



**HAL**  
open science

## Le quartz et la cinématique des zones ductiles

Jean-Luc Bouchez

► **To cite this version:**

Jean-Luc Bouchez. Le quartz et la cinématique des zones ductiles. Tectonique. Université de Nantes, 1977. Français. NNT: . tel-00804631v1

**HAL Id: tel-00804631**

**<https://theses.hal.science/tel-00804631v1>**

Submitted on 26 Mar 2013 (v1), last revised 26 Mar 2013 (v2)

**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.

**T H E S E**

présentée

A l'U.E.R. des Sciences de la Nature de l'Université de NANTES

par

**Jean-Luc BOUCHEZ**

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES**

—

**LE QUARTZ**

**ET LA CINEMATIQUE DES ZONES DUCTILES**

—

soutenue le 28 mai 1977 devant la Commission d'Examen

M. A. NICOLAS

Président

M. M. MATTAUER

M. S. WHITE

M. J. BLAISE

M. F.H. FORESTIER

M. J. PAQUET

M. J.P. POIRIER

}  
Examineurs

**T H E S E**

présentée

A l'U.E.R. des Sciences de la Nature de l'Université de NANTES

par

**Jean-Luc BOUCHEZ**

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES**

---

**LE QUARTZ**

**ET LA CINEMATIQUE DES ZONES DUCTILES**

---

soutenue le 28 mai 1977 devant la Commission d'Examen

M. A. NICOLAS

Président

M. M. MATTAUER

M. S. WHITE

M. J. BLAISE

M. F.H. FORESTIER

M. J. PAQUET

M. J.P. POIRIER

} Examineurs

## AVANT-PROPOS

Ma gratitude va d'abord aux membres du Laboratoire Adolphe NICOLAS, maître éclairé et perspicace, animateur simple et exigeant, et dont je suis fier de compter parmi les collaborateurs ; Françoise BOUDIER, une amie depuis nos premières études structurales sur les péridotites, en compagnie de Jean-Claude MERCIER, encore étudiant, mais qui déjà promettait ; Anne-Marie BOULLIER, Michel DAROT, Arnaud ETCHECOPAR, Yves GUEGUEN, Bernard LASNIER, mes amis dans les activités quotidiennes de recherche, et auxquels je dois beaucoup.

Je dois aussi beaucoup à la collaboration amicale de Jacques BLAISE, Arnaud PECHER, Jean-Paul POIRIER, Jean-Claude DOUKHAN.

Pierre CAVET, Jacques MARCHAND, François H. FORESTIER, Daniel RICOULT, Jean-François VIOLETTE, Philippe COISY ont contribué à créer un environnement sympathique et chaleureux.

Je n'oublie pas les liens sincères, quoique ténus avec Mrs. P. VIALON, J. PAQUET, F. MEILLIEZ, C. DUPUIS, M. BRUNEL, P. LAURENT, G. LISTER.

La réalisation technique est due au travail soutenu : de Roland DERVAL pour les lames minces de grande qualité, d'Alain COSSARD, pour la figuration dessinée avec grand soin, imperturbable malgré mon désordre ; de Jeanne NAULET pour les travaux de photographie à tous les niveaux de ce travail, de Madame MAURY et de Madame DAVID pour le soutien dans les tâches quotidiennes ; de mon épouse pour son soutien permanent et pour les multiples frappes du manuscrit.

Les membres de ce Jury, Messieurs M. MATTAUER, S. WHITE, J. BLAISE, F.H. FORESTIER, J. PAQUET et J.P. POIRIER, m'honorent et honorent le Laboratoire de Tectonophysique de Nantes. Je les en remercie.

## R E S U M E

Ce travail est voué à l'étude de comportement plastique du quartz dans les tectonites, par l'examen au microscope optique des microstructures, des sous-structures et des orientations préférentielles de forme et de réseau, en vue d'une analyse cinématique de ces tectonites. Trois zones de grande déformation appelées zones ductiles, apportant chacune des contributions spécifiques, sont choisies comme support de l'étude : l'axe Angers-Lanvaux, étudié dans la région d'Angers (Massif Armoricain), le Grand Chevauchement Central himalayen au Népal Central, et la zone ductile de Maydan (Afghanistan). Le caractère cinématique le plus constant dans ces zones est un écoulement plastique subparallèle à une linéation majeure d'allongement, horizontale ou faiblement pentée ; l'échauffement plastique développé par cet écoulement peut rendre compte, au moins partiellement, du métamorphisme de position lié à ces zones, ainsi que le montre un modèle thermique schématique. Le problème de l'initiation et de la croissance d'une zone ductile est abordé à l'aide d'un modèle basé sur l'existence d'une hétérogénéité locale de la loi de déformation d'une plaque soumise à un couple de cisaillement constant. Un modèle général de zone ductile à plan d'écoulement subvertical (par opposition aux grands chevauchements) tente d'intégrer les caractéristiques communes à ces zones.

Notre contribution à l'étude de la plasticité du quartz est d'abord fondée sur l'examen des niveaux riches en quartz dans le gradient de déformation de l'axe ductile d'Angers ; ce gradient est accompagné d'un gradient thermique ne dépassant pas les conditions du faciès schistes verts. Dans ces déformations de relativement basse température la recristallisation du quartz est limitée et permet de suivre la déformation progressive des grains originels (porphyroclastes). La détermination des mécanismes de la déformation du quartz est tirée des observations des éléments de la sous-structure optique, de leurs

orientations préférentielles ainsi que de celles des axes C, et ceci, dans différents types morphologiques de porphyroclastes. Le système de glissement prédominant est basal ((0001)  $\langle a \rangle$ ); il est relayé à plus haute température, et peut-être en présence d'eau, par un système prismatique de direction basale ((10 $\bar{1}$ 0)  $\langle a \rangle$ ). Les interprétations cinématiques qui découlent de la compréhension des mécanismes de la déformation du quartz sont éprouvées par le choix de l'étude de quartzites associés à un chevauchement majeur de sens connu en Himalaya. Une étude statistique des orientations de réseau permet de déduire le régime rotationnel de l'écoulement et confirme largement la relation attendue entre le sens du cisaillement dans les quartzites et le sens du chevauchement. Les microstructures dans les quartzites se répartissent en cinq domaines dont la zonéographie est très liée à celle des isogrades du métamorphisme. L'essentiel de la déformation opère dans des conditions de relativement haute température où la recristallisation est la règle. Dans les domaines où la recristallisation secondaire est peu développée, l'étude des sous-joints indique la prépondérance des directions de glissement  $\langle a \rangle$ , et leur distribution par rapport au repère structural souligne leur signification cinématique et conduit à une interprétation originale des couronnes croisées d'axes C, si fréquentes dans les tectonites. Dans la zone de Maydan, on s'appuie sur les résultats précédents pour dresser une carte des sens de cisaillement et proposer une reconstitution cinématique de ce domaine géostructural particulier. Outre les arguments de terrain, la comparaison des distributions d'axes C avec celles des déformations expérimentales permet de montrer l'importance de la composante irrotationnelle dans les déformations de cette zone.

L'activité thermique des zones ductiles, souvent marquée par une zonation métamorphique symétrique de part et d'autre de l'axe de ces zones, est mise en relation, à l'aide d'un modèle thermique schématique, avec l'échauffement plastique qu'elles développent. On calcule que dans une zone ductile de 4 km de largeur se déformant à une vitesse "géologique" (qq cm/an) sous une contrainte de l'ordre de 1 Kbar, en partant d'une température initiale de 300°C, il faut 20 millions d'années pour atteindre une température de 650°C pouvant conduire à une fusion anatectique comme on l'observe dans la zone de Maydan.

L'instabilité créée par une hétérogénéité locale de la loi de déformation à vitesse constante d'une plaque soumise à un couple de cisaillement est capable d'engendrer une zone ductile. Un modèle montre, qu'en fluage stationnaire, la croissance de la zone ductile peut être entretenue par l'échauffement plastique qui fait constamment croître le gradient de déformation. Pour une loi  $\sigma_K = Kf(\gamma, \dot{\gamma}, T)$ , dont les paramètres de l'écoulement sont ceux du granite de Westerly, où  $\gamma$  représente la déformation cisailante et T la température, une diminution du coefficient K exprime le défaut de résistance du matériau. On engendre des zones ductiles "géologiquement" acceptables pour des valeurs K de l'ordre de 0.5 à 0.8 K. On discute le développement ultérieur de la zone ductile ainsi que l'origine du défaut de résistance qui serait compatible avec de faibles variations de température dans un niveau de contrainte constante.

Une zone ductile en décrochement apparaît comme un linéament majeur de la croûte continentale qui se développe en longueur sur des dizaines à des centaines de kilomètres, et en largeur sur quelques kilomètres. Il montre, parallèlement à son allongement, diverses structures linéaires subparallèles entre elles et à faible plongement. La direction de l'écoulement principal est proche de la linéation majeure d'allongement ou confondue avec elle suivant le régime rotationnel ou irrotationnel de l'écoulement; les plans de foliation, représentant approximativement les plans support de l'écoulement, sont subverticaux ou disposés en zone autour de la linéation majeure, en forme de coupole, à la faveur par exemple d'une hétérogénéité ascendante au cœur de la zone ductile. L'échauffement plastique, responsable d'une zonation métamorphique à symétrie bilatérale autour de l'axe de la zone ductile, concentre progressivement l'écoulement dans cet axe et peut conduire à la fusion partielle et, en profondeur à des formations anatectiques qui peuvent monter au cours de la déformation (structure en dôme, linéations redressées) ou s'exprimer tardivement par des granites intrusifs.

## CHAPITRE I

### METHODES ET TRAVAUX DE REFERENCE

Ce chapitre d'introduction est destiné à montrer le rôle fondamental et les insuffisances des études de la déformation finie qui, dans l'optique d'une analyse cinématique, doivent être complétées par l'analyse de la structure de l'agrégat. On traite ensuite des éléments et des modes d'observation de l'agrégat intervenant dans cette analyse. Les principales données résultant de l'étude de l'agrégat sont des données directionnelles dont le traitement automatique est présenté dans un fascicule séparé. Enfin, une brève revue des principaux travaux sur la déformation du quartz permettra de situer nos travaux dans ce domaine actuellement très actif de la recherche en géologie.

#### I.1. DEFORMATION ET ANALYSE CINEMATIQUE.

Les éléments du développement qui suit sont largement inspirés de l'ouvrage de NICOLAS et POIRIER (1976). Les références complémentaires sont indiquées dans le texte.

L'analyse cinématique, appliquée aux tectonites soumises à des déformations importantes, se propose de relier aux structures pénétratives inscrites dans la roche -foliation et linéation-, les caractéristiques géométriques de l'écoulement à l'état solide de la roche : direction et éventuellement plan de l'écoulement ; écoulement irrotationnel ou rotationnel et, dans ce cas, son sens (cf. I.1.4.). Dans ce but, il n'est possible d'analyser que des formations tectoniques non polyphasées au sens strict, ou encore telles que la grande déformation soit le dernier épisode. Ceci nécessite une analyse structurale classique préliminaire qui mettra en évidence la chronologie et éventuellement l'importance relative des événements tectoniques.

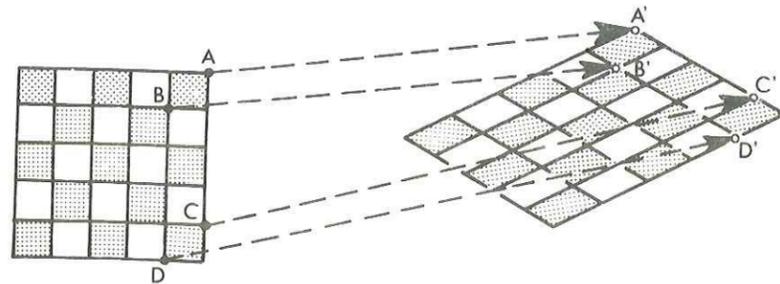


Figure I.1. : Déformation homogène.

AA', BB', CC' et DD' sont des vecteurs du champ de déplacement. A des vecteurs égaux dans l'état non déformé (AC et BD par exemple) correspondent des vecteurs égaux dans l'état déformé (A'C' et B'D'). D'après HOBBS et al. (1976, p. 23).

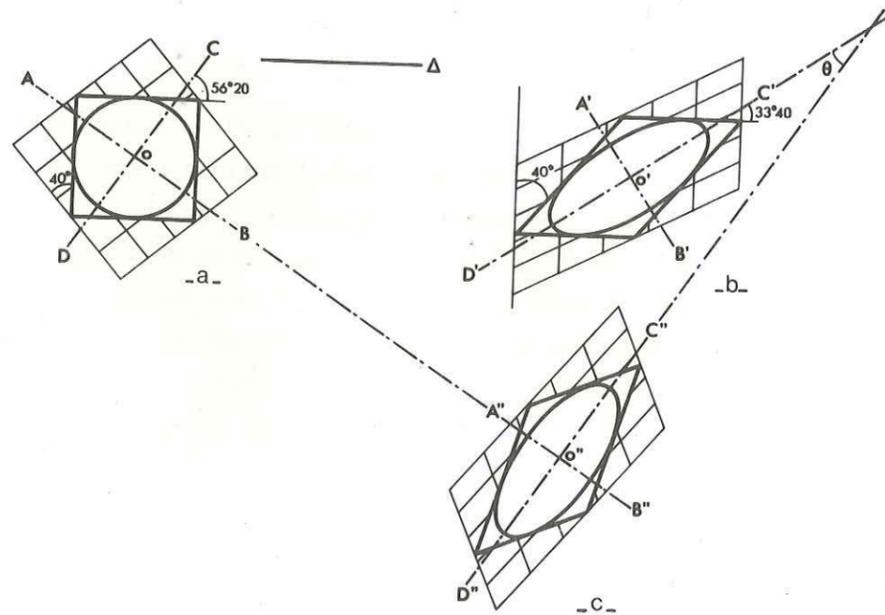


Figure I.2. : Ellipse de la déformation.

Déformation rotationnelle (b) et irrotationnelle (c). La figure (b) est déduite de (a) par cisaillement simple dextre de 40° selon  $\Delta$  ; A'B' et C'D' sont les axes principaux de l'ellipse de la déformation, transformés des axes AB et CD de l'état non déformé. La figure (c) est déduite de (a) par cisaillement pur, d'axes principaux invariants AB et CD, et d'une quantité telle que la figure obtenue soit superposable à (b), à une translation et une rotation globale ( $\theta = 22^\circ 40'$ ) près. D'après HOBBS et al. (1976, p. 25).

L'étude des relations géométriques des objets structuraux peut conduire à une chronologie parfois reliée à tort avec un polyphasage tectonique. NICOLAS et BOUDIER (1975) ont montré par exemple, que dans les péridotites de Lanzo, des plis ouverts dont les caractéristiques géométriques sont liées à la phase de grande déformation, s'intègrent dans un continuum cinématique (voir aussi § II.3.3.)

L'analyse cinématique implique avant tout la connaissance de la forme de l'état déformé : c'est l'analyse de la déformation finie. Cette forme ne doit pas trop varier à l'échelle de l'échantillon : la déformation doit être homogène. Après avoir rappelé quelques définitions formelles, on montrera les limites de l'analyse géométrique de l'état déformé qui doit être complétée par une analyse de la structure interne du matériau déformé.

### I.1.1. DEFORMATION HOMOGENE.

Le terme de déformation\* apparaît lors de la comparaison de deux états : au sens strict, il est indépendant du chemin suivi par les particules matérielles constituant le milieu. Si l'on relie par des vecteurs chaque point matériel dans l'état non déformé à chaque point correspondant dans l'état déformé, on a un champ de vecteurs ou un champ de déplacement. Le champ de déplacement représente la déformation. La déformation est homogène si le gradient de déplacement est constant, c'est-à-dire, si la variation du vecteur déplacement d'un point à un autre peut être décrite par une loi linéaire (Fig. I.1.). En pratique, dans une déformation homogène, une droite se transforme en une droite, des droites parallèles restent parallèles entre elles dans l'état déformé, ou bien encore plus généralement, l'ellipsoïde de la déformation (cf. I.1.2.) a la même forme et la même orientation en tout point du milieu déformé. Il s'agit certainement d'un cas très particulier de déformation, mais dans ce cas le champ de déplacement peut être décrit par des équations mathématiques relevant de l'algèbre linéaire (RAMSAY, 1967, p. 56 et suiv.). Quand la déformation n'est pas homogène : pli, faille, zone de cisaillement dans un milieu continu ou discontinu, boudinage dans un milieu discontinu... , on se tient généralement à une description plus phénoménologique ou bien on découpe le milieu en domaines dans lesquels la déformation est à peu près homogène. En fait, dans certains cas où le gradient de déformation peut être assimilé à une loi simple, on peut entreprendre une description mathématique : c'est le cas des zones de cisaillement décrites comme résultant d'un mécanisme de cisaillement simple d'angle variable (RAMSAY et GRAHAM, 1970 ; cf. V.2.).

### I.1.2. DEFORMATION HOMOGENE D'UN SOLIDE ISOTROPE.

Soit un solide de forme connue extrait par la pensée d'un milieu idéal homogène et isotrope dont les propriétés ne varient ni avec la position dans le solide ni avec l'orientation. On peut toujours mettre en coïncidence les formes résultant d'une déformation homogène par : -1) un mécanisme de cisaillement simple ;

\* en anglais : deformation ; synonyme : distorsion (en anglais : distortion), à ceci près qu'une distorsion implique que la position relative des points matériels dans le milieu varie d'un état à l'autre, ce qui n'est pas obligatoire dans une déformation s.l. (translation et/ou rotation globales).

- 2) un mécanisme de cisaillement pur (restreint aux déformations planes puisque le cisaillement simple est une déformation plane) ou - 3) par une combinaison des deux mécanismes précédents. La figure I.2. illustre la proposition précédente dans le plan de la déformation (l'axe perpendiculaire à la feuille est invariant). Elle montre que la coïncidence des solides en (b) et (c) est réalisée, à une translation près, grâce à une rotation globale de l'une des figures par rapport à l'autre. Si l'on prend une sphère (un cercle) comme figure de référence de l'état non déformé (Fig. I.2.), on voit qu'elle se transforme en ellipsoïde (ellipse) appelé ellipsoïde de la déformation, dont les axes principaux sont les axes principaux de la déformation : dans un référentiel indépendant, ces axes subissent une rotation dans une déformation par cisaillement simple -d'où le terme de déformation rotationnelle-, et restent parallèles à eux-mêmes dans une déformation par cisaillement pur -déformation irrotationnelle-. Ainsi, on voit que seuls les axes principaux d'une déformation par cisaillement pur sont invariants, et que l'on ne peut distinguer une déformation irrotationnelle d'une déformation rotationnelle (ou d'une combinaison des deux) que si l'on connaît l'orientation des axes principaux dans l'état prédéformé : ce cas, illustré par la figure I.2., est purement théorique. Dans la pratique, on ne connaît pas l'orientation des axes principaux dans l'état prédéformé, et l'on peut écrire (HOBBS et al., 1976, p. 32) : "Un cisaillement pur et un cisaillement simple ne sont différents que par une rotation globale et une translation globale "et" tout cisaillement simple d'angle  $\phi$  peut être représenté par la composition d'un cisaillement pur et d'une rotation globale d'un angle  $\text{Arc tg } (1/2 \text{ tg } \phi)$ ".

### I.1.3. QUANTITE DE DEFORMATION ; DEFORMATION PROGRESSIVE.

(i) Le terme de déformation s'emploie souvent dans le sens de quantité de déformation ou bien lorsqu'une quantification est sous-entendue. Il manque ici un mot français équivalent au terme anglais "strain", terme qui s'emploie aussi pour indiquer l'action de déformer (cf. ii) . La déformation est quantifiée de diverses façons à partir des variations de longueur de lignes (élongation, élongation quadratique...), ou des variations angulaires entre couples de lignes (angle de cisaillement) (HOBBS et al., 1976, p. 33-35 ; NICOLAS et POIRIER, 1976, p. 19-22). L'estimation de la quantité de déformation subie par une roche passe souvent par la recherche et l'analyse de marqueurs de la déformation. Le marqueur idéal est originellement sphérique et se déforme comme le milieu qui l'inclue (même ductilité) : dans ce cas l'ellipsoïde de forme du marqueur déformé est l'ellipsoïde de la

déformation. Les rapports de longueur de ses axes sont reportés sur un diagramme de FLINN (1962), par exemple, qui indique le type\* (mais non le mécanisme) et la quantité de déformation du milieu.

(ii) Le terme de déformation apparaît le plus souvent avec un sens moins restrictif que dans la définition initiale (cf. I.1.1.) : il inclut la notion de déformation progressive (en anglais : progressive strain). Cette notion est liée à celle de l'histoire (en anglais : strain history) ou, quantitativement sur un diagramme, de chemin de la déformation (en anglais : strain path), qui s'intéresse au processus conduisant d'un état à un autre. Cette extension de contenu peut conduire à des incompréhensions entre tectoniciens. Ainsi, rien n'indique que la déformation irrotationnelle d'un solide soit le résultat d'une déformation progressive telle que les axes principaux sont toujours restés parallèles entre eux : si tel est le cas, on dira que l'histoire de la déformation (ou que la déformation progressive) est coaxiale (HOBBS et al., 1976, p. 47). Au sens strict, dans tous les autres cas, probablement de beaucoup les plus fréquents\*\* (géométriquement, une déformation irrotationnelle est déjà un cas particulier), la déformation progressive n'est pas coaxiale. Cette dernière terminologie n'apporte à notre sens aucune description supplémentaire de la déformation et, dans ce travail :

- déformation irrotationnelle signifiera : déformation progressive coaxiale et ,
- déformation rotationnelle, ou toute combinaison avec une déformation irrotationnelle signifiera : déformation progressive non coaxiale.

