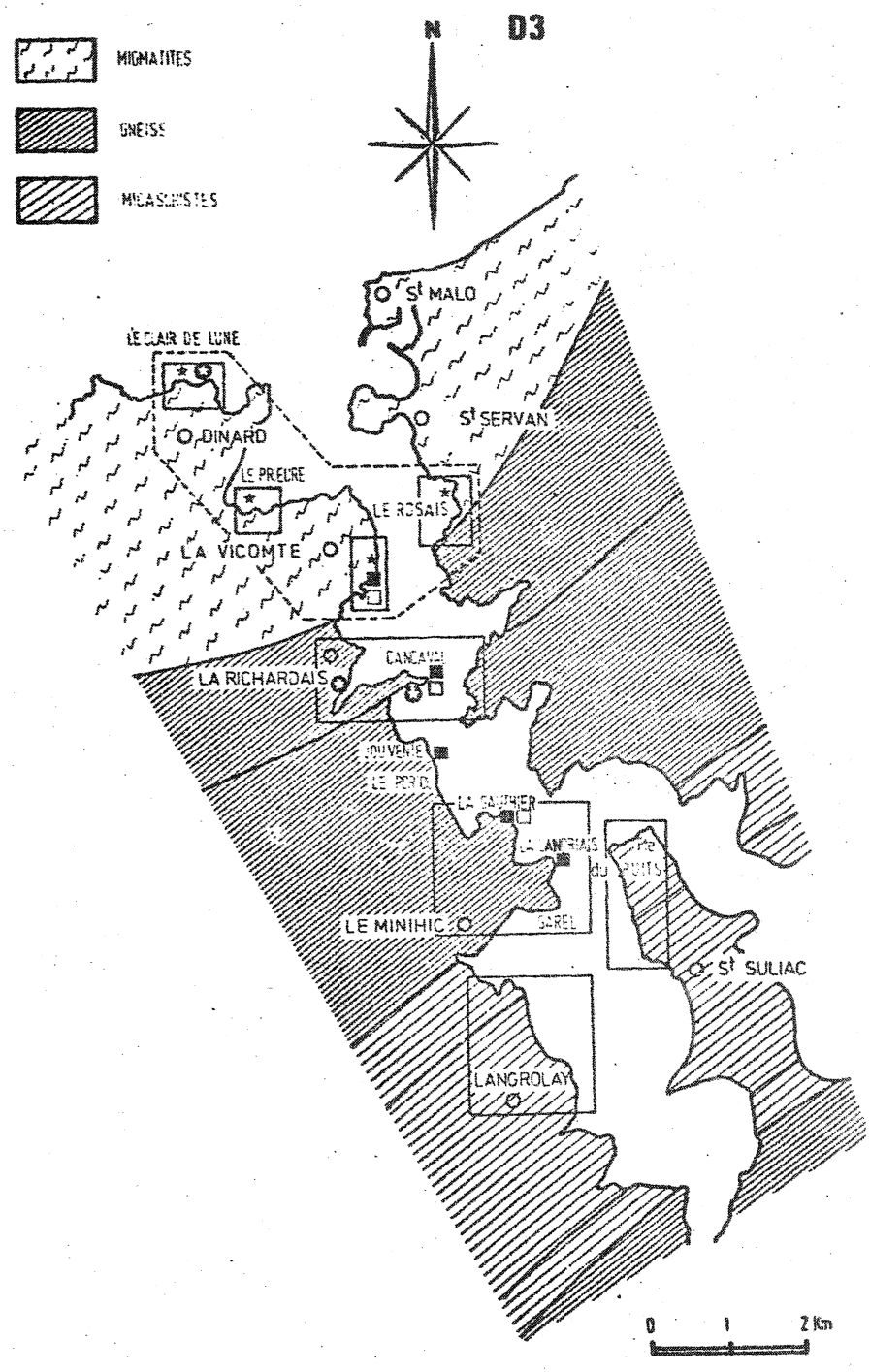
Au cours de cette étude, l'analyse des profils a été réalisée en liaison étroite avec l'analyse des trajets de dispersion des linéations précoces, tant pour les plis P2 que P3, afin de déterminer les mécanismes de plissement et d'évaluer qualitativement le comportement rhéologique relatif des différents types lithologiques. Les lignes de glissement ont été déterminées par les différentes méthodes citées, en relation avec l'analyse de la déformation finie, dans le but de proposer un modèle *cinématique* des plis.

Etant donné la simplicité structurale des déformations D1 et le manque total de marqueurs pour ces déformations, celles-ci n'ont pas fait l'objet d'une étude précise.

---

(1) L'angle existant, entre la ligne de glissement et l'axe du pli, sera dénommé ici angle ϕ. (ϕ_i pour un pli et ϕ_m pour un ensemble de plis).





ETUDE DES PLIS

☐ Style des plis.

■ Lignes et plans de glissement.

ETUDE DE LA DEFORMATION FINIE

○ Ellipsoïdes de déformation calculés par la méthode de TALBOT.

☆ Ellipsoïdes de déformation évalués à partir des caractéristiques géométriques des plis.

★ Etude des tectonites L-S et des structures de flux.

CHAPITRE II : ANALYSE DES DEFORMATIONS D2 DANS LA VALLEE DE LA RANCE

Dans la première partie, deux zones de plis P2 ont été distinguées le long de la vallée de la Rance à partir des critères suivants :

- cylindrisme,
- orientation axiale moyenne régionale,
- dispersion axiale locale.

Dans ce chapitre, la distinction entre ces deux zones a été conservée et les résultats de l'étude des plis et de la déformation finie sont évoqués successivement pour chacune d'entre elles.

I- LES DEFORMATIONS D2 DANS LA ZONE A

I.1 GEOMETRIE ET CINEMATIQUE DES PLIS P2

I.1.1 Géométrie

Dans cette zone les plis P2 sont cylindriques. La courbure des charnières, que l'on peut observer sur certains affleurements entre St-Suliac et la Pte du Puits ainsi qu'à Langrolay, n'est que très locale et attribuable à la superposition des déformations D3.

Lorsqu'ils affectent les micaschistes, les plis P2 présentent une grande variété de profils. Les courbes t'_{α}/α montrent ainsi une très large dispersion depuis le champ des plis de

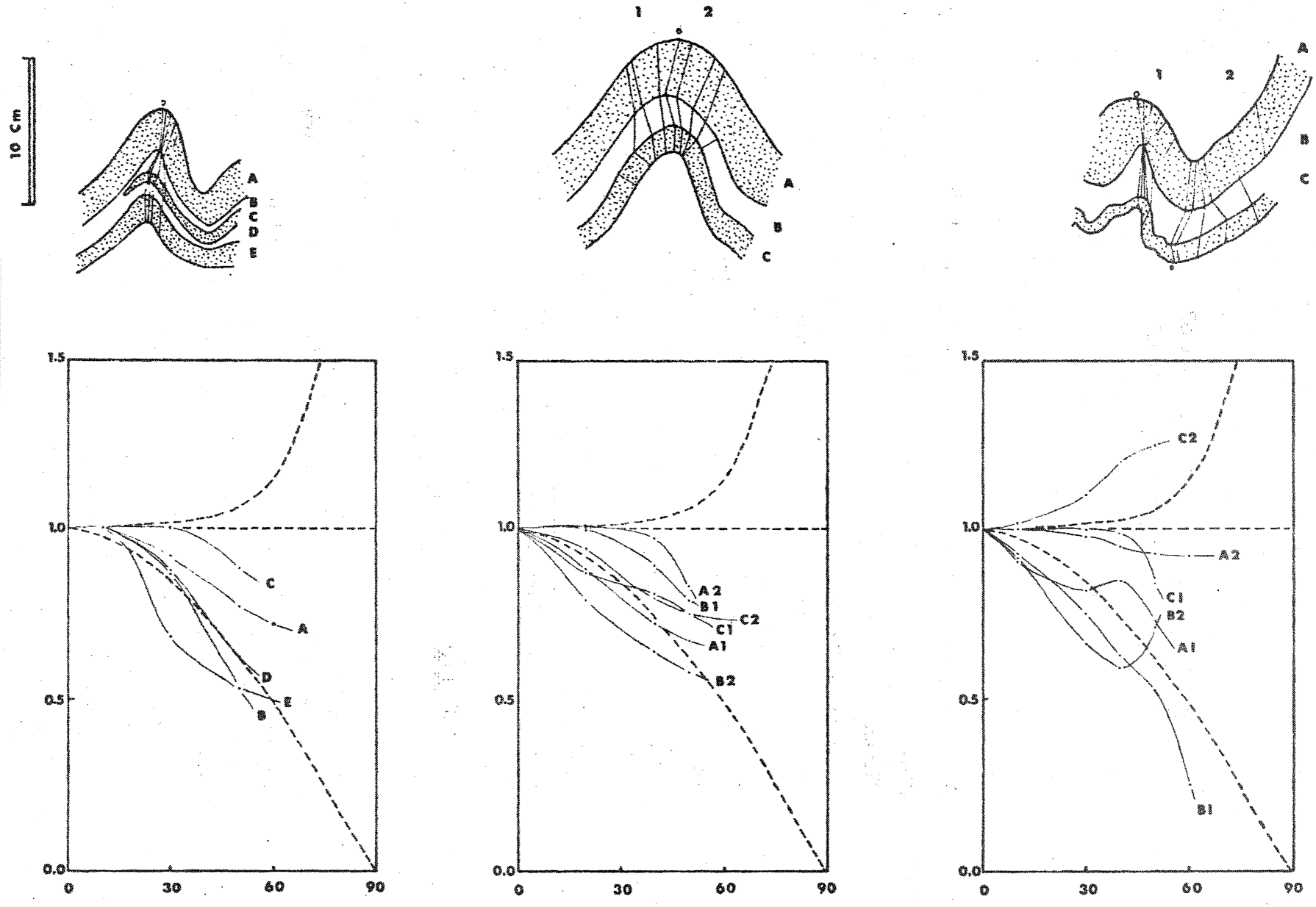


Fig. 50 : Courbes t'α/α - Plis P2 dans les micaschistes de Langrolay. Les courbes A, C, E concernent des niveaux quartzofeldspathiques et les courbes B, D des niveaux plus pélitiques.

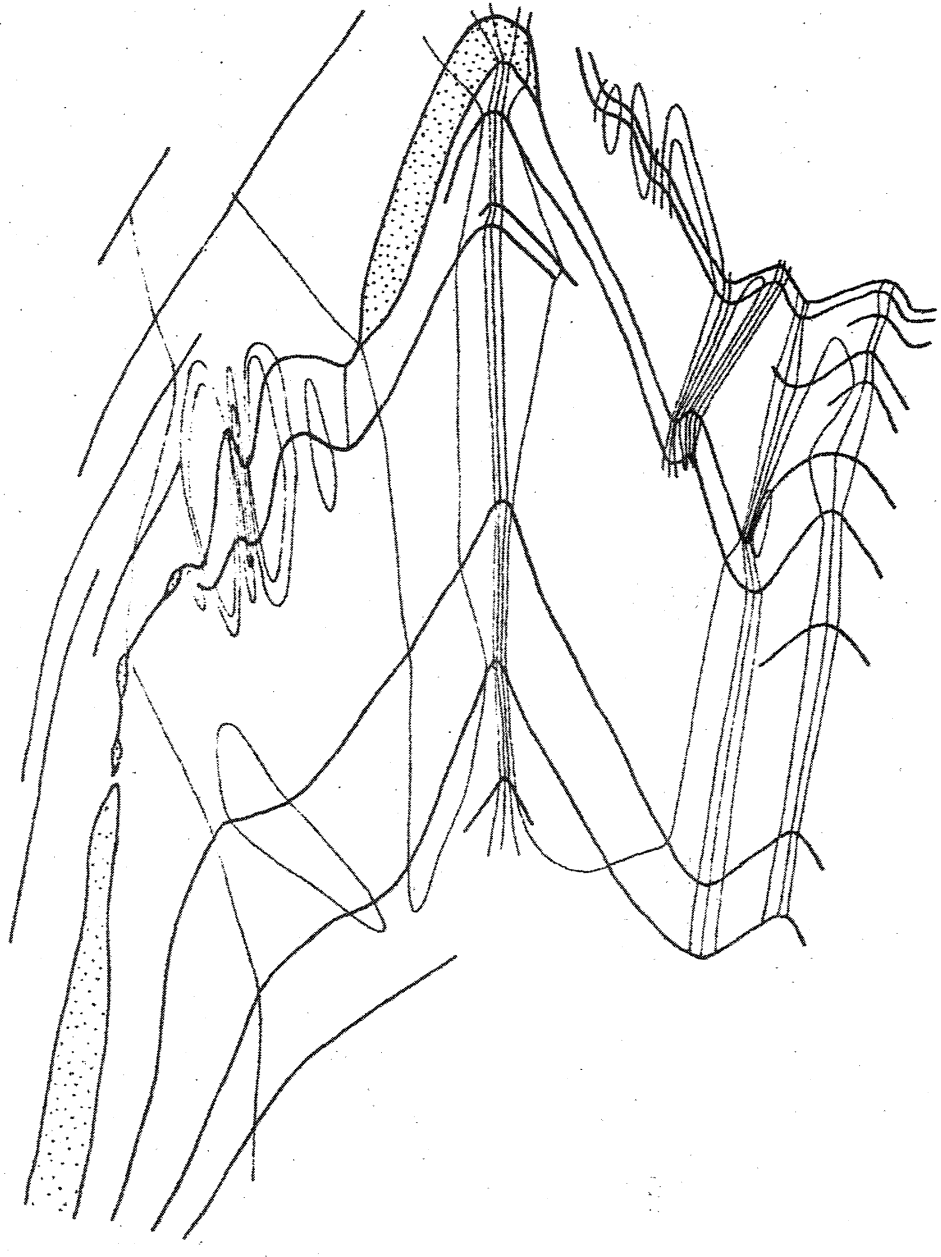


Fig. 51

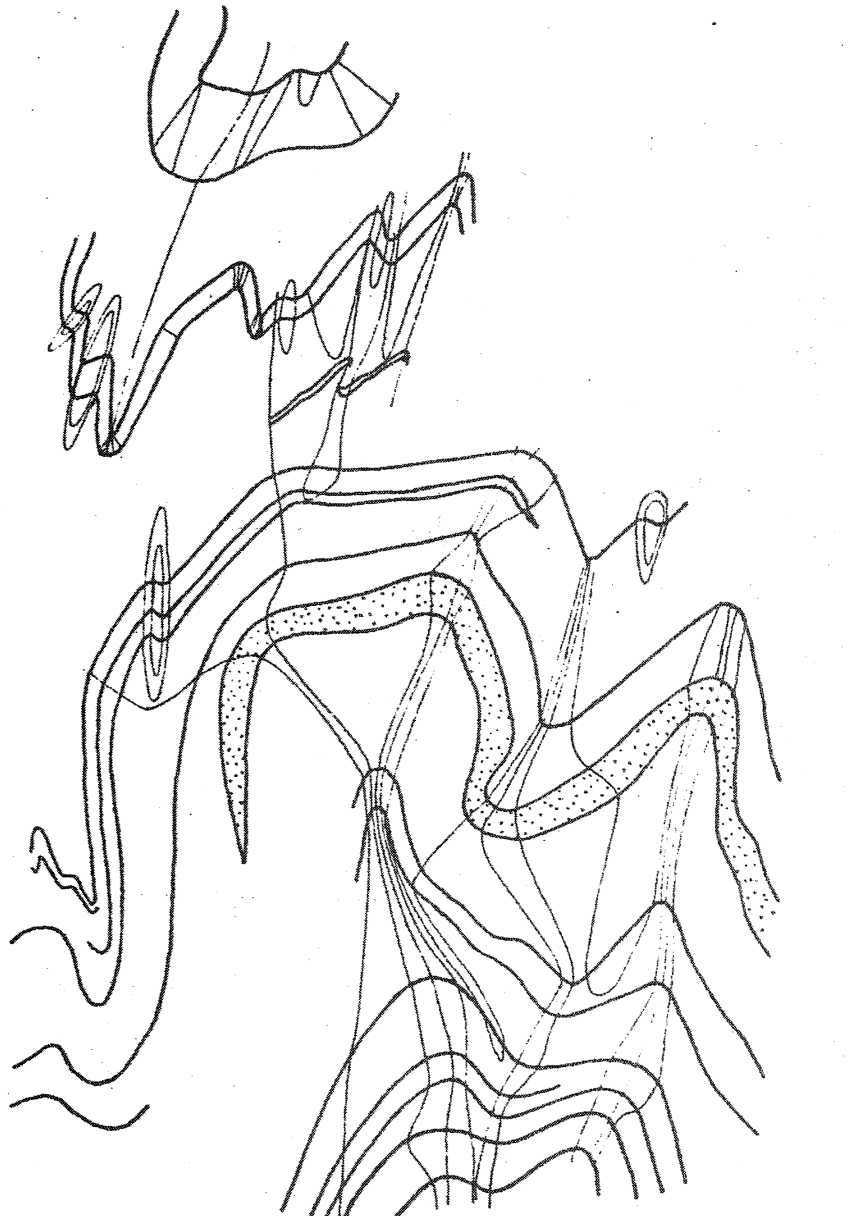


Fig. 52

Profils d'isogones à 0°, 30° et 60° - Plis P2 dans les micaschistes de Langrolay. Veines de quartz en grisé.

Fig. 51 : Dans un niveau pélitique.

Fig. 52 : Dans un niveau quartzofeldspathique.

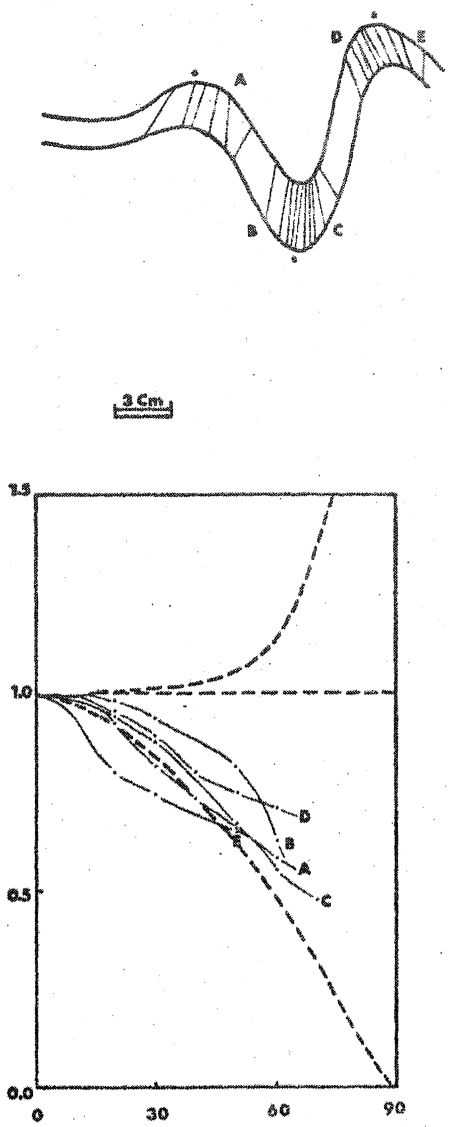


Fig. 53 : Courbes t'α/α - Plis P2 dans les gneiss à grain fin de La Landriais.

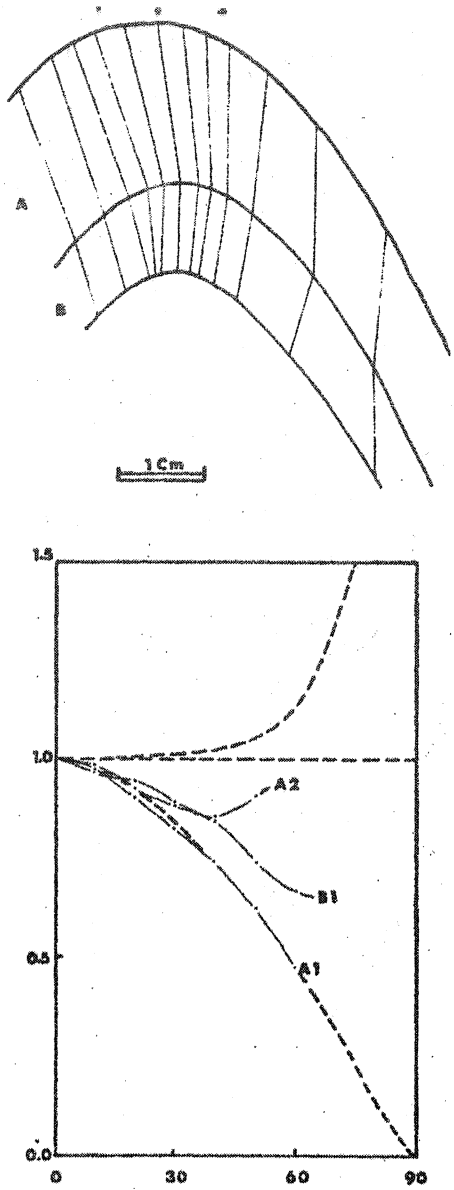


Fig. 54 : Courbes t'α/α - Pli P2 assymétrique dans les gneiss à grain fin de La Landriais. 1- flanc court 2- flanc long.

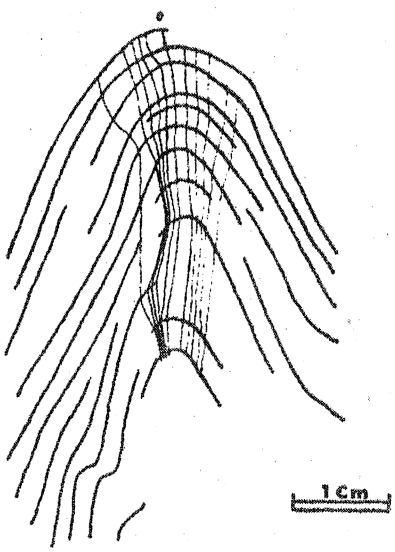


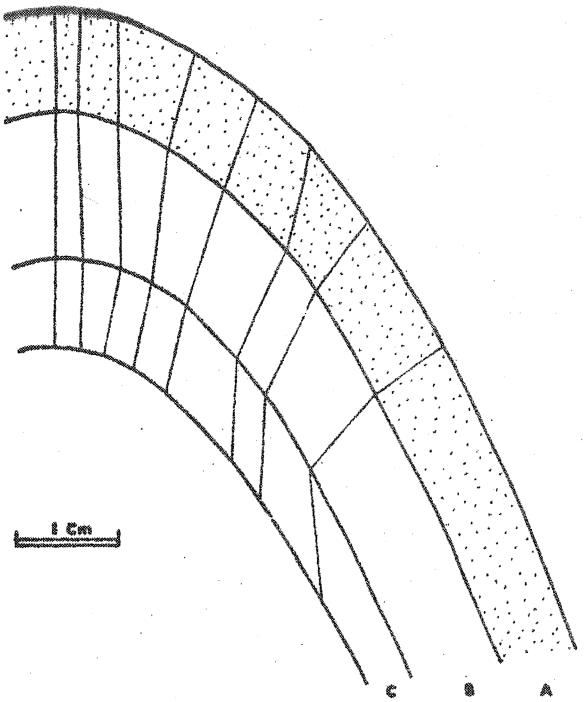
Fig. 55 : Profil d'isogones à 0°, 10°, 20°, 40° et 60° - Pli P2 dans les gneiss à grain fin de La Landriais.

classe 1A jusqu'à celui des plis de classe 3 (fig. 50). Toutefois, la majorité de ces courbes est contenue par le champ des plis de classe 1C (fig. 50). Cet étalement traduit un comportement différentiel important des niveaux essentiellement quartzofeldspathiques (plis de classe 1C ou concentriques aplatis) et des niveaux phylliteux (plis de classe 1C, 2 et 3). Le tracé des isogones visualise très bien cette différence de comportement. Ainsi doit-on noter une plus ou moins forte convergence des isogones dans les niveaux quartzofeldspathiques et un sub-parallélisme, voire-même une divergence, des isogones dans les niveaux phylliteux (fig. 51 et 52). Les plus fortes convergences des isogones sont relevées en présence des veines de quartz dans les niveaux phylliteux (fig.52).

Pour les plis P2, dans les gneiss à grain fin, les courbes t'_α/α sont très proches de la courbe type des plis de classe 2 ou semblables (fig. 53). Lorsque ces plis sont asymétriques, les courbes correspondant aux flancs normaux sont pratiquement confondues avec la courbe des plis de classe 2, tandis que celles correspondant aux flancs inverses occupent une position intermédiaire entre la courbe type des plis de classe 1B et celle des plis de classe 2 (fig. 54). Les mêmes conclusions peuvent être tirées de l'observation des isogones qui sont, soit légèrement convergentes (plis de classe 1C proches de la classe 2), soit parallèles (plis de classe 2) ; la géométrie d'ensemble est, de ce fait, semblable (fig. 55,56,57). Des perturbations fréquentes du style des plis P2 dans les gneiss à grain fin sont relevées en présence de niveaux calco-silicatés (fig. 58). Les courbes t'_α/α obtenues pour ceux-ci s'écartent nettement de la courbe des plis de classe 2. Mais dès que l'on s'écarte de leur contact, les plis des gneiss à grain fin se rapprochent à nouveau du type semblable (classe 2).

I.1.2 La dispersion des linéations précoces

Dans les gneiss à grain fin la linéation Le1 portée par le plan S0-1 est déformée par les plis P2. L'analyse de leur



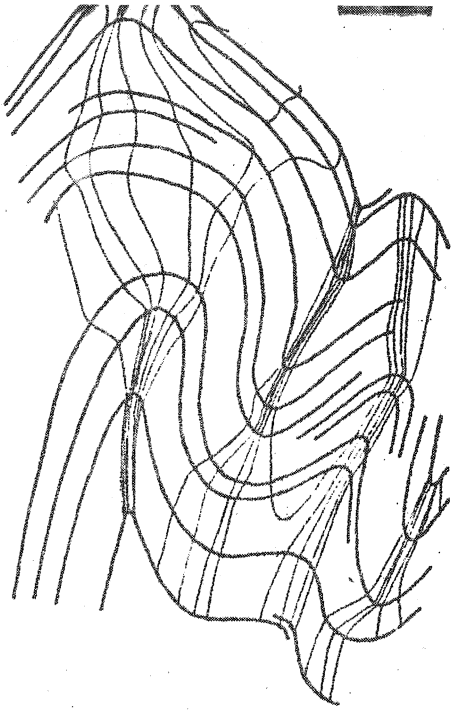


Fig. 57

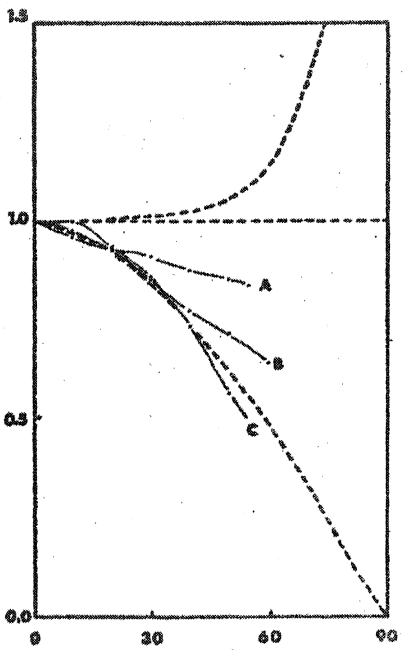


Fig. 58 : Courbe t'α/α - Pli P2 affectant un niveau calco-silicaté (en grisé) - Anse de La Gauthier.

