



HAL
open science

**ORIENTATIONS PRÉF'ÉRENTIELLES DE RÉSEAU
ET DÉFORMATIONS NATURELLES. Applications
aux quartzites (segment hercynien de Bretagne centrale)
et aux amphibolites (couverture des dômes gneissiques
de Kuopio-Finlande)**

Gapais Denis

► **To cite this version:**

Gapais Denis. ORIENTATIONS PRÉF'ÉRENTIELLES DE RÉSEAU ET DÉFORMATIONS NATURELLES. Applications aux quartzites (segment hercynien de Bretagne centrale) et aux amphibolites (couverture des dômes gneissiques de Kuopio-Finlande). Sciences de la Terre. Université de Rennes 1, 1979. Français. NNT: . tel-01576057

HAL Id: tel-01576057

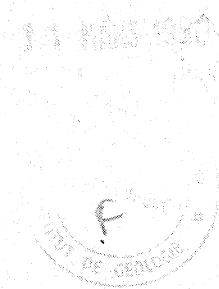
<https://insu.hal.science/tel-01576057>

Submitted on 22 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.

Série : C
N° d'Ordre : 552
N° de Série : 202



THÈSE

présentée devant

L'UNIVERSITÉ DE RENNES I
U.E.R. Structure et Propriétés de la Matière

pour obtenir

Le Titre de Docteur en Troisième Cycle
Spécialité : Sciences de la Terre : Méthodes d'Étude des Socles

par

Denis GAPAIS

ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES DE RÉSEAU
ET DÉFORMATIONS NATURELLES.

Applications aux quartzites (segment hercynien de Bretagne centrale) et aux amphibolites (couverture des dômes gneissiques de Kuopio - Finlande).

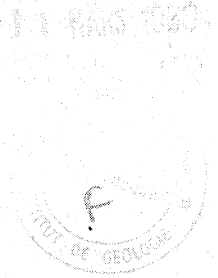
Soutenue le 11 Mai 1979 devant la Commission d'Examen.

MM. J. COGNÉ
P. CHOUKROUNE
Cl. LE CORRE

J.L. BOUCHEZ
P.R. COBBOLD

Président
Directeur
Rapporteur
} Examineurs

Série : C
N° d'Ordre : 552
N° de Série : 202



THÈSE

présentée devant

L'UNIVERSITÉ DE RENNES I
U.E.R. Structure et Propriétés de la Matière

pour obtenir

Le Titre de Docteur en Troisième Cycle
Spécialité : Sciences de la Terre : Méthodes d'Étude des Socles

par

Denis GAPAIS

ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES DE RÉSEAU
ET DÉFORMATIONS NATURELLES.

Applications aux quartzites (segment hercynien de Bretagne centrale) et aux amphibolites (couverture des dômes gneissiques de Kuopio - Finlande).

Soutenue le 11 Mai 1979 devant la Commission d'Examen.

MM. J. COGNÉ
P. CHOUKROUNE
Cl. LE CORRE

J.L. BOUCHEZ
P.R. COBBOLD

Président
Directeur
Rapporteur
} Examineurs

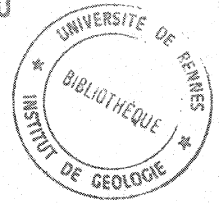
11 MARS 1980





Série : C
N° d'Ordre : 552
N° de Série : 202

11 MAI 1980



THÈSE	INSTITUT de GÉOLOGIE de RENNES	
	Numero d'inventaire Bibliothèque	1685

présentée devant

L'UNIVERSITÉ DE RENNES I
U.E.R. Structure et Propriétés de la Matière

pour obtenir

Le Titre de Docteur en Troisième Cycle
Spécialité : Sciences de la Terre : Méthodes d'Étude des Socles

par

Denis GAPAIS

ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES DE RÉSEAU
ET DÉFORMATIONS NATURELLES.

Applications aux quartzites (segment hercynien de Bretagne
centrale) et aux amphibolites (couverture des dômes gneissiques
de Kuopio - Finlande).

Soutenue le 11 Mai 1979 devant la Commission d'Examen.

MM. J. COGNÉ
P. CHOUKROUNE
Cl. LE CORRE

J.L. BOUCHEZ
P.R. COBBOLD

Président

Directeur

Rapporteur

} Examineurs

 U.E.R. "SCIENCES ET PHILOSOPHIE"

Doyens Honoraires

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

Professeurs Honoraires

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

Melle CHARPENTIER M.

Maîtres de Conférences Honoraires

M. GRILLET L.
 Melle HAMON M.R.

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

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

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

PHYSIQUE

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

M. DURAND Alain
 M. VEZZOSI Georges

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

CHIMIE

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

M. HAMELIN Jack

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

CHIMIE BIOLOGIQUE

M. JOUAN Pierre
M. DUVAL Jacques

M. VALOTAIRE

GEOLOGIE

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

M. BONHOMMET Norbert
M. CHOUKROUNE Pierre

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

ZOOLOGIE

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

M. GOURANTON Jean
M. TREHEN Paul

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

BOTANIQUE

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

M. HUON André

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

PHILOSOPHIE

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

M. CLAIR André

PERSONNELS C.N.R.S.

Directeurs de Recherche

Maîtres de Recherche

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

CHIMIE

M. BIGORGNE Michaël (ENSCR)

M. JAOUEN Gérard
M. SERGENT Marcel

M. GUYADER Jean
M. LOUER Daniel

GEOLOGIE

M. CAPODEVILLA Raymond

M. VIDAL Philippe

ZOOLOGIE

Mme GAUTIER Annie née Hion

ANTHROPOLOGIE

M. GIOT Pierre-Roland

M. BRIARD Jacques

*Je remercie très vivement les
nombreuses personnes qui, par
leur amitié et leur compétence,
ont contribué à l'élaboration
de ce travail.*

INTRODUCTION



D'une manière générale, un évènement tectonique correspond à une déformation progressive des roches, qui aboutit, à différentes échelles, à l'obtention de structures finies caractéristiques et analysables.

Lorsqu'une roche subit une déformation, et lorsque les conditions thermodynamiques sont suffisantes, il est fréquent que certains cristaux s'orientent par rapport aux directions principales de déformation, ce qui conduit au développement d'orientations préférentielles de réseau (texture, fabrique de réseau) de ces minéraux constitutifs. Dans ce sens, les orientations préférentielles de réseau sont susceptibles de refléter certains des caractères de la déformation. Un exemple très général permettant d'illustrer ce phénomène peut être pris dans la "schistification" d'un sédiment pélitique, qui est liée à l'acquisition d'une structure planaire, la schistosité, correspondant au plan préférentiel d'orientation des plans basaux (001) des phyllosilicates.

Suivant l'espèce minérale et le type de roche considérés, les mécanismes conduisant au développement d'orientations préférentielles peuvent être différents et variés, et sont encore relativement mal cernés. Il en est de même des relations qualitatives et quantitatives entre les orientations préférentielles de certains minéraux et la déformation finie. (1)

(1) Finite strain : cf. RAMSAY (1967).

En fait, le problème de la détermination des relations entre les orientations préférentielles et la déformation des roches est généralement complexe. Il a été abordé et discuté par les géologues sous différents aspects (cf. SANDER, 1930 ; FAIRBAIRN, 1949 ; VOLL, 1960 ; TURNER & WEISS, 1963 ; HOBBS et al, 1976 ; NICOLAS & POIRIER, 1976), qui sont principalement : a) Du point de vue de la rhéologie macroscopique et de la cinématique à travers, par exemple, l'étude de la réorientation d'objets rigides plano-linéaires au cours de la déformation (JEFFERY, 1922 ; MARCH, 1932 ; FLINN, 1965 ; RAMSAY, 1967) ; b) Du point de vue de la rhéologie microscopique et des lois de comportement, par une comparaison des phénomènes observés dans les minéraux et les roches avec ceux connus dans les métaux (VOLL, 1960 ; HOBBS et al, 1976 ; NICOLAS & POIRIER, 1976). Des progrès importants ont pu être faits grâce à ces deux directions de recherche.

L'analyse des orientations minérales préférentielles n'est pas directe et nécessite parfois l'utilisation de techniques complexes et longues à mettre en oeuvre, ou encore relativement fastidieuses. Par ailleurs, elle n'est réellement fiable que lorsque l'aspect statistique est pris en considération. Cependant, les résultats qu'elle fournit sont susceptibles d'apporter des éléments utiles concernant entre autre la caractérisation de certains gradients de déformation ou de métamorphisme, les caractères géométriques de la déformation, la nature du régime de la déformation⁽¹⁾, et permettent d'aborder l'analyse des structures en termes de déformation progressive. Dans ce sens, ils peuvent conduire à une meilleure compréhension des structures géologiques.

Le but de ce mémoire est de discuter, à travers une application à deux exemples naturels, certaines des possibilités qu'offre ce type d'analyse.

I. LES DIFFERENTS ASPECTS DU TRAVAIL :

Ce mémoire est divisé en trois parties : la première est essentiellement méthodologique et technique, et les deux autres sont con-

(1) Déformation progressive coaxiale ou non coaxiale : cf. MEANS (1976)

-sacrées aux applications géologiques.

1) Méthodologie et technique :

La technique d'analyse des orientations préférentielles que j'ai principalement utilisé est la goniométrie de texture, basée sur la diffraction X. Un volet important de mon travail a tout d'abord été, en collaboration avec C. LE CORRE, P. JEGOUZO, et M. LEMOINE, et à la lumière des premières expériences de F. LHOTE (C.R.P.G. de Nancy), de mettre cette technique au point au centre armoricain d'étude structurale des socles de Rennes, en essayant de l'adapter au mieux aux principales voies de recherche de l'équipe de géologie structurale. Le traitement des données a pu être progressivement automatisé grâce à un ordinateur et ses périphériques.

En relation avec certains problèmes soulevés par les applications de terrain, ce travail a été complété par la mise au point, en collaboration avec P. COBBOLD, d'une méthode statistique d'analyse qualitative et quantitative des orientations préférentielles, qui a été entièrement automatisée.

En plus de ces méthodes propres à l'étude des fabriques, j'ai mené une étude structurale classique sur le terrain et également une étude microtectonique et microstructurale en lames minces, qui fournissent des données indispensables à l'analyse des mécanismes et des régimes de déformation.

2) Modèles structuraux étudiés :

Deux types de terrains, soulevant des problèmes géologiques différents, ont servi de support à ce travail. Deux principales conditions ont guidé leur choix : d'une part, il était important de travailler dans des domaines bien connus du point de vue de la géométrie des structures et de la déformation finie ; il fallait, d'autre part, que l'analyse des fabriques de réseau puisse, dans ces domaines, avoir, a priori, des retombées non seulement thématiques, mais aussi régionales ou géodynamiques.

La première région, située dans la zone à schistosité, est celle du segment hercynien de Bretagne centrale. Ce domaine a servi de support aux thèses de C. LE CORRE (1969, 1978), et de B. PIVETTE (1978). J'y ai étudié la déformation du quartz dans la Formation du Grès armoricain, qui possède les avantages d'être relativement homogène et de présenter de bonnes conditions d'affleurement sur l'ensemble de la région.

La région des dômes gneissiques de Kuopio en Finlande a constitué le deuxième champ d'application. Dans ce domaine, qui fait l'objet de la thèse de J.P. BRUN, je me suis consacré à l'étude du comportement de la hornblende dans les niveaux amphibolitiques de la couverture des dômes gneissiques. Ce problème a non seulement été abordé à travers l'analyse des orientations préférentielles de la hornblende, mais également à travers la comparaison entre le comportement de ce minéral et celui de la biotite.

Le travail présenté ici a été entrepris en parallèle et en continuité avec celui de B. LE THEOFF (1977) qui a, dans ces deux mêmes régions, effectué une analyse détaillée de la déformation finie.

II. LES BUTS DU TRAVAIL ET LES PROBLEMES SOULEVES.

1) Du point de vue méthodologique :

Les buts particuliers sont essentiellement, d'une part de tester l'apport et les limites de la goniométrie de texture en tant qu'outil pour l'analyse des orientations préférentielles, et d'autre part d'obtenir, dans le cas d'orientations préférentielles simples, des données quantitatives facilement interprétables. On détaillera l'interprétation des distributions unimodales en termes d'ellipsoïdes de fabrique, ainsi que leur représentation graphique.

Sur un plan méthodologique plus général, il s'agira bien sûr de préciser et de dégager les différents intérêts de l'analyse des orientations préférentielles de réseau.

2) Du point de vue des applications :

Les problèmes abordés dans les deux domaines d'étude sont de deux ordres : d'une part thématiques, suivant la nature des espèces minérales considérées, et d'autre part géodynamiques, suivant les exemples régionaux considérés. La part relative des retombées géodynamiques et thématiques est différente dans les deux cas traités.

- Sur le plan thématique, les problèmes ne se posent pas au même niveau dans les deux domaines d'étude. Cependant, dans les deux cas, l'analyse conduit, d'une certaine manière, à proposer et discuter un modèle de déformation progressive dans ces roches, à travers le développement et l'évolution, ou encore les variations des orientations préférentielles. Pour cela, dans le segment hercynien de Bretagne centrale, on abordera plus particulièrement les questions concernant les mécanismes de déformation du quartz et les différents facteurs qui interviennent dans la déformation de ce minéral. Dans le cas des dômes de Kuopio, l'analyse comparée des rapports entre déformation finie et fabriques de réseau pour des minéraux planaires (biotites) et linéo-planaires (hornblende), permettra de proposer un modèle du comportement de ces fabriques en fonction de la déformation.

- Sur le plan régional, les problèmes abordés reposent essentiellement sur l'interprétation, à l'échelle cartographique, des variations qualitatives et quantitatives des différentes données. Celles-ci seront comparées avec celles obtenues par d'autres méthodes par C. LE CORRE, B. LE THEOFF et B. PIVETTE en Bretagne centrale, et par J.P. BRUN et B. LE THEOFF à Kuopio.

Dans le cas de la Bretagne centrale, le principal but était de découvrir et de caractériser un éventuel gradient régional de déformation du Grès armoricain. Les observations conduiront à discuter le problème du régime de la déformation, ainsi que le rôle relatif des différents moteurs responsables de la déformation dans ce segment de chaîne hercynienne.

En ce qui concerne l'étude menée dans l'enveloppe des dômes gneissiques de Kuopio, les retombées sont moins "régionales" que "géodynamiques". Elles tendront essentiellement à l'établissement d'une zonéographie des orientations préférentielles de réseau autour et dans les zones d'interférences des dômes. Ces résultats, associés à ceux de l'analyse de la déformation finie, contribuent à l'argumentation de l'origine diapirique de ces structures.

PREMIERE PARTIE

**LES FABRIQUES DE RESEAU :
INTRODUCTION AU PROBLEME ET
METHODES ANALYTIQUES**

Chapitre I

LES RELATIONS ENTRE LES FABRIQUES DE RESEAU ET LA DEFORMATION DES ROCHES : QUELQUES CON- CEPTS ELEMENTAIRES.

Le but de ce chapitre n'est, ni de présenter de manière exhaustive les problèmes concernant les relations entre les fabriques de réseau et la déformation des roches, ni de faire une revue bibliographique détaillée. Mon propos est simplement de rappeler, brièvement et schématiquement, quelques concepts et notions utiles à la compréhension des différents problèmes abordés dans ce travail, afin de le replacer dans ce domaine de recherche actuellement très actif en géologie. Pour plus de détails, le lecteur pourra se référer à des travaux tels que ceux de RAMSAY (1967), HOBBS et Al (1976), NICOLAS & POIRIER (1976), WHITE (1976), LE CORRE (1978).

I.1. MECANISMES DE DEFORMATION, FABRIQUES DE RESEAU ET MICROSTRUCTURES :

Les mécanismes ou processus physiques de la déformation à l'échelle du grain ou de l'agrégat sont nombreux. Parmi les plus classiquement évoqués en liaison avec un comportement ductile (par opposition aux déformations cassantes ou cataclastiques), on peut citer :

- les déformations intracristallines faisant intervenir les mouvements de dislocations (défauts linéaires du réseau cristallin),
- les transports de matière par les phénomènes de diffusion au sens large,
- les glissements intercristallins aux joints de grains,

- les rotations de grains isolés dans une matrice.

I.1.1. LES MOUVEMENTS DE DISLOCATIONS :

Dans les agrégats polycristallins, ces mécanismes sont très importants. Les évidences de leur activité sont maintenant très nombreuses grâce en particulier au développement de la microscopie électronique, aux travaux effectués dans le domaine de la déformation expérimentale, et à l'élaboration de divers modèles théoriques. On a pu ainsi montrer, comme dans le cas des métaux, que la déformation des minéraux à l'état solide se fait dans de nombreux cas par glissements intracristallins, glissements qui se propagent par les mouvements de dislocations. Les progrès dans ce sens n'ont pas cessés depuis les travaux expérimentaux de CHRISTIE, CRIGGS & CARTER (1964) qui, par exemple, ont mis en évidence l'importance du glissement des dislocations sur le plan basal (0001) dans la déformation du quartz. Pour chaque espèce minérale, différents systèmes de glissements sont généralement possibles (un système de glissement est défini par le plan cristallographique sur lequel le glissement s'effectue, et la direction cristallographique suivant laquelle il se propage). *L'activité prépondérante de tel ou tel système de glissement est d'une manière générale contrôlée par les conditions physiques de la déformation* (voir par ex. : NICOLAS & POIRIER, 1976).

Lorsque les grains se déforment par glissements intracristallins, leur forme se modifie relativement aux directions principales de la déformation (par exemple, allongement dans la direction d'extension). Au cours d'une déformation croissante, deux possibilités d'évolution sont, schématiquement, envisageables :

- A basse température, on observe généralement une augmentation rapide de la densité de dislocations, qui peut devenir suffisante pour empêcher le glissement et donc provoquer un blocage : c'est le phénomène de durcissement d'écrouissage, bien connu en métallurgie. Ceci peut alors être suivi, si les contraintes sont suffisantes, d'une déformation cassante de type cataclastique.

- Si la température est suffisamment élevée, la déformation ductile peut se poursuivre par l'intervention de processus de *restauration* et de *recristallisation*. La restauration conduit à l'accumulation des dislocations dans des zones particulières plus ou moins planes qui sont les parois de dislocation, plus communément appelées *sous-joints*. Ceux-ci divisent le cristal en zones faiblement désorientées appelées *sous-grains de polygonisation*, et qui sont des sous-structures caractéristiques de l'activité de la restauration (WHITE, 1973a, 1976 ; POIRIER, 1976). Ces sous-grains se désorientent de plus en plus au cours de la déformation (HOBBS, 1968 ; WHITE, 1973b, 1976 ; POIRIER & NICOLAS, 1975) jusqu'à l'obtention d'un ensemble de néoblastes hérités du grain originel. La recristallisation, processus le plus souvent actif parallèlement à la restauration, s'opère par la nucléation de néoblastes vierges de dislocation qui se développent à partir des grains originels. Au cours de la déformation, les néoblastes peuvent eux-mêmes se déformer et recristalliser (SAH et al, 1969). A travers les résultats des déformations expérimentales, la taille des néoblastes individualisés par restauration et recristallisation est considérée comme inversement proportionnelle à la contrainte appliquée. Par exemple, si lors d'une déformation les contraintes chutent, la recristallisation peut conduire à une croissance des grains (cf. GREEN et Al, 1970). Ceci peut a priori se produire à n'importe quel stade de la déformation et peut donner des microstructures de recuit telles que les croissances exagérées de grains (cf. WILSON, 1973), capables de masquer les déformations antérieures. Par contre, si les contraintes sont fortes, la recristallisation conduit à de très faibles tailles de grains. Classiquement, on distingue, peut-être parfois un peu arbitrairement en ce qui concerne les déformations naturelles, la recristallisation dynamique, c'est-à-dire syntectonique, de la recristallisation statique, ou post-tectonique, et en quelque sorte liée à un maintien de la température après la déformation.

◦ Les effets observables au microscope :

L'activité des mouvements de dislocation se traduit par des microstructures (taille et forme des grains...) visibles dans la roche. D'autre part, les sous-structures à l'intérieur des grains sont égale-

-ment liées à ces mouvements. Les mouvements de dislocations peuvent, comme nous l'avons signalé, conduire au développement des sous-grains qui sont par exemple responsables de l'extinction onduleuse dans le quartz. Les glissements intracristallins peuvent également entraîner (cf. BOUCHEZ, 1977b) des pliages (kink-bands) qui se marquent optiquement par des désorientations importantes du réseau de part et d'autre de zones planaires appelées *plans de pliages*. Ces deux types de sous-structures, sous-joints et pliages de réseau, sont géométriquement liés aux systèmes de glissement actifs dans les grains (CHRISTIE et Al, 1964 ; BOUCHEZ, 1977b). Les *lamelles de déformation*, sous-structures particulièrement courantes dans certains minéraux tels que le quartz, peuvent également dans certains cas être interprétés comme résultant de glissements intracristallins, mais posent, d'une manière générale, un problème non encore résolu (cf. BOUCHEZ, 1977b).

◦ Les orientations préférentielles de réseau :

Les glissements sur une famille de plans réticulaires peuvent entraîner le développement d'une orientation préférentielle de réseau dans l'agrégat. Depuis longtemps, dans le cas du quartz en particulier, les géologues ont constaté une relation entre le changement de forme des grains et le développement d'orientations préférentielles de réseau, ceci en l'absence de recristallisation (SCHMIDT, 1925 ; SANDER, 1930 ; FAIRBAIRN, 1939 ; HIETANEN, 1938 ; PHILLIPS, 1945). Certains ont proposé d'interpréter cette relation en termes de glissements intracristallins. On sait maintenant très clairement que le comportement des lignes de glissement vis-à-vis des directions principales de déformation n'est pas aléatoire et conduit effectivement à des réorientations du réseau dans des positions préférentielles par rapport à ces directions (ETCHECOPAR, 1974, 1977 ; LISTER, 1974). A travers des simulations de déformation par glissement intracristallin en deux dimensions, ETCHECOPAR (1974, 1977) montre que dans le cas où une seule direction de glissement est active dans chaque grain, la déformation conduit à une réorientation des lignes de glissement vers la direction principale d'étirement, en même temps que les grains s'allongent dans cette direction.

D'une manière générale, l'activité d'un système de glissement se manifeste par une déformation de type cisaillement simple à l'échelle du grain (cisaillement sur les plans de glissement dans la direction de glissement). Si plusieurs systèmes opèrent simultanément, la déformation résultante à l'échelle du grain peut toujours être assimilée à un cisaillement simple progressif. Bien sûr, suivant le ou les systèmes de glissement actifs dominants, le type d'orientations préférentielles (type de distribution spatiale des axes cristallographiques) peut être différent. Ceci a très bien été mis en évidence dans le cas du quartz par les simulations mathématiques de LISTER (1974, voir LISTER et al, 1978).

Lorsque la restauration et la recristallisation sont actives, on constate que la fabrication de réseau des néoblastes est comparable, mais généralement plus diffuse que celle des porphyroclastes (vieux grains originels ou reliques de vieux grains) dont ils sont issus (PHILLIPS, 1945 ; GRIGGS et al, 1960 ; HOBBS, 1968 ; RANSOM, 1971 ; WILSON, 1973), et plus ou moins contrôlée par celle-ci. Ce contrôle de l'orientation des porphyroclastes sur les néoblastes va apparemment à l'encontre des théories telles que celles développées par KAMB (1959, 1961), Mac DONALD (1960) , BRACE (1960) ou SHELLEY (1971a) selon lesquelles les orientations préférentielles des néoblastes sont explicables en termes de cristallisation sous contrainte.

Les modifications des orientations préférentielles entraînées par une recristallisation statique sont relativement mal connues, au moins dans le cas de déformations naturelles.

I.1.2. LES MECANISMES DE DIFFUSION :

Le transport de matière par diffusion à l'état solide peut, en général, être de deux types : *Diffusion aux joints de grains* (fluage de COBLE) ou diffusion dans les grains (fluage de NABARRO-HERRING). Ces mécanismes peuvent être actifs essentiellement pour des tailles de grains petites, des contraintes différentielles faibles, et des températures élevées. Leur importance géologique a fait l'objet de nombreuses discussions (cf. Mc CLAY, 1977). La présence de fluides peut aider le processus de diffusion aux joints de grains. Ce mécanisme de diffusion en présence d'eau

est connu sous le terme de Pression-dissolution (RAMSAY, 1967 ; DURNEY, 1972 ; ELLIOT, 1973). Il peut être actif à des températures plus basses que celles requises pour entraîner le mouvement des dislocations (KER-RICH, 1975 ; RUTTER, 1976). Au microscope optique, l'activité de diffusion aux joints de grains peut se manifester par exemple par la présence de cristallisations syntectoniques telles que les queues de cristallisation, ou encore par le développement de stylolites. Elle peut entre autre conduire à un changement de forme des grains par dissolution dans les zones où les contraintes compressives sont maximales et cristallisation dans les zones de contraintes en tension, mais elle n'intervient pas dans le développement d'orientations préférentielles de réseau.

I.1.3. LES GLISSEMENTS AUX JOINTS DE GRAINS :

Ce type de mécanisme implique des mouvements des grains les uns par rapport aux autres. Il est favorisé dans le cas où le grain est fin (BOULLIER & GUEGUIN, 1975 ; SCHMID et al, 1977), et est classiquement invoqué à propos du *comportement superplastique*. Ce comportement, connu en métallurgie sous le nom de superplasticité, implique des déformations de grande amplitude finie (WHITE, 1977).

Lorsque le glissement aux joints de grains est actif, les grains ne se déforment eux-mêmes que dans la mesure où des "accommodations" sont nécessaires du fait des incompatibilités possibles résultant du glissement des joints. Cette accommodation peut probablement (WHITE, 1977) se faire aussi bien par mouvements de dislocation que par diffusion.

Lorsqu'interviennent de tels processus de déformation, le comportement des orientations préférentielles de réseau est relativement mal connu du fait des rares déformations expérimentales réalisées dans ces conditions. L'acquisition d'une fabrique de réseau plus ou moins isotrope a tout de même été observée, en liaison avec un comportement probablement superplastique (BOULLIER & GUEGUEN, 1975 ; JEGOUZO & GAPAIS, 1977 ; BERTHE et al, 1979a), mais il semble que ce caractère ne soit pas systématique (SCHMID et al, 1977).

I.1.4. LES ROTATIONS DE GRAINS ISOLES DANS UNE MATRICE :

Ce mécanisme de déformation est un peu particulier, car il ne prend réellement un sens que dans le cas de minéraux possédant une anisotropie de forme, et "noyés" dans une matrice déformable. La réorientation de ces minéraux au cours de la déformation est liée à un changement de forme des volumes à l'échelle de l'agrégat.

Différents modèles ont été proposés concernant l'influence d'une déformation sur l'orientation de lignes immatérielles par rotation passive (MARCH, 1932 ; OWENS, 1973) ou de particules rigides noyées dans une matrice visqueuse (JEFFERY, 1922 ; GAY, 1968). Ces modèles reviennent à considérer le comportement de lignes passives au cours d'une déformation homogène. Ces lignes peuvent, par exemple, être assimilées au grand axe de cristaux parfaitement aciculaires ou aux pôles de cristaux parfaitement planaires. Ces modèles ont été étendus par WILLIS (1977) à la prédiction des fabriques développées par rotations de particules de différentes formes. Ce type de mécanisme peut a priori être important dans les roches déformées pour rendre compte des orientations préférentielles de minéraux très anisotropes emballés dans une matrice plus molle, celle-ci pouvant se déformer par l'intervention d'autres mécanismes, tels que ceux décrits précédemment.

I.1.5. CONCLUSION :

Ces quelques considérations suggèrent que les différents mécanismes de déformation influent sur le comportement rhéologique et dépendent bien sûr des caractères physiques propres à l'agrégat (taille des grains par exemple) et aux espèces minérales considérées, ainsi que des conditions physiques de la déformation. Par exemple, en ce qui concerne les mécanismes de déformation à l'échelle du grain (dislocations, diffusion), on peut établir des lois de comportement qui expriment les relations entre les divers paramètres qui sont en jeu (contrainte, température, vitesse de déformation, taille du grain...).

Lorsque l'on peut approcher ces lois, il est possible de construire des cartes de mécanismes de déformation (ASHBY, 1972) pour différents minéraux et différentes microstructures (taille des grains). Ces cartes commencent seulement à apparaître pour les minéraux tels que l'olivine (STOCKER & ASHBY, 1973 ; ASHBY & VERRAL, 1978), le quartz (WHITE, 1976 ; RUTTER, 1976), la calcite (RUTTER, 1976), ou encore les sulfures naturels (ATKINSON, 1976). Elles n'existent pour l'instant que pour des roches monominérales et sont encore imprécises, et essentiellement qualitatives, à cause du nombre limité de données expérimentales ou de terrain utilisables. Cependant, elles permettent (fig. 1) de représenter les relations pouvant exister entre les différents paramètres physiques de la déformation et les mécanismes de déformation dominants.

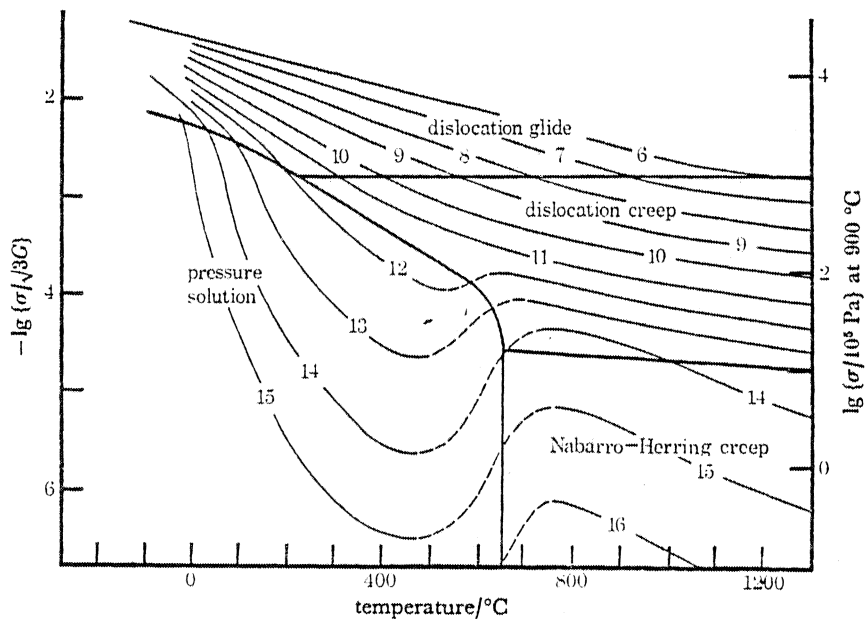


Fig. 1 : Exemple de carte de mécanisme de déformation pour le quartz (taille de grains : 100μ). Chaque champ correspond au mécanisme de déformation dominant, mais n'est pas exclusif. D'après RUTTER (1976).

Nous avons vu, de façon très succincte, comment les microstructures, les sous-structures, et les fabriques de réseau sont liées à ces divers mécanismes. Leur étude peut donc être très utile de ce point de vue, en liaison avec l'approche des conditions physiques de la déformation et de ses variations (cf. WHITE, 1976). Dans le cas d'une déformation

par mouvements de dislocation, l'analyse des orientations préférentielles de réseau et celle de microstructures et des sous-structures (types et orientations) sera un élément important pour connaître le ou les systèmes de glissement dominants qui est, comme nous l'avons évoqué, lié aux conditions physiques de la déformation. On pourra, entre autre, comparer les observations avec les données obtenues en déformation expérimentale pour diverses conditions physiques, et tenter des extrapolations pour des conditions de déformations naturelles (HARA & NISHIMURA, 1977 ; SCHMID et al, 1977). Il sera important d'être très prudent dans ce type de démarche, compte tenu des différences de comportement des roches dans les deux cas (WILSON, 1975), et des limites que présentent les déformations expérimentales quant aux mesures précises de certains paramètres tels que les vitesses de déformation et aussi quant à leur signification par rapport aux déformations naturelles. On pourra également utiliser les résultats fournis par les différentes simulations de la déformation par glissements intracrystallins, tels que celui d'ETCHECOPAR (1974) ou ceux issus de l'étude de la déformation des métaux à l'état solide (CALNAN et CLEWS , 1950, 1951 ; TAYLOR, 1938 ; BISHOP et HILL, 1951) et qui ont été appliqués aux orientations préférentielles du quartz (BHATTACHARYA et PASAYAT, 1968 ; TULLIS et al, 1973 ; IISTER, 1974).

Je n'ai pas évoqué ici tous les mécanismes de déformation possibles ni tous ceux pouvant entraîner l'acquisition d'orientations minérales préférentielles. Par exemple, certaines fabriques de réseau peuvent être liées à des mécanismes de néocristallisation sous contrainte de certains minéraux très anisotropes, tels que les phyllosilicates, qui croissent dans des directions préférentielles au cours de la déformation. Ce type de mécanisme peut peut-être en partie être comparé à ceux proposés par KAMB (1959, 1961) ou DE VORE (1966) évoqués précédemment (cf. ce chapitre, § I. 1.1.).

Il apparaît que, pour des conditions physiques données de la déformation, un seul mécanisme dominant puisse être actif dans une roche monominérale, et plusieurs dans une roche polyminérale. On peut également penser que l'importance relative d'une phase minérale dans une matrice ayant des propriétés rhéologiques différentes puisse jouer un rôle dans le

développement des orientations préférentielles des minéraux de cette phase ou des autres phases (WILSON, 1973). On voit donc que les problèmes peuvent se compliquer lorsque l'on veut aborder les mécanismes de déformation d'agrégats polyminéraux. Par exemple, dans des formations pélitiques, LE CORRE (1978) a ainsi mis en évidence l'importance de la réorientation de muscovites détritiques faisant intervenir des phénomènes de glissements, rotations, et recristallisation, au cours de la genèse d'une schistosité, pendant que parallèlement apparaissent des chlorites néoformées présentant une forte orientation préférentielle, et que les grains de quartz présents se déforment essentiellement par pression-dissolution.

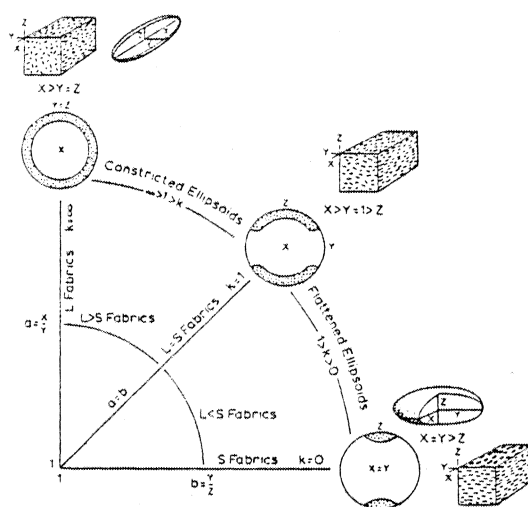
I.2. LES RELATIONS ENTRE LES FABRIQUES DE RESEAU ET LA DEFORMATION :

Une déformation donnée, suffisamment importante, se produit par une suite de *déformations infinitésimales* (incremental strain). La *déformation finie* (finite strain) est l'intégration de toutes les déformations infinitésimales qui se succèdent dans le temps au cours de la *déformation progressive*. Nous verrons successivement, de façon très brève et générale, quelles peuvent être les relations entre les fabriques de réseau, la déformation finie et la déformation progressive.

I.2.1. DEFORMATION FINIE ET FABRIQUES DE RESEAU :

Toutes les études faites jusqu'à présent sur ce problème, qu'elles soient expérimentales ou non, montrent qu'il existe une relation plus ou moins directe et simple entre le type et l'orientation des fabriques de réseau (caractères géométriques des distributions spatiales des axes cristallographiques) et le type et l'orientation de l'ellipsoïde de déformation finie représentatif des caractères géométriques de la déformation (aplatissement, constriction, déformation plane) (voir par ex. HARA, 1971 ; LISTER, in HOBBS et al, 1976 ; MARJORIBANKS, 1976 ; LE CORRE, 1978). Les modèles du type de celui de MARCH (1932), qui considèrent la réorientation de lignes passives sous l'effet d'une déformation homogène, impliquent une relation quantitative et qualitative entre fa-

-brique et déformation. Ils trouvent leur expression qualitative dans les considérations de FLINN (1965) sur la notion de tectonite L-S. Ces considérations sont basées sur l'analyse de la déformation en termes de déformation homogène finie (FLINN, 1962 ; RAMSAY, 1967) et relie la forme et l'orientation des fabriques à celles de l'ellipsoïde de déformation finie (fig. 2).



D'après PITCHER & BERGER (1972).

Fig. 2 : Diagramme de FLINN illustrant les relations entre les fabriques L-S et l'ellipsoïde de déformation finie. Les stéréogrammes montrent la distribution des pôles aux minéraux planaires représentés sur les blocs diagrammes.

Lorsque les minéraux se déforment par glissements intracristallins, cette relation peut également être nette (voir par ex. HOBBS et al, 1976 ; MARJORIBANKS, 1976), bien que plus complexe. En effet, ce type de réorientation est différent d'une rotation passive ; d'autant plus que plusieurs systèmes de glissement peuvent être actifs, ce qui complique encore les relations entre fabrique et déformation finie (cf. LISTER et al, 1978).

Parallèlement, lorsque le mécanisme de déformation et (ou) les systèmes de glissement dominants liés au développement des orientations préférentielles ne changent pas au cours de la déformation, il existe une relation entre intensité de fabrique et intensité de déformation finie. Ceci a maintes fois été observé sur le terrain, que ce soit lorsque le mécanisme dominant est le glissement intracristallin (cf. MARJORIBANKS, 1976) ou la rotation et la néogenèse de cristaux anisotropes (cf. LE CORRE, 1978).

On peut donc penser que, dans de nombreux cas, la comparaison des orientations préférentielles en divers points d'une structure ou d'une région puisse, au moins en partie, traduire les variations de la forme et de l'orientation de l'ellipsoïde de déformation finie, ainsi que les variations de l'intensité de la déformation en ces points. Cependant, bien qu'il existe une relation évidente entre fabrique et déformation finie, celle-ci n'est pas simple, étant donné le grand nombre de paramètres pouvant intervenir. Même dans le cas "idéal" tel que seule la rotation des minéraux est à l'origine de la fabrique de réseau, celle-ci n'est directement liée à l'ellipsoïde de déformation finie que si la fabrique initiale est isotrope, et si la rotation est passive, c'est-à-dire que les minéraux se déforment de façon homogène avec leur matrice (voir par ex. TULLIS, 1976 ; LE CORRE, 1978). Il n'est également pas évident que, si l'on observe une fabrique de réseau dans une roche, celle-ci soit le reflet de la déformation totale. D'autre part, d'une manière générale, différents processus peuvent se relayer au cours de la déformation progressive, ce qui peut parfois masquer l'origine de la fabrique et modifier ses relations avec la déformation finie.

I.2.2. DEFORMATION PROGRESSIVE, REGIME DE DEFORMATION ET FABRIQUES DE RESEAU.

Les travaux de SANDER (1930), bien exploités dans l'ouvrage de TURNER & WEISS (1963), rendent également compte des rapports entre les fabriques de réseau et la déformation des roches, mais présentent le problème d'un point de vue essentiellement cinématique, en reliant la forme

et la symétrie des fabriques à la "direction de mouvement". Ce type d'approche est basé sur une vision extrêmement simpliste des relations entre déformation et déplacements (cf. RAMSAY, 1967 ; HOBBS et al, 1976). Par contre, les notions de trajectoires de déformation (strain path ; cf. FLINN, 1962 ; RAMSAY, 1967) et aussi d'histoire de la déformation (deformation history ; deformation path ; HSU, 1966 ; ELLIOT, 1972 ; HOBBS et al, 1976) permettent d'aborder de manière plus rigoureuse les problèmes de la déformation progressive et de ses relations avec les fabriques de réseau.

La détermination, pour un état de déformation donné, de la forme des différents ellipsoïdes de déformation finie, ainsi que de l'intensité des déformations correspondantes, représentant toutes les formes intermédiaires depuis la sphère initiale jusqu'à l'ellipsoïde final, traduit la notion de trajectoire de déformation. La trajectoire de déformation peut être représentée par le lieu géométrique des points représentatifs de ces différents ellipsoïdes sur un diagramme de FLINN. Elle permet de mettre en évidence la déformation (ou "distorsion") progressive (progressive strain) depuis l'état initial jusqu'à l'état final.

Dans la pratique, il est rare de pouvoir déterminer les trajectoires de déformation, du fait que l'on ne dispose généralement que de l'état final, caractérisé par l'ellipsoïde de déformation finie lorsque celui-ci est mesurable. Cependant, si, par exemple, on peut observer des états plus ou moins déformés d'une roche initiale identique et connue, on peut penser que ceux-ci puissent parfois nous donner une idée générale des trajectoires de déformations possibles.

De la même manière, dans certains cas particuliers, il est possible d'observer différents stades d'évolution d'un type d'orientations préférentielles. De telles observations ont conduit C. LE CORRE (1978, 1979) à définir la notion de "*trajectoire de fabrique*" dans le cas du développement et de l'évolution de la fabrique des phyllosilicates au cours de la schistification progressive d'une série pélitique. Dans le cas théorique où, à partir d'une fabrique isotrope, le mécanisme d'orientation de ces minéraux serait une rotation passive homogène, les trajectoires de fabrique seraient directement comparables aux trajectoires de

déformation (cf. 1ère partie, § III.1.3.).

La notion de trajectoire de déformation ne tient compte, ni des rotations rigides éventuelles, ni des variations possibles des directions principales des ellipsoïdes intermédiaires au cours de la déformation progressive. Celles-ci sont contenues dans la notion d'histoire de la déformation (strain history ; deformation path).

Cependant, cette notion est en général encore relativement théorique ; il est en effet difficile d'espérer, à partir du type de données dont on dispose le plus souvent, pouvoir facilement déterminer, quantitativement et qualitativement, les variations de tous les paramètres dont elle tient compte.

D'une manière générale, un point important que soulève cette notion est celui du caractère coaxial ou non coaxial de la déformation, c'est-à-dire le caractère invariant ou non des directions principales de déformation au cours de la déformation progressive (*notion de régime de la déformation*). Cette notion de régime de la déformation peut être clairement illustrée par le problème du cisaillement simple (simple shear) qui correspond à une déformation non coaxiale telle que la rotation des axes principaux de l'ellipse de déformation se fait toujours dans le même sens au cours d'une déformation croissante.

La mise en évidence et la caractérisation des composantes rotationnelles de la déformation, ainsi que la détermination de leur influence sur le développement des structures géologiques, sont des points fondamentaux à aborder, en particulier du fait des implications régionales et géodynamiques qu'ils peuvent entraîner. On sait en outre qu'à différentes échelles, les cisaillements peuvent constituer l'un des traits majeurs de la tectogenèse (voir par ex. QUINQUIS et al, 1978). C'est pourquoi, la recherche des critères de déformation non coaxiale, ou des caractères particuliers à ce régime de déformation, est un problème important et souvent posé (voir par ex. : HOBBS et al, 1976 ; COBBOLD, 1978 ; LAGARDE, 1978). Les caractères remarquables reflétant l'existence de composantes de cisaillement se trouvent à toutes les échelles d'observation et sont plus ou moins fiables. On peut par exemple les rechercher à travers l'étude des

gradients de déformation et des variations dans l'espace des directions principales de déformation finie (COBBOLD, 1977), l'analyse géométrique telle que celle de la forme des plis (QUINQUIS et al, 1978 ; QUINQUIS, 1979), ou encore l'étude des structures microscopiques telles que les cristallisations syncinématiques (CHOUKROUNE, 1971 ; LAGARDE, 1978 ; BERTHE, 1979). Pris individuellement, ces caractères ne sont généralement pas des critères de cisaillement véritables (COBBOLD, 1978). Il est nécessaire d'observer plusieurs caractères compatibles pour savoir de façon certaine si l'on a affaire à une déformation essentiellement coaxiale, ou non coaxiale.

Dans le cas d'une déformation par glissements intracristallins, la relation de symétrie entre ellipsoïde de déformation et fabrique de réseau doit tenir compte du fait que le comportement des lignes et des plans de glissement, qui sont des éléments actifs, n'est pas simple relativement aux directions principales de déformation. De ce fait, *la fabrique finale doit être liée à l'histoire de la déformation*. Ceci diffère du cas de la rotation homogène de lignes passives, cas dans lequel la fabrique observée ne dépend que de la fabrique initiale et de l'ellipsoïde de déformation finie (MARCH, 1932 ; OWENS, 1973), et est indépendante du caractère coaxial ou non de la déformation progressive.

Les différentes simulations du développement d'orientations préférentielles par glissements intracristallins (ETCHECOPAR, 1974, 1977 ; LISTER, 1977 ; voir également HOBBS et al, 1976) semblent ainsi prévoir que la rotation progressive de l'ellipse de déformation au cours d'un cisaillement simple peut se traduire par une dissymétrie de la fabrique par rapport aux axes principaux de l'ellipse de déformation finie (fig. 3) ; ce n'est pas le cas si la déformation est coaxiale. Cependant, les modèles de LISTER (1974) et d'ETCHECOPAR (1974) conduisent à une interprétation apparemment inverse quant au sens de cisaillement déductible des rapports entre fabrique et axes principaux de déformation finie. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce point (cf. 2ème partie ; B. ; § I.3.2.).

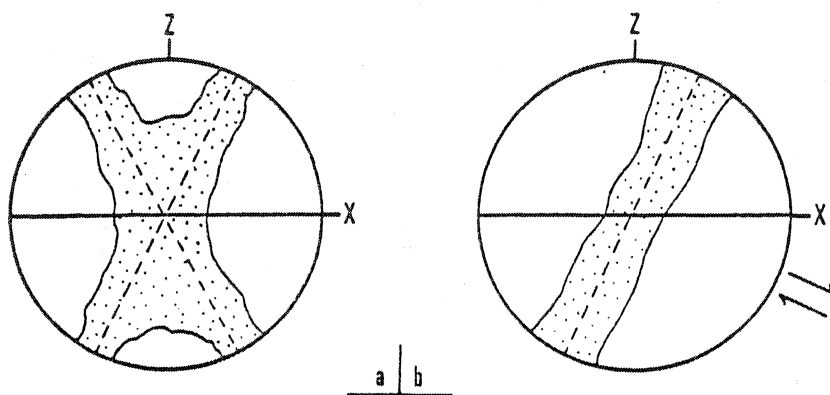


Fig. 3 : Exemple d'interprétation des relations entre la fabrication de réseau et les directions principales de déformation finie dans le cas d'une déformation co-axiale (a) et cisailante (b). Cet exemple est relatif aux orientations préférentielles d'axes C du quartz. Selon cette interprétation (BOUCHEZ, 1977b), le sens d'inclinaison de la couronne d'axes C donne le sens de cisaillement (dextre sur la figure). D'après BOUCHEZ, 1977b.

BOUCHEZ (1977b) a largement débattu ce problème et son interprétation (fig. 3) va dans le sens des propositions d'ETCHECOPAR (1974, 1977). Elle est, comme nous le verrons (cf. 2ème partie, B, § I.3.) appuyée par de nombreuses observations de terrain.

I.3. CONCLUSION.

Cette introduction, très schématique et générale, au problème des orientations préférentielles de réseau montre que leur analyse, ainsi que celle des microstructures et des sous-structures, permet d'espérer, à la lumière des différents travaux expérimentaux, de terrain, et des simulations existants, pouvoir obtenir de précieuses indications concernant les conditions de la déformation, au sens large du terme.

Ces différentes considérations tendent en particulier à montrer qu'à l'échelle régionale, l'établissement d'une *zonéographie*, mettant en

évidence les variations des fabriques de réseau et (ou) des microstructures associées, peut être un élément important pour l'interprétation des structures. En liaison avec le type de roche et de minéraux étudiés, cette zonéographie sera par exemple susceptible de refléter des variations de la forme de l'ellipsoïde de déformation finie, du régime de la déformation, de son intensité, ou encore des conditions physiques de la déformation. Il sera cependant nécessaire d'être prudent dans l'interprétation, du fait que les facteurs susceptibles d'influer sur les fabriques de réseau sont nombreux et divers, et que des interactions peuvent exister entre eux:

Ce sont principalement ces quelques notions évoquées ici qui m'ont guidé dans ce travail, et que je serai amené à discuter et à tenter de préciser tout au long de la deuxième partie du mémoire.

Chapitre II

LA MESURE DES ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES PAR GONIOMETRIE DE TEXTURE

Ce chapitre est consacré aux techniques de mesure des orientations préférentielles, et plus précisément à la goniométrie de texture que j'ai principalement utilisée dans ce travail, et qui est relativement complexe et encore assez peu répandue en géologie par rapport à d'autres domaines de recherche tels que celui de la métallurgie. Pour ce qui est des autres méthodes d'analyse qui ont été utilisées, et qui concernent principalement l'étude des microstructures et des sous-structures (cf. 1ère partie, § I.1), elles sont uniquement optiques (étude microscopique, platine universelle), et je renvoie ici le lecteur à des ouvrages tels que ceux de PONS (1971) et BOUCHEZ (1977b) où il trouvera toutes les précisions utiles.

Le goniomètre de texture est un appareil qui permet, en utilisant la diffraction des rayons X, d'accéder à l'analyse quantitative des fabriques de réseau. Pour cela, on irradie l'échantillon, et on mesure les variations de l'intensité du rayonnement diffractée en fonction de la position de cet échantillon par rapport au faisceau incident.

Les premières études d'orientations préférentielles de réseau à l'aide de la diffraction X se rapportent à la déformation des métaux (WEVER, 1924, 1931). Des films photographiques étaient alors utilisés pour enregistrer les intensités diffractées. A la même époque, SANDER et SACKS (1930) tentent d'appliquer cette technique à l'analyse des orientations préférentielles dans les roches. A partir de 1945, apparaissent des goniomètres de texture du type de ceux utilisés actuellement, sur lesquels l'intensité diffractée est captée par un compteur relié à une baie de mesure. La goniométrie de texture s'est ensuite rapidement développée et

améliorée grâce, en particulier, aux travaux effectués dans les domaines de la métallurgie et de l'étude des fibres naturelles et synthétiques, tandis qu'elle restait très peu utilisée en géologie.

Les premiers travaux publiés et véritablement prometteurs concernant les roches sont ceux de HIGGS et Al (1960). Ensuite, des études telles que celles de STARKEY (1964), WENK et KOLODNY (1968), ATTEWELL et TAYLOR (1969), ATTEWELL et Al (1969), BAKER et Al (1969), LHOPE & Al. (1969)... ont vraiment démontré l'intérêt que pouvait présenter la goniométrie de texture en géologie.

L'exposé qui suit a pour objet de familiariser le géologue à cette méthode d'analyse ⁽¹⁾, mais également d'essayer d'en cerner les problèmes techniques dans le but d'établir une procédure synthétique de travail permettant d'aboutir, compte tenu des limites de la méthode, à des résultats exploitables.

II.1. PRINCIPE ET APPAREILLAGE

Un faisceau de rayons X qui tombe sur un cristal est diffracté par une famille de plans réticulaires (hkl) si la *Loi de BRAGG est vérifiée*, c'est-à-dire si l'on a l'égalité suivante (fig. 4) :

$$2 d \sin \theta = \lambda \quad (1)$$

avec : d = distance interréticulaire des plans (hkl) diffractants

θ = angle de Bragg

λ = longueur d'onde du faisceau X incident.

(1) Le lecteur peut se reporter pour plus de détails à des ouvrages tels que ceux de BARRETT et MASSALSKI (1966) ou ALEXANDER (1969).

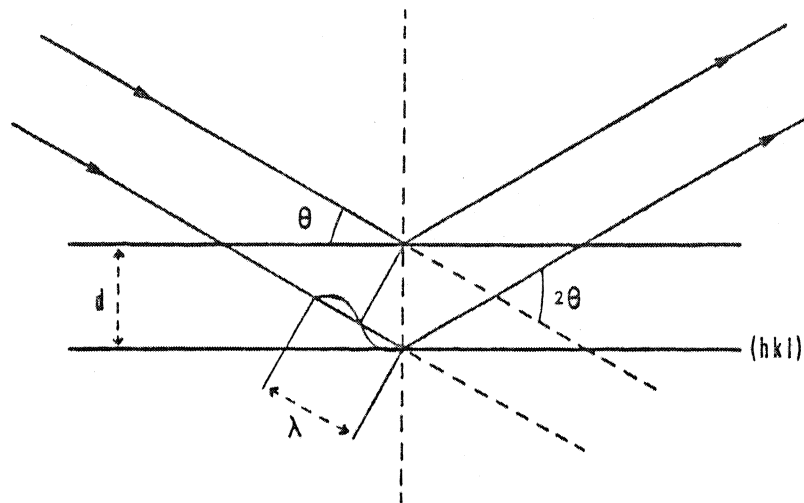


Fig. 4 : Condition de diffraction d'un faisceau X sur un plan réticulaire hkl : Loi de BRAGG. d : distance interréticulaire ; λ : longueur d'onde du faisceau incident ; θ : angle de BRAGG.

Considérons maintenant un agrégat polycristallin : pour un angle θ constant, à chaque position de l'échantillon par rapport au faisceau incident correspondra une population de grains dont les plans (hkl) seront en position de BRAGG, et l'intensité diffractée sera proportionnelle à la surface totale de ces plans diffractants, donc à leur nombre. La mesure des variations de cette intensité pour toutes les orientations de l'échantillon dans l'espace donne donc une image qualitative et quantitative des orientations préférentielles de réseau dans l'agrégat.

Deux techniques peuvent être utilisées : Par *reflection* ou par *transmission*. Dans la technique par réflexion (fig. 5 a), on utilise une pastille de quelques millimètres d'épaisseur, et dans celle par transmission (fig. 5 b), une plaque mince, épaisse d'environ cent microns. Ces deux techniques ont été appliquées pour la première fois à l'étude des fabriques cristallines respectivement par SCHULTZ (1949a) et par DECKER et Al (1948).

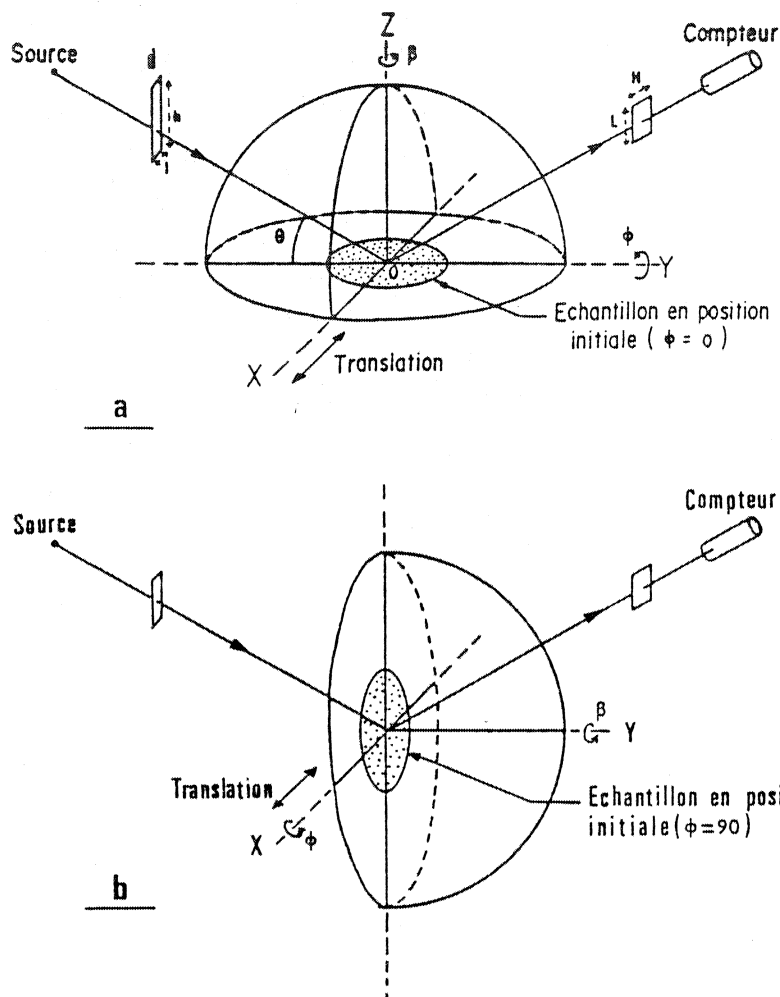


Fig. 5 : Schémas de la géométrie de la chambre de texture et des différents axes de rotation de l'échantillon.

a : mode en réflexion ; d = diaphragme fixe (hauteur h et largeur $l = 0,5$ mm). L et H sont respectivement la largeur et la hauteur de la fente du compteur.

b : mode en transmission.

Dans les deux cas, le goniomètre de texture est conçu de telle façon que le rayonnement diffracté soit capté à l'aide d'un détecteur fixe placé à un angle 2θ du faisceau incident, pendant que l'échantillon subit deux rotations de vitesse angulaire constante afin d'amener successivement les plans (hkl) considérés en position de BRAGG (fig. 3) :

- Une rotation (angle ϕ) autour d'un axe contenu dans le plan de l'échantillon et dans celui formé par les faisceaux incidents et diffractés (axe OY) en réflexion (fig. 5 a), ou dans le plan perpendiculaire (axe OX) en transmission (fig. 5 b).

- Une seconde rotation (angle β) autour de la normale au plan de l'échantillon (axe OZ en réflexion et OY en transmission), celui-ci tournant de 360° , soit pour une faible augmentation de ϕ , soit pour un angle ϕ constant.

Pour augmenter sa surface irradiée, afin de traiter un plus grand nombre de cristaux, on peut faire subir à l'échantillon un mouvement de translation d'amplitude variable dans une direction perpendiculaire au faisceau incident (axe OX).

Pendant le balayage, l'énergie diffractée est enregistrée, par l'intermédiaire d'une chaîne de comptage, sur un support quelconque (enregistrement graphique, bande perforée, cartes...).

La loi de BRAGG montre que les normales aux plans réticulaires diffractants sont contenues dans le plan formé par les faisceaux incidents et diffractés et sont bissectrices de l'angle entre ces deux faisceaux (cf. Fig. 4). Si l'on se place dans un repère XYZ fixé à l'échantillon et se déplaçant avec lui, tel que Z soit perpendiculaire au plan de l'échantillon contenant X et Y, les angles ϕ et β sont les coordonnées polaires des normales aux plans diffractants détectés par le compteur pendant le balayage (fig. 6).

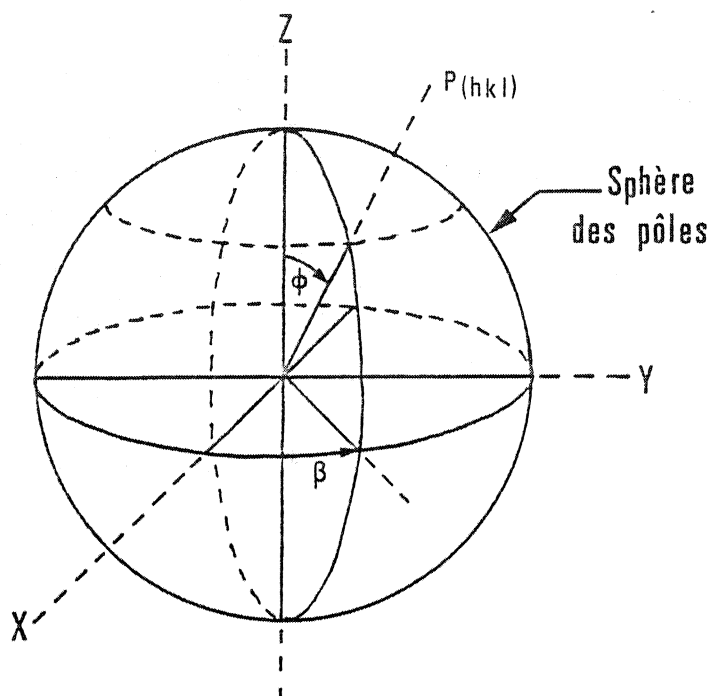


Fig. 6 : Relations entre les angles de rotation de l'échantillon et les coordonnées polaires des normales aux plans diffractants (P hkl).

L'intersection de ces normales avec sphère de référence, ou sphère des pôles, décrira, soit une spire (Fig. 7) centrée sur Z si les deux rotations correspondant aux angles ϕ et β sont simultanées, soit une suite de parallèles de latitude variable si l'on fait varier l'angle d'inclinaison ϕ pas à pas après chaque rotation complète de l'échantillon sur lui-même. Connaissant à chaque instant les angles ϕ et β (vitesses de rotation connues) ainsi que l'intensité diffractée reçue par le compteur et enregistrée (fig. 8), on peut affecter une "valeur d'intensité" à chaque point de la spirale d'exploration (Fig. 7).

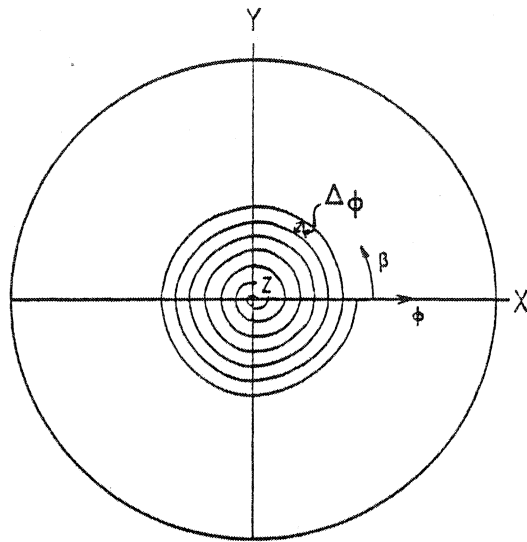


Fig. 7 : Projection polaire équivalente du lieu des normales aux plans diffractants au cours du balayage (mode en réflexion). ϕ et β varient en même temps. L'augmentation de l'angle ϕ pour une rotation de 360° en β est constante et définit le pas $\Delta\phi$ de la spirale d'exploration.

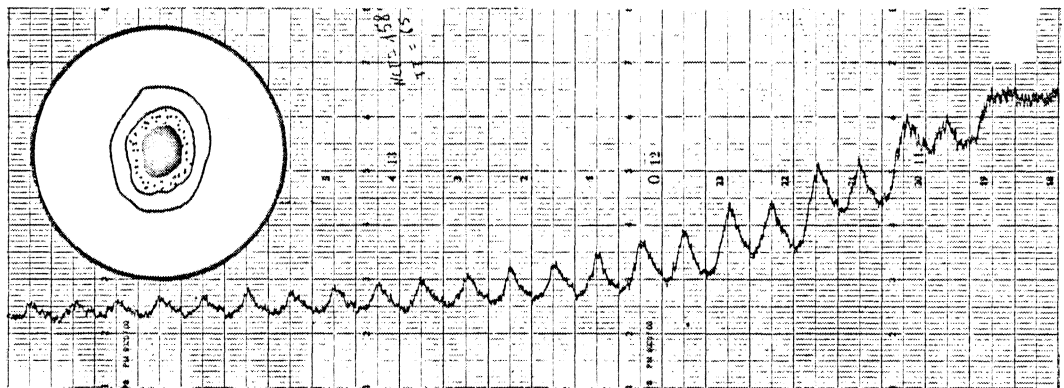


Fig. 8 : Exemple d'enregistrement des intensités diffractées au cours du balayage d'un échantillon et figure de pôles correspondants (d'après LE CORRE, 1978).

On a ainsi obtenu une "figure de pôles" ou diagramme de densité qui permet de visualiser la répartition spatiale des normales à une famille de plans réticulaires par rapport à un repère tridimensionnel choisi (fig. 8).

II.2. PHENOMENES INFLUANTS SUR L'INTENSITE MESUREE - METHODES DE CORRECTION ET CONSEQUENCES PRATIQUES.

Différents phénomènes, propres à la méthode et indépendants des orientations préférentielles des plans réticulaires étudiés, influent sur les intensités mesurées. Ces phénomènes sont *la défocalisation* (Cf. TENCKHOFF, 1970) et *l'absorption*. Elles se manifestent par une diminution progressive de l'intensité enregistrée au cours du balayage, c'est-à-dire au fur et à mesure que l'angle entre le plan de l'échantillon et le faisceau incident (angle ϕ) diminue. Cette perte d'énergie complique et limite les conditions d'utilisation du goniomètre de texture aussi bien d'un point de vue qualitatif que quantitatif, et il est nécessaire de corriger les intensités enregistrées afin de pouvoir les comparer en divers points de la figure de pôles.

Différentes méthodes de correction ont été proposées. Elles sont soit théoriques (DECKER et Al, 1948 ; SCHULTZ, 1949a, b ; BRAGG et PACKER, 1964 ; FENG, 1965 ; COUTERNE ET CIZERON, 1971) et reposent souvent sur une analyse géométrique de la chambre de texture, soit empiriques (BAKER et Al, 1969 ; LHOE et Al, 1969 ; TENCKHOFF, 1970 ; LHOE et Al, 1973 ; LAMOUREUX, 1976 ; LAMOUREUX et Al, 1978). Dans ce cas, elles s'appuient pour la plupart sur la comparaison entre les intensités diffractées par l'échantillon analysé et celles diffractées par un échantillon équivalent isotrope, c'est-à-dire ne présentant pas d'orientations préférentielles. Presque toutes ces méthodes consistent à calculer des coefficients de correction qui seront fonction de l'angle d'inclinaison ϕ et qui permettront de ramener les intensités mesurées à celles que l'on devrait obtenir si l'échantillon était en position initiale ($\phi = 0$).

Dans tous les cas, sauf peut-être dans des conditions expérimentales très particulières (COUTERNE et CIZERON, 1971), les erreurs faites sur la mesure de l'énergie captée par le compteur augmentent au cours du balayage et, même après correction, les données sont peu fiables pour une forte défocalisation ou absorption. On sait, de plus, que la technique par transmission ne permet pas d'étudier les plans réticulaires en position

telle que $\theta < \theta_c$, ce qui nécessite des calculs supplémentaires (BRAGG et PACKER, 1964). Ces restrictions font que, dans le cas général, il n'est pas possible d'explorer la totalité de la sphère des pôles avec un seul échantillon ou une seule technique (réflexion ou transmission). On aura donc recours à des combinaisons d'explorations partielles.

J'exposerai ici brièvement les différentes façons d'explorer la totalité de la sphère des pôles et les principales méthodes de correction, afin de pouvoir les discuter, d'un point de vue plus pratique que fondamental. Ceci conduira à choisir celles qui, à mon sens, sont les plus appropriées aux types de matériaux étudiés, compte tenu des caractéristiques du goniomètre de texture utilisé dans ce travail. ⁽¹⁾

II.2.1. LES DIFFERENTS MODES D'EXPLORATION DE LA TOTALITE DE LA SPHERE DES POLES :

Trois modes d'exploration sont classiquement utilisés :

- Transmission seule :

Une figure de pôles complète peut être obtenue en combinant les observations faites sur trois lames taillées perpendiculairement dans l'échantillon étudié. Les trois zones d'exploration correspondantes sont projetées sur le plan d'une des trois lames comme indiqué sur la figure 9 a.

- Transmission et réflexion :

Cette méthode a été bien décrite par SIDDANS (1976). Dans ce cas, une seule pastille est utilisée. La partie centrale de la figure de pôles est d'abord explorée en réflexion, puis l'échantillon est aminci et la zone équatoriale est obtenue en transmission (fig. 9 b). Il sera nécessaire, après avoir corrigé les données obtenues (cf. ce chapitre, § II.2.2. et II.2.3.), de remettre à l'échelle les deux groupes de

(1) Appareillage utilisé :

Goniomètre vertical Phillips PW 1050 (Rayon : 173mm) ; chambre de texture Phillips PW 1078 ; Générateur RX Phillips PW 1120/90 (tube : anti-cathode au cobalt).

résultats, du fait des intensités relativement faibles mesurées en transmission. Cette correction pourra être effectuée en comparant les énergies diffractées en transmission et en réflexion pour la même zone de l'espace, c'est-à-dire la zone de recouvrement des deux balayages (Fig. 9 b).

Le fait que les deux balayages se fassent sur le même échantillon peut, dans certains cas, être un avantage (roche très hétérogène par exemple).

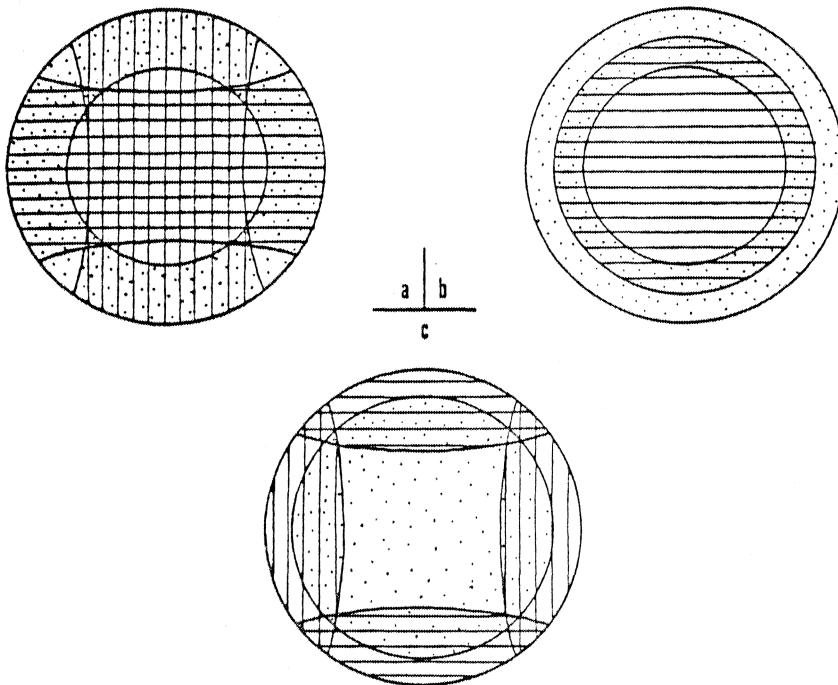


Fig. 9 : Les différentes combinaisons d'exploration partielles de la sphère des pôles, les différents figurés représentent les différentes zones d'exploration partielle.

(a) transmission seule. (b) transmission et réflexion. (c) réflexion seule.