La notion de déformation progressive est à l'origine des études de déformation incrémentale qui ont pour but de décrire l'ellipsoïde de la déformation à chaque étape d'une déformation progressive. Ces études prolongent celles de la déformation finie. Les méthodes d'analyse de la déformation finie, et dans une moindre mesure celles de la déformation incrémentale, s'appuient sur l'ouvrage fondamental de RAMSAY (1967) et sur les travaux ultérieurs de son équipe à l'Université de Leeds (Angleterre). Il faut convenir que l'application de l'analyse de la déformation incrémentale aux cas géologiques ne peut être que rare et partielle car le matériau déformé ne montre pas d'enregistrement des étapes de la déformation. Une exception bien connue est celle de l'observation du plissement d'un niveau boudiné ou, au contraire, du boudinage d'un pli (RAMSAY, 1967, p. 115), qui illustre le cas d'une déformation progressive (non coaxiale) dans laquelle une petite variation angulaire des axes principaux fait passer en régime de compression des domaines du matériau initialement en régime d'extension et vice-versa. Une autre exception est

\* Extension uniforme (K infini) - extension (K > 1) - déformation plane (K = 1) - aplatissement (K < 1) - aplatissement uniforme (K = 0).

\*\* Le Chapitre IV donne à cet égard un exemple où l'on peut presque toujours mettre en évidence une composante rotationnelle dans une déformation que nous interprétons comme "presque" coaxiale.

celle où l'on peut rechercher par calcul direct ou par simulation selon un modèle, les étapes de la déformation hétérogène d'une région, à condition qu'il soit légitime de faire l'hypothèse d'un mécanisme simple (par exemple : cisaillement simple de direction constante), et d'un gradient de déformation répondant à une loi simple (RAMSAY et GRAHAM, 1970 COWARD, 1976 ; Chap. V.2.). Dans le cas général, la connaissance de l'ellipsoïde de la déformation en chaque point d'une région ne permet pas de déduire l'histoire de la déformation, et partant, ne donne pas d'indications sur le mécanisme macroscopique de la déformation.

#### I.1.4. LA NOTION D'ÉCOULEMENT DANS LES TECTONITES.

On voit en figure I.1. que, si on fixe le référentiel d'observation au solide étudié, le champ de déplacement représentant la déformation s'écrit :

Déformation s.str. (= Distorsion) = Déformation s.l. - Translation, le terme Translation signifiant une translation et/ou une rotation globales. Les lignes de flux de ce champ de vecteurs  $\vec{D}$  (courbes enveloppe tangentes en chaque point à  $\vec{D}$ ) matérialisent l'écoulement dans le solide. La direction moyenne de ces lignes dans un domaine indique la direction de l'écoulement ; les rapports géométriques existant entre cette direction et les axes de l'ellipsoïde de la déformation permettent alors de déterminer le régime de l'écoulement (cf. I.1.7.). La carte des lignes de l'écoulement de la glace sur un glacier (MILNES and HAMBREY, 1976) déduite à partir de mesures effectuées à des temps successifs illustre directement ce qui précède. L'observation du seul état déformé d'un solide isotrope ne permet pas de dresser la carte des lignes d'écoulement. Par contre si le solide est un agrégat formé d'éléments stratifiés (cristaux d'une roche), l'étude de la structure de cet agrégat qui fait l'objet des paragraphes suivants permet de tracer les lignes de l'écoulement à travers l'orientation des directions de glissement, et les plans de l'écoulement à travers celle des plans de glissement (on admet que l'orientation moyenne de la direction cristallographique active du système de glissement correspond à celle du vecteur  $\vec{D}$  local et on reconstitue les lignes de flux en considérant l'ensemble des vecteurs  $\vec{D}$ ). Cette reconstitution est une image instantanée de l'écoulement ; elle conduit à une interprétation cinématique (cf. I.1.7.) qui permet des reconstitutions dans le temps si l'on peut justifier la dépendance "évolution dans le temps-évolution dans l'espace".

#### I.1.5. SOLIDE STRATIFIÉ SOUMIS A UN EFFORT

On définit un solide stratifié comme astreint à ne se déformer que par glissement le long de plans parallèles à une stratification. L'application d'un effort sur ce solide donnera des états de déformation différents suivant les orientations relatives de l'effort et du plan de stratification. Le seul mécanisme possible est celui d'une déformation planaire par cisaillement simple, de plan imposé, et dont la direction et le sens sont celles du vecteur "contrainte résolue de cission" dans le plan de stratification ; l'existence ou

non du cisaillement dépend de la grandeur de ce vecteur qui doit être supérieure à un seuil critique. On enlève un degré de liberté à la déformation du solide stratifié si l'on impose une direction de glissement dans le plan de stratification. La déformation d'un tel solide est une bonne image macroscopique des déformations dites de basses températures pour un cristal ne possédant qu'un système de glissement.

L'étude des mécanismes intimes de la déformation intracristalline (mouvement des dislocations), objet de la métallurgie physique (NICOLAS et POIRIER, 1976 ; Chap. III et IV), révèle une réalité plus complexe dans laquelle la température et le rapport température-vitesse de déformation sont les deux paramètres essentiels. Ils permettent de définir les principaux régimes de déformation (au sens métallurgique) dans lesquels sont en concurrence les mécanismes de durcissement, pouvant conduire à l'écrouissage, et d'adoucissement par restauration et/ou recristallisation. L'un des buts de la déformation expérimentale des monocristaux est la recherche des systèmes de glissement actifs (plans-directions) ainsi que les seuils critiques des contraintes résolues de cission suivant les directions de glissement, en fonction de la température, de la vitesse de déformation et éventuellement de la pression (cf. I.6.1.).

Une roche est, dans le cas le plus simple, constituée d'un agrégat de cristaux de même nature (ou polycristal), et de même taille. Sa déformation résulte de la composition des déformations des cristaux constitutifs.

#### I.1.6. DEFORMATION D'UN AGREGAT : ORIENTATIONS PREFERENTIELLES.

Les références portant sur les matériaux géologiques sont choisies parmi les agrégats de quartz (ou quartzites) et accessoirement d'olivine. En particulier, aucune référence ne sera faite aux études, fort nombreuses cependant, d'agrégats de calcite. La déformation d'une roche induit des orientations préférentielles de deux natures :

a - Orientation préférentielle de forme des cristaux, liée à une évolution des joints de grains (limite des cristaux) dont la nouvelle distribution confère à la roche une structure pénétrative (i-e. : que l'on retrouve à l'échelle du grain). Ainsi, la roche peut présenter un plan de foliation : plan moyen d'aplatissement des grains, et/ou une linéation contenue dans le plan de foliation : direction moyenne d'allongement des grains. La linéation est la direction structurale X, la normale au plan de foliation est Z ; le plan de foliation est XY. En l'absence de marqueurs vrais de la déformation finie (cf. I.1.3.), les axes structuraux X,Y,Z sont considérés comme parallèles aux axes de l'ellipsoïde de la déformation.

b - Orientation préférentielle de réseau des cristaux, liée à une nouvelle distribution des plans et des directions de glissement. L'orientation de réseau des cristaux de l'agrégat se représente le plus souvent sous forme de diagrammes de densité d'orientation repérés par rapport aux axes structuraux X,Y et Z. Les méthodes d'étude et de traitement de la distribution des éléments cristallographiques font l'objet du paragraphe I.6.

Les paragraphes qui suivent illustrent le processus d'acquisition d'orientations préférentielles de forme et de réseau dans une déformation progressive.

I.1.6.1. Simulation de la déformation d'un agrégat plan (ETCHECOPAR, 1974).

La "roche" non déformée est un agrégat plan et jointif de polygones de taille identique et stratifiés (= astreints à ne se déformer que parallèlement à une direction). La distribution originelle des lignes de glissement est quelconque. Cet agrégat est astreint à se déformer globalement par cisaillement simple, cisaillement pur ou une combinaison de deux mécanismes.

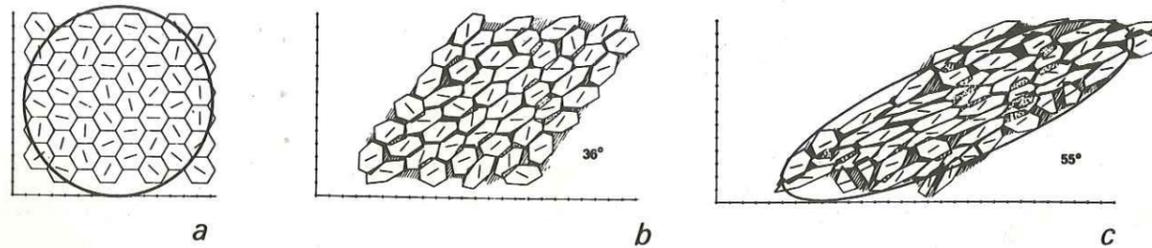


Figure 1.3. : Simulation de la déformation d'un agrégat plan. (a) Agrégat initial ; cisaillement simple de 36° et 55° (b et c).

Un cercle imaginaire, solidaire de la roche et de diamètre nettement supérieur à la taille du grain, devient une ellipse lors de la déformation. La simulation est réalisée à l'aide de petits incréments de déformation ; à la suite de chaque incrément, les polygones sont ajustés aussi près que possible de leur position théorique, calculée comme résultant de la déformation d'un solide isotrope. L'ajustement se fait par addition (itération) de petites déformations faisant intervenir du glissement le long des lignes de glissement (rotation interne) et éventuellement, de la translation et de la rotation externe (ou globale), et ceci de sorte que les vides ou les recouvrements entre les polygones voisins soient minimaux.

La figure I.3. montre l'évolution de l'orientation préférentielle de forme et de réseau pour des déformations croissantes de l'agrégat, dans le cas du cisaillement simple. Cette image schématique de la déformation d'une roche appelle les remarques suivantes :

a - la déformation de l'ensemble est accommodée par la déformation ligne sur ligne des grains constitutifs, à des taux variables qui dépendent : (1) de l'orientation des lignes de glissement aux différentes étapes du processus, et (2) de la forme des grains

voisins. On remarque que la déformation est hétérogène à l'échelle du grain.

b - la forme des ellipses de la déformation finie ainsi que l'orientation préférentielle de forme des grains sont comparables pour les deux mécanismes : cisaillement simple et cisaillement pur. On a vu, au paragraphe I.1.2., qu'en effet la forme n'est pas un critère suffisant pour qualifier le mécanisme de la déformation. Ainsi, le seul témoin du régime rotationnel ou irrotationnel de la déformation reste l'orientation préférentielle des lignes de glissement et plus généralement, de réseau : à ce titre la distribution des lignes de glissement par rapport aux axes de l'ellipse de la déformation est la signature du régime de la déformation.

c - l'orientation préférentielle des lignes de glissement est d'autant plus prononcée que la déformation est plus importante.

I.1.6.2. Agrégat de quartz inclus dans une tache d'oxydation.

Les taches d'oxydation ou de réduction sont de bons marqueurs de la déformation (RAMSAY, 1967, p. 188), et à ce titre, sont recherchées dans les tectonites. Dans le cas idéal, elles ne font que matérialiser par leur couleur un volume du matériau qui, s'il est originellement sphérique, représente l'ellipsoïde de la déformation.

Dans un quartzite à grain fin, relativement peu déformé, situé en bordure de la zone ductile d'Angers, des taches ellipsoïdales d'oxyde de fer (20%) baignent des agrégats (80%) à peu près jointifs de grains de quartz subellipsoïdaux et de même allongement moyen que les tâches (Fig. II.7B.). Ces agrégats jointifs de grains de même nature inclus dans des tâches d'oxydation représentent une analogie directe de la simulation décrite au paragraphe précédent (Fig. I.3.) : en effet, outre une orientation préférentielle de forme (Fig. II.7B.), les grains présentent une orientation préférentielle de réseau relativement prononcée (Fig. I.4.).

I.1.6.3. Déformation expérimentale progressive d'un agrégat.

Le développement progressif des orientations préférentielles de forme et de réseau par glissement intracristallin et rotation externe a été montré expérimentalement par NICOLAS et al. (1973) dans une dunite synthétique, et TULLIS et al. (1973 ; cf. I.6.4.) dans des quartzites. Ces expériences présentent l'avantage sur les expériences antérieures de suivre l'évolution des orientations préférentielles des porphyroclastes, c'est-à-dire des grains originels progressivement déformés et non recristallisés, ou bien qui recristallisent progressivement au-delà d'une certaine quantité de déformation. Dans le domaine du quartz, les expériences antérieures de GREEN et al. (1970), portant sur des agrégats à grain très fin

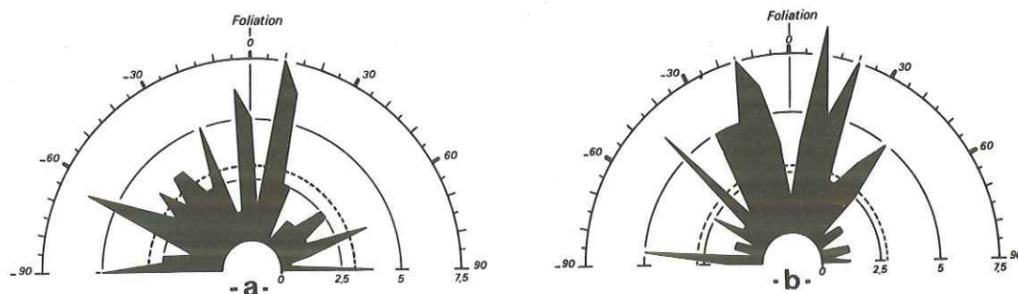


Figure I.4. : Orientation préférentielle de réseau des grains de quartz inclus dans 2 tâches d'oxydation choisies au hasard dans l'échantillon n° 1 bis Angers (voir Fig. II.1 Section XZ. Les diagrammes en rose représentent la distribution angulaire de la trace du plan (0001) autour de celle du plan de foliation (XY, perpendiculaire au plan de la figure et de trace N-S) ; la linéation (X) est horizontale N-S ; le cercle pointillé indique la fréquence moyenne ; Classes de 5°. a - 80 grains ; b - 94 grains.

On montre au Chapitre II, que dans les conditions de basse température qui sont celles de la déformation de l'échantillon (métamorphisme épizonal), le quartz se déforme essentiellement par glissement sur le plan (0001). La distribution des plans (0001) avant déformation peut être considérée comme aléatoire. La nouvelle distribution de ces plans est grossièrement comparable aux distributions de la figure II.10. : les plans (0001) se rapprochent du plan de foliation et se groupent suivant deux maxima inclinés de part et d'autre de ces derniers.

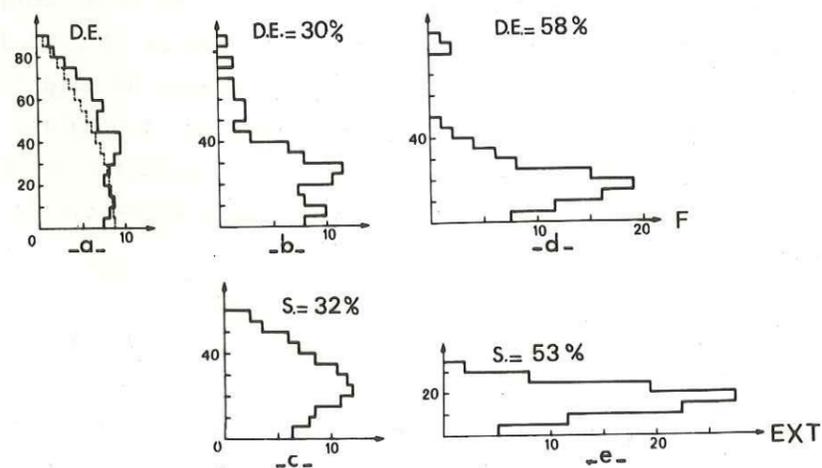


Figure I.5. : Orientation de réseau dans une déformation croissante. D.E. = déformation expérimentale progressive d'une dunite (cf. I.1.6.3.) ; a, b et d : pourcentage de cristaux d'olivine en fonction de l'angle entre l'axe [100] et le plan de foliation F ; a : distribution initiale ; en pointillés : distribution aléatoire dans l'espace. S = Simulation de la déformation d'un agrégat plan (cf. I.1.6.1.) ; c et e : pourcentage des polygones en fonction de l'angle entre les lignes de glissement et la direction d'extension EXT (D'après ETCHECOPAR, 1974 ; figures X.2. et X.3.).

(silex), ne permettaient pas de telles observations. NICOLAS et POIRIER (1976, p. 246) montrent, à ce sujet, l'ambiguïté des arguments avancés par AVE LALLEMANT et CARTER (1970), pour expliquer l'orientation préférentielle de réseau, uniquement par des mécanismes de recristallisation (nucléation, croissance préférentielle de grains "bien" orientés).

Les expériences de NICOLAS *et al.* démontrent la prépondérance du système de glissement de plan (010) et de direction [100]. La figure I.5. montre l'analogie entre la distribution des directions [100] de l'olivine dans ces expériences et celle des lignes de glissement dans le modèle d'ETCHECOPAR.

L'examen de la déformation progressive dans les expériences citées montre que l'orientation préférentielle devient remarquable à partir d'un taux de déformation de l'ordre de 30%. (Fig. I.5.) ; à partir de 40% environ, la recristallisation (syntectonique) devient marquée : certains grains très déformés recristallisent, d'autres, par suite de l'évolution de leurs joints, montrent des aplatissements supérieurs à ceux qu'indiquent les marqueurs (bulles) qu'ils incluent (comparer avec § I.6.4. et II.2.2.1.).

#### I.1.6.4. Déformation d'un agrégat : modèle métallurgique macroscopique.

La déformation des métaux à l'état solide a donné naissance à la construction de modèles s'appuyant sur la déformation par glissement intracristallin des grains d'un agrégat. Une comparaison documentée de ces modèles est donnée par LISTER (1974, Chap. 3 et 11). La condition essentielle pour qu'un agrégat jointif reste jointif dans la déformation est le critère de Von Misès (discuté dans le cas des roches par PATERSON, 1969) qui nécessite l'existence de 5 systèmes de glissement indépendants. Par indépendant on entend que chaque système ne peut être remplacé par aucune combinaison des autres systèmes. Les premiers modèles (WEVER and SCHMID, 1929 ; BOAS and SCHMID, 1931), considéraient une distribution uniforme des contraintes dans l'agrégat et impliquaient par conséquent des déformations très hétérogènes au niveau du grain. Ils ont été améliorés par celui de CALNAN and CLEWS (1950, 1951) qui suppose une distribution continue mais non homogène des contraintes, et qui minimise ainsi l'hétérogénéité des déformations. Les modèles de TAYLOR (1938) et de BISHOP-HILL (1954) stipulant l'homogénéité de la déformation, se prêtent beaucoup mieux à une quantification. Ils ont été appliqués, sous forme d'un modèle de TAYLOR-BISHOP-HILL par LISTER (1974), à la simulation du développement d'orientations préférentielles dans le quartz (Fig. I.6.). Les calculs montrent que l'essentiel de la déformation est accomodée dans chaque grain par l'interaction de 3 ou 4 systèmes de glissement au maximum, la situation moyenne étant l'intervention de 2 ou 3 systèmes. LISTER (1974) reconnaît le meilleur fondement du modèle de CALNAN and CLEWS et préconise une extension de son modèle aux déformations non homogènes, extension qui aurait certainement pour conséquence, soit une diminution du nombre de systèmes indépendants obligatoires, soit une accentuation de

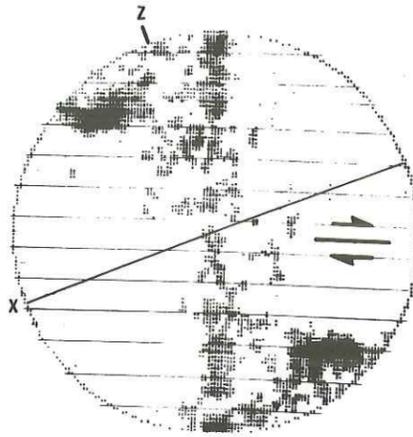


Figure I.6. : Simulation d'une orientation préférentielle d'axes C dans le quartz (LISTER, 1977 figure non publiée). Cisaillement simple dans le sens indiqué et de plan perpendiculaire à la figure.

Système de glissement : basal  $\langle a \rangle$  et prismatique  $\langle a \rangle$  également actifs ; rhomb  $\langle a \rangle$  et  $\langle c + a \rangle$  mineurs. La dissymétrie des courbes dans le repère XYZ, quoique peu évidente serait plutôt en contradiction avec nos résultats (cf. Fig. III.15. par exemple.).

l'importance d'un ou de 2 systèmes de glissement dans l'accommodation de la déformation. Ainsi, il n'est pas étonnant d'observer la prédominance de (010) [100] et la subordination de (110) [001] dans la dunité déformée expérimentalement (cf. I.1.6.3.), et d'observer la prédominance de (0001)  $\langle a \rangle$  et la subordination probablement du système (10 $\bar{1}$ 0)  $\langle a \rangle$  dans les grès-quartzites d'Angers (cf. II.3.1.). Dans la simulation développée au paragraphe I.1.6.1., la surface des vides et recouvrements serait minimisée avec l'intervention successive d'un second, voire d'un troisième système de glissement.

#### I.1.7. DE LA STRUCTURE DE L'AGREGAT A LA CINEMATIQUE.

L'étude des orientations préférentielles de forme et de réseau des grains d'un agrégat soumis à une grande déformation est entreprise en vue d'une analyse cinématique qui, on le rappelle, se propose de relier au repère structural XYZ les caractéristiques géométriques de l'écoulement dans l'agrégat ; cette analyse est liée à celle du régime de l'écoulement dans l'agrégat.

(i) L'orientation préférentielle de forme des grains caractérise l'orientation du repère structural XYZ, souvent mesurable sur le terrain. L'orientation des axes XYZ est assimilée à celles des axes de l'ellipsoïde de la déformation (cf. I.1.6.). Un "bon" marqueur (cf. I.1.6.2.) permet de quantifier la déformation (cf. I.1.3.) par la détermination des longueurs des axes X, Y et Z ; l'étude statistique des axes de forme des porphyroclastes d'un agrégat permet d'approcher ces valeurs X, Y et Z (cf. II.1.2.). Si l'agrégat est recristallisé (cf. III.5.1.2.), et en l'absence de marqueurs, l'évaluation de la quantité de déformation, quand elle est possible (absence de recristallisation secondaire), est indirecte et peu précise (voir ci-dessous).