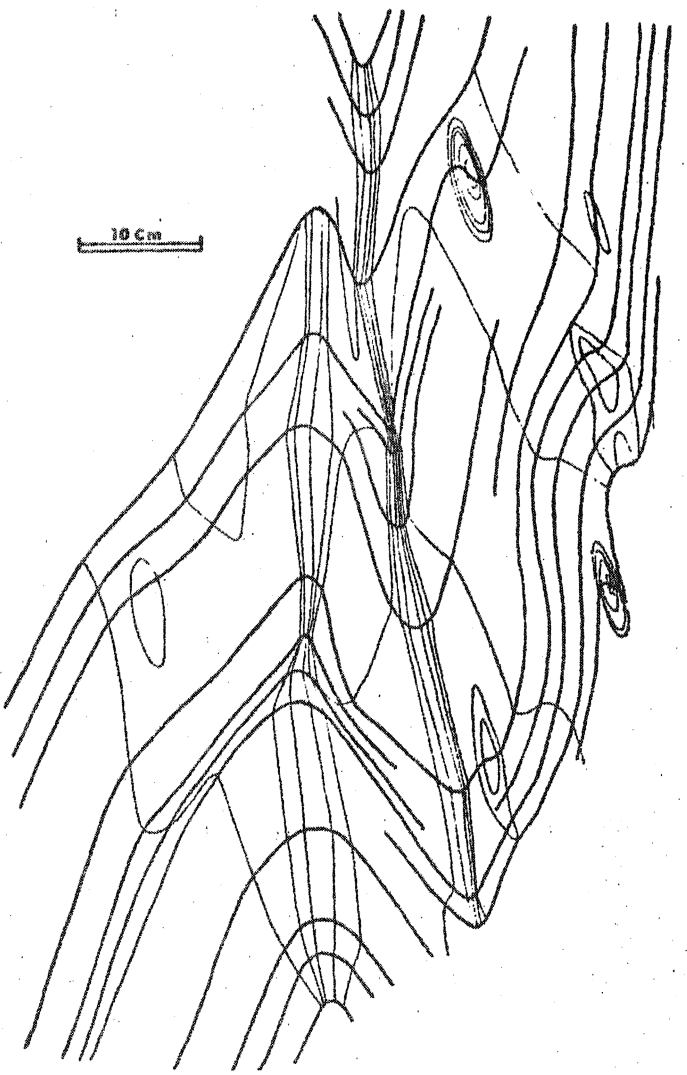


Fig. 56

Fig. 56 et 57 : Profils d'isogones à 0°, 20°, 40° et 60° - Plis P2 dans les gneiss à grain fin de l'anse de La Gauthier.

dispersion a été réalisée dans trois stations.
Lorsque les mesures concernent des plis P2 affectant les gneiss à grain fin, on observe une dispersion planaire de la linéation (fig. 59). Au contraire, lorsqu'elles concernent des plis affectant des niveaux calco-silicatés, les dispersions ne sont pas toujours planaires et se traduisent en projection stéréographique par des trajets intermédiaires entre un grand cercle et un petit cercle (fig. 60). Ce type de dispersion est théoriquement réalisé lorsque les plis, d'abord formés par *buckling*, subissent ensuite une déformation homogène (RAMSAY, 1960, 1967). Cette hypothèse est vraisemblable puisque l'étude des variations d'épaisseur des couches en fonction de leur pendage a montré que les plis qui affectaient les niveaux calco-silicatés étaient de type 1C. RAMSAY (1962, 1967) a en effet montré que la plupart des plis appartenant à la classe 1C pouvaient être interprétés comme des plis formés par *buckling* (classe 1B) ayant subi un aplatissement dans la suite de la déformation. On peut d'ailleurs étendre cette interprétation aux plis P2 dans les gneiss à grain fin qui, bien qu'ils appartiennent dans l'ensemble à la classe 2, témoignent localement d'une appartenance à la classe 1C. Les lignes de glissement, déterminées à la Pte du Puits et à La Landriais, ont des orientations et des plongements assez constants (fig. 61 et 62). L'angle ϕ_i, existant entre l'axe β et la ligne de glissement a, varie peu d'un pli à l'autre (55° ± 5°). Dans ce secteur, les plis P2 possèdent donc les caractéristiques *cinématiques* suivantes :

- un plan de glissement orienté N80° ayant un pendage de 60° vers le N-NW,
- une ligne de glissement plongeant de 60° au N345°,
- un angle ϕ_m de 55°.

La détermination de l'orientation originelle des linéations est assez problématique. On constate en effet, en observant les figures 61 et 62, que les trajets de dispersion de Le1

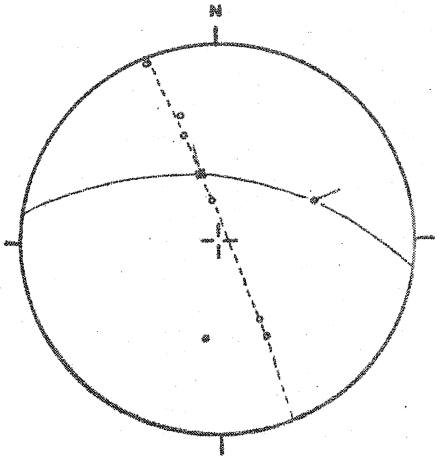


Fig. 59 : Exemple de trajet de dispersion de la linéation Le1 sur un grand cercle (La pointe du Puits).

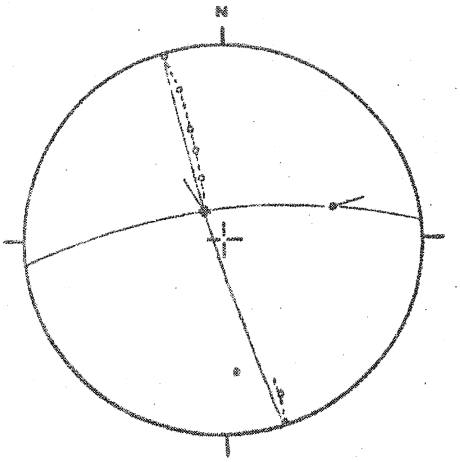


Fig. 60 : Exemple de trajet de dispersion de la linéation Le1 intermédiaire entre un grand cercle et un petit cercle (La pointe du Puits).

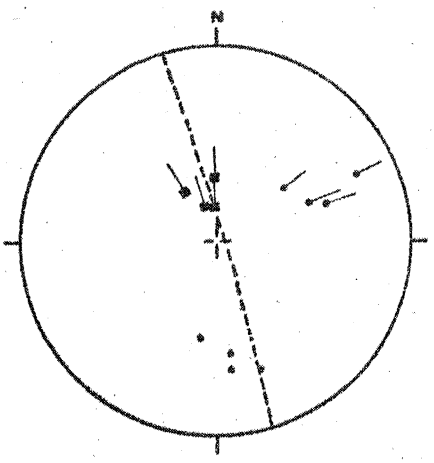


Fig. 61 : Lignes et plans de glissement des plis P2 à la pointe du Puits.

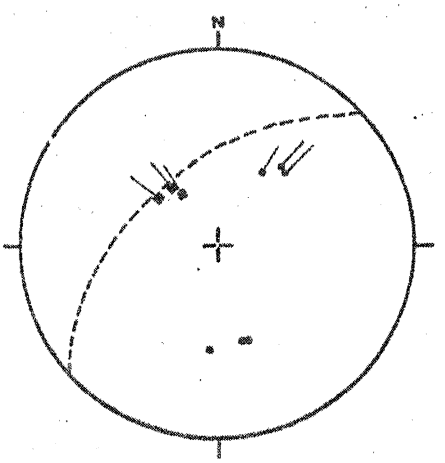


Fig. 62 : Lignes et plans de glissement des plis P2 à La Landriais.

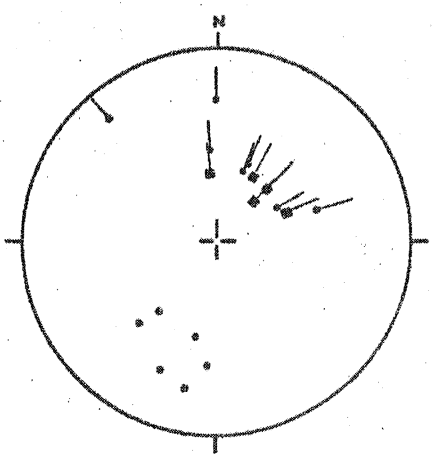


Fig. 63 : Lignes et plans de glissement des plis P2 à La Gauthier.

LEGENDE DES STEREOGRAMMES

- axes de plis
- lignes de glissement
- pôles des plans de glissement
- trace cyclographique de la dispersion des linéations
- l_1

ont une orientation différente à la Pte du Puits et à La Landriais. Il est peu probable qu'il s'agisse d'une modification postérieure aux déformations D2, puisque les plans axiaux et les axes des plis P2 ont une position semblable sur les deux affleurements. Il pourrait donc s'agir d'une variabilité originelle.

A l'anse de La Gauthier, les plans et les lignes de glissement sont légèrement dispersés par la superposition des plis P3 (fig. 63). Les angles ϕ_i varient entre 20° et 56°. Le modèle cinématique moyen suivant peut toutefois être retenu :

- un plan de glissement orienté N110° ayant un pendage de 60° vers le N-NE,
- une ligne de glissement plongeant de 60° au N15°.

I.2 LA DEFORMATION FINIE

I.2.1 Les tectonites L-S

Comme nous l'avons vu dans la première partie, la zone A est caractérisée par l'existence d'une schistosité S2 dans les gneiss à gros grain. Celle-ci apparaît toutefois moins bien exprimée que la linéation et il pourrait s'agir,a priori, d'une tectonite L > S (fig. 65). Cependant, sur des affleurements très proches l'un de l'autre à La Landriais, on note l'existence simultanée de cette tectonite et de veines minérales affectées par du double boudinage, lequel n'apparaît qu'en régime d'aplatissement. Il s'agit donc d'une fausse tectonite L > S, due à la superposition d'une fabrique F2 à la fabrique antérieure F1.

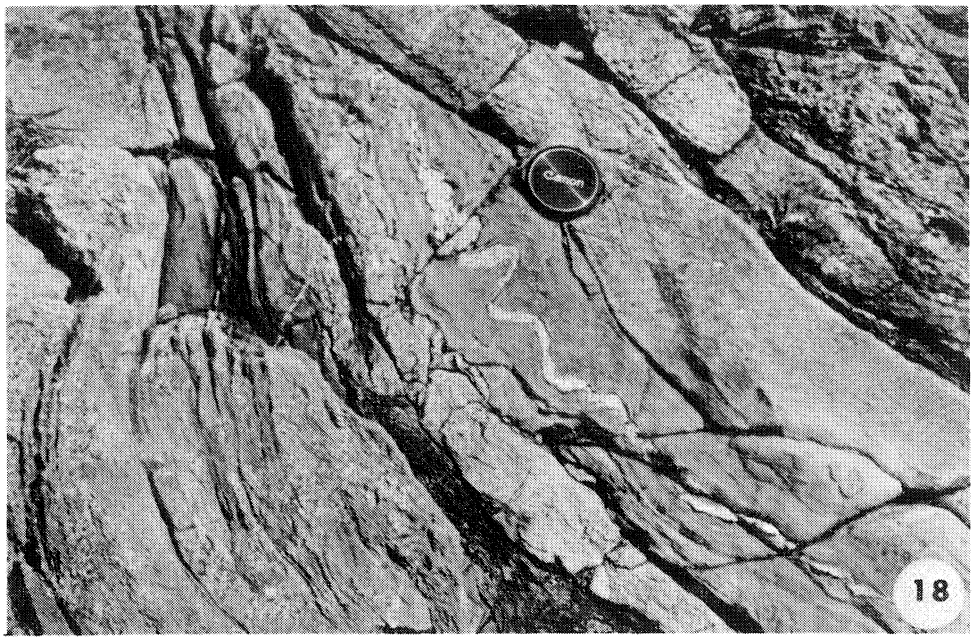
Lorsque les veines minérales forment un réseau dense et lorsqu'elles ont une épaisseur supérieure à cinq centimètres, la roche qui les contient prend un aspect de *conglomérat* (fig.64). Les veines sectionnées par boudinage, selon deux directions orthogonales, forment des *pseudo-galets*, isolés dans une matrice gneissique, de façon apparemment désordonnée (photos 19 et 20). Le mécanisme de sectionnement majeur des veines

Photo 18 : Boudins replissés affectant une veine quartzo-feldspathique dans les gneiss à grain fin (Garel).

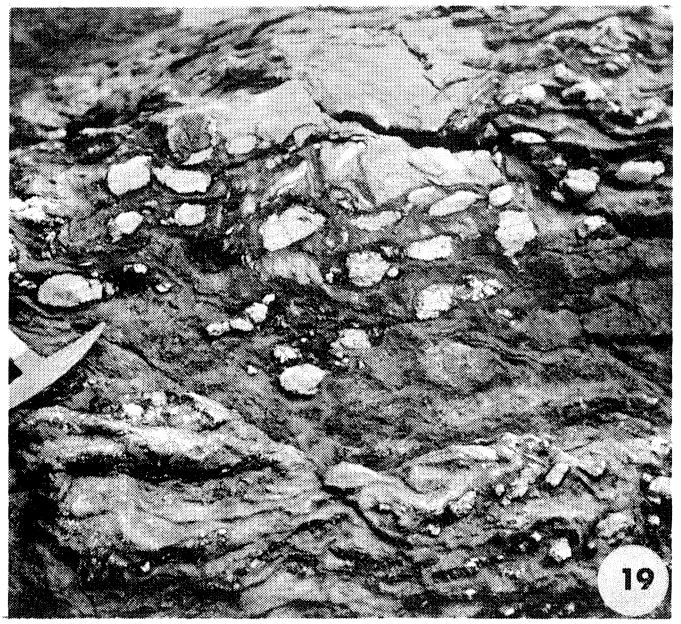
Photo 19 : Aspect des pseudo-conglomérats dans un plan proche du plan XZ de l'ellipsoïde de déformation (La Landriais).

Photo 20 : Aspect des pseudo-conglomérats dans un plan légèrement oblique sur le plan XY de l'ellipsoïde de déformation. Les veines de quartz sont affectées par du double boudinage (La Landriais).

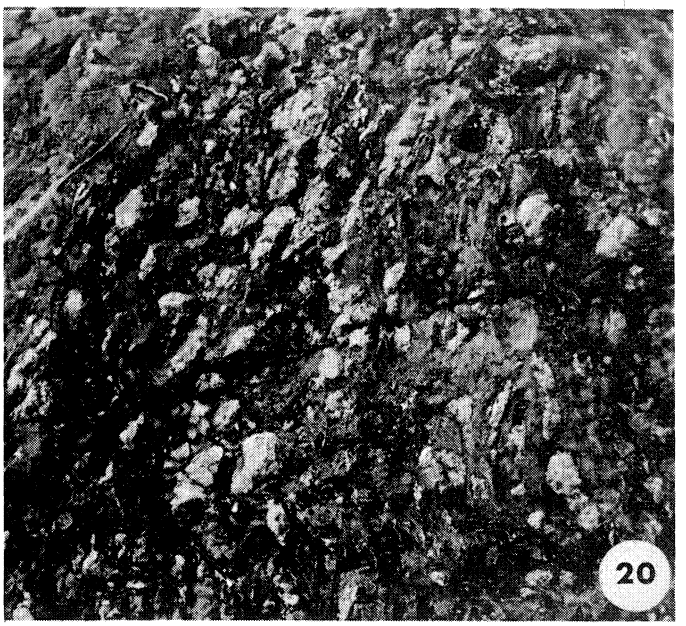
Photo 21 : Boudins ayant subi une rotation après leur formation dans les pseudo-conglomérats (La Landriais).



18

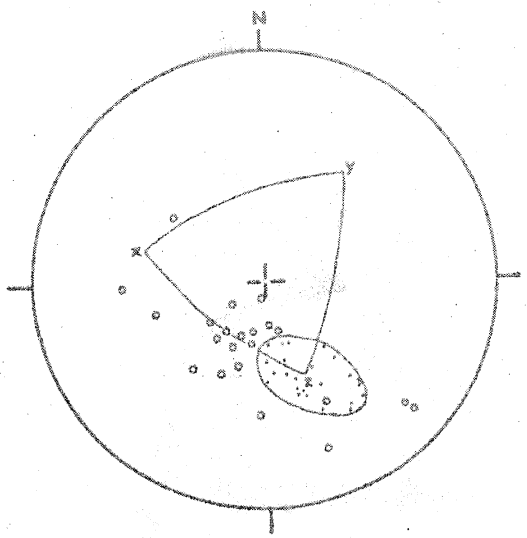


19

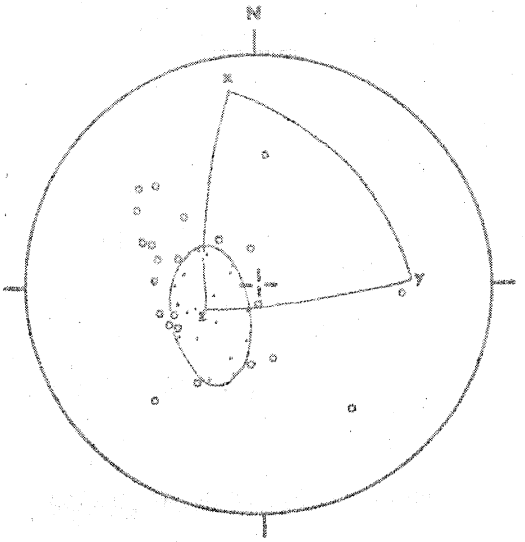


20

21



LA LANDRIAIS



GAREL

Fig. 67 : Détermination stéréographique du champ d'extension, de l'ellipsoïde de déformation D2, par la méthode de TALBOT. Les mesures des angles d'ouverture du champ d'extension ainsi que les calculs des paramètres de l'ellipsoïde de déformation sont reportés dans le tableau.

- pôles des veines plissées et boudinées
- pôles des veines affectées par du double boudinage

	Veines plissées	Veines boudinées	Ψ_{XZ}	Ψ_{YZ}	Paramètres de FLINN	Axes principaux de l'ellipsoïde
GAREL	24	22	29°	20°	a = 1,27 b = 1,86 K = 0,32 r = 2,13	X = 1,47 Y = 1,16 Z = 0,62
LA LANDRIAIS	22	23	22°	15°	a = 1,44 b = 2,84 K = 0,24 r = 3,28	X = 1,78 Y = 1,25 Z = 0,44

étant le double boudinage, ces *pseudo- conglomérats* doivent être considérés comme des tectonites L < S.

I.2.2 L'ellipsoïde de déformation

Les gneiss à grain fin contiennent très souvent de nombreuses veines quartzeuses ou quartzofeldspathiques. Aussi, sur certains affleurements peu affectés par les déformations D3, est-il possible de déterminer l'ellipsoïde de déformation finie D2 par la méthode de TALBOT.
Les structures des veines déformées dans la zone B sont de trois types :

- plis sur un axe,
- boudins sur deux axes (photo 20),
- boudins plissés (photo 18).

Il s'agit donc d'une déformation par aplatissement. La forme du champ d'extension des ellipsoïdes de déformation, obtenus à Garel et La Landriais (fig. 67), confirment cette conclusion (comparer avec la fig. 42). L'existence de veines d'abord boudinées et ensuite plissées (photo 18) témoigne du caractère rotationnel de la déformation.
Dans les deux cas, les mesures ont été effectuées sur des surfaces d'affleurement d'environ 200 m^2. Les résultats obtenus sont assez semblables, les paramètres K et r ayant des valeurs très proches (fig. 67). Les légères différences de position relative des axes principaux sont vraisemblablement attribuables à une flexuration F3 à grande échelle.

I.2.3 Relations entre la position des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie et celles des axes géométriques des microstructures à La Landriais

a) Les plis dans les gneiss à grain fin

Les axes de plis P2 sont regroupés autour de l'axe Y de l'ellipsoïde de déformation, et les pôles des plans axiaux autour de l'axe Z (fig. 66). L'allongement est donc orthogonal aux axes de plis et leurs plans axiaux confondus avec le plan XY

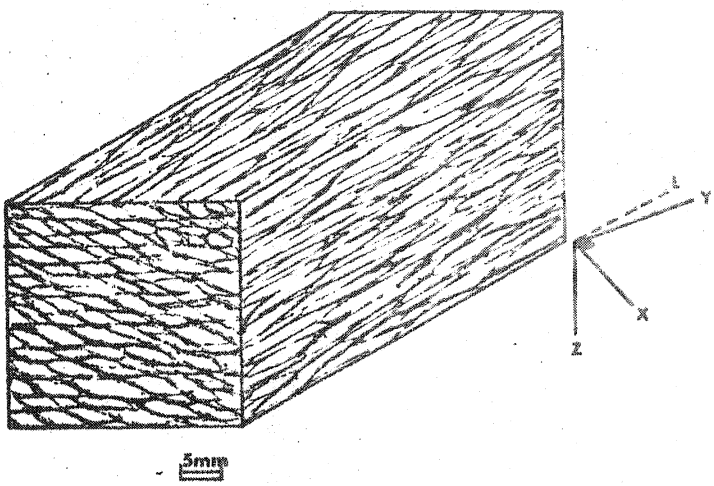


Fig. 65 : Microstructure des gneiss à gros grain. La linéation fortement marquée de ces gneiss, est contenue par le plan XY et montre une légère obliquité sur l'axe Y (cf. fig. 66).

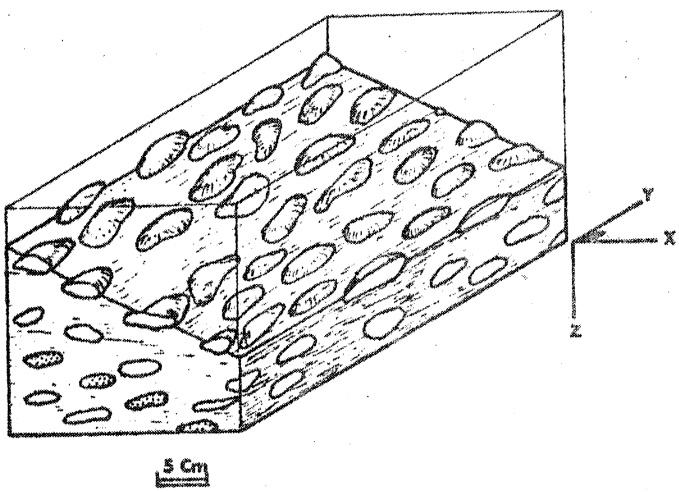


Fig. 64 : Bloc-diagramme schématique des pseudo-conglomérats de La Landriais (comparer avec les photos 19, 20 et 21).

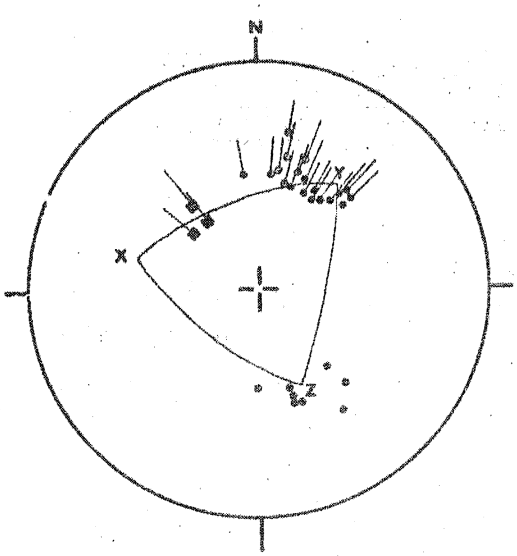


Fig. 66 : Stéréogramme récapitulatif des relations géométriques existant entre les microstructures D2 et les axes principaux de la déformation à La Landriais.

- • Pôles des plans de glissement des plis P2
- Lignes de glissement des plis P2
- Axes de plis P2
- Linéation des gneiss à gros grain

de l'ellipsoïde de déformation finie. On note, en outre, que les lignes de glissement sont contenues par le plan XY et font un angle moyen de 25° avec l'axe X. Celles-ci ne donnent donc qu'une approximation des axes principaux de la déformation.

b) Les structures des veines et les *pseudo-conglomérats*

Les boudins des veines minérales ont une forme ellipsoïdale aplatie dont le grand axe est sub-parallèle à l'axe Y et l'axe moyen sub-parallèle à l'axe X ; le plan de symétrie défini par ces deux axes étant rigoureusement parallèle au plan de schistosité (fig. 64). Les axes des plis qui affectent les veines sont, comme ceux des gneiss à grain fin, regroupés autour de l'axe Y.

c) La fabrique des gneiss à gros grain

Les pôles des plans de schistosité S2 des gneiss à gros grain se regroupent près de l'axe Z et les linéations ont une position proche de celle de l'axe Y (fig. 66). Ceci confirme l'interprétation de cette fabrique en tectonite L < S, puisque la linéation n'est pas confondue avec l'axe X. L'aspect linéaire dominant (L > S) de ces gneiss est un cas typique de combinaison de deux aplatissements (voir fig. 37).

