



HAL
open science

Nouvelle méthode de mesure in situ de paléovitesse de déformation - Application à la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge

Caroline Sassier

► **To cite this version:**

Caroline Sassier. Nouvelle méthode de mesure in situ de paléovitesse de déformation - Application à la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge. Tectonique. Université Claude Bernard - Lyon I, 2007. Français. NNT: . tel-00443603

HAL Id: tel-00443603

<https://theses.hal.science/tel-00443603>

Submitted on 31 Dec 2009

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.

THESE

présentée

devant l'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD-LYON 1

pour l'obtention

du **DIPLOME DE DOCTORAT**

(arrêté du 7 août 2006)

date de soutenance le
02 mars 2007

par

Caroline SASSIER

**NOUVELLE METHODE DE MESURE *IN SITU* DE PALEOVITESSE DE DEFORMATION
-APPLICATION A LA ZONE DE CISAILLEMENT DE L'AILAO SHAN-FLEUVE ROUGE-**

Directeur de thèse :
Philippe-Hervé LELOUP

JURY :
Denis GAPAIS – Rapporteur
Jean-Louis PAQUETTE – Rapporteur
Janne BLICHERT-TOFT – Examinatrice
Claudio ROSENBERG – Examineur
Pascal ALLEMAND – Examineur
Philippe-Hervé LELOUP – Directeur de thèse

Remerciements

Je remercie Janne Blichert-Toft, Denis Gapais, Jean-Louis Paquette, Claudio Rosenberg et Pascal Allemand pour avoir accepté d'être membres de mon jury de thèse.

Merci à Philippe-Hervé Leloup pour m'avoir proposé ce sujet et pour l'encadrement de cette thèse.

Un grand merci à Daniela Rubatto pour m'avoir accueilli à Canberra (RSES) et pour toute son aide et son soutien dans le travail de datation des monazites à la SHRIMP. Sans ces datations, cette thèse n'aurait jamais abouti. Gracie mille Daniela. Merci également à toute l'équipe de Canberra pour leurs conseils.

Un grand merci également à Janne Blichert-Toft pour les datations Lu-Hf sur les grenats et son accueil chaleureux en salle blanche.

Merci à toute l'équipe du 6^{ème} et aux personnes de l'ENS qui m'ont apporté leurs conseils. En particulier, je remercie Philippe pour son ingéniosité à garder en vie la microsonde électronique, Marie-Paule et Annie pour l'aspect administratif, Paul pour la chimie et Ghislaine pour les lames minces.

Je remercie de nouveau Jean-Louis Paquette pour m'avoir donné accès à son laboratoire de séparation des minéraux à Clermont-Ferrand, ainsi que pour tous ses conseils. Je remercie toute l'équipe de Clermont et en particulier Mireille, qui m'a donné de précieux coups de main pour le travail de séparation des minéraux.

Merci à l'équipe de la microsonde ionique de Nancy ainsi qu'à Franck Valli.

Merci aux Rennais de Géosciences pour les séances discussion-café qui sont de réels moteurs de réflexion et d'idées, sans compter l'énergie positive qui en découle.

Enfin, un grand merci à Dominique Barbe pour tous les beaux posters qu'elle a imprimés.

Pour la partie plus personnelle, je souhaite remercier toutes les personnes qui m'ont accompagnées non seulement sur ce petit bout de chemin lyonnais, mais aussi celles qui ont commencé l'histoire depuis longtemps.

Du fond du cœur, un très grand merci à Olivier, pour tout.

Je remercie mes parents qui m'ont laissé le choix de mes études ainsi que leur durée. Merci à mon petit frère, Guillaume, pour les pauses gourmandes. Merci à Mami et Papi pour leur soutien sans conditions dans mes études. Merci à Marie-Claude et Jean-Paul, Pascaline et Guillaume pour l'accueil bressan.

Comme mon parcours universitaire m'a entraîné dans différents coins de France et outre-atlantique, je souhaite remercier tous mes amis qui ont rendu ces années facs si agréables :

- *équipe normande* : Gwen, Christine, Steph, Louise, Zaza, Célia, Méla, Fx, Jojo, Arnaud, Lydie, Cécile, Nadine, Eric... et tous les Caen-Geyserois et participants des Ste Barbe !

- *équipe québécoise* : Annabel, Zabeth, Mylène, Célestine, Emilie, Daniel et autres colocs associés pour ses bons moments de bonne humeur ; Roxanne, Simon, Ehouman et les bonnes bières du Cheval blanc, Phil et Daniel et les parties de hockey, Geneviève et Mélanie ainsi que tous les géologues de l'UQAM qui m'ont fait découvrir leur chaleureuse contrée !