◦ Réflexion seule :

Cette méthode est peut-être la plus utilisée, tout au moins en géologie (voir par ex. LHOTE et Al, 1969 ; BAKER et WENK (1972)).

Dans ce cas, on utilise trois pastilles orthogonales taillées dans le matériau étudié, de la même manière qu'en transmission seule (fig. 9 c).

II.2.2. LA DEFOCALISATION

La défocalisation s'observe lorsqu'on utilise la technique de SCHULTZ (Réflexion ; cf. fig. 5 a). Elle est, pour un même réglage de l'appareil, d'autant plus importante que l'angle de BRAGG est petit. Elle conduit à une diminution croissante de l'intensité enregistrée par le compteur au fur et à mesure que l'inclinaison θ de l'échantillon augmente. Cette perte d'intensité vient du fait que l'énergie enregistrée ne correspond qu'à celle diffractée par une portion, variable avec θ , de la surface totale irradiée de l'échantillon. C'est donc un phénomène d'ordre essentiellement géométrique (CHERNOCK et BECK, 1952 ; FENG, 1965 ; COUTERNE et CIZERON, 1971), lié à la conception même de la chambre de texture (dimensions des différentes fentes, mouvements de l'échantillon...).

FENG (1965) puis COUTERNE & CIZERON (1971) ont fait une analyse de ces différents facteurs et mettent en évidence les relations existant entre eux. Ces auteurs montrent également sur quels facteurs on peut agir afin de diminuer la perte d'intensité, et proposent chacun une méthode de correction.

Bien qu'étant légèrement différentes, les analyses de FENG et de COUTERNE - CIZERON montrent que l'importance des effets de la défocalisation est très dépendante des dimensions des fentes réceptrices d'une part et de celles du faisceau incident d'autre part (cf. fig. 5 a).

Ainsi, *l'effet de la défocalisation est d'autant plus important que la largeur L de la fente réceptrice est petite*, c'est-à-dire que le domaine angulaire 2θ captable est petit (cf. fig. 5 a). On a donc, d'une manière générale, intérêt à utiliser une fente réceptrice la plus large possible. Mais, différentes raisons pratiques, très bien soulignées par COUTERNE & CIZERON (1971), imposent la taille maximum que l'on peut donner à L :

- Une augmentation du domaine angulaire 2θ captable par le compteur peut ne pas permettre de sélectionner une raie de diffraction trop

proche d'autres raies. Les raies de diffraction que l'on étudie sont fréquemment dans de telles positions. C'est particulièrement le cas en géologie, où l'on s'intéresse souvent à des roches polyminérales pour lesquelles les raies de diffraction sont nombreuses.

- La largeur de l'anneau de DEBYE (lieu des rayons diffractés) augmente avec l'inclinaison \varnothing de l'échantillon (COUTERNE & CIZERON, 1971, equ. 20 et 21). La surface de l'échantillon, compte tenu de son mouvement de translation (cf. 1ère partie, § II.1), n'intercepte plus la totalité du faisceau incident à partir d'un angle \varnothing qui est fonction des dimensions verticales et horizontales de ce faisceau, de l'angle de BRAGG, du diamètre de l'échantillon, et de l'amplitude de la translation (COUTERNE & CIZERON, 1971, equ. 19). La largeur de l'anneau de DEBYE pour cet angle \varnothing fixe la limite maximale d'ouverture de la fente réceptrice, si l'on ne veut pas capter de rayonnements parasites.

On peut également atténuer la perte d'intensité liée à la défocalisation en diminuant la divergence verticale du faisceau incident, c'est-à-dire en diminuant sa hauteur au niveau de l'échantillon (liée à la hauteur h , fig. 5 a). Les variations possibles de cette dimension sont également limitées. En effet, la largeur du faisceau incident étant fixe (le diaphragme d fixe cette largeur l à 0,5 mm ; cf. fig. 5 a), une diminution de sa hauteur entraîne une réduction de la surface irradiée de l'échantillon. De ce fait, moins de cristaux sont analysés, et l'erreur statistique augmente. Celle-ci, dans le cas d'une roche, devient vite trop importante.

Nous voyons donc que, d'une manière générale, il sera difficile d'atténuer de façon importante les effets de la défocalisation. D'un point de vue pratique, il s'avère que les méthodes de correction théoriques de ce phénomène sont d'autant plus précises que la perte d'intensité par défocalisation sera faible. Par ailleurs, les formules de corrections qui en dérivent font intervenir différents paramètres (dimensions des fentes, ou la largeur de la raie de diffraction considérée) et sont extrêmement sensibles à leurs fluctuations. Il s'en suit qu'en plus des erreurs indépendantes de la méthode de correction (erreur statistique de comptage princi-

-pablement), leur application introduit une autre source d'erreur importante, liée à la mesure de ces paramètres. Ce fait est particulièrement sensible lorsque l'on utilise la méthode de COUTERNE & CIZERON (1971).

II.2.3. L'ABSORPTION.

L'atténuation de l'intensité diffractée, due au phénomène d'absorption, varie de la même façon que le volume irradié de l'échantillon. Si ce volume irradié augmente avec l'inclinaison \emptyset , la perte d'énergie n'est pas constante, et entraîne un abaissement progressif des courbes d'enregistrement, comparable à celui induit par la défocalisation.

Il existe des méthodes de correction, que je ne décrirai pas ici (cf. DECKER et Al, 1948 ; SCHULTZ, 1949b ; BRAGG et PACKER, 1964 ; ALEXANDER, 1969) qui sont d'une manière générale basées sur le rapport entre l'intensité mesurée pour une certaine inclinaison \emptyset et celle qui serait observée si l'échantillon était en position initiale ($\emptyset = 0$).

En Transmission, l'absorption conduit à une perte d'intensité qui nécessite, d'une manière générale, d'être corrigée (cf. SIDDANS, 1976). Par contre, lorsque l'on travaille en réflexion, le volume irradié reste à peu près constant (cf. COUTERNE & CIZERON, 1971). L'absorption conduit dans ce cas à une atténuation pratiquement constante de l'intensité diffractée quel que soit l'angle d'inclinaison \emptyset de l'échantillon, et peut donc être négligée.

II.2.4. LES CORRECTIONS EMPIRIQUES.

Dans le domaine de la géologie, c'est le type de corrections le plus couramment utilisé (cf. BAKER et Al, 1969 ; LHOPE et Al, 1973 ; LA-MOUROUX, 1976 ; SCHMID, com. pers.).

La solution idéale pour effectuer toutes les corrections est évidemment de passer, dans des conditions expérimentales identiques, l'échantillon étudié et un échantillon équivalent. On a ainsi, pour chaque valeur de l'inclinaison \emptyset , la comparaison directe entre les intensités diffractées enregistrées dans les deux cas. De cette manière, tous les facteurs

pouvant influencer sur l'intensité mesurée sont corrigés, et ceci pratiquement sans calcul. Mais il existe une difficulté importante à surmonter. En effet, on ne possède pratiquement jamais d'échantillon naturel isotrope qui soit strictement équivalent à l'échantillon que l'on veut analyser. On est donc souvent obligé de le confectionner à partir de l'échantillon étudié et dans ce cas, on risque d'en perturber les propriétés (granulométrie, surface, densité volumique...). On observera alors une perte d'intensité différente de celle correspondant à l'échantillon naturel (cf. LHOTE et Al, 1973).

Il est quand même presque toujours possible de fabriquer un échantillon "désorienté" ayant des propriétés suffisamment voisines de celles de l'échantillon naturel, au moins dans le cas des roches à granulométrie relativement fine (LHOTE et Al, 1969, 1973), et on peut alors obtenir des coefficients de correction fiables. Il faut préciser, qu'au moins dans le cas des roches, cette méthode n'a donné de résultats que lorsque la technique par réflexion était utilisée, ceci sans doute du fait de la difficulté technique que présente la fabrication d'un désorienté suffisamment mince pour être utilisable en transmission.

Remarque :

D'autres types de corrections empiriques que ceux utilisant un échantillon isotrope ont été proposés (LHOTE et Al, 1973 ; LAMOUREUX, 1976 ; LAMOUREUX et Al, 1978).

LHOTE et Al. (1973), en particulier, proposent une méthode simple basée sur la comparaison des intensités diffractées par les trois échantillons orthogonaux traités lorsqu'on utilise la réflexion seule pour explorer la totalité de la sphère des pôles (cf. 1ère partie, § II.2.1.) :

Si l'on admet, ce qui est raisonnable pour un pas d'exploration ($\Delta\theta$, cf. fig. 7) suffisamment petit, que la perte d'intensité enregistrée est constante pour une rotation de 360° de l'échantillon sur lui-même ($\theta \neq \text{cte}$), on peut faire la moyenne des intensités mesurées pour les trois pastilles traitées pour la même inclinaison $\theta \pm \frac{\Delta\theta}{2}$. Les trois zones correspondant évidemment à des orientations spatiales différentes (cf. fig. 9 c)

on effectue ainsi un lissage des maxima d'intensité, et, si le nombre de mesures est suffisant, on obtient une bonne approximation de l'énergie moyenne diffractée pour cet angle θ . Si l'on fait ce calcul pour chaque tour de la spirale d'exploration, on peut tracer une courbe correspondant à la variation d'intensité enregistrée au cours du balayage pour un échantillon isotrope.

En fait, il est facile de voir que, si cette méthode conduit à des résultats valables lorsque les maxima d'intensité représentent une grande surface de la figure des pôles, c'est-à-dire quand les orientations préférentielles sont faibles, l'erreur est croissante avec la "concentration" de ces maxima, et il faut alors effectuer un lissage énergique en faisant passer par les points de la courbe de correction un polynôme du 3e ou 4e degré. Mais de toutes façons, pour des distributions unimodales intenses, cette méthode n'est pas applicable. Il suffit d'imaginer une distribution axiale parfaite (un seul maximum très intense) pour s'en rendre compte.

II.2.5. CONCLUSIONS.

A partir de ce bref exposé fait sur les différents modes d'exploration de la sphère des pôles et des principales méthodes de correction des intensités brutes enregistrées, on peut essayer, compte tenu du type de problèmes que l'on aura à résoudre et du goniomètre de texture utilisé, de tirer quelques conclusions pratiques concernant leurs avantages et leurs inconvénients respectifs.

◦ Du point de vue des corrections :

La principale conclusion que l'on peut tirer est qu'aucune méthode de correction n'est véritablement pleinement satisfaisante.

Comme je l'ai signalé, dans le cas des corrections théoriques de défocalisation, les résultats seront d'autant meilleurs que les réglages du goniomètre auront été faits d'une manière appropriée, ce qui nécessite de disposer d'un appareil très performant. Il est également nécessaire de mesurer très précisément certains paramètres (taille des fentes, largeur de la raie de diffraction, dimensions du faisceau incident...). Ceci est éga-

lement nécessaire dans le cas de corrections d'absorption (voir par ex. ALEXANDER, 1969). D'autre part, d'une manière générale, l'expérience peut montrer que ces méthodes théoriques sont peut-être trop sophistiquées pour des études courantes et lorsqu'on ne dispose pas d'un matériel très performant, et qu'elles apportent, par rapport aux méthodes empiriques, des précisions souvent disproportionnées relativement aux erreurs expérimentales possibles. Ceci est particulièrement vrai dans le cas des problèmes traités en géologie.

Les corrections empiriques basées sur l'analyse d'échantillons isotropes ne sont pas non plus totalement satisfaisantes, car plus ou moins bien réalisables suivant le type de matériau étudié et le mode d'exploration. Elles ont cependant l'énorme avantage d'être simples et conduisent, au moins dans le cas de roches à granulométrie fine, à des résultats de bonne qualité (voir par ex. BAKER et WENK, 1972 ; RIECKELS et BAKER, 1977 ; BERTHE et Al, 1979a).

° Du point de vue des modes d'exploration :

Une analyse critique des modes d'exploration de la sphère des pôles a été développée par SIDDANS (1976). On peut la résumer et la compléter comme suit :

Transmission :

- Avantages :
- Plus grande pénétration des rayons X
- Inconvénients :
- On ne peut pas effectuer de mesures directes par des inclinaisons telles que $\emptyset < \theta$.
- Les intensités diffractées sont faibles, ce qui rend difficile l'accès à des raies de diffraction peu intenses.
- Les échantillons sont relativement difficiles à confectionner et à manipuler du fait de leur faible épaisseur.

- Les corrections d'absorption sont nécessaires et les corrections empiriques difficiles à effectuer.

- Sur le goniomètre de texture utilisé dans ce travail, l'incrémentation sur le mouvement d'inclinaison de l'échantillon (angle \emptyset) n'est pas automatique en transmission. Ceci rend nécessaire la présence d'un opérateur au cours du balayage.

Réflexion

Avantages :

- On peut assez facilement analyser les raies peu intenses.
- Le volume diffractant est à peu près constant quelle que soit l'inclinaison \emptyset .
- Les échantillons sont faciles à confectionner.
- Les corrections empiriques sont faisables.

Inconvénients :

- Le phénomène de défocalisation.

En conclusion, il apparaît donc que l'utilisation de la technique par réflexion est d'une manière générale plus simple et plus pratique que celle par transmission compte tenu des moyens disponibles et des problèmes que l'on a à traiter. Elle permet, en outre, de corriger empiriquement les intensités enregistrées à condition de prendre, comme nous le verrons, un certain nombre de précautions.

II.3. DEMARCHE ADOPTEE POUR L'OBTENTION DES FIGURES DE POLES :

Les différentes considérations évoquées précédemment m'ont conduit à adopter une méthode générale de traitement dans le cas d'échantillons rocheux en tenant compte des différents moyens disponibles dans le cadre de ce travail.

Cette méthode utilise la technique par réflexion et les corrections sont effectuées à l'aide d'enregistrements de l'énergie diffractée par un échantillon isotrope. Elle est certainement critiquable sur bien des points mais, comme nous le verrons, elle permet, tout en étant relativement simple, d'obtenir le plus souvent des résultats suffisamment fiables pour être interprétés qualitativement et quantitativement.

Dans ce paragraphe, je décrirai brièvement les étapes successives aboutissant à l'obtention d'une figure de pôles, telles qu'elles sont effectuées dans le cas général au laboratoire de géologie structurale à Rennes.

Le traitement des données fournies par la goniométrie de texture nécessite un certain nombre de calculs. Ces calculs sont généralement simples mais ils concernent un grand nombre de données et nécessitent donc d'être traités par l'informatique. Tous les programmes élaborés et utilisés dans ce travail⁽¹⁾ sont adaptés au traitement de données sur une unité de calcul comprenant un calculateur (Hewlett-Packard - modèle 9821-a), une table de lecture, et une table traçante. L'utilisation d'un tel calculateur ne permet pas de construire des programmes très complexes et très performants, mais a l'avantage d'être plus simple et beaucoup moins lourde que celle d'un ordinateur. L'ensemble du traitement décrit ci-dessous et qui comprend la lecture des données brutes, les corrections diverses, et le traçage, demande environ 2h30.

II.3.1. L'ECHANTILLONNAGE ET L'OBTENTION DES DONNEES BRUTES :

En réflexion, l'exploration de la totalité de la sphère des pôles se fait en traitant successivement trois pastilles taillées perpendiculairement dans l'échantillon étudié (cf. 1ère partie, § II.2.1). Ces pastilles font dans notre cas 28 mm de diamètre et environ 4 mm d'épaisseur. Elles sont obtenues, après avoir été repérées de façon très précise sur

(1) Ces programmes sont à la disposition des personnes intéressées.

l'échantillon orienté (fig. 10a), par carottage sur cet échantillon préalablement scié selon trois plans orthogonaux. Sur chacune d'elles, la face qui sera irradiée est ensuite polie.

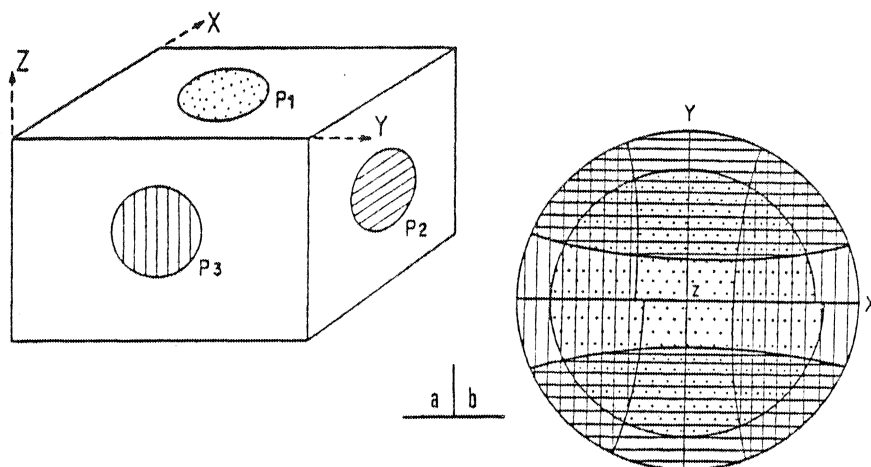


Fig. 10 : Mode d'échantillonnage des trois pastilles analysées.

a : Position des trois pastilles orthogonales P_1 , P_2 , P_3 , dans un référentiel X , Y , Z .

b : Projection dans le plan XY des surfaces explorées, correspondant aux trois pastilles P_1 , P_2 , P_3 .

Trois courbes d'enregistrement des intensités diffractées (cf. fig. 8) sont obtenues à l'aide du goniomètre de texture, chacune correspondant, pour la raie de diffraction étudiée, aux intensités mesurées pour chaque pastille au cours d'un balayage allant de $\varnothing = 0^\circ$ à $\varnothing = 70^\circ$.

Les trois zones de la sphère des pôles ainsi explorées se projettent dans le plan de référence choisi comme le montre la figure 10b.

Sur chaque courbe, les intensités sont lues point par point grâce au lecteur de courbe et enregistrées sur cassette. (bande magnétique) par l'intermédiaire du calculateur auquel ce lecteur est couplé. Afin d'avoir une précision suffisante tout en tenant compte de la capacité mémoire du calculateur (935 registres mémoires), j'ai choisi un pas d'échantillonnage correspondant à $11^\circ,25$ (rotation β) sur la spirale d'exploration, soit 32

mesures par tour de spirale. Ces points d'échantillonnage (448 par courbe pour un pas d'exploration $\Delta\phi$ de 5°) sont fixes sur la figure de pôles.

II.3.2. LES CORRECTIONS.

° Correction des intensités brutes enregistrées :

Plusieurs techniques sont proposées pour confectionner un échantillon désorienté (LHOTE et Al, 1973). Lorsque la granulométrie n'est pas trop grossière, une façon simple d'y parvenir est de séparer la roche étudiée en fragments suffisamment gros pour perturber au minimum ses caractères physiques. Par exemple, à l'aide d'une colle, on peut réaliser une sorte de conglomérat dans lequel les fragments auront une orientation relative aléatoire et la matrice (la colle, par ex.) constituera un volume minimal. L'échantillon ainsi constitué sera donc globalement isotrope et aura des propriétés assez peu différentes de celles de la roche d'origine.

Afin de s'assurer du caractère isotrope, on confectionne plusieurs échantillons dans le même matériel et on compare les courbes de diffraction obtenues. On peut, si nécessaire, préciser les mesures en traitant plusieurs désorientés correspondant à des échantillons appartenant à la même formation géologique et prélevés sur des affleurements différents, et en lissant les mesures.

On obtient de cette façon des courbes de variation de l'intensité mesurée pour différentes raies du minéral étudié. Ces courbes peuvent être exprimées par le rapport entre l'intensité mesurée $I_{m\phi}$ et l'intensité I_0 obtenue lorsque l'échantillon est en position initiale ($\phi = 0$). Chaque point de la courbe correspond donc à un coefficient de correction C_ϕ . Un exemple est illustré par la figure 11 dans le cas du quartz. Pour ce cas précis, on a pu tester la validité de ces courbes à l'aide de balayages effectués sur des quartzites naturellement isotropes, et on a obtenu une concordance satisfaisante entre les deux groupes de données, aux erreurs de mesure près (fig. 12).

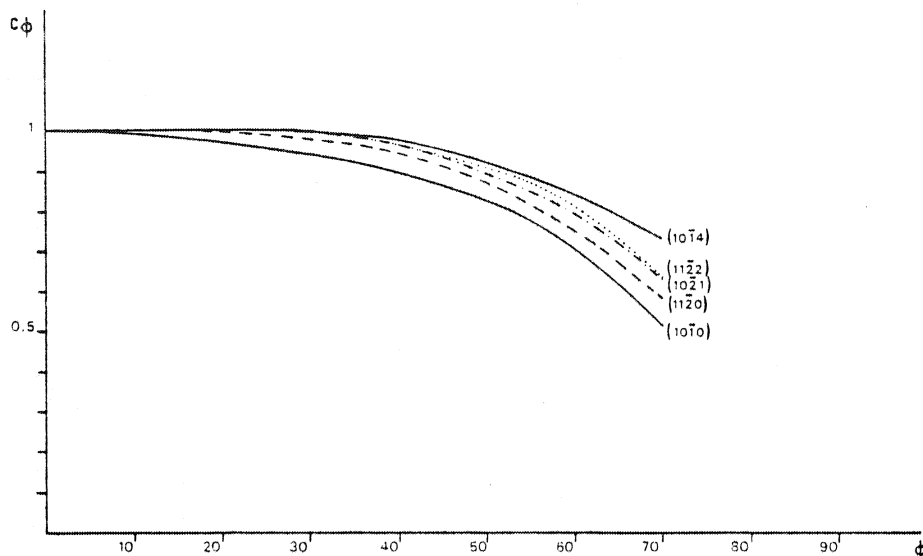


Fig. 11 : Courbes expérimentales synthétiques de corrections des intensités mesurées effectuées à partir d'échantillons désorientés confectionnés à partir de quartzites. Chaque courbe correspond à une raie de diffraction. On peut remarquer que la perte d'intensité décroît lorsque l'angle de BRAGG augmente : $\langle 10\bar{1}0 \rangle$: $2\theta = 24^\circ,28$; $\langle 10\bar{1}4 \rangle$: $2\theta = 89^\circ,91$.

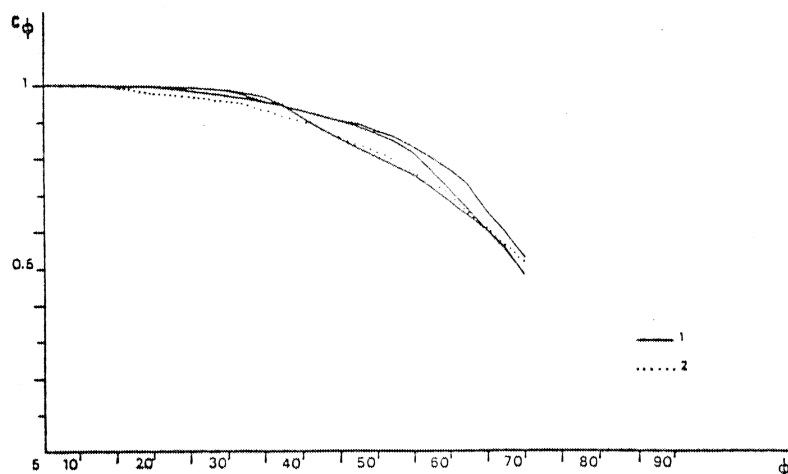


Fig. 12 : Comparaison des courbes de corrections obtenues par des échantillons désorientés (1) et un échantillon naturel isotrope (2) (cf. 2ème partie, fig. 30 ; site 1). Ces courbes sont relatives aux axes $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ du quartz ($2\theta = 24^\circ,28$) et n'ont subi aucun lissage.

Lorsque l'on étudiera les orientations d'un axe cristallographique d'un minéral choisi, pour chaque point d'échantillonnage sur la spirale d'exploration, défini par son angle polaire \varnothing , on obtiendra les intensités corrigées I_{\varnothing} par un rapport simple du type ⁽¹⁾ :

$$I_{\varnothing} = \frac{I_{m\varnothing}}{C_{\varnothing}} \quad (2)$$

◦ Homogénéisation des données relatives aux 3 pastilles :

Lorsque, ce qui est fréquent, le minéral étudié n'est pas réparti de façon homogène dans la roche (par exemple le quartz dans un gneiss finement lité), le nombre de grains analysés est différent pour les trois pastilles et, de ce fait, les intensités diffractées relatives à chacune des pastilles diffèrent d'un facteur d'échelle K. Dans ce cas, une correction est nécessaire afin d'homogénéiser les trois groupes de données relatifs aux trois pastilles du point de vue des intensités absolues. Cette correction est identique à celle évoquée précédemment pour le cas où réflexion et transmission sont combinées afin d'explorer la totalité de la sphère des pôles (cf. 1ère partie, § II.2.1.). Elle s'effectue de la même façon, en utilisant les zones de recouvrement des trois surfaces d'exploration (cf. fig. 9c). On fait la somme E des énergies diffractées par chaque pastille dans les zones de recouvrement et on ramène les intensités relatives à deux des pastilles à la "même échelle" que celles diffractées par la troisième en utilisant des coefficients K_{ij} du type :

$$K_{ij} = \frac{E_i}{E_j} \quad (3)$$

i et j représentant deux pastilles différentes.

(1) On devra bien sûr retirer le bruit de fond afin de ne tenir compte que de l'intensité diffractée par la famille de plans réticulaires considérée. Le bruit de fond sera mesuré en déplaçant légèrement le compteur (cf. fig. 5a) de part et d'autre de la raie de diffraction étudiée.

Si l'on travaille sur une roche homogène, cette correction est rarement nécessaire. Cependant, lorsqu'on doit l'effectuer, elle conduit le plus souvent à des résultats cohérents (cf. BERTHE et Al, 1979a ; GAPAIS et LAGARDE, 1977 ; LAGARDE, 1978).

Il faut tout de même signaler que ce problème d'homogénéité entre les trois groupes de résultats peut parfois être difficile à résoudre de façon vraiment satisfaisante. Il peut même, dans des cas très défavorables (roche très hétérogène ou à gros grain), conduire à l'abandon, tout au moins si l'on désire un résultat quantitatif.

II.3.3. LE CALCUL DE L'INTENSITE TOTALE DIFFRACTEE ET LA NORMALISATION DES RESULTATS.

Pour que les résultats soient quantitativement comparables d'une figure de pôles à une autre, il faut qu'ils soient normalisés, c'est-à-dire exprimés par une valeur indépendante de la quantité totale d'énergie diffractée. La solution la plus logique à ce problème est de les exprimer en *densités*, ce qui peut se faire en faisant le rapport entre *l'intensité en chaque point* du diagramme et *l'intensité moyenne* diffractée. Le calcul de cette intensité moyenne nécessite implicitement de connaître l'énergie totale diffractée pour l'ensemble de la sphère des pôles.

Les intensités toutes mesurées ayant été préalablement corrigées (cf. ce chapitre, § II.3.2.), cette énergie totale est facilement calculable⁽¹⁾ si l'on assimile, ce qui est raisonnable, chaque tour de la spirale d'exploration à un parallèle à l'équateur sur la sphère des pôles.

A chaque point de mesure (défini par les angles \emptyset et β), correspond sur la sphère des pôles une surface s_1 déterminée par les deux angles $\Delta\emptyset$ et $\Delta\beta$ (fig. 13). $\Delta\emptyset$ correspond au pas de la spirale d'exploration (cf. fig. 7) et $\Delta\beta$ est déterminé par le pas d'échantillonnage des mesures sur cette spirale.

(1) La méthode de calcul utilisée ici est inspirée de celle proposée par COUTERNE et CIZERON (1971).

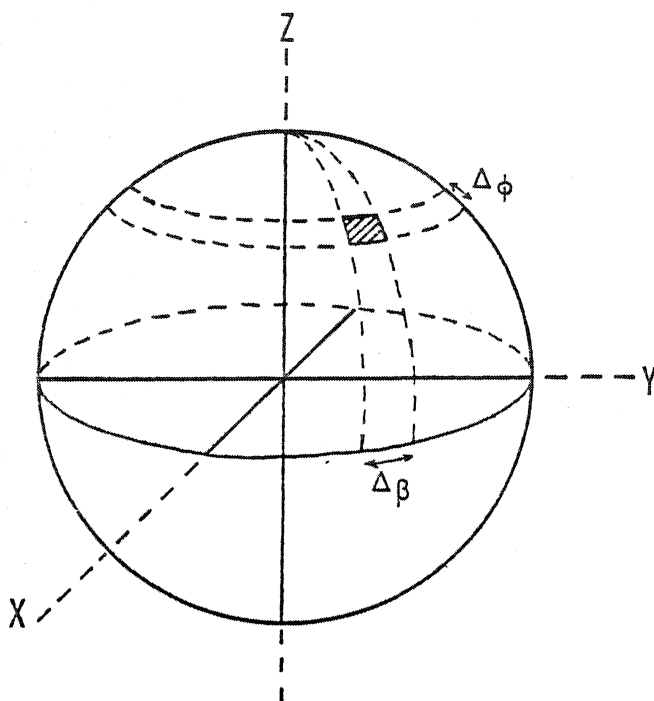


Fig. 13 : Surface correspondant à un point mesure sur la sphère des pôles. $\Delta\phi = 5^\circ$; $\Delta\beta = 11^\circ,25$.

Cette surface s_i est donnée par l'équation :

$$s_i = R^2 \Delta\phi \Delta\beta \sin \phi_i \quad (4)$$

ϕ_i étant la latitude du point considéré telle que :

$$\phi_i = i\Delta\phi - \frac{\Delta\phi}{2} ; i \text{ étant un entier définissant le parallèle considéré.}$$

Si I_k est l'intensité diffractée pour le k ième point de mesure, l'intensité I'_k diffractée pour la surface s_i correspondante est approximée par l'équation :

$$I'_k = I_k s_i \quad (5)$$

Cette approximation consiste à admettre que la moyenne des intensités diffractées dans la surface s_i est bien égale à I_k , et revient donc à effectuer un lissage. Ceci est justifié car I'_k doit dans ce cas évidemment correspondre, sur la courbe de variations des intensités diffractées

le long de la spirale d'exploration, à l'aire sous-tendu par la portion de cette courbe comprise entre $\beta_k - \frac{\Delta\beta}{2}$ et $\beta_k + \frac{\Delta\beta}{2}$, β_k étant l'azimuth du kième point de mesure (fig. 14). Notre démarche revient à assimiler cette courbe à une portion de droite, ce qui est une approximation compatible avec la précision des mesures.

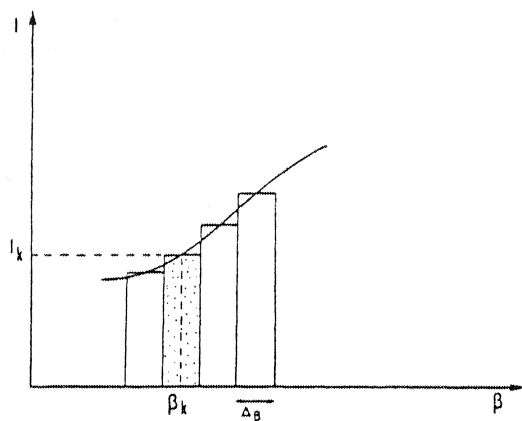


Fig. 14 : Signification de l'approximation effectuée pour le calcul de l'intensité totale I_k diffractée pour une petite surface s_i de la sphère des pôles. I'_k correspond à l'aire en pointillés.

L'intensité totale diffractée IT sera alors donnée par :

$$IT = \sum_k I'_k \quad (6)$$

Elle pourra facilement être calculée en sommant les intensités diffractées par une des pastilles, et des intensités interpolées à l'aide de celles diffractées par les deux autres pastilles dans la portion de la figure de pôles telle que $70 < \varphi \leq 90$.

L'intensité moyenne calculée est égale à $\frac{IT}{S}$, où S est la surface totale de la demi-sphère telle que :

$$\begin{aligned} S &= 2\pi R^2 \Delta\varphi \sum_0^{\pi/2\Delta\varphi} \cos\left(i\Delta\varphi - \frac{\Delta\varphi}{2}\right) \\ &= N \sum_i s_i \end{aligned} \quad (7)$$

N étant le nombre de points de mesure par parallèle.

Les valeurs finales peuvent être exprimées en densité ρ_k calculées comme suit :

$$\rho_k = \frac{SI_k}{I_T} \quad (8)$$

On a ainsi effectué une normalisation des résultats qui sont maintenant exprimés en multiples de l'intensité correspondant à une orientation aléatoire (m.r.d.units. cf. BAKER et Al, 1972). Les variations de densité peuvent être mises en évidence sur la figure de pôles, soit par différents symboles, soit en joignant par une courbe les points d'isodensités.

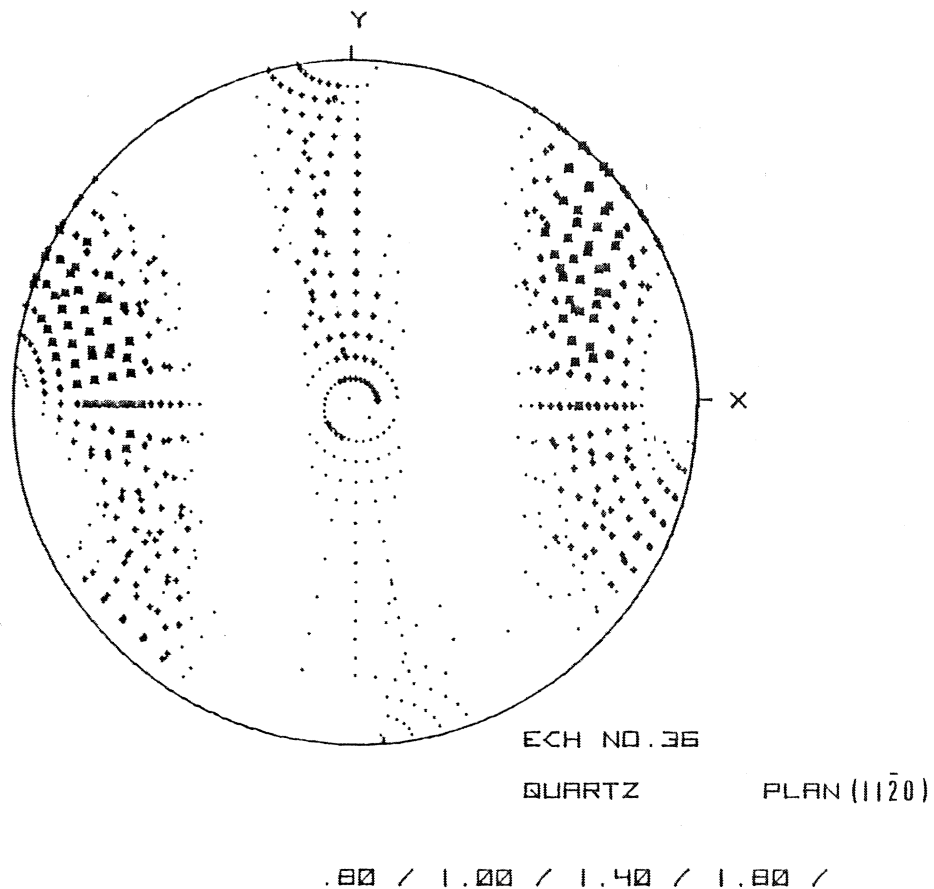
Ces figures de pôles sont obtenues automatiquement à l'aide de la table traçante couplée au calculateur, après que ce dernier ait effectué tous les calculs précédents (cf. ci-dessus et ce chapitre, § II.3.2.).

Le programme de traçage élaboré dans le cadre de ce travail ne trace pas les courbes d'intensité, mais permet de visualiser les différences de densités par différents symboles (fig. 15).

Remarque :

Dans certains cas particuliers, comme par exemple l'analyse des orientations des plans basaux (001) des micas dans des schistes, la procédure de traitement décrite dans ce chapitre peut être considérablement allégée. En effet, les plans (001) sont statistiquement contenus dans le plan de schistosité et l'analyse d'une seule pastille taillée parallèlement à ce plan permet à elle seule de caractériser quantitativement l'orientation préférentielle des axes C (LE CORRE, 1978).

Fig. 15 : Exemple de sortie automatique sur table traçante d'une figure de pôle. Il s'agit ici d'un diagramme relatif aux axes $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ (axes $\langle a \rangle$) du quartz dans un échantillon de quartzite (cf. 2ème partie, site 23, fig. 30). Les données relatives aux trois pastilles traitées sont toutes projetées dans le plan d'une des pastilles. Dans cet exemple, la remise à l'échelle des trois groupes de données (cf. ce chapitre, § II.3.2.) n'a pas été effectuée. La bonne concordance des résultats fournis par les trois pastilles montre la validité globale de la méthode utilisée, que ce soit du point de vue de la lecture des données brutes, des corrections diverses, du calcul de l'intensité totale diffractée (cf. ce chapitre, § II.3.3.). Les différentes classes de densités, représentées par les symboles, sont exprimées en multiples de la densité moyenne (X d.m.) et sont indiquées sous la figure de pôles.





Chapitre III

QUANTIFICATION ET REPRESENTATION GRAPHIQUE DES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES

Il existe différentes façon de représenter les orientations préférentielles, chacune ayant ses intérêts et ses limites propres.

Le plus souvent, les documents servant de base à l'analyse sont les figures de pôles (cf. Fig. 15). Cette méthode de représentation est simple et directe, et fournit à elle seule un grand nombre d'informations concernant l'agencement des cristaux dans un agrégat polycristallin déformé. Elle a, comme nous le verrons, été beaucoup utilisée dans ce travail.

Cependant, différentes raisons, inhérentes au type de problème que l'on désire aborder, et donc indirectement liées à la nature du minéral étudié, limitent les possibilités d'utilisation de la figure de pôles comme unique moyen de représentation des fabriques. On peut alors faire appel à d'autres méthodes afin d'en avoir une description plus précise et plus complète.

Parmi ces méthodes, deux principaux types sont intéressants. Les uns s'appuient sur le calcul des *tenseurs d'orientation* et permettent de *quantifier la forme et l'orientation du nuage statistique représenté par la figure de pôles, ainsi que l'intensité de l'orientation préférentielle*. Les autres, à l'aide des *fonctions de distribution d'orientations*, permettent de *synthétiser les données fournies par les différentes figures de pôles correspondant aux différentes familles d'axes cristallographiques de l'espèce minérale considérée, afin d'en obtenir l'orientation spatiale complète dans l'agrégat étudié*.

La première partie de ce chapitre est consacrée aux tenseurs d'orientation, et les résultats qui y figurent ont été obtenus en collaboration avec P. COBBOLD.

Dans une deuxième partie, je donnerai un très bref aperçu des représentations graphiques basées sur le calcul de la fonction de distribution d'orientations. Cette méthode est beaucoup plus complexe et nécessite, pour l'appliquer, un important support informatique. Elle n'est pour l'instant pas opérationnelle à Rennes et n'a donc pas été utilisée dans le cadre du travail exposé ici.

III.1. LES TENSEURS D'ORIENTATION-METHODES DES VALEURS PROPRES.

Il est souvent nécessaire de caractériser précisément les figures de pôles, en particulier leur symétrie, d'un point de vue qualitatif et quantitatif. Dans ce cas, l'utilisation de ces seules figures, en tant qu'unique base descriptive, peut conduire à des interprétations erronées. Il est donc nécessaire de traduire la distribution par des valeurs chiffrées. C'est une des raisons pour lesquelles le problème de l'analyse des distributions directionnelles a fait l'objet de nombreuses études, parfois menées de façon indépendante. Par ailleurs, l'utilisation de valeurs chiffrées pour caractériser les orientations préférentielles est parfois plus pratique pour analyser par exemple des variations régionales.

III.1.1. GENERALITES SUR LES METHODES :

Parmi les nombreux travaux concernant ce problème de la description quantitative des figures de pôles, deux principaux courants peuvent être dégagés.

◦ Les fonctions d'orientation :

Un premier type de méthode consiste à *caractériser les figures axiales ou orthorhombiques par rapport à un repère fixe choisi*. Cette méthode est en particulier bien développée dans certains travaux trai-

tant de l'analyse des orientations préférentielles des polymères, pour laquelle on caractérise par exemple l'orientation des éléments d'une fibre par rapport à son axe.

Elle est basée sur le calcul des fonctions d'orientations et a été décrite d'abord par HERMAN et Al (1939) puis STEIN (in ALEXANDER, 1969), et enfin généralisée par WILCHINSKY (in ALEXANDER, 1969). Une méthode assez proche a également été décrite par LIPPMANN (1970). Ces fonctions sont définies par l'équation :

$$f(hkl, X_i) = 1/2 (3 \langle \cos^2 \varnothing_{hkl, X_i} \rangle - 1),$$

$$i = 1, 2, 3 \quad (9)$$

où $\langle \cos^2 \varnothing_{hkl, X_i} \rangle$ représente le cosinus carré moyen de l'angle entre les axes $[hkl]$ et l'axe X_i du repère. Ce paramètre varie de 0, lorsque les axes $[hkl]$ considérés sont perpendiculaires à l'axe X_i , jusqu'à 1 pour un parallélisme parfait, la valeur $1/3$ caractérisant une orientation aléatoire par rapport à cet axe. Si les trois axes X_i sont orthogonaux, la somme des trois cosinus carrés est égale à 1. On peut de ce fait représenter l'ensemble de la distribution considérée par un point dans un triangle équilatéral dont chaque sommet représente un des trois axes du repère (DESPER et STEIN, 1966) (fig. 16).

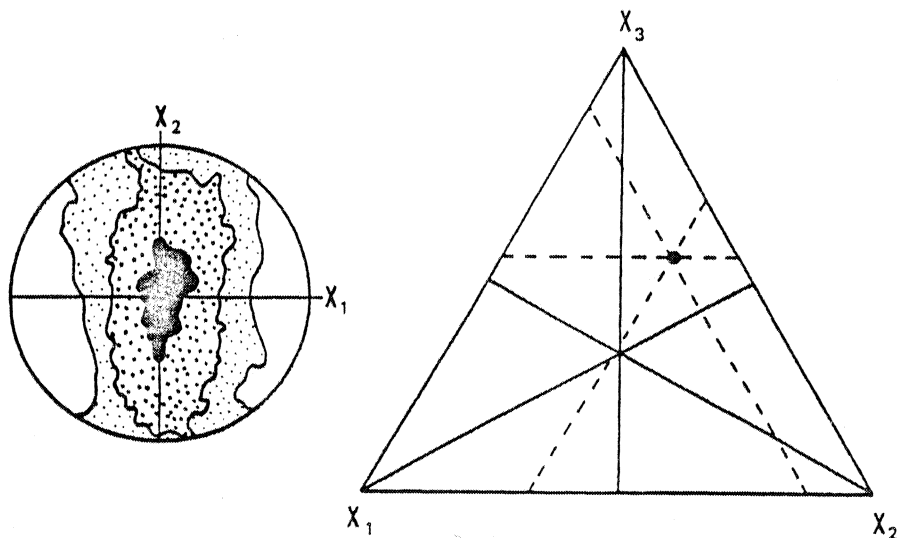


Fig. 16 : Relations entre la figure de pôles et son point représentatif dans un triangle équilatéral.

Chaque position du point représentatif dans le triangle correspond à une fabrique différente relativement au repère choisi, l'intensité de la fabrique étant proportionnelle à l'éloignement de ce point par rapport au centre du triangle. Une telle représentation permet de caractériser quantitativement des variations dans les orientations préférentielles. Cette méthode peut dans certains cas apporter des précisions sur les orientations préférentielles de réseau dans des roches déformées (BRUN et Al, 1978), mais son application en géologie est tout de même d'un intérêt limité. En effet, elle permet de caractériser le degré d'orientation préférentielle par rapport à des axes fixes, choisis arbitrairement. D'une manière générale, il apparaît plus utile de *caractériser, de façon quantitative, la distribution par rapport à ses axes et (ou) ses plans de symétrie propres*, dont l'orientation pourra être comparée à celle des éléments structuraux de l'échantillon (schistosité, linéation...). Cette comparaison peut en effet, dans certains cas, avoir une importante signification (voir par ex. : DAROT et BOUCHEZ, 1976). Une telle démarche peut être effectuée en "généralisant" la "méthode des fonctions d'orientations", afin de calculer celles-ci par rapport à un repère formé par les "meilleurs axes" correspondant à une distribution orthorhombique qui approchera au mieux celle de la population considérée, et non plus par rapport à un repère fixe choisi. C'est ce que permettent les méthodes dites *méthodes des valeurs propres*.

◦ Les méthodes des valeurs propres :

Ces méthodes, basées sur la notion de "meilleur axe" représentatif d'une population de vecteurs (REICHE, 1938), sont souvent présentées de façon différente suivant les auteurs. Cependant, elles conduisent en fait toutes à l'obtention d'une même tenseur de rang 2 symétrique, à partir des coordonnées des vecteurs formant la population étudiée.

WATSON (1965, 1966) propose de calculer *les moments d'inertie relatifs à l'ensemble des données*. Les axes pour lesquels les moments sont maximum et minimum sont utilisés pour comparer la distribution avec une distribution théorique. KIRALY (1969) définit, à partir des vecteurs propres de ce tenseur, un "*meilleur axe*" et une "*meilleure zone*" représentatifs de la population considérée. Cette notion de "meilleur axe" et

de "meilleure zone" est également introduite par RAMSAY (1967), et son intérêt pour l'analyse des fabriques est bien mis en évidence par DAROT et BOUCHEZ (1976).

Parallèlement, FARA et SCHEIDEGGER (1963) et également KIRALY (1969) proposent d'utiliser les trois valeurs propres du même tenseur pour caractériser quantitativement la distribution considérée, et c'est SCHEIDEGGER (1965) qui définit ce tenseur comme étant le "*tenseur d'orientation*" (cf. III.1.2. ci-après). MARK (1973, 1974) fait une analyse critique de la méthode proposée par FARA et SCHEIDEGGER, et en montre l'intérêt dans l'étude de la fabrique des tillites. Une analyse en est également faite par WOODCOCK (1977) qui compare les avantages respectifs des différents diagrammes utilisables pour représenter le tenseur d'orientation.

Pour une distribution donnée, *tous ces travaux convergent donc vers une méthode unique* : la détermination des "meilleurs axes" correspondant à une distribution orthorhombique, ces axes étant les vecteurs propres de ce tenseur d'orientation. Les trois valeurs propres de ce tenseur caractérisent la répartition des données autour des vecteurs propres et définissent un *ellipsoïde représentatif de la distribution*.

Cette "méthode des valeurs propres" a l'avantage d'être facile à appliquer et elle permet, en particulier dans des cas simples, comme par exemple des distributions unimodales, de mettre en évidence des dissymétries et (ou) des variations de fabriques de façon très précise.

Cependant, comme nous le verrons, l'ellipsoïde correspondant au "tenseur d'orientation de Scheidegger" (T.O.) présente un inconvénient non négligeable qui a trait à sa représentation graphique. C'est pourquoi après l'avoir défini du point de vue mathématique et en avoir décrit les différentes propriétés, j'introduirai la notion de "tenseur d'orientation pondéré" (COBBOLD et GAPAIS, 1979), tenseur dont l'ellipsoïde représentatif possède les mêmes propriétés qu'un ellipsoïde de déformation, ce qui rend la représentation graphique beaucoup plus facile.

III.1.2. LE TENSEUR D'ORIENTATION DE SCHEIDEGGER :

◦ Définition et propriétés ⁽¹⁾ :

Considérons une population V de N vecteur unité \vec{V}_i (fig. 17). A chaque \vec{V}_i correspond un point sur un hémisphère de rayon unité, et sa position dans le repère x, y, z , est déterminée par ses trois cosinus directeurs x_i, y_i, z_i .

Soit \vec{A} le meilleur axe de V , et si la déviation de \vec{V}_i par rapport à \vec{A} (la déviation de \vec{V}_i est mesurée autour de \vec{A} en angle solide, c'est-à-dire en unités de surface). S_i correspond à la surface déterminée sur l'hémisphère par l'angle solide $2\alpha_i$ (fig. 17).

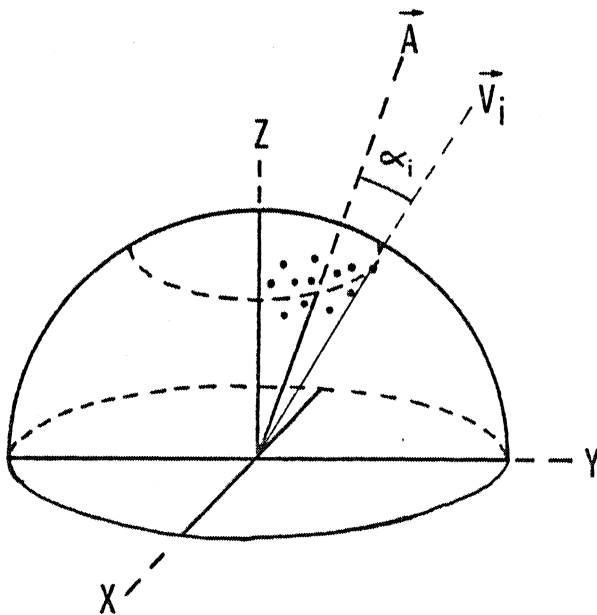


Fig. 17 : Spécification de l'orientation d'un vecteur \vec{V}_i d'une population V dans un système de référence. Voir texte pour plus de détails.

(1) Les considérations géométriques et les calculs développés dans ce paragraphe sont dérivés principalement de KIRALY (1969) et DAROT et BOUCHEZ (1976).

L'hémisphère étant de rayon unité, on peut écrire (KIRALY, 1969) :

$$S_i = 1 - (\cos \alpha_i) \quad (10)$$

Dans ce cas, $S'_i = |\cos \alpha_i|$ correspond à la déviation de \vec{V}_i par rapport au plan perpendiculaire à \vec{A} . Pour la population V , la déviation moyenne DM autour de ce plan est donnée par l'équation :

$$DM = \frac{1}{N} \sum_i S'_i = \frac{1}{N} \sum_i |\cos \alpha_i| \quad (11)$$

La variance T^2 de V autour de la zone de \vec{A} est alors telle que :

$$T^2 = \frac{1}{N} \sum_i S_i^2 = \frac{1}{N} \sum_i \cos^2 \alpha_i \quad (12)$$

Le vecteur \vec{A} est le vecteur pour lequel T^2 sera maximum. C'est le meilleur axe représentatif de V . Celui pour lequel T^2 sera minimum définit la normale \vec{C} au "meilleur plan" représentatif de cette même population V . Sous une forme matricielle, la relation (12) peut s'écrire :

$$\begin{aligned} N T^2 &= (\vec{A}) \begin{pmatrix} \sum x_i^2 & \sum x_i y_i & \sum x_i z_i \\ \sum x_i y_i & \sum y_i^2 & \sum y_i z_i \\ \sum x_i z_i & \sum y_i z_i & \sum z_i^2 \end{pmatrix} \\ &= (\vec{A}) M \end{aligned} \quad (13)$$

La forme normalisée $\frac{M}{N}$ de cette matrice correspond au T.O. défini par SCHEIDEGGER (1965). Elle possède trois valeurs propres réelles et trois vecteurs propres orthogonaux associés.

Ces trois valeurs propres S_1, S_2, S_3 , sont telles que :

$$\begin{aligned} S_1 &> S_2 > S_3 \\ S_1 &= \frac{1}{N} \sum \cos^2 \alpha_i \quad (\text{valeur maximum}) \\ S_3 &= \frac{1}{N} \sum \cos^2 \alpha_i \quad (\text{valeur minimum}). \end{aligned}$$

\vec{A} et \vec{C} sont donc les vecteurs propres associés respectivement à S_1 et S_3 . Le vecteur propre \vec{B} associé à S_2 correspond évidemment au pôle du plan contenant \vec{A} et \vec{C} . Ces trois vecteurs propres sont les trois axes prin-

-cipaux correspondant à la fabrique orthorhombique représentant au mieux la population considérée, et forment, pour cette population, un système simple de coordonnées (fig. 18).

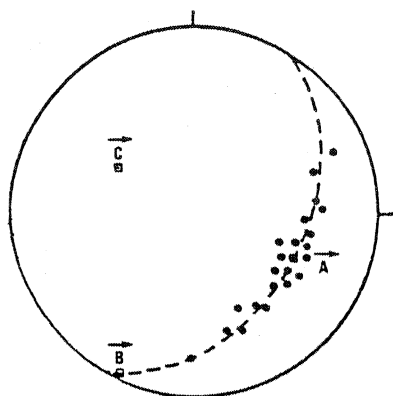


Fig.18 : Les relations entre une population de vecteurs et les trois vecteurs propres du T.O. correspondant (projection équivalente).

Dans ce système de coordonnées, le T.O. a une forme diagonale, et si l'_i , m'_i , n'_i sont les cosinus directeurs des vecteurs \vec{V}_i dans ce repère, les valeurs propres S_1 , S_2 , S_3 s'écrivent :

$$S_1 = \frac{1}{N} \sum l'_i{}^2 ; S_2 = \frac{1}{N} \sum m'_i{}^2 ; S_3 = \frac{1}{N} \sum n'_i{}^2 \quad (14)$$

et elles vérifient la relation :

$$S_1 + S_2 + S_3 = 1 \quad (15)$$

Il est intéressant de noter que les expressions (14) sont identiques à celles des cosinus carrés moyens déjà définis antérieurement (cf. equ. 9) et utilisés dans le calcul des fonctions d'orientations. Ces deux groupes de trois valeurs ont les mêmes propriétés et diffèrent simplement du fait qu'ils se réfèrent à des systèmes de coordonnées différentes.

Les trois valeurs propres S_1 , S_2 , S_3 donnent une mesure du groupement des vecteurs \vec{V}_i autour des axes A, B, et C. Elles sont de ce fait directement liées à la forme de la distribution. Ainsi, si l'on a $S_1 > S_2 \approx S_3$, la distribution tendra vers une distribution axiale ou linéaire, et au contraire si $S_1 > S_2 > S_3$, elle tendra vers une distribution planaire. A

trois valeurs propres égales, correspondra évidemment une distribution isotrope. Il apparaît donc que *la forme d'une fabrique peut être représentée par celle d'un ellipsoïde dont les dimensions des axes principaux sont données par les trois valeurs propres du T.O.*, son orientation étant déterminée par celle des trois vecteurs propres de ce même tenseur.

Remarque :

La caractérisation de la distribution peut également être complétée par deux paramètres calculés à partir des variances autour des axes A, B et C (KIRALY, 1969).

Des variances de la forme de celles données par l'équation (12) sont exprimées de telle sorte que le centre de la concentration de pôles doit être dans la zone de l'axe considéré et non pas à son extrémité. De ce fait, la variance autour du meilleur axe \vec{A} doit être calculée comme suit :

$$S'_1 = \frac{1}{N} \sum (1 - |l'_i|)^2 \quad (16)$$

les variances autour des axes B et C étant elles bien égales à S_2 et S_3 .

A partir de ces trois valeurs S'_1 , S_2 , S_3 , KIRALY (1969) propose de calculer les écarts types E correspondants qui sont tels que :

$$E_1 = \sqrt{S'_1} \quad ; \quad E_2 = \sqrt{S_2} \quad ; \quad E_3 = \sqrt{S_3} \quad (17)$$

E_3 mesure la "largeur" du meilleur plan représentatif de la distribution, et E_2 sa "longueur". Les intervalles du type $[-E_3, E_3]$ contiennent environ 68% des pôles formant la population considérée, et ceux du type $[-2E_3, 2E_3]$, environ 95%. On peut calculer les angles LA et LO correspondants à E_3 et E_2 , qui sont donnés par les relations :

$$\begin{aligned} LA &= 90 - \arccos 2 E_3 \\ LO &= 90 - \arccos 2 E_2 \end{aligned} \quad (18)$$

KIRALI définit la notion de zonalité (ZON) comme étant le rapport LO/LA.

Si $1 < ZON < 1,5$, il considère que la distribution est statistiquement axiale autour de A, et il propose alors de la caractériser par un autre paramètre angulaire LC, calculé à partir de l'écart type E_1 et tel

que : $LC = \arccos(1 - 2 E_1)$ (19)

- Si $ZON > 1,5$, ce sont les deux paramètres ZON et LC qui caractériseront la distribution.

Une généralisation de cette méthode de représentation est développée par DAROT et BOUCHEZ (1976) qui proposent d'étudier la distribution d'une population en calculant l'angle apical de cones centrés sur les axes A ou C et contenant 5%, 10%... 95% des pôles.

° Extension de la méthode :

Comme nous l'avons vu précédemment (cf. 1ère partie, chapitre II), la goniométrie de texture permet d'accéder à la connaissance de l'orientation préférentielle de différentes familles d'axes cristallographiques du minéral étudié, pourvu que les raies de diffraction soient suffisamment intenses et isolées.

On peut cependant préciser l'orientation d'axes non mesurables directement, à partir de la géométrie du cristal considéré et connaissant les orientations d'autres familles d'axes $[hkl]$. Cette méthode a été décrite par DESPER et STEIN (1966), et peut également être appliquée, sous certaines conditions, à partir de la méthode des valeurs propres, ces deux procédés se distinguant, comme nous l'avons vu simplement par leur système de coordonnées respectifs.

Je ne donnerai pas ici de description générale de la méthode⁽¹⁾. Je me limiterai à illustrer comment, à partir de la mesure d'orientation préférentielle de différentes familles d'axes $[hkl]$, on peut déterminer l'orientation moyenne d'une direction cristallographique telle qu'elle ne possède pas d'équivalents du fait des propriétés de symétrie du cristal considéré (par exemple l'axe C, $[001]$, d'un cristal hexagonal).

Soient X une direction de référence, a, b, c un système de référence propre au cristal considéré, et P, la normale au plan $[hkl]$ diffractant, délimité par les trois points i, j, k (fig. 19). Soient U, V, C, des axes de coordonnées cartésiennes, C coïncidant avec l'axe C du système

(1) Pour plus de détails, voir ALEXANDER (1969).

de référence propre au cristal, et étant la direction cristallographique dont on cherche l'orientation moyenne dans l'aggrégat.

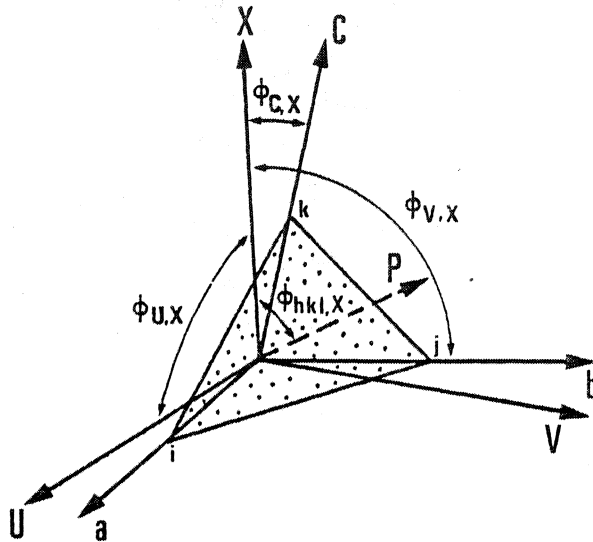


Fig. 19 : Spécification de l'orientation d'une famille d'axes $[hkl]$ d'un cristal. Voir texte pour plus de détails. (d'après ALEXANDER, 1969).

Si x et p sont des vecteurs unité le long des directions X et P , et e, f, g , les cosinus directeurs de p par rapport à U, V , et C , le cosinus carré moyen, pour l'ensemble de la population de cristaux, de l'angle entre les axes $[hkl]$ et l'axe X est donné par l'équation (ALEXANDER, 1969), équ. 4-30) :

$$\begin{aligned} \langle \cos^2 \phi_{hkl,X} \rangle &= e^2 \langle \cos^2 \phi_{U,X} \rangle + f^2 \langle \cos^2 \phi_{V,X} \rangle + g^2 \langle \cos^2 \phi_{C,X} \rangle \\ &+ 2ef \langle \cos \phi_{U,X} \cos \phi_{V,X} \rangle + 2fg \langle \cos \phi_{V,X} \cos \phi_{C,X} \rangle + 2eg \langle \cos \phi_{C,X} \cos \phi_{U,X} \rangle \end{aligned} \quad (20)$$

Dans cette relation $\langle \cos^2 \phi_{C,X} \rangle$ représente donc la mesure du groupement de la direction cristallographique C autour de l'axe de référence X .

e, f, g , sont déterminés par la structure du cristal considéré. Les inconnues sont, dans le cas général, les six valeurs moyennes du membre droit de la relation (20).

La connaissance de $\langle \cos^2 \phi_{hkl, X} \rangle$ pour six plans cristallographiques différents permet dans le cas général, de les déterminer par la résolution d'un système de six équations à six inconnues. En fait, les trois axes U, V et C étant orthogonaux, on a la relation suivante :

$$\langle \cos^2 \phi_{U, X} \rangle + \langle \cos^2 \phi_{V, X} \rangle + \langle \cos^2 \phi_{C, X} \rangle = 1 \quad (21)$$

et la détermination de deux de ces valeurs moyennes fixe la valeur de la troisième, ce qui réduit à cinq le nombre d'inconnues. Ce nombre est encore réduit par la présence d'éléments de symétrie cristallographiques et devient à la limite égal à 1 pour un système hexagonal (WILCHINSKY, in ALEXANDER, 1969).

On peut ainsi, lorsque leur mesure directe est impossible, déterminer le cosinus carré moyen correspondant, par exemple, aux axes cristallographiques C par rapport à un axe de référence, et donc, par extension, par rapport à trois axes orthogonaux. Les cosinus carrés moyens relatifs à n'importe quelle famille d'axes sont ensuite calculables.

La restriction évidente pour appliquer cette méthode à partir des valeurs propres du T.O. de SCHEIDEGGER vient du fait qu'il faut, compte tenu des erreurs induites par le calcul, que les directions des vecteurs propres des tenseurs relatifs aux différentes familles d'axes $[hkl]$ utilisés soient confondues. En effet, ces directions correspondent bien sûr aux directions de référence telles que la direction X employée ici.

o Signification du tenseur d'orientation :

On voit tout de suite l'intérêt que peut présenter l'emploi d'un ellipsoïde, déduit du T.O. de SCHEIDEGGER, pour caractériser une distribution. Je pense ici en particulier au problème des tectonites L-S- soulevé par FLINN (1965) (cf. 1ère partie, § I.2.1.), et donc à l'importante voie de recherche en géologie structurale qui est celle ayant trait à l'étude du comportement qualitatif et quantitatif des fabriques de réseau par rapport à la déformation, problème qui reste actuellement très ouvert (OERTEL, 1970 ; TULLIS et WOOD, 1975 ; SIDDANS, 1976 ; TULLIS, 1976 ; LE CORRE, 1978, 1979 ; BRUN et Al, 1978).

D'une manière générale, il existe une relation entre type de fabrique et type de déformation finie, donc entre ellipsoïde de fabrique et ellipsoïde de déformation finie, du moins pour des cas simples tels que des distributions axiales ou orthorhombiques. Pour représenter ces deux caractères reflétant l'état de déformation d'un agrégat, et afin de pouvoir les comparer, il est nécessaire d'utiliser des paramètres ayant une signification et des propriétés équivalentes, ou bien d'en connaître la signification respective. On peut exprimer ceci d'une autre façon en disant que, si la signification géométrique d'un ellipsoïde de déformation est bien claire, celle d'un ellipsoïde de fabrique calculé à partir du T.O. n'est pas a priori évidente. *On ne connaît pas les relations précises entre les propriétés mathématiques de ce tenseur et les caractères géométriques de la distribution qu'il représente.* Par exemple, on sait qu'un ellipsoïde de déformation caractéristique d'une déformation plane est tel que $K = 1$. *Quelles seront par contre les relations entre les trois valeurs propres caractéristiques d'une distribution strictement plano-linéaire ?*

Un moyen de déterminer la signification du T.O. est d'étudier son comportement dans le cas particulier où la géométrie de la distribution de lignes immatérielles dans un agrégat déformé est le reflet direct de l'ellipsoïde de déformation finie. Connaissant la signification de ce dernier, on pourra, par comparaison, déterminer celle du T.O. correspondant.

Pour cela, une manière simple de procéder consiste à déformer un ensemble de données directionnelles passives, c'est-à-dire se déformant de façon homogène avec leur matrice, et de calculer l'ellipsoïde de fabrique correspondant. Ce dernier doit, dans ce cas et seulement dans ce cas, être identique à l'ellipsoïde de déformation finie, s'il en a les mêmes propriétés. Ceci revient à appliquer le modèle de MARCH (1932) pour un ensemble d'éléments linéaires se déformant uniquement par rotation passive.

Pour ce cas, WOODCOCK (1977) a constaté que les deux ellipsoïdes étaient comparables du point de vue de leur forme, mais il n'a pas déterminé de relations quantitatives entre les valeurs propres des deux tenseurs correspondants. C'est ce que nous avons essayé de préciser en abordant le problème à la fois d'un point de vue théorique, et à l'aide de simulations numériques sur calculateur (COBBOLD, et GAPAIS, 1979).

Approche théorique :

Lorsqu'une distribution isotrope, matérialisée par des lignes passives, est soumise à une déformation, elle acquiert une symétrie orthorhombique dont les axes sont confondus avec les axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie.

Si l'on choisit des axes de référence parallèles à ces axes principaux, on diagonalise le T.O., et ses valeurs propres S_1, S_2, S_3 sont données par les relations (14) dans lesquelles $l'_i, m'_i,$ et n'_i sont les cosinus directeurs d'un vecteur \vec{V}_i de la population dans l'état déformé.

Soient l_i, m_i, n_i les cosinus directeurs de ce vecteur dans l'état initial, c'est-à-dire avant déformation. Les deux groupes de cosinus directeurs sont liés comme suit (RAMSAY, 1967, p. 129) :

$$\lambda_1 l_i'^2 = \lambda_1 l_i^2 ; \lambda_1 m_i'^2 = \lambda_2 m_i^2 ; \lambda_1 n_i'^2 = \lambda_3 n_i^2 \quad (22)$$

où λ_i représente l'extension quadratique le long du vecteur \vec{V}_i , et les indices 1, 2, 3 correspondent aux directions principales de déformation.

La valeur de λ_i en fonction des extensions principales $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ est donnée par :

$$1/\lambda_i = l_i'^2/\lambda_1 + m_i'^2/\lambda_2 + n_i'^2/\lambda_3 ; \lambda_i = l_i^2\lambda_1 + m_i^2\lambda_2 + n_i^2\lambda_3 \quad (23)$$

En utilisant les relations (22) et (23), les valeurs propres du T.O. données par les relations (14) deviennent :

$$S_1 = \lambda_1 \cdot \frac{1}{N} \sum \frac{l_i^2}{l_i^2\lambda_1 + m_i^2\lambda_2 + n_i^2\lambda_3} \quad (24)$$

avec des expressions similaires pour S_2 et S_3 . Cette équation (24) montre déjà à elle seule que la relation entre les valeurs propres S_1, S_2, S_3 du T.O. et les extensions principales $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$, n'est pas simple.

Elle peut être précisée si l'on considère le cas où le nombre d'observations N devient grand. On peut alors définir une densité angulaire, f , comme étant le nombre d'éléments linéaires contenus dans un angle solide élémentaire, $d\omega$, dans l'état non déformé. En intégrant sur l'ensemble de la sphère des pôles, c'est-à-dire 4π steradians, le nombre total N devient alors :

$$N = \int_0^{4\pi} f d\omega \quad (25)$$

et la sommation (24) dans l'état non déformé peut s'écrire sous la forme de l'intégrale suivante :

$$S_1 = \frac{\lambda_1}{N} \int_0^{4\pi} \frac{l^2 f d\omega}{\lambda(l, m, n)} \quad (26)$$

Si la fabrique initiale est isotrope, f est constante et $N = 4\pi f$. Dans ce cas, l'équation (26) s'exprime comme suit :

$$S_1 = \frac{\lambda_1}{4\pi} \int_0^{4\pi} \frac{l^2 d\omega}{\lambda} \quad (27)$$

\varnothing étant l'angle polaire et β l'azimut d'un point sur l'hémisphère de référence, $d\omega$ est donné par $\sin \varnothing d\varnothing d\beta$, et les cosinus directeurs deviennent :

$$\begin{aligned} l &= \sin \varnothing \cos \beta \\ m &= \sin \varnothing \sin \beta \\ n &= \cos \varnothing \end{aligned} \quad (28)$$

En introduisant (28) dans (27) on obtient :

$$S_1 = \frac{\lambda_1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{\sin^3 \varnothing \cos^2 \beta d\varnothing d\beta}{\lambda_1 \sin^2 \varnothing \cos^2 \beta + \lambda_2 \sin^2 \varnothing \sin^2 \beta + \lambda_3 \cos^2 \varnothing} \quad (29)$$

Il n'a pas été trouvé de forme exacte pour cette intégrale dans le cas général où $\lambda_1 \neq \lambda_2 \neq \lambda_3$.

Dans le cas d'une déformation uniaxiale avec $\lambda_1 = \lambda_2$, l'intégration conduit à l'expression :

$$S_1 = \frac{\lambda_1}{2(\lambda_1 \lambda_2)} \left[1 - \frac{\lambda_3}{2\lambda_1^{1/2} (\lambda_1 \lambda_2)^{1/2}} \operatorname{Ln} \left(1 + \frac{2(\lambda_1 - \lambda_3)^{1/2}}{\lambda_1^{1/2} - (\lambda_1 - \lambda_3)^{1/2}} \right) \right] \quad (30)$$

Au contraire, lorsque $\lambda_2 = \lambda_3$, on obtient :

$$S_1 = \frac{\lambda_1}{\lambda_1 - \lambda_2} \left[1 - \frac{\lambda_2^{1/2}}{(\lambda_1 - \lambda_2)^{1/2}} \operatorname{arc sin} \left(\frac{\lambda_1 - \lambda_2}{\lambda_1} \right)^{1/2} \right] \quad (31)$$

Des expressions comparables pour S_2 et S_3 peuvent être obtenues en intervertissant les indices.