(ii) L'orientation préférentielle de réseau des grains d'un agrégat est le reflet :

- (1) de la quantité de déformation : c'est un marqueur qualitatif. En effet, l'évolution de l'orientation de réseau est rapide en début de déformation et aboutit à une orientation préférentielle prononcée, à partir de 50% de déformation par exemple (I.1.6.3.) ; au-delà, les grains sont favorablement orientés et l'évolution ralentit. Lorsque la recristallisation intervient, l'orientation préférentielle est altérée de façon mal connue, diverse suivant le processus de la recristallisation, et ne reflète qu'indirectement la déformation.
- (2) des conditions physiques de la déformation : l'activation de tel ou tel système de glissement dépend essentiellement de la température et de la vitesse de déformation (cf. I.1.5.), parfois de la teneur en eau (cf. I.6.2.).
- (3) de la cinématique et du régime de la déformation ou plutôt de son dernier épisode. En effet, si la structure interne de l'agrégat n'est pas une mémoire de toute la déformation, l'épisode de déformation doit être cependant suffisamment important pour engendrer une orientation préférentielle interprétable à partir d'un agrégat non orienté (cf. I.1.6.3.), ou pour éliminer l'influence d'une orientation préférentielle préexistante. NICOLAS *et al.* (1971, 1972, 1973), ETCHECOPAR (1974), BOUCHEZ et PECHER (1977), ont établi les points suivants :

a - la direction principale de l'écoulement et le plan support de cet écoulement dans la roche sont définis à partir de la distribution de la direction de glissement prédominante et de son plan associé attachés à chaque grain.

b - une orientation préférentielle des lignes et des plans de glissement symétrique par rapport au plan XY (symétrie orthorhombique), résulte d'un écoulement de régime irrotationnel : c'est le cas de toutes les déformations expérimentales en extension ou en compression uniaxiale ou triaxiale. Au contraire un écoulement de régime rotationnel se traduit par une orientation préférentielle de réseau oblique par rapport au plan XY (symétrie monoclinique ou triclinique), contrairement à ce qu'ont pensé les tenants du concept de SCHMIDT-SANDER (TURNER, 1957).

c - la direction principale de l'écoulement et son plan support sont bien définis dans le cas d'un régime rotationnel et correspondent à la direction et au plan du cisaillement dans le modèle du cisaillement simple. La linéation d'allongement (X) est oblique sur la direction de l'écoulement et cette obliquité donne le sens du cisaillement. Dans le cas d'un régime non rotationnel la géométrie de l'écoulement est plus complexe ; on considère que la direction principale de l'écoulement (et son plan support) est la résultante des directions (et des plans) de l'écoulement dans l'agrégat ; en régime irrotationnel (cisaillement pur), et pour une grande déformation, cette résultante est confondue avec la linéation d'allongement dans la roche ; son plan support définit le plan de foliation.

## I.2. MICROSTRUCTURE ET ORIENTATION PREFERENTIELLE DE RESEAU.

(i) La microstructure, c'est-à-dire, la structure de l'agrégat à l'échelle du grain est constituée dans les tectonites par les éléments de description suivants :

- taille du grain, dans chaque classe de taille s'il y a lieu ; dans ce cas, pourcentage approximatif des classes, identification des classes : grains recristallisés, porphyroclastes, différentes catégories de porphyroclastes, autre phase minérale ou impuretés...

- forme des grains (voir SPRY, 1969 ; Chap. 9 et 10 ; COLLERSON, 1974) : en mosaïque en tablette, interpénétrée... ; quantification de la forme (diagramme de FLINN, 1962, par exemple) et ceci, dans chaque classe de taille s'il y a lieu.

- forme des joints et des interfaces de grains (SPRY, COLLERSON) : rectilignes, courbes, lobés, points triples...

La microstructure s'étudie à la loupe binoculaire ou au microscope optique sur 2 sections différentes au moins. Les sections XZ et XY ou YZ permettent une quantification plus directe de la forme et présentent l'avantage d'être aussi utilisables pour l'étude de l'orientation préférentielle de réseau.

(ii) L'orientation préférentielle de réseau est constituée par la représentation sur diagrammes, dans le repère structural XYZ, de l'orientation des axes cristallographiques et/ou des normales aux plans cristallographiques remarquables, et parmi eux, si possible ceux qui interviennent dans le glissement intracristallin. L'orientation de réseau se mesure :

(1) au goniomètre de texture par diffraction-X. Classique en métallurgie, c'est une méthode globale (mesure sur l'agrégat et non grain par grain) qui peut-être entièrement automatisée ; elle est décrite en détail par BAKER et al. (1969) et LHOTE et al. (1969). Cette méthode est bien adaptée et sans concurrence pour les échantillons à grains fins ( $\sim 10 \mu$  de taille homogène et monominéraux de préférence ; elle est cependant coûteuse : mesures longues, traitement automatique en ligne indispensable.

(2) à la platine universelle par Rayons-X. Peu répandue, cette méthode développée par PAULITSCH (1964), permet la mesure de l'orientation grain par grain d'un agrégat.

Ces méthodes de mesure au niveau des réseaux sont indispensables pour orienter les éléments cristallographiques qui échappent aux mesures optiques (les axes du quartz autre que [0001]).

(3) à la platine universelle (ou platine à 5 axes) sur microscope optique. C'est l'unique méthode utilisée dans ce travail ; très classique en cristallographie, et de loin la plus répandue dans les études d'orientation de réseau, cette méthode, ainsi que le traitement automatique des données auxquelles elle conduit, est décrite en détail au paragraphe I.5. Les mesures, effectuées grain par grain, ne sont possibles que si la taille du grain est

supérieure à l'épaisseur de la lame mince ( $\approx 30 \mu$ ) ; d'autre part, on ne peut mesurer optiquement que l'orientation des axes optiques, des axes principaux de l'ellipsoïde des indices, et des plans visibles optiquement (clivages, joints de grains, lamelles de déformation, plans de sous-structure). Ainsi, dans le quartz, on ne peut orienter directement que l'axe [0001] ; l'orientation autour de cet axe des plans prismatiques (passant par l'axe [0001]) de la sous-structure, n'est pas mesurable.

Le plan de représentation des orientations préférentielles est, sauf exception rare, la section XZ (perpendiculaire au plan de foliation et parallèle à la linéation). Cette section est la plus favorable à l'interprétation ainsi qu'aux observations directes qualitatives. Les données tirées de lames minces XY, YZ ou autres sont représentées dans le plan XZ ; de même, on "représente" dans le repère géographique (plan horizontal et Nord) des données que l'on désire replacer dans leur contexte géologique (voir : Rotations, I.5.5.). Les considérations sur le nombre optimum de mesures à effectuer, en fonction du type d'orientation préférentielle et de l'homogénéité de l'échantillon, sont résumées dans NICOLAS et POIRIER (1976 ; Chap. VIII). Un test de qualité de l'orientation préférentielle et de la distribution des données (DAROT et BOUCHEZ, 1976), est proposé au paragraphe I.5.3. et I.5.4.

On peut dans quelques cas gagner du temps dans l'étude des orientations préférentielles en évitant l'emploi de la platine universelle :

a - par la construction des diagrammes en rose de l'orientation de la trace du plan (0001) du quartz par rapport aux axes X et Z (cf. I.1.6.2. et II.2.2.2.). La mesure s'effectue grain par grain à la platine d'un microscope polarisant usuel, en identifiant la direction correspondant à l'extinction du grain à l'aide d'une lame auxiliaire. La méthode est justifiée si le diagramme plan, pour l'élément cristallographique étudié, est une section représentative de l'orientation préférentielle. Les diagrammes en rose de la trace des plans basaux du quartz en section XZ, sont une représentation satisfaisante et directement interprétable des orientations préférentielles d'axes [0001] en "couronnes croisées", à condition que les concentrations autour de Y ne soient pas trop développées.

b - par une détermination globale des orientations en mesurant, à l'aide d'une cellule photoélectrique, la variation du flux lumineux en lumière polarisée avec ou sans adjonction d'une lame auxiliaire (NICOLAS et POIRIER, 1976, p. 337). L'orientation préférentielle doit être prononcée et la section doit être appropriée (voir a-). Cette méthode mise en oeuvre par DAROT (1973) pour des péridotites, est utilisée dans ce travail (cf. IV.3.) pour une étude systématique des obliquités d'orientation de réseau sur l'axe X.

### I.3. SOUS-STRUCTURE VISIBLE AU MICROSCOPE OPTIQUE.

La sous-structure "optique" des grains dans les tectonites est constituée par les éléments suivants : lamelles de déformation, bandes de pliage, sous-grains, et macles. Les lamelles de déformation, encore mal comprises, sont traitées séparément (cf. I.3.1.) de même que les macles (cf. I.3.3.), non visibles optiquement. Les bandes de pliage et les sous-grains sont les principaux éléments de la sous-structure du quartz objets de notre étude (cf. I.3.2.).

#### I.3.1. LES LAMELLES DE DEFORMATION.

Ce sont des figures fréquentes dans le quartz, moins banales dans l'olivine (RALEIGH, 1968 ; GREEN et RADCLIFFE, 1972), qui apparaissent plutôt dans les déformations de basse température. On limitera ici l'exposé au cas du quartz.

(i) Description et revue. Les lamelles de déformation dans le quartz sont reconnues depuis fort longtemps (SANDER, 1930) et les descriptions sont nombreuses dans la littérature. Certaines lamelles, contenant des inclusions brunâtres, ont été appelées "stries de Boëhm" (BOEHM, 1883). INGERSON et TUTTLE (1945) les considèrent comme des lamelles classiques avec des inclusions liquides mais SPRY (1969, p. 58) les considère comme un type différent de lamelles. D'autres auteurs observent un passage progressif à des lamelles de type classique, c'est-à-dire, ne contenant pas d'inclusions (CARTER et al., 1964). Les propriétés optiques des lamelles sont décrites en détail par INGERSON et TUTTLE (1945), puis par CHRISTIE et al. (1964), elles sont résumées ci-après. Elles consistent en une succession plus ou moins serrée de bandes fines, à peu près planes, d'épaisseur  $1\mu$  à quelques  $\mu$ , visibles en lumière naturelle et polarisée. L'observation en contraste de phase met en évidence une brusque variation de la biréfringence de part et d'autre d'un plan médian dans la lamelle de déformation. Cette variation est de l'ordre de 0.0001 à 0.0002. En lumière naturelle, les lamelles apparaissent plus lumineuses que le quartz qui les contient. Dans le réseau du quartz, l'orientation des lamelles est irrationnelle, c'est-à-dire non cristallographique, à l'exception des lamelles produites dans les déformations expérimentales à vitesse élevée (CARTER et al. 1964 ;  $\dot{\epsilon} = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) et dans le métamorphisme de choc (CARTER, 1965). Dans les roches déformées naturellement, les lamelles sont, par ordre de fréquence, subbasales, subprismatiques et autres (Fig. II.11f.).

Certains auteurs considéraient les lamelles de déformation comme la trace visible de surfaces de translation intracristalline : "leur forme parfois flexueuse les rend comparables aux plans (001) des micas déformés. De plus, l'orientation préférentielle des pôles de lamelles sont parfois proches de celle des pôles des plans (001) des micas" (SANDER, 1970). Moins qualitative est l'interprétation avancée par CHRISTIE et al. (1964), et appuyée partiellement par TWISS (1976), qui proposent que les lamelles soient la trace optique (effet photoélastique) de réseaux de dislocations coin de même signe disposés en échelon, expliquant ainsi l'orientation irrationnelle des lamelles, et bloquées dans le plan de glissement intracristallin. Les observations en microscopie électronique de McLAREN

et al. (1967, 1970) ne confirment pas cette interprétation cependant que celles de GREEN et RADCLIFFE (1972) l'appuie dans le cas des lamelles de déformation de l'olivine.

Plus récemment, WHITE (1973a) montre que les lamelles peuvent être des sous-grains allongés et étroits, apparaissant durant un stade de restauration et non liés directement au glissement (voir aussi CHRISTIE et ARDELL, 1974). Plus récemment encore, TWISS (1976), après une étude comparée en microscopie optique et électronique, propose une distinction fondamentale entre les "laminae" et les "lamellae", les secondes seulement s'identifiant aux descriptions de CHRISTIE et al. (1964). Les laminae apparaissent comme des échelons à forte densité de dislocations limités par des plans nets et subparallèles au plan (0001). Au microscope optique, elles sont longues, rectilignes et continues dans une grande part ou la totalité du cristal. Elles seraient dues à des interférences entre une composante mineure de glissement sur le plan de base (0001) et d'autres plans de glissement (voir aussi HOBBS et al., 1972). Les expériences de TWISS suggèrent que les laminae ne se développent que dans des conditions de déformation de basse température et de vitesse élevée (= contrainte élevée). Les lamellae apparaissent comme des zones se chargeant progressivement en dislocations montrant une nette orientation préférentielle. Au microscope optique, elles sont courtes, rectilignes à légèrement onduleuses, et lenticulaires. Les observations de TWISS indiquent que les lamellae sont subparallèles au plan de glissement (=  $10\bar{1}0$ ) dans ses expériences ; d'autre part, l'apparition des lamellae est favorisée par des conditions de déformation de haute température et de vitesse faible (= contrainte faible).

*D'après les descriptions de TWISS et plus encore d'après les orientations des laminae et des lamellae, les lamelles du type (1) observées dans les quartzites d'Angers (cf. II.2.3.1.), seraient des laminae, celles du type (2) seraient des lamellae. On note que les lamelles du type (1) sont subbasales et typiquement représentées dans les grains où le glissement basal n'est pas possible (globuleux ; cf. II.2.4.2.) ; les lamelles du type (2) sont subprismatiques et typiquement représentées dans les grains où nous considérons que le glissement prismatique est prédominant (rubans ; cf. II.2.4.4.). Ces observations sont en accord avec les interprétations de TWISS sur les laminae et les lamellae (cf (ii)).*

(ii) Lamelles de déformation et systèmes de glissement. La signification des lamelles de déformation apparaît très controversée puisque, comme le montre le paragraphe précédent, leur interprétation à toutes échelles est encore incertaine. Elles apparaîtraient lorsque plusieurs systèmes de glissement sont en concurrence (TWISS, 1976) ; certaines seraient proches de plans de glissement mineurs (laminae subbasales de TWISS), d'autres, proches de plans majeurs (lamellae subprismatiques de TWISS). Indépendamment de cette distinction récente, l'orientation des lamelles dans le quartz comme révélatrice des systèmes de glissement actifs a été utilisée par CHRISTIE et GREEN (1964) et par TULLIS (1971). Cette orientation dépend de la pression (AVE LALLEMANT et CARTER, 1971), de la quantité, de la vitesse et de la température de la déformation (TULLIS et al., 1973). En conclusion, la

dépendance "lamelles-systèmes de glissement", quoique partiellement acquise, ne peut constituer un argument décisif concernant les systèmes actifs et leur importance respective.

I.3.2. LES BANDES DE PLIAGE ET LES SOUS-GRAINS DE POLYGNISATION.

Dans les cristaux, l'étude de la sous-structure peut donner de précieuses indications sur les conditions physiques de la déformation (température, vitesse de déformation, contrainte), et sur l'importance de la recristallisation (liée aux conditions physiques). Ce domaine prometteur de la métallurgie physique est en évolution rapide et n'est qu'effleuré dans notre étude. Les informations essentielles issues de l'étude de la sous-structure seront relatives à la géométrie et au régime de la déformation.

(i) Les bandes de pliage (kink-bands).

Ce sont des sous-domaines d'un grain séparés par des plans de pliage (kink-band-boundaries) plus ou moins bien définis (sous-joints complexes à l'échelle atomique). Le critère optique le plus remarquable les distinguant des sous-grains de polygnisation (voir (2)) est l'angle élevé de désorientation de réseau de part et d'autre du plan de pliage (high angle subboundary) ; cet angle dépasse fréquemment 10° dans le quartz. La configuration en bandes de pliage résulte d'une flexion importante du réseau, due à une compression de direction voisine de la normale aux plans de pliage ayant pour résultat un raccourcissement dans cette direction. De fait, les plans de la sous-structure perpendiculaires à Z (BOUDIER, 1976, p. 24), ou parfois aussi à Y (cf. II.2.3.2.), dans les roches naturellement déformées, ou perpendiculaires à l'axe de compression dans les déformations expérimentales (NICOLAS et al., 1973), sont des plans de forte désorientation (Fig. I.7.). Dans un même grain, les bandes de pliage, régulièrement espacées, sont peu nombreuses (quelques individus). Le système de glissement responsable du pliage se déduit de sa géométrie (CHRISTIE et al., 1964), comme l'indique la figure I.8. : la direction principale de glissement est perpendiculaire au plan de pliage ; le plan principal de glissement contient la direction de glissement et l'axe de rotation externe du pliage.

(ii) Les sous-grains de polygnisation.

Les sous-grains de polygnisation sont faiblement désorientés (quelques degrés) de part et d'autre des sous-joints qui les limitent (low angle subboundaries) ; ils sont nombreux, subparallèles les uns aux autres, et serrés dans un même grain (Fig. II.15.): Dans le quartz, ils sont responsables de l'extinction onduleuse. L'observation des péridotites (Fig. I.7.) ainsi que des quartzites déformés (cf. Chapitres suivants) montre que les

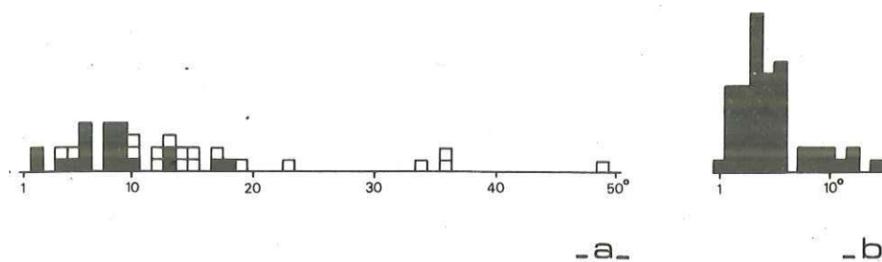


Figure I.7. : Histogrammes des angles de désorientation entre sous-grains dans l'olivine (BOUDIER, 1976) a - "bandes de pliage" (Lanzo 878) ; en blanc, lorsque le plan de pliage (sous-joint) a évolué en joint de grain. b - "sous-grains" de polygnisation (Lanzo 744B). Dans ce schéma, la distinction entre "bandes de pliage" et "sous-grains", repose sur l'orientation dans le repère structural (respectivement perpendiculaires à Z et X). Pour le quartz, comparer avec les photographies de la figure II.16.

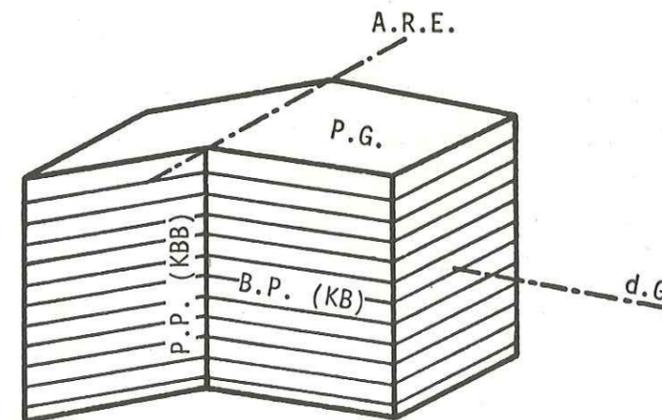


Figure I.8. : La géométrie du pliage.

- P.G. : plan de glissement ; d.G. : direction de glissement contenue dans P.G. ;
- A.R.E. : axe de rotation externe, contenue dans P.G. et perpendiculaire à d.G. ;
- P.P. : plan de pliage perpendiculaire à d.G. (kink-band-boundary) ;
- B.P. : bande de pliage (kink-band) ;

sous-joints de ce type sont subperpendiculaires ( $\pm 20^\circ$ ) à la direction structurale X : ils sont interprétés (NICOLAS et al., 1971) comme résultant de la polygonisation de glissement lors de la déformation intracristalline du grain. Une image macroscopique est celle de faibles flexions et torsions des grains lors d'un glissement hétérogène autour d'une direction de glissement moyenne matérialisée par les normales aux sous-joints de polygonisation. Le système de glissement responsable de cette sous-structure se déduit donc à partir des mêmes concepts géométriques que dans le cas des bandes de pliage (voir (1)) : la direction de glissement est perpendiculaire aux sous-joints. La détermination de l'axe de rotation externe conduisant à celle du plan de glissement est plus difficile car elle est gênée par :

- a - la faible désorientation de réseau, de l'ordre de la précision de la mesure à la platine universelle ;
- b - une composante éventuelle de torsion de la paroi qui s'ajoute à la composante de flexion si le mécanisme de montée intervient (polygonisation de montée ; NICOLAS et POIRIER, 1976). Enfin, dans le cas du quartz, la détermination optique du plan de glissement est impossible puisque seul l'axe C est mesurable. Le paragraphe II.3.1.2. donne un exemple de détermination indirecte du plan de glissement. Dans le cas général, l'indétermination serait levée en utilisant une platine universelle à Rayons X (cf. I.2.).

### I.3.3. LES MACLES.

Certaines géométries de réseau sont favorables à l'apparition de macles, c'est-à-dire de domaines du cristal séparés par un plan cristallographique (plan d'accolement) et de part et d'autre duquel la désorientation de lignes cristallographiques équivalentes est souvent élevée, constante, et définie par la loi de macle. La déformation intracristalline peut favoriser le développement des macles : c'est le cas des feldspaths, des carbonates, du quartz. On parle alors des macles mécaniques. Ce terme a parfois été utilisé à tort pour désigner les bandes de pliage (cf. I.3.2.) apparaissant pendant la déformation des cristaux, dans l'olivine par exemple.