II- LES DEFORMATIONS D2 DANS LA ZONE B

II.1 GEOMETRIE ET CINEMATIQUE DES PLIS P2

II.1.1 Géométrie

Les plis à charnières courbes qui affectent les gneiss à grain fin de la zone B et plus particulièrement les plis observés dans la zone de Cancaval-Quelmer sont de deux types :

a) Les plis à *charnière festonnée* caractérisés par une ondulation sinusoïdale de la charnière. En projection stéréographique, la dispersion des axes β varie de 40° à 120°

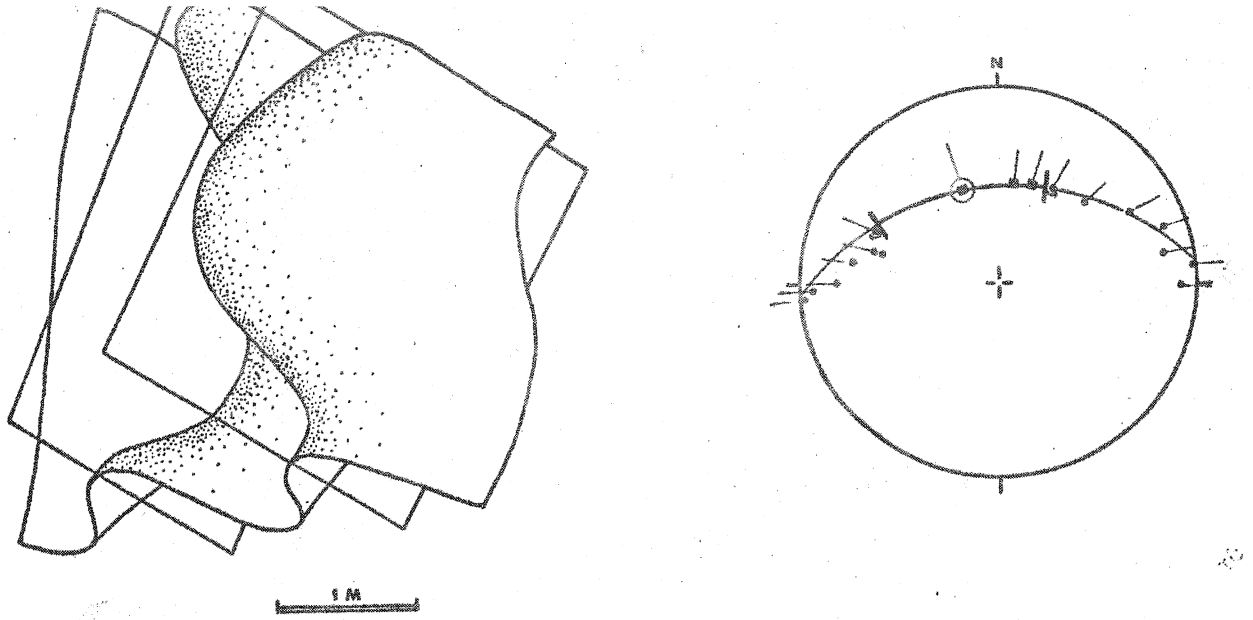


Fig. 68 : Plis P2 à charnière courbe, à forte dispersion axiale (Quelmer - voir photo 23)

axes de pli

lignes de glissement obtenues par la méthode de WEISS

ligne de glissement déterminée par la méthode de HANSEN

trace cyclographique du plan de glissement

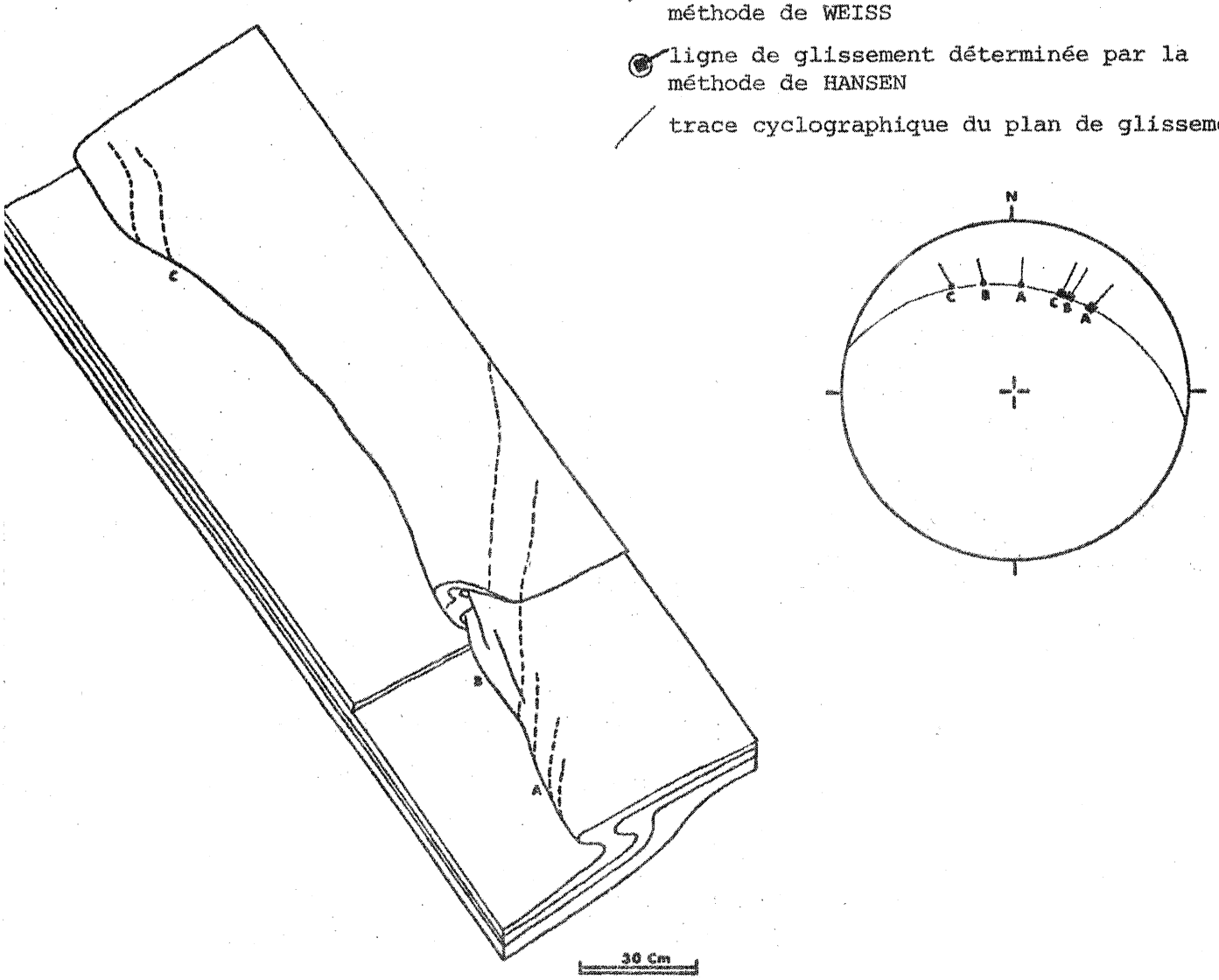


Fig. 69 : Pli P2 à charnière festonnée à faible dispersion axiale (Cancaval - voir photo 22). Sur cet exemple on constate une légère dispersion des lignes de glissement déterminées par la méthode de WEISS en trois points A, B, C. En pointillé la linéation déformée.

suivant les cas (photo 23, fig. 68 et 69).

b) Les plis *en gousse* dont la charnière ne forme qu'une seule courbe sans point d'inflexion et s'ennoie à ses deux extrémités dans la surface déformée. Pour ce type de plis, la dispersion des axes β est comprise entre 40° et 80° (photo 22, fig. 70 et 71).

Tant à l'échelle centimétrique qu'à l'échelle métrique, ces deux types de plis ont des profils assez semblables, caractérisés par :

- un amortissement progressif de l'amplitude le long du plan axial (fig. 70 à 72) ;
- des modèles d'isogones traduisant un style très proche de celui des plis de classe 2 (fig. 72 et 73). Toutefois, l'étude des variations d'épaisseur, pour différents niveaux déformés dans un même pli, met en évidence l'alternance de plis de classe 1C et de classe 3 (fig. 73) ; même lorsqu'il n'existe que des variations faibles de la composition minéralogique d'un niveau à l'autre ;
- la succession d'antiformes de classe 2 ou 3 et de synformes de classe 1C (fig. 72).

II.1.2 La dispersion des linéations précoces

Comme dans la zone A, les trajets de dispersion des linéations Le1, lorsqu'elles sont déformées par les plis P2, sont pratiquement confondues avec des grands cercles en projection stéréographique. L'analyse du style de ces plis ayant montré qu'ils associent fréquemment des plis de classe 1C et 3, bien qu'ils aient dans l'ensemble une géométrie de type semblable, le même processus de *buckling* suivi d'une déformation homogène peut être invoqué pour leur déformation.

Les lignes de glissement ont été déterminées par la méthode de WEISS à Cancaval et Quelmer. Celles-ci ont subi une dispersion variable suivant l'intensité et la direction locales du plissement P3. Les mesures réalisées à Cancaval illustrent bien ce phénomène (fig. 74). Outre les dispersions induites par les déformations D3, il existe

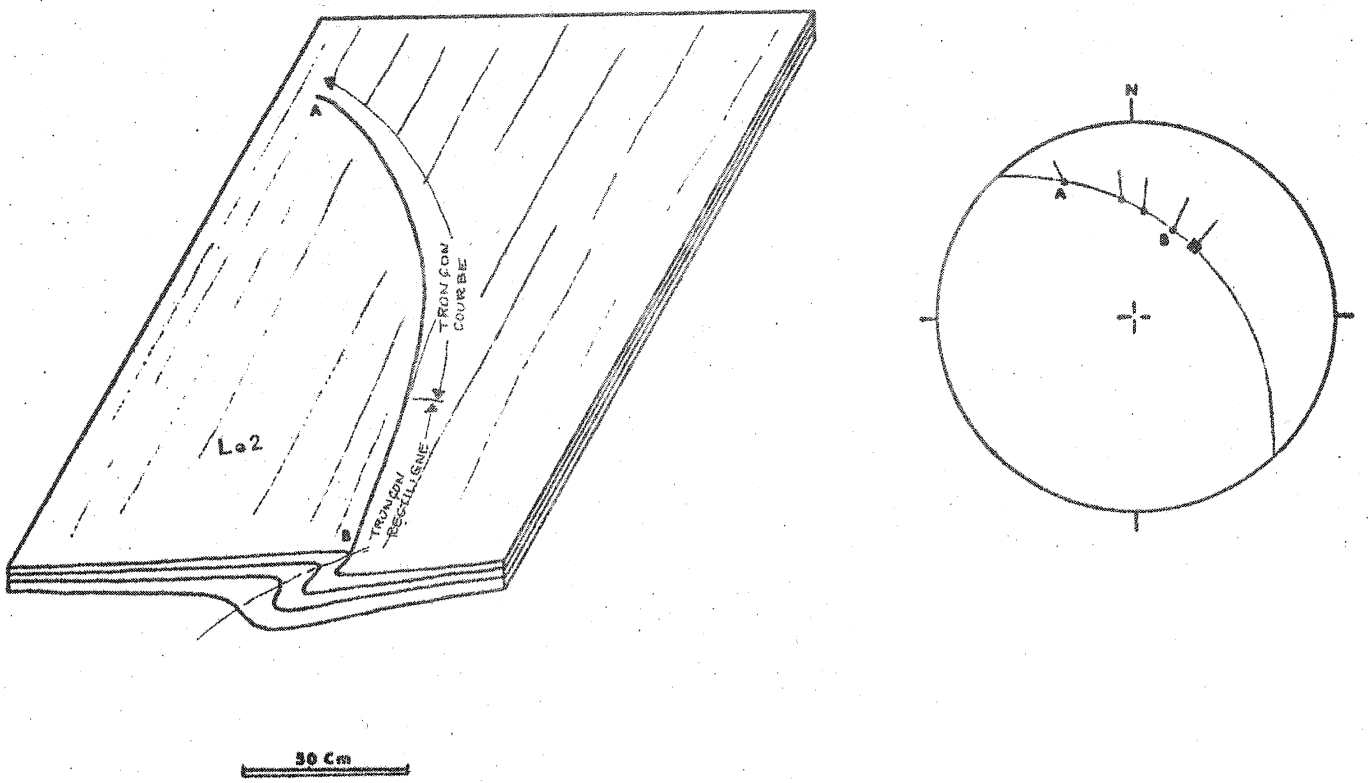


Fig. 70 : Pli P2 en gousse montrant sur son flanc supérieur une linéation d'étirement associée. En A, la charnière fait une obliquité d'environ 60° avec la linéation et s'ennoie dans le plan déformé. En B, l'obliquité de la charnière et de la linéation est faible.

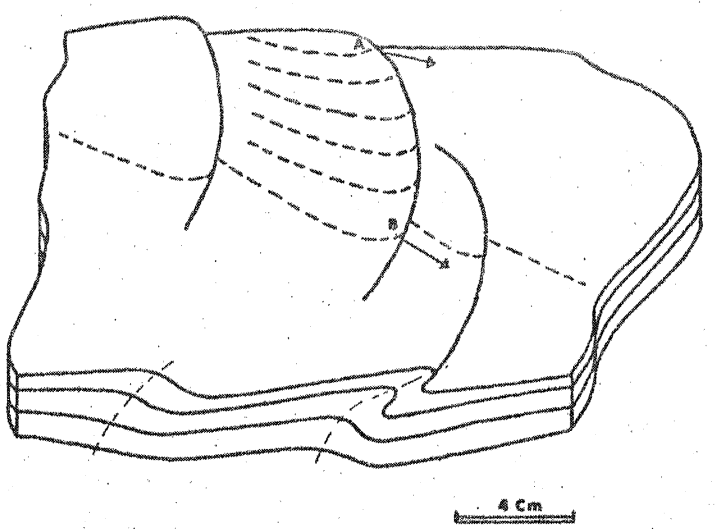


Fig. 71 : Pli P2 en gousse déformant la linéation précoce Le2. Les lignes de glissement (flèches) sont légèrement dispersées (comparer avec la fig. 69) et font avec l'axe du pli un angle variable décroissant de B en A.

une dispersion des lignes de glissement le long de la charnière d'un même pli et, parallèlement une variation de l'angle ϕ_i. Pour les deux exemples représentés on a :

- pour le pli à charnière festonnée (fig. 69), une dispersion des lignes de glissement de 15° et une variation de ϕ_i de 52° à 35° ;
- pour le pli en gousse (fig. 71), une dispersion des lignes de glissement de 17° et une variation de l'angle ϕ_i de 67° à 59°.

Sur les flancs supérieurs de ces plis on relève en outre :

- tantôt l'existence de linéations précoces Le1 déformées sans que les plans qui les portent le soient (photo 24). Ceci signifie que ces plans ont une position sub-parallèle à celle du plan de glissement et que la linéation, qu'ils portent, subit une rotation vers la ligne de glissement ;
- tantôt l'existence d'une linéation d'étirement Le2 associée aux plis. Les axes β font un angle variable avec cette linéation d'orientation constante et tendent à se paralléliser avec elle, à l'une de leurs extrémités (photo 22).

Lorsque les plis P2 sont situés sur des flancs supérieurs de grands plis P3 et que les plis mineurs P3 sont suffisamment espacés, il est possible de déterminer des lignes de glissement par la méthode de l'angle de séparation (HANSEN, 1971). A Quelmer, les lignes de glissement déterminées de cette façon sont ascendantes et ont une orientation N340°-NS (fig. 68). Les angles de séparation varient de 70° à 85° et contiennent les lignes de glissement déterminées par la méthode de WEISS (fig. 68).

En tenant compte des dispersions induites par les déformations D3, on peut admettre comme modèle moyen des plis P2 à Cancaval-Quelmer :

- un plan de glissement d'orientation E-W ayant un pendage de 30° vers le Nord,
- une ligne de glissement ascendante plongeant de 30° au Nord,
- une dispersion des axes β dans le plan de glissement variant de 40° à 120°,
- un angle ϕ_m très variable.

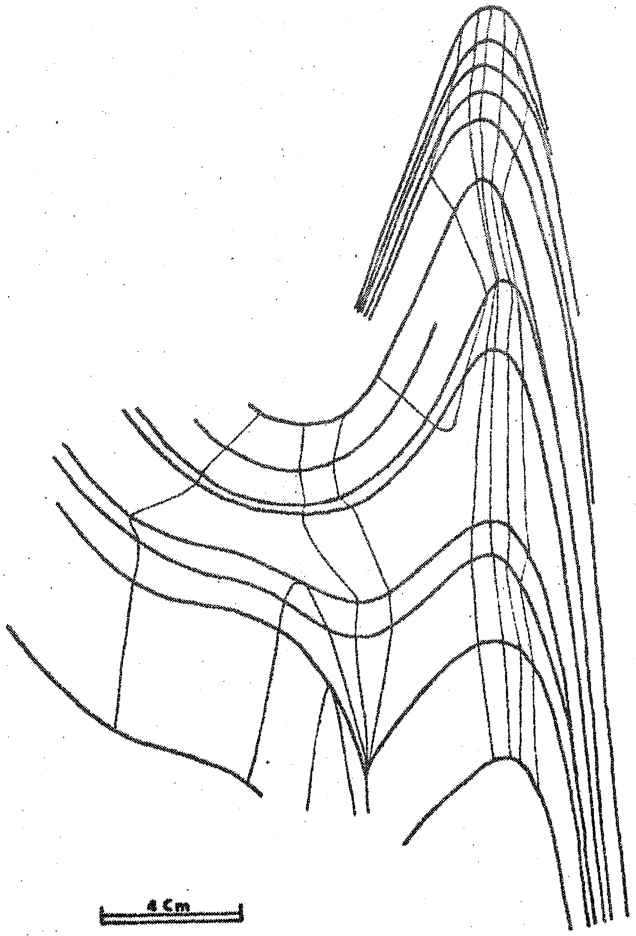


Fig. 72 : Profil d'isogones à 0°, 30° et 60° - Plis P2 dans les gneiss à grain fin de Cancaval.

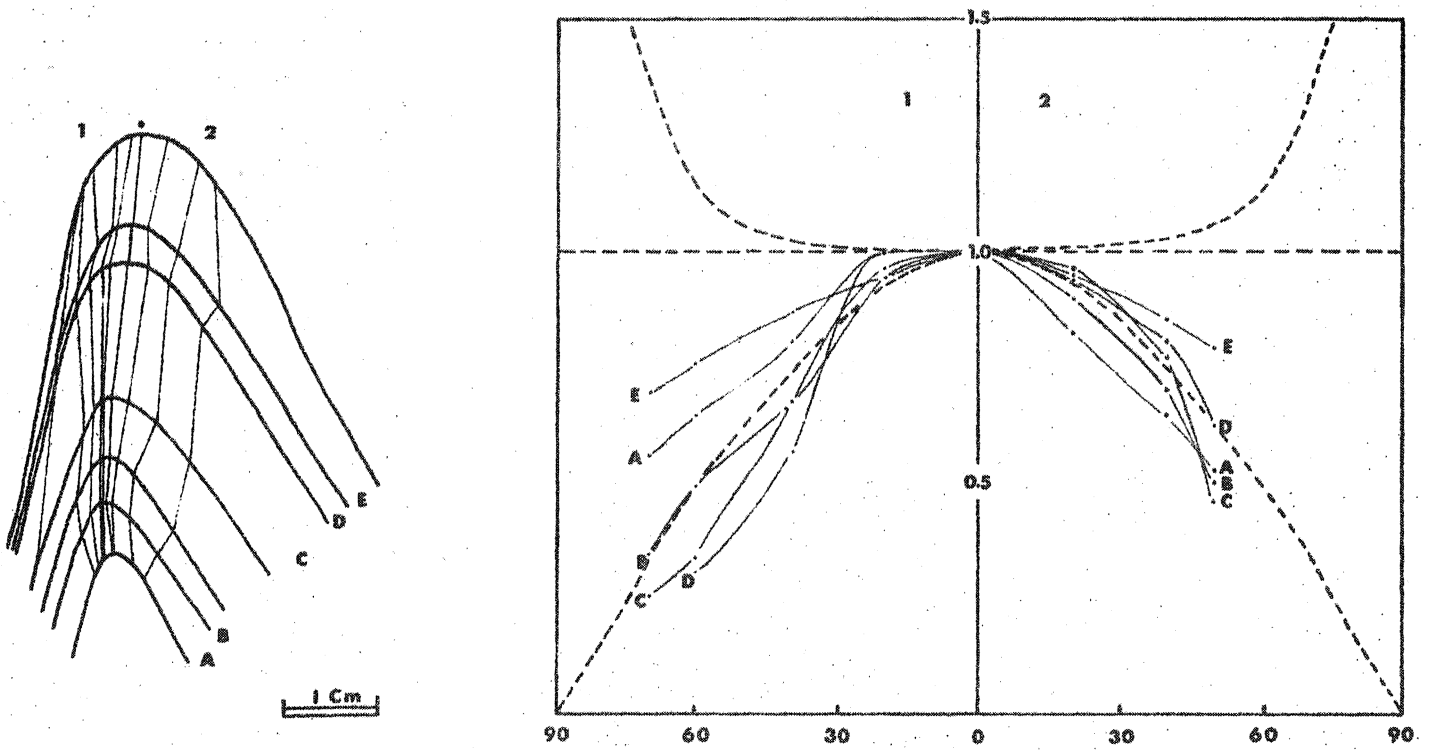


Fig. 73 : Courbes t'α/α - Pli P2 dans les gneiss à grain fin de Cancaval.

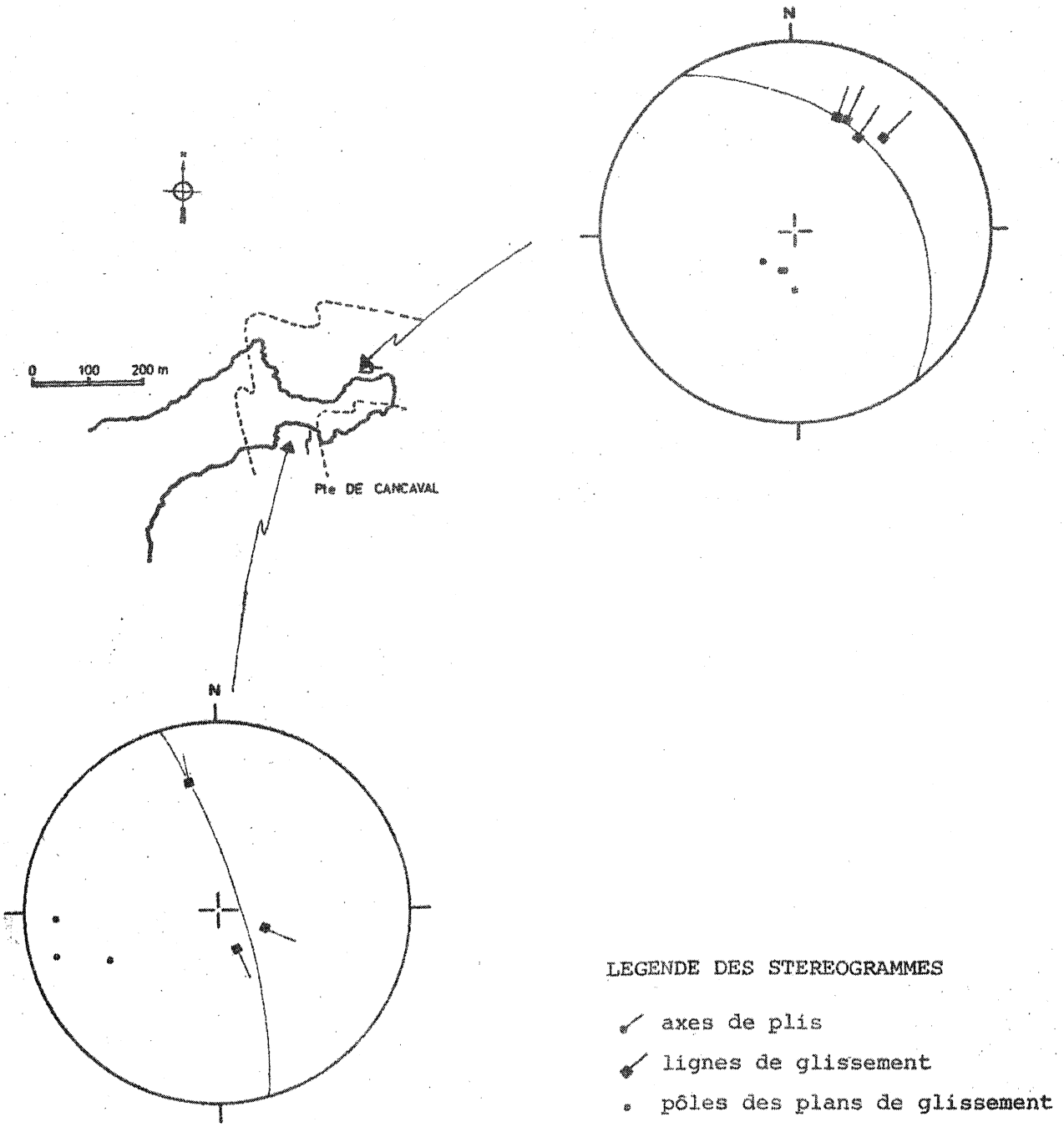


Fig. 74 : Lignes et plans de glissement des plis P2 à Cancaval. En trait plein sur les stéréogrammes, la trace cyclographique des flancs du pli hectométrique P3 représenté sur le schéma de localisation.

Photo 22 : Vue de dessus d'un pli P2 en gousse, montrant une linéation d'étirement associée. En haut et à gauche, on distingue un pli à charnière festonnée (Cancaval).

Photo 23 : Plis P2 métriques à charnière courbe (Quelmer).

Photo 24 : Linéation précoce Le1 déformée dans un plan. (La Richardais).

22

23

24

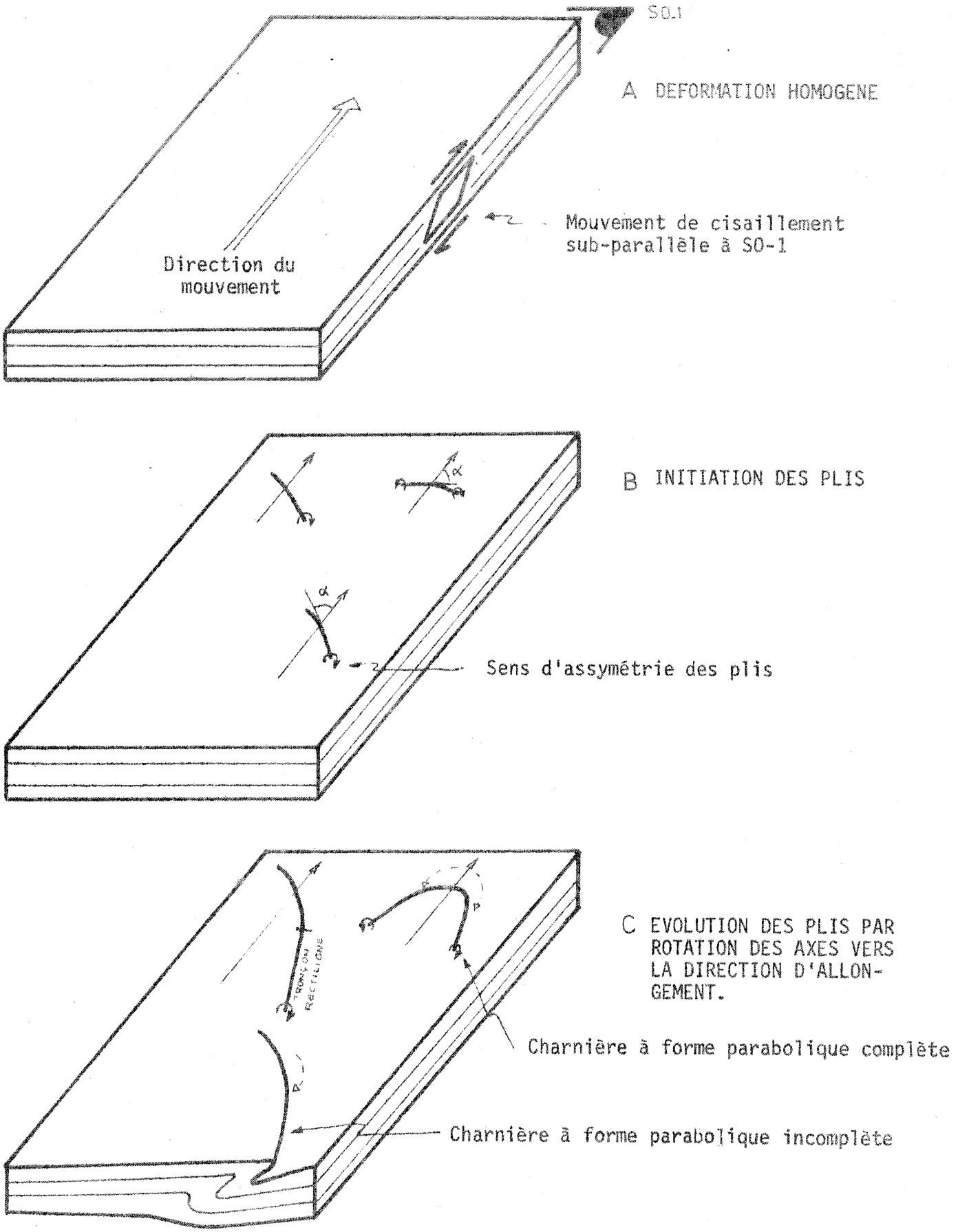


Fig. 75 : Formation et évolution des plis asymétriques à charnière courbe

II.2 ESSAI DE RECONSTITUTION DE LA DEFORMATION FINIE

Dans la zone de Cancaval-Quelmer les déformations D3 sont trop intenses pour que l'on puisse utiliser les méthodes classiques de détermination de l'ellipsoïde de déformation. Il est toutefois possible, en raisonnant sur les caractéristiques géométriques des plis à charnière courbe, d'obtenir une estimation de l'ellipsoïde de déformation D2 à cet endroit.