- *équipe rennaise* : Flo et Ben, mes cobureaux mangeurs de Prince, ma jolie Nath (Ah...ce bon calva !), Elodie, Yder et Guitch et les parties de billard, Yaël et les cours de Salsa, Jérôme, Djé, Fabieng, Fabien, Nico D, Jeroen, Charly, Sylvie, Tanguy, Céline, Castor, Babault, César, Caro M., Chrys, Nico L, Oliv, Denis, Philippe, Jean la corniche, Ramon, Jean-Pierre, Gilles, Erwann, et les cafés du midi en lithosphere.

- les gens de l'île d'Yeu.

- *équipe lyonnaise* : Claude, Seb, Vincent, Eric, BenJ, Marie-Anne, Romain et Yun, Mathieu et Marie-Pierre, Célia et Loïc, Hélène, Kenny, Nico et Maud, Vero, Olivier, JPP, Mélanie, Antoine, Julien, Kayou, Cathy, Johan, Emilie, Nadège, Audrey, Cédric, Côme, et les étudiants en licence 2 en 2003-2004.

- *équipe bressane* : Angélique et Camille, Coucoule et Manu, les conscrits année 78.

- *équipe australienne* : Raul et Kiri, Maggy et Stuart, Richard et Kia.

Merci à tous pour ces bons moments passés ensemble !

Table des matières

Table des matières

INTRODUCTION	15
CHAPITRE I	21
ZONES DE CISAILLEMENT DANS LA LITHOSPHERE CONTINENTALE : LOCALISATION DE LA DEFORMATION, CONTRAINTES ET VITESSES DE DEFORMATION	
INTRODUCTION	23
1. RHEOLOGIE DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE ET SES MODELES.....	24
1.1. Notion de lithosphère continentale	24
1.2. Comportement mécanique des matériaux lithosphériques	25
1.3. Rhéologie de la lithosphère continentale	31
1.4. Les modèles lithosphériques	36
1.4.1. <i>Modèle de déformation localisée</i>	37
1.4.2. <i>Modèle de déformation continue</i>	38
1.4.3. <i>Modèle de couplage fragile-ductile</i>	39
2. LES ZONES DE CISAILLEMENT CONTINENTALES DECROCHANTES : MODE DE LOCALISATION DE LA DEFORMATION	41
2.1. Exemples de zones de cisaillement décrochantes continentales majeures.....	41
2.1.1. <i>Zones de cisaillement actives</i>	41
2.1.2. <i>Zones de cisaillement exhumées de la croûte moyenne</i>	44
2.1.3. <i>Zones de cisaillement de base de croûte</i>	46
2.2. Mécanismes de localisation de la déformation.....	48
2.2.1. <i>Réduction de la taille des grains</i>	48
2.2.2. <i>Zone privilégiée de circulation de fluides</i>	50
2.2.3. <i>Shear heating</i>	52
3. CONTRAINTES DANS LES ZONES DE CISAILLEMENT DUCTILES.....	52
3.1. Méthodes de mesure	52
3.2. Extrapolation des paramètres expérimentaux aux cas naturels	53
4. LES VITESSES DE DEFORMATION DES ZONES DE CISAILLEMENT DUCTILES.....	56
4.1. Notion de vitesse de déformation	56

4.2. Méthodes de mesure	57
4.2.1. Vitesse de déplacement / largeur de la faille	57
4.2.2. Paléo-piézomètres et lois de fluage	58
4.2.3. Datation d'objets déformés	59
5. BILAN	62

CHAPITRE II.....65

L'AILAO SHAN-FLEUVE ROUGE : UNE ZONE DE CISAILLEMENT BIEN CONTRAINTÉ

INTRODUCTION.....	67
1. CONTEXTE GEODYNAMIQUE : LA CHAÎNE HIMALAYENNE.....	68
2. GENERALITES SUR LA FAILLE DU FLEUVE ROUGE.....	70
3. ASPECT STRUCTURAL.....	71
3.1. La zone de cisaillement du Fleuve Rouge :	
un décrochement majeur senestre.....	71
3.2. Déplacement le long de la zone de cisaillement	73
4. PETROLOGIE	77
5. DUREE DE LA DEFORMATION ET EXHUMATION.....	79
6. EXHUMATION ET MODELE D'EXTRUSION	81
7. L'ASRR S'ENRACINE-T-ELLE DANS LE MANTEAU ?.....	84
8. VITESSE DE DEFORMATION	86
CONCLUSION.....	88

Chapitre III.....91

VITESSES DE DEFORMATION DE ZONES DE CISAILLEMENT DUCTILES : UNE NOUVELLE METHODE DE MESURE IN SITU A PARTIR DE FILONS SYNTECTONIQUES