La macle mécanique est un phénomène important dans les carbonates où elle participe à la déformation. Dans la calcite, la macle principale, de plan  $e_1 = (\bar{1}012)$  et de direction  $a_2 = [\bar{1}2\bar{1}0]$ , responsable de la biaxie optique constatée dans les cristaux déformés (TURNER, 1975), permet une contraction maximum de 29% et une extension maximum de 41% pour un effort parallèle à l'axe C. Ainsi, les petites déformations dans un calcaire sont-elles essentiellement accomodées par les macles mécaniques et l'on peut déterminer les directions principales de compression et d'extension à partir d'une analyse statistique de l'orientation des plans de macle, dans un agrégat d'orientation de réseau aléatoire.

Cette méthode d'analyse dynamique a été développée par TURNER (1962) puis approfondie (calcul du déviateur) et systématisée par SPANG (1972) et JAMISON and SPANG (1976).

Les macles du quartz (macle du Dauphiné et macle du Brésil) ne modifient pas l'orientation de l'axe C dans le réseau et ne sont donc pas visibles optiquement. McLAREN et al. (1967) indiquent cependant que les macles du Brésil pourraient ressembler optiquement aux lamelles de déformation (cf. I.3.1.). Les principales études sur l'apparition mécanique des macles du quartz et sur leur importance dans l'orientation préférentielle des agrégats sont présentées au paragraphe I.6.2.

### I.4. LA SOUS-STRUCTURE EN MICROSCOPIE ELECTRONIQUE.

La dislocation est à l'origine un concept développé dans la "théorie des dislocations", il a précédé l'observation des objets concernés : observation indirecte (figures d'attaque, topographie X), ou directe (microscopie électronique par transmission). La microscopie électronique est maintenant largement développée et, quoiqu'avec retard, dans l'étude des silicates aucun domaine n'échappe actuellement à l'observation à l'aide de cette technique. Le retard est partiellement imputable aux difficultés de préparer des sections minces transparentes, avant le développement de la technique d'amincissement par bombardement ionique. La microscopie électronique permet de déterminer ou de préciser les mécanismes de la déformation intracristalline par l'orientation et la structure des sous-joints, la distance entre parois de dislocations la densité de dislocations... De nombreuses études ont été menées dans le domaine de l'olivine avant l'apparition d'une méthode de décoration des dislocations (KOHLSTEDT et al., 1976) adaptée aux olivines naturelles (Fay, 1970). Elle permet une observation optique sur des surfaces supérieures de deux ordres de grandeur à celles auxquelles on accède par microscopie électronique, et donne donc une approche statistique permettant de mener des études systématiques (GUEGUEN, 1977), pourvu que la densité de dislocation n'excède pas  $10^8 / \text{cm}^2$ , limite imposée par le pouvoir de résolution du microscope optique ( $\approx 1 \mu$ ).

L'intérêt essentiel de la microscopie électronique réside, non pas dans l'observation des sous-grains non visibles optiquement, mais plutôt dans l'identification des dislocations opérant dans la déformation, dans la détermination de leur vecteur de Burgers et de la densité de dislocation. Pour ce dernier paramètre, la surface restreinte d'analyse pose le problème de la valeur générale du résultat : l'étude systématique de GUEGUEN (1977) et l'étude préliminaire exposée au paragraphe II.2.4.5. montrent que la densité de dislocation peut varier de plus d'un ordre de grandeur d'un grain à l'autre dans un agrégat et même dans un seul grain (grains globuleux).

Dans le domaine de la déformation du quartz il existe de nombreux travaux de microscopie électronique dont les principaux sont les suivants : HOBBS (1968), McLAREN and RETCHFORD (1969), McLAREN et al. (1970), McLAREN et HOBBS (1972), ARDELL et al. (1973),

WHITE (1973a), CHRISTIE and ARDELL (1974). Une grande partie des études est attachée à la description et la caractérisation des lamelles de déformation dont la compréhension n'est pas encore tout à fait acquise (TWISS, 1976 ; cf. I.3.1.). L'observation du quartz est rendue difficile par le phénomène de l'irradiation sous le faisceau d'électrons, et peu de vecteurs de Burgers ont été déterminés jusqu'à ce jour. L'usage de microscopes à haut voltage (HVEM ; BALL and WHITE, 1977) limite le défaut d'irradiation et présente en outre l'avantage d'observer de plus grandes surfaces. Aucune des tentatives de décoration des dislocations du quartz par des impuretés (Sn, Ge, Mn, Cu, Ag, Au, Fe), faites dans notre laboratoire avec l'aide de D. RICOULT, n'a été fructueuse. BALL and WHITE (1977) proposent une méthode de attaque (3 parties de HF à 48% dans 97 parties de HNO<sub>3</sub> concentré pendant 24 à 30 h) donnant des figures visibles au microscope optique en lumière réfléchie, et qui permettrait d'observer les sous-grains et de mesurer les densités de dislocation de façon compétitive avec la microscopie électronique.

Dans notre perspective, l'étude en microscopie électronique ne s'impose qu'après une analyse fine à l'échelle du terrain d'abord, à l'échelle du microscope optique classique ensuite (sous-structure, orientations préférentielles).

### I.5. TRAITEMENT AUTOMATIQUE DES DONNEES DIRECTIONNELLES.

Ce paragraphe est développé sous forme d'un fascicule indépendant portant le même titre qui remplace et complète le "Polycopié de Pétrofabrique" (BOUCHEZ et al., 1971). Destiné à la diffusion parmi les utilisateurs éventuels de ces techniques, il se veut pratique et inclut les listes des programmes FORTRAN que nous avons développés depuis 1970 au laboratoire de Tectonophysique de Nantes.

### I.6. PRINCIPAUX TRAVAUX SUR LA DEFORMATION DU QUARTZ

#### I.6.1. GENERALITES.

Le quartz SiO<sub>2</sub> est un silicate à charpente tridimensionnelle formé de tétraèdres SiO<sub>4</sub> tous liés entre-eux (liaisons Si-O-Si). Il existe plusieurs variétés polymorphes suivant le domaine P,T considéré (Fig. I.9.). Le quartz α, ou quartz de basse température, est la variété la plus commune dans la croûte, celle dont il est question dans ce travail : il présente la symétrie de la classe rhomboédrique (32), l'axe C étant un axe hélicoïdal d'ordre 3 (droit ou gauche). Le quartz β, forme de haute température, cristallise au-dessus de T<sub>0</sub> = 573°C à pression ambiante et à T<sub>0</sub> + 25.8°C ± 0.3°C/Kb entre 1 et 5 Kb. COE and PATERSON (1969) ont montré que la transition α → β dépend aussi du déviateur σ et de son orientation : T<sub>t</sub> = T<sub>0</sub> + 10.6 ± 0.4°C/Kb et T<sub>t</sub> = T<sub>0</sub> + 5.0 ± 0.5°C/Kb par compression uniaxiale perpendiculaire et parallèle à l'axe C respectivement, pour une pression hydrostatique de 3Kb. La cristallisation du quartz β ne se produit donc que pour des géothermes de très hautes températures (Fig. I.10) ; la transition inverse β → α est

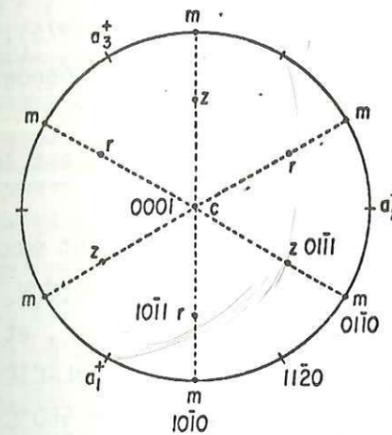


Figure I.9. : La cristallographie du quartz α.

Seuls les axes principaux sont indiqués : axes <a> ou <1120>  
Plans prismatiques de première espèce : {1010}  
Plans prismatiques de seconde espèce : {1120}

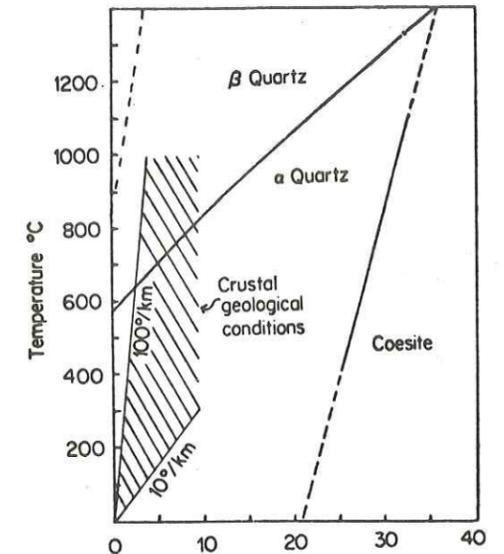


Figure I.10. : Diagramme (P,T) des domaines de stabilité des principales phases de SiO<sub>2</sub>.

très facile dans les conditions géologiques habituelles de refroidissement. La transition α → β a lieu sans rupture des liaisons Si-O ; les axes <a> perdent leur polarité et l'axe C devient un axe de symétrie 6 (symétrie de la classe hexagonale 62) à la suite d'une faible variation angulaire de la liaison Si-O-Si ; le sens de l'hélice d'axe parallèle à C n'est pas modifié.

#### I.6.2. LES SYSTEMES DE GLISSEMENT.

L'identification des systèmes de glissement dans le quartz est fondamentalement basée : (1) sur l'étude des lignes de glissement sur la surface d'échantillons déformés expérimentalement (CHRISTIE et al., 1964 ; CARTER et al., 1964) et (2) sur les études en microscopie électronique (cf. I.4.) ; accessoirement sur : (3) l'orientation dans le réseau des plans de pliage (CHRISTIE et al., 1964 ; cf. II.3.1.) et (4) l'orientation dans le réseau des lamelles de déformation (CHRISTIE and GREEN, 1964 par exemple ; cf. I.3.1.). On analyse ici la contribution des méthodes (1) et (2) à l'étude des systèmes de glissement dans le quartz. Les premières expériences de déformation de monocristaux ou d'agrégats de quartz ont conduit soit à la rupture soit à la recristallisation (GRIGGS et al., 1960). Depuis, de nombreux travaux ont montré l'existence puis l'importance de la déformation plastique dans le quartz (CARTER et al., 1961 ; 1964 ; CHRISTIE et al., 1964). Les systèmes de glissement

ont été identifiés par les travaux successifs de CHRISTIE *et al.* (1964), HEARD and CARTER (1968), BAETA and ASHBEE (1967, 1969, 1970), TULLIS (1971), BLACIC (1971, 1975), HOBBS *et al.*, (1972). Une compilation des principaux systèmes de glissement est donnée dans NICOLAS et POIRIER (1976, p. 201).

- Le système (0001)  $\langle 11\bar{2}0 \rangle$  (glissement basal dans les directions  $\langle a \rangle$ ) est le plus facilement "activé" ;

- A haute température (à partir de 700°C), les glissements prismatiques sont eux aussi facilement activés : ils s'appuient sur les plans prismatiques du premier ordre  $\{10\bar{1}0\}$  du second ordre  $\{11\bar{2}0\}$ , et ont pour directions  $C = [0001]$ ,  $a = \langle 11\bar{2}0 \rangle$ , et  $a + C$ . L'eau joue un rôle important dans l'affaiblissement du quartz (GRIGGS and BLACIC, 1964) : un cristal contenant 163 p.p.m. de OH se déforme plastiquement à partir de 550°C, à pression atmosphérique et pour une vitesse de déformation inférieure à  $10^{-4} \cdot s^{-1}$  ; dans les mêmes conditions un cristal contenant 47 p.p.m. de OH se rompt (BAETA and ASHBEE, 1970).

L'affaiblissement par l'eau résulte soit de la nucléation d'un plus grand nombre de dislocations (BAETA and ASHBEE, 1970) soit de l'affaiblissement de liaisons Si-O-Si par hydrolyse (Si-OH-OH-Si ; GRIGGS, 1974) ; on note que, quelque soit le système de glissement, la déformation intracristalline implique la rupture de liaisons Si-O. BLACIC (1975) trouve que le principal système de glissement du quartz "anhydre" est (0001)  $\langle 11\bar{2}0 \rangle$  (basal) au-dessous de 700°C ( $\dot{\epsilon} = 8 \cdot 10^{-6} \cdot s^{-1}$ ) et  $\{10\bar{1}0\} [0001]$  au-dessus. L'introduction de l'eau à haute température réactive le système (0001)  $\langle 11\bar{2}0 \rangle$  qui s'ajoute au système  $\{10\bar{1}0\} [0001]$  lui-même en concurrence suivant l'orientation de réseau, avec le système  $\{11\bar{2}0\} [0001]$ .

Remarque : le système  $\{10\bar{1}0\} \langle a \rangle$  est rarement mentionné (par exemple, BLACIC, 1975) alors que, dans les paragraphes II.3.1.3. et VI.2., on est amené à faire l'hypothèse de son existence, en concurrence ou non avec le glissement basal. D'autre part, l'interprétation des sous-structures et des orientations préférentielles d'axes C dans les roches que nous avons étudiées, ainsi que les diagrammes d'orientations donnés dans la littérature, militent en faveur d'un rôle mineur des systèmes à direction de glissement prismatique  $[0001]$  (cf. VI.1.).

### I.6.3. LES MACLES MECANIQUES.

Les macles du quartz peuvent apparaître par déformation. L'axe C étant invariant, elles ne sont observées qu'en goniométrie X ou en microscopie électronique.

La macle du Dauphiné apparaît dans le quartz  $\alpha$  par une rotation de 180° du réseau autour de l'axe C : les axes cristallographiques conservent leur orientation mais la polarité des axes obliques sur C est inversée ; le sens de l'hélice d'axe C est conservé. La macle du Dauphiné induit de faibles rotations des liaisons Si-O-Si sans provoquer leur rupture : c'est pourquoi de faibles contraintes suffisent pour les engendrer (20 bars à

400°C ; WOOSTER *et al.*, 1947). TULLIS (1970) a montré qu'un monocristal de quartz se macle en totalité par compression axiale parallèlement à  $z = [01\bar{1}1]$ , à 900°C ( $P_H = 14$  Kb,  $\dot{\epsilon} = 10^{-5} \cdot s^{-1}$ ,  $\epsilon = 14\%$ ) ; dans les mêmes conditions, une compression parallèlement à  $r = [10\bar{1}1]$  ne crée aucune macle ; TULLIS interprète cette dissymétrie en termes de modules d'élasticité. Dans les agrégats, TULLIS met aussi en évidence la macle du Dauphiné et pense alors que l'analyse de l'orientation préférentielle des axes  $a^+$  et  $a^-$  peut conduire à une nouvelle méthode d'analyse dynamique (des contraintes) ; l'inconvénient majeur est l'apparition probable de macles du Dauphiné pour des contraintes très faibles postérieures à la déformation principale (TULLIS et TULLIS, 1972). Dans une étude récente, BAKER et RIEKELS (1977) soulignent l'importance de la macle du Dauphiné, lisible dans les diagrammes  $a^+$  et  $a^-$  d'une mylonite du Moine Thrust (CHRISTIE, 1963). Ils concluent, contrairement à TULLIS, que dans les roches très déformées, l'orientation des macles serait liée aux axes de la déformation ; d'autre part, les macles ne seraient pas une mémoire des déformations postérieures à la déformation principale.

La macle du Brésil change le sens de l'hélice d'axe C par symétrie de plan  $\{11\bar{2}0\}$  ; elle rompt les liaisons Si-O-Si. Elle a été observée en microscopie électronique, à relativement basse température (500°C), à vitesse de déformation élevée, et pour des contraintes tangentielles importantes sur le plan (0001). Elle pourrait ressembler, en microscopie optique, à des lamelles de déformation (McLAREN *et al.*, 1967).

### I.6.4. LES EXPERIENCES DE TULLIS

Les expériences de TULLIS (1971) résumées dans TULLIS *et al.* (1973) constituent le principal travail de référence sur la déformation des agrégats de quartz. Leur intérêt est double. (1) elles montrent l'évolution progressive, à partir de grès-quartzites, des microstructures et des orientations préférentielles de réseau pour des déformations croissantes et dans des conditions très variées de température et de vitesse de déformation. TULLIS écrit, en 1971, que si l'on pouvait trouver des microstructures analogues dans les roches naturellement déformées, des progrès rapides pourraient s'accomplir dans la compréhension des mécanismes et des conditions de la déformation de ces roches. De fait, de nombreuses tectonites à quartz présentent des analogies frappantes avec celles de TULLIS. Ce sont surtout des analogies de microstructure (BOUCHEZ, 1975, cf. II.2.2. ; WILSON, 1975 ; MARJORIBANKS, 1976) mais aussi des analogies d'orientations préférentielles d'axes C (MARJORIBANKS, 1976 et § IV.2.2.). (2) elles montrent, même si ce n'est qu'implicitement parfois, l'importance du glissement intracristallin, c'est-à-dire du mouvement des dislocations, dans la déformation plastique du quartz.

Les matériaux de départ sont des grès-quartzites à grains de taille suffisante (porphyroclastes de taille supérieure à 0.1 mm) pour suivre leur évolution optiquement (cf. I.1.6.3.). Les orientations des axes C ont été déterminées optiquement à la platine universelle, et de nombreux diagrammes d'orientation totale ont été obtenus par goniométrie X (cf. I.2.). On peut schématiquement diviser en deux domaines le large éventail des

conditions (T,  $\dot{\epsilon}$ ) prospectées : déformation plastique sans recristallisation (1) et déformation plastique avec recristallisation syntectonique (2).

(1) Au-dessous de 700°C à  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ , ou pour tout couple (T,  $\dot{\epsilon}$ ) équivalent (un accroissement de T de 100°C apparaît comme équivalent à une diminution d'un ordre de grandeur de  $\dot{\epsilon}$ ; Fig. I.10.), les échantillons s'écroutissent progressivement : la contrainte déviatorique croît à vitesse de déformation ( $\dot{\epsilon}$ ) constante (10% de déformation est atteint pour  $\Delta\sigma \approx 20 \text{ Kb}$ ). Au glissement intracristallin, responsable de la déformation des porphyroclastes (sous-structures), peut s'ajouter accessoirement du glissement aux joints de grains observé aux plus basses températures, nécessaire à l'accommodation d'une déformation hétérogène des grains et favorisant leurs rotations externes. Les grains s'aplatissent progressivement, perpendiculairement à  $\sigma_1$ , à l'exception de quelques uns ("augen") dont l'axe C est parallèle ou perpendiculaire à  $\sigma_1$  (cf. II.2.4.); en même temps les axes C montrent une orientation préférentielle de mieux en mieux définie parallèlement à  $\sigma_1$ , résultant probablement (TULLIS, 1971) du glissement prédominant de plan basal accompagné de rotation externe des grains.

(2) Aux températures de l'ordre de 700°C à  $10^{-7} \text{ s}^{-1}$ , la restauration et la recristallisation dynamiques deviennent importants et contrebalancent le durcissement (10% de déformation est atteint pour  $\Delta\sigma \approx 6 \text{ Kb}$ ). Les microstructures et les sous-structures indiquent que le glissement intracristallin est important en même temps que le taux de recristallisation augmente avec la déformation. Les grains recristallisés, de petite taille et aplatis perpendiculairement à  $\sigma_1$ , se développent préférentiellement aux joints des porphyroclastes avant d'envahir les grains les plus déformés (comparer avec Fig. II.7.). À plus haute température (T = 800°C,  $\dot{\epsilon} = 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ ), les agrégats se déforment à contrainte

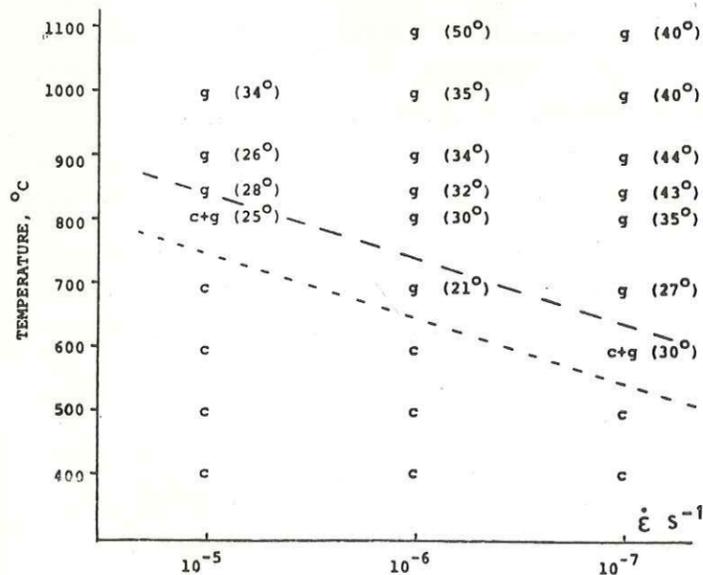


Figure I.11. : Evolution de l'orientation préférentielle d'axe C du quartz avec la température et la vitesse de déformation (TULLIS et al., 1973).

c = maximum autour de  $\sigma_1$  ;  
 g = orientation préférentielle en petits cercles d'axe  $\sigma_1$  ; (21°) = demi-angle d'ouverture du petit cercle.  
 Transitions vers le haut (températures croissantes) : petits tirets = chute de contrainte attribuée à l'affaiblissement par l'eau ; grands tirets : début de la recristallisation syntectonique.

très faible ( $\sim 1 \text{ kb}$ ) : l'adjonction d'eau contenue dans le talc des assemblages expérimentaux est probablement responsable d'un tel affaiblissement (cf. I.6.2.). La recristallisation est très développée sinon totale. Les lamelles de déformation sont rares. Les grains recristallisés ou les sous-grains inclus dans les porphyroclastes préservés sont de taille comparable ( $\sim 30 \mu$ ). Pour des déformations croissantes, les grains peu déformés ("augen") subsistent ; les grains recristallisés deviennent plus petits et plus inéquants.