Approche par simulations numériques :

Cette analyse a été complétée et précisée à l'aide de simulations en utilisant des approximations numériques de l'intégrale :

$$S_1 = \frac{1}{N} \int_0^{4\pi} l' f' d\omega \quad (32)$$

qui correspond à la limite de la sommation (14) pour l'état déformé. La densité angulaire f' après déformation est reliée à la densité f dans l'état initial par l'expression (MARCH, 1932 ; OWENS, 1973) :

$$f' = \frac{\lambda^{3/2}}{(\lambda_1 \lambda_2 \lambda_3)^{1/2}} f \quad (33)$$

Pour faire une approximation de l'intégrale (32), nous avons divisé la surface de l'hémisphère de référence en 576 cônes élémentaires, en supposant la densité f' , dans l'état déformé, constante à l'intérieur d'un cône, mais susceptible de varier d'un cône à l'autre.

Les densités f' sont calculées à l'aide de l'équation (33) et des cosinus directeurs de l'axe des cônes.

Pour un hémisphère de rayon unité, l'angle solide élémentaire est $\Delta \varnothing \sin \varnothing d\beta$ (cf. 1ère partie, § II.3.3. ; équ. (4), et équ. (28)). et l'intégrale (32) est remplacée par une sommation discrète sur les 576 surfaces élémentaires.

A l'aide de cette méthode d'approximation, les valeurs propres du T.O. ont été calculées pour 13 ellipsoïdes de déformation différents (Tableau 1).

Nous nous sommes limités à des intensités de déformation relativement faibles, la précision de l'approximation diminuant pour de fortes intensités.

K	0	0	.4	.4	.4	1	1	1	5	5	5	∞	∞
r	2,83	11,18	2	3	4	2,16	3	3,47	2	3	4	2,83	3,84
S ₁	.442	.537	.477	.553	.652	.517	.603	.639	.523	.638	.713	.629	.693
S ₂	.441	.458	.354	.341	.320	.311	.285	.271	.262	.215	.183	.198	.154
S ₃	.117	.015	.179	.105	.067	.172	.113	.091	.215	.147	.105	.189	.152

Tableau 1 : Valeurs propres S_1, S_2, S_3 , du tenseur d'orientations de SCHEIDEGGER, représentant la distribution d'une population initialement isotrope de lignes passives déformées de façon homogène, pour 13 ellipsoïdes de déformation finie différents. Les valeurs K et r sont respectivement les paramètres de forme et d'intensité de l'ellipsoïde de déformation finie, et sont définies par :

$$K = \frac{(\sqrt{\lambda_1}/\sqrt{\lambda_2} - 1)}{(\sqrt{\lambda_2}/\sqrt{\lambda_3} - 1)} \quad ; \quad r = \frac{\sqrt{\lambda_1}}{\sqrt{\lambda_2}} + \frac{\sqrt{\lambda_2}}{\sqrt{\lambda_3}} - 1$$

Pour des déformations uniaxiales ($K = \infty$ ou $K = 0$), les résultats approchent avec un maximum d'erreur de 3% ceux obtenus à l'aide des intégrales exactes (30) et (31).

Les résultats, pour l'ensemble des ellipsoïdes calculés, ont été reportés sur un diagramme de FLINN (Fig. 20).

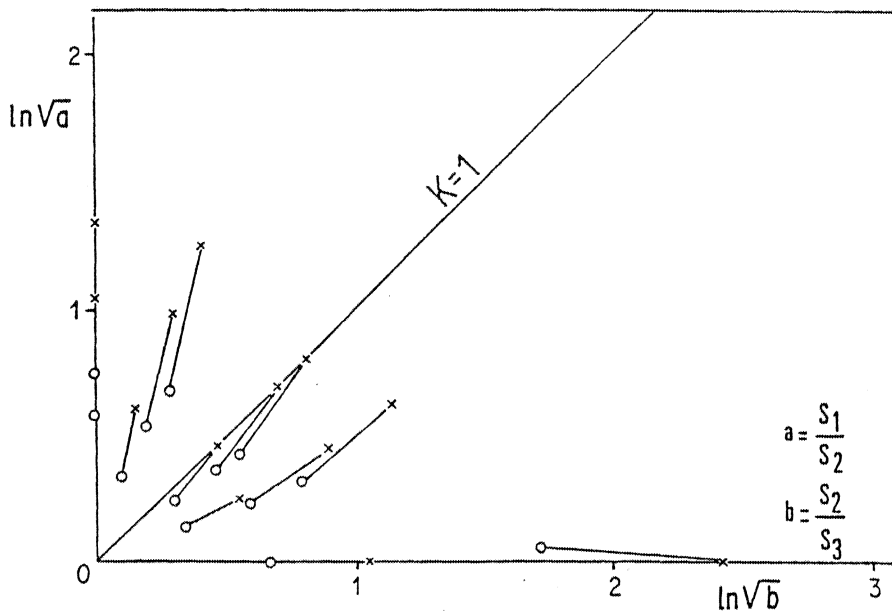


Fig. 20 : Représentation (diagramme logarithmique) des ellipsoïdes associés au T.O. (cercles) et des ellipsoïdes de déformation finie correspondants (croix).

L'examen de la figure 20 montre très clairement que les ellipsoïdes de fabrication associés au T.O. sont différents des ellipsoïdes de déformation finie correspondants. On en conclue donc, en liaison avec les hypothèses de base des calculs effectués (déformation homogène par rotation passive), que *le T.O. n'a pas les mêmes propriétés que le tenseur de déformation*. D'une manière générale, l'ellipsoïde représentant le T.O. donne des valeurs de K et r plus faibles que l'ellipsoïde de déformation finie correspondant. Une importante conséquence de ceci se marque par le fait que *la limite entre distributions linéaires et distributions planai-*

res n'est pas confondue avec la droite correspondant à une déformation plane ($K = 1$).

◦ Représentation graphique : discussion.

Il apparaît donc que, contrairement à ce qui ressort de l'analyse de WOODCOCK (1977), on ne puisse pas, d'une manière rigoureuse, utiliser des diagrammes conçus pour l'ellipsoïde de déformation, afin de représenter le T.O.. Si de tels diagrammes sont utilisés, on ne peut pas interpréter la position du point représentatif de ce tenseur de la même façon qu'on le fait dans le cas d'un tenseur de déformation : par exemple, lorsqu'un ellipsoïde représentatif du T.O. est tel qu'il se reporte sur la droite $K = 1$ d'un diagramme de FLINN, il ne correspond pas à une distribution strictement plano-linéaire.

Il me semble donc que le seul diagramme susceptible d'être utilisé sans ambiguïté soit un diagramme ternaire du type de celui proposé par DESPER et STEIN (1966) (cf. fig. 16) dont chaque sommet peut représenter les valeurs propres du T.O. (MARK, 1974 ; WOODCOCK, 1977). Il tient compte de l'importante propriété de ces trois valeurs, à savoir que leur somme est égale à l'unité (cf. équ. 15). Comme on a toujours $S_1 > S_2 > S_3$, seul un sixième du triangle est utilisé (fig. 21).

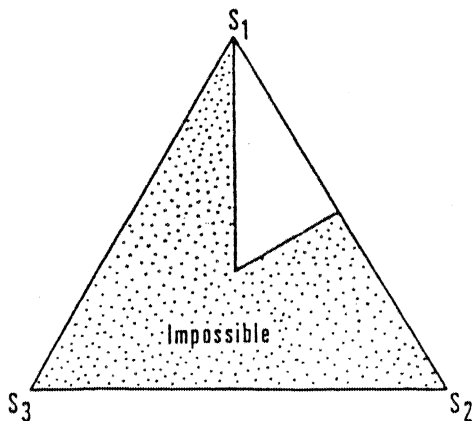


Fig. 21 : Diagramme triangulaire utilisable pour représenter le T.O. à travers ses trois valeurs propres S_1, S_2, S_3 .

Ce type de diagramme est analogue à celui proposé par HARLAND et BAYLY (1958) pour représenter l'état de contrainte et il a parfois été utilisé pour représenter les fabriques (MARK, 1974 ; MARK et ANDREWS, 1978 ; BRUN et Al, 1979). Son intérêt a également été discuté dans le cas de la représentation de l'ellipsoïde de déformation (RAMSAY, 1967). Dans ce cas, il présente un inconvénient majeur qui réside dans le fait que les lignes d'égales valeurs de K n'ont pas une forme simple (RAMSAY, 1967 ; p. 139) (fig. 22).

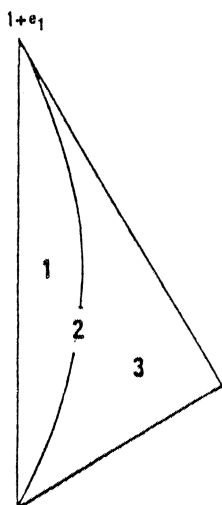


Fig. 22 : Diagramme triangulaire utilisable pour représenter l'ellipsoïde de déformation. 1 : ellipsoïde en "cigare" (constriction) ; 2 : déformation plane ($K=1$) ; 3 : ellipsoïdes en "galette" (applatissage). D'après RAMSAY (1967).

Bien que différentes, les lignes d'égale valeur de K sont également courbes dans le cas de la représentation du T.O., contrairement à ce que nous avons pu laisser supposer lors d'une première étude (BRUN et Al, 1978).

Ce manque de symétrie limite les possibilités de ce diagramme dans de nombreux cas, comme par exemple l'étude de l'évolution d'une fabrique au cours d'une déformation progressive (WOODCOCK, 1977). Son intérêt direct, qui ne lui est d'ailleurs pas spécifique, reste de permettre de séparer différents groupes de données (MARK, 1974 ; BRUN et Al, 1978).

Du fait des difficultés de représentation graphique qu'elle entraîne, cette analyse montre donc que *l'utilisation d'un ellipsoïde de fabrique calculé à partir du tenseur d'orientation de SCHEIDEGGER rend généralement complexe l'interprétation de la forme ou des variations de forme des distributions en termes de tectonites L-S.*

III.1.3. LE TENSEUR D'ORIENTATION PONDERE :

Afin de pallier aux problèmes que posent la représentation et l'interprétation d'un ellipsoïde de fabrique correspondant au T.O., nous proposons d'utiliser un autre tenseur : *le tenseur d'orientation pondéré* (T.O.P.). L'ellipsoïde représentatif de ce tenseur pourra être interprété en termes de forme et d'intensité de fabrique, de la même façon qu'on peut le faire dans le cas d'un ellipsoïde de déformation.

◦ Définition et propriétés :

Pour définir ce tenseur, nous avons utilisé une démarche analogue à celle suivie lors de l'analyse du comportement du T.O. vis-à-vis du tenseur de déformation : il s'agit d'obtenir un tenseur d'orientation qui, lorsqu'il représente une population de lignes orientées par rotation passive au cours d'une déformation homogène, soit identique au tenseur de déformation finie.

A partir d'une population de vecteurs dans l'état déformé, le T.O.P. est obtenu en pondérant les produits et les carrés des cosinus directs par un facteur égal à l'extension quadratique λ (cf. équ. 23). Dans un repère x, y, z , il a donc la forme suivante :

$$N.M' = \begin{pmatrix} \sum \lambda_i x_i^2 & \sum \lambda_i x_i y_i & \sum \lambda_i x_i z_i \\ \sum \lambda_i x_i y_i & \sum \lambda_i y_i^2 & \sum \lambda_i y_i z_i \\ \sum \lambda_i x_i z_i & \sum \lambda_i y_i z_i & \sum \lambda_i z_i^2 \end{pmatrix} \quad (34)$$

N, x_i, y_i, z_i étant définis comme précédemment (cf. fig. 17 et équ. 13).

Ses vecteurs propres seront, aux erreurs de calcul près, identiques à ceux du T.O..

Si on diagonalise le T.O.P., ses trois valeurs propres T_1, T_2, T_3 seront données par trois expressions (cf. équ. 14), la première étant :

$$T_1 = \frac{3}{N} \sum \lambda_i l_i'^2 = 3 \lambda_1 \left(\frac{1}{N} \sum l_i'^2 \right) \quad (35)$$

On peut remarquer que le terme entre parenthèses est la somme des cosinus directeurs dans l'état initial (cf. équ. 14) : il représente donc le T.O. pour l'état non déformé. Ainsi, le T.O.P. exprime comment le T.O. initial est modifié par la déformation. Si la distribution initiale est isotrope, on a $S_1 = S_2 = S_3 = \frac{1}{3}$, et dans l'état déformé, le T.O.P. possède des valeurs propres égales aux extensions quadratiques principales, et il est donc identique au tenseur de déformation.

Pour des calculs concernant une distribution finie donnée, l'expression (35) peut être remplacée par une intégrale. Lorsque l'on raisonne à volume constant, $\lambda_1\lambda_2\lambda_3 = 1$, et l'équation (33) permet d'aboutir à l'intégrale suivante :

$$T_1 \frac{3}{N} \int_0^{4\pi} \frac{(f')^{5/3} l'^2}{f^{2/3}} d\omega, \quad (36)$$

avec des expressions similaires pour T_2 et T_3 . Si l'on sait que la fabrique initiale est isotrope, la densité angulaire f est constante et, si les marqueurs considérés se sont déformés uniquement par rotation passive, T_1 est le "déviateur de déformation" (deviatoric strain) le long du grand axe. Il en est de même pour T_2 et T_3 respectivement le long de l'axe intermédiaire et du petit axe. Si la distribution analysée est statistiquement stable, le T.O.P. représente donc, dans le cas d'une déformation homogène par rotation passive et seulement dans ce cas, la déformation finie. Il peut être obtenu par simples calculs numériques à partir d'une population de données directionnelles dans l'état déformé, en faisant une approximation de l'intégrale (36).

Les simulations numériques effectuées à l'aide de la méthode décrite précédemment (cf. ce chapitre, § III.1.2.) ont conduit à des résultats (Tableau 2) dont la précision va de 0,1% à 1% suivant l'intensité de déformation⁽¹⁾.

(1) Cette précision permet, indirectement, de confirmer la validité des méthodes de calcul utilisées en goniométrie de texture (cf. 1ère partie § II.3). Les programmes informatiques utilisés pour ces simulations sont en effet basés sur une simplification de ces méthodes.

K	0	0	.4	.4	.4	1	1	1	5	5	5	∞	∞
r	2.83	11.18	2	3	4	2.16	3	3.47	2	3	4	2.83	3.83
T ₁	.668	1.614	.665	1.099	1.632	.832	1.331	1.666	.8218	1.492	2.321	1.332	1.999
T ₂	.666	1.610	.404	.451	.475	.334	.333	.332	.247	.210	.190	.168	.137
T ₃	.084	.014	.138	.076	.048	.134	.084	.067	.182	.119	.085	.166	.136
Kf	0.001	.000	.398	.391	.399	.999	1,00	.999	5.018	5.002	4.998	384	796
rf	2.825	10,86	1,997	3,001	3,998	2,159	2,996	3,469	1,997	2,996	3,995	2,822	3,827

Tableau 2 : Valeurs propres T_1 , T_2 , T_3 du tenseur d'orientation pondéré, représentant la distribution d'une population initialement isotrope de lignes passives déformées de façon homogène, pour 13 ellipsoïdes de déformation finie différents (comparer avec le tableau 1). Les valeurs K et r sont respectivement les paramètres de forme et d'intensité de l'ellipsoïde de déformation finie (cf. Tableau 1). Les valeurs Kf et rf sont obtenues de la même façon à partir des valeurs T_1 , T_2 , T_3 .

A partir du T.O.P., on peut (cf. Tableau 2) définir un paramètre de forme (Kf) et d'intensité (rf) de fabrique calculés de façon identique à ceux relatifs à la déformation finie.

o. Représentation graphique :

Comme nous venons de le voir, les propriétés du T.O.P. sont identiques à celles du tenseur de déformation. Les diagrammes utilisés pour représenter l'ellipsoïde de déformation sont donc parfaitement variables pour l'ellipsoïde de fabrique dérivé du T.O.P.. Ces diagrammes sont au nombre de trois, le plus courant étant celui de FLINN (1962).

Les deux autres sont le diagramme ternaire de HARLAND et BAYLY (1958), qui a déjà été évoqué précédemment (cf. ce chapitre, § III.1.2. ; fig. 22), et la méthode graphique proposée par HSU (1966) et développée par OWENS (1974a, 1974b), qui permet de représenter à la fois la forme et l'orientation de la fabrique, à condition que les vecteurs propres correspondants et le système de référence externe soient confondus.

Je n'analyserai pas ici ces trois différents diagrammes plus en détail que ce qui en a été dit précédemment (cf. ce chapitre, § III.1.2.). Une telle analyse a été effectuée par WOODCOCK (1977) qui, bien que raisonnant au sujet des fabriques sur un a priori qui s'avère inexact (cf. ce chapitre, § III.1.2.), aboutit à des conclusions qui sont dans tous les cas valables pour un ellipsoïde de déformation, donc pour l'ellipsoïde de fabrique dérivé du T.O.P..

De ces trois diagrammes, le plus simple est celui de FLINN. C'est lui que j'ai utilisé le plus souvent dans ce travail.

III.1.4. CONCLUSIONS.

Les "méthodes des valeurs propres" permettent de caractériser une figure de pôles de façon quantitative et ont, d'une manière générale, l'avantage d'être simples et facilement applicables. Entre autre, les calculs qu'elles impliquent sont facilement mis en oeuvre à l'aide d'un calculateur modeste.

Elles reposent sur le calcul d'un tenseur d'orientation dont les vecteurs propres caractérisent l'orientation de la fabrique et les valeurs propres associées définissent un "ellipsoïde de fabrique" permettant d'en quantifier la forme et l'intensité.

Quelle que soit la symétrie de la figure de pôles, ces méthodes sont applicables, et elles nous donneront trois vecteurs propres et trois valeurs propres correspondant à la fabrique orthorhombique la plus proche de la fabrique considérée (fig. 23).

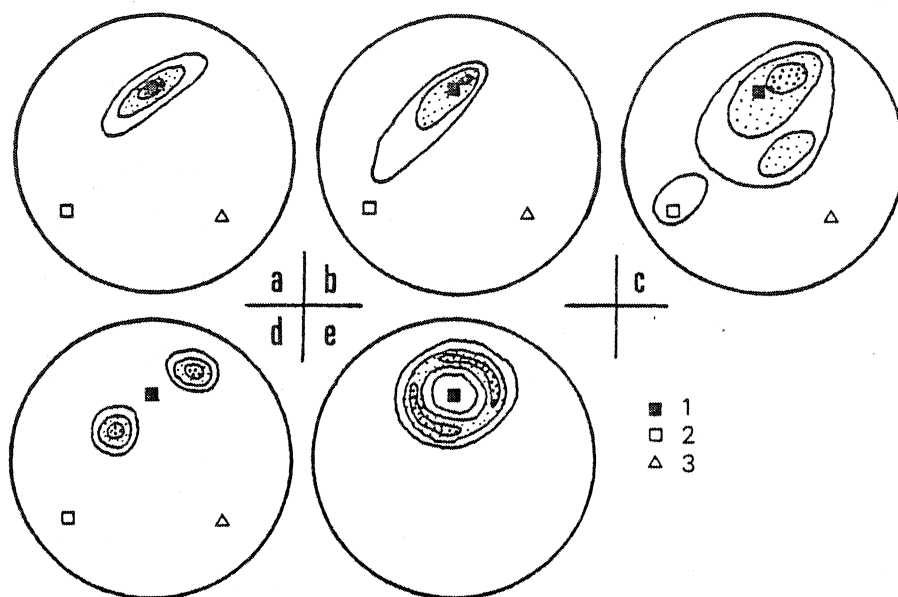


Fig. 23 : Projections équivalentes montrant la position des vecteurs propres représentatifs de fabriques schématiques caractérisées par une symétrie orthorhombique (a, d, e), monoclinique (b) et triclinique (c). 1, 2 et 3, sont les vecteurs propres associés respectivement à la plus grande, l'intermédiaire, et la plus petite des valeurs propres représentatives de la distribution. Dans le cas d'une distribution plurimodale (c), le "poids" relatif des différents maxima a une influence très sensible sur la position des vecteurs propres. D'après WOODCOCK (1977).

Dans le cas d'une symétrie monoclinique (fig. 23 b) ou triclinique (fig. 23 c), les vecteurs propres peuvent ne pas être confondus avec les directions correspondant aux plus grands et plus petits moments d'inertie (DAROT & BOUCHEZ, 1976 ; WOODCOCK, 1977). Pour de telles distributions, comme pour une distribution plurimodale (fig. 23 c) ou cônica (fig. 23 e), un ellipsoïde n'a plus tellement de signification en tant que représentatif de leur forme. Les valeurs propres du tenseur d'orientation peuvent même à la limite être pratiquement égales (fabrique isotrope) dans le cas d'une distribution sur un cône de demi angle apical d'environ 55° (WOODCOCK, 1977). Il lui correspond en effet, dans le cas du T.O., une valeur de $1/3$ pour la plus grande des valeurs propres

($S_1 = \frac{1}{N} \sum l_i^2 \approx \cos^2 55 \approx 1/3$; cf. ce chapitre, § II.1.2.).

Pour des fabriques plurimodales et (ou) de symétrie trop éloignée d'une symétrie orthorhombique, le calcul des tenseurs d'orientation au sens large n'aura donc d'intérêt direct qu'à travers la position des vecteurs propres, qui permettra (DAROT & BOUCHEZ, 1976) de visualiser des dissymétries, et de connaître le véritable "poids" du ou des maxima de concentration sur la figure de pôles (fig. 23 c).

Par contre, dans le cas de distributions unimodales, approchant ou présentant une symétrie axiale ou orthorhombique, qui sont des distributions très courantes en géologie, les méthodes des valeurs propres sont puissantes. *Le tenseur d'orientation pondéré* permet, en particulier, de définir un ellipsoïde de fabrique qui caractérise très précisément la distribution considérée, et qui a la même signification mathématique qu'un ellipsoïde de déformation. Son intérêt a par exemple été illustré par LE CORRE (1978, 1979) qui a ainsi pu définir la notion de "trajectoire de fabrique" lors de l'évolution de l'orientation préférentielle des micas au cours de la genèse d'une schistosité, par analogie avec la "trajectoire de déformation" (Strain path - FLINN, 1962).

En ce qui concerne spécifiquement l'application aux données fournies par la goniométrie de texture, ce type de méthode peut de plus, si la symétrie de la fabrique s'y prête, être étendue à l'évaluation quantitative des orientations préférentielles d'axes cristallographiques inaccessibleles par mesures directes.

III.2. LES FONCTIONS DE DISTRIBUTION D'ORIENTATION.

Pour une population donnée de cristaux, la "fonction de distribution d'orientation" ("orientation distribution function" = O.D.F. - BUNGE & HAESSNER, 1968), également appelée "crystallite distribution function" (ROE, 1965 ; BAKER et Al, 1969), est en quelque sorte une extension de la méthode basée sur le calcul des fonctions d'orientation (cf. ce chapitre § III.1.1.). Elle permet de connaître, de façon complète, les orientations préférentielles dans l'agrégat considéré. Cette méthode, que je ne décrirai pas dans le cadre de ce travail, est couramment utilisée par les métallurgistes (voir par ex. BUNGE, 1969). Elle a été initialement

appliquée en géologie par WENK et Al (1967) puis développée ensuite à partir de la goniométrie de texture dans des études sur le quartz (BAKER et Al, 1969 ; BAKER & WENK, 1972 ; BAKER & RIECKELS, 1977 ; RIECKELS & BAKER, 1977), et également à partir de données obtenues par mesures optiques à la platine universelle pour la calcite (WENK & WILDE, 1972). Elle peut, d'une manière générale, conduire à une représentation tridimensionnelle complète des orientations préférentielles (cf. BAKER et WENK, 1972). Cependant, le plus souvent, on utilise un diagramme bidimensionnel pour représenter la fonction de distribution d'orientation sous forme de la "figure de distribution d'axes" (axis distribution chart, JETTER et Al, 1956 ; DUNN & WALTER, 1960 ; BAKER et Al, 1969) dans le cas général, et de "figures de pôles inverses" (ROE et KRIEGBAUM, 1964 ; BARRETT et MASSALSKI, 1966) si l'échantillon possède une symétrie axiale. Ces diagrammes montrent la *tendance que présente une droite particulière de l'échantillon à se trouver alignée avec les différents axes cristallographiques*. Il s'obtient en reportant par projection, pour chaque cristal, l'orientation de cette droite de référence dans le repère cristallographique (fig. 24).

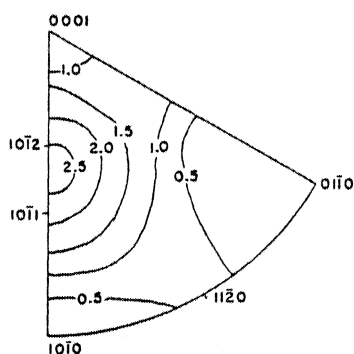


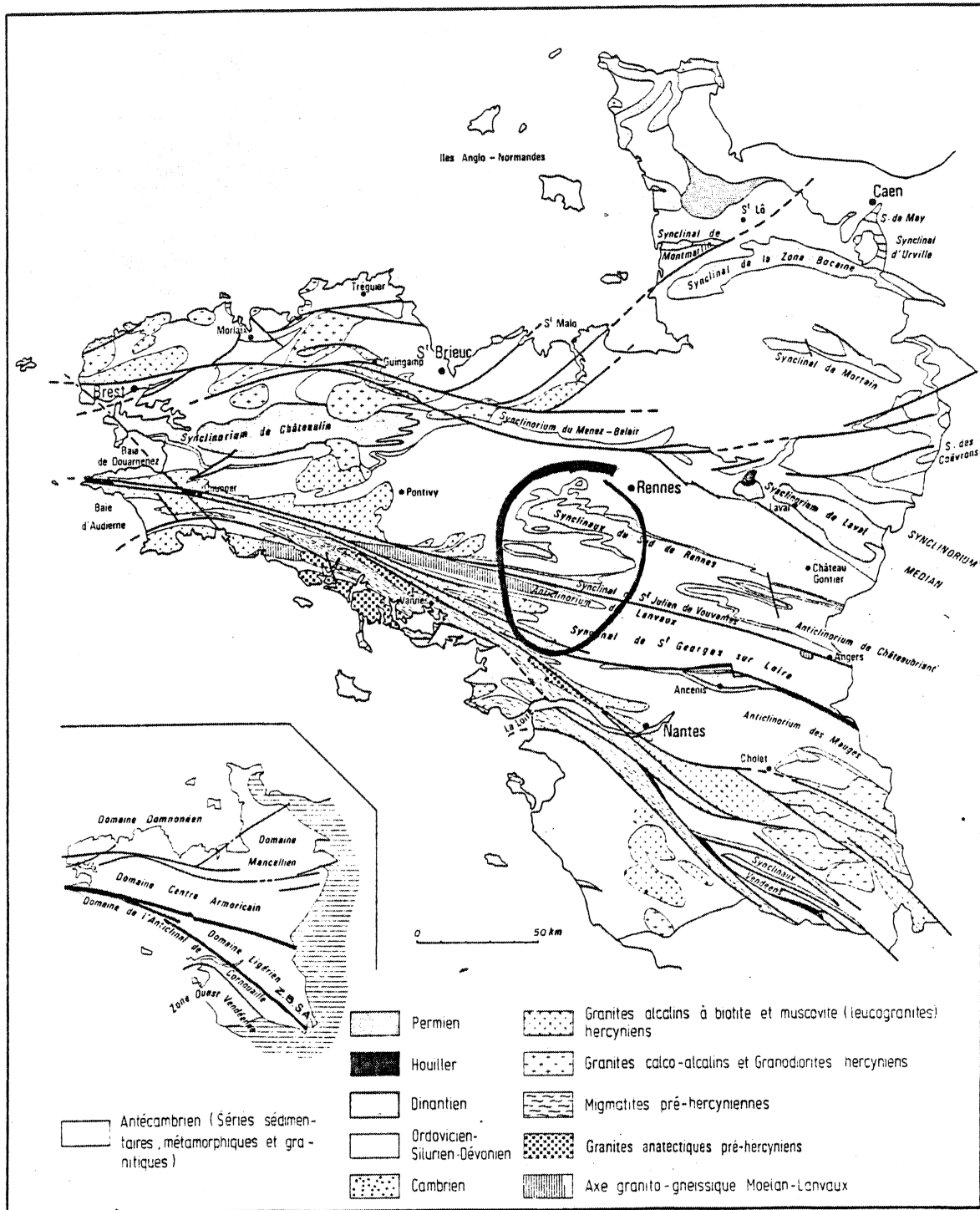
Fig. 24 : Exemple de figure de pôle inverse dans le cas d'un quartzite déformé expérimentalement. Ce diagramme montre la tendance qu'a la direction principale de raccourcissement à être parallèle avec les différents axes cristallographiques du quartz. D'après RIECKELS et BAKER (1977).

Pour un échantillon et un minéral donné, ce type de diagramme peut apporter beaucoup d'informations qui ne sont pas directement accessibles par les figures de pôles relatives à différents axes cristallographiques, puisqu'en fait, il regroupe et synthétise les différentes données qu'elles contiennent.

Dans le cas d'analyses de fabriques obtenues par déformation expérimentale (BAKER et Al, 1969 ; TULLIS et Al, 1973 ; SCHMID et Al, 1977), ou par simulations mathématiques (LISTER et Al, 1978), il est relativement facile d'accéder à de telles représentations des orientations préférentielles de réseau. Mais, dans le cas général, cette méthode est tout de même très lourde, nécessitant souvent de nombreuses mesures, et ensuite des calculs complexes et longs, même si l'on dispose d'un important support informatique. Son application de façon systématique est de ce fait difficile à envisager a priori, et elle n'a pas été utilisée dans le cadre de ce travail. Cependant, ce type de représentation, beaucoup plus complet et plus facile à manipuler qu'une série de figures de pôles, peut pour certains minéraux tels que le quartz ou la calcite, simplifier et compléter l'analyse des orientations préférentielles. Son utilisation pour certains "cas types" dans des roches naturellement déformées doit en outre faciliter les comparaisons avec les déformations expérimentales ou avec les simulations.

DEUXIEME PARTIE

**LE GRES ARMORICAIN DANS LE
SEGMENT HERCYNIEU DE BRETAGNE
CENTRALE**



D'après COGNE (1974)

Fig. 25 : Situation du domaine étudié dans le Massif Armoricain.

INTRODUCTION

Cette étude a été entreprise dans le segment de chaîne hercynienne constitué (fig.25, et 26) par les terminaisons occidentales des *synclinaux du Sud de Rennes* et du *Synclinorium de St Georges-sur-Loire*, groupes d'unités structurales qui sont séparées par une zone anticlinale à coeur orthogneissique : *l'anticlinal de Lanvaux*. Cet ensemble est limité au Sud par une grande zone de cisaillement : le cisaillement Sud armoricain ou zone broyée Sud armoricaine (fig. 26). Il est maintenant bien connu grâce aux travaux de LE CORRE (1969, 1978) et LE THEOFF (1977) pour la partie septentrionale, et de PIVETTE (1978) pour le synclinorium de St Georges-sur-Loire, travaux auxquels je me référerai tout au long de cet exposé.

L'axe anticlinal de Lanvaux est classiquement considéré comme une limite importante séparant des domaines distincts tant sur le plan paléogéographique que structural, et connus sous les noms de domaine centre armoricain au Nord et de domaine Ligérien au Sud (COGNÉ, 1974). Je ne ferai pas ici cette distinction a priori. En effet, la région de la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire, bien que souvent considérée comme présentant une complexité apparente liée à la proximité des zones très métamorphiques et granitiques de Bretagne méridionale, paraît montrer, au moins dans ses grandes lignes, une évolution lithologique et des caractères structuraux comparables à ce qui est connu plus au Nord (PIVETTE, 1978). Le travail présenté ici tendra d'ailleurs à apporter des précisions sur ce problème.

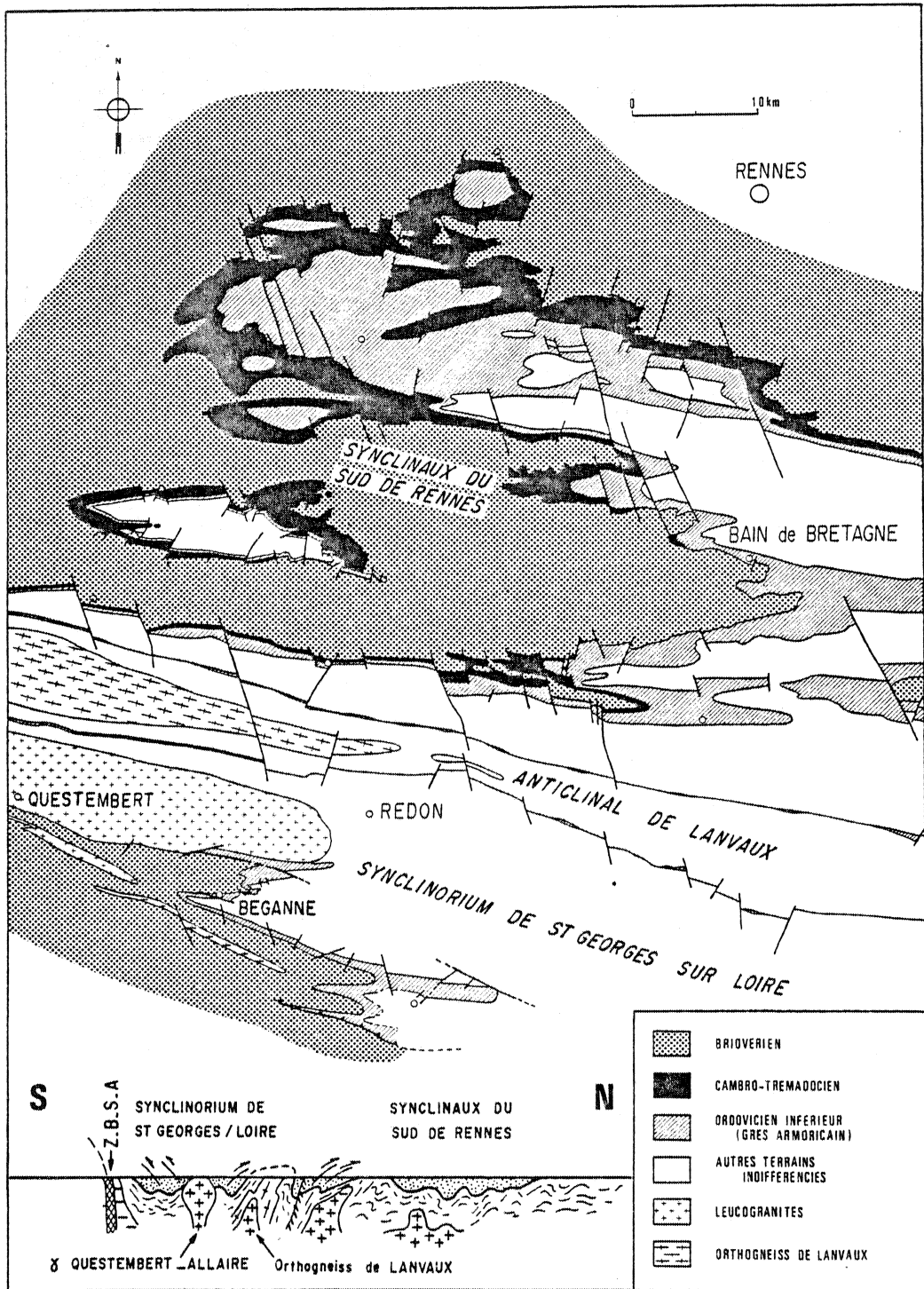


Fig. 26 : Carte géologique de la région étudiée et coupe synthétique N-S (Z.B.S.A. : Zone broyée sud armoricaine). D'après LE CORRE (1978) et PIVETTE (1978).

La région étudiée peut brièvement être présentée comme suit :

o Stratigraphie :

On y reconnaît deux ensembles :

- Une série briovérienne (Protérozoïque supérieur) essentiellement grésopélitique et d'épaisseur inconnue.

- une série paléozoïque à faciès variés et dont le caractère discordant sur le briovérien est bien visible et maintenant très classique dans le Nord de la Région (cf. LE CORRE, 1978).

A l'intérieur de la série paléozoïque, la *Formation du Grès armoricain*, Formation d'âge Arenigien qui nous intéresse ici, peut être subdivisée en trois membres identiques sur l'ensemble de la région étudiée (Fig. 27) : Le Grès armoricain inférieur, membre essentiellement quartzitique et identifiable par ses horizons repère à minerai de Fer, les schistes intermédiaires ou membre de Congrier, et le Grès armoricain supérieur caractérisé par une relative abondance de niveaux psammitiques (CHAUVEL, 1968). Cette formation repose (fig. 26 et 27) soit directement sur le briovérien, soit sur une Formation englobant des conglomérats et des siltites grossiers : la Formation de Pont-Réan. Dans les synclinaux du Sud de Rennes et la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire, la Formation du Grès armoricain est toujours épaisse, variant de 500 m dans les zones les plus septentrionales à 150 m au Sud. Elle est par contre quasiment absente du niveau de l'anticlinal de Lanvaux, se réduisant le plus souvent à quelques récurrences gréseuses à la base de la Formation des Schistes d'Angers (Fig. 26), épaisse masse argilo-silteuse qui existe partout au Nord et qui trouve son équivalent dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire avec la Formation de Rochefort-en-Terre (Fig. 27), et sur laquelle repose la suite de la série paléozoïque.

o Structure et métamorphisme :

Cette région est affectée par une déformation hercynienne caractérisée par des plis à grand rayon de courbure (Fig. 26) et

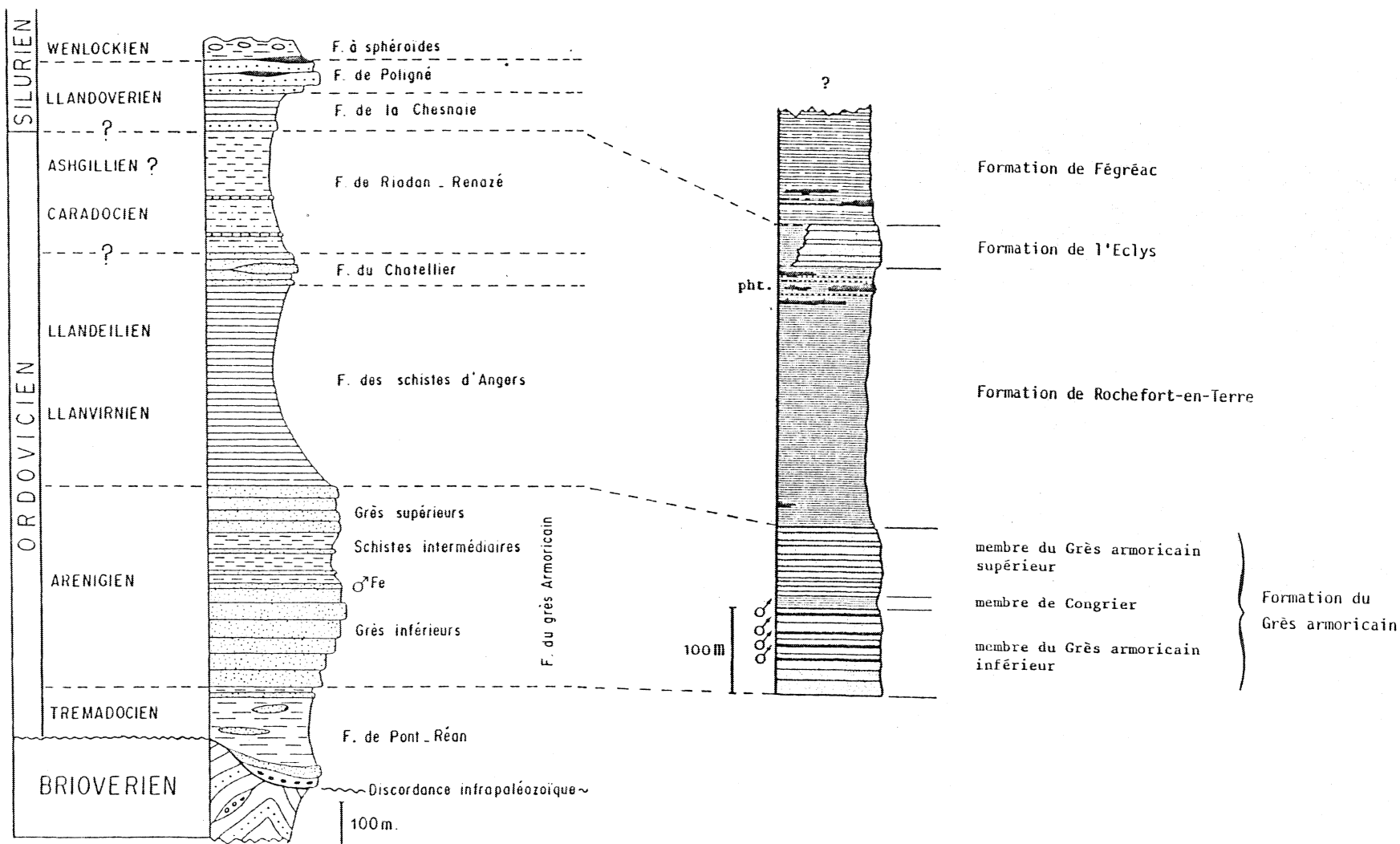


Fig. 27 : Coupes lithologiques synthétiques des séries sédimentaires dans les synclinaux du Sud de Rennes (a) et dans la partie occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire (b).
D'après LE CORRE (1978) et PIVETTE (1978).

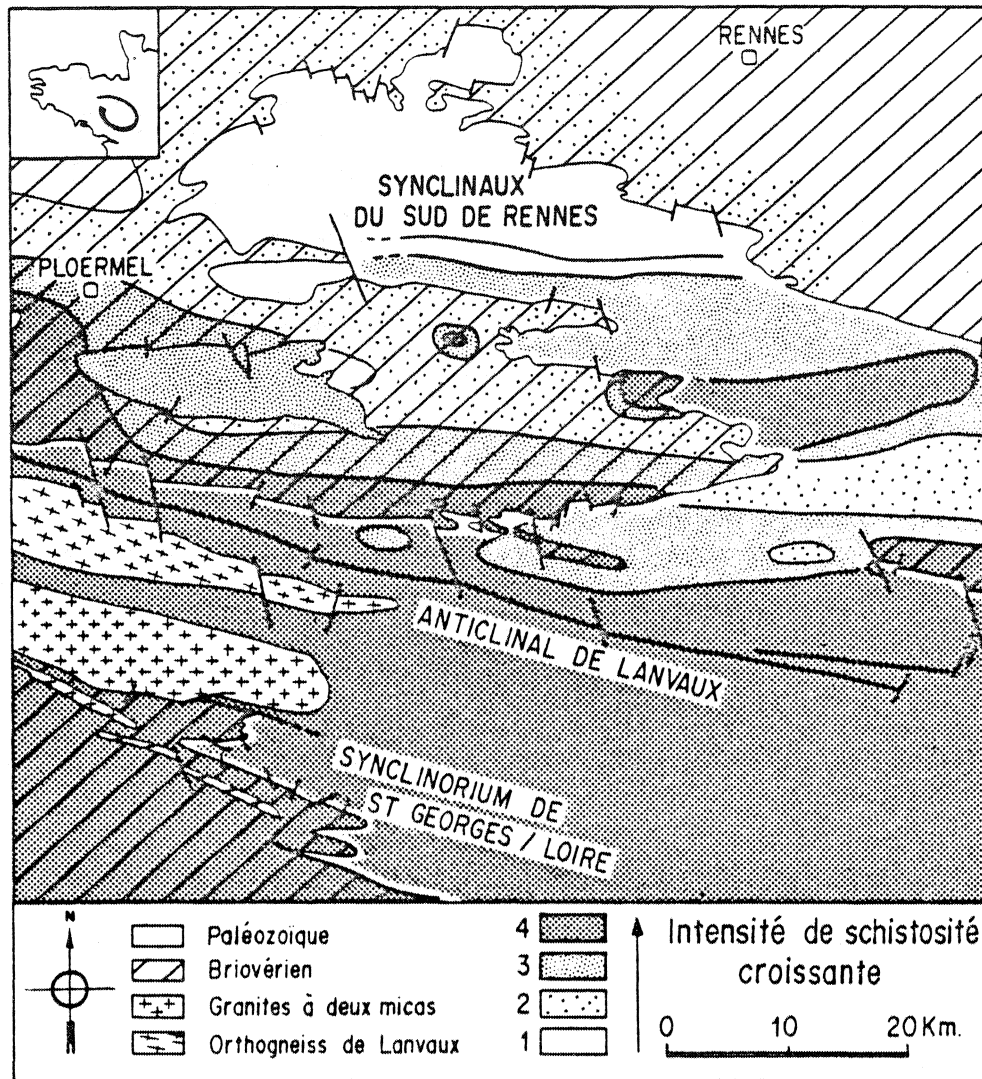


Fig. 28 : Carte des variations de typologie de la schistosité dans la région étudiée.. 1 : Schistosité de fracture ; 2 : schistosité avec début de recristallisation ; 3 : schistosité de flux avec microolithons résiduels ; 4 : schistosité de flux pénétrative. Ces données sont relatives aux Formations schisteuses sous et sus-jacentes au Grès armoricain (cf. Fig. 27). D'après LE CORRE (1978, 1979) et PIVETTE (1978).

d'axe N 90-110 subhorizontaux, auxquels est associée, dans les formations argilo-silteuses, une schistosité généralement subverticale allant, suivant les zones, d'une schistosité de fracture à une schistosité de flux (Fig. 28), elle-même déformée vers le Sud par une crénu-

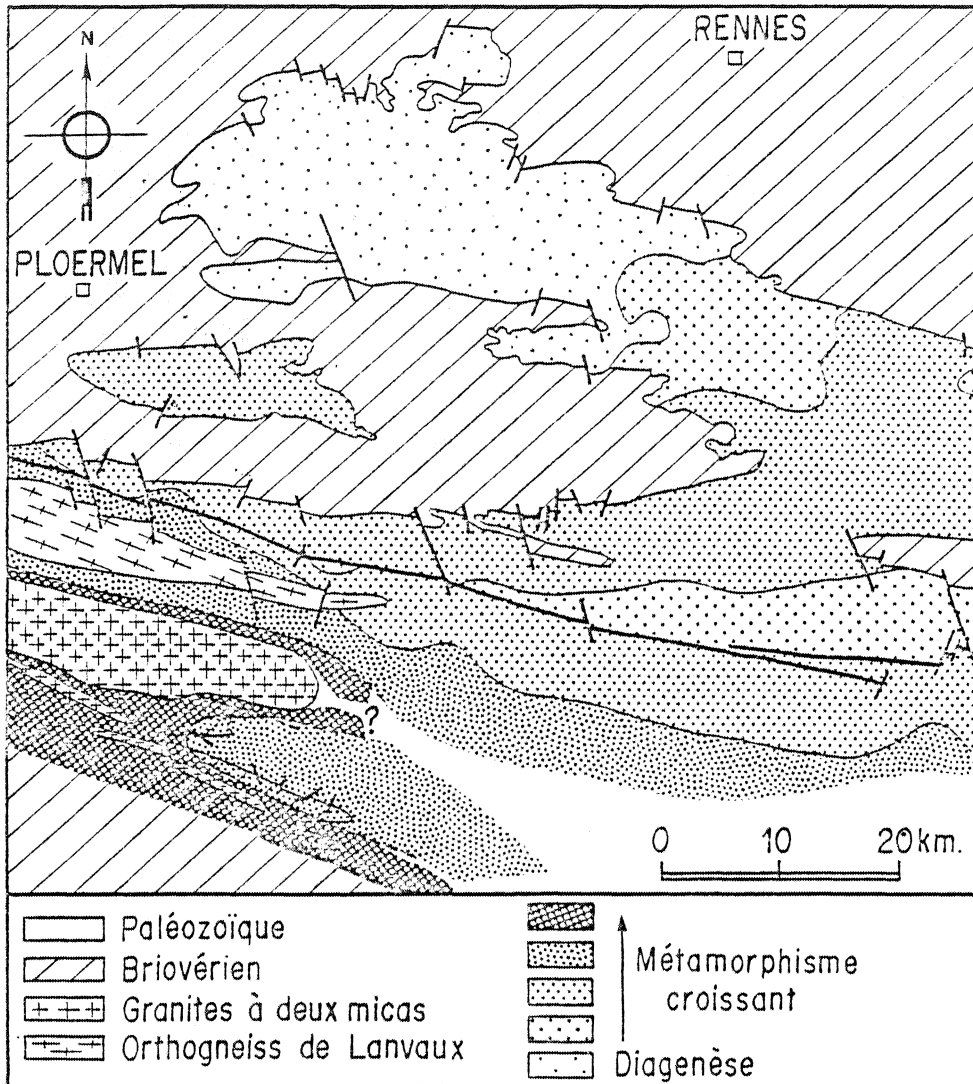


Fig. 29 : Carte des variations de la cristallinité des micas dans la région étudiée. Courbes d'isocristallinités à 7,5 ; 6,5 ; 5 ; 4 (le métamorphisme est d'autant plus intense que la mesure de cristallinité est faible). Cartographiquement, les zones où la cristallinité est inférieure à 4 se trouvent d'une manière générale sous l'isograde de la biotite (Adapté d'après LE CORRE, 1978 et PIVETTE, 1978).

-lation parfois intense et d'axe parallèle à ceux des grands plis. LE CORRE (1969, 1978) et LE THEOFF (1977) ont montré que dans les synclinaux du Sud de Rennes et l'anticlinal de Lanvaux, la direction régionale d'étirement maximal est subhorizontale, parallèle aux axes de plis et à la linéation d'intersection schistosité - stratification. Nous verrons qu'il en est de même dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire (voir également PIVETTE, 1978) où une forte linéation d'étirement apparaît dans le Grès armoricain.

A cette déformation à caractère régional se superposent, dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire, des chevauchements locaux (fig. 26) dirigés du Nord vers le Sud et pouvant développer une schistosité subhorizontale (PIVETTE, 1978).

Dans les synclinaux du Sud de Rennes, la déformation présente un caractère croissant du Nord vers le Sud, mis en évidence en particulier par une *augmentation de l'intensité de la déformation finie et de la schistosité* (LE CORRE & LE THEOFF, 1976 ; LE THEOFF, 1977 ; LE CORRE, 1978) (Fig. 28). Parallèlement, le métamorphisme synschisteux évolue depuis des paragenèses de type anchizonal au Nord vers des paragenèses de type épizonal au Sud. Il peut atteindre l'isograde de la biotite dans certaines zones du synclinorium de St Georges-sur-Loire. Ce gradient de métamorphisme a très bien été mis en évidence par LE CORRE (1975) et PIVETTE (1978) à travers les variations de la cristallinité des micas observées dans les formations sus et sous-jacentes au Grès armoricain (Fig. 29).

Au cours de cette déformation hercynienne, le briovérien s'est comporté de la même façon que le paléozoïque et n'a, à aucun moment, joué le rôle d'un socle vis-à-vis de celui-ci, n'ayant auparavant été déformé que par des plis superficiels sans schistosité associée, visibles uniquement dans le Nord de la région (LE CORRE, 1977a).

C'est dans ce contexte régional, et dans l'optique définie en introduction générale qu'il a paru intéressant d'étudier le comportement du Grès armoricain par l'intermédiaire de l'analyse de la fabrication du quartz.

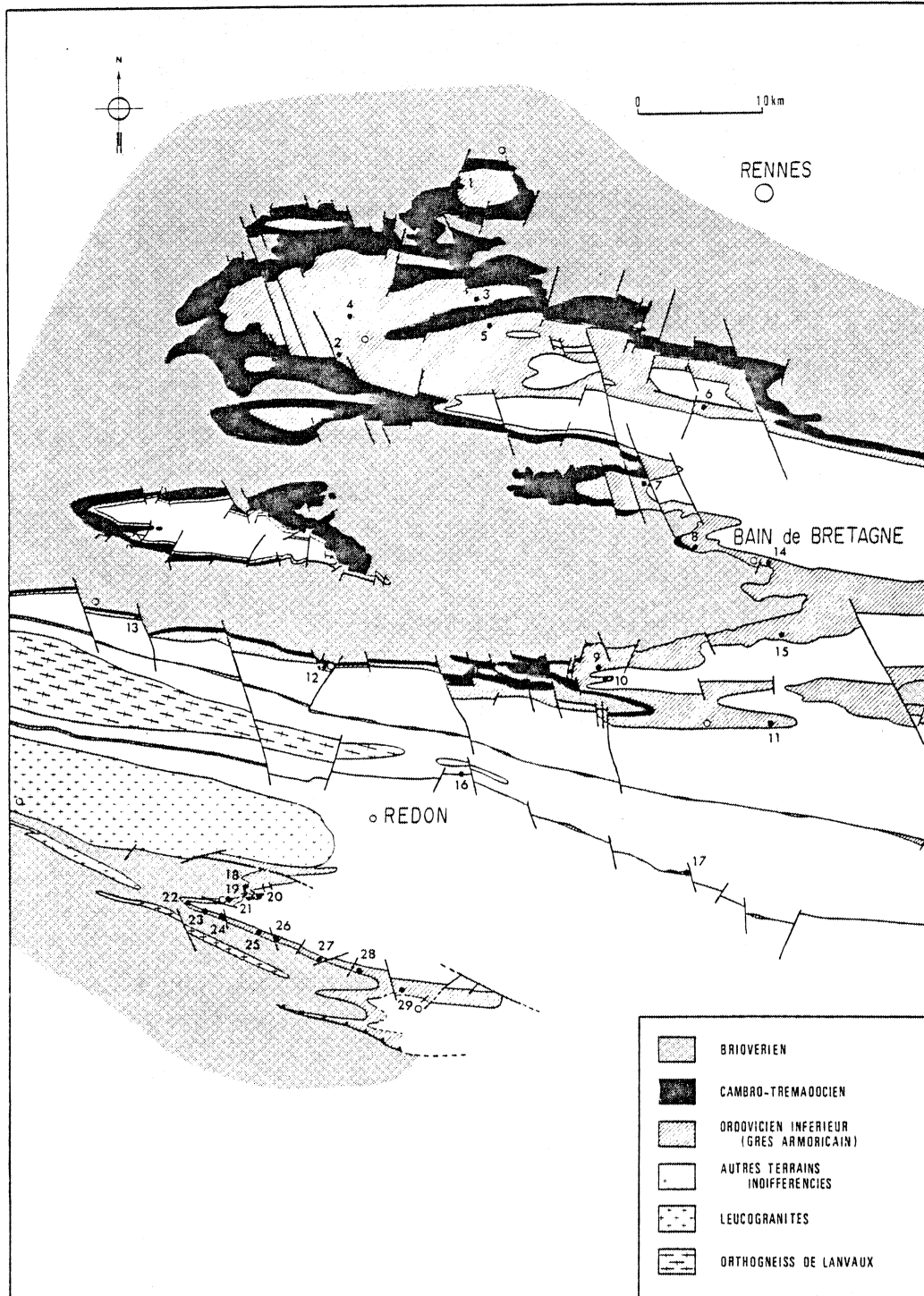


Fig. 30 : Localisation des affleurements de grès armoricain étudiés. Seuls les sites 4, 14 et 15 n'ont pas fait l'objet d'une analyse des orientations préférentielles du quartz.

A) RESULTATS ANALYTIQUES

D'une manière générale, le Grès armoricain est un quartzite blanc pauvre en minéraux autres que le quartz ($< 15\%$; le plus souvent environ 5%). Lorsqu'ils existent, ceux-ci sont, suivant les niveaux, de la magnétite, du zircon et des tourmalines, de très rares feldspaths (microcline) et fragments lithiques, et surtout des minéraux phylliteux de type micas ou chlorites. Dans certains cas, les phyllosilicates peuvent à la limite constituer un véritable ciment entre les grains de quartz. Parfois une matrice ferrugineuse peut également être présente.

Un prélèvement systématique d'échantillons a été effectué sur toute la région étudiée en essayant, compte tenu des affleurements utilisables, de minimiser les lacunes d'observations (fig. 30). Il a souvent été difficile de connaître précisément la position des échantillons à l'intérieur de la Formation du Grès armoricain, sauf pour les faciès riches en magnétites automorphes du fait du bon calage stratigraphique des niveaux ferrifères (cf. fig. 27).

Dans tous les cas, on a tenu compte des points suivants :

- Echantillons toujours prélevés dans des bancs les plus riches possible en quartz. Ceci a pu être fait, sauf pour les sites n°6, 11, 12, 16 (fig. 30), qui sont caractérisés par un assez fort pourcentage de phyllosilicates.

- Dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire, les échantillons ont été prélevés dans des parties de la structure qui ne sont pas affectées par les chevauchements locaux signalés précédemment (fig. 26).



Chapitre I

LES STRUCTURES ET LES MICROSTRUCTURES

I.1. LES PRINCIPAUX TYPES DE QUARTZITES

L'analyse des caractères structuraux et microstructuraux permet déjà à elle seule de mettre en évidence des variations dans l'état de déformation des différents quartzites étudiés. Quatre principaux types de microstructures, répartis en deux groupes séparés par les caractères macroscopiques de la roche, ont été retenus pour rendre compte de ces variations et permettent d'établir une première "Classification" des sites d'échantillonnage. Il est clair que le passage d'un type à l'autre peut en fait être continu, mais chacun est tout de même bien défini par la présence, l'absence, ou la prédominance de caractères particuliers et significatifs.

I.1.1. QUARTZITES SANS STRUCTURE MACROSCOPIQUE APPARENTE.

Dans ces types de quartzites, *aucune déformation pénétrative n'est visible à l'échelle de l'affleurement ou de l'échantillon*. Les seules structures remarquables consistent en une famille de fractures radiales que l'on retrouve assez systématiquement. Elles sont subperpendiculaires à la stratification dont le pendage exède rarement 40°, et leur direction est parallèle aux axes des plis régionaux. Perpendiculairement aux axes de plis, des glissements couche à couche sont visibles, en particulier sur les joints psammitiques, parallèles à la stratification.

Les figures de sédimentation (ripple marks, bioturbations,...) sont fréquentes sur les discontinuités stratigraphiques. Elles apparaissent peu ou pas déformées (Photo 1), particulièrement dans les zones les plus septentrionales des synclinaux du Sud de Rennes (fig. 26).

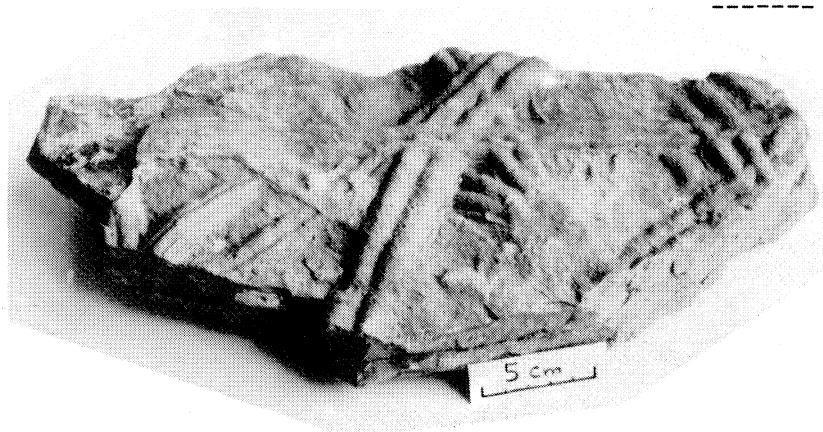


Photo 1 : Aspect macroscopique d'un niveau quartzitique de la Formation du Grès armoricain dans le Nord de la région étudiée. On remarque l'aspect non déformé des figures sédimentaires et des fossiles (bilobites). Echantillon des collections de l'institut de géologie de Rennes.

Deux types de microstructures peuvent être observés dans ces roches :

◦ TYPE 1 : Quartzites à grains détritiques peu ou pas déformés.

Ces quartzites sont formés de grains de quartz détritiques dont la taille, assez constante à l'échelle de l'échantillon, est généralement comprise entre 50 μ et 300 μ (photo 2, planche I). Ces grains peuvent être emballés dans une matrice phylliteuse, mais, le plus souvent, on observe seulement quelques paillettes de muscovite détritiques soulignant le plan de stratification (photo 2 - planche I). Lorsque la matrice est absente, les joints de grains peuvent être suturés par des excroissances de quartz (photo 3 - planche I) se développant sans discontinuité de réseau à partir des grains détritiques dont la limite originelle est parfois soulignée par un liseré d'impuretés. Ces excroissances peuvent par endroits recouper les limites originelles des grains adjacents. Dans les grains, les figures de déformation sont rares et consistent en des lamelles de déformation subbasales et en quelques pliages de réseau. Lorsque le grès contient des grains de magnétite automorphes, celles-ci ne sont jamais accompagnées d'ombres de pression.

Dans certains de ces quartzites, *les grains montrent un faible allongement préférentiel contenu dans le plan de stratification et orienté aléatoirement dans ce plan.* La fabrique moyenne de forme des grains définit alors une surface parallèle à la stratification (voir fig. 32 a).

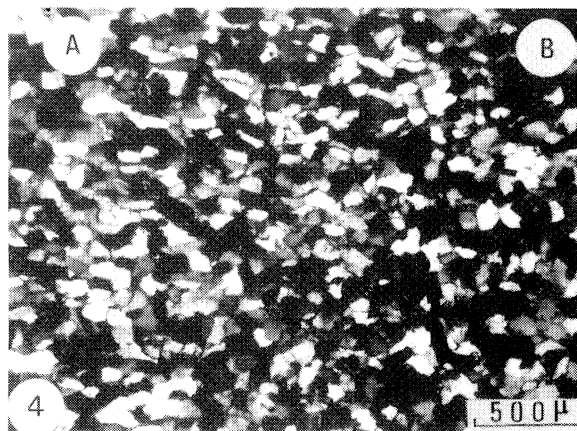
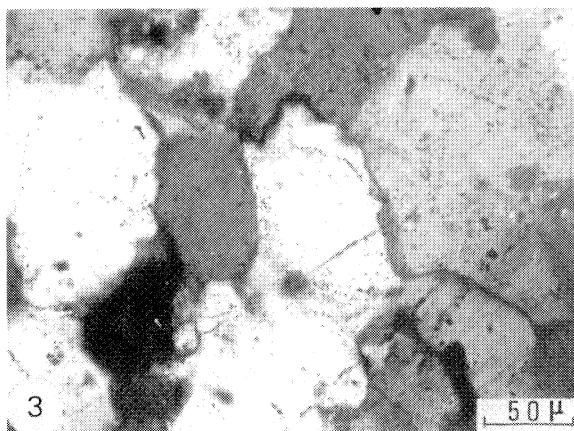
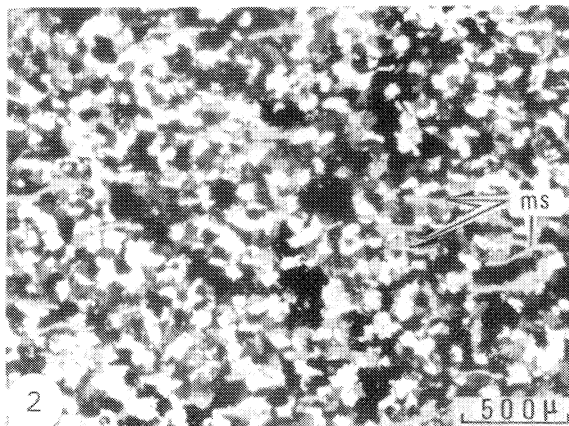


Planche I : Quartzites de type 1

Photo 2 : (site 5) - Plan perpendiculaire à la stratification. On remarque l'aspect suturé des joints de grains et les muscovites détritiques qui soulignent la stratification (E.W.).

Photo 3 : (site 3) - Plan de stratification. Les joints de grains sont suturés. On remarque la limite d'un ancien grain détritique (au centre de la photo) soulignée par un liseré d'impuretés.

Photo 4 : (site 2) - Plan perpendiculaire à la stratification et aux axes des plis régionaux. La trace de la stratification est E - W. Zone A (gauche de la photo) : extérieur d'un terrier (bioturbation) ; un allongement des grains parallèlement à la stratification est visible. Zone B : intérieur du terrier ; les grains ne sont pas orientés.

L'intensité de cette fabrique de forme peut varier à l'intérieur d'un même échantillon, en liaison avec la présence de structures syn-sédimentaires telles que des bioturbations (photo 4 - planche I).

◦ TYPE 2 : Quartzites à grains déformés non recristallisés.

Dans ce deuxième type de quartzite, les grains sont déformés et définissent une linéation d'allongement (photo 5 - planche II) presque toujours invisible à l'échelle macroscopique. Le caractère tectonique de cette linéation est indiscutable. Elle est subhorizontale et en moyenne parallèle aux axes de plis et à la linéation d'étirement visibles dans les Formations conglomératiques et schisteuses du reste de la série paléozoïque (cf. LE THEOFF, 1977 ; LE CORRE, 1978). De plus, l'allongement des grains de quartz dans certaines veinules existant dans ces échantillons a une intensité variable, mais une orientation constante quelle que soit l'orientation de la veine et conforme à l'allongement des grains de la roche (fig. 31).

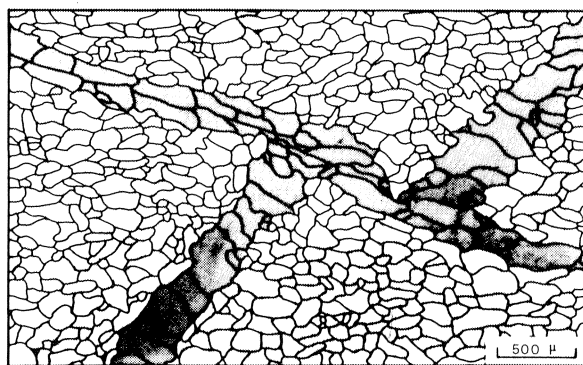


Fig. 31 : (éch. n°10) Plan de stratification. La linéation d'allongement (E.W.) est visible dans la roche ; l'allongement des grains dans les veinules de quartz est conforme à cette linéation, qui est subhorizontale et parallèle aux axes de plis.

Dans un plan perpendiculaire à $X^{(1)}$, la direction moyenne d'allongement des grains est soit aléatoire, soit, comme dans certains quartzites

(1) Nous utiliserons ici le référentiel structural X, Y, Z : X étant la direction principale d'étirement contenue dans le plan de schistosité exprimé (XY) ; Z est la direction principale de raccourcissement.

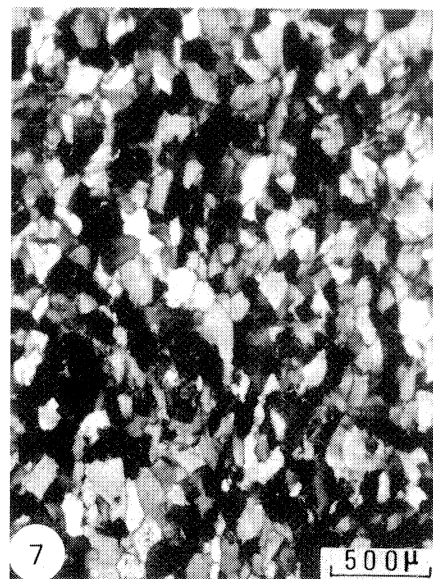
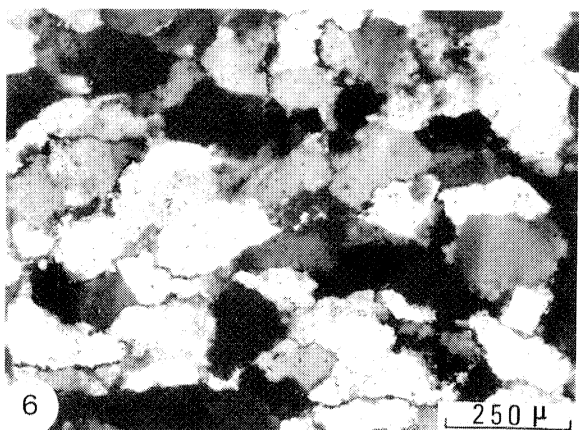
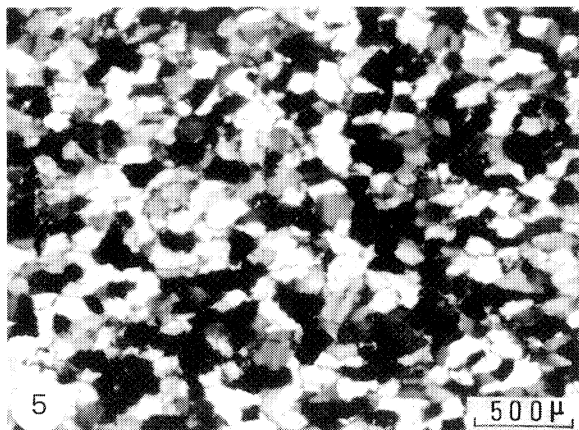


Planche II : Quartzites de type 2.

Photo 5 : (site 14) - Plan de stratification. Les joints de grains sont suturés ; la linéation d'allongement (E - W) est visible. On note la présence de figures de déformation intracristallines (sous-joints).

Photo 6 : (site 14) - Une zone de la photo 5 a un grossissement supérieur. On voit nettement les figures de déformation et le caractère suturé des joints de grains.

Photo 7 : (site 9) - Section perpendiculaire à la linéation d'allongement X. La trace de la stratification est globalement E - W. On note l'allongement sensible des grains dans une direction subperpendiculaire à la stratification.

de type 1 (cf. photo 4, planche I), parallèle à la stratification, soit (photo 7, planche II), à un fort angle de la stratification (fig. 32). Dans ce dernier cas, la fabrique de forme moyenne des grains, tout en restant relativement faible, définit un plan dont l'orientation est conforme à celle d'une schistosité liée au plissement régional et réfractée dans les couches compétentes.