INTRODUCTION.....	93
1. METHODOLOGIE.....	94
1.1. Quantification de la déformation des filons.....	94
1.1.1. Le cisaillement simple.....	94

1.1.2. Méthodes de mesure de la déformation cisailante γ	99
1.2. Datations des filons leucocrates syntectoniques.....	116
1.2.1. Principe de la géochronologie	116
1.2.2. Méthode de datation utilisée.....	117
1.2.3. La sonde ionique de haute résolution SHRIMP II.....	120
1.2.4. Techniques d'extraction et montage pour analyses ponctuelles.....	121
2. DIRECT MEASUREMENT OF STRAIN RATES IN DUCTILE SHEAR ZONES : A NEW METHOD BASED ON SYNTECTONIC DIKES.....	137
1. Introduction.....	140
2. A new method for the measurement of strain rates within shear zones.....	140
2.1. Quantification of deformation	143
2.2. Constraining the timing of deformation	144
3. In situ shear rates measurements in the Ailao Shan-Red River (ASRR) shear zone	145
3.1. Geological setting	145
3.2. The Yuang Jiang river-bed outcrop (site C1)	148
3.3. Shear strain calculation	149
3.4. Age of the deformed dikes	153
3.5. Strain rates calculations	156
4. Discussion	157
4.1. Validity of shear strain measurement	157
4.2. Validity of strain rates estimates	159
4.3. Comparison with previous data	160
4.4. Heterogeneous deformation in space and time	162
6. Conclusions	163

CHAPITRE IV.....189

MESURES LOCALES DES CONTRAINTES

INTRODUCTION.....	191
1. PALEO-PIEZOMETRES ET LOIS DE FLUAGE : LES DIFFERENTS MODELES.....	192
1.1. Relations piézométriques.....	192
1.2. Lois de fluage.....	193

2. CONTEXTE GEOLOGIQUE.....	194
3. MICROSTRUCTURES DU QUARTZ ET ESTIMATION DE LA TEMPERATURE DE DEFORMATION.....	197
3.1. Microstructures du quartz	197
3.2. Estimation de la température de déformation	200
3.2.1. <i>Les fabriques de quartz</i>	201
3.2.2. <i>Principe de l'utilisation de la lame auxiliaire</i>	202
3.2.3. <i>Résultats et validation de la méthode</i>	205
4. PIEZOMETRES ET MESURES DE PALEO-CONSTRAINTES DIFFERENTIELLES.....	207
4.1. Choix du piézomètre.....	207
4.2. Mesure des paléo-contraintes.....	208
5. LOIS DE FLUAGE ET PALEO-VITESSES DE DEFORMATION.....	214
5.1. Choix des lois de fluage.....	214
5.2. Mesure des paléo-vitesses de déformation.....	215
6. DISCUSSION.....	217
6.1. Validité des piézomètres	217
6.2. Test des lois de fluage	218
CONCLUSION.....	220

CHAPITRE V.....223

SYNTHESE ET PERSPECTIVES

1. VITESSES DE DEFORMATION LOCALES :	
QUELLE DEFORMATION DANS LES ZONES DE CISAILLEMENT ?	225
1.1. Bilan de la mesure in situ de vitesse de déformation à partir des filons syntectoniques.....	225
1.2. Modèle de déformation homogène	226
1.3. Validité des lois de fluage expérimentales	228
1.4. Viscosité de la zone de cisaillement de l'ASRR	232
1.5. Répartition de la déformation dans la zone de cisaillement	233
2. PERSPECTIVES.....	238

CONCLUSIONS GENERALES.....243

BIBLIOGRAPHIE	249
ANNEXES	267

Introduction

La théorie de la tectonique des plaques admet que la lithosphère soit constituée de plaques rigides indéformables qui se déplacent les unes par rapport aux autres au dessus de l'asthénosphère. Les mouvements relatifs des plaques sont décrits par des rotations caractérisées par des pôles de rotation et des vitesses angulaires.

Ce modèle est bien adapté pour les plaques océaniques qui sont séparées par des zones de déformation très étroites que sont les dorsales, les zones de subduction et les failles transformantes. Dans ce cas, le système est à l'équilibre puisque le taux de création de croûte océanique est égal à son taux de recyclage [*Le Pichon*, 1968].