Les orientations préférentielles d'axes C évoluent, avec l'accroissement de T et de  $\dot{\epsilon}^{-1}$ , d'un maximum autour de  $\sigma_1$  vers des petits cercles d'axe  $\sigma_1$  et d'ouverture angulaire croissante (Fig. I.11.) jusqu'à 40° environ : l'angle ne semble pas varier avec la déformation pour des conditions T,  $\dot{\epsilon}$  données. Cette variation progressive des orientations préférentielles est attribuée par TULLIS à une combinaison de glissements de plan basal (B) et de plan prismatique (P : de direction non précisée), de rapport P/B croissant avec (T,  $\dot{\epsilon}^{-1}$ ) mais constant dans un régime (T,  $\dot{\epsilon}$ ) donné. TULLIS s'appuie sur l'augmentation du nombre des lamelles subprismatiques par rapport aux lamelles subbasales (avant leur disparition aux plus hautes températures) et sur le calcul des rotations de réseau données par le modèle SCHMID and BOAS (1950 ; cf. § I.1.6.4.), adapté aux déformations non-homogènes et étendu au glissement double : on obtient des ouvertures angulaires de 22° et 35° pour des rapports respectifs B/P = 6/1 et 2/1.

#### I.6.5. PRINCIPAUX TRAVAUX SUR LES TECTONITES A QUARTZ.

L'étude des relations entre les structures des tectonites et les orientations préférentielles du quartz fait l'objet depuis longtemps de très nombreux travaux. Nous ne citerons que ceux qui nous paraissent les plus marquantes. CLOOS (1946), dans une étude bien connue des linéations et de leur interprétation, écrit que l'orientation du quartz pose un problème spécial. Il explique que les fameuses couronnes croisées (orientations préférentielles d'axe C les plus communes dans les tectonites) pourraient résulter de la déformation plastique sur des plans cristallographiques en même temps que d'une rotation rigide autour de la linéation ( $\sim$  objets roulés) qui serait alors une direction cinématique "b" : "les axes du quartz se disposeraient à la manière des rayons d'une roue autour de son axe". Mais CLOOS fait remarquer que toutes les linéations ne sont pas perpendiculaires à la direction du mouvement. SANDER (1936) invoque, pour expliquer les axes "roulés", une composante d'écoulement oblique sur la direction principale. CLOOS suggère aussi qu'un flux convergent ou divergent peut favoriser cette rotation, les plans de cisaillement se plaçant en zone autour de la direction cinématique "a". D'autres auteurs ont invoqué une phase plus ancienne ou plus récente de direction perpendiculaire (PHILLIPS, 1937 ; FAIRBAIN, 1935). Ainsi, l'évolution des études sur les orientations préférentielles du quartz est-elle directement liée à celle des études sur l'interprétation des linéations.

Certains contextes géologiques favorables ont été le théâtre de ces études ainsi que de longues polémiques, tel le cas du Moine Thrust, étudié par PHILLIPS (1937), BALK (1952), JONHSON (1957) et CHRISTIE (1963). Le concept de symétrie, introduit par SANDER (1930, 1931) et développé par TURNER (1957) et PATERSON and WEISS (1961), appliqué parfois de façon aveugle, a contribué à la confusion dans ce domaine. Il en est de même de l'application de la piézocristallisation ou modèle de KAMB (1959), discuté dans NICOLAS et POIRIER (1968) qui a permis de rejeter sur l'orientation mal connue des contraintes, la responsabilité des orientations préférentielles d'axe C. De même encore, ont été invoquées des cristallisations "dirigées" par l'orientation de réseau des minéraux adjacents ou par la forme des interstices dans lesquels s'effectuent la cristallisation ou la recristallisation du quartz. SHELLEY (1971) propose aussi une croissance préférentielle des grains mal orientés pour le glissement durant la recristallisation syntectonique.

En 1970, GREEN *et al.* reproduisent expérimentalement des couronnes croisées lors d'une expérience défectueuse ayant conduit à une déformation triaxiale. SYLVESTER et CHRISTIE (1968), dans une étude remarquable de la déformation de quartzites au toit d'un dôme de granite, étudient l'évolution de couronnes croisées qu'ils corrèlent avec la déformation. Récemment, LISTER (1974) a construit des simulations numériques (cf. I.1.6.4) destinées à reproduire les diagrammes d'axes C ; dans le cas des couronnes croisées, il ne parvient à les reproduire qu'en postulant un chemin de déformation en deux étapes et serait tenté de créditer l'hypothèse géologique des deux phases de déformation (PHILLIPS, 1937, CHRISTIE, 1963) pour expliquer leur développement dans les tectonites (!).

Nous pensons que les études qui suivent, ni exhaustives, ni définitives, feront avancer le problème des orientations préférentielles du quartz dans les tectonites, et celui qui lui est lié : la cinématique des tectonites.

## CHAPITRE II

### L'AXE DUCTILE D'ANGERS

Le choix de l'étude de cet accident a pour origine :

- La mise en évidence sur le terrain, d'un gradient de déformation "linéaire" bien localisé, perpendiculairement à l'axe structural passant par Angers et sur lequel s'imprime un gradient thermique (BLAISE, carte ANGERS à 1/50.000).
- La présence de niveaux gréseux à grains de quartz allongés dont les microstructures montrent des analogies frappantes avec celles des expériences de TULLIS (1971 ; cf. I.6.4.).

Après une présentation structurale de terrain, on mènera une étude détaillée de la déformation progressive des grès-quartzites ; elle conduira :

- (1) à une interprétation des mécanismes de la déformation des agrégats de quartz et de leurs orientations préférentielles de réseau, puis,
- (2) à une interprétation du régime de l'écoulement et de la cinématique de l'axe ductile d'Angers ; ceci conduirait, si l'interprétation peut s'étendre géographiquement, à une nouvelle façon de voir le bâti armoricain.

Les développements qui suivent constituent une synthèse de : BOUCHEZ (1975), BOUCHEZ et BLAISE (1976) et BOUCHEZ (1977).

### II.1. ÉTUDE GEOLOGIQUE.

#### II.1.1. CADRE REGIONAL (Fig. II.1.).

L'anticlinal des Landes de Lanvaux se prolonge, dans la région immédiate d'Angers en structure étroite : l'Anticlinal des Ponts-de-Cé (Domaine I de la Fig. II.1. ; CAVET et coll., 1976). Son axe est localement jalonné, à l'Ouest d'Angers, par la boutonnière des orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place, considérée comme la réapparition du massif granito-gneissique de Lanvaux (CHAURIS et LUCAS, 1964), qui, d'après la carte hypogéologique de WEBER (1973), se poursuit vers l'Est sur une centaine de kilomètres. Le complexe antéllanvirnien des Schistes et Arkoses de Bains enveloppe l'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place. Il s'agit, comme pour ce dernier, d'une formation strictement liée à l'anticlinal de Lanvaux, et l'on retrouve ici les mêmes types lithologiques que dans la région de Redon, où ce complexe a été défini. Au-dessus des Schistes et Arkoses de Bains viennent les Schistes d'Angers, de l'Ordovicien moyen, des intercalations schisto-gréseuses assurant le passage entre les deux formations. Les schistes d'Angers limitent l'anticlinal des Ponts-de-Cé et le ceinturent en périclinal vers l'ESE en rive gauche de la Loire.

Le synclinorium d'Angers - Saint-Julien-de-Vouvantes (Domaine II) borde au Nord l'anticlinal des Ponts-de-Cé. A ses replis méridionaux participent les Schistes et Arkoses de Bains ainsi que les Schistes d'Angers ; ces derniers ont donné lieu ici, de longue date, à de célèbres exploitations ardoisières (Trélazé par exemple). Le synclinal principal du synclinorium, plus septentrional, est jalonné par des formations qui vont de l'Ordovicien au Dévonien. Sur son flanc nord on retrouve, sous les Schistes d'Angers, le Grès armoricain, représentant classique de l'Arenig en Bretagne centrale, puis les Schistes du Lion d'Angers, rapportés au Briovérien et séparés ici du Grès armoricain par un contact faillé (Fig. II.22.).

Au Sud de l'anticlinal des Ponts-de-Cé, des formations surtout siluriennes (Schistes de Bouchemaine et d'Erigné, et Série de Saint-Georges-sur-Loire) forment le remplissage du vaste Synclinorium de Saint-Georges-sur Loire (Domaine III).

Au flanc sud de la boutonnière d'orthogneiss, le Granite de Bécon, post-tectonique, s'allonge en direction Est-Ouest au travers des plis.

#### II.1.2. DONNEES STRUCTURALES DE TERRAIN.

L'étude structurale a été menée dans les domaines I, II (essentiellement dans sa partie méridionale), et le long de la bordure nord du domaine III.

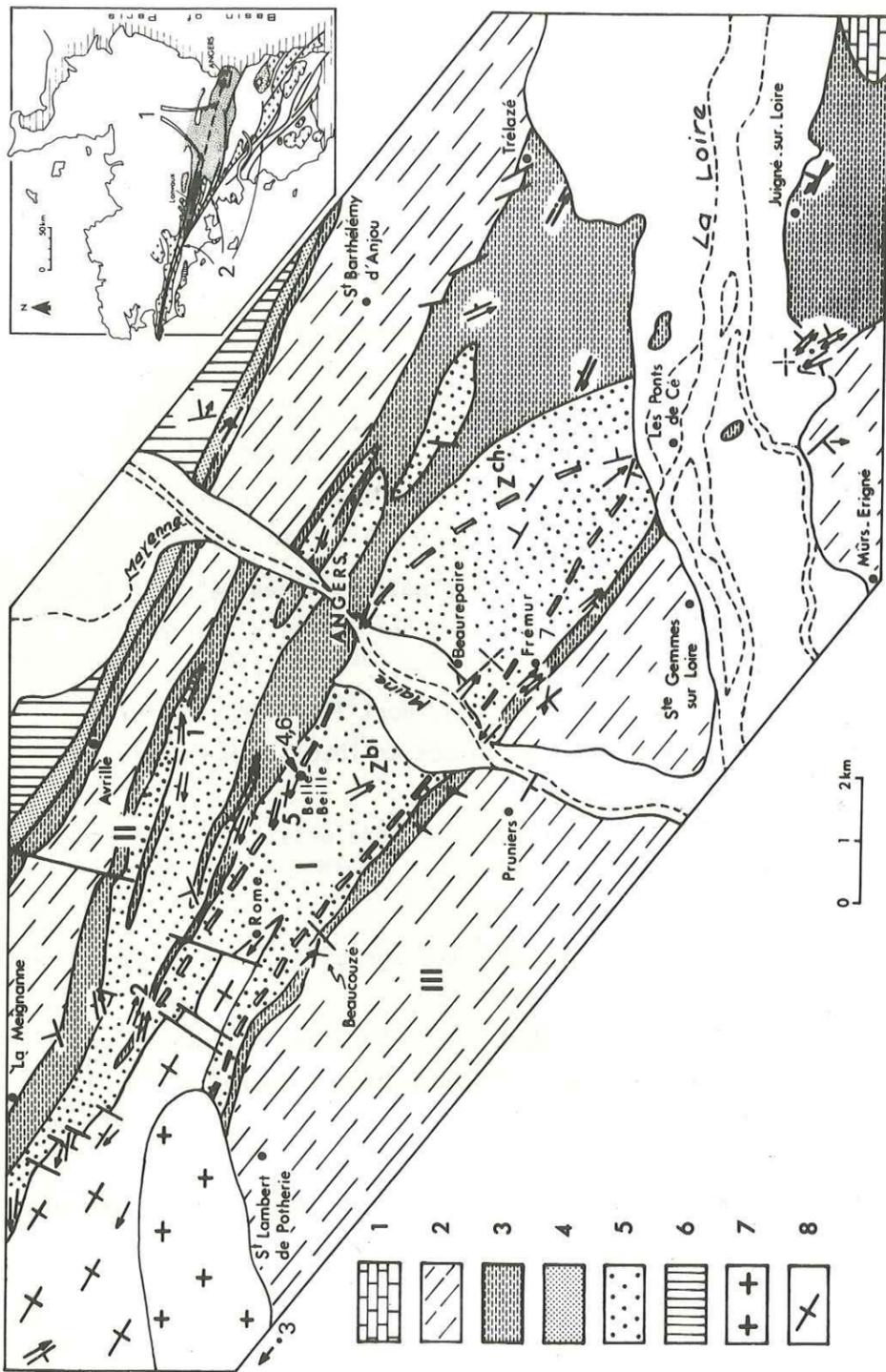


Figure II.1. : Carte géologique simplifiée de la région d'Angers.  
 1 : Crétacé ; 2 à 8 : Socle armoricain ; 2 : Ordovicien supérieur à Dévonien inférieur ; 3 : Schistes d'Angers (Ordovicien Moyen) ;  
 4 : Grès armoricain (Arenig) ; 5 : Schistes et Arkoses de Bains ; 6 : Schistes du Lion d'Angers (Briovérien) ; 7 : Granite de Bécon ;  
 8 : Orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place.  
 Plis hercyniens : I : Anticlinal des Ponts-de-Cé ; II : Synclinorium d'Angers ; III : Synclinorium de St. Georges-sur-Loire.  
 Métamorphisme : La ligne discontinue indique l'isograde d'apparition de la biotite ; Zbi : Zone de la biotite ; Zch : Zone de la chlorite.  
 Echantillons de quartzites présentés dans cette étude (points 1 à 7) :  
 1 : Le Bois du Roi (Schistes et Arkoses de Bains : SAB) ; 2 : Moulin de la Farauderie (SAB) ; 3 : Carrière du Haut-Chemin (7 km à l'Ouest du point indiqué ; carte de Chalennes-sur-Loire ; formation des Grès de Pruniers ; Domaine III : post-llandeilien) ;  
 4, 5 et 6 : Campus de Belle-Beille (SAB) ; 7 : Carrière de Frémur, lieu-dit le Camp des César (SAB).  
 Dans l'encadré de localisation : 1 : linéament Angers-Lanvaux ; 2 : zone mylonitique Sud-armoricaine.

### II.1.2.1. La schistosité ardoisière.

La schistosité ardoisière est générale dans les formations incompetentes. Les Schistes d'Angers situés à la limite I-II et au Sud du domaine II (Trélazé par exemple), montrent une schistosité qui confère aux veines ardoisières une fissilité exceptionnelle. Cette schistosité ardoisière passe, au niveau d'horizons schisto-gréseux, à une schistosité pli-fracture avec entrainement, reprenant un litage sédimentaire finement gréseux. C'est le cas des schistes à intercalations gréseuses de l'Esvière, au Sud du Château du Roi (sous le "N" de ANGERS en Fig. II.1.), en un lieu où la schistosité des niveaux schisteux est orientée à N 100° E avec un pendage de 40° N.

Le long du flanc nord du domaine I, ainsi que dans le domaine II, la schistosité est verticale ou fortement pentée vers le Nord. Elle est plan axial des grands plis serrés, droits ou faiblement déjetés, d'axes N 100 à N130E, dessinés sur la carte (Fig. II.1.). Le long du flanc sud de I et sur la bordure nord de III, la schistosité est pentée vers le Sud de 90° à 60°. Dans le domaine III, elle garde le même pendage et elle s'atténue vers le Sud ; elle reprend une stratification qui est plus faiblement pentée vers le Sud (moyenne de 45°) ; elle est plan axial de quelques replis ouverts et déversés vers le Nord.

Dans le domaine I, la schistosité épouse la forme anticlinale du dôme d'orthogneiss sous-jacent : elle se couche progressivement depuis les flancs jusqu'à la partie axiale de la structure où elle devient rapidement subhorizontale (forme coffrée en coupe, Fig. II.1.). Les exploitations artisanales de Juigné-sur-Loire (au Sud de la Loire), aujourd'hui abandonnées, témoignent du débit ardoisier horizontal des Schistes d'Angers le long de cet axe.

### II.1.2.2. Les plis synschisteux.

Dans l'axe même du domaine I, la schistosité "plate" est plan axial de plis couchés parfois très serrés, d'axes parallèles à la linéation majeure (voir plus bas) et de taille décimétrique à métrique. Ces plis sont observables dans les formations schisteuses à rythmes gréseux de la base des Schistes d'Angers (au Sud-Ouest du château d'Angers ; Juigné-sur-Loire) ou au coeur même des Schistes et Arkoses de Bains (Beaurepaire, en rive gauche de la Maine). Dans le premier cas, les rares plis montrent un faible déversement vers le Sud (Fig. II.2.a.) ; dans le second, ils sont superposés et répétés de nombreuses fois, et ne montrent aucune dissymétrie (Fig. II.2b. et II.3a.).

### II.1.2.3. La foliation.

Les niveaux grésos-quartziteux, souvent grossiers, des Schistes et Arkoses des domaines I, II (partie méridionale) et III (partie septentrionale) présentent une foliation définie par l'aplatissement des grains de quartz. Dans le domaine axial (I), elle épouse la forme

anticlinale de la structure en moulant le coeur d'orthogneiss, parallèlement à la schistosité des niveaux incompetents. L'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place, reconnu comme un granite tectonisé par CHAURIS et LUCAS (1964), présente aussi une foliation soulignée par des rubanements millimétriques de quartz et de feldspath, disposée également en dôme et épousant grossièrement le contact "orthogneiss-encaissant".

Cette foliation des niveaux compétents est parfois estompée par une linéation minérale très prononcée (voir ci-dessous) dans l'axe même de la structure (carrière de Rome dans les orthogneiss ; Belle-Beille dans les grès) ou sur la limite I-III (carrière de Frémur dans les grès). Ces formations montrent alors un beau débit en rods ou en mullions.

### II.1.2.4. La linéation d'allongement.

Une remarquable linéation minérale sub-horizontale (plongement de quelques degrés Est ou Ouest) est liée à la foliation des formations compétentes. Dans l'orthogneiss, où on l'observe sur toute l'étendue du massif (CAVET et al., 1970, 1976), elle est marquée, dans le plan de foliation, par des rubans quartzofeldspathiques souvent tronçonnés perpendiculairement à leur allongement (Fig. II.3b) ou parfois par des rods (voir ci-dessus). Dans les bancs gréseux des Schistes et Arkoses ou de la base des Schistes d'Angers, elle est marquée essentiellement par l'allongement des grains de quartz. Certains niveaux plus grossiers de la zone axiale (I), constitués de longs fuseaux de quartz, donnent un débit "en allumettes", longtemps tenu pour caractéristique des Schistes et Arkoses. Dans les Schistes d'Angers et dans les niveaux schisteux des Schistes et Arkoses, cette linéation, déjà observée par COUFFON (1922), s'exprime par l'alignement d'hétérogénéités plus gréseuses, en grumeaux, ou par l'allongement d'ellipses pyriteuses. Ces dernières constituent le "lamprai" des carriers, qui souligne le "longrain" seule direction de débit naturel dans le plan de "fissilité". Dans le plan de schistosité, cette direction est aussi parallèle à la direction d'extinction maximum mesurée en lame mince avec une cellule photoélectrique, indiquant ainsi une orientation statistique de réseau, et par conséquent de forme, des minéraux phylliteux parallèlement à la linéation. LE CORRE (1974b) a développé cette méthode de mesure qui lui a permis de mettre en évidence une linéation dans le plan de schistosité, ainsi qu'une anisotropie maximum dans les veines ardoisières exploitées, dans la formation des Schistes d'Angers des synclinaux du Sud de Rennes.

Cette linéation est parallèle aux axes des plis synschisteux rencontrés au coeur du domaine I (cf. II.1.2.2.) ; elle est aussi axe de zone des plans de foliation ou de schistosité (Fig. II.4.).

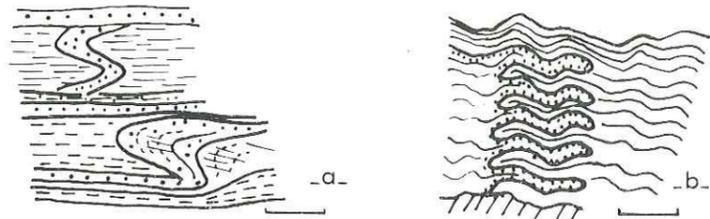


Figure II.2.: Plis synschisteux, d'axes parallèles à la linéation minérale d'étirement, dans les formations de couverture du domaine à schistosité "plate" (1). 2a : Charnières de plis à faible déversement vers le Sud dans un niveau gréseux de la base des Schistes d'Angers. 2 km à l'Ouest du lieudit "Juigné-sur-Loire". Vue vers le Nord-Ouest. Echelle 20 cm ; 2b : Nombreux replis superposés à flancs symétriques, d'un lit gréseux centimétrique dans un niveau schisteux (à biotite) des Schistes et Arkoses de Bains. Lieudit "Beaurepaire" (voir aussi figure II.3.a). Vue vers le Sud-Est. L'ensemble est repris par des plis en chevron peu serrés, à plan axial subvertical et d'axe voisin (5-10°) de l'axe des plis couchés. Echelle 5 cm.