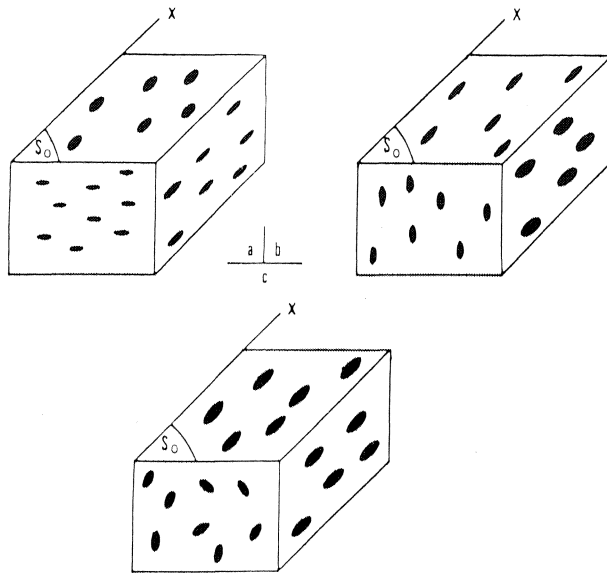


fig. 32 : Aspects qualitatifs des trois types de fabrique de forme moyenne des grains observables au microscope dans les quartzites de type 2. a : parallèle à la stratification (S_0) ; b : à un fort angle de S_0 ; c : aléatoire dans un plan perpendiculaire à X. Les cas a et b sont exagérés dans un but de schématisation. Dans les trois cas, l'allongement des grains est visible en lame mince.

Les joints de grains sont toujours suturés (photos 5 et 6 - planche II). Les déformations intracristallines sont importantes (photos 5 et 6 - planche II), se manifestant par des bandes de pliage et des sous-joints d'orientation prismatique, tandis que le nombre de lamelles de déformations visibles tend à diminuer par rapport au type précédent.

I.1.2. QUARTZITES MACROSCOPIQUEMENT STRUCTURES.

C'est le deuxième grand groupe de quartzites observables dans la région étudiée. Ces roches montrent une forte linéation d'étirement subhorizontale de direction moyenne N 100-110 parallèle aux axes de plis (photos 8 et 9), et à laquelle peut se superposer une linéation de microplissement des discontinuités stratigraphiques. Une schistosité (plan XY) associée est parfois visible. Elle est réfractée dans les flancs de plis et son intersection avec la stratification est subparallèle à la linéation d'étirement (photos 8 et 9).



Photo 8 : (site 22) - Aspect du Grès armoricain dans la terminaison périclinale de Béganne (cf. fig. 26). L'intersection entre la schistosité et la stratification, qui sont ici subperpendiculaires, donne au quartzite un débit en "crayons".

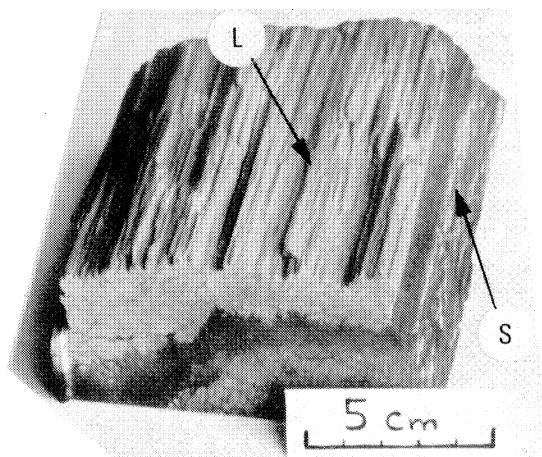


Photo 9 : (site 22) - Aspect macroscopique de la linéation d'étirement (L) et de la schistosité (S) dans les échantillons les plus déformés parmi lesquels cette dernière est la mieux exprimée.

On a donc ici une intensification de la déformation par rapport au type de quartzite précédent (type 2), qui se marque par la matérialisation macroscopique de structures qui n'étaient visibles qu'en lame mince.

On peut subdiviser ces quartzites en deux types en fonction de leurs caractères microstructuraux.

o TYPE 3 : Quartzites à porphyroclastes dominants.

A la linéation macroscopique correspond une très nette

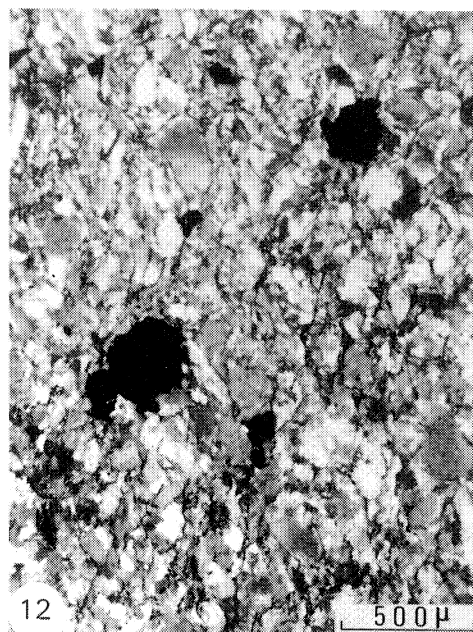
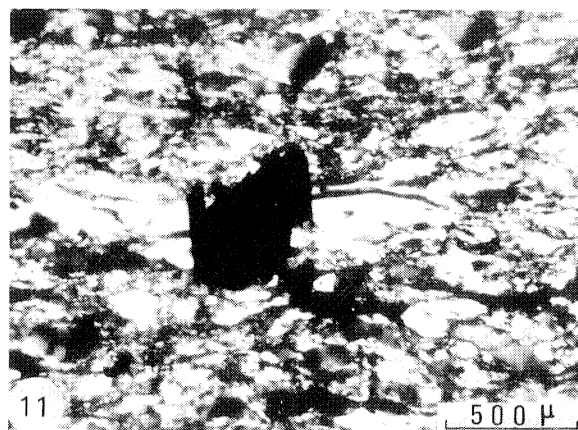
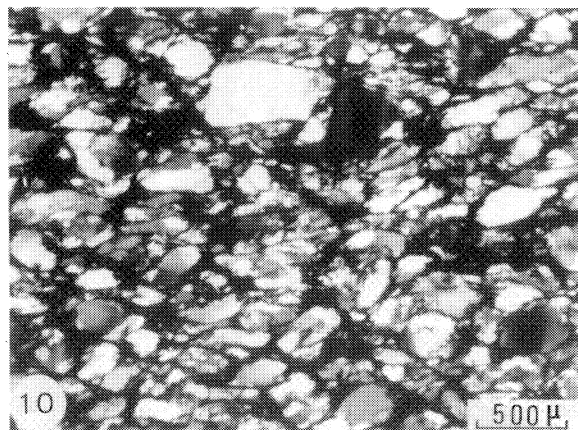


Planche III - Quartzites de type 3.

Photo 10 : (site 29) - Section XZ. L'allongement des grains (environ E - W) est très net. Les sous-joints et les bandes de pliage prismatiques sont nombreux. Cet échantillon a été prélevé dans un niveau à gros grains.

Photo 11 : (site 28) - Section XZ. Cristal de magnétite accompagné de zones abritées remplies de quartz et soulignant la direction d'étirement X (E.W.). On note le fort allongement des grains parallèlement à X et la présence d'une fine matrice recristallisée essentiellement aux joints de grains.

Photo 12 : (site 28) - Aspect de la schistosité en section YZ. (Y est N.S.). Les grains sont statistiquement aplatis dans cette schistosité.

anisotropie de forme des grains (photos 10 et 11, - planche III). De même, la schistosité se manifeste par un aplatissement des grains en section YZ (photo 12 - planche III). Dans les échantillons prélevés dans les niveaux à minerai de fer, les magnétites sont accompagnées de zones abritées remplies de quartz et soulignant la direction d'étirement (photo 11 - planche III).

Ce type de quartzites est caractérisé par l'apparition, dans les stades les plus évolués, de néoblastes qui s'individualisent à partir des grains détritiques (photos 11 et 12 - planche III). Ils apparaissent essentiellement au niveau des joints des grains et des bandes de pliage prismatiques⁽¹⁾. Ces néoblastes sont toujours de petite taille (entre 5 μ et 30 μ environ), taille qui ne semble pas liée à celle des grains détritiques dont ils sont issus.

Si une fine matrice ferrugineuse est présente, la recristallisation est moins avancée, voire nulle (photo 10 - planche III). Lorsque des porphyroclastes (vieux grains d'origine détritique) sont juxtaposés, leurs joints sont suturés et ont un aspect dentelé (cf. HOBBS et Al, 1976 ; page 115) indiquant l'amorce d'une recristallisation.

Les phyllites présentes sont en majorité détritiques, déformées et non recristallisées. En section XZ, elles soulignent la linéation d'allongement et moulent plus ou moins les grains de quartz originels.

Remarque :

Quelques échantillons étudiés présentent des microstructures apparemment particulières. Ils proviennent de deux sites voisins localisés dans une terminaison périsynclinale du synclinorium de St Georges-sur-Loire (sites 18 et 19 ; cf. Fig. 30), et sont caractéristiques de ces sites.

(1) Dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire, ils apparaissent également le long de discontinuités particulières qui sont des plans de cisaillement sur lesquels nous reviendrons plus loin (cf. 2ème partie, A, § 1.2.; photo 19).

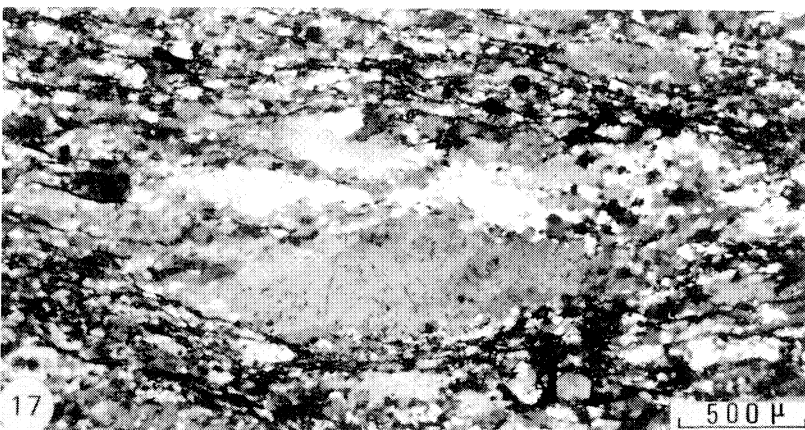
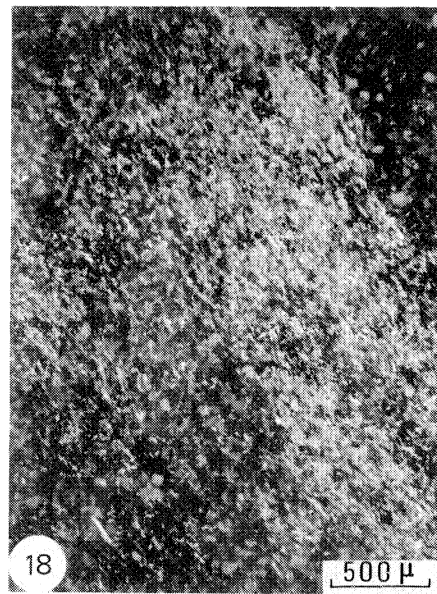
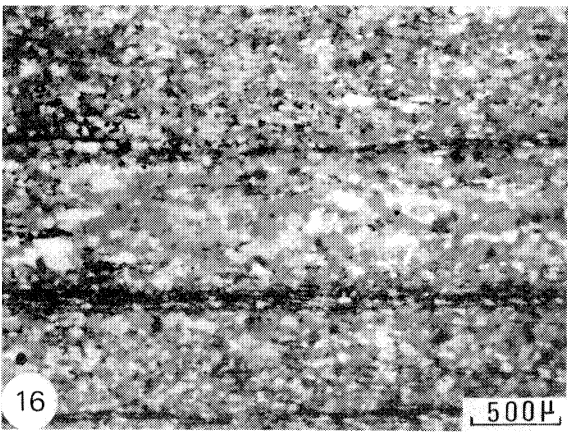
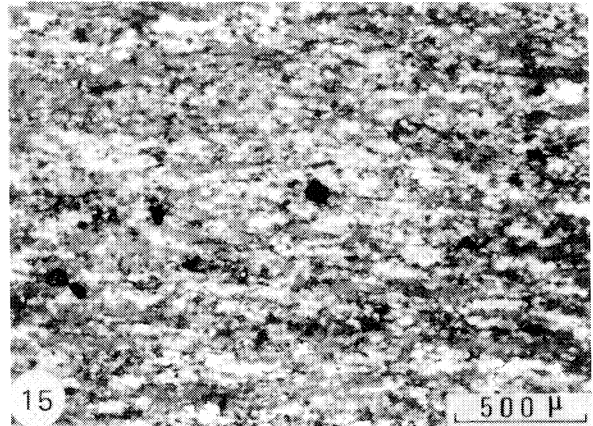
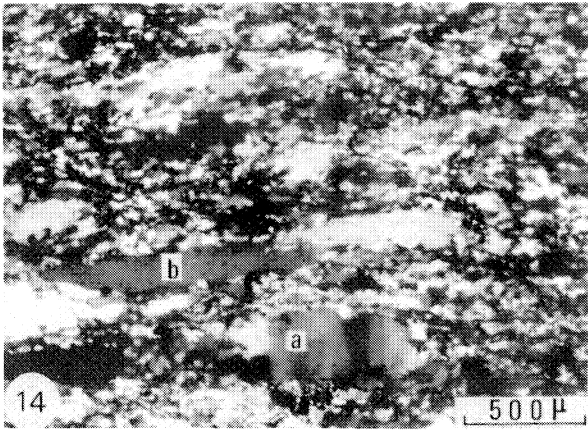


Planche IV : Quartzites de type 4.

Photo 14 : (site 25) - Section XZ. La recristallisation est relativement intense, de même que l'allongement parallèlement à X (E.W.). Les porphyroclastes peuvent présenter différentes formes : (a), porphyroclaste tabulaire, avec une sous-structure typique en sous-joints de polygonisation ; (b) porphyroclastes allongés parallèlement à X. (Ces différents types de porphyroclastes sont étudiés plus loin ; Cf. 2ème partie, A, § II.31). On remarque le porphyroclaste recristallisé (en haut au centre) encore discernable.

Photo 15 : (site 23). Section XZ. La recristallisation est intense. Seules quelques reliques porphyroclastiques sont encore visibles.

Photo 16 : (site 22). Section XZ. Les porphyroclastes ont pratiquement totalement disparu. Présence d'une alternance de bandes plus ou moins riches en micas (différentiation métamorphique). La taille des néoblastes est contrôlée par la quantité d'impuretés et de micas.

Photo 17 : (site 25). Section XZ. Gros porphyroclaste recristallisé dont les limites sont soulignées par les micas (en noir). Certains néoblastes sont allongés, déformés (sous-joints), et recristallisent.

Photo 18 : (site 22). Aspect de la schistosité, en section YZ, soulignée par les micas (en blanc) dans un échantillon très fortement recristallisé (voir photo 16). L'abondance des micas est variable, suivant des bandes sub-parallèles à la schistosité.

Les photos 14 et 17 sont relatives à des quartzites à gros grains dans lesquels la déformation et la disparition des porphyroclastes est particulièrement facile à suivre.

On y observe une linéation macroscopique. Les minéraux phylliteux (chlorites) peuvent être assez abondants, ainsi que les néoblastes, qui sont relativement grands (20 à 40 μ). Cependant, les porphyroclastes (vieux grains initiaux) montrent un allongement assez faible (photo 13). Par rapport aux autres échantillons, ces quartzites se distinguent donc par une recristallisation assez intense, alors que les porphyroclastes semblent peu déformés. Parallèlement, la taille des néoblastes est assez grande.

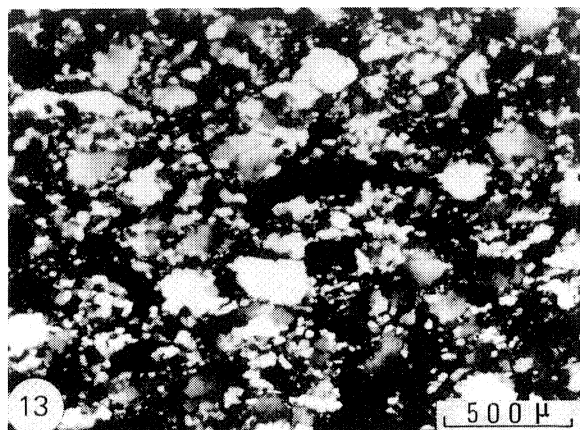


Photo 13 : (site 18) - Section XZ.
On note la quantité assez importante de néoblastes et le caractère peu allongé des porphyroclastes (la linéation X est E.W.). Ces néoblastes sont relativement grands.

Ces quartzites ont, un peu arbitrairement, été intégrés aux quartzites de type 3, bien que le rapport matrice/porphyroclastes ne permette pas de les séparer du quatrième type de quartzites (cf. § I.12.2 ci-après). Nous verrons d'ailleurs plus loin (cf. 2ème partie, A, § II.1.3.) que les orientations préférentielles qui les caractérisent peuvent également être plus ou moins intermédiaires entre type 3 et type 4. Ce qui est surtout remarquable, c'est le caractère peu déformé des porphyroclastes dans ces quartzites.

On doit également signaler que la relativement grande taille des néoblastes dans ces roches apparaît être une tendance assez générale sur l'ensemble du flanc N de la terminaison périsynclinale de St Georges-sur-Loire. Cette taille n'exède cependant que très rarement 40 μ .

◦ TYPE 4 : Quartzites à néoblastes dominants.

Ce quatrième type de quartzites est caractérisé par une très nette diminution de la granulométrie moyenne relativement aux types précédents, du fait de l'importance de la matrice recristallisée par

rapport aux porphyroclastes (planche IV). J'y ai regroupé différents quartzites, depuis ceux dans lesquels les porphyroclastes sont encore assez abondants (photo 14 - planche IV) jusqu'à des roches très évoluées où la recristallisation est très poussée (photo 16 - planche IV). La disparition totale des porphyroclastes se fait en partie par leur transformation progressive en une mosaïque de sous grains allongés qui évoluent en néoblastes parfois eux-mêmes déformés (photo 17 - planche IV). La taille des néoblastes est, comme dans le type précédent, relativement homogène (5 μ à 30 μ environ). Cependant, dans les échantillons fortement recristallisés, on peut observer une faible variation de leur taille en fonction de la quantité d'impuretés (photo 16 - planche IV).

L'augmentation de la quantité de néoblastes s'accompagne d'une *augmentation de la proportion de phyllites non déformées (recristallisées ou néoformées) par rapport aux phyllites détritiques*. Elles sont de petite taille et bien orientées. Dans les roches où la recristallisation n'est pas trop poussée, elles soulignent encore les limites des porphyroclastes (photo 17 - planche IV). Cependant, elles tendent à cristalliser entre les néoblastes (photo 15 - planche IV) lorsque la recristallisation est intense. Elles peuvent même parfois, dans les niveaux où elles sont abondantes, se concentrer dans des zones orientées grossièrement parallèles à la schistosité, ce qui conduit à l'obtention d'une alternance de bandes plus ou moins riches en micas (photos 16 et 18 - planche IV). Cette schistosité faisant souvent un fort angle avec la stratification, on doit exclure une origine sédimentaire. L'intersection entre ces deux plans donne au quartzite un débit en "crayons" à l'échelle de l'affleurement (cf. photo 8).

I.2. LES STRUCTURES PARTICULIERES AUX QUARTZITES DU SYNCLINORIUM DE ST GEORGES SUR-LOIRE.

Dans certains quartzites du synclinorium de St Georges-sur-Loire, des structures microscopiques apparaissent comme remarquables et méritent d'être signalées.

I.2.1. LES DISCONTINUITES PLANAIRES.

Ces discontinuités s'observent bien dans des plans proches de

Sections XZ. Elles correspondent à des microzones de cisaillement de quelques dizaines de microns de large et qui sont parfois conjuguées. Cependant, une famille est toujours prépondérante sur l'autre. Elle est le plus souvent la seule exprimée et correspond à des plans le long desquels les déplacements, parfois visibles au niveau de micas ou de chlorites tronçonnés, sont relativement faibles (de l'ordre de quelques centaines de μ au maximum) et *toujours dextres* (photos 19 et 20).

Ces cisaillements ne sont visibles que dans les quartzites de type 3 ou 4. Ils sont mal exprimés lorsque la recristallisation est absente et ne sont jamais visibles dans les quartzites homogènes à grain fin où la recristallisation est très poussée (quartzites de type 4 très évolués).

Dans les roches peu recristallisées, ils sont continus et rectilignes et sont, comme nous l'avons déjà signalé (cf. ce chapitre, § I. 1.2.), le siège de recristallisation du quartz (photo 19).

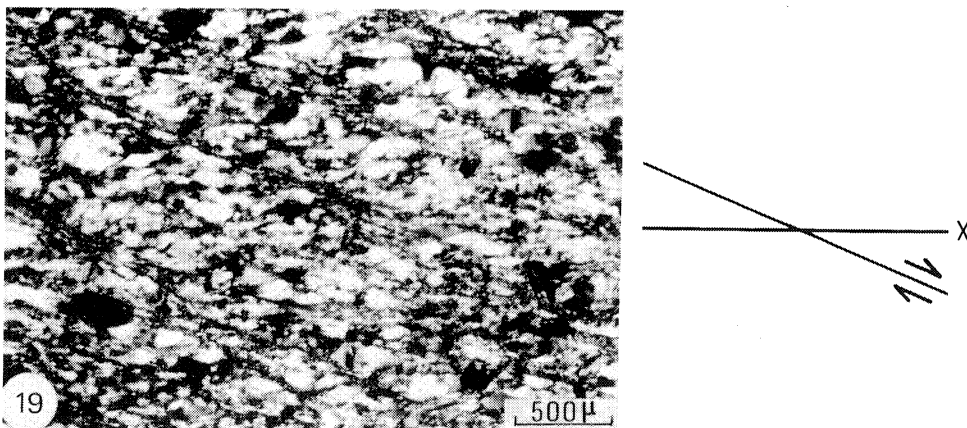


Photo 19 : Section XZ. Microzones de cisaillement dextre déformant la schistosité et obliques sur X souligné par l'allongement des porphyroclastes (E.W.). On note la recristallisation dans ces microzones.

Lorsque la matrice recristallisée est plus importante, ces cisaillements sont moins nombreux et plus discontinus, soulignés parfois par des phyllites recristallisées (photo 20). Ils paraissent alors fortement liés à la présence de porphyroclastes, étant surtout localisés aux endroits où ceux-ci sont encore assez nombreux.

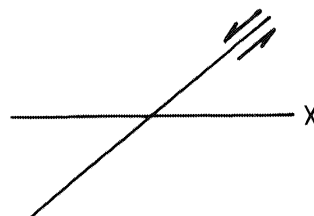
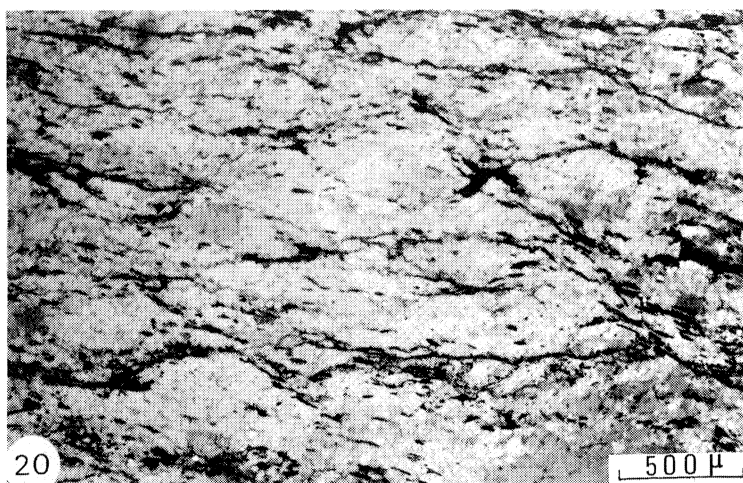


Photo 20 : (site 25) - Section proche d'un plan XZ ; la linéation est E.W. lumière naturelle. Les zones de cisaillement sont localisées autour des reliques de porphyroclastes (celles-ci sont parfois visibles car plus ou moins soulignées par les micas). On note la présence de micas (en noir) qui cristallisent dans ces zones.

Ainsi, on observe une atténuation progressive de l'expression des microzones de cisaillement en fonction de l'importance de la recristallisation.

Dans les échantillons où ces plans de cisaillements sont visibles (sites 25, 27, 28, 29, et aussi 18 et 19 ; cf. fig. 30), ils sont globalement subverticaux et apparemment indépendants de la position de la stratification (fig. 33). Leur direction varie assez peu, faisant un angle moyen d'environ 30° avec la schistosité (fig. 33), mais parfois variable à l'échelle de la lame mince (entre 25° et 40° en général).

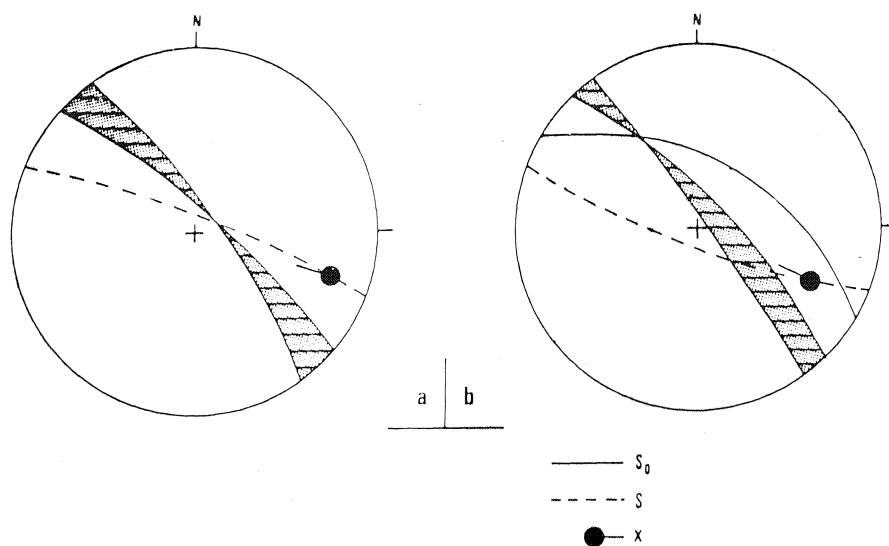


Fig. 33 : Exemple de relation géométrique entre stratification (S_0), schistosité (S) et cisaillements (zone grisée) dans deux échantillons représentatifs. a : (site 28). S_0 horizontale ; quartzite de type 3. b : (site 25) ; quartzite de type 4. Les plans de cisaillement ont un pendage apparemment indépendant de celui de la stratification.

I.2.2. LES ZONES ABRITEES.

Nous avons vu (cf. 2ème partie, B, § I.121) que, dans les quartzites de type 3, lorsque des magnétites automorphes sont présentes, elles sont accompagnées de zones abritées remplies de quartz et soulignant la linéation X (photo n° 11 - planche III).

C'est dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire que l'on observe ces zones abritées (sites 18, 19, 27, 28). Elles ne sont bien exprimées qu'en section XZ. Leur caractère remarquable réside dans leur géométrie : elles sont très souvent sigmoïdes (photo n°11 - planche III). Ce caractère est parfois très bien exprimé (photos 21 et 22) et reflète presque toujours une rotation dextre des magnétites au cours de la déformation (CHOUKROUNE, 1971). Ces rotations d'objets rigides sont donc compatibles avec le sens de cisaillement le long des microzones décrites plus haut (voir également photo 20).

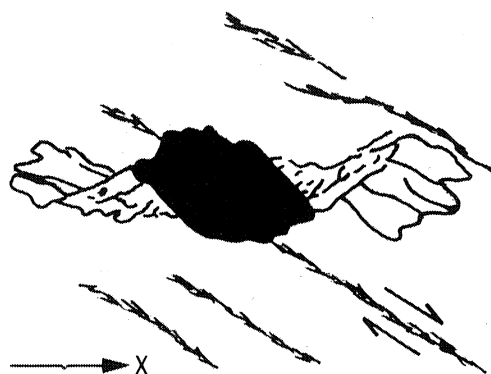
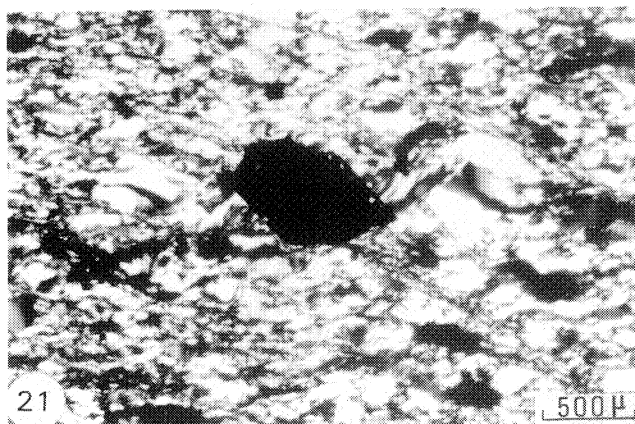


Photo 21 : (site 28). Section XZ. Exemple de zones abritées sigmoïdes autour d'une magnétite. Cette géométrie, ainsi que le caractère courbe des cristallisations dans les différentes parties de la zone abritée (voir photo 22) montrent une rotation de la magnétite et le caractère synchrone de la cristallisation et de la rotation. Le sens de la dissymétrie et de la courbure des cristallisations montrent une rotation dextre du cristal de magnétite. On remarque (dessin interprétatif) une microzone de cisaillement sur laquelle la magnétite apparaît comme séquante.

Photo 22 : (site 28). Section XZ. Détail d'une zone abritée sigmoïde. On note le caractère courbe des cristallisations de quartz.

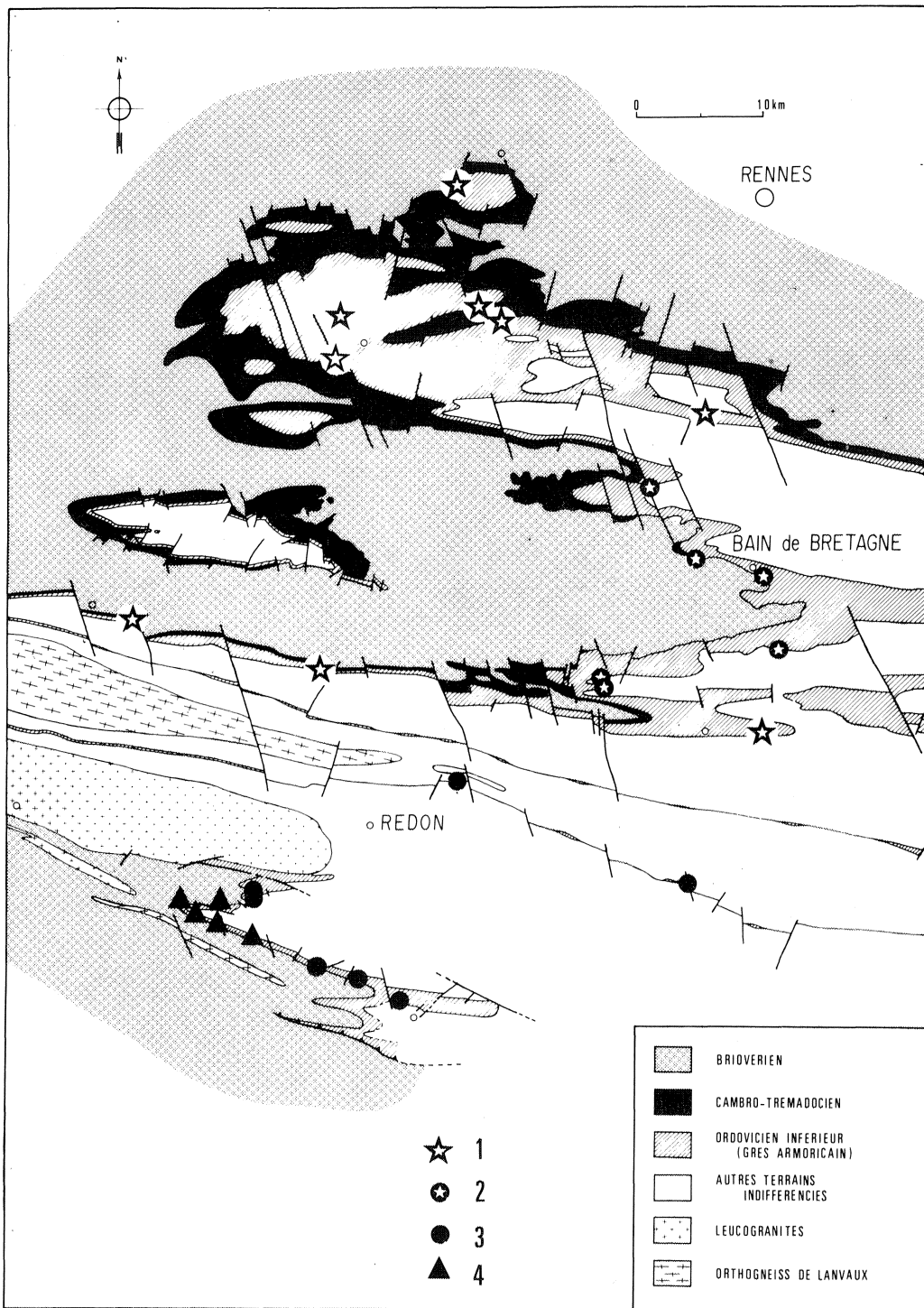


Fig. 34 : Variations régionales des structures et des microstructures dans le grès armoricain. 1 : quartzites à grains détritiques peu ou pas déformés (type 1) ; 2 : quartzites à grains déformés non recristallisés (type 2) ; 3 : quartzites à porphyroclastes dominants (type 3) ; 4 : quartzites à néoblastes dominants (type 4).

Nous reviendrons plus loin (cf. 2ème partie, B, § I.3.1.) sur l'interprétation de ces structures à travers l'ensemble des données.

I.3. LA REPARTITION TYPOLOGIQUE REGIONALE (Fig. 34) :

On peut déjà, à ce niveau de l'analyse, faire quelques remarques et commentaires concernant la répartition des différents types de quartzites à l'intérieur du gradient tectono-métamorphique régional N.S. (fig. 34 ; comparer avec les figures 28 et 29).

On note un changement sensible des microstructures au niveau de l'anticlinal de Lanvaux où l'on semble passer rapidement de quartzites de type 1 et 2 au Nord à des quartzites de type 3 et 4 au Sud. Ce changement est peut-être moins brutal qu'il n'y paraît sur cette carte du fait de la possibilité d'avoir tous les stades intermédiaires entre les quatre types de quartzites précédemment définis (cf. 2ème partie, A, § I.1). Remarquons par ailleurs qu'il est peut-être en partie lié à la différence d'épaisseur du Grès armoricain entre les zones N et S de la région (cf. page 80 ; fig. 26). Trop peu d'observations ont cependant été faites pour véritablement apprécier dans quelle mesure ces variations d'épaisseur influent sur les types de microstructures.

D'autre part, deux zones semblent se singulariser à l'intérieur du gradient régional :

- la région de Bain-de-Bretagne (fig. 34) est caractérisée par la présence de quartzites de type 2 et dessine une sorte d'anomalie positive entre des zones où l'on trouve des quartzites de type 1. Il faut cependant préciser que les sites 11 et 12 sont caractérisés par des grès relativement riches en matrice micacée, ce qui rend peut-être moins directe la comparaison avec les autres sites.

- La terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire apparaît comme très remarquable. On note tout d'abord le caractère évolué des microstructures que l'on y observe. D'autre part, un gradient

local orienté apparemment Est - Ouest s'exprime clairement. Il est très bien mis en évidence sur le flanc Sud de la terminaison périclinale où l'on observe une évolution progressive vers l'Ouest depuis des quartzites de type 3 avec une quasi absence de recristallisation jusqu'à des quartzites de type 4 de plus en plus recristallisés. Cette évolution est illustrée par les photos 10 (site 29), 11 (site 28), 14 (site 25), 15 (site 23) et 16 (site 22) (cf. planches III et IV).

Chapitre II

LES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DE RESEAU

L'étude des orientations préférentielles de réseau a été menée de deux façons :

- Une étude systématique par goniométrie de texture.
- Une étude sélective de l'orientation des porphyroclastes (axes C) à l'aide du microscope et de la platine universelle.

Au goniomètre de texture, deux familles d'axes cristallographiques ont été systématiquement étudiées (fig. 35) :

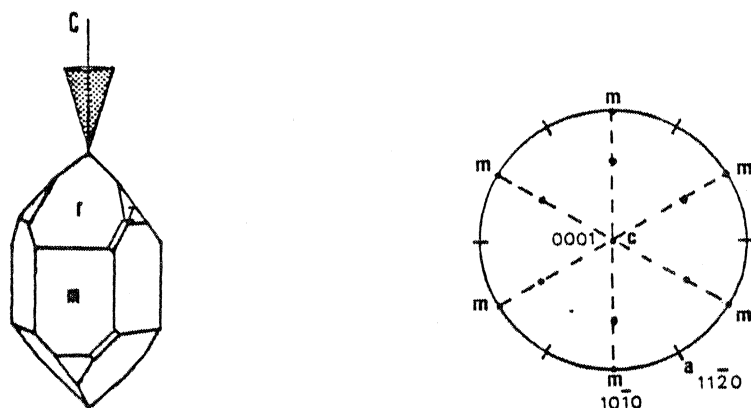


Fig. 35 : Schéma simplifié de la cristallographie du quartz α . Seuls les principaux axes sont indiqués (axes $\langle a \rangle$ et $\langle m \rangle$). Plans prismatiques de première espèce : $\{10\bar{1}0\}$. Plans prismatiques de seconde espèce : $\{11\bar{2}0\}$. Le cône en grisé correspond au lieu géométrique des axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$.

- Les axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$. Ces axes font un angle de $17,7^\circ$ avec l'axe C. Du fait de l'appartenance du quartz au système hexagonal, ces axes sont au nombre de 6 par cristal et se répartissent sur un cône de demi angle apical de $17,7^\circ$ autour de l'axe C. Les figures de pôles correspondantes nous donneront donc, comme nous le verrons, une image en quelque sorte "lissée" des orientations préférentielles d'axes C (voir également BAKER & WENK, 1972, fig. 5 et 14).

- Les axes $\langle 10\bar{1}0 \rangle$ (axes $\langle m \rangle$), qui sont les normales aux plans prismatiques de première espèce (plans m) et sont donc contenus dans un plan perpendiculaire à C et répartis dans ce plan selon trois directions à 60° les unes des autres pour chaque cristal.

Pour certains échantillons représentatifs, les orientations préférentielles d'axes $\langle a \rangle$, normales aux plans prismatiques de seconde espèce (plans $\{11\bar{2}0\}$), et perpendiculaires à l'axe C ont été également analysées.

Toutes les figures de pôles obtenues par goniométrie de texture sont ici projetées dans le plan de stratification (hémisphère supérieur), seul plan de référence visible dans tous les échantillons. Les contours seront exprimés en multiples de la densité moyenne (d.m.) des pôles aux plans réticulaires diffractants (cf. 1ère partie, B, § II.3.3).

II.1. LES DIFFERENTS TYPES D'ORIENTATIONS PREFERENTIELLES.

Je décrirai ici successivement les orientations préférentielles de réseau observées dans chacun des quatre types de quartzites mis en évidence précédemment (cf. 2ème partie, A, § I.1).

II.1.1. LES QUARTZITES DE TYPE 1.

Dans ce type de quartzite, les axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ montrent une tendance quasi systématique à être concentrés dans un plan proche du plan de stratification (fig. 37) et ceci quelle que soit l'orientation de ce dernier. Il en est donc globalement de même des axes C.

Cette orientation préférentielle est faible, mais significative. De plus, elle a été confirmée par des mesures effectuées à la platine universelle sur les axes C dans le cas du site 5 (fig. 36), et s'observe dans tous les échantillons sauf dans le cas du site 1 (cf. fig. 30) où l'orientation cristallographique est aléatoire.

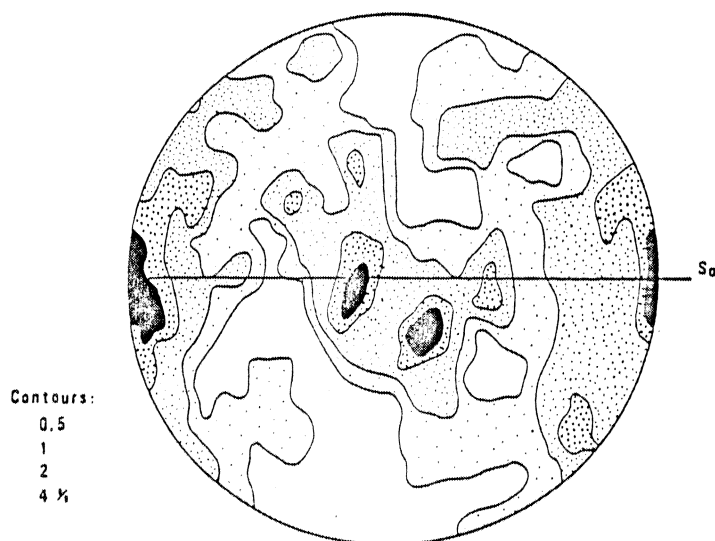


Fig. 36 : Orientations préférentielles d'axes C dans l'éch. 5. On note une faible tendance à de plus fortes concentrations dans le plan de stratification (en pointillé). Comparer avec la fig. 37 C.

Les orientations préférentielles d'axes $\langle m \rangle$ sont également faibles mais les figures de pôles montrent généralement un maximum proche du pôle au plan de stratification (fig. 37 b, d, f).

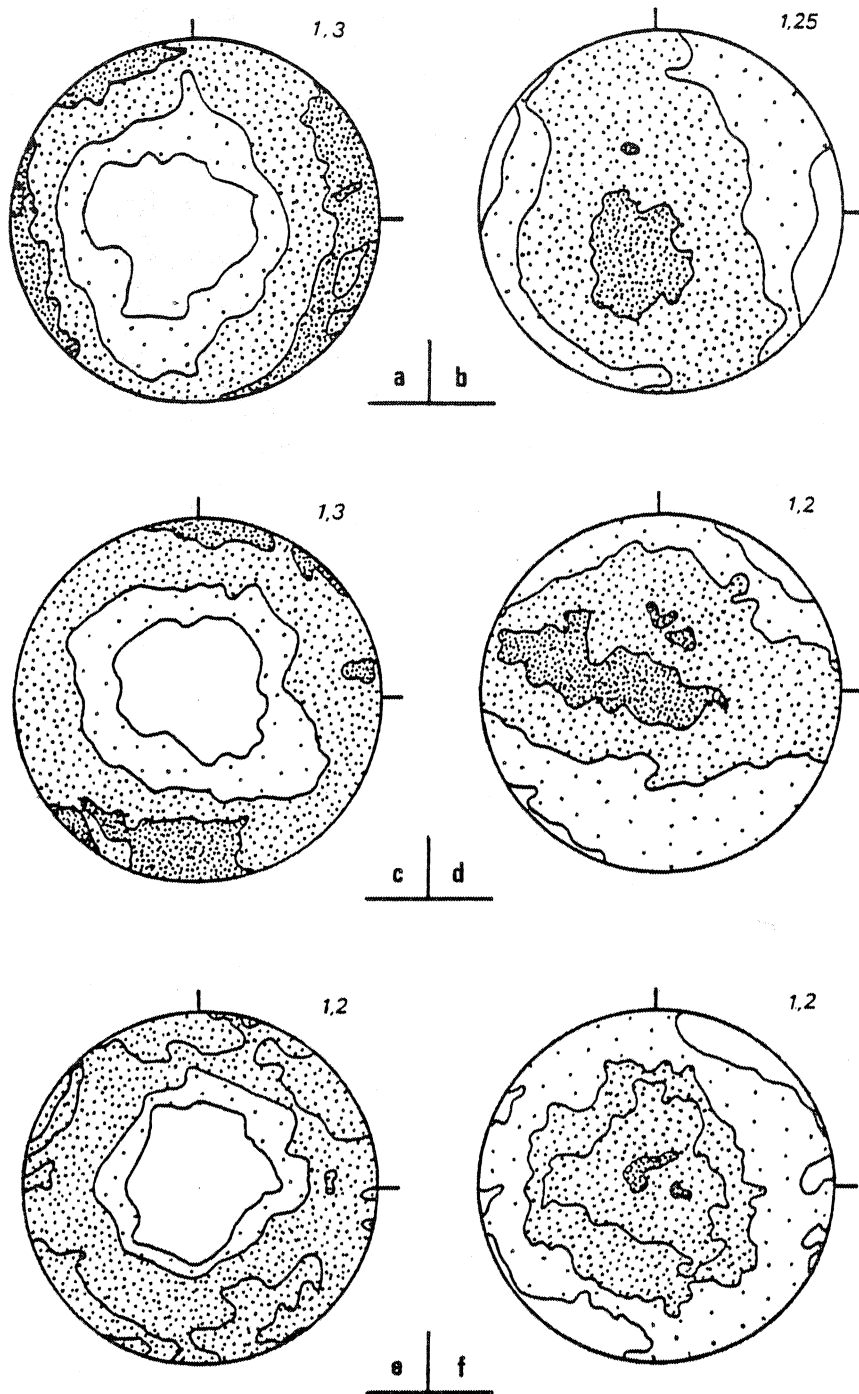


Fig. 37 : Exemple d'orientations préférentielles de réseau dans trois quartzites de type 1. a, c, e : axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$; b, d, f : axes $\langle m \rangle$. Projections dans le plan de stratification. a, b, c, d : contours tous les 0,15 x d.m., au-dessus de 0,85 x d.m. e et f : contours tous les 0,1 x d.m., au-dessus de 0,9 x d.m. Les concentrations maximales sont indiquées. a et b : site 2 ; c et d : site 5 ; e et f : site 6.

Les grains ont donc leur axe C préférentiellement contenu dans le plan de stratification, en liaison avec une tendance à avoir une face prismatique (m) parallèle à ce plan (cf. fig. 37).

Les diagrammes relatifs aux axes <a> ne montrent, quant à eux, pas de maxima clairement définis.

II.1.2. LES QUARTZITES DE TYPE 2.

Les orientations préférentielles d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ montrent, d'une manière générale, deux caractères significatifs (fig. 38 a, c, e) : d'une part, *une nette dispersion dans le plan de stratification*, seule une zone restant dépeuplée dans ce plan : *cette zone correspond toujours à la linéation d'allongement des grains de quartz* ; d'autre part, toujours dans le plan de stratification, *la zone perpendiculaire à la linéation correspond toujours aux plus fortes concentrations.*

Il apparaît que les *relations géométriques entre stratification et fabrique de réseau sont toujours identiques dans ce type de quartzites.* Lorsque la schistosité est exprimée (fig. 38 e), le maximum d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ est proche de la direction principale de raccourcissement. *Les axes C sont alors principalement concentrés autour de l'axe Z de déformation.*

Les axes <m> (fig. 38 b, d, f) et <a> (fig. 38 g) sont plus ou moins dispersés dans une zone autour de la concentration d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$. Les diagrammes d'axes <m> peuvent montrer (fig. 38 f) un maximum proche du pôle au plan de stratification.

Par rapport aux quartzites de type 1 (fig. 37), on constate que les intensités des orientations préférentielles sont en moyenne plus fortes. D'autre part, en ce qui concerne les différents quartzites de type 2, il apparaît que, d'une manière générale, l'intensité des orientations préférentielles d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ croît avec celle de l'allongement des grains de quartz parallèlement à X. Elle apparaît également plus forte lorsque la forme des grains de quartz définit une schistosité faisant un fort angle avec la stratification (site 9 ; fig. 38 e, voir également photo 6, planche II), que lorsque la fabrique de forme planaire est absente ou parallèle à la

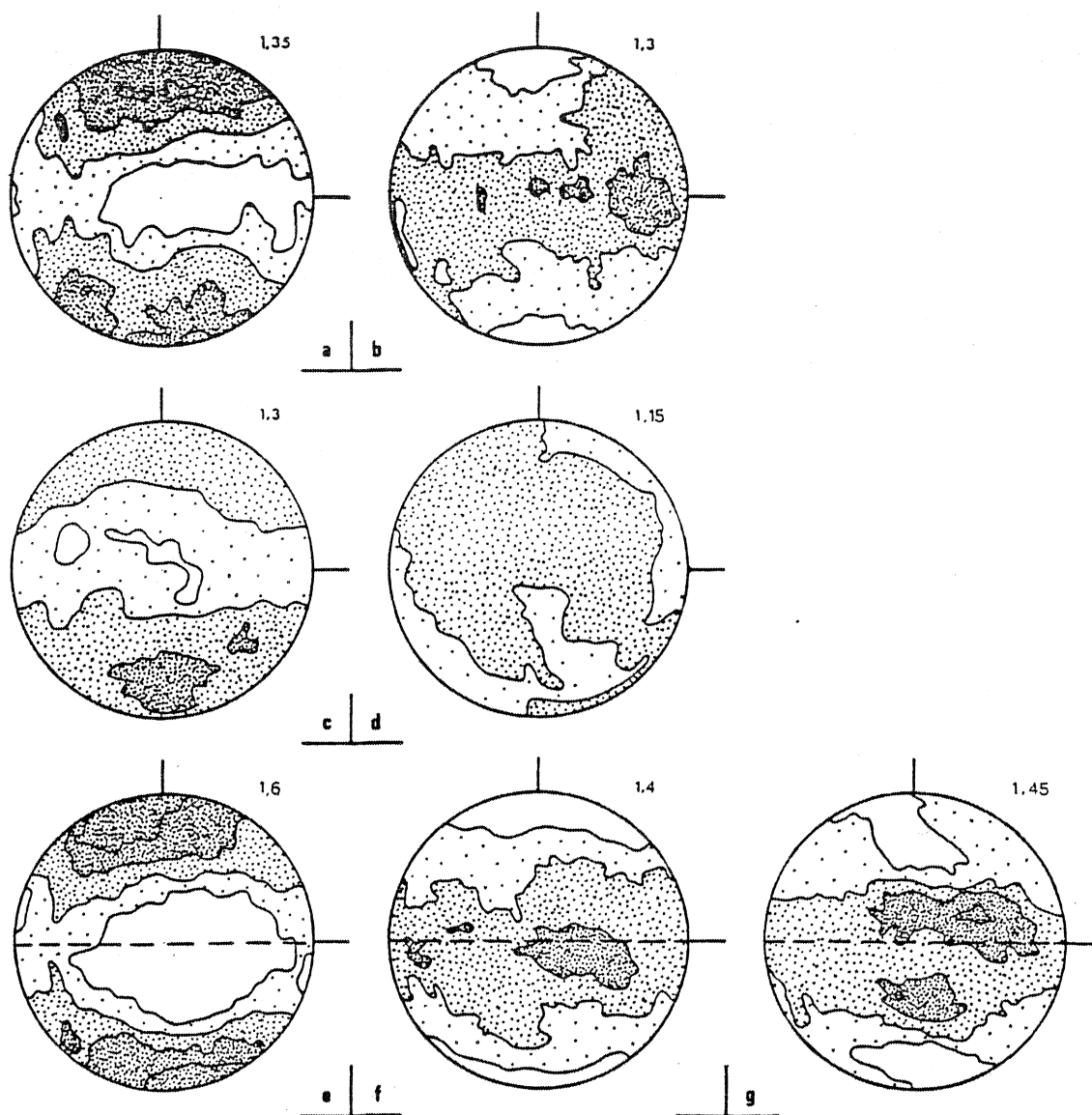


Fig. 38 : Exemples d'orientations préférentielles de réseau dans trois quartzites de type 2. a, c, e : axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$; b, d, f : axes $\langle m \rangle$; g : axes $\langle a \rangle$. Projections dans le plan de stratification (Hémisphère supérieur). Lorsqu'elle existe, la schistosité est indiquée (traits pointillés). X : direction moyenne de la linéation d'allongement des grains. a, b, c, d : contours tous les 0,15 x d.m., au-dessus de 0,85 x d.m.. e, f, g : contours tous les 0,2 x d.m., au-dessus de 0,8 x d.m.. Les concentrations maximales sont indiquées. a et b : site 8 ; c et d : site 10 ; e, f, g : site 9.

stratification (site 8 ; fig. 38 a). Nous avons, je le rappelle, vu que ces deux types de fabrique de forme pouvaient exister dans les quartzites de type 2 (cf. fig. 32).

II.1.3. LES QUARTZITES DE TYPE 3.

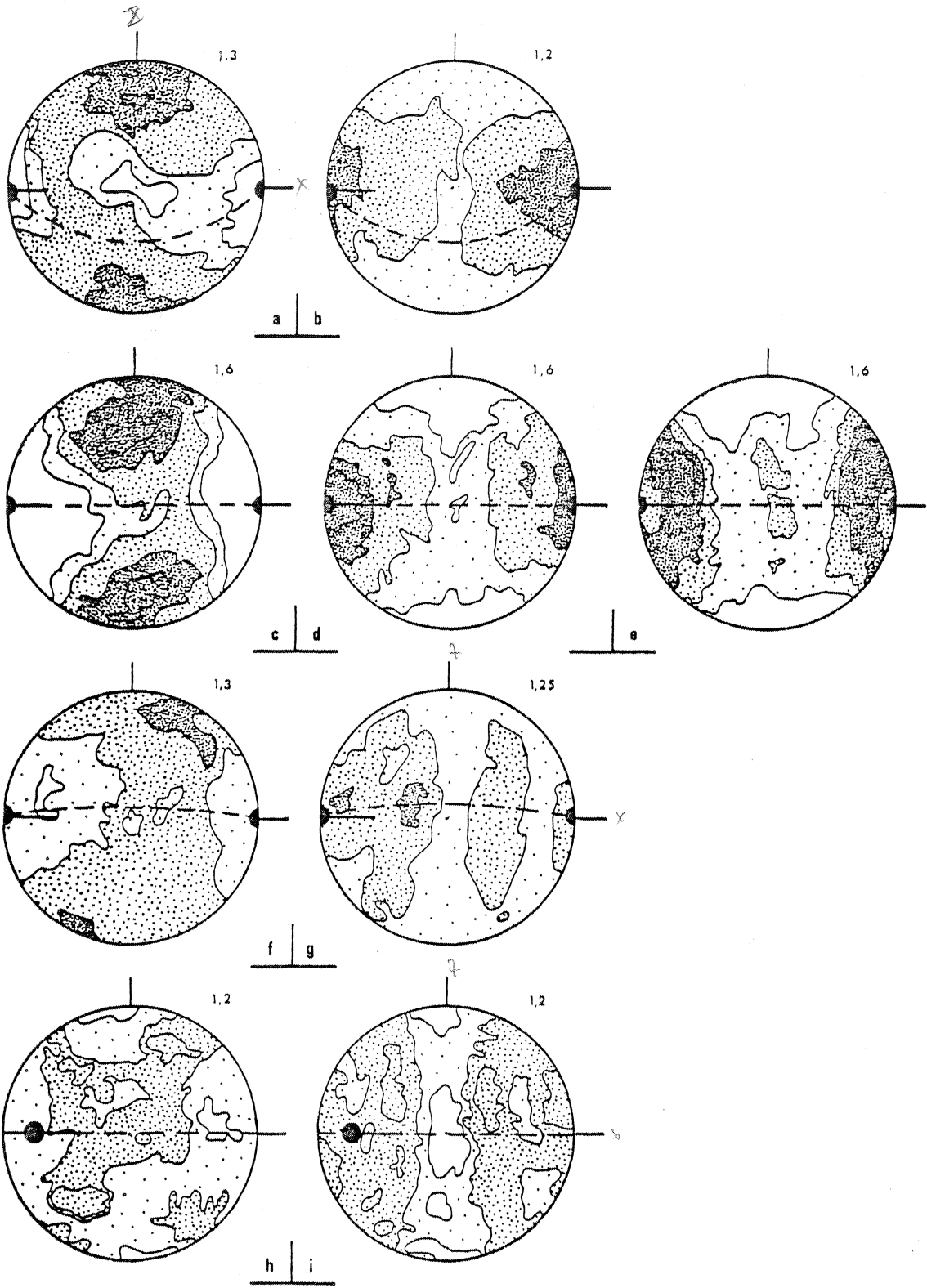
Dans ces roches, les fabriques de réseau apparues dans les quartzites de type 2 s'affirment et se précisent.

La concentration d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ proche de Z s'intensifie (fig. 39) tandis que la couronne dans le plan de stratification s'estompe nettement au profit d'une dispersion des axes dans une zone proche du plan YZ de déformation.

Parallèlement, les axes $\langle m \rangle$ s'organisent (fig. 39) pour définir une configuration très précise, caractérisée par la présence d'un fort maximum proche de la direction principale d'étirement. Ce maximum d'axes $\langle m \rangle$ proche de X est un fait quasi systématique et doit donc être considéré comme caractéristique. Les autres axes $\langle m \rangle$ se placent préférentiellement sur un cône de demi angle apical de 60° autour du principal maximum proche de X. Leur dispersion sur ce cône est liée à celle des axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ dans la zone proche du plan YZ (Cf. fig. 35).

L'orientation des axes $\langle a \rangle$ (fig. 39) sur un cône de demi ouverture 30° autour du principal maximum d'axes $\langle m \rangle$, et également dans une zone proche du plan YZ, et géométriquement liée à celle des autres axes cristallographiques (cf. fig. 35).

On peut tout de suite remarquer que les plus fortes concentrations d'axes prismatiques, mis à part le fort maximum d'axes $\langle m \rangle$ proche de X, peuvent être relativement éloignées du plan XY de déformation. Ceci est particulièrement net en ce qui concerne les axes $\langle a \rangle$ (fig. 39). Normalement, les grains dont l'axe C est proche de Z doivent avoir leurs axes prismatiques proches du plan XY, puisque ces deux types d'axes sont perpendiculaires (cf. fig. 35). Ces maxima d'axes prismatiques, qui ne sont pas perpendiculaires à Z, ne doivent donc pas être uniquement peuplés de grains dont l'axe C est proche de ce dernier. Nous reviendrons plus loin



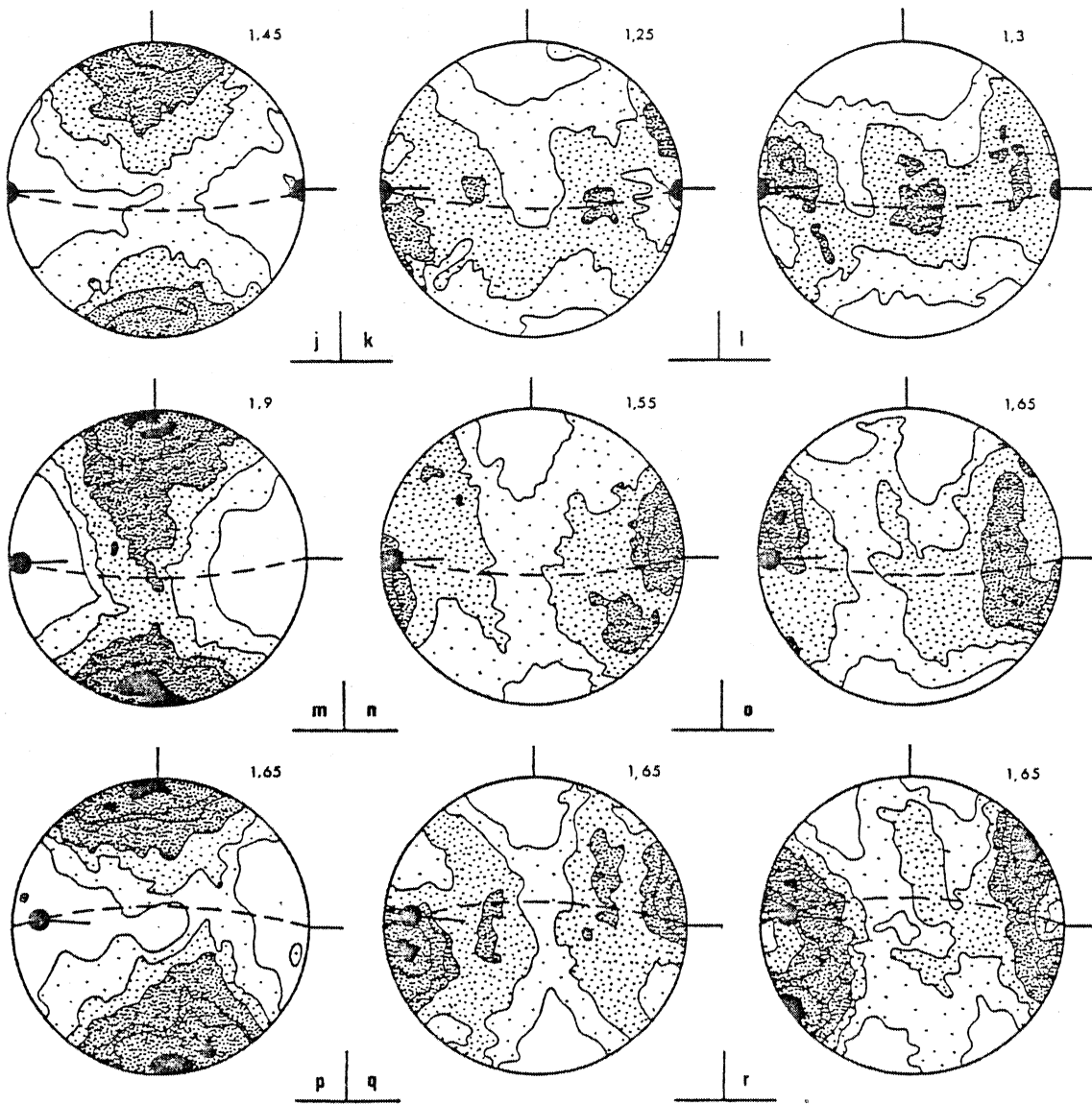
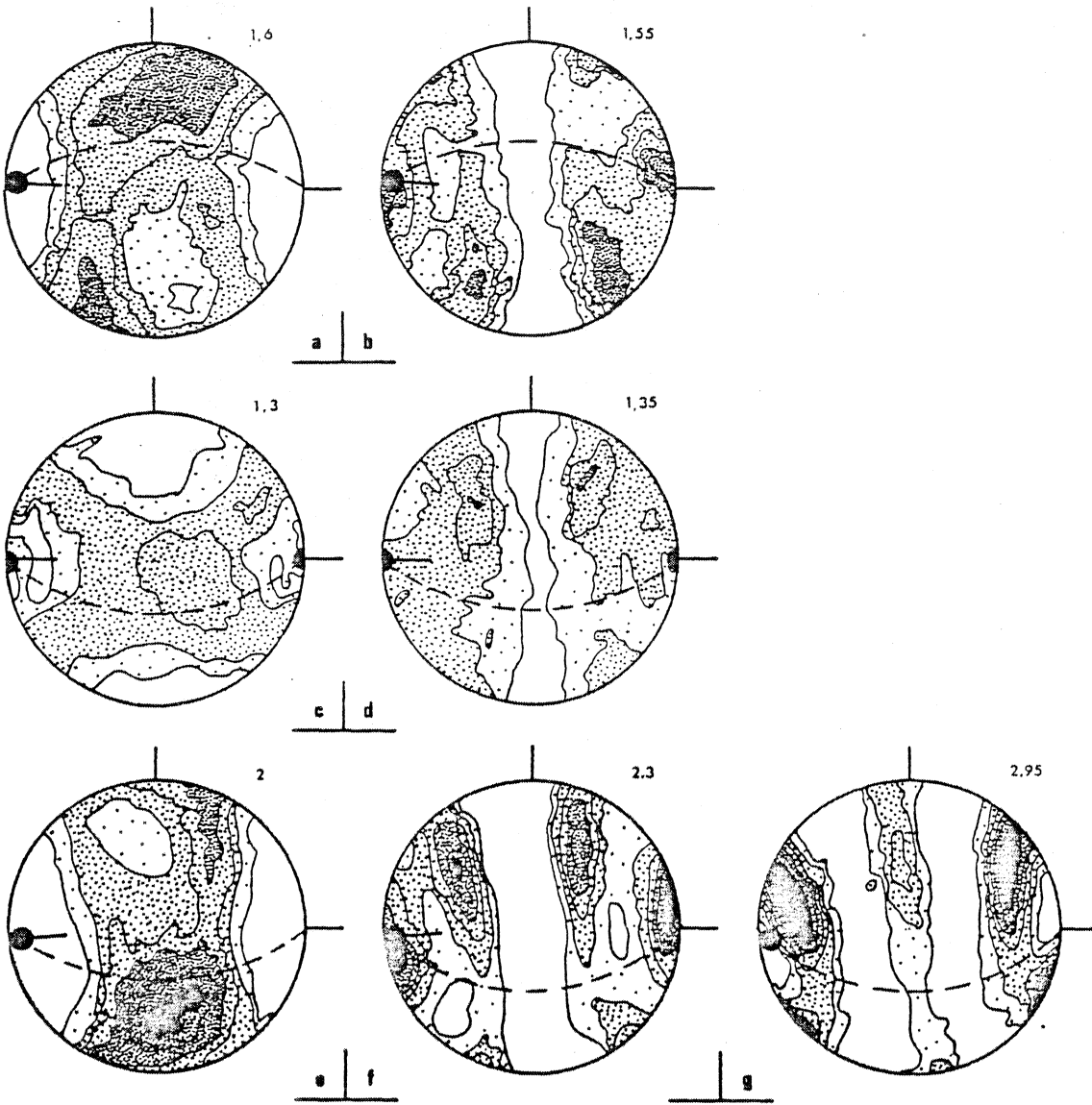


Fig. 39 : Orientations préférentielles de réseau dans les quartzites de type 3. a, c, f, h, j, m, p : axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$; b, d, g, i, k, n, q : axes $\langle m \rangle$; e, l, o, r : axes $\langle a \rangle$. Projections dans le plan de stratification (hémisphère supérieure). La schistosité (traits pointillés) et la linéation d'allongement sont indiquées. a, b, j, k, l, p, q, r : contours tous les $0,2 \times$ d.m., au-dessus de $0,85 \times$ d.m. ; h, i : contours tous les $0,1 \times$ d.m., au-dessus de $0,9 \times$ d.m. ; c, d, e, f, g, m, n, o : contours tous les $0,2 \times$ d.m., au-dessus de $0,8 \times$ d.m. Les concentrations maximales sont indiquées pour chaque diagramme. a et b : site 16 ; c, d, e : site 17 ; f et g : site 18 ; h et i : site 19 ; j, k, l : site 28 ; m, n, o : site 28 ; p, q, r : site 29.



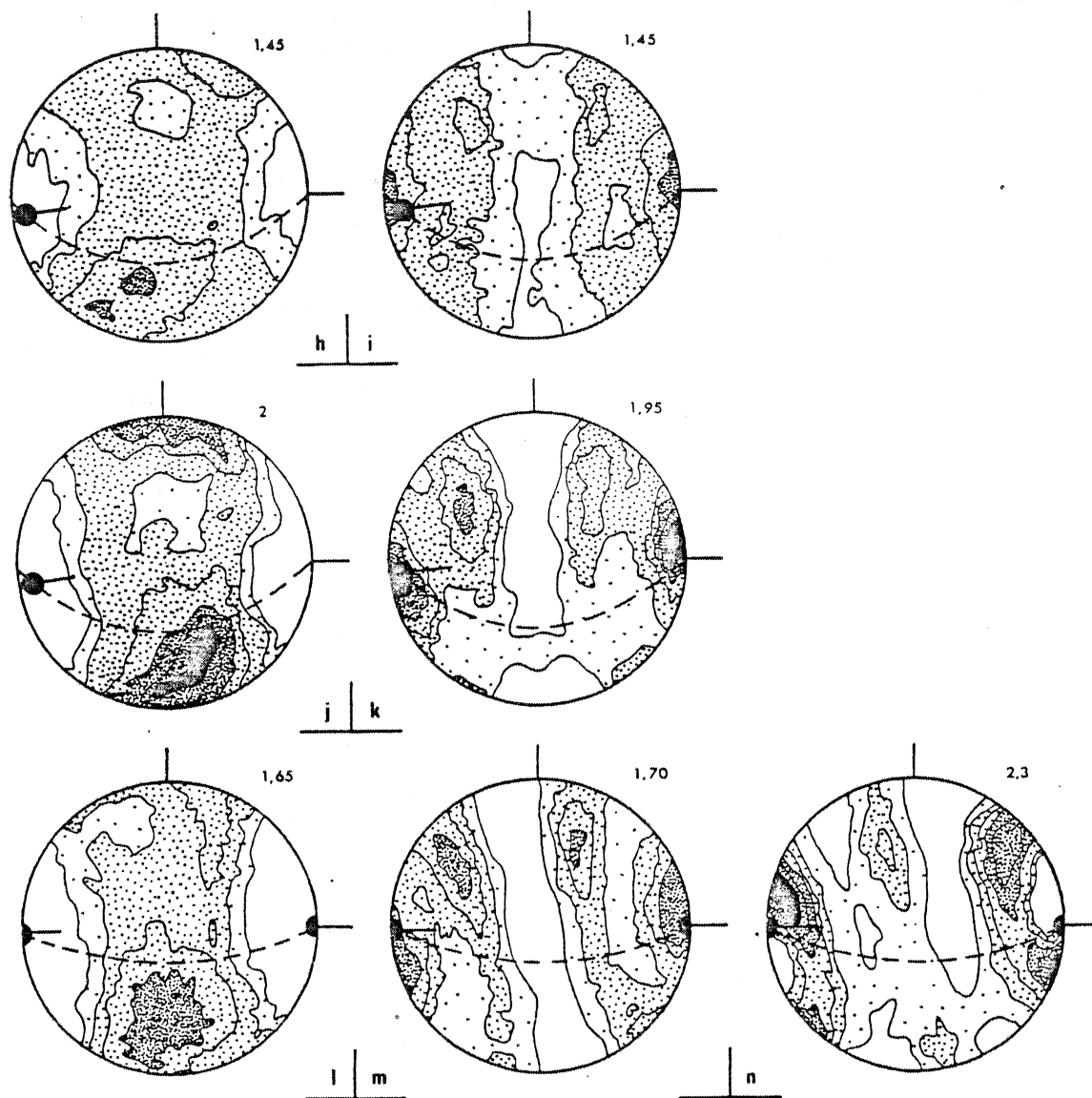


Fig. 40 : Orientations préférentielles de réseau dans les quartzites de type 4. a, c, e, h, j, l : axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$; b, d, f, i, k, m : axes $\langle m \rangle$; g, n : axes $\langle a \rangle$. Projections dans le plan de stratification (hémisphère supérieur). La schistosité (traits pointillés) et la linéation d'allongement sont indiquées. b, c, d : contours tous les $0,2 \times d.m.$, au-dessus de $0,85 \times d.m.$; a, e, f, g, h, i, j, k, l, m, n : contours tous les $0,2 \times d.m.$, au-dessus de $0,8 \times d.m.$ Les concentrations maximales sont indiquées pour chaque diagramme. a et b : site 21 ; c et d : site 22 ; e, f, g : site 23 ; h et i : site 24 ; j et k : site 25 ; l, m, n : site 26.

sur ce point (cf. ci-après et 2ème partie, B, § I.1.2.).