L'observation des charnières de plis en gousse montre qu'elles sont en fait composées de la succession d'un tronçon courbe et d'un tronçon rectiligne (fig. 70), l'ensemble constituant une portion de parabole. Le tronçon courbe montre une forte obliquité sur la linéation d'étirement Le2 associée, tandis que le tronçon rectiligne ne fait qu'un angle faible avec cette linéation.

Ce caractère ajouté aux faits suivants :

- l'assymétrie constante de plis,
- la dispersion des lignes de glissement,
- l'existence de charnières festonnées sur les mêmes affleurements où sont observés les plis en gousse,

permet de proposer un modèle de formation des plis à charnière courbe de la zone B.

II.2.1 Le modèle

La formation des plis en gousse peut être résumée en trois stades (fig. 75 et photo 22) :

a) soit un multicouche soumis à un mouvement de cisaillement (simple shear) sub-parallèle à la surface S0-1 (fig. 75a). L'axe de rotation de ce cisaillement est contenu par le plan S0-1 ;

b) après une étape de déformation homogène (MILNES, 1971), des plis sont *initiés* du fait des contrastes de viscosité existant entre les diverses couches, et aussi

probablement du fait d'imperfections locales de la surface SO-1 (fig. 75b). Leur asymétrie indique le sens de rotation du cisaillement et leurs axes, ennoyés à leurs extrémités dans la surface SO-1, font un angle α fort avec le sens du mouvement ;

c) La déformation se poursuivant, les axes tendent, par rotation, à se paralléliser avec la direction de mouvement (fig. 75c). Suivant la position originelle de ces axes, la charnière prend une forme parabolique complète ou incomplète. C'est pendant ce stade que peuvent apparaître les tronçons rectilignes à l'extrémité des charnières.

Ce modèle permet en effet d'expliquer :

- l'asymétrie constante des plis,
- la dispersion des lignes de glissement. Au stade d'initiation les lignes de glissement, (tel qu'il est possible de les déterminer d'après la dispersion des linéations antérieures déformées) sont parallèles à la direction de mouvement. Pendant le stade de réorientation des charnières, celles-ci tournant vers la direction de mouvement, les lignes de glissement ont tendance à s'écarter de leur orientation originelle. En même temps l'angle ϕ_i a tendance à se refermer (fig. 75b et c). A l'arrêt de la déformation, l'angle ϕ_i est d'autant plus faible que la direction de l'axe du pli est plus proche de la direction du mouvement (fig. 75c).

Bien que l'apparition des plis traduise, à l'échelle de ces derniers, une déformation non homogène, il est possible d'appliquer à une échelle supérieure aux plis les concepts de la déformation homogène finie. Nous avons vu qu'au cours du stade c, des tronçons de charnière rectiligne apparaissent aux extrémités des plis. Au cours de la rotation des axes de plis, vers la direction du mouvement (X), il y a donc franchissement progressif de la SDLNF par une partie de la charnière du pli. Celle-ci pénètre dans le champ d'extension, subit un allongement et devient rectiligne. Les orientations axiales des tronçons courbes définissent alors, par opposition à celles des tronçons rectilignes, le champ de raccourcissement de l'ellipsoïde de

déformation. Le fait qu'il existe un champ d'allongement et un champ de raccourcissement, dans le plan axial des plis (XY), implique que l'ellipsoïde de déformation soit de type K > 1 (constriction).

La position de l'axe X peut être obtenue dans deux cas :

- si la charnière d'un pli a une forme parabolique complète, l'axe X est l'axe de symétrie de la parabole. Pratiquement, il peut être obtenu sur le terrain par la méthode de HANSEN (1971) ;
- si les plis n'ont qu'une forme parabolique incomplète, mais possèdent une linéation d'étirement associée, la linéation matérialise l'axe X.

Dans ces deux cas, l'angle d'ouverture du champ d'extension ΨXY, dans le plan XY, est l'angle qui existe entre l'axe X et la tangente à la charnière, à la jonction du tronçon rectiligne. Connaissant la valeur ΨXY, il est possible de délimiter sur un diagramme de FLINN (fig.34) le champ des formes possibles de l'ellipsoïde de déformation (cf. FLINN, 1962, tableau I) et (fig. 76). Dans ce modèle, les plis à charnière festonnée correspondraient à des plis dont la direction axiale moyenne fait avec l'axe X, un angle supérieur à ΨXY (fig. 77), et qui seraient donc contenus par le champ de raccourcissement de l'ellipsoïde de déformation.

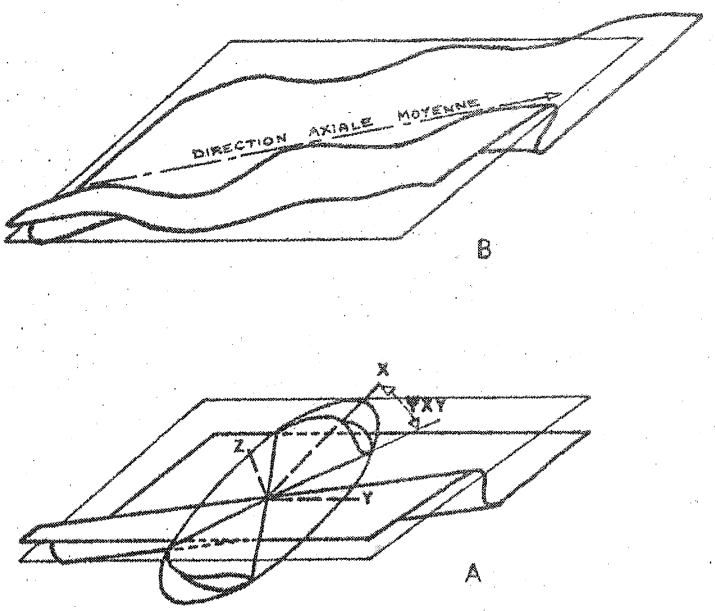
II.2.2 Application et vérification du modèle

a) Champ des formes possibles de l'ellipsoïde de déformation

A Cancaval et Quelmer l'angle ΨXY, calculé pour des plis en gousse à forme parabolique complète et incomplète, est proche de 35° ± 5°. Cette valeur nous permet, sur le diagramme utilisé par BORRADAILE (1972), de délimiter le champ des formes possibles de l'ellipsoïde de déformation soit (fig. 76) :

$$\Psi XY = 35° \Longrightarrow \infty > K > 8$$

Lorsque des plis en gousse et des plis à charnière festonnée sont associés sur un même affleurement (photo 22), il est possible de vérifier que l'angle que fait la direction



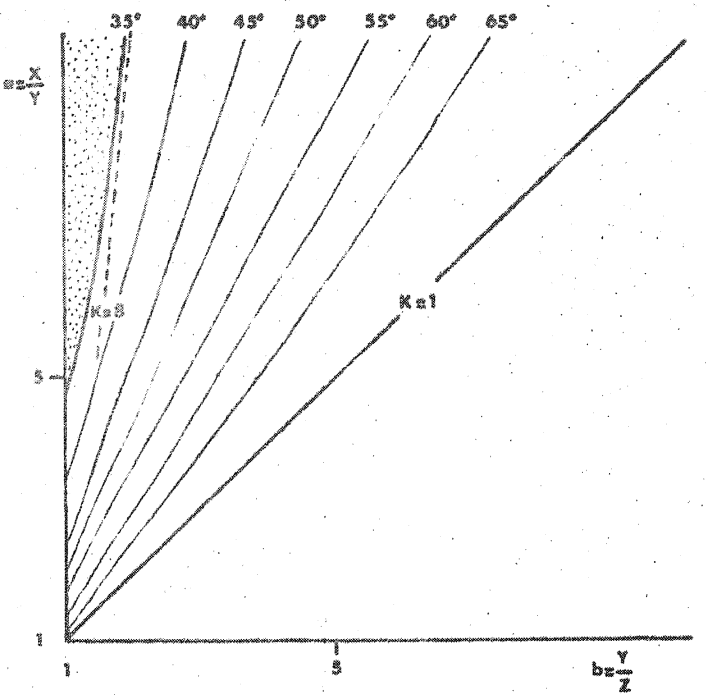


Fig. 77 : Relation spatiale entre la position d'un pli à charnière festonnée et celle de l'ellipsoïde de constriction correspondant.

a : initiation du pli
b : festonnage de la charnière

Fig. 76 : Représentation, sur un diagramme de FLINN, des courbes de variation de l'angle d'ouverture ΨXY du champ d'extension de l'ellipsoïde de déformation (d'après BORRADAILE, 1972).

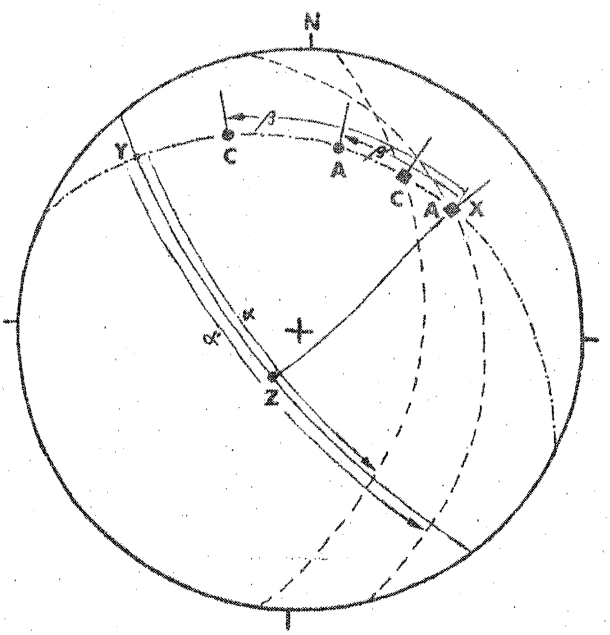


Fig. 78 : Représentation stéréographique des éléments structuraux, du pli à charnière festonnée représenté fig. 69, retenus pour le calcul de la différence d'état de déformation, en deux points A et C, le long de cette charnière.

axiale moyenne des charnières festonnées avec l'axe X excède 35°. Dans le cas figuré sur la photo 22 cet angle est de 45°. L'hypothèse émise plus haut, selon laquelle ce type de plis serait dû à un raccourcissement de la charnière au cours de la réorientation des axes de plis vers X, se trouve ainsi confirmée.

b) La réorientation des lignes de glissement

Les lignes de glissement, déterminées par la méthode de WEISS pour les plis en gousse et les plis à charnière festonnée, montrent une dispersion dans le plan axial des plis (fig. 69). Comme nous l'avons vu précédemment, les trajets de dispersion des linéations précoces déformées par les plis P2 peuvent être assimilés à des grands cercles, et le processus de plissement à un *buckling* suivi d'une déformation par *simple shear*, que l'on considérera homogène, à une échelle supérieure à celle des plis. RAMSAY (1967, p. 480) montre qu'au cours de la déformation homogène surimposée, il y a réorientation de la ligne de glissement et du plan de dispersion de la linéation déformée, pendant que l'axe du pli se rapproche de l'axe X de l'ellipsoïde de déformation de telle façon que :

$$\operatorname{tg}\hat{\beta}' = (\lambda_2/\lambda_1)^{\frac{1}{2}} \operatorname{tg}\hat{\beta} \qquad (1)$$

$$\operatorname{tg}\hat{\alpha}' = (\lambda_3/\lambda_2)^{\frac{1}{2}} \operatorname{tg}\hat{\alpha} \qquad (2) \qquad \text{(cf. fig. 78)}$$

où :

- $\hat{\beta}$ et $\hat{\beta}'$ sont les angles qui existent entre l'axe du pli et l'axe X de la déformation, respectivement avant et après la déformation ;
- $\hat{\alpha}$ et $\hat{\alpha}'$ sont les angles qui existent entre la ligne d'intersection du plan de dispersion de la linéation déformée et du plan YZ, et l'axe Y de la déformation, respectivement avant et après la déformation.

Dans le cas de la charnière festonnée représentée fig. 69 et 78, la ligne de glissement en A, est sub-parallèle à la linéation d'étirement Le2 et donc assimilable à l'axe X.

Ceci nous permet donc en utilisant les équations (1) et (2), de calculer l'ellipsoïde de déformation correspondant à la somme des incréments de la déformation homogène surimposée, séparant les états de réorientation en A et en C :

$$\left.\begin{array}{l}\hat{\beta}' = 36° \\ \hat{\beta}' = 67°\end{array}\right. \Longrightarrow \sqrt{\lambda_2/\lambda_1} = 0{,}249$$

$$\left.\begin{array}{l}\hat{\alpha}' = 21° \\ \hat{\alpha} = 42°\end{array}\right. \Longrightarrow \sqrt{\lambda_3/\lambda_2} = 0{,}535$$

d'où on peut déduire les paramètres :

$$\left.\begin{array}{l}a = 4{,}02 \\ b = 1{,}87\end{array}\right. \Longrightarrow \begin{array}{l}K = 2{,}15 \\ r = 4{,}89\end{array}$$

Cet ellipsoïde ne représente évidemment pas l'ellipsoïde de déformation finie, mais permet de constater que la déformation, pendant la rotation des axes de plis vers l'axe X, se fait en régime de constriction ($K > 1$).

II.2.3 Déformation progressive et réorientation des axes de plis dans la zone B

L'étude des plis de la zone B permet de schématiser la déformation progressive dans cette zone.
Une composante rotationnelle traduite par l'asymétrie constante des plis, nous autorise à considérer la zone de Cancaval-Quelmer comme une zone de *simple shear* régionale dont l'axe de rotation serait grossièrement parallèle à l'allongement cartographique du noyau migmatitique (fig. 79).
Les axes β des plis se forment selon une direction proche de N60°-80° et tendent à se réorienter dans une direction N-S, le degré de réorientation étant proportionnel à l'intensité de la déformation. Ainsi, dans certains endroits, tels que Cancaval, la réorientation est très forte et la dispersion des axes β est faible, tandis que dans d'autres, tels que Quelmer, la réorientation est modérée et la dispersion des axes β est forte. Ce paradoxe n'est évidemment qu'apparent. On comprend en effet facilement, que la courbure des charnières de plis n'est qu'une étape transitoire

au cours de la déformation progressive, puisque celles-ci en tournant vers l'axe X traversent la SDLNF, quittent donc le champ de raccourcissement et pénètrent dans le champ d'étirement de l'ellipsoïde de déformation. Si la déformation continue suffisamment longtemps, les axes β deviennent ainsi rectilignes et sub-parallèles à l'axe X. Dans les endroits les moins affectés par les déformations D3, on constate que les axes X de la déformation D2 ont une orientation moyenne N350°-NS, c'est-à-dire transverse aux limites cartographiques N60°-N70° de la zone B.
Deux modèles de ce phénomène de réorientation des axes de plis, obliquement à l'orientation régionale des segments orogéniques, ont été proposés récemment (SANDERSON, 1973 ; ESCHER et WATTERSON, 1974). Le premier d'entre eux, appliqué aux Cornouailles du Nord (SANDERSON, 1973) et au Dalradien des Calédonides d'Ecosse (ROBERTS et SANDERSON, 1974), permet d'interpréter les zones de plis à axes obliques, à l'orientation régionale, comme des zones d'étirement caractérisées par des rapports axiaux X/Y élevés.
Dans le second, ESCHER et WATTERSON montrent que de telles zones, lorsqu'elles correspondent à des *low angle overthrusts* sont assimilables à des zones de *simple shear*, dans lesquelles la trace horizontale de la direction d'extension est parallèle à la direction de raccourcissement de la ceinture mobile (fig. 79a). Un tel modèle est concevable pour la zone B du Massif de St-Malo qui peut, en effet, être assimilée à une zone de *simple shear* intense entre le noyau migmatitique et les gneiss et micaschistes de la zone A (fig. 79). On notera que ce schéma n'est utilisé ici que pour visualiser un phénomène qui ne correspond pas exactement à celui décrit par ESCHER et WATTERSON, la zone B ne constituant pas en fait une zone mobile entre deux blocs rigides, mais entre deux zones elles-mêmes mobiles.

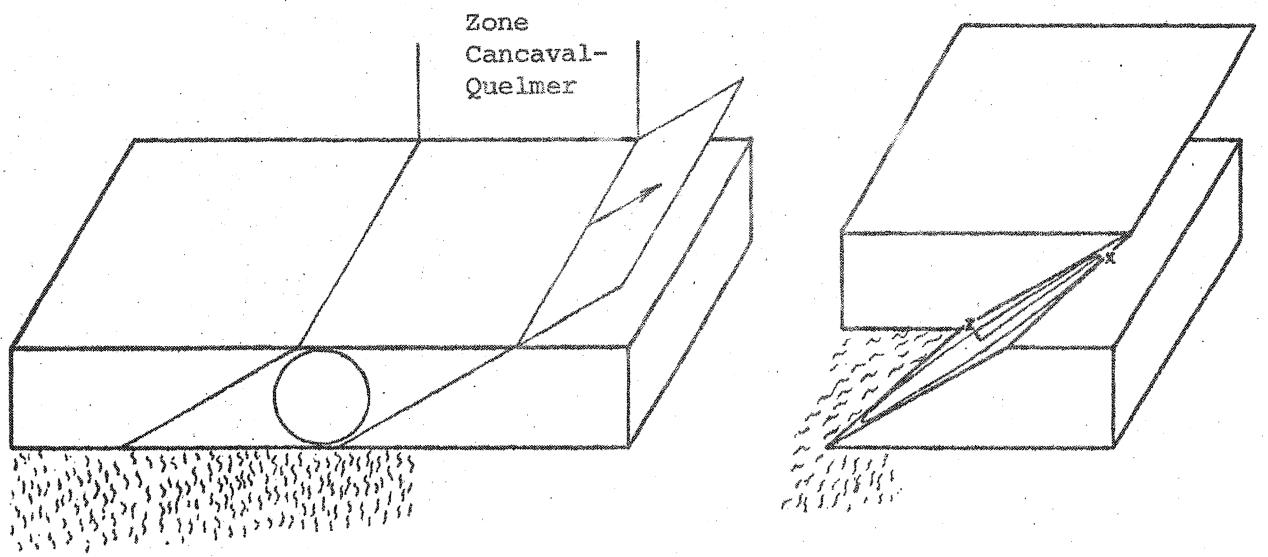


Fig. 79 : Croquis interprétatif de la zone de Cancaval - Quelmer, en zone de *simple shear* régional. Ce modèle, inspiré de ESCHER et WATTERSON (1974), est très schématique dans la mesure où les blocs, situés de part et d'autre de la zone de cisaillement, ne sont pas rigides. Il met cependant clairement en évidence la remontée des migmatites et l'intense déformation associée.

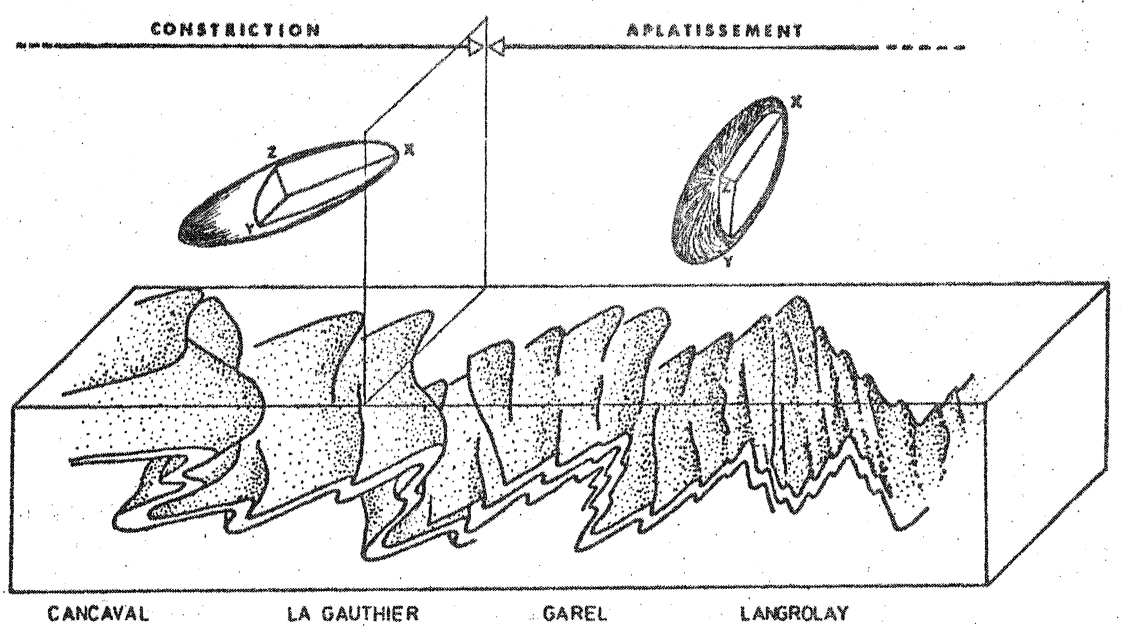


Fig. 80 : Bloc diagramme illustrant l'évolution relative des plis P2 et de la forme de l'ellipsoïde de déformation D2 le long de la vallée de la Rance.

III- CONCLUSIONS A L'ETUDE DES DEFORMATIONS D2

L'analyse du style des plis P2 montre, de la périphérie vers le cœur du massif, une évolution constante qui peut se résumer comme suit :

- variation de l'orientation axiale moyenne N70°-80° ⟶ NS-N10° ;
- perte du cylindrisme (fig. 80) ;
- évolution des profils du type 1B-1C vers le type 2 ;
- homogénéisation du comportement rhéologique des gneiss.

L'analyse des plans et des lignes de glissement montre :

- une orientation constante N70°-80° des plans de glissement ;
- une diminution de 30 à 40° du pendage des plans et des lignes de glissement ;
- de légères fluctuations dans l'orientation des lignes de glissement qui conservent cependant une orientation radiale par rapport à la disposition du massif.

L'étude de la déformation finie D2 met en évidence (fig. 80) :

- un régime d'aplatissement à la périphérie du massif,
- un régime de constriction au cœur,

et souligne le caractère fortement rotationnel de la déformation dans l'ensemble du massif.

Enfin, la zone des plis à charnière courbe constitue une transition, entre la zone des plis à axes parallèles à la tendance régionale et celle des plis à axes obliques à cette tendance, et marque le passage du régime d'aplatissement au régime de constriction.

CHAPITRE III : ANALYSE DES DEFORMATIONS D3 DANS LA VALLEE DE LA RANCE ET A ST-BRIAC

Deux zones de déformation D3 ont été distinguées du Sud au Nord de la Rance et sont caractérisées par l'existence ou l'absence de structures pénétratives et de plis mineurs.

I- LES DEFORMATIONS D3 DANS LA ZONE A

Cette zone située au Sud de La Landriais, est caractérisée par l'existence d'une schistosité de crénulation Sc3 dans les micaschistes et de cisaillements dans les gneiss à gros grain. On ne relève pas de structures pénétratives et les plis mineurs sont rares. Dans cette zone, les déformations D3 se traduisent donc essentiellement par une réorientation des plis P2, suivant une direction N30°-40° (fig. 10), sous l'effet d'un aplatissement oblique par rapport aux plans axiaux P2.

II- LES DEFORMATIONS D3 DANS LA ZONE B

Au Nord de La Landriais, les plis mineurs P3 sont d'autant plus nombreux que l'on se rapproche du noyau migmatitique. Une schistosité S3 pénétrative se développe localement dans les gneiss à grain fin, en association avec une linéation minérale Lm3.

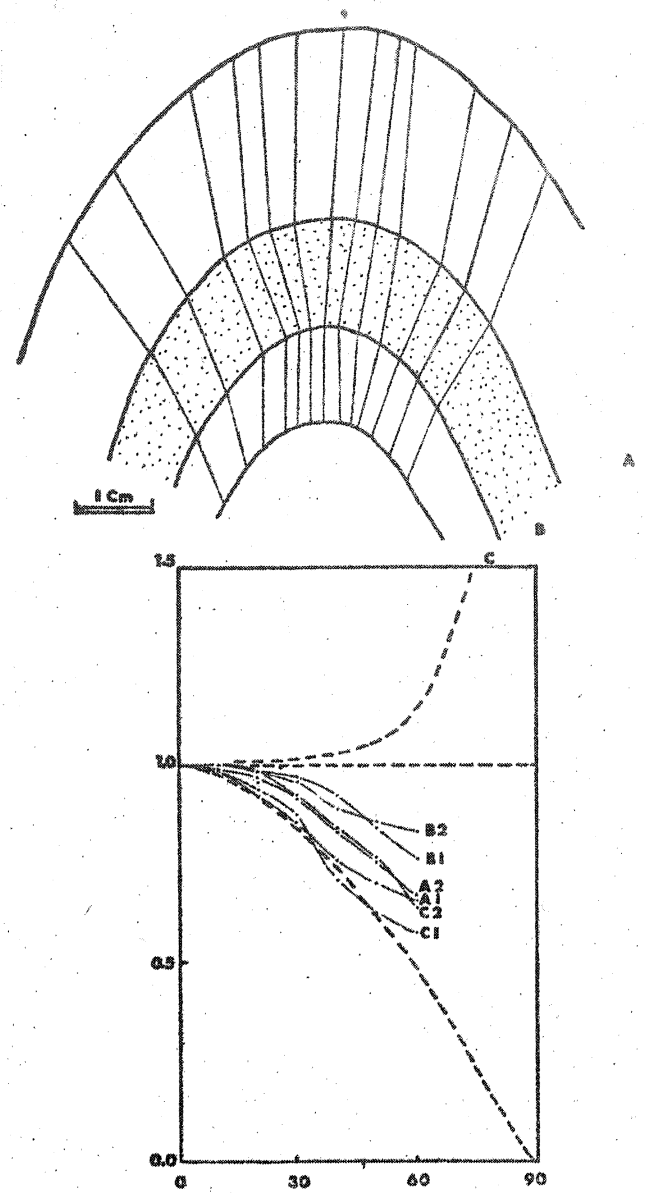


Fig. 82 : Courbes t'α/α - Pli P3 affectant un niveau calco-silicaté (en grisé) dans les gneiss à grain fin de l'anse de La Gauthier.

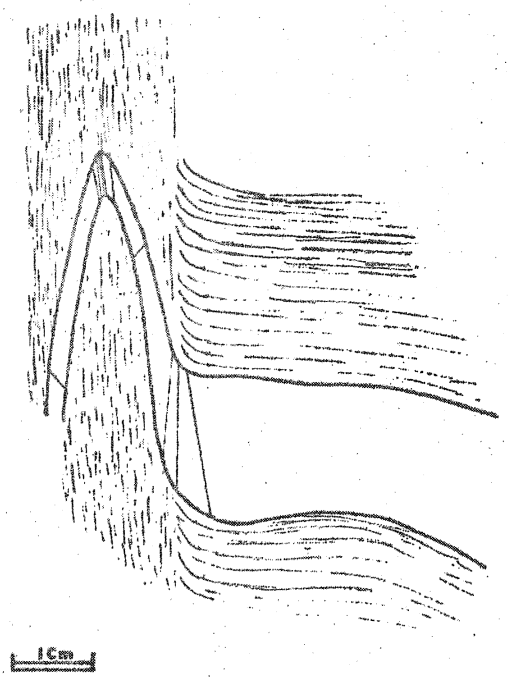


Fig. 83 : Profil d'isogones à 0°, 30°, 60° et 80° - Pli, souligné par un niveau calco-silicaté, dans une zone de cisaillement - Anse de La Gauthier.