En revanche, l'application de ce modèle à la lithosphère continentale est plus complexe. Les zones de déformation que sont les zones de convergence (chaîne de collision) et de divergence (rifts et provinces en extension) sont souvent plus larges. Par exemple, dans le cas des zones de collision, l'importance relative des mécanismes d'accommodation du raccourcissement est débattue. Pour certains auteurs [e.g. *England et al.*, 1985; *England and McKenzie*, 1982; *Houseman and England*, 1993], la lithosphère continentale se déforme de façon diffuse, peu localisante. Pour d'autres auteurs [*Tapponnier et al.*, 1986; *Tapponnier et al.*, 1982], la lithosphère se déforme au contraire comme des blocs rigides et localise la déformation dans de grandes zones de cisaillement.

Comprendre les mécanismes de déformation de la lithosphère continentale nécessite une bonne compréhension de sa rhéologie. La rhéologie de la lithosphère continentale varie avec la profondeur. Pour le domaine ductile de la lithosphère continentale, la rhéologie est essentiellement déduite des études expérimentales de déformation de roches [e.g. *Gleason and Tullis*, 1995; *Heard and Carter*, 1968; *Jaoul et al.*, 1984; *Kronenberg and Tullis*, 1984; *Luan and Paterson*, 1992; *Paterson and Luan*, 1990]. Ces études expérimentales ont permis de déterminer des lois de fluage adaptées aux matériaux déformés (quartz pour la croûte, olivine pour le manteau) mais l'extrapolation de ces lois aux conditions naturelles introduit de nombreuses hypothèses : validité de l'état stationnaire, influence de l'eau, problème des ordres de grandeur des vitesses de déformation [*Hirth et al.*, 2001; *Paterson*, 1987; *Paterson*, 2001]. La rhéologie de la lithosphère continentale reste donc relativement mal contrainte.

La rhéologie met en relation la vitesse de déformation et la contrainte. Vitesse de déformation et contrainte sont donc des paramètres fondamentaux qui devraient être

mesurés le plus précisément possible dans des zones de déformation ductiles naturelles.

Les contraintes peuvent être déduites par paléopiézométrie à partir des tailles de grains recristallisés (quartz pour la croûte, olivine pour le manteau) [e.g. pour la croûte :Dunlap *et al.*, 1997; Gueydan *et al.*, 2005; Hacker *et al.*, 1992; Hacker *et al.*, 1990; Stipp *et al.*, 2002b; Stöckhert *et al.*, 1999; White, 1979b; Xypolias and Koukouvelas, 2001; Zulauf, 2001].

Les vitesses de déformation peuvent être déduites des vitesses de déplacement et de la largeur de la zone de cisaillement, de la vitesse d'exhumation associée à la géométrie de la faille (ce sont dans ce cas à des vitesses de déformation moyennes pour la zone de cisaillement) ou encore de l'utilisation d'une loi de fluage à partir de l'estimation des contraintes et de la température de déformation [e.g. Dunlap *et al.*, 1997; Gueydan *et al.*, 2005]. Dans ce dernier cas, la vitesse de déformation n'est pas quantifiée indépendamment de la contrainte. La vitesse de déformation est donc dans la plupart des cas très mal contrainte, et les mesures directes [Christensen *et al.*, 1989; Müller *et al.*, 2000a] restent peu nombreuses et peu utilisées.

Il apparaît donc fondamental de pouvoir mesurer des vitesses de déformation indépendamment des contraintes pour pouvoir tester les lois de fluage déterminées expérimentalement. Par ailleurs, les vitesses de déformation et les contraintes doivent pouvoir être mesurées *in situ* pour identifier les éventuelles variations dans l'espace et dans le temps. Les zones de cisaillement décrochantes sont des objets géologiques intéressants pour une telle étude car elles présentent l'intérêt de fournir une coupe transversale de la zone déformée.

L'objectif principal de ce travail était de **développer une nouvelle méthode pour mesurer des vitesses de déformation locales *in situ*** dans les zones de cisaillement ductiles. Cette méthode est basée sur la mise en place de filons syntectoniques dans de telles zones de cisaillement.

Le travail présenté dans ce mémoire s'organise autour de cinq chapitres.

Les deux premiers constituent un travail de synthèse bibliographique destiné à servir de cadre à ce travail.

Le chapitre I présente une synthèse bibliographique qui décrit la nature, le comportement mécanique et la rhéologie de la lithosphère continentale, puis aborde les mécanismes de localisation de la déformation dans les zones de cisaillements. La

rhéologie étant définie à partir des paramètres contraintes et vitesses de déformation, ces paramètres sont expliqués ainsi que leurs méthodes de mesure actuelles. Un paragraphe fait le bilan des connaissances actuelles sur la rhéologie de la lithosphère continentale et explicite sur cette base ce qui nous a conduit à ce travail.