II.1.4. LES QUARTZITES DE TYPE 4.

Un changement de type de fabrique d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ est sensible entre les quartzites de type 3 et les quartzites de type 4. *Les orientations préférentielles d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ sont ici caractérisées (fig. 40) par une configuration en couronnes croisées (crossed girdles) de type II (LISTER, 1974), c'est-à-dire qu'elles définissent deux zones planaires dont l'intersection est proche de l'axe Y de déformation⁽¹⁾. Les axes C montrent également des orientations préférentielles de ce type (voir fig. 41). Dans nos échantillons, le maximum d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ correspond toujours à l'intersection des deux couronnes (fig. 40).*

Les orientations préférentielles des axes prismatiques (fig. 40) sont comparables à celles observées dans les quartzites de type 3 (cf. fig. 39) mais sont d'une manière générale mieux définies. Les diagrammes d'axes $\langle m \rangle$ sont toujours caractérisés (fig. 40) par un fort maximum proche de X. Les submaxima d'axes $\langle m \rangle$, situés sur les petits cercles, et les maxima d'axes $\langle a \rangle$ qui, comme nous l'avons signalé plus haut, montrent déjà dans les quartzites de type 3 une tendance à se trouver en-dehors du plan XY de déformation, sont ici franchement proches du plan XZ. Dans ce sens, les submaxima d'axes $\langle m \rangle$ peuvent être reliés aux grains contribuant au maximum d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ proche de Y. *Les deux principaux maxima d'axes $\langle a \rangle$ (fig. 40), quant à eux, peuvent être interprétés comme correspondant aux pôles des deux couronnes d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$.*

(1) On peut remarquer ici le cas des échantillons particuliers présentés précédemment (cf. 2ème partie, A, § I.1.3.1.). Ils sont nous l'avons vu, caractérisés par une quantité relativement importante de néoblastes et peuvent dans ce sens être peut-être rapprochés des quartzites de type 4, bien que nous les ayons arbitrairement inclus aux quartzites de type 3. Certains (cf. fig. 39f-i) peuvent effectivement présenter des orientations préférentielles d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ en couronnes croisées.

Ces échantillons particuliers peuvent donc être comparés à des stades intermédiaires entre les quartzites de type 3 et ceux de type 4.

Ce type d'orientations préférentielles de réseau apparaît très stable dans ce type de quartzites. Les intensités en sont d'une manière générale plus fortes que pour les types précédents (voir également 2ème partie, B, § I.2.3.), sauf dans le cas de certains échantillons très recristallisés (fig. 40c et photo 16, planche IV).

II.2. LES ORIENTATIONS COMPAREES DES PORPHYROCLASTES ET DES NEOBLASTES.

Il m'a paru important, dans le cadre de ce travail, de tenter de préciser les relations entre les orientations préférentielles des néoblastes et celles des porphyroclastes, ceci afin de pouvoir discuter plus précisément, comme nous le verrons (cf. 2ème partie, B, § I.1.2.), le problème des mécanismes de déformation dans les roches considérées.

La petite taille de la plupart des néoblastes rend difficile la mesure de leurs orientations préférentielles d'axes C à la platine universelle. Cependant, lorsque la quantité de matrice recristallisée est suffisamment importante, on peut supposer qu'une étude sélective de l'orientation des porphyroclastes, peut, par soustraction, donner une idée des orientations d'axes C des néoblastes, en la comparant avec les données globales fournies par la goniométrie de texture.

Des mesures ont donc été effectuées à la platine universelle, sur les porphyroclastes des échantillons les plus recristallisés du type 3 (fig. 41 b) et des moins recristallisés du type 4 (fig. 41 c). A titre comparatif, des mesures ont été faites dans un quartzite de type 3 ne montrant pas de recristallisation (fig. 41 a).

Ces résultats peuvent également être comparés à ceux fournis par l'étude des orientations préférentielles d'axes C sur deux échantillons (fig. 42), un type 3 et un type 4, pour lesquels l'analyse par goniométrie de texture n'a pas été effectuée.

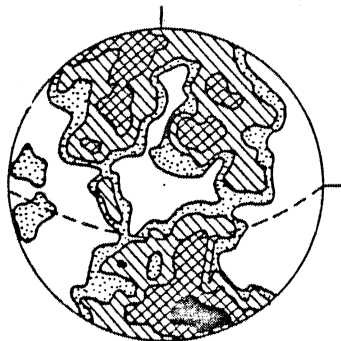
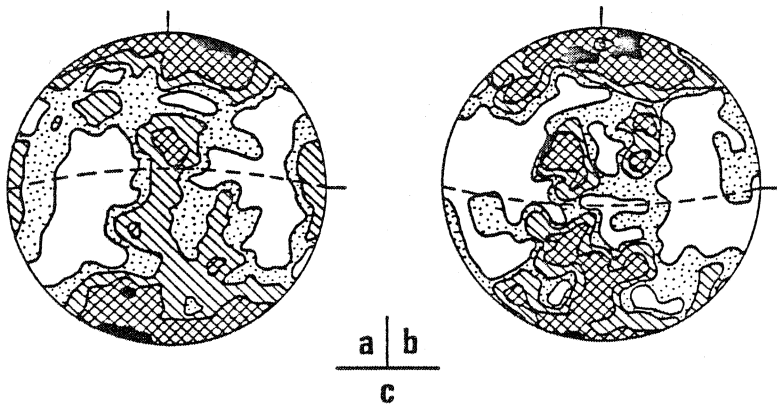


Fig. 41 : Exemples d'orientations préférentielles d'axes C des porphyroclastes (platine universelle, hémisphère supérieur). a (200 mesures) et b (106 mesures) : quartzites de type 3 (sites 29 et 28) ; c (200 mesures) : quartzites de type 4 (site 25). Contours : 0,5 ; 1 ; 2 ; 4%. La schistosité est indiquée en traits pointillés. La linéation d'allongement est E.W. Comparer ces données respectivement aux diagrammes figure 39m & p et figure 40 j correspondant aux résultats de la goniométrie de texture sur les mêmes échantillons (porphyroclastes + néoblastes).

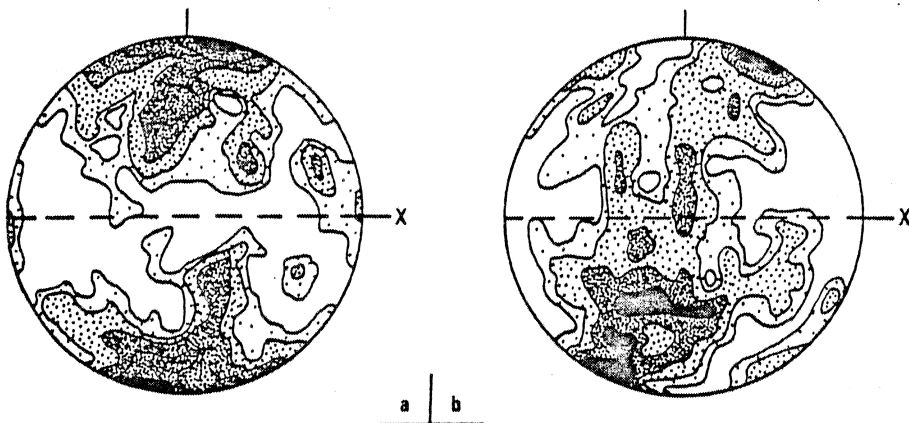


Fig. 42 : Orientations préférentielles d'axes C (platine universelle, hémisphère supérieur). Contours : 0,5 ; 1 ; 2 ; 4 ; 6%. a : 150 porphyroclastes ; quartzite de type 3 (site 27). b : 200 grains (porphyroclastes essentiellement) ; quartzites de type 4 (site 20). La schistosité est indiquée. La linéation X est E.W.

D'une manière générale, on constate que les diagrammes relatifs aux axes C des porphyroclastes dans les quartzites de type 3 et 4 ne sont pas fondamentalement différents de ceux correspondant aux axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ de l'ensemble des grains. On en conclue que les *néoblastes sont orientés de la même façon que les porphyroclastes dans les deux types de quartzites*. Ceci est appuyé, dans le cas des quartzites de type 4, par le fait que les figures de pôles obtenues par goniométrie de texture pour des échantillons fortement ou totalement recristallisés sont comparables à celles obtenues pour des échantillons contenant une quantité non négligeable de porphyroclastes (comparer les figures 40 j et 40 e). En effet, un tel degré de comparaison serait impossible si les néoblastes ne possédaient pas d'orientations préférentielles ou présentaient des orientations préférentielles propres.

Les diagrammes d'orientations préférentielles des axes C (fig. 41 et 42) apportent par ailleurs des informations peu ou pas accessibles par l'examen des orientations d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$, ceci étant probablement en partie dû au lissage qu'entraîne la mesure de ces derniers (cf. p. 104).

- Un submaximum d'axes C proche de X est presque toujours observé, et n'est que rarement révélé, ou moins bien mis en évidence, par l'étude des axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$, même lorsque la roche est en très grande partie constituée de porphyroclastes. Il n'est cependant pas possible, avec ces seules données, de savoir si un nombre significatif de néoblastes possède cette orientation. Ces grains de quartz possédant leur axe C proche de la linéation d'étirement sont des grains particuliers sur lesquels nous reviendrons plus loin (cf. 2ème partie, A, § II.3).

- Dans les quartzites de type 3, caractérisés par un maximum d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ proche de Z, le type d'orientations préférentielles d'axes C (fig. 41 a et b ; fig. 42a) peut être discuté. Ces diagrammes (fig. 41b et fig. 42a) possèdent en effet des caractères mixtes entre des couronnes croisées au sens strict et une disposition des axes C simplement en zone autour de X (comparer par ex. avec BURG et LAURENT, 1978 ; fig. 8d). Le diagramme d'axes C de l'échantillon 20 (fig. 42 b), qui possède les caractères microstructuraux d'un quartzite de type 4, tend à montrer que dans certains de ces quartzites, les fabriques de réseau peuvent présenter des caractères très nets en couronnes croisées, le maximum de concentration d'axes C restant tout de même

toujours proche de Z. Dans ce sens, ce diagramme montre, du point de vue descriptif, des caractères intermédiaires entre la plupart des orientations préférentielles relatives aux quartzites de type 3 (cf. fig. 39) et celles relatives aux quartzites de type 4 (cf. fig. 40).

II.3. LES RELATIONS ENTRE FABRIQUE DE FORME ET FABRIQUE DE RESEAU DES PORPHYROCLASTES.

Dans tous les échantillons étudiés, il est apparu que la relation entre la forme des grains et leur orientation cristallographique n'était pas aléatoire. Ceci a maintes fois été observé dans des quartzites déformés (cf. TULLIS et Al, 1973 ; MARJORIBANKS, 1976 ; BOUCHEZ, 1977a). Il m'a semblé intéressant d'approfondir ce point, du fait de l'importance qu'il peut prendre, comme nous le verrons (cf. 2ème partie, B, § I.1.2), dans l'approche des mécanismes de déformation intracristallins (cf. BOUCHEZ, 1977b).

Deux aspects complémentaires ont été abordés :

- La caractérisation des différents types de grains en fonction de leur morphologie et de l'orientation de leur axe C.
- L'étude des relations angulaires, pour chaque grain, entre son allongement et l'orientation de son axe C.

II.3.1. LES DIFFERENTS TYPES DE GRAINS

Nos observations, dans les quartzites de type 3 et 4, sont comparables, voire identiques, à celles faites par BOUCHEZ, 1977a, b) dans des quartzites caractérisés par des orientations préférentielles d'axes C en couronnes croisées. Je reprendrai donc ici la dénomination des différents types de grains, telle que l'a proposée BOUCHEZ (1977 b), et sans détailler cette partie de l'analyse. L'étude de la morphologie des grains permet de différencier quatre principaux types (fig. 43) :

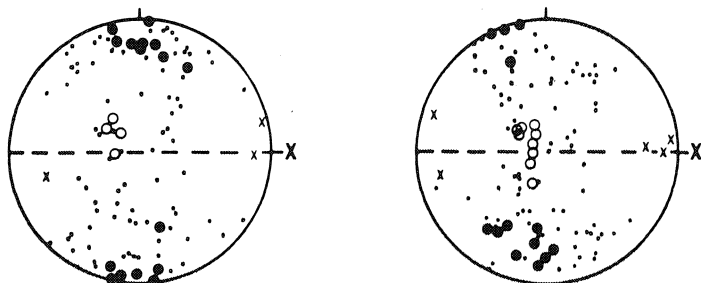


Fig. 43 : Relations entre la morphologie des porphyroclastes et leur orientation d'axe C (section XZ, projection hémisphère supérieur) à travers deux quartzites représentatifs : a : quartzite de type 3 (site 28) ; b : quartzite de type 4 (site 25). Ces données sont seulement qualitatives et synthétiques. En section XZ, la morphologie des porphyroclastes permet de les intégrer dans quatre types : globuleux (x) ; tabulaires (●) ; communs (.) ; en rubans (o). On remarque que dans les deux cas, les porphyroclastes communs (grains allongés parallèlement à X) se placent sur des couronnes croisées (comparer ces diagrammes respectivement aux figures 39m et 40j).

- *Les porphyroclastes tabulaires* : ils sont le plus souvent peu allongés parallèlement à X en section XZ, et sont parfois même allongés dans une direction différente de X. En section YZ, leur allongement est souvent faible, et en général différent de la direction de la schistosité. Ils peuvent même à la limite prendre l'aspect d'objets plus ou moins "bloqués" (photo 23). Ces grains possèdent souvent une sous-structure en sous-grains de polygonisation (cf. photo 14 - planche IV). Leur axe C est généralement proche de Z, c'est-à-dire que leur plan basal (0001) contient X ou ne s'en écarte que relativement peu (fig. 43).

- *Les porphyroclastes globuleux* : ils ont une forme subéquivalente quelle que soit l'intensité de la déformation. Leur axe C est, d'une manière générale, proche de X (fig. 43) ; leur plan basal est donc proche du plan YZ.

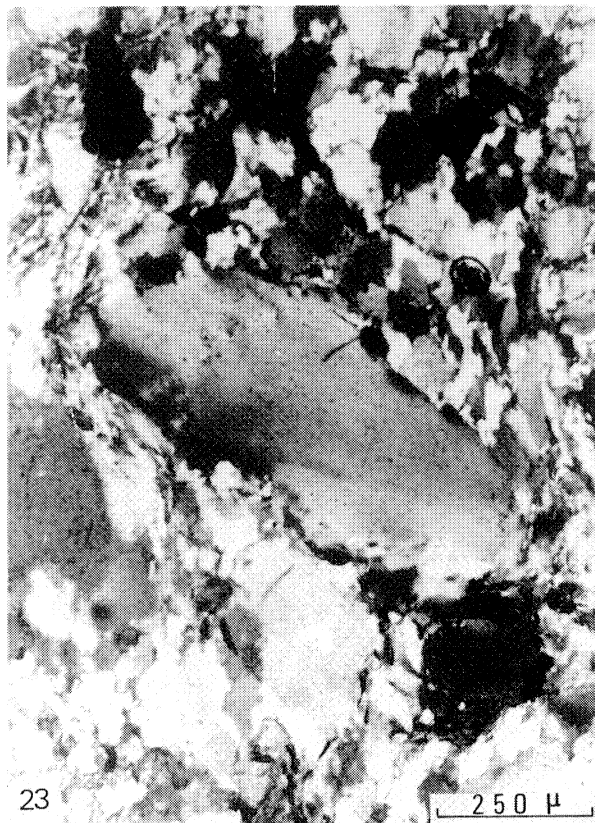


Photo 23 : (site 28) Aspect particulier que peuvent prendre certains porphyroclastes tabulaires en section YZ. Ils peuvent être très nettement contournés par la schistosité (N.S.) et posséder un allongement très oblique par rapport à celle-ci.

- *Les porphyroclastes communs* : Ils présentent un allongement sensible parallèlement à X en section XZ. Ils ne sont souvent que modérément allongés parallèlement à Y en section YZ. Les axes C de ces grains peuplent les couronnes des diagrammes. On peut voir (fig. 43) que *dans les quartzites de type 3, comme dans les quartzites de type 4, ils sont orientés sur des couronnes croisées.*

- *les porphyroclastes en ruban* : Ce sont les grains les plus allongés en section XZ (cf. photo 14 - planche IV). Ceci est en partie lié au fait qu'ils présentent un allongement assez important parallèlement à Y en section YZ. Parallèlement à leur allongement, ils montrent fréquemment des bandes étroites, bien définies, et séparées par des plans de pliage prismatiques. Leur axe C est, d'une manière générale, proche de l'axe Y. La proportion de ces grains par rapport à l'ensemble des porphyroclastes augmente avec l'intensité de la recristallisation. De plus, ils apparaissent en moyenne plus typiques dans le cas des quartzites de type 4 que dans celui des quartzites de type 3 où ils sont certes plus allongés que les autres grains mais ne présentent jamais d'allongement exceptionnellement élevé.

Dans les quartzites de type 1 et 2, la faible intensité de la déformation ne permet pas de retrouver clairement ces différents types de grains. Cependant, on observe systématiquement que, dès qu'une linéation microscopique d'allongement est visible, les grains qui peuplent le maximum d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ perpendiculaire à cette direction dans le plan de stratification (cf. Fig. 38) ne sont pas allongés ou le sont dans une autre direction. Ils sont donc comparables aux porphyroclastes tabulaires observés dans les quartzites de type 3 et 4. Lorsqu'une schistosité faisant un fort angle avec la stratification est exprimée, on montre qu'effectivement leur axe C est proche de Z (cf. fig. 38 e).

II.3.2. LES RELATIONS ANGULAIRES ENTRE L'ALLONGEMENT ET L'AXE C DES GRAINS.

Il apparaît ainsi que la morphologie des grains et leur orientation d'axe C dans le repère structural sont étroitement liées. Il m'a donc paru intéressant de compléter l'analyse précédente par une mesure, au niveau de chaque grain, des relations angulaires entre son allongement dans le plan d'observation et la projection de son axe C dans ce plan, et d'en faire une étude statistique. Cette étude a été menée à la platine universelle, en ne tenant compte que des grains possédant un allongement sensible, dans deux plans perpendiculaires pour quatre échantillons représentatifs de l'évolution observée:

- Deux quartzites de type 2, possédant évidemment tous les deux une direction préférentielle d'allongement définissant X (cf. fig. 32 et fig. 44a). Dans un de ces quartzites (site 8), la forme moyenne des grains définit une fabrique de forme planaire parallèle à la stratification (fig. 44a). Dans l'autre (site 9), elle définit une schistosité faisant un fort angle avec la stratification (fig. 44b).

- un quartzite de type 3 (site 28, voir photo 11 - planche III).

- un quartzite de type 4 dans lequel les porphyroclastes sont suffisamment nombreux pour permettre l'analyse (site 25 ; voir photo 14, planche IV).

Dans le premier de ces quartzites, les observations ont été faites dans le plan perpendiculaire à X (plan YZ) et le plan de stratification (fig. 44 a). Dans les trois autres cas, on a utilisé les plans XZ et YZ de déformations (fig. 44b). Les résultats obtenus (fig. 44 c à j) sont très différents suivant le plan d'observation.

- Dans le premier quartzite, les observations dans le plan de stratification (fig. 44 c) montrent que *la majorité des grains ont leur allongement proche de la direction de leur axe C*. Ceci est compatible avec le type de fabrication de forme moyenne des grains dans la roche (fig. 44 a) et les orientations préférentielles d'axes C (fig. 38 a). Lorsque la déformation croît (fig. 44 d, e, f), l'angle, en section XZ, entre l'allongement et l'axe C et semble atteindre une valeur stable, grossièrement comprise entre 40 et 70° dans les quartzites de type 3 et 4. On remarque que les diagrammes sont identiques dans ces deux types (fig. 44 e et f)⁽¹⁾. Ceci signifie que, bien que les orientations préférentielles soient globalement différentes (cf. fig. 39 et fig. 40), les grains allongés sont orientés de façon comparable dans les deux cas. Ceci est compatible avec les données précédemment fournies (fig. 43), qui montrent que les grains allongés parallèlement à X sont, dans les quartzites de type 3 comme de type 4, orientés de telle façon que leurs axes C peuplent des couronnes croisées, et que la trace de leurs plans basaux (perpendiculaires à C) est préférentiellement orientée plus ou moins symétriquement selon deux maxima de part et d'autre de X (fig. 44 e, f, et fig. 43).

- Dans les plans YZ de déformation (fig. 44 g, h, i, j) aucune évolution très frappante n'est visible à travers les différents types de quartzites. Dans tous les cas, que les grains soient statistiquement allongés dans le plan de stratification (fig. 44 a et g) ou parallèlement à la schistosité (fig. 44 b, h, i, j), on note que les grains possédant un allongement sensible (ceux pris en compte dans les histogrammes) sont tels que la projec-

(1) On peut noter ici la dissymétrie de ces diagrammes, le maximum autour de - 60° étant nettement mieux défini que l'autre. Ceci sera discuté plus loin (cf. 2ème partie, B, § 1.3.).

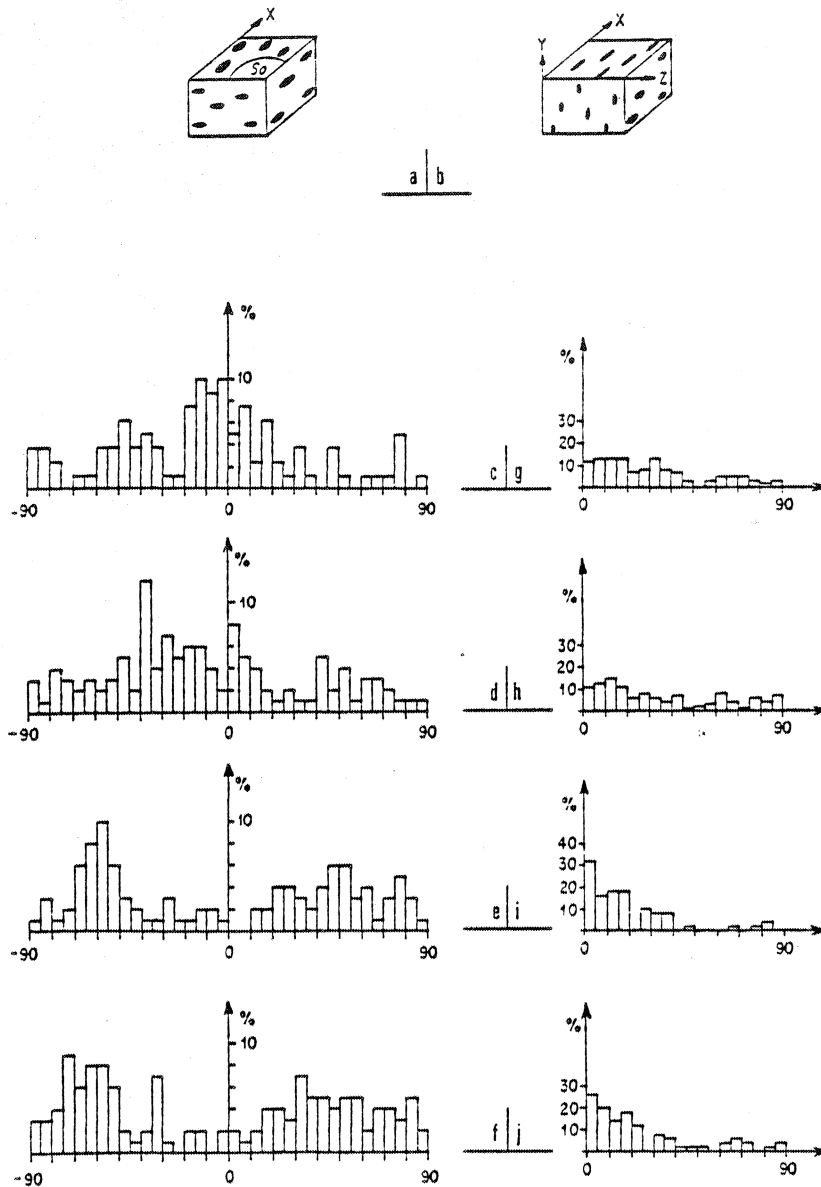


Fig. 44 : Relations entre l'allongement et la direction de l'axe C des grains dans quatre quartzites représentatifs : deux quartzites de type 2 (c et g ; site 8 ; d et h ; site 9), un quartzite de type 3 (e et j ; site 29), et un quartzite de type 4 (f et j ; site 26). a et b : fabrication de forme moyenne des grains dans les échantillons 8 (a ; S_0 = plan de stratification) et 9, 26, 29 ; c, d, e, f : Histogrammes de fréquence entre l'allongement des grains et la projection de leur axe C dans les plans S_0 (c) et XZ (d, e, f). Les orientations des traces des plans basaux (0001) des grains sont perpendiculaires aux maxima. g, h, i, j : même type d'histogramme en section YZ.

tion de leur axe C tend à être parallèle à cet allongement.

Dans le premier cas (fig. 44 g), la comparaison avec les observations faites dans le plan XZ (fig. 44 c), les orientations préférentielles d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ (fig. 38 a) et la fabrique moyenne de forme (fig. 44 a), précise que les grains ont tendance à être tels que leur axe C est proche de leur plan "d'aplatissement" et sub-parallèle à leur allongement principal. Ce plan "d'aplatissement" est ici sub-parallèle à la stratification.

L'examen des diagrammes relatifs aux quartzites de type 3 et 4, combiné au fait que la majorité des axes C ne s'écartent qu'assez peu du plan YZ de déformation (cf. fig. 39 et fig. 40), tend à montrer que seuls les grains dont l'axe C fait un faible angle avec l'axe Y de déformation contribuent à l'expression de la schistosité en section YZ. Ceci est compatible avec le fait que, dans ces sections, porphyroclastes tabulaires, dont l'axe C fait un fort angle avec Y, ne sont pas allongés ou le sont dans une direction autre que Y (cf. photo 23), direction qui est alors proche de celle de l'axe C.

II.4. LA REPARTITION REGIONALE DES TYPES DE FABRIQUE (Fig. 45 et 46).

La première chose qui ressort des différents résultats obtenus est la très grande stabilité du type d'orientations préférentielles de réseau dans chacun des types de quartzites définis par leurs caractères structuraux et microstructuraux. On voit donc ici le caractère concomitant des variations des fabriques de réseau et des microstructures. Les cartes (fig. 45 et 46) mettent très clairement en évidence les variations d'orientations préférentielles d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ dans la région étudiée. Du Nord au Sud, celles-ci se manifestent, à partir d'une fabrique d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ aléatoire ou d'une distribution dans le plan de stratification, par un regroupement progressif des axes dans une zone proche du plan YZ de déformation, les concentrations maximales étant proches de Z ; ces variations s'observent dans les quartzites non recristallisés. Dans les zones à microstructures recristallisées (fig. 46), les orientations préférentielles sont caractérisées par des axes C en couronnes croisées,

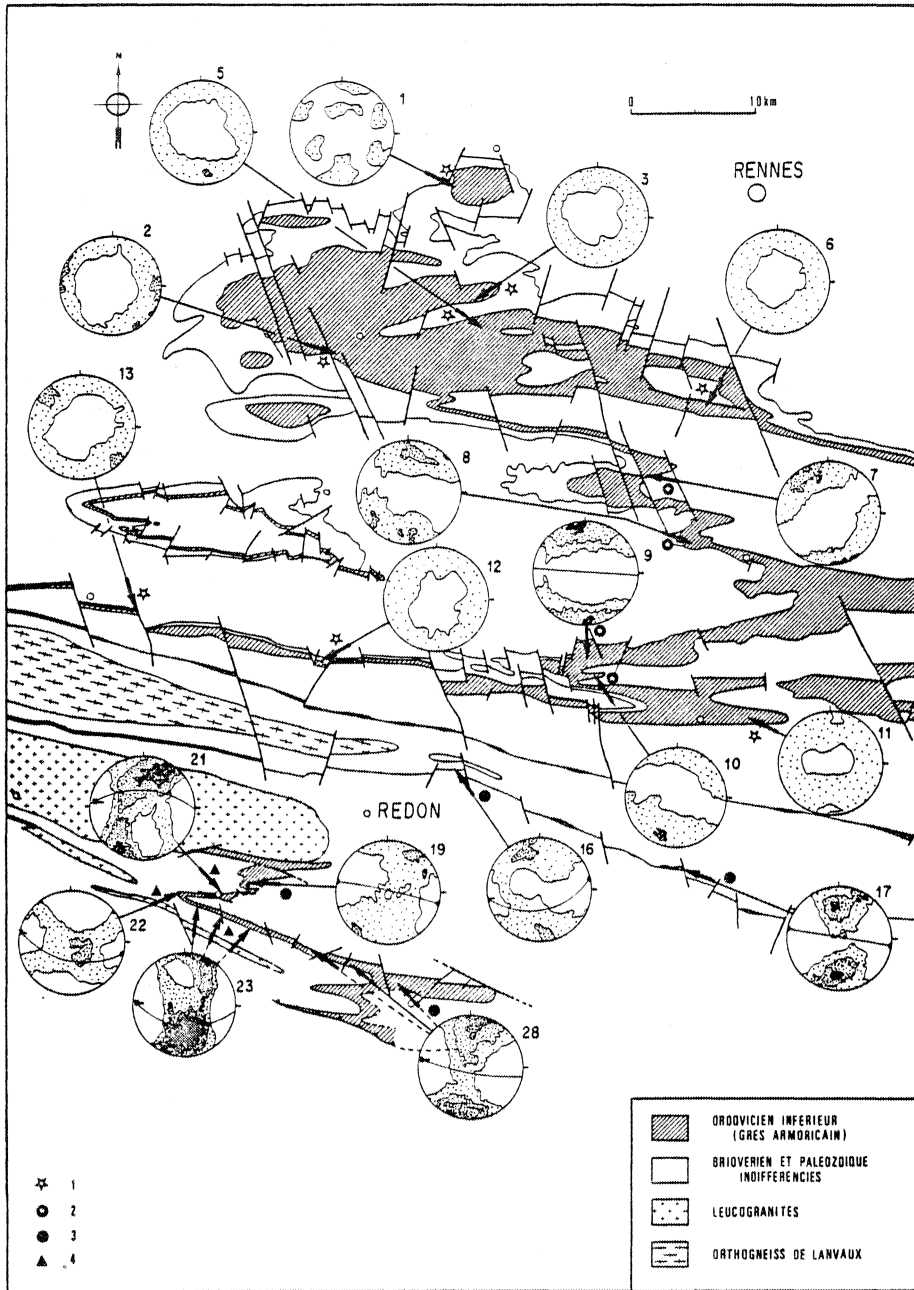


Fig. 45 : Carte des variations régionales des orientations préférentielles d'axes $\langle 1014 \rangle$ dans le grès armoricain (projections dans le plan de stratification - hémisphère supérieur. Répartition des échantillons suivant leurs microstructures : 1 : type 1 ; 2 : type 2 ; 3 : type 3 ; 4 : type 4. Contours sur les diagrammes : 1 ; 1,25 ; 1,5 x d.m. Lorsqu'elles sont présentes, schistosité et linéation d'allongement sont indiquées. Les données relatives au synclinorium de St Georges-sur-Loire ne sont que qualitatives (voir fig. 46 pour plus de détails).

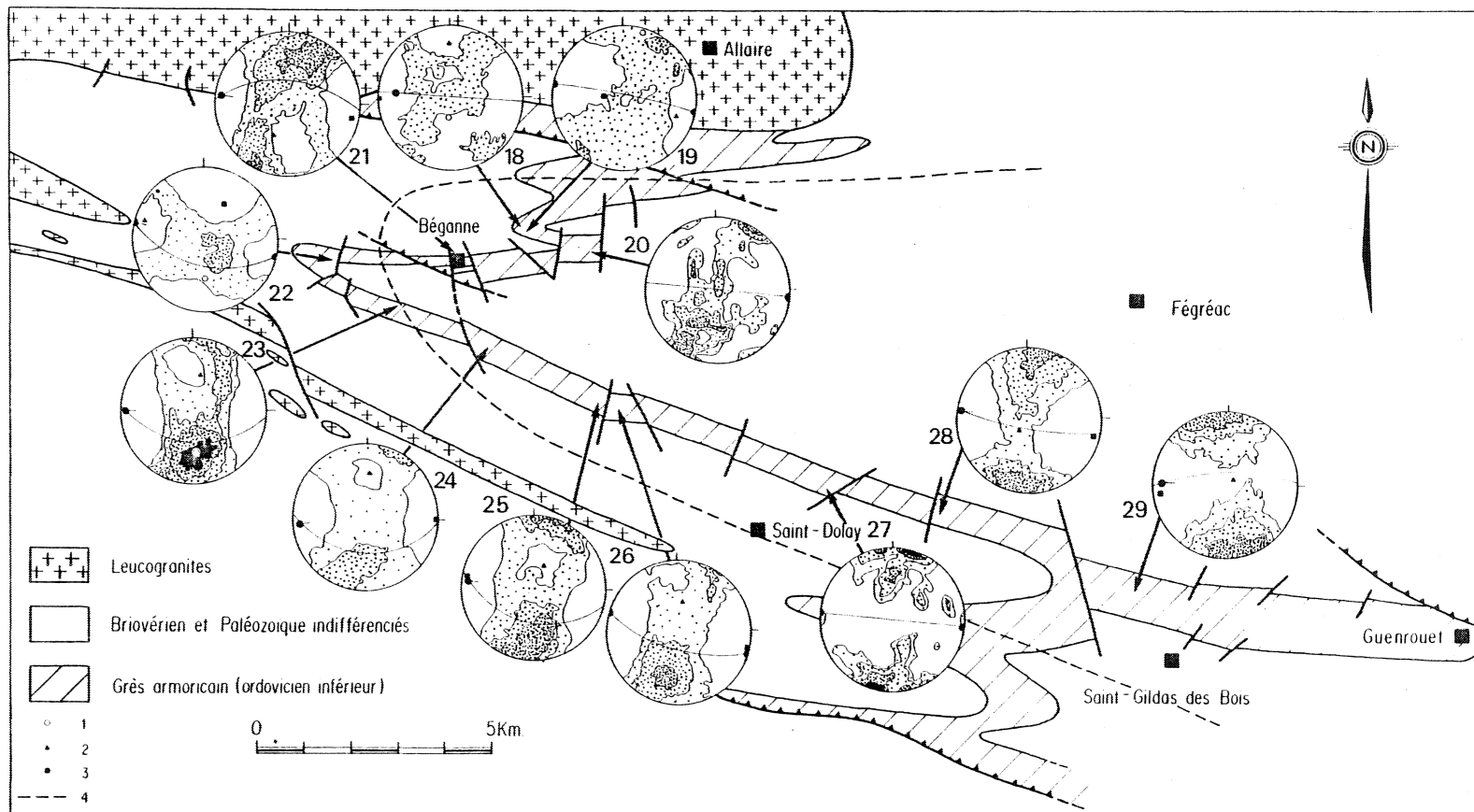


Fig. 46 : Carte de variations des orientations préférentielles d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ (sites 18, 19, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 28, 29) et d'axes C (sites 20 et 27) dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire (Projections hémisphère supérieur). Sites 20 et 27 (platine universelle - plan XZ) ; contours : 0,5 ; 1 ; 2 ; 4 ; 6%. Les autres sites (goniomètre de texture - projections dans le plan de stratification) ; contours 1 ; 1,25 ; 1,5 ; 1,75 x d.m. La schistosité et la linéation d'allongement sont indiquées. 1 : meilleur axe de la distribution ; 2 : axe intermédiaire. 3 : pôle au meilleur plan (les axes sont calculés selon la méthode décrite précédemment ; cf. 1ère partie, C, § II.1.3.). 4 : La biotite synschisteuse apparaît à l'ouest de cette limite (cf. fig. 29).

avec un maximum à l'intersection des deux couronnes.

Les variations locales mises en évidence par les microstructures sont bien sûr visibles également ici. La terminaison occidentale de St Georges-sur-Loire, en particulier, qui apparaît comme nettement plus déformée que le reste de la région, montre une variation apparemment Est-Ouest des orientations préférentielles de réseau, conforme à celle observée dans les microstructures.

B) DISCUSSION ET INTERPRETATION

Cette discussion sera tout d'abord menée, à travers les différents résultats précédemment exposés et leur comparaison avec les autres données régionales disponibles, dans un but plutôt thématique concernant la caractérisation de la déformation et de son évolution dans le quartzite étudié.

Nous aborderons ensuite le problème des conséquences régionales et géodynamiques de cette analyse.

Chapitre I

LA DEFORMATION DU GRES ARMORICAIN

I.1. L'EVOLUTION DES MICROSTRUCTURES ET DES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES.

Les variations de microstructures et d'orientations préférentielles de réseau que l'on a mises en évidence peuvent être interprétées comme reflétant plusieurs stades d'évolution du quartzite, liés à la combinaison de plusieurs processus et mécanismes de déformation que l'on peut tenter de préciser, dans les limites imposées par les données dont on dispose ici.

I.1.1. LES DIFFERENTS STADES D'EVOLUTION :

o Les stades initiaux :

Le quartzite initial est caractérisé, d'une manière générale, par des structures et des microstructures ne montrant pas d'évidences de déformation sensible, et par des orientations préférentielles d'axes C dans le plan de stratification (cf. fig. 37). Par ailleurs, le grand axe des grains peut montrer une tendance à être contenu dans ce plan, cette tendance étant, au moins en partie, contrôlée par des phénomènes

sédimentaires (cf. photo 4, planche I). Cette faible fabrique de forme n'est donc *pas rigoureusement pénétrative et semble intimement liée à des phénomènes antétectoniques.*

Certains travaux font état de fabriques comparables, apparemment simplement de forme (MARJORIBANKS, 1976), mais aussi à la fois de forme et de réseau (WAYLAND, 1939 ; CRAMPTON, 1963), dans des quartzites considérés comme peu ou pas déformés. Par ailleurs, des orientations préférentielles de forme et de réseau, telles que l'allongement préférentiel des grains et leur axe C tendent à être subparallèles, ont été décrites dans des formations sédimentaires sableuses (fig. 47) et sont d'ailleurs utilisées comme indicateurs de directions et de sens des paléocourants (cf. POTTER & PETTIJOHN, 1977).

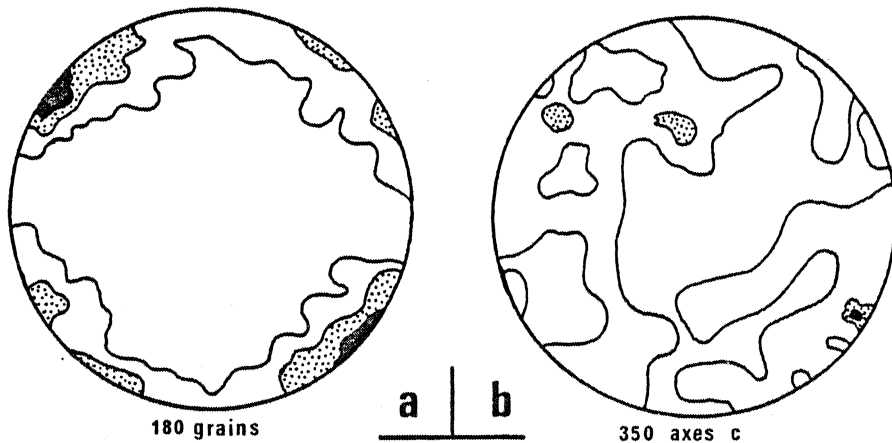


Fig. 47 : Orientations préférentielles de forme des grains (a) et d'axes C (b) dans un échantillon de sable de plage de la mer Baltique (d'après WENDLER, 1956 in POTTER & PETTIJOHN, 1977).

Dans notre cas, il apparaît effectivement très probable que fabrique de forme et fabrique de réseau soient liées entre elles, bien que la première ne soit pas toujours présente.

Nous considérerons donc, à travers les différentes observations, ces caractères des microstructures et des orientations préférentielles comme étant *initiaux et antétectoniques pour l'essentiel*. Dans cette hypothèse, il est raisonnable de supposer que la tendance qu'ont les faces prismatiques (m) à être parallèles à la stratification (cf. fig. 37 ; 2ème partie, A, §II.1.1.) puisse, dans une certaine mesure, être la cause de l'orientation préférentielle des axes C dans ce plan (ROWLAND, 1946).

Durant la diagenèse, et peut-être durant les stades initiaux du métamorphisme, les microstructures paraissent peu évoluer. Dans ce contexte thermique, les *mécanismes de diffusion à basse température* semblent prépondérants. Leur activité se marque par le remplissage des vides intergranulaires par du quartz (cf. WILSON, 1973 ; MARJORIBANKS, 1976) et par des perturbations aux limites originelles des grains, caractéristiques de l'activité de mécanismes de pression - dissolution (ELLIOT, 1973). La présence d'une phase fluide se manifeste également par des veinules de quartz.

◦ Les stades intermédiaires :

Lorsque la déformation croît, les grains s'allongent préférentiellement dans la direction principale d'extension. La fabrique de forme planaire des grains montre tout d'abord des variations dans son intensité et ses relations géométriques avec la stratification (cf. fig. 32), puis une schistosité, parfois bien exprimée, et réfractée dans les flancs de plis, s'observe systématiquement. Il semble raisonnable d'attribuer la majeure partie de ces variations à celles de l'intensité de la déformation et de l'expression de la fabrique de forme initiale, plutôt qu'à des différences d'un échantillon à l'autre, liées par exemple à un étirement parallèle à la stratification dans l'extrados des couches et subperpendiculaire dans l'intrados, ce qui s'observe fréquemment dans les plis (Tangential longitudinal strain ; RAMSAY, 1967 ; SHIMAMOTO & HARA, 1976). En effet, les relations entre fabrique de réseau et stratification étant constantes (quartzites de type 2 ; cf. fig. 38), le maximum d'axes C qui apparaît dans ces stades pourrait alors être soit paral-

-lèle à une direction d'extension, soit proche de la direction principale de raccourcissement. Ceci semble peu probable et on doit considérer, à travers l'ensemble des observations et plus particulièrement les caractères des quartzites plus évolués (type 3), que ce maximum se développe dans une direction proche de la direction principale de raccourcissement. Dans les stades intermédiaires, celle-ci doit donc être à peu près dans le plan de stratification, qu'elle corresponde ou non à la normale au plan défini par la fabrique de forme des grains.

La plus grande fréquence des figures de déformation intracrystallines (sous-joints, pliages) par rapport aux stades initiaux coïncide avec l'apparition de la linéation d'allongement des grains, et met en évidence l'activité de mécanismes de déformation tels que le glissement intracrystallin (CARTER & Al, 1964 ; TULLIS & Al, 1973 ; WHITE, 1973a). L'intensité de l'allongement des grains de quartz est, même dans les stades peu déformés (type 2), liée à leur orientation cristallographique relativement à X (cf. 2ème partie, A, § II.3.). Une telle relation est, malgré l'influence possible d'une fabrique de forme initiale, interprétable en termes de glissements intracrystallins (TULLIS & Al, 1973 ; MARJORIBANKS, 1976 ; BOUCHEZ, 1977 b) (voir également ce chapitre, § I. 1.2.). Le développement, à partir de la fabrique de réseau initiale, du maximum d'axes C subperpendiculaire à X est concomitant de ces variations microstructurales, et peut donc être considéré comme lié à ce même mécanisme.

On est donc bien ici en présence de stades intermédiaires montrant à la fois des caractères initiaux et des caractères surimposés, strictement tectoniques et en majeure partie liés à l'activité croissante des glissements intracrystallins.

o Les stades évolués :

Dans les stades plus évolués, les grains montrent un allongement croissant et une augmentation du nombre des sous-joints et des pliages de réseau. Parallèlement, les orientations préférentielles de réseau s'affirment et se précisent. Plus ou moins tôt suivant la quantité d'impuretés (cf. 2ème partie, A, § I.1.2.), on observe l'individua-

-lisation de néoblastes. On a donc clairement une déformation plus importante que dans les stades précédents, apparemment liée à l'activité intense des mouvements de dislocation, qui conduit à l'obtention d'un quartzite à grain fin.

Dans leur ensemble, les observations conduisent à considérer la recristallisation comme essentiellement dynamique (syntectonique) plutôt que statique.

L'évolution des microstructures et le développement des sous-structures, tel qu'on l'a observé à travers les différents types de quartzites, c'est-à-dire l'apparition de lamelles de déformation et d'extinctions onduleuses, de bandes de pliage, puis de néoblastes, est un bon argument en faveur du caractère dynamique de la restauration (WHITE, 1973 b, 1975, 1977 ; MARJORIBANKS, 1976). D'une manière générale, l'ensemble des caractères microstructuraux des quartzites de type 3 et 4 (cf. planches III et IV) peut être rapproché de ce que l'on observe au cours de déformations expérimentales caractérisées par une recristallisation dynamique intense (CARTER & Al, 1964 ; HOBBS, 1968 ; GREEN & Al, 1970 ; TULLIS & Al, 1973). Il en est de même par rapport à certains exemples de quartzites naturellement déformés dans un gradient de déformation (MARJORIBANKS, 1976 ; BOUCHEZ, 1977 a). A tous les stades de la recristallisation, les néoblastes montrent des orientations préférentielles d'axes C comparables à celles des porphyroclastes (cf. 2ème partie, A, § II.2). Ceci est en accord avec ce que l'on connaît des processus de restauration et de recristallisation par désorientation progressive des sous-grains (HOBBS, 1968 ; CAHN, 1974 ; POIRIER & NICOLAS, 1975 ; WHITE, 1976). De telles relations entre néoblastes et porphyroclastes sont courantes dans des quartzites naturellement déformés et conduisent à des orientations préférentielles des néoblastes plus diffuses que celles des porphyroclastes (PHILLIPS, 1945, 1965 ; RANSOM, 1971 ; WILSON, 1973 ; MARJORIBANKS, 1976 ; BOUCHEZ, 1977 a, b). On sait que lorsque la recristallisation est dynamique, les néoblastes sont susceptibles d'être déformés et réorientés (SAH & Al, 1969 ; WHITE, 1973a, 1975, 1976 ; CARRERAS & Al, 1977). Le fait d'observer les orientations préférentielles les plus intenses dans

certaines quartzites fortement recristallisées (cf. fig. 40f, g, h ; et photo 15, planche IV) est en faveur d'une déformation des néoblastes, ce qui est appuyé par le fait que ces derniers peuvent présenter des sous-joints et des pliages de réseau.

D'autres observations montrent également que la recristallisation du quartz doit être, en très grande partie, strictement syntectonique :

- la plupart des roches dans lesquelles la recristallisation est importante sont également celles où les structures macroscopiques (linéation d'étirement) sont les plus marquées, et où l'allongement des porphyroclastes, lorsqu'ils existent, est le plus prononcé. D'autre part, on peut rappeler que ces quartzites contiennent des phyllosilicates recristallisés et néoformés qui sont *orientés* et typiquement *synschisteux* (cf. photos 16 et 18, planche IV). On a vu que ces phyllosilicates peuvent cristalliser entre les néoblastes de quartz.

- La recristallisation augmente avec le métamorphisme *synschisteux*. L'examen des données relatives au synclinorium de St Georges-sur-Loire (Fig. 46) montre qu'en allant vers l'ouest, on passe des quartzites de type 3 à des quartzites de type 4 en même temps que le métamorphisme augmente et que l'on atteint l'isograde de la biotite (biotite *synschisteuse*) sous lequel la recristallisation devient importante. On peut ici remarquer que l'intensification de la recristallisation pour de telles conditions de métamorphisme a déjà été constatée dans des quartzites naturels (WILSON, 1973 ; BOUCHEZ, 1977 b).

Dans ces stades évolués, l'apparition, concomitante de la recristallisation du quartz, de phyllites recristallisées très dispersées dans la roche (planche IV), montre que la diffusion d'éléments chimiques a pu être importante. On sait en effet qu'elle favorise la néogénèse des phyllosilicates (LE CORRE, 1977b). Les cristallisations syntectoniques de quartz (cristallisation dans les zones abritées, cf. photo 21 et 22 ; veinules syntectoniques) que l'on observe mettent également en évidence l'activité de mécanismes de diffusion ou de transport en solution (DURNEY, 1972 ; DURNEY & RAMSAY, 1973 ; ELLIOT, 1973 ; MITRA, 1976 ; WHITE, 1976 ;

Mc CLAY, 1977). On peut également rappeler que les magnétites automorphes (cf. photo 21 et 22) n'ont pas été observées dans les quartzites où la recristallisation est très intense. Ceci est peut-être lié à un problème d'échantillonnage, mais vraisemblablement aussi à un changement d'habitus des minéraux ferrifères en liaison avec des mécanismes de diffusion en présence de fluides (CHAUVEL, com.pers.).

Au cours de la déformation d'un quartzite, les évidences croissantes de l'activité de diffusion sont susceptibles de refléter un changement de mécanisme de déformation dominant (WHITE, 1976). Plus précisément, WHITE (1976, 1977) montre que la diminution de la granulométrie induite par la recristallisation syntectonique peut permettre un changement de mécanisme de déformation, du fluage par mouvements de dislocations au fluage par diffusion, ce qui est susceptible de s'accompagner d'un amolissement (strain softening)⁽¹⁾ sensible de la roche. Dans l'exemple étudié ici, la diffusion en présence d'eau semble jouer un rôle de plus en plus important au cours de l'évolution du quartzite et peut, dans les roches très fortement recristallisées, favoriser la formation, selon un processus comparable à la différenciation métamorphique, d'alternances de bandes phylliteuses et quartzieuses subparallèles à la schistosité (cf. photos 16 et 18, planche IV). Dans ce sens, les mécanismes de diffusion au sens large apparaissent nettement favorisés par les conséquences de la recristallisation dynamique. Ils interviennent, comme le montrent les orientations préférentielles de réseau (cf. § I.1.2. ci-après), en concurrence des mécanismes impliquant les mouvements de dislocation.

(1) A contrainte et température constantes, une diminution de la taille du grain peut conduire, parallèlement à un changement de mécanisme de déformation dominant (dislocation → diffusion), à une augmentation de la vitesse de déformation (amolissement). Inversement, si cette dernière est constante, l'amolissement peut être relié à une chute de la contrainte différentielle.

I.1.2. LE DEVELOPPEMENT DES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DE RESEAU :

On peut ici tenter de préciser la nature des principaux systèmes de glissement actifs dans les différents stades d'évolution observés. Il est clair que ce type de problème est difficile à aborder à l'aide des simples observations optiques et que nous ne pourrions en avoir qu'une idée très générale et probablement simpliste. Cependant, en particulier à la lumière des récents travaux de BOUCHEZ (1977, 1978), il apparaît au moins possible de voir quels doivent être les systèmes de glissement dominants, et surtout de mettre en évidence dans quelle mesure les variations d'orientations préférentielles peuvent refléter des changements ou des variations dans la nature de ces systèmes. Ceci conduira à préciser les caractères de l'évolution des fabriques de réseau dans la région étudiée.

◦ Les systèmes de glissement :

Les directions de glissement :

Nous avons vu précédemment (cf. 2ème partie, A, § I.1.) que la majorité des sous-structures observées (sous-joints de polyonisation, bandes de pliage) sont prismatiques. L'interprétation de ces sous-structures telle qu'elle a été initialement proposée par CHRISTIE & AL (1964) et généralisée par BOUCHEZ (1977 b), conduit à les considérer comme étant perpendiculaires à la direction majeure de glissement. Dans ce cas, il s'en suit que les différentes fabriques observées peuvent être principalement interprétées en termes de glissements de *direction basale*.

On peut relier l'allongement des grains dans le plan XZ à l'activité des glissements intracristallins (ceci est particulièrement net à travers les variations angulaires entre l'allongement et l'axe C des grains dans les différents types de quartzites ; cf. fig. 44). Dans ce cas, il doit refléter la quantité de glissement dans chaque grain (ETCHECOPAR, 1974, 1977) ⁽¹⁾.

(1) Ceci doit toutefois être pondéré du fait que les grains peuvent (cf. photo 4 planche I, et ce chapitre, § I.1.1.) posséder une forme initiale ellipsoïdale. Cependant, pour une déformation suffisamment intense, une telle relation doit être vraie.

On a constaté (cf. 2ème partie A, § II.3.2. ; fig. 43 et 44e, f) que les grains allongés de façon sensible parallèlement à X, donc dans l'ensemble les plus déformés, sont, dans les quartzites de type 3 comme dans les quartzites de type 4, orientés de telle façon que leur axe C peuple des couronnes croisées, la trace de leurs plans basaux en section XZ étant préférentiellement orientée selon deux maxima à environ 30° de part et d'autre de X. Nous avons interprété (cf. 2ème partie, A, § II.1.4.) les principaux maxima d'axes <a> comme les pôles à ces deux couronnes croisées dans les quartzites de type 4. Par ailleurs, l'examen des figures de pôles relatives aux quartzites de type 3 (cf. fig. 39) nous a permis de noter la tendance des principaux maxima d'axes <a> à être situés en-dehors du plan XY (cf. 2ème partie, A, § II.1.3.). L'ensemble des observations permet de considérer qu'également dans ce cas, ces maxima tendent à correspondre aux pôles des couronnes d'axes C peuplées par les grains allongés (comparer les fig. 43 & 39 e, i, o, r) on peut alors, très schématiquement, représenter les orientations préférentielles de réseau dans les quartzites de type 3 comme le montre la figure 48 ci-dessous :

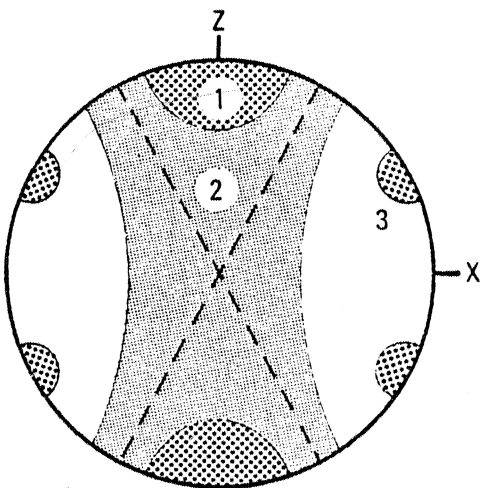


Fig. 48 : Interprétation très schématique et "idéalisée" des orientations préférentielles dans les quartzites de type 3. 1 : zone peuplée par les grains peu allongés du type tabulaire ; 2 : zone peuplée par les grains allongés (grains communs) ; 3 : orientations préférentielles d'axes <a> des grains communs.

On peut rappeler ici que BISHOP & BAKER (1978) décrivent les couronnes d'axe C comme comparables à toutes les orientations que peut prendre un cristal unique par rotation autour d'un de ses axes $\langle a \rangle$. Ainsi, d'une manière imagée, quelle que soit la position de l'axe C d'un cristal sensiblement déformée à l'intérieur d'une couronne, un de ses axes $\langle a \rangle$ tendra à être orienté dans une position identique qui correspond en première approximation au pôle de la couronne. Le fait que les axes $\langle a \rangle$, qui sont des directions basales, tendent à montrer une direction d'orientation préférentielle proche de X et du plan XZ, et identique pour l'ensemble des grains peuplant une même couronne d'axes C, permet de les interpréter comme étant des *lignes de glissement dominant*. On sait par ailleurs que, lors de simulations de déformation d'un agrégat plan polycristallin, les lignes de glissement s'orientent plus ou moins symétriquement de part et d'autre de la linéation d'étirement (ETCHECOPAR, 1974, 1977). Le fait d'interpréter les axes $\langle a \rangle$ comme étant des directions de glissement dominant est tout à fait en accord avec les considérations largement développées par BOUCHEZ (1977b, 1978). Ce dernier met en effet en évidence, dans des quartzites caractérisés par des orientations préférentielles d'axes C en couronnes croisées, que les normales aux plans de la sous-structure, considérées comme les directions de glissement, sont des axes $\langle a \rangle$.

Un point important doit être soulevé ici, qui découle de l'examen des diagrammes de fréquence effectués en section YZ (cf. fig. 44 g, h, i, j). On a constaté que, quel que soit l'état de déformation du quartzite, les relations angulaires entre l'allongement des grains en section YZ et la projection de leur axe C dans ce plan sont de même type. Ceci suggère que les glissements intracristallins, le long de directions proches du plan YZ et faisant un fort angle avec l'axe C, n'ont pas dû être importants. Ils se manifestent seulement par le développement de sous-structures telles que les pliages de réseau. *La grande majorité des glissements intracristallins semble donc s'effectuer dans des directions faisant un fort angle avec le plan YZ de déformation.* Ceci est en accord avec la configuration des figures de pôles qui montrent que les plus fortes concentrations d'axes $\langle a \rangle$ sont bien localisées et font un fort angle avec YZ.

Les plans de glissement :

D'une manière générale, les grains qui ne présentent pas de fortes fabriques de forme compatible avec les directions principales d'extension, donc des grains ayant a priori peu glissé, sont interprétés comme des grains dont l'orientation est incompatible avec le glissement (NICOLAS & Al, 1973 ; TULLIS & Al, 1973 ; ETCHECOPAR, 1974, 1977 ; BOUCHEZ, 1977 a). Dans notre cas, les grains dont l'axe C est proche de X ou de Z apparaissent relativement peu déformés par rapport aux autres grains (cf. 2ème partie, A, § II.3.). Ils sont tels que leur plans basaux sont subparallèles à un plan principal de déformation, ce qui ne permet pas le glissement sur ces plans. On en déduit (BOUCHEZ, 1977 a, b) que le plan basal est très vraisemblablement un plan de glissement dominant. Ceci est en accord avec l'interprétation des fabriques d'axes C en couronnes croisées telles que celles observées ici (cf. BOUCHEZ, 1977b). On sait par ailleurs (CHRISTIE & Al, 1964 ; NICOLAS & POIRIER, 1976) que le glissement basal (0001) <a> est facilement activé.

Les porphyroclastes en rubans, caractérisés par un fort allongement, possèdent leur axe C proche de la direction Y (cf. 2ème partie, A, § II.3.1.). Ces porphyroclastes sont fréquents dans certains quartzites déformés (CHRISTIE, 1963 ; WILSON, 1975 ; MARJORIBANKS, 1976 ; BOUCHEZ, 1977a, b ; BOULLIER & BOUCHEZ, 1978), et peuvent souvent être nettement plus allongés que ceux décrits ici. L'hypothèse de l'activité dominante de glissements prismatiques (10 $\bar{1}$ 0) <a> est envisagée pour rendre compte de l'orientation de leur axe C (WILSON, 1975 ; BOUCHEZ, 1977a, b), et les récentes études de BURG & LAURENT (1978) vont dans ce sens. On sait que ce type de glissement est favorisé par l'augmentation de la température (cf. NICOLAS & POIRIER, 1976). Ceci rend compte de nos observations qui montrent que le nombre de grains dont l'axe C est proche de Y est plus important dans les quartzites de type 4 que dans les quartzites de type 3 (cf. 2ème partie, A, § II.1.), et augmente avec l'importance de la recristallisation dynamique, en liaison avec un métamorphisme croissant (cf. ce chapitre, § I.1.1.).

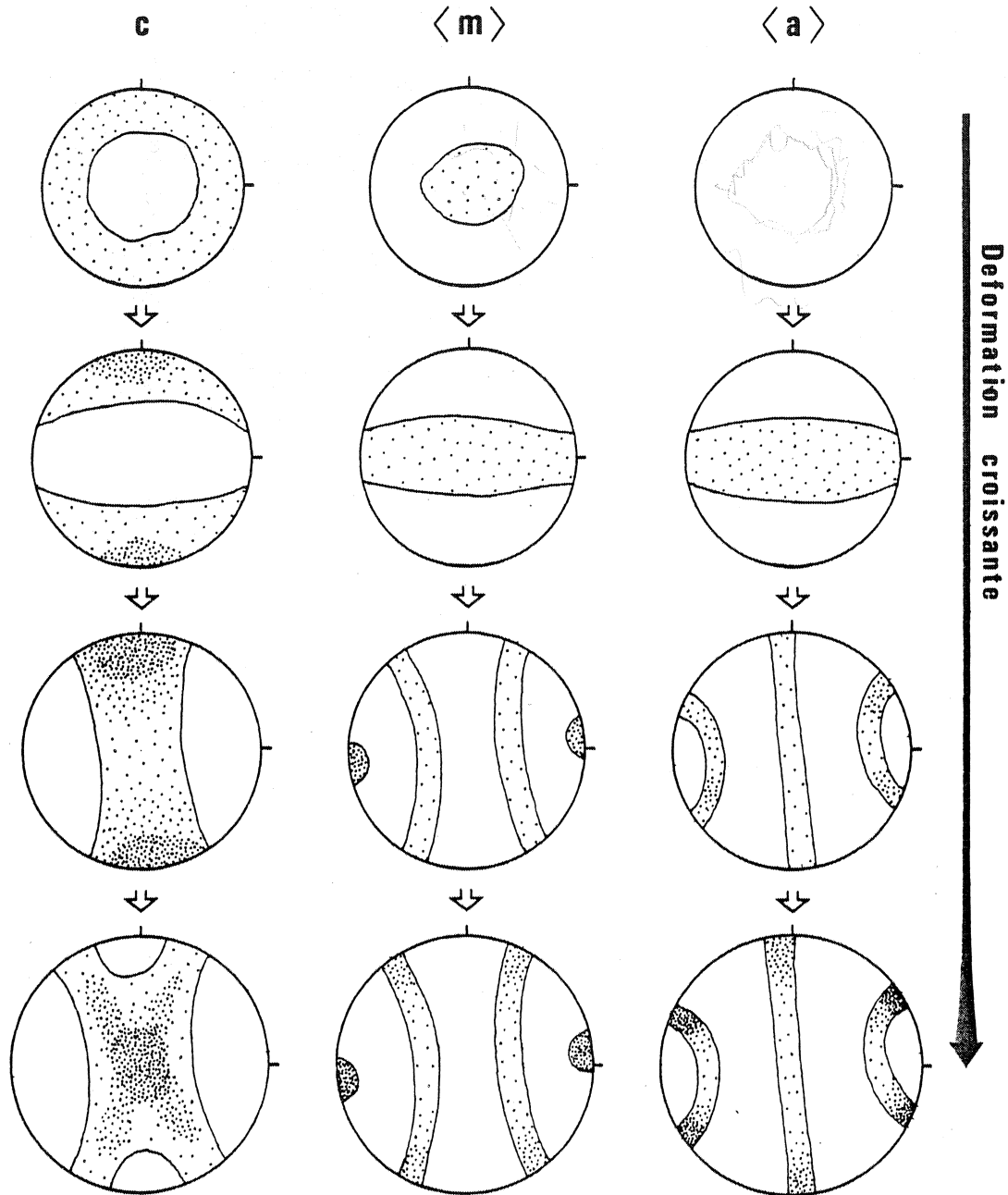


Fig. 49 : Simplification schématique de l'évolution des fabriques de réseau du quartz dans le Grès armoricain. Stades initiaux : projections dans le plan de stratification ; les autres stades : projections dans le plan XZ. Dans les quartzites sensiblement déformés, l'oblicuité d'ensemble de la fabrique par rapport au référentiel structural XYZ, que l'on a figurée ici, correspond à une tendance moyenne révélée par l'ensemble des observations (cf. fig. 39 et 40). Ce caractère, dont nous n'avons pour l'instant pas tenu compte, sera examiné plus loin (cf. ce chapitre, § I.3.2.).

o L'évolution des orientations préférentielles de réseau :

A partir d'orientations préférentielles antétectoniques (fig. 49), on observe, dans les premiers stades, un dépeuplement de la zone proche de X, en liaison avec des glissements dominants probablement sur les plans basaux ((0001) <a>). Dans les stades plus déformés, des structures macroscopiques apparaissent, et les orientations préférentielles s'intensifient. Leurs caractères initiaux s'estompent, des caractères propres aux couronnes croisées deviennent visibles, et les orientations préférentielles d'axes prismatiques se précisent (type 3). Dans ces roches, les orientations préférentielles de réseau des grains les plus déformés sont interprétables à travers celles des axes <a> et, en quelque sorte, préfigurent celles observées dans les stades plus évolués caractérisés par des couronnes croisées d'axes C typiques dont les pôles correspondent à de fortes concentrations d'axes <a>.

Les deux types de fabrication de réseau relatifs respectivement aux quartzites de type 3 et 4 se distinguent essentiellement l'un de l'autre par des concentrations majeures d'axes C passant de zones proches de X à des zones proches de Y. Cette variation s'accompagne de l'apparition d'un minimum relatif d'axes C parallèlement à Z et correspond à une augmentation des porphyroclastes en rubans qui est sans doute, au moins pour partie, liée à l'activité croissante de glissements prismatiques ((10 $\bar{1}$ 0) <a> probablement) ⁽¹⁾.

(1) On peut signaler aussi le rôle possible de certains porphyroclastes tabulaires, du type de celui de la photo 23, dans la disparition du maximum d'axes C proche de Z. Ces grains ont leur axe C proche de Z et, lorsque la recristallisation est suffisamment intense, ils sont peut-être susceptibles de se comporter comme des objets relativement "rigides" par rapport à la matrice recristallisée, et peuvent donc, a priori, tourner plus ou moins passivement. Leur allongement étant, en section YZ, subparallèle à leur axe C et proche de Z, une telle réorientation doit conduire à une migration de l'axe C vers l'axe Y, par rotation autour de X. Cependant, ces grains sont trop peu nombreux pour que, même si ce type de mécanisme intervient, il ait une grande importance.

Cette évolution (fig. 49) peut donc, d'une manière générale, être interprétée en termes de mécanismes mettant en jeu les mouvements de dislocation. L'observation du comportement des différents axes cristallographiques tend à montrer que l'acquisition d'une fabrique en couronnes croisées est directement contrôlée par le comportement des axes $\langle a \rangle$, interprétés comme étant des directions de glissements dominants. Ceci rejoint les conclusions de BOUCHEZ (1977a, b ; 1978) et également les considérations de BISHOP & BAKER (1978).

Mise à part l'existence d'une fabrique initiale, nos observations peuvent être comparées aux résultats expérimentaux de HEARD & CARTER (1968), AVE'LALLEMANT & CARTER (1971) et surtout ceux de GREEN & Al (1970) et TULLIS & Al (1973). Ceux-ci observent, en liaison avec une augmentation de température, une atténuation des concentrations d'axes C parallèlement à Z au profit de l'acquisition de fabriques d'axes C en "petits cercles" autour de Z ; ce changement coïncide avec l'apparition de la recristallisation dynamique. Il est intéressant de noter que GREEN et Al (1970) ont obtenu des couronnes croisées de type 2 (comparables à celles observées ici) dans les mêmes conditions physiques expérimentales que celles correspondant au développement des petits cercles d'axes C. A ce sujet, HARA & Al (1976) généralisent le fait que ces deux types de fabrique d'axes C se développent probablement dans les mêmes conditions physiques de déformation.

Des variations semblables de fabriques, parallèles aux variations de microstructures, ont également été mises en évidence dans des quartzites naturellement déformés, en liaison avec une température croissante (cf. PHILLIPS, 1945 ; WILSON, 1975). Cependant, le plus souvent, seul le développement de couronnes croisées, à partir de fabriques isotropes, est observé, la déformation et (ou) la température croissantes pouvant conduire, comme dans notre cas, à un renforcement des concentrations d'axes C sur Y (cf. SYLVESTER & CHRISTIE, 1968 ; WILSON, 1973 ; MARJORIBANKS, 1976 ; BOUCHEZ, 1977a, b ; BURG & LAURENT, 1978).

I.1.3. CONCLUSION - LE ROLE DE LA TEMPERATURE :

Tout au long des considérations précédentes, l'importance de

la température sur l'évolution des microstructures et des fabriques de réseau a été, explicitement ou implicitement, mise en évidence et soulignée.

La répartition typologique régionale des microstructures, ainsi que les variations des orientations préférentielles reflètent non seulement le gradient régional Nord-Sud de métamorphisme et de déformation, mais également certains gradients locaux (cf. fig. 34, 45, 46). Ainsi, les deux zones particulières précédemment signalées (cf. 2ème partie, A, § I.3. et II.4.), c'est-à-dire la région de Bain-de-Bretagne et la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire (cf. fig. 45) sont des "zones d'anomalie thermique positive". Elles peuvent être reliées respectivement à une anomalie positive de cristallinité oblique sur les structures (LE CORRE, 1975) (fig. 29 ; cette anomalie est également très nette sur la carte de la typologie de la schistosité, fig. 28), et à la zone où l'on trouve les meilleures cristallinités (fig. 29). Ces deux zones sont considérées comme liées à la proximité de massifs granitiques intrusifs affleurants (granite de Questembert - Allain ; fig. 46) ou sous-jacents (voir également LE CORRE, 1978 ; PIVETTE, 1978).

Les fabriques de réseau d'origine tectonique commencent à être visibles dans les zones "plus chaudes" que le domaine de la diagenèse ou celui des plus faibles degrés de métamorphisme. On a ici une illustration de l'influence de la température sur l'activité des mécanismes de déformation mettant en jeu les mouvements de dislocations, le domaine diagenèse - anchizone étant essentiellement caractérisé par l'activité de mécanismes de diffusion à basse température. La déformation croissante, marquée par l'allongement croissant des grains détritiques et le développement de couronnes croisées d'axes C, évolue parallèlement au métamorphisme. La recristallisation devient importante au voisinage de l'isograde de la biotite, en même temps que les orientations préférentielles d'axes C se précisent, marquées par un renforcement des concentrations sur Y.

Les déformations observées ont vraisemblablement été facilitées par la présence d'eau qui est suggérée à tous les stades d'évolution du quartzite. On sait en effet que, lors de déformations expérimentales (GRIGGS & BLACIC, 1965 ; GRIGGS, 1967 ; HOBBS, 1968 ; GREEN & AL, 1970 ; TULLIS & AL, 1973) comme dans le cas des déformations naturelles BELL & ETHERIDGE, 1976), l'activation plus ou moins aisée des processus de restauration et de recristallisation apparaît liée à des différences de teneur en eau. Parallèlement, la diminution de la taille du grain au cours de la recristallisation a probablement favorisé l'activité des mécanismes de diffusion, ce qui est susceptible de correspondre à un amollissement (WHITE, 1976, 1977). Ainsi, la présence constante de fluides et la diminution progressive de la granulométrie ont pu, en intervenant à différents niveaux, contribuer à favoriser l'amollissement de la roche tout au long de l'évolution observée.

