



HAL
open science

Apport de l'analyse interactive d'images à l'étude de l'évolution structurale de zones déformées : application à une zone de cisaillement pan-africaine de l'Adrar des Iforas (Mali) et aux orthogneiss du massif du Grand Paradis (Alpes, Italie)

Michel Champenois

► **To cite this version:**

Michel Champenois. Apport de l'analyse interactive d'images à l'étude de l'évolution structurale de zones déformées : application à une zone de cisaillement pan-africaine de l'Adrar des Iforas (Mali) et aux orthogneiss du massif du Grand Paradis (Alpes, Italie). Pétrographie. Institut National Polytechnique de Lorraine - INPL, 1989. Français. NNT: . tel-00772725

HAL Id: tel-00772725

<https://theses.hal.science/tel-00772725>

Submitted on 11 Jan 2013

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.

**Centre de Recherches
Pétrographiques et
Géochimiques.
C. N. R. S.**

**Institut National
Polytechnique de
Lorraine**

**Thèse présentée à
l'Institut National Polytechnique de Lorraine
pour l'obtention du titre de :
Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine
Spécialité Géosciences et Matières Premières**

Michel CHAMPENOIS

**Apport de l'analyse interactive d'images à l'étude de
l'évolution structurale de zones déformées :
application à une zone de cisaillement pan-africaine
de l'Adrar des Iforas (Mali) et aux orthogneiss du
massif du Grand Paradis (Alpes, Italie).**

soutenue publiquement le 22 Juin 1989

(2 Messidor An 198)

devant la commission d'Examen composée de :

B. POTY (CREGU, Nancy)	Président
A. M. BOULLIER (CRPG, Nancy)	Rapporteur
A. FERNANDEZ (Univ. Limoges)	Rapporteur
J. M. BERTRAND (CRPG, Nancy)	Directeur
J. M. CARON (ENS, Lyon)	Examineur
G. COURRIOUX (BRGM, Orléans)	Examineur
A. CHEILLETZ (ENSG, Nancy)	Examineur

A mes parents

AVANT-PROPOS

Je tiens à remercier particulièrement, les membres du jury limougeaud, lyonnais et orléannais ainsi que les nancéiens tous horizons confondus, d'avoir accepté de s'intéresser à ce travail.

Après deux années de coopération au Maroc, j'ai retrouvé l'Afrique avec plaisir en novembre-décembre 1984, grâce à Jimmy Bertrand qui m'a embarqué dans une mission en Adrar des Iforas. Cette expérience m'a permis d'apprécier toutes les qualités d'homme de terrain de Jimmy Bertrand, et d'en profiter pleinement d'autant qu'un malandrin voleur algérois nous avait privé de la totalité des cartes et photo aériennes de la zone à échantillonner. Sans nous perdre, il a permis que la mission aboutisse et donne lieu à plusieurs publications.

Je remercie également Anne-Marie Boullier qui s'est jointe à Jimmy Bertrand lors des missions alpines en Val Grande et qui s'est toujours montrée disponible au cours de ces cinq années.

Il est bien sûr important, de citer les personnes ayant apporté leur pierre à la réalisation de l'analyseur vidéographique. Que ce soit pour le soutien financier, comme Simon Sheppard, directeur du centre et comme bon nombre de chercheurs du C.R.P.G. et de quelques autres laboratoires (F. Albarède, W. Brown, M. Pichavant, J.J. Royer, A. Weisbrod pour le C.R.P.G., M. Cuney pour le CREGU, P. Marion pour le CRVM, A. Pêcher pour l'ENSMIM) ou pour leur soutien technique (J.C. Demange, J.J. Royer), je suis reconnaissant à toutes ces personnes de s'être investies dans ce projet.

Dans cette aventure, il convient de souligner le rôle de financier et de soutien de la première heure d'Alain Cheilletz, ainsi que les possibilités de développement qu'il a suscité autour de l'analyseur vidéographique, rejoint rapidement dans cette voie par A. M. Boullier et depuis peu par C. Ramboz.

Le bon déroulement de ce travail n'aurait pas été possible sans le concours de A. Mulot, auteur de nombreuses pièces d'adaptation à l'appareillage de l'analyseur, de J. Gorau et G. Chrétien sans lesquels ce mémoire serait bien pauvre en illustrations. Il le remercie aussi lui, le Denis Mangin là, pour ses photos, ses dessins, le soin qu'il a porté à l'environnement et surtout au lierre.

Dans le domaine de la mise au point du système vidéographique, je dois remercier mon "pote" Fred Lapique, qui s'est lancé dans l'analyse morphologique dès 1984, et avec lequel j'ai pu goûter les charmes de l'exploration des marchés de l'informatique et de la vidéo, de l'interfaçage,

de la programmation, de quelques debugages mémorables, et de quelques nuits blanches de speed.

Je remercie aussi D. Blamart, d'avoir bien voulu m'attendre pour soutenir sa thèse. J'ai ainsi pu suivre l'évolution d'un thésard, lors des derniers mois précédant la soutenance, et me dire que j'étais probablement semblable à cette image peut-être un peu plus petite et un peu plus frisée, stressée par moments, hagarde à d'autres et presque normale pour le reste du temps.

Je suis reconnaissant à B. Scaillet d'avoir essayé pas mal de plâtres, en temps que premier utilisateur en routine de l'analyseur vidéographique, et d'avoir donc participé au debugage du logiciel de traitement de la déformation finie. Je le remercie également pour les discussions enrichissantes que nous avons eu ensemble, ainsi que pour les critiques constructives, une fois, qu'il a formulé au sujet de ce travail.

J'ai, pendant ces trois dernières années, pu dépenser mon trop plein d'énergie sur les trapèzes de l'association Silicea, et exercer mes quelques talents de jongleurs avec des échantillons de granite ou de basalte trouvés çà et là ou avec les verres affectés à la "cafétéria du 3^{ème}". Il était bien agréable certains soirs de pouvoir s'éclater avec tous les "cirqueux nancéiens" et de s'aérer les neurones avec des activités presque aussi enrichissantes que la géologie structurale et l'analyse d'images.

PLAN

Avant-propos	5
1- Les méthodes d'étude de la déformation finie.	11
1.1- Introduction.	13
1.2- La quantification de la déformation finie.	14
1.2.1- Généralités sur les différentes méthodes.	14
1.2.2- La méthode Rf/D .	15
1.2.3- Les méthodes des moyennes algébriques.	16
1.2.4- La méthode algébrique de Shimamoto et Ikeda (1976).	16
1.2.5- Les méthodes des projections.	17
1.2.5.1- La méthode de Panozzo (1983, 1984).	
1.2.5.2- La méthode des diamètres de Féret (Lapique 1987).	
1.2.6- La méthode de Fry (1979).	19
1.3- Les orientations préférentielles.	20
1.3.1- Le contraste de viscosité.	21
1.3.2- la densité de marqueurs.	21
1.3.3- Le paramètre de forme.	22
1.3.4- Le régime de la déformation.	22
2- Article publié dans le Bulletin de Minéralogie.	25
<i>"Un analyseur vidéographique interactif : description et application." Bull. Minér., 111, 6, 679-687.</i>	
3- Précisions relatives aux différentes méthodes.	41
3.1- Simulation de la déformation de marqueurs elliptiques.	43
3.2- Déformation simulée de fabriques naturelles.	46
3.2.1- Choix des échantillons de départ.	47
3.2.2- Simulation de la déformation et valeurs théoriques.	49
3.2.3- Interprétation des résultats.	50
3.2.3.1- Population homogène en forme et en taille, orientée suivant la direction de déformation.	50
3.2.3.2- Population orientée perpendiculairement à la direction de déformation.	55
3.2.3.3- Population de taille et forme hétérogènes et à répartition aléatoire.	58
3.3- Conclusions.	61
4- Etude de la zone de cisaillement de Abeibara-Rahrous (Adrar des Iforas, Mali).	63
4.1- Cadre géologique de l'Adrar des Iforas.	65

4.1.1- L'Adrar des Iforas dans la chaîne pan-africaine trans-saharienne.	65
4.1.1.1- Le craton Ouest Africain et sa marge active.	65
4.1.1.2- Les nappes de l'avant-pays.	66
4.1.1.3- L'arc du Tilemsi.	66
4.1.1.4- Le batholite des Iforas.	66
a- le stade cordillère.	
b- le stade calco-alcalin de collision.	
c- le stade alcalin.	
4.1.1.5- Le domaine central des Iforas.	66
a- le socle éburnéen.	
b- l'assemblage kidalien.	
4.1.2- Evolution tectonométamorphique de l'assemblage kidalien. <i>Tectonometamorphic evolution of the gneissic Kidal assemblage related to the Pan-African thrust tectonics (Adrar des Iforas, Mali). Journal of African Earth Sciences, 6, 19-27, 1987.</i>	68
4.1.3- La complexité de la tectonique pan-africaine.	78
4.2- La zone de cisaillement de Abeibara-Rahrous.	79
4.2.1- Contexte géologique.	79
4.2.2- Détermination du sens de cisaillement. Estimation de l'intensité de la déformation et du déplacement.	80
4.3- Etude d'une coupe à travers la zone de cisaillement de Abeibara-Rahrous à l'échelle de la lame mince.	81
4.3.1- Description des échantillons.	83
4.3.2- Détails sur la saisie des données.	85
4.3.3- Applications des méthodes de quantification de la déformation finie.	86
4.3.3.1- Paramètres caractérisant l'état non déformé.	88
4.3.3.2- Traduction de l'évolution de la déformation par l'étude de l'orientation et de la forme des marqueurs.	89
4.3.3.3- Cas particulier de l'échantillon My 4 et application de la méthode de Fry (1979).	93
4.3.3.4- Conclusions à l'étude des rapports axiaux des ellipses 2D de déformation finie.	95
4.3.4- Etude de l'orientation des fabriques de forme.	96
4.3.4.1- Interprétation des résultats.	96
4.3.4.2- Conclusions à l'étude des orientations.	99
4.3.5- Evolution comparée des formes des quartz, feldspaths et opaques.	102
4.3.5.1- Evolution des rapports axiaux.	102
4.3.5.2- Evolution de la taille des grains.	103
4.3.5.3- Evolution de l'indice de sphéricité et des rapports axiaux. Comparaison avec des formes théoriques géométriques.	104
4.3.5.4- Conclusions à l'étude de la forme. Estimation de la déformation totale.	107
4.4- Discussion et conclusions.	108
5- Etude de la déformation des orthogneiss du Val Grande, bordure Sud du massif du Grand Paradis (Alpes occidentales, Italie).	

5.1- Introduction.	113
5.1.1- Contexte géologique du Grand Paradis dans la chaîne alpine.	113
5.1.2- Histoire alpine du Grand Paradis.	117
5.1.3- Cadre et but de l'étude.	124
5.2- Etude des O.P.R. du quartz.	127
5.2.1- Présentation de l'étude.	127
5.2.2- Les O.P.R. des axes <c> du quartz dans le cadre général du Val Grande.	129
5.2.3- Description des échantillons et des O.P.R. d'axes <c> du quartz.	130
5.2.3.1- Les O.P.R. à maxima de part et d'autre de Z.	130
5.2.3.2- Les O.P.R. à maximum unique périphérique.	136
5.2.3.3- Les O.P.R. à couronne unique.	138
5.2.3.4- Les O.P.R. à maxima au centre du diagramme.	142
5.2.4- Evolution des O.P.R.	144
5.2.4.1- En régime coaxial.	144
5.2.4.2- En régime rotationnel.	145
5.2.5- Conclusions à l'étude des O.P.R.	146
5.3- Etude des orientations préférentielles de forme.	147
5.3.1- Saisie des données.	147
5.3.2- Orientation des fabriques de forme pour les cas où les O.P.R. d'axes <c> sont connues.	147
5.3.2.1- Orientation des fabriques de forme des échantillons présentant des O.P.R. symétriques à maxima périphériques.	149
5.3.2.2- Orientation des fabriques de forme des échantillons présentant des O.P.R. dissymétriques.	151
5.3.2.3- Conclusions.	152
5.3.3 Evolution des O.P.F.	152
5.3.3.1- En bordure Sud du massif.	152
5.3.3.2- Zone centrale du massif.	156
5.3.4- Conclusions à l'étude des O.P.F.	157
5.4- Analyse de la déformation finie.	158
5.4.1- Méthodes de quantification et saisie des données.	158
5.4.2- Evolution des fabriques de forme.	160
5.4.2.1- Evolution en fonction de la distance à une zone de cisaillement.	160
5.4.2.2- Estimation de la déformation et minéralogie.	165
5.4.2.3- Evolution en fonction du type de marqueur.	168
5.4.2.4- Evolution le long d'une structure régionale.	170
5.4.3- La déformation finie en trois dimensions.	173
5.4.3.1- Détermination des paramètres des ellipsoïdes.	173
5.4.3.2- Interprétation et conclusions.	177
5.4.4- Conclusions à l'analyse de la déformation finie.	179
5.5-Conclusions.	182
6- Conclusions générales.	187
Références bibliographiques.	193

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

LES METHODES D'ETUDE DE LA DEFORMATION FINIE

1. Les méthodes d'étude de la déformation finie.

1.1 Introduction

La forme et l'orientation des particules sont les facteurs prédominants, lors de l'étude de la déformation finie d'une roche. Pour atteindre ces paramètres de nombreuses techniques ont été développées, elles étaient toujours longues et fastidieuses à mettre en oeuvre, ce qui explique probablement le faible nombre d'études basées sur l'analyse morphologique d'objets géologiques. Avec F. Lapique, nous avons donc pensé développer un appareil facilitant la saisie des données utiles à une analyse structurale. Nous nous sommes tournés vers la vidéo et les techniques d'analyse d'images, afin d'étudier les objets dans les conditions d'observation habituelles (lame mince sous le microscope polarisant). Les premiers résultats, ainsi que la présentation détaillée de l'installation ont déjà été présentés par Lapique (1987), ce travail s'inscrit à la suite de cette thèse. Après un bref rappel des différentes méthodes de quantification de la déformation finie utilisées et de l'architecture de l'appareillage et des logiciels de traitements (Lapique et al 1988), nous tenterons de cerner la précision des méthodes en fonction de l'intensité de déformation (simulation sur des fabriques naturelles), de "l'isotropie" en taille, orientation et forme de la population initiale. Ensuite, nous appliquerons ces méthodes à deux exemples géologiques précis :

- la zone de cisaillement d'Abeibara-Rahrous (Adrar des Iforas, Mali)

- la déformation des orthogneiss du Grand Paradis (Alpes, Italie).

A partir des données de terrain et des données obtenues grâce à l'analyseur vidéographique interactif, nous suivrons les évolutions de forme et d'orientation des objets, afin de déterminer le régime et l'intensité de la déformation, mais également afin de caractériser le comportement de différents marqueurs soumis à des intensités de déformation variables et estimées par d'autres méthodes.

1.2 La quantification de la déformation finie.

1.2.1 Généralités sur les différentes méthodes

Lorsqu'une roche est soumise à un régime de déformation, il en résulte une modification de la forme et de la dispersion des objets la constituant. C'est à partir de ces deux paramètres (forme et position) que se sont développées les principales méthodes d'estimation de la déformation finie.

Nous pouvons les classer en deux grands groupes. Le premier ne prend en compte que la position relative des objets repérés par leur centre. Le deuxième ne considère que la forme et l'orientation des marqueurs par rapport à un référentiel donné.

La méthode Rf/Φ de Ramsay (1967) et ses nombreuses variantes (Dunnet 1969, Dunnet et Siddans 1971) sont des méthodes d'analyse de forme où l'objet est assimilé à une ellipse. La méthode proposée par Panozzo (1983, 1984) est également fondée sur l'analyse de la forme et de l'orientation des particules, ces dernières étant assimilées à des polygones. Cette méthode a été généralisée en considérant les objets avec leur forme propre et non plus réduite à un certain nombre de segments (méthode des diamètres de Férét, Lapique 1987, Lapique et al. 1988, Champenois 1988, Champenois et Boullier 1989). La méthode de Fry (1979) analyse la dispersion des centroïdes des objets. Cette méthode graphique visualise la fonction de distribution radiale des centres. Elle ne tient pas compte de la forme de l'objet analysé mais uniquement de sa position.

L'étude des orientations préférentielles de forme (O.P.F.) ou de réseau (O.P.R.) sont d'autres méthodes permettant l'estimation de la déformation d'une roche. Si les O.P.R. concernent essentiellement les caractéristiques intracrystallines et les microstructures, les O.P.F. dépendent de la forme des marqueurs, mais également de la densité des marqueurs, de la viscosité des matériaux, des régime et type de déformation (Ghosh et Ramberg 1976, Fernandez 1978, 1981, 1982, 1984, 1987, Passhier 1987, Ildefonse 1987).

Le but de toutes ces méthodes est l'estimation de la déformation subie par une roche. Néanmoins, nous différencierons, dans ce qui va suivre, l'étude des orientations préférentielles et des paramètres qui les régissent et les méthodes de quantification amenant à la détermination d'un rapport axial et d'une orientation d'ellipse représentative de l'état de déformation.

1.2.2 La méthode Rf/Φ

Ce terme de méthode Rf/Φ regroupe toutes les méthodes dérivées de celle de Ramsay (1967). Nous n'utiliserons que celle décrite par Dunnet (1969).

Le principe de cette méthode revient à considérer chaque objet comme une ellipse (en 2D) ou un ellipsoïde (en 3D) caractérisé dans l'espace par les dimensions de ses deux (ou trois) axes principaux et l'angle de son grand axe par rapport à une droite de référence (trace du plan de stratification, de la schistosité, etc...). L'orientation Φ_f et le rapport axial r_f de l'ellipse finale (fig.1.1) peuvent être calculés successivement grâce aux équations de Ramsay (1967), à partir de l'orientation de l'ellipse avant déformation (Φ_i) et des rapports axiaux de l'ellipse initiale (r_i) et de l'ellipse de déformation (r_s). Les paramètres r_f et Φ_f étant directement liés à r_i , Φ_i et r_s , si l'on fixe r_i et r_s et que l'on fait varier l'orientation initiale dans le plan, l'ensemble des points r_f/Φ_f qui en résulte décrit une courbe hyperbolique caractéristique des valeurs de r_s et r_i

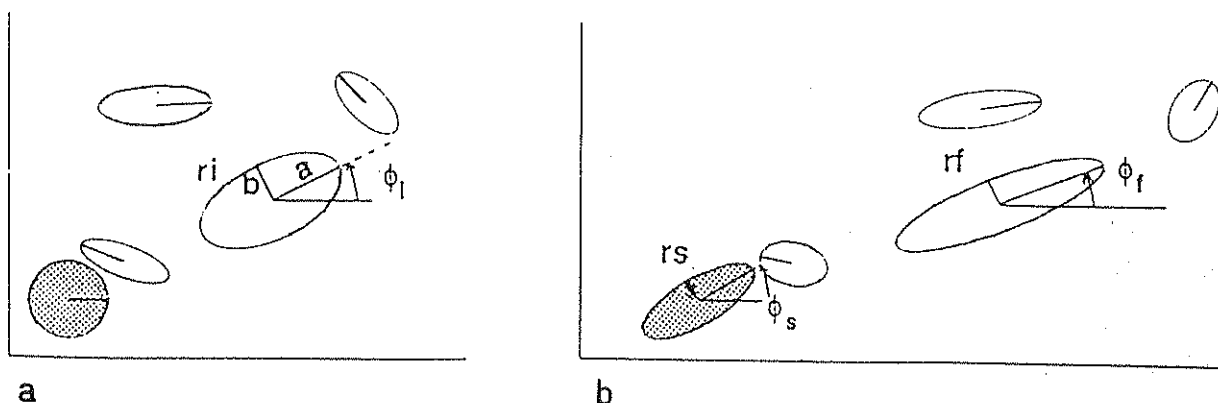


Figure 1.1 : Relation entre des ellipses avant et après déformation. a- r_i et Φ_i sont les rapports axiaux et les orientations des ellipses avant déformation. b- après déformation, la forme et l'orientation deviennent r_s et Φ_s . Le cercle de la figure 1.1a donne une ellipse qui est égale à l'ellipse de déformation finie de rapport axial r_s et d'orientation Φ_s .

de départ (Dunnet 1969). En faisant varier les valeurs de r_s et r_i , nous obtenons une série de courbes hyperboliques (= abaques de Dunnet 1969). Les données Rf/Φ de chaque particule sont reportées dans des diagrammes semi-logarithmiques (linéaire pour les valeurs de Φ et logarithmique pour les valeurs de Rf) et comparées aux abaques théoriques de Dunnet (1969) qui permettent de déterminer le rapport axial R_s et l'orientation Φ de l'ellipse de

déformation finie. Cette méthode offre l'avantage de détecter une anisotropie initiale dans la distribution des objets. Cependant le cas traité par ces auteurs ne considérait que la déformation non rotationnelle. Dans le cas d'un cisaillement simple cette méthode peut être utilisée à condition qu'il n'y ait pas de contraste de ductilité important entre le marqueur et sa matrice (Le Théoff 1977, 1979). Le résultat donnera la composante non rotationnelle de la déformation.

1.2.3 Méthodes des moyennes algébriques

Ces méthodes sont également dérivées de la méthode Rf/Φ de Ramsay (1967). Lorsque la déformation devient forte ($r_s=10$), la détermination de r_s au moyen des abaques de Dunnet est difficile. Nous pouvons, alors, estimer r_s par la moyenne des r_f :

moyenne arithmétique des r_f : $A = (r_1 + r_2 + \dots + r_n) / n$

moyenne géométrique des r_f : $G = \sqrt[n]{r_1 * r_2 * \dots * r_n}$

la moyenne géométrique est équivalente à la moyenne logarithmique :

$$L = \exp ((\log r_1 + \log r_2 + \dots + \log r_n) / n)$$

moyenne harmonique des r_f : $1/H = 1/n (1/r_1 + 1/r_2 + \dots + 1/r_n)$

$A > G > H$ est toujours vérifiée (Norris, 1935).

Lisle (1977, 1979) étudia la validité des résultats obtenus à partir des calculs des moyennes sur des fabriques théoriques et conclut que la moyenne harmonique donnait le meilleur résultat. Cependant si l'estimation par une moyenne est la méthode la plus rapide, elle peut introduire une erreur importante puisque le calcul ne tient pas compte de l'orientation des marqueurs. Pour une fabrique initiale non orientée soumise à une déformation r_s , plus la variabilité dans les rapports axiaux sera importante (moyenne des r_i élevée), plus le calcul de r_s sera surestimé.

1.2.4 La méthode algébrique de Shimamoto et Ikeda (1976).

Dans cette méthode d'analyse algébrique, chaque couple r_f/Φ caractéristique d'un marqueur est transformé en sa représentation matricielle. La moyenne arithmétique de chaque paramètre (a, b, c, d) des matrices est calculée, afin d'obtenir ceux d'une matrice moyenne correspondant à une "ellipse de forme moyenne" de la fabrique étudiée. La

matrice associée à l'ellipse de la figure 1.2 est :

$$\begin{vmatrix} a & b \\ b & d \end{vmatrix}$$

avec $a = (1/r * \cos^2 \Phi) + r * \sin^2 \Phi$
 $b = (1/r - r) \sin \Phi * \cos \Phi$
 $d = (1/r * \sin^2 \Phi) + r * \cos^2 \Phi$

La matrice moyenne est :

$$\begin{vmatrix} A & B \\ B & D \end{vmatrix}$$

avec $A = \sum (a_j/n)$, $B = \sum (b_j/n)$, $D = \sum (d_j/n)$
 j de 1 à n.

Les valeurs et vecteurs propres associés à cette matrice donnent le grand axe, le petit axe et l'orientation de "l'ellipse de forme moyenne".

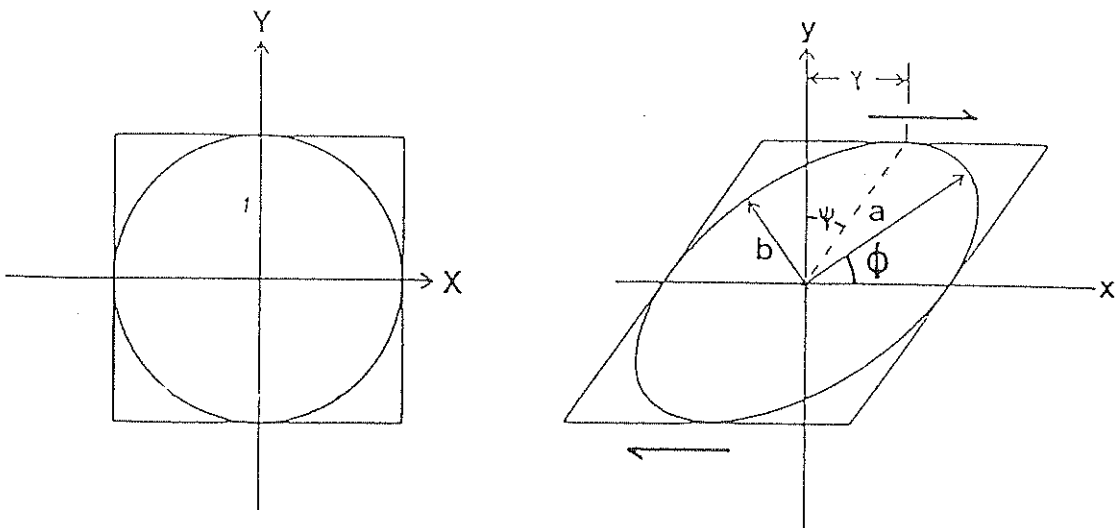


Figure 1.2 : Ellipse résultant de la déformation d'un cercle unitaire.

1.2.5 Les méthodes des projections.

1.2.5.1 La méthode de Panozzo (1983, 1984).

Ici l'objet est traité par son contour. Celui-ci est schématisé par une série de segments. Panozzo (1983) considère que, dans la plupart des cas naturels, les grains sont contourables par 8 segments sans que cela aboutisse à une simplification abusive de leur forme. Le traitement consiste à projeter chaque segment sur une droite de référence (fig.1.3) qui tourne par incréments successifs variables (5, 10° ou plus). Les longueurs cumulées des projections sont visualisées par une fonction de distribution. Le rapport entre le maximum et le minimum de cette fonction correspond au rapport axial de

l'ellipse de déformation finie et l'angle entre le maximum et la droite de référence indique l'orientation du grand axe de l'ellipse de déformation finie. Pour que ce rapport soit représentatif d'un état et d'une quantité de déformation, il faut que dans une roche non déformée les segments du contour ou, ce qui revient au même les limites de grains, aient une distribution aléatoire.

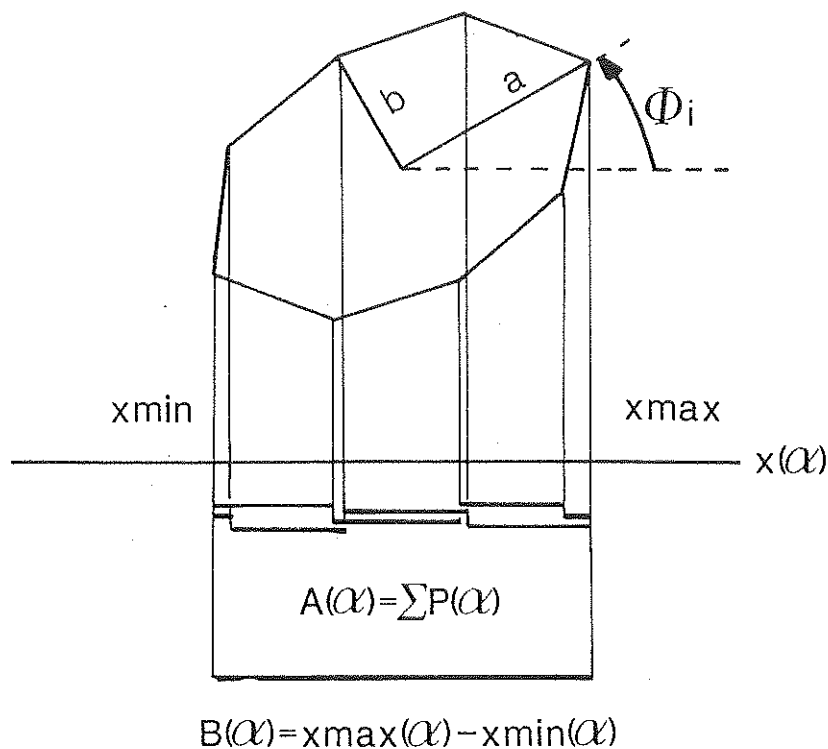


Figure 1.3 : Principe des projections des segments de droites constitutifs du contour de la particule pour la méthode de Panozzo (1983, 1984). $A(\alpha)$ représente la projection des 8 segments de droite sur l'axe Ox (orientation $\alpha = 0^\circ$). $B(\alpha)$ représente la projection de l'objet sur une droite de même orientation que précédemment. dans ce cas d'objet convexe : $A(\alpha) = 2B(\alpha)$.

Cette méthode se distingue des méthodes Rf/Φ par le fait que, d'une part elle ne préjuge pas de la forme initiale du grain et que, d'autre part, en raison de la projection, la taille des particules intervient.

1.2.5.2 La méthode des diamètres de Féret (Lapique 1987).

Cette méthode est une généralisation de la méthode de Panozzo (1983), en considérant le contour des marqueurs dans leur totalité. Le diamètre de Féret relatif à une direction correspond à la distance entre les deux tangentes perpendiculaires à cette direction, encadrant la particule (fig.1.4).

Dans le cas d'un objet convexe, le plus grand diamètre de Féret est égal à la moitié de la fonction de projection du contour de cet objet (comme dans la méthode de Panozzo). Nous pouvons donc, obtenir la fonction de distribution des diamètres de Féret calculée entre 0° et 180° . Le rapport axial de l'ellipse de

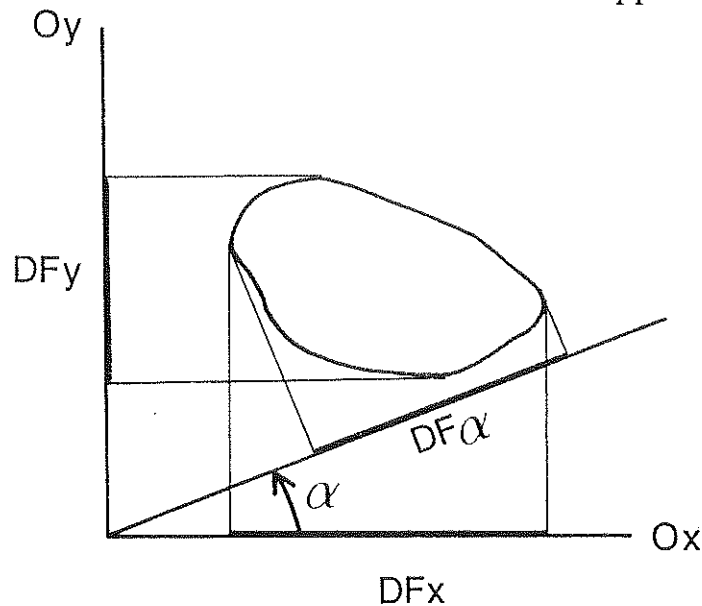


Figure 1.4 : Différents diamètres de Féret d'une particule. DF_x et DF_y sont les diamètres de Féret horizontaux (parallèle à Ox) et verticaux (parallèle à Oy). DF_α est le diamètre de Féret relatif à la direction α .

déformation finie est égal au rapport entre la valeur maximale et la valeur minimale de la fonction de distribution et son orientation est égale à l'angle que font la droite de référence et la classe angulaire de la valeur maximale.

1.2.6 La méthode de Fry (1979).

Contrairement aux précédentes cette méthode ne s'intéresse plus à la forme ou à l'orientation des particules, mais seulement à leur position relative. La position est représentée par le centre géométrique de chaque objet. Le postulat à la base de ce cette méthode est celui d'une isotropie initiale (avant déformation) de la distribution des centres. Par rapport à la méthode mise au point par Ramsay (1967) (center to center nearest neighbour method), la méthode de Fry (1979) permet de visualiser directement la forme de l'ellipse de déformation finie grâce à la forme et à l'orientation du vide au centre du diagramme. Par comparaison avec les méthodes précédentes, cette méthode a l'avantage de rendre compte des interactions possibles entre chaque marqueur. Par contre il est difficile, voire impossible, de faire des études de déformation sélective, ne prenant en compte qu'une population de marqueurs (qu'une seule

espèce minérale). L'utilisation de cette méthode est limitée par les deux faits suivants:

- la position des marqueurs est fondamentale pour cette méthode, cela nécessite donc une fenêtre d'observation limitée (écran vidéo, format de la tablette à digitaliser...) contenant suffisamment de marqueurs statistiquement représentatifs de l'état de déformation. Souvent les roches granitiques ou gneissiques ne présentent pas cette possibilité. Par ailleurs, la taille du grain est souvent disparate et rend difficile la prise en compte de toute la population.

- un faible taux de déformation général se traduit par une ellipse aux contours souvent mal définis. Comme l'obtention du rapport axial se fait graphiquement, les erreurs d'estimation sont souvent grandes, que ce soit pour la direction du grand axe de l'ellipse ou pour son rapport axial.

1.3 Les orientations préférentielles.

A l'échelle des minéraux deux types d'orientation préférentielle existent; l'une se rapportant à la forme et l'autre se rapportant au réseau cristallin. Les O.P.R. (orientation préférentielle de réseau) concernent essentiellement les minéraux déformés dans une matrice de ductilité équivalente (le quartz dans les granites et l'olivine dans les péridotites sont les exemples les plus connus). Ce type de fabrique est associé à de la déformation plastique de plus ou moins haute température (Christie et al. 1964, Nicolas 1966, Tullis et al. 1973, Etchecopar 1974, Bouchez 1977). Les études de fabriques de réseau et de microstructures permettent de préciser le type de la déformation (rotationnel ou non) et les conditions P et T.

L'orientation de la fabrique de forme des populations de marqueurs sera utilisée, en cas de distribution dissymétrique par rapport au repère structural, comme indicatrice du sens de mouvement. Deux types de répartitions dissymétriques vont se présenter :

- le pic de la distribution (marquant le plan d'aplatissement) fait un angle avec la linéation (assimilée à la direction de transport), le mouvement se fait alors dans le sens du plan d'aplatissement vers la linéation.

- le pic de la distribution est située sur la linéation (les plans d'aplatissement et de cisaillement sont confondus), le sens du mouvement est alors indiqué par la dissymétrie de la distribution.

L'orientation préférentielle de forme (O.P.F.) des marqueurs de la déformation permet également de cerner les conditions sous lesquelles s'est déroulé un épisode de déformation. Les études expérimentales (Fernandez 1987, Ildefonse 1987) ou théoriques (Fernandez 1978, 1981, 1982, 1984, Ghosh et Ramberg 1976, Passhier 1987) montrent que l'O.P.F. d'un système dépend de quatre facteurs principaux. Il s'agit :

- de la forme de l'objet considéré. Cette forme est généralement traduite par le paramètre K,

$$K = (n^2 - 1) / (n^2 + 1),$$

n étant le rapport axial,

- du régime (rotationnel ou non) et du type (plane, constriction, aplatissement) de la déformation,

- du contraste de viscosité entre le marqueur et sa matrice,

- de la densité de marqueurs.

Nous allons maintenant rapidement passer en revue ces quatre facteurs clef.

1.3.1 Le contraste de viscosité.

Deux cas sont à considérer ici. Tout d'abord, le cas de marqueurs rigides non déformables qui ne répondent que par rotation passive à la déformation, qu'elle soit rotationnelle ou non. Le deuxième cas est celui de marqueurs susceptibles d'accomoder la déformation par rotation passive et par un changement de forme. Dans ce cas, quelque soit le type de déformation, le maximum de l'O.P.F. de ce type de marqueurs marque toujours la direction instantanée de l'étirement. (Ildefonse 1987).

1.3.2 La densité de marqueurs.

Le problème de la densité de marqueurs concerne essentiellement les marqueurs rigides. Dans un système à très haute densité de marqueurs, les interactions possibles entre ceux-ci peuvent minimiser l'intensité de l'O.P.F. et par voie de conséquence l'estimation de la déformation finie totale (Ildefonse, 1987). Un effet intéressant des interactions entre marqueurs, est le phénomène de tuilage, mis en valeur par Blumenfeld (1983) et que l'on retrouve expérimentalement (Fernandez, 1987).

Les deux paramètres, que sont le contraste de ductilité et la densité de marqueurs, ont une importance souvent soulignée lors des études concernant la déformation. Néanmoins, ils ne sont que très rarement quantifiés que se soit dans le cadre d'études expérimentales ou d'études de cas géologiques naturels (Gay 1968, Le Théoff 1977).

1.3.3 Le paramètre de forme.

Le paramètre de forme est directement accessible par le rapport axial des marqueurs. Ce rapport peut être obtenu de différentes façons :

- à partir de la surface (S) et du grand axe (a) calculé comme étant le plus grand Féret de la particule. En assimilant la forme à une ellipse, le petit axe (b) est obtenu de la manière suivante : $b = S/\pi \cdot a$.

- à partir des projections maximale et minimale de l'objet sur des droites d'orientation allant de 0° à 180° . Les deux axes de la particules ne sont, alors, pas nécessairement perpendiculaires.

- à partir du grand axe (le plus grand Féret de l'objet), le petit axe est obtenu par la projection de la particule sur la direction perpendiculaire au grand axe. La valeur du petit axe ne sera pas obligatoirement la plus petite valeur, mais les deux axes seront perpendiculaires.

1.3.4 Le régime de la déformation.

Si l'on étudie des marqueurs passifs, sans contraste de ductilité important avec leur matrice, la connaissance du régime de la déformation au moyen des seules O.P.F. est impossible. L'information accessible au travers de l'étude de tels marqueurs concerne uniquement le taux de déformation fini enregistré par la roche.

Si l'on étudie des marqueurs rigides, ceux-ci peuvent nous renseigner non seulement sur l'intensité de la déformation mais aussi sur son régime.

L'O.P.F. est généralement représentée par un histogramme de distribution de l'axe d'allongement des marqueurs (le plus grand Féret) en fonction d'une droite de référence (par exemple la trace du plan de cisaillement).

Dans le cas d'une déformation rotationnelle, la vitesse de rotation d'un marqueur dépend de son rapport axial (Fernandez et al, 1983). Dès lors, dans un système à deux populations de marqueurs de rapports axiaux moyens différents, soumis à une déformation cisailante, les axes principaux de chaque

sous-fabrique ne sont pas confondus. La population possédant le plus grand rapport axial tournera moins vite. L'écart angulaire observable entre deux populations est, dans ces conditions, significatif d'une composante rotationnelle de la déformation et peut renseigner sur le sens de cisaillement (Bouchez et al. 1986). Cependant l'utilisation de ce critère doit se faire avec précaution. En effet, les études théoriques et expérimentales (Ghosh et Ramberg 1976, Laporte 1987) montrent que tant que K est inférieur à W_k (W_k =vorticité ou composante rotationnelle de la déformation avec $W_k=1$ pour un cisaillement simple et $W_k=0$ pour de l'aplatissement pur), les marqueurs subissent une rotation périodique. L'utilisation de l'écart angulaire précédent comme critère de sens de cisaillement impose donc une restriction sur le taux de cisaillement subi par le système. Il doit être en effet inférieur à celui nécessaire pour une période de rotation de la famille de marqueurs la plus trappue. Cette valeur de cisaillement γ_c est donnée par la relation (Fernandez et al, 1983):

$$\gamma_c = \pi / \sqrt{1 - K^2}$$

Par contre quand K est supérieur à W_k chaque marqueur tend à acquérir une position stable proche de la direction de cisaillement, c'est à dire à avoir le comportement d'un marqueur passif. Dans ce cas la relation angulaire précédente est valable et la valeur critique γ_c indique la valeur de cisaillement qu'il a fallu atteindre pour positionner les marqueurs dans ou proche du plan de cisaillement.

Ces restrictions étant posées, il ressort que l'utilisation de l'OPF dans l'analyse de la déformation finie s'avère d'une grande utilité, complémentaire en tout cas, des méthodes précédentes.

CHAPITRE 2

UN ANALYSEUR VIDEOGRAPHIQUE INTERACTIF : DESCRIPTION ET APPLICATIONS.

Le chapitre 2 comporte un article publié dans le Bulletin de Minéralogie (N°111, 1988) qui présente l'appareillage utilisé pour cette étude, les raisons du choix de ce matériel et ses différents domaines d'application. Ensuite un complément apporte quelques précisions supplémentaires quant aux techniques de digitalisation, à l'organisation des logiciels et des fichiers se rapportant à l'analyse de la déformation finie.

Un analyseur vidéographique interactif : description et applications

par FRÉDÉRIC LAPIQUE, MICHEL CHAMPENOIS et ALAIN CHEILLETZ

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, 15, rue N.D. des Pauvres,
B.P. 20, 54501 Vandœuvre Cedex, France

Résumé. — L'analyseur d'images présenté ici est un système vidéographique interactif qui permet à l'utilisateur de dessiner en surimposition sur une image vidéo couleur. Ce système est basé sur un micro-ordinateur IBM-PC, utilisé pour le stockage et le traitement des données extraites de l'image provenant d'un ensemble vidéo couleur haute définition (caméra + moniteur). Les programmes associés ont été développés pour des applications en minéralogie, pétrologie ou géologie structurale et permettent d'obtenir des paramètres tels que surface, périmètre, facteur de forme, orientation, ainsi que la détermination de l'ellipsoïde de déformation finie.

Mots-clés : analyse d'images; système vidéographique; déformation finie; analyse modale; analyse morphologique.

An interactive videographic analyser : description and applications

Abstract. — The image analyser presented here is an interactive videographic system which allows the operator to draw by superimposition on the colour video image. This system is based on an IBM-PC microcomputer which is used for storage and treatment of the video data provided by a high resolution colour video camera. Associated programs have been developed for mineralogical, petrological or structural applications which perform the calculation of parameters such as surface, perimeter, shape factor, orientation or finite strain ellipsoid determination.

Key-words : image analysis, videographic system, finite strain, modal analysis, morphological analysis.

HISTORIQUE

L'analyse d'images constitue un outil pluridisciplinaire permettant, selon le but de l'utilisateur, la détermination de paramètres métriques ou de paramètres caractérisant l'anisotropie d'un objet. Elle prend réellement son essor depuis la deuxième moitié du XX^e siècle, grâce au développement de l'informatique. Il faut remonter au XVIII^e siècle, avec Buffon (1777) et Euler (1792), pour trouver les énoncés des premières théories probabilistes et géométriques qui gouvernent l'analyse d'images. Mais, c'est seulement un siècle plus tard qu'un géologue, Delesse (1848), crée la première méthode d'analyse d'images, en montrant que l'aire occupée sur une section quelconque par un constituant d'un agrégat homogène est rigoureusement proportionnelle au volume occupé par ce constituant dans la masse de la roche. Cette démarche marque les premiers pas de la stéréologie, qui regroupe les méthodes permettant l'exploration d'un espace à trois dimensions à partir de mesures réalisées sur des sections dans un espace à deux dimensions (Underwood, 1970).

Jusque dans les années 1950, les théories vont s'enrichir de nouveaux concepts et les auteurs vont les appliquer et les adapter aux besoins pratiques; on assiste ainsi au développement de nombreuses méthodes d'analyse quantitative. Quelques temps plus tard, Haas *et al.* (1967) vont développer une nouvelle approche reposant sur le fait que la perception visuelle d'objets peut être décrite par des règles de la théorie des ensembles. C'est ainsi qu'apparaissent, parallèlement à d'autres démarches (analyse de texture), les principes de base de la morphologie mathématique (Matheron, 1967, 1975; Serra, 1969, 1982; Coster et Chermant, 1985).

PROBLÈMES DE LA SAISIE DE L'IMAGE

Les progrès de la micro-informatique et le traitement des images en niveaux de gris permettent à ces nouvelles méthodes de se développer pleinement. Cependant, dans de nombreux cas, l'utilisateur devra intervenir sur l'objet ou sur son image avant la détermination des para-

mètres métriques, afin de surmonter les difficultés posées par la saisie de l'image à analyser.

En effet, malgré les progrès réalisés dans le domaine de la vidéo et l'utilisation de systèmes d'éclairage appropriés, l'image est fréquemment « bruitée » et la structure d'ensemble est alors plus ou moins masquée. Ce problème de saisie peut également provenir de l'objet à étudier : un trop faible contraste ou des limites de grains flous empêchent d'individualiser les particules et d'approcher directement des paramètres tels que dénombrement, surface, périmètre ou diverses projections. Dans la plupart des cas, une préparation de l'échantillon est donc nécessaire pour améliorer l'image avant son analyse.

Dans le domaine des Sciences de la Terre, quelques chercheurs se sont lancés dans l'aventure de l'analyse d'images avec des moyens, des techniques et des appareillages différents. Gateau (1978) l'a appliquée à la minéralogie, les géologues pétroliers l'utilisent couramment pour l'étude de la porosité (Gateau et Prévosteau, 1973 ; Matheron, 1967), Chatagnon (1982) et Daniel *et al.* (1987) pour l'étude de problèmes structuraux (fracturation, structures et taux de

déformation), enfin Lafon *et al.* (1986) en volcanologie. Bien que les résultats soient prometteurs, tous les problèmes quantifiables en géologie ne peuvent être, pour l'instant, résolus en analyse automatique.

JUSTIFICATION DU SYSTÈME INTERACTIF

Les objets observés en géologie sont généralement de nature complexe et nécessitent de nombreux traitements en analyse d'images automatique pour parvenir éventuellement à la mesure de paramètres métriques ou d'orientation. Dans le but de traiter des objets courants, et non pas seulement des exemples choisis pour leur relative simplicité, nous avons choisi de développer un outil interactif entre l'image de départ et le logiciel d'acquisition des données. Pratiquement ceci se traduit (Figure 1) par une intervention sur l'image vidéo de l'objet au moyen d'un système d'incrustation permettant d'y superposer un graphisme par l'intermédiaire d'une tablette à digitaliser. L'opérateur peut ainsi extraire les paramètres les mieux appropriés aux méthodes ap-

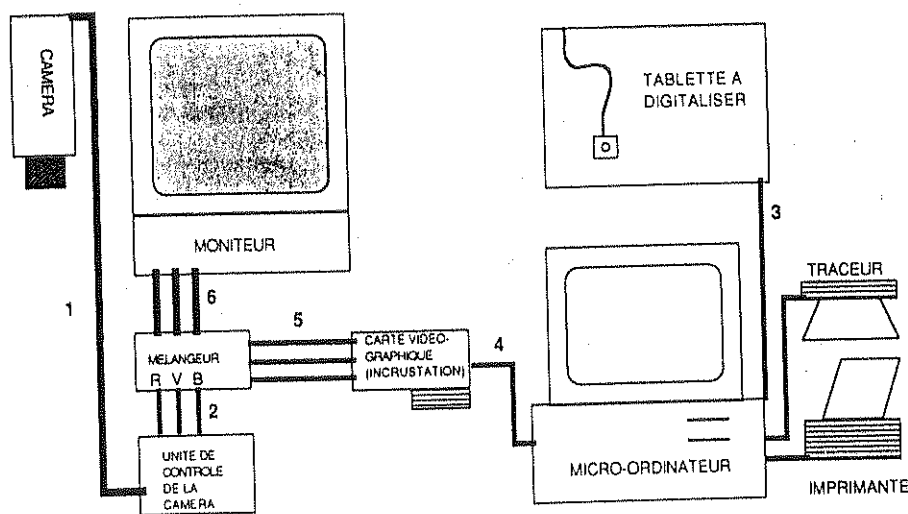


FIG. 1. — Système d'incrustation vidéographique. L'image de la caméra (1) est convertie (2) en ses composantes R.V.B. Le tracé sur la tablette à digitaliser (3) est géré par la carte vidéographique (4). Les images (5) et (2) sont mélangées en une image R.V.B. unique (6), visualisée sur le moniteur.

Overlaying video graphic system. The video camera image (1) is converted (2) into R.G.B. signals. The drawing on the digitizer (3) is managed by the video graphic card (4). The images (5) and (2) are mixed into a unique R.G.B. image (6) which is visualised on the display.

pliquées en aval de la saisie, et les visualiser sur le moniteur. Ce système permet de travailler sur des objets macroscopiques, microscopiques ou sur des documents (photos, cartes...) sans traitement préalable.

A la différence d'un analyseur quantitatif automatique qui commence par intégrer et traiter l'image dans son ensemble, nous travaillerons ici avec ses éléments constitutifs ou seulement avec quelques objets sélectionnés et individualisés avant d'être mémorisés par l'ordinateur. L'image stockée a donc été « nettoyée » par l'utilisateur de tout détail jugé étranger au problème considéré.

DESCRIPTION DU MATÉRIEL ET DES LOGICIELS

Le système interactif s'organise autour d'un micro-ordinateur et d'un circuit vidéo couleur, chacun pouvant fonctionner indépendamment l'un de l'autre. La carte vidéo-graphique et le module d'incrustation font le lien entre la partie purement vidéo (analogique) et la partie purement informatique (numérique) (Figure 1).

Pour obtenir un rendu chromatique optimal, l'ensemble caméra + carte vidéo + moniteur fonctionne avec les trois signaux séparés R.V.B. correspondant aux trois couleurs fondamentales (Rouge, Vert, Bleu). La résolution du système est imposée par la norme vidéo actuellement en vigueur qui est de 625 lignes, et par la résolution horizontale de la caméra qui est de 550 points. La précision obtenue sur l'image affichée à l'écran est d'environ 0,5 mm ; la résolution de la tablette à digitaliser, grâce à laquelle on surimpose un tracé, a été ajustée à 0,5 mm. La partie informatique se compose d'un micro-ordinateur (compatible IBM-AT) et de périphériques de sortie (imprimante graphique, table traçante).

Les premiers logiciels développés au C.R.P.G., autour de ce système d'incrustation, l'ont été à des fins de géologie structurale (Lapique, 1987), avec pour but la quantification de la déformation finie et les problèmes d'orientation (Figure 2). Ensuite, ont été mis au point des logiciels permettant des mesures de surface, de longueur et de dénombrements pour des applications en minéralogie, métallographie ou pétrologie. Ces logiciels sont développés pour IBM-PC

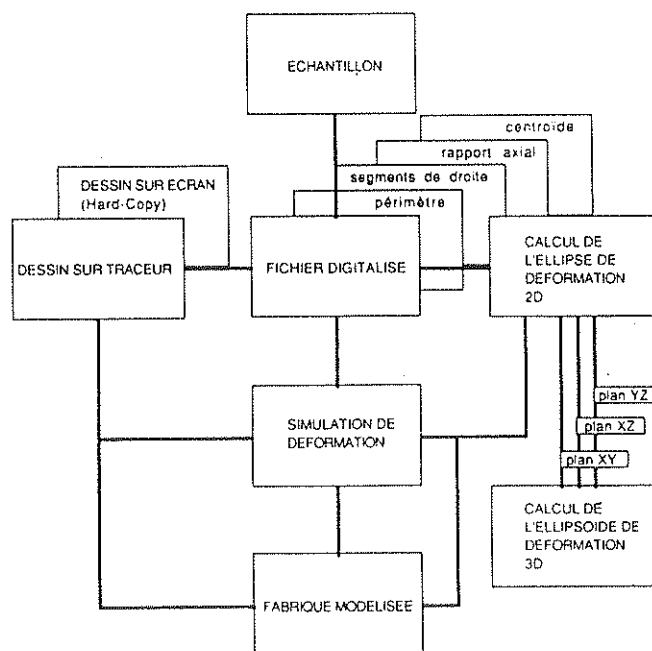


FIG. 2. — Fonctions du logiciel d'analyse de la déformation finie et connexions entre les différents sous-programmes.

Functions of the finite strain analysis software and connections between the different sub-routines.

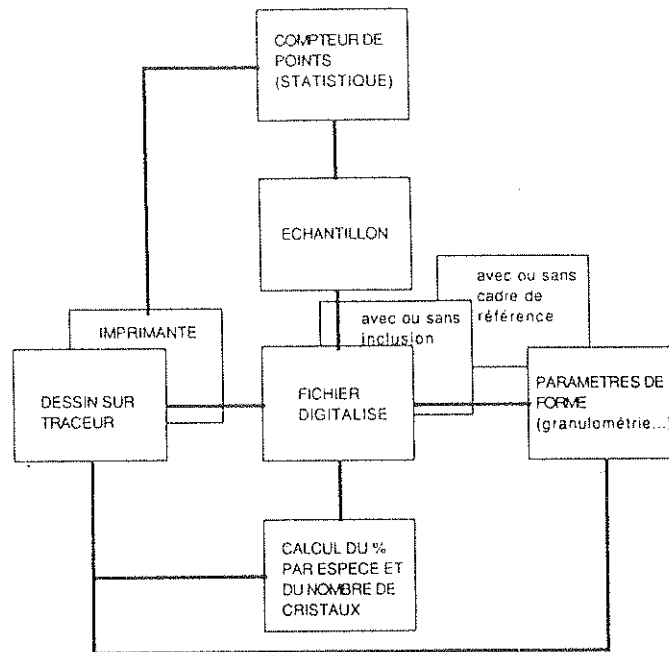


FIG. 3. — Fonction du logiciel d'analyse modale et connexions entre les différents sous-programmes.
 Functions of the modal analysis software and connections between the different sub-routines.

sous MS-DOS 3.1. Les figures 2 et 3 montrent l'architecture des logiciels centrés sur le programme d'acquisition des données (digitalisation). Une conversion des fichiers stockés permet l'accès ultérieur à des méthodes de traitement complémentaires.

APPLICATIONS

1) Détermination de l'anisotropie de particules

Lorsqu'une roche est soumise à une déformation quelconque, il en résulte une modification de la forme des objets et de leur dispersion qui déterminent l'anisotropie de la roche. Ainsi la texture d'une roche peut être décrite au moyen de deux lois non indépendantes : la loi des centres et la loi granulométrique qui correspond à la forme des particules autour d'un centre. Les deux paramètres que sont la forme (= paramètre de nature métrique = mesurable) et la position (= paramètre de nature topologique = dénombrable) sont à l'origine des principales méthodes de mesure de la déformation finie. Du choix de ces méthodes dépend la manière d'appréhender,

dans notre cas de digitaliser, la forme et la répartition des objets. Nous en avons retenu quatre (Lapique, 1987), que nous n'explicitons ici que très brièvement :

1.1 « Digitalisation » du grand axe et du petit axe (Figure 4a et b) : la forme du marqueur est assimilée à une ellipse dont on ne digitalise que les deux axes principaux. Les données qui en résultent (rapport axial rf et orientation ϕ du grand axe) sont traitées au moyen des différentes méthodes rf/ϕ analysant l'ellipticité et l'orientation moyenne des objets, et qui sont les suivantes : méthode rf/ϕ de Dunnet (1969), méthode algébrique de Shimamoto et Ikeda (1976), méthode des moyennes arithmétiques (Lisle, 1979). Ce choix est dû au fait que ces méthodes sont parmi les plus fréquemment utilisées en analyse structurale.

1.2. Digitalisation d'un ensemble de segments de droite (méthode de Panozzo, 1984) (Figure 4c et d) : le contour de l'objet étant réduit à un certain nombre de segments de droite, on analyse la fonction de distribution des orientations de ces segments. Cette technique a l'avantage de

pouvoir s'appliquer à un grand nombre de marqueurs structuraux tels que les objets isolés, des réseaux de fracturation, etc.

1.3. *Digitalisation du périmètre* (Figure 4f) : on peut généraliser la méthode précédente en considérant l'objet selon sa forme propre et non pas assimilé à un polygone. L'analyse de l'anisotropie s'obtient par la mesure des diamètres apparents (= diamètres de Féret) dans différentes directions.

1.4. *Digitalisation des centres (méthode de Fry, 1979)* (Figure 4g et h) : on analyse la dispersion des centroïdes des objets dans toutes les directions du plan. Cette méthode est intéressante car elle ne prend pas en compte la forme des objets mais uniquement leur position relative.

Pour chacune de ces méthodes, le résultat est exprimé en terme d'« ellipse de déformation » en donnant le rapport axial r_f et l'orientation ϕ par rapport à une droite de référence préalablement choisie dans la section. Ces méthodes ont été appliquées sur des formations granito-gneissiques ayant subi une déformation dans un contexte décro-chevauchant (Lapique *et al.*, 1986), afin de quantifier et de déterminer le type de déformation (Lapique, 1987).

2) Détermination des paramètres métriques

Cet ensemble de logiciels s'appuie également sur les deux étapes distinctes que sont la digitalisation et le calcul de paramètres (Figure 3).

2.1. Analyse de surfaces

L'analyse modale est le nom donné à la détermination des proportions volumétriques des minéraux dans un échantillon. Ces proportions volumétriques sont approchées à partir des mesures de surfaces (Jung et Brousse, 1959). Le contour des cristaux de l'échantillon à analyser (Figure 4e) est dessiné au moyen de la tablette à digitaliser (Figure 4f). Les touches de fonctions du clavier sont affectées aux différentes espèces minérales dont les proportions relatives seront ensuite calculées. Il est possible de prendre en compte des cristaux inclus dans d'autres en spécifiant les relations d'inclusion. A la différence du compteur de points qui donne une valeur statistique, nous obtiendrons ici la mesure exacte de

l'aire occupée par la section de l'objet considéré. Pour tenir compte des cas où la détermination des proportions minérales par le principe du compteur de points serait satisfaisante, un système basé sur le déplacement d'un curseur à l'écran selon une maille définie a été correspondant à l'espèce minérale pointée par ce curseur pour enregistrer la donnée en mémoire. Cette technique d'analyse modale au moyen de l'analyseur vidéographique interactif du C.R.P.G. a été utilisée avec succès dans la détermination du « facteur d'altération » caractérisant la distribution spatiale de l'altération potassique et de la minéralisation en molybdène associée d'un porphyre mexicain (Cheilletz et Mendez, 1988).

L'estimation des surfaces d'objets inclus les uns dans les autres trouve une application intéressante dans la détermination des proportions relatives des différentes phases des inclusions fluides. Dans un proche avenir, l'automatisation d'une platine à déplacement vertical micrométrique contrôlé permettra d'approcher la mesure du volume des phases.

2.2. Analyse des longueurs

L'estimation de la taille d'objets peut être réalisée en digitalisant leurs extrémités ou diamètre apparent. Cette opération est directement accessible à partir des fichiers provenant de la digitalisation du contour complet des cristaux, au moyen de l'extraction des diamètres de Féret de chaque particule. Les résultats sont présentés sous forme d'histogrammes de taille ou d'orientation des diamètres apparents. La mesure de longueurs grâce à l'analyseur vidéographique interactif est applicable à l'étude des traces de fission, où dénombrement et longueur réelle (accessible grâce à la mise au point de la platine à déplacement vertical automatisé actuellement en cours) sont les paramètres essentiels.

2.3. Paramètres de forme

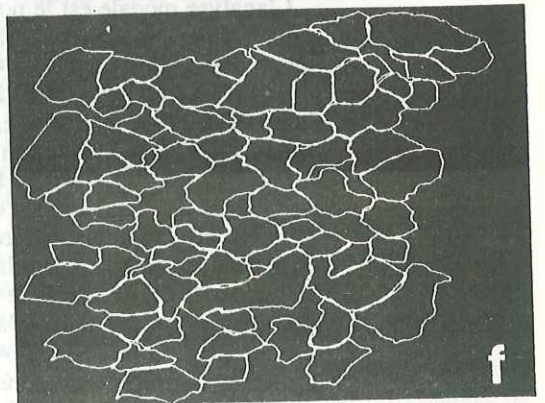
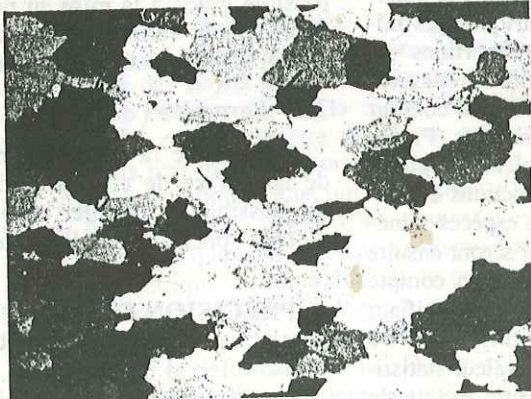
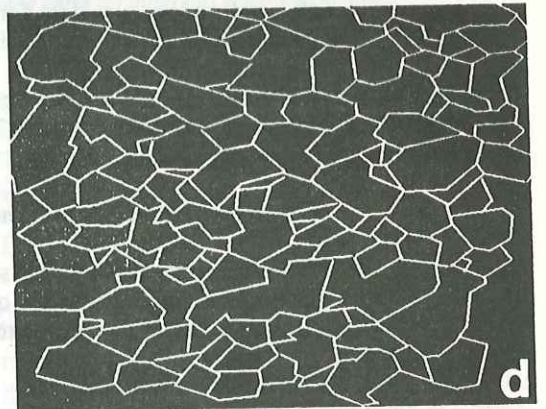
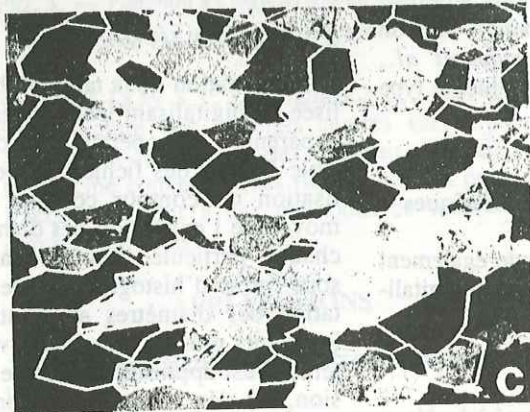
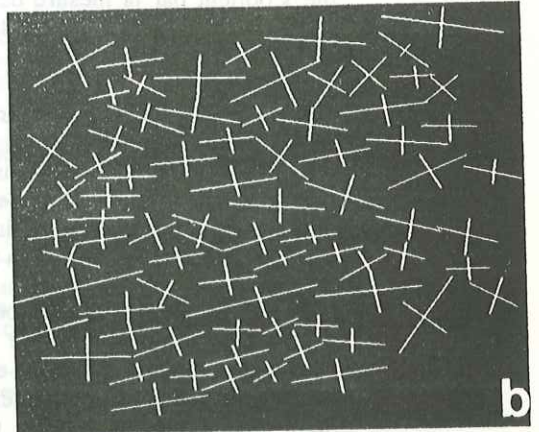
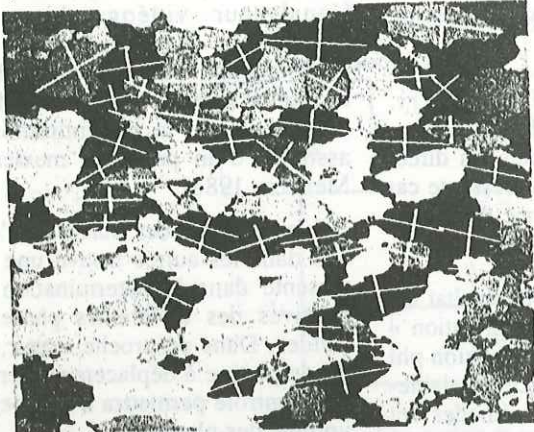
A partir de la détermination du périmètre et de la surface de chaque particule digitalisée, il est possible de calculer un paramètre de forme du type sphéricité ou ellipticité.

PRÉCISION ET REPRODUCTIBILITÉ DES MESURES

La précision du système vidéographique inte-

ractif tient essentiellement dans la position du trait d'incrustation déterminée par l'opérateur. La résolution des capteurs de la caméra, la définition du moniteur (taille du pixel égale à 0,31 mm) ainsi que la précision de la tablette à digitaliser autorisent, pour un trait d'un pixel d'épaisseur, un déplacement minimal de 0,5 mm.

L'objectivité du tracé du contour des objets dépend de l'habileté de l'opérateur au maniement du curseur en même temps que l'observation de l'écran. Après une période d'adaptation, les mesures effectuées par des opérateurs différents sur les mêmes objets donnent des résultats identiques. Le test a été réalisé par la mesure de surfaces circulaires connues (chartes visuelles



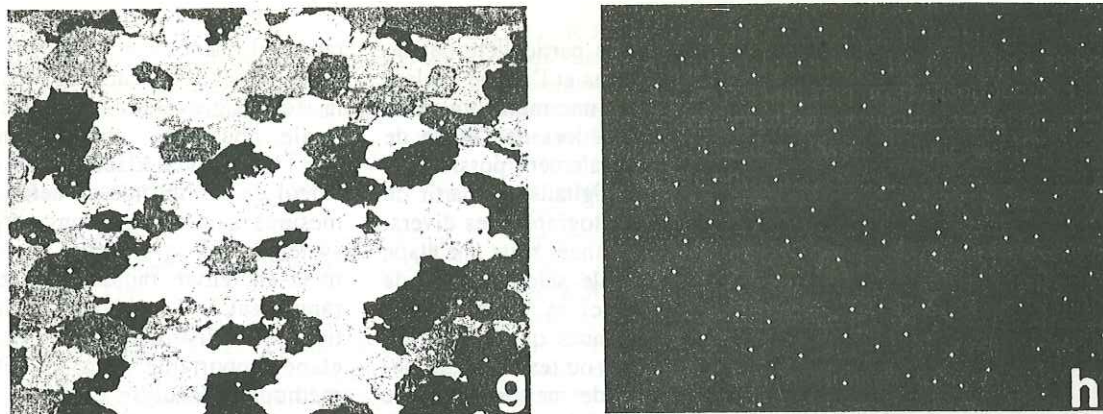


FIG. 4. — Photographies de l'écran du moniteur montrant l'image vidéo et le graphisme incrusté par l'utilisateur. Application à l'analyse de la déformation fine, méthodes de digitalisation des marqueurs.

a : digitalisation du grand axe et du petit axe des cristaux que l'on assimile à des ellipses (méthode rf/ϕ de Dunnet, 1969). *b* : « image » digitalisée correspondante. *c* : digitalisation du contour des cristaux assimilés à de polygones à n côtés (méthode de Panozzo, 1984). *d* : « image » digitalisée correspondante. *e* : section analysée. *f* : « image » digitalisée du périmètre réel des objets (méthode des diamètres de Féret). *g* : digitalisation du centre des marqueurs (méthode de Fry, 1979). *h* : « image » digitalisée correspondante.

Photographs of the display showing the video image and the outline superimposed by the user. Application to finite strain analysis, digitizing methods of objects.

a : digitizing of major and minor axis of crystals which are considered to be elliptically shaped (Dunnet's rf/ϕ method, 1969). *b* : corresponding digitized « image ». *c* : digitizing of crystal contour by a set of n lines. *d* : corresponding digitized « image ». (Panozzo's method 1984). *e* : analysed thin section. *f* : digitized « image » of the real perimeter of objects (Féret diameters's method). *g* : digitizing of the centre of objects (Fry's method 1979). *h* : corresponding digitized « image ».

type Roedder, 1972). En outre, deux applications géologiques ont permis de tester la validité du programme d'analyse modale : tout d'abord, la composition modale de vaugnérites déterminée grâce à l'analyseur interactif vidéographique du C.R.P.G. donne un résultat comparable à celle calculée à partir de la composition chimique de la roche totale et des compositions moyennes des différents minéraux (Montel, 1988) ; les seules variations significatives concernent les vaugnérites constituées d'espèces minérales à composition variable (amphiboles et plagioclases). Ensuite, le calcul des surfaces relatives de différents minéraux par digitalisation du contour d'objets (307 cristaux d'une lame mince de granite) a été comparée à la méthode du compteur de points (2187 points sur la même lame mince de granite) ; les deux méthodes donnent des résultats s'approchant de 2 à 5 % près suivant les espèces pour les phases minérales majeures. Si la méthode du compteur de points apparaît plus rapide, la méthode de digitalisation du contour est plus rigoureuse surtout en ce qui concerne les phases accessoires ou en grains très fins.

En ce qui concerne la détermination de l'anisotropie de particules, la précision des mesures a tout d'abord été testée sur des échantillons modélisés ayant subi des déformations simulées (Lapique, 1987). Ensuite nous avons déformé artificiellement de façon homogène des échantillons naturels initialement isotropes, avec des intensités rf et des orientations ϕ connues. Après digitalisation et traitement, les résultats s'approchent à 2 % près du rapport rf théorique de l'ellipse de déformation et aucune variation n'est apparue, pour des classes d'angle de 10° , dans le calcul de ϕ .

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

En Sciences de la Terre, un système vidéographique couleur est indispensable pour conserver les caractéristiques optiques des particules observées (relief, contours, polarisation, lumière réfléchie,...) et ceci aux différentes échelles fournies par l'observation au microscope ou à la loupe binoculaire. En outre, un tel système ne

nécessite aucune préparation particulière des lames minces ou sections polies et l'image couleur permet la reconnaissance et une meilleure saisie de la forme des marqueurs, lors de l'étude de roches déformées. Il est également possible de travailler sur la tablette à digitaliser à partir de cartes ou de documents photographiques divers. Si la saisie manuelle des données reste une étape relativement longue (variable selon le type de digitalisation choisi), celle-ci se justifie par la précision des données obtenues quelle que soit la complexité minéralogique ou texturale des objets analysés. Le système de mesure n'impose aucune contrainte expérimentale autre que celles inhérentes au choix de l'échantillon et à son observation microscopique. Enfin, il faut insister sur le fait que le système permet d'avoir accès, comme dans le cas de la quantification de la déformation finie, à plusieurs méthodes basées sur des hypothèses de départ différentes concernant les formes ou l'isotropie initiales (Champenois, 1988). De plus, l'ensemble des données produites par le système vidéographique interactif peut être stocké sur disquette et ainsi redessiné pour des tests de contrôle ou réutilisé pour des traitements complémentaires.

Pour terminer, rappelons que les mesures sont réalisées dans un espace à deux dimensions alors qu'elles servent à décrire, le plus souvent, un phénomène existant dans un espace à trois dimensions. De ce fait, il est important de connaître parfaitement l'environnement spatial et de savoir situer les anisotropies possibles afin d'analyser l'échantillon dans des plans représen-

tatifs du phénomène à étudier. La détermination de certaines grandeurs fait intervenir directement la stéréologie. Dans le cadre de l'analyse structurale, nous avons utilisé les méthodes de Ramsay (1967) et Siddans (1980) qui permettent le calcul de l'ellipsoïde de déformation à partir de mesures sur trois sections perpendiculaires. Le système vidéographique interactif permet une mise en œuvre rapide et aisée de méthodes se rapportant à la morphologie, la taille, l'orientation ou la distribution d'objets. Il constitue une étape importante dans le développement des méthodes d'analyse d'images automatique tout en permettant à celles-ci de disposer de mesures de référence nécessaires à leur mise au point.

REMERCIEMENTS

La mise au point du système d'analyse d'images interactif du C.R.P.G. a été réalisée grâce aux concours financiers du C.R.P.G. et de certaines de ses équipes (géologie structurale, équilibres entre fluides et minéraux, informatique appliquée, pétrologie expérimentale) ainsi que de certains laboratoires et équipes en Sciences de la Terre de Nancy (Centre de Recherches sur la Géologie de l'Uranium, laboratoire Dynamique et Bilans géologiques et Centre sur la Valorisation des Minerais de l'E.N.S.G., ainsi que le laboratoire de géologie de l'E.N.S.M.I.M. Nancy).

Reçu le 14 mars 1988

Accepté le 3 juin 1988

RÉFÉRENCES

- BUFFON, G. (1777). — Arithmétique morale. Supplément à l'Histoire naturelle. Imprimerie Royale, Paris, tome 4, 46-148.
- CHAMPENOIS, M. (1988). — Quantification de la déformation finie : utilisation de systèmes d'analyse d'images. 12^e R.S.T. Lille 1988. Résumé Soc. Géol. Fr. Edit. Paris, 30.
- CHATAGNON, F. (1982). — L'analyse d'images appliquée à des problèmes structuraux : — Fracturation du site du barrage de Vinça (Pyrénées Orientales). — Structure d'un marbre de Carrare. — Déformation des quartzites du domaine de Dora Maira. Thèse 3^e cycle. Univ. Grenoble. 125 p.
- CHEILLETZ, A. et MENDEZ, J.A. (1988). — Altérations hydrothermales et minéralisations de type porphyre à molybdène : l'apport de l'analyse d'images interactive. 12^e R.S.T., Lille 1988. Résumé Soc. Géol. Fr. Edit. Paris, 32.
- COSTER, M. et CHERMANT, J.L. (1985). — Précis d'analyse d'image. Ed. du C.N.R.S., Paris, 521 p.
- DANIEL, T., GAPAIS, D., LABIT, C. et LE CORRE, C. (1987). — An application of textural and morphological image processing to deformation analysis within granitic rocks. *Acta Stereol.* 6/III, 1041-1046.
- DELESSE, A. (1848). — Procédé mécanique pour déterminer la composition des roches. *Ann. Mines.*, 13, 379.
- DUNNET, D. (1969). — A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*.

- 7(2), 117-136.
- EULER, L. (1792). — L'arithmétique raisonnée et démontrée, œuvres posthumes de Léonard Euler, traduite en français par Bernoulli. Berlin, Voss et fils. In 8°, II-616 p.
- FRY, N. (1979). — Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, 60, 89-105.
- GATEAU, G. (1978). — L'analyse quantitative d'images et ses applications à la minéralogie. *Bull. Minéral.*, 101, 305-314.
- GATEAU, G. et PREVOSTEAU, J.M. (1973). — Exploitation d'un analyseur d'images à l'étude de la structure des pores d'un matériau. Congrès Rilem-Iupac, Prague. Comptes rendus IV-C, 517-525.
- HAAS, A., MATHERON, G. et SERRA, J. (1967). — Morphologie mathématique et granulométries en place. *Ann. Mines XI*, 736-753 et *XII*, 767-782.
- JUNG, J. et BROUSSE, R. (1959). — Classification modale des roches éruptives. Masson Ed., Paris, 123 p.
- LAFON, D., DE FALCIS, N., BOVIN, P., BONTON, P. et CAMUS, G. (1987). — Image processing applied to pyroclastic deposits. *Terra Cognita*, 7, 2-3, 383.
- LAPIQUE, F., BERTRAND, J.M. et MERIEM, D. (1986). — A major Pan-African crustal decoupling zone in the Timgaouine area (Western Hoggar, Algeria). *J. of Afr. Earth Sci.*, 5, 617-625.
- LAPIQUE, F. (1987). — Traitement informatique de la déformation finie et interprétation de l'évolution tectonique Pan-Africaine de la région de Timgaouine (Hoggar, Algérie). Thèse Univ. Nancy I, 224 p.
- LISLE, R.J. (1979). — Strain analysis using deformed pebbles : the influence of initial pebble shape. *Tectonophysics*, 60, 263-277.
- MATHERON, G. (1967). — Elément pour une théorie des milieux poreux. Ed. Masson, Paris, 166 p.
- MATHERON, G. (1975). — Random sets and integral geometry. Wiley, New-York, 261 p.
- MONTEL, J.M. (1988). — Première découverte d'une vagnérite à orthopyroxène : pétrographie, géochimie et conséquences pour la genèse des vagnérites. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306, 985-990.
- PANOZZO, R. (1984). — Two-dimensional strain from the orientation of lines in a plane. *J. of Struct. Geol.*, 6, 215-221.
- RAMSAY, J.G. (1967). — Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, New York, 568 p.
- ROEDDER, E. (1972). — The composition of fluid inclusions. *U.S. Geological Survey. Prof. Paper*, 440JJ, 164 p.
- SERRA, J. (1969). — Introduction à la morphologie mathématique. Cahiers du Centre de Morphologie mathématique, Ecole des Mines, Paris, 160 p.
- SERRA, J. (1982). — Image analysis and mathematical morphology. Academic Press, 373-423.
- SHIMAMOTO, T. et IKEDA, Y. (1976). — A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. 1. Basic theory. *Tectonophysics*, 36, 315-337.
- SIDDANS, A.W.B. (1980). — Analysis of three-dimensional, homogeneous, finite strain using ellipsoidal objects. *Tectonophysics*, 64, 1-16.
- UNDERWOOD, E.E. (1970). — Quantitative stereology. Addison-Wesley, Cambridge Mass.