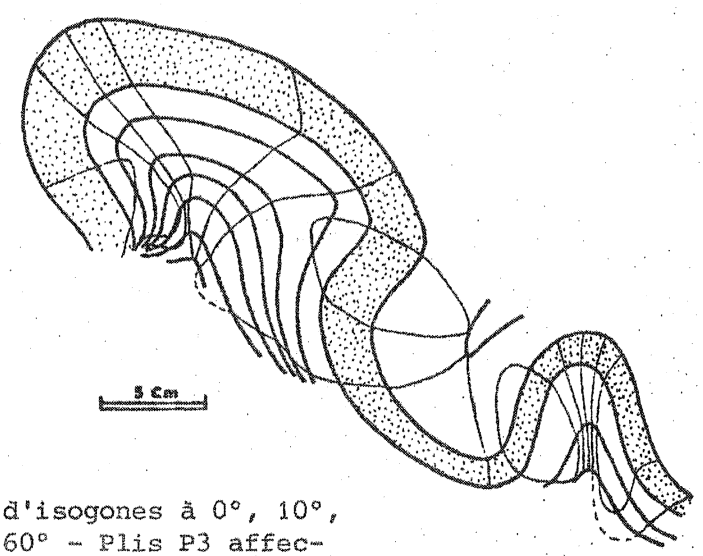


Fig. 84 : Profil d'isogones à 0°, 10°, 30° et 60° - Plis P3 affectant un niveau calco-silicaté dans les gneiss à grain fin de l'anse de La Gauthier.

II.1 GEOMETRIE ET CINEMATIQUE DES PLIS . 3

II.1.1 Géométrie

a) Anse de La Gauthier

Dans ce secteur, les plis P3 appartiennent à la classe 1C (plis concentriques aplatis) pour les niveaux calco-silicatés et se rapprochent de la classe 2 (plis semblables) pour les gneiss à grain fin qui les contiennent (fig. 82). Ce caractère a déjà été mis en évidence pour les plis P2 dans la même zone. Les niveaux calco-silicatés provoquent, en outre, des figures disharmoniques au sein des gneiss à grain fin (fig. 84), dont les profils d'isogones montrent toutefois l'appartenance à la classe 1C. Dans les zones de cisaillements tardifs, associés aux déformations D3, les niveaux calco-silicatés se comportent de façon beaucoup plus ductile et sont affectés par des plis de style très proche de la classe 2 (fig. 85)

b) Cancaval-Quelmer

Les plis P3 dans les gneiss à grain fin de cette zone sont non cylindriques. Leur angle d'ouverture entre flancs n'est que rarement inférieur à 50°. Bien qu'aucune classification morphologique n'ait été réalisée, on peut distinguer :

- des plis à surface axiale plane,
- des plis à surface axiale courbe,

les premiers étant de loin les plus représentés. Les dispersions axiales des axes β induites par la courbure des charnières sont modérées et ne dépassent jamais 60°.

L'analyse des profils montrent que la majorité de ces plis appartiennent à la classe 2 (fig. 85 et 86). Les convergences et divergences alternées des isogones, d'un niveau à l'autre (fig. 85), traduisent cependant l'association de plis de classe 1C et de classe 3.

L'analyse des variations d'épaisseur en fonction du pendage confirme cette observation et montre, en outre, la

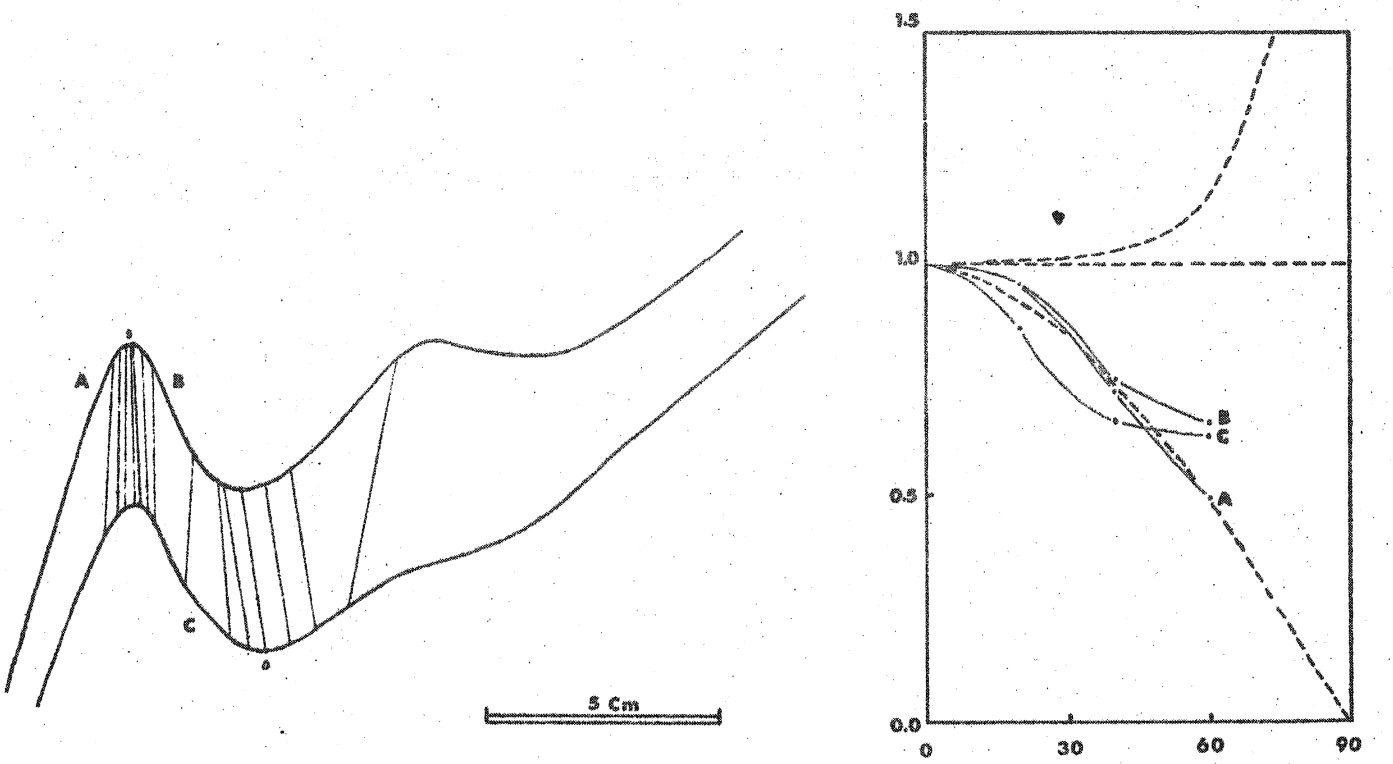


Fig. 86 : Courbes t'α/α - Plis P3 dans les gneiss à grain fin de Cancaval.

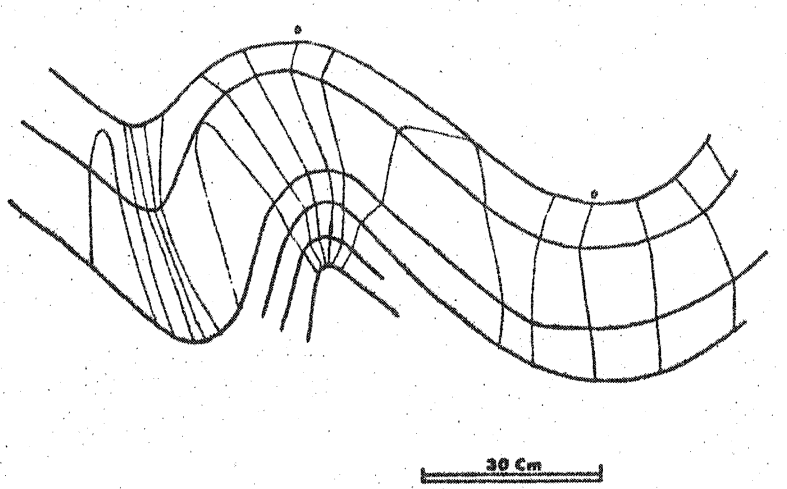


Fig. 85 : Profil d'isogones à 0°, 20° et 40° - Plis P3 dans les gneiss à grain fin de Cancaval.

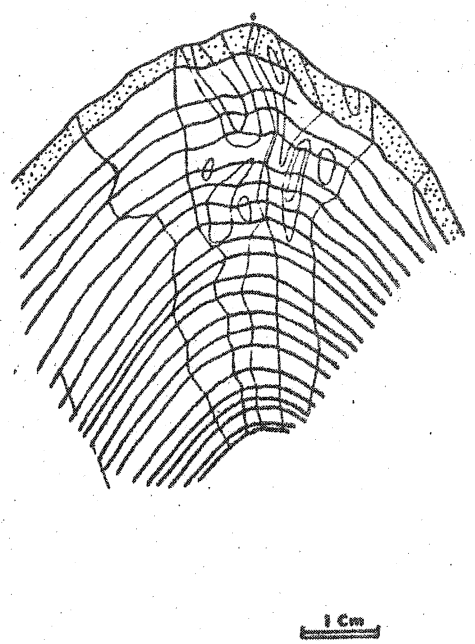
transition de la classe 2 à la classe 1C, puis à la classe 3, le long d'une même couche pour trois quarts de longueur d'onde successifs d'un même pli (fig. 86).
Lorsque ces gneiss ont subi un début de métatexie, on relève de nombreuses anomalies dans les profils d'isogones, principalement localisées dans les charnières des plis P3 (fig. 87 et 88). Ces anomalies traduisent le comportement *compétent* des veines quartzofeldspathiques (mobilisats) au sein de leur matrice gneissique.

c) La Richardais - La Vicomté

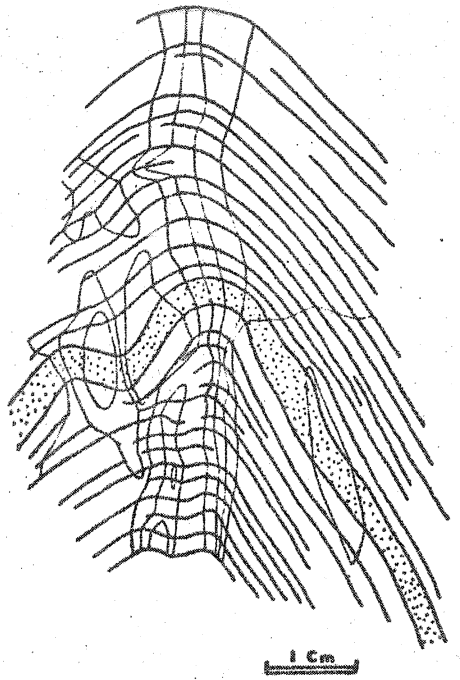
Les plis P3, lorsqu'ils affectent les gneiss rubanés métatexitiques sont très proches du type *semblable* (classe 2). Mais comme précédemment, on note l'alternance de plis à isogones divergentes (classe 3) et de plis à isogones convergentes (classe 1C) (fig. 89). Des anomalies apparaissent dans les profils d'isogones au contact des leucosomes, mais de façon nettement moins accusée qu'à Quelmer. Le plus souvent, ces perturbations locales sont attribuables aux irrégularités de forme des veines. La différence de compétence (viscosité) entre veine et matrice est donc plus faible dans ce secteur que dans le précédent au moment du plissement P3. En outre, la majorité des plis observés montre un angle d'ouverture faible entre flancs, généralement inférieur à 50°, et est associée à des plans de cisaillement parallèles aux plans axiaux, dans lesquels s'injecte du mobilisat quartzofeldspathique.

II.1.2 La dispersion des linéations

Dans le secteur La Landriais - La Gauthier, l'angle d'ouverture des plis P3 étant généralement grand (> 90°), les dispersions des linéations Le1 sont difficiles à caractériser. Des trajets complexes ont été relevés dans cette zone, particulièrement sur les plis affectant des niveaux calco-silicatés. L'exemple reporté ci-contre (fig. 90) est de type conique et la dispersion de Le1 est hélicoïdale.



88 : Quelmer



87 : Cancaval

Fig. 87 et 88 : Profils d'isogones à 0°, 20°, 40° et 60° - Plis P3 dans les gneiss stromatitiques - En grisé, veines quartzofeldspathiques.

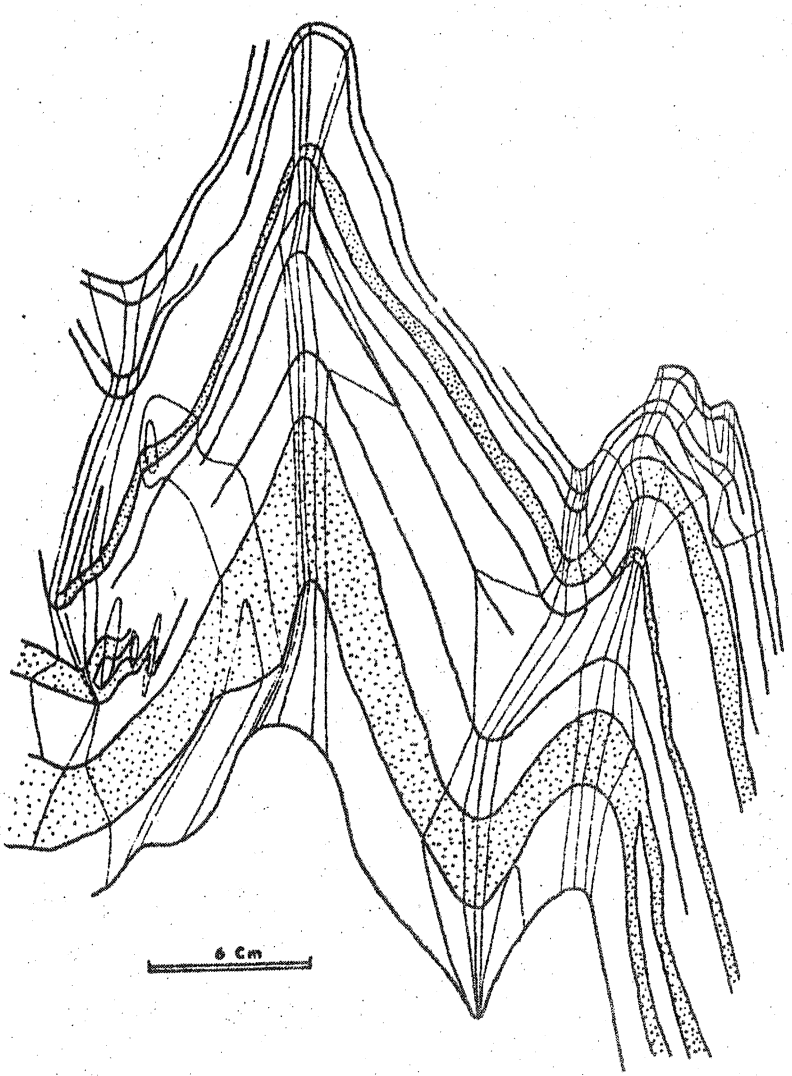


Fig. 89 : Profil d'isogones à 0°, 30° et 60° - Plis P3 dans les gneiss stromatitiques de La Vicomté.

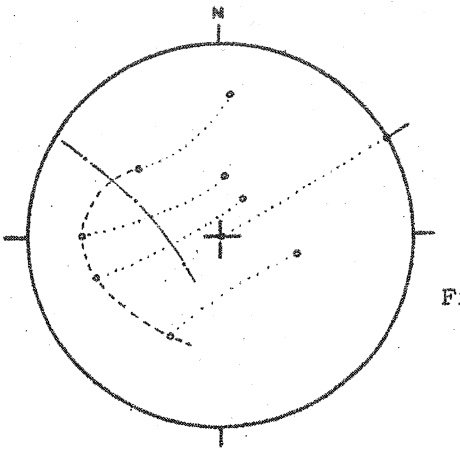
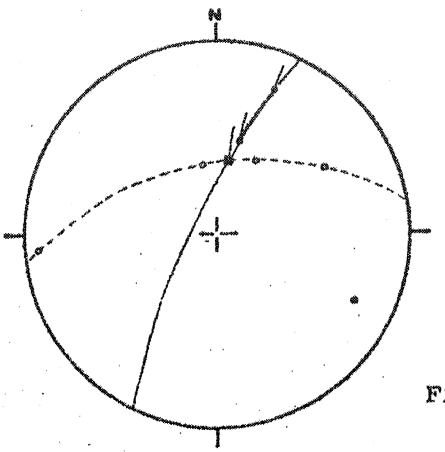


Fig. 90 : Exemple de dispersion de linéation sur un pli conique P3. Remarquer que les pôles de stratification S0-1 (petits points) se dispersent sur un petit cercle. Afin de mieux faire ressortir l'aspect spiralé de la dispersion de la linéation, l'axe du pli a été ramené (pointillés) en position verticale. La Landriais.



Lignes et plans de glissement des plis P3.

Fig. 91 : La Gauthier.

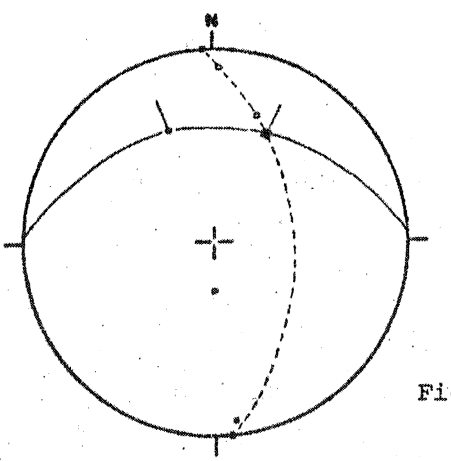
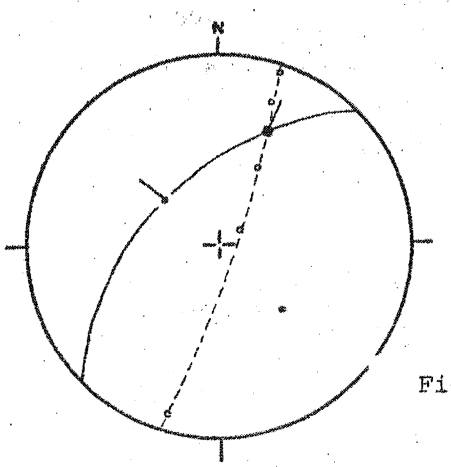


Fig. 92 : Cancaval.



LEGENDE DES STEREOGRAMMES

- axes de plis
- lignes de glissement
- pôles des plans de glissement
- trace cyclographique de la dispersion des linéations
- l_1 ∞ l_2

Fig. 93 : La Vicomté.

Dès l'anse de La Gauthier les plis mineurs P3 sont plus serrés. En projection stéréographique, les trajets de dispersion des linéations Le1 se confondent avec des grands cercles ou sont intermédiaires entre des grands cercles et des petits cercles. L'appartenance des plis P3 aux classes 1C, 2 et 3 et l'association dans un même profil de plis de classe 1C et 3 sont compatibles avec de tels trajets de dispersion des linéations. Comme pour les plis P2, le mécanisme de formation des plis P3 est aussi un *buckling* suivi d'une déformation homogène plus ou moins intense en fonction des types lithologiques.
Des lignes de glissement ont été déterminées entre l'anse de La Gauthier et La Vicomté, soit par la méthode de WEISS, soit d'après la géométrie des figures d'interférence des plis P2 et P3. Les exemples reportés (fig. 91 à 93) montrent une diminution du plongement des lignes de glissement de l'anse de La Gauthier vers La Vicomté. Les variations d'orientation du plan de glissement correspondent aux variations du déversement des plis P3 décrits dans la première partie.

II.2 LA DEFORMATION FINIE D3 DANS LA VALLEE DE LA RANCE

Dans les gneiss à grain fin de Cancaval et de La Richardais, les veines d'injection associées à la migmatisation sont suffisamment nombreuses pour que l'on puisse déterminer des ellipsoïdes de déformation D3 par la méthode de TALBOT.

II.2.1 L'ellipsoïde de déformation

Tant à Cancaval qu'à La Richardais, les veines quartzo-feldspathiques montrent deux types de structures :

- plis sur un axe,
- plis sur deux axes (photo 26),

et accessoirement :

- boudins sur un axe.

A La Richardais on note,en outre, parallèlement au

rubanement, et dans des plans proches du plan XY de l'ellipsoïde de déformation , la présence de *gousses de ségrégation* (segregation pods - TALBOT, 1970, p. 74) . Ces veines, qui montrent des structures apparentées au boudinage, proviennent de la différentiation métamorphique ou de la mobilisation anatectique suivant les cas (photo 25).
Les mesures effectuées sur ces veines et les résultats des calculs relatifs à la détermination des ellipsoïdes de déformation finie sont reportés sur la figure 94. Dans les deux cas l'ellipsoïde est de forme allongée (K > 1) et le paramètre K est très proche, mais la déformation est sensiblement plus importante à La Richardais (r = 29,4) qu'à Cancaval (r = 18,4).
On constate dans ces deux cas, la difficulté que représente la détermination du champ d'allongement lorsque K > 1. En effet, celui-ci étant très étendu, le nombre de veines à mesurer pour obtenir une estimation précise, est très grand, et le plus souvent le nombre de veines mesurables sur un affleurement n'y suffit pas. Les deux cas reportés permettent toutefois une estimation correcte, suffisante dans le cadre de cette étude où les valeurs relatives importent plus que les valeurs absolues.

II.2.2 Relations entre la position des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie et celle des axes géométriques des microstructures à Cancaval

a) Relations avec les plis des gneiss à grain fin

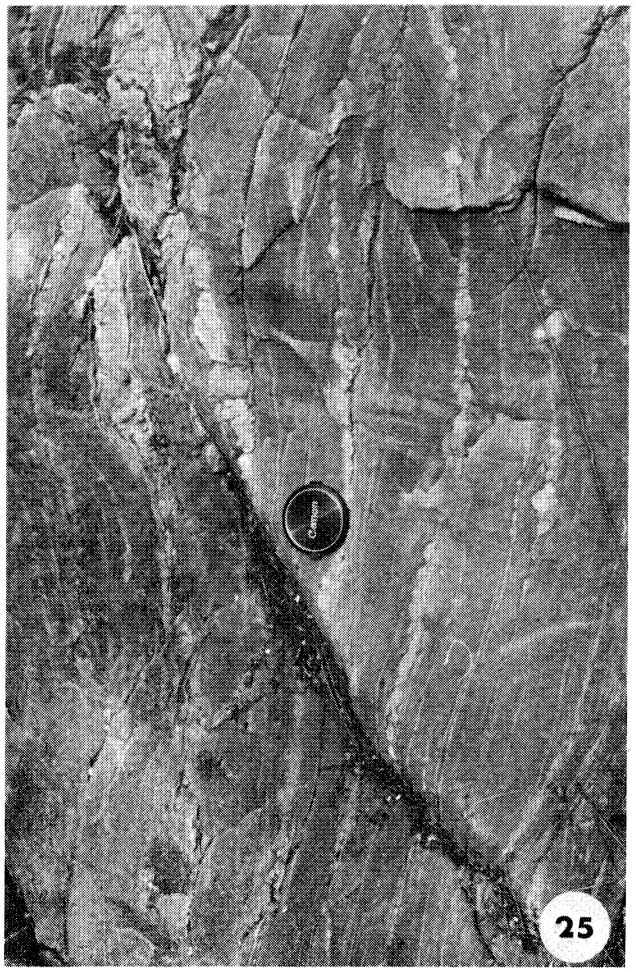
L'axe X de l'ellipsoïde de déformation se situe à l'extrémité droite du nuage de dispersion des axes de plis P3 (fig. 95). Une partie de ces axes de plis se parallèlise donc avec l'axe X. On note, d'autre part, un subparallélisme de l'axe X et des lignes de glissement obtenues par la méthode de WEISS. Les pôles des plans axiaux se situent à droite de l'axe Z dans le plan principal YZ et sont peu dispersés. Ces relations montrent

Photo 25 : Veines d'exsudation en cosse ou en gousse, subparallèles au plan XY de l'ellipsoïde de déformation (La Richardais).

Photo 26 : Veines quartzo-feldspathiques affectées par du double plissement. Ces veines occupent une position proche du plan YZ de l'ellipsoïde de déformation (Cancaval).

Photo 27 : Aspect des gneiss veinés dans un plan proche du plan YZ de l'ellipsoïde de déformation (Anse du Guesclin).

Photo 28 : Aspect des gneiss veinés dans un plan proche du plan XZ de l'ellipsoïde de déformation (Anse du Guesclin).

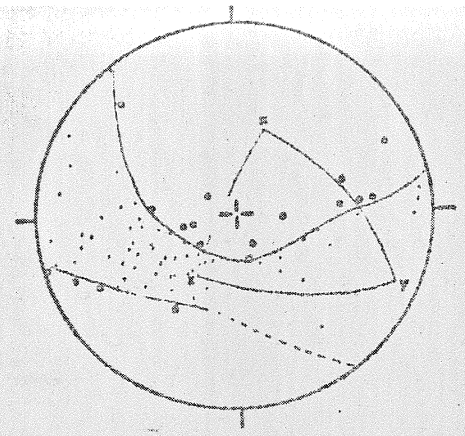


25

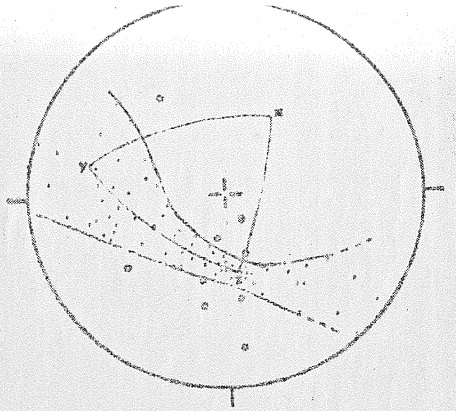
26

27

28



Cancaval



La Richardais

Fig. 94 : Détermination stéréographique du champ d'extension de l'ellipsoïde de déformation D3 par la méthode de TALBOT. Les mesures des angles d'ouverture du champ d'extension ainsi que les calculs des paramètres de l'ellipsoïde de déformation sont reportés dans le tableau.

∘ pôles des veines plissées sur deux axes.

: pôles des veines plissées sur un axe.