D'une manière générale, les différents stades d'évolution observés peuvent donc être considérés comme étant, à l'origine, essentiellement liés aux différentes températures atteintes au cours du métamorphisme syntectonique, favorisant une plus ou moins grande "déformabilité" de la roche. On peut penser que l'ensemble des variations régionales mises en évidence (cf. fig. 34, 45 et 46) puisse, dans une certaine mesure, être interprétable en termes de différences de vitesse de déformation ou peut-être aussi de durée de déformation, conduisant à des variations d'intensité de la déformation finie. Ceci est en accord avec le gradient régional Nord-Sud connu dans les synclinaux du Sud de Rennes, et avec le fait que, dans cette zone (cf. fig. 28 et 29), la typologie de la schistosité dans les formations schisteuses évolue parallèlement au métamorphisme, et correspond à des variations d'intensité de déformation (LE CORRE & LE THEOFF, 1976 ; LE CORRE, 1978). Dans ce sens, il est possible que les variations mises en évidence dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire (évolution des quartzites de type 3 vers les quartzites de type 4 ; cf. fig. 34 et 46) reflètent également des variations d'intensité de déformation finie.

I.2. LES RELATIONS ENTRE FABRIQUE ET DEFORMATION FINIE.

Nous verrons ici, à travers nos observations et leur comparaison avec les autres données régionales disponibles, si l'on peut apporter certaines informations concernant la déformation finie et ses relations avec les orientations préférentielles du quartz.

I.2.1. LE TYPE D'ELLIPSOÏDE DE DEFORMATION ET LES FABRIQUES DE RESEAU :

Dans les quartzites de type 1 et 2, une comparaison entre type de fabrique et type d'ellipsoïde de déformation n'est pas possible. En effet, la fabrique d'origine tectonique est inexistante ou se surimpose à la fabrique initiale dont les caractères sont constants et dont l'influence est partout visible. Ainsi, bien que des variations du type d'ellipsoïde de déformation soient probables dans les synclinaux du Sud de Rennes (LE THEOFF, 1977) où les quartzites de type 2 sont observés (cf. fig. 34 et 26), la forme des distributions d'axes C ne change pas de façon importante. Je discuterai donc ici plus précisément le cas des quartzites de type 3 et 4, c'est-à-dire essentiellement de la zone de la terminaison occidentale du synclorium de St Georges-sur-Loire.

Si elle a existé dans les quartzites de type 3 et 4, la dispersion initiale des axes C dans le plan de stratification a disparu. Les axes C tendent, d'une manière générale, à être dispersés en zone autour de la direction principale d'extension X ⁽¹⁾.

Généralement, l'importance de la dispersion des axes C autour de la linéation d'étirement peut, dans une certaine mesure, être interprétée comme reflétant la forme de l'ellipsoïde de déformation (cf. HARA, 1971 ; MARJORIBANKS, 1976 ; LISTER & Al, 1978).

(1) Le caractère généralement peu intense des orientations préférentielles, ainsi que leur faible degré de symétrie, font qu'il n'est cependant pas possible d'évaluer cette dispersion de manière quantitative.

Par exemple, les orientations préférentielles d'axes C obtenues par TULLIS et Al (1973) lors de déformations expérimentales uniaxiales ($K = 0$) sont, pour certaines conditions physiques, caractérisées par un maximum unique proche de Z. Pour les mêmes conditions physiques, mais cette fois en déformation plane ($K = 1$), TULLIS (1977) observe une forte dispersion des axes C en zone autour de X, très comparable à celle observée ici dans les quartzites de type 3. Il en est de même de certains exemples naturels dans lesquels l'ellipsoïde de déformation a pu être estimé et donne des valeurs de K proches de 1 (TULLIS, 1977)⁽²⁾.

En général, les fabriques d'axes C en couronnes croisées s'observent dans des roches caractérisées par un étirement sensible (SYLVESTER et CHRISTIE, 1968 ; SHELLEY, 1971 b ; HARA et Al, 1973 ; BOUCHEZ et PECHER, 1976 ; BOUCHEZ, 1977 a ; BURG & LAURENT, 1978 ; BERTHE et Al, 1979 a, b). Par ailleurs, les seules fabriques d'axes C en couronnes croisées obtenues expérimentalement l'ont été en déformation triaxiale (GREEN et Al, 1970). Parallèlement, nous avons vu (cf. fig. 39 et 40) que toutes les fabriques de réseau observées ici montrent une forte concentration d'axes $\langle m \rangle$ proche de X. Généralement, les descriptions des orientations préférentielles d'axes $\langle m \rangle$ dans des tectonites présentant une linéation d'étirement montrent ce maximum (STARKEY, 1964 ; SUZUKI, 1970 ; BAKER et WENK, 1972 ; GAPAIS et LAGARDE, 1977 ; RIECKELS et BAKER, 1977 ; QUINQUIS, 1979a. KERN (1977) observe également un tel maximum d'axes $\langle m \rangle$ dans des quartzites déformés expérimentalement en déformation triaxiale, proche d'une déformation plane.

(2) C'est également le cas des fabriques des quartzites de l'île de Groix qui ont subi une déformation probablement globalement plane (QUINQUIS, 1979).

Dans l'exemple étudié ici, on montre que le développement des orientations préférentielles apparaît interprétable à travers le comportement des axes $\langle a \rangle$ qui sont vraisemblablement les lignes de glissement dominants (cf. ce chapitre, § I.1.2.). On peut, bien sûr, relier la configuration des orientations préférentielles d'axes C et $\langle m \rangle$ à celle des axes $\langle a \rangle$. Ces derniers sont concentrés en deux maxima à un fort angle du plan YZ, apparemment en liaison avec une activité relativement peu importante des glissements intracristallins dans des directions proches de ce plan. Cette interprétation, compatible avec le fait que les lignes du glissement doivent se réorienter vers les directions principales d'extension, rend compte des orientations préférentielles des différents axes cristallographiques. Elle conduit à penser que le rapport $\frac{X}{Y}$ est sans doute élevé, et que l'extension sur Y n'est en aucun cas importante.

L'ensemble des observations concernant les orientations préférentielles de réseau tend ainsi à montrer que, dans les quartzites évolués de type 3 et 4, le rapport axial $\frac{X}{Y}$ de l'ellipsoïde de déformation est nettement différent du rapport $\frac{X}{Z}$, sans qu'il soit possible de les quantifier. Le fait que les fabriques d'axes C présentent cependant des maxima bien développés (sur Z ou Y suivant la nature du glissement dominant) n'est tout de même pas, a priori, en faveur d'une déformation du type constriction très accusée. La comparaison qualitative avec certaines observations (cf. BOUCHEZ, 1977 b ; TULLIS, 1977 ; QUINQUIS, 1979) va plutôt dans le sens d'une déformation sans doute globalement proche d'une déformation plane.

I.2.2. L'INTENSITE DE LA DEFORMATION ET LES FABRIQUES DE RESEAU :

Les cartes (fig. 45 et 46) des variations des orientations préférentielles d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ et d'axes C dans la région étudiée montrent, non seulement une évolution de leur type du Nord vers le Sud, mais également une augmentation globale de leur intensité. Ceci n'est évidemment que très qualitatif. Cependant, comme nous l'avons signalé précédemment (cf. 2ème partie, A, § II.1.1. ; II.1.2. ; II.1.3.) l'évolution depuis les quartzites de type 1 jusqu'aux quartzites de type

3 se marque bien par une intensification des orientations préférentielles d'origine tectonique.

Pour les mêmes raisons que celles évoquées plus haut à propos du problème de l'estimation quantitative de la forme des distributions sur les figures de pôles (cf. page 138), et surtout le caractère peu intense des orientations préférentielles, il paraît a priori difficile de pouvoir obtenir des paramètres représentatifs permettant de chiffrer les intensités. Des paramètres d'intensité (r_f) des fabriques ont cependant été calculés pour un certain nombre d'échantillons, en utilisant le tenseur d'orientation pondéré (cf. 1ère partie, § II.1.3.). Bien que ce calcul ne soit pas particulièrement adapté à la situation présente (symétrie des distributions), et que l'estimation des erreurs soit difficile, les résultats obtenus (fig. 50) paraissent suffisamment cohérents et intéressants pour être discutés ici. Les paramètres d'intensité obtenus sont, en valeurs relatives, comparables suivant qu'ils concernent les orientations préférentielles d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ ou d'axes $\langle m \rangle$. Ceci signifie que les différents échantillons se classent de la même façon, que l'intensité se rapporte à l'un ou l'autre de ces axes.

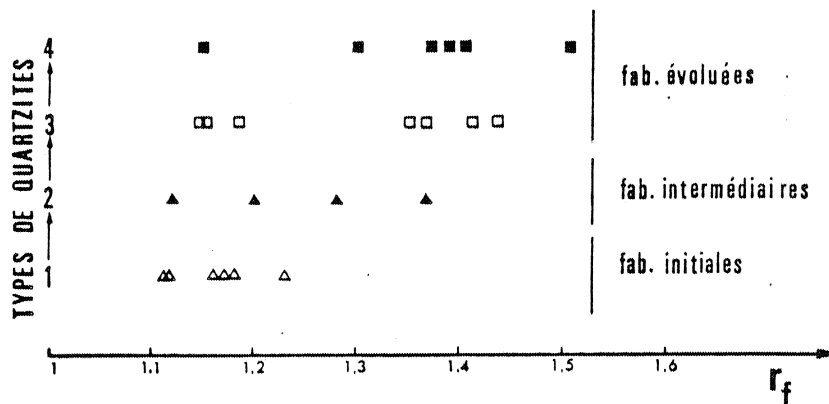


Fig. 50 : Variations des intensités de fabrication (r_f) d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ dans les différents quartzites étudiés. Les intensités (calculées par la méthode des valeurs propres - cf. 1ère partie, § III.1.3.) sont relatives aux orientations préférentielles propres à chacun des types.

Ces résultats (Fig. 50) permettent, à mon avis, de préciser un certain nombre de points :

- Les variations possibles d'intensité apparaissent de plus en plus importantes depuis les quartzites de type 1 jusqu'aux quartzites de type 4.

Dans les quartzites de type 1, la fabrique initiale, lorsqu'elle existe, a toujours une intensité à peu près de même ordre dans les différents échantillons.

Les variations d'intensité observées dans les quartzites de type 2 peuvent, comme nous l'avons précédemment signalé (cf. ce chapitre, § I.1.1.), être dues à des différences d'intensité de déformation et (ou) d'intensité de la fabrique initiale.

Parmi les quartzites de type 3, trois échantillons montrent des intensités de fabrique relativement faibles. Il s'agit d'un site relativement septentrional (site 16 ; cf. fig. 45) et de deux sites que nous avons considérés comme particuliers (sites 18 et 19 ; cf. fig. 46 et 2^{ème} partie, A, § I.1.2.) dans lesquels on observe probablement les effets combinés d'une température relativement élevée et d'une déformation relativement peu intense (tendance locale à une recristallisation plutôt statique ?).

Dans le cas des quartzites de type 4, le site présentant une intensité de fabrique anormalement faible correspond à un quartzite très fortement recristallisé (site 22, fig. 46 ; cf. photos 16 et 18, planche IV) dans lequel les phénomènes de diffusion ont certainement été très importants (différenciation métamorphique).

Ainsi, les variations d'intensité de fabrique à l'intérieur de chaque type apparaissent pouvoir correspondre à l'influence de divers facteurs, pouvant être différents d'un échantillon à l'autre, et dont l'importance relative est difficile à cerner.

- Par ailleurs, bien que dans chaque type de quartzite des in-

-tensités de fabrique comparables puissent exister, il semble que l'on soit *susceptibles d'observer des fabriques d'autant plus fortes que le quartzite est évolué*. Ceci, combiné à l'ensemble des observations, est un argument de plus pour penser que *les différents types de quartzites observés sont susceptibles, dans une certaine mesure, de refléter différentes intensités de déformation finie*.

I.2.3. COMPARAISON AVEC LES DONNEES REGIONALES CONCERNANT LA DEFOR- MATION FINIE.

o. Les synclinaux du Sud de Rennes :

Dans toute la partie septentrionale de la région étudiée, les mesures effectuées par LE THEOFF (1977) dans des formations conglomératiques montrent que l'intensité de la déformation est globalement faible. Ceci est également mis en évidence par la carte de la typologie de la schistosité établie par LE CORRE (1978) (cf. fig. 28). Dans le Grès armoricain de cette zone, l'influence partout évidente de caractères antétectoniques sur les fabriques de réseau et les microstructures va dans le sens d'une déformation globalement peu intense. Cependant, le gradient N-S. d'intensité de déformation (LE CORRE & LE THEOFF, 1976) ressort également très clairement à travers l'étude de la déformation du Grès armoricain.

o. La zone de l'anticlinal de Lanvaux :

En ce qui concerne la région de l'anticlinal de Lanvaux (cf. fig. 26), très peu de données sont fournies ici du fait de l'absence quasi-totale de Grès armoricain dans cette zone. Cependant, on peut ponctuellement tenter de corréliser les données fournies par le site 17 (cf. fig. 34 et 45) aux conclusions de LE CORRE & LE THEOFF (1976) concernant cette région. Ces derniers montrent qu'elle est caractérisée par une déformation à tendance constrictive, matérialisée par la linéation d'étirement parallèle aux axes de plis et une crénelation parallèle à ces axes, visible dans les formations schisteuses, et déformant la schistosité régionale (cf. 2ème partie, Introduction).

La très forte dispersion des axes C dans le plan YZ de déformation au niveau du site 17 (cf. fig. 45) est, comme nous l'avons vu (cf. ce chapitre, § I.2.1.), effectivement compatible avec un fort étirement parallèlement à X, bien que l'on ne puisse pas vraiment déterminer, dans ce cas précis, si l'ellipsoïde de déformation associé est réellement du type constriction.

◦ La terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire.

Dans cette zone, aucune mesure de déformation finie n'a été effectuée du fait de l'absence de marqueurs suffisamment nombreux et bien répartis dans la région (PIVETTE, 1978). Néanmoins, différentes observations permettent, particulièrement dans les formations schisteuses, d'avoir une idée du type d'ellipsoïde de déformation. Ces schistes sont partout crénulés, plus ou moins vigoureusement. Cette crénulation est comparable à celle observée plus au Nord. Elle apparaît toujours comme "tardive" par rapport au développement de la schistosité, et déforme les minéraux de métamorphisme post-schisteux quand ils existent (PIVETTE, 1978). Cependant, en plusieurs endroits, du double boudinage, plus intense selon X que selon Y, est fréquent au niveau des veines de quartz orientées parallèlement à la schistosité. Ainsi, au moins localement, la direction Y (subverticale) a été une direction d'extension au cours du développement de la schistosité, puis, tardivement, une direction de raccourcissement. Ceci est en accord avec les conclusions de LE CORRE (1978) plus au Nord, qui considère que la schistosité de flux s'est globalement développée en aplatissement, le raccourcissement parallèlement à Y, relativement tardif, pouvant localement conduire à une constriction finie.

Ces informations ont été précisées par une analyse des orientations préférentielles des pôles aux plans basaux ((001)) des micas dans les formations schisteuses. Cette étude, effectuée en collaboration avec B. PIVETTE (cf. PIVETTE, 1978), vient compléter celle effectuée par LE CORRE (1978) sur l'ensemble de la partie septentrionale de la région (synclinaux du Sud de Rennes et anticlinal de Lanvaux).

13 échantillons, prélevés dans la Formation de Rochefort-en-terre sus-jacente au Grès armoricain (cf. fig. 27), et répartis de façon homogène dans la terminaison périclinale de St Georges-sur-Loire, ont été analysés. Tous sont affectés par une schistosité de flux (cf. fig. 28) et une crénulation plus ou moins forte.

La majorité des points représentatifs ⁽¹⁾ des fabriques dans un diagramme de FLINN (fig. 51) se dispersent à l'intérieur du champ des tectonites planaires (tectonites S ; cf. fig. 2) avec des valeurs du paramètre de forme Kf qui varient de 0 à 1. Seuls deux points montrent des valeurs de Kf très légèrement supérieures à 1. Cette dispersion traduit une évolution des tectonites S vers les tectonites L qui peut être interprétée comme une fonction de l'intensité croissante de la crénulation qui "détruit" la fabrique planaire au profit d'une fabrique linéaire par déformation de la schistosité (LE CORRE, 1978, 1979). Cependant, malgré les effets de cette crénulation, les intensités mesurées restent toujours très fortes ($5,75 < r_f < 10,5$), nettement supérieures à celles mesurées dans la partie septentrionale du domaine étudié ($2,1 < r_f < 7,6$; LE CORRE, 1978). On a ici une illustration de *l'existence du gradient Nord-Sud d'intensité de déformation, et du caractère beaucoup plus intense de la déformation dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire que dans le reste de la région.*

Dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire, aucune zonéographie des variations de Kf ou de r_f ne peut apparemment être mise en évidence (fig. 52). Ceci est interprétable par le fait que la crénulation ne présente pas de variations d'intensité clairement remarquables dans cette zone (PIVETTE, 1978).

(1) Les figures de pôles aux plans basaux des micas possèdent une symétrie orthorhombique et sont unimodales. Elles peuvent donc être représentées par un ellipsoïde de fabrique dérivé du calcul du tenseur d'orientation pondéré (cf. 1ère partie, § II.1.3.).

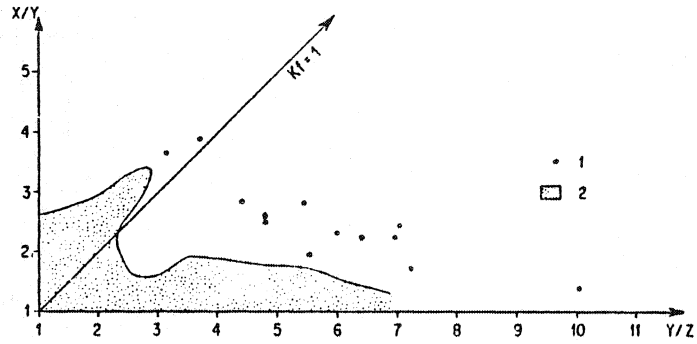


Fig. 51 : Représentation (diagramme de Flinn) des orientations préférentielles des micas dans la région étudiée.
 1 : dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire ;
 2 : dans les synclinaux du Sud de Rennes (LE CORRE, 1978).

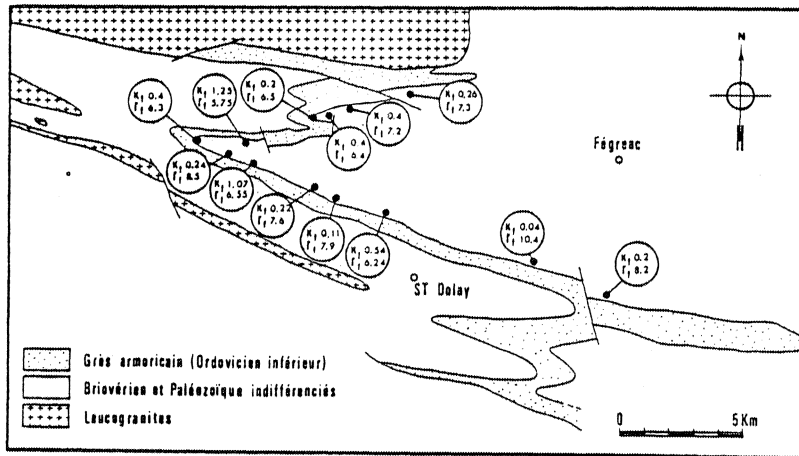


Fig. 52 : Carte de répartition des paramètres de forme (Kf) et d'intensité (rf) des fabriques des micas dans la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire.

Ces différentes observations ne permettent pas de mettre en évidence d'éventuelles variations du type d'ellipsoïde de déformation associé au développement de la schistosité de flux dans la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire. Il n'est pas non plus possible, d'une part de savoir si les fabriques crénelées peuvent être le reflet d'une véritable constriction finie, et d'autre part d'estimer les rapports axiaux de l'ellipsoïde de déformation au cours du développement de la schistosité. On sait (LE CORRE, 1978 ; voir également 3ème partie) que les fabriques des micas ont tendance à minimiser le rapport $\frac{X}{Y}$ de l'ellipsoïde de déformation finie associé, et ceci d'autant plus que la fabrique est intense. Ainsi, les fabriques observées sont compatibles avec un ellipsoïde de déformation plutôt en aplatissement, mais qui peut être caractérisé par une composante d'étirement sensible, mise en évidence par le caractère plus intense du boudinage selon X que selon Y.

I.2.4. CONCLUSIONS :

A travers ces considérations, un certain nombre de points ont pu être soulignés ou précisés :

- les fabriques de réseau ne reflètent qu'une partie, variable, de la déformation subie par les quartzites. Cependant, leur évolution qui est liée à une augmentation des déformations intracrystallines, semble pouvoir être parallélisée à une augmentation de l'intensité de la déformation finie, sans qu'il soit possible d'établir une relation quantitative. D'un autre côté, le type d'ellipsoïde de déformation finie ne semble pas jouer de rôle au niveau des variations observées dans les types d'orientations préférentielles (passage des quartzites de type 3 aux quartzites de type 4).

- Dans toute la partie septentrionale de la région, on confirme le caractère peu intense de la déformation finie, et on souligne l'importance de la fabrique initiale sur les relations entre orientations préférentielles et déformation.

- Dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire, peu d'éléments de comparaison existent, sur le plan régional, entre déformation et fabrique de réseau. Dans le Grès armoricain, le caractère dominant est l'étirement intense parallèle aux axes de plis. Les fabriques de réseau du quartz peuvent refléter une déformation triaxiale, s'écartant dans l'ensemble probablement peu d'une déformation plane. Les données fournies par l'étude des formations schisteuses, qui suggèrent une déformation plutôt du type aplatissements, mais avec une composante d'étirement sensible, sont compatibles avec cette interprétation. Cependant, ici encore, ces données ne sont que qualitatives et ne permettent qu'une interprétation d'ensemble très générale.

I.3. LE PROBLEME DU REGIME DE LA DEFORMATION.

Le problème de la détermination du régime de la déformation (déformation coaxiale ou non coaxiale) dans les Grès armoricains peut être abordé et discuté à travers trois types d'observations :

- les structures microscopiques,
- les orientations préférentielles de réseau du quartz,
- la comparaison avec les autres données régionales.

Nous nous limiterons tout d'abord régionalement à la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire. C'est en effet la seule zone où les observations spécifiques à ce travail permettent de discuter le problème du régime de la déformation. Il faut insister ici sur le fait que les structures, les microstructures, et les caractères des fabriques de réseau qui sont discutés et interprétés ci-après n'ont été observés que dans cette région.

I.3.1. LES STRUCTURES MICROSCOPIQUES :

Dans le Grès armoricain, les structures microscopiques remarquables sont assez peu nombreuses. Ceci est essentiellement lié au caractère souvent presque monominéral, et donc relativement homogène de cette roche, et au peu de marqueurs présents. Cependant, des informations précieuses peuvent être tirées de l'analyse de deux

types d'objets (cf. 2ème partie, A, § II.2.) : les microzones de cisaillement et les zones abritées autour des cristaux de magnétites.

◦ Les microzones de cisaillement :

Différents aspects importants concernant ces structures sont à considérer. Il est en particulier nécessaire d'analyser leurs rapports avec les autres structures du point de vue géométrique, chronologique, et génétique, pour ensuite aborder le problème de leur signification.

Leurs relations géométriques avec la schistosité :

Les microzones de cisaillement (cf. 2ème partie, A, § I.2.1., fig. 33) sont, en première approximation, sub-verticales et leur angle moyen avec la schistosité varie peu, compris entre 25° et 35°. *Presque toujours, une seule et même famille, systématiquement dextre, est exprimée.*

Les sites étudiés dans lesquels ces cisaillements sont matérialisés sont peu nombreux et seule une analyse ponctuelle de leurs relations avec la schistosité est possible. Cependant, cette dernière n'a pas la même direction suivant l'échantillon considéré et varie de N90 à N110 (cf. fig. 33 ; voir également fig. 56 ci-après). Or, on constate qu'à ces variations de direction de schistosité, correspondent des variations dans le même sens des directions moyennes des plans de cisaillement. Ceci rend compte du caractère quasi constant de l'angle entre les directions de ces deux surfaces et montre qu' *une relation particulière doit exister entre schistosité et cisaillements.*

Leur âge relatif :

Les observations montrent que la matérialisation de ces structures apparaît liée à un certain stade d'évolution du quartzite, leur expression étant fonction du degré de recristallisation du quartz

(Elles sont absentes quand la recristallisation dynamique est très intense) et de la présence de porphyroclastes qui jouent le rôle d'hétérogénéités (cf. 2ème partie, A, § I.2.1.). Vu sous cet angle, *le développement des microzones de cisaillement paraît génétiquement lié à l'évolution des microstructures*. De plus, nous avons vu (cf. photo 19) que la recristallisation dynamique apparaît intense et relativement "précoce" dans ces zones, qui sont, par ailleurs, souvent soulignées par des phyllites recristallisées (cf. photo 20).

Ainsi, les microzones de cisaillement se développent dans un contexte apparemment identique à celui correspondant à la déformation majeure synschisteuse et s'intègrent dans l'évolution du Grès au cours de cette déformation. Elles déforment cependant la linéation définie par l'allongement des grains (cf. photos 19 et 20), et se sont donc formées alors que celle-ci était déjà matérialisée. Mais aucun cisaillement de ce type postérieur à la recristallisation n'a été observé, ce qui va également à l'encontre d'une interprétation consistant à considérer ces structures comme issues d'une phase de déformation postérieure à la phase majeure synschisteuse.

Leur signification :

L'orientation des plans de cisaillement, ainsi que leurs relations avec la schistosité et la linéation d'allongement (cf. fig. 33) sont telles que le cisaillement se fait autour d'un axe grossièrement subvertical (proche de Y) et dans une direction subhorizontale.

Des surfaces de cisaillement identiques ont été décrites dans différents contextes de déformation cisailante : le grand chevauchement central himalayen (PECHER, 1978), le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (LAGARDE, 1978), le cisaillement sud-armoricain (BERTHE & Al, 1979 a, b). A partir de ces exemples, et conformément aux observations rapportées plus haut, les facteurs dominants qui contrôlent le développement de ces structures paraissent être de deux types :

- L'existence d'une anisotropie plano-linéaire dans la roche

(cf. BERTHE & Al, 1979 a, b ; IGLESIAS, com.pers.).

- La présence d'hétérogénéités (LAGARDE, 1978).

Du point de vue géométrique, LAGARDE (1978) et BERTHE & Al (1979a) observent que les microzones de cisaillement sont obliques (le plus souvent d'environ 30°) sur la surface d'anisotropie de la roche qui correspond au plan de cisaillement majeur (fig. 53). Ces deux types de cisaillements sont de même sens et intersectent parallèlement à l'axe Y de l'ellipsoïde de déformation.

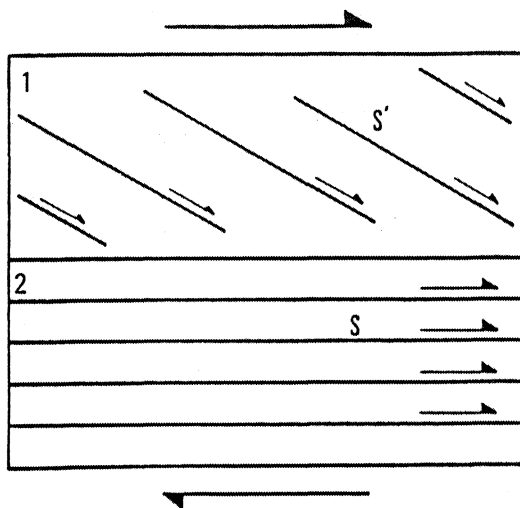


Fig. 53 : Interprétation des microzones de cisaillement en section XZ d'après LAGARDE (1978). Selon cet exemple, le plan XY de déformation (s) est parallèle au plan de cisaillement majeur. Les microzones de cisaillement (S') se développent lorsque des hétérogénéités sont présentes (zone 1) et sont absentes lorsque la roche est plus homogène (zone 2).

Du point de vue chronologique, le développement relativement "tardif" des microzones de cisaillement se marque par leurs relations angulaires globalement constantes avec la schistosité et par le fait qu'elles déforment la linéation d'allongement, et est probablement contrôlé par l'anisotropie linéo-planaire de la roche.

Nous retiendrons essentiellement, à ce stade de la discussion, les points suivants :

- La présence de microzones de cisaillements apparaît essentiellement fonction de l'évolution des microstructures et de la présence d'une anisotropie linéoplanaire. Elles se développent dans des stades particuliers et ne sont plus exprimées dans les roches très recristallisées, c'est-à-dire les roches apparemment les plus

homogènes, et dans lesquelles l'anisotropie linéaire de forme des grains de quartz est très atténuée.

- On montre l'existence d'une *composante de cisaillement dextre autour d'un axe subvertical et dans une direction subhorizontale, qui est contemporaine de la déformation majeure synschisteuse*. La déformation associée est très hétérogène, plus intense dans les microzones de cisaillement (déplacements, recristallisation) qu'entre celles-ci.

o La géométrie des zones abritées :

C'est, à côté des microzones de cisaillement, le seul indice microscopique de l'existence d'une composante de cisaillement. Nous avons vu (cf. photos 21 et 22) que la géométrie des zones abritées (CHOUKROUNE, 1971) relève toujours une rotation dextre des magnétites, autour d'un axe proche de Y, et synchrone de la cristallisation du quartz dans ces zones. Parallèlement, elles soulignent la direction d'étirement X. On a également noté (cf. photo 21) que certaines microzones de cisaillement apparaissent comme "recoupées" par les magnétites.

Ceci est compatible avec le caractère synschisteux de la composante de cisaillement, et renforce l'idée, qu'au moins dans certains des quartzites étudiés, le développement des structures puisse être lié à une déformation non coaxiale par cisaillement dextre autour d'un axe approximativement subvertical et dans une direction subhorizontale.

I.3.2. L'INTERPRETATION DES FABRIQUES DE RESEAU :

Nous avons rappelé au début de ce mémoire (cf. 1ère partie, § I.2.2.) qu'il est généralement admis que les dissymétries des fabriques de réseau peuvent, lorsque les grains sont déformés par glissements intracristallins, être le reflet du caractère non-coaxial de la déformation associée. Nous analyserons donc tout d'abord les don-

-nées fournies par les différentes figures de pôles, du point de vue de leur symétrie, et plus particulièrement de leur symétrie par rapport au plan YZ de déformation.

◦ L'analyse des figures de pôles :

Les figures de pôles relatives aux échantillons de la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire révèlent (cf. fig. 39, 40 et 49), deux caractères remarquables qui n'ont jusqu'à présent pas été pris en considération :

- une obliquité quasi-systématique de l'ensemble de la fabrique sur les axes principaux de déformation. Elle apparaît nettement pour la grande majorité des échantillons, en particulier à travers la position du principal maximum d'axes $\langle m \rangle$ ou de l'axe du cône d'axes $\langle a \rangle$, qui sont proches de X, mais légèrement décalés d'environ 10° . Cette obliquité est presque toujours dans le même sens (sauf dans le cas du site 18, fig. 39 f et g), et peut être imagée par une rotation senestre de l'ensemble de la fabrique par rapport au repère structural, l'axe de rotation étant proche de Y.

- Une inégalité dans le peuplement ou la définition des deux couronnes d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ caractéristiques des quartzites de type 4. Dans ces roches, seules les orientations préférentielles qui sont très peu intenses (site 22 ; fig. 40 c et d) ne révèlent pas cette dissymétrie.

L'inégalité du peuplement des deux couronnes d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ peut être reliée à un peuplement inégal des deux principaux maxima d'axes $\langle a \rangle$ qui correspondent aux pôles de ces deux couronnes (fig. 40 g et h). Les diagrammes de fréquence (fig. 44 f) de l'angle entre l'allongement et la projection de l'axe C des grains en section XZ révèlent également cette dissymétrie, à travers l'inégalité dans la définition des deux maxima situés de part et d'autre de X. De la même façon, dans les quartzites de type 3, les couronnes croisées d'axes C relatifs aux grains les plus déformés peuvent être inégalement définies (fig. 44e). Ceci correspond, comme dans les quartzites de type 4, à une

dissymétrie des orientations préférentielles d'axes $\langle a \rangle$ (fig. 39 i, o, r) pour lesquelles, à la limite, un seul maximum oblique sur X peut être véritablement exprimé (fig. 39o).

Dans tous les échantillons où cette dissymétrie est exprimée (10 sur 13), c'est toujours, sauf dans un cas (site 29 ; fig. 39 r), la même couronne d'axes C et (ou) le même maximum d'axes $\langle a \rangle$ qui sont les plus peuplés ou les mieux définis (voir fig. 39 f à r et fig. 40).

Ainsi, dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire, les orientations préférentielles de grains les plus déformés des quartzites de type 3 et de l'ensemble des grains des quartzites de type 4 montrent d'une manière générale les mêmes dissymétries (fig. 54).

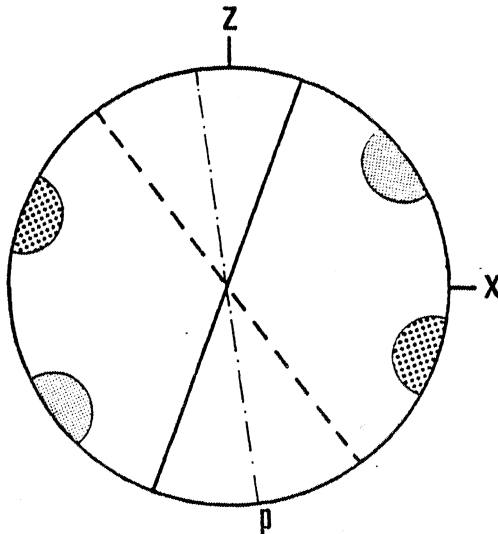


Fig. 54 : Interprétation très schématique des dissymétries de fabriques de réseau. Deux caractères apparaissent remarquables : a) une obliquité d'ensemble de la fabrique sur le référentiel structural (plan P oblique sur YZ) ; b) une inégalité du peuplement ou de la définition des deux couronnes d'axes C et (ou) des maxima d'axes $\langle a \rangle$ correspondants (comparer avec les fig. 39 f à r et 40).

° Interprétation :

Lors de déformations par simulation mathématique en deux dimensions, ETCHECOPAR (1974, 1977) montre que les lignes de glissement tendent à s'orienter préférentiellement selon deux maxima plus ou moins symétriques de part et d'autre de la direction principale d'extension (fig. 55). Au cours d'un cisaillement simple progressif, un de ces maxima reste toujours très proche de la direction de cisaillement, alors que l'autre maximum, et bien sûr X, se rapprochent de cette direction (fig. 55). ETCHECOPAR (1974, 1977) suggère

que, dans ce cas, le maximum proche de la direction de cisaillement puisse être dominant sur l'autre, voire même le seul exprimé pour une déformation intense.

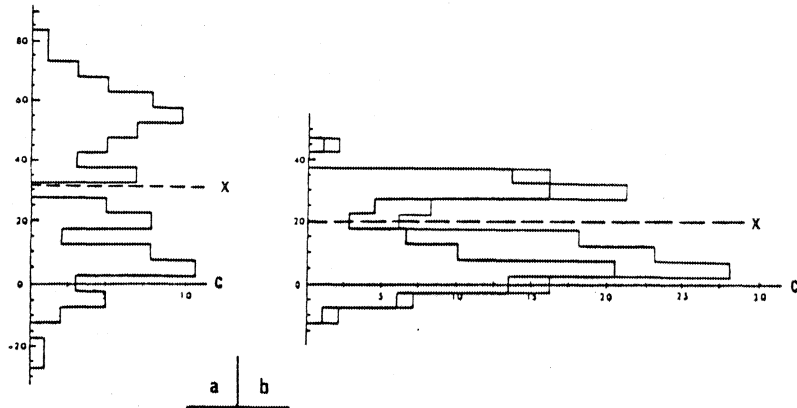


Fig. 55 : Orientations préférentielles des lignes de glissement au cours de la déformation d'un agrégat plan polycristallin par simulation mathématique selon le modèle d'ETCHECOPAR (1974). Par hypothèse, une seule ligne de glissement est active par grain et est contenue dans le plan XZ. L'exemple présenté ici correspond à un cisaillement simple dextre. Un des maxima de concentration des lignes de glissements est proche de la direction de cisaillement (c). X : extension principale. a : $\gamma = 1,07$; b : $\gamma = 2,61$. D'après ETCHECOPAR (1974).

Ces simulations, bien que très géométriques, s'avèrent positives : elles tendent en particulier à montrer que la direction de cisaillement est susceptible de correspondre à la position la plus stable des lignes de glissements, en liaison avec le fait que c'est la seule direction invariante au cours du cisaillement progressif.

Les considérations d'ETCHECOPAR (op. cit.), qui s'appuient en partie sur les observations de NICOLAS et al (1971, 1972, 1973) concernant des péridotites, ont été généralisées par BOUCHEZ (1977b) dans le cas de la déformation du quartz. Ce dernier considère que le pôle d'une couronne unique d'axes C oblique sur le plan YZ (cf. 1ère

partie, § I.2.2. ; fig. 3), ou le pôle de la couronne la plus peuplée dans des couronnes croisées, est, dans le cas d'une déformation intracristalline par glissements de directions basales, proche de la direction de cisaillement. Le sens d'inclinaison de cette couronne par rapport au plan YZ correspond alors au sens de cisaillements (dextre sur la fig. 54).

Ce type d'interprétation s'accorde apparemment mal avec les résultats des simulations mathématiques effectuées par LISTER (1974, 1977 ; voir également HOBBS et Al, 1976) sur la base du modèle de TAYLOR - BISHOP - HILL (TAYLOR, 1938 ; BISHOP & HILL, 1951). Par ailleurs, très peu d'informations tangibles sont fournies par les déformations expérimentales, du fait des difficultés posées par la réalisation de déformations cisailantes (RUTTER & RUSBRIDGE, 1977 ; TULLIS, 1977). De plus, on sait que certaines fabriques d'axes C liées à des cisaillements peuvent, en particulier dans le cas de déformations très intenses, présenter une symétrie apparemment orthorhombique (HARA & Al, 1973 ; CARRERAS & Al, 1977 ; JEGOUZO & GAPAIS, 1977) ou être telles que les dissymétries soient inverses par rapport au sens de cisaillement évident sur le terrain (CARRERAS & Al, 1977 ; BERTHE et Al, 1979a, b). Malgré ces quelques restrictions, les dissymétries des orientations préférentielles d'axes C sont fréquemment interprétées comme critère de cisaillement, leur sens par rapport au référentiel XYZ étant statistiquement conforme au sens de cisaillement (BOUCHEZ & BLAISE, 1976 ; LAURENT & ETCHECOPAR, 1976 ; BOULLIER & QUENARDEL, 1978 ; LAGARDE, 1978). Ce type d'interprétation est très fortement appuyé par la plupart des études qui rendent compte des orientations préférentielles de réseau du quartz dans des contextes cisailants de sens connu (LUNARDI & BAKER, 1975 ; BOUCHEZ & PECHER, 1976 ; RIECKELS & BAKER, 1977 ; JEGOUZO & GAPAIS, 1977 ; BOSSIERE & VAUCHEZ, 1978 ; BURG & LAURENT, 1978 ; BERTHE & Al, 1979a, b).

Dans les quartzites analysés ici, les orientations préférentielles d'axes $\langle a \rangle$ (fig. 54), considérés comme des lignes de glissements dominants, appuient indirectement cette interprétation. La

dissymétrie observée à travers l'inégalité des deux principaux maxima d'axes $\langle a \rangle$, pôles des deux couronnes d'axes C elles mêmes inégalement peuplées (fig. 54), va dans le sens des considérations de BOUCHEZ (1977b). Elle peut, à mon sens, être considérée comme reflétant *le caractère non coaxial de la déformation progressive* liée au développement des fabriques de réseau. Statistiquement, on met en évidence *une composante de cisaillement dextre autour de l'axe Y et dans une direction subhorizontale*. Ceci rejoint l'interprétation proposée par BOUCHEZ (1978) concernant les orientations préférentielles de ces axes dans des quartzites déformés.

o Comparaison avec les résultats de l'analyse microtectonique :

L'interprétation des orientations préférentielles de réseau est donc en accord avec les conclusions déduites de l'analyse des structures microscopiques (microzones de cisaillement et géométrie des zones abritées) (cf. ce chapitre, § I.3.1.). Contrairement à ces dernières, les dissymétries de fabrique de réseau mettent en évidence le caractère cisailant de la déformation majeure quelle que soit l'intensité de la recristallisation (cf. fig. 46 & 34). Elles permettent donc d'étendre l'influence de la composante de cisaillement à l'ensemble du Grès armoricain de la terminaison occidentale de St Georges-sur-Loire.

Sur la figure 56, sont reprises les données concernant les relations entre schistosité, microzones de cisaillement, et orientations préférentielles de réseau.

Le bon groupement des principaux maxima d'axes $\langle a \rangle$ (ou des pôles des principales couronnes d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$) reflète le caractère assez constant de l'orientation de la fabrique par rapport aux coordonnées géographiques (cf. fig. 46). Le seul point à un fort angle de la direction moyenne de ces maxima (fig. 56) correspond au seul échantillon pour lequel la dissymétrie des figures de pôles est inverse du cas général (site 29 ; cf. fig. 39 r). Mis à part ce cas, on cons-

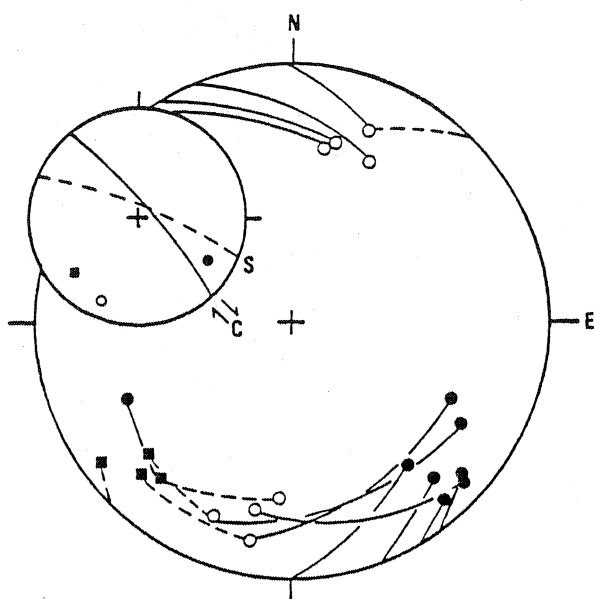


Fig. 56 : Relations entre la schistosité (s), les micro-zones de cisaillement (c), et le principal maximum d'axes $\langle a \rangle$ (ou le pôle de la principale couronne d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ pour les échantillons dans lesquels les orientations préférentielles sont dissymétriques (sites 21, 23, 24, 25, 26, 28, 29). Projection stéréographique (plan horizontal ; hémisphère inférieur). (o) pôles à S ; (■) pôles à C ; (●) direction des principaux maxima d'axes $\langle a \rangle$. Les flèches relient les points correspondant à un même échantillon. Le petit stéréogramme correspond à un échantillon représentatif (site 28).

-tate que, lorsque des microzones de cisaillement sont exprimées, le principal maximum d'axes $\langle a \rangle$ est compris dans l'angle aigu formé par ces microzones et la schistosité (fig. 56).

Remarque :

On peut ici soulever le problème de l'obliquité senestre de l'ensemble de la fabrique de réseau par rapport au référentiel structural (fig. 54). Elle peut se décrire par le fait que le principal maximum d'axes $\langle a \rangle$ se trouve en moyenne à moins de 30° de X et fait un angle globalement constant d'environ 60° avec le deuxième maximum d'axes $\langle a \rangle$ de l'autre côté de X (fig. 54). Parallèlement, la couronne d'axes C la plus peuplée est relativement plus proche du plan YZ que ne l'est l'autre couronne. Si la position du principal maximum d'axes $\langle a \rangle$ (fig. 56) est statistiquement stable, compte tenu de l'interprétation de ces axes en termes de lignes de glissements dominants, elle rend compte de l'obliquité d'ensemble de la fabrique, en liaison avec les contraintes imposées par la cristallographie du quartz. Cependant, la signification de cette obliquité, que l'on connaît par ailleurs en liaison avec la présence de microzones de cisaillement (BERTHE & Al, 1979b), n'est pas très clairement établie.

I.3.3. COMPARAISON AVEC LES AUTRES DONNEES :

On compare ici les résultats énoncés plus haut aux observations que l'on peut faire sur les autres formations sédimentaires et sur les granites affleurants dans la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire.

◦ Les séries sédimentaires briovériennes et paléozoïques :

Jusqu'à présent, aucun critère de cisaillement synschisteux n'a pu être observé dans les formations pélitiques sus- et sous-jacentes au Grès armoricain (PIVETTE, 1978). Dans ces formations, mis à part la crénulation (cf. ce chapitre, § I.2.4.), la seule structure remarquable est la schistosité de flux subverticale, de direction subparallèle à celle observée dans le Grès armoricain, et plan axial des plis régionaux. Ceci me paraît important à souligner ici, et pose, entre autre, le problème de la reconnaissance du régime de déformation dans les séries pélitiques affectées par une schistosité de flux (cf. GAPAIS & Al, 1979).

◦ Les leucogranites :

Les leucogranites qui "entourent" la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire (cf. fig. 26) apportent des informations précieuses. Ce type de leucogranites est répandu dans les zones centre et sud-armoricaines (cf. fig. 25) et correspond à un épisode plutonique d'âge hercynien (âge moyen : 320 M.A.)⁽¹⁾.

(1) Le granite de Questembert - Allaire (cf. fig. 26), qui nous intéresse particulièrement ici, a fourni un âge radiométrique de 327 ± 10 M.A. (VIDAL, 1973 ; âge recalculé avec la constante $\lambda^{87}\text{rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{an}^{-1}$).

Dans la partie méridionale du massif armoricain, ces leucogranites "jalonnent" les branches Nord et Sud du "cisaillement sud-armoricain" ou "zone broyée sud-armoricaine" (COGNE¹, 1957) (Z.B.S.A., fig. 25 ; voir fig. 59).

Les granites qui nous intéressent particulièrement ici présentent une structure orientée (CHAROY, 1970 ; JEGOUZO, 1973). L'analyse microtectonique montre que le granite de Questembert - Allaire et la mince bande de leucogranite affleurant à l'ouest, dans le prolongement de la terminaison périsynclinale de St Georges-sur-Loire (fig. 57), ont subi une déformation par cisaillement : on peut en effet y observer une *mylonitisation intense du matériau granitique* selon un processus identique à celui décrit dans d'autres granites jalonnant le "cisaillement sud armoricain" (JEGOUZO, 1976 ; BERTHE, 1979 ; BERTHE & Al, 1979a ; JEGOUZO, 1979). Cette mylonitisation est liée à l'acquisition et à l'évolution de deux familles de plan, l'une correspondant à des plans de cisaillement, et l'autre à la schistosité associée, conformément à un modèle de cisaillement simple (BERTHE & Al, 1979a). Ces critères de déformation non-coaxiale par cisaillement sont également observés (JEGOUZO & PIVETTE, com. pers.) dans la bande de leucogranites qui longe le Flanc sud de la terminaison périsynclinale de St Georges-sur-Loire (fig. 57).

La déformation affecte l'ensemble des masses granitiques affleurantes considérées ici (celles visibles sur la fig. 57). Elle correspond toujours à un *cisaillement dextre autour d'un axe subvertical et dans une direction subhorizontale*. A l'échelle de l'affleurement, les cisaillements responsables de la déformation des leucogranites se font selon des plans, et dans une direction, respectivement sub-parallèles à la schistosité et à la linéation d'étirement dans les formations sédimentaires avoisinantes. Le caractère très étiré des granites dans cette même direction (fig. 57, 25 et 16) apparaît, en ce sens, très remarquable.

Les observations faites par BERTHE & Al (1979a) tendent à montrer que la direction majeure de cisaillement à l'échelle de l'af-

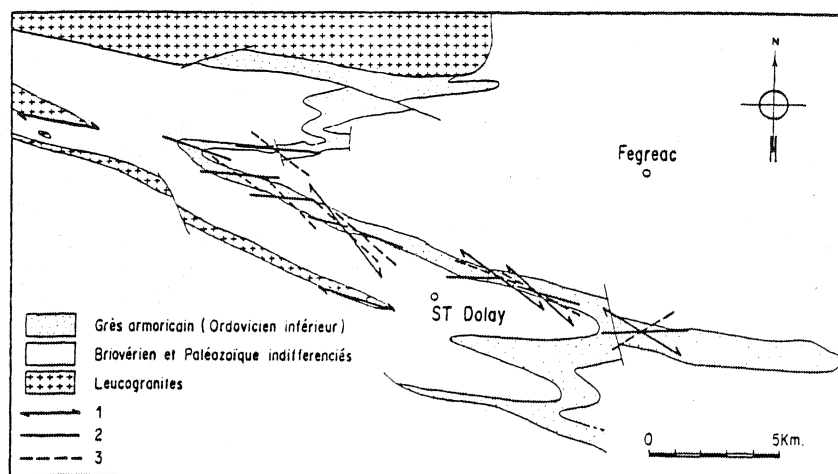


Fig. 57 : Aspect cartographique des relations géométriques entre les directions des divers éléments caractéristiques de la déformation dans la terminaison occidentale du synclorium de St Georges-sur-Loire. 1 : microzones de cisaillement matérialisées ; 2 : schistosité ; 3 : principaux maxima d'axes $\langle a \rangle$ (ou pôles des principales couronnes d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$). La direction d'étirement est subparallèle à la trace de la schistosité en chaque point. La direction d'allongement des leucogranites (voir également fig. 25 et 26) est sub-parallèle à la direction de cisaillement visible à l'échelle de l'affleurement, ainsi qu'à la direction d'étirement et à la trace de la schistosité subverticale, plan axial des plis dans les formations sédimentaires avoisinantes.

-fleurement est, dans un matériel initialement isotrope, susceptible de correspondre à la direction de cisaillement à plus grande échelle. Ainsi, le long du "cisaillement sud armoricain" au sens strict, la direction de cisaillement dans les granites, déduite de l'analyse microtectonique, est parallèle à la trace cartographique de la zone de cisaillement. Il est à noter que si une telle relation existe ici, on pourrait alors trouver une explication à l'absence de critère de cisaillement évidents dans les formations schisteuses ; la composante de cisaillement pourrait en effet être contenue dans le plan de schistosité et sub parallèle à la direction principale d'étirement.

(cf. fig. 57). Ceci serait également compatible avec les caractères des microzones de cisaillement observées dans le Grès armoricain (cf. ce chapitre, § I.3.1. ; fig. 53). Cependant, il est difficile de s'avancer actuellement dans ce type de considérations.

Chapitre II

SIGNIFICATION ET IMPLICATIONS REGIONALES

II.1. LE GRADIENT REGIONAL DE DEFORMATION ET DE METAMORPHISME.

Nous avons vu que la déformation du Grès armoricain reflète de manière précise le gradient Nord-Sud de déformation et de métamorphisme déjà mis en évidence par d'autres types d'étude (LE CORRE & LE THEOFF, 1976). Nos observations permettent d'étendre ce caractère vers le Sud et montrent que c'est un phénomène général jusqu'aux abords de la zone broyée sud-armoricaine. On confirme (LE CORRE & LE THEOFF, 1976 ; LE THEOFF, 1977) que la déformation, tout en augmentant vers le Sud, est globalement faible dans toute la partie septentrionale de la région. Par contre, une nette intensification de la déformation se produit à partir du flanc sud de l'anticlinal de Lanvaux, et en particulier dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire (terminaison occidentale). A ce titre, l'anticlinal de Lanvaux, qui se caractérise par la présence de matériel orthogneissique antéhercynien déformé et étiré dans la direction régionale d'extension, apparaît comme une sorte de seuil "séparant" un domaine méridional intensément déformé d'un domaine septentrional caractérisé par une déformation d'intensité modérée. Cependant, cette transition n'est probablement pas aussi brutale que peuvent le suggérer nos observations (très peu de mesures ont été faites dans la zone de l'anti-

clinal de Lanvaux, en liaison avec l'absence quasi totale de Grès armoricain).

Le gradient de déformation Nord-Sud est interprété (LE THEOFF, 1977 ; LE CORRE, 1978) comme lié à un raccourcissement de direction sub-horizontale et sub-méridienne, se manifestant à l'échelle régionale par le plissement des séries sédimentaires.

Peu d'informations quantitatives sont apportées en ce qui concerne le type d'ellipsoïde de déformation. Cependant, les orientations préférentielles du quartz et aussi l'analyse de la fabrique des micas dans les formations pélitiques (cf. 2ème partie, B, § I.2.1 et I.2.3.) tendent à montrer que, dans la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire, le type d'ellipsoïde lié au développement de la schistosité ne doit pas fondamentalement varier sur le plan régional. Il est triaxial, sans doute en moyenne assez proche de la déformation plane, l'aplâtement étant peut-être localement plus important dans les schistes que dans les grès (à proximité des contacts schistes-grès). Il est toutefois possible qu'un raccourcissement plus ou moins tardif parallèlement à Y (subvertical) puisse être lié au développement de la crénulation régionale d'axe subhorizontal et parallèle aux axes de plis (cf. 2ème partie, B, § I.2.3.), et conduise localement à une véritable constriction finie dans les schistes. Ceci est en accord avec certaines des variations du type d'ellipsoïde de déformation finie connues plus au Nord (LE THEOFF, 1977), où on constate localement une relation directe entre la présence d'une forte crénulation et une déformation finie de type constriction (LE CORRE & LE THEOFF, 1976).

II.2. LE ROLE DES LEUCOGRANITES.

L'évolution des microstructures et des fabriques de réseau dans le Grès armoricain est liée au gradient de métamorphisme (cf. 2ème partie, B, § I.1.3.) qui varie parallèlement au gradient régional de déformation. A ce gradient régional Nord-Sud se superposent des variations locales, clairement mises en évidence ici, qui, comme nous

l'avons signalé (cf. 2ème partie, B, § I.1.3.), sont considérées comme liées à l'influence des massifs leucogranitiques.

C'est ainsi que, dans le Nord de la région, la zone caractérisée par des quartzites de type 2 (région de Bain-de-Bretagne ; cf. fig. 34) peut être corrélée avec l'anomalie positive de schistosité et de métamorphisme (cf. fig. 28 et 29) oblique sur les structures. Cette anomalie est liée à la présence d'un granite syntectonique sous-jacent (LE CORRE, 1975, 1978), d'ailleurs mis en évidence par l'analyse gravimétrique (VIGNERESSE, 1978).

Le gradient local apparemment Est-Ouest observé dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire est également considéré comme lié à l'influence des granites situés plus à l'ouest (fig. 34 et 46). Ceci est cohérent avec les données dont on dispose concernant le métamorphisme (cf. fig. 28) dont les variations se moulent cartographiquement sur l'enveloppe des granites. Toutes les observations montrent que ce gradient de métamorphisme, et parallèlement la montée des granites, sont strictement syntectoniques. Le caractère déformé de ces granites va d'ailleurs dans ce sens. Ceci permet d'étendre (voir également PIVETTE, 1978) à la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire certaines des conclusions de LE CORRE (1978) relatives au secteur situé plus au Nord : la montée syntectonique des granites hercyniens est, dans cette portion de chaîne, un des paramètres contrôlant la déformation.

II.3. L'IMPORTANCE DE LA COMPOSANTE DE CISAILLEMENT.

L'analyse de la déformation du Grès armoricain a permis de mettre en évidence une composante de cisaillement dextre de direction subhorizontale dans la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire. C'est donc tout d'abord au niveau de cette zone que nous aborderons le problème de son importance et de sa signification au cours de la déformation, pour ensuite voir les implications possibles au niveau de l'ensemble de la région.

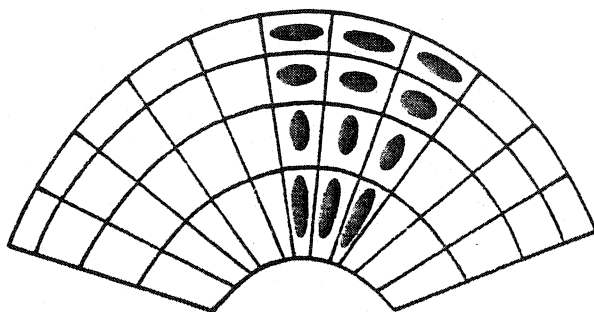
II.3.1. A L'ECHELLE DU SYNCLINORIUM DE St GEORGES-SUR-LOIRE.

Le point fondamental à souligner ici est que l'on montre l'existence d'une composante de cisaillement *au cours* de la déformation majeure synschisteuse liée au plissement. Elle est active au cours du développement des orientations préférentielles de réseau et de la recristallisation dynamique qui est liée au flux thermique induit par la montée des leucogranites syntectoniques. Ces granites sont eux-mêmes affectés par cette déformation cisailante, et leur allongement dans la direction d'extension est, au moins en partie, lié au cisaillement.

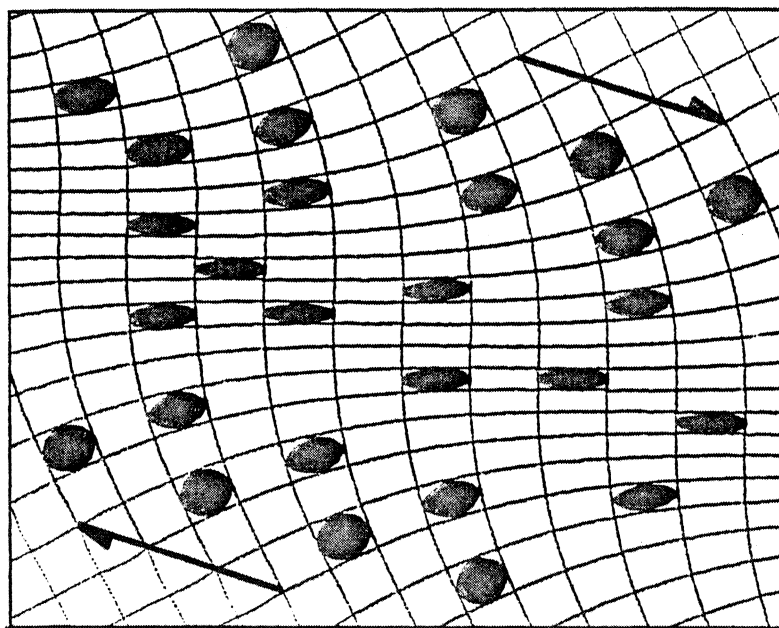
Dans cette région, certaines observations ou constatations méritent d'être réexaminées à la lumière de ces résultats.

o Le gradient local dans le Grès armoricain :

Si le gradient local, apparemment Est-Ouest, mis en évidence (cf. fig. 34 et 46) dans la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire correspond à un gradient de quantité de déformation, il est compatible avec l'existence d'une composante de cisaillement. On peut alors en effet le caractériser par une variation de la quantité d'étirement, cet étirement étant parallèle aux structures. Un gradient de ce type implique un gradient de rotation rigide selon X (COBBOLD, 1977). L'analyse du problème de la combinaison des rotations rigides et des déformations (compatibilités) montre que si la courbure des trajectoires de la direction d'étirement X est faible, les incréments de déformation doivent très vraisemblablement être non-coaxiaux (COBBOLD, com. pers.). Deux cas "limites" peuvent être utilisés pour illustrer ceci : soit un plissement (fig. 58a), soit un cisaillement (fig. 58b). Il est clair que le premier cas implique une courbure importante des trajectoires de schistosité à l'échelle de la zone considérée, ce qui n'est pas le cas ici (cf. fig. 57 ; cf. PIVETTE, 1978).



a



b

D'après COBBOLD (Com. Pers.)

Fig. 58 : Exemples illustrant les relations entre les gradients de déformations et de rotations. a : déformation coaxiale ; b : déformation non-coaxiale (cisaillement simple). Voir texte pour plus de détails.

◦ La géométrie de la déformation :

Malgré le caractère intense de la déformation dans le synclinoorium de St Georges-sur-Loire par rapport au reste de la région, l'amplitude des plis de grande échelle reste relativement faible, apparemment pas plus importante que plus au Nord. On constate en effet (PIVETTE, 1978) que les plus forts pendages de la stratification, relevés dans les flancs, sont de l'ordre de 60° , les pendages les plus fréquents fluctuant autour de 45° . Ceci, combiné au fait que la direction d'étirement est parallèle aux axes de plis, mérite d'être pris en considération.

L'amplitude modérée des plis peut être liée au contraste de viscosité existant entre le Grès armoricain et son encaissant schisteux. Nos observations à l'échelle de l'ensemble de la région étudiée permettent de supposer que ce contraste diminue vers le Sud. Un faible contraste de viscosité entre grès et schistes favoriserait de fortes déformations avec épaissement des couches plutôt que forte amplification des plis. Mais ce contraste de viscosité reste tout de même très probablement important : il se marque, entre autre, par une adaptation locale de la schistosité dans les formations péli-tiques au contact du Grès armoricain (PIVETTE, 1978), et également par une réfraction de la schistosité dans ces grès.

Ce phénomène doit plutôt être lié au type et à l'orientation de l'ellipsoïde de déformation. On sait (WATKINSON, 1975) que

lorsque l'on déforme un multicouche en déformation plane, telle que l'extension globale normale aux couches soit nulle, on peut initier des plis dont l'amplitude reste toujours faible, même pour des taux de raccourcissement importants.

Dans ce cas, la direction principale d'étirement est bien sûr parallèle aux axes des plis. Le modèle de déformation globale plane de WATKINSON (1975) s'applique bien au cas présenté ici, l'ensemble de nos observations tendant à montrer que, si elle a existé, l'extension verticale (parallèlement à Y) a été faible. Du point de vue de la déformation finie, ce modèle s'accorde bien avec une déformation à forte composante de cisaillement autour d'un axe subvertical et dans une direction subhorizontale. Dans le contexte considéré, une déformation proche d'un cisaillement simple rend en effet mieux compte de l'absence d'extension verticale qu'une déformation coaxiale liée, par exemple, à une compression subméridienne.

° Conclusion :

Ces quelques considérations permettent de mieux cerner le problème de l'importance de la composante de cisaillement. Ainsi, il apparaît qu'aucun fait majeur ne va à l'encontre de l'interprétation tendant à considérer le *cisaillement* comme un caractère principal de la déformation majeure dans la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire.

II.3.2. A L'ECHELLE REGIONALE :

Dans le cadre de ce travail, il apparaît important d'aborder le problème du rôle d'une composante de cisaillement au cours de la tectogenèse hercynienne dans ce segment de chaîne, problème qui a dé-

-jà été soulevé dans de nombreux travaux et reste encore actuellement très ouvert (cf. MATTE & RIBEIRO, 1975 ; BOUCHEZ & BLAISE, 1976 ; CLAFFIC'H, 1976 ; SHACKELTON & RIES, 1976 ; LE THEOFF, 1977 ; LE CORRE, 1978 ; PIVETTE, 1978).

° Les évidences de cisaillement :

Dans cette partie du massif armoricain, les évidences de cisaillement existent. Il s'agit principalement du "cisaillement sud armoricain" ("zone broyée sud-armoricaine" ; COGNE, 1957) (fig. 59). La branche Nord de ce cisaillement (faille Malestroit - Angers) longe le flanc Nord de l'anticlinal de Lanvaux (fig. 59). La branche Sud ou "zone broyée sud-armoricaine" proprement dite (COGNE, 1977), passe à la limite méridionale du domaine étudié (fig. 26 et 59). Ces grands accidents sont des zones relativement étroites, de déformation intense, qui ont principalement joué en décrochements dextres (BERTHE et Al, 1979a ; JEGOUZO, 1979) dont les effets actuellement visibles sont classiquement considérés comme essentiellement tardi-hercyniens (cf. CLAFFIC'H, 1976 ; JEGOUZO, 1976 ; COGNE, 1977). Leur situation et celle des leucogranites hercyniens (320 M.A.) qui les jalonnent sont interprétées comme étant génétiquement liées (JEGOUZO, 1976 ; COGNE, 1977 ; BERTHE, 1979 ; JEGOUZO, 1979).

Par ailleurs, les travaux de BOUCHEZ & BLAISE (1976), effectués dans le prolongement oriental de l'axe anticlinal de Lanvaux (région d'Angers, fig. 25), apportent également des éléments de discussion et de comparaison. Dans cette zone, ces auteurs (voir également BOUCHEZ, 1977a, b) montrent, à travers l'analyse des orientations préférentielles du quartz, l'existence d'une composante de cisaillement dextre dont les caractères sont identiques à ceux observés ici dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire.

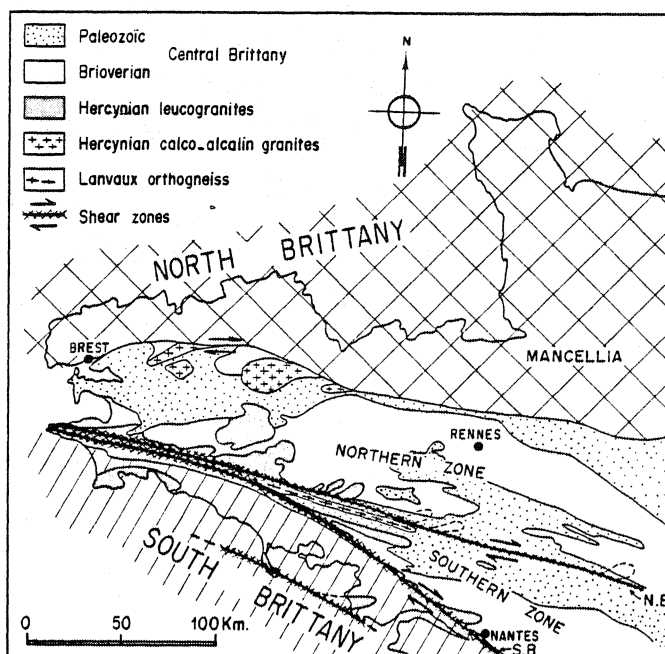


Fig. 59 : Carte schématique du domaine considéré.
N.B. et S.A. sont respectivement les branches Nord et Sud du cisaillement sud armoricain.

o Discussion :

Les travaux de LE THEOFF (1977) et la synthèse de LE CORRE (1978) concernant l'ensemble des synclinaux du Sud de Rennes (cf. fig. 26 ; Northern zone, fig. 59) tendent à montrer que dans cette zone, les effets visibles d'une composante de cisaillement sub-horizontale au cours de la déformation majeure synschisteuse sont mineurs, voire négligeables. En effet, à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement, aucun critère structural ou microstructural n'a pu être observé, qui mette en évidence une telle composante (LE THEOFF, 1977 ; LE CORRE, 1978). De ce fait, ces auteurs proposent d'attribuer l'essentiel du raccourcissement observé dans la région aux effets d'une compression globalement Nord-Sud. Plus précisément, LE CORRE (1978) propose d'attribuer certaines des caractéristiques de l'ellipsoïde de déformation finie dans la région (axe X subhorizontal et pa-

-rallèle aux axes de plis, tendance locale à la constriction) à "la combinaison de deux "moteurs" géodynamiques principaux : la compression Nord-Sud d'une part, et la montée diapirique des leucogranites d'autre part". Parallèlement, LE CORRE (op. cit.) considère l'intervention d'une "composante de cisaillement horizontal dextre, surtout active en fin d'évolution à la limite méridionale du secteur étudié⁽¹⁾" comme étant le troisième paramètre lié à la déformation. On note effectivement que les effets de l'influence *directe* de la branche nord du cisaillement sud armoricain (N.B., fig. 59) sur la déformation au niveau de l'axe anticlinal de Lanvaux, apparaissent relativement tardifs sur l'ensemble de l'évolution tectonique de cette zone à l'hercynien (BERTHE, 1979).

Le fait que nous ayons montré que, dans le synclinorium de St Georges-sur-Loire, la composante de cisaillement dextre est active pendant la déformation majeure à laquelle est associé le plissement des séries sédimentaires apporte un élément de discussion nouveau. Dans cette zone, l'ensemble des observations est interprétable en termes de déformation cisailante. Parallèlement, il est clairement apparu tout au long de cette étude (voir également PIVETTE, 1978) que la déformation dans la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire est comparable, dans ces principaux caractères, à celle observée dans les synclinaux du Sud de Rennes, mais dans un contexte de métamorphisme et de déformation plus intense. Ces deux zones peuvent être intégrées dans un même ensemble structural caractérisé par un gradient Nord-Sud. Ainsi, par exemple, les caractères géométriques des structures (axes de plis, linéations d'étirement, schistosité) y sont identiques ; par ailleurs, la montée diapirique des leucogranites syntectoniques y joue probablement le même rôle. La seule chose qui différencie ces deux zones est la présence de critères microstructuraux de cisaillement dans l'une, et son absence dans l'autre.

(1) Cette limite correspond à l'anticlinal de Lanvaux (cf. fig. 59).

On doit à ce sujet remarquer que, dans les séries sédimentaires de St Georges-sur-Loire, seul le Grès armoricain fournit des critères de cisaillement significatifs (cf. 2ème partie, A, § I.3.3.). Dans les synclinaux du Sud de Rennes où la déformation est beaucoup moins intense et où le Grès armoricain est peu déformé de façon pénétrative, même si une composante de cisaillement avait été active, on peut penser qu'elle ne se matérialiserait pas à l'échelle microstructurale (GAPAIS & Al, 1979).

Par ailleurs, il est important de souligner que, comme à l'échelle de la terminaison occidentale de St Georges-sur-Loire, certains caractères fondamentaux de la déformation à l'échelle de l'ensemble de ce segment de chaîne peuvent être considérés comme très favorables à l'existence d'une composante régionale de cisaillement : (1) le gradient régional de déformation subméridien, (2) l'extension principale subhorizontale et parallèle aux axes de plis (cf. ce chapitre, § II.3.1.).