Contribution C.R.P.G. n° 772.

Problèmes de digitalisation d'objets observés au microscope

Comme nous l'avons vu, l'image des objets captée par la caméra est visualisée sur le moniteur; en fonction de la taille des objets et du grossissement utilisé, il sera nécessaire de balayer une partie de la lame mince afin d'avoir un nombre suffisant d'objets digitalisés. Cette section sera donc observée par écrans successifs. Les coordonnées des points, entrées en mémoire pour caractériser tel ou tel paramètre, ne pourront servir à localiser un cristal par rapport aux autres, puisqu'il n'existe pas de référence relative permettant de passer d'un écran à l'autre. De tels fichiers ne pourront donc s'appliquer qu'à des méthodes ne faisant pas intervenir la position relative des particules. La méthode de Fry (1979) repose exclusivement sur ce paramètre de position relative des centroïdes des marqueurs de la déformation finie. Les fichiers destinés à cette méthode devront être réalisés sur une plage visualisée en une seule fois sur l'écran du moniteur vidéo, ou sur un document posé sur la tablette. Cela constitue un inconvénient majeur à l'emploi de la méthode de Fry (1979) sur des objets géologiques courants.

Fichiers relatifs aux différentes applications

Chaque technique de digitalisation donne des fichiers caractérisés par une extension de 3 lettres, rajoutée au nom de l'échantillon.

- .**PAN** pour les fichiers de coordonnées des extrémités de segments de droites représentant le contour approximatif de marqueurs de la déformation, en vue de la mise en oeuvre de la méthode de Panozzo (1983, 1984), ou bien des marqueurs linéaires (fractures, réseaux de failles, sous-joints, limites de grains...) pour traiter des problèmes de longueur et/ou d'orientation.
- .**AXE** pour les fichiers comprenant les longueurs du grand axe et du petit axe des particules, le rapport axial de l'ellipse approchée représentant l'objet, l'angle que fait le grand axe avec une droite de référence ainsi que les coordonnées du barycentre. Ce type de fichier permet d'avoir accès à la méthode des moyennes, à la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) et à la méthode Rf/Phi de Dunnet (1969).
- .**XPR** pour des fichiers de coordonnées représentant le contour complet des particules. Cette technique de digitalisation permet tous les

calculs de surface, ainsi que l'application de la méthode des diamètres de Féret. C'est seulement à partir de tels fichiers que l'on peut connaître la répartition en taille, orientation, surface, périmètre rapports axiaux ou forme d'une population.

.FRY pour des fichiers de coordonnées des centroïdes des objets.

Il est possible de transformer les fichiers, et donc de pouvoir appliquer différentes méthodes de quantification de la déformation finie au même échantillon sans avoir à repasser par l'étape de digitalisation. Il est possible de transformer un fichier .XPR en .FRY ou .AXE, un fichier .PAN en .AXE ou .FRY, un fichier .AXE en .XPR ou .FRY. Les fichiers de coordonnées de centroïdes (.FRY) ne peuvent donner aucun autre fichier d'extension différente, car ils ne comportent aucun renseignement sur la forme ou sur l'orientation des particules. Lors de la création d'un fichier d'extension .FRY à partir d'un autre fichier, il faudra, pour que la méthode soit applicable, que la digitalisation ait été réalisée sur une plage visualisée en un seul écran vidéo, afin de conserver les positions relatives de toutes les particules.

CHAPITRE 3

PRECISIONS RELATIVES AUX DIFFERENTES METHODES

3- Précisions relatives aux différentes méthodes

Après un bref rappel des travaux réalisés sur ce sujet par Lapique (1987) et concernant des fabriques initiales elliptiques et isotropes, nous analyserons le cas de plusieurs fabriques naturelles. Nous voulons, ainsi, cerner le domaine le mieux adapté à une méthode donnée en fonction d'éventuelles hétérogénéités en taille, forme ou orientation des marqueurs.

3.1- Simulation de la déformation de marqueurs elliptiques

Les objets initiaux sont construits grâce à un programme tirant au hasard les paramètres nécessaires à la caractérisation d'ellipses dans des intervalles délimitant des tailles, rapports axiaux et angles minima et maxima. Les fabriques initiales obtenues sont toutes "d'ellipticité moyenne" égale à 1 puisque l'orientation des grands axes des objets est répartie de 0 à 180°. La taille des marqueurs varie dans des rapports de 1 à 2, la taille correspond à la longueur du grand axe des objets, donnée en unités propres à la tablette à digitaliser de l'analyseur vidéographique. Les histogramme de répartition des tailles permettent uniquement de connaître les rapports d'ordre et la distribution de la population entre les extrêmes. Par contre la forme, qui se traduit ici par le rapport axial, sera le paramètre important qui différenciera chaque fabrique initiale (rapports axiaux initiaux des objets choisis entre 1 et 2, 1 et 4 et 1 et 10, et rapport axial de la fabrique initiale égal à 1, cf figure 3.1 a).

Dans un premier temps, les différentes méthodes de quantification de la déformation finie ont été appliquées sur la fabrique initiale, pour laquelle le rapport axial théorique est égal à 1 (figure 3.1a) et l'influence de la forme des particules sur les résultats a été analysée. Chaque fabrique subit ensuite un cisaillement simulé d'intensité $\gamma=1$. Comme le montre la figure 3.1b, plus l'intervalle de rapports axiaux est réduit et plus les résultats sont concentrés autour de la valeur théorique. Néanmoins, les valeurs obtenues grâce aux méthodes des diamètres de Féret, R_f/Φ de Dunnet (1969) et de Fry (1979) sont les plus réalistes.

Dans un deuxième temps, chacune de ces fabriques, présentant une hétérogénéité de forme croissante, va subir une déformation simulée d'intensité variant de $\gamma=1$ à $\gamma=10$. Les figures 3.2 a,b et c, présentent les résultats relatifs à des fabriques initiales différentes, respectivement 2, 4,

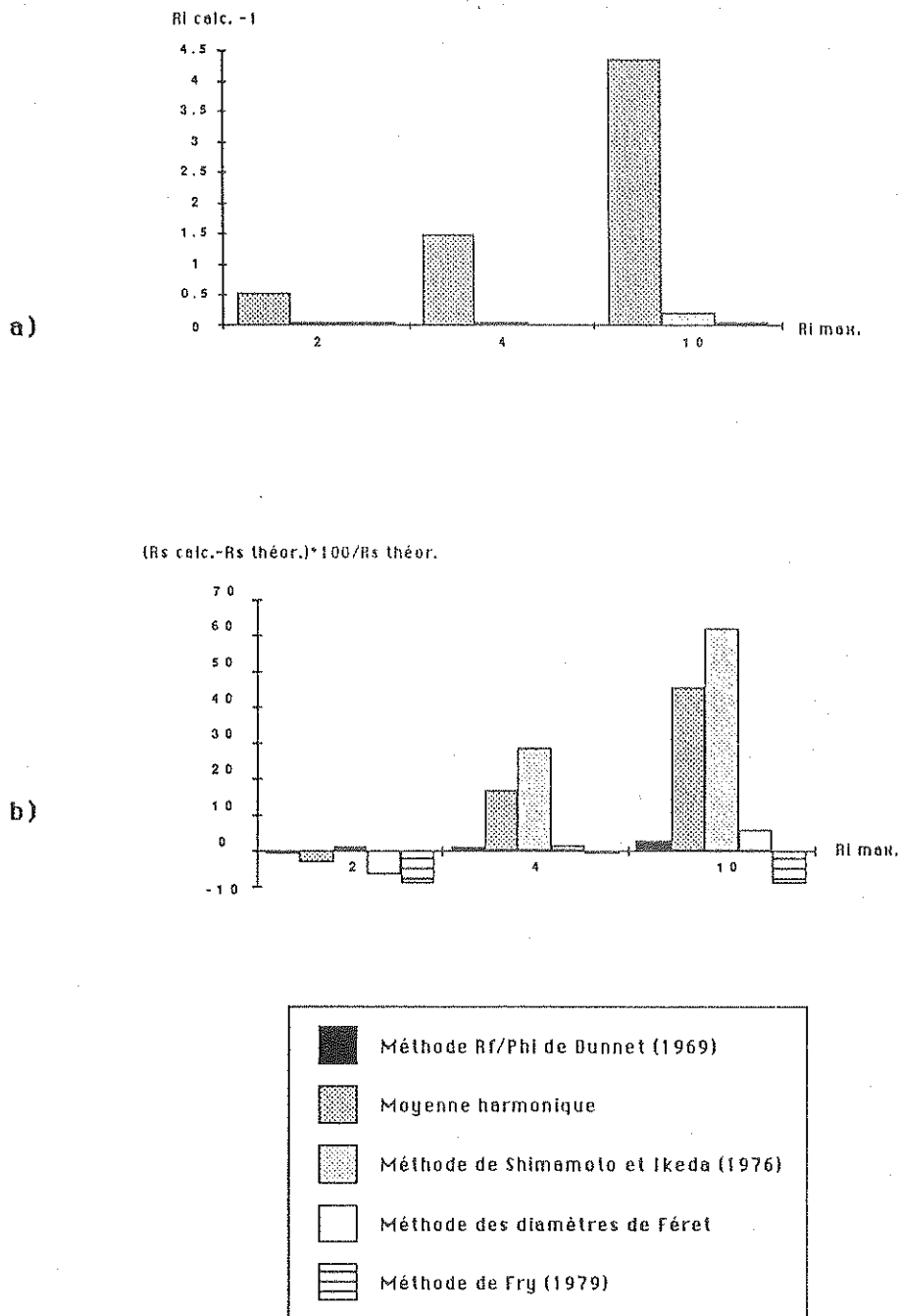


Figure 3.1: Comparaison entre les différentes méthodes de mesure pour le cas de fabriques initiales obtenues par simulation. **a)** : histogramme relatif à la fabrique initiale (non déformée) présentant l'écart à la valeur théorique ( gale à 1 puisque les fabriques initiales sont istropes) en fonction du rapport axial initial (R_i) maximum. Pour chaque valeur de R_i , ont été testées successivement les méthodes de la moyenne harmonique, de Shimamoto et Ikeda (1976) et des diamètres de Féret. **b)** : histogramme relatif aux fabriques ayant subies un cisaillement d'intensité $g=1$, présentant l'erreur relative à la valeur théorique ( gale à 2.62) en fonction du rapport axial initial maximum qui caractérise les trois fabriques initiales (Lapique 1987).

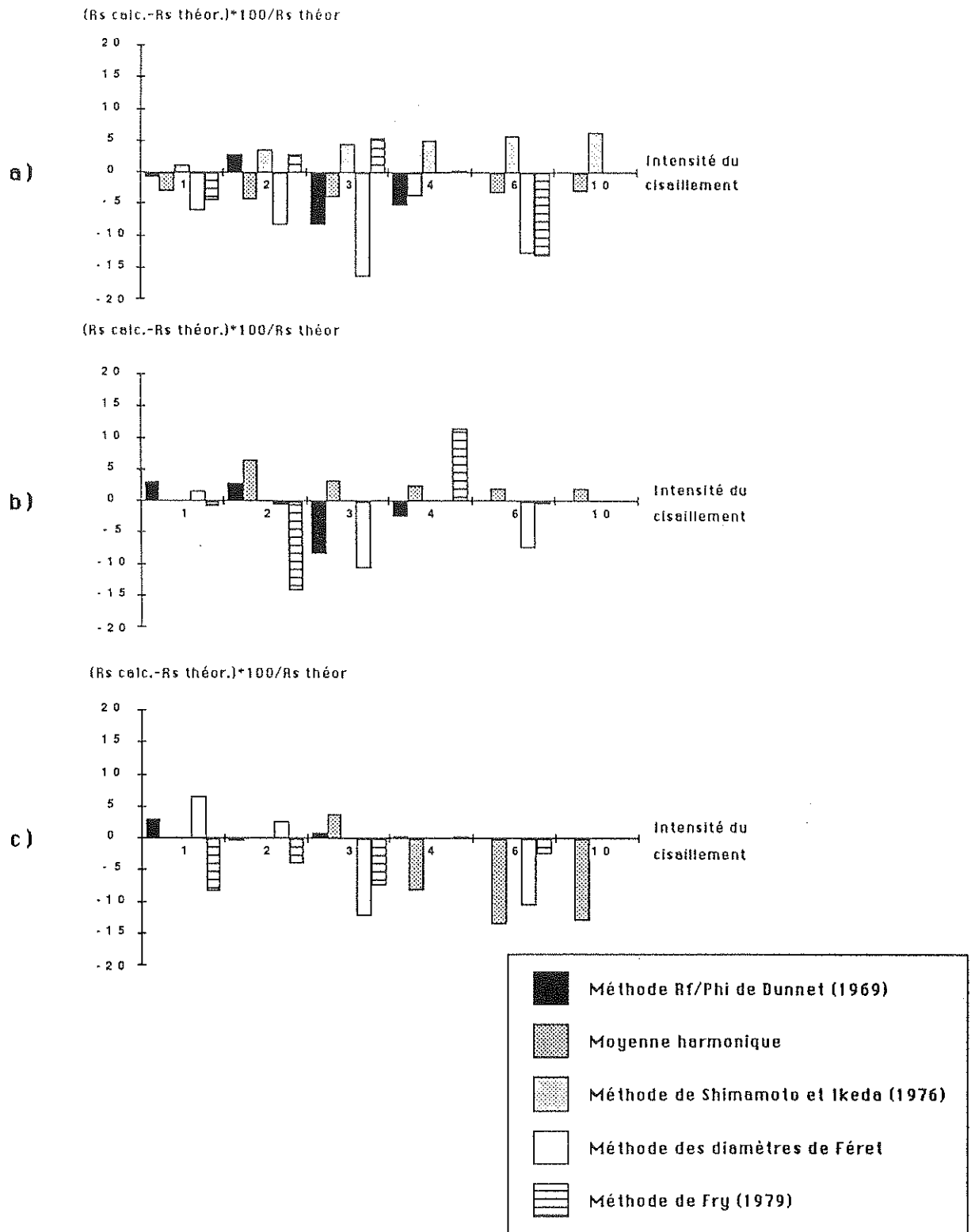


Figure 3.2 : Comparaison entre les différentes méthodes de mesure pour le cas de fabriques initiales obtenues par simulation et se caractérisant par des rapports axiaux initiaux différents. Les histogrammes présentent les erreurs relatives aux différentes valeurs théoriques dans un intervalle allant de -20% à +20% en fonction de l'intensité du cisaillement appliqué. Les barres absentes sur certains histogrammes correspondent à des erreurs ne s'intégrant pas dans l'intervalle choisi. **a)** : la fabrique initiale présente un rapport axial initial maximal de 2. **b)** : la fabrique initiale présente un rapport axial initial maximal de 4. **c)** : la fabrique initiale présente un rapport axial initial maximal de 10.

10 pour les rapports axiaux initiaux maximaux. Nous pouvons en déduire que, pour un écart à la valeur théorique maximum de +20% à -20% et pour les intensités faibles et moyennes, les méthodes des diamètres de Féret, de Fry (1979) et R_f/Φ de Dunnet (1969) donnent les meilleurs résultats bien que les deux premières méthodes citées ne se fondent pas sur une forme initiale elliptique des marqueurs. Pour les fortes déformations, à partir de $\gamma=3$ ($R_s>10$), la moyenne harmonique semble la plus fiable (Lapique 1987).

3.2- Déformation simulée de fabriques naturelles

Le passage d'un cercle à une ellipse est l'image la plus couramment retenue pour illustrer une déformation et son intensité. La quantification se fait d'ailleurs grâce au rapport axial d'une "ellipse imaginaire" qui serait obtenue en appliquant à un cercle une déformation d'une certaine intensité, fonction du régime de déformation (cisaillement, aplatissement ou combinaison des deux). Les objets elliptiques du paragraphe précédent présentent les caractéristiques idéales pour une étude de déformation, que ce soit en vue d'une quantification ou d'une application en simulation. Par contre la forme quelconque des grains naturels et surtout les parties concaves des marqueurs vont constituer de nouveaux paramètres à cerner dans l'utilisation des méthodes de quantification de la déformation finie.

En plus de l'écart à la valeur théorique, nous nous intéresserons à la précision donnée sur l'orientation de l'ellipse 2D obtenue par les méthodes de Shimamoto et Ikeda (1976), des diamètres de Féret, par la méthode des moyennes harmoniques et par la méthode R_f/Φ de Dunnet (1969). Toutes ces méthodes ne tiennent compte que de la forme et de l'orientation des particules, qui sont considérées indépendamment les unes des autres sans avoir recours à une localisation dans le plan d'observation. Il est donc possible de digitaliser l'ensemble des marqueurs d'une lame mince en plusieurs écrans vidéo successifs (cf. procédés de digitalisation, Chap.2). On constitue ainsi un fichier comprenant des suites de coordonnées qui correspondent au contour de cristaux qui s'imbriqueraient ou se recouvriraient si l'on se souciait de la position relative des objets, en projetant les différents écrans dans une même fenêtre. Chacun des six tests exploités ici est obtenu après la digitalisation de plusieurs plages successives observées sous le microscope, pour cette raison il n'est pas possible d'aborder la méthode de Fry (1979) puisqu'elle

repose exclusivement sur la position des centroïdes des marqueurs dans un espace défini.

3.2.1- Choix des échantillons de départ

Le seul critère de choix des échantillons a été le résultat obtenu par la méthode des diamètres de Féret qui devait traduire une ellipticité proche de 1 (rapport axial de 1.03 à 1.36, figure 3.3).

Echantillon	Nombre d'objets digitalisés	Rs (méthode des diamètres de Féret)	Rs (méthode de Shimamoto et Ikeda, 1976)
LM 121	126	1.26	1.37
LM 12	106	1.36	1.52
GP 40-2	89	1.19	1.31
GP 11	75	1.16	1.26
GL 791q	150	1.03	1.05
GL 891q	184	1.17	1.32

Figure 3.3 : Description des fabriques initiales des six échantillons choisis comme témoins. Les rapports axiaux (R_s), déterminés par les méthodes des diamètres de Féret et de Shimamoto et Ikeda (1976), serviront de rapports initiaux aux fabriques lors des simulations de déformation.

Cette isotropie peut provenir soit d'un échantillon non déformé à répartition parfaitement aléatoire en position et en orientation, soit d'un échantillon où de forts contrastes de taille ou de forme compensent, par le jeu des projections, une éventuelle fabrique orientée initialement. Afin de lever cette indétermination, nous avons dressé, pour chacun des six témoins choisis, des histogrammes d'orientation, de forme (roundness) et de taille (figures 3.5 à 3.10 a,b et c respectivement). Ces paramètres sont obtenus à partir des fichiers contenant les coordonnées du périmètre complet des marqueurs (fichiers à extension .XPR). La répartition en classes de taille et d'angle est aisée car les longueurs et orientations des diamètres apparents sont déjà calculés pour la détermination du rapport

axial de l'ellipse 2D. Pour caractériser la forme des marqueurs nous avons utilisé un paramètre de sphéricité : nombre sans unité, égal à un pour un cercle ($= P^2/4*\Pi*S$). La figure 3.4 donne une correspondance entre ce paramètre (roundness) et des formes géométriques régulières.

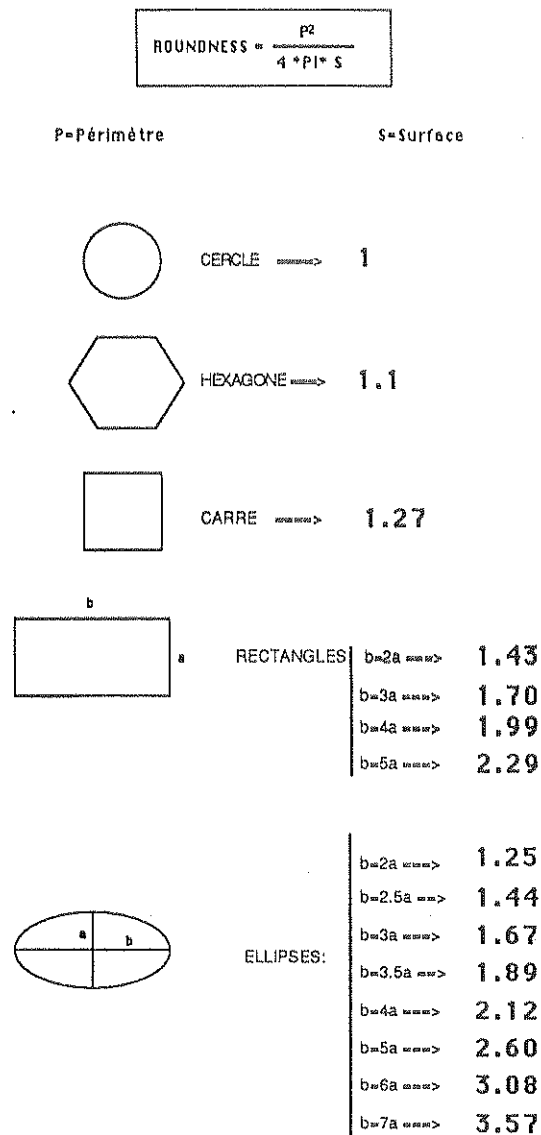


Figure 3.4 : Table de correspondance entre le paramètre de forme (roundness) et des figures géométriques régulières.

La connaissance de la répartition des formes des objets digitalisés va permettre de contrôler un des paramètres influant sur la méthode Rf/Phi, en fixant une valeur réaliste pour le rapport axial initial maximum dont dépendent directement les abaques de Dunnet (chap. 1).

Les témoins utilisés ici, proviennent de roches de natures et d'horizons divers : granites himalayens, gneiss et aplites alpins et, péridotites en enclaves dans des kimberlites du Lesotho. Les marqueurs

choisis présentent donc les caractéristiques propres à leur environnement, grands quartz à contours réguliers pour les échantillons granitiques (GL791q et GL891q, Scaillet in prép.), yeux quartzeux ou feldspathiques des échantillons alpins (GP11 et GP40-2 décrits ultérieurement dans le chapitre 5) et olivines plus ou moins serpentinisées (LM12 et LM121). Chaque population aura donc une distribution en taille-forme-orientation, témoin de l'anisotropie initiale qui influera directement sur les résultats après simulation de la déformation.

3.2.2- Simulation de la déformation et valeurs théoriques

Chaque échantillon digitalisé par la méthode des diamètres de Féret subit une transformation en un fichier d'extension .AXE. Dans celui-ci, chaque marqueur, assimilé à une ellipse, est alors caractérisé par son grand axe, son rapport axial, l'orientation du grand axe et les coordonnées de son barycentre. Ce fichier donne accès aux méthodes des moyennes, de Shimamoto et Ikeda (1976) et Rf/Phi de Dunnet (1969). Parmi ces trois méthodes, et pour des intensités très faibles traduites par des rapports axiaux proches de l'unité, celle de Shimamoto et Ikeda (1976) montre l'erreur la plus faible par rapport à la valeur théorique. Nous allons donc conserver cette valeur comme initiale, parallèlement à celle donnée par les diamètres de Féret, pour le calcul des valeurs théoriques relatives à chaque état déformé (figure 3.3).

Nous disposons, pour chacun des six tests, d'un fichier de coordonnées se rapportant au périmètre complet des particules (.XPR) d'un fichier contenant les paramètres caractéristiques d'ellipses (.AXE), et donc de deux valeurs décrivant la fabrique initiale.

Sur chacun de ces fichiers vont être simulées des déformations croissantes en régime cisailant ou en aplatissement parallèlement à une direction constante (γ croissant : 0.5; 0.8; 1; 2; 3; 5 ainsi que 20 et 30% d'aplatissement, soit 8 simulations par échantillon).

Les résultats de ces simulations sont stockés dans de nouveaux fichiers. Pour chaque test nous avons ainsi huit fichiers à partir du fichier initial (.XPR), et huit autres à partir du fichier initial (.AXE).

On applique ensuite, la méthode des diamètres de Féret aux nouveaux fichiers "déformés" à extension (.XPR) et les méthodes des moyennes, de Shimamoto et Ikeda (1976) et Rf/Phi aux nouveaux fichiers "déformés" à extension (.AXE).

Les résultats tiennent en une valeur de rapport axial de l'ellipse 2D et en une orientation entre le grand axe et la direction de déformation. Il faudra ensuite les comparer aux résultats théoriques qui sont fonction des rapports axiaux et des orientations respectifs initiaux. Ces valeurs sont obtenues en effectuant un calcul développé par Ramsay et Huber (1983), fondé sur une matrice dépendante du régime de déformation (cisaillement, aplatissement ou combinaison des deux), de l'orientation et de l'intensité de la déformation.

Pour chaque incrément de déformation simulée, nous aurons donc deux valeurs théoriques calculées à partir de rapports axiaux initiaux déterminés d'une part grâce à la méthode des diamètres de Féret et d'autre part grâce à la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976).

3.2.3- Interprétation des résultats

A la suite de ces "manipulations et transformations" de fichiers nous avons établi des histogrammes concernant les orientations et les intensités. Ils représentent, pour les différents taux de déformation d'une part, l'écart entre l'angle calculé grâce à l'une des méthodes et l'angle théorique que fait le grand axe de l'ellipse représentant la déformation finie de l'agrégat et la direction de la déformation et, d'autre part, une erreur relative à la valeur théorique exprimée en pourcentage (figures 3.5 à 3.10, d et e).

Dans l'histogramme présentant l'erreur sur l'orientation, nous trouvons trois valeurs d'angles données par les méthodes des diamètres de Féret, des moyennes et de Shimamoto et Ikeda (1976). La méthode R_f/Φ de Dunnet (1969) se base sur la moyenne arithmétique des angles et aboutit à la même valeur que la méthode des moyennes. En revanche, nous avons les valeurs relatives aux quatre méthodes pour le calcul de l'erreur sur le rapport axial. Nous allons maintenant détailler le comportement de chacun des six témoins vis à vis des différentes méthodes de traitement, et nous intéresser plus particulièrement aux faibles intensités de déformation qui se rencontrent le plus fréquemment dans la majorité des exemples géologiques présentés dans les chapitres suivants.

3.2.3.1- Population homogène en forme et en taille, orientée suivant la direction de déformation.

Les témoins LM 121 et LM 12 proviennent d'une péridotite en

Figures 3.5 à 3.10 : Précision des méthodes de quantification de la déformation finie pour des intensités variables en régime cisailant ou en aplatissement, et pour les six témoins présentant des fabriques initiales différentes.

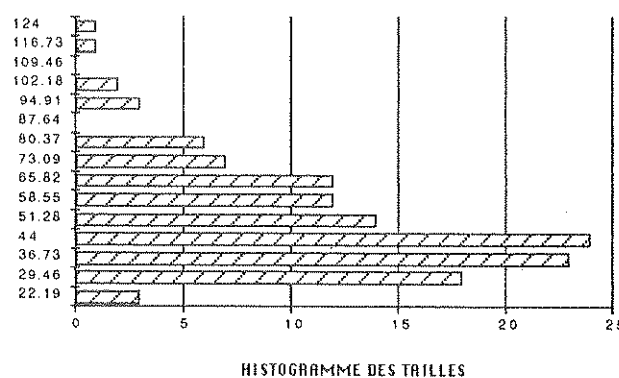
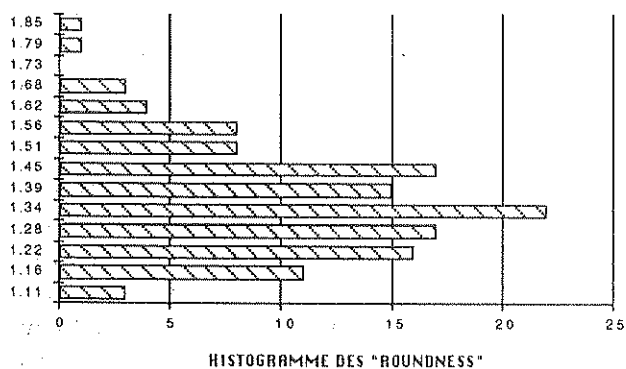
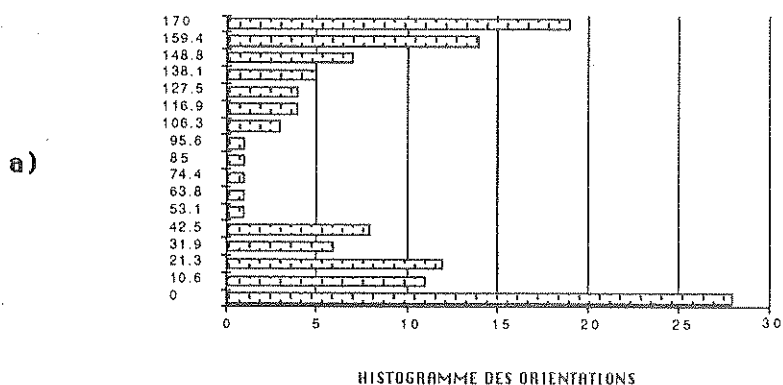
a, b et c) : histogrammes des orientations, des "roundness" et des tailles respectivement, relatifs aux fabriques initiales et présentant les valeurs des classes en fonction de leur effectif.

d) : histogramme présentant les erreurs relevées sur l'angle Phi, entre le grand axe de l'ellipse 2D et la direction de déformation, en fonction des différents taux de déformation. Les angles déterminés par les méthodes de Shimamoto et Ikeda (1976) ou des moyennes sont comparés à une valeur théorique calculée pour chaque intensité de déformation à partir de la valeur donnée par la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) sur l'échantillon de départ. Les angles déterminés par la méthode des diamètres de Féret sont comparés à une valeur théorique calculée pour chaque intensité de déformation à partir de la valeur donnée par cette même méthode sur l'échantillon de départ

e) : histogramme présentant l'erreur relative sur le rapport axial de l'ellipse 2D de déformation finie en fonction du taux de déformation. Les rapports axiaux (R_s) déterminés par les méthodes R_f/Φ de Dunnet (1979), des moyennes ou de Shimamoto et Ikeda (1976) sont comparés à une valeur théorique calculée pour chaque intensité de déformation à partir de la valeur donnée par la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) sur l'échantillon de départ (figure 3.3). Les rapports axiaux (R_s) déterminés par la méthode des diamètres de Féret sont comparés à une valeur théorique calculée pour chaque intensité de déformation à partir de la valeur donnée par cette même méthode sur l'échantillon de départ (figure 3.3).

enclave dans une kimberlite du Matsoku pipe (Lesotho). Les marqueurs digitalisés sont des olivines qui forment des populations initiales fortement orientées autour d'une direction, et très homogène en forme et taille (figures 3.5 et 3.6, a à c). Il est rappelé que la taille correspond à la longueur du grand axe des objets, donnée en unités propres à la tablette à digitaliser de l'analyseur vidéographique. Les histogrammes de répartition des tailles permettent uniquement de connaître les rapports d'ordre et la distribution de la population entre les extrêmes.

La majorité des marqueurs du témoin LM 121 est concentrée sur un pic étroit à 0° (figure 3.5 a) qui est parallèle à la direction de déformation



b)

c)

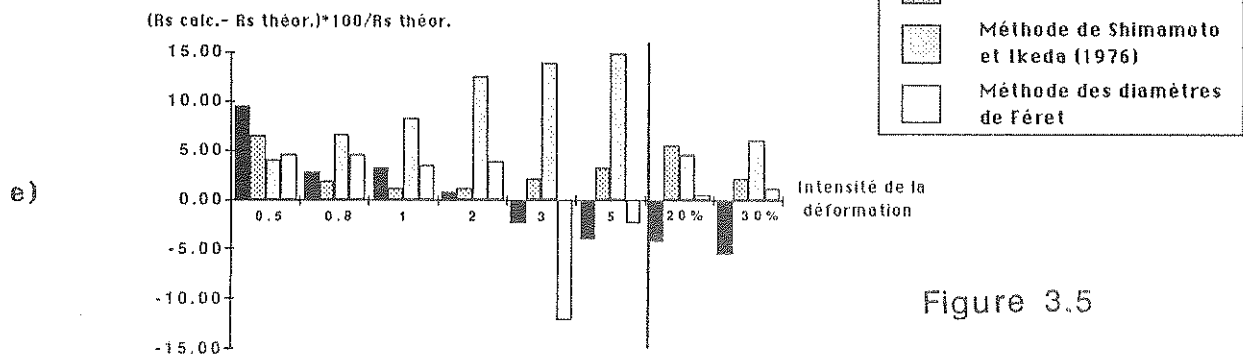
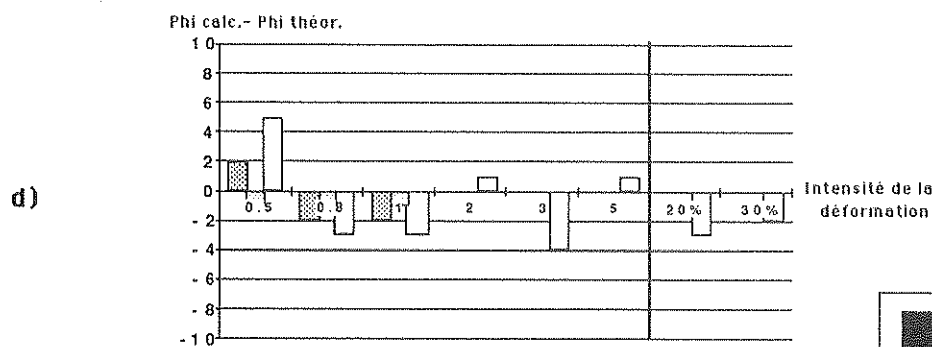
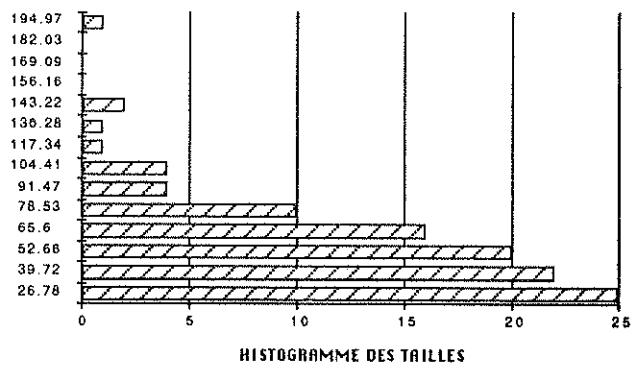
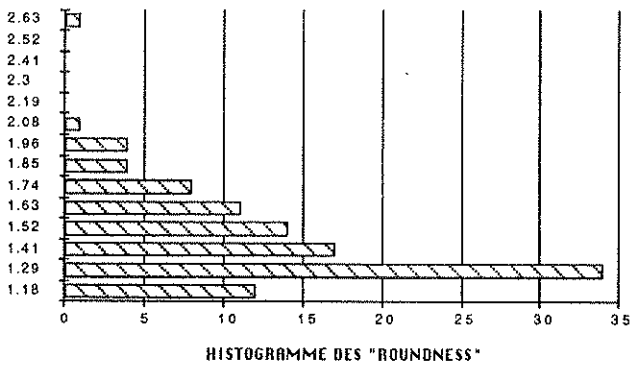
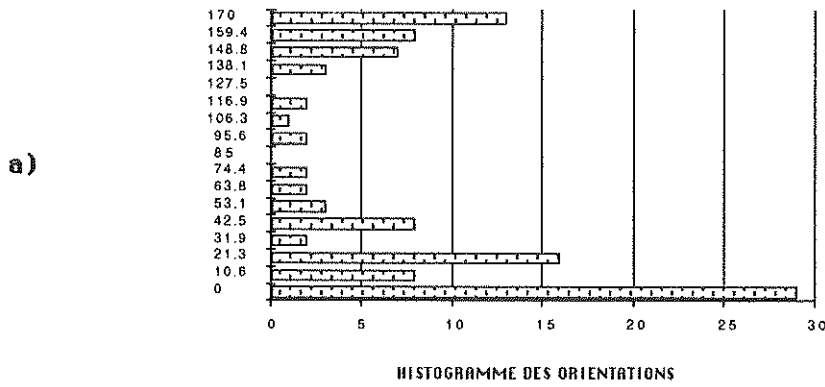


Figure 3.5

LM 12



b)

c)

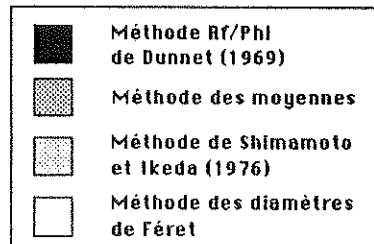
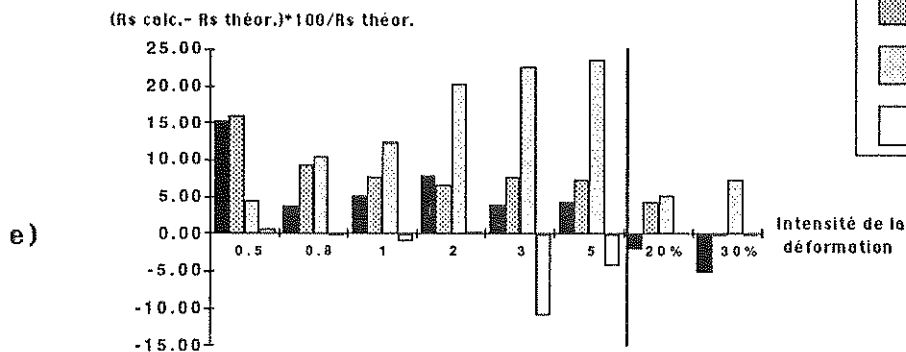
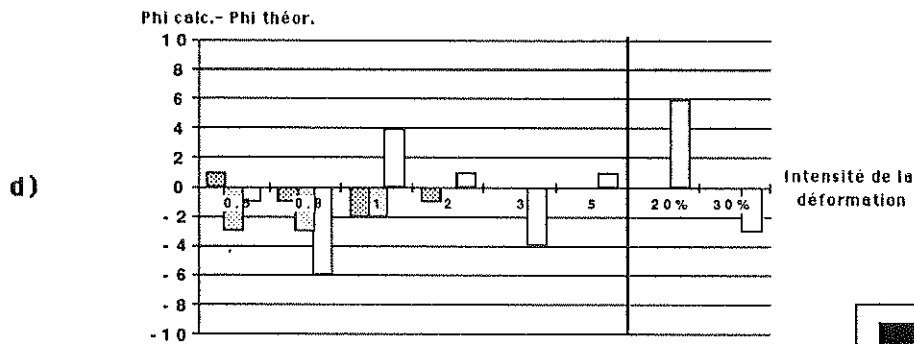


Figure 3.6

pour les simulations ultérieures. La section est homogène en forme et en taille, la population se situe entre des "ellipses théoriques" de rapport axial 2 et 2.5 (figure 3.5 b et figure 3.4 pour la correspondance avec des formes géométriques théoriques). La plage des tailles s'étend de 1 à 2.5 (figure 3.5 c).

Quelles que soient les méthodes, les écarts à la valeur théorique angulaire sont très petits (inférieurs à 5°) pour les faibles intensités et diminuent encore lorsque la déformation croît (figure 3.5 d). Par contre, en ce qui concerne les rapports axiaux, les écarts sont plus conséquents avec une erreur relative toujours inférieure à 15% (figure 3.5 e). Sur l'intervalle d'intensités choisi, la méthode des diamètres de Féret semble la plus appropriée, l'erreur étant faible (inférieure à 5%) et quasiment constante. L'erreur due à la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) augmente beaucoup avec la déformation, quant aux méthodes Rf/Phi et des moyennes, elles évoluent d'abord de façon semblable en réduisant l'erreur jusqu'à $\gamma=2$, puis elles encadrent la valeur théorique et les déviations s'accroissent lorsque la déformation croît. Pour les faibles intensités ($\gamma < 1$), les erreurs relatives restent inférieures à 10%, on peut donc considérer toutes les méthodes comme acceptables pour traiter ce genre d'échantillon.

L'échantillon LM 12 présente une fabrication initiale moins homogène que LM 121, pour chacun des paramètres calculés, répartis dans des intervalles plus vastes. La forme des objets se situe entre des "ellipses théoriques" à rapport axial 2 et 3.5 (figure 3.6 b et figure 3.4 pour la correspondance avec les formes géométriques théoriques), l'intervalle de taille s'est élargi quelque peu et s'étend de 1 à 3 (figure 3.6 c), les particules sont toujours regroupées autour d'un pic unique à 0° , mais la répartition est un peu plus étalée de part et d'autre de ce maximum.

Les valeurs d'angles calculées restent toujours très proches des valeurs théoriques (entre $+6^\circ$ et -6° , figure 3.6 d), la moyenne arithmétique des angles et la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) sont les plus performantes quelque soit le régime ou l'intensité de la déformation. L'erreur relative sur les rapports axiaux est d'une manière générale plus forte que précédemment avec une évolution identique (figure 3.6 e). La méthode des diamètres de Féret reste la meilleure indépendamment du contexte. La méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) ne donne de valeurs acceptables que pour les très basses intensités et dévie ensuite fortement (erreur $> 10\%$ dès que $\gamma \geq 1$). Les deux autres méthodes surestiment la

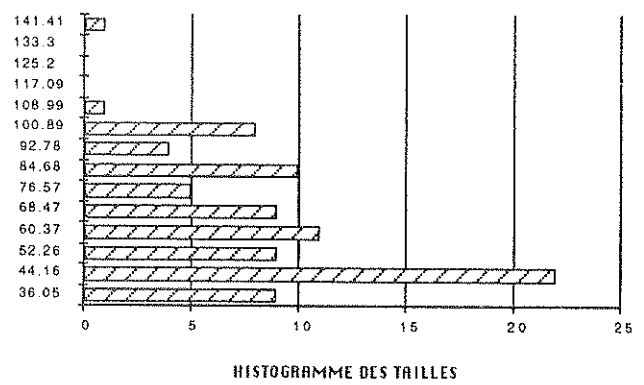
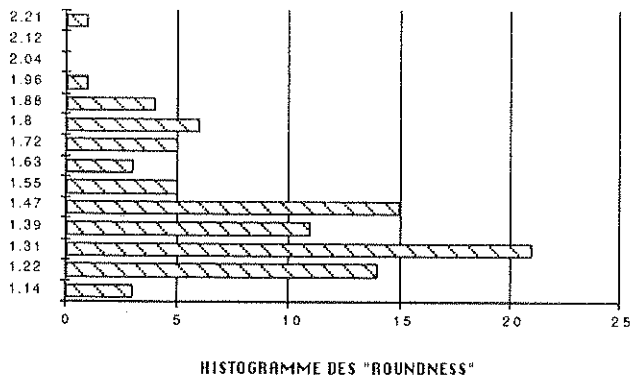
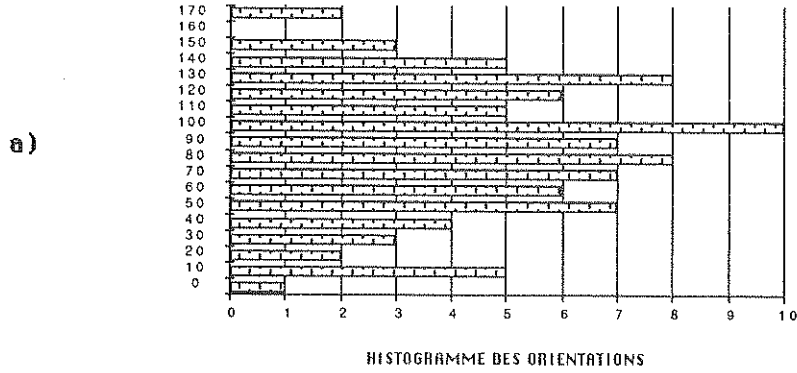
déformation, mais semblent se stabiliser autour d'une erreur relative avoisinant les 10% dès que $\gamma > 1$.

L'homogénéité en taille et en forme de ces deux fabriques ainsi que la concentration des orientations autour d'un pic étroit et unique conduisent à des valeurs d'angles très bonnes pour toutes les méthodes, avec toutefois une mention particulière à la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976). Dans ce cas, la méthode des diamètres de Féret donne sans conteste les meilleurs résultats pour les rapports axiaux quel que soit l'intensité ou le régime de la déformation. Pour les très faibles valeurs de γ (Rs théorique voisin de 1.5 - 1.7 suivant l'angle initial) la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) donne des résultats à moins de 5% d'erreur.

3.2.3.2- Population orientée perpendiculairement à la direction de déformation.

Les deux tests suivants ont été réalisés sur des échantillons du massif du Grand Paradis (cf. chap.5). Ils présentent des fabriques initiales ne se différenciant réellement qu'au niveau de la répartition des tailles des marqueurs sur les histogrammes (figures 3.7 c et 3.8 c). L'échantillon d'aplite anté-tectonique GP 11 possède des objets de taille moyenne plus grande et répartis sur un intervalle beaucoup plus étendu que ceux du gneiss GP 40-2 (de 1 à 4.5 contre de 1 à 2.5). Les particules ont des orientations s'étalant de 0 à 180° avec un pic plus ou moins large aux alentours de 90° (figures 3.7 a et 3.8 a), et des formes se situant entre des "ellipses théoriques" de rapport axial 2 à 3.5. (figures 3.7 b et 3.8 b et figure 3.4 pour la correspondance avec les formes géométriques théoriques). La dispersion des orientations influe de manière significative sur l'erreur commise sur le calcul de l'angle Phi. Dans les deux cas, il faut attendre que l'intensité de déformation dépasse $\gamma = 2$ pour obtenir des valeurs très proches de la valeur théorique. (figures 3.7 d et 3.8 d). Pour les faibles taux de déformation ($\gamma < 1$), l'erreur sur l'angle est assez importante, toujours supérieure à 10°. Pour ces deux tests, en ce qui concerne le rapport axial de l'ellipse de déformation finie, et quelle que soit la valeur du cisaillement, la méthode des diamètres de Féret donne les résultats les plus performants (erreur inférieure à 15% et inférieure à 10% pour les faibles intensités, figures 3.7 e et 3.8 e). Pour les autres méthodes, les erreurs relatives sont plus importantes et augmentent fortement avec l'intensité de la déformation.

GP 40-2



b)

c)

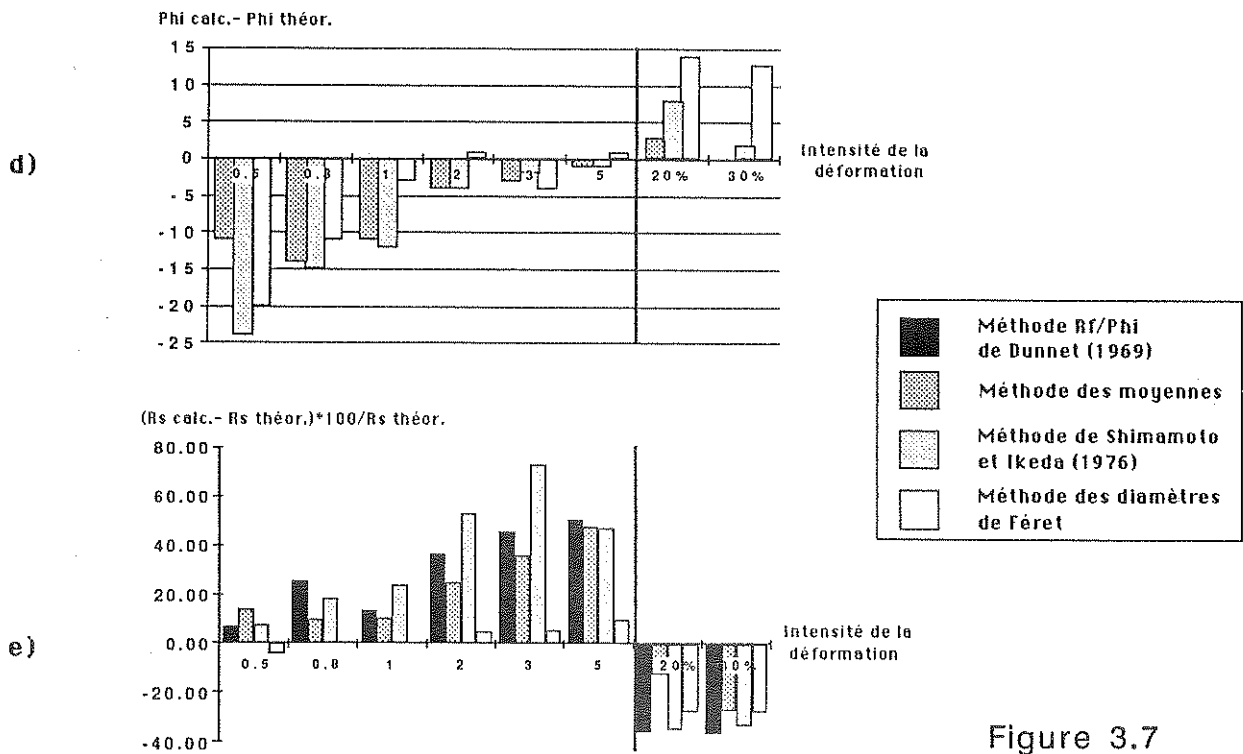
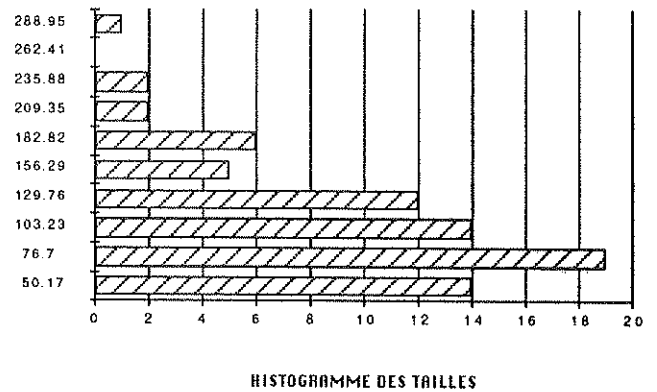
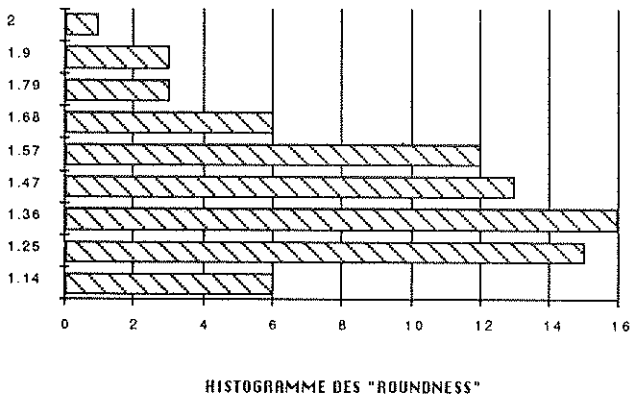
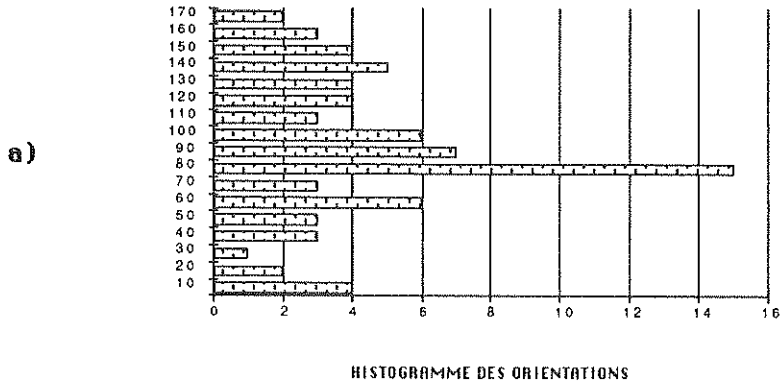


Figure 3.7



b)

c)

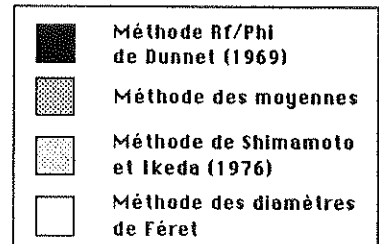
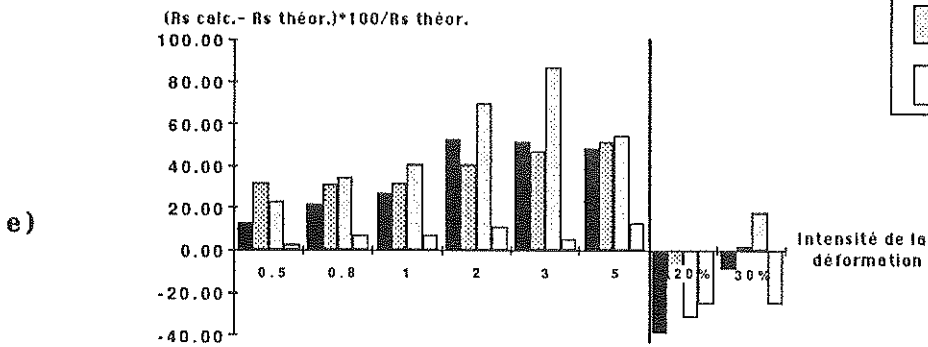
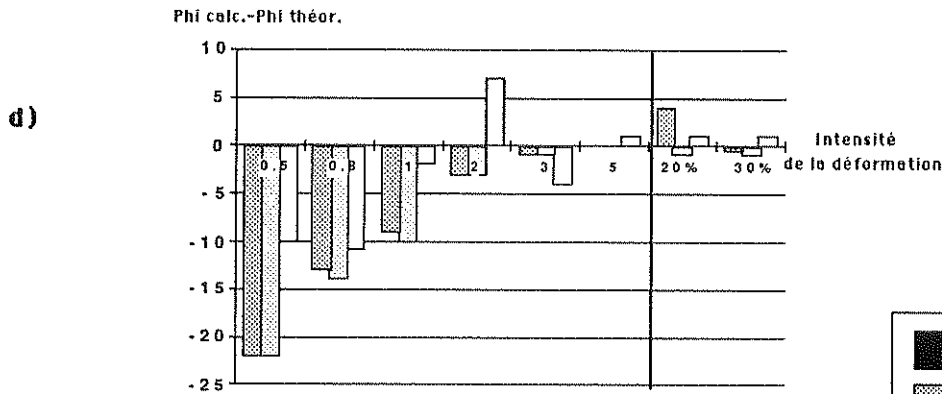


Figure 3.8

Les figures 3.7 d, e et 3.8 d, e montrent des évolutions tout à fait semblables, la différence de taille des particules entre chaque population n'est pas ici un facteur discriminant vis à vis des méthodes utilisées. Il est toutefois possible que cette différence ne soit pas suffisamment marquée pour intervenir de manière significative sur les résultats. La dispersion angulaire des deux populations, ainsi que le maximum perpendiculaire aux directions de cisaillement et d'aplatissement semblent être les causes directes des larges incertitudes obtenues par les méthodes utilisant les moyennes pour aboutir aux paramètres de la déformation finie (Rf/Phi de Dunnet 1969, moyenne harmonique).

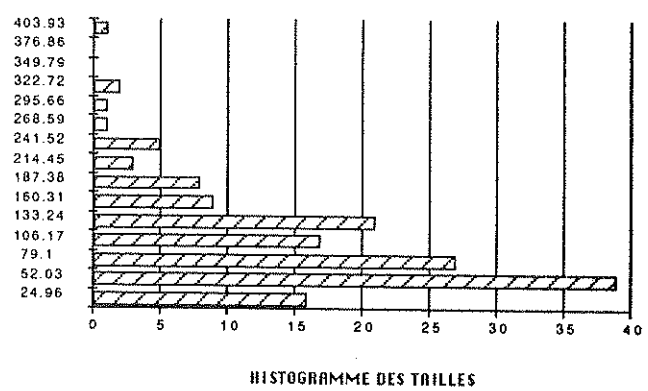
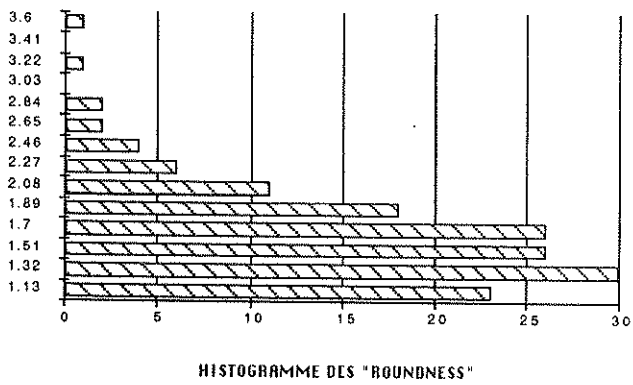
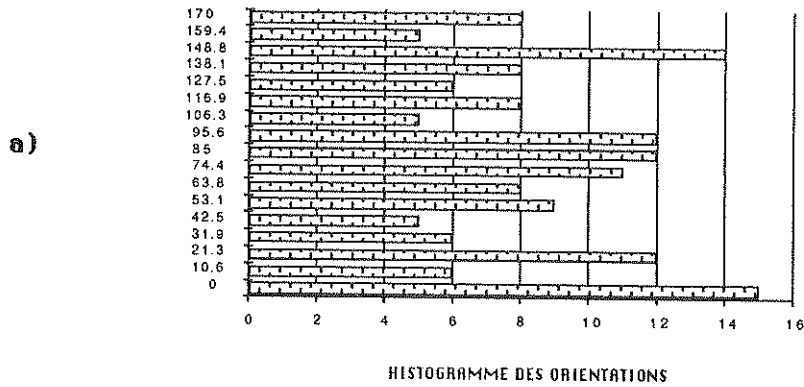
3.2.3.3- Population de taille et forme hétérogènes et répartition aléatoire.

Les deux derniers échantillons testés (GL 791q et GL891q) proviennent de leucogranites à tourmaline du haut Himalaya et les objets digitalisés sont des quartz de forme et de taille extrêmement variables. Les histogrammes d'orientations (figures 3.9 a et 3.10 a) montrent des répartitions dans toutes les directions du plan, avec des maxima plus flous que pour les échantillons précédents. Les intervalles de "roundness" et de taille sont très larges : les formes des objets des deux témoins sont comprises entre un hexagone et une ellipse théoriques de rapport axial 7 (figures 3.9 b et 3.10 b et figure 3.4 pour la correspondance avec les formes géométriques théoriques), la gamme de taille s'étend de 1 à 15 (figures 3.9 c et 3.10 c).

Les erreurs sur les angles sont les plus fortes pour les faibles intensités (figures 3.9 d et 3.10 d). Dès que la déformation atteint $\gamma=1$ ou $\gamma=2$ suivant les cas, les effets néfastes dûs au large étalement des formes et des orientations sont "gommés" par l'importance de la déformation et l'on obtient des valeurs très proches de la valeur théorique. Sur l'ensemble des simulations qu'ont subi ces deux tests, la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) présente les écarts angulaires les plus faibles.

La méthode des diamètres de Féret semble perturbée par de grands cristaux très allongés et fortement désorientés par rapport à l'ellipse de déformation finie, ils vont avoir un rôle important dans le jeu des projections sur lequel est fondé la méthode (cf. chap.1). Ceci se traduit par les fortes erreurs sur les angles pour les faibles intensités (figures 3.9 d et 3.10 d); la grande taille de ces cristaux va influencer sur la position du

GL 791q



b)

c)

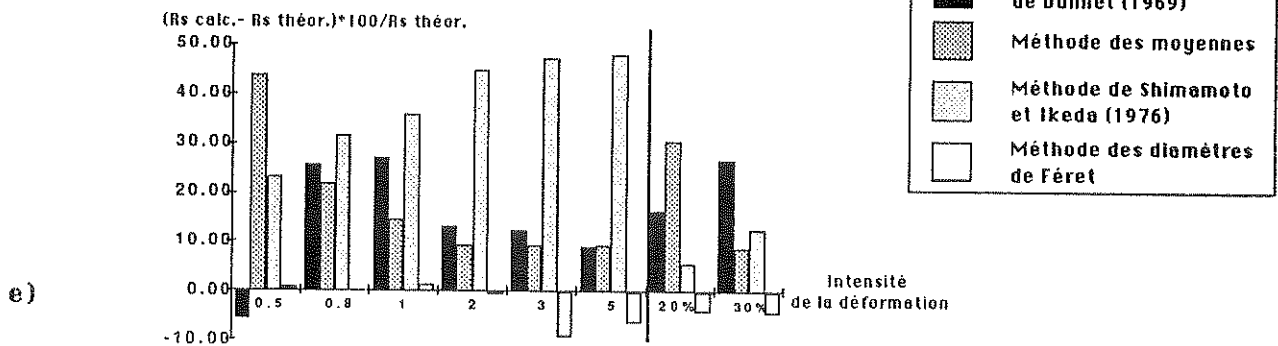
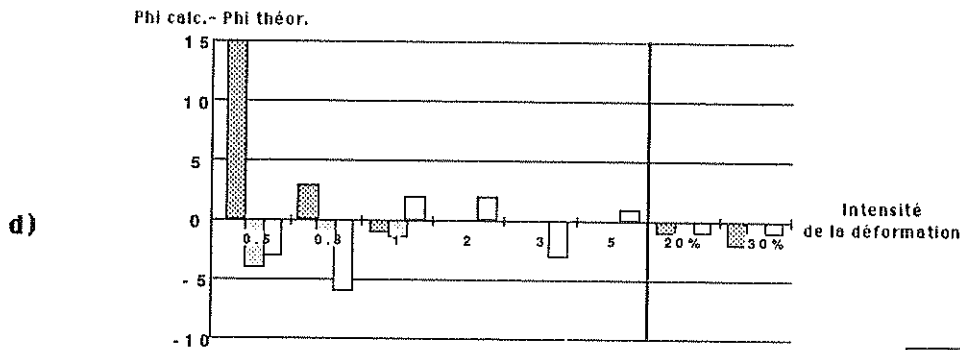
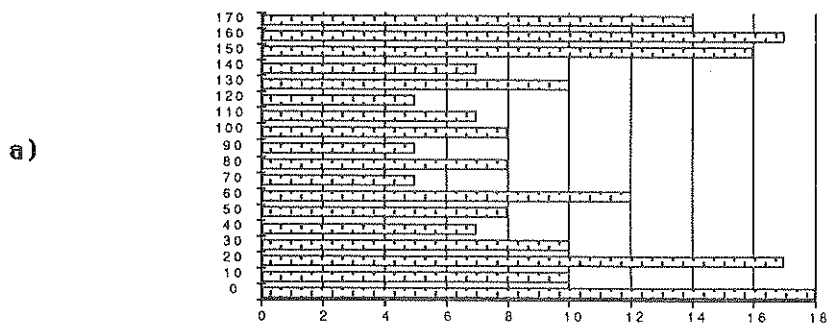
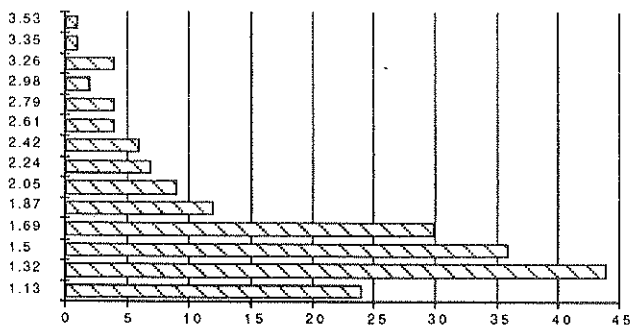


Figure 3.9

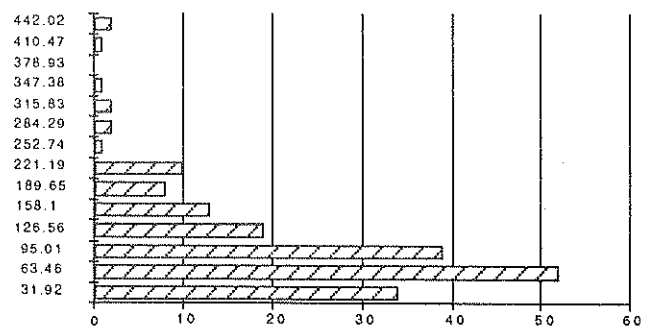
GL 891q



HISTOGRAMME DES ORIENTATIONS



HISTOGRAMME DES "ROUNDNESS"

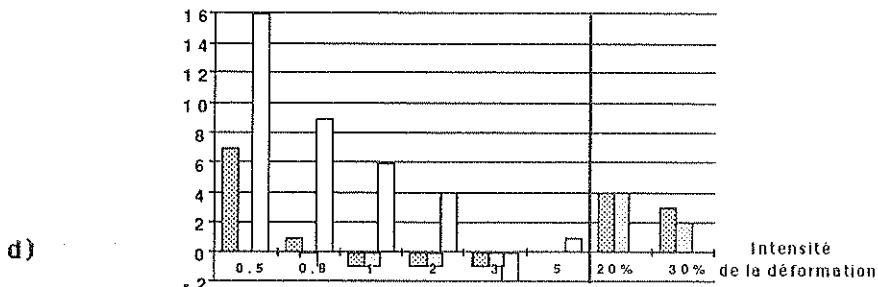


HISTOGRAMME DES TAILLES

b)

c)

Phi calc.-Phi théor.



(Rs calc.- Rs théor.) * 100 / Rs théor.

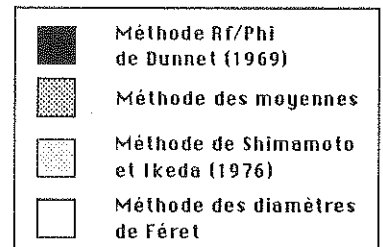
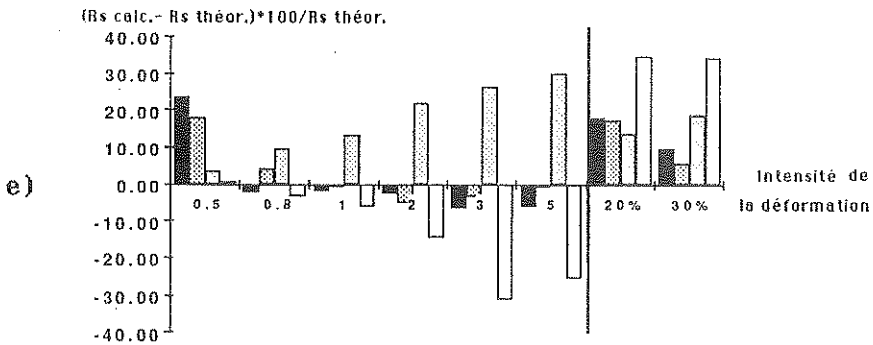


Figure 3.10

maximum des longueurs cumulées des diamètres de Féret, et donc sur la valeur de l'angle Phi. Lorsque la déformation augmente, la majorité des objets s'oriente de sorte que le maximum des projections se positionne proche de l'angle théorique, malgré les grands cristaux "désorientés" qui n'interviennent alors qu'en renforçant la valeur du minimum et entraînent une minimalisation de la valeur du rapport axial. (figures 3.9 e et 3.10 e). Ceci est net pour l'échantillon GL891q et on assiste probablement à ce phénomène à un degré moindre pour l'échantillon GL791q.

Pour la détermination du rapport axial de l'ellipse de déformation finie (figures 3.9 e et 3.10 e), la méthode des diamètres de Féret donne de très bons résultats pour les faibles intensités, mais a tendance ensuite à sous-estimer de plus en plus fortement la valeur du rapport axial. Les erreurs commises en utilisant les méthodes R_f/Φ de Dunnet (1969) ou des moyennes harmoniques diminuent avec l'augmentation de la déformation (moins de 10% quand γ dépasse 3). Comme pour tous les tests précédents la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) donne des valeurs de plus en plus fortement surestimées au fur et à mesure que la déformation croît.

3.3- Conclusions

L'importance de l'anisotropie de la fabrique initiale est clairement démontrée par les tests ci-dessus. Des objets de taille, forme ou orientation très dispersées influenceront sur les mesures en augmentant l'erreur sur les angles et sur les rapports axiaux, dans le cas d'une fabrique initiale isotrope (fabriques simulées §1 et Lapique, 1987).

- Dans le cas de fabriques naturelles "d'ellipticité" proche de 1 mais anisotropes, les différences en taille ou forme jouent un rôle moindre dans la détermination du rapport axial de l'ellipse de déformation finie. Elles interviennent, néanmoins, de façon significative lorsque les marqueurs de grande taille et/ou de forme très étirée sont fortement désorientés par rapport à la direction de déformation (exemple GL891q).

- Dans le cas de la détermination de l'intensité de la déformation finie sur un exemple géologique naturel, nous ne connaissons que très rarement le matériel de départ, nous n'avons donc aucune indication sur l'organisation de la fabrique initiale. Lorsque les taux de déformation restent faibles ($\gamma < \text{ou} = 1$ donc $R_s < \text{ou} = 2.62$), les répartitions initiales ne sont pas totalement perturbées par la déformation et l'examen d'histogrammes d'orientation, et éventuellement de forme et de

taille, peut renseigner sur la précision de la valeur obtenue grâce à l'une ou l'autre des méthodes de quantification.

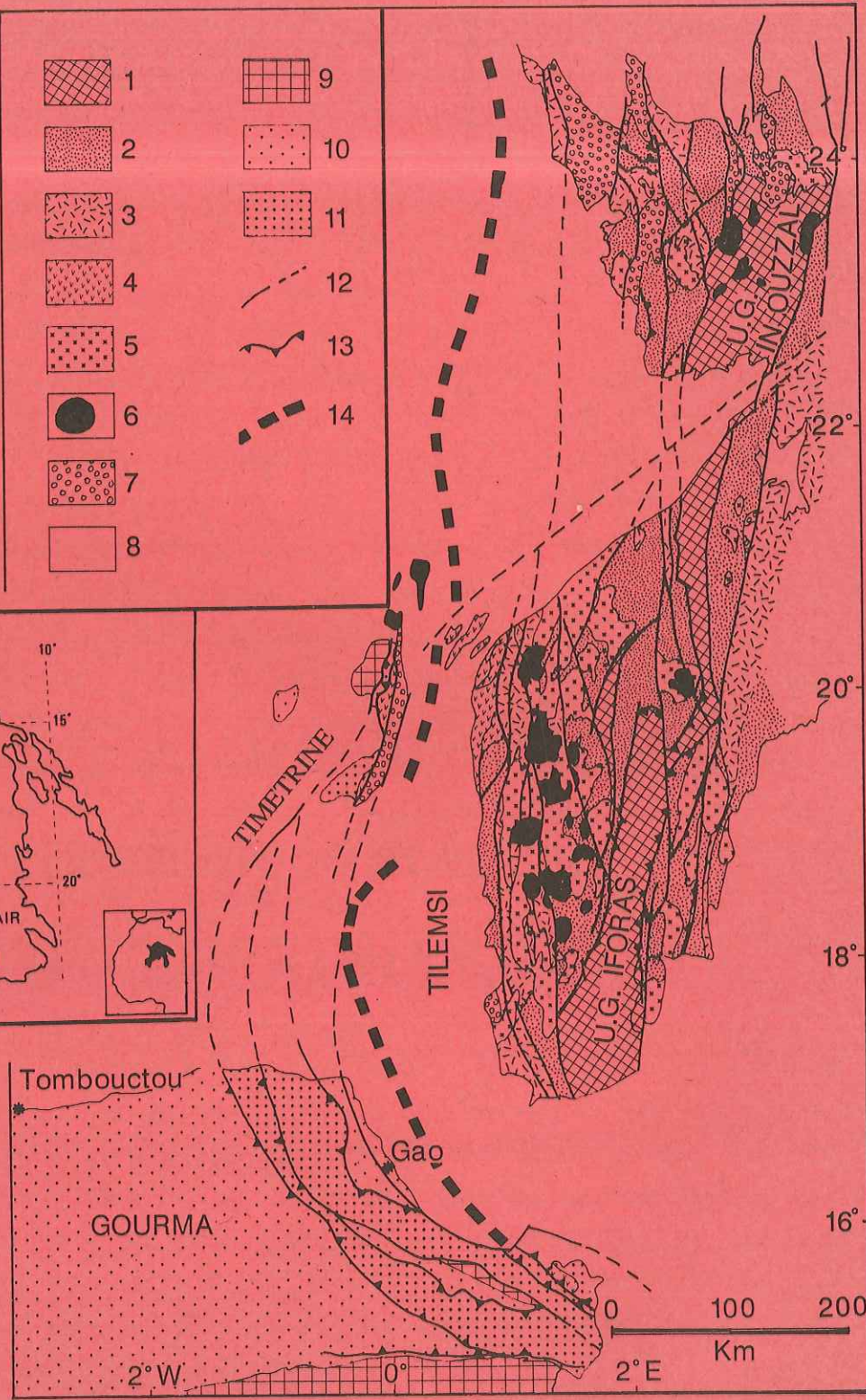
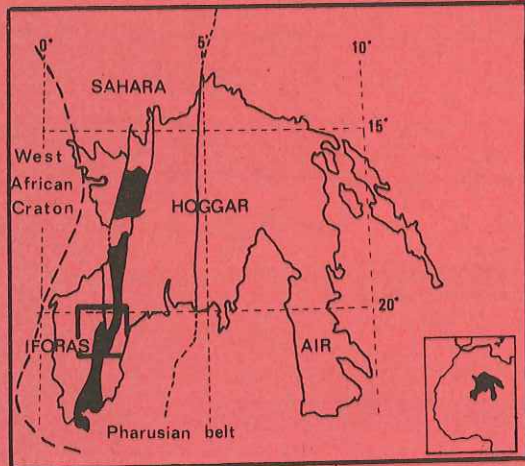
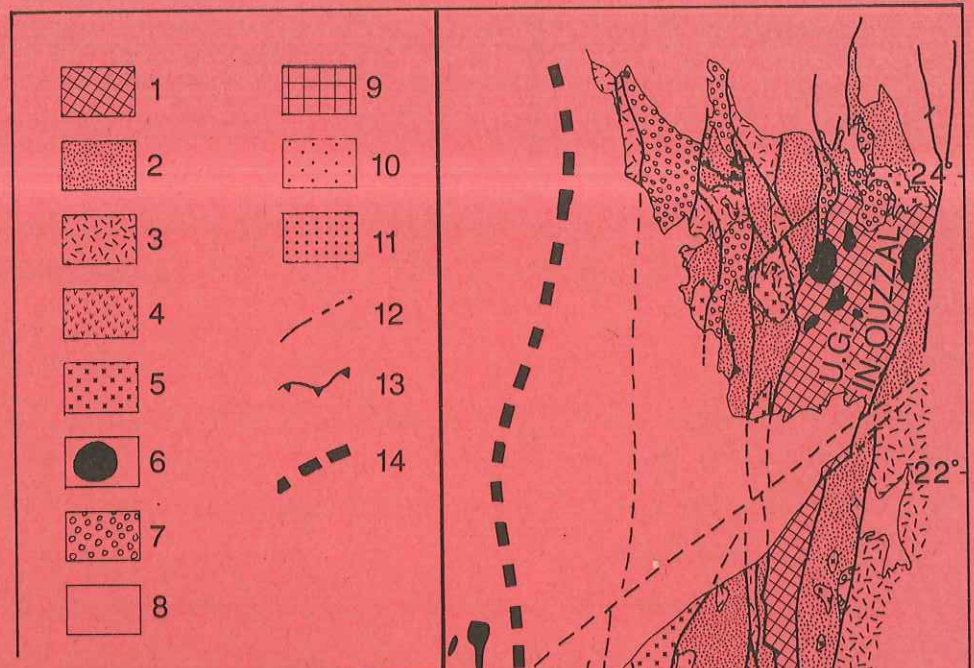
D'une manière générale et pour les faibles intensités ($\gamma < 1$), la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) donne les valeurs les plus proches de la valeur théorique, pour les angles entre le grand axe de l'ellipse de déformation finie et la direction de déformation en les sous-estimant cependant de façon systématique. L'exception réside dans les populations dont le maximum de l'histogramme d'orientation est très éloigné de la direction de déformation. Lorsque l'intensité augmente, les erreurs se minimisent quelles que soient les méthodes.