	Nbre de veines plissées sur 1 axe	sur 2 axes	ΨXY	ΨXZ	Paramètres de FLINN	Ellipsoïde
CANCAVAL	57	18	30°	14°	a = 16,25 b = 2,16 K = 13,08 r = 18,41	X = 8,37 Y = 0,51 Z = 0,24
LA RICHARDAIS	63	9	26°	9°	a = 27,23 b = 3,18 K = 11,98 r = 29,41	X = 13,20 Y = 0,48 Z = 0,15

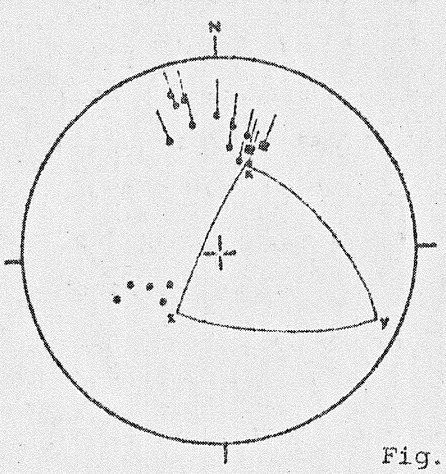


Fig. 95

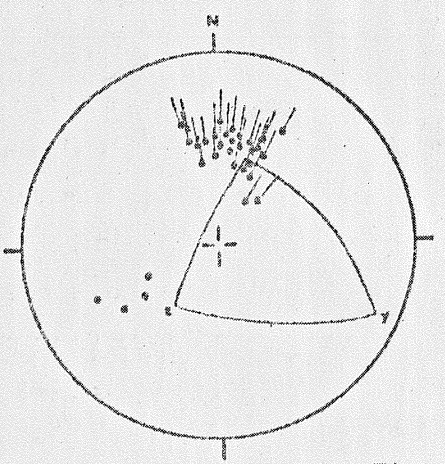


Fig. 96

Relation entre la position relative des axes principaux de la déformation et des axes et plans axiaux des plis :

- des gneiss à grain fin fig. 95,
- des veines quartzofeldspathiques fig. 96,

à Cancaval.

✓ axes de plis

. pôles des plans axiaux

une réorientation des axes β vers l'axe X, laquelle se traduit par une courbure des charnières de plis, décrite précédemment. On remarquera que les axes les plus éloignés de l'axe X font avec celui-ci un angle d'environ 55°. L'obliquité des pôles des plans axiaux sur l'axe Z peut être interprétée comme un critère de déformation rotationnelle.

b) Relations avec les plis des veines déformées

La dispersion des axes de plis apparaît excentrée autour de l'axe X (fig. 96) et, comme précédemment, on constate une obliquité des pôles de plans axiaux sur l'axe Z. Ces observations confirment le caractère rotationnel des déformations D3 à Cancaval.

c) Les pseudo-conglomérats

Je n'ai pas trouvé de pseudo-conglomérats associés à des déformations de type constriction (K > 1) dans la vallée de la Rance. Cependant, un exemple typique est bien exposé à l'extrémité ouest de l'anse Duguesclin (fig. 1). Des différences notables par rapport à l'exemple décrit à La Landriais, où l'ellipsoïde de déformation est de type aplatissement (K < 1), peuvent être facilement mises en évidence.

Aucun boudinage n'est visible dans le plan YZ (photo 27). Dans ce plan les veines apparaissent toutes plissées, quelle que soit leur orientation. Dans les plans sub-parallèles à l'axe X les gneiss ont un aspect fortement cannelé, sous l'effet de la réorientation des axes de plis ou de boudins vers l'axe X (photo 28). Il n'existe pas, à proprement parler, de *pseudo-galets*, c'est-à-dire de veines sectionnées de façon à rappeler par leurs formes, des galets. Quoiqu'il en soit, l'aspect des gneiss sur les plans d'affleurement proches des plans YZ constitue un *faciès de convergence* surprenant des poudingues déformés en régime de constriction.

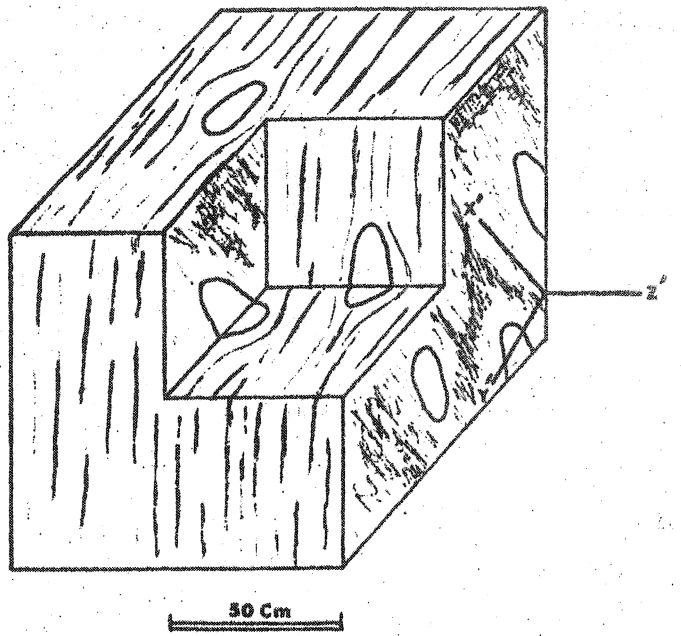


Fig. 97 : Bloc diagramme montrant les caractéristiques géométriques des gneiss granitoïdes rubanés. Le plan de rubanement détermine le plan X'Y', et l'orientation préférentielle du grand axe des enclaves l'axe X'.

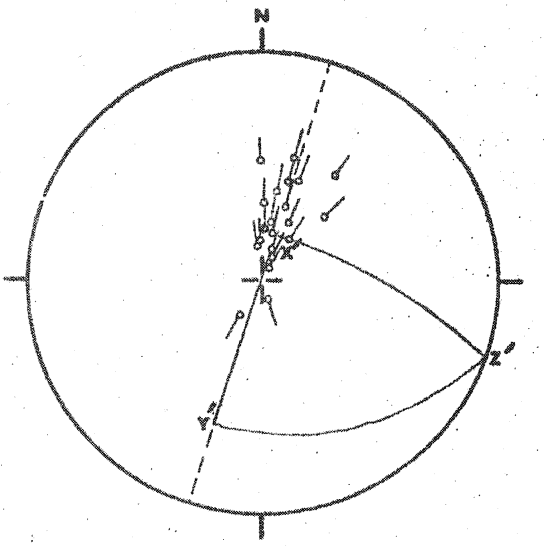


Fig. 98 : Exemple de détermination du système d'axes principaux X', Y', Z' dans les gneiss granitoïdes rubanés de la Promenade au Clair de Lune.

grand axe des enclaves

trace cyclographique du plan de rubanement moyen.

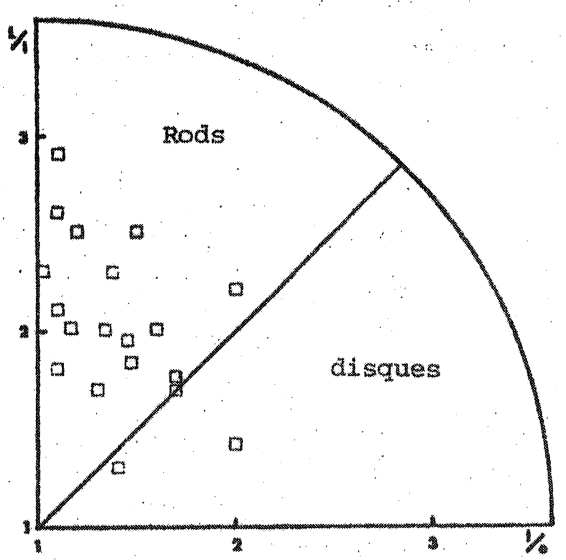


Fig. 99 : Représentation graphique de la forme des enclaves de quartz des gneiss granitoïdes de la Promenade au Clair de Lune.

L : longueur
l : largeur
e : épaisseur

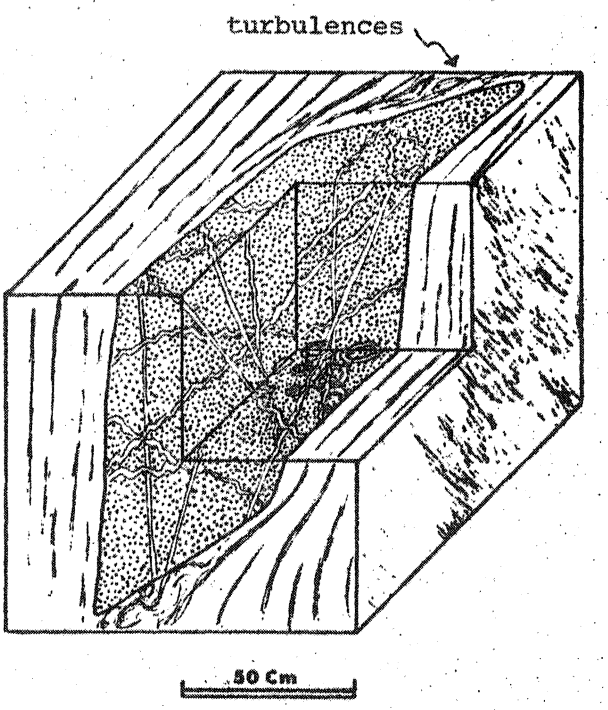


Fig. 100 : Bloc diagramme montrant les relations géométriques existant entre la forme et les positions des enclaves subrhomboédriques de gneiss à grain fin et le rubanement des gneiss granitoïdes. On note l'existence de veines plissées sur deux axes (structures en dômes et bassins) et l'absence de veines boudinées dans l'enclave.

Les deux caractéristiques essentielles de ces structures sont :

- l'absence de double boudinage,
- l'intense réorientation des objets (charnières de plis et boudins) vers l'axe X de l'ellipsoïde de déformation.

III- LA DEFORMATION FINIE DANS LE NOYAU MIGMATITIQUE

Deux zones ont été étudiées en détail dans le noyau migmatitique, ce sont les affleurements de la promenade au Clair de Lune, à Dinard, et les affleurements Côtiers dans la région de St-Briac. Dans ces deux zones, la mobilité relative des panneaux de gneiss migmatitiques et des masses de gneiss granitoïdes, évidente sur le terrain (cf. première partie), complique énormément l'analyse de la déformation.

III.1 CARACTERISATION DE L'ECOULEMENT DANS LES GNEISS GRANITOIDES

Le rubanement des gneiss granitoïdes et les structures associées, réorientation et figures de contournement des enclaves (photo 1), sont interprétables en termes d'écoulement laminaire. A l'échelle de l'affleurement, on relève une constance de l'orientation du plan de flux et une forte réorientation du grand axe des enclaves (fig. 97). L'axe du cône de dispersion, des grands axes des enclaves, constitue la direction de flux X' (1) (fig. 98) dans le plan de flux ou plan X'Y' (PITCHER et BERGER, 1972). Les mesures de dimension, réalisées sur des enclaves de quartz, montrent que la majorité d'entre elles sont des *rods*, c'est-à-dire des objets de forme plus allongée

(1) Les directions principales des déformations acquises à l'état magmatique (visqueux) et traduites par les structures de flux sont désignées ici par le système X', Y' et Z' afin de les distinguer de celles des gneiss banaux repérées par le système X, Y et Z.

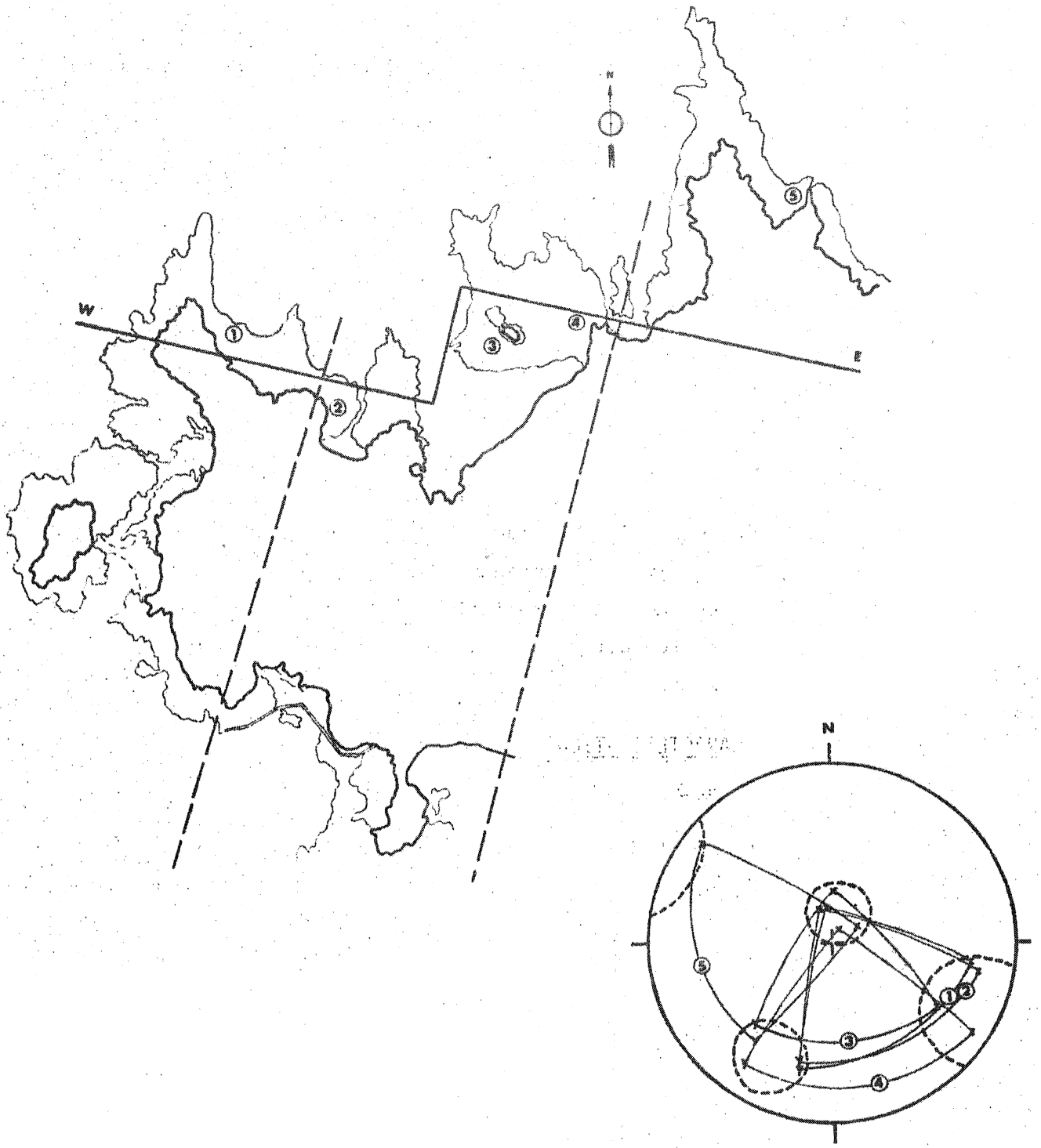


Fig. 101 : Détermination du système d'axe X', Y', Z' dans la région de St-Briac (cf. fig. 23). Les déterminations réalisées dans cinq stations ont été reportées sur une même projection stéréographique.

qu'aplatie (fig. 99). De ce fait, si l'on admet qu'en même temps qu'une réorientation, au cours de l'écoulement, les enclaves de quartz subissent une déformation homogène (GAY, 1968), il est vraisemblable que ces objets constituent des tectonites L > S et que les ellipsoïdes de déformation dans les gneiss granitoïdes rubanés sont de type constriction (K > 1). Cependant, la faible densité de ces enclaves au sein de la roche rend impossible une estimation plus précise de la forme de l'ellipsoïde de déformation. D'autres objets tels que les enclaves de gneiss à grain fin (fig. 100), les amas de biotite ou de sillimanite, sont aussi de forme allongée et constituent, comme les enclaves de quartz, des tectonites L > S et permettent de déterminer le système d'axes X', Y', Z' au sein des gneiss granitoïdes.

On constate, dans la région de St-Briac, une étonnante régularité du rubanement des gneiss granitoïdes à une échelle kilométrique. En outre, si de légères fluctuations de la position de la direction de flux X' peuvent être relevées de point en point, celle-ci est toujours orientée NS-N30° et montre de forts plongements vers le Nord (fig. 101). Dans les zones mixtes, de gneiss granitoïdes et gneiss migmatitiques, la foliation de ces derniers est le plus souvent parallélisée avec le rubanement des gneiss granitoïdes. D'autre part, les axes de plis P3, que l'on y observe, sont sub-parallèles à l'axe X' déterminé d'après l'allongement des objets. Sur la bordure du noyau migmatitique, lorsque les gneiss granitoïdes s'injectent dans les gneiss à grain fin, on constate un parallélisme de la direction d'allongement des objets qu'ils contiennent et de l'axe X' de l'ellipsoïde de déformation dans les gneiss à grain fin.

Ces observations tendent à confirmer le synchronisme de l'écoulement des gneiss granitoïdes et des déformations D3. Elles confirment en outre l'interprétation des alternances cartographiques, de zones de gneiss granitoïdes

et de zones mixtes, en bandes NS-N20° (fig. 23) comme l'intersection avec la surface topographique de grands plis P3 kilométriques d'orientation axiale sub-méridienne.

Enfin, au cours de la phase de déformation D3, les gneiss granitoïdes subissent des modifications rhéologiques importantes. Les structures d'écoulement, qui attestent d'un comportement plus ou moins fluide, sont en effet déformées par des cisaillements d'abord très plastiques et de grande ampleur, puis ensuite plus proche de la fracturation et de beaucoup moins intenses (fig. 22). Cette succession montre une évolution rhéologique tout à fait comparable à celle que l'on observe couramment dans les granitoïdes (BALK, 1937 ; PITCHER et BERGER, 1972) et traduit le refroidissement de ces gneiss au cours des déformations D3.

III.2 LA DEFORMATION DANS LES GNEISS STROMATITIQUES

Tant dans les zones mixtes, de gneiss granitoïdes et gneiss stromatitiques, que dans les zones de gneiss granitoïdes seuls, les gneiss stromatitiques constituent des blocs, segmentés par boudinage ou cisaillement, plus ou moins déplacés et réorientés. Il est donc impossible d'utiliser l'orientation des axes principaux des ellipsoïdes de déformation obtenus dans ces gneiss. L'observation des structures des veines montrent que le type des ellipsoïdes est pratiquement toujours $K > 1$. Les calculs précis de la forme de l'ellipsoïde sont très hasardeux à réaliser car on ignore, le plus souvent, le moment de mise en place des veines et le nombre de générations représenté au sein d'une même roche.

IV- CONCLUSIONS A L'ETUDE DES DEFORMATIONS D3

L'étude des déformations D3 met en évidence de la périphérie vers le centre du massif :

- une intensification de la déformation qui se traduit par :
  - l'augmentation du degré de serrage des plis,
  - l'évolution des profils de plis, de la classe 1C (concentriques aplatis) vers la classe 2 (semblables). Ce qui indique une diminution des contrastes de viscosité entre les différents types lithologiques.
- la constance des modèles de glissement obtenus par l'analyse des linéations déformées. Les lignes et les plans de glissement ont une orientation oblique par rapport à l'allongement cartographique du massif.
- la persistance d'un régime de constriction dans des gneiss situés en bordure du noyau migmatitique, et vraisemblablement dans le noyau migmatitique lui-même lors du flux des diatexites.

CONCLUSIONS DE LA SECONDE PARTIE

L'analyse de la déformation, principalement réalisée dans les gneiss et micaschistes de la vallée de la Rance et accessoirement dans les migmatites de St-Malo, permet en conclusion de préciser la zonéographie structurale telle qu'elle apparaît dans le Massif de St-Malo :

Déformations		Migmatites	Gneiss variés	Micaschistes
D1	P1	Plis isoclinaux intrafoliaux avec S0-1 de plan axial		
D2	P2	Classe 2 (Semblables) Non-cylindriques	← Passage progressif	Classe 1C (Concentriques aplatis) Cylindriques
	Déformation finie	?	Constriction	Aplatissement
D3	P3	Classe 2 (Semblables)	← Passage progressif	Classe 1C (Concentriques aplatis) / Ondulations et flexures
	Déformation finie	Constriction		?
		DINARD ←		LANGROLAY

Le tableau ci-dessus résume l'évolution spatiale et temporelle des déformations, de Langrolay à Dinard, c'est-à-dire de la périphérie vers le centre du massif.

Troisième partie

LE DOME GNEISSIQUE

CHAPITRE I : LE MASSIF DE ST-MALO : UN DOME GNEISSIQUE

En conclusion à la première partie et en m'appuyant sur :

- l'aspect cartographique du massif,
- la polarité constante des déformations et du métamorphisme au cours de l'évolution du massif,
- le synchronisme de la remontée des diatexites et du plissement P3,

j'avais proposé de considérer le Massif de St-Malo comme un dôme gneissique. Cette hypothèse est discutée ici en tenant compte des résultats de l'analyse de la déformation.

I- DOMES GNEISSIQUES ET DIAPIRISME

Nombreux sont les domaines orogéniques profonds où sont décrites des structures *en dôme*. Regroupées sous le terme général de *dômes gneissiques* ces structures, qui ont fait, depuis longtemps, l'objet d'études attentives (WEGMANN, 1930 et 1935 ; ESKOLA, 1949 ; KRANCK, 1954 et 1957 ; HALLER, 1956 etc...), nourrissent encore bien des controverses. Dans sa définition des *Mantled gneiss domes* (1), ESKOLA (1949) impliquait la reconnaissance de deux cycles orogéniques et résumait leur formation comme suit (fig. 102) :

A- Période initiale de sédimentation.

B- Premier cycle orogénique avec intrusion initiale.

C- Seconde période de sédimentation.

(1) dômes encapuchonnés de gneiss

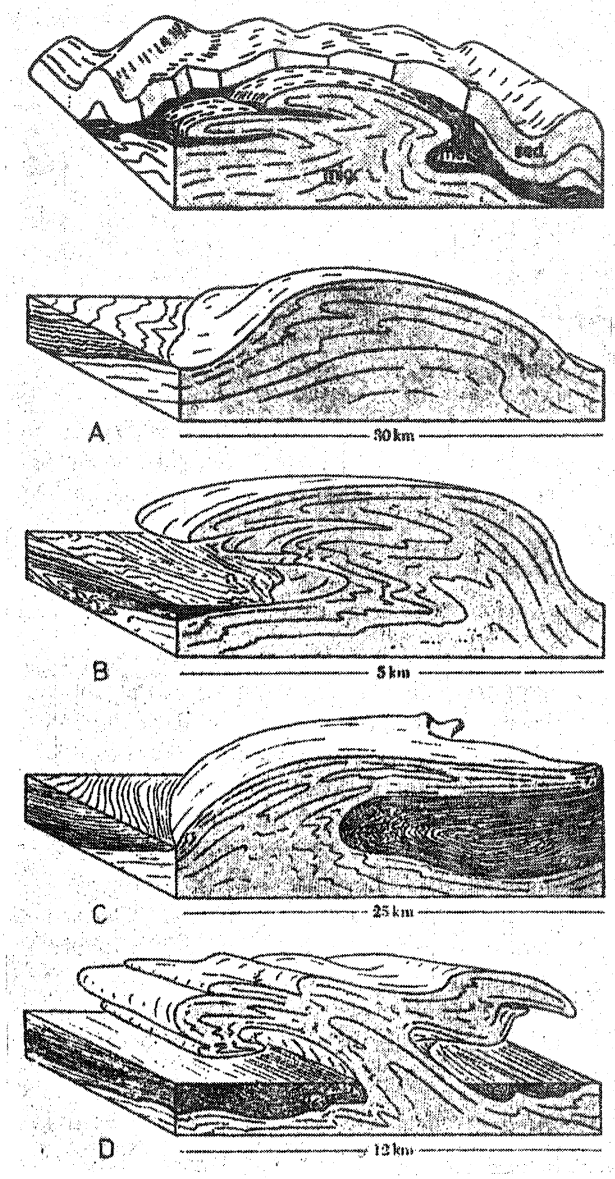


Fig. 103 : La conception des relations entre la superstructure non métamorphisée et les migmatites de l'infrastructure.
A : dôme
B : diapir
c : nappe
D : champignon
(d'après HALLER, 1956).

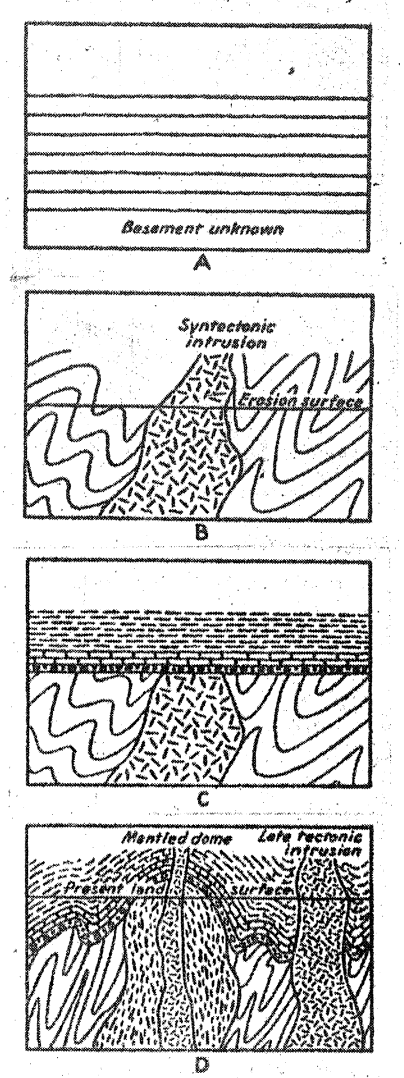


Fig. 102 : L'origine des *mantled gneiss domes* d'après ESKOLA (1949).
A : Période initiale de sédimentation
B : Premier cycle orogénique avec intrusion initiale
C : Seconde période de sédimentation
D : Second cycle orogénique, mobilisation du socle ancien et injection de nouveaux plutons.

(Extrait de BADGLEY, 1965)

D- Second cycle orogénique, mobilisation du socle et injection de nouveaux plutons.

Dans ce concept, assez restrictif, le noyau des dômes est obligatoirement de nature orthogneissique. Mais dans de nombreux cas, et sur les exemples mêmes cités par ESKOLA, il a été montré que ces noyaux pouvaient être tout aussi bien constitués de roches d'origine para qu'orthogneissique (PRESTON, 1954 ; MALLICK, 1967 et TALBOT, 1971,..).

A cette famille des dômes gneissiques, au sens large, doivent être aussi rattachées les grandes structures migmatitiques classées par HALLER (1956) en quatre types (fig.103) :

A- Les dômes migmatitiques.

B- Les diapirs migmatitiques.

C- Les nappes migmatitiques.

D- Les champignons migmatitiques.

L'analogie évidente entre ces deux types de dômes gneissiques tient au fait qu'ils sont dus , l'un comme l'autre, au diapirisme de masses rendues plus légères, sous l'effet du métamorphisme et de l'anatexie.

Les principaux paramètres qui contrôlent le diapirisme sont :

- l'état de contrainte,
- les densités
- les viscosités

  } relatives des matériaux,
- l'épaisseur de la couche instable.

Sachant que la plupart des solides deviennent plastiques à des températures à peu près égales à la moitié de leur température de fusion (GUSSOW, 1968), on admettra facilement qu'une instabilité mécanique, assimilable à celle des fluides stratifiés, puisse se développer dans une série lithologique soumise à la migmatisation. Sachant, d'autre part, qu'une augmentation de température abaisse la viscosité et la densité des solides, le développement de la migmatisation est une cause suffisante pour déclencher la remontée du noyau migmatitique. L'abaissement de la densité

des gneiss migmatisés produit un gradient de densité et en même temps l'abaissement de leur viscosité permet leur mouvement ascendant dans la surcharge gneissique.
C'est en s'appuyant sur de tels arguments, que les premiers géologues (WEGMANN, ESKOLA, KRANCK et HALLER), à s'être intéressés au problème des dômes gneissiques, ont conclu au diapirisme. Pourtant, si ce phénomène est maintenant largement admis pour ce type de structures, comme d'ailleurs pour une grande partie des mises en place de granites, il rencontre une certaine opposition au problème plus général des orogènes eux-mêmes (RAMBERG, 1966, 1967 et 1973).
D'autre part, s'il existe des évidences de terrain du diapirisme dans des contrées possédant un relief et un état de dénudation suffisant telles que le Groenland, les Montagnes Rocheuses, les Appalaches..., il n'en est pas de même dans nos régions particulièrement couvertes et sans relief. Une démarche différente y est cependant possible. Ainsi, dans le Massif de St-Malo, le comportement différentiel des migmatites, gneiss et micaschistes, qui se traduit à l'échelle du massif par une zonéographie structurale très accusée, constitue l'argument le plus probant en faveur du diapirisme du noyau migmatitique.