Pour tester la validité de la méthode proposée dans ce travail, il était indispensable d'utiliser un exemple naturel bien contraint pour lequel une vitesse de déformation était connue. La zone de cisaillement de l'Ailao Shan Fleuve Rouge a été choisie et le chapitre II en présente une courte synthèse bibliographique.

Le chapitre III représente l'essentiel de ce travail. Il décrit la méthode développée pour mesurer une vitesse de déformation *in situ* à partir de filons syntectoniques à l'échelle d'un affleurement. Cette méthode combine géochronologie (datation de la mise en place des filons) et tectonique (quantification de la déformation des filons). Ce chapitre se divise en deux parties, la première décrivant précisément toute la méthodologie, et la seconde partie correspondant à un article (en préparation) descriptif de la méthode, des résultats obtenus, et de la validité de la méthode.

Le chapitre IV correspond à l'estimation de contraintes locales dans la zone de cisaillement de l'Ailao Shan Fleuve Rouge en utilisant les paléopiezomètres du quartz. Ces mesures ont été faites le long de la zone de cisaillement, dont une sur l'affleurement où a été estimée une vitesse de déformation. Différentes lois de fluage ont été utilisées pour estimer des vitesses de déformation indirectes.

Enfin, dans le chapitre V est présentée une synthèse des résultats obtenus. Les différentes possibilités de mode de déformation d'une zone de cisaillement sont discutées sur la base de la mesure directe d'une vitesse de déformation, comparée aux estimations moyennes connues sur la zone de cisaillement étudiée. La vitesse de déformation obtenue à partir de notre méthode directe (les filons syntectoniques) est ensuite comparée à celle obtenue à partir de la méthode indirecte (paléopiezomètre et loi de fluage, chapitre IV) du même affleurement. Cette comparaison permet une discussion sur la validité des différentes lois de fluage utilisées dans le chapitre IV. Une viscosité est calculée à partir de la contrainte locale et la vitesse de déformation locale estimées, et est confrontée aux viscosités classiques estimées pour la croûte continentale moyenne. Enfin, les perspectives à ce travail sont présentées

Chapitre I.

Zones de cisaillement dans la lithosphère continentale : localisation de la déformation, contraintes et vitesses de déformation

Introduction

Alors que la lithosphère océanique se déforme le long de ses limites de plaques tectoniques, la déformation de la lithosphère continentale s'exprime dans des styles très différents (caractère localisé ou distribué de la déformation), quel que soit le régime tectonique compressif (chaînes de montagne), extensif (Basin and Range, Rifts) ou décrochant. Les processus de déformation de la lithosphère continentale sont encore mal compris et plusieurs modèles ont été proposés.

Parmi ces modèles, les plus opposés supposent soit une rhéologie plastique (loi de type puissance) de la croûte qui conduit à une déformation localisée, soit une rhéologie visqueuse de la croûte moyenne et inférieure qui s'oppose à une localisation de la déformation. La diversité de ces modèles lithosphériques montre que la rhéologie est un paramètre primordial pour la compréhension des mécanismes de déformation de la lithosphère. La rhéologie de la lithosphère continentale est cependant complexe et reste mal définie. Or la rhéologie met en relation vitesse de déformation et contrainte. Vitesse de déformation et contrainte sont des paramètres quantifiables, mais il est indispensable de les déterminer de façon **indépendante** afin de bien contraindre la loi rhéologique de la lithosphère continentale.

Ce chapitre présente une synthèse des connaissances et débats sur la rhéologie de la lithosphère et ses différents modèles dans le §1. De grands décrochements actifs et zones de cisaillement exhumées sont ensuite décrits dans le §2, ainsi que les mécanismes associés de la localisation de la déformation. Enfin, les méthodes de mesure actuelles des contraintes et des vitesses de déformation sont présentées respectivement dans les §3 et 4.

1. Rhéologie de la lithosphère continentale et ses modèles.

1.1. Notion de lithosphère continentale

La lithosphère est définie comme la couche superficielle de la terre, divisée en plaques tectoniques. Elle est constituée de la croûte et de la partie supérieure du manteau. Deux types de lithosphère sont distingués : la lithosphère océanique de composition basaltique, et la lithosphère continentale de composition beaucoup plus hétérogène (Figure I-1).