Les valeurs de rapport axial de l'ellipse 2D de déformation finie obtenues par les méthodes Rf/Phi de Dunnet (1979) ou par la moyenne harmonique sont satisfaisantes pour des intensités supérieures à $\gamma = 1$ et pour des populations initiales n'ayant pas de maximum, sur l'histogramme d'orientation, trop éloigné de la direction de déformation. Pour les faibles intensités de déformation, si le diagramme Rf/Phi présente une symétrie maximale pour une certaine valeur de rapport axial, le nuage de points représentant la population de marqueurs est encore trop dispersé autour de la moyenne des Phi pour obtenir une précision suffisante sur le rapport axial. Plus le taux de déformation augmente et plus le nuage de points se concentrera sur la valeur théorique de Phi, donc la valeur du rapport axial fini sera approchée plus précisément. Dans le cas du traitement d'un échantillon géologique, cette méthode, même si elle n'est pas toujours la plus rigoureuse, permet de prendre en considération une anisotropie initiale. Celle-ci se traduit par des valeurs de rapports axiaux initiaux (R_i) dont dépendent directement les formes des courbes sur les abaques de Dunnet (1969).

La méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) ne donnent des valeurs acceptables que pour les intensités de déformation très faibles (inférieures à $\gamma = 0.5$), ensuite les valeurs sont très fortement surestimées. L'erreur relative sur les résultats de la méthode des diamètres de Féret est toujours très faible. Cette méthode semble peu dépendante des répartitions initiales en orientation, forme ou taille à l'exception de cas où les objets les plus grands et présentant les plus forts paramètres de forme font un angle important avec la direction de déformation.

CHAPITRE 4

ETUDE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT DE ABEIBARA-RAHROUS (ADRAR DES IFORAS, MALI)



4- Etude de la zone de cisaillement de Abeibara-Rahrous (Adrar des Iforas, Mali).

4.1- Cadre géologique de l'Adrar des Iforas

4.1.1- L'Adrar des Iforas dans la chaîne pan-africaine trans-saharienne.

L'Adrar des Iforas appartient à la chaîne pharusienne telle que l'ont définie Bertrand et Caby (1978), et plus généralement à la chaîne pan-africaine trans-saharienne (Cahen et al. 1984). Cette chaîne a été interprétée par Black et al. (1979) en termes de cycle de Wilson (ouverture et fermeture d'un océan entre le craton Ouest Africain et la zone mobile pan-africaine). Dans l'Adrar des Iforas, plusieurs domaines ont été définis, chacun correspondant à un stade de ce cycle (figure 4.1).

4.1.1.1- Le craton Ouest Africain et sa marge passive.

Il est demeuré stable au moins depuis 1750 Ma. Dans le bassin de Taoudeni, les terrains birrimiens (dorsale Réguibat) sont recouverts en discordance par le Protérozoïque supérieur (série carbonatée de plateforme du Hank, Clauer 1976) surmontés en continuité par le Paléozoïque. L'ensemble est indemne de déformation à l'exception de la bordure immédiate du craton et des nappes du Gourma (Reichelt 1972, Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati 1978).

Figure 4.1 - Carte géologique simplifiée de la branche Ouest de la chaîne pharusienne trans-saharienne (d'après Fabre et al. 1982). 1 : unités granulitiques datées à 2 Ga (Lancelot et al. 1983). 2 : socle daté à 2 Ga et sédiments du Protérozoïque Inférieur et Moyen remaniés pendant les tectoniques pan-africaines. 3 : sédiments volcanoclastiques du Protérozoïque terminal. 4 : groupe de l'arc insulaire de Tilemsi. 5 : granitoïdes pan-africains. 6 : granitoïdes post-tectoniques alcalins saturés et rhyolites (à l'Est de la suture); complexes annulaires alcalins sousaturés d'âge Permien (à l'Ouest de la suture). 7 : molasses de la "série pourprée" et nigritiennes. 8 : couverture phanérozoïque. 9 : socle daté à 2 Ga du craton Ouest africain. 10 : sédiments de marge passive. 11 : = (10) remanié dans les nappes du Gourma et de Timétrine. 12 : failles. 13 : contact anormal. 14 : zone de suture définie par les anomalies gravimétriques (Bayer et Lesquer 1978). Dans le cartouche la partie noircie correspond au rameau Ouest de la chaîne pharusienne, la région encadrée est celle étudiée plus en détails par la suite.

4.1.1.2- Les nappes de l'avant-pays.

Les nappes de Timétrine et de Gourma comprenant des sédiments terrigènes de la marge passive et du matériel océanique, sont charriées sur la marge passive (Reichert 1972, Leblanc 1976, Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati 1978, Caby 1979, Davison 1980).

4.1.1.3- L'arc du Tilemsi.

Dans le Tilemsi, les roches calco-alkalines intrusives dans les greywackes se seraient mises en place entre 725 Ma et 630 Ma (Caby et al., sous presse). D'après les données de géochimie isotopique, ces formations sont attribuées par Liégeois (1987) et Caby et al. (sous presse) à un arc insulaire intraocéanique.

4.1.1.4- Le batholite des Iforas.

Ce batholite se met en place en bordure du domaine continental des Iforas et se caractérise par plusieurs stades d'évolution.

a- le stade cordillère

Il est essentiellement représenté par des séries volcano-détritiques telle la série de Taféliant (Caby et Andréopoulos Renaud, sous presse) recoupée par des sills rhyolitiques mis en place à 634 Ma (Liégeois 1987), ou la série andésitique d'Oumassène (Chikhaoui 1981).

b- le stade calco-alkalin de collision.

Le batholite des Iforas est essentiellement tardi à post-tectonique par rapport à la fermeture de l'océan du Tilemsi et à la collision continent-continent (620-580 Ma, Bertrand et Davison 1981; Liégeois et Black 1984, 1987; Liégeois et al. 1987; Caby et Andréopoulos-Renaud, sous presse). Les plutons qui le constituent définissent une lignée calco-alkaline potassique. Les derniers représentants de cette lignée sont des filons E-W mis en place entre 565 +/- 14 et 544 +/- 12 Ma (Liégeois et Black 1984).

c- le stade alcalin.

Son expression la plus spectaculaire est celle des champs filoniens N-S, mis en place sur toute la largeur du batholite (250 km) à 543 +/- 9 Ma (Liégeois et Black 1984). Ils sont plus ou moins contemporains de la mise en place des complexes annulaires alcalins (entre les phases D3 et D4 décrites dans le paragraphe suivant).

4.1.1.5- Le domaine central des Iforas.

Ce domaine est clairement polyorogénique. La discordance des séries du Protérozoïque moyen et/ou supérieur sur un socle au moins éburnéen (environ 2 Ga) a été observée en plusieurs points.

a- Le socle éburnéen

Ce socle est surtout représenté par les unités granulitiques des Iforas, d'In Bezzeg et d'In Ouzzal (terminaison Sud). Le matériel est d'âge archéen (Ferrara et Gravelle 1966) mais le métamorphisme granulitique est éburnéen (2100 Ma, Lancelot et al. 1983). Ces unités granulitiques ont été très fortement affectées par l'événement pan-africain : métamorphisme de degré variable, surimposé aux paragenèses éburnéennes, déformation localisée dans des zones de cisaillement périphériques ou internes et mise en place de plutons de natures variées (Boullier 1979, 1982; Bertrand et al. 1984; Boullier et Barbey 1988).

b- L'assemblage kidalien

Cet ensemble gneissique a été défini par Boullier et al. (1978) comme "résultant de l'évolution tectonométamorphique commune, de haut degré (faciès amphibolite et migmatisation) au cours de la phase de déformation majeure, de granulites éburnéennes déformées et rétro-morphosées, de métasédiments du Protérozoïque moyen et supérieur, et de termes intrusifs pré-tectoniques et syntectoniques".

Les sédiments impliqués dans l'assemblage kidalien sont :

- des quartzites du Protérozoïque moyen, dans lesquels se sont mis en place des sills de rhyolites alcalines datés à 1755 +/- 10 Ma par Caby et Andeopoulos-Renaud, sous presse).

- une série de plateforme à quartzites, schistes et marbres, semblable à la série à Stromatolites définie par Caby (1970) au NW du Hoggar et attribuée au Protérozoïque supérieur.

- des laves tholéïtiques (Leterrier et Bertrand, 1986) qui surmontent la série de plateforme précédente.

- localement (à l'Est de UG In Bezzeg) une série volcanoclastique dont l'âge n'est pas connu.

L'évolution tectonométamorphique pan-africaine de cet assemblage est présentée dans l'article Champenois et al. (1987) joint à cet ouvrage. En résumé, elle résulte d'une phase majeure de tectonique tangentielle D1, pendant laquelle l'unité granulitique des Iforas a été charriée sur l'assemblage kidalien, selon une direction Sud-Nord. L'âge de cette tectonique n'est pas connu avec précision. Pour Boullier et al. (1978) et Boullier (1982), elle est antérieure au dépôt de la série de Taféliant (stade cordillère du batholite) et pourrait se situer autour de 700 Ma. Pour Ball et Caby (1984), elle est contemporaine de la déformation de cette même série de Taféliant et se situerait autour de 620 Ma (Caby et Andréopoulos-

Renaud, sous presse). L'âge de la déformation D2, dans le domaine concerné par cette étude, est relativement bien contraint autour de 600 Ma (Bertrand et al. 1984; Caby et al. 1985). La déformation D3, exprimée par les zones de cisaillement Nord-Sud (comme Abeibara-Rahrous décrite dans les paragraphes 4.2 et 4.3) a été datée entre 566 et 535 Ma (Lancelot et al. 1983).

Le domaine central des Iforas est donc caractérisé par l'intense réactivation pan-africaine d'un socle éburnéen et de sa couverture Protérozoïque moyen et supérieur, lors d'un épisode de tectonique tangentielle (D1) suivi d'un épisode de serrage (D2-D3).

4.1.2- Evolution tectonométamorphique de l'assemblage kidalien.

Ce paragraphe consiste en un article paru dans *Journal of African Earth Sciences* à la suite du congrès de géologie africaine de Saint-Andrews (Ecosse). Il présente le contexte géologique de l'Adrar des Iforas et s'intéresse plus particulièrement à l'ensemble tectonométamorphique polyphasé : l'assemblage kidalien.

Tectonometamorphic evolution of the gneissic Kidal assemblage related to the Pan-African thrust tectonics (Adrar des Iforas, Mali)

M. CHAMPENOIS, A. M. BOULLIER*, V. SAUTTER†, L. I. WRIGHT‡ and P. BARBEY*§

C. R. P. G., C. N. R. S., BP 20, 54501 Vandoeuvre Les Nancy Cedex, France

† Laboratoire de Minéralogie, Muséum d'Histoire Naturelle, 61 rue Buffon, 75005 Paris, France (Nouvelle adresse: Laboratoire de Physique du solide, Université d'Orsay, Bat. 510, 91405 Orsay Cedex, France)

‡ Department of Earth Sciences, The University, Leeds LS2 9JT, U.K.

§ Laboratoire de Petrologie, Université de Nancy I, 54500 Vandoeuvre Les Nancy Cedex, France

(Received for publication 1 April 1986)

Abstract—In the central part of the Adrar des Iforas (Mali), the 2 Ba Eburnean granulitic unit has been thrust above a high-grade gneissic unit, the so-called 'Kidal assemblage', during an early event of the Pan-African orogeny. The Kidal assemblage can be defined as a tectonic mixing of an Eburnean granulitic basement, its sedimentary cover of Middle to Upper Proterozoic age (quartzites, marbles, basalts and metavolcanics) and various pre-tectonic rocks: ultrabasic to basic rocks, diorites, tonalites. All these rocks have been deformed during at least four main events and metamorphosed together. Thrusting of the Iforas Granulitic Unit above the Kidal assemblage happened during the first event D1. The movement direction was roughly N-S, as shown by the stretching lineation. Some field criteria indicate a sense of displacement towards the north. The lattice preferred orientation of quartz c- and (a) axes indicate that the slip was dominantly on prismatic and probably pyramidal planes along an (a) direction; consequently D1 deformation was achieved at high temperature or low-strain rate. The quartz c- and (a) axes do not show any constant asymmetry, so they do not indicate a sense of shear. Two metamorphic stages have been found in the Kidal assemblage: the first one is characterized by kyanite in aluminous metasediments and by the occurrence of garnet-clinopyroxene-bearing boudins of basic rocks. The *P-T* range of this event is located at $700 \pm 50^\circ\text{C}$ and around 10 Kb. The second event is a syntectonic high temperature ($600\text{--}650^\circ\text{C}$)–low pressure (3.5 Kb) stage accompanied by migmatization. Such a tangential deformation in barrowian-type metamorphic conditions and with N-S transport direction is known along the entire Trans-Saharan belt and cannot be related in a simple way to the collision between West African Craton and the mobile belt.

INTRODUCTION

THE Trans-Saharan belt (Cahen *et al.* 1984) is interpreted as the result of a collision between the passive margin of the West African Craton and the active margin of the Pan-African mobile belt, *ca* 600 Ma ago (Black *et al.* 1979). In the central Adrar des Iforas (Mali), four main Pan-African phases of deformation have been determined (Wright 1979, Boullier 1979, 1982, Davison 1980, Ball 1980), three of them (D2, D3, D4) being clearly related to the collision with the West African Craton. The first event (D1) corresponds to a deformation during which the granulitic Eburnean basement (the Iforas Granulitic Unit) and its Upper Proterozoic cover were thrust over a high-grade gneissic unit, the so-called Kidal assemblage (Boullier *et al.* 1978). The purpose of this paper is to describe lithology, structure and metamorphism of the Kidal assemblage related to that first event of deformation, and to study the kinematics of the thrust tectonics.

DEFINITION AND LITHOLOGY OF THE KIDAL ASSEMBLAGE

The Kidal assemblage has been defined by Boullier *et al.* (1978). It corresponds to a part of the 'Suggarian'

mapped by Karpoff (1961) in the Adrar des Iforas. It is the result of a barrowian type tectonometamorphic evolution of various lithologic units of different ages which have been deformed together during D1 deformation (Fig. 1):

(i) Basement probably made of Eburnean granulites identical to In Ouzzal, In Bezzeg and Iforas Granulitic Units.

(ii) Sedimentary cover: on the west, these sediments (quartzites, schists and marbles) are overlain by basaltic flows with tholeiitic affinities (Leterrier and Bertrand 1986) and are probably Upper Proterozoic in age by comparison with NW Hoggar (Caby 1970). In the south-eastern Iforas (Tin Essako area, Davison 1980) and on the northern border of the Iforas Granulitic Unit (Tin Elor, Fig. 2), the thick quartzite sequence with inter-layered alkaline metavolcanic and plutonic rocks is of Middle Proterozoic age (Caby and Andreopoulos-Renaud 1983).

(iii) Pre-tectonic intrusive rocks ranging from ultrabasic to gabbros and anorthosites with tholeiitic affinities and the same chemical characteristics as the basaltic lava flows cited above.

(iv) Pre-tectonic subalkaline metadiorites and metatonalites which in some places constitute the major part of the Kidal assemblage.

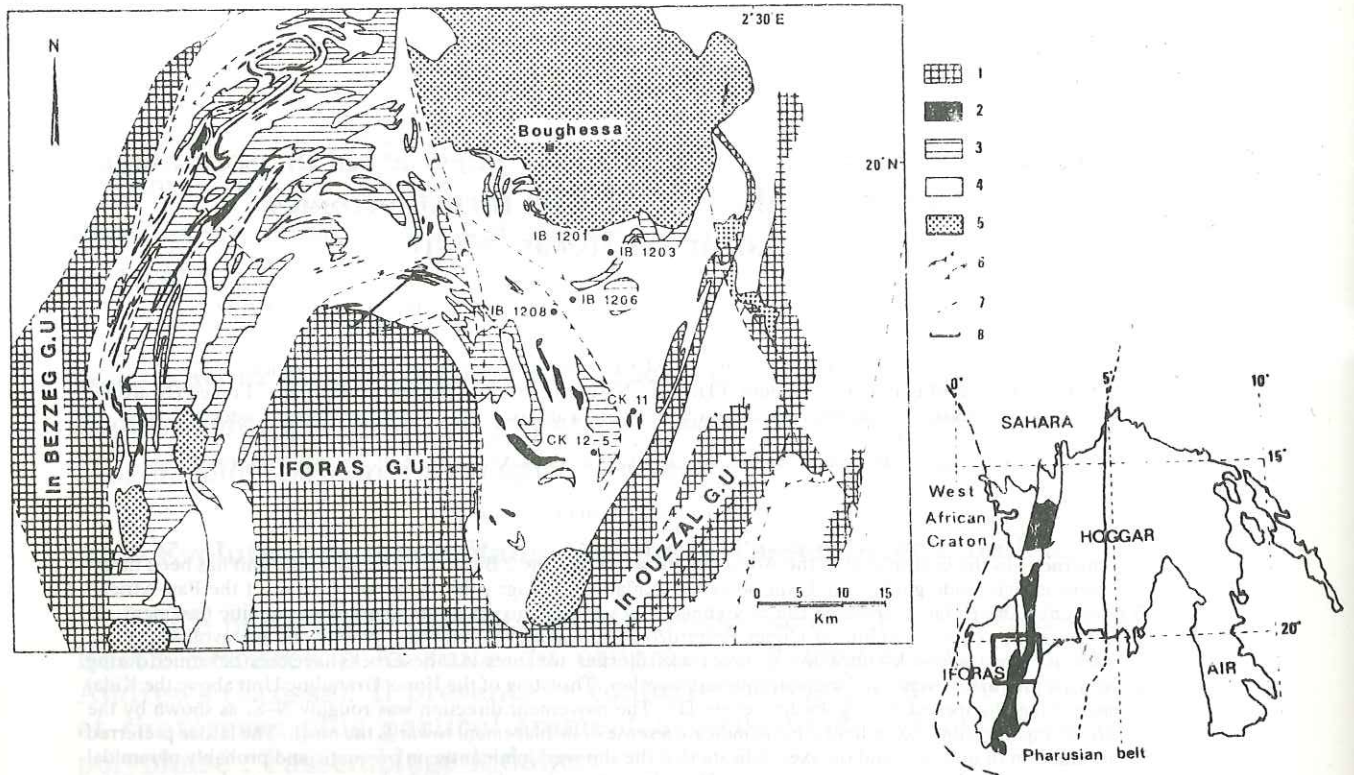


Fig. 1. Simplified geological map of northern part of Central Iforas and localization of samples used for structural study. 1. Eburnean granulites. 2. Mafic and ultramafic rocks. 3. Dioritic and tonalitic pre-tectonic intrusives. 4. Gneisses and metasediments (2-3-4 = Kidal assemblage). 5. Post-tectonic intrusives. 6. Thrusts. 7. Faults. 8. Localization of the section described in Fig. 2.

All these rock types show a strong deformation and a well defined metamorphic foliation. Considering this aspect and the large lithological variety, the gneissic Kidal assemblage is comparable to the Archean Gneiss Complex in the Gothab district and Saglek Fjord in Labrador (Bridgwater *et al.* 1978).

Only a few geochronological data are available on the different lithological units constituting the Kidal assemblage. By comparison, we may assume an age of 2120 Ma for the granulitic metamorphism of the basement (Lancelot *et al.* 1983) and attribute an age of 1837 Ma to the alkaline metarhyolites interlayered within the Middle Proterozoic quartzite sequence.

FIELD OBSERVATIONS

The structures in the Kidal assemblage are the result of the superimposition of all the Pan-African tectonic events. In some places (along the western margin of the Iforas Granulitic Unit), the latest ductile D3 event tends to obliterate all the previous structures. Keeping in mind the principal purpose of this study, that is the knowledge of the D1 event, this work has been focused on the north and northeast of the Iforas Granulitic Unit, where the structures related to D1 are still recognizable in large areas.

This region is divided into two parts by the Andjour-Tamaradant fault which is pro-parte a D3 dextral fault with a probable later activity (folded Ordovician towards the south, Karpoff 1961). If the displacement along this

fault (about 25 km) is removed, the geological structures are in continuity. The gravimetric map shows that no contrast exists between the Kidal assemblage and the Iforas Granulitic Unit (Ly 1979); this fact is in accordance with the allochthonous interpretation for the granulites.

1. D1 structures

The Kidal assemblage shows a metamorphic foliation S1 everywhere in this area, which is attributed to the D1 event. In some places and especially in the aluminous quartzites of the Middle Proterozoic sequence, it is possible to distinguish two tectonometamorphic surfaces which have been called S1a and S1b (Boullier 1982): a metamorphic layering S1a, sometimes kyanite-bearing, is isoclinally folded and a second axial planar foliation S1b appears. The angle between S1a and S1b is always small and only a few superimposition figures have been observed; this fact suggests that D1a and D1b are generally coaxial. F1b fold axes are parallel to the L1b stretching lineation and sometimes slightly curvilinear. The superimposition of two metamorphic and tectonic events (D1a and D1b) may be seen also in basic eclogitic boudins which are stretched in the gneissic Kidal assemblage. However, S1a and S1b surfaces are not easy to observe together and a S1 penetrative, gently dipping and high grade metamorphic regional foliation is the main characteristic of the Kidal assemblage.

In between the three granulitic units (In Bezzeg, Iforas and In Ouzzal), truncations of lithological layer-

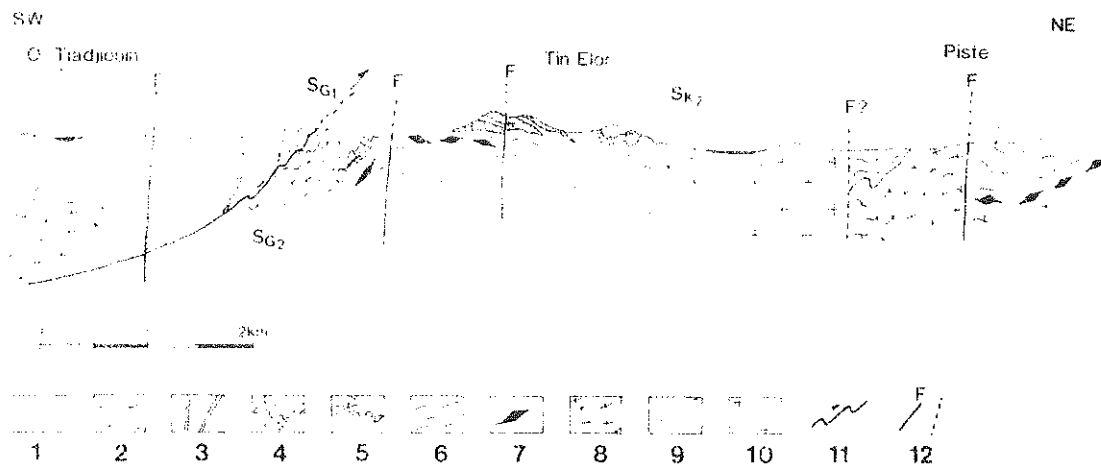


Fig. 2. Kidal assemblage section to the north of the Iforas Granulitic Unit. 1. Eburnean granulites. 2. Eburnean granitoids. 3. Pre-Pan-African doleritic dykes. 4. Middle or Upper Proterozoic quartzites. 5. Marbles (Upper Proterozoic?). 6. Middle Proterozoic alkaline gneisses. 7. Eclogitoids. 8. Pre-tectonic D1 diorite. 9. Mylonites. 10. Post-tectonic D2 granite. 11. Thrust. 12. Faults.

ing suggest the existence of internal thrust planes in the Kidal assemblage (Wright 1979, and Fig. 1), which are syn- to late-tectonic relative to D1 and which are folded by D2 in some places. These internal thrust indicate a D1 vergence toward the north. The S1 foliation (Fig. 3a) bears a stretching lineation defined by stretched or elongated minerals (feldspars, amphiboles, micas or opaques) and which has an average N-S orientation (Fig. 3b). S1 foliation and L1 lineation are interpreted as the result of intense deformation with a large component of shear (plane strain). The Iforas and In Ouzzal Granulitic Units have everywhere mylonitic contacts with the Kidal assemblage. The mylonitic foliation was developed in amphibolite facies conditions and the S1 regional foliation of the Kidal assemblage is parallel to this mylonitic foliation which may be assimilated to S1b.

On the field and except on the internal thrusts, no clear evidence for F1 structures vergence exists since stratification bedding or sedimentary structures are rarely visible, and because fold axes and stretching lineations are parallel. For this reason a study of lattice preferred orientation in quartzites was attempted (see below) to determine the sense of shear in the Kidal assemblage.

2. D2 structures

The F2 folds are upright to slightly overturned towards the north or northwest and are particularly well developed on the north of the Iforas Granulitic Unit, where the S1 mylonitic contact of the granulites itself is folded.

Along and within the In Ouzzal Granulitic Unit, the D2 deformation corresponds to mullions resulting from the superimposition of D1 and D2 deformation structures. On vertical axial planar S2 schistosity developed in amphibolite facies conditions, the strain markers show a N-S to N-15° horizontal elongation induced by D2; this feature suggests a constriction component. The same structures within the Tafeliant Group are inter-

preted as due to a shear movement by Ball and Caby (1984).

All along the margins of the Iforas and In Ouzzal Granulitic Units, the F2 folds indicate that the granulites are in the core of D2 synforms lying above the Kidal assemblage.

3. D3 structures

In the studied area, D3 deformation is expressed by the dextral Andjour-Tamaradant fault and by a N-S to N-20° dextral strike-slip shear-zone along the western margin of the Iforas Granulitic Unit, on which displacement has been estimated at 4 km (Boullier 1986). The structures related to that shear-zone are restricted along the western border and the northwestern corner of the Iforas Granulitic Unit where the S1 mylonitic contact is folded, sheared and partly obliterated by S3 mylonitic schistosity.

4. D4 structures

They are conjugate strike-slip faults (dextral N-60° and sinistral N-150°) studied by Ball (1980) and indicating a N-105° shortening direction.

MICROSTRUCTURES AND LATTICE PREFERRED ORIENTATIONS

1. Choice of the samples

The samples chosen for study of microstructures and lattice preferred orientation of quartz were taken in areas where D2 deformation is almost non-existent, that is where the S1 foliation is subhorizontal, essentially in between the Iforas and In Ouzzal Granulitic Units (Fig. 1). Quartzites or quartz-rich samples were chosen to avoid the effects of heterogeneous strain due to the presence of other mineral phases (Starkey and Cutforth

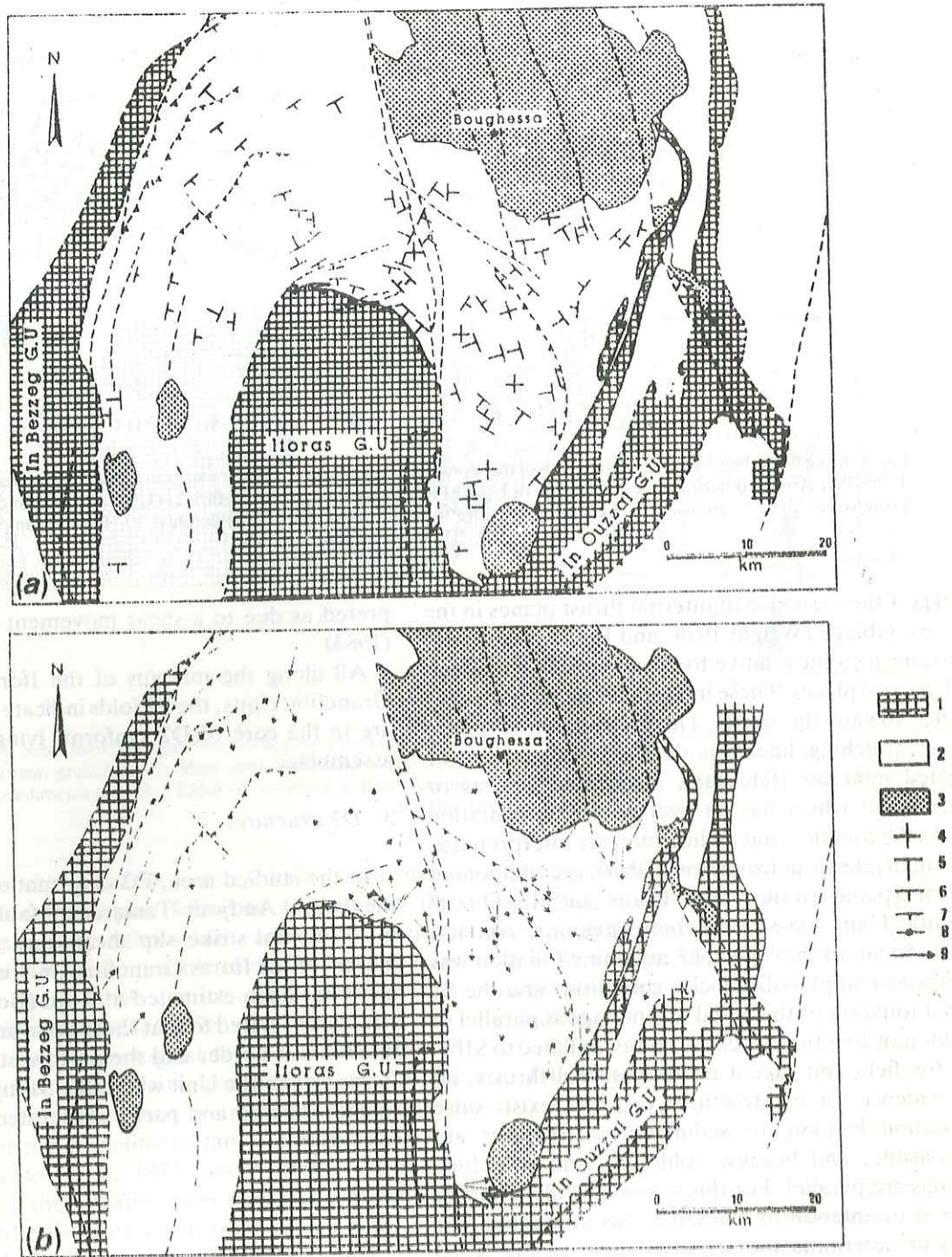


Fig. 3 Sketch map of foliation (a) and lineation (b) in the Kidal assemblage. 1. Eburnean granulites. 2. Kidal assemblage. 3. Post-tectonic intrusives. 4. Horizontal foliation. 5. Dip $< 30^\circ$. 6. $30^\circ < \text{Dip} < 60^\circ$. 7. Dip $> 60^\circ$. 8. Vertical foliation. 9. Lineation.

1978). Samples showing especially high strain expressed by clearly defined foliation and stretching lineation were selected for this purpose; in such a way, there is no ambiguity on strain axes ($X > Y > Z$) which are determined on the shape of minerals such as feldspars, micas and opaque accessories.

2. Microstructures

All the rocks deformed by D1 only show evidence of

intense annealing (coarse grained rocks, disappearance of zoning in magmatic plagioclase in metadiorites . . .) which are compatible with the high temperature conditions of the metamorphism (see below). In almost pure quartzites, exaggerated grain growth is shown by inclusions of mica, feldspar or accessories (rutile, zircon, oxide) in large undeformed quartz crystals, and indicates that grain-boundary migration (and consequently diffusion) took place after D1. That confirms that the temperature was relatively high.

The shape of quartz crystals is very significant from this point of view. When observed in a YZ thin section, the quartz grains are well elongated in the Y direction and prismatic subgrain boundaries are more or less parallel to Y. However, when observed in an XZ thin section, they are not elongated or elongated in an oblique (60° or more) direction on X; moreover, the elongation of crystals corresponds in this section to the average orientation of subgrain boundaries. Subsequently it is supposed that prismatic subgrain boundaries were transformed into grain boundaries by annealing and grain growth in a preferential prismatic direction. In this case there is no coincidence of the quartz shape fabric with the axes of the finite strain ellipsoid. This is the reason why the shape of quartz grains is not taken into account to define the strain ellipsoid (Bouchez *et al.* 1984).

3. Lattice preferred orientation of quartz

Six samples have been studied on the U-stage for c-axes measurements and three of those on the X-ray goniometer for ⟨a⟩ axes. The diagrams are shown in Fig. 4.

All the samples display a principal maximum of c-axes on Y and some of them a secondary maximum between the Y and XZ plane. The sample IB1206 shows a more complex pattern, that is two small circles and part of a YZ girdle.

The ⟨a⟩ axes are disposed in the XZ plane: they form a girdle with three main maxima when c-axes are mostly concentrated on Y (IB1201, CK11) or show a maximum near X when c-axes are on a girdle (CK12-5).

For the samples IB1201, CK11 and CK12-5, the pattern of c and ⟨a⟩ axes shows a monoclinic symmetry relative to the finite strain axes. However, the three other samples display an orthorhombic symmetry.

4. Interpretation of lattice preferred orientations

If the stretching lineation is assumed to be close to the transport direction, the c-axes pattern indicates that the slip was dominantly on the prismatic plane (maximum on Y) and probably also on the pyramidal plane (maximum between Y and XZ plane); such an interpretation of comparable diagrams has been proposed by Bouchez and Pécher (1981). There are only a few c-axes in the XZ plane, suggesting that basal slip was not active during the D1 deformation.

The X-ray goniometric investigations on ⟨a⟩ show that this crystallographic axis is disposed on the XZ plane with strongest maxima near the stretching lineation; this type of diagram indicates that ⟨a⟩ was the direction of slip. Experimental deformation of quartz provides evidence that (1010) ⟨a⟩ and (1011) ⟨a⟩ slip systems are dominant at high temperature or low strain-rate (Christie *et al.* 1964). Activation of these slip systems in the studied samples indicates that D1 deformation in the Kidal assemblage was achieved at high temperature or

low strain-rate conditions which are consistent with observed microstructures and metamorphism related to D1.

The asymmetry of the c-axes diagrams relative to the finite strain frame can be interpreted in terms of rotational deformation and the sense of vorticity could be deduced from the obliquity (Bouchez *et al.* 1983). Unfortunately the senses given by the studied samples are not coherent and indicate either northwards thrusting (IB1201, CK11, IB1203) or southwards thrusting (CK12-5). From this point of view, lattice preferred orientation measurement is not a conclusive method to analyze kinematics of the D1 deformation in the Kidal assemblage. However, this study underlines the high temperature conditions of the D1 deformation.

METAMORPHIC EVOLUTION OF THE KIDAL ASSEMBLAGE

Two metamorphic stages have been shown in the Kidal assemblage: one intermediate pressure stage is indicated by kyanite in aluminous metasediments and by the existence of garnet-clinopyroxene-bearing boudins of basic rocks stretched in the S1 foliation (Sautter 1980). The second is a syntectonic high temperature stage accompanied by migmatization even in pre-tectonic metadiorites.

1. Boudins of basic rocks

They are generally fine-grained hard rocks; some of them have been recognized as pre-tectonic basic dykes intrusive in a basement or in the Middle Proterozoic quartzitic series. They contain small rounded garnets, pale green clinopyroxene with clouded core and clear rim, greenish brown hornblende, xenomorphic plagioclase, quartz, rare small flakes of biotite, rutile and ilmenite. In the outer part of the boudins large poikilitic green hornblende develops at the expense of the primary mineralogical association. Pressure shadows of the boudins are filled by plagioclasic mobilisates. Use of geothermometer (garnet-clinopyroxene; Powell 1985) and geobarometer (garnet-clinopyroxene-plagioclase; Newton and Perkins 1982, modified by Raith *et al.* 1983) on one sample (IC74) indicates a temperature range of $700^\circ \pm 50^\circ\text{C}$ and pressure around 10 kb (Fig. 5).

2. Aluminous metasediments

In Middle Proterozoic aluminous quartzites, kyanite is observed on the north of the Iforas Granulitic Unit. It is surrounded by white micas which define the S1a foliation.

In migmatized metapelite (IB1119) the following mineralogy can be determined: leucocratic layers are made of quartz and plagioclase (An29), including sometimes kyanite grains or biotite flakes. The melanocratic layers contain biotite crystals parallel to the S1 foliation and rounded garnets with inclusions of rutile and sillima-

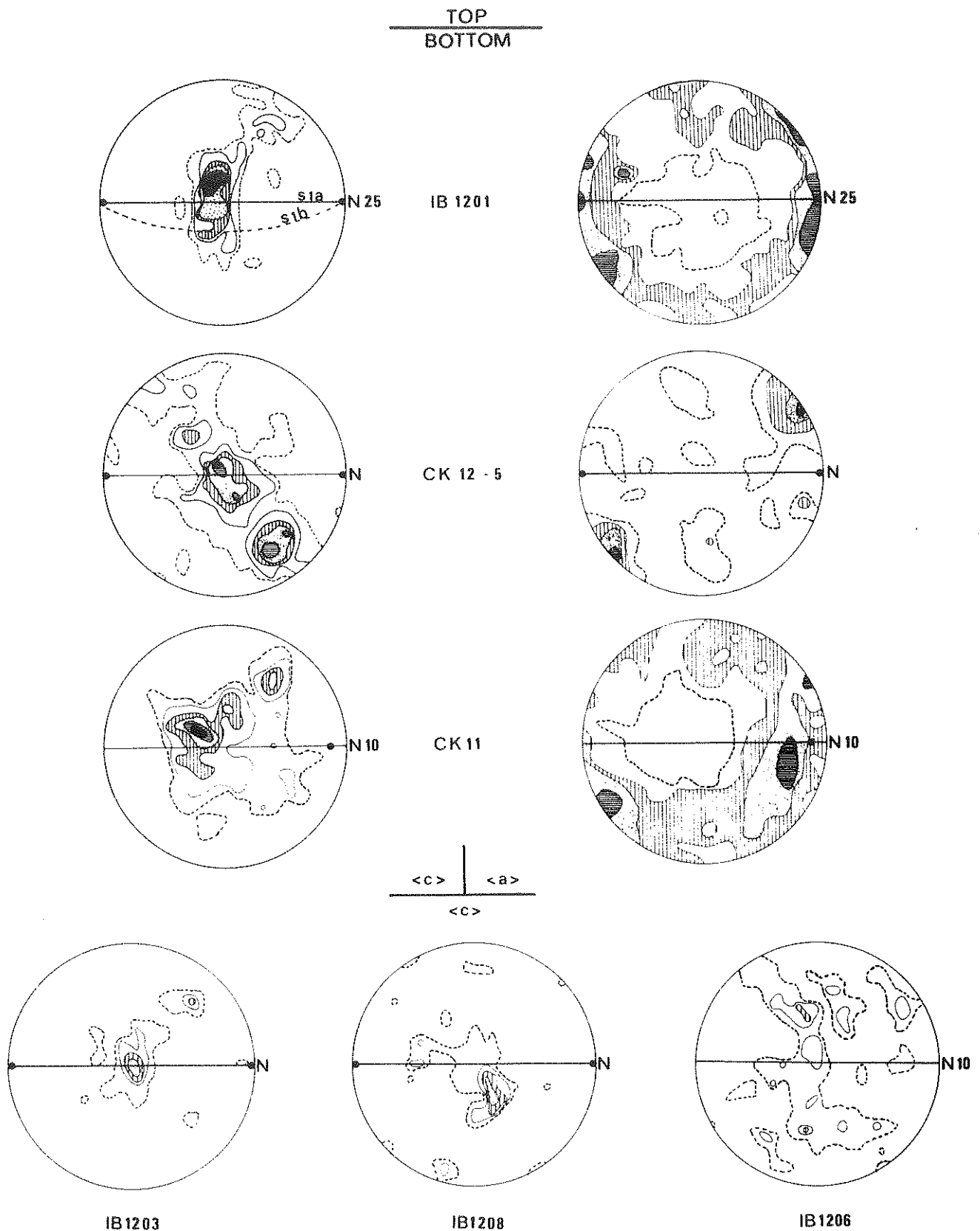


Fig. 4. Preferred orientations of quartz c and (a) axes for six samples located in Fig. 1. XZ diagrams. Lower hemisphere equal area projections. Solid line is the trace of the foliation plane and black point shows the lineation projection. Quartzite IB 1201 (in Boullier 1982), c -axes: 150 grains. Contours: 3, 6, 9, 12, 15, 18 measurements per 0.45% area. (a) axes: contours: 0.6, 1.1, 1.7, 2.25 \times m.d. (mean density). Quartzite CK 12-5, c -axes: 150 grains. Contours: 3, 6, 9, 12 measurements per 1% area. (a) axes: contours: 1.05, 1.75, 2.55, 3.15 \times m.d. Quartzite CK 11, c -axes: 140 grains. Contours: 3, 6, 9, 12, 15 measurements per 1% area. (a) axes: contours: 0.5, 1, 1.5, 2 \times m.d. Quartzite IB 1203, 140 grains. Contours: 2, 6, 9, 15 measurements per 0.45% area. Quartzite-amphibolite IB 1208, 150 grains. Contours: 2, 4, 6, 8 measurements per 0.45% area. Quartzite-amphibolite IB 1206, 140 grains. Contours: 2, 4, 6 measurements per 1% area.

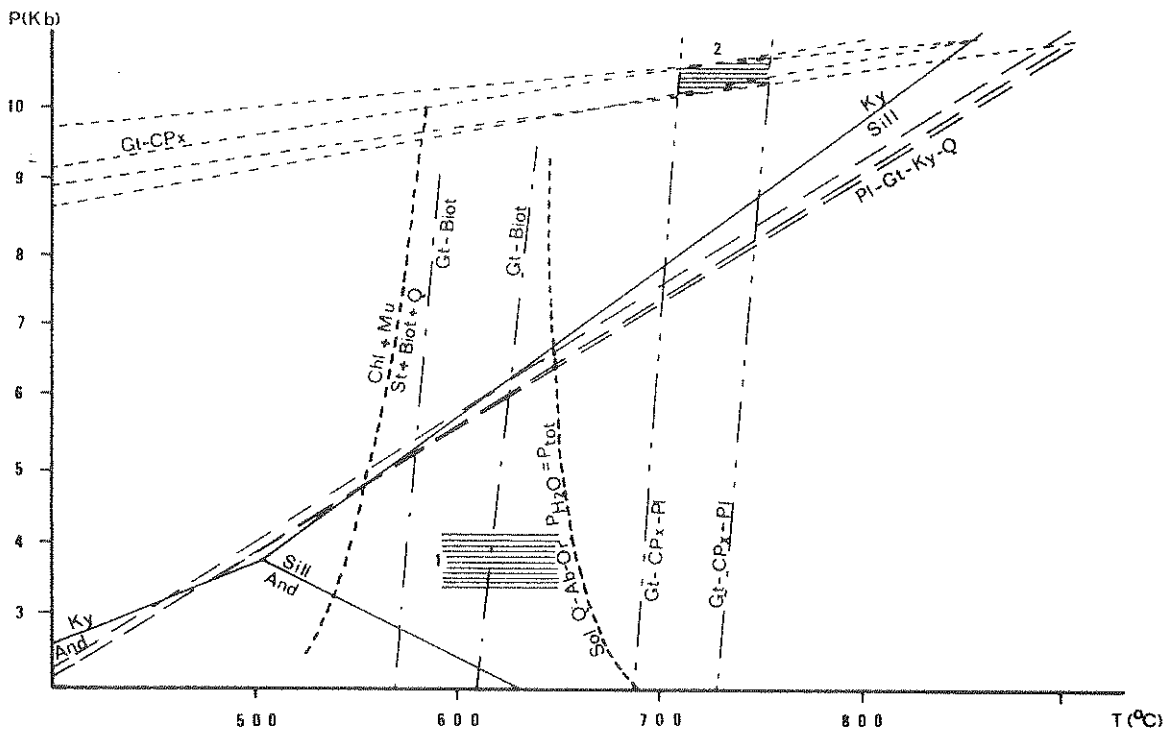


Fig. 5. Diagram indicating the P - T conditions determined from metapelite and boudins of basic rocks of the Kidal assemblage. 1. Iforas granulites domain. 2. Boudins of basic rocks domain.

nite needles, deformed staurolite and kyanite tablets including small biotites and blebs of quartz. Staurolite and kyanite lie in large muscovite flakes in which tiny needles of sillimanite are included. Graphite, rutile, ilmenite and zircons are accessory minerals. Chlorite is occasionally developed from biotite.

In IB 1119, kyanite may be related to a first intermediate pressure stage. Subsequently migmatization took place in the kyanite stability field as suggested by kyanite inclusions in plagioclase; occurrence of graphite indicates that P_{H_2O} was probably lower than P_{tot} , consequently the pressure was greater than 7 kb. On the contrary, crossing of the solidus during retrogression took place in the sillimanite field as shown by the association of muscovite and sillimanite. A tentative estimate of P - T conditions has been made from mineralogical associations: garnet-plagioclase-kyanite-quartz using Newton and Haselton's geobarometer (1981) based on Ganguly and Saxena's model (1984) of solid solution, and garnet-biotite geothermometer (Ferry and Spear 1978). The results obtained by these methods are not consistent with petrographical observations and it is suggested that the calculated temperature (lower than the granitic solidus) does not represent a position on the prograde P - T path but a stage of retrogression. Likewise, pressure is underestimated.

At the same time, deep levels of the Iforas Granulitic Unit underwent a prograde metamorphism which is shown by prograde anhydrous reactions in some metapelites and pyrigarnites; estimation of P - T conditions indicates a low pressure ($P = 3.5$ kb) and high temperature (600–650°C) metamorphism (Barbey and Boullier, in preparation). However, the Iforas Granulitic Unit as

well as the In Bezzeg Granulitic Unit show more or less intense but ubiquitous hydration as witnessed by the development of green hornblende in subalkaline gneisses and pre-tectonic doleritic dykes. The grade of metamorphism is generally amphibolite facies except in the vicinity of the unconformable sedimentary cover (high level of the Granulitic Unit) which suffered a greenschist facies metamorphism (Boullier 1982). The hydration of the granulitic units during the D1 event is attributed to the dehydration of the Middle and Upper Proterozoic metasediments in the Kidal assemblage underlying the granulitic nappes.

DISCUSSION

The D1 deformation in the Kidal assemblage is interpreted in terms of thrust tectonics involving the Iforas Granulitic Unit (Boullier *et al.* 1978). The movement direction is approximately N-S as shown by the stretching lineation. Geochronology of the Pan-African events within the Kidal assemblage is not precisely known. Ball and Caby (1984) consider that the N-S vertical foliation of the volcanosedimentary Tafeliant Group (SW of the studied area) is equivalent and contemporaneous to the thrust tectonics described in the Kidal assemblage; following this interpretation, D1 thrust tectonics should be younger than $696 \pm 8/-3$ Ma, the age of an intrusive rock in the basement of the Tafeliant Group, and more or less around 613 ± 3 Ma (U/Pb on zircon, Ducrot *et al.* 1979) or 595 ± 24 Ma (Rb/Sr whole rock isochron, Liégeois and Black 1984), the age of a syn- to late-tectonic granodiorite intrusive in the Tafeliant Group.

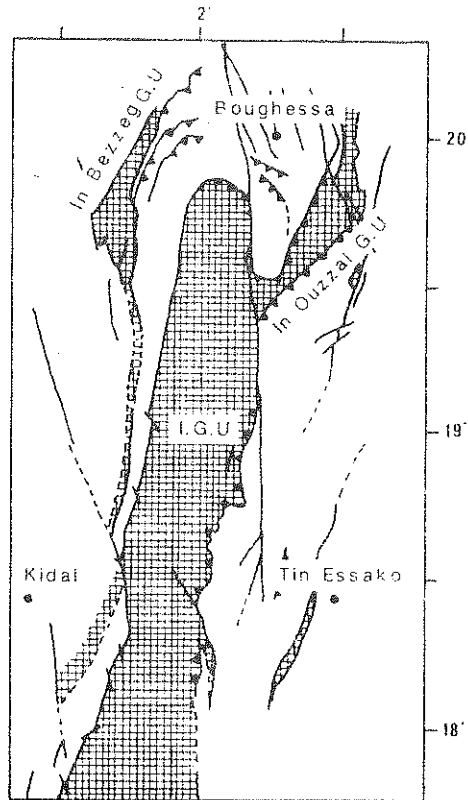


Fig. 6. Repartition of granulitic outcrops in the Aït Lar des Iforas.

Actually the deformation of the Tafeliant Group is very similar to D2 deformation of the Kidai assemblage and In Ouzzal Granulitic Unit, deformation to which geochronological data attribute a similar age (*ca* 600 Ma, Bertrand *et al.* 1984). That is to say that at the present time we do not have clear data on the D1 deformation in the Kidai assemblage.

Looking on the map of granulitic outcrops, three of them could be a root zone of the Iforas Granulitic Unit nappe: the In Bezzeg Unit, the In Ouzzal Unit and the Tin Essako Unit (Fig. 6). Furthermore, other granulitic units overlying gneisses resembling the Kidai assemblage have been pointed out by Russian geologists in Algeria (Kiniakine pers. comm.). From this point of view it was important to know the sense of movement. In this respect our study of the lattice preferred orientation is inconclusive as it does not allow confirmation of any sense of movement. This is partly due to the high temperature of the deformation and to the activation of the prismatic $\langle a \rangle$ slip system which generally produces orthorhombic diagrams.

However, northern vergence of D1 structures in Tin Essako area (Davison 1980), within marbles in the Kidai area (Wright 1979) and in the Kidai assemblage between the In Bezzeg and Iforas Granulitic Units (internal thrusts, D1b vergence in migmatites) indicates that thrusting probably took place northwards. These structural observations suggest that the Tin Essako Granulitic Unit is the root zone of the granulitic nappe (movement towards the NNW, Boullier *et al.* 1978, Wright 1979, Davison 1980).

The metamorphic evolution of the Kidai assemblage (intermediate pressure followed by low pressure–high temperature) is typical of a crust thickened by thrusting (Oxburgh and Turcotte 1974, Rybach *et al.* 1977, England and Thompson 1984). From the geothermobarometric data on the boudins of basic rocks and metapelites, thickness of the nappe(s) above the Kidai assemblage may be estimated as 20 km at least (7 kb) and probably more (10 kb registered in basic rocks). As the unconformable sedimentary cover lying on the Iforas Granulitic Unit underwent a greenschist facies metamorphism, it is assumed that the granulitic nappe was overlain by almost 10 km of allochthonous terranes which are represented by metasediments in the Ibedouyen area and in a synform on the northeast of the Iforas Granulitic Unit (Boullier *et al.* 1978, Boullier 1982).

The relatively high temperatures observed below the nappe when compared with the values calculated by England and Thompson (1984) suggest a high geothermal gradient prior to the nappe emplacement. That is consistent with what is known about the pre-tectonic magmatism: the tholeiitic lavas interlayered in the sediments within the Kidai assemblage indicate that the continental crust had suffered extension before the thickening event (Leterrier and Bertrand 1986). This stretching and heating of the crust also lowered its strength. It is probably the reason why high-strain was concentrated in this thin crust.

Intermediate pressure parageneses are only known between the In Bezzeg Granulitic Unit and the Iforas Granulitic Unit. If they represent the loci of deepest terranes under the nappe, then the In Bezzeg Granulitic Unit and its prolongation should be the root zone of the granulitic nappe (movement towards the NNE). Consequently geometric interpretation of the nappe pile and its root zone differs depending on structural or metamorphic considerations. This uncertainty is due to intense deformation during the collision (D2 and later events) which modified the geometry of the Central Iforas.

Caby (1970) describes the same succession of events in North-Western Hoggar:

A first deformation contemporaneous with a barrowian type metamorphism develops a subhorizontal foliation and isoclinal folds with southwards vergence. The thrust tectonics described by Caby *et al.* (1985) in the Middle Proterozoic quartzites of the Ahnet Mountains (north of the In Ouzzal Granulitic Unit) may be related to the same event but display a northwards sense of movement.

A second deformation (upright folds) corresponds to an east–west shortening and is followed by strike-slip faults or shear zones.

Then a tangential barrowian type tectonometamorphic event with N–S transport direction is known along the entire Trans-Saharan Pan-African belt of Mali and Algeria. This event cannot be related in a simple way to the collision between the West African Craton and the mobile belt even if it is supposed that D1 and D2 are two events of the same progressive deformation. It has been

interpreted as the result of a first collision with a northern continent represented by the Tassendjanet basement (Caby *et al.* 1981). However, if the interpretation of the latest events (D2, D3 and D4) related to the collision with the West African Craton is based on many geochemical and geochronological data, these are very scarce on the D1 event which has been moreover obliterated by the subsequent deformation. Any geodynamic reconstitution of D1 would be speculative considering the present stage of our knowledge.

Acknowledgements—This research has been supported by the A.S.P. Afrique (C.N.R.S.). We acknowledge the support and interest of S. Diallo, Director of D.N.G.M. (Bamako, Mali). We thank R. Caby, J. M. Bertrand, J. Leterrier and F. Lapique for providing samples and fruitful discussions. We are grateful also to F. Lhoté and J. P. Uriot for the (a) axes measurements on the X-ray goniometer.

REFERENCES

- Ball, E. 1980. An example of very consistent brittle deformation of a wide intracontinental zone: late Pan-African fracture system of the Tuareg and Nigerian shield; structural implications. *Tectonophysics* **61**, 363–379.
- Ball, E. and Caby, R. 1984. Open folding and wrench movements, their relationships with horizontal tectonics in the Pan-African belt of northern Mali. In: *African Geology*, volume in honour of L. Cahen (Edited by Klerkx, J. and Michot, J.), pp. 75–89. Musée Royal de l'Afrique centrale, Tervuren.
- Bertrand, J. M., Michard, A., Carpena, J., Boullier, A. M., Dautel, D. and Ploquin, A. 1984. Pan-African granitic and related rocks in the Iforas granulites (Mali). Structures, geochemistry and geochronology. In: *African Geology*, volume in honour of L. Cahen (Edited by Klerkx, J. and Michot, J.), pp. 147–165. Musée Royal de l'Afrique centrale, Tervuren.
- Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Bayer, R., Bertrand, J. M., Boullier, A. M. and Lesquer, A. 1979. Evidence for late Precambrian plate tectonics in West-Africa. *Nature, Lond.* **278**, 223–227.
- Bouchez, J. L., Lister, G. S. and Nicolas, A. 1983. Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rdsch.* **72**, 401–419.
- Bouchez, J. L., Mainprince, D. H., Trépiéd, L. and Doukhan, J. C. 1984. Secondary lineation in a high-*T* quartzite (Galicia, Spain): an explanation for an abnormal fabric. *J. struct. Geol.* **6**, 159–165.
- Bouchez, J. L. and Pécher, A. 1981. The Himalayan main central thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics* **78**, 23–50.
- Boullier, A. M. 1979. Charriage et déformations de l'unité granulitique des Iforas au cours de l'orogénèse Pan-Africaine. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* **21**, 377–382.
- Boullier, A. M. 1982. Etude structurale du centre de l'Adrar des Iforas (Mali). Mylonites et tectogénèse. Thèse d'état, I.N.P.L., Nancy.
- Boullier, A. M. 1986. Sense of shear and displacement estimates in the Abeibara-Rahrous late Pan-African shear zone (Adrar des Iforas). *J. struct. Geol.* **8**, 47–58.
- Boullier, A. M., Davison, I., Bertrand, J. M. et Coward, M. 1978. L'unité granulitique des Iforas: une nappe de socle d'âge pan-africain précoce. *Bull. Soc. Geol. Fr.* **XX**, 877–882.
- Bridgwater, D., Collerson, K. D. and Meyers, J. S. 1978. The development of the Archean gneiss complex of the North Atlantic region. In: *Evolution of the Earth's Crust* (Edited by Tarling, D. H.), pp. 19–69.
- Caby, R. 1970. La chaîne pharusienne dans le Nord Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie); sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. Thèse d'état, Univ. Sci., Montpellier.
- Caby, R. et Andreopoulos-Renaud, U. 1983. Age à 1800 Ma du magmatisme sub-alkalin associé aux métasédiments monocycliques dans la chaîne Pan-Africaine du Sahara central. *J. Afr. Earth Sci.* **1**, 193–197.
- Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U. et Lancelot, J. R. 1985. Les phases tardives de l'orogénèse pan-africaine dans l'Adrar des Iforas (Mali): lithostratigraphie des formations molassiques et géochronologie U/Pb sur zircon de deux massifs intrusifs. *Precamb. Res.* **28**, 187–199.
- Cahen, L., Snelling, N. I., Delhal, J. and Vail, J. R. 1984. *The Geochronology and Evolution of Africa*. Oxford Science Publications, Oxford.
- Christie, J. M., Griggs, D. T. and Carter, N. L. 1964. Experimental evidence of basal slip in quartz. *J. Geol.* **72**, 734–756.
- Davison, I. 1980. A tectonic petrographical and geochronological study of a Pan-African belt in the Adrar des Iforas and Gourma (Mali). Ph.D. thesis, Univ. Leeds and C.G.G., Montpellier.
- Ducrot, J., La Boisse, H. de, Renaud, U. et Lancelot, J. R. 1979. Synthèse géochronologique sur la succession des événements magmatiques pan-africains au Maroc, dans l'Adrar des Iforas et dans l'Est Hoggar. Xème Coll. Géologie Africaine, Montpellier (résumés), pp. 40–41.
- England, P. C. and Thompson, A. B. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism—I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.* **25**, 894–928.
- Ferry, J. M. and Spear, P. S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Miner. Petrol.* **66**, 115–117.
- Ganguly, J. and Saxena, S. K. 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnet: constraints from natural and experimental data and applications to geothermo-barometry. *Am. Miner.* **69**, 88–97.
- Karpoff, R. 1961. La géologie de l'Adrar des Iforas. Thèse Paris 1958. Publication du B.R.G.M. Dakar, Vol. 30.
- Lancelot, J. R., Boullier, A. M., Maluski, H. and Ducrot, J. 1983. Deformation and related radiochronology in a late Precambrian shear zone, Adrar des Iforas (Mali). *Contr. Miner. Petrol.* **82**, 312–326.
- Leterrier, J. and Bertrand, J. M. 1986. Pre-tectonic tholeiitic volcanism and plutonism in the Kidal assemblage (Iforas Pan-African belt, Mali). *J. Afr. Earth Sci.*
- Liégeois, J. P. et Black, R. 1984. Pétrographie et géochronologie Rb–Sr de la transition calco-alkaline–alkaline fini-Pan-Africain dans l'Adrar des Iforas (Mali): accretion crustale au Précambrien supérieur. In: *African Geology*, volume in honour of L. Cahen (Edited by Klerkx, J. and Michot, J.), pp. 115–145. Musée Royal de l'Afrique centrale, Tervuren.
- Ly, S. 1979. Etude gravimétrique de l'Adrar des Iforas (Nord Est Mali). Thèse 3ème cycle, Montpellier.
- Newton, R. C. and Haselton, H. T. 1981. Thermodynamics of the garnet–plagioclase–Al₂SiO₅–quartz geobarometer. In: *Advances in Physical Geochemistry* (Edited by Newton, R. C., Navrotsky, A. and Wood, B. J.), pp. 131–147. Springer, Berlin.
- Newton, R. C. and Perkins, D. III 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers for charnockites and basic granulites based on the assemblage garnet–plagioclase–orthopyroxene (clinopyroxene)–quartz with applications to high-grade metamorphism. *Am. Miner.* **67**, 203–222.
- Oxburgh, E. R. and Turcotte, D. L. 1974. Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. *Schweiz. Miner. Petrol. Mitt.* **54**, 641–662.
- Powell, R. 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer–geobarometer calibration: garnet–clinopyroxene geothermometer revisited. *J. Met. Geol.* **3**, 231–243.
- Raith, M., Raase, P., Ackermann, D. and Lal, R. K. 1983. Regional geothermobarometry in the granulite facies terrane of South India. *Trans. R. Soc. Edinburgh* **70**, 221–244.
- Rybach, L., Werner, D., Mueller, S. and Berset, G. 1977. Heat flow, heat production and crustal dynamics in the Central Alps, Switzerland. *Tectonophysics* **41**, 115–126.
- Sautter, V. 1980. Les amphibolites à grenat de l'Adrar des Iforas (Mali). D.E.A., Paris VI.
- Starkey, J. and Cutforth, C. 1978. A demonstration of the interdependence of the degree of quartz orientation and the quartz content of deformed rock. *Can. J. Earth Sci.* **15**, 841–847.
- Wright, L. I. 1979. The pattern of deformation and movement during the Pan African in the Adrar des Iforas of Mali. Xème Coll. Géol. Africaine, Montpellier, p. 77 (abstract), and C.G.G., Montpellier, unpublished report.

4.1.3- La complexité de la tectonique Pan-africaine.

L'Adrar des Iforas, comme nous venons de le voir, est affecté par plusieurs épisodes tectonométamorphiques pan-africains. En Adrar des Iforas Central, la tectonique s'exprime par des mouvements tangentiels (Boullier 1979 ,1982; Boullier et al. 1978; Wright 1979) amenant le chevauchement de l'unité granulitique des Iforas (U.G.I) sur l'assemblage kidalien, puis par de grands accidents décrochants d'ampleur régionale. Les effets de la phase tangentielle sont visibles à la bordure Nord de l'UGI, où le contact entre les deux unités est plat ou faiblement penté Sud (sous les granulites). Cette phase est précoce dans l'évolution des Iforas, elle correspond aux événements D1a et b décrits par Boullier (1982).

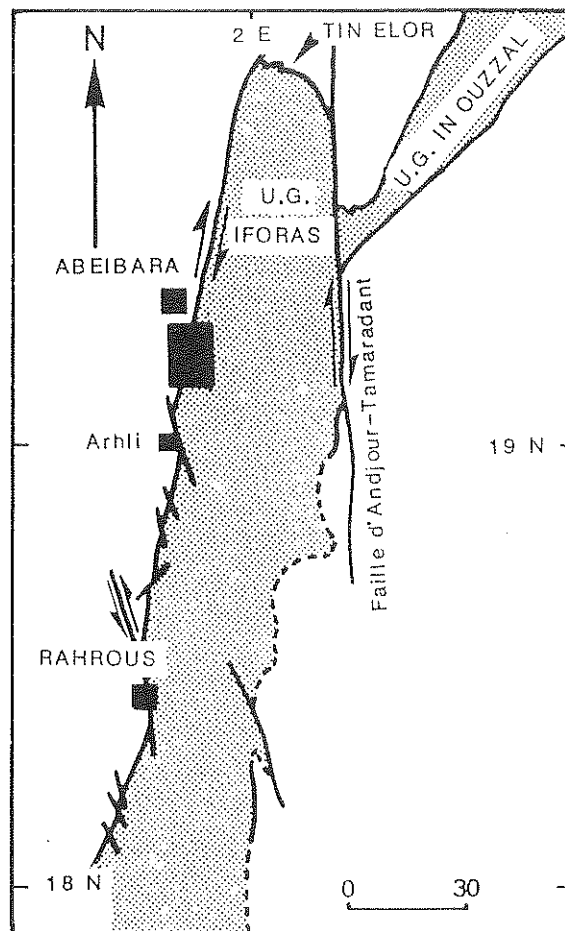


Figure 4.2 - Carte schématique de l'Adrar Central et localisation des grands accidents limitant l'unité granulitique des Iforas. La zone rectangulaire noircie est la localisation de la carte de la figure 4.3.

En aucun endroit de l'Adrar des Iforas, ces deux phases sont les seules exprimées. Dans les zones de Tin Elor au Nord de l'UGI (figure 4.2) ou au

niveau de la virgation (entre l'UGI et l'extrémité Sud de l'UG In Ouzzal), où les événements pan-africains précoces sont reconnaissables, les phases D2, D3 ou D4 ont modifié les structures. Les méthodes de quantification de la déformation finie ne permettent pas de remonter aux intensités régnant lors de ces phases de tectonique tangentielle précoce.

Dans le but de vérifier l'apport de l'analyseur vidéographique interactif au service des différentes méthodes de quantification de la déformation finie, nous avons choisi de nous intéresser, ici, à une zone portant les critères propres à une seule phase tectonique : la zone de cisaillement d'Abeibara-Rahrous.

4.2- La shear zone d'Abeibara-Rahrous.

4.2.1- Contexte géologique.

La phase tectonique D3 est responsable à l'échelle de l'Adrar des Iforas de grands linéaments Nord-Sud à N 20° : Andjour-Tamaradant et Abeibara-Rahrous (Figure 4.2) pour ne citer que les plus importants (Wright 1979; Boullier 1980, 1982; Davison 1980). Ces cisaillements affectent les structures pan-africaines D1a, D1b et D2 dans pratiquement toutes les régions de l'Adrar des Iforas. Au Nord-Est de l'UGI, un granite, intrusif dans des séries plissées par la phase D2, est mylonitisé en même temps que la bordure occidentale de l'unité granulitique. Ces relations situent la phase D3, séparée de D2 par un épisode de granitisation, comme un événement tardi-pan-africain. Les datations U/Pb et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Lancelot et al. 1983) confirment cet âge d'activité de la zone de cisaillement comme étant pan-africain tardif (566 et 535 Ma).

La zone de cisaillement d'Abeibara-Rahrous sépare l'assemblage kidalien à l'Ouest de l'unité granulitique des Iforas à l'Est. Dans les gneiss de l'assemblage kidalien les phases D1, D2 et D3 sont exprimées, leurs plans de foliation (S1, S2 et S3) sont sub-parallèles à la zone de cisaillement rendant impossible leur distinction. Le bloc Est est constitué principalement de gneiss alcalins quartzo-feldspathiques métamorphisés sous les conditions du faciès granulite pendant la phase éburnéenne (2400-2100 Ma, Lancelot et al. 1983). Excepté dans sa partie Nord, ce bloc révèle les traces de la seule phase D3 qui se traduit par une foliation verticale, définie par un assemblage minéral de faciès schistes verts, orientée N 350° à N 10° qui porte une linéation d'étirement horizontale.

4.2.2- Détermination du sens de cisaillement. Estimation de l'intensité de la déformation et du déplacement.

La détermination de ces critères a été largement développée par A.M.Boullier 1980, 1982 et 1986. Nous ne donnerons, ici, qu'un aperçu rapide des méthodes utilisées et des résultats obtenus.

Le sens du cisaillement a été approché à l'échelle de la photographie aérienne (1/50000), grâce à la rotation de la schistosité mylonitique (S3) ou du litage granulitique dans la zone cisailée. Ces observations cartographiques révèlent un cisaillement dextre. Le même sens de déplacement a pu être mis en évidence à l'échelle de microstructures telles que les relations angulaires entre bandes de cisaillement et schistosité mylonitique, ou les disymétries de diagrammes d'orientation préférentielle de réseau du quartz de certains échantillons.

L'estimation de l'intensité de la déformation et du déplacement a été, également, réalisée à différentes échelles en se fondant sur les hypothèses suivantes (Boullier 1982, 1986):

- la déformation est plane et due uniquement à du cisaillement
- la déformation s'est effectuée à volume constant
- la déformation est ductile et homogène à travers la zone de cisaillement.

Trois méthodes ont été appliquées à des objets différents suivant l'échelle d'investigation.

- La première est fondée sur la rotation de la foliation mylonitique S3 vers la zone de cisaillement. De l'angle entre le plan de cisaillement et le plan d'aplatissement, il est possible de tirer la valeur du cisaillement γ et ensuite la valeur du déplacement en supposant la zone homogène (Ramsay et Graham 1970). Cette méthode donne des valeurs de l'ordre de 6 km, sur une série de 5 coupes, pour le déplacement le long de cette shear zone.

- La deuxième méthode utilise l'angle entre le plan de cisaillement et le rubanement granulitique pré-existant. Ramsay (1967) a montré la relation qui existe entre l'intensité du cisaillement et cet angle. Cette méthode, appliquée à partir de photographies aériennes, a été assez systématiquement utilisée. 16 sections sont concernées et donnent des valeurs de déplacement très variables allant de 5 à 40 km. Cet étalement des valeurs serait du à la grande incertitude sur la mesure de l'angle initial entre le plan de cisaillement et le litage.

- La troisième méthode, d'échelle macroscopique, s'intéresse à l'épaisseur du litage mylonitique S3 reflet de l'état de déformation de la roche. Les hypothèses de départ étant posées (Boullier 1982) la méthode est fondée sur la longueur occupée par les minéraux ferro-magnésiens sur un segment de longueur constante suivant Z dans un faciès non déformé, par rapport à ce même type de longueur dans les faciès déformés. Ce rapport, mesuré dans des sections XZ, est directement lié à l'extension finie $(1+e_3) = l_3^{0.5}$. A partir de la valeur de l_3 , il est possible d'obtenir la valeur du cisaillement γ et donc du déplacement. Cette méthode réalisée sur des échantillons de trois coupes à travers la zone de cisaillement, donne des résultats plus faibles que les deux précédentes, de l'ordre de 4km.

Si le sens de cisaillement semble être clairement défini, aux échelles d'observation considérées, les valeurs du déplacement le long de la zone de cisaillement sont déterminées de façon beaucoup moins précise. Les paragraphes suivants s'intéresseront à une coupe, sur laquelle les méthodes citées ci-dessus ont déjà été appliquées, et qui sera étudiée à l'échelle du grain.

4.3- Etude d'une coupe à travers la zone de cisaillement de Abeibara-Rahrous à l'échelle de la lame mince.

Sur des critères s'étendant de l'échelle régionale à l'échelle mésoscopique (affleurement), le régime de déformation D3 à l'origine de la zone de cisaillement d'Abeibara-Rahrous est connu. De plus, nous avons des indications sur l'intensité de la déformation (Boullier 1986). Nous avons donc pensé qu'il serait intéressant d'étudier les échantillons soumis à cette phase tectonique D3 à l'échelle de la lame mince. L'analyse sera menée plus particulièrement sur la forme, l'orientation et les différents comportements des minéraux constitutifs de ces mylonites.

La coupe choisie est située au Sud d'Abeibara (figure 4.3). La déformation par cisaillement s'observe sur plus de 500 m de largeur dans les gneiss alcalins de l'unité granulitique des Iforas constituant, le compartiment situé à l'Est de la zone déformée. Pour plus de détails, le lecteur est renvoyé à Boullier (1982, 1986).

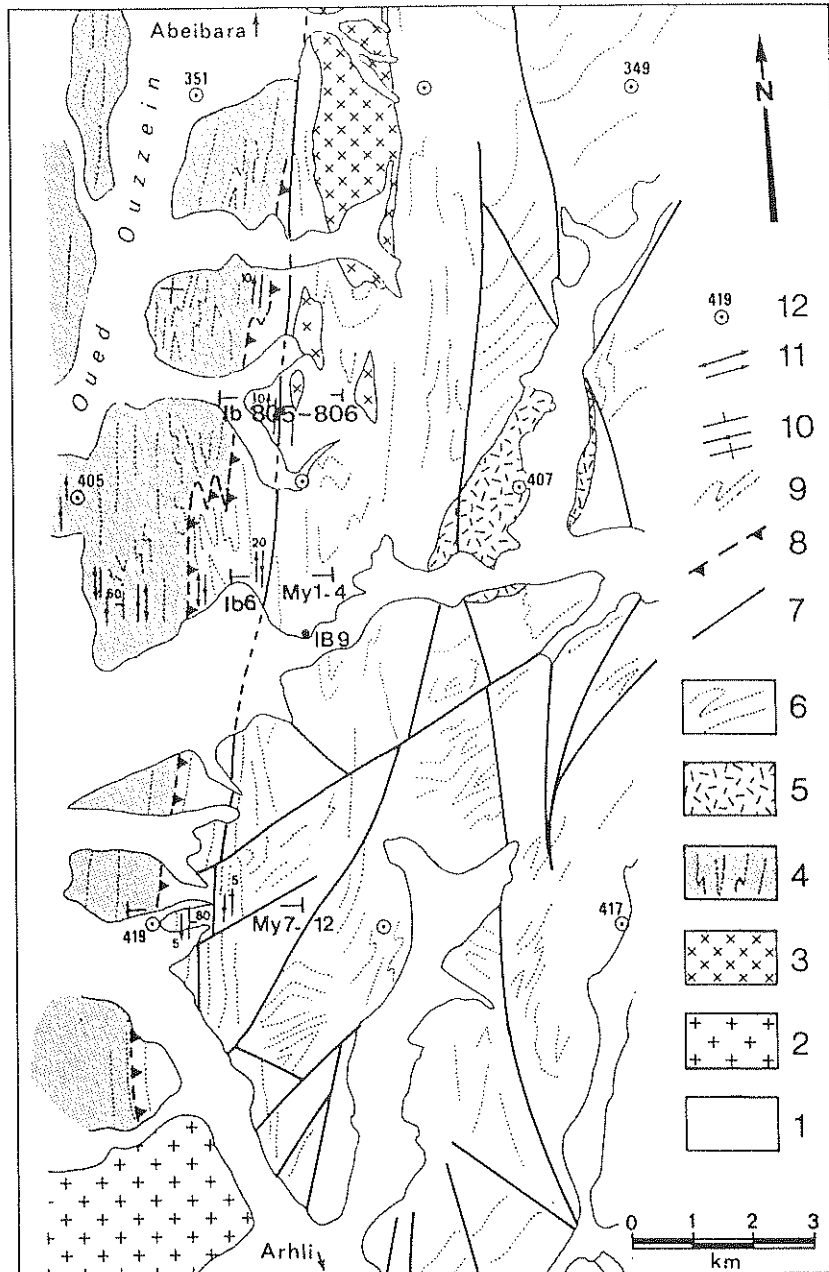


Figure 4.3 - Localisation des coupes échantillonnées. (Boullier 1982) 1 : alluvions quaternaires. 2 : granites post-tectoniques D3. 3 : granites anté-tectonique D3. 4 : assemblage kidalien. 5 : granitoïdes éburnéens. 6 : granulites éburnéennes. 7 : failles. 8 : trace du contact anormal D1 supposé. 9 : trace de la foliation majeure (due à D1 et/ou D2 dans l'assemblage kidalien; éburnéenne ou due à D3 dans l'unité granulitique). 10 : foliation. 11 : linéation. 12 : centre de photo aérienne (NE 31 XX). Cette région est localisée en Adrar Central sur la carte de la figure 4.2.1.