II- ZONEOGRAPHIE STRUCTURALE ET MORPHOLOGIE DU DOME GNEISSIQUE DE ST-MALO

La zonéographie structurale, définie dans la première partie de ce mémoire, et détaillée par l'analyse de la déformation dans la seconde partie, apporte un certain nombre d'éléments qualitatifs et quantitatifs qui permettent une comparaison avec les modèles expérimentaux de dômes gneissiques.

Schématiquement, l'évolution structurale du Massif de St-Malo peut être résumée par trois phases de déformation successives. Les caractères des déformations D1 sont identiques dans l'ensemble du massif, et ce n'est qu'à partir de la seconde phase de déformation que le comportement mécanique des gneiss se diversifie. Bien que les variations structurales d'un point à l'autre du massif soient progressives, on peut aisément distinguer trois unités dont le comportement mécanique est différent au cours des déformations D2 et D3 (fig. 104) :

A- Le noyau migmatitique.

B- Le manteau gneissique.

C- L'enveloppe gneissique et micaschisteuse.

II.1 ZONEOGRAPHIE DES DEFORMATIONS D2 ET D3

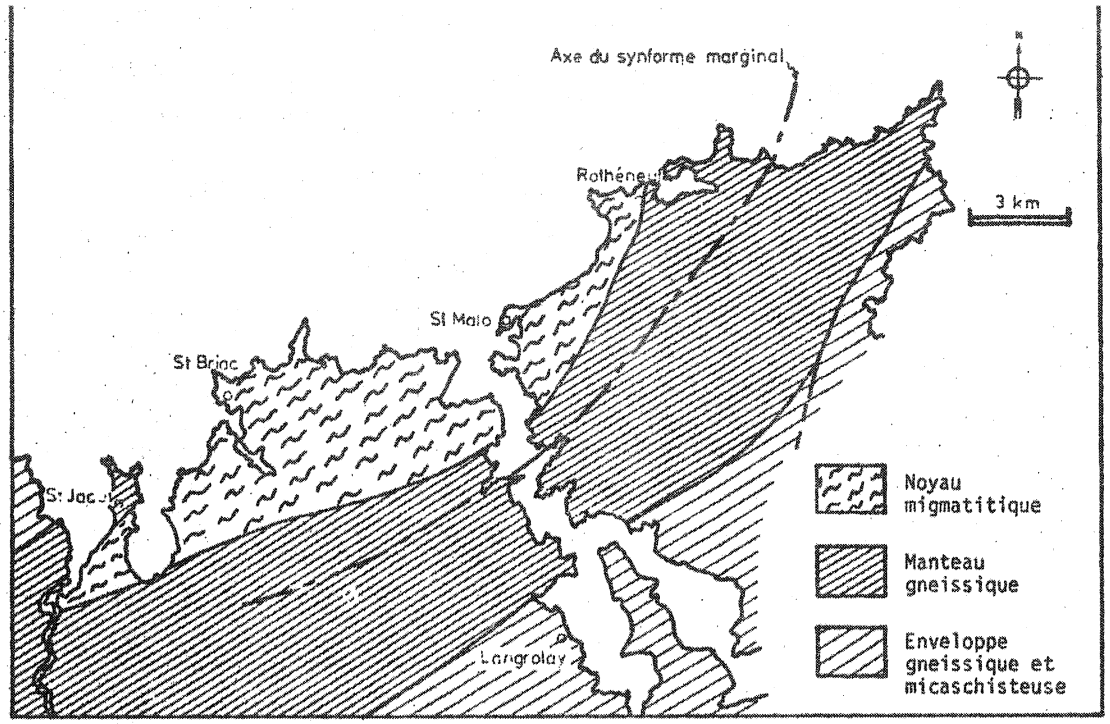
L'analyse de la déformation finie et l'étude du style des plis mettent en évidence, tant pour les déformations D2 et D3 :

- des variations de la forme de l'ellipsoïde de déformation,
- des variations de l'intensité du plissement et du comportement rhéologique relatif des gneiss.

Pendant les déformations D2, l'enveloppe gneissique et micaschisteuse ainsi que les parties externes du manteau gneissique sont affectées par de l'aplatissement ($K < 1$), tandis qu'un régime de constriction ($K > 1$) s'individualise dans le noyau migmatitique et la frange interne du manteau gneissique. Le régime de constriction persiste dans les zones internes du dôme (noyau et frange interne du manteau) pendant les déformations D3.

Tant pour le plissement P2 que P3 on a constaté une évolution progressive du style des plis et de l'intensité de leur serrage de la périphérie vers le noyau (fig. 80). Dans l'enveloppe, les plis P2 sont ouverts et se répartissent de la classe 1A à la classe 3, tandis que dans

Fig: 104



DEFORMATIONS		NOYAU MIGMATIQUE	MANTEAU GNEISSIQUE	ENVELOPPE GNEISSIQUE ET MICASCHISTEUSE
D1	S0-1	Foliation sub-parallèle à la stratification dans l'ensemble du Massif		
	P1	Plis isoclinaux intrafoliaux avec S0-1 schistosité de plan axial		
D2	S2	Pas de S2	Foliation dans les gneiss à gros grain	*Strain-slip* dans les niveaux pélitiques
	P2	Plis non-cylindriques serrés à isoclinaux ? ← Orientation axiale → N350°- N10° ? ← Déversement → sud Classe 2 (Semblables) ← Passage progressif → Classe 1C (Concentriques aplatis) Non-cylindriques		Plis cylindriques ouverts droits à légèrement déversés Orientation axiale N40°- N60° Déversements sud Cylindriques
	Déformation finie	?	Constriction	Aplatissement
D3	S3	Localement crénulation + rubanement des diatexites	Foliation faiblement développée dans les gneiss à grain fin	Crénulation
	P3	Plis non-cylindriques ouverts NS-N20° ← Orientation axiale → N20-N40° N - NW ← Déversements → NW - NE Classe 2 (Semblables) ← Passage progressif → Classe 1C (Concentriques aplatis)		Plis en chevrons + serrage des plis P2 Ondulations et flexures
	Déformation finie	Constriction	?	
D'3	S'3	Cisaillements	*shear zones* très localisées	
	P'3	Plis flexuraux induits par les cisaillements		
		DINARD ←		→ LANGROLAY

N.B. : Les déversements indiqués dans ce tableau sont ceux des plans axiaux des plis.

les zones centrales les plis P2 sont très serrés, souvent isoclinaux et très proches de la classe 2. Cette évolution traduit une uniformisation des caractéristiques rhéologiques des gneiss de l'enveloppe vers le noyau. La même évolution se produit lors des déformations D3 mais l'intensité du plissement est plus modérée car, même dans le noyau, les plis P3 ne montrent pas un serrage intense, et l'enveloppe micaschisteuse n'est affectée que par des ondulations et un sur-aplatissement des plis P2. Le comportement rhéologique des roches métamorphiques étant fonction de la température, cette évolution au cours des phases D2 et D3, et de la phase D2 à la phase D3, traduit un *refroidissement concentrique* du dôme, ou en d'autres termes le retrait de l'anomalie thermique centrée sur le noyau migmatitique. La tendance générale des mouvements de la matière dans le dôme au cours de ces deux phases de déformation peuvent être obtenus par l'étude des plis.

Lors du plissement P2 on constate :

- un déversement des plans axiaux des plis P2 du noyau vers la périphérie ;
- une disposition parallèle, à l'allongement N60° du dôme, des axes de plis P2 dans l'enveloppe ;
- l'existence d'une zone de plis non cylindriques dans la frange interne du manteau. Cette zone est interprétable comme un domaine de transition entre la zone des plis à axes parallèles à l'allongement N60° du dôme de la zone des plis à axes obliques à cette tendance régionale ;
- les lignes et les plans de glissement déterminés pour ces plis montrent un mouvement général de la matière dans un sens N-S, selon des plans d'orientation sub-parallèle à celle du dôme et d'autant moins inclinés que l'on se rapproche du noyau ;
- les lignes de glissement, tant dans l'enveloppe que dans le manteau, ont une orientation radiale (N350°-N20°) par rapport à l'allongement du dôme.

Lors du plissement P3, les plis ont :

- des plans axiaux, sub-verticaux à déversés, d'orientation oblique par rapport à l'allongement

- une forte obliquité axiale (>45°) sur cet allongement N60° ;
- les lignes de glissement, déterminées pour ces plis dans le manteau, ne montrent cependant qu'une faible obliquité (∿35°) sur l'allongement du dôme et s'écartent sensiblement d'une position radiale ;
- par contre, dans le noyau, les lignes de flux des diatexites ont de forts plongements et les plans de flux une disposition radiale (NS-N20°).

II.2 COMPARAISON AVEC LES MODELES EXPERIMENTAUX

Un certain nombre d'analogies frappantes existent entre ces caractéristiques structurales et cinématiques du Massif de St-Malo, et les modèles expérimentaux par centrifugation (RAMBERG, 1966) ou par simulation mathématique (FLETCHER, 1972). On retiendra ici les plus significatives :

- la succession de plis à axes parallèles à l'allongement du dôme puis de plis à axes obliques à cette tendance (cf. RAMBERG, 1966 p.33) ;
- l'opposition entre un domaine de constriction, centré sur le noyau migmatitique et la frange interne du manteau gneissique, et un domaine d'aplatissement dans les zones externes du dôme (cf. FLETCHER, 1972 p.208) ;
- la disposition radiale des directions d'extension (cf. RAMBERG, 1966 p.22) ;
- l'existence d'un synforme marginal *(Rimm syncline)* souligné par la forme replissée de l'isograde de la sillimanite (fig. 24 et 105) (cf. RAMBERG, 1966 p.23).

II.3 COMPARAISON AVEC D'AUTRES DOMES GNEISSIQUES

Des analogies peuvent être aussi trouvées avec un certain nombre de dômes gneissiques décrits dans la littérature. Une zonéographie structurale, très proche de celle observée dans le Massif de St-Malo, a été décrite par REESOR et MOORE (1971) pour le dôme de Thor-Odin en Colombie britannique. Ces auteurs ne donnent cependant aucune indication au sujet de la déformation finie. Dans le cas du dôme de Chirwa, en Rhodésie du Sud (JOHNSON,1968),

un domaine de constriction est centré sur le noyau du dôme et est entouré par un domaine d'aplatissement. La plupart des études de dômes gneissiques font d'ailleurs mention d'un étirement puissant (constriction) localisé dans, et surtout autour, des noyaux (PRESTON, 1954 ; RAMBERG, 1966 ; REESOR et MOORE, 1971), mais il existe certains cas (TALBOT; 1967) qui ne présentent que de l'aplatissement. Un autre caractère fréquemment cité dans la littérature, et relevé à St-Malo, est la diminution de l'intensité de la déformation du coeur vers la périphérie des dômes, et l'accentuation de ce phénomène au cours des phases tardives (MALLICK, 1967 et JOHNSON, 1968). L'absence de relief, l'impossibilité de réaliser une cartographie détaillée et le fait que la moitié N-W du massif soit immergée, nous empêche de préciser ici la morphologie du dôme. Cependant, certains détails tels que :

- le déversement systématique des plis P2 vers le Sud,
- la morphologie des zones de métamorphisme M2 et notamment de l'isograde de la sillimanite 2 (fig. 10[illegible]),

permettent de penser qu'il s'agit d'une structure assymétrique déversée vers le Sud, du type *diapir migmatitique* (fig. 103B). Ce type de structure a pu être obtenu expérimentalement (RAMBERG, 1966 fig.33 et TALBOT, 1974 fig.1) et leur assymétrie peut provenir de la pente de l'interface entre la zone source mobile et la surcharge (TALBOT, 1974). A St-Malo, l'interface entre la zone migmatisée (source) et la surcharge gneissique serait pentée vers le S-E, ce qui concorde avec la diminution d'intensité du métamorphisme vers le Sud.

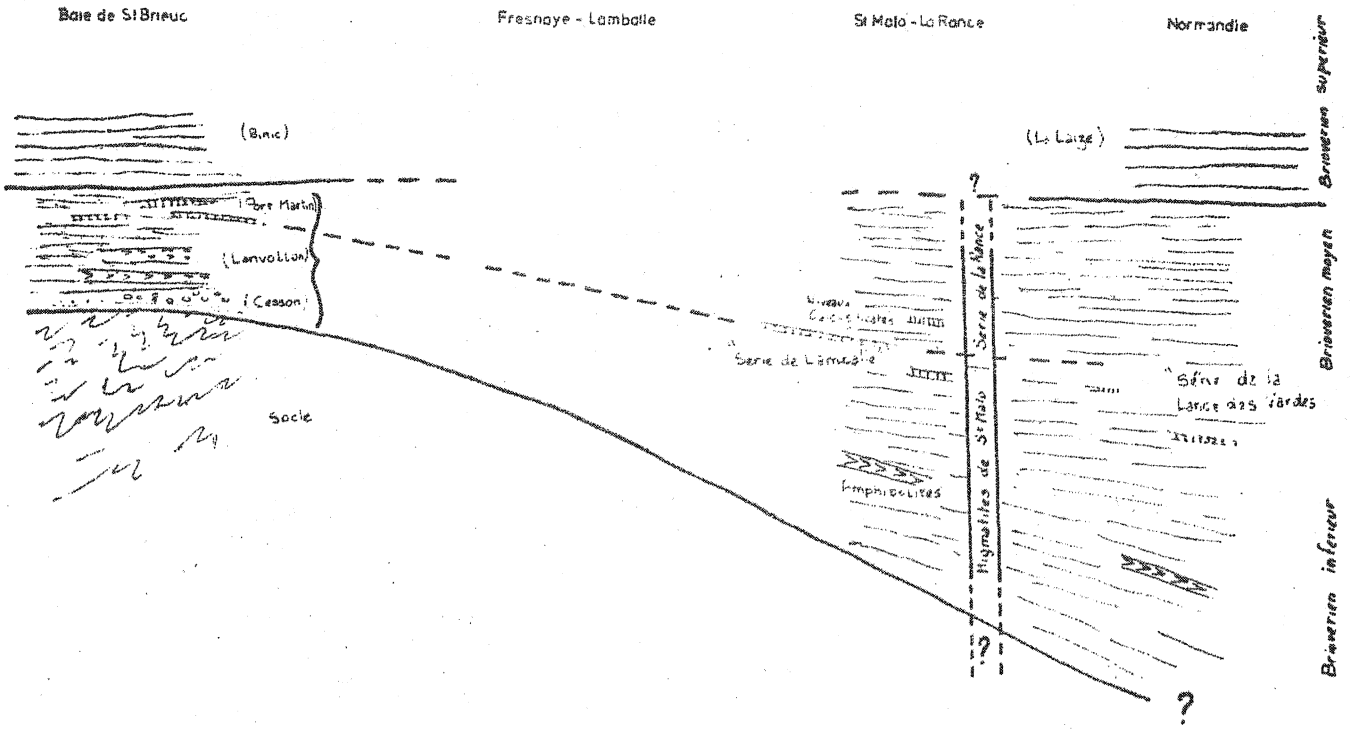


Fig. 109 : Position stratigraphique des séries cristallophylliennes du Massif de St Malo et corrélations avec les autres séries antécambriennes du NE du Massif Armoricain.

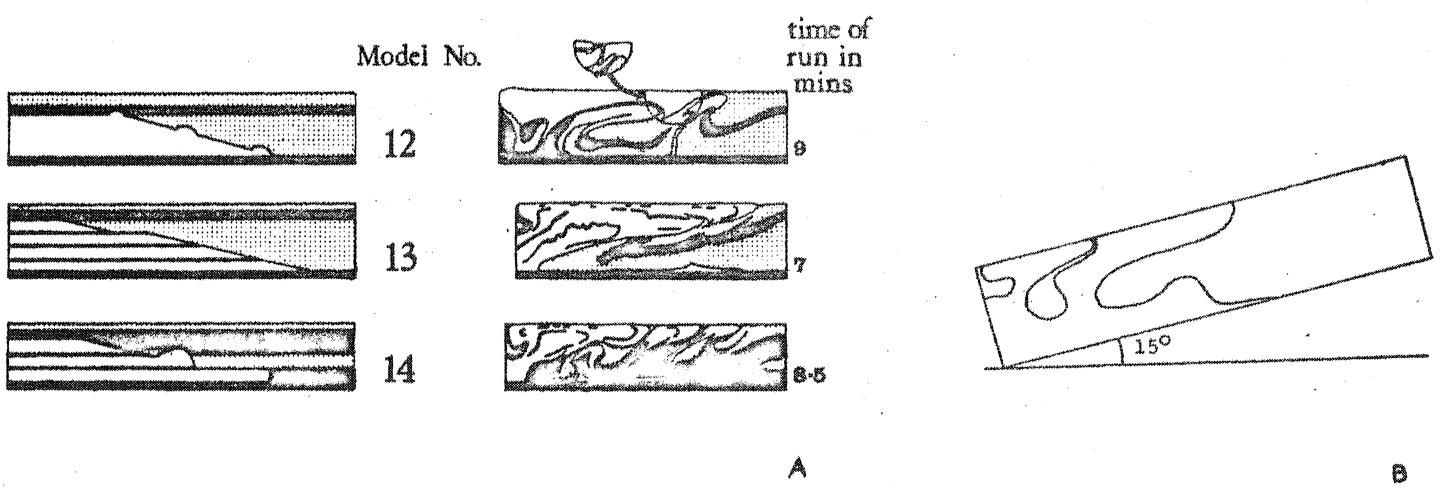


Fig. 108 : Dômes asymétriques expérimentaux obtenus à partir de modèles originaux à interface pentée, entre la surcharge et la zone source
a/ modèle dynamique centrifuge
b/ modèle statique.
(extrait de TALBOT, 1974)

CHAPITRE II : DISCUSSION ET IMPLICATIONS DE CE MODELE

Cette interprétation du Massif de St Malo, en dôme gneissique, permet d'envisager l'évolution de ce massif avec un regard neuf et, par extension, apporte des éléments nouveaux dans la conception de l'orogène cadomien en Bretagne septentrionale, et des relations entre le socle pentévrien et sa couverture briovérienne pendant cet orogène.

I- L'INTERPRETATION EN DOME GNEISSIQUE DANS LE CADRE DE L'EVOLUTION DES IDEES.

Dans la cartographie et les études initiales de BARROIS et et ABRARD, le Massif de St Malo apparaissait comme une série métamorphique *imprégnée* par des granites à muscovite (*granulites* des anciens auteurs français). Comme nous l'avons déjà souligné, au début de ce mémoire, BARROIS avançait, pour la formation de ce massif, un âge calédonien tandis qu'ABRARD concluait à un âge hercynien. Ce n'est qu'en 1951 que la migmatisation, par ségrégation et granitisation *in situ* à partir d'un matériel sédimentaire initial, fut mise en évidence par COGNE, qui soulignait, en outre, la zonéographie métamorphique très prononcée du massif. Cet auteur pu aussi attribuer, par des corrélations stratigraphiques, un âge briovérien (s.l.) aux sédiments impliqués dans le métamorphisme qu'il rapporte à l'orogène cadomien. HAMEURT et JEANNETTE (1971) réduisent, quant à eux, la part du phénomène

migmatitique et distinguent, dans les faciès et la structure métamorphiques actuels, un héritage sédimentaire qui leur permet de définir un groupe détritique grossier et hétérogène à la base de la série (Groupe de St Cast), et une série greywackeuse plus évoluée au dessus (Groupe de la Rance). Enfin, l'équipe britannique, du Professeur ROACH, rapporte la formation de l'ensemble du massif au Pentévrien (BROWN et coll., 1971).

L'interprétation en dôme nous conduit, à l'issue de ce travail, à discuter ces différents schémas.

I.1 SITUATION STRATIGRAPHIQUE ET POLARITE DE LA SERIE SEDIMENTAIRE

Dans la série sédimentaire originelle, telle qu'elle apparaît le long de la Vallée de la Rance, une certaine évolution est sensible. D'une part, on constate une nature plus pélitique des sédiments, au Sud qu'au Nord de la Vallée de la Rance, et d'autre part la présence de roches basiques et de phtanites n'a été relevée qu'à l'intérieur du noyau migmatitique ou ses abords immédiats. Etant donné que l'existence d'une véritable structure en nappe issue des déformations D1, suggestion émise à titre d'hypothèse par JEANNETTE (1971), n'a pu être confirmée, rien n'interdit de considérer cette série comme une *série normale*.

Les migmatites de St Malo représentent, dès lors, la partie la plus inférieure connue, de la série sédimentaire initiale, et les micaschistes de Langrolay la partie supérieure. Si l'on tient compte de la présence de phtanites et de quelques niveaux basiques dans la partie inférieure de cette série, celle-ci peut être parallélisée, au moins en partie, avec les séries terminales du Briovérien inférieur de la Baie de St Brieuc (partie supérieure des schistes et amphibolites de Lanvollon, s'achevant par les phtanites de Port Martin ou de Lamballe) (fig. 109). Dès lors, les micaschistes greywackeux de Langrolay - St Suliac deviennent l'équivalent du Briovérien moyen. On retrouve ainsi à peu de chose près le schéma

déjà proposé par HAMEURT et JEANNETTE (1971) rapportant l'ensemble de ces formations au Briovérien inférieur et moyen, à cette différence toutefois que nous n'y reconnaissons aucune évidence pétrographique et structurale en faveur d'une série grossière et conglomératique à la base, les hétérogénéités lithologiques étant d'origine migmatitique et tectonique et non sédimentaire.

I.2 LES RELATIONS SOCLE - COUVERTURE PENDANT L'OROGENE CADOMIEN

I.2.1. Y a-t-il remobilisation d'un socle ancien ?

Aucune preuve formelle, structurale ou pétrologique, de l'existence d'un socle remobilisé n'a été trouvée à ce jour. Il n'existe pas non plus d'évidence de discordance à la base ou dans la masse de la série gneissique.

D'un point de vue structural, les possibilités, de prouver l'existence d'un socle ancien, sont très réduites. D'une part l'intensité des déformations, développées lors de la remontée du noyau, est suffisante pour avoir oblitéré les discordances éventuellement existantes (WATTERSON, 1968), d'autre part, la complexité des mésostructures D2 et D3 des migmatites, gêne considérablement la mise en évidence de séquences structuralessusceptibles de témoigner d'un véritable cycle orogénique plus ancien.

La reconnaissance d'une structure en dôme, de type diapirique (fig. 103), n'interdit pas, quoiqu'il en soit, d'admettre à titre d'hypothèse de travail, pour la suite de l'étude pétrologique et géochronologique, la présence d'éléments de socle ancien remobilisé, entraînés avec les matériaux briovériens, au coeur du Massif de St Malo. Cette hypothèse est d'autant plus plausible, que l'on connaît, dans le domaine domnonéen voisin (COGNE, 1974), des évidences géochronologiques de l'existence d'un socle plus ancien (ROACH et Coll., 1972; LEUTWEIN et Coll., 1973; AUVRAY et VIDAL, 1973), globalement défini sous le terme de Pentévrien.

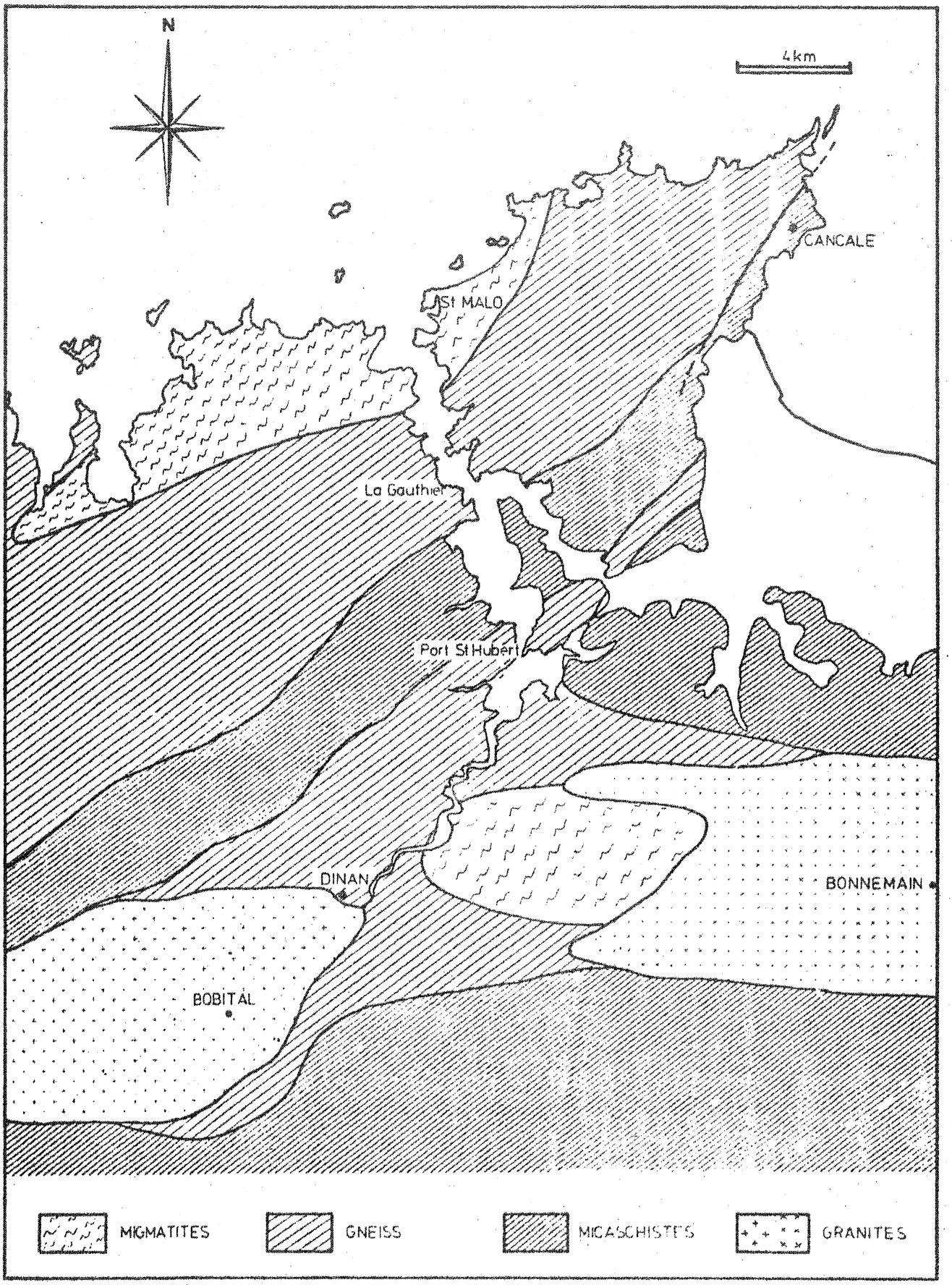


Fig. 106 : Carte schématique de la région St Malo - Dinan.
(d'après JEANNETTE, 1971).