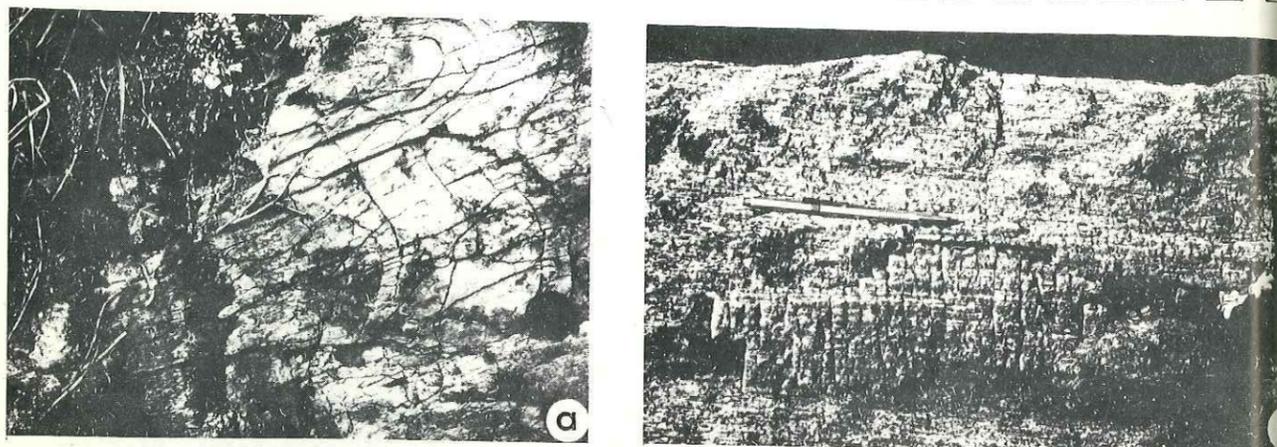


Figure II.3.: Plis de Beaurepaire et linéation dans l'orthogneiss. a- Plis synschisteux à plan axial subhorizontal (N135 à N150, 15 à 20NE) dans les niveaux à rythmes gréseux des Schistes et Arkoses de Bains. Lieudit "Beaurepaire", en rive gauche de la Maine. Vue vers le Sud-Est. L'axe de ces plis (N125, 15SE) est parallèle à la linéation minérale d'étirement. b- Orthogneiss de St. Clément de la Place. Lieu-dit "La Coudre", sur le flanc nord du massif. Vue vers le Sud. La linéation remarquable, plongeant de 20° vers l'Ouest, est portée par un plan de foliation fruste à N120, 75N. L'ensemble est tronçonné par un plan de débit à espacement centimétrique à N35, 70E.

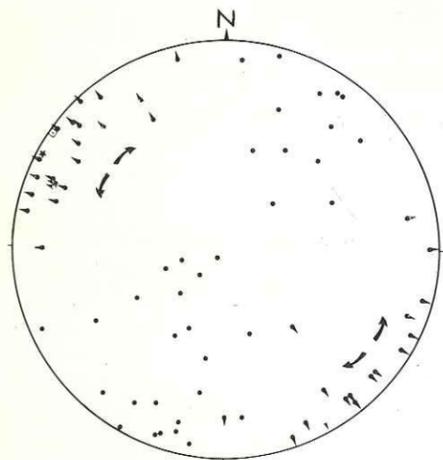


Figure II.4. : Diagramme d'orientation des structures.

●: Pôles des plans de schistosité ou de foliation dans les formations sédimentaires ; ○: de foliation dans l'orthogneiss ; ◐ et ◑: linéation d'allongement inscrite dans ces plans. 39 mesures de plans et 38 mesures de lignes régulièrement réparties dans la région étudiée (Fig. II.1.). Canevas Lambert, hémisphère inférieure. La virgation régionale de la structure de l'Ouest vers l'Est et les plis tardifs à axes verticaux, probablement associés à des décrochements dextres, sont responsables de la dispersion indiquée par les flèches. La linéation moyenne calculée ◒ est

très proche (8° ; cf. DAROT and BOUCHEZ, 1976) du pôle du meilleur plan calculé ★ passant par les pôles des plans de schistosité ou de foliation. Ces plans, qui matérialisent l'aplatissement maximum, sont donc en zone autour de la direction d'étirement régional.

Les relevés de terrain ainsi que la mesure du taux d'allongement des grains de quartz dans les niveaux gréseux montrent que cette linéation est très développée dans le domaine I, puis décroît rapidement pour disparaître au Nord du domaine II ainsi qu'à quelques centaines de mètres au Sud de la limite I-III.

#### II.1.2.5. La linéation de microplis.

Une fine linéation de microplis-gaufrage accompagne généralement la linéation précédente dans les niveaux incompetents. Il n'apparaît pas de différence angulaire entre ces deux linéations, excepté un cas où l'angle est de l'ordre de 10° (Beaurepaire). Déformant la schistosité, la linéation de microplis peut introduire localement un débit fibreux. Au coeur du domaine I, elle souligne l'axe de rares crénulations ou chevrons centimétriques à plan axial subvertical, qui reprennent la schistosité subhorizontale et induisent un début de fausse schistosité dans les niveaux les plus incompetents (Fig. II.2.b). L'extension géographique de cette linéation déborde à peine celle de la linéation minérale : elle est ubiquiste dans le domaine anticlinal (I), puis s'atténue et disparaît vers le Nord et vers le Sud.

#### II.1.2.6. Autres structures.

Le dispositif structural précédent montre en outre : - Une virgation à l'échelle de la carte (Fig. II.1. et II.4.), de l'Ouest vers l'Est, depuis une direction N100° jusqu'à N150° E. Cette virgation est soulignée par les anomalies gravimétriques négatives (WEBER, 1973). - Des plis tardifs (participant à la virgation précédente ?), d'échelle métrique à décimétrique, concentriques ou en knicks, et d'axes subverticaux. - Une grande abondance de fractures subverticales, de direction N à N30 E, parfois décrochantes (de sens dextre) et contribuant à l'envoyage vers l'Est du massif d'orthogneiss. A l'échelle de l'affleurement (Fig. II.1. et feuille Angers, 1/50.000 (1976)) ou de l'échantillon, il s'agit de fractures ouvertes ou remplies de quartz, ou bien, dans les niveaux les plus massifs, d'un débit en surfaces gauches. Ces surfaces sont perpendiculaires à la linéation d'allongement, parfois de façon rigoureuse.

#### II.1.3. DEFORMATION ET METAMORPHISME.

Les données de terrain ainsi que les études microscopiques plus fines menées essentiellement dans les niveaux gréseux (cf. II.2.) mettent en évidence un gradient de déformation accompagné d'un gradient thermique perpendiculairement à l'axe de la structure.

### II.1.3.1. Gradient de déformation.

Le gradient de déformation est très élevé, perpendiculairement à l'axe anticlinal, à partir du coeur orthogneissique. Il s'agit essentiellement d'un gradient d'étirement attesté par les variations importantes des taux X/Z en regard des taux Y/Z des ellipsoïdes de la déformation (Fig.II.6.). On observe par exemple des taux X/Z variant de 6,2 : 1 (point 5) à 2,3 : 1 (point 2) sur une distance horizontale de 1,8 km. Ce gradient est dissymétrique : on relève l'atténuation, puis la disparition plus rapide de la linéation au Sud (bordure nord de III) qu'au Nord (dans le domaine II). Parallèlement à l'axe de la structure, l'intensité de la déformation décroît vers l'Est à partir de l'orthogneiss ; cet amortissement est attribué à un ennoyage de ce dernier vers l'Est.

La déformation linéaire est maximum dans le domaine I ; dans le détail, on relève transversalement des gradients locaux. Les étirements ainsi que les aplatissements les plus importants se trouvent sur les flancs de la structure anticlinale (Belle Beille-Trélazé-Frémur), là où la foliation présente un fort pendage Nord ou Sud, plutôt que selon son axe même, à foliation subhorizontale. Les niveaux schisteux adossés aux flancs du domaine I (limites I-II et I-III) semblent absorber une part majeure de la déformation : on explique ainsi les discontinuités observées dans les rapports des axes de forme des marqueurs de part et d'autre de ces formations. L'épaisse bande de Schistes d'Angers passant à Trélazé en est le meilleur représentant. On peut voir dans cette concentration de déformation la cause de la fissilité extrême des veines ardoisières.

### II.1.3.2. Gradient thermique.

Un gradient de métamorphisme positif s'observe en direction du coeur orthogneissique l'anticlinal des Ponts-de-Cé. Il est bien marqué par l'apparition de la biotite (isograde tracé sur la carte ; Fig. II.1.) puis par son développement en abondance, depuis les flancs de l'anticlinal (biotite reconnue dans les Schistes d'Angers sur le flanc nord) jusqu'à la zone axiale (Schistes et Arkoses de Bains).

La biotite est syn-à post-schisteuse. Son développement en porphyroblastes millimétriques a pu sceller des petits plis. Ces mêmes porphyroblastes ont été déformés par le gauchage secondaire qui affecte la schistosité de la zone axiale.

À partir de la zone à biotite, et en s'éloignant de la structure, l'aspect satiné des schistes, la présence du chloritoïde dans les schistes ardoisiers (BOUDIER et NICOLAS, 1968) également celle du stilpnomélane dans un minerai de fer chloriteux (CHAUVEL, 1974) sont les indicateurs d'un épimétamorphisme qui intéresse sans doute une grande partie de notre domaine. Il conviendrait de préciser par une étude de cristallinité des micas la zonalité de ce faible métamorphisme et son passage possible à l'anchizone. LE CORRE (1974)

a entrepris ce type d'étude à une cinquantaine de kilomètres plus à l'Ouest, dans le prolongement même des structures étudiées. Il ressort de ces analyses préliminaires que les formations paléozoïques du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes - Angers et de l'Anticlinal de Lanvaux - Les Ponts-de-Cé sont épimétamorphiques ; le degré de métamorphisme, d'abord proche de l'anchizone, croît rapidement vers le Sud (axe orthogneissique ?), à partir du bord méridional du synclinorium.

Ainsi, dans l'axe de la structure, une "auréole thermique" a développé un métamorphisme atteignant la zone à biotite. Une telle intensité n'avait encore jamais été signalée dans le Paléozoïque de l'Anjou. On note que le gradient de déformation linéaire coïncide avec le gradient de métamorphisme : les niveaux gréseux qui présentent les taux de déformation des grains de quartz les plus élevés se trouvent inclus dans la zone à biotite (points n° 5 et 6 ; Fig. II.1.). Allant dans le sens de nos observations, une étude récente (LE CORRE, 1975) montre que l'intensité de la déformation, mesurée par l'aplatissement des grains de quartz dans les schistes des synclinaux du Sud de Rennes, croît avec l'indice de cristallinité des micas dioctaédriques de ces schistes.

## II.2. DEFORMATION PLASTIQUE PROGRESSIVE DES GRES-QUARTZITES.

L'étude microscopique a été menée essentiellement sur des échantillons prélevés dans les niveaux gréseux des Schistes et Arkoses de Bains, accessoirement dans ceux de la base des Schistes d'Angers et dans l'Orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place. On emploiera le terme de quartzite dans le sens d'agrégat constitué en quasi-totalité de grains de quartz. Les échantillons présentés dans cette étude sont numérotés sur la carte de la figure II.1. Les quartzites étudiés ne contiennent pas de feldspath (excepté pour l'échantillon n° 7 qui en contient environ 10%) et montrent un faible pourcentage (quelques %) de séricite ainsi que quelques grains de tourmaline. Les quartzites sont constitués de porphyroclastes diversement déformés, de taille millimétrique (10 mm au maximum), emballés dans une "matrice" quartzreuse à grain fin (0.1 mm). Le volume relatif de la matrice croît avec la déformation (Fig. II.7.). Les porphyroclastes représentent d'anciens grains détritiques initialement subsphériques et non recristallisés.

### II.2.1. ESTIMATION DE LA DEFORMATION FINIE.

Le référentiel XYZ utilisé est défini au paragraphe I.1.3. Les études microscopiques ont été exclusivement menées dans les sections orthogonales XZ, XY principalement, et YZ accessoirement.

La quantité de la déformation et partant, son gradient (= sa variation géographique), est estimée à partir de la forme des marqueurs (cf. I.1.1.3.) que sont : (1) les ellipsoïdes ferrugineux, et (2) les porphyroclastes de quartz.

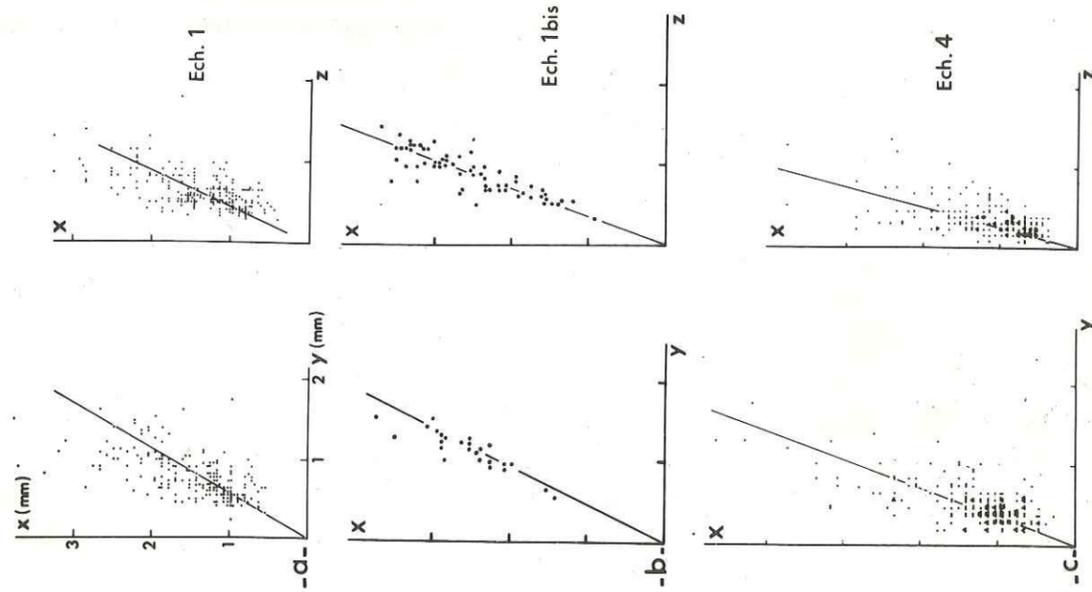


Figure II.6. :

Echantillonnage du gradient de déformation.

Les marqueurs sont les porphyroclastes de quartz sauf pour l'échantillon 1bis. L'échantillon n° 7 est donné pour mémoire car son étude n'est pas complète (plus de 10% de feldspath ; foliation mal définie). Le coefficient K de FLINN (1962) =  $((X/Y-1)/(Y/Z-1))$ .

Echantillon (cf. carte en Fig. II.1.)	Taille moyenne des grains (mm)			Rapport des axes de forme	K
	X	Y	Z		
1 1bis → déformation croissante	1.45	0.81	0.63	2.3 : 1.3 : 1.0	2.8
	2.45	1.13	0.88	2.8 : 1.3 : 1.0	3.85
(ellipsoïdes ferrugineux)	1.2	0.6	0.45	2.6 : 1.3 : 1.0	3.35
	1.02	0.53	0.35	2.9 : 1.5 : 1.0	1.9
	1.3	0.48	0.32	4.0 : 1.5 : 1.0	3.3
	2.0	0.55	0.45	4.5 : 1.3 : 1.0	8.15
	2.4	0.95	0.40	6.2 : 2.4 : 1.0	1.75
7			3.8 : 1.1 : 1.0	24.5	

Figure II.5. : Les marqueurs de la déformation.

On a reporté les longueurs des axes des ellipses de section des marqueurs, en section XY (gauche) et XZ (droite) pour : a- et c- respectivement les échantillons 1 et 4 ; 200 porphyroclastes dans chaque section. b- l'échantillon 1 bis, à ellipsoïdes ferrugineux prélevé à faible distance de 1 ; 25 ellipses ferrugineuses en section XY, 64 en section XZ. Le rapport moyen des axes des marqueurs (Fig. II.6.) est donné par la meilleure droite du nuage passant par l'origine. La distribution fortement linéaire de l'échantillon 1bis indique une déformation homogène des marqueurs.

(1) Les ellipsoïdes ferrugineux (en section : tâches d'oxydation ; Fig. II.7B), sont considérés comme des marqueurs purement passifs, c'est-à-dire, qui enregistrent parfaitement la déformation du milieu qui les inclue. Ce dernier est un quartzite à grain fin (0.2 mm). Des grains de quartz dont la taille et le comportement sont semblables à ceux de l'agrégat à l'extérieur des ellipsoïdes sont inclus dans ces ellipsoïdes : il n'y a aucune discontinuité physique notable entre les marqueurs et leur matrice. (cf. I.1.6.2.). La figure II.5b. montre que ces marqueurs se déforment de façon homogène ce qui indique bien qu'on peut les considérer comme isotropes (cf. I.1.2.), l'ellipsoïde de forme étant alors homothétique de l'ellipsoïde de la déformation finie. Malheureusement, ces "bons" marqueurs sont rares et n'ont été rencontrés que dans des échantillons relativement peu déformés (Le Bois du Roi ; point n° 1, Fig. II.1.).

(2) Les porphyroclastes de quartz sont ici utilisés comme marqueurs de la déformation. Ils possèdent une anisotropie interne prononcée et, pris individuellement, leur forme n'est pas homothétique de l'ellipsoïde de la déformation. C'est le cas de tous les points de la figure II.5a et c qui s'écartent notablement de la meilleure droite et qui traduisent la déformation hétérogène de certains porphyroclastes par rapport à leurs voisins. Mais la valeur moyenne des axes de forme, calculée sur une grande population de porphyroclastes et traduite par les "meilleures" droites de la figure II.5., est considérée comme un marqueur semi-quantitatif de la déformation. MUKHOPADHYAY (1973) arrive à des conclusions semblables, préalables à une étude régionale systématique de la déformation finie, à partir de la forme des grains de quartz (porphyroclastes) de grès diversement déformés.

En fait, la comparaison des valeurs moyennes des axes de l'ellipsoïde de forme, calculées sur les ellipsoïdes ferrugineux et les porphyroclastes de quartz de taille millimétrique dans deux échantillons relativement peu déformés provenant du même affleurement (Le Bois du Roi, point n° 1, Fig. II.1.) suggère que les porphyroclastes sous-estiment un peu la déformation totale enregistrée par la roche (Fig. II.6.). L'utilisation des porphyroclastes comme marqueurs de la déformation n'est justifiée que si la recristallisation syntectonique est faible ; c'est le cas des échantillons faiblement à moyennement déformés. Dans le cas contraire, une part croissante de la déformation est absorbée dans la matrice recristallisée (plus apte à se déformer), accroissant du même coup l'écart entre la déformation des porphyroclastes et celle de la matrice. En même temps, les formes originelles des porphyroclastes s'estompent et se modifient, contribuant à rendre délicate leur utilisation comme marqueurs. (Fig. II.7.).

Les échantillons 1 à 6 ont été choisis pour illustrer le gradient de déformation (Fig. II.6.). Les coefficients K de FLINN (1962) indiquent que la déformation est proche du domaine "déformation plane", dans le domaine "constrictif" (K faiblement supérieur à 1). L'échantillon n° 5 montre une valeur relativement élevée de K (K=8.15) : on l'attribue à l'importance de la recristallisation syntectonique (Fig. II.7E. ; cf. II.2.2.1.) plutôt qu'à la géométrie de la déformation. En effet, les échantillons 4 et 6 prélevés à peu de distance de 5 (Fig. II.1.) donnent des valeurs K plus proches de 1. Ce n'est pas le cas pour l'échantillon n° 7, placé nettement dans le domaine constrictif (K = 24.5) : il est

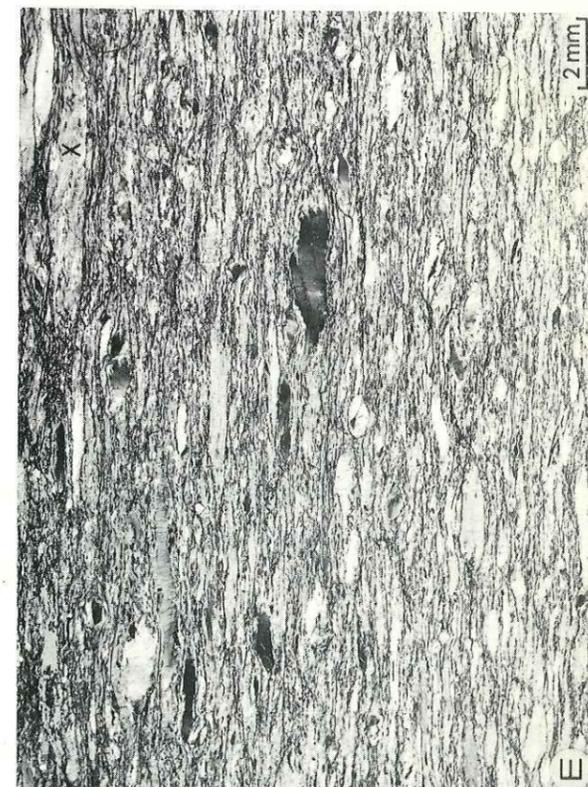
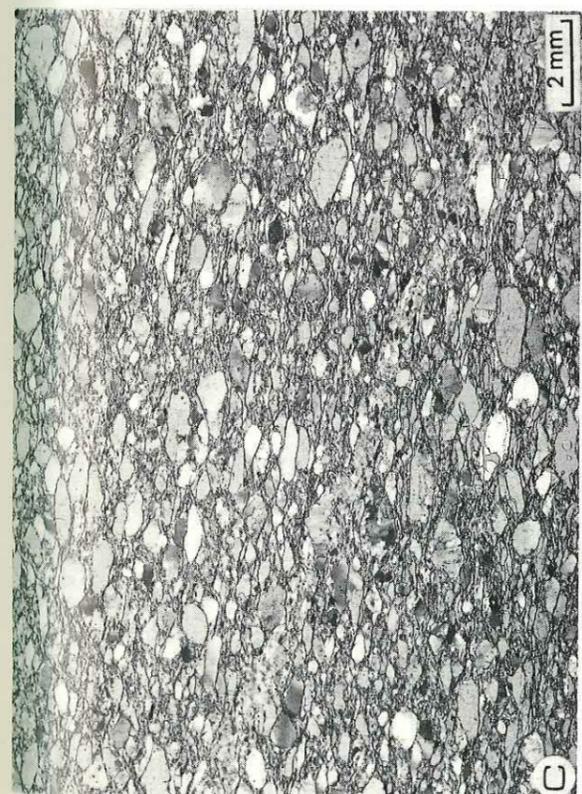
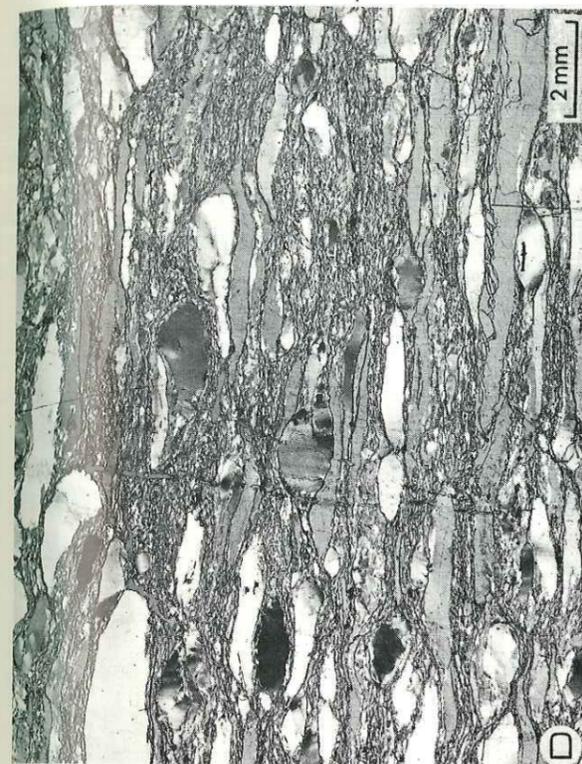
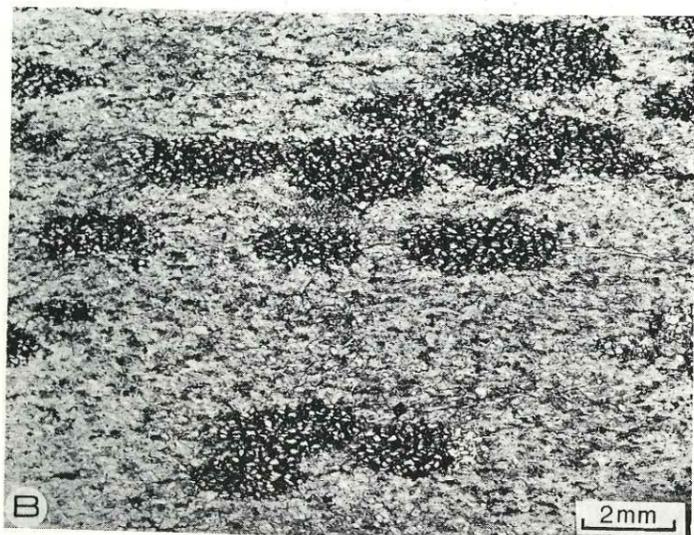


Figure II.7. : Microstructures illustrant le gradient de déformation.