4.3.1- Description des échantillons

Les gneiss alcalins de l'UGI sont composés de Quartz + Feldspath mésoperthitique +/- Plagioclase + Clinopyroxène + Ilménite + Apatite + Zircon. Cet assemblage a subi avant D3 une rétro-morphose statique caractérisée par le remplacement du clinopyroxène par de l'amphibole verte à bleu-vert (+ quartz), et par des couronnes de biotite brune autour des opaques (Boullier 1982). Le rubanement de ces gneiss est défini par des proportions différentes de minéraux sombres et clairs. La mylonitisation D3 s'accompagne, dans les premiers stades de la déformation, d'une accentuation de la rétro-morphose : transformation complète des clinopyroxènes en amphibole, apparition d'une biotite verte à partir de la biotite brune et de l'amphibole. Les ombres de pression des mésoperthites sont constituées d'un assemblage microcristallin équant de quartz, microcline +/- calcite. La déformation D3 se caractérise donc par une paragenèse minéralogique du faciès schistes verts.

Les caractéristiques les plus évidentes du gradient de déformation sont d'ordre géométrique avec une réduction de la taille du grain, ainsi qu'une structuration planaire et linéaire de plus en plus marquée (Boullier 1980,1982).

D'une manière générale, les roches contiennent un fort pourcentage de feldspaths mésoperthitiques (de 30 à 70%) et de rares plagioclases. Les feldspaths constituent, depuis les faciès non déformés jusqu'au centre de la zone cisailée, la fraction la plus grossière des échantillons. Ils présentent peu de figures de cataclase, à l'exception de rares fentes colmatées par du quartz et de la calcite.

Le quartz est présent dans tous les échantillons en quantité variable (de 15 à 35% avec une moyenne autour de 20%). Il recristallise rapidement dès les premiers incréments du cisaillement pour donner des grains de taille réduite, ne s'organisant pas suivant une fabrique de réseau très marquée, du fait de la relativement faible teneur de ces roches en quartz (Boullier 1982, 1986).

Un seul échantillon de cette coupe (My 2) présente une orientation préférentielle de réseau (figure 4.4) traduite par une couronne unique et oblique sur le plan YZ du référentiel de déformation finie. L'obliquité de cette fabrique indique un sens de cisaillement dextre, en accord avec les observations faites à d'autres échelles et décrites précédemment. Du fait d'un niveau pluricentimétrique de pegmatite anté-tectonique, cet

échantillon est le plus riche en quartz d'assez grande taille, ceci malgré le degré avancé de déformation. Dans les autres échantillons, le quartz est concentré dans la phase microcristalline ou bien quelques fois se trouve sous forme de rubans plus ou moins continus à l'échelle de la lame mince.

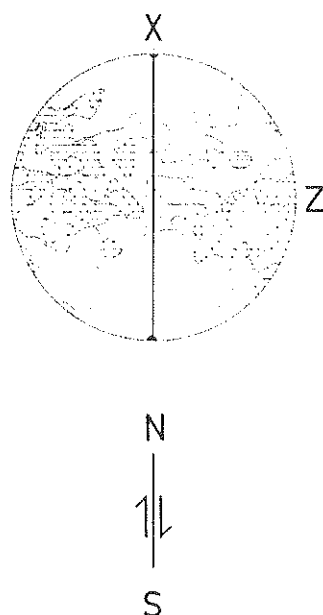


Figure 4.4 - Orientation préférentielle des axes C du quartz de l'échantillon My 2 (Boullier 1982). 200 mesures réalisées à la platine universelle. Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur. Contours à 1, 3, 5, 7, 9 mesures par calotte de rayon $5,5^\circ$ (1/220 de la surface de l'hémisphère).

La phase micacée (essentiellement biotite verte) et les opaques sont omniprésents, ils soulignent la foliation mylonitique (S3) ainsi que des plans obliques sur celle-ci interprétés comme des bandes de cisaillement (Gapais et White 1982) ou des plans C' (Berthé et al. 1979). La géométrie de ces bandes surimposées à la foliation S3 est conforme au sens de cisaillement général dextre (Boullier 1986). Ces deux phases minérales constituent les phases mineures dans les faciès peu déformés (4 à 15% pour les micas et 2 à 6% pour les opaques). Dans les faciès à tendance ultramylonitique le pourcentage de la matrice fine augmente de façon significative (+ de 50%).

4.3.2- Détails sur la saisie des données

Dans la mesure du possible les échantillons ont été observés dans les sections XZ, facilement déterminables lorsque la déformation est intense ou supposées telles lorsque la linéation ou le plan de foliation ne sont pas clairement repérables sur l'échantillon.

Les échantillons ont été étudiés par espèces minérales séparées : quartz, feldspaths et opaques. Les lames minces sont observées à la loupe binoculaire et la forme est saisie grâce à l'analyseur vidéographique interactif présenté au chapitre 2 (Lapique et al. 1988). L'image de la section est visualisée sur le moniteur et le dessin du contour des minéraux marqueurs est incrustée sur cette image. Les coordonnées des points du contour et l'orientation d'une droite de référence sont stockées en mémoire de l'ordinateur ou sur disque (fichier à extension .XPR suivant le nom de la section), elles serviront de point de départ aux quantifications suivantes.

De cette technique de digitalisation découle directement l'application de la méthode des diamètres de Féret (chapitre 1 et Lapique 1987). Pour tous les échantillons, nous utiliserons cette méthode car elle semble donner, dans le cas général, les résultats les plus conformes à ceux obtenus en simulation.

La figure 4.5 illustre les possibilités offertes, à partir d'un fichier à extension .XPR, afin de caractériser les différentes populations. Ce fichier de coordonnées pourra être transformé en un fichier contenant les caractéristiques de chaque cristal assimilé à une ellipse (grand axe, petit axe, rapport axial, orientation du grand axe et coordonnées du barycentre); à la suite de quoi, nous pourrons appliquer la méthode Rf/Phi (Dunnet 1969) ou les méthodes des moyennes. Le fichier contenant les points du contour sera ensuite transformé en un fichier de paramètres rassemblant surface, indice de sphéricité ou d'ellipticité (roundness), orientation et taille du Féret de chaque objet, rapport axial.

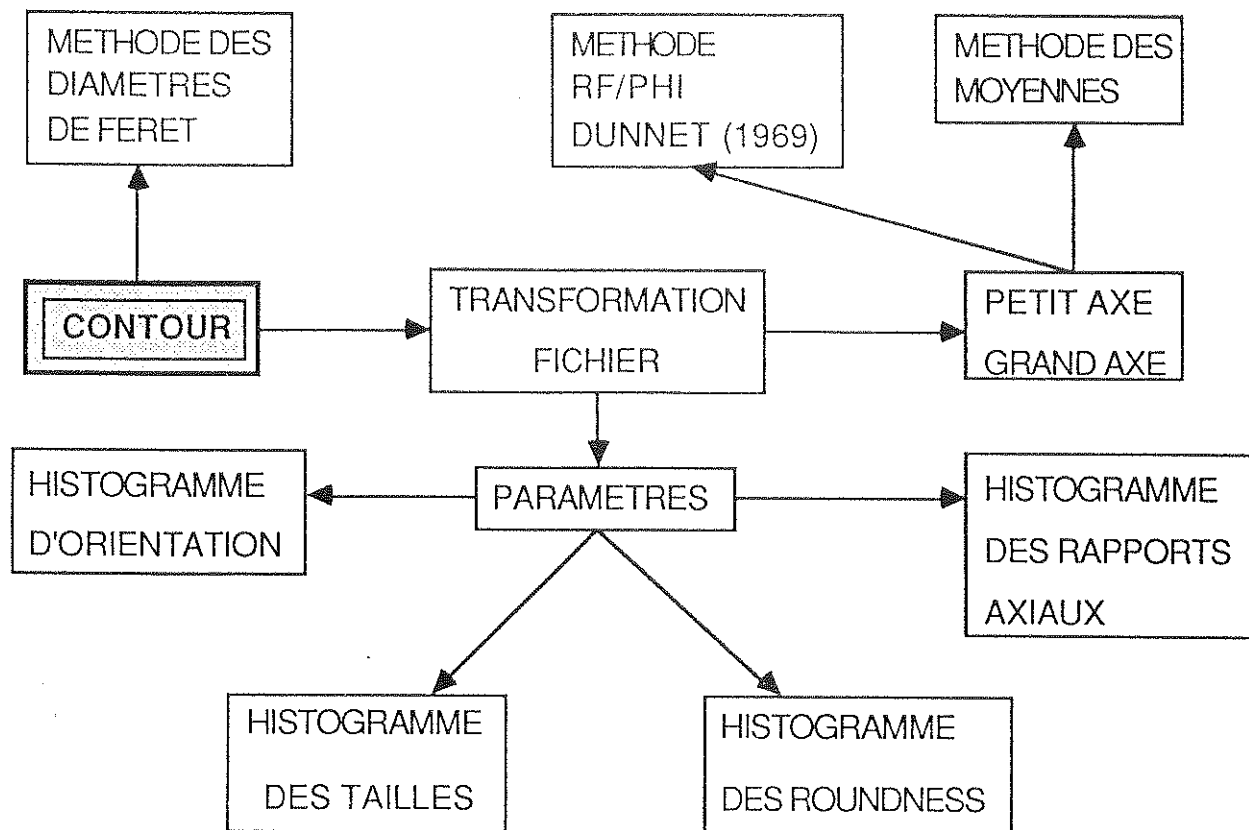


Figure 4.5- Possibilités de traitements à partir d'un fichier contenant les coordonnées du contour des objets.

4.3.3- Applications des méthodes de quantification de la déformation finie.

Nous avons dissocié 3 familles de marqueurs pour tenter de couvrir un éventail de comportement le plus large possible, mais également pour pouvoir, dans certains cas, comparer les réactions de minéraux différents sous les effets d'une même phase de déformation.

Le tableau 4.I rassemble les résultats obtenus après application des méthodes des diamètres de Féret, de la moyenne harmonique, de Shimamoto et Ikeda (1976), et pour certains échantillons de la méthode Rf/Phi de Dunnet (1969). Les résultats sont exprimés en termes de rapports axiaux de l'ellipse 2D de déformation finie et également en termes d'angle entre le grand axe de cette ellipse et la linéation ou la trace du plan de foliation.

Echantillon	d(m)	Nbre Quartz	Rs Féret	theta	Rs Moy.H.	theta	Rs S.I.	theta	Rs Rf/Phi	theta	d(m)	Echantillon
My 2	234	76	1.75	-10	2.82	-13	2.26	-8	-	-	234	My2
b805	330	143	2.09	10	3.28	30	3.18	-10	-	-	330	b 805
My 3	450	172	1.22	20	2.00	19	1.39	-20	-	-	450	My3
My12	520	243	1.23	-10	1.92	7	1.35	-5	1.40	-4	520	My12
b9	550	237	1.03	-25	1.76	-40	1.10	-15	1.15	10	550	b 9

Echantillon	d(m)	Nbre Faths	Rs Féret	theta	Rs Moy. H.	theta	Rs S. I.	theta	Rs Rf/Phi	theta	d(m)	Echantillon
lb6	48	424	1.95	0	2.55	0	2.48	-1	2.35	-1	48	lb 6
My7	68	154	1.79	0	2.42	0	2.33	0	2.25	3	68	My7
My8	80	387	1.62	0	2.24	-7	2.02	-3	2.00	-5	80	My8
My 1	150	410	1.33	5	1.92	7	1.58	2	1.65	-15	150	My1
lb806	177	307	1.41	-10	1.95	-5	1.64	-6	1.80	-3	177	lb 806
My 4	188	226	1.04	-15	1.82	15	1.07	-20	-	-	188	My4
My 2	234	245	1.41	-10	1.92	-7	1.68	-10	1.75	-7	234	My2
My 10	265	220	1.23	20	1.93	13	1.43	7	-	-	265	My10
lb805	330	258	1.27	10	1.86	15	1.46	12	1.65	15	330	lb 805
My12	520	156	1.20	13	2.04	-15	1.50	15	-	-	520	My12

Echantillon	d(m)	Nbre opaques	Rs Feret	theta	Rs Moy.H.	theta	Rs S. I.	theta	Rs Rf/Phi	theta	d(m)	Echantillon
My7	68	150	2.10	0	2.81	0	2.73	-7	-	-	68	My7
My8	80	266	2.46	0	3.50	3	3.65	0	-	-	80	My8
My 1	150	334	1.56	0	2.32	-2	2.00	5	1.90	0	150	My1
b806	177	221	3.26	0	4.85	5	5.55	5	-	-	177	lb 806
My 2	234	105	2.59	0	3.87	-10	4.17	-10	3.30	0	234	My2
My 10	265	216	2.40	-10	3.40	10	3.45	12	3.10	-10	265	My10
b805	330	150	1.59	10	2.31	10	2.13	10	2.00	-10	330	lb 805
My12	520	161	1.06	-30	1.60	-	1.12	-	-	-	520	My12

Tableau 4.I - Résultats exprimés en rapports axiaux de l'ellipse 2D de déformation finie (Rs) et angles entre le grand axe de l'ellipse et la référence de l'échantillon (théta) pour les feldspaths, les quartz et les opaques. Les méthodes appliquées sont la méthode des diamètres de Féret notée Rs Féret (Lapique 1987), la moyenne harmonique notée Rs. M. Harm, la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) notée Rs S.I. et la méthode Rf/Phi de Dunnet (1969) notée Rs Rf/Phi.

4.3.3.1- Paramètres caractérisant l'état non déformé.

Avant d'examiner en détail les résultats correspondant à des intensités croissantes de déformation, nous allons caractériser l'état non déformé de la roche représenté par les échantillons prélevés le plus loin du centre de la zone de cisaillement (550 m). L'échantillon Ib 9 semble être un bon témoin du faciès indemne de déformation, les valeurs obtenues, sur les quartz, par les méthodes de quantification sont très faibles (tableau 4.I).

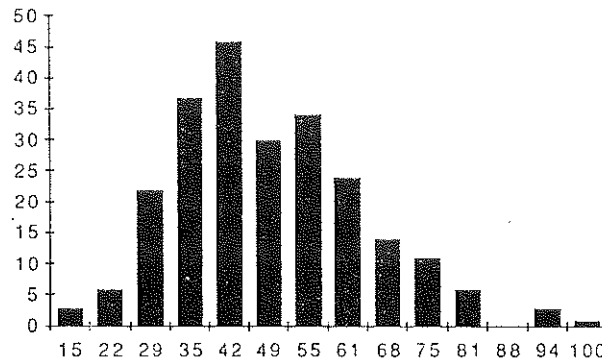


Figure 4.6 - Histogramme de taille des quartz de l'échantillon Ib 9. Les tailles données en abscisse correspondent à des unités propres à la tablette à numériser de l'analyseur vidéographique, cet histogramme permet de visualiser l'étalement des tailles et le rapport entre fractions fine et grossière.

Une analyse modale réalisée grâce au compteur de points adapté au système vidéographique interactif donne les résultats suivants:

QUARTZ	21.2%
FELDSPATH	68.8%
OPAQUES	4.5%
AUTRES	5.5%

La rubrique autres, ci dessus, regroupe biotite, amphibole et clinopyroxène.

Les minéraux sont de taille millimétrique, les biotites vertes ou brunes, les amphiboles, les quelques clinopyroxènes et les opaques définissent un rubanement assez flou. On remarque de larges plages de feldspaths mésoperthitiques (>5 mm) qui sont la cause de l'étalement de l'histogramme de taille de la population (figure 4.6) et qui n'ont pas de forme nettement définie.

Cette forme des grains digitalisés est traduite par une valeur moyenne de l'indice de sphéricité relativement élevée (1.56) correspondant à une forme théorique géométrique elliptique de rapport axial 2.75 ou rectangulaire de

rapport axial 2.5 (figure 3.4). Cette valeur moyenne est surestimée, car les grains de quartz ont des formes très complexes avec de nombreuses concavités qui augmentent la valeur de l'indice de sphéricité. Dans ce cas la valeur du rapport axial moyen de 1.8 semble plus réaliste comme allongement moyen de départ.

La lame mince ne présente pas d'orientation préférentielle de forme des grains de quartz. La figure 4.7, témoin de la distribution du Féret des grains, montre qu'il faut s'écarter de 40° de part et d'autre du maximum (très faiblement marqué) pour cumuler plus de 50% des longueurs.

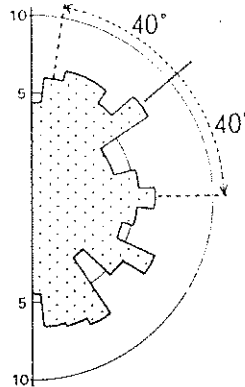


Figure 4.7 - Orientation des quartz de l'échantillon Ib 9. Le maximum (7.5%) est souligné. Il faut s'en écarter de 40° de part et d'autre pour cumuler plus de 50% des longueurs.

Cet échantillon se caractérise donc par une distribution isotrope des orientations et une répartition des indices de sphéricité dans un intervalle restreint. A part un étalement un peu grand de l'histogramme des tailles, ce matériel de départ se rapproche de l'échantillon GP 40-2 détaillé dans le chapitre précédent et pour lequel nous avons vu (figure 3.7), qu'avec des rapports axiaux de l'ordre de ceux déterminés ici (<5), la méthode des diamètres de Féret serait la plus fiable.

4.3.3.2- Traduction de l'évolution de la déformation par l'étude de l'orientation et de la forme des marqueurs.

Sur le tableau 4.I, il faut noter les très faibles valeurs des écarts angulaires entre l'allongement de l'ellipse 2D et la structure caractéristique de l'échantillon. Si l'on se réfère à une population isotrope, homogène en taille, soumise à une déformation cisailante, il faudra une forte intensité pour paralléliser le grand axe de l'ellipse de déformation et la direction de cisaillement ($\gamma > 6$, Lapique 1987). Or, les valeurs de Rs (rapports axiaux) les plus fortes obtenues sont de 5.55 (méthode de

Shimamoto et Ikeda 1976, sur les opaques), ce qui ne correspondrait qu'à un cisaillement voisin de 2. Les couples rapport axial/orientation ne correspondent jamais, dans notre cas, à ceux obtenus par simulation.

Les hétérogénéités du matériel, la fracturation, la déformation aux joints de grains et la recristallisation, sont autant de phénomènes pouvant agir sur les grains en contrecarrant l'allongement de la forme.

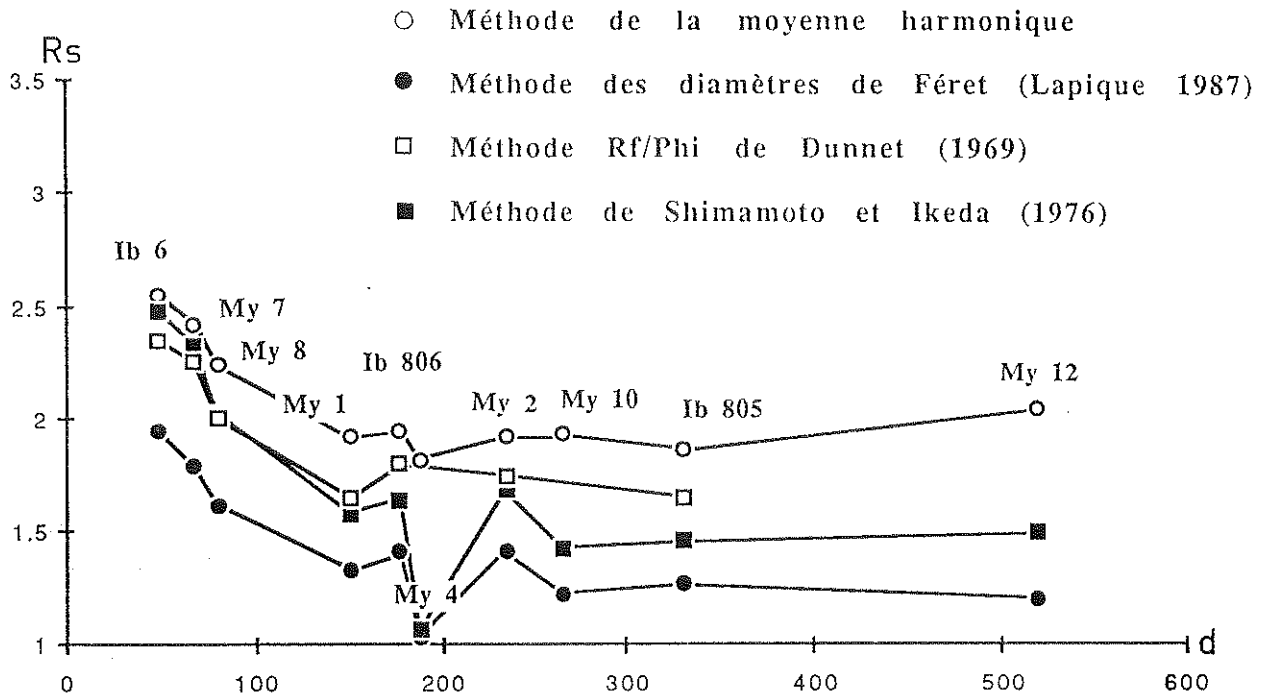


Figure 4.8 - Valeur du rapport axial de l'ellipse de déformation finie (R_s) en fonction de la distance au centre de la zone de cisaillement pour les feldspaths de chaque échantillon. Les cercles vides correspondent à la moyenne harmonique des R_s , les carrés vides à la méthode Rf/Phi de Dunnet (1969) appliquée seulement à certains échantillons, les carrés pleins à la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) et enfin les cercles pleins à la méthode des diamètres de Férét (Lapique 1987).

Les feldspaths sont présents dans tous les échantillons, et de la périphérie au centre, leur taille reste relativement importante, toujours suffisante pour être saisie à l'analyseur d'images. Le diagramme de la figure 4.8 montre l'évolution du rapport axial de l'ellipse 2D en fonction de l'éloignement au centre de la zone de cisaillement pour les différentes méthodes utilisées. Les valeurs obtenues pour les feldspaths sont très

faibles de $R_s=1.2$ à 1.95 pour la méthode des diamètres de Féret ou de $R_s=1.86$ à 2.55 pour la moyenne harmonique des rapports axiaux. Ces valeurs sont loin d'être en rapport avec les intensités déterminées par les méthodes concernant des échelles plus petites. Si l'on fait abstraction de l'échantillon My 4 ($d=188$ m), au comportement particulier étudié plus tard, l'évolution d'ensemble le long de la zone de cisaillement marque une croissance faible mais régulière. Il faut toutefois noter, au niveau de My 1 ($d=150$ m), une inflexion ou un palier dans la régularité de l'évolution.

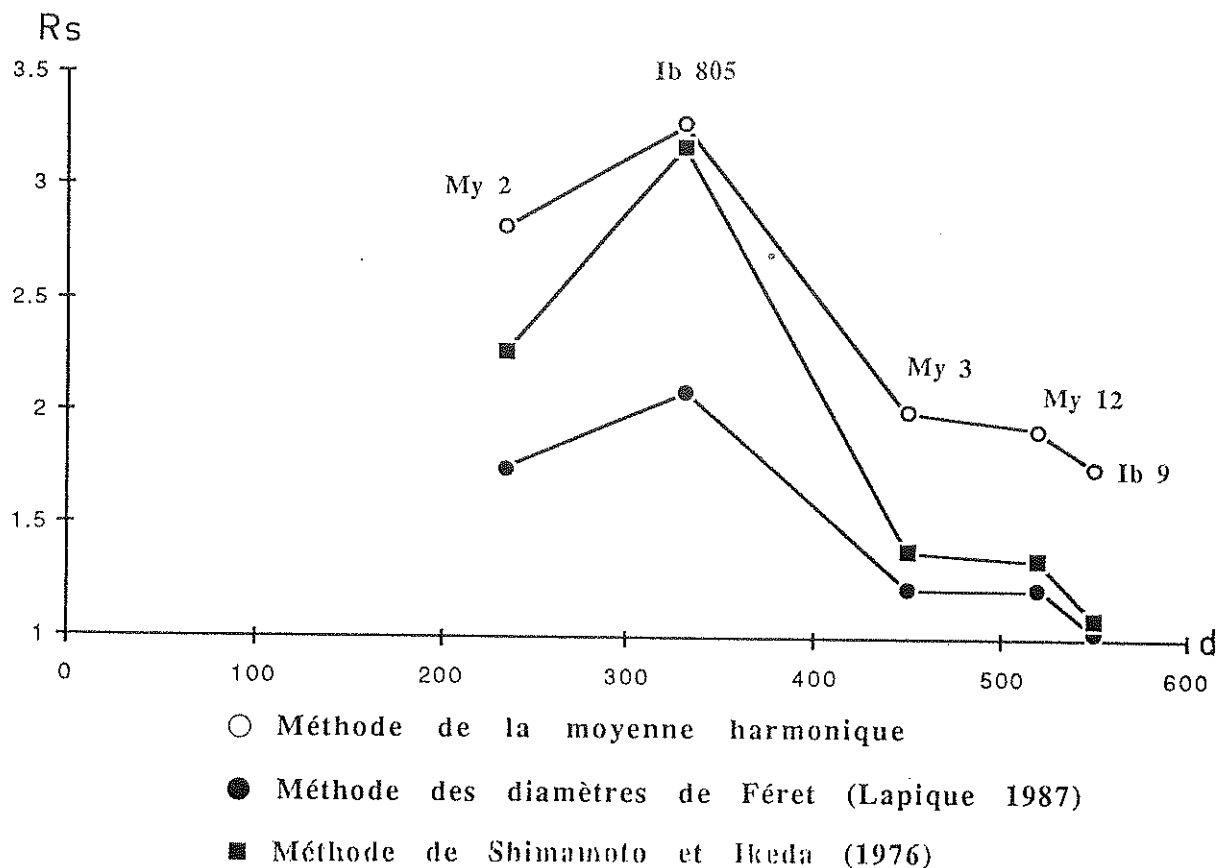


Figure 4.9 - Valeur du rapport axial de l'ellipse de déformation finie (R_s) en fonction de la distance au centre de la zone de cisaillement pour les quartz. Les cercles vides correspondent à la moyenne harmonique des R_s , les carrés pleins à la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) et enfin les cercles pleins à la méthode des diamètres de Féret (Lapique 1987).

Seuls 5 échantillons prélevés dans les zones périphériques ont pu être étudiés à partir de la forme des quartz. Les autres échantillons présentaient des quartz trop fins appartenant à la phase microcristalline ou encore des quartz recristallisés et disposés en rubans dans lesquels la forme du grain n'est pas représentative de la déformation. Les quartz ont une fabrique originelle quasiment isotrope (figure 4.7). Ils vont réagir dès les premiers stades de la déformation, d'une manière plus significative

que les feldspaths pour atteindre des valeurs maximales $R_s=2$ (méthode des diamètres de F eret) ou $R_s=3.3$ (moyenne harmonique)   une distance de 330 m du centre de la zone de cisaillement (figure 4.9). Dans ce contexte, ces valeurs semblent être un maximum pour des marqueurs monomin raux de quartz, ensuite la recristallisation intervient et crée de nouveaux grains de plus petite taille et dont le rapport d'allongement est plus faible que celui du grain originel. Ce phénomène est traduit par la baisse assez brutale du rapport axial de l'ellipse de déformation de l'échantillon My 2 (figure 4.9), pourtant riche en quartz de taille encore grande, malgré l'intensité de la déformation.

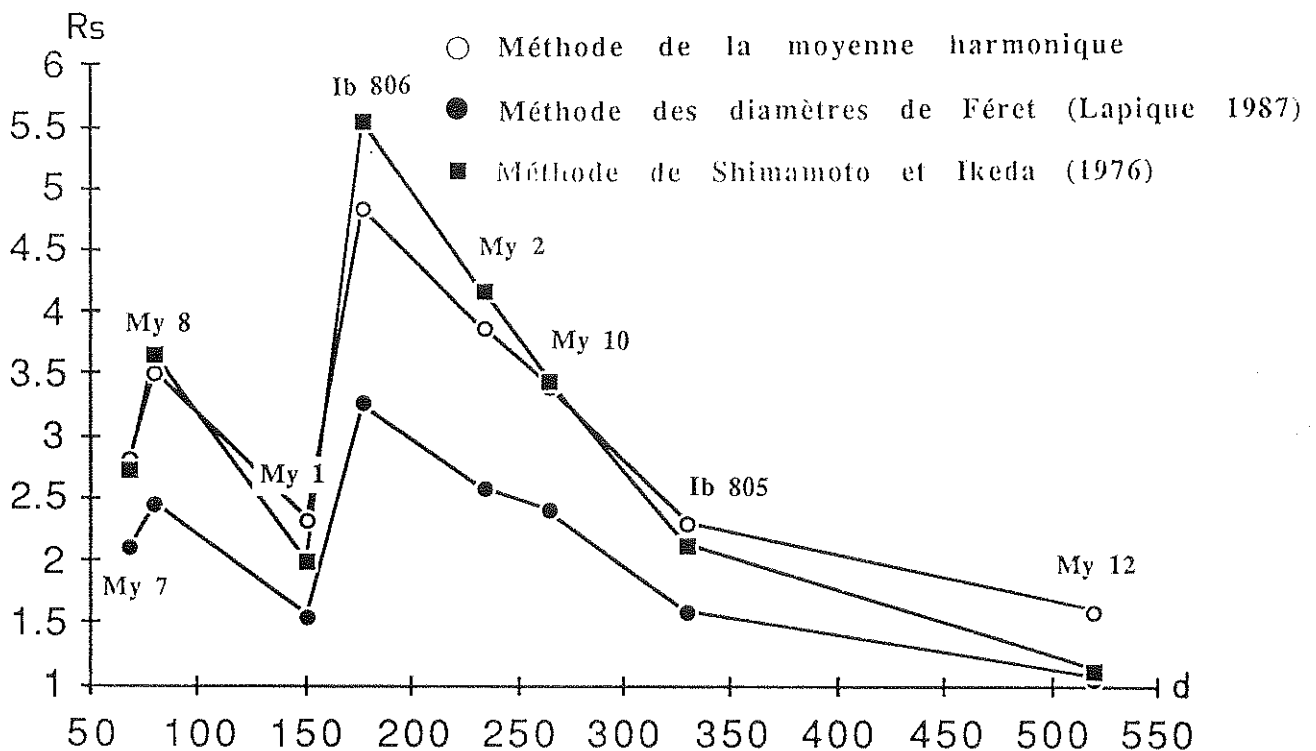


Figure 4.10- Valeur du rapport axial de l'ellipse de déformation finie (R_s) en fonction de la distance au centre de la zone de cisaillement pour les opaques de chaque échantillon. Les cercles vides correspondent à la moyenne harmonique des R_s , les carrés pleins à la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) et enfin les cercles pleins à la méthode des diamètres de F eret (Lapique 1987).

Le phénomène rythmique, qui oppose les effets de la déformation et de la recristallisation, est encore plus net dans le cas des opaques présenté figure 4.10. La phase opaque, constituée de petits granules arrondis (2-3 mm) dans l'échantillon My 12 situé à la périphérie de la zone de cisaillement (550 m), va se déformer en s'étirant d'une façon très nette et donner les valeurs de R_s les plus importantes obtenues ici. Jusqu'à

l'échantillon Ib 806, l'évolution de R_s est croissante puis, la valeur du rapport axial de l'ellipse de déformation finie chute brutalement pour augmenter à nouveau et rechuter brutalement. Il est à noter que la première interruption dans les courbes représentant l'étirement des opaques, se situe au niveau du même échantillon que dans le cas des feldspaths (My 1), où, du fait des faibles R_s , le phénomène atteint un degré moindre. A partir des opaques de l'échantillon My 1 nous pouvons définir un rapport axial de valeur voisine de celui de l'échantillon Ib 805, ensuite l'évolution de My 1 vers My 8 est identique à celle allant de Ib 805 vers My 10. situés au début de la coupe

Dans les niveaux du centre de la zone de cisaillement, l'évolution est moins marquée et nous n'atteignons plus les valeurs élevées de R_s obtenues précédemment. Le contexte, dans lequel évoluent les opaques, a changé entre My 10 et My 8, la proportion de phyllites et de quartz fins a fortement augmenté, le contraste de ductilité entre les grains d'opaque et la "matrice" s'est accru provoquant plus rapidement la granulation des opaques étirés. De plus à ce stade, une grande part de la déformation sera absorbée par la matrice fine ou se traduira par des glissements aux joints de grains et par de la rotation au niveau des marqueurs, ce qui explique que la fabrique de forme n'évolue plus que modérément.

4.3.3.3- Cas particulier de l'échantillon My 4 et application de la méthode de Fry (1979).

Cet échantillon possède une foliation fortement marquée par des alignements d'opaques principalement et de biotite verte, ainsi que des porphyroclastes feldspathiques parfaitement ronds moulés par la foliation. Il faut souligner la présence d'une importante fraction fine qui ne se retrouve pas en aussi grande quantité dans les faciès voisins. Cette phase microcristalline a pu favoriser une fracturation précoce, pour donner naissance à ces feldspaths arrondis qui subiront la déformation en tournant dans le plan de foliation. La méthode des diamètres de Férét traduit bien ce type de comportement par rotation dans la matrice avec la valeur de 1.04 pour R_s obtenue à partir des formes des feldspaths (tableau 4.1 et figure 4.8). Des mesures ont été réalisées sur les opaques de My 4, la méthode des diamètres de Férét donne une valeur de $R_s=2.45$, qui, bien qu'inférieure, est presque en rapport avec celles des échantillons voisins (My 2 et Ib 806).

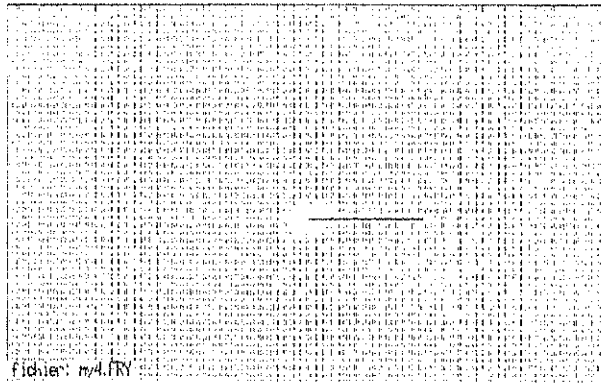


Figure 4.11 - Diagramme de Fry pour l'échantillon My 4 (d=188m), obtenu après digitalisation du centre de grains fins de quartz et de feldspaths (747 grains), et traitement par la méthode de Fry (1979). La droite représente la trace du plan de foliation de l'échantillon. Le vide central est représentatif de l'ellipse 2D de déformation finie. Les deux formes emboîtées au centre du diagramme (l'une subcirculaire vide de points, et l'autre plus elliptique à faible densité) représentent chaque population de grains.

Dans une zone à feldspaths fins, où la différence de taille entre quartz et feldspath est faible, nous avons appliqué la méthode de Fry (1979) en digitalisant les centres des grains grâce à l'analyseur vidéographique interactif (chapitre 1 et Lapique 1987). Cette méthode donne, par l'aspect du vide au centre du diagramme, la forme et l'orientation de l'ellipse 2D de déformation finie. La figure 4.11 illustre notre exemple et montre un vide central dans lequel on distingue deux formes imbriquées, témoins de deux populations (Lacassin et Van den Driessche 1983). La première forme vide de points est presque circulaire (rapport axial mesuré de 1.02), elle représente la répartition des feldspaths. La deuxième forme décelable contient une faible densité de points, et traduit une déformation enregistrée par les quartz (Rs mesuré de 1.82 et un angle $\theta=20^\circ$ à la foliation). Cette valeur de 1.82 s'inscrit mieux dans l'évolution observée à travers la zone de cisaillement que celle donnée par la méthode des diamètres de Féret sur les feldspaths de 1.04.

Cette méthode, fondée sur les relations spatiales entre minéraux, nous a permis d'approcher un aspect de la déformation enregistrée par cet échantillon, dans lequel le comportement des marqueurs est modifié par la présence d'une matrice microcristalline. Lors de l'étude de la zone de cisaillement d'Abeibara-Rahrous, c'est la seule fois où nous aurons recours à cette méthode. Une trop faible densité de marqueurs, ou leur taille généralement trop petite qui oblige à les observer à de forts grossissements, interdisent d'appliquer la méthode de Fry (1979). Pour avoir un nombre suffisant de marqueurs (minimum 200), il serait

nécessaire de déplacer la lame mince sous l'objectif de la loupe binoculaire et ainsi de détruire les relations de distance entre les cristaux.

4.3.3.4- Conclusions à l'étude des rapports axiaux des ellipses 2D de déformation finie.

Les valeurs de R_s ne traduisent pas l'intégralité de la déformation et les résultats obtenus ici sont de très loin inférieurs aux valeurs déterminées par Boullier (1980, 1982, 1986), allant jusqu'à $\gamma=10$ soit R_s voisin de 100. Par contre les angles entre le grand axe de l'ellipse de déformation et la linéation dans les faciès les plus déformés sont très faibles voire nuls. Sans donner d'indication sur la valeur absolue du cisaillement, cela laisse supposer de fortes intensités supérieures à $\gamma=5$.

L'étude de cette coupe à travers la zone de cisaillement permet d'approcher, en fonction du minéral considéré et dans un environnement gneissique, la quantité de déformation, traduite en rapport axial de l'ellipse de déformation, assimilable par le marqueur avant que ne se produisent les phénomènes de fracturation ou de recristallisation (R_s max =3.3 pour les quartz monocristallins et de 5.6 pour les opaques).

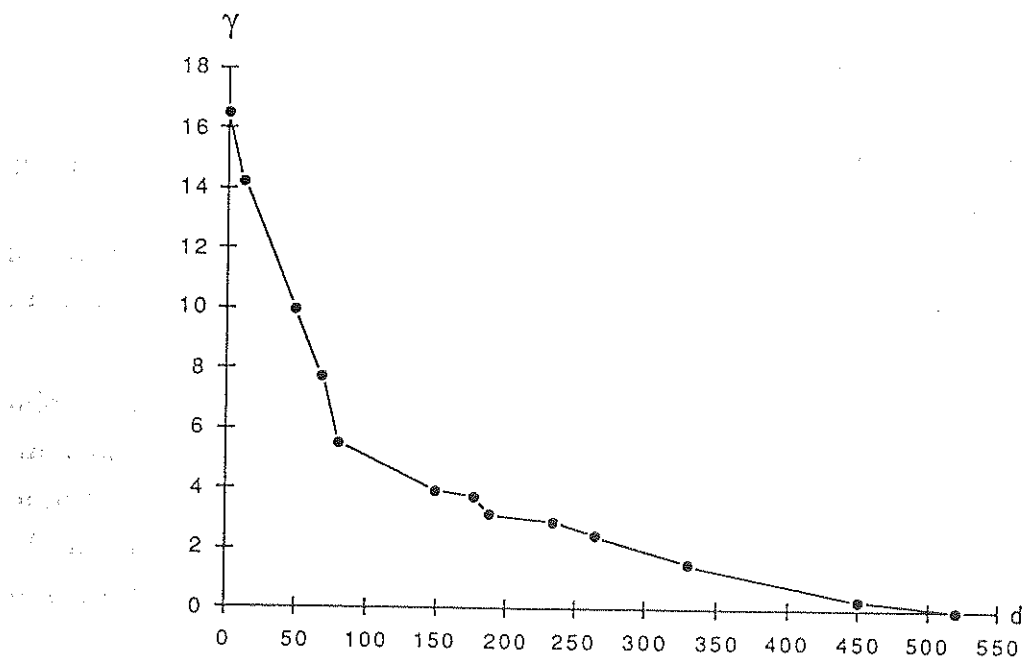


Figure 4.12 - Evolution de l'intensité du cisaillement en fonction de l'éloignement au centre de la zone de cisaillement, tiré de Boullier 1982. La valeur du cisaillement est obtenue à partir de la fréquence de l'alternance lits sombres-lits clairs dans les mylonites.

Les différences d'échelle dans les intensités de déformation relevées dans cette étude et celles relevées à partir de la structuration en lits clairs-lits sombres des roches (Boullier 1982, 1986) sont grandes. Malgré cela, la courbe d'évolution de R_s obtenus sur les feldspaths (figure 4.8 My 4 mis à part) est semblable à celle de la figure 4.12 proposée par Boullier (1982).

4.3.4- Etude de l'orientation des fabriques de forme

A l'aide du logiciel de transformation <DEFPARA>, nous pouvons avoir accès, à partir du fichier de coordonnées, à certains paramètres tels que l'orientation du Féret de chaque particule. Les résultats bruts sont obtenus sous forme d'un histogramme de distribution des Féréts, par classes d'angle de taille choisie, autour de la droite de référence. Le calcul peut être effectué comme un dénombrement de particules appartenant à telle ou telle classe, ou bien en tenant compte de la longueur du Féret maximum des particules et en incrémentant les classes d'angle de cette longueur. Cette deuxième solution a été choisie ici. La figure 4.13 rassemble parallèlement les résultats obtenus sur les feldspaths et sur les opaques.

4.3.4.1- Interprétation des résultats

Plus l'intensité de déformation augmente et plus la distribution se concentre sur un pic unique et dissymétrique.

Pour les faciès les moins déformés (My 12 et Ib 805) l'étalement est grand et la distribution répartie de manière égale de part et d'autre de la trace du plan de foliation mylonitique.

A partir de My 10 (figure 4.13 c et c'), la dissymétrie s'accroît, elle s'exprime au début par une distribution dissymétrique par rapport au plan de schistosité mylonitique. Le sens de cisaillement est alors donné par le sens de rotation du plan d'aplatissement (maximum de la distribution des orientations) vers le plan de cisaillement (foliation mylonitique), (Ramsay 1967, Ramsay et Graham 1970).

Ensuite lorsque le maximum de la population est proche du plan de foliation mylonitique (ou confondu avec ce plan), le pic présente une asymétrie par rapport au maximum avec la dilatation allant dans le sens de rotation du cisaillement (Fernandez 1984). Sur la majorité des cas présentés ici, le sens de rotation est dextre compatible avec les critères

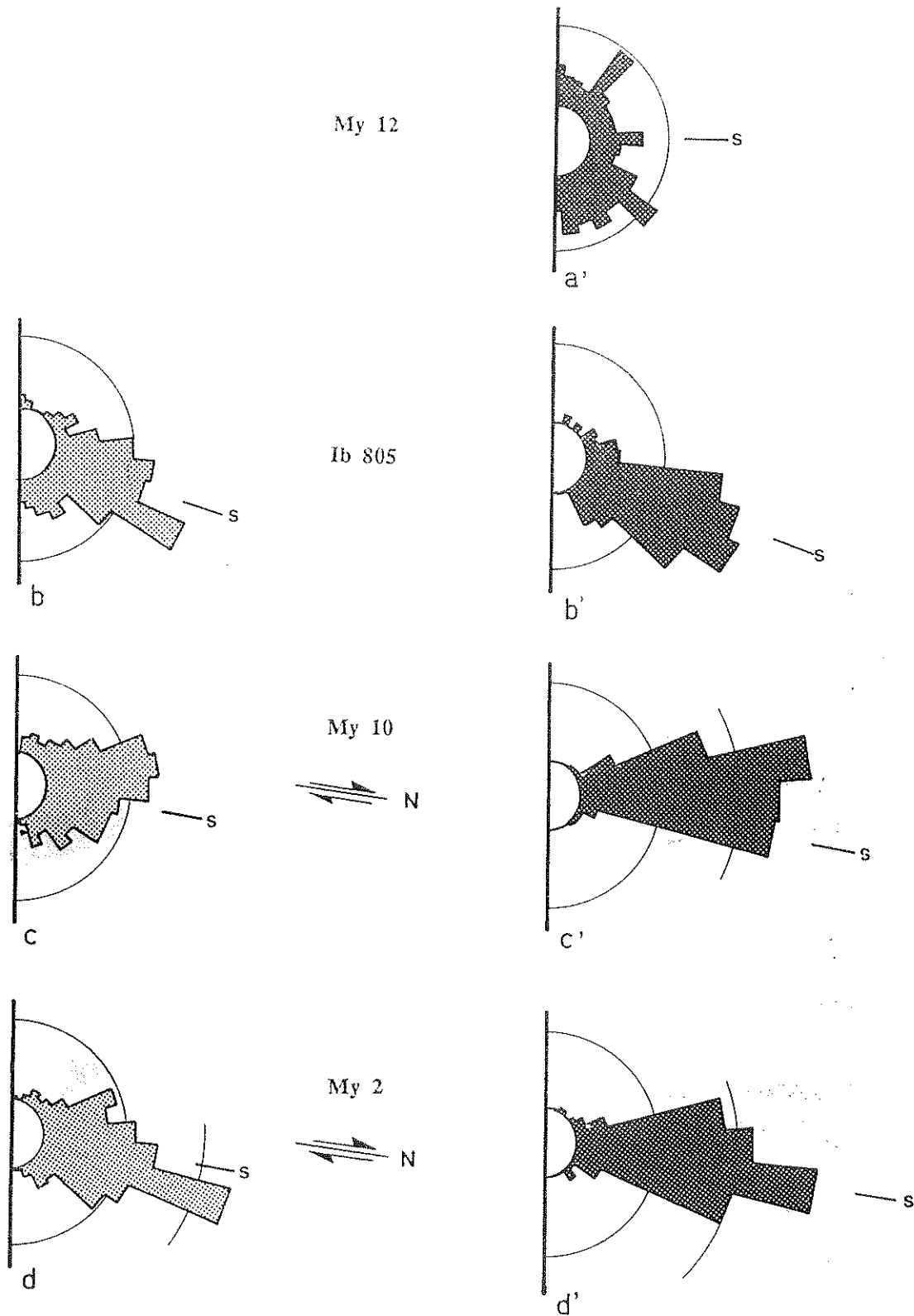
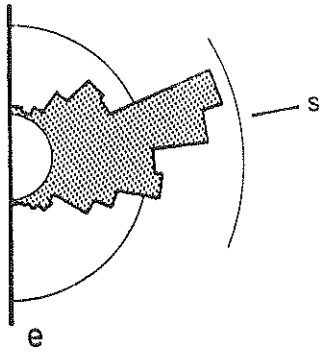
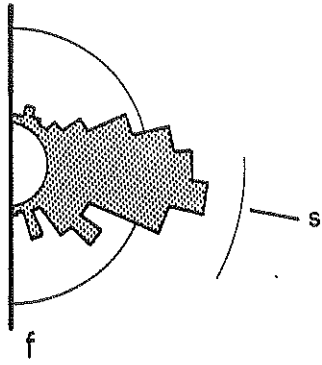
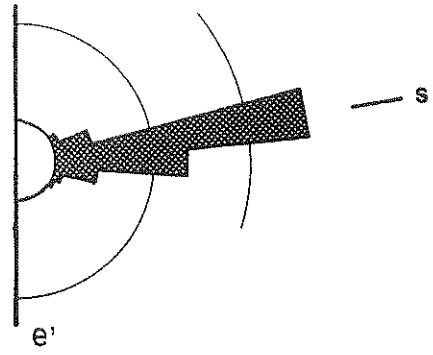


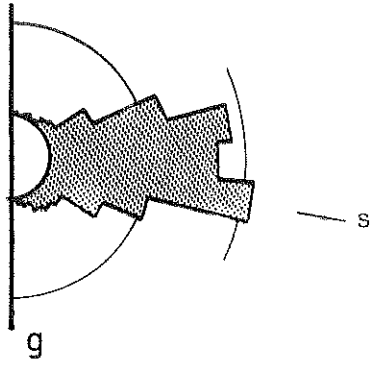
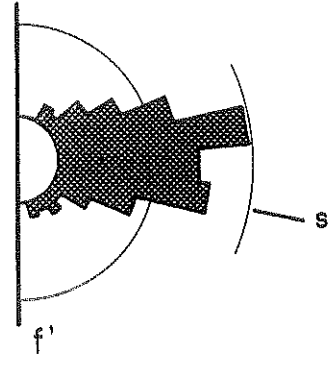
Figure 4.13 - Diagrammes en rose des orientations des feldspaths et des opaques. Les figurés clairs de la colonne de gauche correspondent aux diagrammes des feldspaths (de **b** à **i**); les figurés sombres de la colonne de droite correspondent aux diagrammes des opaques (de **a'** à **h'**). S correspond au plan de foliation de l'échantillon considéré. Les cercles ou portions de cercle correspondent à 10, 20, 30% des mesures à l'exception de **e'** où les graduations sont à 20, 40%.



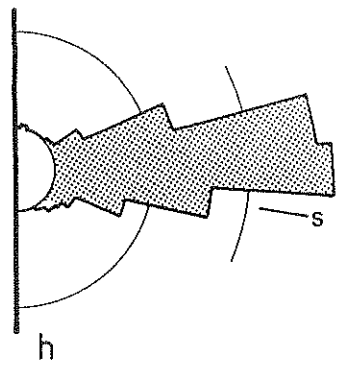
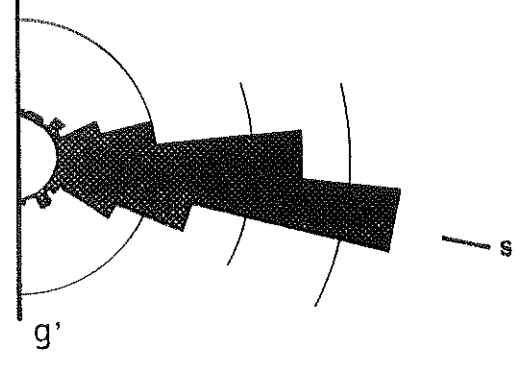
Ib 806
N



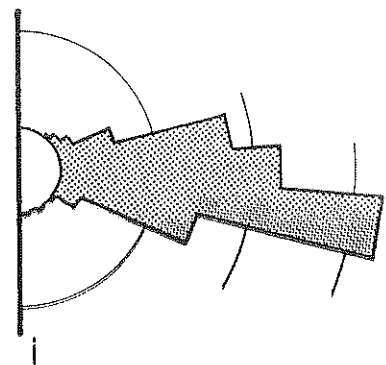
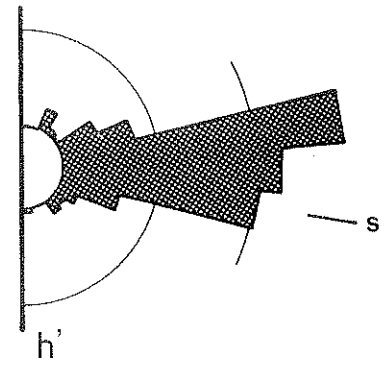
My 1
N



My 8
N



My 7
N



Ib 6
N

structuraux cartographiques et macroscopiques. Le compartiment Ouest se déplace vers le Nord suivant la linéation subhorizontale Nord-Sud portée par la schistosité mylonitique S3 verticale.

Le sens de rotation est uniforme sauf en ce qui concerne les deux échantillons Ib 806 et Ib 6 (figure 4.13 e-e' et i) pour lesquels le cisaillement est sénestre. Dans ces deux cas, les marqueurs (opaques et feldspaths pour Ib 806 et feldspaths seuls pour Ib 6) sont regroupés sur un pic très étroit et chaque échantillon présente des Rs de déformation finie maximum (tableau 4.I, figures 4.8 et 4.10). Les études de O'Brien et al. (1987) sur le comportement de phyllosilicates d'ultramylonites montrent que pour des cisaillements intenses le maximum de densité correspond à la foliation mylonitique (plans C) et la dissymétrie de la distribution est interprétée à l'inverse des cas présentés par les autres échantillons.

L'échantillon Ib 6 présente le maximum d'intensité relevé à l'échelle de notre étude sur les feldspaths, et aurait subi un cisaillement de l'ordre de $\gamma=10$, d'après les méthodes utilisées par Boullier (1982, 1986). Cet échantillon semble rassembler les caractéristiques suffisantes pour tenter d'extrapoler les conclusions de O'Brien et al. (1987) à ce faciès très déformé où la fraction fine phylliteuse est importante, et donc d'interpréter la distribution dans le sens dextre.

L'échantillon Ib 806 n'est pas situé dans une zone de cisaillement maximal, on ne peut lui appliquer le raisonnement précédent. La fabrique de forme des opaques est trop concentrée pour être interprétée en terme de dissymétrie, la fabrique des feldspaths semble, quant à elle, indiquer le seul sens sénestre de cette étude.

4.3.4.2- Conclusions à l'étude des orientations

L'étude des distributions des orientations est donc un moyen fiable de connaître le sens de la rotation dans le cas d'une déformation non coaxiale, affectant des minéraux se déformant plastiquement et étant également soumis à la cataclase et/ou à la recristallisation.

Les deux espèces minérales étudiées (feldspaths et opaques) montrent systématiquement un sens de rotation identique et même si feldspaths et opaques réagissent de façon plus ou moins intense vis à vis de la déformation, ils présentent des distributions centrées sur les mêmes directions.

Echantillon	d(m)	nbre Faths	r.ax. moyen	mds moyen	nbre Quartz	r.ax. moyen	mds moyen	nbre Opaques	R.ax. moyen	mds moyen	taille moyenne	d(m)	Echantillon
Ib6	48	424	2.72	1.70	-	-	-	-	-	-	-	48	IB6
My7	68	154	2.56	1.70	-	-	-	150	3.18	2.09	32	68	My7
My8	80	387	2.39	1.61	-	-	-	266	4.08	2.46	48	80	My8
My1	150	410	2.03	1.53	-	-	-	334	2.61	1.98	29	150	My1
Ib806	177	307	2.06	1.51	-	-	-	221	5.85	3.32	73	177	Ib806
My4	188	226	1.90	1.51	-	-	-	-	-	-	-	188	My4
My2	234	245	2.05	1.48	78	3.13	211	105	4.71	2.67	48	234	My2
My10	265	220	2.01	1.57	-	-	-	216	3.76	2.24	54	265	My10
Ib805	330	258	1.98	1.65	143	3.55	251	150	2.50	1.76	51	330	Ib805
My3	-	-	-	-	172	2.13	1.79	-	-	-	-	450	My3
My12	520	156	1.90	1.85	243	2.03	1.61	161	1.71	1.39	43	520	My12
Ib9	-	-	-	-	237	1.84	1.56	-	-	-	-	550	Ib9

Tableau 4.II - Récapitulatif des rapports axiaux moyens, indices de sphéricité moyens pour les quartz et feldspaths, ainsi que des tailles moyennes pour les opaques.

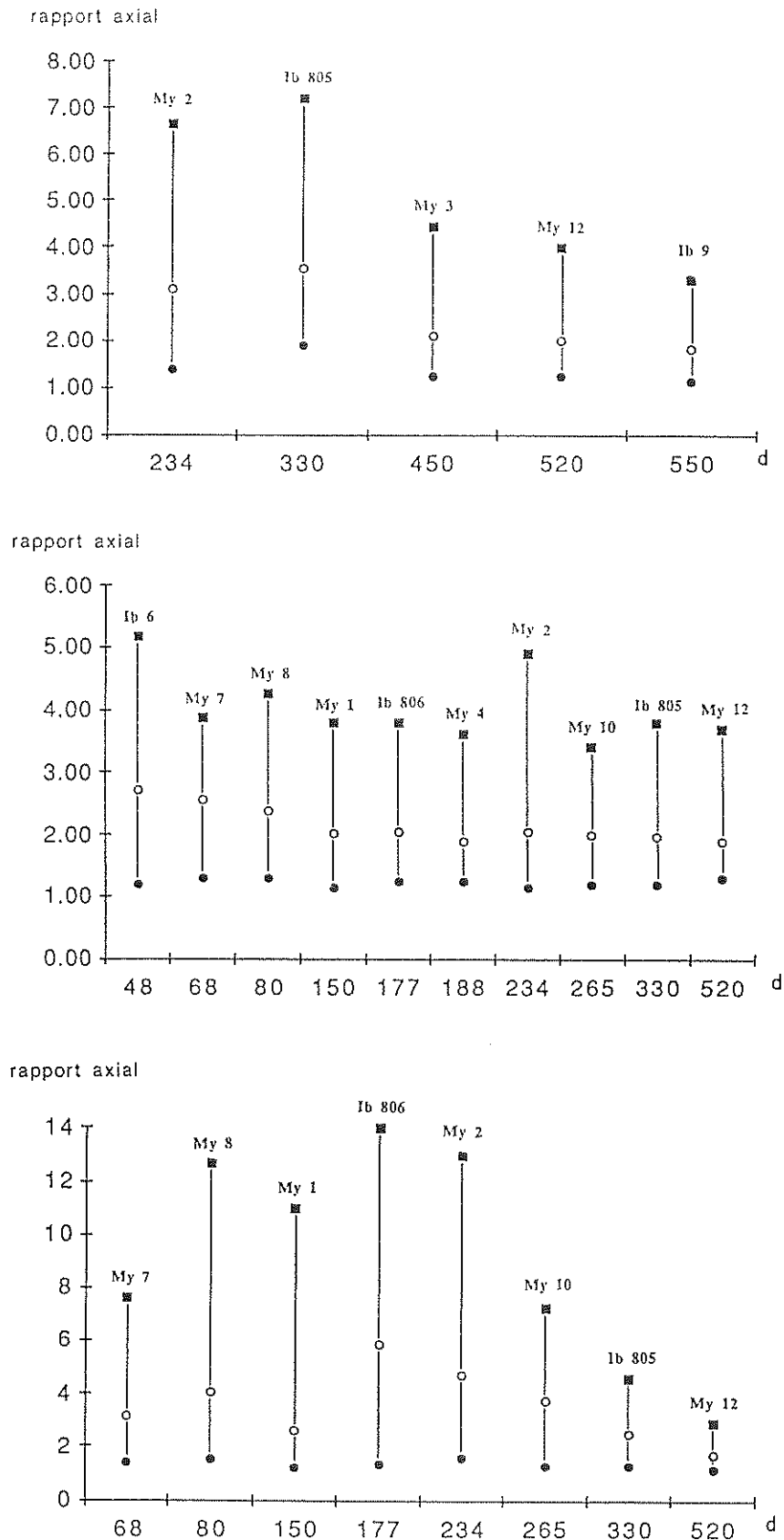


Figure 4.14 - Evolution des rapports axiaux minima (cercles pleins), moyens (cercles vides) et maxima (carrés pleins) des quartz (a), feldspaths (b) et opaques (c), en fonction de l'éloignement au centre de la zone de cisaillement.

Nous ne pouvons, comme dans le cas de minéraux rigides de formes différentes tournant dans une matrice ductile (Fernandez et al. 1983, Fernandez 1984), tirer de conclusions quantitatives des valeurs des écarts angulaires entre les maxima des distributions des feldspaths et des opaques. Si, comme nous le verrons plus tard, nous pouvons assimiler les feldspaths à des marqueurs rigides, il ne peut en être de même pour les opaques.

4.3.5- Evolution comparée des formes des quartz, feldspaths et opaques.

Le programme de transformation <DEFPARA> permet d'obtenir, en plus de l'orientation des particules, les histogrammes de répartition des tailles, rapports axiaux et indices de sphéricité. Le tableau 4.II rassemble par espèce minérale, les valeurs de ces paramètres pour chaque échantillon.

4.3.5.1- Evolution des rapports axiaux

La figure 4.14 (a,b,c) présente les évolutions des rapports axiaux en fonction de la distance au centre de la zone de cisaillement, ainsi que l'étalement des valeurs pour chaque échantillon. L'évolution des rapports axiaux moyens est la même que celle montrée par la méthode de la moyenne harmonique. Dans ce cas, le rapport axial moyen est obtenu par la moyenne algébrique qui donne une valeur systématiquement plus élevée que la moyenne harmonique. Quelle que soit l'espèce minérale, les minima des rapports axiaux indiquent qu'il existe toujours une phase subcirculaire.

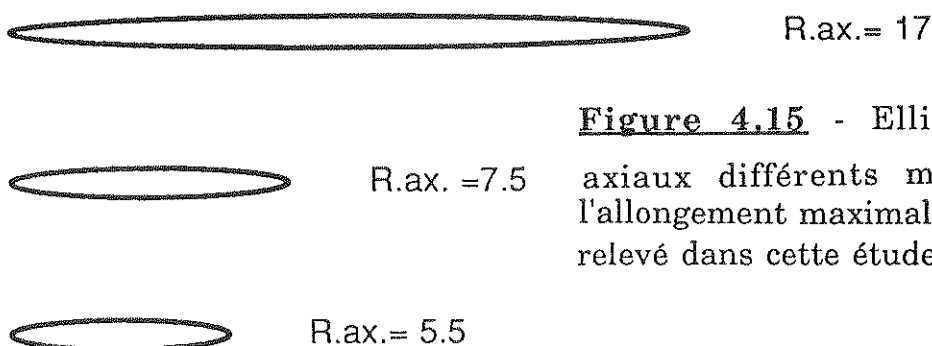


Figure 4.15 - Ellipses de rapports axiaux différents montrant l'allongement maximal des cristaux relevé dans cette étude.

Les valeurs des maxima montrent quel étirement peuvent subir les différents minéraux avant de se granuler en unités plus fines. La figure

4.15 traduit graphiquement les étirements maxima relevés pour chaque espèce minérale.

4.3.5.2- Evolution de la taille des grains.

La réduction de la granulométrie est évidente lors de l'examen des échantillons ou des lames minces. Si l'on considère la taille comme la longueur du Féret des grains-marqueurs, on peut remarquer pour le cas des opaques, que la taille tend à diminuer en considérant uniquement les échantillons extrêmes prélevés dans la zone de cisaillement. La figure 4.16 montre que la taille suit une évolution rythmique semblable et parallèle à celle du Rs de déformation finie (figure 4.10).

Taille et Rs de déformation déterminé par la méthode des diamètres de Féret ne sont pas deux paramètres directement dépendants, car pour le calcul de la fonction de projection des diamètres de Féret, l'orientation de la particule est prédominante sur le résultat. Les ruptures de pentes sur les deux diagrammes (figures 4.16 et 4.10) se situent au niveau des mêmes échantillons (Ib 806 et My 8). Ceci traduit le fait que les grands cristaux (donc les plus allongés) sont tous orientés suivant la même direction et amènent les valeurs élevées de Rs.

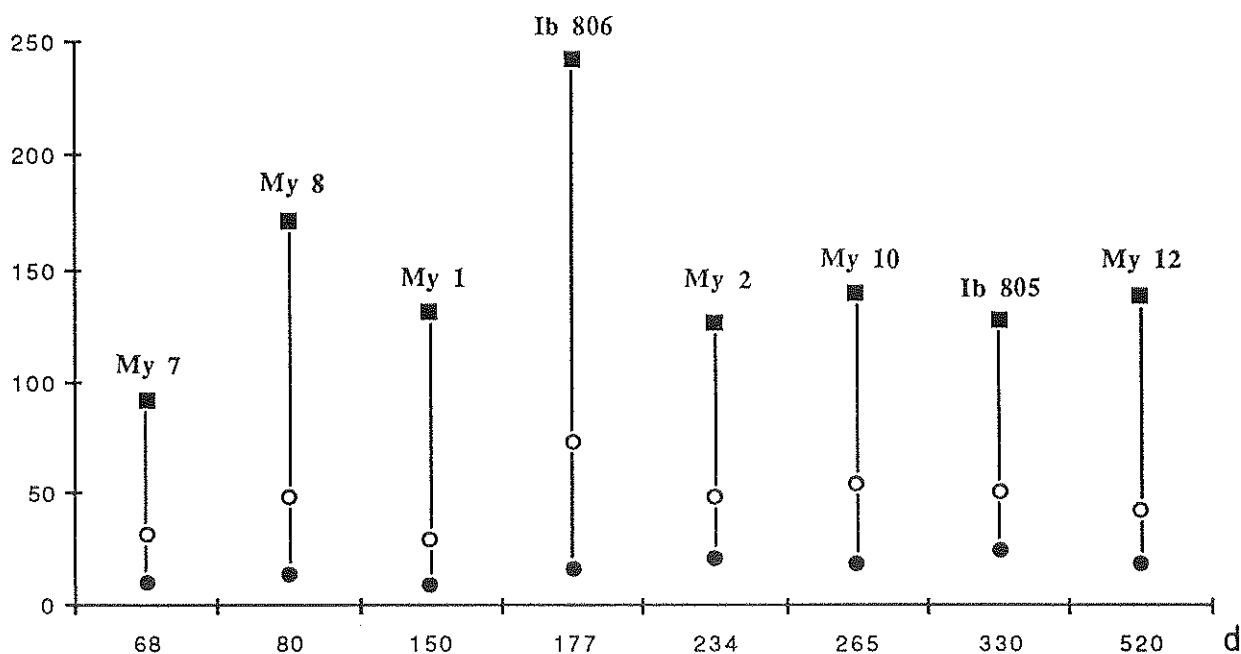


Figure 4.16 - Evolution de la taille des opaques (taille minimum, moyenne et maximum) en fonction de l'éloignement au centre de la zone de cisaillement. Les tailles données en ordonnée correspondent à des unités propres à la tablette à numériser de l'analyseur vidéographique.

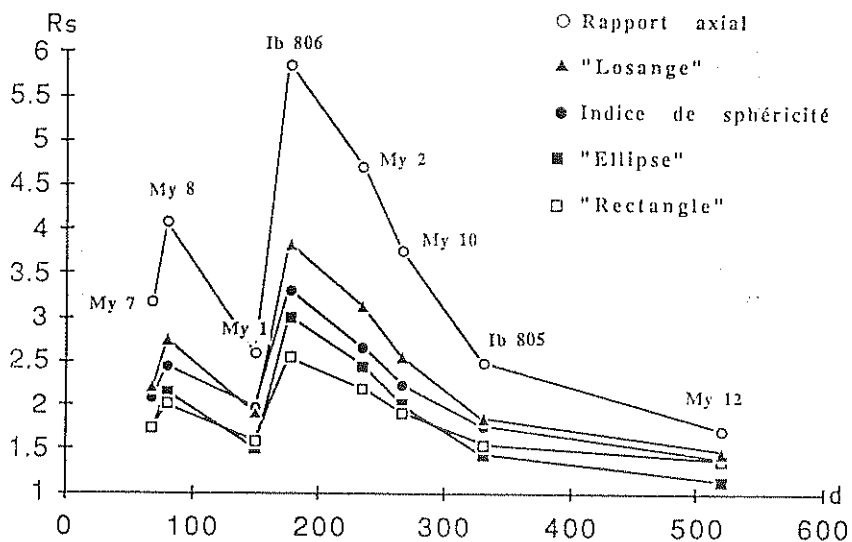
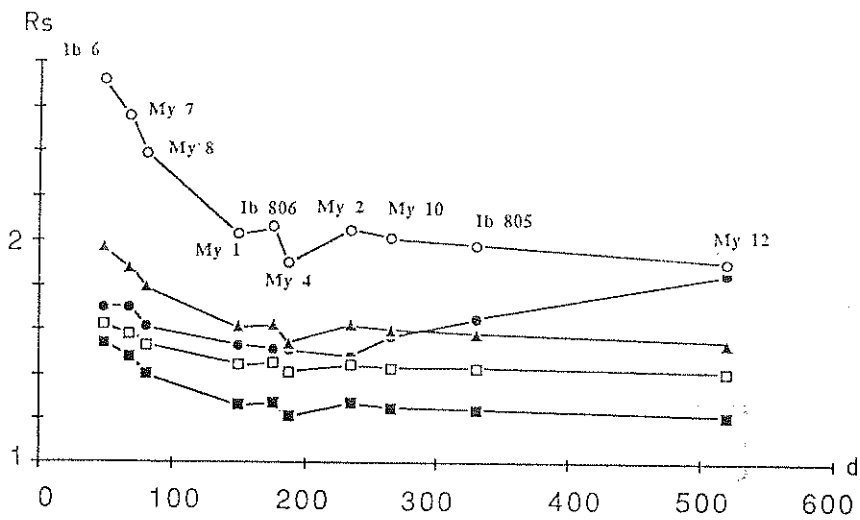
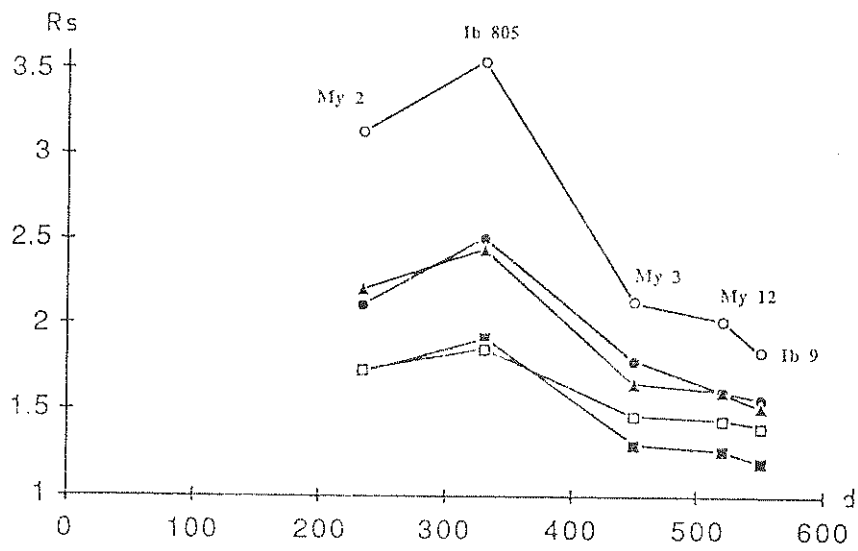
4.3.5.3- Evolution de l'indice de sphéricité et des rapports axiaux. Comparaison avec des formes théoriques géométriques.

L'indice de sphéricité ou d'ellipticité a été défini au chapitre 3 comme un nombre sans unité égal à $P^2/4*\Pi*S$, le cercle ayant l'indice le plus faible de valeur 1. La figure 3.4 présente les valeurs que prend l'indice de sphéricité pour quelques formes géométriques simples avec des rapports d'allongement croissants.

Les figures 4.17 a, b et c présentent avec les figurés en ronds vides ou pleins, l'évolution des rapports axiaux et des indices de sphéricité respectivement. Dans le cas des opaques et des quartz, ces deux paramètres évoluent de façon semblable, donc plus le rapport axial est grand et plus l'indice de sphéricité traduit une forme allongée. Cette déduction semble être une "lapalissade", mais prouve surtout que la forme des grains de quartz ou d'opaques est relativement régulière et ne présente pas trop de parties dendritiques ou concaves. Si l'on observe, maintenant, l'évolution des rapports axiaux et des indices de sphéricité dans le cas des feldspaths (figure 4.17 c), nous voyons que l'évolution pour les 4 premiers échantillons va en sens inverse de ce qui paraissait une évolution évidente entre indice de sphéricité et rapports axiaux précédemment. Cette évolution se fait dans le sens d'une décroissance nette de l'indice de sphéricité allant de pair avec une augmentation du rapport axial.

Comment expliquer ce début d'évolution? La valeur de l'indice de sphéricité, de part sa formulation mathématique, va augmenter si le périmètre augmente et/ou si la surface diminue. Des grains à contours trop irréguliers et dentelés vont présenter un périmètre agrandi; de plus, si ces grains présentent également des concavités, alors les conditions pour accroître l'indice de sphéricité sont réunies. C'est ce que nous observons pour les feldspaths de l'échantillon My 12, ils ont des formes très irrégulières et donc sont caractérisés par un indice de sphéricité exagérément grand, alors que la déformation est très faible. Après un certain seuil (échantillon My 2), avec l'augmentation de la déformation, l'indice de sphéricité se stabilisera autour des valeurs de 1.6-1.7 et suivra une timide évolution semblable à celle du rapport axial.

A partir de chaque valeur de rapport axial, nous avons calculé la valeur de l'indice de sphéricité qu'obtiendraient les formes géométriques

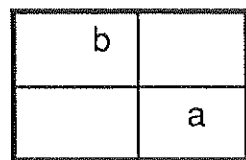


- Rapport axial
- ▲ "Losange"
- Indice de sphéricité
- "Ellipse"
- "Rectangle"

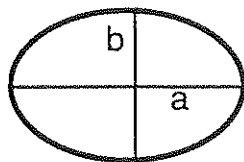
Figure 4.17 - Evolutions comparées des rapports axiaux (cercles vides), des indices de sphéricité (cercles pleins), des quartz (a), des feldspaths (b) et des opaques (c) en fonction de l'éloignement au centre de la zone de cisaillement. Pour chaque espèce minérale et pour chaque échantillon, a été calculé l'indice de sphéricité de formes théoriques géométriques à partir de la valeur du rapport axial. L'évolution marquée par les triangles pleins est celle d'une forme théorique losangique, les carrés vides marquent une forme théorique rectangulaire et les carrés pleins une forme théorique elliptique.

suivantes: losange, rectangle, ellipse. La figure 4.18 montre la relation mathématique qu'il existe entre indice de sphéricité et rapport axial. Les valeurs ont été reportées dans les diagrammes de la figure 4.17 et traduisent l'évolution d'une forme géométrique de même rapport axial moyen que la population de marqueurs.