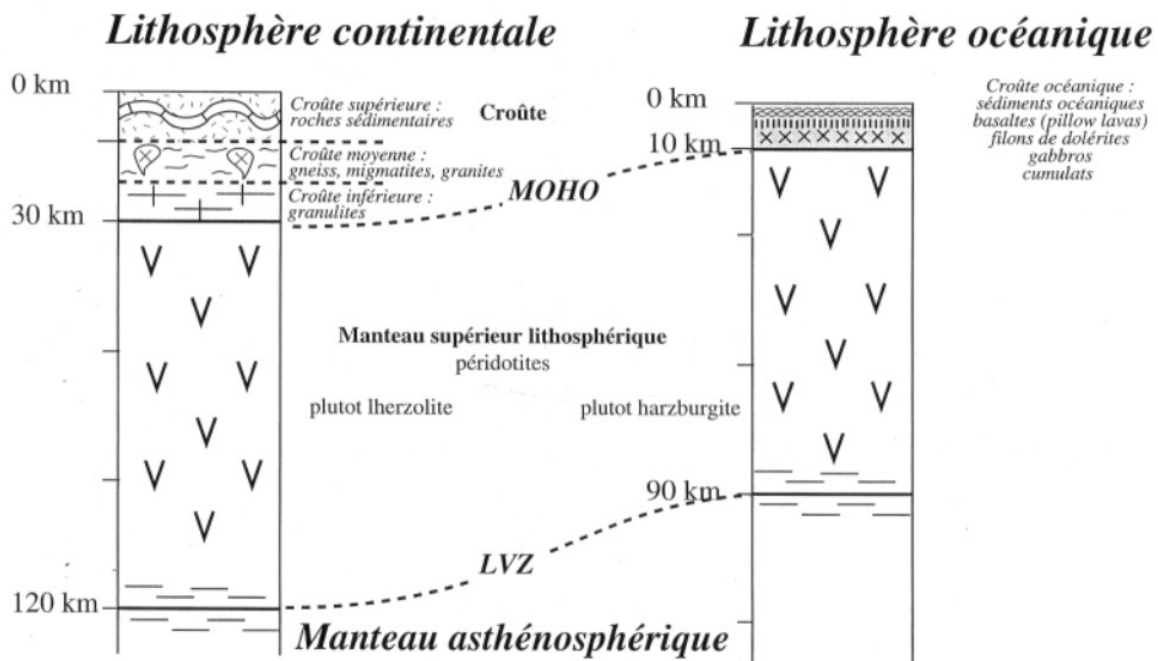


Figure I-1 : Compositions des lithosphères continentales et océaniques, d'après Schueller [2004]

La croûte continentale est essentiellement composée de roches acides (les phases majeures étant le quartz et le feldspath) ce qui lui confère une densité plutôt faible de environ 2.8. Son épaisseur varie entre 15 et 60 km (30 km en moyenne). Au sein de la croûte elle-même, différentes couches sont différenciées : la croûte superficielle

composée de roches sédimentaires et volcaniques, la croûte moyenne composée de roches métamorphiques variées et de granitoïdes et enfin la croûte inférieure constituée de roches métamorphiques (les granulites) et de roches intrusives. La croûte est séparée du manteau par la discontinuité de Mohorovicic caractérisée par un changement de composition chimique des roches. Le manteau supérieur, d'une épaisseur entre 30 et 120 km en moyenne, est composé de péridotites ; sa densité est plus forte que celle de la croûte aux environs de 3.3. Enfin la base de la lithosphère est une limite thermique dont l'isotherme a été défini à 1330°C [Turcotte and Schubert, 2002]. Cette limite avec l'asthénosphère est également appelée la LVZ (Low Velocity Zone : zone de faible vitesse) indiquant une diminution de la rigidité des matériaux qui correspond au début de fusion partielle des péridotites. Cette zone n'est cependant pas toujours bien marquée sous les continents.

Les matériaux en fonction de leur composition réagissent différemment aux conditions de pression et température. En conséquence, les matériaux lithosphériques soumis à des champs de contraintes horizontaux (convergence ou divergence des plaques lithosphériques) ou verticaux (épaississement ou amincissement de la croûte), vont être à l'origine des variations de la résistance de la lithosphère. Ainsi, une bonne connaissance du comportement mécanique de la lithosphère est indispensable à la compréhension des déformations continentales et en particulier, le phénomène de localisation de la déformation.