Sections XZ : le plan de foliation est perpendiculaire au plan de la figure, la linéation est dans le plan de la figure et E-W. Nicols croisés de 1/2 à 3/4.

A - Echantillon n° 1 ; le rapport matrice/porphyroclastes (M/P) est inférieur à 25% ;

les axes de forme des porphyroclastes X/Y et Y/Z font l'objet de la figure II.5.a.

B - Echantillon n° 1bis ; "ellipses ferrugineuses" dans une matrice quartzreuse à grain fin, leur axes de forme X/Y et Y/Z font l'objet de la figure II.5b.

C - Echantillon n° 2 ; déformation modérée ; M/P  $\approx$  25%.

D - Echantillon n° 6 ; déformation intense ; M/P > 50%.

E - Echantillon n° 5 ; déformation intense ; importante recrystallisation syntectonique : M/P > 75% ; remarquer le porphyroclaste recrystallisé mais encore discernable (X au coin supérieur droit).

F - Echantillon n° 4 : recrystallisation d'un grand porphyroclaste montrant une structure typique en pliage. Les nouveaux grains (centre-droit) sont allongés parallèlement aux bandes de pliages ; certains d'entre-eux sont à nouveau intensément déformés (bandes de déformation et lamelles).

situé dans un contexte où les rods sont prédominants (flanc sud du domaine I ; Fig. II.22.).

### II.2.2. MICROSTRUCTURES ET ORIENTATIONS PREFERENTIELLES D'AXES C.

Les microstructures illustrant le gradient de déformation sont présentées par les photographies de la figure II.7. On donne maintenant une brève description de la matrice ; les porphyroclastes, objets essentiels de l'étude, seront traités ensuite.

#### II.2.2.1. La matrice.

Dans les échantillons modérément déformés, la matrice occupe un volume relativement peu élevé (inférieur à 25%) qui représente approximativement celui du ciment initial du grès (Fig. II.7A.). Le rapport matrice/porphyroclastes croît avec la déformation (Fig. II.7.), le volume de la matrice augmentant progressivement par recristallisation syntectonique des porphyroclastes. Lorsque l'intensité de la déformation croît, les porphyroclastes montrent un nombre croissant de sous-grains localisés à leur périphérie et leurs extrémités prolongées par des queues de recristallisation. Les sous-grains évoluent progressivement en nouveaux grains de petite taille qui se fondent alors dans la matrice (cf. I.6.4.). Lorsque la recristallisation est importante (échantillon n° 5 ; Fig. II.7E), ce processus est responsable de l'altération de la forme des porphyroclastes, entraînant un biais systématique dans l'estimation de la déformation finie à l'aide de ces marqueurs. La taille du grain dans la matrice est à peu près constamment d'un ordre de grandeur inférieur à la taille des porphyroclastes, à l'exception de bandes étroites à grain plus fin, plus riches en séricite, et moulant certains porphyroclastes.

#### II.2.2.2. Orientations préférentielles d'axes C.

(1) Mesures à la platine universelle. Les diagrammes d'orientation des axes C en figure II.8. montrent que l'orientation préférentielle est d'autant mieux définie (par rapport aux axes structuraux) et d'autant plus prononcée que la déformation est plus forte : après une certaine quantité de déformation, les axes C se disposent grossièrement le long d'une zone perpendiculaire à X ; dans cette zone, la région située sur le plan YZ et proche de Z est relativement peu peuplée. Comme le confirment les diagrammes en rose (Fig. II.10.), ces orientations préférentielles peuvent être classées dans le type II des couronnes croisées (crossed girdles), selon la revue de LISTER (1974).

*Couronne est le terme que nous employons pour "girdle" (=traduction libre ; traduction littérale : ceinture), qui indique une distribution planaire (sur un grand cercle) des données directionnelles.*

En section XZ, les couronnes croisées sont composées de deux plans perpendiculaires à cette section (intersection en Y), symétriquement inclinés sur le plan XY et faisant un angle élevé avec lui : leur position estimée est représentée en tirets sur la figure II.8c à e. Dans la matrice, il est souvent difficile de distinguer les petits grains détritiques ori-

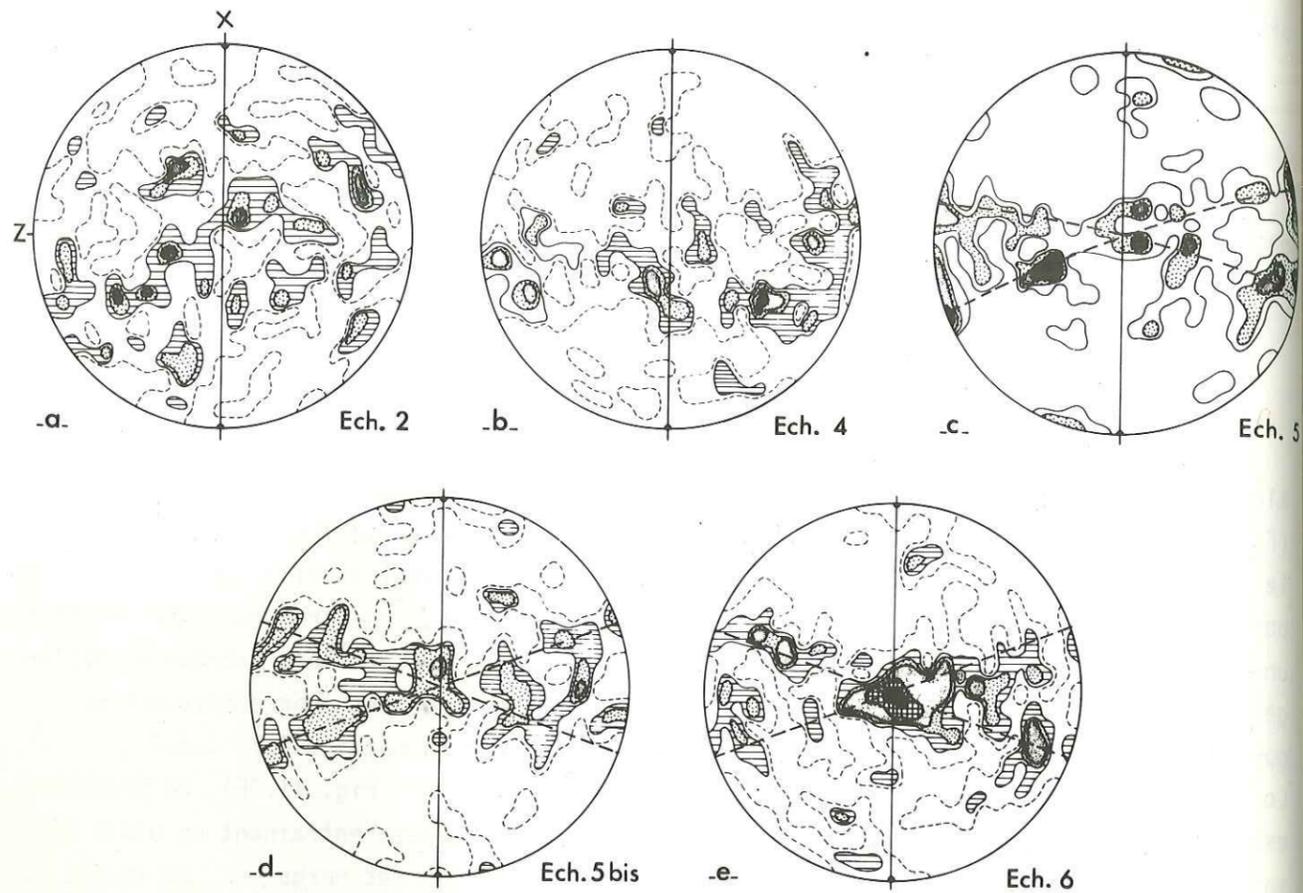


Figure II.8. : Orientation des axes C des porphyroclastes dans le gradient de déformation. La déformation croît de a à e (cf. Fig. II.6). Sections XZ : le plan de foliation est perpendiculaire au plan de la figure et en N-S ; la linéation est parallèle au plan de la figure et en N-S. Projection équatoriale à aires équivalentes ; hémisphère inférieur ; aire de comptage = 1/220 de la surface de l'hémisphère.

- a - 200 grains ; contours : 0.5, 1.0, 1.5., 2.0% et plus.
- b - 150 grains ; contours : 0.7, 1.4, 2.1, 2.8, maximum 3.5%.
- c - 100 grains ; contours : 1.0, 2.0, 3.0, maximum 4.0%.
- d - 170 grains ; contours : 0.6, 1.2, 1.8, 2.4, maximum 3.0%.
- e - 200 grains ; contours : 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0, maximum 4.0%.

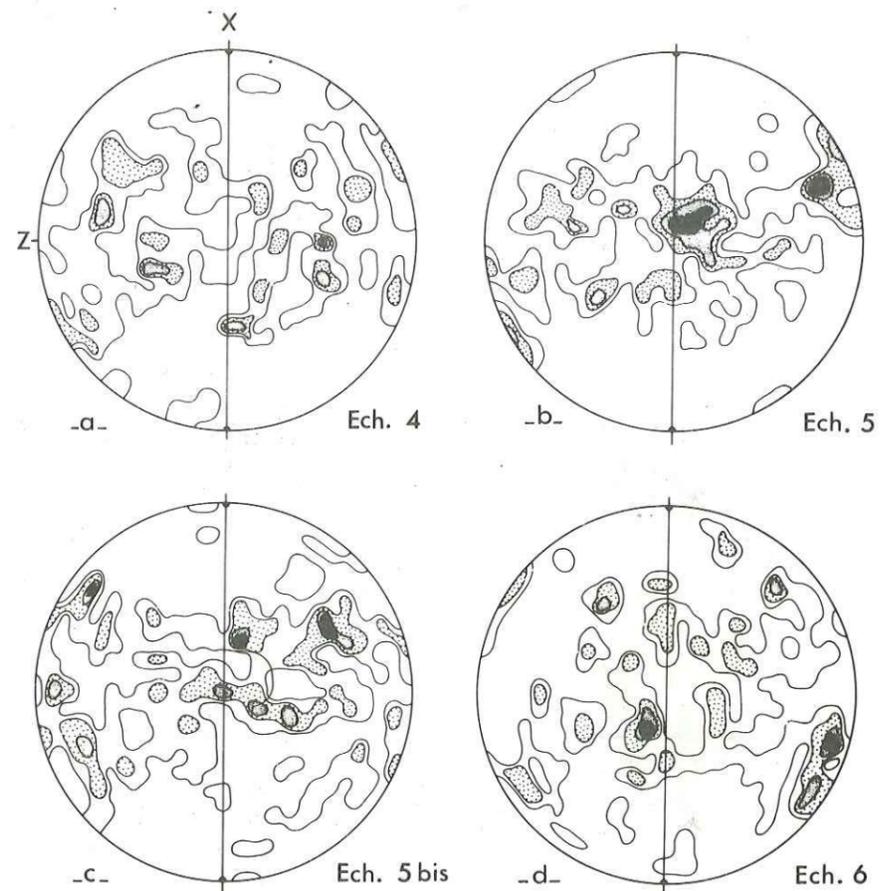


Figure II.9. : Orientation d'axe C des grains de la matrice dans le gradient de déformation.

La déformation croît de a à d (cf. Fig. II.6.). Section XZ : le plan de foliation est perpendiculaire au plan de la feuille et en N-S ; la linéation est parallèle au plan de la feuille et en N-S. Projection équatoriale à aires équivalentes ; hémisphère inférieur ; aire de comptage = 1/220 de la surface de l'hémisphère.

- a, b et c - 100 grains ; contours : 1.0, 2.0, 3.0, maximum 4.0%.
- d - 125 grains ; contours : 0.8, 1.6, 2.4, 3.2%.

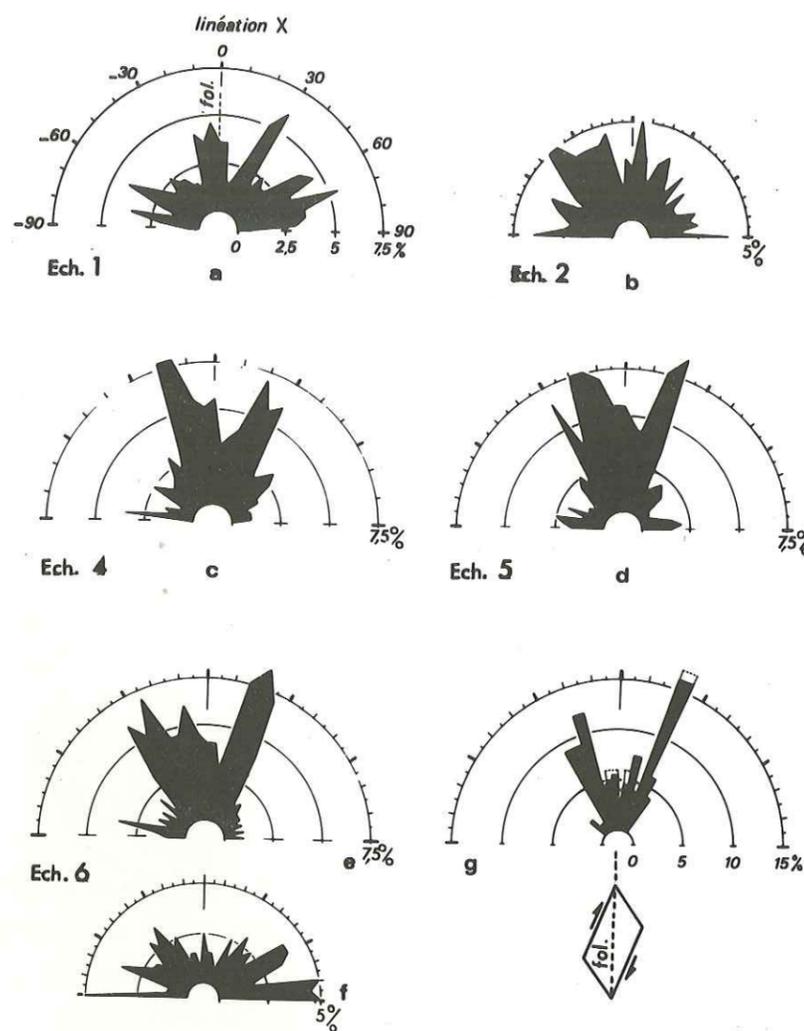


Figure II.10. : Diagrammes en rose.

a à f - distribution angulaire de la trace du plan (0001) des porphyroclastes dans le gradient de déformation ; la déformation croît de a à e (cf. Fig. II.6.) ; 200 grains par diagramme ; classes angulaires de 5°. a à e : sections XZ : le plan de foliation est perpendiculaire au plan de la feuille et en N-S ; la linéation est parallèle au plan de la feuille et en N-S. f : section YZ : la foliation est parallèle au plan de la feuille ; la linéation est perpendiculaire.

g - distribution angulaire, autour de la direction moyenne d'allongement en N-S, de la direction de glissement des polygones dans la déformation plane simulée exposée au paragraphe I.1.3.1. (ETCHECOPAR, 1974, p. 119). Cisaillement simple dextre ; angle de cisaillement : 55°.

ginels des nouveaux grains recristallisés ; ils ont été mesurés ensemble. Leurs orientations préférentielles d'axes C dans la déformation croissante sont représentées par les diagrammes de la figure II.9.. Ils montrent que les orientations préférentielles ne sont pas fondamentalement différentes de celles des porphyroclastes, quoique plus diffuses. Ceci est en accord avec ce que l'on peut penser de la recristallisation syntectonique : il y a création de nouveaux grains fortement désorientés par rapport aux anciens grains (diagrammes plus diffus), mais ces grains se déforment à leur tour en se réorientant (diagrammes comparables).

(2) Les diagrammes en rose. On obtient les données en mesurant, sur la platine d'un microscope polarisant ordinaire, l'orientation d'une direction remarquable dans une section choisie (cf. I.2.). Dans le cas des orientations préférentielles d'axes C en couronnes croisées, les diagrammes en rose représentant l'orientation de la trace du plan basal (0001) en section XZ (Fig. II.10.) permettent de préciser, voire de remplacer à moindre frais les diagrammes issus des mesures à la platine universelle. En effet, les diagrammes en rose permettent de mieux estimer l'angle entre les couronnes ainsi que leur importance respective. Le principal inconvénient est qu'ils ne tiennent pas compte des plans basaux d'orientation subparallèle à la section. Ces individus représentent une fraction négligeable dans la plupart des échantillons à l'exception des plus déformés dans lesquels se développe un maximum d'axes C en Y (échantillon n° 6 ; Fig. II.8e). Dans ce cas, on peut construire un diagramme en section YZ (Fig. II.10f.), mais son interprétation n'est pas facile. Les informations suivantes sont tirées de l'examen des diagrammes de la figure II.10a à e, construits sur l'échantillonnage illustrant le gradient de déformation :

- a - Au-delà d'une certaine quantité de déformation, la majorité des plans basaux se distribue selon deux maxima qui représentent les couronnes des diagrammes d'axes C.
- b - L'angle entre les deux maxima est de l'ordre de 40° à 50° ; il est d'autant mieux défini que la déformation est plus intense, mais ne varie pas sensiblement.
- c - Les deux maxima ne sont pas également peuplés, l'inégalité est d'autant plus nette que la déformation est plus intense
- d - On note la persistance de submaxima en  $\pm 90^\circ$  et en  $0^\circ$  ; ils représentent des porphyroclastes particuliers qui seront identifiés aux paragraphes II.2.4.2. et II.2.4.3.

### II.2.3. SOUS-STRUCTURE VISIBLE OPTIQUEMENT DANS LES PORPHYROCLASTES.

Une présentation générale des sous-structures optiques dans les grains d'un agrégat déformé est exposée au paragraphe I.3. On traite ci-dessous des données relatives aux lamelles de déformation et aux sous-structures en sous-grains et bandes de pliage, dans les porphyroclastes de l'échantillonnage illustrant le gradient de déformation.

D'une façon générale, l'observation de la sous-structure est facilitée par l'utilisation de lames minces finement polies sur les deux faces. Nous pensons que l'absence de certaines observations dans la littérature (par exemple : lamelles subprismatiques ou sous-grains de polygonisation) est partiellement imputable aux mauvaises conditions d'observation.

II.2.3.1. Les lamelles de déformation.

Pour une description générale et une revue des lamelles de déformation dans le quart, le lecteur est prié de se reporter au paragraphe I.3.1.

Les lamelles de déformation sont très fréquentes dans les porphyroclastes ainsi que dans de nombreux grains de la matrice. Le nombre de grains montrant des lamelles décroît lorsque la déformation croît : 80% des porphyroclastes dans les échantillons peu à modestement déformés (n° 1 à 4) et 50% au plus dans les échantillons intensément déformés (n° 5 et 6). On distingue deux types de lamelles : (1) lamelles optiquement "lumineuses", souvent épaisses et largement espacées, parfois flexueuses ; leur orientation de réseau est sub-basale ; elles se rencontrent principalement dans les échantillons les moins déformés ; lamelles optiquement peu lumineuses, fines et serrées ; leur orientation de réseau est le plus souvent subprismatique ; elles se rencontrent principalement dans les échantillons plus déformés (grains en ruban).