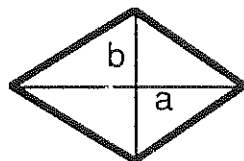
Le quartz, dont l'indice de sphéricité est fort, évolue comme le ferait un losange théorique, qui représente la forme la plus étirée. Les opaques, dans les niveaux de faibles rapports axiaux, ont une forme théorique losangique. Lorsque les rapports axiaux augmentent, ils évoluent en se rapprochant d'un comportement d'ellipse théorique. Ceci montre qu'avant un certain taux d'allongement des particules, l'assimilation à une ellipse, couramment employée en simulation n'est pas si rigoureuse. Ce phénomène pourrait expliquer le fait que la méthode Rf/Phi de Dunnet (1969), pour laquelle les objets sont assimilés à des ellipses, donne des écarts importants avec les valeurs obtenues par simulation et ceci principalement pour les faibles valeurs de cisaillement (figures 3.5, 3.6, 3.9 et 3.10).



$$\text{Roundness} = \frac{(a+b)^2}{\pi ab}$$



$$\text{Roundness} = \frac{a^2 + b^2}{2ab}$$



$$\text{Roundness} = \frac{2(a^2 + b^2)}{\pi ab}$$

a/b = rapport axial

Figure 4.18 - Calcul appliqué à chaque forme exprimant l'indice de sphéricité en fonction du rapport axial (a/b, pour les calculs b prend la valeur 1)

Nous avons vu précédemment que les feldspaths réagissaient d'une manière quelque peu différente. D'abord exagérément grande, la valeur

de l'indice de sphéricité se stabilise et son évolution se parallélise à celle d'un rectangle théorique. Ensuite, malgré l'augmentation de l'intensité du cisaillement, la forme et les rapports axiaux des feldspaths varient relativement peu. Les faciès à partir desquels la forme n'évolue pratiquement plus (Ib 806) possèdent une fraction microcristalline de plus en plus importante et les feldspaths y représentent les porphyroclastes. On peut considérer, dans ces conditions, les feldspaths comme des marqueurs rigides isolés pouvant tourner librement dans une matrice (Le Théoff 1977; Fernandez 1983, 1984; Ildefonse 1987). Les diagrammes en rose de la figure 4.13 (e à i) montrent que le maxima des fabriques de forme se situent sur ou toujours très proche de la linéation mylonitique. Pour que les cristaux aient pu se positionner, dans leur majorité, suivant le plan de cisaillement, il a fallu que ce cisaillement atteigne au moins une valeur critique γ_c déterminée par Fernandez (1984):

$$\gamma_c = \pi / (1 - K^2)^{0.5} \text{ où } K = (n^2 - 1) / (n^2 + 1) \text{ et } n \text{ est le rapport axial}$$

Avec la valeur de rapport axial moyen de Ib 6 égale à 2.72, on obtient une intensité critique de $\gamma_c = 4.85$. Sans atteindre les valeurs élevées de $\gamma = 10$ pour le même échantillon, déterminées par Boullier (1982, 1986), cette valeur peut indiquer la part de la déformation se traduisant par des mouvements aux joints de grains et des rotations de cristaux.

4.3.5.4- Conclusions à l'étude de la forme. Estimation de la déformation totale.

Sur l'ensemble de la zone de cisaillement, nous constatons que les quartz et les opaques sont de relativement bons marqueurs, par l'évolution de leur forme, dès les premiers incréments de la déformation. Jusqu'à l'échantillon Ib 806 (à 177 m du centre de la zone de cisaillement) les rapports axiaux de l'ellipse de déformation finie, déterminés sur les opaques, augmentent régulièrement et atteignent les valeurs maximales de 3.26 (méthode des diamètres de Féret) ou de 4.9 (méthode Rf/Phi). Le comportement ductile des quartz et des opaques n'est le reflet que d'une fraction de la déformation totale subie par la roche. L'intensité maximale relevée par les différentes méthodes de quantification de la déformation finie ne dépasse pas une valeur de $\gamma = 2$. La déformation ductile des grains ne cesse pas brutalement au niveau des paliers ou des ruptures de pente des courbes d'évolution de R_s ou de l'indice de sphéricité. Après chaque épisode de granulation, les particules évoluent de nouveau vers des formes

plus allongées, phénomène particulièrement bien marqué dans le cas des opaques. Les processus de déformation par rotation de marqueurs rigides dans une matrice ductile et de glissement aux joints de grains se superposent à la déformation ductile, dont les effets sont à ce moment assez discrets. On peut alors penser que le cumul des maxima d'intensité relevés par cette étude donnera une valeur représentative de l'ensemble du phénomène.

La valeur obtenue comprise entre $\gamma = 6$ et $\gamma = 7$ ($\gamma_c=4.85$ et γ Féret <2) se rapproche de l'ordre de grandeur déterminé par Boullier (1982, 1986).

4.4- Discussion et conclusions.

L'étude de cette zone de cisaillement à l'échelle microscopique a confirmé le sens dextre du cisaillement, a également permis d'examiner le comportement de marqueurs réagissant de différentes façons face à une phase de déformation. Nous avons pu voir que les quartz et opaques se déforment tout d'abord de façon ductile en s'étirant. Ensuite, les phénomènes de recristallisation interviennent et les formes ne représentent plus un marqueur de la quantité de déformation. Les feldspaths vont réagir en acquérant une forme régulière peu étirée que l'on a rapproché d'un "rectangle théorique", et évoluer pratiquement sans changement de forme. La déformation se traduit pour les feldspaths, par une cataclase (dont nous n'avons pu tenir compte ici), par une recristallisation aux joints de grains (quartz+albite+microcline) par une déformation plastique d'ampleur réduite et par rotation de ces marqueurs, considérés comme rigides, dans la matrice microcristalline.

Dans une zone comme celle d'Abeibara-Rahrous où un seul événement tectonométamorphique pan-africain est nettement exprimé, l'intensité de la déformation révélée par une méthode de quantification dépend, avant tout, de l'échelle d'observation du phénomène. A l'échelle cartographique, sur photographies aériennes, à partir de l'angle entre plan d'aplatissement et plan de cisaillement ou entre un rubanement pré-existant et plan d'aplatissement, Boullier (1986) arrive à des intensités de cisaillement maximales allant de $\gamma=10$ à $\gamma=60$ suivant les coupes. Le même type de méthodes appliquées à l'échelle de l'affleurement, donnent des valeurs comprises entre $\gamma=10$ et $\gamma=20$. La méthode fondée sur le dénombrement lits clairs-lits sombres, appliquée à l'échelle de l'échantillon donne des résultats encore plus faibles avec des maxima

d'intensité situés entre $\gamma=8$ et $\gamma=16$ (Boullier 1982). Les résultats obtenus par cette étude s'intègrent dans cette évolution puisqu'en passant à une échelle d'observation encore plus fine (microscopique), les valeurs maximales relevées sont de l'ordre de $\gamma=6$. Il faut donc toujours garder à l'esprit le fait que, si l'échelle d'observation d'un phénomène tel qu'un cisaillement d'ampleur régionale, n'intervient pas quant au sens de déplacement (les dissymétries indiquent le même sens), elle devient primordiale lors de l'estimation de l'intensité de la déformation et du déplacement.

Cette étude montre ce que l'échelle microscopique peut amener à la détermination de l'évolution tectonique d'une région. Ce type d'observation ne suffit évidemment pas à la compréhension et à l'intégration générales d'un phénomène régional telle que la zone de cisaillement décrite ici. Mais, dans des cas moins favorables en ce qui concerne les figures tectoniques décelables à toutes échelles, comme des régions sans couverture de photos aériennes, ou couvertes d'une végétation dense, ou au relief trop peu marqué..., il ne reste souvent que cette échelle pour tenter de cerner les problèmes. L'analyseur vidéographique interactif permet une saisie des données relativement rapide et aisée, et rend possible la mise en oeuvre des nombreuses méthodes de caractérisation et de quantification des différents effets dus à une phase tectonique.

CHAPITRE 5

ETUDE DE LA DEFORMATION DES ORTHOGNEISS DU VAL GRANDE, BORDURE SUD DU MASSIF DU GRAND PARADIS (ALPES OCCIDENTALES, ITALIE)

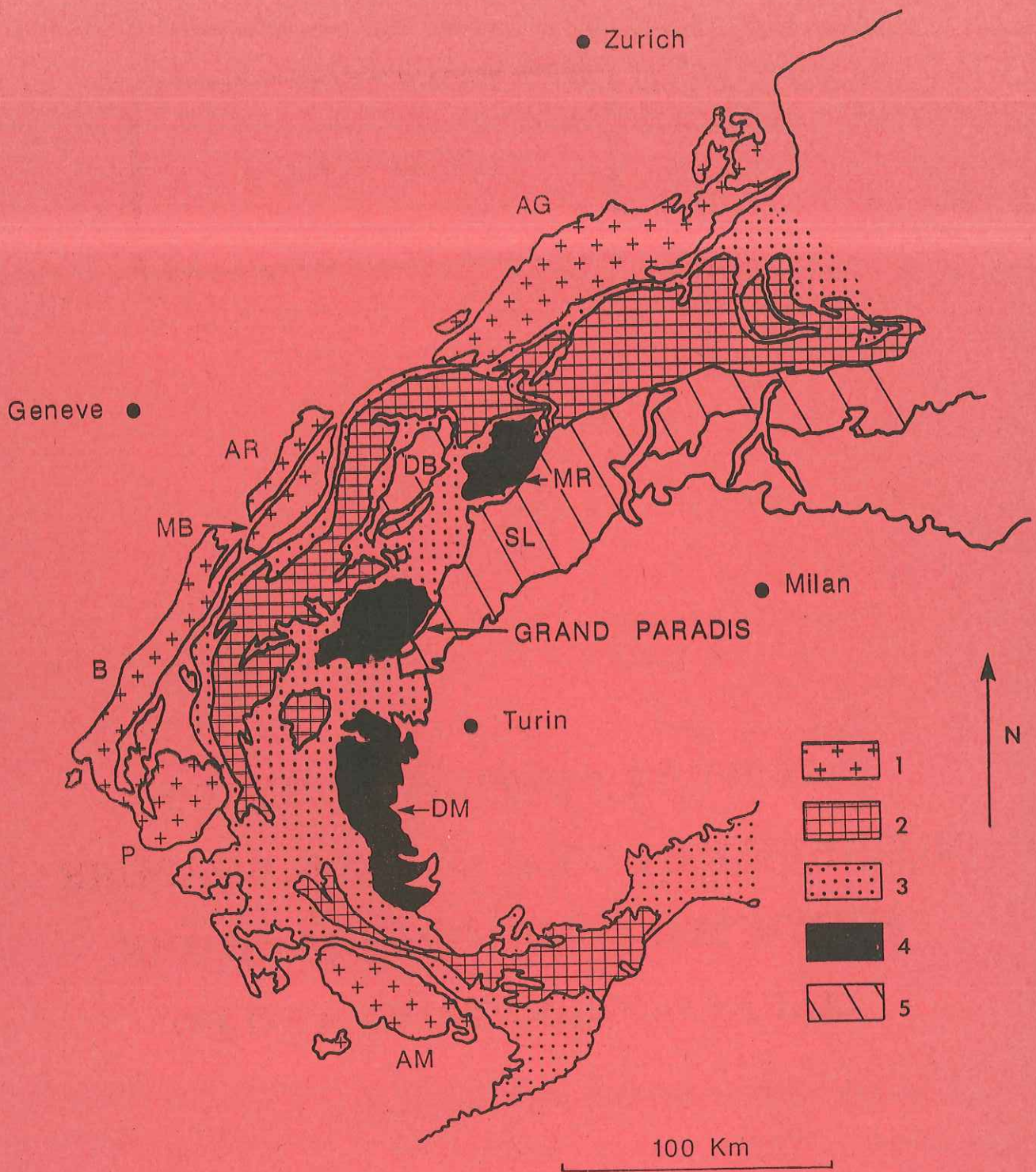


Figure 5.1 : Les Alpes occidentales. 1-Massifs cristallins externes. 2-Zone briançonnaise. 3- Schistes Lustrés et zone sub-briançonnaise. 4- Massifs cristallins internes. 5- Zone de Sésia-Lanzo et nappe de la Dent Blanche. AG=Aar-Gothard. AM=Argentera-Mercantour. AR=Aiguilles Rouges. B= Belledonne. DB=Dent Blanche. DM=Dora Maira. MB=Mont Blanc. MR= Mont Rose. P=Pelvoux. SL=Sésia-Lanzo.

5.1 Introduction

5.1.1 Contexte géologique du Grand Paradis dans la chaîne alpine.

Le massif du Grand Paradis est situé sur la frontière franco-italienne, la majeure partie étant italienne et située entre le Val d'Aoste (au Nord) et le val de Susa (au Sud). La partie française constitue la haute vallée de la Maurienne (région de Bonneval sur Arc). Il appartient à l'unité des massifs cristallins internes (fig. 5.1).

En terme de tectonique des plaques, la chaîne alpine est la conséquence d'un mécanisme de subduction-obduction (Ernst 1971, Dewey 1976, Mattauer et Proust 1976, Tapponnier 1977, Mattauer et Tapponnier 1978, Butler et al. 1986, Hunziker 1986, Ricou et Siddans 1986) situé entre le Crétacé terminal et l'Oligo-Miocène. Ce phénomène de subduction-obduction est suivi de la collision des deux paléomarges (européenne et africaine), après la disparition d'un domaine océanique, l'océan liguro-piémontais (Lemoine 1984, 1985). La plaque africaine (fig.5.2), constituée des unités austro-alpines (Sésia-Lanzo, Dent Blanche et Ivrea) et des unités sud-alpines, chevauche le domaine océanique ("Schistes Lustrés"), qui lui même, chevauche la marge européenne représentée par les unités penniques (massifs cristallins internes et zone briançonnaise) et dauphinoises (ou helvétiques). Les études géophysiques (Perrier et Vialon 1980, Ménard et Thouvenot 1984) ont mis en évidence d'importantes variations de profondeur du Moho. Celui-ci pourrait atteindre des profondeurs de 60km, ces variations sont attribuées à l'empilement de plusieurs unités de croûte continentale. Le profil ECORS (Bayer et al. 1987) qui recoupe d'Ouest en Est la chaîne alpine, retrouve cette particularité et a permis de mettre en évidence plusieurs chevauchements lithosphériques majeurs à vergence Ouest, la ligne insubrienne ne représentant plus le seul niveau d'écaillage crustal.

Si cet empilement d'unités est connu depuis fort longtemps (Termier 1903, Lugeon et Argand 1905, Argand 1911), il a fallu attendre les années soixante dix, pour pouvoir formuler les premières synthèses à l'échelle des Alpes occidentales (Milnes 1968, Caby 1973) et les premières interprétations des structures transverses (Est-Ouest) des Alpes occidentales en termes de serrage Nord-Sud. Les zones de cisaillement des Alpes occidentales ont été étudiées à différentes échelles, depuis des zones de faible dimension (Ramsay et Graham 1970, Escher et Waterson 1974, Laurent et Etchecopar 1976), jusqu'à des structures d'importance régionale (Mattauer 1975, Caron 1977, Mattauer et al.

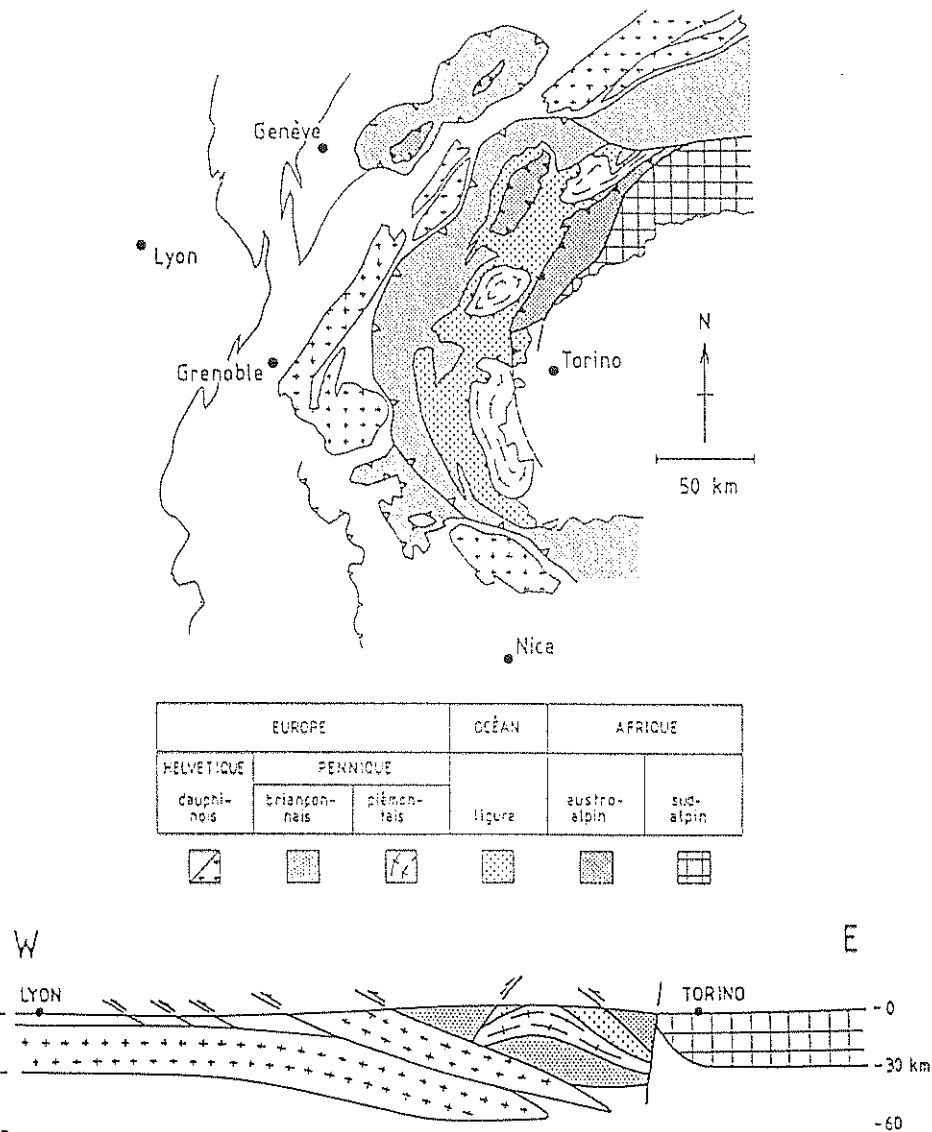


Figure 5.2 : Carte et coupe simplifiées des Alpes occidentales montrant les unités des différents domaines (européen et africain pour les domaines continentaux, ligure pour le domaine océanique), Ballèvre 1988.

1983, Caron et al. 1984, Lacassin 1984). Ces études structurales montrent que les structures transverses (comme la linéation minérale en Grand Paradis) à l'arc alpin sont dues à un raccourcissement global Est-Ouest plutôt que Nord-Sud.

Dans ce contexte de collision et d'empilement d'unités structurales, de nombreuses études ont été menées afin de définir les conditions métamorphiques des différents événements orogéniques et de dater chacun des épisodes de formation de la chaîne alpine.

Les ophiolites "enrobées" dans les unités métasédimentaires des Schistes Lustrés vont renseigner sur l'âge de la formation de la croûte océanique.

Carpéna (1984) a daté, par la méthode des traces de fission sur zircons, cet événement à 212 \pm 8Ma et 192 \pm 6Ma. Ces données sont compatibles avec celles obtenues par la même méthode, sur des zircons du banc de Gorringer au Sud du Portugal (197 \pm 12Ma, Carpena 1984). L'ouverture de l'océan alpin a donc pu être synchrone de celle de l'Atlantique (Carpéna 1984).

Ensuite, les événements alpins sont caractérisés par des assemblages minéraux particuliers, typiques de haute pression (pouvant atteindre 25Kb, Chopin 1984) et basse température. Ce métamorphisme alpin très étudié (Bearth 1962, Kienast et Velde 1970, Bocquet 1971, Kienast 1973, Bocquet et al. 1974, Dal Piaz 1974, Caby et al. 1978, Saliot 1978, Pognante 1980, Guiraud 1982, Ballèvre et al. 1986), est caractérisé par de très fortes pressions, par un gradient thermique faible (de 7 à 20°C/km) et ces auteurs y ont différencié 3 domaines en fonction de la température :

- basse température (250-300°C) : faciès Schistes Bleus de basse température avec glaucophane + lawsonite
- température moyenne : faciès Schistes Bleus à zoïsite + grenat + pyroxène jadéitique
- haute température (500-550°C) : éclogites avec association caractéristique omphacite + grenat.

Cette phase haute pression-basse température débuterait vers 130-140Ma (Carpéna 1984) et marquerait le début de l'obduction. L'âge de la phase paroxysmale varie entre 90 et 65Ma selon les méthodes utilisées pour la datation. D'une manière générale, cette phase alpine est affectée au Crétacé supérieur (Viallette et Vialon 1964, Hunziker 1974, Bocquet et al. 1974, Chopin et Maluski 1978, 1980, Monié 1984, Carpéna 1984). C'est pendant cette phase d'obduction que se met en place la nappe des Schistes Lustrés. Les âges à 90 ou 65Ma datent le refroidissement du socle au dessous de 250°C (température de fermeture \pm 50°C des zircons pour les traces de fission), et datent donc une période postérieure à l'érosion de la nappe des Schistes Lustrés obductée sur la marge européenne (massifs cristallins internes et zone Briançonnaise).

Les minéraux caractéristiques du métamorphisme alpin soulignent une forte linéation Est-Ouest à N100E (fig 5.3)

Une deuxième phase majeure alpine a lieu à 38-40Ma (Chopin et Maluski 1978, 1980, Chopin 1984, Carpéna et Caby 1984). Elle est caractérisée par une reprise des paragenèses haute pression par un événement rétro-morphique de plus haute température. Cette phase correspond à la phase Léopontine des Alpes suisses. Cet événement "chaud" éocène se situe dans le faciès métamorphique Schistes Verts. Cette phase s'accompagne, à l'échelle

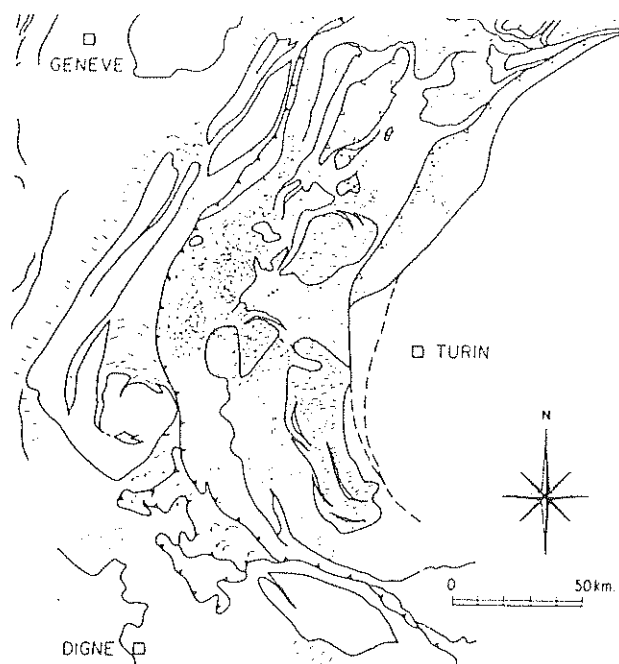


Figure 5.3 : Carte des linéation d'étirement (segments de droite), lorsque la direction principale d'étirement tourne, la rotation est indiquée par une flèche (Choukroune et al. 1986). Cette carte est une compilation des données de plusieurs auteurs : Beach 1981, Choukroune et Gapais (1983), Cobbold (1983), Dal Piaz et al. 1983, Dietrich et Durney 1984, Ellenberger 1958, Gamond 1980, Gourlay 1984, Graham 1981, Gratier et al. 1973, Lacassin 1983a et b, Mawhin 1983, 1984, Malavieille et al. 1984, Merle et Brun 1984, Milnes 1974, Minnigh 1979, Pijolat et al. 1982, Siddans 1979, 1983, Simpson 1982, Steck 1980, 1984, Tricart 1980, Vialon 1966, Wenk 1955.

des Alpes occidentales, du jeu ou du rejeu d'accidents cisailants d'importance variable, à mouvement parallèle à la direction de la linéation mais avec des sens de déplacement qui ne sont pas constants. Ces mouvements sont affectés à des événements mineurs (Nicolas 1966, Carpéna 1984) ou intégrés dans un même processus de chevauchements imbriqués (Malavieille 1984, Lacassin 1984).

Dans les parties externes des Alpes (fig 5.1), les phases tectoniques ne sont pas rigoureusement synchrones de celles reconnues à l'Est au niveau des marges européenne et africaine. La phase de haute pression typique (éclogite) est plus récente et les structures transverses, systématiquement disposées de façon radiale par rapport à l'arc dans les Alpes occidentales, ne sont plus aussi bien réglées dans les Alpes françaises ou suisses (Cobbold 1983, Cobbold et al. 1985, Merle 1986, Choukroune et al. 1986).

5.1.2 L'histoire alpine du Grand Paradis

Le massif du Grand Paradis fait partie de la plaque européenne et constitue un des massifs cristallins internes (avec le massif du Mont Rose au Nord et le massif de Dora Maira au Sud). Ces massifs apparaissent en fenêtre sous la nappe des Schistes Lustrés. Ils sont constitués d'un socle granito-gneissique dans lequel nous retrouvons quelques reliques de phases tectonométamorphiques hercyniennes soulignées par des granites sécants (Bertrand 1968).

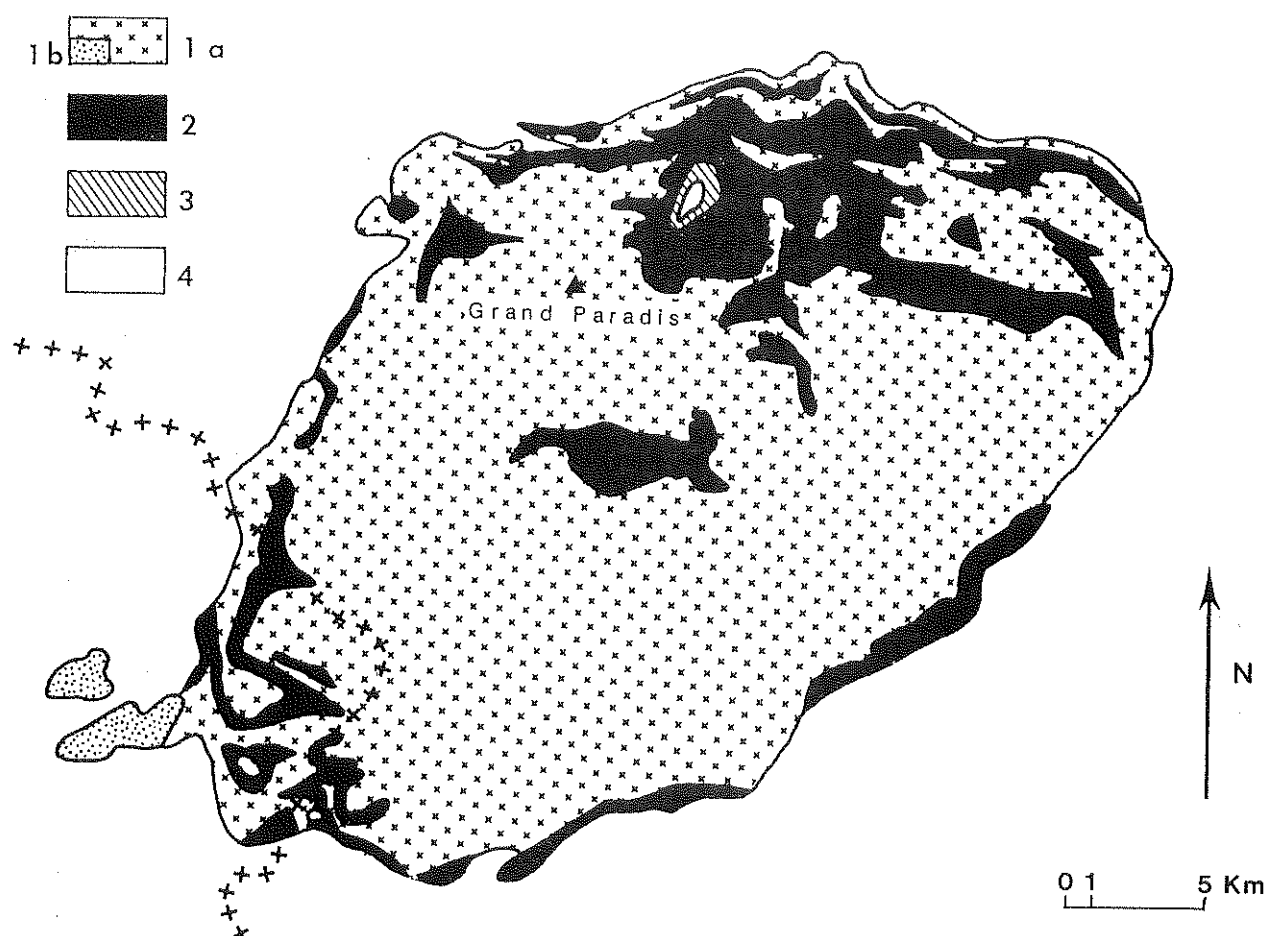


Figure 5.4 : Carte générale du massif du Grand Paradis (Vearcombe 1985). 1 et 2 : Unité supérieure (du Grand Paradis). 1a- Orthogneiss du Grand Paradis. 1b- Métagranite de Bonneval. 2- Gneiss minuti. 3 et 4 : Unité inférieure (de l'Erfaultet). 3- Conglomérats et micaschistes. 4- Association métasédiments-métagranites.

Les datations sont rares sur les formations du socle, elles ont été datées dans le Grand Paradis à 340, 350 et 301 Ma par la méthode du Pb total sur zircon (Pangaud et al. 1957, Buchs et al. 1962, Chessex et al. 1964). Il existe également une isochrone sur roche totale par la méthode Rb/Sr sur un granite du Mont

Rose qui correspond à un âge de 310 ± 50 Ma (Hunziker 1969). Les structures hercyniennes sont toujours reprises par les phases alpines, mais on peut encore en trouver trace sous forme d'une fabrique planaire et d'un plissement de cette fabrique (Callegari et al. 1969, Compagnoni et Prato 1969).

Les roches du Grand Paradis sont toutes reprises par l'orogénèse alpine, et les granites à tendance porphyroïde hercyniens dominants ont été transformés en gneiss ocellés. On distingue, classiquement, deux unités tectoniques superposées dans le massif du Grand Paradis (Elter 1960, Dal Piaz 1965, Compagnoni et al. 1974, Vissers et Compagnoni 1984, Ballèvre 1986):

- une unité inférieure qui affleure en fenêtre d'extension très réduite sur le versant Nord du massif (fig.5.4). C'est l'unité de l'Erfaultet, monométagmorphique, qui comprend des métaconglomérats et des schistes ainsi que des orthogneiss (métagranite de l'Erfaultet).

- une unité supérieure qui constitue la grande majorité du massif. Cette unité est polymétagmorphique et comprend les "gneiss minuti", des orthogneiss ocellés et le métagranite de Bonneval (Bertrand 1968).

Ces deux unités sont séparées par un contact anormal subhorizontal (Compagnoni et al. 1974).

Les phases alpines, décrites précédemment, affectent l'ensemble des faciès. Dans le détail, cinq phases tectonométagmorphiques ont été reconnues dans les gneiss du Grand Paradis et les Schistes Lustrés sus-jacents:

- D1 : cette phase relativement discrète, ne s'exprime que par de petits plis serrés d'échelle centimétrique dans l'unité polymétagmorphique du Grand Paradis (Vissers et Compagnoni 1984). Il a été retrouvé, dans certaines zones des Schistes Lustrés, des structures reprises par la phase D2, sans savoir au juste si elles sont tardi-hercyniennes ou alpines précoces (Vearncombe 1985).

- D2 : est la phase tectonique responsable de la structuration du massif à foliation plate très marquée et linéation d'orientation pratiquement constante Est-Ouest. Cette phase se déroule sous les conditions du métamorphisme alpin haute pression.

- D3 : est la phase principale avec plissement à toutes les échelles (reprise des structures D2). Développement d'une linéation, supportée par des plans de schistosité très pénétrative, parallèle aux axes des plis de troisième phase. Cette phase se développe dans le faciès Schistes Verts, elle pourrait être responsable de la structuration en dôme du massif (Vearncombe 1985).

Les structures de plis en fourreau (Quinquis et al. 1978, Cobbold et Quinquis 1980) reconnus dans les orthogneiss (Carpena et Mailhé 1984, Vearncombe

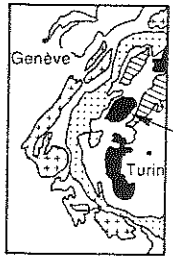
1985) ont été attribués soit à la phase D2 (Vearncombe 1985) soit à la phase D3 (Vissers et Compagnoni 1984).

- D4 : phase de chevauchements (zones et bandes de cisaillement mylonitiques) responsable de rétrocharriages, décrits depuis longtemps et reconnus également à Sésia-Lanzo (Nervo et Polino 1976), en Briançonnais (Ellenberger 1958, Caby 1973).

- D5 : cette phase développe une crénulation tardive qui affecte la foliation principale et les mylonites. Vissers et Compagnoni (1984) attribuent à cette phase la structuration en dôme du massif du Grand Paradis.

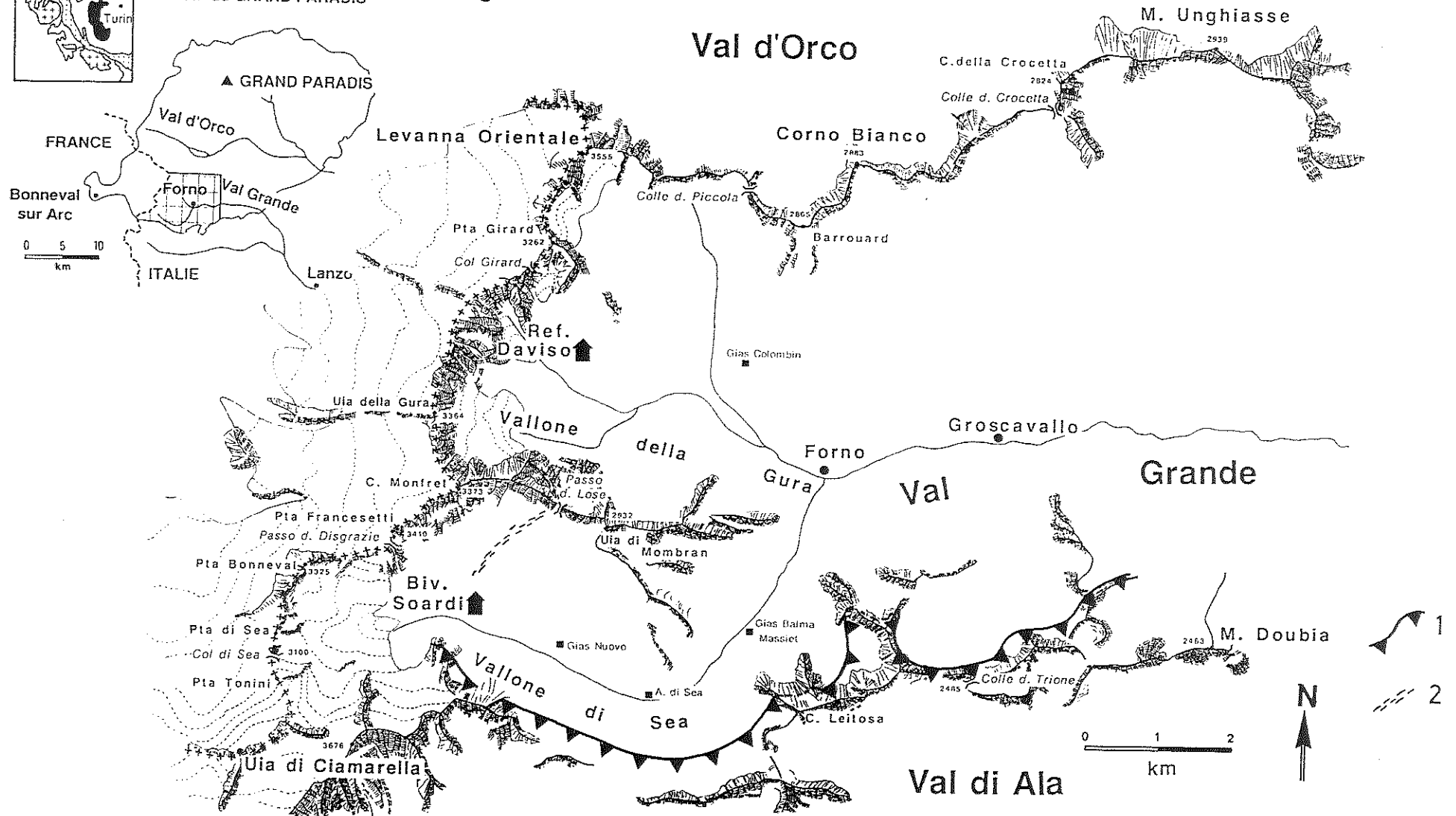
Les phases D1 et D2 correspondent à la phase éoalpine en Grand Paradis. D2 est caractérisée par les paragenèses typiques haute pression du métamorphisme alpin, avec des pressions voisines de 7Kb et des températures de l'ordre de 400-450°C. Ces données proviennent de nombreuses études pétrographiques réalisées sur le Grand Paradis et sur la partie Nord de Dora Maira (Vialon 1966, Bertrand 1968, Bocquet 1971, Compagnoni et Lombardi 1974, Saliot 1978, Chopin 1979, 1981, Ballèvre 1986). Des datations par différentes méthodes ont permis de situer cette phase entre 135 et 65Ma. 135-120Ma serait l'âge du début d'éclogitisation (D2) et correspondrait au démarrage du processus d'obduction (Oberhansli et al. 1983, Carpéna 1984). Les âges plus jeunes, entre 90 et 65 Ma, obtenus par les méthodes Rb/Sr, K/Ar, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur différents minéraux et sur roche totale, ainsi que par les traces de fission datent les derniers refroidissements (Viallette et Vialon 1964, Hunziker 1974, Bocquet et al. 1974, Chopin et Maluski 1978, 1980, Zingg et Hunziker 1983, Monié 1984, Carpéna 1984). Les âges traces de fission sur zircon donnés par Carpéna (1984) datent le refroidissement en dessous de 250+/-50°C.

La phase D3 est postérieure aux assemblages haute pression éoalpins et se développe dans le faciès Schistes Verts. Elle correspond à la phase éocène (lépontine des Alpes suisses). Elle a été datée à 38-40Ma (Chopin et Maluski 1978, 1980, Carpéna 1984). Carpéna (1984) a échantillonné le massif du Grand Paradis, afin de réaliser les datations traces de fission. Grâce à ces âges, elle a pu mettre en évidence un métamorphisme inverse dans le socle. Les âges traces de fission sur zircon montrent un gradient avec l'altitude et la position dans le massif : 80-70Ma au Sud et au fond des vallées et 38-40Ma au Nord et sur les sommets. Si nous assistons à une remontée d'un bâti, il serait normal de trouver des âges plus vieux sur les sommets (refroidissement précoce) et plus jeunes en fond de vallée. Il y a donc eu un événement "chaud" qui a remis à zéro les thermomètres et géochronomètres que sont les zircons, dans les unités supérieures et nordiques. Le chevauchement des nappes au-dessus du



MASSIF du GRAND PARADIS

Figure 5.5



socle a donc permis ce "métamorphisme inverse" ou "d'emplacement tectonique de nappes" (Carpéna, 1984) avec une influence thermique qui diminue lorsque l'on s'enfonce dans le socle. Ce métamorphisme inverse se situe uniquement dans la partie chevauchée et non dans la partie chevauchante (Monte Emilius = klippe de la Dent Blanche et Sésia-Lanzo ont des gradients d'âge normaux). Selon cette interprétation, la nappe austro-alpine du Monte Emilius (Schistes Lustrés + socle) responsable de ce phénomène se serait mise en place à 38-40Ma. Dans toute la région, les apatites du socle ne montrent pas le gradient inverse souligné par les zircons, car elles n'ont passé qu'une seule fois l'isotherme 100+/-20°C (température de remise à zéro du géochronomètre apatite, Carpéna 1984, Carpéna et Mailhé 1984). Les apatites présentent seulement un gradient Nord-Sud, avec des âges plus vieux au Sud (40Ma) qu' au Nord (20Ma).

La phase de déformation éocène a provoqué, sur tout le Sud du massif, le fonctionnement de zones mylonitiques et ultramylonitiques (vers l'Est ou vers l'Ouest) dont les zircons ont fournis des âges à 40Ma (Carpéna 1984). L'histoire thermique alpine du socle du Grand Paradis se termine, dans les parties Nord du massif à 20Ma (Carpéna 1984).

Figure 5.5 : Carte de la haute vallée du Val Grande. La carte détaillée correspond à la région à figuré en carreaux située autour du village de Forno sur la carte du massif du Grand Paradis. 1- contact Sud du Grand Paradis avec les Schistes Lustrés. 2- situation d'un niveau structural détaillé figures 5.22 et 5.34.

Figure 5.6 : Carte des foliations des orthogneiss en Val Grande. Le pendage est traduit par l'épaisseur du figuré (fin : pendage < 15°, moyen : 10° < pendage < 25°, épais : pendage > 35°). Stéréogrammes des pôles des plan de foliation (projection dans l'hémisphère inférieur)., a- vallone di Sea, b- vallone della Gura et environs de Gias Colombin, c- versant Sud de la C. della Crocetta, d- versant Nord menant au colle del Trione. e- ensemble de la région.

Figure 5.7 : Carte des linéations minérales et d'étirement des orthogneiss. Le plongement de la linéation est indiqué par le figuré (cercle vide : plongement < 15°, cercle grisé : 15° < plongement < 25°). Stéréogrammes des linéations (projection dans l'hémisphère inférieur) a- partie Ouest du secteur (vallone di Sea et vallone della Gura), b- partie Est (Cima della Crocetta et colle del Trione), c- ensemble de la région.

Val d'Orco

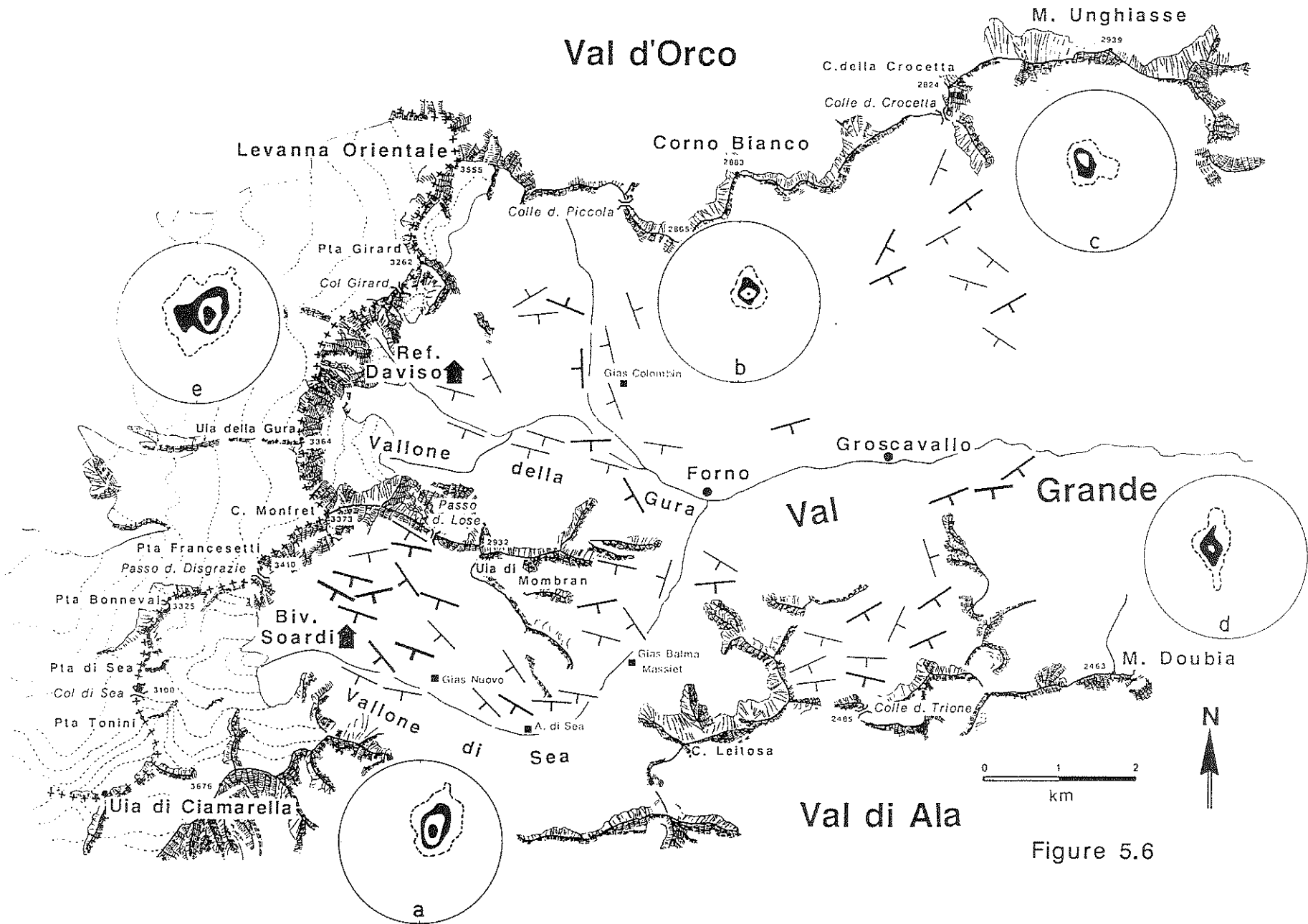


Figure 5.6

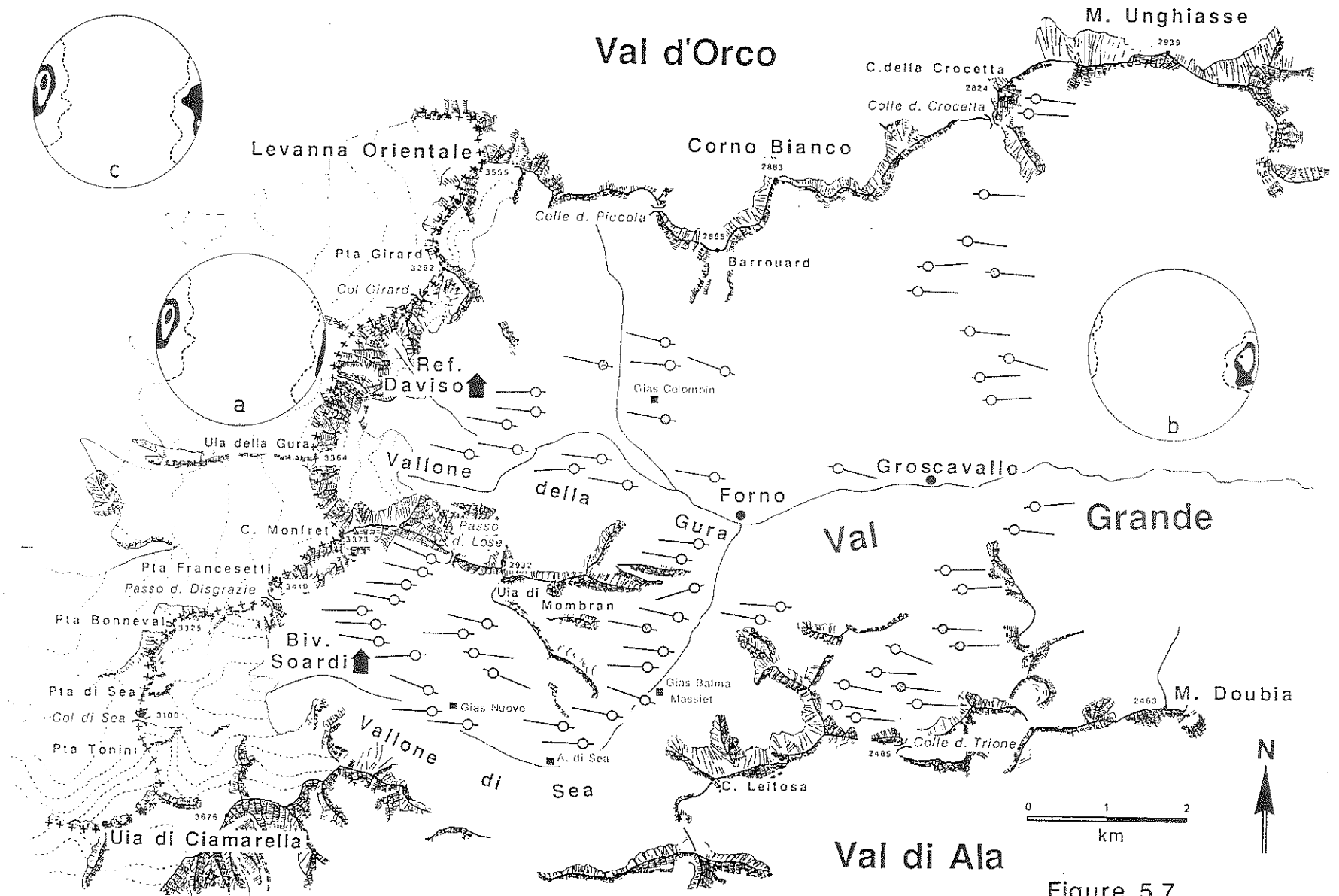


Figure 5.7

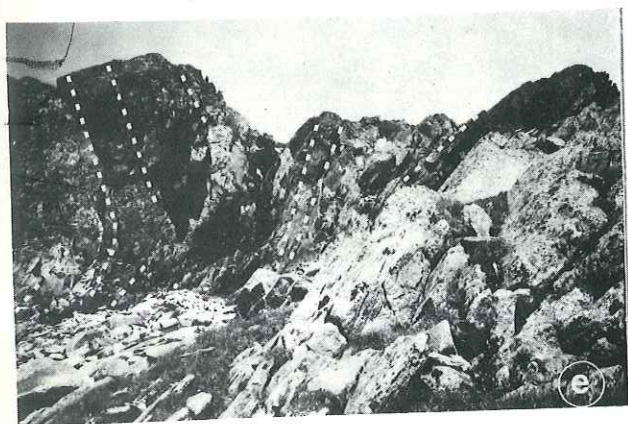
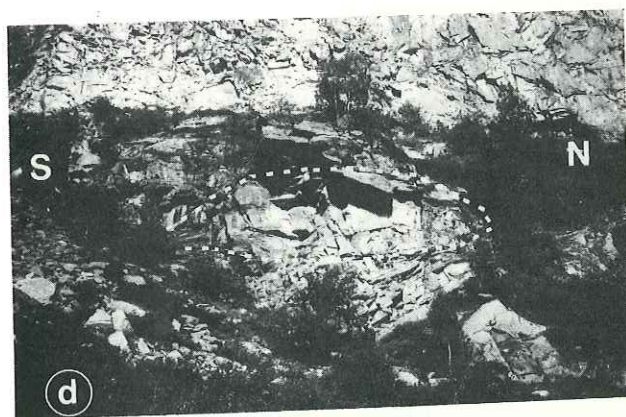
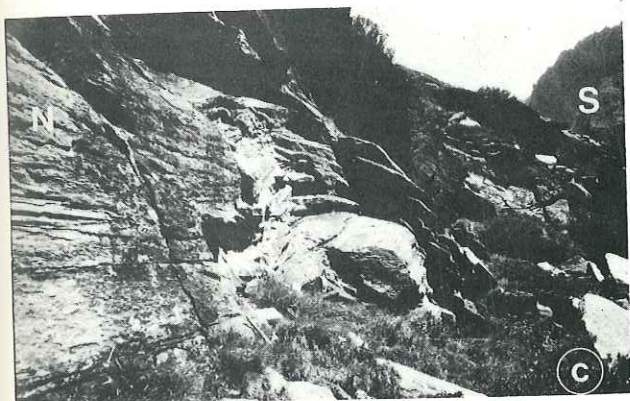
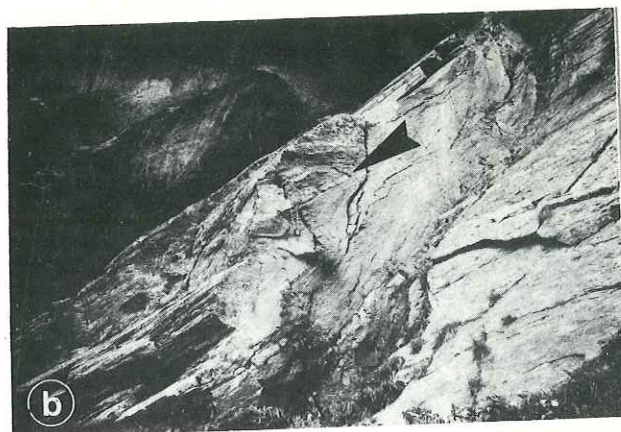
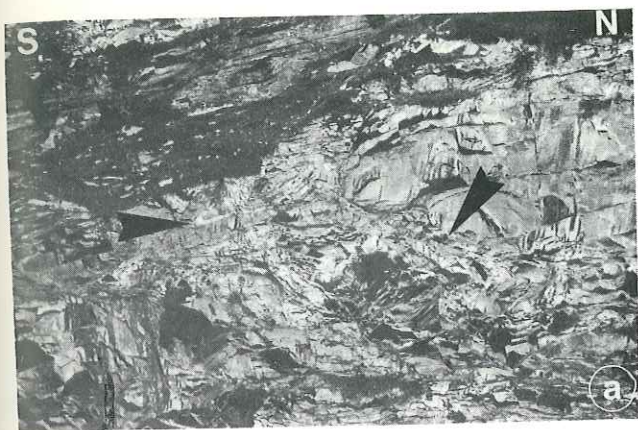
5.1.3 Cadre et but de l'étude.

Cette étude a pour cadre la région méridionale du massif, au contact avec la nappe des Schistes Lustrés. Elle correspond à la haute vallée du Val Grande et au Val di Sea (fig.5.5) qui se prolonge jusqu'à la frontière française, au dessus de la haute vallée de la Maurienne (région de Bonneval sur Arc).

Cette région est constituée en majeure partie d'orthogneiss à foliation et linéation très bien réglées (fig.5.6 et 5.7). La foliation présente un pendage Sud très faible, elle contribue à donner un aspect en dôme au massif. La linéation, portée par ce plan, est subhorizontale orientée Est-Ouest à N110E. Le Val Grande offre une coupe de plus de 3000m, extrêmement raide, dans la pile d'orthogneiss; les unités métasédimentaires ou métavolcaniques (gneiss minuti s.l.) y sont très peu abondantes.

Nous retrouvons, dans cette région, les traces des phases de déformation et de métamorphisme alpines précédemment décrites, ainsi que de rares traces d'événements plus anciens (alpines précoces ou hercyniens) se traduisant par un rubanement plusieurs fois repris. Les phases de plissement s'expriment par de grands plis couchés à plan axial subhorizontal et axe Est-Ouest horizontal (parallèle à la linéation), mais également par des structures en fourreau ou en "champignon" (fig. 5.8) à axes toujours concordant avec la linéation. Sauf au sommet de la pile (col di Sea, environs de Bonneval), la région est pauvre en enclaves et en matériel paradérivé, les rares niveaux de ce type n'ont pas été échantillonnés et les paragenèses haute pression du métamorphisme alpin n'ont pas été étudiées, mais ont été déjà décrites dans cette zone (Bertrand 1968, Chopin 1981). Le Val Grande présente surtout les paragenèses rétromorphiques du faciès Schistes Verts, des faciès indemnes de déformation (rares), et des stades de déformation successifs allant jusqu'aux structures de déformation "assez froides" à tendance mylonitique concordantes avec la schistosité régionale (planche 5.I).

Figure 5.8 : Exemples de structures plissées à différentes échelles. **a-** Plis en fourreau en Val di Sea (entre Gias Balma Massiet et Ala di Sea, fig.5.5). **b-** Pli en fourreau d'échelle métrique (Ala di Sea, fig.5.5). **c-** Pli à axe parallèle à la linéation (Gias Nuovo, fig.5.5). **d-** Plis couchés à plan axial subhorizontal (Gias Nuovo fig.5.5). **e-** Foliation redressée contournant des masses "inertes" A et B (figures en éventail ou en champignon quand la partie supérieure n'est pas érodée. Gias Nuovo, fig.5.5). **f-** Masse de granite porphyroïde métrique contournée par la foliation (crête Est de l'Uia di Mombran, fig.5.5).



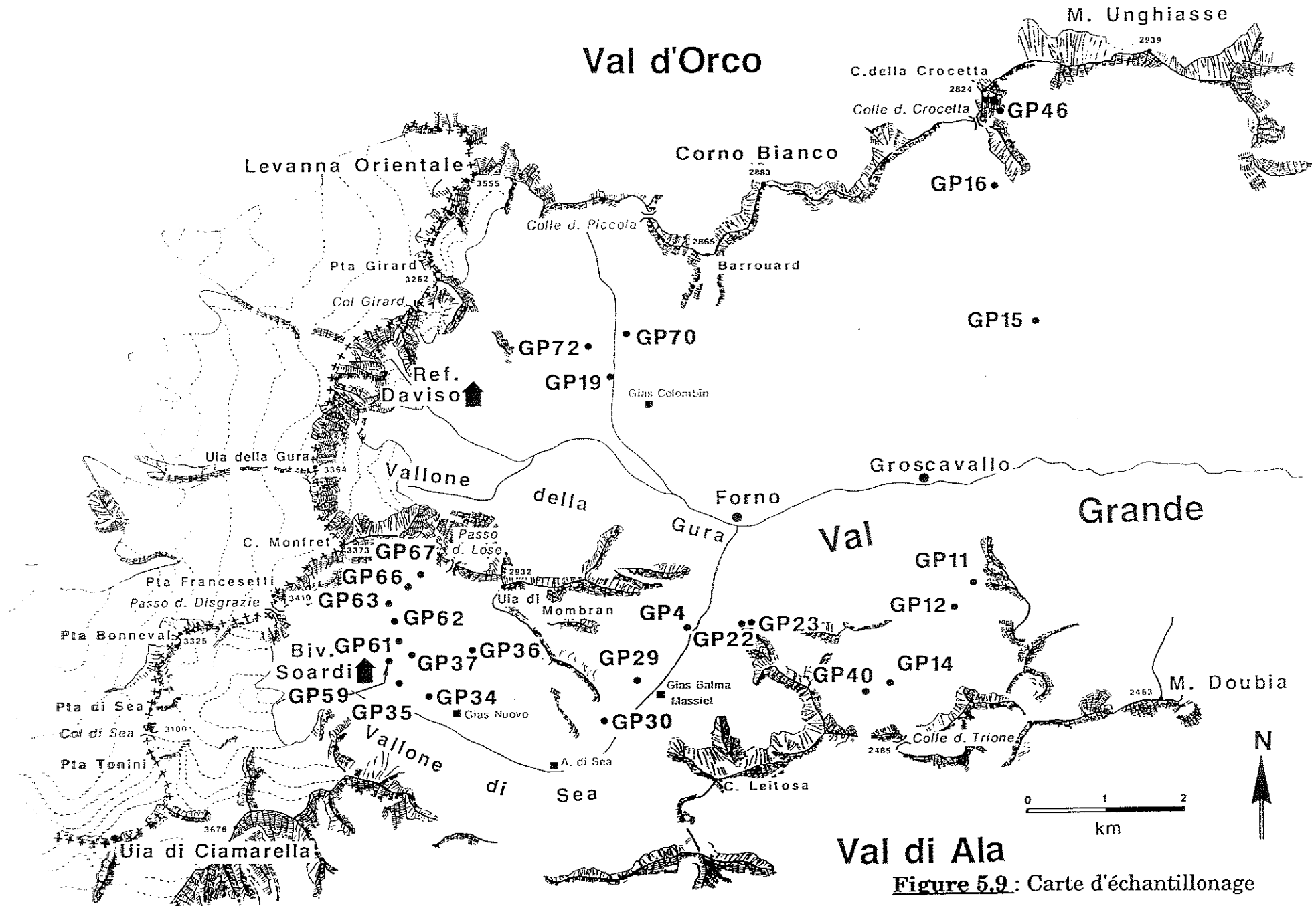


Figure 5.9: Carte d'échantillonnage

Le but de ce travail est de cerner les régimes de déformation qui ont régné lors des phases éocènes, à partir de l'étude des faciès orthogneissiques dominants en Val Grande. Ce problème sera abordé tout d'abord par l'examen des faciès les plus quartzeux et par l'étude des orientations préférentielles de réseau (O.P.R.) d'axes $\langle c \rangle$ des quartz. Ensuite, nous appliquerons les différentes méthodes de quantification de la déformation finie et d'études des orientations préférentielles de forme (O.P.F.) après saisie des données (forme, orientation) grâce à l'analyseur vidéographique interactif (Lapique et al. 1987). Les zones échantillonnées à cette fin (fig.5.9) sont situées à proximité du contact de la nappe des Schistes Lustrés (Val di Sea, col del Trione), ainsi que quelques zones plus internes du socle (environs du village de Forno, cima della Crocetta).

5.2 Etude des orientations préférentielles de réseau du quartz.

5.2.1 Présentation de l'étude.

Les orientations préférentielles de réseau (O.P.R.) des axes $\langle c \rangle$ du quartz mesurées dans différents faciès et à différents niveaux de la nappe, vont servir de repère pour l'étude de la déformation finie. Les dissymétries, les positions des concentrations d'axes $\langle c \rangle$ permettent de déterminer le sens de mouvement éventuel et de cerner les conditions de température caractérisant les phases de déformation (Carter et al. 1964, Christie et al. 1964, Tullis et al. 1973, Bouchez et Pêcher 1976, Etchecopar 1977, Bouchez 1977, Lister et al. 1978).

L'étude des microstructures, de l'environnement direct de l'échantillon et les données provenant de l'examen des OPR seront comparées aux résultats des différentes méthodes d'étude de la déformation finie. Ceci dans un but de quantification à partir de l'examen de marqueurs microscopiques, mais également dans un but de calibration de la technique d'analyse à cette échelle d'observation puisque les échantillons étudiés sont représentatifs d'environnements variés.

Les échantillons proviennent des zones proches du contact sud du massif du Grand Paradis avec les Schistes Lustrés (Vallone di Sea, fig.5.10), ainsi que d'une zone plus centrale (versant sud de la Cima della Crocetta fig.5.10). Ces échantillons sont essentiellement des gneiss à schistosité fortement marquée portant une linéation minérale approximativement E-W et horizontale, omniprésente dans cette région. La minéralogie d'ensemble monotone est à quartz - feldspaths - phase phylliteuse, la granulométrie est plus variable. La

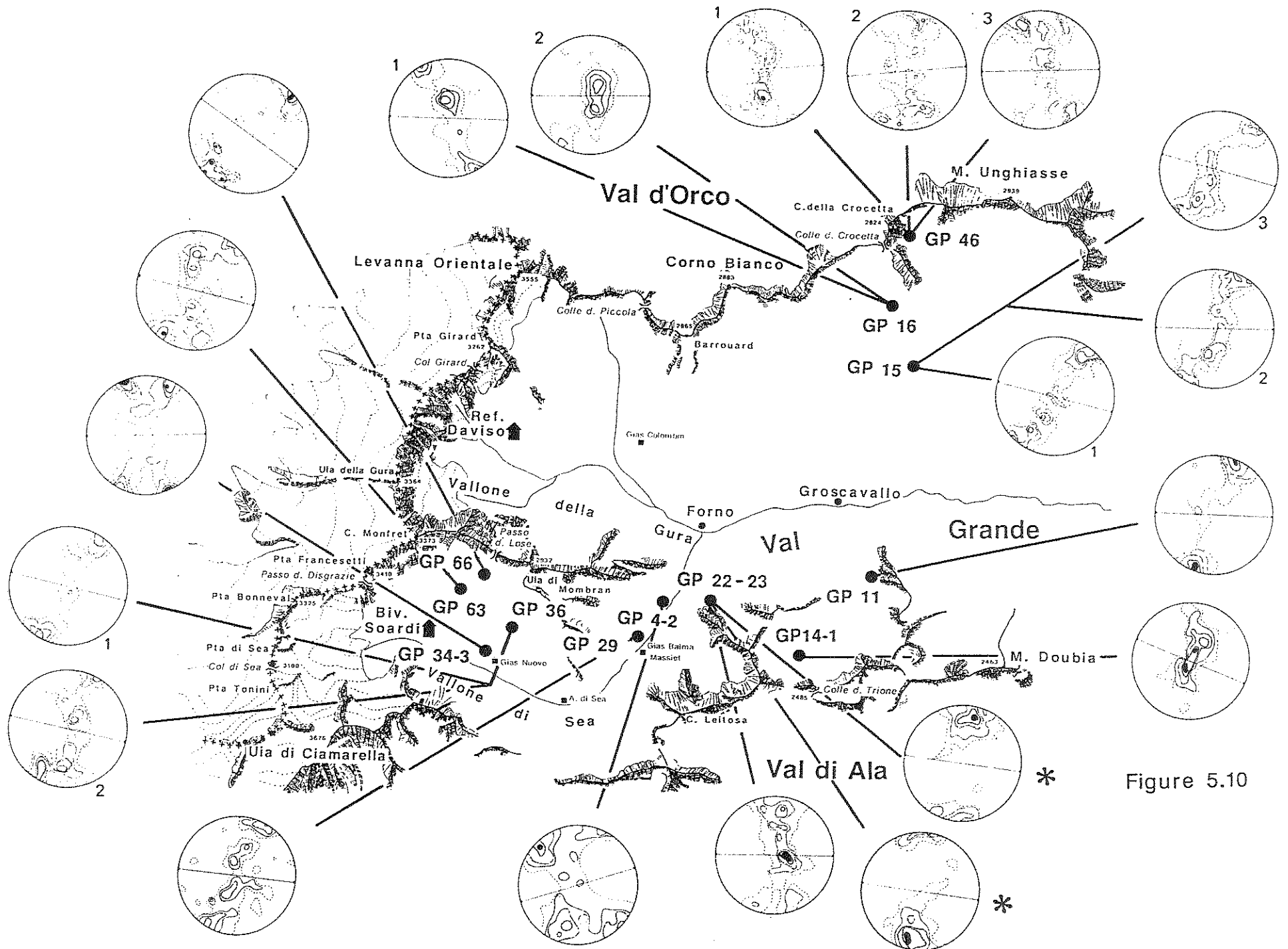


Figure 5.10

phase quartzreuse est présente en grains dans les niveaux clairs quartzo-feldspathiques (parfois sous forme de porphyroclastes) ou en agrégats exclusivement quartzeux sous formes de rubans. Certains faciès très riches en quartz ont également été échantillonnés et étudiés ici. Il s'agit de filonnets quartzeux concordants avec la foliation ainsi que des faciès à rubans de quartz bien individualisés se situant dans des zones de cisaillement locales et de puissance très réduite.

5.2.2. Les O.P.R des axes $\langle c \rangle$ du quartz dans le cadre général du Val Grande.

La figure 5.10 présente l'ensemble des diagrammes d'O.P.R. sur la région étudiée. Malgré des structures mégascopiques et macroscopiques constantes telles les foliation et linéation (fig 5.6 et 5.7), une généralisation à l'échelle du Val Grande est impossible quant au sens de mouvement ou au régime de déformation obtenus par cette méthode.

Il semble évident que les quartz de certains échantillons ont conservé les microstructures et les orientations dues à des événements précoces et qui n'ont pas été systématiquement oblitérées ou détruites par les phases fini ou tardi-alpines. La répartition des maxima d'axes $\langle c \rangle$ sur les diagrammes est un indice de l'intensité de la déformation de par le (ou les) système de glissement intracristallin activé (Bouchez et Pêcher 1976, Bouchez 1977, Lister et Paterson 1979). Dans un premier temps, nous allons donc tenter de différencier les échantillons par l'allure générale des diagrammes et la position des maxima

Figure 5.10 : Situation en Val Grande des échantillons sur lesquels ont été réalisées les O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ ces quartz. Les sections étudiées sont des sections XZ verticales, le diamètre tracé sur chaque diagramme matérialise le plan horizontal qui porte la linéation ainsi que l'orientation géographique de ce plan par rapport au Nord (parallèle au bord de la feuille). Les diagrammes marqués (*) des échantillons GP23-2 et GP23-3 correspondent à deux sections horizontales. Chaque diagramme est décrit avec plus de détails sur les figures suivantes.

plutôt que par les éventuelles dissymétries (ou le sens de l'obliquité) qu'ils présentent.

Sur la base des observations et des études de fabriques expérimentales (Christie et al. 1964, Tullis et al. 1973, Tullis 1977) ou de fabriques naturelles (Bouchez et Pêcher 1981, Berthé et al 1979, Gapais 1979, Burg 1986, Law et al. 1986), nous avons défini 4 grandes familles d'O.P.R.:

- les O.P.R. à maxima à la périphérie des diagrammes de part et d'autre de Z (symétriques ou légèrement dissymétriques).
- les O.P.R. où tous les axes sont concentrés sur un maximum à la périphérie du diagramme.
- les O.P.R. à couronne unique inclinée sur le plan YZ.
- les O.P.R. à maximum sur ou proche du centre (Y).

X, Y, Z sont les trois axes du repère de déformation finie. X est la direction d'extension maximale, Z la direction de raccourcissement maximum et Y la direction intermédiaire et perpendiculaire aux deux précédentes.

5.2.3. Description des échantillons et des O.P.R. d'axes <c> des quartz.

5.2.3.1. Les O.P.R. à maxima de part et d'autre de Z.

Les échantillons présentant de telles O.P.R. sont des gneiss riches en quartz, qui possèdent un plan de foliation nettement défini soit par l'alternance de lits quartzo-feldspathiques et de lits phylliteux soit par des filonnets de quartz disposés suivant la foliation. Dans les deux cas, la linéation d'étirement E-W subhorizontale est fortement marquée.

Figure 5.11 : Diagrammes d'O.P.R. d'axes <c> des quartz à maxima de part et d'autre de Z. La linéation est matérialisée par les points aux extrémités du diamètre. Projection sur un canevas de Schmidt dans l'hémisphère inférieur, comptage sur un canevas de Kalsbeek (cible de comptage égale à 1% de la surface). Lorsque les diagrammes sont interprétés comme dissymétriques, le sens de mouvement est indiqué. **a** et **b** - GP46-2 et GP46-3, contours à 2, 4, 6, 9 et plus. **c** - GP4, contours à 2, 3, 5, 8, 12 et plus. **d** - GP34-3, contours à 2, 4, 8, 12, 16 et plus. **e** - GP63, contours à 2, 5, 10, 15, 20 et plus. Les échantillons sont repérés géographiquement sur la figure 5.10.

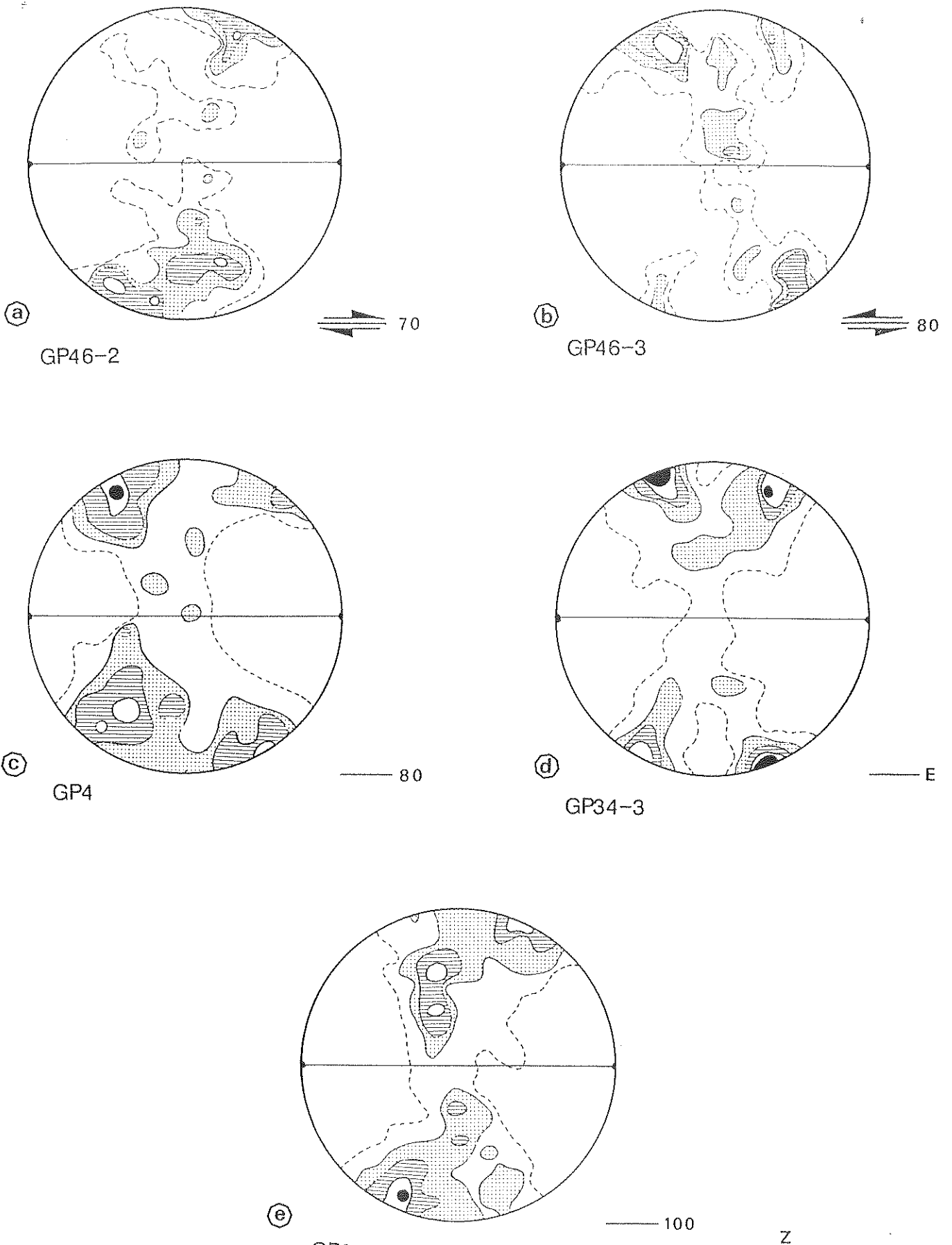
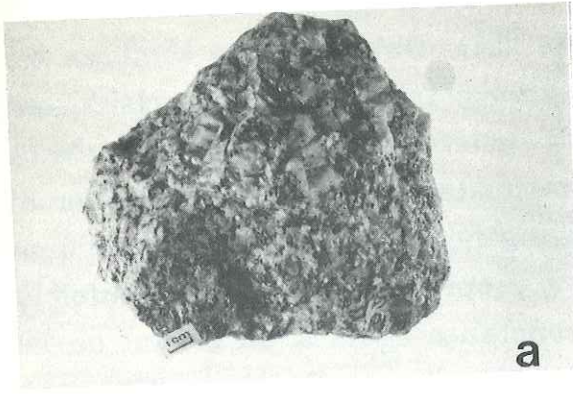
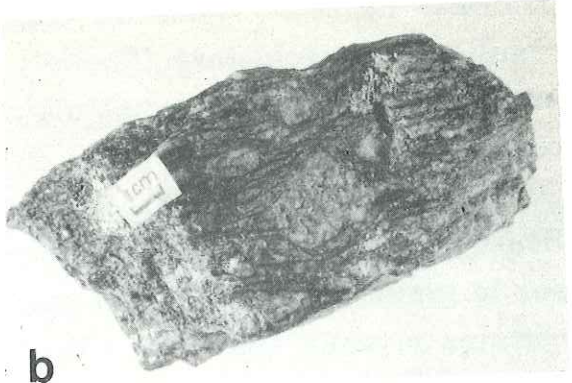


Figure 5.11

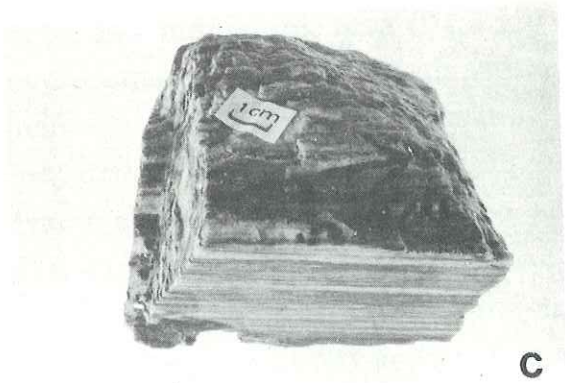
Planche 5.I : **a**-Granite à tendance porphyroïde indemne de toute déformation. **b**- Orthogneiss. **c**- GP4. **d**- GP66, ces deux échantillons représentent le faciès banal d'orthogneiss déformé (cf fig.5.9 pour la situation des échantillons). **e** et **f**- GP15-2 et GP15-1, ces échantillons représentent deux faciès des zones mylonitiques.