Cependant, il est difficile de proposer un modèle de cisaillement simple à grande échelle, qui rende compte de l'ensemble des caractères du domaine étudié. En particulier, *un cisaillement simple ne peut pas*, comme le proposaient BOUCHEZ & BLAISE (1976) et NICOLAS et Al (1977), être, à lui seul, à l'origine des importantes granitisations syntectoniques que l'on observe, et pour lesquelles on doit plutôt faire appel à une anomalie thermique régionale.

Par ailleurs, les modèles géodynamiques proposés (COGNÉ, 1977 ; AUDREN, 1978 ; VIGNERESSE, 1978 ; QUINQUIS, 1979) impliquent des mouvements relatifs Nord-Sud d'éléments lithosphériques, mouvements annonçant ou induisant les déformations considérées ici. Dans un tel schéma, bien qu'aucune preuve irréfutable n'ait été mise en évidence au niveau du domaine étudié, il est difficile de ne pas faire intervenir, parallèlement au cisaillement, une compression subméridienne, en liaison par exemple avec une convergence oblique (AUDREN, 1978 ; VIGNERESSE, 1978). La discussion de ce problème précis reste ouverte, mais il convient de souligner ici *le rôle très probablement fondamental, à l'échelle régionale, d'une composante de cisaillement au cours de la tectogenèse*. On peut considérer (GAPAIS et

al, 1979) que l'on est ici dans une ceinture, située (fig. 59) entre un domaine septentrional rigide et relativement fixe (tel que la Mancellia) par rapport à un domaine méridional plus mobile, soumise à un *cisaillement général dextre* ⁽¹⁾. Dans un tel schéma, les effets du cisaillement sont, à l'échelle du segment étudié, croissants du Nord vers le Sud (seul le raccourcissement associé est évident au Nord). Les zones telles que le cisaillement sud armoricain peuvent alors être considérés comme des zones amollies, amollissement probablement associé à la montée des leucogranites. A l'intérieur du domaine soumis à un cisaillement général, de telles zones intensément déformées, que leur localisation soit ou non en partie liée à la présence d'anciennes zones de faiblesse crustale réactivées, ont une orientation susceptible d'être, au moins localement, contrôlée par les structures (schistosité, axes anticlinaux...) "précocement" développées au cours de la déformation progressive.

(1) Les observations de HIRBEC (1979) relatives aux déformations cisailantes dextres localisées à la limite Domnonée - Domaine centre armoricain (cf. fig. 25) dans la région de Belle-Isle-en-Terre vont dans le sens d'une généralisation de cette interprétation.

C) CONCLUSIONS

Nous venons d'aborder le problème de la déformation du Grès armoricain dans les synclinaux de la Vilaine à travers deux optiques complémentaires : a) l'approche de ses caractères géométriques (aplatissement, déformation plane...), de son intensité, et aussi de son régime (coaxial ou non coaxial) ; b) l'approche, à l'échelle du grain, des mécanismes par lesquels la roche se déforme. Les principaux résultats peuvent être résumés comme suit :

. Sur le plan thématique :

- Les différentes observations permettent de caractériser les étapes successives de la déformation, et donc de raisonner en termes de *déformation progressive d'une série quartzitique*. Dans l'exemple étudié, elle conduit, par déformation hétérogène des grains détritiques puis recristallisation croissantes, à l'obtention d'un quartzite à grain fin dans lequel les microstructures et les fabriques de réseau paraissent relativement stables.

A partir d'un stade initial antétectonique, les *orientations préférentielles de réseau du quartz changent et s'intensifient pour donner des configurations d'axes C en couronnes croisées*. L'analyse par goniométrie de texture des orientations préférentielles de différents axes cristallographiques permet de montrer que *cette évolution semble liée au comportement des axes <a> au cours de la déformation*.

Ceci est en accord avec les conclusions de BOUCHEZ (1978) et l'ensemble de nos observations permet de les préciser et de les compléter. Nous avons, entre autre, pu suivre très précisément le développement des couronnes croisées d'axes C, fabriques si courantes dans les tectonites à quartz.

Toutes les observations tendent à montrer que le *paramètre essentiel dans cette évolution est l'augmentation de la température* : celle-ci rend en particulier compte de l'apparition de la recristallisation dynamique, et des variations concomitantes des fabriques de réseau (tendance de plus en plus aisée au plissement prismatique ?)

Nous avons vu, qu'au cours de cette évolution, les mécanismes de diffusion en présence d'eau apparaissent de plus en plus actifs parallèlement aux mécanismes de glissement intracristallin, ceci probablement en liaison avec la rapide diminution de la taille du grain induite par la recristallisation dynamique. La progression observée peut (WHITE, 1976, 1977), au moins qualitativement, représenter des états de déformation croissante, en liaison avec des variations du comportement rhéologique correspondant à une déformabilité plus ou moins grande de l'agrégat.

- Les résultats obtenus peuvent être comparés aux données concernant la déformation finie. Nous avons confirmé, lorsque la fabrique de réseau est globalement attribuable à la déformation, qu'il est possible d'établir une relation qualitative entre type de distribution des axes cristallographiques et type d'ellipsoïde de déformation. Par ailleurs, bien que les orientations préférentielles de réseau ne reflètent qu'une partie, d'ailleurs inconnue, de la déformation totale subie par l'agrégat, *une relation qualitative existe globalement entre leurs intensités et celles de la déformation*, au moins lorsque la recristallisation n'est pas totale. Cependant, malgré l'aspect très bien réglé des relations géométriques entre les fabriques de réseau et les directions principales de déformation, il apparaît que *ce type d'étude ne permet pas d'établir de relations quantitatives simples entre fabrique et déformation*.

- Au sujet des dissymétries observées dans les figures de pôles, nos conclusions vont dans le sens de celles de BOUCHEZ (1977 a, b, 1978) : l'inclinaison de la couronne d'axes C la plus peuplée, par rapport au plan YZ de déformation, donne statistiquement le sens de cisaillement. Cette relation paraît interprétable à travers le comportement des axes <a>, c'est-à-dire des lignes de plissements dominants. On montre que l'interprétation des orientations préférentielles de ces axes peut mettre en évidence le caractère non-coaxial de la déformation, même lorsque celui-ci n'apparaît pas à travers les orientations préférentielles d'axes C.

. Sur le plan régional :

Les retombées géodynamiques régionales de cette étude concernent essentiellement trois points, relatifs à la détermination des caractères originaux du segment de chaîne considéré.

- La "zonéographie régionale" que l'on a établie, à l'aide de l'analyse de la déformation des roches quartzitiques, permet de *confirmer l'existence du gradient Nord-Sud de déformation et de métamorphisme* mis en évidence par LE CORRE & LE THEOFF (1976) grâce à d'autres méthodes. Nos observations permettent d'étendre leurs conclusions vers le Sud au domaine de la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire, et de montrer ainsi que, dans la région étudiée, *ce phénomène est continu jusqu'aux abords immédiats du "cisaillement sud armoricain"*. En ce sens, le secteur compris entre les deux branches du "cisaillement sud armoricain" (cf. fig. 59) appartient donc encore au domaine de Bretagne centrale.

- Tout au long de cette étude, nous avons montré le *rôle fondamental joué par les leucogranites hercyniens* dans les variations du métamorphisme et de la déformation. Ceci va dans le sens des conclusions de LE CORRE (1978) concernant les synclinaux du sud de Rennes et permet de les étendre aussi vers le Sud (voir également PIVETTE, 1978). On confirme donc ici *le caractère strictement syntectonique des leucogranites hercyniens*, et le rôle important qu'ils jouent au cours de la déformation.

On a ici une preuve de l'importance du *caractère ensialique* de ce segment de chaîne (LE CORRE, 1978).

- Enfin, les résultats concernant l'étude du régime de la déformation permettent de conclure à l'existence d'une *composante de cisaillement subhorizontal dextre au cours de la déformation majeure synschisteuse dans le sud de la région*. Dans la terminaison occidentale du synclinorium de St Georges-sur-Loire, toute la déformation paraît pouvoir s'interpréter en termes de cisaillements d'une part, et de montée diapirique des leucogranites d'autre part. Ceci permet de réenvisager la possibilité qu'une composante cisailante ait eu, à l'échelle régionale, un rôle fondamental au cours de la tectogenèse, et doive être considérée comme un caractère typique et original de ce segment de chaîne.

=====

TROISIEME PARTIE

**LES AMPHIBOLITES DE LA COUVERTURE
DES DOMES GNEISSIQUES DE KUOPIO**

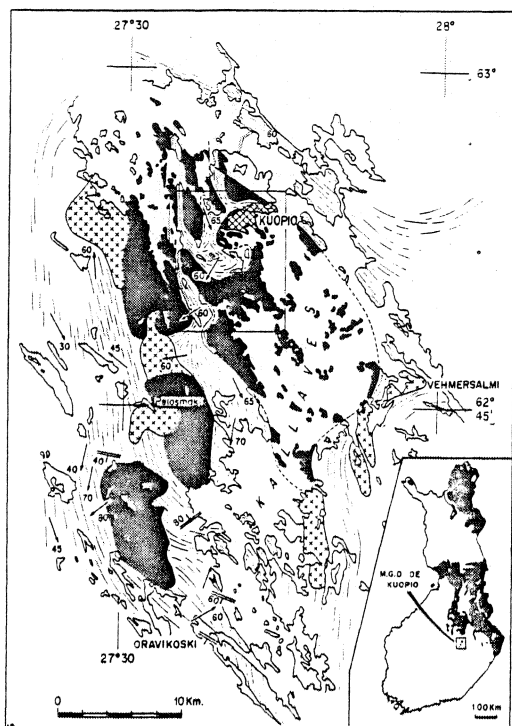
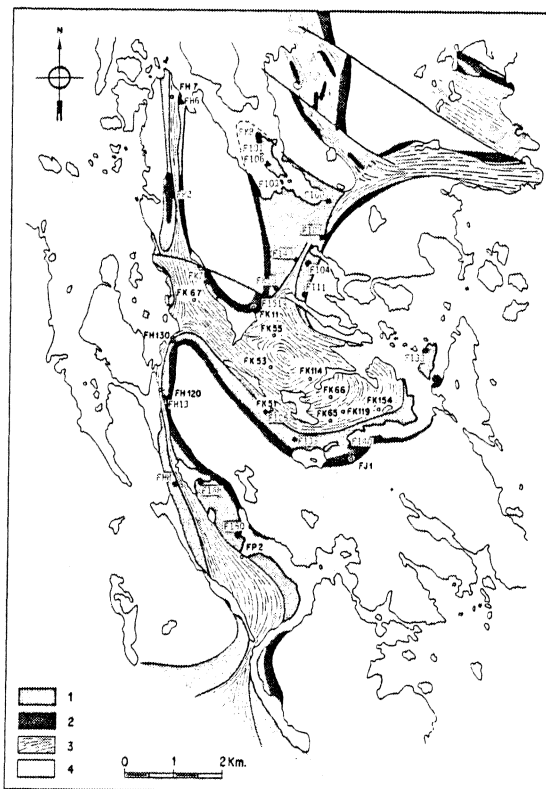


Fig. 60 : Situation des dômes gneissiques de Kuopio en Finlande. En noir : socle archéen ; en blanc : couverture carélienne ; en croix : granites. Les tendances structurales dans le carélien sont soulignées.

Fig. 61 : Carte géologique du secteur de Kuopio et localisation des affleurements étudiés. 1. Amphibolites ; 2 : quartzites et conglomérats ; 3 : gneiss pélitiques ; 4 : socle indifférencié. Les sites d'échantillonnages numérotés en caractères fins et localisés dans les amphibolites (●) sont étudiés ici. Les autres sites (caractères gras, ○) sont relatifs à l'analyse de la déformation finie dans les gneiss ou les conglomérats, effectuée par ailleurs par LE THEOFF (1977) et BRUN & Al (1979 a, b).



INTRODUCTION

Les dômes gneissiques de Kuopio appartiennent à l'ensemble des dômes de Finlande orientale (fig. 60). Ils ont été mis en évidence par les travaux cartographiques de WILKMANN (1923), et c'est ESKOLA (1949) qui reconnaît l'originalité de ces structures et s'en sert comme exemple dans sa définition, désormais classique, des "*Mantled gneiss domes*". Selon cet auteur, il s'agit de structures typiquement polyorogéniques, d'origine diapirique.

L'étude pétrographique de PRESTON (1954) a fourni une description précise des unités lithologiques constituant le socle et la couverture impliqués dans les "mantled gneiss domes" (fig. 61). Le noyau des dômes est constitué de gneiss, migmatites, granites, et amphibolites du socle archéen (présvécocarélien). La couverture, d'âge carélien, est composée, du bas vers le haut, de quartzites, débutant localement par un conglomérat, d'amphibolites à niveaux calcaires et dolomitiques, et de gneiss pélitiques. L'ensemble socle archéen - couverture carélienne est affecté par un métamorphisme plurifaciel débutant par un gradient de pression intermédiaire et évoluant vers un gradient de basse pression - haute température. Ce sont les niveaux amphibolitiques de la couverture des dômes qui servent de support au travail présenté ici (fig. 61).

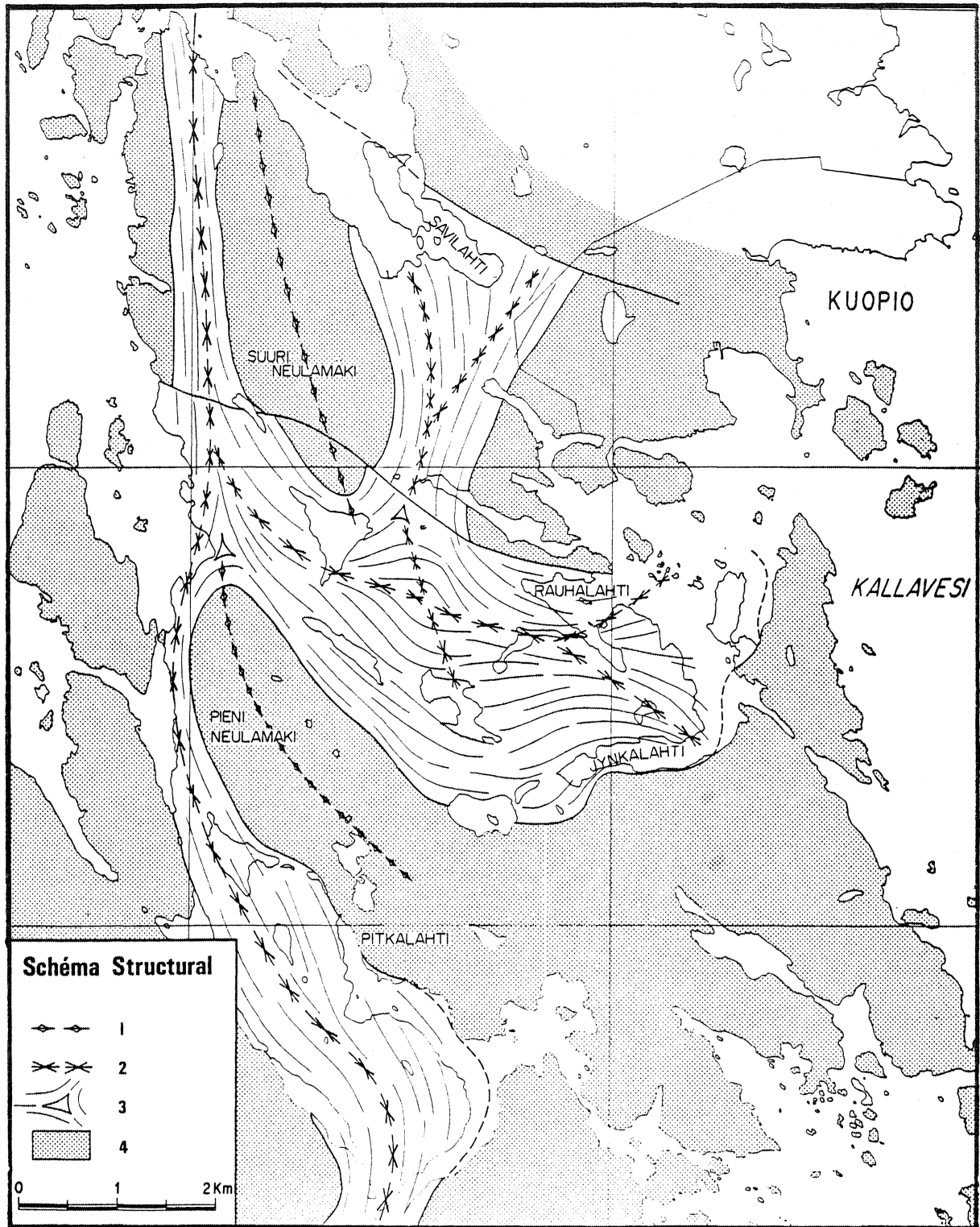


Fig. 62 : Carte structurale interprétative du secteur de Kuopio. 1 : traces axiales des dômes ; 2 : traces axiales des synformes ; 3 : points triples et trajectoires de schistosité ; 4 : socle indifférencié. D'après BRUN & Al (1976).

Chapitre I

LES DONNEES STRUCTURALES

I.1. LA GEOMETRIE ET LA STRUCTURE DES DOMES.

La structure d'ensemble de la région de Kuopio est de type "dômes et bassins". Les dômes apparaissent globalement allongés suivant une direction subméridienne qui correspond (fig. 60) à la tendance directionnelle régionale des carélides dans ce secteur (cf. BRUN, 1979). La couverture carélienne apparaît pincée dans les synformes qui sont soit allongés entre deux dômes, soit transverses ou sans orientation bien définie, ceci en particulier lorsque plus de deux dômes interfèrent. Dans le secteur de Kuopio (fig. 62) on reconnaît les trois dômes du Pieni Neulamaki, du Suuri Neulamaki, et de Kuopio, trois synformes allongés, et le synforme en "ombilic" de Rauhalanti.

A l'échelle de l'affleurement, on peut définir trois principaux épisodes de déformation (BRUN et al, 1976, 1978, 1979). Le premier (D_1) se manifeste essentiellement par une foliation (S_1) parallèle à la stratification et par quelques rares plis décimétriques. Le deuxième (D_2) est caractérisé par des plis à toutes les échelles, d'autant plus nombreux que l'on se rapproche du centre des synformes. A ces plis, dont le plongement axial est généralement fort, sont associées une schistosité (S_2) et une linéation d'étirement. Cette dernière est toujours parallèle aux axes des plis. L'étude des trajectoires

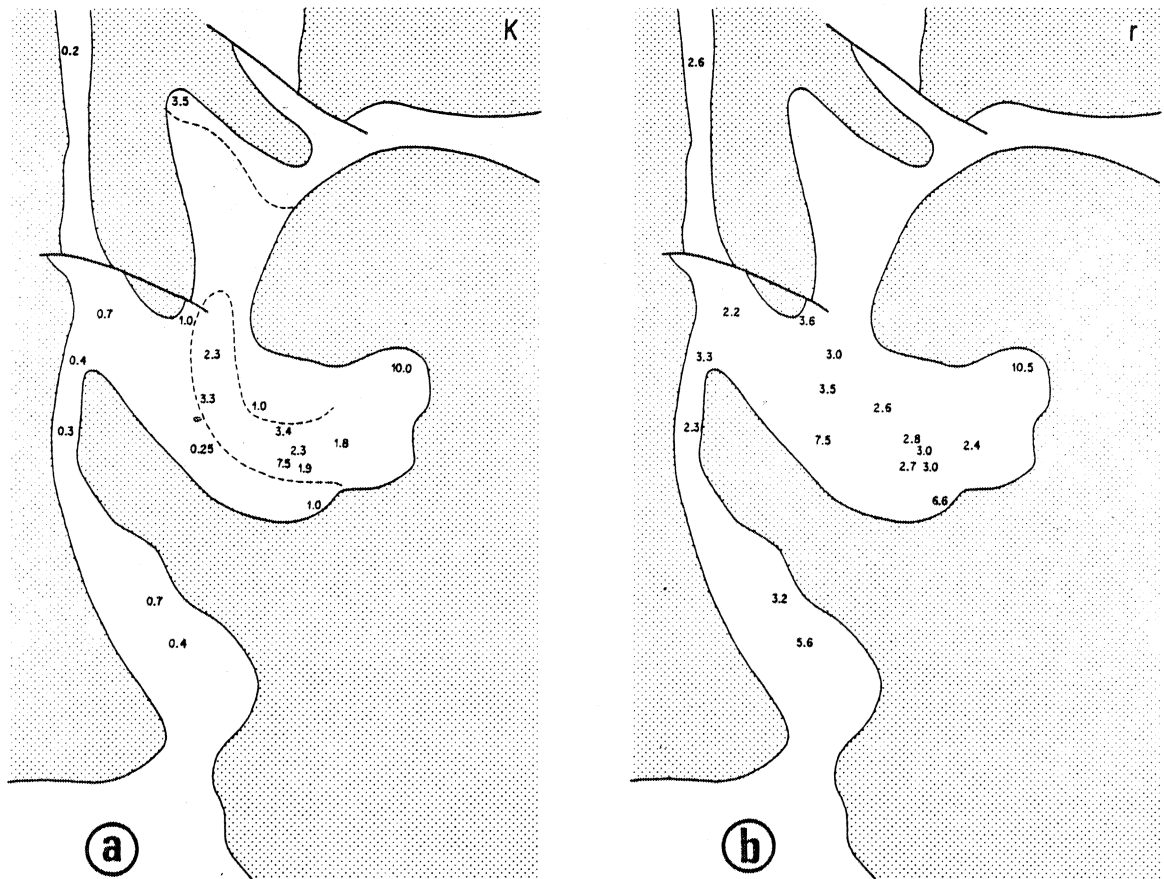


Fig. 63 : Variations de la déformation finie.
 a : variations du paramètre de forme (K) de l'ellipsoïde de déformation finie ; les zones entourées d'un trait pointillé sont des zones en constriction. b : variation du paramètre d'intensité (r) de la déformation finie. (Voir fig. 61 pour localisation et échelle). D'après LE THEOFF (1977) et BRUN & Al (1978, 1979).

de la schistosité (S_2) montre (BRUN & Al, 1976, 1978) (fig. 62) :

- Une tendance au parallélisme avec la stratification sur la bordure des dômes.
- Une disposition en éventail convergent vers le centre des synformes.
- L'existence de points triples au nez des dômes.

Ces caractères ont permis (BRUN et Al, 1976) de conclure qu'il s'agissait d'une seule et même schistosité associée au développement des dômes, en liaison avec un processus probablement gravitaire. Un troisième épisode de déformation, également lié à la mise en place des dômes (BRUN et al, 1979), s'exprime par des plis asymétriques déformant la schistosité S_2 et les linéations L_2 .

I.2. LES DONNEES CONCERNANT LA DEFORMATION FINIE.

Des mesures de déformation finie ont été effectuées par LE THEOFF (1977) dans les niveaux conglomératiques (galets quartzitiques) et dans les gneiss pélitiques (nodules polyminéraux) de la couverture des dômes. Elles montrent (LE THEOFF, 1977 ; BRUN et Al, 1978) qu'il existe une relation entre la géométrie des structures et les variations du type d'ellipsoïde de déformation finie. Les mesures de LE THEOFF (1977) ont été complétées (BRUN et Al, 1979b) par des mesures également effectuées dans les gneiss, mais aussi dans certains niveaux amphibolitiques, à l'aide d'amandes quartzo-feldspathiques que l'on a utilisé comme marqueurs. L'ensemble des résultats, complété par des données de terrain (double boudinage, double plissement...) permet (LE THEOFF, 1977 ; BRUN et Al, 1978, 1979) principalement de dégager les points suivants (fig. 63a).

- Les zones en applatissement ($K < 1$) se trouvent au bord des dômes ou entre deux dômes.
- Les zones en constriction ($K > 1$) se situent dans les zones d'interférence de dômes. La plus importante correspond à l'ombilic central de Rauhalanti, et est liée à l'interférence de plus de deux dômes.

Parallèlement, l'intensité de la déformation finie apparaît également liée à la géométrie des structures. Les plus fortes valeurs sont généralement relevées au bord des dômes, et les plus faibles au centre des synformes (fig.63b).

Ces arguments ont permis (LE THEOFF, 1977 ; BRUN & Al, 1978) de confirmer l'origine diapirique des structures en dômes et bassins de Kuopio.

Chapitre II

L'ANALYSE DES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DE RESEAU

Les niveaux amphibolitiques de la couverture carélienne forment une enveloppe continue autour des dômes de Kuopio (cf. fig. 61). Le plus souvent, ces amphibolites sont composées essentiellement (PRESTON, 1954) de hornblende (60 - 70%), de plagioclase, de quartz, et parfois de biotite, en proportion très variable. Leur granulométrie est généralement homogène à l'échelle de l'échantillon.

La foliation métamorphique est en général bien marquée. Elle présente le plus souvent un fort plongement et porte une linéation minérale, soulignée par l'allongement des hornblendes, en général voisine de la plus grande pente du plan. On note que la majorité des plis visibles à l'échelle de l'affleurement sont relatifs à l'épisode de déformation D₂ (cf. § I.1. Ci-avant).

A l'échelle microscopique, les seuls critères de déformation des hornblendes sont quelques rares pliages de réseau, et des cassures plus ou moins nombreuses, en majorité suborthogonales à l'allongement des cristaux. La matrice, formée surtout de quartz et de plagioclases, montre généralement une texture recristallisée, équi-granulaire, et sans allongement préférentiel des grains. Dans le quartz, les figures de déformation (bandes de pliages, sous-joints...) sont assez rares.

Le problème qui nous intéresse principalement est double : d'une part, *voir si des variations du caractère planaire ou linéaire des fabriques peuvent être mises en évidence dans la région* ; d'autre part, *tenter de caractériser les relations entre fabrique et déformation à travers l'analyse comparée des orientations préférentielles de minéraux planaires (biotites) et plano-linéaires (hornblende).*

En ce qui concerne la hornblende, les résultats de base sont relatifs aux distributions des axes $[110]$ (fig.64) dans les différents échantillons répartis autour des dômes (Cf. Fig.61).

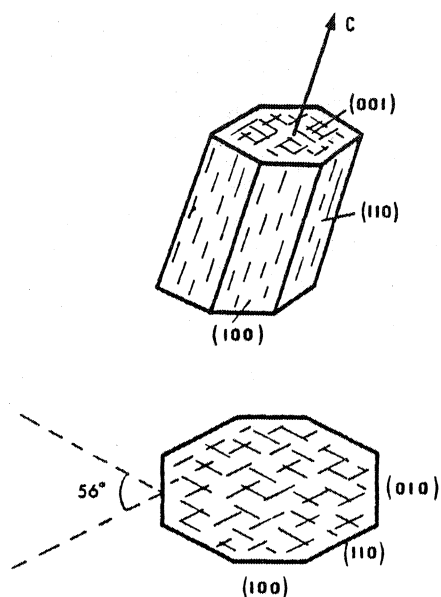


Fig. 64 : Schématisation d'un cristal de hornblende (système monoclinique). Le cristal est allongé selon C. En section perpendiculaire à C, il est "aplati" selon $[100]$.

Comme nous le verrons (voir également SCHWERDTNER, 1964 ; SCHWERDTNER & Al, 1971), les plans (110) ont tendance à être en zone autour de X (linéation d'allongement). La dispersion de leurs normales (axes $[110]$, fig.64) dans le plan YZ sera donc plus ou moins grande suivant que les hornblendes seront statistiquement plus ou moins "à plat" dans la schistosité.

Les mesures ont entièrement été effectuées par goniométrie de texture. Elles ont été entre autre complétées (voir ce chapitre, § II.2) par une analyse optique de l'intensité de la linéation minérale.

L'analyse des orientations préférentielles de la biotite a été entreprise dans les échantillons contenant une proportion suffisante de ce minéral (9 dont 7 contenant à la fois biotite et hornblende). Nous avons étudié, par goniométrie de texture, la distribution des pôles aux plans basaux (axes C) des biotites.

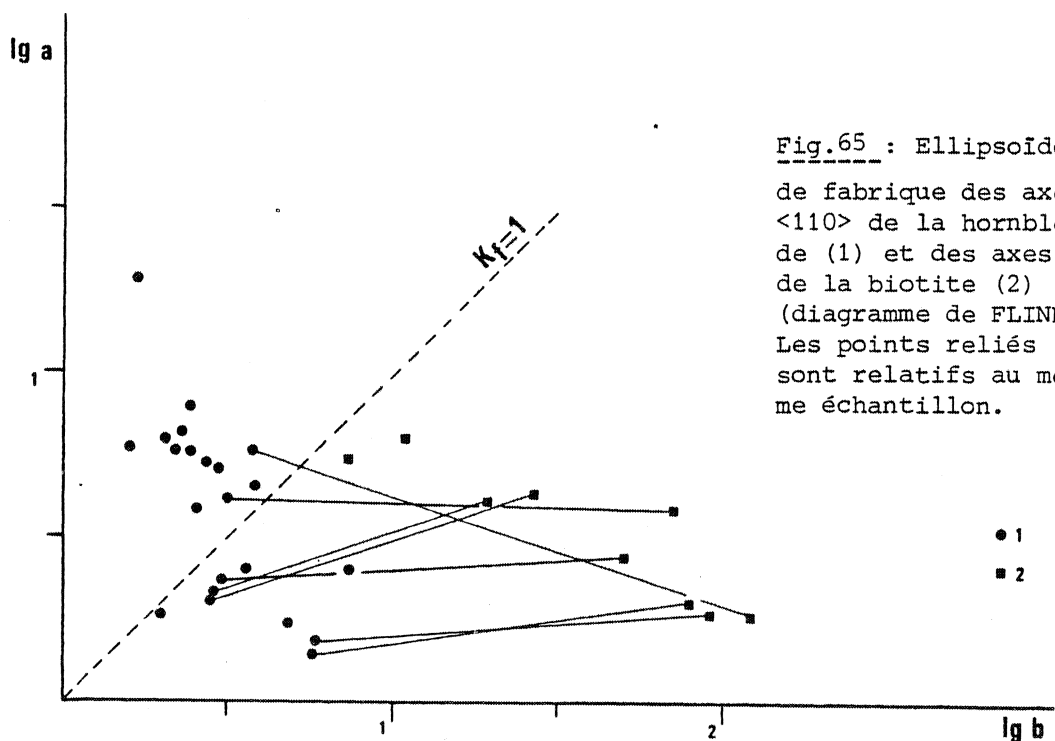
II.1. RESULTATS.

Toutes les figures de pôles obtenues (axes $[110]$ pour la hornblende et $[001]$ pour la biotite) présentent une symétrie orthorhombique ou assimilable, et sont unimodales (voir fig. 70). De ce fait, on peut les représenter quantitativement par les paramètres de formes (Kf) et d'intensité (rf) déduits du calcul des tenseurs d'orientation pondérés correspondants (cf. 1ère partie, § III.1.3.). Les résultats sont donnés d'une part dans un diagramme de FLINN (fig. 65) et d'autre part sur des cartes (fig. 66).

Un certain nombre de remarques découlent déjà de ces résultats.

II.1.1. FABRIQUE DE LA HORNBLLENDE (AXES $[110]$) :

On note une grande dispersion des valeurs de Kf (fig. 65). D'une manière générale, le fond du synforme de Savilahti se distingue (fig. 66a) par des valeurs de Kf élevées. Celles-ci sont par contre en moyenne faibles (< 1) autour du dôme du Pieni Neulamaki.



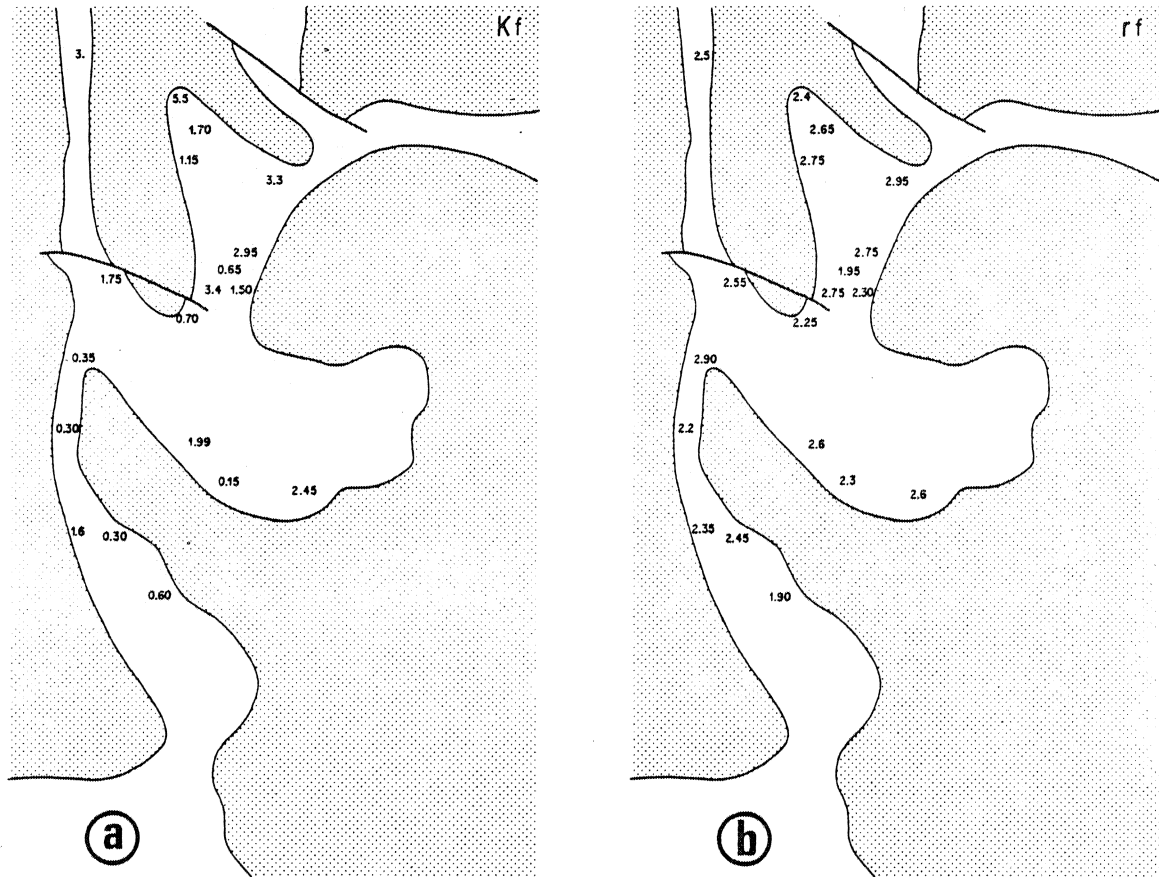


Fig. 66 : Variations des orientations préférentielles des axes $[110]$ de la hornblende.
 a : Variations du paramètre de forme (Kf) de l'ellipsoïde de fabrication. b : variations du paramètre d'intensité (rf) de fabrication.
 (voir fig. 61, pour localisation et échelle).

En ce qui concerne les intensités, on note qu'elles varient peu (fig.66b) et restent assez faibles. De ce fait, il apparaît relativement difficile de localiser géographiquement avec précision les zones telles que le paramètre r_f soit significativement différent. On peut néanmoins remarquer, qu'en particulier sur les bords du synforme en ombilic de Rauhalanti, les variations du r_f apparaissent géographiquement parallèles et de même sens que celle du K_f . Si l'on considère l'ensemble des données, (fig. 67) on constate que cette relation n'est pas très bien définie (faible coefficient de corrélation). *Les intensités n'augmentent statistiquement que très peu lorsque la valeur de K_f augmente.* On note cependant que les plus faibles valeurs de r_f s'observent effectivement pour des $K_f < 1$, et les plus fortes pour des $K_f > 1$.

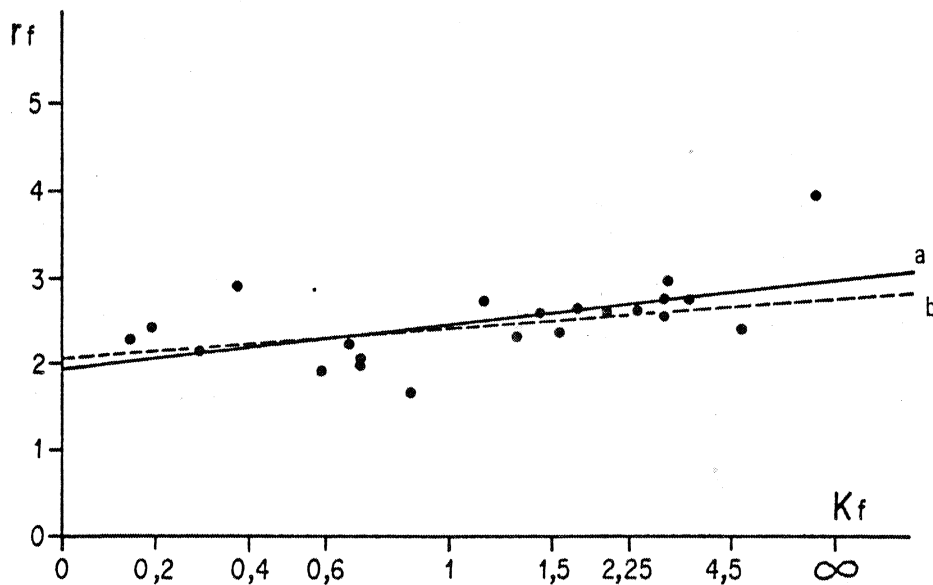


Fig. 67 : Relations entre r_f et K_f (hornblende, axes $[110]$).
 Courbe a : meilleure droite en tenant compte de tous les points (coeff corrélation : 0,632). Courbe b : meilleure droite, en ne tenant pas compte du point présentant la plus forte valeur de K_f (coeff corrélation : 0,657).

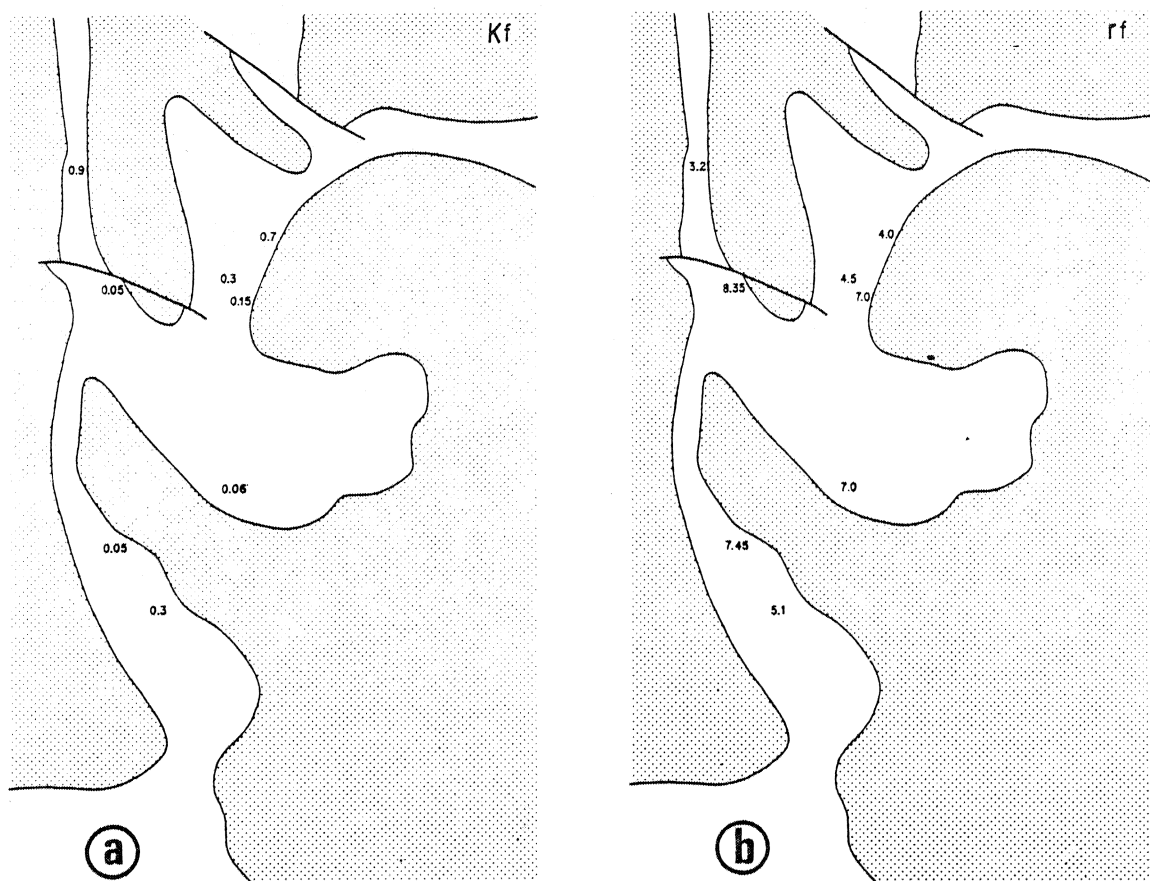


Fig. 68 : Variations des orientations préférentielles d'axes C de la biotite.
 a : variation du paramètre de forme (Kf) de l'ellipsoïde de fabrication. b : variation du paramètre d'intensité (rf) de fabrication.
 (Voir fig. 61, pour localisation et échelle).

II.1.2. FABRIQUE DE LA BIOTITE (AXES $[001]$) :

La première chose qui frappe est la distinction très nette existant entre le champ des ellipsoïdes de fabrique relatifs à la biotite et celui correspondant à la hornblende (fig. 65). Ceci montre déjà clairement la grande différence de comportement existant entre ces deux types de minéraux.

Les intensités r_f sont ici globalement plus élevées et varient beaucoup plus que dans le cas des hornblendes (fig. 65 et 68b).

Toutes les ellipsoïdes obtenus se situent dans le champ des ellipsoïdes aplatis ($K < 1$) (fig. 65 et 68a). Il apparaît très clairement (fig. 65 et fig. 69) qu'il existe une relation très bien définie entre les valeurs de K_f et de r_f . D'une manière générale, ces deux paramètres varient en sens opposé : plus la valeur de K_f est faible, plus celle de r_f est grande. Ceci signifie que *plus la fabrique est planaire, plus l'intensité de fabrique est forte.*

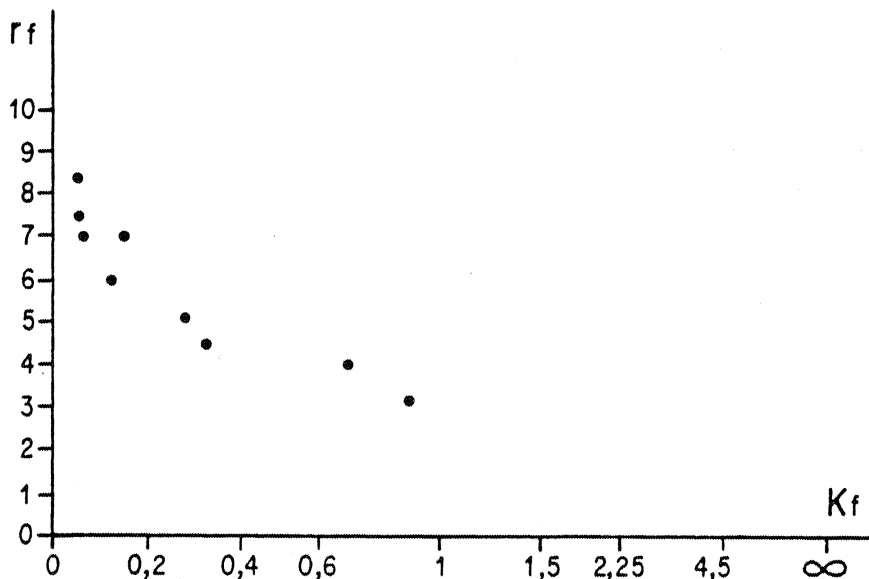


Fig. 69 : Relations entre r_f et K_f (biotite, axes c).

Ce type de relation entre r_f et K_f dans le cas des phyllosilicates apparaît assez général et caractéristique. (cf. LE CORRE, 1978, 1979 ; voir également fig. 51).

II.2. SIGNIFICATION DES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES D'AXES [110] DES HORNBLENDES - LEURS RELATIONS AVEC LES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES D'AXES C.

Nous avons vu (cf. fig. 64) que la dispersion des axes [110] autour de la linéation d'allongement doit, à l'échelle de l'échantillon, refléter le caractère statistiquement "à plat" ou non des hornblendes dans la schistosité. Si ce caractère est interprétable quantitativement en termes de tectonite L-S (cf. 1ère partie, fig. 2), il est logique que l'intensité de la linéation minérale correspondant à l'allongement préférentiel des hornblendes (axes c) varie parallèlement. Ceci est effectivement observable de manière qualitative dans les échantillons pour les cas extrêmes (très forte ou très faible linéation) et semble considéré comme classique (cf. SCHWERTNER & Al, 1971), bien que les relations quantitatives n'aient jamais été clairement définies. Afin de préciser ce dernier point, j'ai effectué une évaluation des orientations préférentielles d'axes C à l'aide de deux types de méthodes :

- Une étude microscopique de l'intensité de la linéation minérale.
- L'analyse quantitative des orientations préférentielles d'axes C à partir des données fournies par la goniométrie de texture.

II.2.1. APPROCHE MICROSCOPIQUE.

Elle consiste à mesurer, sur des lames minces taillées parallèlement au plan de schistosité, l'angle entre la projection de la direction d'allongement des cristaux (traces des clivages (110)) et une droite de référence. A l'aide de ces mesures, des roses de fréquence ont été construites, qui permettent de quantifier l'intensité de la

linéation minérale, et peuvent être comparées aux figures de pôles obtenues en goniométrie de texture sur les axes $[110]$. Cette analyse a été effectuée pour 7 échantillons représentatifs des variations observées du paramètre Kf (Fig. 70).

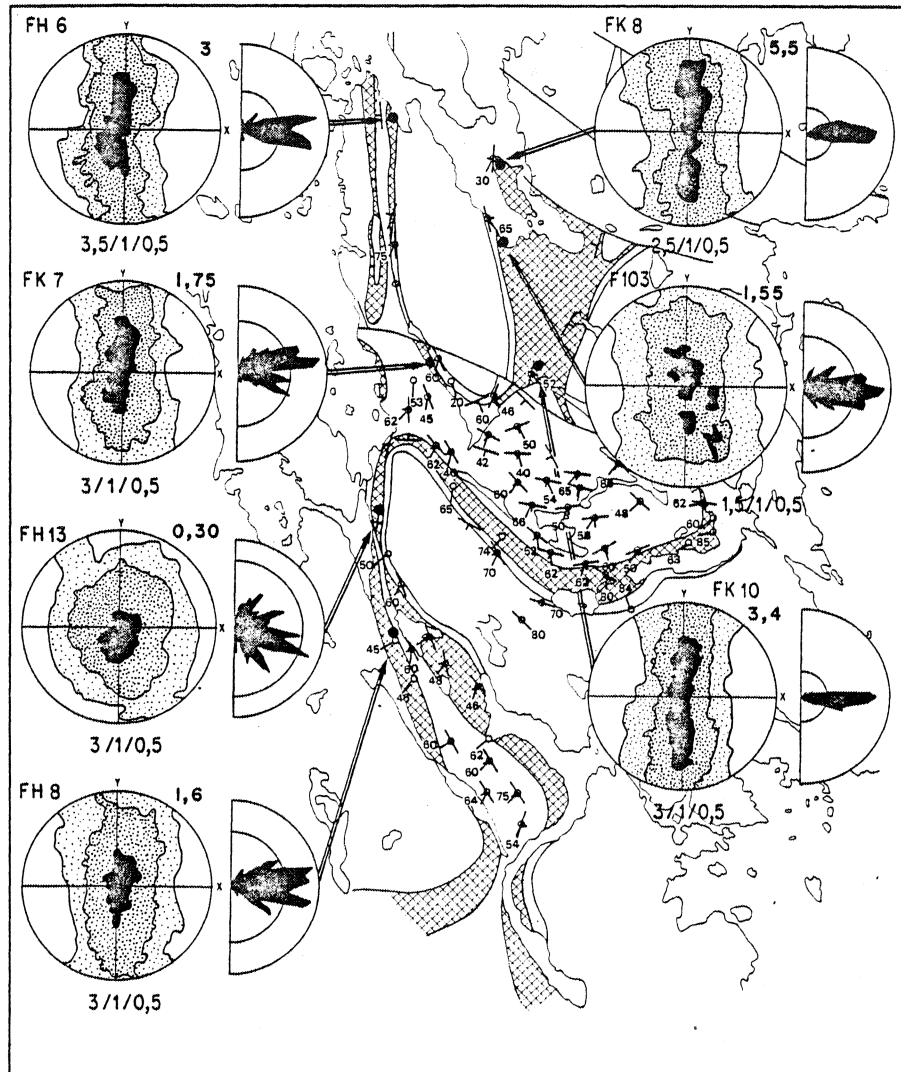


Fig. 70 : Relations entre les orientations préférentielles d'axes $[110]$ et l'intensité de la linéation minérale dans 7 échantillons représentatifs des variations observées du paramètre Kf relatif aux axes $[110]$. Le petit cercle indiqué sur les roses de fréquence représente 10% des mesures. Pour chaque figure de pôle, la valeur du Kf, ainsi que les valeurs correspondant aux courbes d'isodensité (multiples d'une distribution uniforme) tracées, sont indiquées.

Il apparaît très clairement (Fig. 70) que l'intensité de la linéation minérale varie dans le même sens que la dispersion des nor-

-males aux plans (110) dans le plan YZ de déformation. Ceci signifie que plus la valeur de K_f relative aux axes $[110]$ sera élevée, plus la linéation minérale sera forte, et plus la tectonite sera linéaire.

On peut par ailleurs remarquer que même lorsque les échantillons montrent une fabrique fortement planaire (site FH 13 ; fig. 70), une linéation minérale peut être mise en évidence.

II.2.2. LES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES D'AXES C DEDUITES DE L'ANALYSE PAR GONIOMETRIE DE TEXTURE.

A l'aide des mesures effectuées par goniométrie de texture, on a calculé, par une approche expérimentale, les ellipsoïdes de fabrique relatifs aux distributions d'axes C dans les différents échantillons. Ce calcul comprend deux principales étapes.

° Calcul des paramètres d'orientation relatifs aux axes C.

Nous avons vu (cf. 1ère partie, § III.1.2.) que l'on peut, à l'aide des tenseurs d'orientation relatifs à différentes raies de diffraction, recalculer les paramètres relatifs à l'orientation des axes C. Ceci peut se faire à condition que les vecteurs propres aient des directions identiques pour les différents tenseurs, et que la somme des trois valeurs propres de chaque tenseur soit égale à l'unité. Dans le cas de la hornblende, qui est un minéral monoclinique (et tel que l'axe de symétrie b soit perpendiculaire au plan ac), il suffit de connaître les orientations préférentielles de deux familles de plans réticulaires (hko) pour retrouver celles relatives aux axes C (Cf. ALEXANDER, 1969). Dans ce cas, en effet, si l'on reprend le mode de spécification de l'orientation d'une famille d'axes $[hkl]$ donné précédemment (cf. 1ère partie, fig. 19), deux simplifications interviennent (cf. ALEXANDER, 1969) :

- la condition b perpendiculaire à ac entraîne la relation :

$$\langle \cos \phi_U, X \cos \phi_{V, X} \rangle = \langle \cos \phi_{V, X} \cos \phi_{C, X} \rangle = 0 \quad (37)$$

- le fait de considérer des plans réticulaires du type (hko) implique que l'on ait :

$$g = 0 \quad , \quad \text{et}$$

$$e^2 + f^2 = 1 \quad (38)$$

La combinaison de (37) et (38) avec (20) (cf. Page 63) pour deux familles (1 et 2) de plans (hko) permet d'obtenir deux relations :

$$\langle \cos^2 \phi_{1,X} \rangle = e_1^2 \langle \cos^2 \phi_{U,X} \rangle + f_1^2 \langle \cos^2 \phi_{V,X} \rangle$$

$$\langle \cos^2 \phi_{2,X} \rangle = e_2^2 \langle \cos^2 \phi_{U,X} \rangle + f_2^2 \langle \cos^2 \phi_{V,X} \rangle \quad (39)$$

Les relations (39), combinées à la relation (21) (cf. page 64) conduisent à l'équation :

$$\langle \cos^2 \phi_{C,X} \rangle = 1 + \frac{(2e_2^2 - 1)\langle \cos^2 \phi_{1,X} \rangle - (2e_1^2 - 1)\langle \cos^2 \phi_{2,X} \rangle}{e_1^2 - e_2^2} \quad (40)$$

Dans le cas présent, on a utilisé les axes $[110]$ et les axes $[040]$ pour calculer les paramètres relatifs aux axes $[001]$. La configuration de la maille élémentaire de la hornblende ($a = 9,87$; $b = 18,058$; $c = 5,307$; $\alpha = \gamma = 90^\circ$; $\beta = 105^\circ$) donne alors à e_1 et e_2 respectivement des valeurs de 0,887 et 0.

Les axes principaux des distributions d'axes $[110]$ sont, aux erreurs de calcul près, confondus avec les axes principaux de déformation XYZ (cf. fig. 70). D'une manière générale, on constate qu'il en est de même des distributions d'axes $[040]$. De ce fait, (cf. 1ère partie, page 64) on peut recalculer les valeurs propres du tenseur d'orientation de SCHEIDEGGER (cf. 1ère partie, § III.1.2.) représentatif des orientations préférentielles d'axes C à partir de celles obtenues pour les distributions d'axes $[110]$ et $[040]$ à l'aide de l'équation (40). Ceci a été effectué pour 5 échantillons représentatifs des variations observées dans les fabriques d'axes $[110]$ (éch.

F135, F130, F126, FH6, FK8 ; fig. 66). Les résultats obtenus permettent d'établir une relation approchée entre un paramètre de forme (P) relatif aux distributions d'axes C et celui relatif aux distributions d'axes $[110]$ (fig. 71).

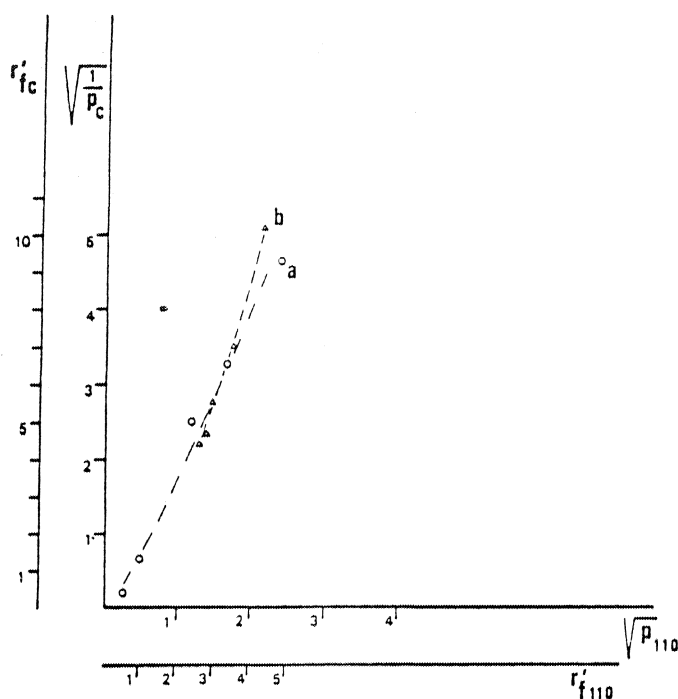


Fig. 71 : Relations empiriques entre forme (courbe a) et intensité (courbe b) des distributions d'axes $[110]$ et d'axes C. Le paramètre de forme P est calculé comme suit :

$$P = \frac{S_1/S_2 - 1}{S_2/S_3 - 1}, \quad S_1, S_2, S_3, \text{ étant les valeurs propres du tenseur d'orientation de Scheidegger (cf. 1ère partie, § III.1.2.)}$$

L'intensité $r'_f = S_1/S_2 + S_2/S_3 - 1$.

De la même manière, on obtient la relation entre les intensités de fabrique relatives à ces deux types d'axes cristallographiques (fig. 71).

◦ Obtention des ellipsoïdes de fabrique relatifs aux axes C.

Pour chaque échantillon, la démarche précédente permet donc d'obtenir, par une approche expérimentale, une approximation de la forme

et de l'intensité de la fabrique des axes C à travers les valeurs propres du tenseur d'orientation de SCHEIDEGGER.

Sur l'ensemble des échantillons analysés, on a calculé, à côté de l'ellipsoïde de fabrique des axes $[110]$ dérivé du tenseur d'orientation pondéré (cf. 1ère partie, § III.1.3.) (fig. 65), les valeurs propres du tenseur d'orientation de SCHEIDEGGER correspondant.

On peut ainsi obtenir une relation empirique entre les paramètres de forme et d'intensité de fabrique dérivant de ces deux tenseurs (fig. 72) (je rappelle, cf. 1ère partie, § III.1.2., que la relation théorique n'a pas été établie ici).

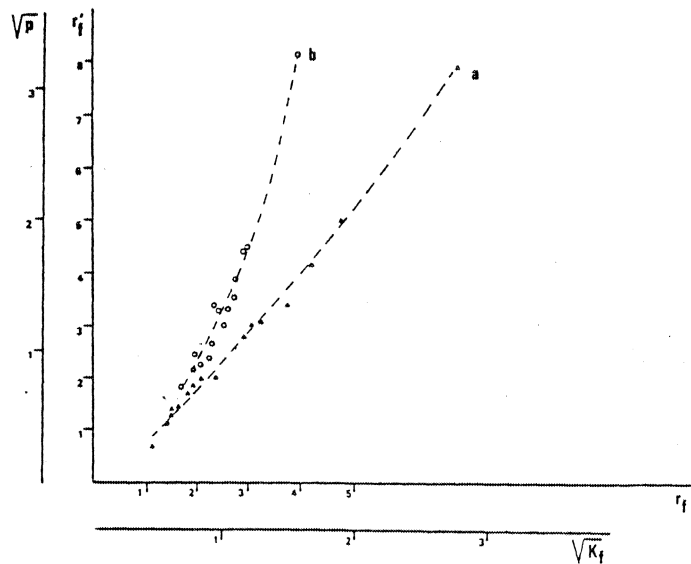


Fig. 72 : Relations empiriques entre paramètres de forme (courbe a) et d'intensité (courbe b) des fabriques, déduits du tenseur d'orientation de Scheidegger (ordonnée) et du tenseur d'orientation pondéré (abscisse). P est défini comme sur la figure 71 . $r'f = S_1/S_2 + S_2/S_3 - 1$.

résultats.

De cette façon, il est donc possible de recalculer les paramètres de forme (K_f) et d'intensité (r_f) correspondant aux orientations préférentielles des axes C (fig. 73). Il est clair que la construction des courbes (fig. 71 et 72) introduit une source d'erreur qu'il est difficile de chiffrer.

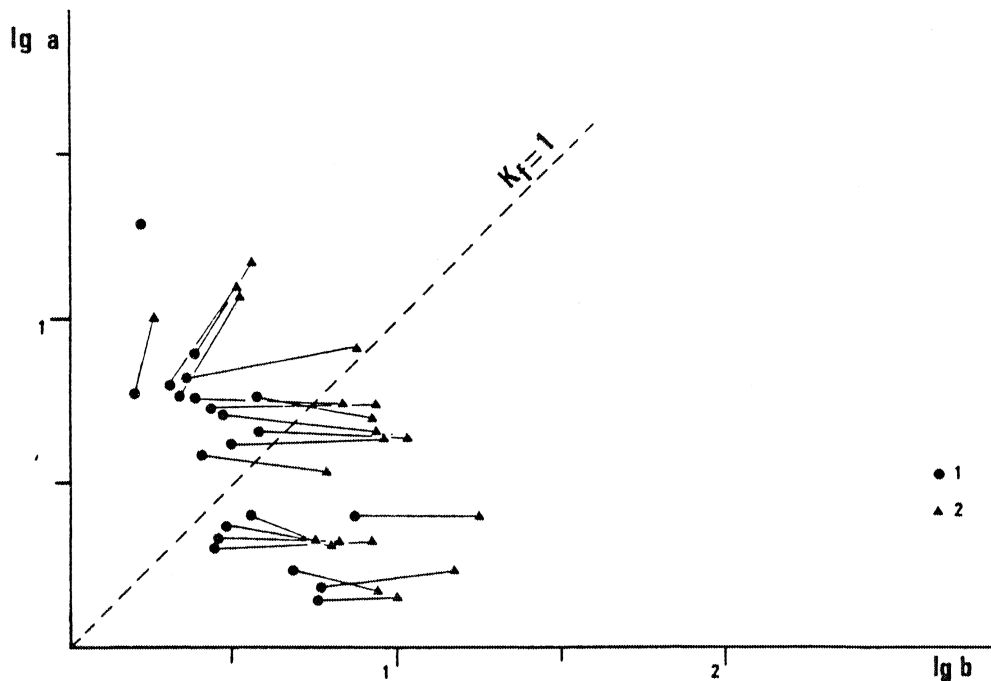


Fig. 73 : Ellipsoïdes de fabrication des axes $[110]$ (1) et des axes C (2) de la hornblende (diagramme de Flinn). Les points reliés sont relatifs au même échantillon.

Les différents "remaniements" que l'on impose aux valeurs calculées à partir des figures de pôles aux plans (110) conduisent à des résultats finaux pour lesquels il n'est pas possible d'évaluer les erreurs. Celles-ci sont d'ailleurs a priori variables suivant les valeurs du k_f ou du r_f initiales, représentatives des distributions

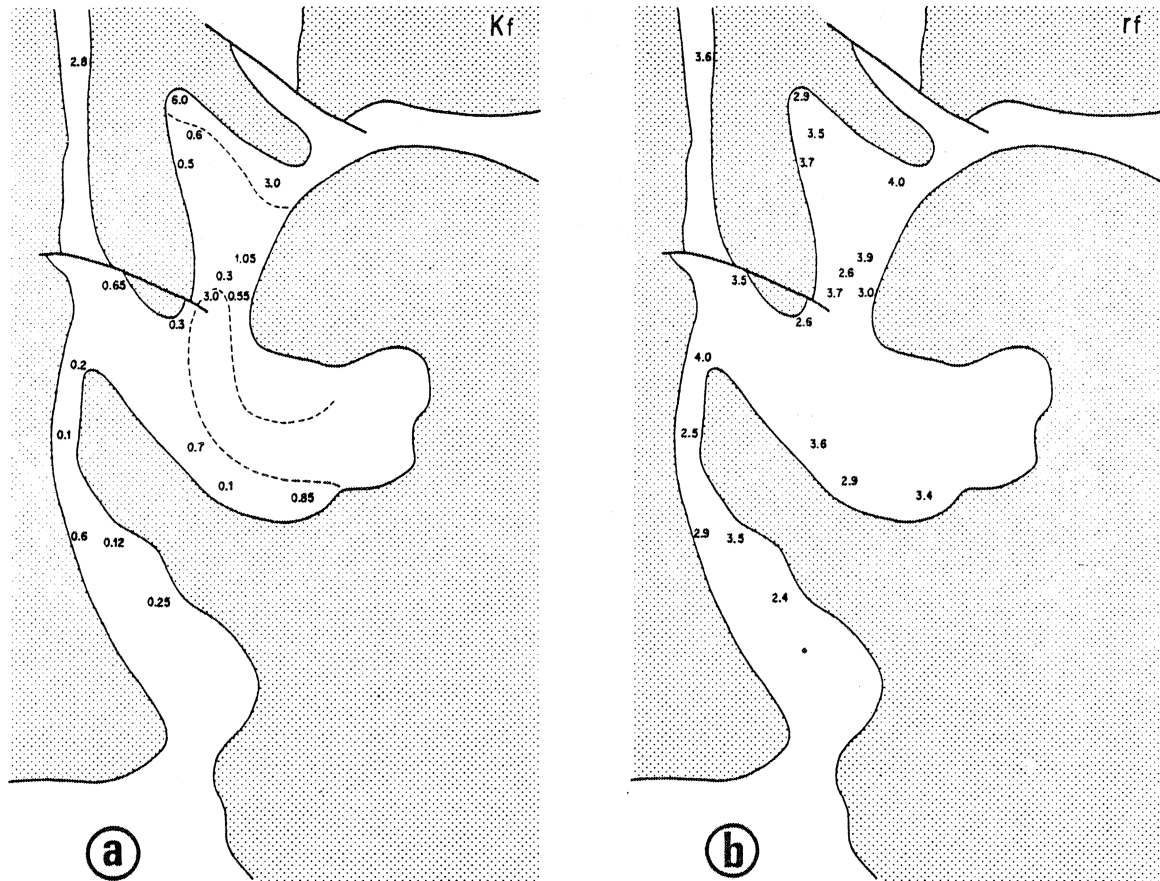


Fig. 74 : Variations des orientations préférentielles d'axes C de la hornblende.
 a : variation du paramètre de forme (Kf) de l'ellipsoïde de fabrique. b : variation de paramètre d'intensité (rf) de fabrique. (voir fig. 61, pour localisation et échelle).

d'axes $[110]$. Pour ces raisons, il est préférable d'utiliser les valeurs obtenues plus comme des valeurs relatives que comme des valeurs absolues. En tant que valeurs relatives, elles permettent ainsi de bien discriminer les fabriques globalement plano-linéaires des fabriques strictement linéaires ou planaires.

Si l'on compare les résultats relatifs aux distributions d'axes $[110]$ (fig. 73 ; cf. fig. 66) et ceux relatifs aux axes C (fig. 73 et 74), on voit très clairement que les orientations préférentielles de ces deux types d'axes varient dans le même sens et assez parallèlement. On précise ici quantitativement les résultats de l'analyse microscopique (cf. fig. 70).

Par ailleurs, on constate que l'ensemble des données (fig. 73) permet d'argumenter en faveur du caractère globalement significatif des ellipsoïdes de fabrique relatifs aux axes C. Trois constatations émanent en effet de ces résultats :

- Les intensités de fabrique (rf) sont toujours plus fortes pour les axes C que pour les axes $[110]$.
- Pour des tectonites nettement planaires, les valeurs de Kf sont toujours plus faibles pour les axes C que pour les axes $[110]$.
- Aux fabriques modérément linéaires représentées par les ellipsoïdes de fabriques relatifs aux axes $[110]$, correspondent des fabriques d'axes C qui sont du type planaire, les valeurs de Kf correspondant restant cependant globalement fortement différentes de $Kf = 0$.

Ces trois différences entre les ellipsoïdes de fabrique d'axes C et d'axes $[110]$ peuvent s'expliquer, au moins en partie, par des raisons d'ordre cristallographique. En effet, dans un cas (axes C) ils sont relatifs aux orientations préférentielles d'une direction cristallographique unique, alors que dans l'autre cas (axes $[110]$), il existe deux directions équivalentes pour chaque cristal, qui font un fort angle entre elles ($\neq 34^\circ$; cf. fig. 64). Sauf pour le cas des tectonites très linéaires, les axes $[110]$ seront donc plus dispersés dans le plan YZ que si une seule direction était

considérée par cristal (d'où majoration du Kf) ; par ailleurs, la mesure de l'intensité de l'orientation préférentielle des axes $[110]$ tendra bien sûr, dans tous les cas, à minorer l'intensité de l'orientation préférentielle des hornblendes.

Nous avons vu qu'une corrélation linéaire paraît exister entre intensité et forme des fabriques d'axes $[110]$ (cf. fig. 67), l'intensité semblant varier faiblement dans le même sens que la valeur du kf correspondant. En ce qui concerne les axes C (fig. 75) le caractère significatif de cette relation apparaît encore moins évident, le coefficient de corrélation étant très bas (0.435).

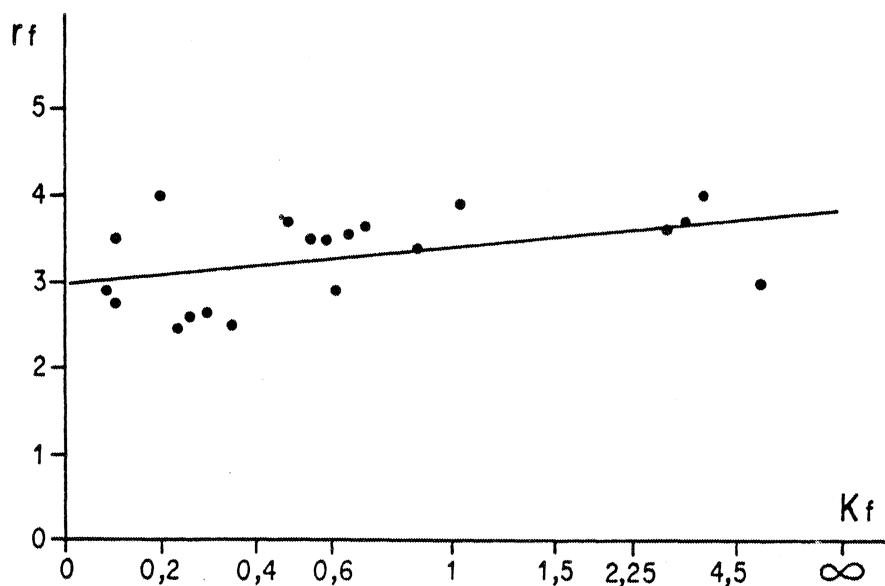


Fig. 75 : Relation entre rf et Kf (hornblende, axes C).
La meilleure droite tracée n'est pas statistiquement significative (coeff. de corrélation : 0.435).

Apparemment, aucune relation autre que linéaire ne semble pouvoir exister entre r_f et K_f . Ceci signifie, soit qu'aucune relation n'existe effectivement entre ces deux paramètres, soit que les erreurs introduites dans l'évaluation des intensités sont importantes. Il est difficile de trancher objectivement entre ces deux hypothèses, puisque les erreurs ne sont pas estimables de manière quantitative.

II.2.3. CONCLUSION.