1.2. Comportement mécanique des matériaux lithosphériques

A partir d'essais mécaniques sur divers matériaux, deux comportements mécaniques sont reconnus :

- un comportement cassant ou fragile pour des pressions et températures faibles (1)
- un comportement visqueux ou ductile pour des pressions et températures plus élevées (2)

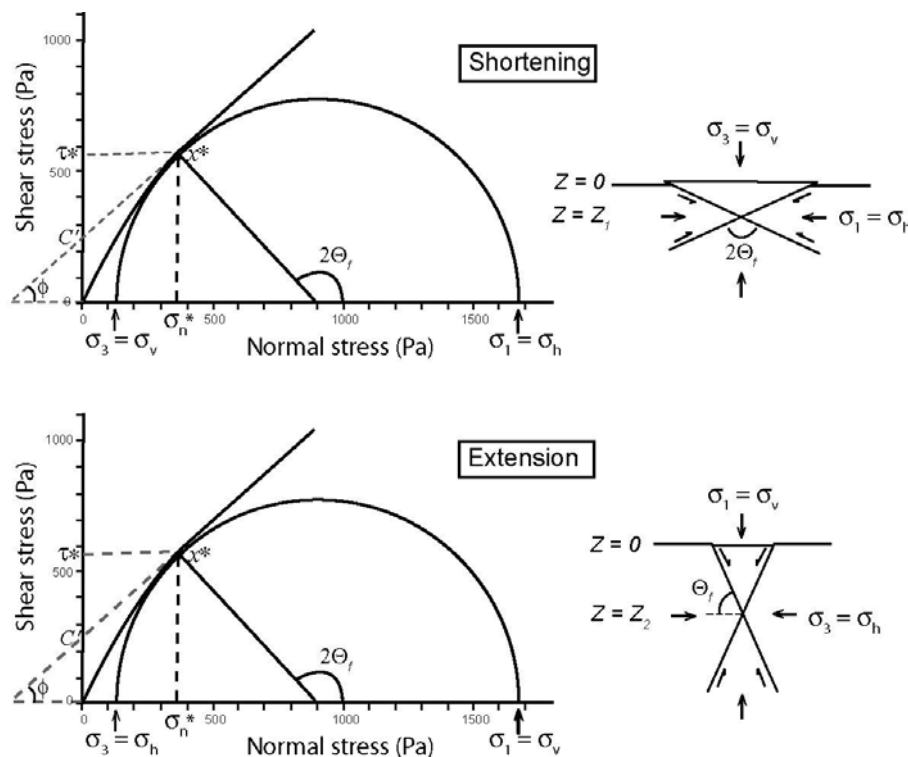
(1) Le comportement **fragile** est défini par le caractère élastique du matériau (réponse instantanée et réversible du matériau à la contrainte) jusqu'à un certain seuil de contrainte où le matériau se fracture. Ce comportement fragile est décrit par le critère de Coulomb [1776] qui admet la rupture du matériau lorsque la contrainte cisailante est égale à la résistance au cisaillement. La résistance au cisaillement a été décrite par Navier comme étant la somme de la cohésion du matériau et de la résistance à la friction statique.

$$\tau = \mu\sigma_n + c$$

Equation 1

avec τ la contrainte cisailante, μ le coefficient de friction interne, σ_n la contrainte normale appliquée au plan de rupture, c la cohésion du matériau. Ainsi, la résistance au cisaillement d'une roche est indépendante de la vitesse de déformation.

Pour un matériau donné, il est possible de déterminer expérimentalement τ et σ_n à la rupture pour différentes valeurs de σ_1 et σ_3 et tracer les cercles de Mohr [Mohr, 1900] dans un référentiel $\tau = f(\sigma_n)$ (FigureI-2). L'enveloppe de tous les cercles correspond à l'enveloppe de Mohr qui définit le critère de rupture du matériau donné.



FigureI-2 : Diagrammes de Mohr et enveloppes de rupture dans les contextes de raccourcissement et d'extension, d'après Schellart [2000]. La rupture du matériau a lieu à x^* pour une contrainte cisailante τ^* et une contrainte normale σ_n^* .