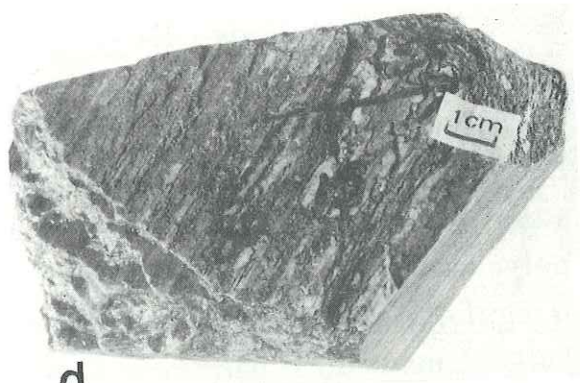
a



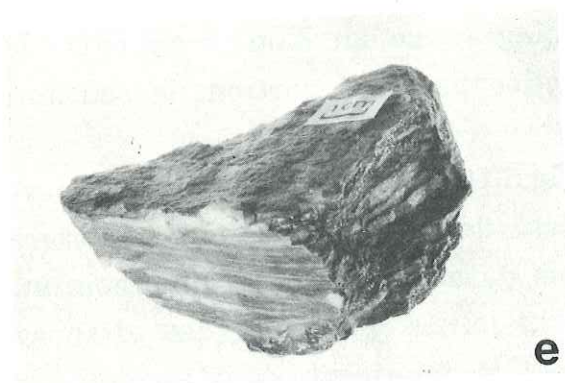
b



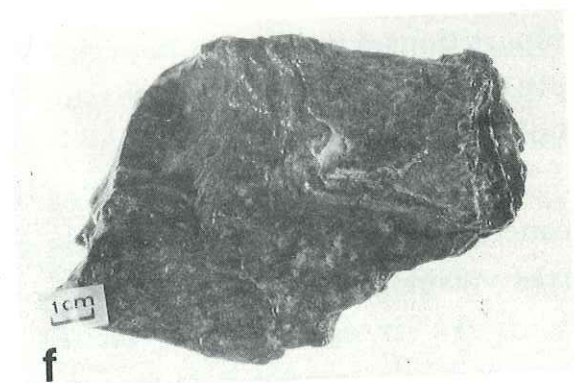
c



d



e



f

L'échantillon GP4 (fig.5.10) est macroscopiquement typique des faciès déformés de cette vallée du Grand Paradis où le gneiss est finement et régulièrement schistosé (Photo c Planche 5.I). Dans les lits sombres les muscovites baignent dans une matrice phylliteuse très fine. Les lits clairs sont constitués de quartz-feldspaths ou bien de quartz seuls disposés en rubans. Dans ces rubans continus et d'épaisseur constante (type 2 de Boullier et Bouchez 1978), les grains sont de taille homogène, de forme allongée, obliques sur le grand axe du ruban et optiquement propres. On rencontre, toutefois, certains niveaux quartzeux d'épaisseur constante égale à un cristal où les quartz sont de forme rectangulaire (type 3 de Boullier et Bouchez 1978), mais ces rubans ne sont pas continus à l'échelle de la lame mince. L'O.P.R. des axes $\langle c \rangle$ du quartz (fig.5.11 c) montre une répartition à maxima périphériques disposés de façon presque symétrique autour de Z.

Les échantillons GP46-2 et GP46-3 (fig.5.10) sont également des faciès gneissiques à foliation marquée par l'alternance de lits quartzo-feldspathiques (ou à quartz seul) et de lits phylliteux et portant une forte linéation d'étirement. Les lits clairs polycristallins se suivent sur plusieurs dizaines de centimètres sans s'interrompre. Ces deux échantillons possèdent des rubans de quartz polycristallins d'épaisseur millimétrique, à grains aux contours très irréguliers et possédant de nombreux sous-joints très fortement inclinés sur l'allongement du ruban (type 4 de Boullier et Bouchez 1978). Certains rubans, d'extension plus réduite à l'échelle de la lame mince, se rapprochent du type 3 des mêmes auteurs, avec des quartz de forme pseudo-rectangulaire allongés dans la direction du ruban dont l'épaisseur n'excède pas 1 ou 2 grains. Les O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$, pour ces deux échantillons (fig.5.11 a et b), montrent des répartitions à maxima à la périphérie du diagramme sur Z ou en petits cercles plus ou moins complets autour de Z reliés par une portion de couronne faiblement peuplée.

Les échantillons GP34-3 et GP63 (fig.5.10) sont des filonnets de quartz concordants avec la foliation. Ils présentent des quartz aux microstructures très voisines entre elles, de forme allongée parallèlement à la linéation, aux contours irréguliers et riches en sous-joints prismatiques disposés perpendiculairement à la linéation. Les O.P.R. montrent, dans les deux cas (fig.5.11 d et e), des maxima à la périphérie des diagrammes, situés proche de Z (en petits cercles autour de Z pour GP34-3). Les pôles opposés sont reliés par une portion de couronne faiblement peuplée.

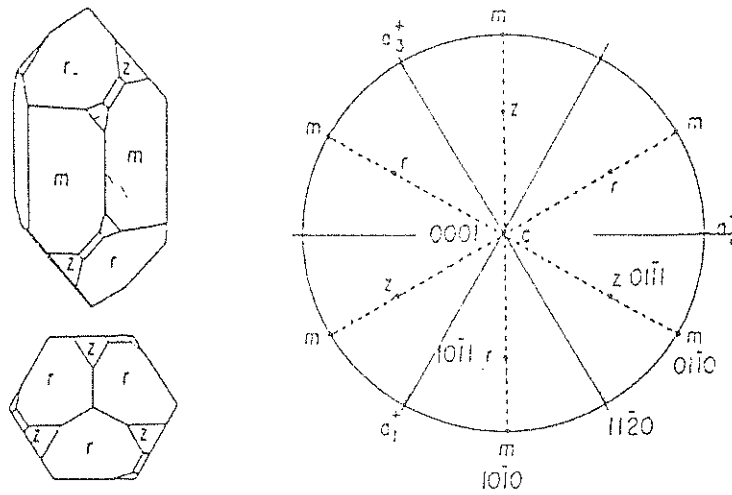


Figure 5.12 : Position des différents axes cristallographiques du quartz .

L'ensemble des O.P.R. présentés figure 5.11 montre des maxima périphériques situés de part et d'autre de Z qui indiquent un glissement de plan basal dominant dans la direction basale (Bouchez et Pêcher 1976, et figures 5.12 et 5.13). Ce système de glissement est activé à basse température (Tullis et al 1973, Bouchez et Pêcher 1976, Bouchez 1977, Courrioux 1983). Ces O.P.R ne présentent pas de dissymétries très nettes dans la répartition des maxima, seuls les échantillons GP46-2 et GP46-3 semblent montrer des dissymétries traduisant des sens antagonistes (dextre pour GP46-2 et sénestre pour GP46-3).

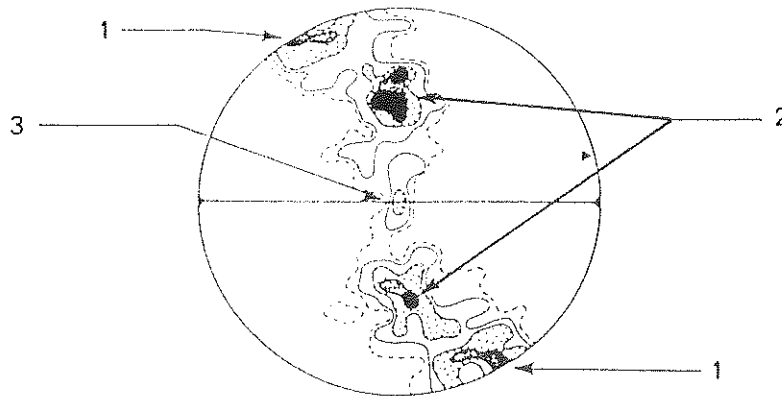


Figure 5.13 : Concentrations d'axes $\langle c \rangle$ reflétant l'activation des différents systèmes de glissement dans le quartz (Bouchez et Pêcher 1978).

5.2.3.2. Les O.P.R. à maximum unique périphérique.

Ce type de répartition d'O.P.R. correspond comme précédemment à des gneiss, à des faciès très quartzeux et à des filonnets de quartz.

L'échantillon GP66 (fig.5.10) représente un faciès gneissique très semblable à GP4-2 avec toutefois une granulométrie et un litage plus grossiers (Photo 2, Planche 2). Les lits clairs définissant la foliation, contiennent des rubans de quartz très continus à l'échelle de la lame mince. Les grains sont allongés parallèlement à l'axe du ruban et présentent des formes complexes, aux limites plus ou moins bien définies, ainsi que des sous-joints prismatiques en très grand nombre presque perpendiculaires à l'allongement du ruban (type 1 de Boullier et Bouchez 1978). L'O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ du quartz (fig.5.14 c) montre une répartition en deux pôles opposés centrés sur Z, reliés par une portion de couronne très faiblement peuplée.

Les échantillons GP23-2 et GP23-3 (fig.5.10), prélevés dans une zone d'intense déformation, sont des gneiss à foliation et linéation fortement marquées. Ils se caractérisent toutefois par une foliation localement redressée portant la linéation horizontale à N100E. Nous nous situons donc dans un contexte local de rampe latérale. Ces deux échantillons contiennent des quartz disposés en rubans continus d'épaisseur assez faible (quelques grains). Les quartz ont une forme et des contours irréguliers, ne montrent pas d'orientation préférentielle de forme et ne présentent aucune figure de déformation plastique interne (sous-joints, bandes de pliage, ni même d'extinction ondulante). Les rubans correspondent au type 2 de Boullier et Bouchez 1978. Les diagrammes d'O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ des quartz de ces deux échantillons (fig.5.14 a et b), montrent des répartitions réduites à deux pôles à la périphérie du diagramme et positionné sur Z.

Figure 5.14 : Diagrammes d'O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ des quartz à maximum unique et périphérique. La linéation est matérialisée par les points aux extrémités du diamètre. Projection sur un canevas de Schmidt dans l'hémisphère inférieur, comptage sur un canevas de Kalsbeek (cible de comptage égale à 1% de la surface). Lorsque les diagrammes sont interprétés comme dissymétriques, le sens de mouvement est indiqué. **a** - GP23-2, le plan de projection du diagramme représente un plan horizontal, contours à 2, 5, 10, 15, 20 et plus. **b** - GP23-3, le plan de projection du diagramme représente un plan horizontal, contours à 2, 4, 8, 12, 16 et plus. **c** - GP66, contours à 2, 4, 6, 8, 10, et plus. **d** - GP11, contours à 2, 4, 8, 16, 24 et plus. **e** - GP36-1, contours à 2, 5, 10, 15 et plus. Les échantillons sont repérés géographiquement sur la figure 5.10.

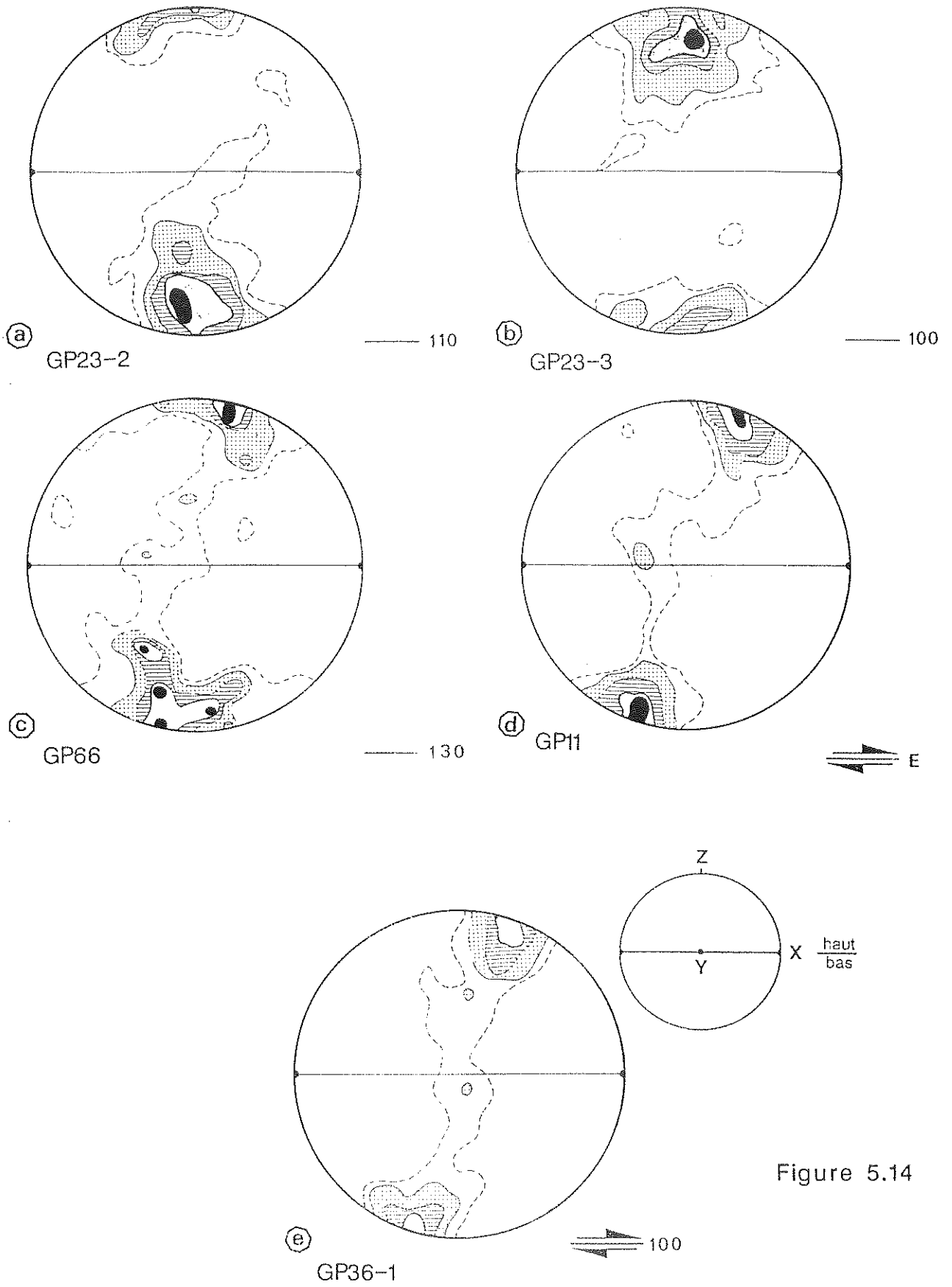


Figure 5.14

L'échantillon GP11 (fig.5.10) a été prélevé dans un filon de quartz localisé dans une zone de cisaillement. Les grains de quartz sont extrêmement laminés (certains atteignent des rapports d'allongement de 20:1) et très riches en sous-joints fortement obliques (dans les deux sens) sur la direction d'étirement des grains. Par endroits les sous-joints prismatiques ont évolués en limites de néograins de taille réduite et de forme régulière. L'O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ du quartz (fig.5.14 d) présente deux pôles opposés à la périphérie du diagramme, reliés par une couronne faiblement peuplée. Ici, la dissymétrie est nette par rapport au plan YZ, elle indique un mouvement du compartiment supérieur vers l'Est.

De même, l'échantillon GP36-1 (fig.5.10) provient d'une zone de cisaillement très localisée, il présente un faciès leucocrate essentiellement constitué de quartz-feldspath-muscovite. Les grains de quartz ont des contours irréguliers et tous présentent des sous-joints prismatiques obliques sur la foliation. L'O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ du quartz présente le maximum à la périphérie du diagramme, dissymétrique sur le plan YZ qui indique le même sens de mouvement que pour l'échantillon GP11.

Dans cet ensemble caractérisé par des O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ du quartz à pôle unique et périphérique positionné sur Z, les plans de glissements activés ont été les plans basaux dans une direction basale (fig.5.12 et 5.13). La symétrie des diagrammes sur le plan YZ indique que l'épisode de déformation a eu lieu en régime coaxial à l'exception des zones de cisaillement locales représentées par les échantillons GP11 et GP36-1 où la dissymétrie est nette indiquant un régime rotationnel et un sens de mouvement vers l'Est.

5.2.3.3. Les O.P.R. à couronne unique

Tous les échantillons présentant des O.P.R. à couronne unique sont des gneiss.

L'échantillon GP46-1 se distingue des deux autres prélevés au même endroit (fig.5.10) et décrits précédemment (GP46-2 et GP 46-3, fig.5.11), par une foliation marquée par une succession d'amandes très étirées, limitées par des plans secondaires sécants sur la foliation (plans c' décrits par Berthé et al. 1979) qui sont responsables d'une linéation d'intersection Nord-Sud. Cet échantillon présente des niveaux quartzeux d'épaisseur très variable, qui ne sont pas continus à l'échelle de la lame mince. On y distingue, par endroits, de grands quartz aux limites imprécises, riches en sous-joints prismatiques et entourés de néograins de petite taille. La majorité des quartz est à contours irréguliers et possède des sous-joints obliques dans les deux sens sur la trace

du plan de foliation. L'O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ du quartz (fig.5.15 f) présente une répartition avec des concentrations proches de Y et à mi chemin de Y et de Z dans le plan YZ. Ces pôles sont reliés à la périphérie du diagramme par des sous-maxima qui soulignent la dissymétrie.

L'échantillon GP29-3 (fig.5.10) montre des quartz optiquement propres à contours réguliers et de taille équante dans des lits quartzo-feldspathiques. L'O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ du quartz (fig.5.15 e) montre une couronne unique pratiquement complète, nettement inclinée sur le plan YZ.

Les échantillons suivants ont été prélevés dans des zones de cisaillement locales, d'épaisseur réduite (2 ou 3m de puissance). L'échantillon GP36-2 (fig.5.10) est un gneiss leucocrate où la foliation est soulignée par de rares phyllites. Il provient d'un filonnet de quelques centimètres de puissance en concordance avec la foliation. Les quartz y sont de grande taille, allongés parallèlement à la trace du plan de foliation. Ils sont à limites floues et sont entourés de grains plus petits à contours nets. Tous ces grains possèdent des sous-joints prismatiques fortement obliques sur la foliation. L'O.P.R. (fig.5.15 d) montre une disposition en une couronne unique avec deux maxima de part et d'autre de Y dans le plan YZ, et deux autres à la périphérie du diagramme soulignant l'obliquité de la fabrique de réseau.

Les échantillons GP15 (1, 2 et 3) proviennent d'une zone de cisaillement d'à peine 1 mètre de puissance. Cette zone de cisaillement est caractérisée par une foliation fine faisant un angle d'environ 15° avec la foliation des gneiss alentours. Cette foliation mylonitique représente les plans 'c' (Berthé et al. 1979). De véritables structures 'c-s' se trouvent dans l'échantillon prélevé le plus loin du centre de cette zone de cisaillement (GP15-3). Pour les deux autres échantillons, ces surfaces sont parallèles et ne sont plus discernables (photos e et f planche 5.I).

Les échantillons GP15-1, GP15-2 et GP15-3 ont été prélevés à des distances variables par rapport à la zone intensément laminée (5cm, 20cm et 50cm respectivement). Ils se différencient tout d'abord par une nette réduction de la taille des grains, ainsi que par une organisation de la fraction quartzreuse en rubans de plus en plus continus et d'épaisseur constante quand on se rapproche du coeur de la zone déformée. L'échantillon GP15-3 possède des rubans d'épaisseur très variable et assez peu continus à l'échelle de la lame mince. On y trouve de gros grains riches en sous-joints prismatiques obliques sur la foliation (type 1 de Boullier et Bouchez 1978), ainsi que des rubans à quartz de taille constante présentant une légère fabrique de forme (type 2 de Boullier et Bouchez 1978). Dans l'échantillon GP15-2, les rubans sont plus

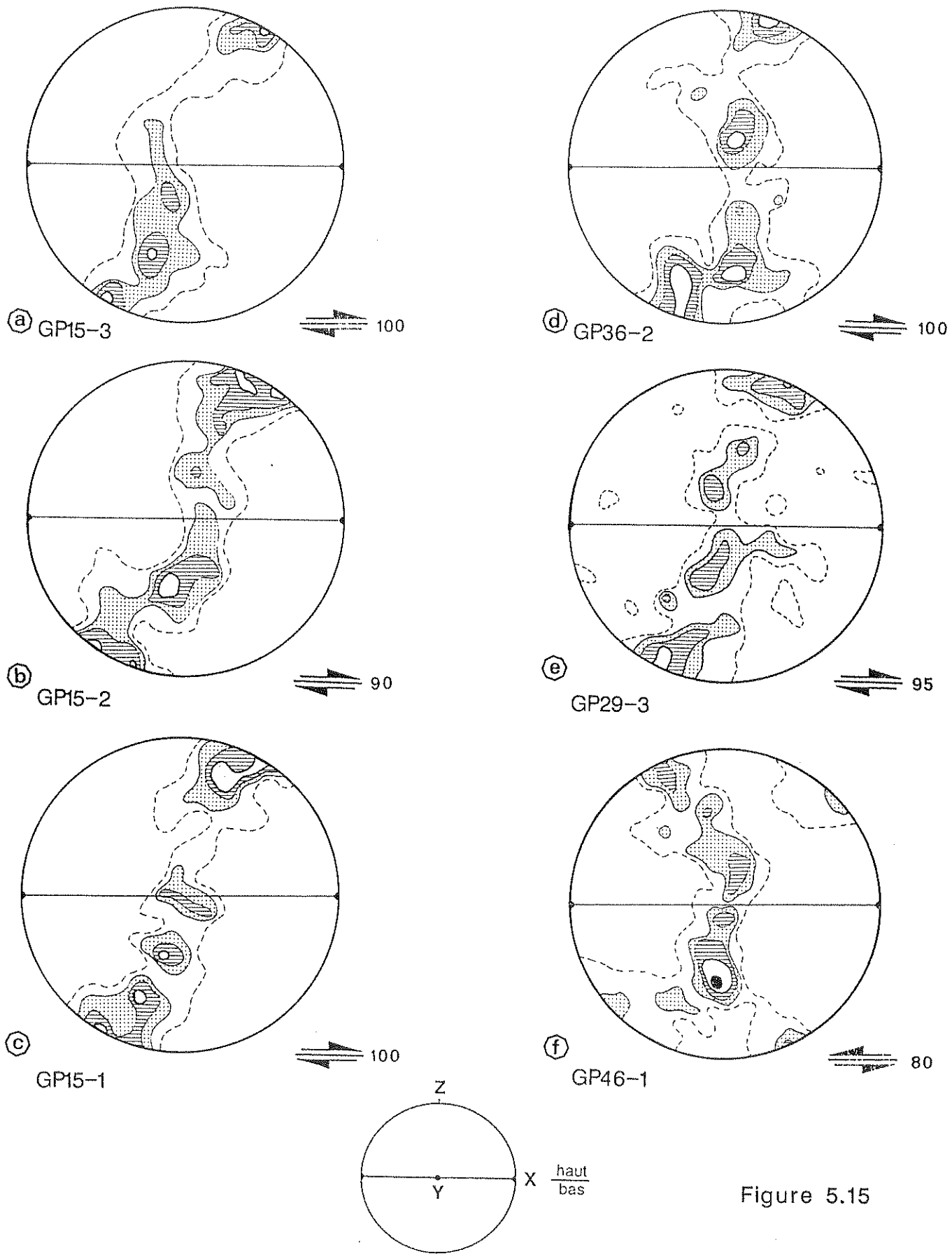


Figure 5.15 : Diagrammes d'O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ des quartz à couronne unique. La linéation est matérialisée par les points aux extrémités du diamètre. Projection sur un canevas de Schmidt dans l'hémisphère inférieur, comptage sur un canevas de Kalsbeek (cible de comptage égale à 1% de la surface). Lorsque les diagrammes sont interprétés comme dissymétriques, le sens de mouvement est indiqué. **a**, **b** et **c** - GP15-3, GP15-2 et GP15-1, contours à 2, 4, 8, 12, et plus. **d** - GP36-2, contours à 2, 4, 6, 8 et plus. **e** - GP29-3, contours à 2, 4, 6, 8, et plus. **f** - GP46-1, contours à 2, 4, 6, 9, 12 et plus. Les échantillons sont repérés géographiquement sur la figure 5.10.

continus et d'épaisseur plus constante (plusieurs grains dans l'épaisseur du ruban). Les grains qui les composent sont optiquement propres, aux contours réguliers et de forme allongée oblique sur l'allongement du ruban (type 2 de Boullier et Bouchez 1978). Les rubans de l'échantillon GP15-1 (zone la plus déformée) contiennent des quartz aux contours très irréguliers et riches en sous-joints prismatiques. Ces rubans appartenant au type 4 de Boullier et Bouchez (1978) sont très continus. On trouve également, dans ce dernier échantillon, des rubans polycristallins, à quartz rectangulaires, dont l'épaisseur n'excède pas un grain. Ces rubans, correspondant au type 3 de Boullier et Bouchez (1978), n'ont pas une extension importante. Les O.P.R. de ces trois échantillons (fig.5.15 a, b et c) présentent une couronne unique de plus en plus complète et dissymétrique au fur et à mesure que l'on se rapproche de la zone d'intense déformation. Pour GP15-3 (fig.5.15 a), la forme est une portion de couronne limitée autour de Y dans le plan YZ et reliée à des maxima périphériques qui soulignent l'obliquité. Ensuite (GP15-2, fig.5.15 b), la portion centrale se renforce et la couronne devient plus continue, et enfin (GP15-1, fig.5.15 c) un maximum se développe sur Y et la couronne est rectiligne et nettement dissymétrique sur le plan YZ.

Ce groupe d'échantillons présente, comme précédemment, des maxima situés à la périphérie des diagrammes. Cependant, presque systématiquement, ils montrent d'autres maxima situés de part et d'autre de Y et à mi-chemin entre Y et Z. Nous n'avons donc plus ici uniquement une activation du système de glissement basal, mais une participation des plans pyramidaux (pour les maxima entre Y et Z, fig.5.12 et 5.13) et des plans prismatiques (pour les maxima proches ou situés sur Y fig.5.12 et 5.13). Nous avons vu que les quartz de ces échantillons présentent tous des sous-joints. Ce sont des sous-structures prismatiques classiquement interprétées comme perpendiculaires à la

direction majeure de glissement (Christie et al. 1964, Bouchez 1977), et donc la direction suivant laquelle les différents systèmes de glissement ont été activés serait une direction basale. L'activation des plans prismatiques traduit une température plus élevée que celle nécessaire à l'activation des plans basaux (Tullis et al. 1973). Les fabriques de la figure 5.15 sont toutes franchement dissymétriques et à part pour l'échantillon GP46-1, l'inclinaison des couronnes indique un mouvement du compartiment supérieur vers l'Est (vers l'Ouest pour GP46-1).

5.2.3.4. Les O.P.R. à maxima au centre du diagramme.

Les échantillons GP22-2 et GP16-2 (fig.5.10) concernent des zones très localisées où la structure dominante est la linéation. Ils sont tous deux affectés par un microplissement à plan axial vertical et axe parallèle à la linéation qui, par l'intersection avec la foliation, donne l'aspect d'une 'tectonite'. Ces deux faciès gneissiques possèdent des rubans de quartz très continus et d'épaisseur constante où les grains forment une mosaïque équante à contour régulier (type 2, Boullier et Bouchez 1978). Les O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ du quartz montrent de fortes concentrations sur Y, surtout dans le cas de GP16-2 (fig.5.16 b) où l'O.P.R. se résume presque exclusivement à ce maximum situé dans le plan YZ. L'échantillon GP22-2 (fig.5.16 d) présente une couronne plus complète avec des maxima répartis jusqu'à la périphérie du diagramme et se terminant par de petits cercles plus ou moins complets centrés sur Z. Ces deux diagrammes ne montrent pas de dissymétrie très nette.

L'échantillon GP16-1 (fig.5.10) représente le même faciès que GP16-2, mais n'est pas affecté par le microplissement. Il possède une structuration planaire qui porte la ligne couramment rencontrée en Val Grande. On y trouve des rubans très bien exprimés à quartz allongés parallèlement à la direction des rubans et qui possèdent de nombreux sous-joints prismatiques fortement obliques sur l'allongement des rubans (type 4, Boullier et Bouchez 1978). En plus du pôle proche de Y, le diagramme d'O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ du quartz (fig.5.16 a) présente également deux pôles périphériques qui définissent une pseudo-couronne oblique sur le plan YZ.

Le dernier échantillon présenté ici, (GP14, fig.5.10), provient d'un filon de quartz à plat dans la foliation. Les grains qui le constitue sont de petite taille, parfois de forme allongée suivant la trace du plan de schistosité, à limites nettes et présentant des sous-joints prismatiques très fortement obliques sur la

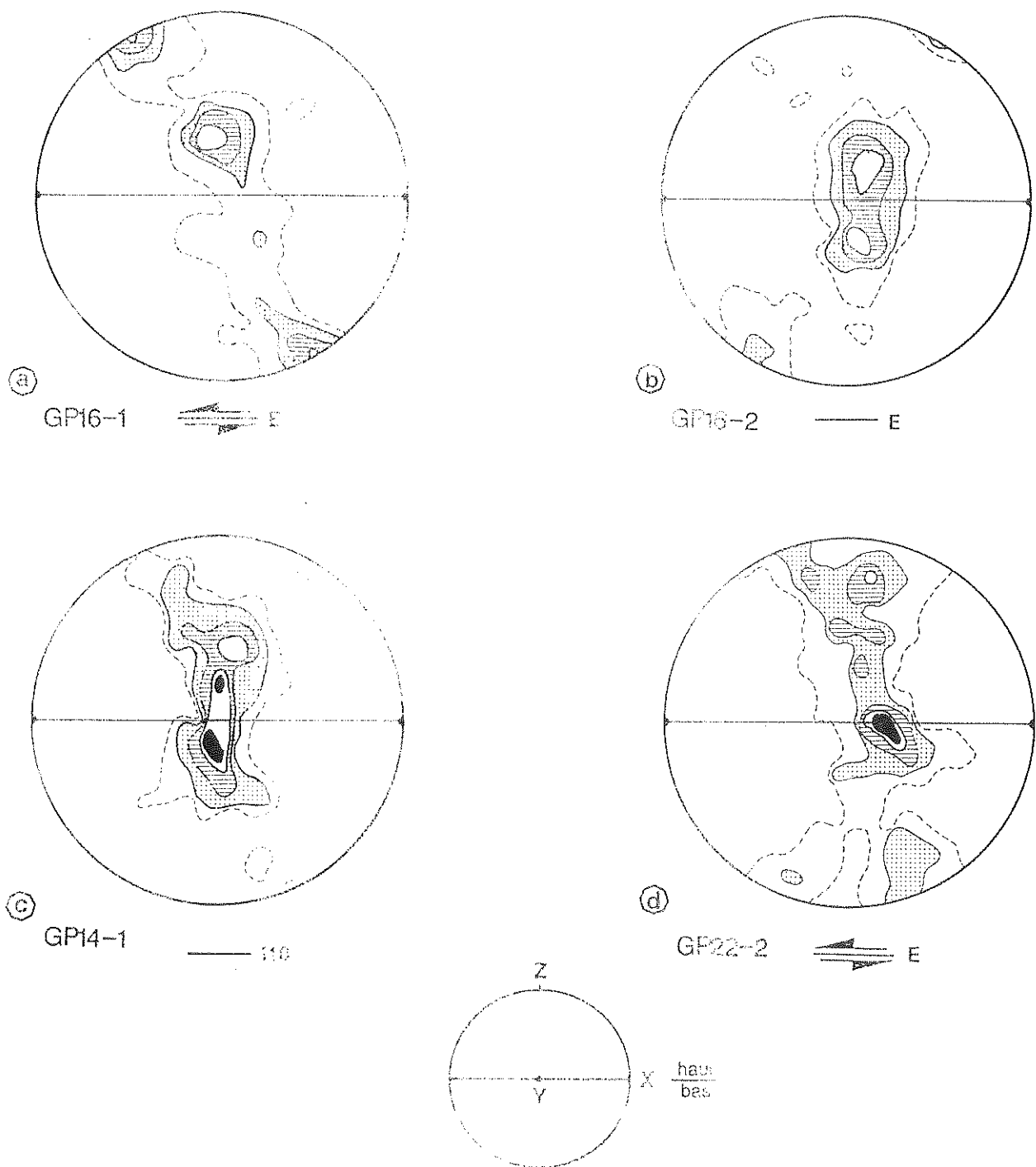


Figure 5.16 : Diagrammes d'O.P.R. d'axes <c> des quartz à forts maxima au centre. La linéation est matérialisée par les points aux extrémités du diamètre. Projection sur un canevas de Schmidt dans l'hémisphère inférieur, comptage sur un canevas de Kalsbeek (cible de comptage égale à 1% de la surface). Lorsque les diagrammes sont interprétés comme dissymétriques, le sens de mouvement est indiqué. a - GP16-1, contours à 2, 6, 9, 15 et plus. b - GP16-2, contours à 2, 5, 10, 15 et plus. c - GP14-1, contours à 2, 4, 8, 12 et plus. d - GP22-2, contours à 2, 5, 8, 12, 15 et plus. Les échantillons sont repérés géographiquement sur la figure 5.10.

foliation. L'O.P.R. (fig.5.16 c) présente un maximum centré sur Y et une extension vers Z en une portion de couronne dans le plan YZ.

A part GP16-1 qui montre une nette dissymétrie, les O.P.R. à maxima proche de Y traduisent des régimes de déformation coaxiaux (fabrique de réseau plus ou moins étirée et située dans le plan YZ ou symétrique par rapport à ce plan). Les positions des maxima sur Y indiquent que les plans de glissement sont les plans prismatiques. Les extensions vers Z ainsi que les sous-joints prismatiques observés dans les quartz, laissent penser que ces plans ont pu être activés dans une direction basale $\langle a \rangle$ (fig.5.12 et 5.13). Dans le cas de GP16-1, il y a activation des plans prismatiques en même temps que les plans basaux et l'obliquité de la fabrique indique un mouvement du compartiment supérieur vers l'Ouest.

5.2.4. Evolution des O.P.R.

5.2.4.1 En régime coaxial

Les échantillons du faciès gneissique le plus répandu en Val Grande (GP4-2, GP46, GP66) montrent des O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ symétriques ou présentant des dissymétries interprétables en terme de sens de mouvement. Les minces filons de quartz (GP63 et GP34-3) montrent également ce type d'O.P.R.

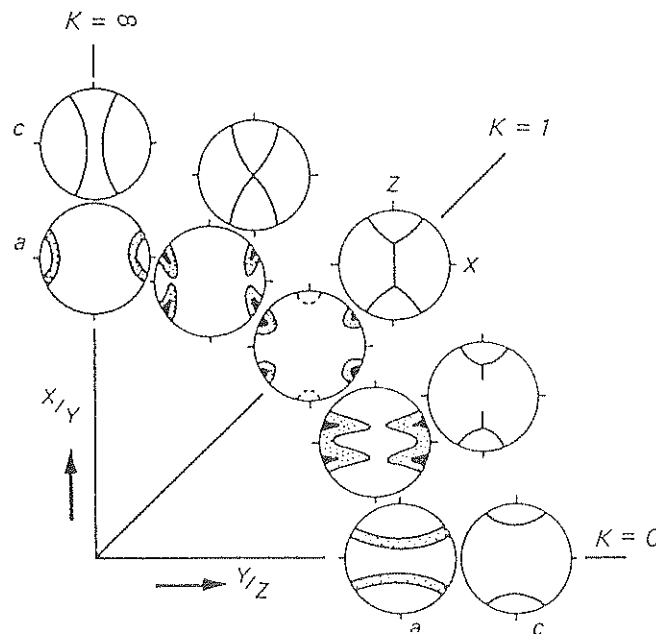


Figure 5.17 : Evolution des O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ et d'axes $\langle a \rangle$ des quartz dans un diagramme de Flinn (Law et al 1986).

L'évolution depuis une répartition à maxima à la périphérie sur Z ou suivant

des petits cercles centrés sur Z (GP 23, GP34-3, GP4-2, fig.5.10, 5.11 et 5.14) jusqu'au développement d'une extension qui tend à relier ces deux pôles se retrouve figure 5.17 (Law et al. 1986). Cette évolution se suit en passant du domaine de l'aplatissement du diagramme de Flinn au domaine de la déformation plane. Cela peut atteindre le domaine de la constriction, si l'on intègre l'échantillon GP22-2, pour lequel la couronne est complète avec un déplacement des maxima vers le centre du diagramme.

5.2.4.2. En régime rotationnel.

Les échantillons GP36, GP15 et GP29-3 prélevés dans des zones très laminées, d'intense déformation mais d'extension extrêmement réduite, montrent des O.P.R. typiques de régime non coaxial avec des dissymétries nettes par rapport au plan YZ.

Les O.P.R. des échantillons GP46-1 et -3 présentent un début d'évolution que l'on retrouve figure 5.18 (Law et al. 1986).

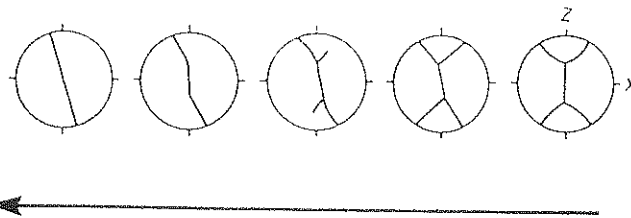


Figure 5.18 : Evolution de l'O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ du quartz en fonction de l'augmentation de l'intensité de la contrainte en cisaillement (Law et al. 1986).

Au départ la répartition est à maxima périphériques et symétriques sur le plan YZ, puis passe à une couronne plus complète mais en ligne brisée avec une partie centrale dans le plan YZ et des pôles périphériques qui soulignent le caractère rotationnel. Ce type d'évolution est encore plus complet dans le cas des trois échantillons GP15, où l'on passe d'une couronne en ligne brisée et discontinue à une couronne rectiligne et continue nettement dissymétrique sur le plan YZ. Ces évolutions, qui aboutissent à des couronnes plus ou moins complètes, inclinées sur le plan YZ, peuvent être dues à un accroissement de la composante rotationnelle ou bien à une augmentation de la contrainte en cisaillement simple (Law et al. 1986)

Les concentrations de maxima au centre des diagrammes d'O.P.R. indiquent des conditions de déformation à plus haute température que l'ensemble des faciès gneissiques caractérisé par des pôles proches de Z (Tullis et al. 1973, Bouchez et Pêcher 1981).

5.2.5. Conclusions à l'étude des O.P.R.

- Les échantillons présentant des dissymétries nettes et des O.P.R. typiques de régime non coaxial proviennent de zones très localisées, où la déformation est concentrée. Il existe, dans ces zones, un très fort gradient de déformation, puisqu'en moins d'un mètre de puissance, on assiste à des évolutions sur les diagrammes d'O.P.R. depuis des fabriques quasiment symétriques à maxima périphériques jusqu'à des répartitions en une couronne unique, continue et dissymétrique.

- Ces zones laminées semblent avoir fonctionné d'une manière presque systématique dans un même sens. Le mouvement indiqué par l'obliquité des O.P.R. est vers l'Est pour le compartiment supérieur.

- La majorité des échantillons de gneiss montre des fabriques symétriques ou très légèrement dissymétriques, témoins d'un régime de déformation coaxial. La position des maxima, comparée à la figure 5.17, indique que la déformation a pu se dérouler en régime d'aplatissement

- A partir de ces observations, nous pensons que les échantillons de gneiss à O.P.R. à maxima périphériques (témoins de basse température) représentent les conséquences des événements haute pression-basse température de la phase majeure alpine, qui serait donc caractérisée par un régime de déformation globalement coaxial. Les échantillons des zones à intense déformation seraient les témoins des rétrocharriages fini-alpins. Ces mouvements se produisent dans un environnement de faciès Schistes Verts où la température augmente et la pression diminue par rapport à la phase précédente de métamorphisme alpin typique. Une question reste posée : comment intégrer les évidences de régime non rotationnel dans le contexte de nappes qu'est celui du Grand Paradis lors de la phase majeure alpine? Si l'on assimile les micro-zones de cisaillement à des plans ayant pu jouer dans deux directions antagonistes (charriage vers l'Ouest et rétrocharriage vers l'Est), peut-on les interpréter comme des zones où une composante rotationnelle intervient de façon significative grâce à la présence d'accidents préexistants ou de niveaux riches en quartz et phyllites?

5.3. Etude des orientations préférentielles de forme

5.3.1. Saisie des données

Les échantillons sont observés à la loupe binoculaire ou au microscope et les orientations sont saisies grâce à l'analyseur vidéographique interactif (Lapique et al. 1988). Sur des sections repérées dans le référentiel XYZ de déformation finie, nous digitalisons le contour de chaque objet. Cette opération nous permettra d'appliquer directement la méthode des diamètres de Féret (Lapique 1987, Lapique et al. 1988, Champenois 1988), ainsi que de calculer certains paramètres. Les histogrammes d'orientation sont obtenus en répartissant par classe d'angle de 10° l'orientation des diamètres de Féret de chaque marqueur par rapport à une droite de référence. Sur chaque diagramme en rose, la trace du plan de foliation est repérée, car la référence n'est pas nécessairement la linéation ou la trace du plan de schistosité.

L'interprétation des dissymétries des diagrammes en rose sera faite comme précédemment, lors de l'étude de la zone de cisaillement d'Abeibara-Rahrous. Elle est basée sur les positions respectives des maxima de la population et du repère structural (linéation et trace du plan de foliation). Si le diagramme en rose montre un pic net faisant un angle avec la linéation, alors cette dissymétrie sera interprétée dans le sens d'une rotation depuis le plan d'aplatissement, marqué par le pic de la distribution, vers le plan de cisaillement matérialisé par la linéation. Dans le cas où les diagrammes sont concentrés dans un intervalle d'angle faible et que le pic est calé sur la linéation, une répartition dissymétrique de part et d'autre de ce pic donnera le sens de rotation (cf chapitre 1).

Nous allons, dans un premier temps, étudier les orientations préférentielles de forme (O.P.F.) des échantillons dont nous connaissons les O.P.R., et ainsi faire un rapprochement entre les comportements ductile des quartz et plus fragile des feldspaths. L'étude sera, ensuite, élargie à d'autres échantillons.

5.3.2. Orientation des fabriques de forme pour les cas où les O.P.R. d'axes <c> sont connues.

Les faciès des zones intensément laminées, à tendance mylonitique tels que GP15-1, 2 et 3 (fig.5.10), n'ont pu être considérés ici du fait de leur trop petite taille de grains et de l'absence ou de la trop faible quantité de porphyroclastes. Il en est de même pour les filons de quartz pur où la

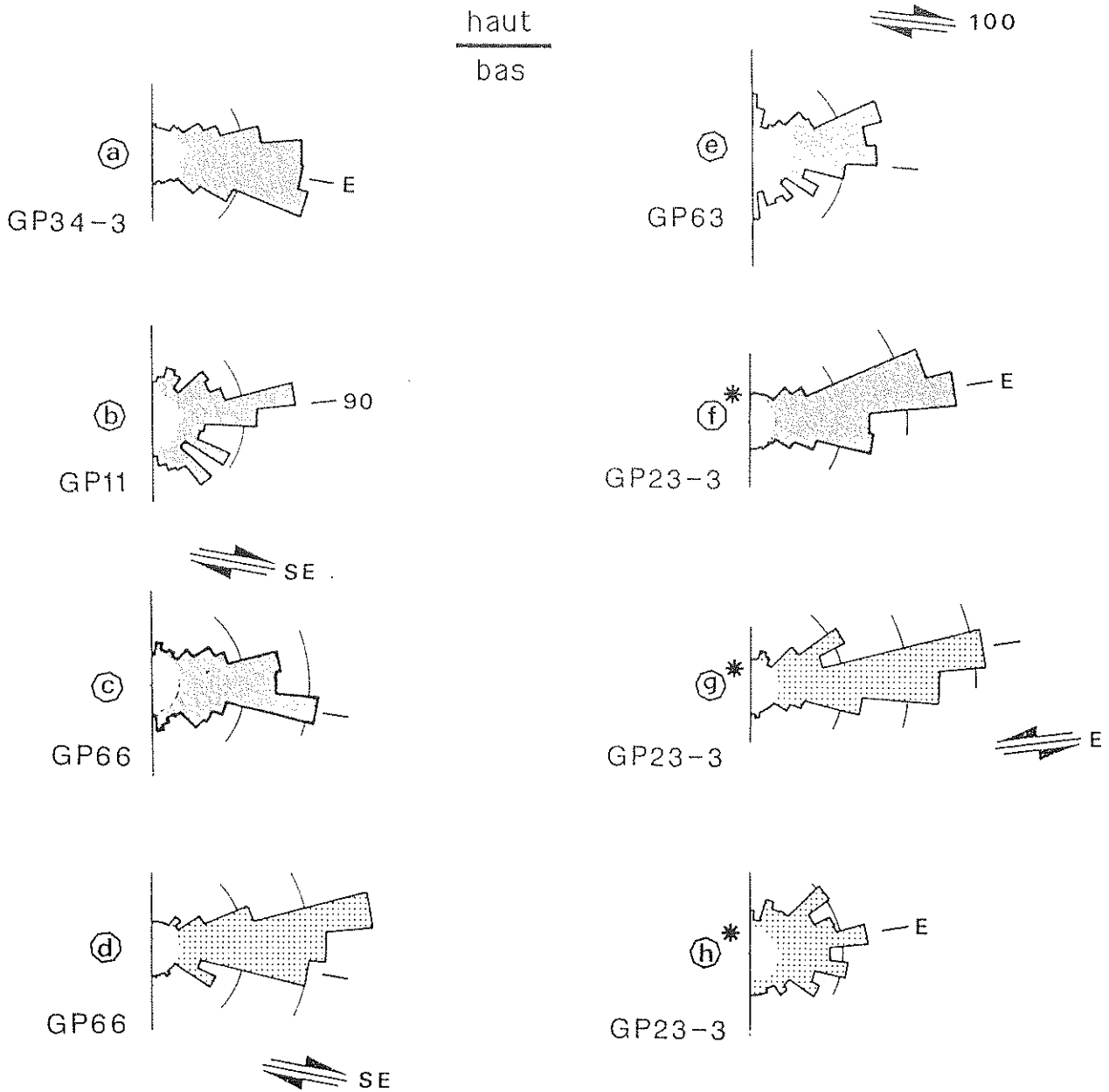


Figure 5.19 : Diagramme en rose d'orientation des grands axes (plus grand Féret) des marqueurs. Les classes angulaires sont de 10° , chaque classe est affectée de la longueur du grand axe de la particule appartenant à la classe considérée. Les arcs de cercles indiquent des pourcentages de 10, 20 et 30% par rapport à la longueur cumulée des grands axes de la population. Les diagrammes en grisés correspondent à des mesures faites sur les feldspaths, les diagrammes au figuré plus clair correspondent à des mesures réalisées sur des quartz (porphyroclastiques, de rubans ou d'amandes). Toutes les sections (sauf indications contraires) sont des représentations du plan XZ. Le repère structural (linéation ou trace du plan de foliation) représenté et orienté sur chaque diagramme est subhorizontal, sauf *. Lorsque le diagramme est interprété comme dissymétrique le sens de mouvement est indiqué. **a, b, c** et **e** - Mesures sur feldspaths porphyroclastiques. **d** - Mesures sur quartz porphyroclastiques. **f, g** et **h** - marqués du signe * sont repérés dans un plan horizontal (le sud en haut de la feuille et le nord vers le bas). **g** - Mesures sur des quartz porphyroclastiques. **h** - mesures sur des quartz en ruban.

restauration et la recristallisation dynamique ont conduit à des grains de taille très réduite et de forme régulière.

Les marqueurs utilisés sont pour la plupart des porphyroclastes feldspathiques, ainsi que des quartz pour les cas où leur taille permettait la digitalisation.

5.3.2.1. Orientation des fabriques de forme des échantillons présentant des O.P.R. symétriques à maxima périphériques.

La figure 5.19 présente les échantillons caractérisés par ce type d'O.P.R. et possédant des porphyroclastes en nombre et de taille suffisants. Dans l'ensemble, les diagrammes en rose des fabriques de forme des feldspaths de la figure 5.19 montrent des répartitions dans lesquelles les dissymétries sont plus évidentes que sur les diagrammes d'O.P.R. d'axes <c> des quartz.

L'échantillon GP34-3 (fig.5.19 a) montre une distribution presque parfaitement symétrique pour les feldspaths. Par contre les faibles dissymétries des O.P.R. des échantillons GP66 et GP63 sont renforcées sur les diagrammes en rose d'O.P.F. (fig.5.19 c et e) avec un déplacement du compartiment supérieur vers l'Est ou le Sud-Est. La dissymétrie du diagramme en rose de l'échantillon GP66 est renforcée par l'orientation de la fabrique de forme des quartz des rubans (fig.5.19 d). Ce diagramme indique le même sens de rotation que le diagramme réalisé à partir des porphyroclastes de feldspaths, mais la dissymétrie est marquée de manière plus nette par un pic faisant un angle de 20° par rapport à la linéation (assez couramment observé, Lister et Snoke 1984, Law et al. 1986).

L'échantillon GP23-3 qui présentait une O.P.R. d'axes <c> des quartz (fig.5.10) parfaitement symétrique avec un maximum sur Z montre des diagrammes d'O.P.F. particuliers pour les différents marqueurs utilisés. Le diagramme en rose des quartz des rubans (fig.5.19 h) est aussi symétrique que l'O.P.R., alors que les porphyroclastes de feldspaths et de quartz montrent des distributions plus concentrées autour de la linéation. Si le diagramme concernant les feldspaths est difficilement interprétable en termes de sens de mouvement, le diagramme des quartz porphyroclastiques (hors des rubans) possède son maximum sur la linéation (fig.5.19 g). La dissymétrie de la répartition indique un mouvement du compartiment Nord vers l'Est puisque nous sommes dans une zone très redressée, et le mouvement est dextre suivant la linéation horizontale, le long d'une rampe latérale très locale.

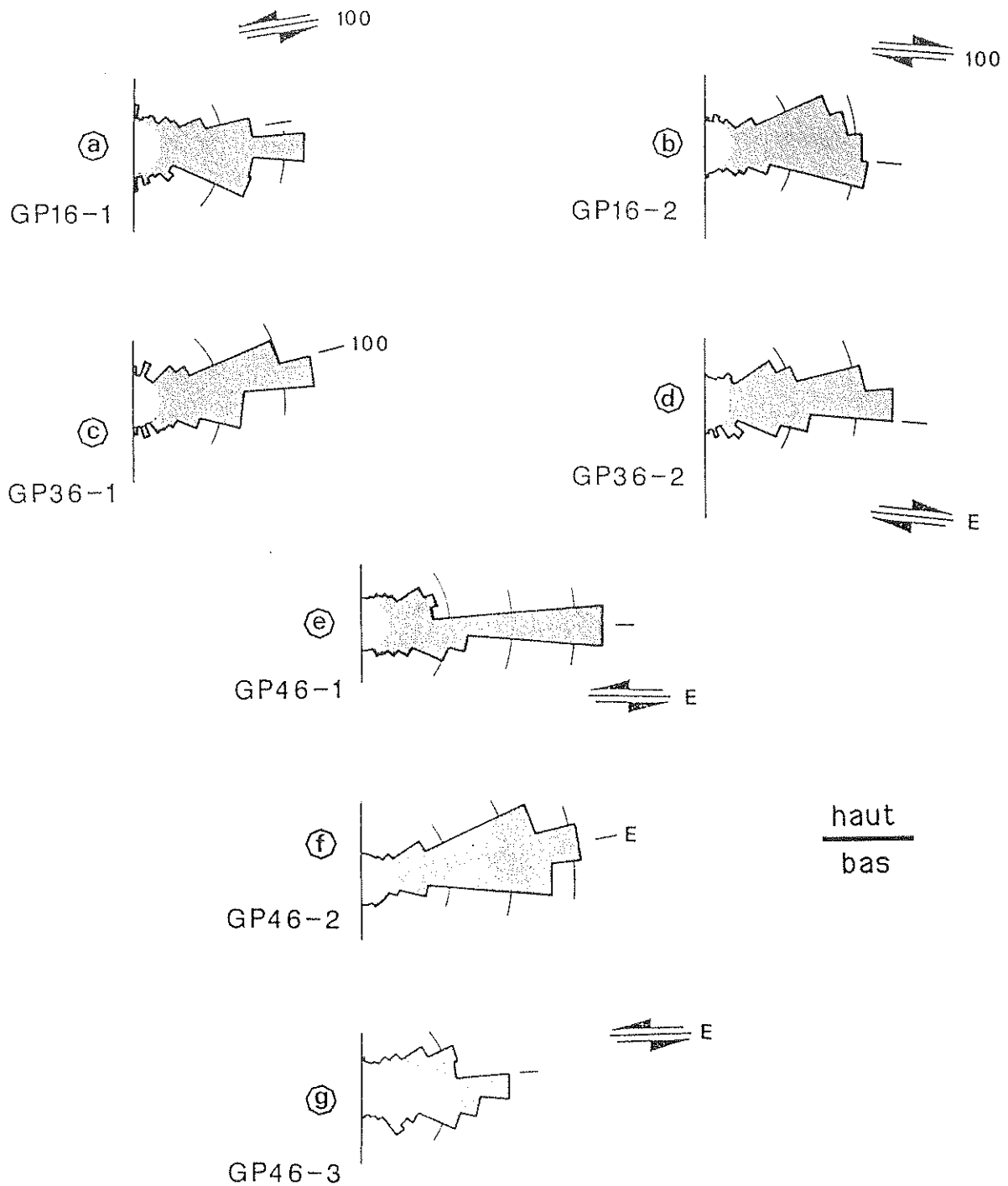


Figure 5.20 : Même légende que figure 5.19.

Ces diagrammes d'O.P.F. sont donc moins symétriques que les diagrammes d'O.P.R. Les diagrammes d'orientation des fabriques de forme des marqueurs feldspathiques peuvent traduire l'existence d'une composante rotationnelle plus ou moins forte non décelable par l'unique examen des O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ du quartz.

5.3.2.2. Orientation des fabriques de forme des échantillons présentant des O.P.R. dissymétriques.

Un premier examen de l'ensemble des échantillons concernés, montre que les dissymétries relevées sur les diagrammes d'O.P.R. se retrouvent sur les diagrammes d'orientation de fabrique et donnent le même sens de mouvement.

Sur la figure 5.20 a et b, nous retrouvons les sens antagonistes déjà relevés sur les O.P.R. des échantillons GP16-1 et GP16-2 (fig.5.10). La population de feldspaths de GP16-2 est représentée par un diagramme d'orientation nettement dissymétrique, alors que l'O.P.R. traduisait une légère obliquité à peine soulignée par deux maxima discrets à la périphérie du diagramme (fig.5.10).

Les autres diagrammes d'orientation des fabriques de forme des feldspaths présentés figure 5.20 (c, d, e, f et g) montrent, lorsque la distribution n'est pas trop concentrée en un pic unique sur la linéation, le même sens de mouvement que les O.P.R. d'axes <c> des quartz. Lorsque le diagramme se réduit à un pic unique, étroit, positionné sur le repère structural, le caractère dissymétrique (s'il existe) est plus difficilement décelable (fig.5.20 e et f)

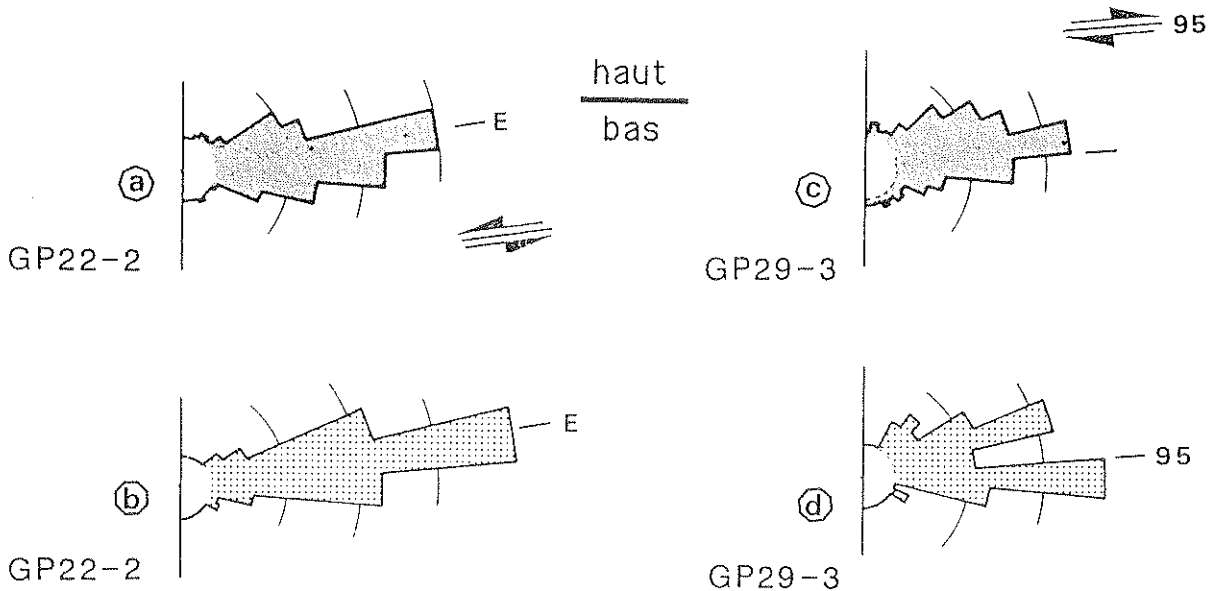


Figure 5.21 : Même légende que figure 5.19. b et d correspondent à des mesures réalisées sur des quartz porphyroclastiques.

Sur la figure 5.21, il est possible de comparer les comportements de

différents types de marqueurs : quartz et feldspaths. Les diagrammes d'orientation des fabriques de forme des feldspaths montrent le même sens de mouvement que celui relevé à la suite de l'étude des O.P.R. d'axes <c> du quartz (fig.5.10). Par contre les diagrammes en rose d'orientation des quartz porphyroclastiques sont symétriques par rapport à la foliation.

5.3.2.3. Conclusions

La majorité des diagrammes d'O.P.F. présentés ici, indique des sens de mouvement identiques à ceux déterminés par l'étude des O.P.R. d'axes <c> du quartz. Les diagrammes d'O.P.F. vont donc pouvoir être utilisés pour déterminer les sens de mouvement en l'absence des critères asymétriques habituellement employés (structures c-s, amandes ou ombres de pression dissymétriques ...).

5.3.3. Evolution des O.P.F.

5.3.3.1. En bordure Sud du massif.

La figure 5.22 montre les diagrammes en rose des fabriques de forme des feldspaths pour un certain nombre d'échantillons du vallon di Sea. Le sens de mouvement, indiqué par les dissymétries des diagrammes en rose réalisés dans les sections XZ, est presque systématiquement vers l'Est, à l'exception des échantillons GP37, GP59 et GP61.

Les échantillons GP59 et GP61 montrent tous deux une obliquité inverse avec un déplacement du compartiment supérieur vers l'Ouest. Ils proviennent de la bordure Est du socle orthogneissique, à la limite avec des formations sombres schisteuses (paragneissiques ?) où la tectonique est localement perturbée par des phénomènes de boudinage de niveaux gneissiques ou aplitiques dans les unités schisteuses, et par des enclaves d'un matériel dans l'autre qui entraînent de fortes désorientations du plan de foliation.

Figure 5.22 : Situation, en Val di Sea, des échantillons sur lesquels ont été réalisées les mesures d'orientation des fabriques de forme. Tous les marqueurs utilisés ici sont des feldspaths. Lorsqu'il n'est pas précisé le plan est XZ, la linéation ou la trace du plan de foliation est repérée et orientée. Les échantillons désignés par un carré noir sont ceux dont nous connaissons l'O.P.R. d'axes <c> des quartz. Les échantillons GP59, GP61, GP62, GP63, GP66 et GP67 appartiennent au niveau structural carté figure 5.5.

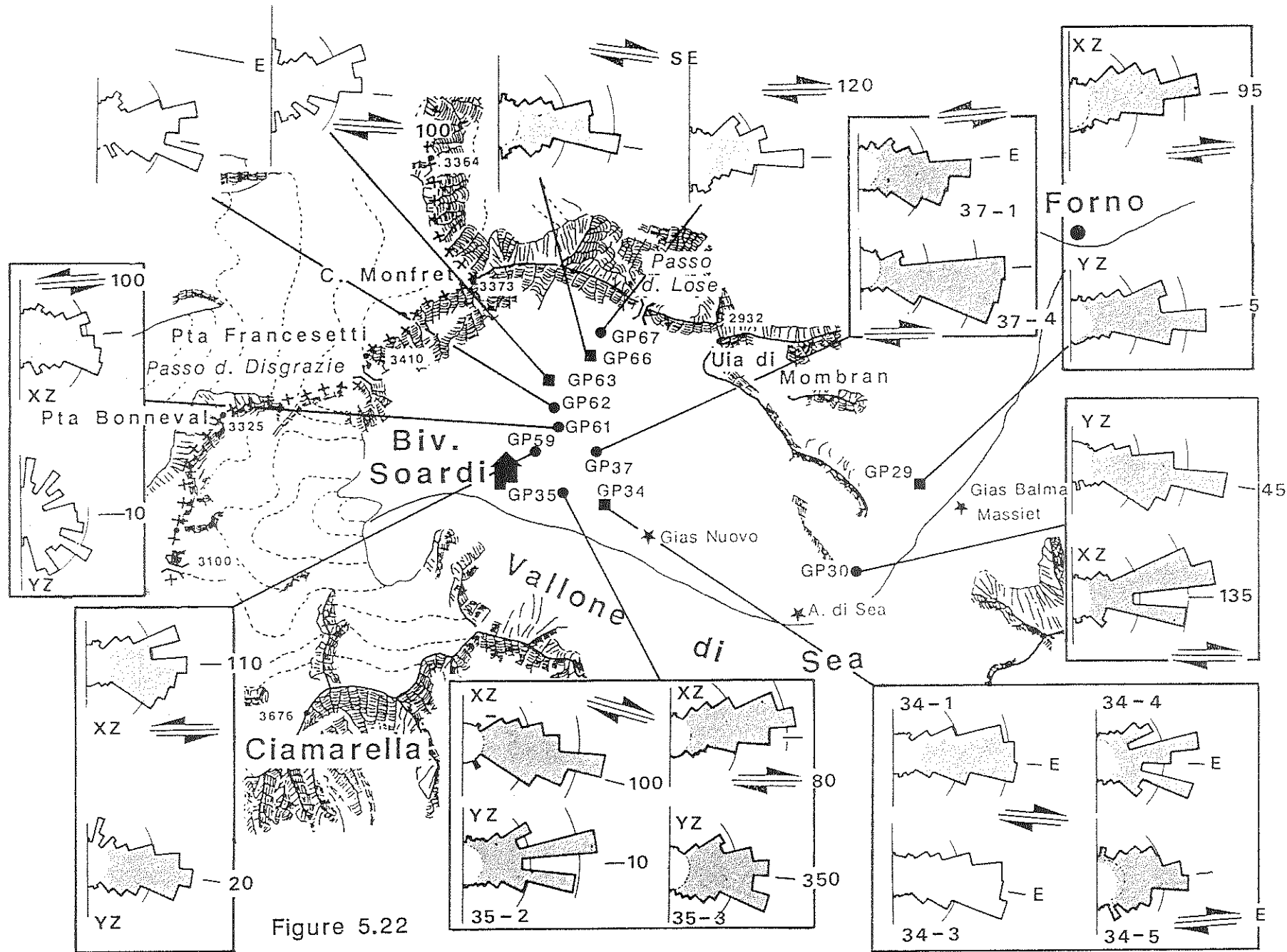


Figure 5.22

Les diagrammes en rose des échantillons GP37-1 et -4 indiquent clairement aussi un déplacement du compartiment supérieur vers l'Ouest. Ces échantillons proviennent d'une zone, où la schistosité est perturbée par des plis, provoqués par des blocs qui interviennent comme des masses inertes autour desquelles se développent des structures tectoniques complexes, semblables à celles présentées par les plis en fourreau ou par les figures d'interférence de plusieurs phases de déformation.

Les échantillons GP34 traduisent clairement la concentration de la déformation dans des zones localisées (fig.5.22). L'échantillon GP34-1, prélevé dans une de ces zones, montre une dissymétrie nette du diagramme d'orientation ainsi qu'une distribution des orientations relativement concentrée sur un pic. Dès GP34-3, échantillonné à moins d'un mètre, les diagrammes ne présentent plus de dissymétries interprétables, et ensuite pour GP34-4 et -5 situés respectivement à 1m et 2,5m de la zone cisailée, les diagrammes en rose montrent des dispersions de plus en plus grandes.

Sur la figure 5.22, nous présentons plusieurs exemples d'orientation des marqueurs observés dans le plan YZ (perpendiculaire à la foliation et à la linéation). D'une manière systématique et quelque soit le sens de l'obliquité du diagramme en rose représentatif de la section XZ, la distribution est symétrique par rapport à la trace du plan de foliation. Ce caractère souligne le côté unidirectionnel de la déformation concentrée suivant l'orientation de la linéation. Ce type de relations entre les plans XZ et YZ est à rapprocher de phénomènes à plus petite échelle comme les plis en fourreau observés assez fréquemment dans cette région. Ces plis à axe parallèle à la linéation (environ N100°E) montrent des sections annulaires plus ou moins aplaties et parfaitement symétriques dans le plan YZ.

La figure 5.23 présente des échantillons provenant d'autres zones proches du contact avec les Schistes Lustrés (alentours du village de Forno et région du col del Trione). Les mesures sur feldspaths de l'échantillon GP22-2 montrent la même obliquité que l'O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ du quartz. Comme précédemment, les orientations des fabriques de forme dans le plan YZ montrent des distributions symétriques par rapport à la foliation, qu'il s'agisse des marqueurs feldspathiques ou quartzeux.

Les autres échantillons indiquent, lorsque la dissymétrie existe, un déplacement du compartiment supérieur vers l'Est. Les échantillons GP40-1, -2 et -3, pourtant prélevés seulement à quelques dizaines de mètres sous le contact des schistes lustrés, ne montrent pas de dissymétrie prononcée. GP 40-1 et -2 présentent des diagrammes pratiquement symétriques, et seul GP40-3, qui

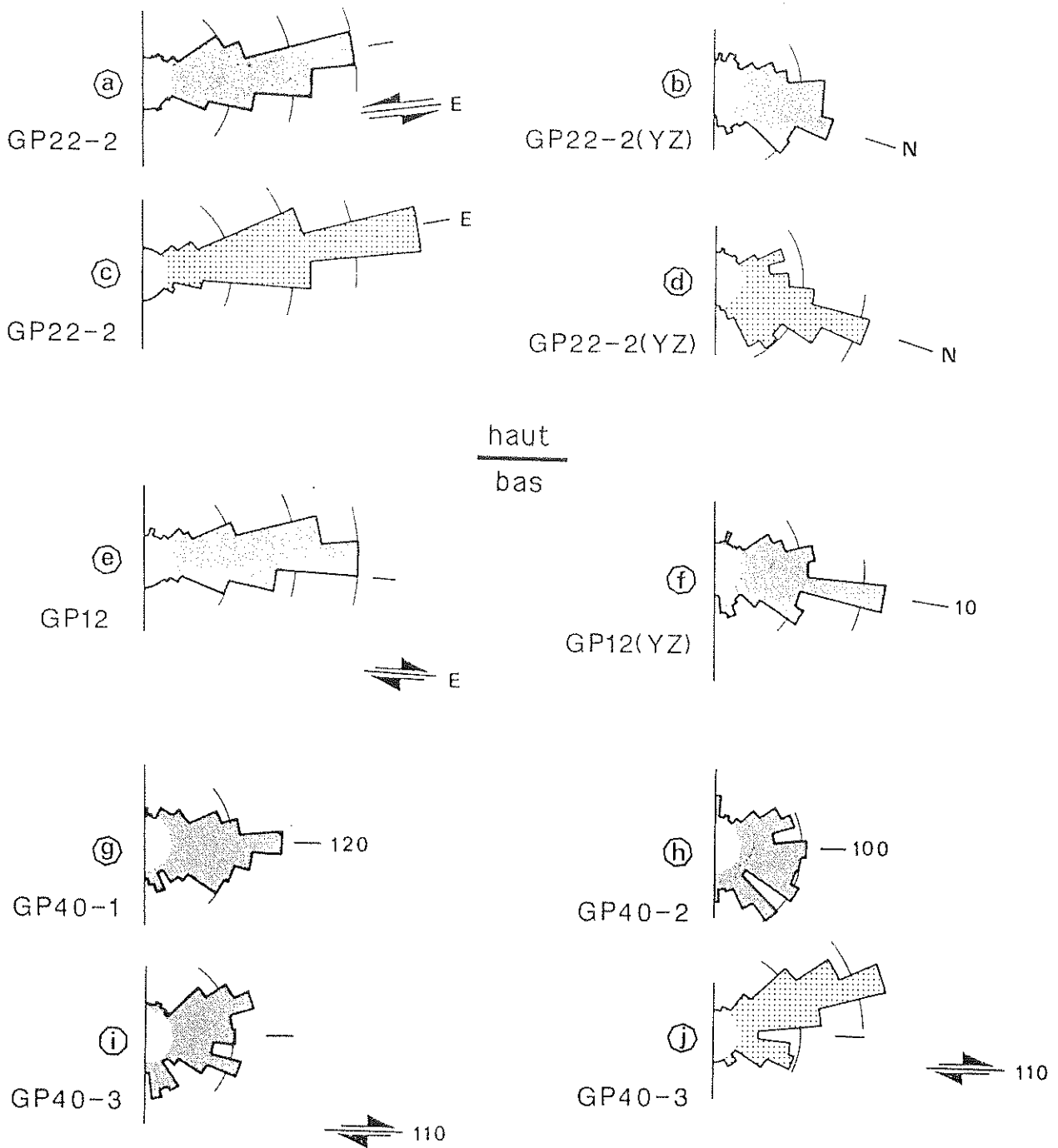


Figure 5.23 : Même légende que figure 5.19. **b, d et f** - sont des représentations dans le plan YZ. **c, d et j** - correspondent à des mesures sur des quartz porphyroclastiques.

provient d'une zone plissée où l'on rencontre des structures annulaires de plis en fourreau (section YZ), indique nettement, que ce soit par l'orientation des feldspaths ou des porphyroclastes de quartz, un mouvement vers l'Est pour le compartiment supérieur.

5.3.3.2. Zone centrale du massif.

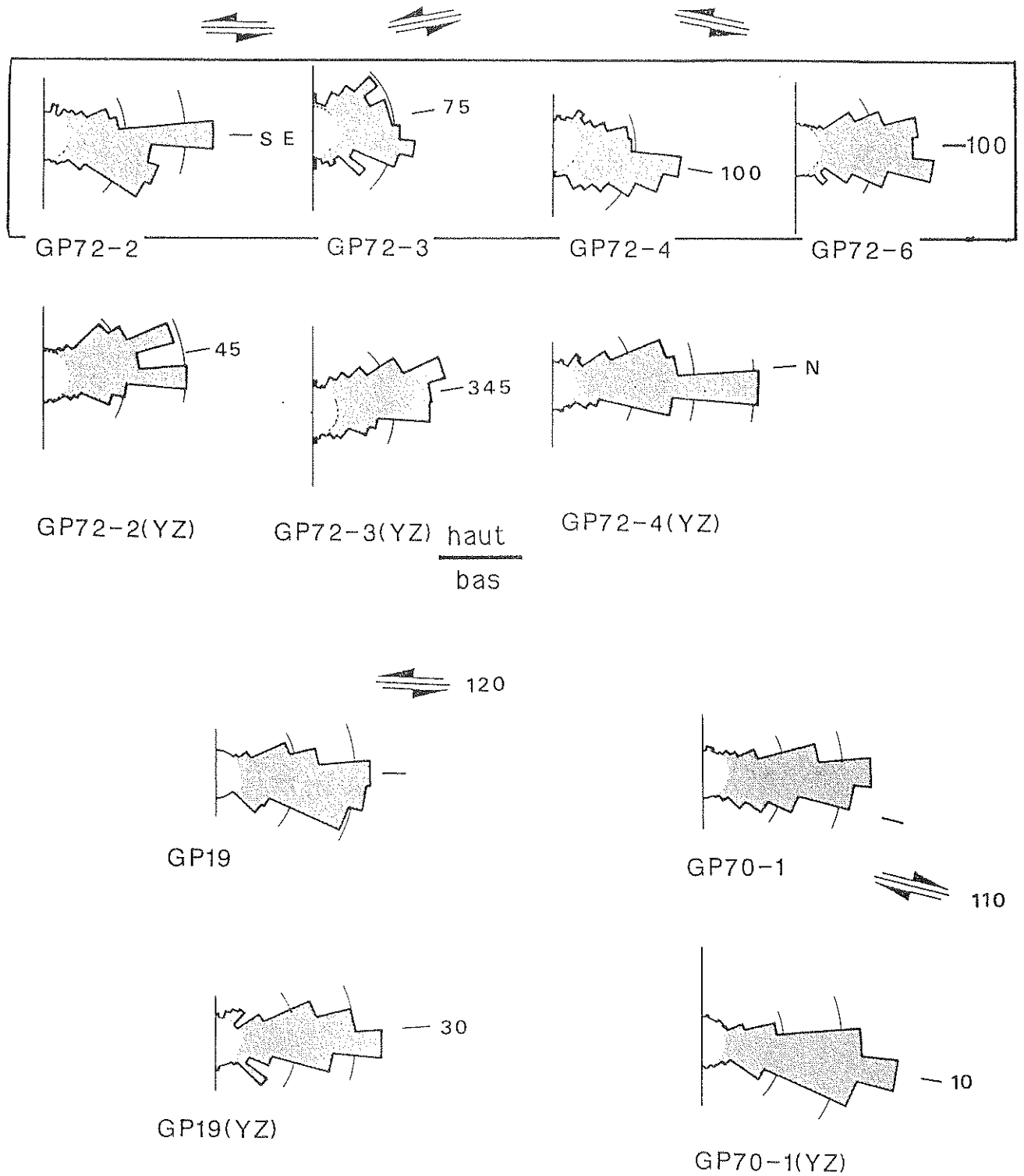


Figure 5.24: Même légende que figure 5.19.