Nous avons ici effectué une approche quantitative des relations entre orientations préférentielles d'axes C et d'axes $[110]$ des hornblendes. Il est clairement apparu que plus les axes C sont dispersés dans le plan XY de déformation (pas de linéation minérale forte), plus les hornblendes tendent à être "à plat" dans ce plan et donc à améliorer la définition de la schistosité (tectonite S), et inversement. Autrement dit, *le caractère plano-linéaire de l'anisotropie de forme de la hornblende permet à ce minéral de refléter à la fois les composantes d'extension (linéation) et les composantes de raccourcissement (schistosité).*

Cependant, bien que mettant en évidence des variations relatives comparables (cf. fig. 66 et 74), les deux ellipsoïdes de fabrique correspondant, d'une part aux axes $[110]$, et d'autre part aux axes C, ne sont pas identiques. Ceci apparaît en partie dû à la "distorsion" de l'ellipsoïde déduit des distributions d'axes $[110]$ par rapport à l'ellipsoïde "vrai", en liaison avec des raisons d'ordre cristallographique. Ainsi, on peut penser que les ordres de grandeur des paramètres de forme et d'intensité représentant les ellipsoïdes de fabrique d'axes C sont, principalement dans le cas des fabriques plano-linéaires, quantitativement les plus significatifs, bien que les erreurs attachées à leur évaluation soient certainement plus importantes que dans le cas des axes $[110]$.

II.3. REPRESENTATIVITE DES RESULTATS.

On tentera ici de préciser la nature et le rôle des paramè-

-tres susceptibles de perturber, à l'échelle de l'affleurement, les valeurs de Kf et de rf représentatives d'une fabrique.

II.3.1. LES EFFETS DE LA GRANULOMETRIE :

Sur deux sites d'échantillonnage (F103 et F150 ; cf. fig. 61) ont été prélevés deux types d'amphibolites, l'une à gros grain (taille moyenne des différents minéraux > 1,5 mm) et l'autre à grain fin (taille moyenne des différents minéraux < 0,5 mm). Les mesures effectuées sur ces quatre échantillons sont données dans le tableau III ci-dessous :

		axes 110		axes C	
		Kf	rf	Kf	rf
F103	gros grain	1,53	1,70	0,5	2,05
	grain fin	1,16	2,74	0,5	3,7
F150	gros grain	0,95	1,65	0,30	2
	grain fin	0,60	1,91	0,25	2,45

Tableau III : Variations des paramètres de forme et d'intensité de fabrique en fonction de la granulométrie moyenne de l'échantillon.

Ces résultats montrent que *la taille du grain semble effectuer un contrôle sur l'intensité de la fabrique*, les granulométries fines favorisant une forte intensité. Par contre, *la valeur du Kf ne paraît pas affectée de manière significative par les variations de la taille du grain.*

II.3.2. LES EFFETS DES RAPPORTS ENTRE FOLIATION PRIMAIRE ET SCHISTOSITE:

Nous avons vu (cf. 3ème partie, § I.1.) que la schistosité régionale (S₂) associée à la déformation liée au "doming" se super-

-pose à une foliation métamorphique précoce (S_1) parallèle à la stratification.

Sur deux sites (F100 et F111 ; cf. fig. 61) présentant des plis synschisteux d'échelle métrique, des échantillons ont pu être prélevés en différentes positions dans les plis. Ils montrent donc des angles variables entre la schistosité plan axial des plis et la foliation métamorphique plissée. Le tableau IV ci-dessous résume les résultats des mesures effectuées sur ces échantillons.

	angle S_1/S_2	axes $[110]$ hornblende		axes C hornblende		axes C biotite	
		Kf	rf	Kf	rf	Kf	rf
F 111	0	0,76	2,06	0,30	2,5	0,13	5,99
	\neq 30	1,47	2,31	0,50	3,0	0,15	7
F 100	0	3,30	2,97	3	4		
	\neq 90	10,76	3,93	? >> 1	? > 5		

Tableau IV : Variations des paramètres de forme et d'intensité de fabrique en fonction des relations angulaires entre schistosité et foliation métamorphique. Lorsque les valeurs de Kf et de rf relatives aux axes $[110]$ des hornblendes sont très élevées, l'évaluation précise de ces valeurs pour les axes C n'est pas possible. L'échantillon F 100 ne contient pas de biotite.

Le paramètre Kf tend à être plus élevé lorsque schistosité et foliation font un angle sensible que lorsqu'elles sont parallèles. On remarque cependant que dans le cas du site F 100, on a une tectonite franchement linéaire pour un angle S_1/S_2 de 0° comme pour un angle de 90° . Ce caractère est donc significatif à l'échelle de l'affleurement.

Il en est de même dans le cas du site F111 qui montre, en ce qui concerne les axes C des hornblendes, une tendance nette vers les fabriques planaires dans les deux échantillons analysés.

Pour ce qui est des intensités de fabrique de la hornblende, on note qu'elles paraissent augmenter parallèlement à Kf. Cependant, il est difficile, avec si peu de données, de savoir si ceci peut être relié à la tendance statistique que l'on semble observer (cf. fig. 67 et 75).

II.3.3. CONCLUSION :

Il apparaît que les principaux facteurs susceptibles de perturber ou d'influencer les variations d'ellipsoïdes de fabrique à l'échelle de l'affleurement, et donc susceptibles d'atténuer le caractère représentatif et significatif des mesures à cette échelle, n'affectent pas la valeur de Kf de manière suffisante pour modifier profondément son interprétation en termes de tectonite L-S. Dans ce sens, *les données obtenues sur l'ensemble des échantillons (cf. fig. 66 a et 74 a) peuvent être considérées comme représentatives des variations de la forme de l'ellipsoïde de fabrique à l'échelle du domaine étudié.*

Par ailleurs, on remarque que les variations d'intensité de fabrique liées à ces facteurs, et plus précisément à la taille du grain, peuvent, dans le cas de la hornblende, être pratiquement du même ordre de grandeur que celles observées pour l'ensemble des données (site F103, tableau III, comparer avec fig. 67 et 75). Ceci renforce la conclusion précédemment tirée (cf. ce chapitre, § II.1.1.) : *il apparaît délicat d'interpréter les variations des intensités de fabrique d'un site à l'autre et, à fortiori, d'en déduire des tendances significatives.*



Chapitre III

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Dans ce chapitre on discutera tout d'abord le problème des relations entre ellipsoïde de fabrique et ellipsoïde de déformation finie, puis on comparera le comportement des hornblendes et celui des biotites par rapport à la déformation. Ceci conduira à discuter la signification des tectonites L-S en termes d'orientation préférentielle de minéraux anisométriques, et à proposer un modèle du comportement relatif de ces minéraux au cours de la déformation.

III.1. RELATIONS ENTRE DÉFORMATION FINIE ET FABRIQUE :

La comparaison des répartitions des différentes valeurs du K_f et du r_f relatives à la fabrique de la hornblende (cf. fig. 66 et fig. 74) avec les données concernant la déformation finie (cf. Fig. 63) montre bien l'existence d'une relation entre ces deux effets, en particulier du point de vue des *paramètres de forme qui varient globalement dans le même sens*. Ainsi, le développement des fabriques apparaît très fortement contrôlé par la déformation finie. Sur quelques sites, des mesures de déformation finie sont disponibles à proximité des points de prélèvement des échantillons dont la fabrique a été analysée (cf. fig. 61). Ces mesures sont relatives, soit à des gneiss à nodules ou à des conglomérats (sites FJ1, FK11 : conglomérats ; sites F130, FK7, FK129 : gneiss à nodules ; LE THEOFF, 1977 ; BRUN & Al, 1978, 1979), soit à des amphibolites (sites F101, F130, F150 ; BRUN & Al,

1979). Dans ce dernier cas, les échantillons utilisés pour les mesures de fabrique sont géographiquement très voisins de ceux qui ont fourni les mesures de déformation finie. L'ensemble des résultats est donné dans le tableau V ci-dessous :

éch. déf. finie	déformation finie		fabrique hornblende				éch. fabrique
	K	r	axes	110	axes C		
			Kf	rf	Kf	rf	
FH7	0,2	2,6	3	2,55	2,8	3,6	FH6
FK11	1,0	2,3	0,7	2,25	0,3	2,6	F151
FJ1	1,0	6,6	2,45	2,60	0,85	3,4	F140
* F130 F130	0,4 0,3	3,3 4,0	0,35	2,90	0,2	4	F130
FK129	0,3	2,3	0,3	2,2	0,12	2,5	FH13
* F150	0,7	3,2	0,6	1,9	0,25	2,45	F150
* F101	3,5	4,35	5,5	2,4	6	3	FK8

Tableau V : Comparaison entre déformation finie et fabrique de la hornblende dans des sites ou des échantillons voisins (cf. Fig. 61). Les échantillons marqués d'une étoile sont des amphibolites (déformation finie mesurée sur des amandes quartzo-feldspathiques) ; les autres échantillons utilisés pour les mesures de déformation finie sont des gneiss à nodules ou des conglomérats.

Il n'est bien sûr pas question de comparer les données relatives à la mesure de la déformation finie à celles résultant de l'analyse des fabriques, du point de vue des valeurs absolues que ces deux types de mesure peuvent fournir. Dans le cas des fabriques, comme dans le cas de la déformation finie (LE THEOFF, 1977), les erreurs sont difficiles à chiffrer. De plus, en ce qui concerne la déformation

finie, les erreurs sur les mesures sont variables suivant les marqueurs utilisés (nodules polyminéraux, galets de quartz, amandes quartzo-feldspathiques) et le contraste rhéologique existant entre marqueurs et matrice. Par ailleurs, il est fort probable qu'il existe effectivement, du fait des différences de position par rapport aux dômes et des différences de matériel considéré, des variations de l'ellipsoïde de déformation finie entre gneiss, conglomérats, et amphibolites, même si les affleurements considérés sont voisins. On ne doit également pas écarter la possibilité que les marqueurs utilisés pour mesurer la déformation finie n'aient pas "enregistré" la totalité des incréments de déformation liés au développement des fabriques, ou inversement.

Toutefois, ces mesures (tableau V), tout en mettant en évidence la possibilité de fluctuations importantes, confirment, mis à part deux cas (éch. FH6 - FH7 et FJ1 - FK11), le fait que les valeurs de K et de Kf évoluent dans le même sens et assez parallèlement. Ceci est particulièrement net lorsque l'on compare les fabriques aux mesures de déformation finie effectuées dans les amphibolites (éch. F130, F150, FK8 - F101).

Par contre, en ce qui concerne les intensités, ces données ne permettent apparemment pas de dégager de relation précise. La comparaison entre les variations d'intensités de déformation et de fabrique à l'échelle du domaine étudié (cf. fig. 63 et 66) n'est également pas évidente. Ceci tend à montrer (BRUN & Al, 1978) que l'intensité de fabrique n'est probablement pas uniquement et directement liée à la déformation. Peut-être faut-il faire intervenir (cf. 3ème partie, § II.1.1. et II.2.2.) une relation entre intensité et forme de fabrique ? La faible amplitude des variations d'intensité de fabrique (cf. fig. 67 et 75) par rapport aux variations possibles de l'intensité de déformation (cf. fig. 63 ; BRUN & Al, 1979) permet également de supposer que l'intensité de fabrique doit plus ou moins tendre à se stabiliser au-delà d'un certain seuil d'intensité de déformation. Ces problèmes sont cependant difficiles à cerner ; nous avons, entre autre, vu que la taille du grain peut avoir une influence sensible (cf. 3ème

partie, § II.3.2.).

III.2. RELATIONS ENTRE LES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DE LA HORN- BLLENDE ET DE LA BIOTITE.

Nous avons conclu au fait (cf. 3^{ème} partie, § II.1.2.) que la très nette différence entre les champs dans lesquels se dispersent les ellipsoïdes de fabrique, de la biotite d'une part, et de la hornblende d'autre part (cf. fig. 65), montre à elle seule que ces deux minéraux ont un comportement très différent. Ceci est également clairement mis en évidence par la très forte relation qui existe entre forme et intensité (cf. fig. 69) contrairement au cas de la hornblende (cf. fig. 67 et 75). On sait (SIDDANS, 1976 ; LE CORRE, 1978) que dans la plupart des cas, surtout pour de fortes déformations, les micas exagèrent systématiquement le caractère planaire de la déformation apparente aux dépens des composantes linéaires, ceci du fait de leur très forte anisotropie de forme. L'ensemble de nos observations va dans ce sens, et permet de préciser *le rôle fondamental qu'a la forme du minéral sur le type d'ellipsoïde de fabrique associé*, en mettant en évidence la bonne relation entre fabrique et déformation finie dans le cas d'un minéral plano-linéaire par rapport à un minéral fortement planaire. Dans ce sens, les orientations préférentielles des minéraux planaires apparaissent comme des marqueurs de la déformation qui sont peu sensibles et très imprécis, au moins dans le type de roche considéré ici.

III.3. LE ROLE DE LA FOLIATION PRIMAIRE.

Les variations du type et de l'intensité des fabriques en fonction des rapports géométriques entre schistosité et foliation primaire (cf. 3^{ème} partie, § II.3.2.) mettent en évidence le rôle joué par cette dernière sur le développement des orientations préférentielles. Nous avons vu en particulier, qu'à l'échelle de l'affleurement, un fort angle entre schistosité et foliation favorisait le caractère linéaire de l'ellipsoïde de fabrique, sans toutefois fondamentalement

changer le type de tectonite qui en dérive.

A l'échelle du domaine étudié, on peut également constater que, d'une manière globale, dans les zones où schistosité et foliation sont subparallèles, les ellipsoïdes de fabrique sont dans l'ensemble aplatis (le cas de la bordure du dôme du Pieni Neulamaki illustre particulièrement bien cette relation ; cf. fig. 62 et 74 a).

Dans ces conditions, il apparaît logique d'admettre que les fabriques finies observées puissent être liées à un "effet cumulatif" de la foliation et de la schistosité. A ce sujet, on peut noter, dans le cas du site F100 (cf. fig. 61), que la constriction finie que l'on observe (cf. fig. 63a), et qui est confirmée par les orientations préférentielles de la hornblende (cf. fig. 66 et 74), est liée à la superposition de deux aplatissements successifs. On observe en effet du double boudinage (aplatissement) dans le plan de foliation qui est lui-même plissé. D'une manière générale, on note (BRUN & Al, 1979) que, dans les zones caractérisées par une déformation finie en constriction (comme l'ombilic central de Rauhalhti, cf. fig. 62), du boudinage, souvent double, précède, au moins localement, la constriction associée au développement de la schistosité. Dans ces conditions, la constriction est interprétable (BRUN & Al, 1978, 1979) en termes d'interférence de dômes, telle qu'elle conduise localement au développement d'une schistosité oblique sur la bordure d'un des dômes et également sur la foliation primaire, ou plus généralement en termes d'interférence de plus de deux dômes (ombilic central de Rauhalhti, cf. fig. 62). Au contraire, les zones situées entre deux dômes (synformes allongés) (cf. fig. 62) sont caractérisées par de l'aplatissement.

Dans le secteur de Kuopio, l'intégration de l'ensemble des données permet d'interpréter (BRUN & Al, 1979) le développement de la totalité des structures, issues de la déformation ductile, en termes de diapirisme. Dans un tel schéma, et par comparaison avec les modèles expérimentaux (RAMBERG, 1967 ; FLETCHER, 1972 ; DIXON, 1975), la foliation parallèle à la stratification se développe sous l'effet d'une distension au toit des dômes (stade immature). Puis, les dômes "gonflant" et tendant à se détacher à leur base de la zone source (stade

mature), cette foliation est elle-même déformée tandis qu'une seconde schistosité se développe. C'est à ce stade que les dômes tendent à interférer entre eux par gonflement. Les deux surfaces, foliation et schistosité, ne doivent donc pas être considérées comme une matérialisation de deux phases de déformation distinctes superposées. Elles doivent au contraire être considérées comme reflétant différentes étapes successives de l'évolution d'un seul processus continu, et donc être intégrées dans un même schéma de déformation progressive.

III.4. GENESE ET SIGNIFICATION DES TECTONITES L-S :

Le problème de la signification du caractère planaire ou linéaire des roches (tectonites L-S) en termes d'ellipsoïde de déformation a été largement débattu à l'aide des orientations préférentielles de minéraux anisométriques, et particulièrement des phyllosilicates (cf. OERTEL, 1970 ; SIDDANS, 1976 ; TULLIS, 1976 ; LE CORRE, 1978, 1979). Parallèlement, les études régionales soulevant le problème des relations quantitatives entre déformation finie et fabrique, qu'elles soient basées sur les fabriques au sens large (SCHWERDTNER & Al, 1977), ou qu'elles reposent plus précisément sur les orientations minérales préférentielles (LE CORRE & LE THEOFF, 1976 ; LE CORRE, 1978 ; BRUN & Al, 1978) sont peu nombreuses.

LE CORRE (1978) a clairement montré que l'augmentation de l'intensité de la fabrique des phyllosilicates s'accompagne d'une diminution du Kf. Ceci est également mis en évidence ici (cf. ce chapitre § III.2.). Ainsi, les conclusions de LE CORRE (1978, 1979) permettent de considérer qu'à partir d'une orientation initiale aléatoire, les *trajectoires de fabrique* (LE CORRE, 1979) correspondant à une augmentation de l'intensité de l'orientation préférentielle, seront d'une manière générale courbes, tendent à diminuer progressivement la valeur du Kf (fig. 76).

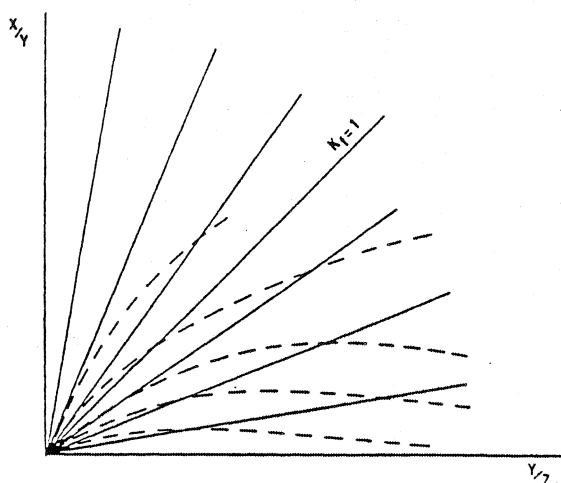


fig. 76 : Schématisation des aspects *qualitatifs* des trajectoires de fabriques représentant l'évolution de l'ellipsoïde de fabrique pour différents types d'ellipsoïdes de déformation.

Par contre, dans le cas de la hornblende, on constate (cf. fig. 67 et 75) que la corrélation entre r_f et K_f est très faible, soulignée par de fortes variations de K_f et une faible amplitude des variations possibles de r_f . On est, à la limite, susceptible d'observer des intensités de fabrique comparables pour des valeurs de K_f très différentes. Il apparaît donc possible, à travers les données présentées ici, d'argumenter l'hypothèse suivante selon laquelle des évolutions simples des orientations préférentielles de la hornblende pourraient, en première approximation, être représentées par des trajectoires de fabrique subparallèles aux droites d'"isovaleur" de K_f sur un diagramme de FLINN (fig. 76) ou ne divergeraient que faiblement par rapport à celles-ci.

Cette hypothèse, même si elle apparaît encore mal étayée par les données et si elle demande à être testée et précisée à travers d'autres études, permet, de façon imagée, de rendre assez bien compte de l'ensemble de nos observations. Elle peut en particulier expliquer les différences globales entre fabrique de la biotite et fabrique de la hornblende, et la relativement bonne corrélation constatée entre ellipsoïdes de fabrique et de déformation dans le cas de la hornblende.

D'une manière générale, ce qui doit être retenu ici, est que l'on précise, dans un exemple naturel, l'importance et la signification du rôle de la forme du minéral vis-à-vis du type de tectonite susceptible de correspondre à tel ou tel type d'ellipsoïde de déformation finie. Nos observations peuvent être comparées à celles de DUFFIELD (1968) qui montrent, dans des tonalites déformées, les effets de la forme des plagioclases sur leurs orientations préférentielles, ceci à l'intérieur d'un même échantillon. En fait, le type de tectonite, relatif aux orientations préférentielles de minéraux anisométriques, apparaît lié au comportement de ces derniers au cours de la déformation progressive, et reflète donc les effets d'au moins deux facteurs : le type d'ellipsoïde de déformation finie et la forme propre du minéral considéré. Ainsi, la déformation d'une roche riche en phyllosilicates conduira préférentiellement à l'acquisition d'une fabrique planaire, ceci pour des ellipsoïdes de déformation pouvant, a priori, avoir des formes sensiblement différentes, et d'autant plus que l'intensité de l'orientation préférentielle sera forte (LE CORRE, 1978, 1979). Au contraire, le développement d'orientations préférentielles de minéraux comme la hornblende ne favorisera, a priori, ni les tectonites planaires, ni les tectonites linéaires, et conduira à des ellipsoïdes de fabrique très variables, le K_f pouvant être très proche du K de l'ellipsoïde de déformation finie correspondante. Les minéraux plano-linéaires apparaissent donc être d'assez relativement bons marqueurs du type de la déformation finie.

III.5. CONCLUSIONS :

Cette étude du comportement de minéraux planaires et plano-linéaires vis-à-vis de la déformation en domaine métamorphique profond a permis, à différentes échelles, de soulever un certain nombre de points importants :

- On montre clairement que la notion de tectonite L-S doit être manipulé avec beaucoup de précautions. On doit en particulier tenir compte des caractéristiques géométriques des objets dont on se sert pour caractériser la fabrique d'une roche. Ainsi, il est apparu,

par comparaison avec ce que l'on connaît du comportement des phyllosilicates (cf. LE CORRE, 1978, 1979) et que l'on a confirmé ici, que l'analyse des orientations préférentielles de minéraux plano-linéaires tels que la hornblende, est susceptible de fournir une description quantitative beaucoup plus précise et réaliste des fabriques en termes de tectonites L-S. Ce type de minéraux semble avoir une forme à la fois suffisamment planaire et suffisamment linéaire pour que leur réorientation au cours de la déformation progressive conduise à un "ellipsoïde de fabrique finie" de forme comparable à celle de l'ellipsoïde de déformation finie. Ceci signifie que leur comportement doit être fortement influencé par les variations de forme des ellipsoïdes de déformation finie successifs au cours de la déformation progressive, et refléter assez fidèlement ces variations.

Il est évident que l'on a pas abordé ici toutes les questions relatives au développement des fabriques dans les roches métamorphiques. Il s'agissait plutôt de soulever un problème important qui est encore mal compris dans son ensemble : les relations déformation finie - fabrique des schistes cristallins. En particulier, nous n'avons pas abordé le problème des mécanismes de déformation et d'acquisition des orientations préférentielles des minéraux considérés. Des modèles de cristallisation sous contrainte (cf. KAMB, 1959, 1961) ont été proposés pour rendre compte des orientations préférentielles de la hornblende ou de la biotite dans les roches métamorphiques (SCHWERDTNER, 1964 ; DE VORE, 1966). Cependant, une interprétation en termes de rotations (WILLIS, 1977), de cristallisation syntectonique et probablement de recuit mimétique (cf. ETHERIDGE, 1975) rend mieux compte de nos observations, et particulièrement du contrôle évident exercé sur les fabriques par la déformation. On notera cependant que le caractère orthorhombique des fabriques observées, par rapport aux axes principaux de déformation finie, dans le cadre d'une déformation progressive fortement non-coaxiale (BRUN & Al, 1978, 1979) doit être une contrainte importante à respecter dans l'approche des mécanismes de déformation à l'échelle du grain.

CONCLUSIONS

L'ensemble de nos observations tend, d'une manière générale, à montrer que l'analyse des fabriques de réseau, combinée à celle de la déformation finie (BRUN & Al, 1978, 1979) apparaît être, compte tenu des limites soulignées tout au long de ce travail, un outil précieux permettant une interprétation géodynamique des structures, interprétation généralement impossible à l'aide d'une simple analyse géométrique. En ce qui concerne les dômes gneissiques de Kuopio, l'analyse des orientations préférentielles de la hornblende permet de combler en partie les lacunes de l'analyse de la déformation finie, bien qu'elle ne fournisse pas des données toujours directement comparables du point de vue quantitatif. La zonéographie de la forme des fabriques que l'on a mis en évidence dans la couverture des dômes apparaît comme très typique et caractéristique des structures considérées. Elle s'explique par les variations locales symptomatiques des caractères de la déformation progressive liée au développement des dômes, et permet d'argumenter l'interprétation géodynamique globale du domaine étudié, à savoir l'origine diapirique des dômes gneissiques.

Dans ce mémoire, nous avons abordé quelques problèmes relatifs à l'analyse des orientations préférentielles de réseau dans les roches déformées, et soulevé, à travers deux exemples naturels, certaines des possibilités qu'offre ce type d'analyse. L'ensemble de ce travail apporte principalement :

1) Du point de vue méthodologique et technique :

La première partie de ce mémoire est consacrée à un rappel des différentes techniques d'analyse des orientations préférentielles par goniométrie de texture. Leur comparaison a contribué à mettre au point une méthode synthétique, applicable aux échantillons rocheux, et qui, nous l'avons vu, est à la fois relativement simple, et suffisamment fiable pour fournir des résultats interprétables quantitativement dans un grand nombre de cas.

A côté des questions techniques, on s'est intéressé aux méthodes de représentation et de quantification des orientations préférentielles. Des simulations mathématiques de la réorientation de lignes passives au cours de la déformation, effectuées parallèlement à une analyse théorique des propriétés des tenseurs représentatifs d'une population d'axes, ont conduit à introduire la notion de "tenseur d'orientation pondéré". Ce tenseur permet de traduire la forme d'une distribution orthorhombique en termes d'ellipsoïde de fabrique. Ses propriétés mathématiques sont identiques à celles d'un tenseur de déformation, ce qui en permet une représentation graphique et une interprétation simples, par rapport aux tenseurs d'orientation classiquement utilisés.

2) Du point de vue de la déformation des roches quartzitiques en domaine épizonal :

Dans le segment hercynien de Bretagne centrale, nous avons pu caractériser l'évolution des microstructures optiques et des orientations préférentielles du quartz au cours de la déformation progressive d'un quartzite. Dans l'exemple considéré, on montre que la tem-

-pérature influe directement sur la déformation: D'un autre côté, nous avons pu préciser ou confirmer différents points concernant le développement des orientations préférentielles du quartz et leurs relations avec la déformation. On a vu, en outre, que le développement des couronnes croisées d'axes C peut être interprété à travers le comportement des axes <a> au cours de la déformation. Dans l'exemple étudié ici, le comportement de ces axes paraît dépendre assez directement de l'histoire de la déformation. Dans ce sens, l'analyse de leurs orientations préférentielles, menée parallèlement à une étude microtectonique fine, est susceptible de préciser la nature, coaxiale ou non, du régime de la déformation. Par ailleurs, nous avons souligné qu'il était difficile d'établir des relations autres que qualitatives entre les orientations préférentielles du quartz et la déformation finie. Ceci rend compte de la variété des paramètres susceptibles d'influer sur les orientations préférentielles (présence d'une fabrique initiale, conditions physiques, caractères géométriques et intensité de la déformation...).

3) Du point de vue de la déformation des amphibolites en domaine profond :

Dans le cas des amphibolites de la couverture des dômes gneissiques de Kuopio, on s'est essentiellement intéressé au comportement des minéraux planaires (biotite) et plano-linéaires (hornblende) au cours de la déformation. Nos résultats tendent à montrer que, par rapport au cas des phyllosilicates, il existe une assez bonne relation entre la fabrique des amphibolés et la déformation finie. Ceci est lié à l'influence de la forme de ces minéraux sur leur comportement au cours de la déformation progressive, et permet de discuter le problème de la signification des tectonites L-S en termes de déformation finie.

4) Du point de vue régional :

Dans les deux domaines étudiés, l'analyse des orientations préférentielles de réseau, effectuée en coordination avec d'autres

études (analyse géométrique, microtectonique, déformation finie, métamorphisme...) contribue à caractériser la déformation et à en proposer une interprétation géodynamique. Dans cette optique, l'établissement d'une "zonéographie" des orientations préférentielles et des microstructures s'est en particulier révélé un outil relativement puissant.

- Dans le segment hercynien de Bretagne centrale, on a pu mettre en évidence un gradient régional Nord-Sud de métamorphisme et de déformation dans le Grès armoricain, et en préciser certains des principaux caractères géométriques et physiques. Ceci a, entre autre, permis de confirmer le rôle important joué par les granites syntectoniques dans la déformation de ce segment de chaîne. Parallèlement, la mise en évidence d'une composante de cisaillement au cours de la déformation majeure dans la partie méridionale du secteur étudié, permet de proposer d'attribuer au cisaillement un rôle fondamental au cours de la tectogénèse hercynienne à l'échelle de l'ensemble du segment de chaîne considéré.

- Dans la région des dômes gneissiques de Kuopio, la zonéographie des fabriques de la hornblende confirme et complète les résultats fournis par l'analyse de la déformation finie. Elle contribue à argumenter l'origine diapirique des dômes.

=====



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES :

- Alexander L.E. 1969 X ray diffraction methods in polymers Science, J. Wiley Interscience, 582 pp.
- Ashby M.F. 1972 A first report of deformation mechanisms maps. Acta Metall., 20 : 887-897.
- Ashby M.F. & Verral R.A. 1978 Micromechanisms of flow and fracture, and their relevance to the rheology of the upper mantle. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A.288 : 59-95.
- Atkinson B.K. 1976 Deformation mechanisms maps for polycrystalline gallena. Earth Planet. Sci. Let., V.29 : 210-218.
- Attewell P.B. & Taylor R.K. 1969 A microtextural interpretation of a welsh slate - In J. Rock mech. min. Sci., Pergamon Press, V.6 : 423-438.
- Attewell P.B., Hirst D.M. & Taylor R.K. 1969 Diagenetic recrystallisation and orientation of two carbonate species - In Sedimentology, Elsevier Publishing Company, 11 : 237-247.
- Audren Cl. 1978 Les déformations post-métamorphiques en Bretagne méridionale : témoins d'une collision de plaques de géométrie irrégulière au Carbonifère moyen. 6ème Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay, p.11.
- Ave'Lallemant H.G. & Carter N.L. 1971 Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientations. Am. J. Sci., V.270 : 218-235.
- Baker D.W., Wenk H.R. & Christie J.M. 1969 X ray analysis of preferred orientation in fine-grained quartz aggregates. J. Geol., 77 : 144-172.
- Baker D.W. & Wenk H.R. 1972 Preferred orientation in a low symmetry quartz mylonite. Jour. Geol., V.80 : 81-105.
- Baker D.W. & Rieckels M.L. 1977 Dauphine twinning in quartzite mylonite. Jour. Geol., V.85 : 15-26.
- Barrett C.S. & Massalski T.B. 1966 Structure of metals. Mc Graw Hill, New-York, 654 pp.
- Bell T.H. & Etheridge M.A. 1976 The deformation and recrystallisation of quartz in a mylonite zone, central Australia. Tectonophysics, V.32 : 235-267.
- Berthé D. 1979 Thèse 3ème Cycle, Rennes, à paraître.
- Berthé D., Choukroune P. & Jegouzo P. 1979a Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites : the example of the South-Armorican shear zone. Journ. Struct. Geol., sous presse.
- Berthé D., Choukroune P. & Gapais D. 1979b Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement sud-armoricain. Bull. Soc. Fr. Min. Crist., sous presse.

- Bhattacharya D.S. & Pasayat S. 1968 Deformation texture in quartz : a theoretical approach. *Tectonophysics*, V.5 : 303-314.
- Bishop J.K.W. & Hill R. 1951 A theory of plastic distortion of a polycrystalline aggregate under combined stress. *Phil. Mag.*, 42 : 414-427.
- Bishop J. & Baker D.W. 1978 Polarity of a axes in quartzite mylonite : combined X ray and piezoelectric data. *E.O.S., Transactions, American Geophysical Union*, V.59, n° 8.
- Bossière G. & Vauchez A. 1978 Deformation naturelle par cisaillement ductile d'un granite de Grande Kabylie occidentale (Algérie). *Tectonophysics*, 51 : 57-81.
- Bouchez J.L. 1977a Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics*, 39, n° 1-3 : 25-50.
- Bouchez J.L. 1977b Le quartz et la cinématique des zones ductiles. Thèse, Nantes, 176 pp.
- Bouchez J.L. 1978 Preferred orientations of quartz a axes in some tectonites : kinematic inferences. *Tectonophysics*, 49, T 25-T 30.
- Bouchez J.L. & Blaise J. 1976 Une structure hercynienne liée à un accident ductile : l'anticlinal de Lanvaux - Les-Ponts-de-Cé, aux environs d'Angers (Massif armoricain). *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, XVII : 145-157.
- Bouchez J.L. & Pecher A. 1976 Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans des quartzites du grand chevauchement central himalayen. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, XVIII, n° 6 : 1377-1385.
- Boullier A.M. & Gueguen Y. 1975 Origin of some mylonites by superplastic flow. *Contrib. Min. Petrol.*, 50 : 93-104.
- Boullier A.M. & Bouchez J.L. 1978 Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, XX, n° 3 : 253-262.
- Boullier A.M. & Quenardel J.M. 1978 Tectonique tangentielle dans les Caledonides scandinaves du Nord. 6ème Réunion. *Ann. Sci. Terre, Orsay*, p. 60.
- Brace W.F. 1960 Orientation of anisotropic minerals in a stress field : discussion. *Geol. Soc. Am., mem.*, 79 : 9-20.
- Bragg R.H. & Packer C.M. 1964 Quantitative determination of preferred orientation. *Journ. of Appl. Phys.*, V.35 : 1322-1328.
- Brun J.P. 1979 The cluster-ridge pattern of mantled gneiss domes in eastern Finland : evidence for large scale gravitational instability in the proterozoic crust. *Soumis à Earth Planet. Sci. Let.*

- Brun J.P., Le Corre Cl. & Le Théoff B. 1976 Schistosité et diapirisme : un exemple, les "mantled gneiss domes" de Kuopio (Finlande). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XVIII, n° 6 : 1453-1459.
- Brun J.P., Gapais D., Le Corre Cl. & Le Théoff B. 1978 Déformation finie et fabrique cristalline dans un exemple de tectonique diapirique profonde : les "mantled gneiss domes" de Kuopio (Finlande). Colloque Int. Sciences de la Terre et Mesures, Orléans. Mém. B.R.G.M., n° 91 : 197-206.
- Brun J.P., Gapais D. & Le Théoff B. 1979 Folds and strain pattern of Kuopio mantled gneiss domes (Finland) : a case of interfering diapirs. En préparation.
- Bunge H.J. 1969 Mathematische Methoden der Textur-Analyse. Berlin, Akademie Verlag, 330 pp.
- Bunge H.J. & Haessner F. 1968 Three dimensional orientation distribution function of crystals in cold-rolled copper. Jour. Applied Physics, V.39 : 5503-5514.
- Burg J.P. & Laurent Ph. 1978 Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. Tectonophysics, V.47 : 15-42.
- Cahn R.W. 1974 Grain boundaries in recrystallisation. Can. Met. Q., 13 : 253-259.
- Calnan E.A. & Clews C.J.B. 1950 Deformation textures in face-centered metals. Philos. Mag., 41 (7) : 1085-1100.
- Calnan E.A. & Clews C.J.B. 1951 Development of deformation textures in metals, 2. Philos. Mag., 42 : 616-635.
- Carreras J., Estrada A. & White S.H. 1977 The effects of folding on the C-axis fabrics of a quartz mylonite. Tectonophysics, 39, n° 1-3 : 3-24.
- Carter N.L., Christie J.M. & Griggs D.T. 1964 Experimental deformation and recrystallisation of quartz. Journ. Geol., 72 : 687-733.
- Charoy B. 1970 Le massif de Questembert (Morbihan) : variations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas. Etude de leur radioactivité. Thèse, Nancy, 315 pp.
- Chauvel J.J. 1968 Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. Thèse, Rennes, 244 pp.
- Chernock W.P. & Beck P.A. 1952 Analysis of certain errors in the X ray reflexion method for the quantitative determination of preferred orientation. J. Applied Physics, V. 23 : 341-345.
- Choukroune P. 1971 Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les zones abritées (pressure shadows). Bull. Soc. Géol. Fr. (7) XIII, n° 3-4 : 257-271.
- Christie J.M. 1963 The moine thrust zone in the Assynt region, Northwest Scotland. Univ. Calif. Pub. Geol. Sci., 40 : 345-440.

- Christie J.M., Griggs D.T. & Carter N.L. 1964 Experimental evidence of basal slip in quartz. *Journ. Geology*, 72 : 734-756.
- Claffic'h M. 1976 Données complémentaires sur la géométrie du plissement et sur les variations de forme et d'orientation de l'ellipsoïde de déformation dans l'arc hercynien ibéro-armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XVIII : 757-762.
- Cobbold P.R. 1977 Compatibility equations and the integration of finite strain in two dimensions. *Tectonophysics*, 39, T1-T6.
- Cobbold P.R. 1978 Quelques structures particulières du cisaillement simple progressif. 6ème Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay, p. 110.
- Cobbold P.R. & Gapais D. 1979 Specification of fabric shapes using an eigenvalue method : discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V.90 : 310-312.
- Cogné J. 1957 Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. Thèse, Strasbourg, Mém. Serv. Carte géol. Fr. (1960), 382 pp.
- Cogné J. 1974 Le Massif armoricain - In Debelmas : Géologie de la France, pp. 105-161, Doin (Paris).
- Cogné J. 1977 La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-t-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale - In Coll. Intern. CNRS, Géologie de l'Himalaya, n° 268.
- Couterne J.C. & Cizeron G. 1971 Phénomène de défocalisation lié à la géométrie de la chambre de texture de Schultz et incidence sur l'intensité mesurée. *J. Appl. Cryst.*, V.4 : 461-472.
- Crampton C.B. 1963 Quartz fabric reorientation in the region of Benmore Assynt, Northwest Highlands of Scotland. *Geol. Mag.*, V.100, n° 4 : 361-370.
- Darot M. & Bouchez J.L. 1976 Study of directional data distributions from principal preferred orientation axes. *J. Geol.* V.84 : 239-247.
- Decker B.F., Asp.E.T. & Harker D. 1948 Preferred orientation determination using geiger counter X ray diffraction goniometer. *J. Appl. Phys.*, 19 : 388-392.
- Desper C.R. & Stein R.S. 1966 Measurement of pole figures and orientation functions for polyethylene films prepared by uni-directional and oriented crystallisation. *J. Appl. Phys.*, V.37, n° 11 : 3990.
- DeVore G.W. 1966 Elastic strain energy and mineral recrystallisation : a commentary on rock deformation. *Contr. to Geol.*, V.5, n° 2 : 19-43.
- Dixon J. 1975 Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, V. 28 : 89-124.

- Duffield W.A. 1968 The petrology and structure of the El Pinal tonalite, Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, V.79 : 1351-1374.
- Dunn C.G. & Walter J.L. 1960 Orientation density and its use in quantitative texture studies. *J. Appl. Phys.*, V.31, n° 5 : 827.
- Durney D.W. 1972 Solution transfer, an important geological deformation mechanism. *Nature*, 235 : 315-317.
- Durney D.W. & Ramsay J.G. 1973 Incremental strains measured by syntectonic crystal growths - In De Jong K.A. and Scholten R. eds, *Gravity and Tectonics*, Wiley & sons, New-York, 67-96.
- Elliott D. 1972 Deformation paths in structural geology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, V.83 : 2621-2638.
- Elliott D. 1973 Diffusion flow laws in metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, V. 84 : 2645-2664.
- Eskola P.E. 1949 The problem of mantled gneiss domes. *Quart. Jour. Geol. Soc. Lond.*, V.104 : 461-476.
- Etchecopar A. 1974 Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement. Thèse 3ème Cycle, Nantes, 135 pp.
- Etchecopar A. 1977 A plane kinematic model of progressive deformation in a poly-crystalline aggregate. *Tectonophysics*, 39, n° 1-3 : 121-139.
- Etheridge M.A. 1975 Deformation and recrystallisation of orthopyroxene from the Giles complex, central Australia. *Tectonophysics*, 25 : 87-114.
- Fairbairn H.W. 1939 Hypotheses of quartz orientation in tectonites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V.50 : 1475-1492.
- Fairbairn H.W. 1949 *Structural petrology of deformed rocks*. Cambridge, Massachusetts, Addison-Wesley Publ. Co. Inc., 344 pp.
- Fara H.D. & Scheidegger A.E. 1963 An eigenvalue method for the statistical evaluation of fault plane solutions of earthquakes. *Seismol. Soc. America Bull.*, V.53 : 811-816.
- Feng C. 1965 Determination of relative intensity in X ray reflexion studies. *J. Appl. Phys.*, V.36 : 3432-3435.
- Fletcher R.C. 1972 Application of a mathematical model to the emplacement of mantled gneiss domes. *Am. J. Sci.*, V.272 : 197-216.
- Flinn D. 1962 On folding during three dimensional progressive deformation. *Q.J.Geol. Soc. London*, 118 : 385-433.
- Flinn D. 1965 On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.* 102 (1) : 36-45.

- Gapais D. & Lagarde J.L. 1977 Utilisation de la texture du quartz pour l'étude comparative des directions d'allongement et de cisaillement : Exemple des gneiss de Champtoceaux (Massif armoricain). C.R. Acad. Sc. Paris, t.284, Série D, 2467-2470.
- Gapais D., Le Corre Cl. & Pivette B. 1979 The role of regional transcurrent shear components in orogenic belts with particular reference to the hercynian belt of Brittany. Int. Conférence on shear zones in rocks, Barcelone, Mai 1979 (résumé).
- Gay N.C. 1968 The motion of rigid particles embedded in a viscous fluid during pure shear deformation of the fluid. *Tectonophysics*, 5, n° 2 : 81-88.
- Green H.W., Griggs D.T. & Christie J.M. 1970 Syntectonic and annealing recrystallisation of fine-grained quartz aggregates - In Paulitsch P., ed., *experimental and natural rock deformation*, Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 272-335.
- Griggs D.T. 1967 Hydrolytic weakening of quartz and other silicates. *Royal Astron. Soc. Geophys. Jour.*, V.14 : 19-31.
- Griggs D.T., Paterson M.S., Heard H.C. & Turner F.J. 1960 Annealing recrystallization in calcite crystals and aggregates - In *Rock Deformation* D.T. Griggs and J. Handin (eds). *Geol. Soc. Am. Mem.*, V.79 : 21-37.
- Griggs D.T. & Blacic J.D. 1965 Quartz : Anomalous weakness of synthetic crystals. *Science*, V.147 : 292-295.
- Hara I. 1971 An ultimate steady-state pattern of C axis fabric of quartz in metamorphic tectonites. *Geol. Rundschau*, V.60, n° 3 : 1142-1173.
- Hara I., Takeda K. & Kimura T. 1973 Preferred lattice orientation of quartz in shear deformation. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Série C*, V.7, n° 1 : 1-10.
- Hara I., Paulitsch P. & Hide K. 1976 An estimation method of velocity of orogenic movement. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, V.151, n° 1 : 58-72.
- Hara I. & Nishimura Y. 1977 Boundary between subbasal I and subbasal II fields of quartz deformation in geological conditions. *Tectonophysics*, 39, n° 1-3 : 273-286.
- Harland W.B. & Bayly M.B. 1958 Tectonic regimes. *Geol. Mag.*, V.95 : 89-104.
- Heard H.C. & Carter N.L. 1968 Experimentally induced "natural" intragranular flow in quartz and quartzite. *Am. Jour. Sci.*, V.266 : 1-42.
- Hietanen A. 1938 On the petrology of the finnish quartzites. *Comm. Geol. Finlande Bull.*, 122.
- Higgs D.V., Friedman M. & Gebhart J.E. 1960 Petrofabric analysis by means of the X ray diffractometer. *Geol. Soc. Am. Mem.*, V.79, 10 : 275-294.
- Hirbec Y. 1979 Thèse 3ème Cycle, Rennes, à paraître.

- Hobbs B.E. 1968 Recrystallisation of single crystals of quartz. *Tectonophysics*, 6 : 353-401.
- Hobbs B.E., Means W.D. & Williams P.F. 1976 An outline of structural geology. Wiley ed. Intern., 571 pp.
- Hsu T.C. 1966 The characteristics of coaxial and non coaxial strain path. *J. Strain Anal.*, 1 : 216-222.
- Jeffery G.B. 1922 The motion of ellipsoid particles immersed in a viscous fluid. *Roy. Soc. London Proc., Sér. A*, 102 : 161-179.
- Jegouzo P. 1973 Etude pétrographique et structurale des schistes cristallins et granites en Basse-Vilaine. Thèse 3ème Cycle, Rennes, 93 pp.
- Jegouzo P. 1976 La zone broyée sud-armoricaine : chevauchement et cisaillement. 4ème Réun. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 234.
- Jegouzo P. 1979 The south-armoric shear zone. Int. Conference on shear zones in rocks, Barcelone, Mai 1979, *J. Struct. Geol.*, sous presse.
- Jegouzo P. & Gapais D. 1977 Application de la goniométrie de texture aux ultramylonites. 5ème Réun. Ann. Sci. Terre, Rennes, p. 285.
- Jetter L.K., Mc Harque C.J. & Williams R.O. 1956 Method of representing preferred orientation data. *Journ. Phys. Chemistry*, 71 : 1770-1779.
- Kamb W.B. 1959 Theory of preferred crystal orientation developed by crystallisation under stress. *Jour. Geol.*, 67 : 153-170.
- Kamb W.B. 1961 The thermodynamic theory of nonhydrostatically stressed solids. *J. Geoph. Research*, 66 : 259-271.
- Kern H. 1977 Preferred orientation of experimentally deformed limestone marble, quartzite and rock salt at different temperatures and states of stress. *Tectonophysics*, 39, n° 1-3 : 103-120.
- Kerrich R. 1975 Aspects of pressure solution as a deformation mechanism. Thesis, Ph. D., Univ. London.
- Kiraly L. 1969 Statistical analysis of fractures (orientation and density). *Geol. Rundschau*, 59, n° 1 : 125-151.
- Lagarde J.L. 1978 La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Applications à la nappe du Canigou-Roc de France (Pyrénées Orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif Armoricain). Thèse 3ème Cycle, Rennes, 164 pp.
- Lamouroux C. 1976 Les mylonites dans le massif de Néouvielle (textures, def. intracristallines). Déformations pyrénéennes dans un complexe plutonique hercynien. Thèse 3ème Cycle, Toulouse, 148 pp.
- Lamouroux C., Astier G. & Ballestracci R. 1978 Détermination expérimentale d'un facteur de correction globale pour l'établissement des figures de pôles en goniométrie de texture. 6ème Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay, p. 227.

- Laurent P. & Etchecopar A. 1976 Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes occidentales). Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XVIII, 6 : 1387.
- Le Corre Cl. 1969 Contribution à l'étude géologique des synclinaux du Sud de Rennes (Massif Armoricaïn). Thèse 3ème cycle, Orsay, 116 pp.
- Le Corre Cl. 1975 Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque centre-armoricains : zonéographie et structure d'un domaine épizonal. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XVII, 4 : 547-553.
- Le Corre Cl. 1977a Le Briovérien de Bretagne Centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. Bull. B.R.G.M., Section I, n° 3 : 219-254.
- Le Corre Cl. 1977b Dissolution et comportement du quartz dans un gradient de déformation avec schistosité. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XIX, n° 5 : 1109-1113.
- Le Corre Cl. 1978 Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne Centrale. Thèse, Rennes, 381 pp.
- Le Corre Cl. 1979 Typologie et texture des roches argilo-silteuses déformées : un modèle de développement progressif de la schistosité. Bull. Soc. Fr. Min. Crist., sous presse.
- Le Corre Cl. & Le Théoff B. 1976 Zonéographie de la déformation finie, de la fabrique et du métamorphisme dans un segment de la chaîne hercynienne armoricaine. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XVIII, n° 6 : 1435-1442.
- Le Théoff B. 1977 Marqueurs ellipsoïdaux et déformation finie. Applications aux synclinaux de Bretagne Centrale et aux "mantled gneiss domes" de Kuopio (Finlande). Thèse 3ème Cycle, Rennes, 96 pp.
- Lhote F., Leymarie P. & Hetier J.M. 1969 Utilisation du diffractomètre de texture pour la détermination des orientations cristallines des roches microgrenues. Application à la texture de quelques laves du Massif Central. Bull. Soc. Fr. Mineral. Crist., 92 : 299-307.
- Lhote F., Leymarie P. & Uriot J.P. 1973 Technique d'utilisation du goniomètre de texture en pétrographie. C.R. Coll. Rayons X et Matière, Monaco : 131-136.
- Lippmann F. 1970 Functions describing preferred orientation in flat aggregates of flackelike clay minerals and in other axially symmetric fabrics. Contr. Miner. Petrol., 25 : 77-94.
- Lister G.S. 1974 The theory of deformation fabrics. Ph. D. Australian National Univ. Australie, 463 pp.
- Lister G.S. 1977 Discussion : Crossed-girdle C-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. Tectonophysics, 39, n° 1-3 : 51-54.

- Lister G.S., Paterson M.S. & Hobbs B.E. 1978 The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzites : the model. *Tectonophysics*, 45 : 107-158.
- Lunardi L.F. & Baker D.W. 1975 Determination of movement direction and shear sense in deep-seated thrust zones from mylonites. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 56 (9) : 602.
- Mc Clay K.R. 1977 Pressure solution and coble creep in rocks and minerals : a review. *J. Geol. Soc. London*, 134 : 57-70.
- Mc Donald G.J.F. 1960 Orientation of anisotropic minerals in a stress field. *Geol. Soc. Am., Mem.* 79 : 1-8.
- March A. 1932 Mathematische Theorie der Regelung nach der Korngestalt bei affiner Deformation. *Ziet. Krist.*, 81 : 285-297.
- Marjoribanks R.W. 1976 The relation between microfabric and strain in a progressively deformed quartzite sequence from Central Australia. *Tectonophysics*, 32 : 269-293.
- Mark D.M. 1973 Analysis of axial orientation data, including till fabrics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, n° 4 : 1369-1374.
- Mark D.M. 1974 On the interpretation of till fabrics. *Geology*, 2, n° 2 : 101-104.
- Mark D.M. & Andrews J.T. 1975 A reexamination of the till fabrics and the origin of some "cross-valley" moraines on Baffin Island. *Geol. Föreh. Stockhem Föreh.*, 97 : 321-325.
- Matte Ph. & Ribeiro A. 1975 Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, D 280 : 2825-2828.
- Means W.D. 1976 Stress and strain. Basic concepts of continuum mechanics for geologists. Springer Verlag (New-York), 339 pp.
- Mitra S. 1976 A quantitative study of deformation mechanisms and finite strain in quartzites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 59 : 203-226.
- Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F. & Mercier J.C. 1971 Textures, structures and fabrics due to solid-state flow in some european lherzolites. *Tectonophysics*, 12 : 55-68.
- Nicolas A., Bouchez J.L. & Boudier F. 1972 Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de Lanzo (Alpes piémontaises). Comparaison avec d'autres massifs. *Tectonophysics*, 14 : 143-171.
- Nicolas A., Boudier F. & Boullier A.M. 1973 Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *Am. J. Sci.*, 273 : 853-876.
- Nicolas A. & Poirier J.P. 1976 Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley Interscience, Londres, 444 pp.

- Nicolas A., Bouchez J.L., Blaise J. & Poirier J.P. 1977 Geological aspects of deformation in continental shear zones. *Tectonophysics*, 42 : 55-73.
- Oertel G. 1970 Deformation of a slaty, lapillar tuff in the lake district, England. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81 : 1173-1189.
- Owens W.H. 1973 Strain modification of angular density distributions. *Tectonophysics*, 16 : 249-261.
- Owens W.H. 1974a Representation of finite strain by three-axis planar diagrams. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85 : 307-310.
- Owens W.H. 1974b Mathematical model studies on factor affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks. *Tectonophysics*, 24 : 115-131.
- Pecher A. 1978 Deformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Nepal. Thèse, Grenoble, 354 pp.
- Phillips F.C. 1945 The microfabric of the Moine schists. *Geol. Mag.*, 82 : 205-220.
- Phillips W.J. 1965 The deformation of quartz in granite. *Geol. J.*, 4 : 391-413.
- Pitcher W.S. & Berger A.R. 1972 The geology of Donegal. Reg. Series. Wiley (Londres), 435 pp.
- Pivette B. 1978 Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : sa place dans l'évolution géodynamique de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse 3ème Cycle, Rennes, 108 pp.
- Poirier J.P. 1976 Les mécanismes physiques microscopiques de la déformation plastique des minéraux et des roches. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, XVIII, n° 6 : 1371-1376.
- Poirier J.P. & Nicolas A. 1975 Deformation induced recrystallisation by progressive misorientation of subgrain-boundaries, with special reference to mantle peridotites. *J. Geol.*, 83 : 707-720.
- Pons J. 1971 Pétrofabric et structures dans le massif de Querigut. Thèse 3ème Cycle, Toulouse, 228 pp.
- Potter P.E. & Pettijohn F.J. 1977 Paleocurrents and basin analysis. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 425 pp.
- Preston J. 1954 The geology of the precambrian rocks of Kuopio district. *Ann. Acad. Sci. Fennicae, Sér. A*, 40, 111 pp.
- Quinquis H. 1979 Thèse 3ème Cycle, Rennes, à paraître.
- Quinquis H., Audren Cl., Brun J.P. & Cobbold P.R. 1978 Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273 : 43-45.

- Ramberg H. 1967 Gravity, deformation and the earth's crust as studied by centrifuged models. Academic Press, New-York, 241 pp.
- Ramsay J.G. 1967 Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill (New-York) 568 pp.
- Ranson D.M. 1971 Host control of recrystallised quartz grains. Mineralogical Mag., 38 : 83-88.
- Reiche P. 1938 An analysis of cross-lamination : the cocolino sandstone. Jour. Geol., 46 : 905-932.
- Rieckels L.M. & Baker D.W. 1977 The origin of the double maximum pattern of optic axes in quartzite mylonite. Jour. Geol., 85 : 1-14.
- Roe R.J. 1965 Description of crystallite orientation in polycrystalline materials, III. General solution to pole figure inversion. J. Appl. Phys., 36 : 2024.
- Roe R.J. & Kriegbaum W.R. 1964 Description of crystallite orientation in polycrystalline materials having fiber texture. J. Chem. Phys., 40 : 2608-2615.
- Rowland R.A. 1946 Grain shape fabrics of clastic quartz. Geol. Soc. Amer. Bull., 57 : 547-564.
- Rutter E.H. 1976 The kinetics of rock deformation by pressure solution. Phil. Trans. R. Soc. London, A 283 : 203-219.
- Rutter E.H. & Rusbridge M. 1977 The effect of non-coaxial strain paths on crystallographic preferred orientation development in the experimental deformation of a marble. Tectonophysics, 39, n° 1-3 : 73-86.
- Sah J.P., Richardson G.J. & Sellars C.M. 1969 Recrystallisation during hot deformation of nickel. J. Aust. Inst. Metals., 13 : 292-297.
- Sander B. 1930 Gefügekunde der Gesteine. Springer, Vienna, 352 pp.
- Sander B. & Sacks G. 1930 Zur Röntgenoptischen Gefügeanalyse von Gesteinen. Zeitschr. Kristallographie, 75 : 550-571.
- Scheidegger A.E. 1965 On the statistics of the orientation of bedding planes, grain axes and similar sedimentological data. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 525 C : 164-167.
- Schmid S.M., Boland J.N. & Paterson M.S. 1977 Superplastic flow in fine grained limestone. Tectonophysics, 43, n° 3-4 : 252-292.
- Schmidt W. 1925 Gefügestatistik. Min. Petrol. Mitt., 38 : 392.
- Schultz L.G. 1949a A direct method of determining preferred orientation of a flat reflexion sample using a geiger counter X-ray spectrometer. J. Appl. Phys., 20 : 1030-1033.
- Schultz L.G. 1949b Determination of preferred orientation in flat transmission samples using a geiger counter X-ray spectrometer. J. Applied. Phys., 20 : 1033-1036.

- Schwerdtner W.M. 1964 Preferred orientation of hornblende in a banded hornblende gneiss. *Am. Jour. Sci.*, 262 : 1212-1229.
- Schwerdtner W.M., Sheehan P.M. & Rucklidge J.C. 1971 Variation in degree of hornblende grain alignment within two boudinage structures. *Can. Jour. Earth Sci.*, 8 : 144-149.
- Schwerdtner W.M., Bennett P.J. & Janes T.W. 1977 Application of L-S fabric scheme to structural mapping and paleostrain analysis. *Can. Jour. Earth Sci.*, 14 : 1021-1032.
- Shackleton R.M. & Ries A.C. 1976 Patterns of strain variation in arcuate fold belts. *Phil. Trans. R. Soc. London, A* 283 : 281-288.
- Shelley D. 1971a Hypothesis to explain the preferred orientations of quartz and calcite produced during syntectonic recrystallisation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82 : 1943-1954.
- Shelley D. 1971b The origin of crossed girdle fabrics of quartz. *Tectonophysics*, 11 : 61-68.
- Shimamoto T. & Hara I. 1976 Geometry and strain distribution of single layer folds. *Tectonophysics*, 30 : 1-34.
- Siddans A.W.B. 1976 Deformed rocks and their textures. *Phil. Trans. R. Soc. London, A* 283 : 43-54.
- Starkey J. 1964 X-ray analysis of preferred orientation of quartz in three lined quartzites. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 52 : 817-823.
- Stocker R.L. & Ashby M.F. 1973 On the rheology of the upper mantle. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 11 : 391-426.
- Suzuki T. 1970 Röntgenographische Gefügeanalyse (mit dem Zählrohr-Texturgoniometer) von Quarzschieffern aus Zentral-Shikoku, Japan. in *Experimental and natural rock deformation* P. Paulitsch (ed.), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, 1-18.
- Sylvester A.G. & Christie J.M. 1968 The origin of crossed-girdle orientation of optic axes in deformed quartzite. *Jour. Geol.*, 76 : 571-580.
- Taylor G.I. 1938 Plastic strains in metals. *Jour. Inst. Metal.*, 62 : 307-324.
- Tenckoff E. 1970 Defocusing for the schultz technique of determining preferred orientation. *J. Appl. Phys.*, 41 : 3944.
- Tullis J. 1977 Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, 39, n° 1-3 : 87-102.
- Tullis J., Christie J.M. & Griggs D.T. 1973 Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84 : 297-314.
- Tullis T.E. 1976 Experiments on the origin of slaty cleavage and schistosity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87 : 745-753.

- Tullis T.E. & Wood D.S. 1975 Correlation of finite strain from both reduction bodies and preferred orientation of mica in slate from Wales. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86 : 632-638.
- Turner F.J. & Weiss L.E. 1963 Structural analysis of metamorphic tectonites. *Mc Graw Hill, New-York*, 545 pp.
- Vidal Ph. 1973 Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif Armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XV : 239-245.
- Vignerresse J.L. 1978 Gravimétrie et granites armoricains. Structure et mise en place des granites hercyniens. Thèse Doct. Ing., Rennes, 95 pp.
- Voll G. 1960 New work on petrofabrics. *Geol. J. (Liverpool-Manchester)*, 2 (3) : 503-567.
- Watkinson A.J. 1975 Multilayer folds initiated in bulk plane strain, with the axis of no change perpendicular to the layering. *Tectonophysics*, 28 : T7-T11.
- Watson G.S. 1965 Equatorial distributions on a sphere. *Biometrika*, 52 : 193-201.
- Watson G.S. 1966 The statistics of orientation data. *J. Geol.*, 74 : 786-797.
- Wayland R.G. 1939 Optical orientation in elongate clastic quartz. *Amer. J. Sci.*, 237 : 99-109.
- Wendler R. 1956 Zur Frage der Quarz-Konregelung von Psammiten. *Wiss.Z. Karl-Marx, Univ. Leipzig*, 5 : 421-426.
- Wenk H.R., Baker D.W. & Griggs D.T. 1967 X-ray analysis of hot-worked and annealed flint. *Science*, 157 : 1447-1449.
- Wenk H.R. & Kolodny Y. 1968 Preferred orientation of quartz in a chert breccia. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 59 : 1061-1066.
- Wenk H.R. & Wilde W.R. 1972 Orientation distribution diagrams for three yule marbles fabrics. *Am. Geoph. Union, Flow and fracture of rocks*, *Geoph. Mon.* 16 : 83-94.
- Wever F. 1924 Über die Walzstruktur kubisch kristallisierender Metalle. *Zeitschr. Physik*, 28 : 69.
- Wever F. 1931 Texture of metals after cold deformation. *Ann. Inst. Min. Metall. Engineers Trans.*, 93 : 51.
- White S. 1973a The dislocation structures responsible for the optical effects in some naturally deformed quartzites. *J. Mater. Sci.*, 9 : 490-499.
- White S.H. 1973b Syntectonic recrystallisation and texture development in quartz. *Nature*, 244 : 276-278.

- White S.H. 1975 Estimation of strain rates from microstructures. Jour. Geol. Soc. London, 131 : 577-583.
- White S.H. 1976 The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 283 : 69-86.
- White S.H. 1977 Geological significance of recovery and recrystallisation processes in quartz. Tectonophysics, 39 : 143-170.
- Wilkman W.W. 1923 Kuopian sendun Kivilajit. Geol. Surv. Fin. Geotech. pap., n° 36.
- Willis D.G. 1977 A kinematic model of preferred orientation. Geol. Soc. Amer. Bull., 88 : 883-894.
- Wilson C.J.L. 1973 The prograde microfabric in a deformed quartzite Sequence, Mont Isa, Australia. Tectonophysics, 19 : 39-81.
- Wilson C.J.L. 1975 Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. Geol. Soc. Am. Bull., 86 : 968-974.
- Woodcock N.H. 1977 Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. Geol. Soc. Amer. Bull., 88 : 1231-1236.

INTRODUCTION

1ère PARTIE : LES FABRIQUES DE RESEAU : INTRODUCTION AU PROBLEME ET METHODES ANALYTIQUES.

<u>CHAPITRE I</u> : LES RELATIONS ENTRE LES FABRIQUES DE RESEAU ET LA DEFORMATION DES ROCHES : QUELQUES CONCEPTS ELEMENTAIRES	7
I.1. Mécanismes de déformation, fabriques de réseau et micro-structures	7
I.1.1. Les mouvements de dislocations	8
◦ Les effets observables au microscope	9
◦ Les orientations préférentielles de réseau	10
I.1.2. Les mécanismes de diffusion	11
I.1.3. Les glissements aux joints de grains	12
I.1.4. Les rotations de grains isolés dans une matrice	13
I.1.5. Conclusion	13
I.2. Les relations entre les fabriques de réseau et la déformation	16
I.2.1. Déformation finie et fabrique de réseau	16
I.2.2. Déformation progressive, régime de déformation et fabrique de réseau	18
I.3. Conclusion	22
<u>CHAPITRE II</u> : LA MESURE DES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES PAR GONIOMETRIE DE TEXTURE	24
II.1. Principe et appareillage	25
II.2. Phénomènes influant sur l'intensité mesurée - méthodes de correction et conséquences pratiques	31
II.2.1. Les différents modes d'exploration de la totalité de la sphère des pôles	32
◦ Transmission seule	32
◦ Transmission et réflexion	32
◦ Réflexion seule	33
II.2.2. La défocalisation	34
II.2.3. L'absorption	36
II.2.4. Les corrections empiriques	36

II.2.5. Conclusions	38
◦ Du point de vue des corrections	38
◦ Du point de vue des modes d'exploration	39
II.3. Démarche adoptée pour l'obtention des figures de pôles	40
II.3.1. L'échantillonnage et l'obtention des données brutes	41
II.3.2. Les corrections	43
◦ Correction des intensités brutes enregistrées	43
◦ Homogénéisation des données relatives aux trois pastilles	45
II.3.3. Le calcul de l'intensité totale diffractée et la normalisation des résultats	46
<u>CHAPITRE III</u> : QUANTIFICATION ET REPRESENTATION GRAPHIQUE DES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES	50
III.1. Les tenseurs d'orientation - méthodes des valeurs propres	51
III.1.1. Généralités sur les méthodes	51
◦ Les fonctions d'orientation	51
◦ Les méthodes des valeurs propres	53
III.1.2. Le tenseur d'orientation de Scheidegger	55
◦ Définition et propriétés	55
◦ Extension de la méthode	59
◦ Signification du tenseur d'orientation	61
Approche théorique	63
Approche par simulation numérique	65
◦ Représentation graphique:discussion	68
III.1.3. Le tenseur d'orientation pondéré	70
◦ Définition et propriétés	70
◦ Représentation graphique	72
III.1.4. Conclusions	73
III.2. Les fonctions de distribution d'orientation	75
<u>2ème PARTIE</u> : LE GRES ARMORICAIN DANS LE SEGMENT HERCYNIEU DE BRETAGNE CENTRALE.	
<u>INTRODUCTION</u>	78
A) Resultats analytiques	84
<u>CHAPITRE I</u> : LES STRUCTURES ET LES MICROSTRUCTURES	85
I.1. Les principaux types de quartzites	85
I.1.1. Quartzites sans structure macroscopique apparente	85
◦ Type 1: quartzites à grains détritiques peu ou pas déformés	86
◦ Type 2: quartzites à grains déformés non recristallisés	88

I.1.2. Quartzites macroscopiquement structurés	91
◦ Type 3: quartzites à porphyroclastes dominants	91
◦ Type 4: quartzites à néoblastes dominants	94
I.2. Les structures particulières au synclinorium de St Georges - sur - Loire	96
I.2.1. Les discontinuités planaires	96
I.2.2. Les zones abritées	99
I.3. La répartition typologique régionale	101
 <u>CHAPITRE II: LES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DE RESEAU</u>	103
II.1. Les différents types d'orientations préférentielles	104
II.1.1. Les quartzites de type 1	105
II.1.2. Les quartzites de type 2	107
II.1.3. Les quartzites de type 3	108
II.1.4. Les quartzites de type 4	109
II.2. Les orientations comparées des porphyroclastes et des néo- blastés	110
II.3. Les relations entre fabrication de forme et fabrication de ré- seau des porphyroclastes	113
II.3.1. Les différents types de grains	113
II.3.2. Les relations entre l'allongement et l'axe C des porphyroclastes	116
II.4. La répartition régionale des types de fabriques	119
 B) Discussion et interprétation	121
 <u>CHAPITRE I: LA DEFORMATION DU GRES ARMORICAIN</u>	122
I.1. L'évolution des microstructures et des orientations préfé- rentielles	122
I.1.1. Les différents stades d'évolution	122
◦ Les stades initiaux	122
◦ Les stades intermédiaires	124
◦ Les stades évolués	125
I.1.2. Le développement des orientations préférentielles	129
◦ Les systèmes de glissements	129
Les directions de glissement	129
Les plans de glissement	132
◦ L'évolution des orientations préférentielles de réseau	134
I.1.3. Conclusion - le rôle de la température	135
I.2. Les relations entre fabrication et déformation finie	138
I.2.1. Le type d'ellipsoïde de déformation et les fabriques de réseau	138

I.2.2.	L'intensité de la déformation et les fabriques de réseau	140
I.2.3.	Comparaison avec les données régionales concernant la déformation finie	143
	◦ Les synclinaux du Sud de Rennes	143
	◦ La zone de l'anticlinal de Lanvaux	143
	◦ La terminaison occidentale du synclinorium de St Georges - sur - Loire	144
I.2.4.	Conclusions	147
I.3.	Le problème du régime de la déformation	148
I.3.1.	Les structures microscopiques	148
	◦ Les microzones de cisaillement	149
	Leurs relations géométriques avec la schistosité	149
	Leur âge relatif	149
	Leur signification	150
	◦ La géométrie des zones abritées	152
I.3.2.	L'interprétation des fabriques de réseau	152
	◦ L'analyse des figures de pôles	153
	◦ Interprétation	154
	◦ Comparaison avec les résultats de l'analyse microtectonique	157
I.3.3.	Comparaison avec les autres données	159
	◦ Les séries sédimentaires briovériennes et paléozoïques	159
	◦ Les leucogranites	159
 <u>CHAPITRE II: SIGNIFICATION ET IMPLICATIONS REGIONALES</u>		163
II.1.	Le gradient régional de déformation et de métamorphisme	163
II.2.	Le rôle des leucogranites	164
II.3.	L'importance de la composante de cisaillement	165
	II.3.1. A l'échelle du synclinorium de St Georges - sur - Loire	166
	◦ Le gradient local dans le grès armoricain	166
	◦ La géométrie de la déformation	166
	◦ Conclusion	168
	II.3.2. A l'échelle régionale	168
	◦ Les évidences de cisaillement	169
	◦ Discussion	170

C) Conclusions

3ème PARTIE : LES AMPHIBOLITES DE LA COUVERTURE DES DOMES GNEISSIQUES DE KUOPIO.

INTRODUCTION



<u>CHAPITRE I</u> : LES DONNEES STRUCTURALES	179
I.1. La géométrie et la structure des dômes	179
I.2. Les données concernant la déformation finie	180
<u>CHAPITRE II</u> : L'ANALYSE DES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DE RESEAU	182
II.1. Resultats	184
II.1.1. Fabrication de la hornblende (axes $\langle 110 \rangle$)	184
II.1.2. Fabrication de la biotite (axes $\langle 001 \rangle$)	188
II.2. Signification des orientations préférentielles d'axes $\langle 110 \rangle$ des hornblendes - leurs relations avec les orientations préférentielles d'axes C	189
II.2.1. Approche microscopique	189
II.2.2. Les orientations préférentielles d'axes C déduites de l'analyse par goniométrie de texture	191
o Calcul des paramètres d'orientation relatifs aux axes C	191
o Obtention des ellipsoïdes de fabrication relatifs aux axes C	193
o Résultats	195
II.2.3. Conclusion	199
II.3. Représentativité des résultats	199
II.3.1. Les effets de la granulométrie	200
II.3.2. Les effets des rapports entre foliation primaire et schistosité	200
II.3.3. Conclusion	202
<u>CHAPITRE III</u> : DISCUSSION ET CONCLUSION	203
III.1. Relations entre déformation finie et fabrication	203
III.2. Relations entre les orientations préférentielles de la hornblende et de la biotite	206
III.3. Le rôle de la foliation primaire	206
III.4. Genèse et signification des tectonites L-S	208
III.5. Conclusions	210

CONCLUSIONS.

I	Du point de vue méthodologique et technique	213
II	Du point de vue de la déformation des roches quartziques en domaine épizonal	213
III	Du point de vue de la déformation des amphibolites en domaine profond	214
IV	Du point de vue régional	214