Dans le repère structural XYZ, les pôles des lamelles montrent une distribution à peu près conique, d'axe X et d'ouverture angulaire 45° environ (petit cercle centré sur X), et ceci pour tout l'éventail des déformations (Fig. II.11a, c et d) ; la distribution sur les petits cercles n'est cependant pas homogène (X n'est pas axe de symétrie). Ce type de distribution des pôles de plans de lamelles autour de la linéation est bien connu et se retrouve dans les travaux d'analyse dite "dynamique" des roches à quartz déformées naturellement (INGERSON and TUTTLE, 1945 ; HANSSON and BORG, 1962 ; CARTER and FRIEDMAN, 1965 ; CARTER and RALEIGH, 1969). Les bases d'une telle analyse sont d'autant plus mal connues que le processus de formation ainsi que l'interprétation des lamelles sont encore l'objet de controverses (cf. I.3.1.). CARTER et RALEIGH proposent la méthode "des flèches" pour déterminer l'orientation et les valeurs relatives des contraintes principales : cette méthode stipule que si l'on construit sur un canevas (Schmidt ou Wülf) les portions de grands cercles passant par l'axe C (queue de la flèche) et par le pôle des lamelles correspondant (pointe de la flèche), les flèches convergent vers  $\sigma_3$  pour  $\sigma_3 < \sigma_2 = \sigma_1$ , vers  $\sigma_3$  et  $\sigma_2$  pour  $\sigma_3 = \sigma_2 < \sigma_1$ , ou ont une direction passant par  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  pour  $\sigma_3 < \sigma_2 < \sigma_1$  (cas triaxial vrai) ; dans ce dernier cas les pôles des lamelles sont situées plus près de  $\sigma_3$  que les axes C.

Pour comparaison, la figure II.11h, montre un tel diagramme construit exclusivement avec les lamelles subbasales de l'échantillon n° 5bis (déformation intense) : les flèches sont essentiellement convergentes vers la linéation, ce qui indiquerait que  $\sigma_3$  est proche de  $\sigma_2$  et que  $\sigma_3 \approx \sigma_2 < \sigma_1$ . Ceci est en accord avec l'estimation de la déformation finie qui indique que, relativement à X, Y et Z sont du même ordre de grandeur ( $X \gg Y \approx Z$ ). Dans le repère cristallographique, les histogrammes de la figure II.11b. et e indiquent quelle que soit l'intensité de la déformation, 50% des lamelles sont d'orientation sub-basale. Comparés à la classification de AVE LALLEMANT et CARTER (1971), ces histogrammes se placent assez bien dans le type "subbasal I" (température modérée, pression faible) ;

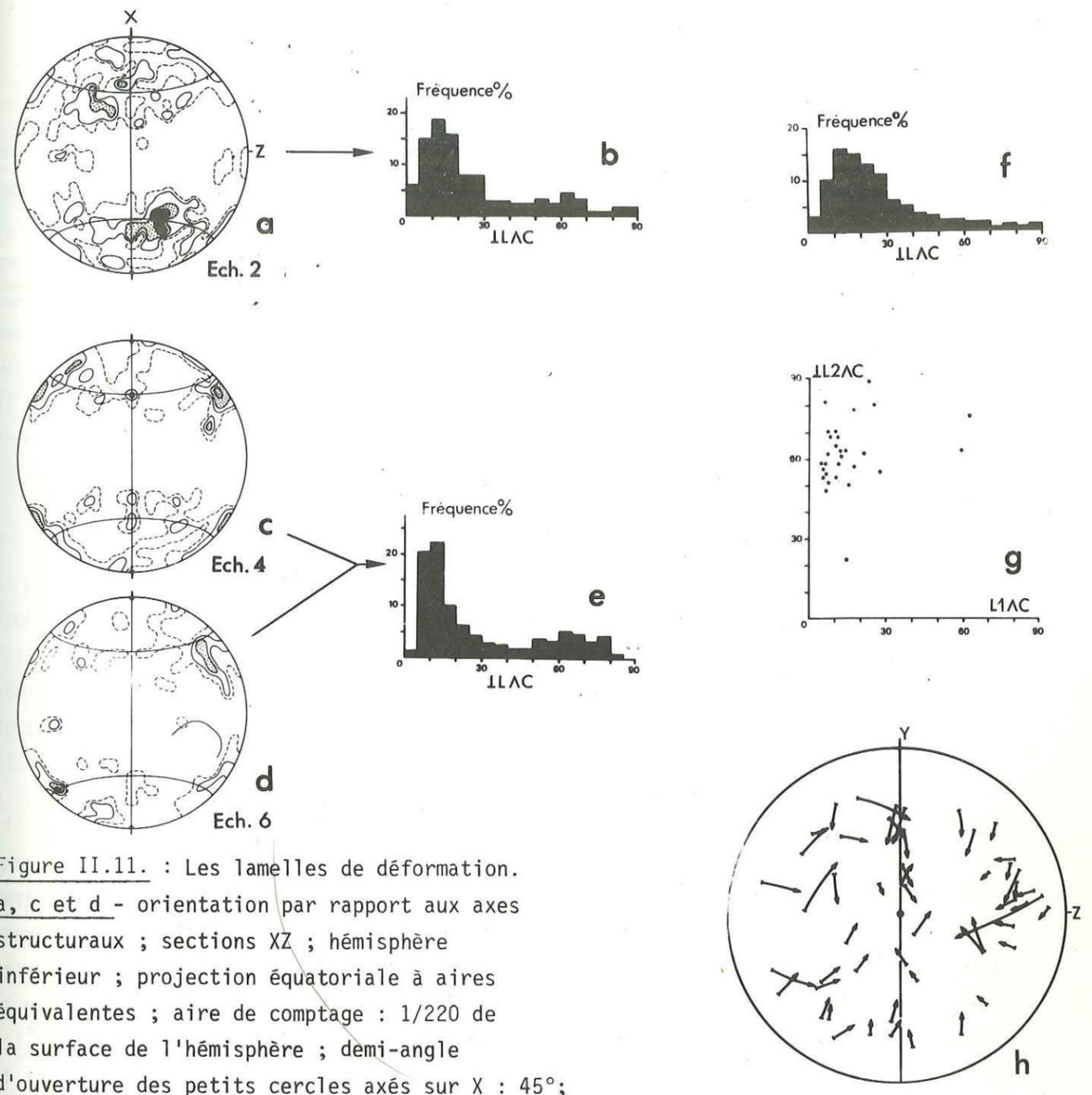


Figure II.11. : Les lamelles de déformation.

a, c et d - orientation par rapport aux axes structuraux ; sections XZ ; hémisphère inférieur ; projection équatoriale à aires équivalentes ; aire de comptage : 1/220 de la surface de l'hémisphère ; demi-angle d'ouverture des petits cercles axés sur X : 45° ;

La déformation croît de a à d (cf. Fig. II.6.) ;

a - Ech. n° 2 ; 168 mesures ; contours : 0.6, 1.2, 2.4, 3.6, maximum 4.8%. c - Ech. n° 4 ; 82 mesures ; contours : 1.2, 2.4, 3.6, maximum 4.8%. d - Ech. n° 6 ; 66 mesures ; contours : 1.5, 3.0, 4.5, maximum 6.0%. b, e et f - Orientation par rapport à l'axe C du quartz ; histogramme de la distribution angulaire entre le pôle des lamelles et l'axe C du grain correspondant ; b - Echantillon n° 2 (déformation modérée) ; 168 familles de lamelles dans 152 grains ; e - Plusieurs échantillons intensément déformés ; 200 familles de lamelles dans 177 grains. f - Pour comparaison ; histogramme de CARTER et FRIEDMAN (1965) construit sur 3835 familles de lamelles "naturelles". g - Deux familles de lamelles dans un grain : la distribution angulaire des pôles de la famille mineure, essentiellement subprismatique, par rapport à l'axe C du grain ( $\perp L2 \wedge C$ ) est représentée en fonction de l'angle ( $\perp L1 \wedge C$ ) de la famille prédominante L1, essentiellement subbasale. h - Diagramme de "flèches" selon CARTER et RALEIGH (1969) construit avec les lamelles subbasales de l'échantillon 5bis ; section YZ ; flèche = portion de grand cercle d'origine l'axe C et d'extrémité le pôle des lamelles correspondantes.

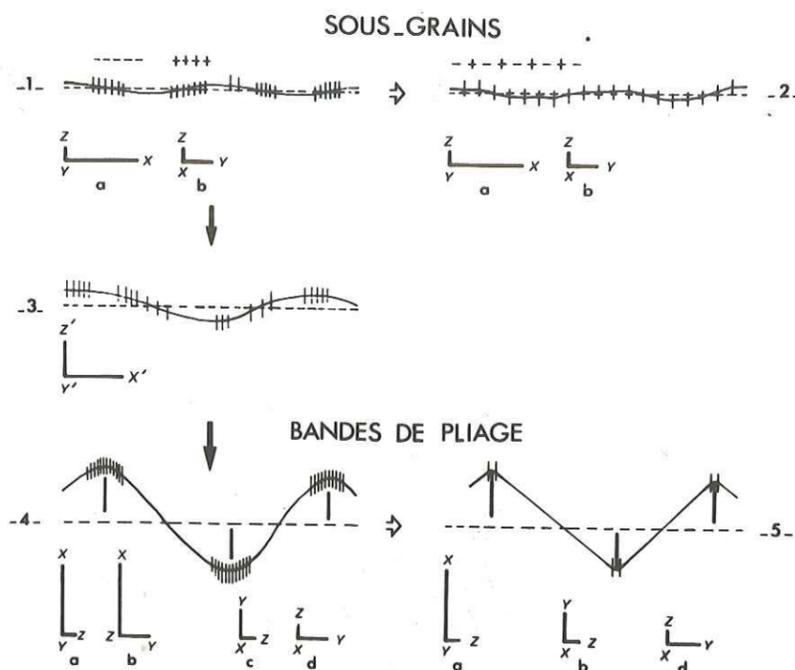


Figure II.12. : Schéma des sous-structures observées dans les porphyroclastes.

Les plans de la sous-structure sont considérés comme des parois de flexion, conséquence du glissement sur le plan moyen en tiretés, perpendiculaire à la feuille et de direction E-W. Cette hypothèse, bien fondée pour les pliages, est discutable pour les sous-grains de polygonisation (cf. I.3.2.). Les orientations relatives des éléments géométriques de glissement (plan et direction) par rapport aux axes structuraux sont données par les repères XYZ. On a mis l'accent sur (1) la désorientation totale de même signe, (2) "l'épaisseur des plans" de la sous-structure, et (3) la fréquence des points d'inflexion à la même échelle d'observation.

Sous-structure en sous-grains : 1- extinction onduleuse typique (faible désorientation, sous-joints peu visibles) ; 2 - issu de 1- par polygonisation accentuée (faible désorientation ; sous-joints visibles et plus régulièrement espacés) ; 2a est typique des porphyroclastes tabulaires. 3 - extinction onduleuse dans les porphyroclastes communs (désorientation faible mais souvent mesurable : quelques degrés) ; X' Y' Z' sont proches respectivement de X, Y et Z.

Sous-structure en bandes de pliage : 4 - extinction onduleuse avec fortes désorientations (10° et plus) ; plans de pliage épais mais d'orientation mesurable (malgré une certaine imprécision) ; 4a et, dans une moindre mesure, 4b sont typiques des porphyroclastes globuleux ; 4c se rencontre dans quelques grains allongés et/ou en rubans ; 4d se rencontre dans quelques porphyroclastes tabulaires. 5- bandes de pliage typiques ; 5b est typique des grains en rubans.

d'autre part, ils sont comparables à l'histogramme de CARTER et FRIEDMAN (1965), somme de nombreuses données tirées de la littérature (Fig. II.11f), à l'exception d'un submaximum entre 60° et 70°-80° que ce dernier ne montre pas\*. Il arrive d'observer deux familles de lamelles dans le même grain (Fig. II.11g.) : c'est le cas dans 9% des grains contenant des lamelles pour les échantillons les moins déformés et dans 12% des grains pour les échantillons les plus déformés. La famille "principale" L1, celle dont les lamelles sont réparties dans tout le grain et sont plus faciles à observer, est du type subbasal ; l'autre famille L2, celle dont les lamelles sont fines, ténues et serrées, contribue au submaximum entre 60° et 80° de nos histogrammes (Fig. II.11b et e).

### II.2.3.2. Les sous-grains de polygonisation et les pliages.

La distinction entre sous-grains de polygonisation et pliages est argumentée au paragraphe I.3.2. On en reprend ci-dessous les principaux éléments dans le cadre de l'étude de l'échantillonnage illustrant le gradient de déformation. La figure II.12. résume les observations et indique, en complément, l'orientation des plans de la sous-structure par rapport aux axes structuraux pour les différentes catégories de prophyroclastes qui seront définies au paragraphe II.2.4.

La structure en sous-grains est responsable de l'extinction onduleuse classique dans le quartz (Fig. II. 15C et D). Dans une zone d'extinction onduleuse, il est parfois possible de mesurer, à l'aide de la platine universelle, l'orientation d'un certain nombre de sous-joints serrés ; la désorientation d'axe C des sous-grains situés de part et d'autre de ces sous-joints est faible et souvent non mesurable. L'angle maximum de la désorientation d'axe C dans un grain montrant une structure en sous-grains de polygonisation est de l'ordre de quelques degrés. Ceci contraste avec la structure en pliage, responsable des bandes de déformation (Fig. II.7.F). Les bandes, relativement larges et peu nombreuses dans un grain, sont séparées par des plans de pliage bien définis de part et d'autre desquels la désorientation d'axe C est importante (de l'ordre de 10° et plus). Cependant, et ceci atténué la rigueur de la description précédente, le "plan" séparant deux bandes fortement désorientées est souvent une zone onduleuse quoique étroite (extinction onduleuse de pliage ; "banded undulatory extinction" de WHITE, 1973a ; Fig. II.15A) ; ou encore, un plan de pliage peut passer progressivement à une zone onduleuse dont la désorientation totale reste élevée et typique de la structure en pliage (Fig. II.15B.).

\* On remarquera que les lamelles subprismatiques peuplant ce submaximum sont parfois difficiles à mettre en évidence (cf. remarque en tête de II.2.3.) ; leurs observation est parfois facilitée en décroisant légèrement les polariseurs.

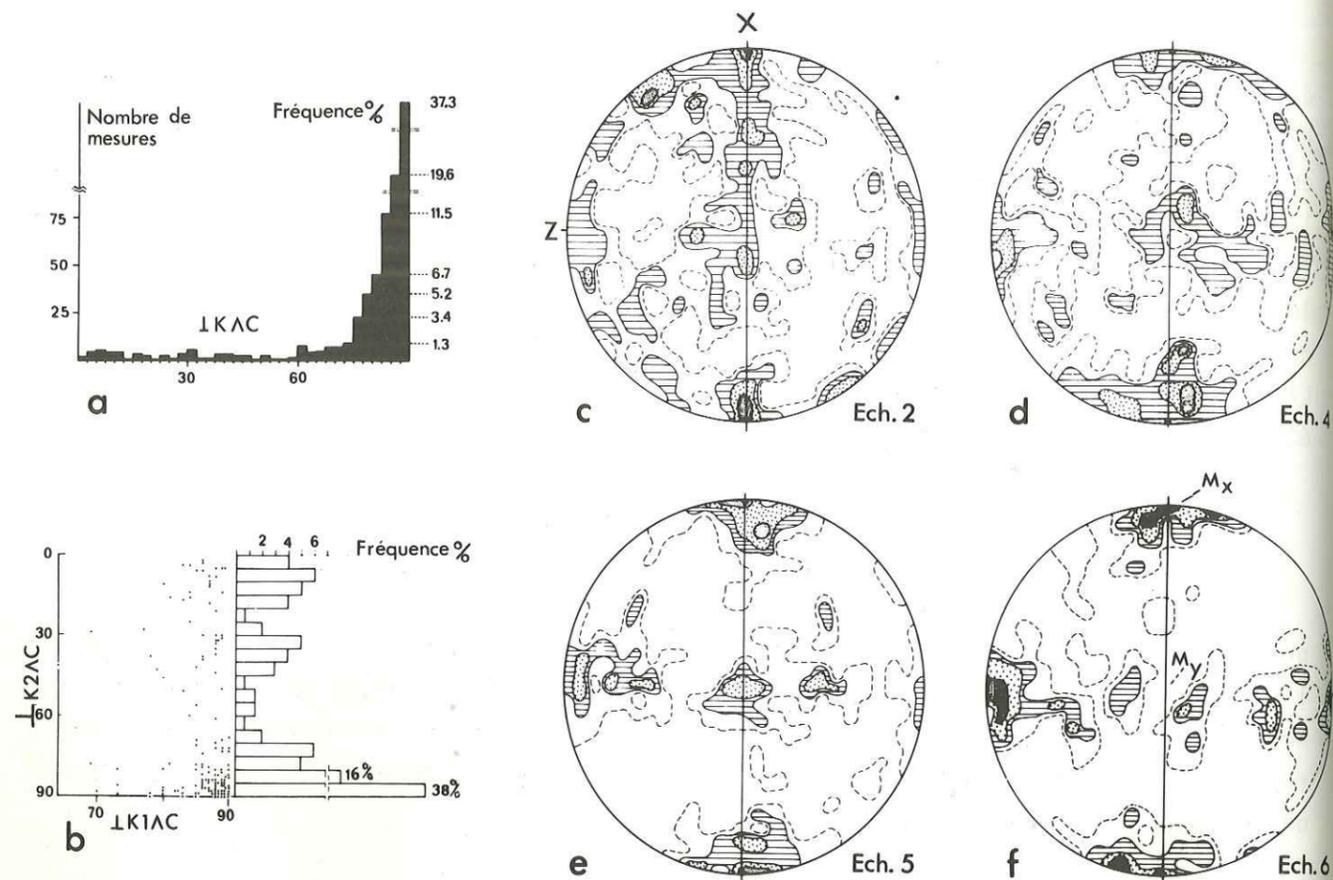


Figure II.13. : Orientations des plans de la sous-structure (sous-joints de polygonisation et plans de pliages).

a et b - orientation par rapport à l'axe C du quartz . a : histogramme de la distribution de l'angle entre le pôle des plans de la sous-structure ( IK ) et l'axe C du grain correspondant ; classes de 2.5° ; 668 mesures portant sur 478 porphyroclastes (mesures : 177 dans l'échantillon n° 2, 186 dans éch. 4, 180 dans éch. 5, 125 dans éch. 6) ; certains grains contiennent 2, et exceptionnellement 3, familles de plans : ceci explique le nombre de mesures supérieur au nombre de grains. b : deux familles de plans dans le même grain : la distribution angulaire des pôles de la famille mineure avec l'axe C ( IK2 ^ C ) est représentée en fonction de l'angle ( IK1 ^ C ) de la famille prédominante. L'histogramme indique la fréquence de la distribution angulaire de K2 ; classes de 5° ; 137 mesures portant sur 129 porphyroclastes (mesures : 27 dans l'échantillon n° 2, 48 dans éch. 4, 40 dans éch. 5, 22 dans éch. 6).

c à f - orientation dans le repère structural ; sections XZ ; hémisphère inférieur ; projection équatoriale à aires équivalentes ; aire de comptage = 1/220 de la surface de l'hémisphère ; la déformation croît de c à f (Fig. II.6. ) . c et d : respectivement, échantillons n° 2 et 4 ; 200 mesures ; contours : 0.5, 1.0, 2.0 et 3.0%. e et f : respectivement, échantillons 5 et 6 ; 125 mesures ; contours : 0.8, 1.5, 2.3 et 3.8%. Les maxima MX et MZ sont exclusivement peuplés, respectivement par les pôles des sous-joints de polygonisation et les pôles des plans de pliage.

(1) Orientation des plans de la sous-structure par rapport à l'axe C du quartz.

La figure II.13a montre que les plans de la sous-structure (sous-joints de polygonisation et plans de pliage) sont en grande majorité prismatiques, c'est-à-dire, perpendiculaires au plan de base du quartz. Malheureusement, il est impossible optiquement de préciser leur orientation cristallographique autour de C. Un même grain peut présenter deux, et exceptionnellement trois familles de plans constituant la sous-structure : la famille principale est toujours prismatique (ou très voisine), la seconde famille est le plus souvent prismatique mais présente accessoirement d'autres orientations (Fig. II.13b).

(2) Orientation des plans de la sous-structure dans le référentiel structural.

La figure II.13c à f montre que l'orientation préférentielle des plans de la sous-structure (sous-joints de polygonisation et plans de pliage) dans le repère XYZ est d'autant plus prononcée que la déformation est intense. Les diagrammes sont grossièrement symétriques par rapport au plan de foliation (XY) ; ils sont composés d'un maximum proche de X (Mx) et d'une couronne perpendiculaire à X. La couronne est elle-même composée de deux submaxima : MZ, le plus prononcé, autour de l'axe Z, et MY autour de Y. MX est exclusivement peuplé par les pôles des sous-joints de polygonisation (sous-structure en sous-grains), et MZ par les pôles des plans de pliage ; le submaximum MY est constitué par les pôles des plans appartenant aux deux types de sous-structure, avec une certaine prédominance des sous-joints de polygonisation.

II.2.4. LES DIFFERENTS TYPES DE PORPHYROCLASTES.

Comme le montrent les distributions linéaires de X/Z et X/Y, en figure II.5, les rapports des axes des ellipsoïdes de forme sont comparables entre eux pour la majorité des porphyroclastes. Mais certains grains montrent des formes s'écartant notablement de la moyenne ; à partir des écarts de forme X/Z, on a analysé leur contribution aux orientations préférentielles d'axes C. L'étude d'un échantillon modérément déformé (Fig. II.14a), et d'un échantillon intensément déformé (Fig. II.14b), conduit aux conclusions suivantes : (1) les grains les moins allongés dans les échantillons modérément déformés présentent des orientations d'axe C aléatoires et proches de celles du grès initial dont ils dérivent ; dans les échantillons les plus déformés, ces grains montrent des orientations d'axe C bien définies ; (2) les grains les plus allongés dans les échantillons les plus déformés montrent aussi des orientations particulières d'axe C, s'écartant de celles que présentent les grains d'allongement moyen. Ceci justifie une étude plus détaillée des orientations préférentielles d'axe C et des sous-structures des grains en fonction de leur morphologie.