Une zone du versant Sud de la Levanne Orientale (fig.5.4) a été échantillonnée en trois points (fig 5.9). GP72 et GP19 ont un plan de schistosité

subhorizontal, mais correspondent à des zones où la foliation est perturbée par des enclaves de nature variable constituant des hétérogénéités locales. La foliation moule les enclaves de matériel compétent, ce qui peut former des figures en "champignons" plus ou moins fermées. D'une perturbation à l'autre (distantes de plusieurs centaines de mètres), les foliation et linéation reprennent leurs positions régionales respectives et les diagrammes en rose des orientations des fabriques de forme des feldspaths montrent des dissymétries dans le plan XZ indiquant un sens de mouvement vers l'Ouest pour le compartiment supérieur.

Les échantillons 72 présentent de GP72-2 à GP72-6 une évolution vers le centre d'une zone déformée (fig.5.24), et montrent une réduction générale de la taille des grains qui ne s'accompagne pas d'une concentration de la population sur un pic. Lorsque le grain diminue, le cristal va avoir tendance à tourner dans le plan de foliation et donc, la population sera plus dispersée autour du repère structural (GP72-3). Si la déformation s'intensifie, les cristaux se disposeront à nouveau suivant un pic relativement étroit autour de la direction de mouvement. Les diagrammes en rose des orientations des feldspaths dans les plans YZ sont symétriques par rapport à la trace du plan de foliation (fig.5.24). L'échantillon GP19 présente les mêmes types de diagrammes que GP72, à savoir, une distribution dissymétrique (avec sens de déplacement vers l'Ouest-Nord-Ouest) dans le plan XZ et un diagramme en rose symétrique dans le plan YZ (fig.5.24).

GP70 a été échantillonné dans une zone très laminée à grain fin d'épaisseur réduite (2m), le mouvement que traduit le diagramme d'orientation (fig.5.24) est vers l'Est pour le compartiment supérieur et retrouve, ici, la disposition symétrique par rapport à la trace du plan de foliation de la distribution en section YZ.

5.3.4. Conclusions à l'étude des O.P.F.

Dans la grande majorité des cas, le sens de mouvement indiqué par les obliquités des diagrammes en rose d'O.P.F. des feldspaths ou des quartz est similaire à celui montré par la dissymétrie des diagrammes d'O.P.R. d'axes <c> des quartz.

L'étude détaillée à l'échelle de la région, met l'accent sur le caractère hétérogène de cette zone malgré une apparente monotonie macroscopique et mégascopique soulignée par la constance de la foliation plate et la continuité de la linéation E-W horizontale. Dans les zones Sud (contact avec les schistes

lustrés) et Est de la région étudiée, nous trouvons deux sens antagonistes orientés suivant la même direction. Dans ces deux zones, les échantillons montrant un mouvement du compartiment supérieur vers l'Ouest proviennent de sites caractérisés par des figures tectoniques complexes de plis en "champignons" ou même de plis en fourreau. Ces figures, lorsqu'il est possible de voir leur polarité, indiquent un sens de déplacement vers l'Ouest, et sont classiquement imputées à la phase majeure de chevauchement vers l'Ouest de la nappe de socle sur la zone briançonnaise (Carpena et Mailhé 1984, Lacassin 1984, Vissers et Compagnoni 1984).

Il faut remarquer, à l'échelle de tout le Val Grande, que les échantillons présentant ce sens de mouvement (haut vers l'Ouest) sont représentatifs de niveaux relativement profonds de la nappe (fond des vallées ou zones internes). Les niveaux plus superficiels (proche du contact avec les schistes lustrés), ainsi que les niveaux profonds affectés par les accidents mylonitiques de puissance réduite attestent de mouvements du compartiment supérieur vers l'Est.

Les mouvements vers l'Est se produisent donc le long d'accidents d'épaisseur métrique à plurimétrique (GP15, GP36, GP34). Il existe, néanmoins, des zones d'importance régionale, où la déformation est moins concentrée et ne s'exprime pas par des faciès mylonitiques. C'est le cas de la zone présentée figure 5.22 entre le bivouac Nino Soardi et le Passo del Lose, échantillonnée de GP62 à GP67 et qui constitue un niveau structural d'une cinquantaine de mètres de puissance.

Cette étude souligne également la dualité qui existe entre des zones où le caractère rotationnel du régime de déformation est nettement affirmé (O.P.F très dissymétriques de zones à plis en fourreau) et des zones présentant des fabriques symétriques dans les sections XZ et YZ.

5.4 Analyse de la déformation finie

5.4.1 Méthodes de quantification et saisie des données

La méthode systématiquement appliquée est la méthode des diamètres de Féret (Lapique 1987, Lapique et al. 1988). Pour les valeurs relativement basses de rapports axiaux d'ellipses de déformation, nous avons démontré (chapitre 2 et Lapique 1987) que cette méthode donnait les résultats les plus proches des données théoriques. La saisie du contour est réalisée sur l'analyseur

vidéographique interactif (Lapique et al. 1988). De plus la technique de digitalisation du contour des marqueurs permet d'avoir accès à d'autres méthodes de quantification (moyennes, R_f/Φ de Dunnet 1969, Fry 1979, Panozzo 1983, 1984), ainsi qu'à certains paramètres.

Pour les estimations de déformation finie, les résultats sont exprimés par les rapports axiaux des ellipses 2D représentatives de l'état de déformation, ainsi que par l'orientation de cette ellipse (angle entre le grand axe de l'ellipse et la référence). A partir des fichiers de digitalisation des contours complets des marqueurs, il est possible d'obtenir des histogrammes de distribution d'un certain nombre de paramètres :

-orientation : l'histogramme représente la distribution des orientations des diamètres de Féret des marqueurs. Les classes d'angles et les bornes maximales sont choisies par le manipulateur. L'incrémentation de chaque classe d'angle peut se faire de 1 en 1 (dénombrement des marqueurs de même orientation) ou de la longueur du marqueur.

-rapports axiaux : la valeur du petit axe du marqueur (b) est calculée à partir de la surface (S) et du grand axe (a) en assimilant sa forme à une ellipse ($b=S/\pi*a$).

-indice de sphéricité (chapitre 3) : cet indice est un paramètre de forme obtenu par la relation $P^2/4\pi S$. Ce rapport est égal à 1 pour un cercle (fig. 3.4).

Pour cette étude, les marqueurs le plus fréquemment utilisés sont les porphyroclastes feldspathiques. Dans certains cas, il a été possible de considérer les quartz porphyroclastiques ou constitutifs de rubans. De la sorte, nous pourrions étudier les différences enregistrées sur les rapports axiaux de l'ellipse 2D dues aux comportements différents des marqueurs. Dans certaines zones échantillonnées plus finement, nous pourrions étudier l'évolution de la déformation finie avec l'éloignement par rapport à une zone de cisaillement, ainsi que l'évolution le long d'un même niveau structural. Nous analyserons également sur deux exemples, l'influence de la minéralogie sur les résultats de la quantification. Enfin nous tenterons de caractériser le régime de déformation régional en reportant les paramètres des ellipsoïdes de déformation finie (3D) dans les diagrammes de Ramsay (1967) et de Hossack (1968).

5.4.2 Evolution des fabriques de forme

5.4.2.1 Evolution en fonction de la distance à une zone de cisaillement.

Nous nous intéresserons principalement à deux zones de cisaillement, puissantes seulement de quelques mètres et localisées l'une en bordure Sud du massif (GP34 au fond du vallon di Sea) et l'autre en position plus interne (GP72, Colle della Piccola).

Les figures 5.25 et 5.26 montrent les valeurs des rapports axiaux des ellipses de déformation finie (R_f) ainsi que l'orientation par rapport au repère structural. Pour chaque échantillon, trois méthodes ont été appliquées au même fichier de digitalisation (Féret: cercles, Shimamoto et Ikeda: triangles, moyennes: croix). Nous avons reporté sur les diagrammes des figures 5.25 b, c, d et 5.26 a, b les résultats de plusieurs estimations effectuées sur la même lame mince, sans les sommer ni les moyenner, afin de visualiser l'homogénéité de la déformation et la validité des méthodes à l'échelle des lames minces. Les écarts maximaux, pour R_f obtenus par la méthode des diamètres de Féret, sont de 0,15 soit 8% et les orientations des grands axes de l'ellipse de déformation finie ne varient que de quelques degrés.

Les méthodes de quantification de la déformation finie, dans ce contexte, traduisent une légère augmentation du taux de déformation lorsqu'on se rapproche du coeur de la zone déformée (de 1,4 à 1,8 pour GP72 -2 à GP72-6). La figure 5.26 présente les diagrammes R_f/Φ pour les échantillons GP34. Elle souligne bien le fait que la déformation est très concentrée. Ainsi, l'intensité de la déformation finie chute rapidement à 1 mètre de la zone à caractère mylonitique, le rapport axial de l'ellipse n'est déjà plus que de 1,3 avec une forte désorientation des marqueurs (fig 5.22). Lorsque nous nous éloignons encore de la zone de cisaillement, nous ne remarquons plus d'évolution et les valeurs de rapports axiaux restent constantes aux alentours de 1,3.

Dans ces deux cas de zones de cisaillement, les évolutions sont marquées également par les variations de l'indice d'ellipticité et des rapports axiaux moyens. Nous assistons à une augmentation régulière des rapports axiaux moyens (fig.5.27) pour GP72 de 2,13 à 2,6 parallèlement à un accroissement de la valeur de l'indice d'ellipticité. de 1,51 à 1,66 (fig.5.27). Les rapports axiaux des marqueurs des échantillons GP34 chutent rapidement à des valeurs moyennes inférieures à 2 et se stabilisent autour de 1,9 lorsque la distance avec

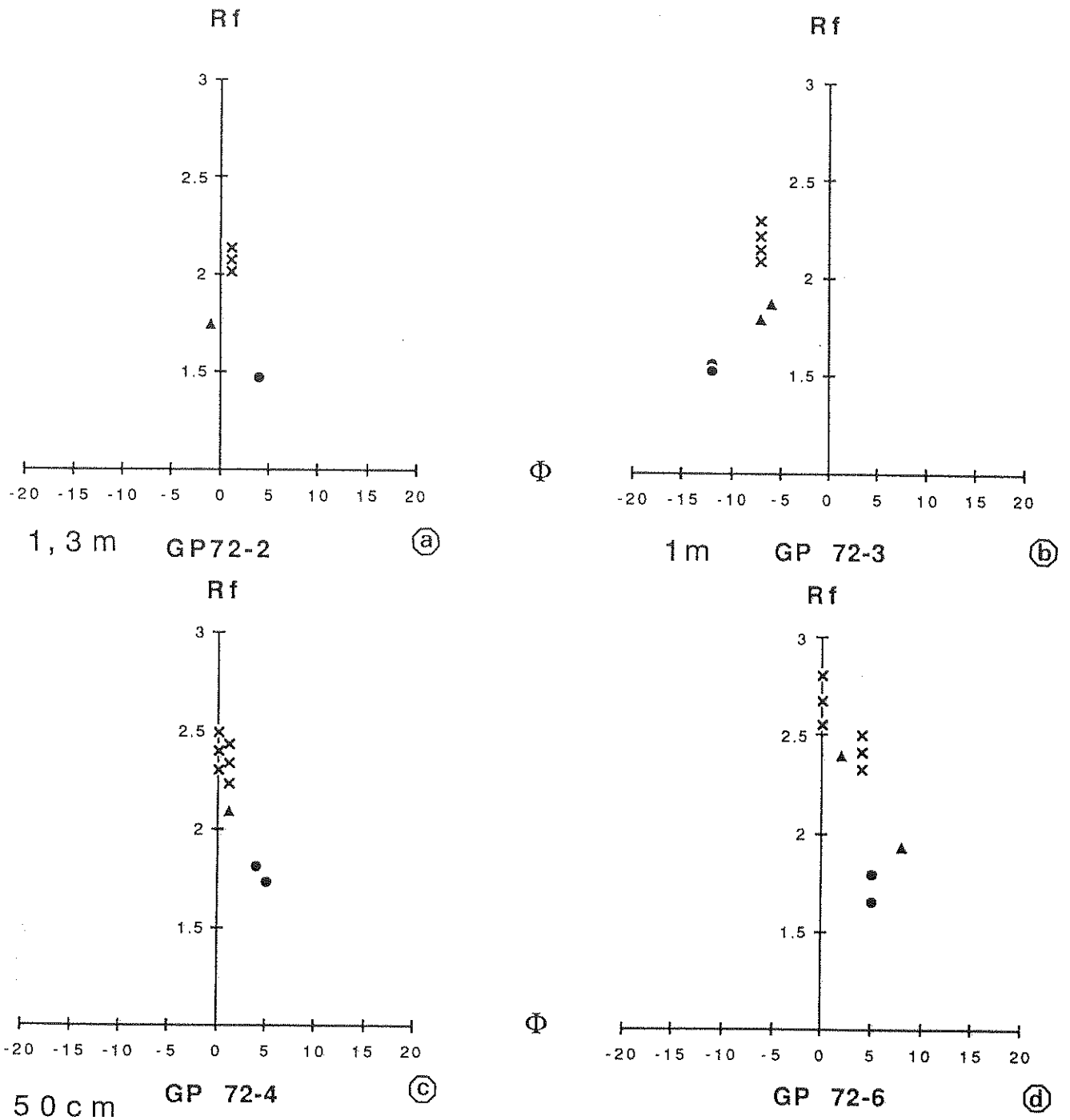


Figure 5.25: Diagrammes R_f (rapport axial de l'ellipse de déformation finie) en fonction de Φ (angle entre le grand axe de l'ellipse et la linéation), pour les échantillons GP72 (-2, -3, -4 et -6) s'éloignant d'une zone de cisaillement. Les cercles correspondent à la méthode des diamètres de Féret (Lapique 1987), les triangles à la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) et les croix à la méthodes des moyennes (harmonique la plus basse, géométrique l'intermédiaire et arithmétique la plus forte). Mesures réalisées dans le plan XZ.

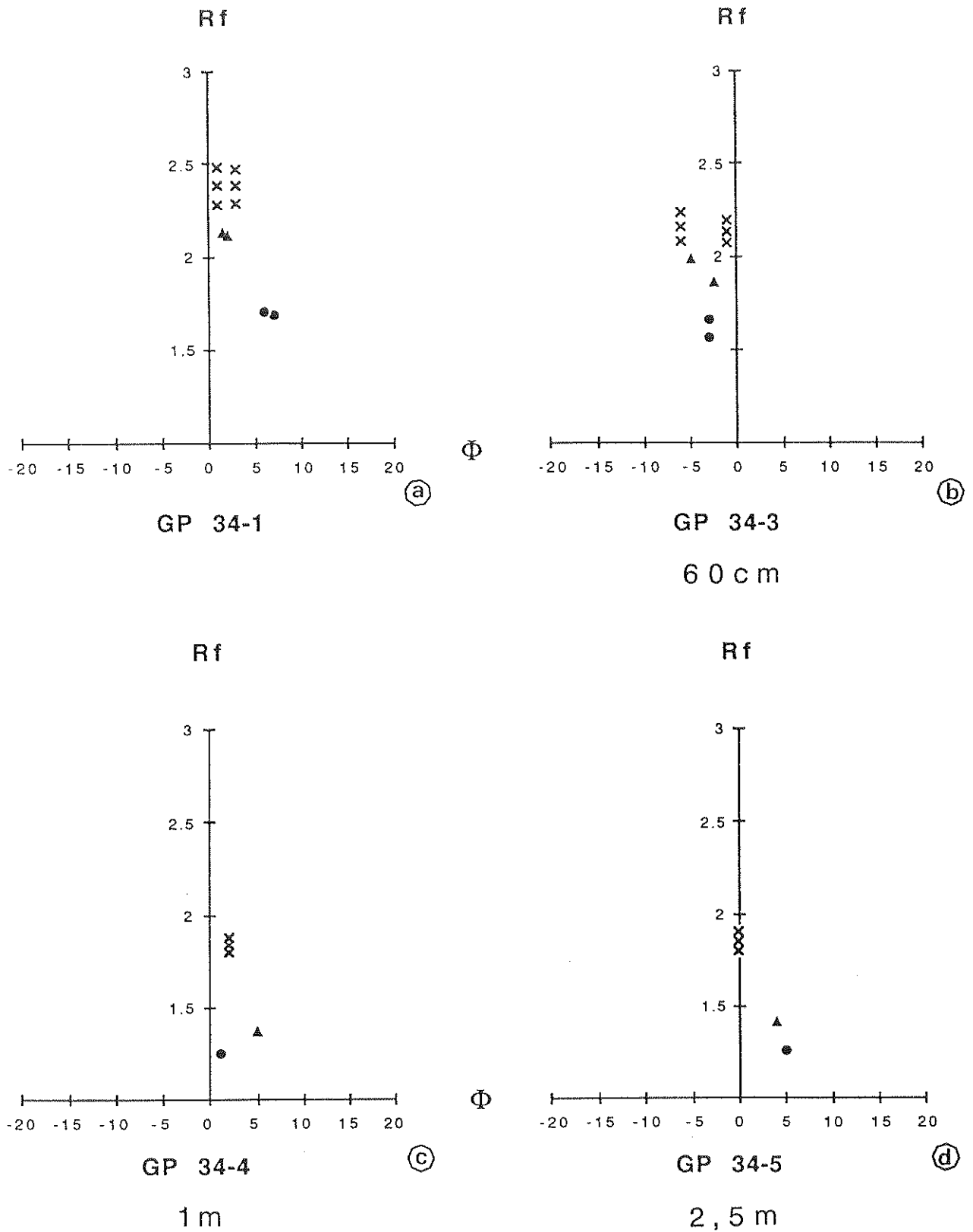


Figure 5.26: Même légende que la figure 5.25, pour les échantillons GP34 (-1, -3, -4 et -5).

le centre de la zone mylonitique augmente; il en va de même pour les valeurs de l'indice de sphéricité.

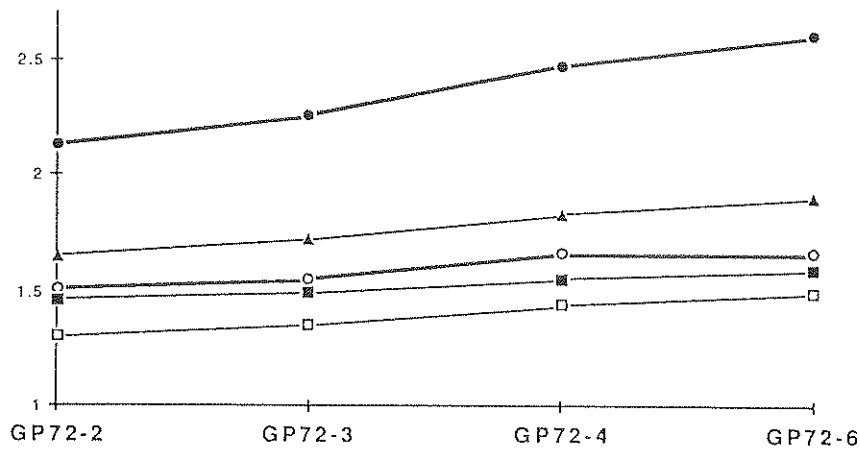
Parallèlement à l'évolution de ces deux paramètres, la figure 5.27 montre celle de l'ellipticité de formes géométriques théoriques calculées d'après le rapport axial moyen de la population de marqueurs. On peut voir que les minéraux, utilisés ici comme marqueurs, n'évoluent pas au cours de la déformation comme des ellipses (ce qui est couramment admis), mais plutôt comme des losanges ou des rectangles et donc comme des formes moins sphériques et régulières que des ellipses.

Pour ces échantillons, où différentes méthodes de quantification ont été appliquées, nous retrouvons systématiquement les relations décrites au chapitre 3 sur les diagrammes Rf/Φ . Les valeurs du rapport axial sont croissantes de la méthode des diamètres de Féret (Lapique 1987, Lapique et al. 1988), à la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) puis aux méthodes des moyennes harmoniques, géométriques et algébriques (Lisle 1977, 1979). Les différences relevées sur l'orientation de l'ellipse de déformation finie sont assez peu conséquentes d'une méthode à l'autre.

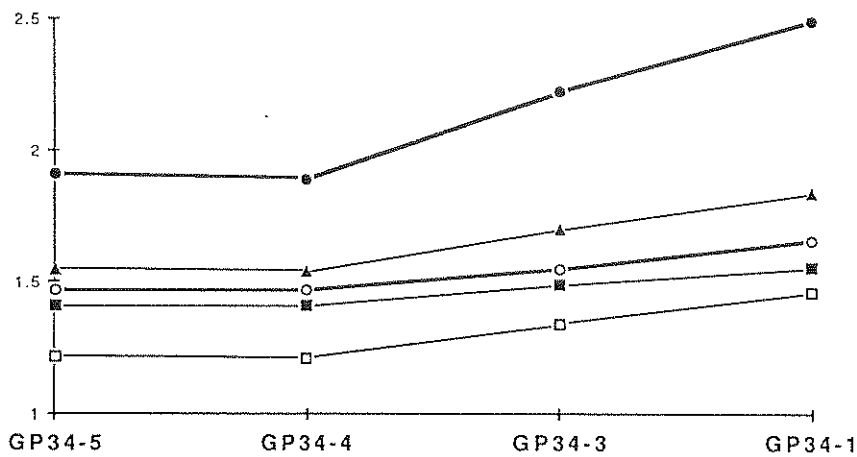
Les méthodes d'estimation de la déformation finie traduisent l'évolution de l'intensité de la déformation. Les valeurs de rapports axiaux ne reflètent qu'une faible fraction de la déformation totale, car les angles très faibles entre grand axe de l'ellipse et linéation attestent d'une intensité de déformation importante. Une autre approximation du taux de cisaillement subit par la roche peut être obtenu en utilisant les résultats des travaux expérimentaux de Fernandez (1987). Ces travaux montrent que si nous assimilons les feldspaths à des marqueurs rigides ayant pu tourner dans une matrice, ce qui doit être le cas de certains échantillons et en particulier ceux des zones intensément laminées où le grain est fin, il aura fallu que le cisaillement atteigne une valeur critique (γ_c) pour que les marqueurs se parallélisent au plan de cisaillement (Fernandez et al 1983, Fernandez 1984). La valeur de ce taux de cisaillement est donnée par la relation :

$$\gamma_c = \Pi/\sqrt{1-K^2} \quad \text{où } K = n^2-1/n^2+1 \quad , n \text{ étant le rapport axial.}$$

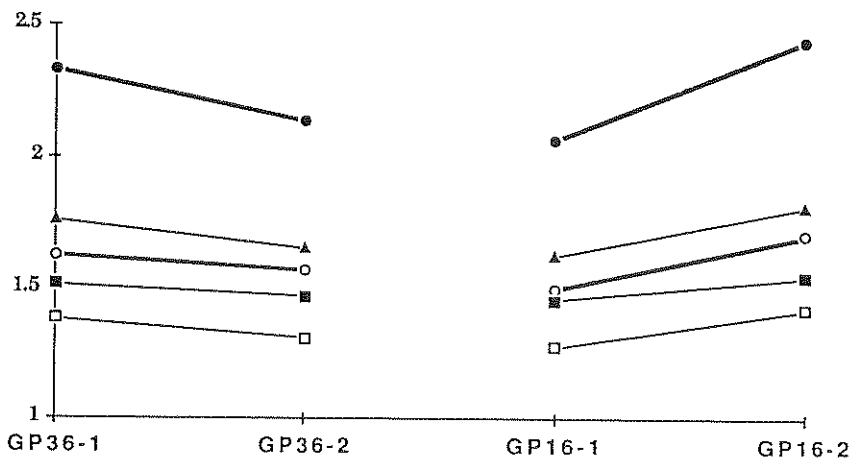
Dans les zones intensément déformées, les valeurs critiques obtenues par cette méthode, sont beaucoup plus fortes que les taux de cisaillement déduits des valeurs de Rf (Ramsay 1967, dans le cas d'un cisaillement simple), $\gamma_c=4,54$ (GP34-1) et $\gamma_c=4,69$ (GP72-6). Elles sont également plus en accord avec les structures de terrain et les microstructures observées.



a



b



c

Figure 5.27 : Evolution des rapports axiaux moyens des population (cercles pleins reliés par un trait fort) et des indices d'ellipticité (cercles vides reliés par un trait fort). Evolution comparée de l'indice de sphéricité de "formes géométriques théoriques" calculé à partir du rapport axial moyen de chaque échantillon (carré vide = "ellipse théorique", carré plein = "rectangle théorique", triangle = "losange théorique"). Mesures réalisées dans le plan XZ.

5.4.2.2 Estimation de la déformation et minéralogie

Nous avons réalisé sur deux groupes d'échantillon, les études de quantification de la déformation finie et de composition minéralogique globale. Nous n'avons différencié que trois espèces minérales : quartz, feldspaths et micas. Les figures 5.28 et 5.29 présentent les résultats donnés par les méthodes de quantification de la déformation finie, ainsi que les pourcentages relatifs d'espèces minérales. Il est clair sur ces deux figures que les plus forts taux de déformation estimés concernent des roches à fort pourcentage en micas et faible quantité de feldspaths.

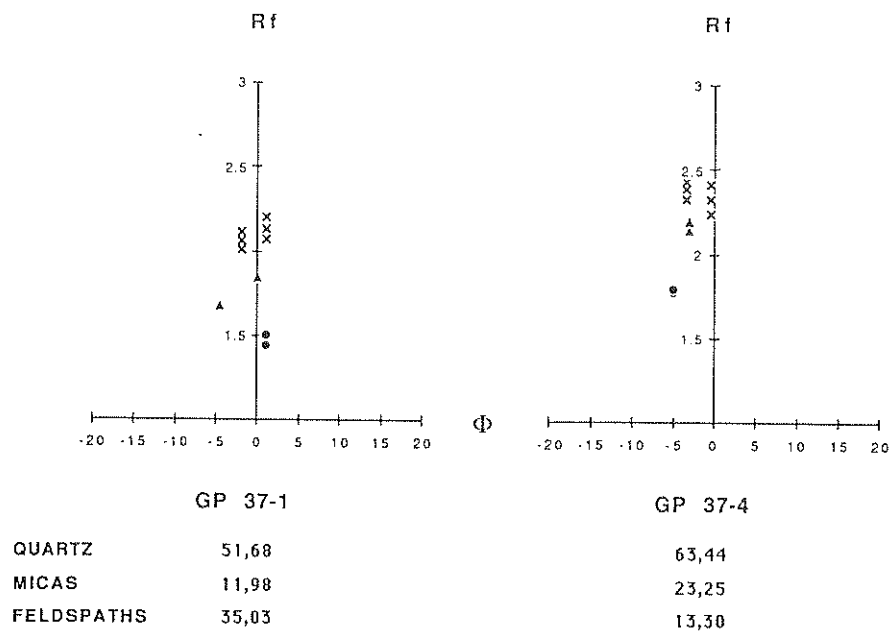


Figure 5.28 : Diagramme Rf (rapport axial de l'ellipse de déformation finie) en fonction de Phi (angle entre le grand axe de l'ellipse et la linéation). Les cercles pleins correspondent à la méthode des dimètres de Férét (Lapique 1987), les triangles à la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) et les croix à la méthode des moyennes. Mesures réalisées dans le plan XZ. L'analyse minéralogique succincte à été réalisée sur l'analyseur vidéographique avec une adaptation de la méthode du compteur de points (4131 points pour GP37-1 et 4292 points pour GP37-4).

La figure 5.28, concernant les échantillon GP37-1 et 37-4, montre avec l'augmentation de Rf une nette augmentation du pourcentage de micas et une forte baisse du pourcentage de feldspaths. Ces échantillons proviennent d'une zone à foliation perturbée par des masses rigides créant des structures plissées à géométrie complexe. Dans ce cas, la déformation n'est pas homogène à l'échelle des quelques dizaines de mètres de cette zone, et nous devons interpréter les variations de minéralogie de la figure 5.28 comme le résultat d'une intensité de déformation localement plus élevée pour GP37-4 que pour

GP37-1. L'évolution va dans le sens décrit par O'hara (1988), d'une perte de volume se traduisant par la phyllonitisation. Classiquement la mylonitisation s'accompagne d'une réduction de la taille des marqueurs due à l'importance de la cataclase dans ce type de déformation "froide". La figure 5.30 montre que la taille et le rapport axial moyen des marqueurs feldspathiques augmente de GP37-1 à GP37-4. Dans ce cas la mylonitisation est accompagné de déformation plastique des feldspaths et ne se traduit pas uniquement par la cataclase et les phénomènes de pression-dissolution.

Les échantillons GP46 (-1, -2, -3) proviennent par contre, d'une zone à foliation plane où rien ne laisse supposer une concentration de la déformation dans un quelconque niveau. Nous pouvons donc penser que, dans ce cas, les différentes estimations de Rf obtenues sont les conséquences de variations minéralogiques initiales, auxquelles s'ajoutent les effets dus à la déformation.

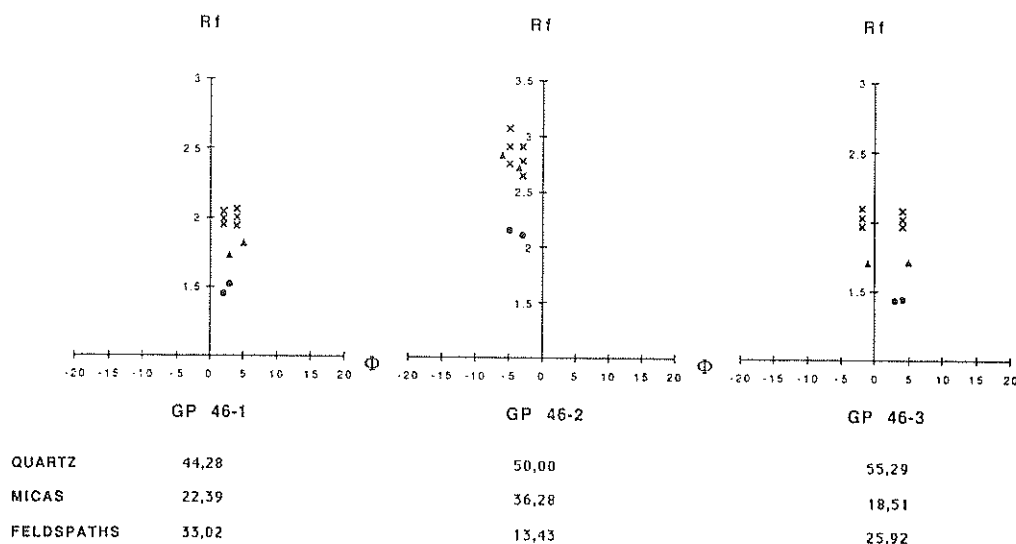


Figure 5.29 : Même légende que la figure 5.28. 5427 points pour l'analyse minéralogique de GP46-1, 5832 points pour GP46-2 et 5670 points pour GP46-3.

Une différence de pourcentage en quartz d'environ 10% n'influe pas sur la déformation estimée (fig.5.29, GP46-1 et GP46-3), ni sur les rapports axiaux ou indices d'ellipticité moyens (fig.5.30). Les paramètres influants sont également, les pourcentages de micas et de feldspaths. L'échantillon GP46-2, aux plus fortes valeurs de Rf, est caractérisé par la plus forte concentration de micas et le plus faible pourcentage de feldspaths. Cette composition initiale, ayant favorisé l'expression de la déformation, sera renforcée par le phénomène de phyllonitisation (Higgins 1971, O'hara 1988). Les fortes valeurs obtenues par les méthodes de quantification (fig.5.29), peuvent s'expliquer par une orientation des marqueurs dans le plan de foliation, facilitée par la richesse en

phylliteux de la matrice. Nous n'assistons pas à une réduction de la taille des grains (fig.5.30), et le fait que le rapport axial moyen de 46-2 soit plus fort que celui des deux autres échantillons, avec une taille de grains constante, indique qu'en plus des phénomènes de déformation plastique interviennent la cataclase et les phénomènes de pression-dissolution.

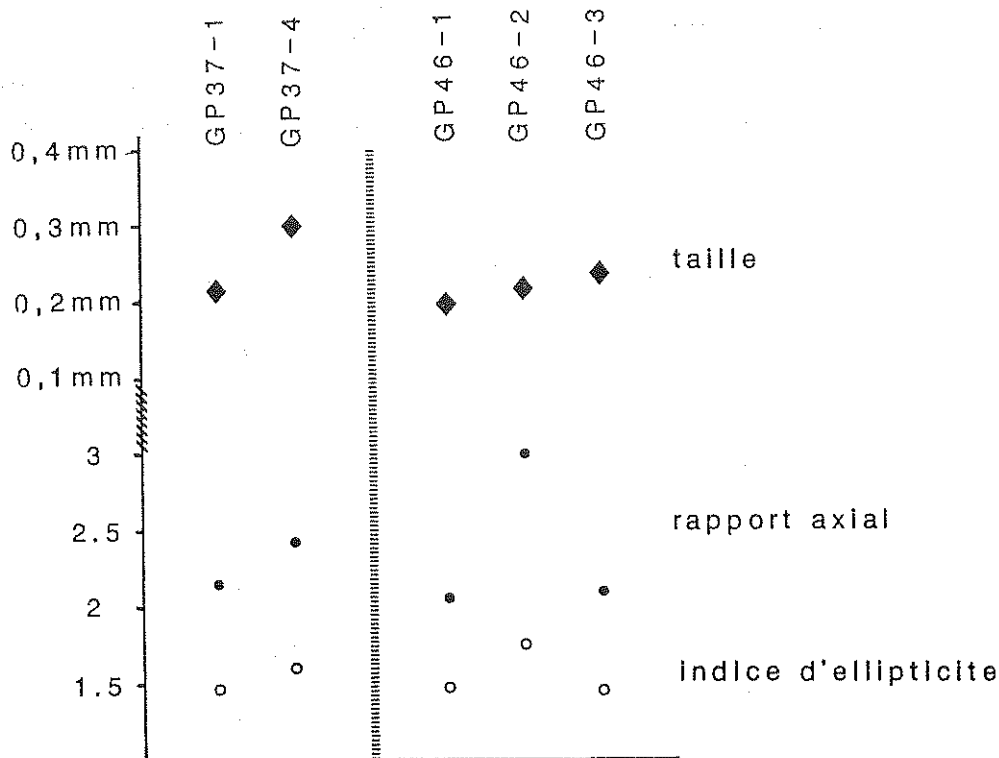


Figure 5.30 : Evolution des rapports axiaux moyens des populations (cercles pleins) et des indices d'ellipticité (cercles vides) et des tailles (losanges pleins) pour les échantillons présentés figures 5.28 et 5.29.

Dans le cas de roches mylonitiques, si la composition minéralogique finale est dépendante de l'intensité de la déformation (déstabilisation des feldspaths, Tullis et Yund 1985, phyllonitisation, O'hara 1988), une variation initiale de minéralogie pourra aboutir à des estimations d'intensités différentes pour un même épisode de déformation.

Le pourcentage de feldspaths va donc diminuer avec l'intensité de la déformation (Tullis 1983, Tullis et Yund 1985, O'hara 1988). De ce pourcentage dépend directement un autre facteur très influant sur la déformation du milieu : la densité de marqueurs rigides. La figure 5.29 montre qu'au dessus d'une certaine limite (entre 15 et 20% pour ce type de roche gneissique), la déformation ne s'exprime plus pleinement et les phénomènes d'interférence entre marqueurs commencent (Le Théoff 1977, Blumenfeld 1983, Fernandez 1987, Ildefonse 1987).

Nous pouvons donc dire que :

-les pourcentages initiaux en feldspaths et micas sont influant sur la déformation enregistrée par la roche,

-lors de la déformation, la tendance de ces concentrations (faible pour les feldspaths et forte pour les micas) sera renforcée par les phénomènes de phyllonitisation (O'hara 1988).

-il faudra passer sous une certaine valeur pour la densité de marqueurs (15-20% dans notre cas) pour que la déformation s'exprime fortement.

5.4.2.3 Evolution en fonction du type de marqueur

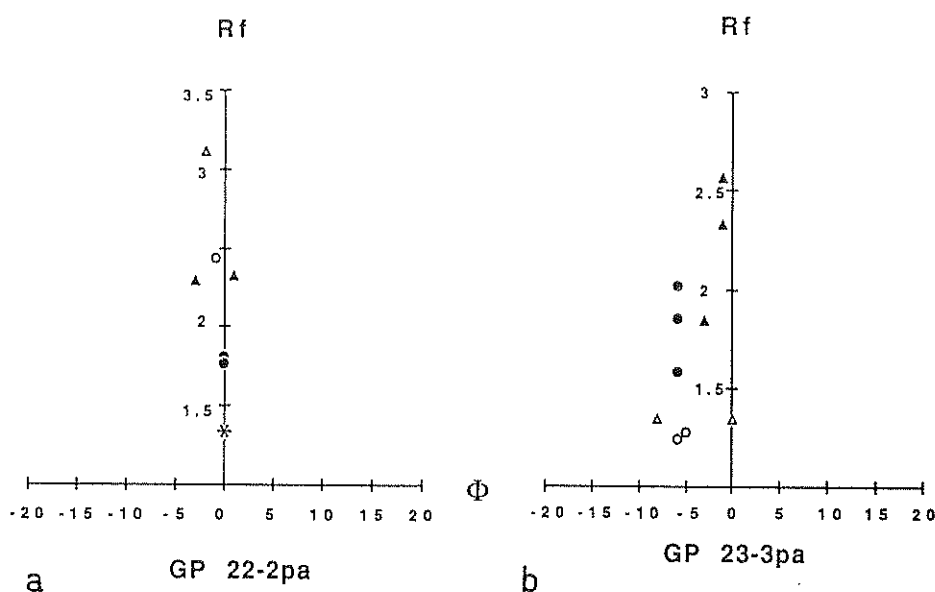


Figure 5.31 : Diagramme R_f (rapport axial de l'ellipse de déformation finie) en fonction de Φ (angle entre le grand axe de l'ellipse et la linéation). Les cercles correspondent à la méthode des diamètres de Féret (Lapique 1987), les triangles à la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976), l'étoile à la méthode de Fry (1979) pour des quartz en rubans. Mesures réalisées dans le plan XZ. a : les figurés pleins se rapportent aux feldspaths, les figurés vides aux quartz porphyroclastiques. b : les figurés pleins se rapportent aux feldspaths, les figurés vides aux quartz de rubans.

Dans quelques cas, il nous a été possible de prendre différents types de marqueurs en considération. Ce sont surtout, en plus des feldspaths, des quartz porphyroclastiques ou situés dans des zones exclusivement quartzieuses (amandes ou rubans).

La figure 5.31 (GP22-2, GP23-3) présente les résultats obtenus pour ces trois types de marqueurs à partir de la méthode des diamètres de F eret. Il a, de plus, été possible d'appliquer la méthode de Fry (1979) aux quartz en rubans de l'échantillon GP22-2 (fig.5.32). Dans le cas des deux échantillons, présentés figure 5.31, l'orientation des ellipses de déformation finie est identique quelque soit le marqueur utilisé. Les valeurs de rapports axiaux obtenus à partir des feldspaths sont encadrées par celles obtenues sur les quartz porphyroclastiques et celles sur les quartz de rubans.

Les quartz de rubans de ces échantillons sont de forme irrégulière et propre optiquement, la déformation est exprimée par des structures de recristallisation dynamique des grains ce qui explique l'absence de fabrique de forme et la faible valeur de rapport axial de l'ellipse de déformation finie (fig 5.32).

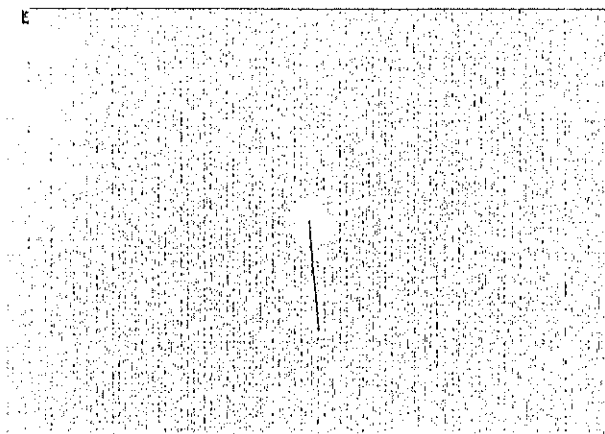


Figure 5.32 : Diagramme de Fry sur des quartz en rubans de l'échantillon GP22-2. Le vide subcirculaire au centre du diagramme indique la faible intensité de déformation finie marquée par ces objets. La droite partant du centre est la droite de référence (linéation). Mesures réalisées dans le plan XZ.

Les quartz porphyroclastiques ont des rapports axiaux moyens supérieurs à ceux des feldspaths et des facteurs de forme qui se situent sensiblement plus proches des "losanges théoriques" que les indices d'ellipticité des feldspaths. Les quartz en porphyroclastes de l'échantillon GP22-2 (fig.5.33) ont des rapports axiaux assez grands (3,38). Au delà de ces valeurs, l'indice d'ellipticité de l'ellipse théorique devient plus grand que celui du "rectangle théorique" et les valeurs moyennes d'indice d'ellipticité tendent alors à se situer entre "ellipse et losange théoriques"

Ainsi, à part pour certains cas particuliers, l'assimilation des marqueurs de rapports axiaux moyens inférieurs à 3 à des ellipses ne semble pas être la solution idéale, une forme rectangulaire que ce soit pour les

feldspaths ou pour les quartz semblerait plus appropriée. Ceci peut avoir une importance dans le choix des méthodes de traitement lorsque le taux de déformation estimé est faible et donc, il convient d'éviter les méthodes dérivées de Rf/Φ de Ramsay (1967) qui assimilent systématiquement les objets à des ellipses. Par contre, pour des rapports axiaux supérieurs à 3, l'ellipse semble être la meilleure approche.

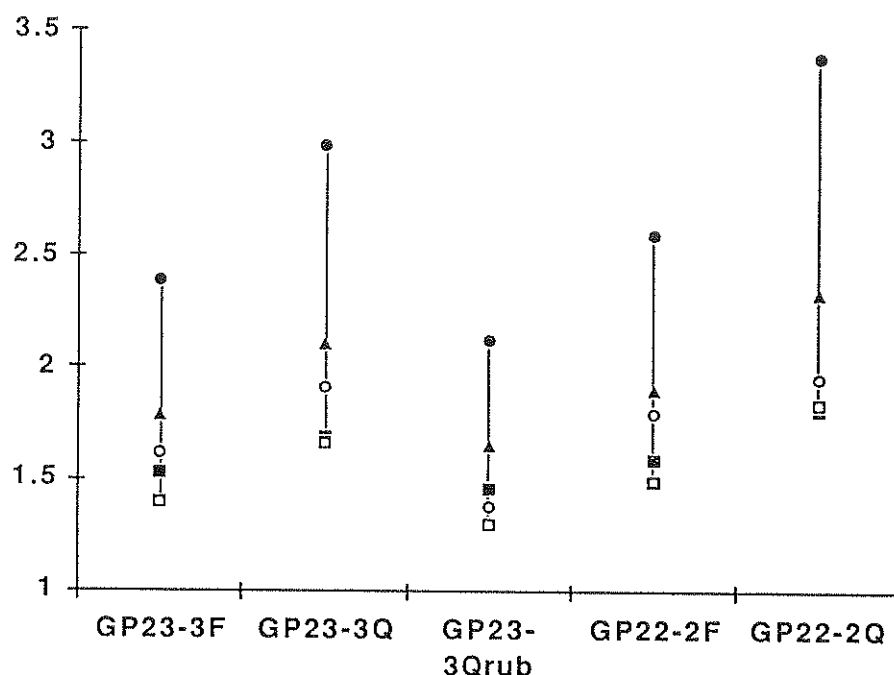


Figure 5.33 : Evolution, pour différents types de marqueurs, des rapports axiaux moyens des populations (cercles pleins) et des indices d'ellipticité (cercles vides). Evolution comparée de l'indice de sphéricité de "formes géométriques théoriques" calculé à partir du rapport axial moyen de chaque échantillon (carré vide = "ellipse théorique", carré plein = "rectangle théorique", triangle = "losange théorique"). F = feldspaths porphyroclastiques, Q = quartz porphyroclastiques, Qrub = quartz de rubans. Mesures réalisées dans le plan XZ.

5.4.2.4 Evolution le long d'une structure régionale.

Nous avons vu, figure 5.22, que les échantillons GP59 à GP67 sont situés dans une zone à schistosité subhorizontale. Elle se caractérise par des orientations de fabriques de forme dissymétriques attestant d'un mouvement vers l'Est, exception faite de deux échantillons (GP59 et GP61) proches du Bivouaco Soardi où la foliation est plissée et tourne autour de blocs plus ou moins rigides. Cette zone peut être considérée d'importance régionale par

comparaison aux microzones de cisaillement qui n'affectent que très localement les orthogneiss.

Les résultats d'estimation de la déformation finie obtenus sur les porphyroclastes feldspathiques de ces six échantillons sont plus faibles que dans les exemples précédemment exposés. Tous les rapports axiaux sont inférieurs à 1,6 (fig.5.34), certaines fabriques sont presque isotropes avec des valeurs de Rf de 1,27 et 1,28 pour GP61 et GP67-4.

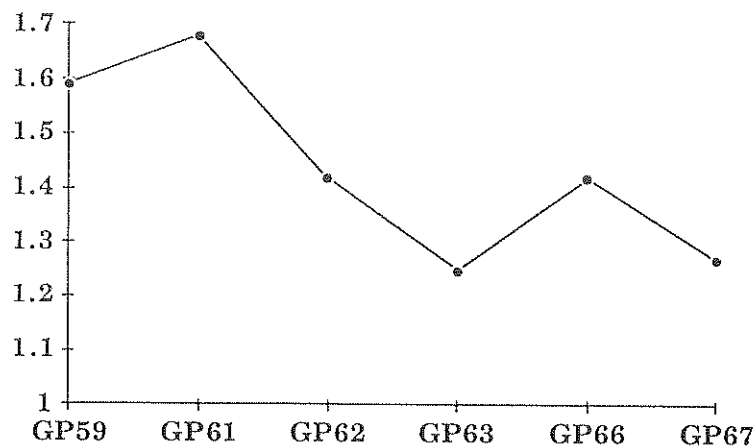


Figure 5.34 : Evolution de la valeur du rapport axial de l'ellipse de déformation finie obtenu par la méthode des diamètres de Férét, pour les échantillons d'un même niveau structural (voir fig. 5.22 et 5.5 pour les situations des échantillons et du niveau structural).

Dans deux cas (GP61 et GP66), la méthode de Fry (1979) a pu être appliquée à des quartz ou à des feldspaths en petits grains (fig.5.35 a, b et c). Les rapports axiaux, déduits du vide central des diagrammes, sont plus importants que ceux obtenus par les autres méthodes de quantification de la déformation finie (1,5; 2; 2,2 respectivement), mais n'atteignent pas les valeurs de 2,5 relevées dans d'autres zones (GP23-3, fig.5.31 ou GP46-2 fig.5.29). Les diagrammes de Fry (fig 5.35 a et b) correspondant à l'échantillon GP61, traduisent l'hétérogénéité de la déformation à l'échelle de la lame mince. Pour deux fenêtres différentes choisies sur la lame mince et possédant un nombre suffisant de marqueurs, les ellipses représentatives de la déformation finie sont orientées presque perpendiculairement l'une par rapport à l'autre.

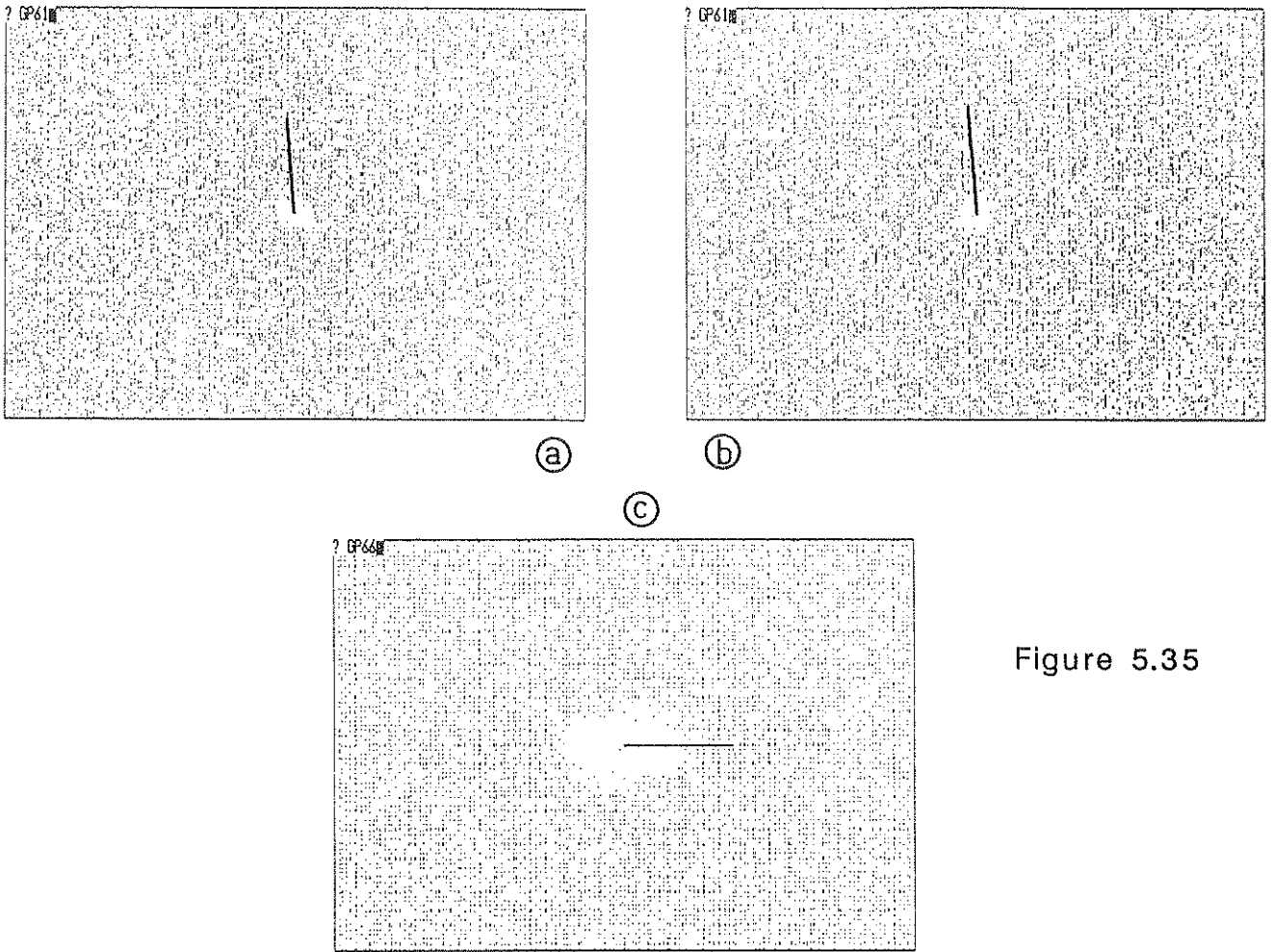


Figure 5.35

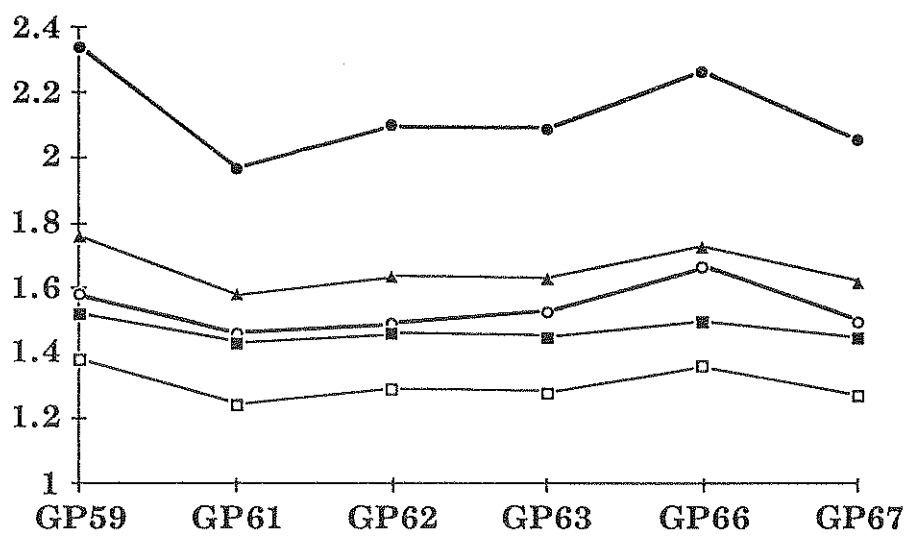


Figure 5.36

Figure 5.35 : Diagrammes de Fry (1979). Les rapports axiaux déterminés à partir du vide au centre du diagramme sont : **a-** 1.5. **b-** 2. **c-** 2.2. La droite partant du centre est la droite de référence (linéation). Mesures réalisées dans le plan XZ.

Figure 5.36 : Evolution des rapports axiaux moyens des populations (cercles pleins) et des indices d'ellipticité (cercles vides). Evolution comparée de l'indice de sphéricité de "formes géométriques théoriques" calculé à partir du rapport axial moyen de chaque échantillon (carré vide = "ellipse théorique", carré plein = "rectangle théorique", triangle = "losange théorique"). Mesures réalisées dans le plan XZ.

Les rapports axiaux des ellipses de déformation finie déterminés par la méthode des diamètres de Féret, et les rapports axiaux moyens des populations de marqueurs sont faibles tout au long de cette zone. La valeur du facteur de forme est systématiquement un peu plus élevée que celle du "rectangle théorique" calculé à partir du rapport axial moyen (fig.5.36). Nous observons donc, le long de cette zone, un comportement similaire des marqueurs que ce soit en forme (indice d'ellipticité), en allongement (rapport axial moyen) ou en intensité de déformation finie.

5.4.3 La déformation finie en trois dimensions

5.4.3.1 Détermination des paramètres des ellipsoïdes.

Les différentes méthodes de quantification, nous donnent des valeurs de rapports axiaux d'ellipses dans des sections particulières et repérées dans le référentiel de déformation finie X, Y, Z. Lorsque la foliation et la linéation sont clairement exprimées sur les échantillons, comme c'est le cas en Val Grande, l'analyse de la déformation finie sur deux sections perpendiculaires (XZ et YZ) permet, par la suite, l'utilisation des diagrammes de Flinn (1962), Ramsay (1967) ou de Hsü (1966). Grâce à différents paramètres, ces diagrammes définissent les domaines de la déformation en aplatissement, ou en constriction séparés par le champ de la déformation plane.

Les diagrammes de Flinn (1962) ou de Ramsay (1967) sont des diagrammes rectangulaires, utilisant comme paramètres les rapports des axes principaux de l'ellipse de déformation finie ou leur expression logarithmique (fig.5.37):

$$k = (R_{xy} - 1) / (R_{yz} - 1)$$

$$K = \ln R_{xy} / \ln R_{yz}$$

Il est possible de définir un paramètre d'intensité D:

$$D = \sqrt{\ln(R_{xy})^2 + \ln(R_{yz})^2}$$

Ce paramètre se traduit par la longueur du segment de droite allant de l'origine du repère au point représentatif de l'échantillon (fig.5.37).

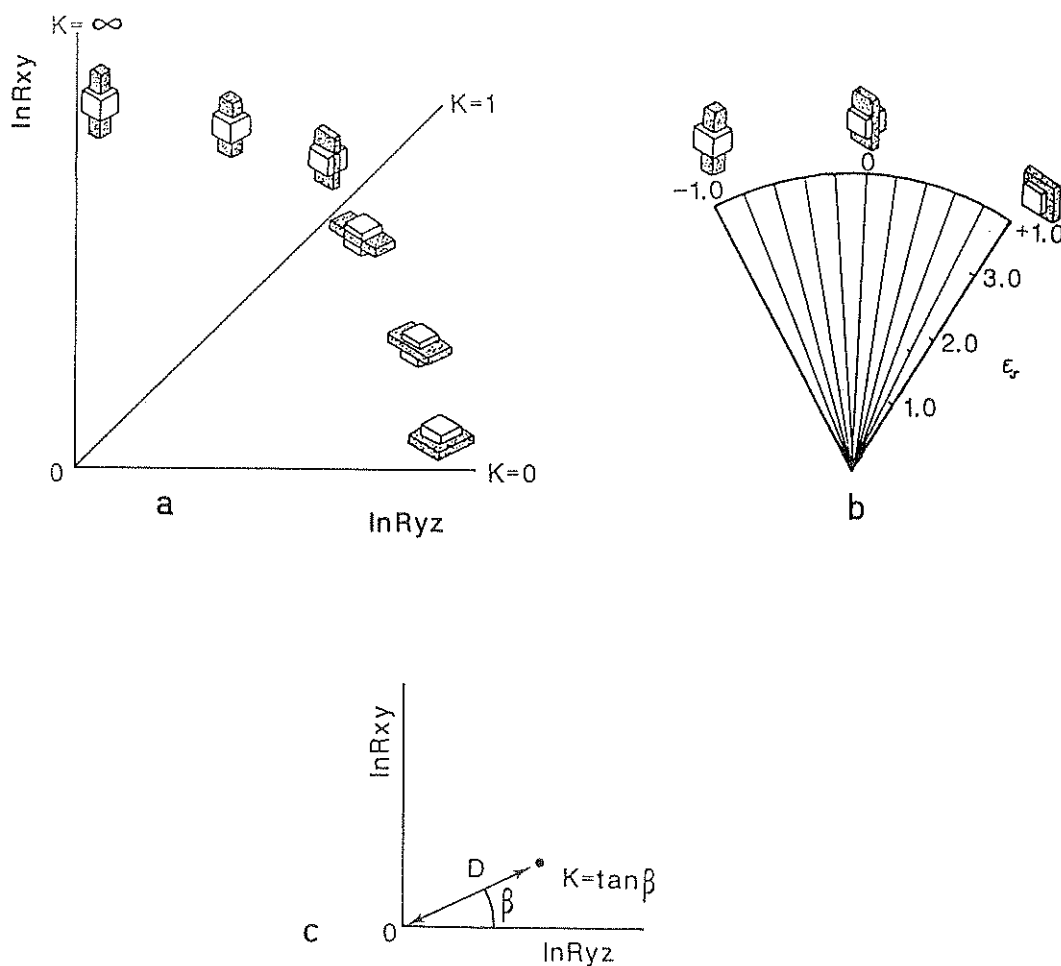


Figure 5.37 : Différents domaines des diagrammes de Ramsay (a-), de Hsü (b-). Représentation graphique du paramètre D de Ramsay (c-).

Ces diagrammes mettent en évidence plusieurs types d'ellipsoïdes en fonction des valeurs du paramètre K (ou k) (fig.5.37):

$K = 0$	ellipsoïde en galette	$X = Y > 1 > Z$
$0 < K < 1$	ellipsoïde aplati	$X > Y > 1 > Z$
$K = 1$	ellipsoïde biaxial	$X > Y = 1 > Z$
$1 < K < \infty$	ellipsoïde allongé	$X > 1 > Y > Z$
$K \rightarrow \infty$	ellipsoïde en cigare	$X > 1 > Y = Z$

Nous n'utiliserons, ici, que les paramètres de Ramsay.

D'autres paramètres peuvent décrire la forme des ellipsoïdes, Nadai (1963), Hsü (1966) et Hossack (1968) utilisent le paramètre de Lode $V = 1 - K / 1 + K$ exprimé en fonction de la déformation octaédrique logarithmique naturelle \mathcal{E}_s :

$$\mathcal{E}_s = (1 / \sqrt{3}) * \sqrt{(\ln R_{xy})^2 + (\ln R_{yz})^2 + (\ln R_{xz})^2} \quad (\text{Hossack, 1968})$$

Ce diagramme est une portion de cercle (fig.5.37), dans laquelle il est possible, grâce aux valeurs de V, de différencier les domaines de l'aplatissement, de la constriction et de la déformation plane.

Les valeurs de \mathcal{E}_s seront l'équivalent du paramètre D de Ramsay. Le diagramme de Hossack peut également être gradué avec des courbes d'isorraccourcissement ou d'allongement parallèlement aux axes principaux de la déformation finie (Law et al. 1986).

La plupart des échantillons ont été analysés dans deux plans perpendiculaires (XZ et YZ), le rapport axial de la troisième section (XY) est obtenu, en supposant une déformation isovolumique, grâce à la relation :

$$R_{xz} = R_{xy} * R_{yz}.$$

Pour certains échantillon GP35-2, GP35-3 et GP30-1 où la linéation est difficilement décelable, nous avons utilisé la méthode développée par Siddans (1980) pour déterminer les paramètres de l'ellipsoïde 3D à partir de trois sections perpendiculaires (l'une étant située dans le plan de foliation). Le tableau 5.I présente l'ensemble des paramètres des échantillons analysés lors de cette étude.

Echantillon	R _{xy} /lnR _{xy}	R _{yz} /lnR _{yz}	k(Flinn)	K(Ramsay)	D	P. de Lode	Es
GP12(F)	1.26/0.23	1.48/0.39	0.54	0.59	0.46	0.26	0.48
GP12(S.I)	1.35/0.3	1.84/0.61	0.42	0.49	0.70		
GP12(H)	1.15/0.14	2.2/0.79	0.13	0.18	0.81		
GP19(F)	1.03/0.03	1.68/0.52	0.04	0.06	0.52	0.89	0.44
GP22-2(F)	1.31/0.86	1.37/0.31	0.84	0.86	0.39	0.07	0.44
GP22-2(S.I)	1.39/0.33	1.66/0.51	0.59	0.65	0.62		
GP22-2(H)	1.22/0.2	1.97/0.68	0.23	0.29	0.72		
GP23-3(F)	1.47/0.39	1.23/0.21	2.04	1.88	0.36	-0.30	0.45
GP23-3(S.I)	1.54/0.43	1.46/0.38	1.17	1.14	0.56		
GP23-3(H)	1.24/0.22	1.95/0.67	0.25	0.33	0.71		
GP29-3(F)	1.2/0.18	1.55/0.44	0.36	0.41	0.47	0.41	0.49
GP29-3(S.I)	1.33/0.29	1.94/0.66	0.35	0.44	0.74		
GP29-3(H)	1.79/0.58	2.15/0.77	0.69	0.76	1.10		
GP30-1(F)	1.16/0.15	1.55/0.44	0.29	0.34	0.46	0.49	0.46
GP30-1(S.I)	1.27/0.24	1.92/0.65	0.29	0.37	0.71		
GP30-1(H)	1.63/0.49	2.09/0.74	0.58	0.66	0.98		
GP35-2(F)	1.1/0.09	1.38/0.32	0.26	0.29	0.34	0.54	0.31
GP35-2(S.I)	1.16/0.15	1.66/0.51	0.24	0.30	0.53		
GP35-2(H)	1.7/0.53	1.95/0.67	0.73	0.79	0.95		
GP35-3(F)	1.04/0.04	1.36/0.31	0.11	0.13	0.31	0.77	0.26
GP35-3(S.I)	1.03/0.03	1.61/0.48	0.05	0.06	0.48		
GP35-3(H)	1.67/0.51	1.81/0.59	0.75	0.86	0.86		
GP59(F)	1.12/0.11	1.4/0.34	0.30	0.34	0.35	0.50	0.33
GP61(F)	1.16/0.15	1.1/0.09	1.60	1.57	0.12	-0.22	0.16
GP61(S.I)	1.25/0.22	1.13/0.12	1.92	1.80	0.17		
GP61(H)	1.08/0.08	1.74/0.55	0.11	0.14	0.56		
GP70-1(F)	1.16/0.15	1.64/0.49	0.25	0.30	0.52	0.54	0.53
GP70-1(S.I)	1.18/0.17	2.06/0.72	0.17	0.23	0.75		
GP70-1(H)	1.12/0.11	2.2/0.79	0.10	0.14	0.80		
GP72-2(F)	1.01/0.01	1.46/0.38	0.03	0.03	0.38	0.95	0.31
GP72-2(S.I)	1.03/0.03	1.69/0.52	0.04	0.04	0.53		
GP72-2(H)	1.03/0.03	1.96/0.67	0.03	0.04	0.67		
GP72-3(F)	1.22/0.2	1.26/0.23	0.85	0.87	0.27	0.08	0.30
GP72-3(S.I)	1.28/0.25	1.42/0.35	0.67	0.71	0.41		
GP72-3(H)	1.09/0.09	1.94/0.66	0.10	0.14	0.67		
GP72-4(F)	1.31/0.27	1.34/0.29	0.91	0.92	0.37	0.04	0.42
GP72-4(S.I)	1.43/0.36	1.51/0.41	0.84	0.88	0.54		
GP72-4(H)	1.22/0.2	1.86/0.62	0.26	0.32	0.66		

Tableau 5.I : Tableau des valeurs des différents paramètres utilisés pour construire les diagrammes de Ramsay (1967) et de Hossack (1968)

F = methode des diametres de Feret

S.I = methode de Shimamoto et Ikeda (1976)

H = methode de la moyenne harmonique

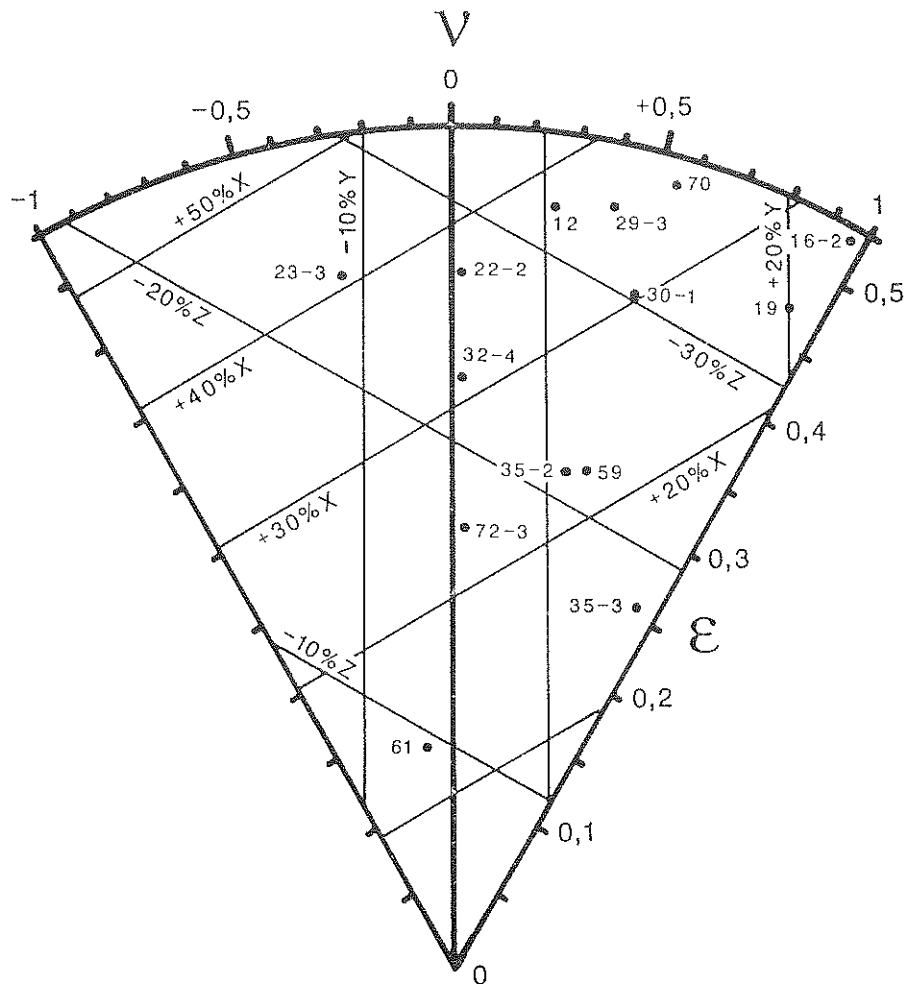


Figure 5.38 : Diagramme de Hossack (1968).

V est le paramètre de Lode ($1-K/1+K$). ϵ_s est la déformation logarithmique naturelle ($\epsilon_s = (1/\sqrt{3}) * \sqrt{(\ln R_{xy})^2 + (\ln R_{yz})^2 + (\ln R_{xz})^2}$).

5.4.3.2 Interprétation et conclusions.

Les figures 5.38 et 5.39 présentent les diagrammes de Hossack et de Ramsay pour l'ensemble des échantillons. Dans les deux cas, nous voyons que, dans l'ensemble, les points se répartissent dans le domaine de l'aplatissement (ellipsoïde aplati) et dans le domaine de la déformation plane, autour de la droite $K = 1$ ou $V = 0$.

Dans le diagramme logarithmique de Ramsay, nous avons reporté les résultats obtenus avec différentes méthodes de quantification. Nous retrouvons les relations déjà définies entre les méthodes, à savoir:

$$D \text{ Féret} < D \text{ Shimamoto-Ikeda} < D \text{ moyenne harmonique}$$

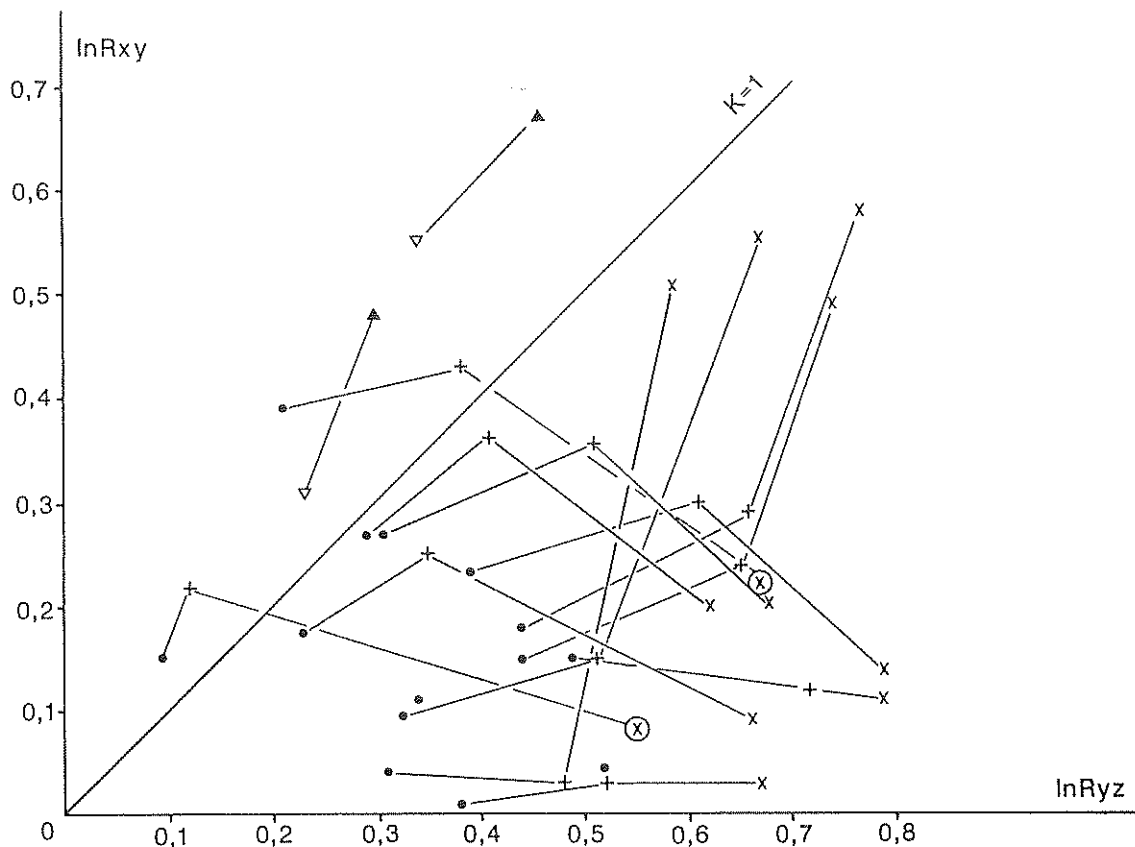


Figure 5.39 : Diagramme de Ramsay. $K = \ln R_{xy} / \ln R_{yz}$. Les cercles pleins correspondent aux valeurs de K déterminées sur des feldspaths à partir de la méthode des diamètres de Féret (Lapique 1987), les signes (+) à la méthode de Shimamoto et Ikeda (1976) et les signes (x) à la méthode de la moyenne harmonique. Les figurés en triangles correspondent à des mesures réalisées sur des quartz porphyroclastiques (triangles vides=méthode des diamètres de Féret, triangles noirs=méthode de Shimamoto et Ikeda (1976). Les deux signes x cerclés correspondent aux valeurs obtenues à partir de la méthode de la moyenne harmonique, les deux autres méthodes donnant les points de l'autre côté de la droite $K=1$.