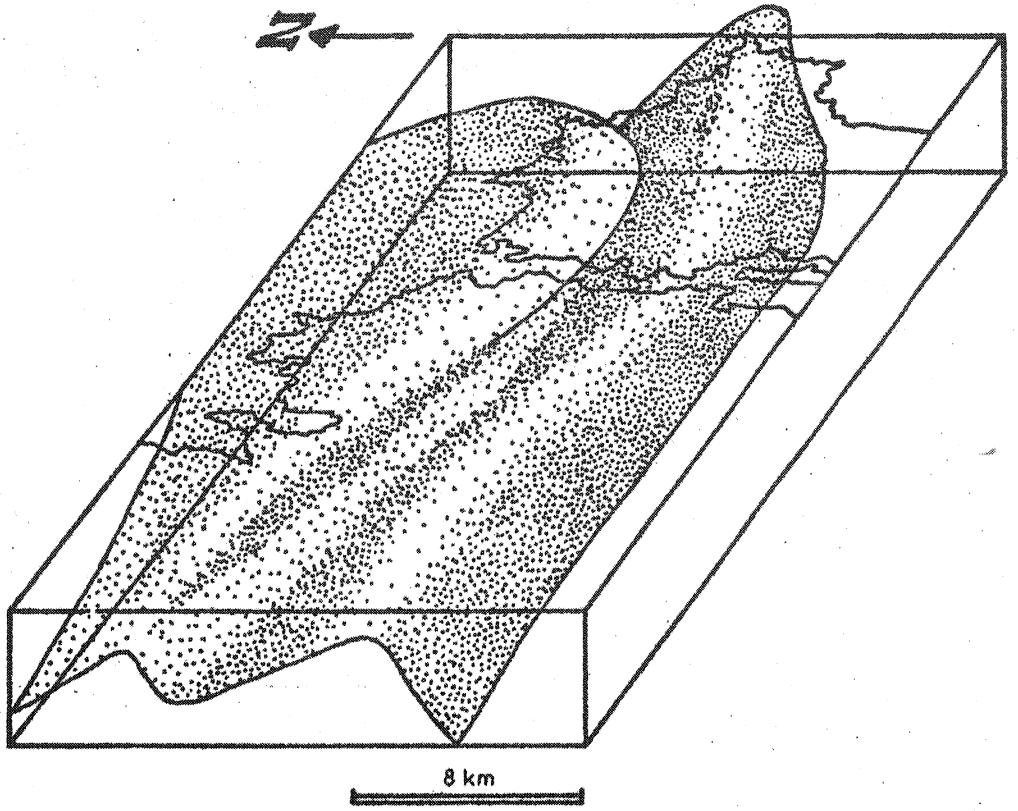


Fig. 105 : Bloc diagramme montrant la forme replissée de l'isograde de la sillimanite dans le Massif de St Malo.

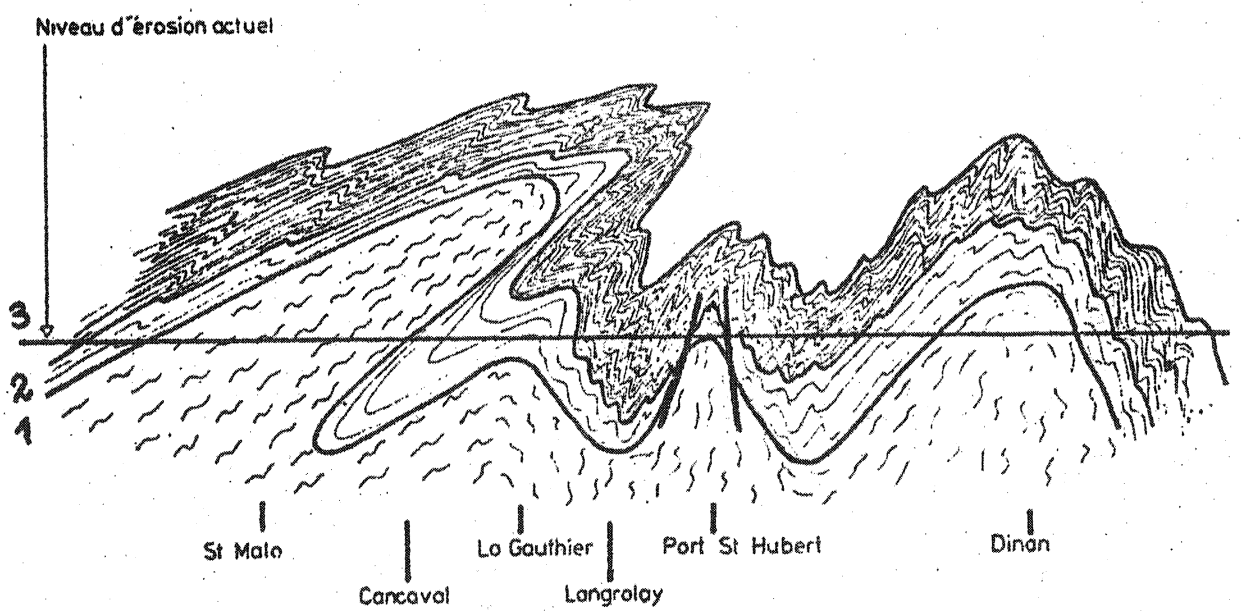


Fig. 107 : Coupe schématique St Malo - Dinan (cf. Fig. 106).

1 : Migmatites
2 : Manteau gneissique
3 : Enveloppe gneissique et micaschisteuse.

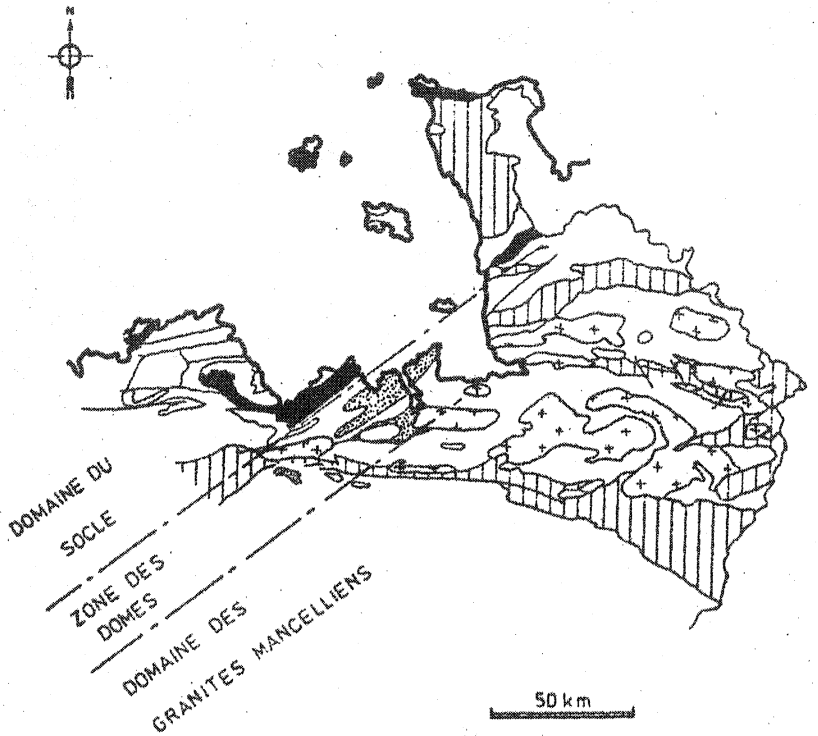


Fig. 110 : Disposition de la zonation :
Socle / Dômes / Couverture et granites
dans le secteur NE du Massif Armoricain.

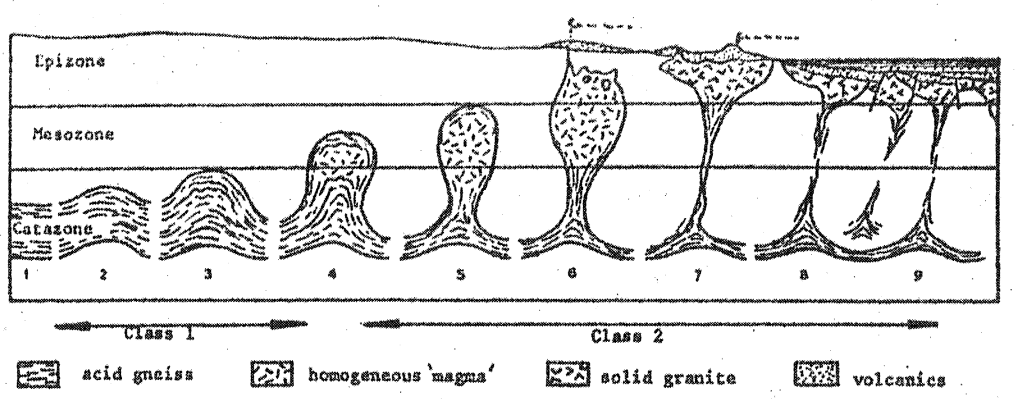


Fig. 111 : Classification des dômes et diapirs issus d'une couche source acide pendant l'orogenèse. Les dômes de St Malo et de Dinan peuvent être assimilés à des dômes de classe 1 (stade 3 ou 4) et granite de Bonnemain peut représenter un granite diapirique de classe 2 (stade 5 ou 6).
(extrait de TALBOT, 1971)

I.2.2. L'existence d'une ceinture de dômes

Le long de la Vallée de la Rance, une suite de dômes analogues à celui de St Malo, mais d'ampleur beaucoup plus restreinte peuvent être mis en évidence (fig. 107). Les plus importants, ceux de St Malo eet de Dinan, apparaissent plus nettement dans la cartographie de JEANNETTE (1971) que dans celle de BARROIS (1893). Sur ces deux mégastructures viennent se *greffer* des dômes d'ampleur beaucoup plus modeste tel que celui mis en évidence par le replissement des isogrades dans la région de La Gauthier (fig. 107). Les gneiss mésozonaux profonds, de la région de Port St Hubert, constituent aussi, probablement, le toit d'un dôme de second ordre partiellement surélevé à la faveur d'un *couloir de cisaillement* (fig. 107).

D'un point de vue régional, les Massifs de St Malo et de Dinan constituent la partie centrale d'une zone linéaire de dômes, orientée N60° et d'environ trente kilomètres de large (fig. 110). Cette *ceinture de dômes* est bordée au Nord-Ouest par le horst dioritique de Plévenon - Fort-la-Latte et au Sud-Est par le domaine des granites mancelliens, intrusifs jusque dans le Briovérien supérieur non métamorphique.

a) Du côté oriental, l'intrusion des granites mancelliens est connue comme représentant l'étape magmatique terminale de l'orogène cadomien. Les études géochronologiques récentes (JONIN et VIDAL, sous presse) montrent que leur mise en place est échelonnée de 596 ± 12 M.A., pour les plus anciens (type Vire), à 487 + 15 M.A., pour les plus récents (type Bonnemain). Si les premiers, avec un rapport isotopique initial très bas (0,703), peuvent difficilement trouver leur origine dans une palingenèse crustale, il n'en est pas de même pour celui de Bonnemain, intrusif dans les séries métamorphiques de Dinan (fig. 106), dont le rapport isotopique initial, relativement élevé (0,710), est compatible avec une telle origine.
Le granite de Bonnemain (cf. JONIN,1969) représente-t-il, dans ces conditions, vers l'Est, un dôme de *classe 2* (TALBOT,

1971), c'est-à-dire un granite d'origine migmatitique remonté dans la superstructure (fig. 111)?

b) Du côté Nord-Ouest, par contre, c'est la remontée possible du socle pentévrien que l'on observe avec les amphibolites et les diorites du horst de Plévenon - Fort-la-Latte (COGNE, 1959, 1974). En réalité dans ces régions, le socle anté-cadomien et sa couverture briovérienne ont subi une histoire complexe dans laquelle les palingenèses et les intrusions cadomiennes sont importantes (VIDAL et Coll, 1974).

c) Autrement dit, à l'échelle régionale, la zone des dômes, caractérisée par une tectonique diapirique, se trouve encadrée par deux domaines structuraux différents :

- l'un marqué par un socle réactivé et palingénétique, le domaine domnonéen, est affecté par le métamorphisme cadomien;
- l'autre, le domaine mancellien, constitué par une grande épaisseur de sédiments briovériens, dans lequel le socle, s'il existe, est inconnu, est caractérisé par la remontée des granites dérivant soit d'une activité magmatique infracrustale, soit d'une migmatisation profonde.

Cette zone constitue ainsi, entre les domaines mancelliens et domnonéens, un trait structural important au sein de l'édifice cadomien.

En outre, la zonation socle réactivé - dômes gneissiques - couverture et granites tardi-orogéniques, constitue une configuration assez caractéristique des domaines poly-orogéniques antécambriens (ex. : Finlande, ESKOLA, 1949; Rhodésie, TALBOT, 1967); aussi une piste de nouvelles recherches se dessine-t-elle, en ce qui concerne la compréhension ou l'interprétation de l'orogène cadomien en Bretagne septentrionale, et le contrôle structural et métamorphique du socle pentévrien dans cet orogène.

II- LE PROBLEME DE L'INTERACTION TECTONIQUE/GRAVITE

Les analogies que présente le Massif de Saint-Malo avec les modèles diapiriques expérimentaux, et d'autres exemples de dômes gneissiques, décrits dans la littérature, conduisent inévitablement à envisager les interactions de la tectonique et de la gravité qui sont à son origine.

Le plan d'anisotropie S0-1 issu des déformations D1 étant parallèle à la stratification, il convient de considérer cette phase D1, comme une phase de déformations uniquement tangentielles, ce qui exclu toute intervention du diapirisme. Le problème posé par les déformations D2 est beaucoup plus délicat. Comme nous l'avons vu, au cours des deux parties précédentes, la structuration majeure du massif est attribuable à cette phase et le noyau migmatitique lui-même possède une orientation N60°, orientation du plissement qui affecte l'ensemble des séries briovériennes épimétamorphiques du bassin de Rennes (PARIS, 1971, LE CORRE, travaux en cours) et de Normandie (GRAINDOR, 1957; COGNE, 1962). Il semble, dans ces conditions, difficile de nier l'existence de forces de compression régionale, et la part du diapirisme et de la tectonique reste, au moins pendant cette phase, très difficile à faire. La phase de déformation D3 n'étant intense que dans le noyau migmatitique et les zones internes du manteau gneissique, et faibles dans l'enveloppe, la corrélation entre ces déformations et l'activité diapirique du noyau est plus évidente. Les structures de flux des diatexites, acquises durant cette phase, et le sens ascendant subvertical de mouvement, qu'elles indiquent, sont des critères du diapirisme. Aussi pour la phase D3 peut-on invoquer des causes essentiellement diapiriques.

Les phases cisaillantes tardives (D'3) qui se manifestent à l'échelle régionale par des déformations intenses dans des *couloirs de cisaillement* dans les régions de St Cast et Cancale (JEANNETTE, 1971) traduisent, quant à elles, la persistance de forces compressives régionales.

Le problème de la distinction entre les forces horizontales (compression régionale) et les forces verticales (gravité), dont l'interaction est mise en évidence dans cette étude reste donc posé. Mais l'analyse, de plus en plus précise, de la mécanique et des mécanismes de la déformation, sur le terrain et au laboratoire, devrait permettre par comparaison avec les modèles analogiques et expérimentaux d'en élucider un peu le mystère...

Références bibliographiques

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

INTRODUCTION GENERALE ET CADRE REGIONAL

ABRARD R. - (1923) Description pétrographique et géologique du Massif de St-Malo. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, 4 : 54-70.

AUDREN C. et LE METOUR J.-(en préparation) Chronologie des déformations dans les migmatites du Golfe du Morbihan.

AUVRAY B. et VIDAL Ph. - (1973) Chronologie des évènements géologiques dans le Trégor (Bretagne septentrionale). Réunion Ann. Sci. Terre, Paris, p. 54.

BARROIS C. - (1893) Légende de la feuille de Dinan. Ann. Soc. géol. Nord, 21 : 25-40.

BROWN M., BARBER A.J. et ROACH R.A. - (1971) Age of the St-Malo migmatite belt. Nature Phys. Sci., 234 : 77-79.

COGNE J. - (1951) Remarques sur les schistes cristallins du cours inférieur de la Rance (Ille-et-Vilaine). Bull. Soc. géol. Fr., 6 (1) : 139-146.

(1959) Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en baie de St-Brieuc (côtes-du-Nord). Bull. Soc. géol. Fr., I(1) : 112-118.

(1962) Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricain. Bull. Soc. géol., Fr., IV(3) : 413-430.

(1965) Le Pentévrien et le Briovérien de la baie de St-Brieuc. Session extraordinaire Soc. Belge géol. pal. et hydr. et de la Soc. géol. de Belgique, Sept. 1964 : 222-233.

(1974) Le Massif armoricain in :*Géologie de la France*, DEBELMAS J., Edit., Doin, Paris, I : 105-161.

GRAINDOR M.J. - (1957) Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricain. Mem. Carte géol. Fr., 211 p.

GRAINDOR M.J. et WASSERBURG G.J. - (1962) Déterminations d'âges absolus dans le Nord du Massif Armoricain. C.r. Acad. Sci.,Paris, 254 : 3875-3877.

HAMEURT J. et JEANNETTE D. - (1971) Mise en évidence d'un terme lithostratigraphique nouveau du Briovérien. Le groupe détritique de St-Cast (Bretagne septentrionale). C.r. Acad. Sci., Paris, 273,(D) : 1767-1770.

JEANNETTE D. - (1971) Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du Nord-Est de la Bretagne. Thèse Sci., Strasbourg (Sciences géologiques, Mémoire 36, 1972, 174 p.).

JONIN M. - (1969) Etude pétrographique du Massif granitique de Bonnemain (35). Thèse 3e cycle, Clermont-Ferrand, 87 p.

JONIN M. et VIDAL Ph. - (sous presse) Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia. Can. J. Earth Sci.

LE MAREC Y. - (1974) Etude pétrographique et structurale des séries cristallophylliennes de la Rance. D.E.A., Rennes, 20 p.

LE METOUR J. - (1974) Etude pétrographique et structurale des migmatites du Golfe du Morbihan. D.E.A., Rennes, 20 p.

LEUTWEIN F. et SONET J. - (1965) Evolution géochronologique du Massif Armoricain. Sci. Terre, Nancy, X(3-4) : 345-366.

LEUTWEIN F., SONET J. et ZIMMERMAN J.L. - (1968) Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif Armoricain. Mém. Sci. Terre, 11, 83 p.

MARTIN H. - (1975) Contribution à l'étude pétrographique et géochimique du Massif de St-Malo. D.E.A., Rennes, 23 p.

PARIS F. - (1970) Etude géologique de la terminaison orientale du Menez Belair (Synclinorium médian armoricain). Thèse 3e cycle, Rennes, Ronéo, 140 p.

ROACH R., ADAMS C., BROWN M., POWER G. et RYAN P. - (1972) The precambrian stratigraphy of the Armorican Massif, N.W. France. 24e Congr. geol. Int., Sect. 1 : 246-252.

VIDAL Ph., DEUTSCH S., MARTINEAU F. et COGNE J. - (1974) Nouvelles données radiométriques en baie de St-Brieuc. Le problème d'un socle antécadomien nord-armoricain. C.r. Acad. Sci., Paris, 279, (D) : 631-634.

ANALYSE DE LA DEFORMATION

BALK R. - (1937) Structural behavior of igneous rocks. Bull. geol. Soc. Am., Mem. 5, 117 p.

BIOT M.A. - (1961) Theory of folding of Stratified visco-elastic media and its implications intectonics and orogenesis. Bull. geol. Soc. Am., 72 : 1595-1670.

BORRADAILE G.J. - (1972) Variably oriented co-planar primary folds. Geol. Mag., 109 : 89-98.

CHOUKROUNE P. - (1971) Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syn-cinématiques dans les *zones abritées (Pressures shadows)*. Bull. Soc. géol. Fr., XIII (3-4) : 257-271.

COWARD M.P. - (1973a) Heterogeneous deformation in the development of the Laxfordian complex of South Uist (Outer Hebrides). Jour. geol. Soc. Lond., 129 : 137-160.

(1973b) The structure and origin of areas of anomalously low intensity finite deformation in the basement gneiss complex of the Outer Hebrides. Tectonophysics, 16 : 117-140.

DEBAT P. - (1974) Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne Noire occidentale. Thèse Sciences, Toulouse, 468 p.

ESCHER A. et WATTERSON J. - (1974) Stretching fabrics folds and crustal shortening. Tectonophysics 22 : 223-231.

FLINN D. - (1962) On folding during three dimentionnal progressive deformation. Q.J. geol. Soc. London, 118 : 385-433.

(1965) On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. Geol. Mag., 102 : 36-45.

(1965) Deformation in metamorphism. In *Controls of metamorphism* PITCHER W.S. and FLINN G.W. Edit., Oliver and Boyd, Edinburg and London, pp. 46-72.

GAY N.C. - (1968) Pure shear or simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluid. Tectonophysics, 5 : 211-234.

GHOSH S.K. et RAMBERG H. - (1968) Buckling experiment on intersecting fold patterns. Tectonophysics, 5 : 89-105.

HANSEN E. - (1971) Strain facies. Minerals rocks and inorganic materials, monograph 2, Berlin-Heidelberg-New-York : Springer, 207 p.

HUDLESTON P.J. - (1973a) Fold morphology and some geometrical implication of theories of fold development. Tectonophysics, 16 : 1-46.

(1973b) An analysis and interpretation of minor folds in the Moine rocks of Monar, Scotland. Tectonophysics, 17 : 89-132.

JAEGER J.C. - (1969) Elasticity, Fracture, and Flow. 3nd Edn, Methuen, London, 268 p.

MATTAUER M. - (1973) Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann, Paris, 493 p.

MILNES A.G. (1971) A model for analysis the strain history of folded competent layers in deeper part of orogenic belts. Eclogae Geol. Helv. 64 : 335-342.

PITCHER W.S. et BERGER A.R. - (1972) The geology of Donegal : A study of granite emplacement and unroofing. Regional Geology series, J. Wiley and Sons, New-York - London - Sydney - Toronto, 435 p.

RAMBERG H. - (1959) Evolution of ptygmatic folding. Norges. Geol. Tidskr., 39 : 99-152.

RAMSAY J.G. - (1960) The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. J. Geol., 68 : 75-93.

(1962a) The geometry and mechanics of formation of *Similar* type folds. J. Geol., 70 : 309-327.

(1962b) Interference pattern produced by the superposition of folds of similar type. J. Geol., 70 : 466-481.

(1963) Structure and metamorphism of the Moine of the Moine and Lewisian rocks of the North-West Caledonides. In *The British Caledonides* JOHNSON M.R.W. et STEWART F.H. Edit., Oliver and Boyd, Edinburg - London, p. 143-170.

(1967) Folding and fracturing of rocks. New-York, Mc Graw-Hill, 568 p.

(1975) Displacement and strain. Phil. Trans. R. Soc. Lond. (à paraître).

RAMSAY J.G. et GRAHAM R.H. - (1970) Strain variation in shear belts. Can. J. Earth Sci., 7 : 786-813.

RAMSAY J.G. et WOOD D.S. - (1973) The geometric effects of volume change during deformation processes. Tectonophysics, 16 : 263-277.

ROBERTS J.L. et SANDERSON D.J. - (1974) Oblique fold axes in the Dabradian rocks of the South West Higlands. Scott. J. Geol., 9 : 281-296.

SANDERSON D.J. - (1973) The development of fold axes oblique to the regional trend. Tectonophysics, 16 : 55-70.

SCHWERDTNER W.M. - (1973) A scale problem in paleo-strain analysis. Tectonophysics, 16 : 47-54.

SHERWIN J.A. et CHAPPLE W.M. - (1968) Wavelengths of single layer folds : a comparison between theory and observation. Amer. J. Sci., 266 : 167-179.

TALBOT C.J. - (1970) The minimum strain ellipsoid using deformed quartz veins. Tectonophysics, 9 : 47-76.

TURNER F.J. et WEISS L.E. - (1963) Structural analysis of metamorphic tectonites. New-York, Mc Graw-Hill, 545 p.

WATTERSON J. - (1968) Homogeneous deformations of the gneisses of Vesterland South -West greenland. Grönlands Geol. Unders. Bull. 78.

WYNNE-EDWARDS H.R. - (1963) Flow folding. Amer. J. Sci., 261 : 793-814.

WEISS L.E. - (1959) The geometry of superimposed folding. Bull. Geol. Soc. Amer., 70 : 91-117.

WILSON G. - (1961) Tectonic significance of small-scale structures. Bull. Ann. Soc. geol. Belg., 84 : 423-548.

DOME GNEISSIQUE

ESKOLA P.E. - (1949) The problem of mantled gneiss domes. Quart. J. geol. Soc. Lon., 104 : 461-476.

FLETCHER R.C. - (1972) Application of a mathematical model to the emplacement of Mantled Gneiss Domes. Amer. J. Sci., 272 : 197-216.

GUSSOW W.C. - (1968) Salt diapirism : Importance of temperature and energy source of emplacement. In *Diapirism and diapirs*, Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 8 : 16-52.

HALLER J. - (1956) Der zentrale metamorphe komplex von NE Gronland. Medd. om. Gronland. 73.

JOHNSON R.L. - (1968) Structural history of the western front of the Mozambique belt in Northeast Southern Rhodesia. Bull. geol. Soc. Amer., 79 : 513-526.

KRANCK E.H. - (1954) Deep structures and metamorphism. Trans. New-York Acad. Sci., 16 : 234-244.

(1957) On folding movement in the zone of basement. Geol. Rundschau., 47 : 261-282.

MALLICK D.I.J. - (1967) The metamorphic development of the Mpande dome in Zambia. Geol. Rundschau., 56 : 670-691.

PRESTON J. - (1954) The geology of the precambrian rocks of the Kuopio district. Ann. Acad. Sci. Fennicae, serie A, 40, 111 p.

RAMBERG H. - (1966) The scandinavian Caledonides as studied by centrifuged dynamic models. Bull. geol. Inst. Univ. Upsala., 43 : 1-72.

(1967) Gravity, deformation and the Earth's crust. London, Academic Press, 214 p.

(1973) Model studies of gravity controlled tectonics by the centrifuge technique. In *Gravity and tectonics*, DE JONG K.A. et SCHOLTEN R. Edit., J. Wiley and Sons, New-York - London - Sydney - Toronto, 49-66.

REESOR J.E. et MOORE J.M. - (1971) Petrology and structure of Thör Odin gneiss dome. Shuswap metamorphic complex, British Columbia. Bull. geol. Sur. Canada., 195, 149 p.

TALBOT C.J. - (1967) Rock deformation at the Eastern end of the Zambezi orogenic belt, Rhodesia. Ph. D. Thesis, Leeds.

(1971) Thermal convection below the solidus in a mantled gneiss dome, Fungwi Reserve, Rhodesia. J. Geol. Soc. Lond., 127 : 377-410.

(1974) Fold nappes as assymetric mantled gneiss domes and ensialic orogeny. Tectonophysics, 24 : 259-276.

WEGMANN C.E. - (1930) Uber diapirismus. Bull. Comm. Geol. Finl., 92 : 58-76.

(1935) Zur deutung der migmatite. Geol. Rundschau., 26 : 305-350.

UNIVERSITE DE REGINA
BIBLIOTHEQUE
FACULTE DE THEOLOGIE