Il faut également souligner, que les points représentatifs de ces trois méthodes ne s'alignent pas et que les valeurs de K peuvent varier énormément entre la méthode de la moyenne harmonique et les deux autres. Cette différence peut aller jusqu'à faire appartenir l'échantillon à des domaines différents selon la méthode utilisée. Pour ces faibles intensités de déformation, la méthode de la moyenne harmonique donne des valeurs assez éloignées des valeurs théoriques (chapitre 3 et Lapique 1987), et il est préférable de se fier aux résultats donnés par les méthodes des diamètres de Féret ou de Shimamoto et Ikeda (1976).

Sur le diagramme de Ramsay (fig.5.39), les points peuvent être regroupés en deux familles : l'une située autour de la droite $K = 1$ donc dans le domaine

de la déformation plane, et l'autre située plus franchement dans le domaine de l'aplatissement. Les échantillons de la première famille citée, sont représentatifs des zones à tectonique complexe, perturbée par des plissements (plis en fourreau ou en champignon), et où la foliation tourne autour de blocs rigides en formant des structures à axe parallèle à la linéation qui garde toujours une direction approximativement E-W subhorizontale.

Les échantillons représentés par des points proches de l'axe des abscisses du diagramme de Ramsay (domaine de l'aplatissement), sont des faciès gneissiques banals plus ou moins déformés montrant une foliation plane et continue qui porte la linéation ainsi que les faciès (GP35-2, GP35-3 et GP30-1) sur lesquels la ligne n'est que très discrètement exprimée. Ils sont donc plus représentatifs des conditions moyennes de la déformation dans le Grand Paradis.

Les intensités de déformation déduites des diagrammes de Hossack (fig.5.38) et de Ramsay (fig.5.39) sont faibles que ce soit pour les pourcentages de raccourcissement ou d'étirement suivant Z ou X (diagramme de Hossack, fig.5.38) ou pour les valeurs du paramètre D (tableau 5.I).

5.4.4 Conclusions à l'analyse de la déformation finie.

Les valeurs de rapports axiaux des ellipses restent assez faibles, et ne traduisent pas l'intégralité de la déformation. Les angles très faibles entre les grands axes des ellipses et le référentiel structural (linéation ou trace du plan de foliation), indiquent que l'intensité a dû être plus forte que celle mesurée ici, par les différentes méthodes de quantification de la déformation finie. Fernandez (1983, 1984) a montré que pour le cas où le paramètre de forme K (chapitre 1 ou § 5.4.2.1) est supérieur à la vorticité (composante rotationnelle de la déformation (chapitre 1), il faut atteindre une valeur critique du cisaillement qui est fonction du rapport axial des marqueurs, pour orienter des objets parallèlement au plan de cisaillement. Les valeurs obtenues dans ce cas sont de l'ordre de $\gamma=4,5$. Dans les zones laminées où la déformation s'est concentrée, si l'intensité de la déformation est loin d'être estimée à sa juste valeur, l'évolution des rapports axiaux des ellipses 2D reflète bien la concentration de la déformation (fig.5.25 et 5.26) dans des niveaux n'exédant pas un ou deux mètres de puissance.

Les tests effectués sur les quartz et les feldspaths, ont mis en évidence les comportements différents de ces marqueurs. La fraction porphyroclastique (quartz ou feldspath) peut être considérée comme une population de marqueurs

"déformables et rigides" à la fois (Fernandez 1987, Ildefonse 1987), ce qui complique l'interprétation de la fabrique de forme résultante. Les valeurs moyennes des rapports axiaux montrent que l'allongement des marqueurs peut atteindre 3 et plus (sans considérer, ici, les zones cisailées) et que l'indice de sphéricité ne dépasse jamais 2. Ces faibles valeurs des rapports axiaux (comparées aux rapports axiaux initiaux des feldspaths de l'ordre de deux) montrent que ces minéraux se comportent plutôt comme des objets rigides. Lors de la déformation, ils vont réagir par rotation pour se positionner dans le plan de foliation, comme en témoignent les fabriques de forme souvent concentrées sur ou autour de la linéation.

Le cas du quartz, dans les rubans ou dans des échantillons essentiellement quartzeux, est plus délicat pour l'interprétation des O.P.F. En effet dans ces conditions, le quartz constitue un marqueur passif dans la mesure où il n'y a pas de contraste de ductilité entre lui et sa matrice (Ildefonse 1987). Ceci se traduit par le fait que le champ de vitesse de déformation n'est pas perturbé à son approche, contrairement à ce qui se passe au voisinage des feldspaths. La variation de forme des quartz "passifs" est donc susceptible de renseigner directement sur la direction d'étirement fini du système. Cependant, cette information est en partie détruite d'une part par les processus de déformation intracrystalline (O.P.R.) et de recristallisation, et d'autre part par les phénomènes de pression-dissolution très importants dans les conditions de métamorphisme du faciès Schistes Verts.

Les indices de sphéricité tirés de cette étude, montrent, que pour les faibles valeurs de rapports axiaux de l'ellipse de déformation finie, les marqueurs se comportent comme des rectangles (ou parfois des losanges), donc comme des objets de forme moins régulières que l'ellipse généralement adoptée. Au delà d'une valeur voisine de 3, l'ellipse devient une forme beaucoup plus réaliste pour approcher la forme et le comportement des marqueurs.

Les relations matrice-marqueurs, ainsi que la composition de la matrice jouent un rôle important sur le résultat des méthodes de quantification de la déformation finie (Gay 1968, Le Théoff 1977, Ildefonse et Fernandez 1988). La concentration des marqueurs et la nature de la matrice vont définir le comportement rhéologique de la roche. Une grande quantité de marqueurs "déformables et rigides" produira des interactions entre objets (fig.5.28 et 5.29), on assistera à des phénomènes de blocage (Fernandez 1987) ou de tuilage (Blumenfeld 1983) qui contrecarrent l'évolution de la déformation. La quantité de marqueurs n'est pas seule à intervenir sur les résultats, la nature

minéralogique de la matrice a une importance sur l'estimation de la déformation finie. Une matrice trop ductile (très phylliteuse à grain fin) va absorber la majeure partie de la déformation et les marqueurs ne subiront alors que de la rotation (marqueurs rigides). Un contraste de ductilité trop faible équivaut à des marqueurs passifs se déformant autant que la matrice. Dans l'exemple d'échantillons essentiellement quartzeux, l'O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ et les microstructures donnent plus de renseignements que les O.P.F. ou les méthodes de quantification de la déformation finie, car les objets ne tournent pas et leur forme est altérée par la recristallisation dynamique. Les cas les plus adaptés à la quantification de la déformation finie semblent être ceux où la matrice est quartzo-phylliteuse et où les marqueurs feldspathiques ne sont pas trop nombreux.

A la suite de l'étude des O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ du quartz, nous avons vu que le sens de mouvement n'était pas uniforme à l'échelle du Val Grande. Le régime et la quantité de déformation ne semblent pas être liés au sens de déplacement. Dans le diagramme logarithmique de Ramsay (fig.5.39), on retrouve côte à côte dans le domaine de l'aplatissement des échantillons présentant des sens de mouvement opposés. Les échantillons du Val Grande se concentrent dans le domaine de l'aplatissement ainsi que dans celui de la déformation plane. Les points situés au dessus de la droite $K = 1$ correspondent à des marqueurs quartzeux porphyroclastiques ou à des échantillons de quartzites (marqueurs passifs). Le fait que la valeur du paramètre K de Ramsay (1967) ne varie pas selon le sens de cisaillement peut signifier que le régime de déformation est le même dans deux stades distincts ou que l'on a un continuum : chevauchement vers l'Ouest, épaissement crustal, dénudation tectonique avec cisaillement vers l'Est et vers l'Ouest (modèle de Royden et Burchfield (1987) appliqué aux mouvements en failles normales en Himalaya).

Mises à part les zones cisillées, la déformation semble assez homogène à l'échelle régionale. Le niveau échantillonné sur le versant Sud du Passo delle Lose (fig.5.22), ne montre pas d'évolution, les valeurs des rapports axiaux de l'ellipse de déformation finie sont très faibles et les fabriques de forme assez dispersées autour de la linéation. Le diagramme de Fry (1979) de la figure 5.35 c, dans une des rares zones propices à l'application de cette méthode, témoigne d'une certaine quantité de déformation, supérieure à celle relevée par la méthode des diamètres de Féret. Ce niveau structural, assez proche du sommet de la pile et du contact avec les Schistes Lustrés, a subi une déformation faible qui tranche nettement avec les intensités concentrées dans les zones à tendance mylonitique.

5.5 Conclusions à l'étude du Val Grande.

Cette vallée du Grand Paradis présente aux échelles mégascopiques et macroscopiques des structures et une minéralogie monotones. Les assemblages minéraux appartiennent au faciès Schistes Verts et la foliation faiblement pentée Sud portant la linéation subhorizontale Est-Ouest à N110E est omniprésente. Quelques zones intensément déformées, concordantes avec la foliation, à tendance mylonitique-ultramylonitique interrompent la continuité du litage. Des zones plissées montrant des structures en "champignon" ou de plis en fourreau perturbent par endroits la foliation. Ces structures sont caractéristiques de déformation en régime rotationnel avec un mouvement suivant la direction de la linéation (assimilée à la direction de transport) et un sens de déplacement vers l'Ouest marqué principalement par la dissymétrie des plis en fourreau, ou parfois vers l'Est, comme c'est le cas proche de zones laminées, marqué par des plis dissymétriques de faible amplitude.

A une échelle d'observation plus fine, nous retrouvons les deux sens de mouvement antagonistes, que ce soit sur les diagrammes d'O.P.R. d'axes $\langle c \rangle$ des quartz ou sur les diagrammes en rose d'orientation des fabriques de marqueurs. Ce qui paraît plus surprenant, à cette échelle d'observation, sont les évidences de régime de déformation coaxial relevées par les études des fabriques de réseau des quartz et des orientations préférentielles de forme des feldspaths et de quelques autres marqueurs. La presque totalité des échantillons riches en quartz, ne provenant ni de zones intensément déformées ni de zones à foliation perturbée par des structures en fourreau, montre des distributions, sur les diagrammes d'O.P.R., symétriques sur le plan YZ (ou très légèrement dissymétriques avec un éventuel sens de mouvement du compartiment supérieur vers l'Est). Des échantillons prélevés dans des zones identiques, sur lesquels ont été appliquées les méthodes de quantification de la déformation finie se regroupent dans le domaine de l'aplatissement des diagrammes de Ramsay (1967) et de Hossack (1968). Il reste à intégrer ces caractéristiques de déformation non rotationnelle au régime cisailant décrit avant.

Nous pouvons regrouper les zones échantillonnées du Val Grande en trois ensembles :

- fabriques dissymétriques montrant un mouvement vers l'Ouest. La foliation de ces zones est fréquemment affectée et perturbée par des plis en "champignon" ou par des plis en fourreau. Ces zones sont relativement

profondes dans la pile du socle gneissique du Grand Paradis (fond de la vallée di Sea, zones plus internes du massif, fig.5.40).

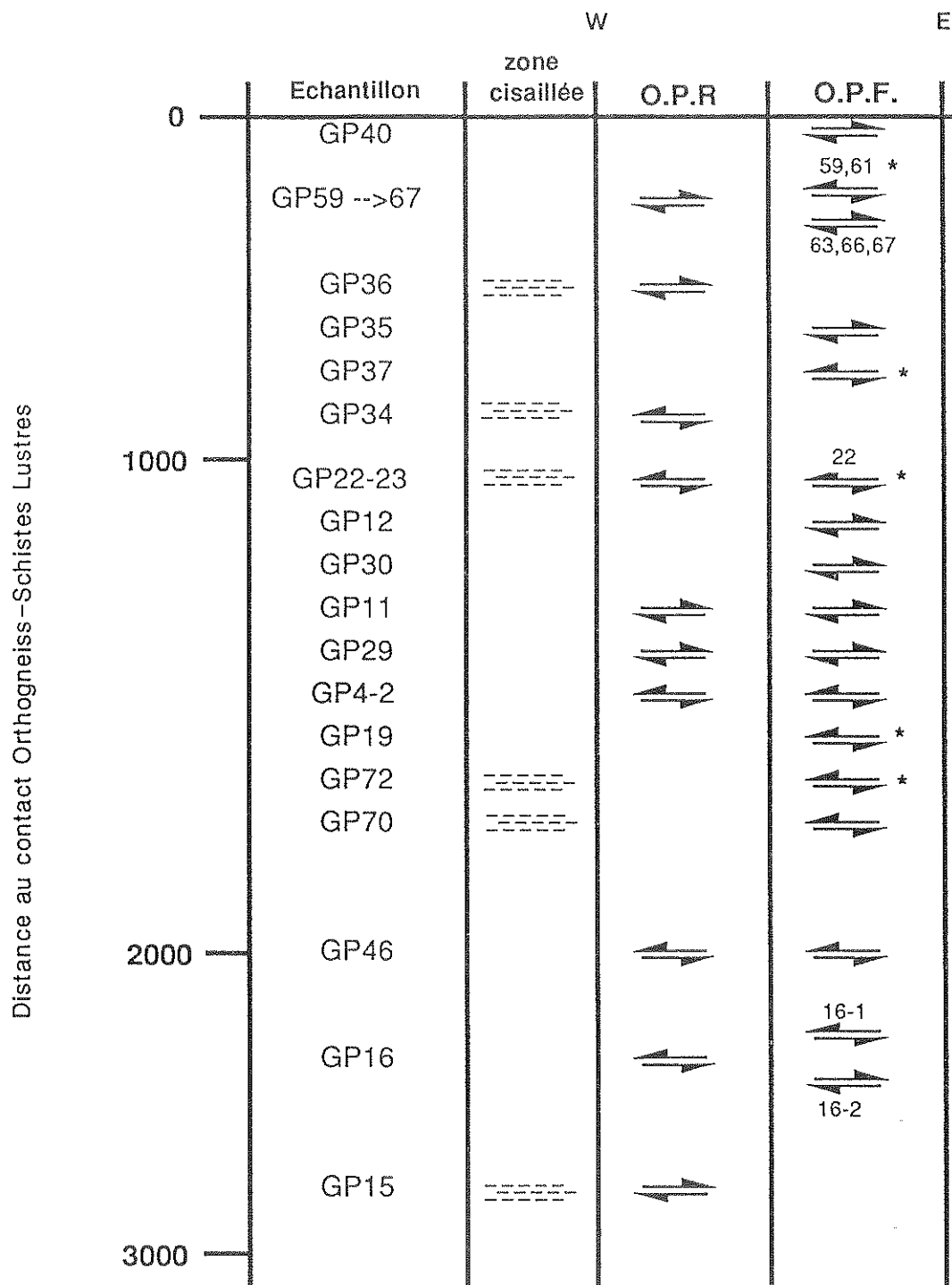


Figure 5.40 : Log dans le socle du Grand Paradis, avec sens de mouvement (déterminé par les O.P.R ou/et par les O.P.F.) et localisation des quelques zones de cisaillement échantillonnées. Les astérisques indiquent les zones à tectonique locale complexe.

- fabriques dissymétriques montrant un mouvement vers l'Est. Ces zones ont une foliation à tendance mylonitique ou même parfois ultramylonitique et sont situées à différents niveaux de la pile (fig.5.40).
- fabriques symétriques ou faiblement dissymétriques vers l'Est. Ces zones expriment les foliation et linéation régionales. Les points représentatifs de ces échantillons sont situés dans le domaine de l'aplatissement du diagramme de Ramsay très proche de l'axe des abscisses.

Entre les zones cisailées ou à foliation perturbée caractérisées par des dissymétries nettes, nous trouvons des zones "plus calmes" où les fabriques sont pratiquement symétriques.

Cette dualité, entre figures témoins de régime coaxial à l'échelle des microstructures et figures témoins de régime rotationnel à plus petite échelle, a déjà été soulignée par Le Théoff (1977). Les critères rotationnels peuvent avoir disparus ou n'être plus discernables, comme c'est le cas dans la zone broyée Sud-Armoricaine (Berthé 1977), à cause d'une phase de recristallisation postérieure ou d'une trop forte intensité de déformation. Lagarde (1977) a montré également, ce type de comportement dans des cisaillements horizontaux du Massif Armoricain en Bretagne centrale. Pour l'exemple du Val Grande, les rapports axiaux moyens des populations de marqueurs sont dans l'ensemble assez faibles, de même que les intensités de déformation finie relevées par les différentes méthodes de quantification. Dans ces conditions, une composante rotationnelle devrait se marquer au niveau des microstructures.

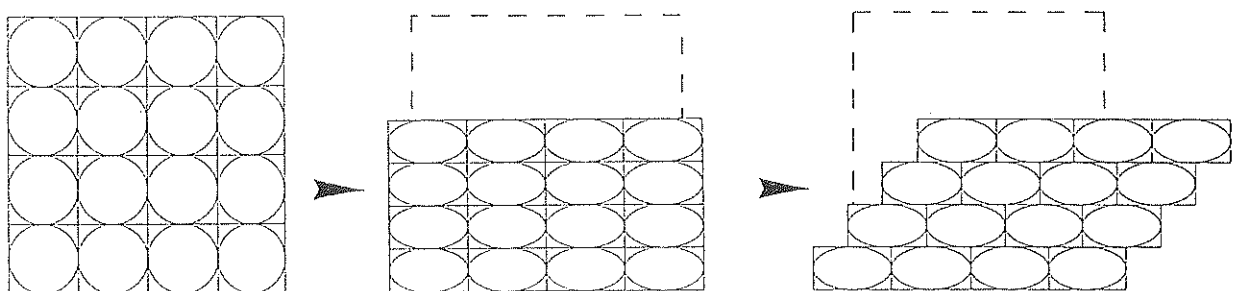


Figure 5.41 : Déformation rotationnelle se matérialisant par des glissements sur des plans d'anisotropie (Le Théoff 1977).

Par ailleurs, il a été montré à l'échelle de la lame mince (Schwerdner 1973), que lors d'une déformation en cisaillement simple, la composante de cisaillement peut se matérialiser par des plans particuliers, et qu'entre ceux-ci la déformation est non rotationnelle (fig.5.41). Le Théoff (1977) émet l'hypothèse que cette observation soit envisageable à une échelle supérieure.

Nous serions, donc, en présence de zones déformées en aplatissement séparées par des zones de cisaillement de faible extension (quelques mètres de puissance). Jain et Anand (1988) décrivent cet assemblage de structures, apparemment contradictoire, en Himalaya du Garwhal (Inde) à l'échelle de la chaîne. Ils interprètent ces structures dans un contexte de collision intercontinentale, avec des mouvements cisailants limités au grands accidents crustaux (MCT, MBT et répliques de moindre importance). L'existence de grands accidents crustaux dans la chaîne alpine occidentale et la similitude de nos résultats avec ceux de Jain et Anand (1988), nous permettent d'envisager la même interprétation à l'échelle du Val Grande. Selon cette hypothèse, la phase éocène (D3 et post D3) aurait eu lieu dans un contexte de cisaillement simple se traduisant par des compartiments où l'aplatissement est dominant, séparés par des accidents cisailants responsables du mouvement.

Malavieille (1984), s'appuyant sur des modèles analogiques, Beach (1981), Ménard et Thouvenot (1984, 1987) considèrent que les rétrocharriages sont contemporains des chevauchements vers l'Ouest. Le modèle de Royden et Burchfield (1987) reprend cette idée de mouvements antagonistes subcontemporains pour expliquer les mouvements en faille normale en Himalaya. Au vu de cette étude, cette hypothèse semble plausible, rien en effet ne distingue nettement les zones à dissymétries attestant un mouvement vers l'Ouest de celles attestant un cisaillement vers l'Est. ~~Seules~~ Les structures en fourreau semblent être systématiquement liées au mouvement vers l'Ouest. Elles se sont formées à des températures assez hautes (Quinquis et al 1978, Cobbold et Quinquis 1980) et, si comme Vearncombe (1985) nous les affectons à la phase éoalpine (D2), il est clair que les phases éocènes n'ont pas été assez intenses pour oblitérer ces structures. Par contre, si comme Vissers et Compagnoni (1984), nous attribuons ces structures en fourreau à la première phase éocène (D3), elles peuvent s'intégrer dans un processus régulier de diminution de la température intervenant après le charriage des nappes austro-alpines (Goffé 1982, Péquignot et al 1983, Caron 1984), depuis les conditions du métamorphisme alpin (environ 450°C) jusqu'aux déformations "froides" tardi alpines. La diminution des conditions pression- température se traduit par une déformation moins pénétrative à l'échelle du massif avec l'apparition de zones de cisaillement de taille réduite.

Ainsi, la phase éocène dans le cristallin du Grand Paradis semble se traduire par des mouvements vers l'Est ou vers l'Ouest subcontemporains. La tectonique tangentielle se manifeste dans cette région par le jeu de zones de

cisaillement localisées, à tendance mylonitique pour la plupart, où se concentre la composante non coaxiale de la déformation. Ces zones de cisaillement délimitent des unités tectoniques où règnent un régime de déformation en aplatissement. Ces zones de cisaillement sont situées à différents niveaux de la pile gneissique du Grand Paradis, depuis les zones proches du contact avec les Schistes Lustrés jusqu'aux niveaux plus profonds du centre du massif.

CHAPITRE 6

CONCLUSIONS GENERALES

6. Conclusions générales.

L'analyse quantitative de la déformation des roches apparaît donc indispensable si l'on veut pouvoir discuter et comprendre les mécanismes de la déformation à différentes échelles d'observation. Cette étude de la déformation finie à l'échelle microscopique, a été réalisée à partir de l'étude de la forme et de l'orientation de cristaux constituant les populations de marqueurs.

Dans un premier temps, nous avons développé un outil permettant d'avoir accès, de manière relativement aisée, aux paramètres de forme et d'orientation, sur lesquels reposent les différentes méthodes d'estimation du taux de déformation (Lapique 1987, Lapique et al. 1988). Si nous avons opté pour une analyse interactive, où le manipulateur choisit et extrait lui même de l'image vidéo, les objets qui l'intéressent, c'est que nous ne pouvions, dans le cadre de ce travail, résoudre les problèmes géologiques au moyen d'images numérisées et du traitement numérique de ces images. Quelques tentatives de traitement automatique d'images numérisées ont, néanmoins, été satisfaisantes dans le cas d'échantillons soigneusement choisis (orientation des grains de quartz dans un échantillon de quartzite pur, extraction de porphyroclastes à partir d'une mylonite). Il n'a, malheureusement, pas été possible de faire ressortir un algorithme pouvant s'appliquer en routine (Champenois 1988). Cette voie est toutefois prometteuse et mérite d'être développée parallèlement à l'analyseur vidéographique interactif.

L'analyseur vidéographique interactif permet l'observation et le traitement à partir d'une image couleur, ce qui met le géologue dans les conditions normales d'observation, lui permet la reconnaissance des phases minérales et lui facilite la saisie de la forme des objets. Ce travail a souligné l'intérêt d'un tel outil pour l'étude des formes et orientations en vue de la quantification de la déformation finie. Cette technique s'applique à d'autres domaines de la géologie que nous n'avons pas développer ici, l'étude de marqueurs linéaires (fracturation, mesure de traces de fission, orientation de trainées d'inclusions fluides, Boullier et al. in prép), l'étude des surfaces et des rapports surfaciques, avec une adaptation de la méthode du compteur de points utilisée à quelques reprises lors de ce travail. Avec une application à la détermination du remplissage des inclusions fluides, nous tentons, à partir des données surfaciques en 2D provenant de l'analyseur vidéographique, d'approcher le volume en nous basant, dans le cas général, sur une hypothèse de symétrie de révolution ponctuelle autour du squelette de l'objet considéré.

La quantification de la déformation finie peut se faire grâce à de nombreuses méthodes (chapitre 1). A partir de fabriques naturelles, digitalisées à l'aide de l'analyseur vidéographique interactif, et déformées artificiellement, nous avons testé quatre de ces méthodes pour des intensités de déformation variables. Il ressort que la méthode des diamètres de Féret (Lapique 1987) donne les résultats les plus fiables en rapport axial de l'ellipse de déformation finie et en orientation de son grand axe quelque soit l'état initial, surtout dans le cas de faibles intensités.

L'application des ces méthodes d'estimation du taux de déformation à la zone de cisaillement d'Abeibara-Rahrous a permis de souligner l'importance de l'échelle d'observation. De plus les méthodes de quantification de la déformation, telle que la méthode des diamètres de Féret, ne rendent pas compte de l'intégralité de la déformation, puisqu'elles ne considèrent pas l'éventuelle rotation des marqueurs au cours de la déformation. La combinaison de plusieurs méthodes basées sur la forme et l'orientation finie et de méthodes englobant les phénomènes de rotation des marqueurs (Fernandez 1984, 1987) permet de cerner d'une manière plus précise, même à l'échelle microscopique, l'intensité de la déformation subie par cette zone. En considérant les phénomènes de déformation ductile (étirement des marqueurs tels que les quartz ou les opaques), et la rotation de marqueurs que l'on peut considérer comme essentiellement "rigides" comme les feldspaths, nous obtenons des estimations de l'ordre de $\gamma = 6$ qui se rapprochent des estimations réalisées à des échelles différentes (Boullier 1982, 1986).

La digitalisation de la forme des marqueurs donne accès également à l'étude de l'orientation des fabriques et des dissymétries traduisant le sens de cisaillement, ainsi qu'à la distribution des rapports axiaux, des tailles et des indices d'ellipticité des populations de marqueurs. Ces paramètres permettent de comparer le comportement de marqueurs de différentes natures et de situer les phénomènes de granulation ou de recristallisation en fonction de la quantité de déformation enregistrée par le minéral (dès les valeurs de rapport axial de 3.5 pour le quartz et de 6 pour les opaques). L'observation microscopique ne suffit, naturellement pas à elle seule, à la compréhension d'événements d'ampleur régionale, mais elle permet de suivre l'évolution tectonique d'une région à travers le comportement rhéologique de différents types de marqueurs et l'orientation des populations d'objets déformés.

La deuxième application concerne la détermination du régime de la déformation subie par les orthogneiss du Grand Paradis (Alpes occidentales). Les techniques et méthodes d'estimation de la déformation

finie ont été appliquées, parallèlement à une étude des orientations préférentielles de réseau des quartz. Ces études ont permis de conclure que lors de la phase éocène, le régime de déformation était en cisaillement simple. Cette déformation s'est traduite par le jeu ou le rejeu de zones de cisaillement très localisées, avec des mouvements vers l'Est ou vers l'Ouest, qui limitent des compartiments où l'aplatissement est dominant (fabriques symétriques dans le plan XZ).

La distribution des fabriques de forme a été systématiquement étudiée, les dissymétries qu'elles présentent vont dans le même sens que celles des diagrammes d'axes $\langle c \rangle$ des quartz, et ces dissymétries ont été utilisées comme critère de sens de mouvement dans le cas d'échantillons pauvres en quartz ou ne présentant pas d'O.P.R.. De plus nous sommes intéressés à l'évolution de la forme (indice de sphéricité) des marqueurs avec l'augmentation de la déformation. Il en ressort que pour les faibles taux de déformation, exprimés par des rapports axiaux de l'ellipse de déformation finie inférieurs à 3, les marqueurs se comportent plutôt comme des "rectangles ou des losanges théoriques" que comme des ellipses. Ceci confirme l'emploi d'une méthode telle que la méthode des diamètres de Féret ne faisant pas de supposition sur la forme initiale des marqueurs. Pour des rapports axiaux moyens supérieurs à 3, la forme moyenne des marqueurs se rapproche d'une ellipse de même rapport axial, et la méthode Rf/Φ trouvent alors des objets qui correspondent à son hypothèse de départ sur la forme elliptique des marqueurs.

BIBLIOGRAPHIE

- ARGAND, E. (1911). - Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. *beitr. Geol.Karte Schweiz*. 31, 1-26.
- BALL E. (1980) - An example of very consistent brittle deformation of a wide intracontinental zone : late Pan-African fracture system of the Tuareg and Nigerian shield , structural implications. *Tectonophysics*, 61, pp 363-379.
- BALL, E. and CABY, R. (1984). - Open folding and wrench movements, their relationships with horizontal tectonics in the pan-african belt of northern Mali. In: *African geology*, volume in honour of L.Cahen. (edited by Klerkx, J. & Michot, J.) Musée Royal de l'Afrique centrale, Tervuren, 75-89.
- BALLEVRE, M. KIENAST, J. R. et VUICHARD, J. P. (1986). - La "nappe de la Dent Blanche" (Alpes occidentales) : deux unités austalpines indépendantes. *Eclogae Helv.* 79, 57-74.
- BALLEVRE, M. (1986-1988). - Collision continentale et chemins P-T. L'unité pennique du Grand Paradis. *Mém. et Doc. du C.A.E.S.S.*, Rennes, n°19, 331p.
- BAYER, R., CAZES, M., DAL PIAZ, G. V., DAMOTTE, B., ELTER, G., GOSSO, G., HIRN, A., LANZA, R., LOMBARDO, B., MUGNIER, J. L., NICOLAS, A., NICOLICH, R., POLINO, R., ROURE, F., SACCHI, R., SCARASCIA, S., TABACCO, I., TAPPONNIER, P., TARDY, M., TAYLOR, M., THOUVENOT, F., TOREILLES, G. et VILLIEN, A. (1987). - Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (programme ECORS-CROP). *C. R. Acad. Sc. Fr.* 305, 1461-1470.
- BAYER, R. et LESQUER, A. (1978) - Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest africain : géométrie d'une suture pan-africaine. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 20, 863-876.
- BEACH, A. (1981). - Thrust tectonics and crustal shortening in the external French Alps based on a seismic cross-section. *Tectonophysics* 79,1-6.
- BEARTH, P. (1962). - Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. *SNPM*, 42, 127-137.
- BERTHE, D. (1977). - Les aspects de la déformation cataclastique au Sud du leucogranite de Lizio-Lavilleder (Morbihan). 5ème Réunion Ann. Sci. Terre, Rennes, 65.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P. et JEGOUZO P. (1979) : Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites : the example of the South-Armorican shear zone. *J. of Struct. Geol.*, 1, 31-42.
- BERTRAND, J. M. (1968). - Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis. *Géol. alpine* 44, 55-87.
- BERTRAND, J.M.L. and CABY R. (1978) - Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt : a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). *Geol. Rundschau*, 67, 357-388.
- BERTRAND, J.M.L. and DAVISON I. (1981) - Pan-African granitoid emplacement in the Adrar des Iforas mobile belt (Mali) : A Rb/Sr isotope study. *Precambrian Res.* 14, 333-361.

- BERTRAND, J.M., MICHARD, A., CARPENA, J., BOULLIER, A. M., DAUTEL, D. and PLOQUIN, A. (1984). - Pan-African granitic and related rocks in the Iforas granulites (Mali). Structures, geochemistry and geochronology. In: African geology, volume in honour of L. Cahen. (edited by Klerkx, J. & Michot, J.) Musée Royal de l'Afrique centrale, Tervuren, 147-165.
- BLACK, R., CABY, R., MOUSSINE-POUCHKINE, A., BAYER, R., BERTRAND, J. M., BOULLIER, A. M. and LESQUER, A. (1979). - Evidence for late Precambrian plate tectonics in West-Africa. *Nature*, Lond. 278, 223-277.
- BLUMENFELD, P.(1983). - Le "tuilage des mégacristsaux", un critère d'écoulement rotationnel pour les fluidalités des roches magmatiques . Application au granite de Barbey-Séroux (Vosges, France). *Bull. Soc. géol. Fr.* 25,309-318.
- BOCQUET, J. (1971). - Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Eclog. Geol. Helv.* 64, 71-103.
- BOCQUET, J. DELALOYE, M., HUNZIKER, J. C. and KRUMMENACHER, D. (1974). - K-Ar and Rb-Sr . Dating of blue amphiboles micas and associated minerals from the W Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 47, 7-26.
- BOUCHEZ, J. L. (1977). - Le quartz et la cinématique des zones ductiles. Thèse d'état, Nantes, 176p.
- BOUCHEZ, J. L., BERNIER, S., ROCHETTE, P. et GUINEBERTEAU, B. (1986). - Log des susceptibilités magnétiques et anisotropies de susceptibilité dans le granite de Beauvoir : conséquences pour sa mise en place. *Géol. de la France* 2/3, 223-232.
- BOUCHEZ, J. L. et PECHER A. (1976) - Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du grand chevauchement central himalayen. *Bull. Soc. géol. Fr.* 18, 1377-1385.
- BOUCHEZ, J. L. et PECHER A. (1981). - The himalayan Main Central Thrust pile and its quartz rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics* 78, 23-50.
- BOUCHEZ, J. L., LISTER, G. S. and NICOLAS, A. (1983). - Fabric asymetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rundsch.* 72, 401-419.
- BOUCHEZ, J. L., MAINPRICE, D. H., TREPIED, L. and DOUKHAN, J. C. (1984). - Secondary lineation in a high-T quartzite (Galicia, Spain): an explanation for an abnormal fabric. *J. Struct. Geol.* 6, 159-165.
- BOUCHEZ, J. L. and PECHER, A. (1981). - The himalayan main central thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics* 78, 23-50.
- BOULLIER, A. M. (1979). Charriage et déformations de l'unité granulitique des Iforas au cours de l'orogénèse Pan-Africaine. *Rev. Géol. Dyn. Géogr.Phys.* 21, 377-382.
- BOULLIER, A. M. (1980). - A preliminary study on the behaviour of brittle minerals in a ductile matrix : example of zircons and feldspars. *J. Struct. Geol.* 2, pp 211-217.
- BOULLIER, A. M. (1982). - Etude structurale du centre de l'Adrar des Iforas (Mali). Mylonites et tectogénèse. Thèse d'état, I.N.P.L. Nancy. 327p.

- BOULLIER, A. M. (1986). - Sense of shear and displacements estimates in the Abeibara-Rahrous late pan-african shear zone (Adrar des Iforas). *J. Struct. Geol.* 8,47-58.
- BOULLIER, A. M., ADAMY, J., CHAMPENOIS, M., FRANCE-LANORD, C. and DUBESSY, J. (in prep.). - Annular fluid inclusions as indicator for a tectonic burial due to backfolding in High Himalaya (Central Nepal).
- BOULLIER, A.M. and BARBEY, P. (1988) - A polycyclic two-stage corona growth in the Iforas Granulitic Unit (Mali). *J. Metamorphic Geol.* 6 , 235-254.
- BOULLIER, A. M. et BOUCHEZ, J. L. (1978). - Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. Fr.* 20, 253
- BOULLIER, A. M., DAVISON, I., BERTRAND, J. M. et COWARD, M. (1978). - L'unité granulitique des Iforas: une nappe de socle d'âge pan-africain précoce. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 20, 877-882.
- BRIDGEWATER, D., COLLERSON, K. D. and MEYERS, J. S. (1978). - The development of the archean gneiss complex of the North Atlantic region. In: *Evolution of the earth's crust.* D.H. Tarling ed. 19-69.
- BUCHS, A., CHESSEX, R., KRUMMENACHER, D. et VUAGNAT, M. (1962). - Ages "plomb total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. *Bull. Suisse Mineral. Petrol.* 42, 295-305.
- BURG, J. P. (1986). - Quartz shape fabric variations and c-axis fabrics in a ribbon-mylonite : arguments for an oscillating foliation. *J. Struct. Geol.* 8, 122-131.
- BUTLER, R. W. H., MATTHEWS, S. J. and PARISH, M. (1986). - The NW external alpine thrust belt and its implications for the geometry of the western alpine orogen. In : *Collision tectonics.* M. P. Coward & A. C. Ries ed. *Geol. Soc. Spec. publ.* 19, 245-260.
- BUFFON, G. (1777). - *Arithmétique morale. Supplément à l'Histoire naturelle.* Imprimerie Royale, Paris, tome 4, 46-148.
- CABY, R. (1970) - La chaîne pharusienne dans le Nord Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie) ; sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. Thèse d'état, USTL, Montpellier. 336p.
- CABY, R. (1973). - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 15, 624-634.
- CABY, R. (1979). - Les nappes précambriennes du Gourma dans la chaîne pan-africaine du Mali. Comparaison avec les Alpes occidentales. *Rev Géogr phys Géol dyn* 21, 365-376.
- CABY, R. et ANDREOPOULOS-RENAUD, U. (1983). - Age à 1800 Ma du magmatisme sub-alcalin associé aux métasédiments monocycliques dans la chaîne Pan-Africaine du Sahara central. *J. Afr. Earth Sci.* 1, 193-197.
- CABY, R. and ANDREOPOULOS-RENAUD, U. (in press). - Age U-Pb à 620 Ma d'un pluton synorogénique de l'Adrar des Iforas (Mali). Conséquences pour l'âge de la phase majeure de l'orogénèse Pan-Africaine. *C R Acad Sc, Paris.*

- CABY, R., ANDREOPOULOS-RENAUD, U. et LANCELOT, J. R. (1985). - Les phases tardives de l'orogénèse pan-africaine dans l'Adrar des Iforas (Mali): lithostratigraphie des formations molassiques et géochronologie U/Pb sur zircon de deux massifs intrusifs. *Prec. Res.* 28, 187-199.
- CABY, R., ANDREOPOULOS-RENAUD, U. and PIN, C (in press). - Late Proterozoic arc/continent and continent/continent collision in the Pan-African Trans-Saharan belt of Mali. *Can Journal Earth Sci.*
- CABY, R., KIENAST, J. R. et SALIOT, P. (1978). - Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 20, 307-322.\$
- CAHEN, L., SNELLING, N. J., DELHAL, J. and VAIL, J. R. (1984). - The geochronology and evolution of Africa. *Oxford Science Publications.* 512p.
- CALLEGARI, E., COMPAGNONI, R. et DAL PIAZ, G. V. (1969). - Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel massiccio del Gran Paradiso. *Soc. Geol. Ital. Boll.* 88, 59-69.
- CARON, J. M. (1977). - Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Sci. géol.* 48, 326p.
- CARON, J. M. (1984). - The diversity of geodynamic regimes leading to high pressure-low temperature metamorphism (western Alps and Corsica). *Terra Cognita* 4/1, 39-43.
- CARON, J. M., POLINO, R., POGNANTE, U., LOMBARDO, B., LARDEAUX, J. M., LAGABRIELLE, Y., GOSSO, G. et ALLENBACH, B. (1984). - Où sont les sutures majeures dans les Alpes internes? *Mem. Soc. Geol. It.* 24.
- CARPENA, J. (1984) . - Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes : relation tectonique-métamorphisme. Thèse d'état. Orsay, 200p.
- CARPENA, J. et CABY, R. (1984). - Fission-track evidence for Late Triassic oceanic crust in French Occidental Alps. *Geology* 12,108-111.
- CARPENA, J. et MAILHE, D. (1984). - Plis en fourreau hectométriques au coeur de l'orthogneiss du Grand Paradis (Alpes occidentales italiennes)? *C. R. Acad. Sc. Paris* 298, 415-418.
- CARTER, N. L., CHRISTIE, J. M. and GRIGGS, D.T. (1964). - Experimental deformation and recrystallisation of quartz. *J. Geol.* 72, 687-733.
- CHAMPENOIS, M. (1988). - Quantification de la déformation finie: utilisation de systèmes d'analyse d'images. 12 ème R.S.T. Lille 1988, *Soc. Géol. Fr. Edit. Paris*, 30.
- CHAMPENOIS, M. and BOULLIER, A. M. (1989). - Use of an interactive image analysis system for the quantification of finite strain applied to the Abeibara-Rahrous shear zone (Iforas, Mali). *Terra Abstracts* 1, 381-382.
- CHAMPENOIS, M., BOULLIER, A. M., SAUTTER, V., WRIGHT, L. I. and BARBEY, P. (1987). - Tectonometamorphic evolution of the gneissic Kidal Assemblage related to the Pan-African thrust tectonics (Adrar des Iforas, Mali). *J African Earth Sci* 6, 19-28.

- CHATAGNON, F. (1982). - L'analyse d'images appliquée à des problèmes structuraux: - Fracturation du site du barrage de Vinça (Pyrénées Orientales). - Structure d'un marbre de Carrare. - Déformation des quartzites du domaine de Dora Maira. Thèse 3ème cycle. Univ. Grenoble. 125p.
- CHEILLETZ, A. et MENDEZ J. A. (1988). - Altérations hydrothermales et minéralisations de type porphyre à molybdène: l'apport de l'analyse d'images interactive. 12 ème R.S.T., Lille 1988, Soc. Géol. Fr. Edit. Paris, 32.
- CHESSEX, R., DELALOYE, M., KRUMMENACHER, D. et VUAGNAT, M. (1964). - Sur l'âge de la syénite du Montgenèvre (Hautes Alpes, France). Archives des Sciences, Genève, 17, 342-346.
- CHIKHAOUI, M. (1981) - Les roches volcaniques du Protérozoïque supérieur de la chaîne pan-africaine (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des Iforas). Caractérisation géochimique et minéralogique. Implications géodynamiques. Thèse d'état, USTL, Montpellier, 183 p.
- CHOPIN, C. (1979). - De la Vanoise au massif du Grand Paradis : une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. Thèse 3ème cycle. Paris VI, 145p.
- CHOPIN, C. (1981). - Talc-phengite : a widespread assemblage in high-grade pelitic blue schists of the Western Alps. *J. Petrol.* 22, 628-650.
- CHOPIN, C. (1984). - Pelitic blueschists, a new aspect of metamorphic petrology. *Terra Cognita* 4/1, 35-37.
- CHOPIN, C. et MALUSKI, H. (1978). - Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation ^{39}Ar - ^{40}Ar sur des minéraux alpins du massif du Grand Paradis et de son enveloppe. *Bull. Soc.géol. Fr.* 20, 745-749.
- CHOPIN, C. et MALUSKI, H. (1980). - ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps) : evidence against the blocking temperature concept. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, 109-122.
- CHOUKROUNE, P., BALLEVRE, M., COBBOLD, P., GAUTIER, Y., MERLE, O. et VUICHARD, J.P. (1986). - Deformation and motion in the western alpine arc. *Tectonics*, 5, 215-226.
- CHOUKROUNE, P. and GAPAIS, D (1983). - Strain pattern in the Aar granite (Central Alps) : orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *J. Struct. Geol.* 5, 411-418.
- CHRISTIE, J. M., GRIGGS, D. T. and CARTER, N.L. (1964). - Experimental evidence of basal slip in quartz. *J. Geol.* 72, 734-756.
- CLAUER, N. (1976) - Géochimie du strontium des milieux sédimentaires. Applications à la géochronologie de la couverture du craton Ouest Africain. Thèse d'état Strasbourg. Sciences Géologiques, mém. 45, 256 p.
- COBBOLD, P. (1983). - Strain trajectories and collision models for the "root zone" of the pennine nappes, Central Alps. *Ann. General Meetins, T. S. G.*
- COBBOLD, P. R., MERLE, O. and BARBOTIN, E. (1985). - The fan like strain pattern in the Lepontine Alps and its history. *Terra Cognita* 5, 253.

- COBBOLD, P. R. and QUINQUIS, H. (1980). - Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2, 119-126.
- COMPAGNONI, R. ELTER, G. et LOMBARDO, B. (1974). - Eterogeneita stratigrafica del complessodegli "gneiss minuti" nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. *Mem. Soc. geol. ital.* 13, 227-239.
- COMPAGNONI, R. and LOMBARDO, B. (1974). - The alpine age of the Gran Paradiso eclogite. *Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 30, 223-237.
- COMPAGNONI, R. and PRATO, R. (1969). - Paramorfosi di cianite su sillimanite in scisti pregranitici del massiccio del Gran Paradiso. *Boll. Soc. Geol.It.* 88, 537-549.
- COSTER, M. et CHERMANT, J. L. (1985). - Précis d'analyse d'image. Ed. du CNRS, Paris, 521p.
- COURRIOUX, G. (1984). - Etude d'une évolution magmatique et structurale dans le contexte d'une zone de cisaillement ductile active : exemple du linéament granitique hercynien de Puente deume (Galice Espagne). Thèse 3ème cycle, Nancy, 217p.
- DAL PIAZ, G. V. (1965). - La formation mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournache ed i suoi rapportistrutturali con il ricoprimento Monte Rosa e con la zona Sesia-Lanzo. *Boll. Soc. geol. ital.* 84, 67-104.
- DAL PIAZ, G. V. (1974). - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apennique. *Schweiz. Miner. Petro. Mitteil.* 54, 399-424.
- DAL PIAZ, G. V., LOMBARDO, B. and GOSSO, G. (1983). - Metamorphic evolution of the Monte Emilius klippe, Dent Blanche Nappe, Western Alps. *Am. J. Sci.* 283, 438-458.
- DANIEL, T., GAPAIS, D., LABIT, C. et LE CORRE, C. (1987). - An application of textural and morphological image processing to deformation analysis within granitic rocks. *Acta Stereol.* 6/III, 1041-1046.
- DAVISON, I. (1980). - A tectonic petrographical and geochronological study of a pan-african belt in the Adrar des Iforas and Gourma (Mali). Ph. D. Thesis, Univ. Leeds and C.G.G. Montpellier, 344p.
- DELESSE, A. (1848). - Procédé mécanique pour déterminer la composition des roches. *Ann. Mines*, 13, 379.
- DEWEY, J. F. (1976). - Ophiolite obduction. *Tectonophysics* 31, 93-120.
- DIETRICH, D. and DURNEY, D. (1984). - Change of direction of overthrust shear in the Helvetic nappes of Western Switzerland. Colloque "Chevauchement et Déformation", C.N.R.S., Toulouse.
- DUCROT, J., LA BOISSE, H. de, RENAUD, U. et LANCELOT, J. R. (1979). - Synthèse géochronologique sur la succession des événements magmatiques pan-africains au Maroc, dans l'Adrar des Iforas et dans l'Est Hoggar. Xème Coll. Géologie Africaine, Montpellier (résumés), 40-41.
- DUNNET, D. (1969). - A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, 7(2), 117-136.

- DUNNET, D. and SIDDANS, A. W. B. (1971). - Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. *Tectonophysics* 12, 307-325.
- ELLENBERGER, F. (1958). - Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie). Mem. expl. carte géol. dét. Fr., 561p.
- ELTER, G. (1960). - La zona penninica dell'alta e media valle d'Aosta e le unità limitrofe. Meù. Inst. Geol. Mineral. Padova, 22.
- ENGLAND, P. C. and THOMPSON, A. B. (1984). - Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism-I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.* 25, 894-928.
- ERNST, W. G. (1971). - Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 34, 43-59.
- ESCHER, A. and WATTERSON, J. (1974). - Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics* 22, 223-231.
- ETCHECOPAR, A. (1974). - Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Thèse 3ème cycle. Nantes, 135p.
- ETCHECOPAR, A. (1977). - Kinematic model of progressive deformation in polycrystalline aggregate. *Tectonophysics* 39, 121-139.
- EULER, L. (1792). - L'arithmétique raisonnée et démontrée, oeuvres posthumes de Léonard Euler, traduite en français par Bernoulli. Berlin, Voss et fils. In 8°, II-616p.
- FABRE, J., BA, H., BLACK, R., CABY, R., LEBLANC, M. and LESQUER, A. (1982). - La chaîne Pan-Africaine, son avant-pays et la zone de suture au Mali. Notice explicative de la carte géologique et gravimétrique de l'Adrar des Iforas au 1/500 000, République du Mali, Direction Nationale de la Géologie et des Mines, Bamako, 85p.
- FERNANDEZ, A. (1978). - Fonction de distribution de l'orientation de marqueurs linéaires lors de la déformation par aplatissement à deux dimensions. *C.R. Acad. Sci. Paris* 286, 1857-1860.
- FERNANDEZ, A. (1981). - Une généralisation du modèle de March applicable à l'analyse des orientations préférentielle de formes issues de la déformation coaxiale dans des roches éruptives. *C.R. Acad. Sc. Paris* 293, 1091-1094.
- FERNANDEZ, A. (1982). - Signification des symétries de fabriques monocliniques dans les roches magmatiques. *C. R. Acad. Sci., Paris* 294, 995-998.
- FERNANDEZ, A. (1984). - Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques. Application à l'étude structurale des granitoïdes. Thèse d'état, Clermont-Ferrand, 239p.
- FERNANDEZ, A. (1987). - Preferred orientation developed by a rigid markers in two dimensional simple shear strain: a theoretical and experimental study. *Tectonophysics* 136, 151-158.
- FERNANDEZ, A., FEYBESSE, J. L., MEYZURE, J. L. (1983). - Theoretical and experimental study of fabrics developed by differents shaped markers in two dimensional simple shear. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7, 319-326.

- FERRARA, G. and GRAVELLE, M. (1966). - Radiometric ages from western Ahaggar (Sahara) suggesting an Eastern limit for the West African Craton. *Earth Planet. Sci. Letters*, 319-324.
- FERRY, J. M. and SPEAR, P. S. (1978). - Experimental calibration of the partitioning of Fe-Mg biotite and garnet. *Contr. Miner. Petrol.* 66, 113-117.
- FLINN, D. (1962). - On folding during three dimensional progressive deformation. *Quart. J. Geol. Soc. London* 118, 385-428.
- FRY, N. (1979). - Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, 60, 89-105.
- GAMOND, J.F. (1980). - Direction de déplacement et linéation : cas de la couverture sédimentaire dauphinoise orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.* 22, 429-436.
- GANGULY, J. and SAXENA, S. K. (1984). - Mixing properties of alumino-silicate garnet : constraints from natural and experimental data and applications to geothermobarometry. *Am. Miner.* 69, 88-97.
- GAPAIS, D. (1979). - Orientations préférentielles de réseau et déformations naturelles. Applications aux quartzites (segment hercynien de Bretagne centrale) et aux amphibolites (couverture des dômes gneissiques de Kuopio, Finlande). Thèse 3ème cycle, Rennes I, 261p.
- GAPAIS, D. and WHITE, S. (1982). - Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite. *Textures and Microstructures* 5, 1-17.
- GATEAU, G. (1978). - L'analyse quantitative d'images et ses applications à la minéralogie. *Bull. Minéral.* 101, 305- 314.
- GATEAU, G. et PREVOSTEAU, J. M. (1973). - Exploitation d'un analyseur d'images à l'étude de la structure des pores d'un matériaux. Congrès Rilem-Iupac, Prague. *Comptes rendus IV-C*, 517-525.
- GAY, N. C. (1968a). - Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids. 1- Theory. *Tectonophysics* 5, 211-234.
- GAY, N. C. (1968a). - Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids. 2- The determination of the total finite strain in a rock from objects such as deformed pebbles. *Tectonophysics* 5, 295-302.
- GHOSH, S. and RAMBERG, H. (1976). - Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. *Tectonophysics* 34, 1-70.
- GOFFE, B. (1982). - Définition du faciès à Fe-Mg-carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux. Thèse , univ. P. et M. Curie Paris, 223p.
- GOURLAY, P. (1984). - La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). Thèse 3ème cycle, Paris, 131p.
- GRAHAM, R. H. (1981). - Gravity sliding in the maritime Alps. In : Thrust and nappe tectonics, ed. K.R. McClay and N.J. Price. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 9, 335-352.

- GRATIER, J. P., LEJEUNE, B. et VERGNE J. L. (1973). - Etude des formations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 227p.
- GUIRAUD, M. (1982). - Géothermobarométrie du faciès schiste vert à glaucophane. Modélisation et applications (Afghanistan, Pakistan, Corse et Bohème). Thèse 3ème cycle, Montpellier,
- HAAS, A., MATHERON, G. et SERRA, J. (1967). - Morphologie mathématique et granulométries en place. Ann. Mines XI, 736-753 et XII, 767-782.
- HIGGINS, M. W. (1971). Cataclastic rocks. Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 687, 1-97.
- HOSSACK, J. R. (1968). - Pebble deformation in the Bygdin area (southern Norway). Tectonophysics 5, 315-339.
- HSU, T. C. (1966). - The characteristics of coaxial and non coaxial strain pass. J. Strain Anal. 1, 216-222.
- HUNZIKER, J. C. (1969). - Rb-Sr Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen : Hellglimmer und Gesamtgesteins-alterswerte. Eclog. Geol. Helv. 63, 151-161.
- HUNZIKER, J. C. (1974). - Rb-Sr and K-Ar age determinations and the alpine tectonic history of the westrenAlps. Mem. Inst. Geol. Mineral Univ. Padova 31, 54.
- HUNZIKER, J. C. (1986). - The Alps : a case of mutiple collision. In : Collision tectonics. M.P. Coward and A.C. Ries ed. Geol. Soc. Spec. Publ. 19,221-227.
- ILDEFONSE, B. (1987). - Les linéations et la déformation. Aspects naturels, théoriques et expérimentaux des orientations préférentielles de forme. Lyon I, 190p.
- ILDEFONSE, B. et FERNANDEZ, A. (1988). - Influence of the concentration of rigid markers in a viscous medium on the production of preferred orientations. An experimental contribution. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala.
- JAIN, A. K. and ANAND, A. (1988). - Deformational and strain patterns of an intercontinental collision ductile shear zone - an example from the higher Garhwal Himalaya. J. Struct. Geol. 10, 717-734.
- JUNG, J. et BROUSSE, R. (1959). - Classification modale des roches éruptives. Masson Ed., Paris, 123p.
- KARPOFF, R. (1961). - La géologie de l'Adrar des Iforas. Thèse Paris 1958. Publication du B.R.G.M. Dakar, Vol. 30.
- KIENAST, J. R. (1973). - Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble schistes lustrés ophiolitiques du Val d'Aoste. C. R. Acad. Sc. 276, 2621-
- KIENAST, J. R. et VELDE, B. (1970). - Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes : mise en évidence d'un gradient de température et de pression. C. R. Acad. Sc. Paris 271, 637-640.
- LACASSIN, R. (1983). - Cisaillement ductile et déformation hétérogène du granite de la nappe du Mont Rose dans la vallée de Saas (Suisse). C. R. Acad. Sc. Paris 296, 777-782.

- LACASSIN, R. (1983). - Mise en évidence d'une zone de cisaillement ductile majeure dans la couverture de la nappe du Mont Rose. C. R. Acad. Sc. Paris 297, 613-618.
- LACASSIN, R. (1984). - Etude des mécanismes de déformation dans le versant nord de la nappe du Mont Rose (Alpes suisses) et relation avec les grands chevauchements. Thèse 3ème cycle, Montpellier, 221p.
- LACASSIN, R. et VAN DEN DRIESSCHE, J. (1983). - Finite strain determination of gneiss: application of Fry's method to porphyroid in the southern Massif Central (France). J. of Struct. Geol. 5, 345-253
- LAFON, D., DE FALCIS, N., BOIVIN, P., BONTON, P. et CAMUS, G. (1987). - Image processing applied to pyroclastic deposits. Terra Cognita, Vol 7, 2-3, 383.
- LAGARDE, J. L. (1977). - La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Thèse 3ème cycle, Rennes, 164p.
- LANCELOT, J. R., BOULLIER, A. M., MALUSKI, H. and DUCROT, J. (1983). - Deformation and related radiochronology in a late Precambrian shear zone, Adrar des Iforas (Mali). Contr. Miner. Petrol. 82, 312-326.
- LAPIQUE, F. (1987). - Traitement informatique de la déformation finie et interprétation de l'évolution tectonique Pan-Africaine de la région de Timgaouine (Hoggar, Algérie). Thèse Univ. Nancy I, 224p.
- LAPIQUE, F., BERTRAND, J. M. et MERIEM, D. (1986). - A major Pan-African crustal decoupling zone in the Timgaouine area (Western Hoggar, Algeria). J. of Afr. Earth Sci., 5, 617-625.
- LAPIQUE, F., CHAMPENOIS, M. et CHEILLETZ, A. (1988). - Un analyseur vidéographique interactif : description et application. Bull. Minéral. 111, 676-687.
- LAPORTE, D. (1987). - Un exemple d'intrusion syntectonique : l'inclusion d'Ile Rousse, Corse du Nord-Ouest. Thèse Saint-Etienne.
- LAURENT, P. et 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. 18, 1387-1393.
- LAW, R. D., CASEY, M. and KNIPE, R. J. (1986). - Kinematic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonites from the Assynt and Eriboll regions of the Moine thrust zone, NW Scotland. Trans. R. Soc. Edinburgh 77, 99-125.
- LEBLANC, M. (1976a) - Proterozoic oceanic crust at Bou Azzer. Nature 261, 34-35.
- LEMOINE, M. (1984). - La marge occidentale de la Tethys ligurienne et les Alpes occidentales. In : Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France (Boillot, G. coord.), Masson ed., Paris, 155-248.
- LEMOINE, M. (1985). - Structuration jurassique des Alpes occidentales et paléogéographie de la Tethys ligurienne. Bull. Soc. géol. Fr. 8, 126-137.
- LETERRIER, J. and BERTRAND, J. M. (1986). - Pre-tectonic tholeiitic volcanism and plutonism in the Kidal assemblage (Iforas Pan-African belt, Mali). J. Afr. Earth Sci. (in press).

- LE THEOFF, B. (1977). - Marqueurs ellipsoïdaux et déformation finie. Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes, 96 p.
- LE THEOFF, B. (1979). - Non coaxial deformation of elliptical particles. *Tectonophysics* 53, 7-13.
- LIEGEOIS, J. P. (1987). - Le batholite composite de l'Adrar des Iforas (Mali). Géochimie et géochronologie d'une succession magmatique du calco-alcalin à l'alcalin dans la cadre de l'orogénèse pan-africaine. Thèse d'état, Université Libre de Bruxelles, Belgique 335p.
- LIEGEOIS, J. P. et BLACK, R. (1984). - Pétrographie et géochronologie Rb-Sr de la transition calco-alcaline-alcaline fini-Pan-Africain dans l'Adrar des Iforas (Mali): accréation crustale au Précambrien supérieur. In: *African geology*, volume in honour of L. Cahen. (edited by Klerkx, J. & Michot, J.). Musée Royal de l'Afrique centrale, Tervuren. 115-145.
- LIEGEOIS, J. P. and BLACK, R. (1987). - Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of Iforas (Mali), in "Alkaline Igneous Rocks". A review symposium. Fitton J.G. and Upton B.G.J. edit. *Geol.Soc.Spec.Pub.*,30, 381-401.
- LISLE, R. J. (1979). - Strain analysis using deformed pebbles: the influence of initial pebble shape. *Tectonophysics*, 60, 263-277.
- LISTER, G. S. and PATERSON, M. S. (1979). - The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite : fabric transitions. *J. Struct. Geol.* 1, 99-115.
- LISTER, G. S., PATERSON, M. S. and HOBBS, B. E. (1978). - The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite : the model. *Tectonophysics* 45, 107-158.
- LISTER, G. S. et SNOKE, A. W. (1984). -S-C Mylonites. *J. Struct.Geol.*6, 617-638.
- LUGEON, M. et ARGAND, E. (1905). - Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *C. R. Acad. Sc. Paris* 134, 1364-1367.
- LY, S. 1979. Etude gravimétrique de l'Adrar des Iforas (Nord Est Mali). Thèse 3ème cycle, Montpellier, 107p.
- MALAVIEILLE, J. (1984). - Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués. Applications aux chaînes de montagnes. *Bull. Soc. géol. Fr.* 26, 129-138.
- MALAVIEILLE, J., LACASSIN, R. et MATTAUER, M. (1984). - Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.* 26, 895-906.
- MATHERON, G. (1967). - Elément pour une théorie des milieux poreux. Ed. Masson, Paris. 166p.
- MATHERON, G. (1975). - Random sets and integral geometry. Wiley, New York. 261p.
- MATTAUER, M. (1975). - Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth Planet. Sc. Lett.* 28, 144-154.
- MATTAUER, M. et PROUST, F. (1976). - La Corse alpine : un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C. R. Acad. Sc. Paris* 282, 1249-1252.

- MATTAUER, M. et TAPPONNIER, P. (1978). - Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes Franco-italiennes. C. R. Acad. Sci. Paris 287, 899-902.
- MATTAUER, M., COLLOT, B. et VAN DEN DRIESSCHE, J. (1983). - Alpine model for the internal metamorphic zones of the North American Cordillera. *Geology* 11,11-15.
- MAWHIN, B. (1983). - Relations entre structures longitudinales et transverses au coeur de l'arc alpin occidental : exemple du val germanasca (massif cristallin de Dora Maïra). C. R. Acad. Sc. Paris 297, 749-752.
- MAWHIN, B. (1984). - Géométrie des étirements et rétrocharriages dans le massif interne Dora Maïra (Alpes occidentales). Colloque "Chevauchement et Déformation", C.N.R.S., Toulouse.
- MENARD, G. et THOUVENOT, F. (1984). Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivréa. *Bull. Soc. géol. Fr.* 26, 875-884.
- MENARD, G. et THOUVENOT, F. (1987). - Coupes équilibrées crustales : méthodologie et application aux Alpes occidentales. *Geodinamica Acta* 1,35-45.
- MERLE, O. (1986). - histoire de la déformation dans les Alpes lépontines occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*
- MERLE, O. and BRUN, J. P. (1984). - The curved translation path of the Parpaillon nappe (French Alps). *J. Struct. Geol.* 6, 711-719.
- MILNES, A. G. (1968). - Strain analysis of the basement nappes in the Simplon region, northern Italy. XXIII Intern. Geol. Congress 3, 61-76.
- MILNES, A. G. (1974). - Structure of the pennine zone (central Alps) : a new working hypothesis. *Bull. Geol. Soc. Am.* 85, 1727-1732.
- MINNIGH, L. D. (1979). - Structural analysis of sheath folds in a meta chert from the western Italian Alps. *J. Struct. Geol.* 4, 275-282.
- MONIE, P. (1984). - Etude par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar de la redistribution de l'argon dans les minéraux des socles anciens repris par l'orogénèse alpine. Application à la géochronologie des massifs de l'Argentera-Mercantour, du Mont Rose et de la Grande Kabylie. Thèse, Montpellier, 206p.
- MONTEL, J. M. (1988). - Première découverte d'une vaugnérite à orthopyroxène: pétrographie, géochimie et conséquences pour la genèse des vaugnérites. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 306, 985-990.
- MOUSSINE-POUCHKINE, A. et BERTRAND-SARFATI, J. (1978). - Le Gourma : un aulacogène du Précambrien Supérieur ? *Bull. Soc. Géol. Fr.* 20, 851-857.
- NADAI, A. (1963). - Theory of flow and fracture of solids. vol1, Mc Graw Hill, New York. 705p.
- NERVO, R. et POLINO, R. (1976). - Un lembo di cristallino, Dent Blanche alle Torre Ponton (Valle d'Aosta). *Boll. Soc. geol. ital.* 95, 647-657.
- NEWTON, R. C. and HASSELTON, H.T. (1981). - Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In : *Advances in Physical Geochemistry*, Newton R.C., Navrotsky A. and Wood B.J. ed., Springer, Berlin, 131-147.

- NEWTON, R. C. and PERKINS, D. (1982). - Thermodynamic calibration of geobarometers of charnockites and basic granulites based on the assemblage garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz with applications to high-grade metamorphism. *Am. Miner.* 67, 203-222.
- NICOLAS, A. (1966). - Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora Maïra et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Thèse d'état, Nantes, 299p.
- NORRIS, N. (1935). - Inequalities amongst averages. *Ann. Math. Stat.*, 6, 27-29.
- O'BRIEN, D. K., WENK, H. R., RATSCHBACHER, L. and YOU, Z. (1987). - Preferred orientation of phyllosilicates in phyllonites and ultramylonites. *J. Struct. Geol.* 9, 719-730.
- OBERHANSLI, R., HUNZIKER, J. C. and MARTINOTTI, G. (1983). - The Mucrone eclogites: indicator of crustal thickening. *Terra Cognita* 3, 188.
- O'HARA, K. (1988). - Fluid flow and volume loss during mylonitization : an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, U.S.A. *Tectonophysics* 156, 21-36.
- OXBURGH, E. R. and TURCOTTE, D. L. (1974). - Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. *Schweiz. Miner. Petrog. Mitt.* 54, 641-662.
- PANGAUD, G., LAMEYRE, J. et MICHEL, R. (1957). - Age absolu des migmatites du massif du Grand Paradis. *C. R. Acad. Sc. Paris* 245, 331-333.
- PANOZZO, R. H. (1983). - Two-dimensional analysis of shape-fabric using projections of digitized lines in a plane. *Tectonophysics*, 95, 279-294.
- PANOZZO, R. H. (1984). - Two-dimensional strain from the orientation of lines in a plane. *J. of Struct. Geol.*, 6, 215-221.
- PASSCHIER, C. W. (1987). - Stable position of rigid objects in non coaxial flow - a study in vorticity analysis. *J. Struct. Geol.*, 5, 611-618.
- PEQUIGNOT, G., CARON, J. M. and POTDEVIN, J. L. (1983). - High pressure-low temperature metamorphism and alpine tectonics in Corsica. Abstracts, *Terra Cognita* 3, 189.
- PERRIER, G. et VIALON, P. (1980). - Les connaissances géophysiques sur le SE de la France . Implications géodynamiques. *Géol. Alpine* 56, 13-20.
- PIJOLAT, B., GAY, M., GRATIER, J. P. and VIALON, P. (1982). - Les variations des valeurs de la déformation dans un système de plis par cisaillement. *Rev. Géogr.Phys. Géol. Dyn.* 23, 195-201.
- POGNANTE, U. (1980). - Preliminary data on the Piemonte ophiolite nappe in the lower val Suza-val Chisone area, Italian western Alps. *Ophioliti* 5, 221-240.
- POWELL, R. (1985). - Regression diagnostics and robust regression in geothermometer-geobarometer calibration : garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. Met. Geol.* 3, 231-243.

- QUINQUIS, H., AUDREN, C., BRUN, J. P. and COBBOLD, P. (1978). - Intense progressive shear in the Ile de Groix blue schists and compatibility with subduction and obduction. *Nature* 273, 43-45.
- RAITH, M., RAASE, P., ACKERMAND, D. and LAL, R. K. (1983). - Regional geothermobarometry in the granulite facies terrane of South India. *Trans. R. Soc. Edinburgh*. 70, 221-244.
- RAMSAY, J. G. (1967). - *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill. New York. 568p.
- RAMSAY, J. G. (1980). - Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.* 2, 83-99.
- RAMSAY J. G. et HUBER, M. I. (1983). - *The techniques of modern structural geology*. Academic Press inc., London, 307 p.
- RAMSAY, J. G. and GRAHAM, R. H. (1970). - Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.* 7, 786-813.
- REICHELT, R. (1972). - Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un "seuil" et un bassin du Précambrien Supérieur. Stratigraphie, tectonique, métamorphisme. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min. Fr.* 53, 213 p.
- RICOU, L. E. and SIDDANS, A. W. B. (1986). - Collision tectonics in the western Alps. In : *Collision tectonics*. M. P. Coward & A. C. Ries ed. *Geol. Soc. Spec. publ.* 19, 229-244.
- ROEDDER, E. (1972). - The composition of fluid inclusions. U.S. Geological Survey. Prof. Paper 440JJ, 164p.
- ROYDEN, L. H. and BURCHFIELD, B. C. (1987). - Thin-skinned N-S extension within the convergent Himalayan region : gravitational collapse of a Miocene topographic front. In : *Collision tectonics*. M. P. Coward & A. C. Ries ed. *Geol. Soc. Spec. publ.* 19, 611-619.
- RYBACH, L., WERNER, D., MUELLER, S. and BERSET, G. (1977). - Heat flow, heat production and crustal dynamics in the central Alps, Switzerland. *Tectonophysics* 41, 113-126.
- SALIOT, P. (1978). - *Le métamorphisme dans les Alpes françaises*. Thèse d'état, Paris XI, 181p.
- SAUTTER, V. (1980). - *Les amphibolites à grenat de l'Adrar des Iforas (Mali)*. D.E.A. Univ. Paris VI. 40p.
- SCHWERDNER, W. M. (1973). - A scale problem in paleo strain analysis. *Tectonophysics* 16, 47-54.
- SERRA, J. (1969). - *Introduction à la morphologie mathématique*. Cahiers du Centre de Morphologie mathématique, Ecole des Mines, Paris. 160p.
- SERRA, J. (1982). - *Image analysis and mathematical morphology*. Academic Press . 373-423.
- SHIMAMOTO, T. et IKEDA, Y. (1976). - A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. 1. Basic theory. *Tectonophysics*, 36, 315-337.
- SIDDANS, A. W. D. (1979). - Arcuate fold and thrust patterns in the subalpine chains of S.E. France. *J. Struct. Geol.* 1, 117-126.

- SIDDANS, A. W. B. (1980). - Analysis of three-dimensional, homogeneous, finite strain using ellipsoidal objects. *Tectonophysics*, 64, 1-16.
- SIDDANS, A. W. B. (1983). - Finite strain patterns in some alpine nappes. *J. Struct. Geol.* 5, 441-448.
- SIMPSON, C. (1982). - The structure of the northern lobe of the Maggia nappe, Ticino, Switzerland. *Eclogae Helv.* 75, 495-516.
- STARKEY, J. and CUTFORTH, C. (1978). - A demonstration of the interdependence of the degree of quartz orientation and the quartz content of deformed rock. *Can. J. Earth Sci.* 15, 841-847.
- STECK, A. (1980). - Deux directions principales de flux synmétamorphiques dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat.* 75, 19-48.
- STECK, A. (1984). - Structures et déformations tertiaires dans les Alpes centrales. *Eclogae Helv.* 77, 55-100.
- TAPPONNIER, P. (1977). - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée. Poinçonnement et écrasement rigide plastique. *Bull. Soc. géol. Fr.* 19, 437-460.
- TRICART, P. (1980). - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse d'état. Strasbourg, 193p.
- TERMIER, P. (1903). - Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 4, 711-765.
- TULLIS, J. (1977). - Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics* 39, 87-102.
- TULLIS, J. (1983). - Deformation of feldspars. In : P.H. Ribbe (ed.), *feldspar mineralogy*. Mineralogical Society of America, Washington D. C., 2, 297-323.
- TULLIS, J., CHRISTIE, J. M. and GRIGGS, D. T. (1973). - Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzite. *Bull. Geol. Soc. Am.* 84, 297-314.
- TULLIS, J. and YUND, R. A. (1985). - Dynamic recrystallization of feldspar : a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology* 10, 227-230.
- UNDERWOOD, E. E. (1970). - *Quantitative stereology*. Addison-Wesley. Cambridge Mass.
- VEARNCOMBE, J. R. (1985). - The structure of the Gran Paradiso basement massif and its envelope, Western Alps. *Eclogae Helv.* 78, 49-72.
- VIALETTE, Y. et VIALON, P. (1964). - Etude géochronologique de quelques micas des formations du massif de Dora Maïra, Alpes cottiennes piémontaises. *Ann. Fac. Sci. Clermont* 25, 91-99.
- VIALON, P. (1966). - Etude géologique du massif cristallin de Dora Maïra, Alpes cottiennes internes, Italie. Thèse d'état, Grenoble 282p.
- VISSERS, R. L. M. and COMPAGNONI, R. (1984). - The structure of the Gran Paradiso basement (pennine zone, Italian W. Alps). *Geol. en Mijnbouw* 63, 89-92.

- WENK, E. (1955). - Eine strukturkarte der Tessin-Alpen. Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt. 35, 311-319.
- WRIGHT, L. I. (1979). - The pattern of deformation and movement during the Pan African in the Adrar des Iforas of Mali. Xème Coll. Géol. Africaine, Montpellier 77 (abstract).
- ZINGG, A. and HUNZIKER, J. C. (1983). - Age dseterminations and geothermometry in the Ivrea and Strona Ceneri zones. A discussion of the behaviour of the various systems. Terra Cognita 3, 206.

RESUME

L'analyse quantitative de la déformation des roches apparaît indispensable si l'on veut pouvoir comprendre et discuter les mécanismes de la déformation à différentes échelles d'observation. Dans ce mémoire, l'étude de la déformation finie à l'échelle microscopique, a été réalisée à partir de la forme et de l'orientation de cristaux constituant les populations de marqueurs.

A cette fin, nous avons développé un outil permettant d'avoir facilement accès, aux paramètres de forme et d'orientation, sur lesquels reposent les différentes méthodes d'estimation du taux de déformation (Lapique 1987, Lapique et al. 1988). Nous avons opté pour une analyse interactive, où le manipulateur choisit et extrait lui même de l'image vidéo, les objets qui l'intéressent. L'analyseur vidéographique interactif permet l'observation et le traitement à partir d'une image couleur, ce qui met le géologue dans les conditions normales d'observation, lui permet la reconnaissance des phases minérales et lui facilite la saisie de la forme des objets (digitalisation de leur contour au moyen d'une tablette à numériser).

Différentes méthodes de quantification de la déformation finie ont été testées (Panozzo 1983, 1984, Shimamoto et Ikeda 1976, Rf/F de Dunnet 1969, Fry 1979, diamètres de Féret) à partir de fabriques naturelles déformées artificiellement. Il ressort que la méthode des diamètres de Féret (Lapique 1987) donne les résultats les plus fiables en rapport axial de l'ellipse de déformation finie et en orientation de son grand axe quelque soit l'état initial, surtout dans le cas de faibles intensités.

L'application des ces méthodes d'estimation du taux de déformation à la zone de cisaillement d'Abeibara-Rahrour (Adrar des Iforas, Mali) a permis de souligner l'importance de l'échelle d'observation. La combinaison de ce type de méthodes et d'autres englobant les phénomènes de rotation des marqueurs (Fernandez 1984, 1987) permet de cerner d'une manière plus précise, même à l'échelle microscopique, l'intensité de la déformation subie par cette zone. En considérant les phénomènes de déformation ductile (étirement des marqueurs tels que les quartz ou les opaques), et la rotation de marqueurs que l'on peut considérer comme essentiellement "rigides" comme les feldspaths, nous obtenons des estimations de l'ordre de $\gamma = 6$ qui se rapprochent des estimations réalisées à des échelles différentes (Boullier 1982, 1986).

La digitalisation de la forme des marqueurs donne accès également à l'étude de l'orientation des fabriques et des dissymétries traduisant le sens de cisaillement, ainsi qu'à la distribution des rapports axiaux, des tailles et des indices d'ellipticité des populations de marqueurs. Ces paramètres permettent de comparer le comportement de marqueurs de différente nature et de situer les phénomènes de granulation ou de recristallisation en fonction de la quantité de déformation enregistrée par le minéral (dès les valeurs de rapport axial de 3.5 pour le quartz et de 6 pour les opaques). Ils permettent également de tester les hypothèses sur les formes théoriques des marqueurs.

Une deuxième application concerne la détermination du régime de la déformation subie par les orthogneiss du Grand Paradis (Alpes occidentales, Italie). Les techniques et méthodes d'estimation de la déformation finie ont été appliquées, parallèlement à une étude des orientations préférentielles de réseau des quartz. Ces études ont permis de conclure que lors de la phase éocène, le régime de déformation était en cisaillement simple. Cette déformation s'est traduite par le jeu ou le rejeu de zones de cisaillement très localisées, avec des mouvements vers l'Est ou vers l'Ouest, qui limitent des compartiments où l'aplatissement est dominant (fabriques symétriques dans le plan XZ).