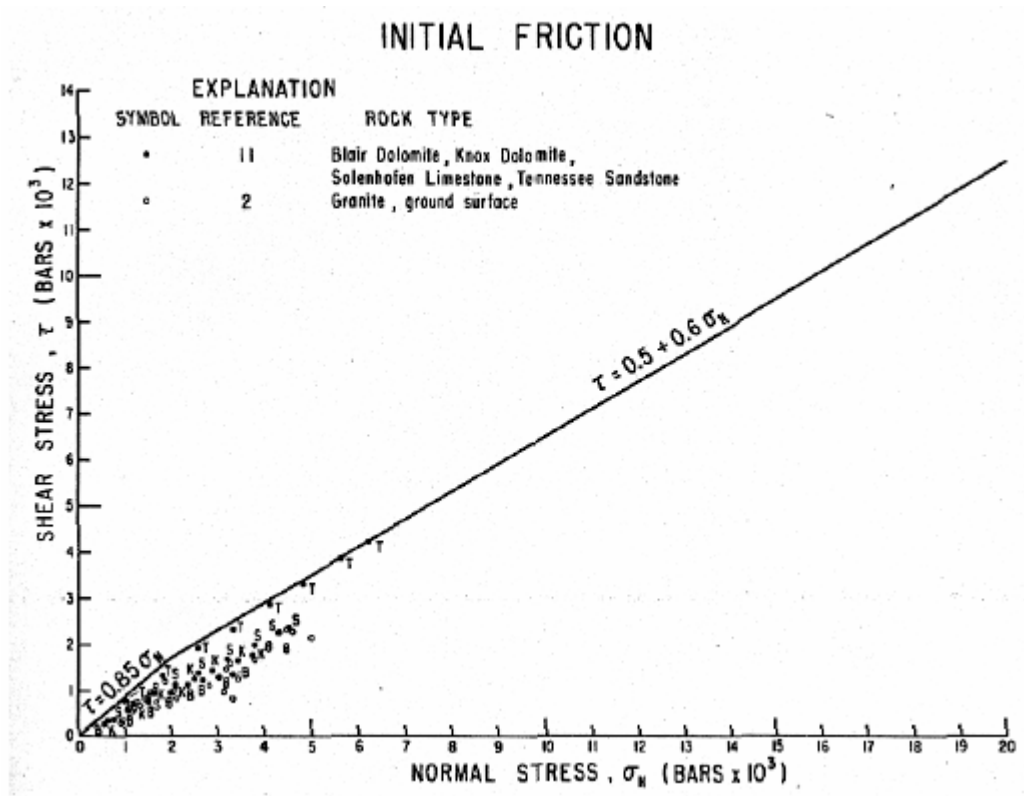
A partir des résultats expérimentaux de mesures de coefficients de friction, pour des pressions et roches variées, Byerlee [1978] a défini le coefficient de friction valable pour la majorité des roches terrestres (FigureI-3):

Pour des $\sigma < 2\text{Kb}$ (200 MPa), $\tau = 0.85 \sigma_n$

Pour des $\sigma > 2\text{Kb}$, $\tau = 0.5 + 0.6 \sigma_n$

avec σ la contrainte déviatorique, τ la contrainte cisailante et σ_n la contrainte normale au plan de rupture.

Il a ainsi montré que le type de roches n'avait pas ou peu d'impact sur le coefficient de friction (excepté lors de présence de gouge qui diminue ce coefficient de friction). Ce coefficient de friction, bien que discuté [Carter and Tsenn, 1987] reste actuellement admis.



FigureI-3 : Contrainte de cisaillement en fonction de la contrainte normale à la friction initiale pour une variété de types de roches pour une contrainte normale de 20kb [Byerlee, 1978]

(2) Le comportement **ductile** est défini par le caractère plastique du matériau appelé également le fluage. La plasticité est une réponse à la contrainte pour laquelle la déformation n'est pas réversible. Deux exemples dans la nature illustrent parfaitement la ductilité de roches : les plis et les zones de cisaillement. La ductilité (ou fluage) résulte de modifications du réseau cristallin [Poirier, 1976; Poirier, 1985] en réponse au cisaillement et s'exprime par :

- le glissement ou la montée des dislocations
- la diffusion orientée par la contrainte (fluage de Nabarro-Herring) entraînant un transport de matière.

Ces modifications du réseau cristallin au cours de la déformation contribuent à la recristallisation dynamique, c'est-à-dire à la formation sous contraintes de nouveaux grains au sein de la roche. La recristallisation dynamique est un processus qui est activé thermiquement et la loi de fluage correspondante la plus utilisée est une relation loi puissance de type Weertman, [Weertman, 1968], qui met en relation la vitesse de déformation et la contrainte déviatorique :

$$\dot{\epsilon} = A(\sigma_1 - \sigma_3)^n \exp(-Q/RT) \quad \text{Equation 2}$$

$\dot{\epsilon}$ est la vitesse de déformation (s^{-1}), $\sigma_1 - \sigma_3$ correspond à la contrainte déviatorique, en MPa, Q est l'énergie d'activation (J/mole), R la constante des gaz parfaits, T la température (K), A est la constante préexponentielle et n est l'exposant de la contrainte qui est généralement entre 3 et 5 [Carter and Tsenn, 1987; Gleason and Tullis, 1995; Hirth et al., 2001; Kronenberg and Tullis, 1984; Wilks and Carter, 1990]. Les paramètres A , Q et n sont déterminés expérimentalement pour des vitesses de déformation ou des contraintes constantes. Le comportement ductile dépend donc de la température, de la vitesse de déformation et de la nature des roches mais reste indépendant de la pression. Cette loi de fluage est celle généralement admise et utilisée pour déterminer la rhéologie des matériaux de la lithosphère (Figure I-4).

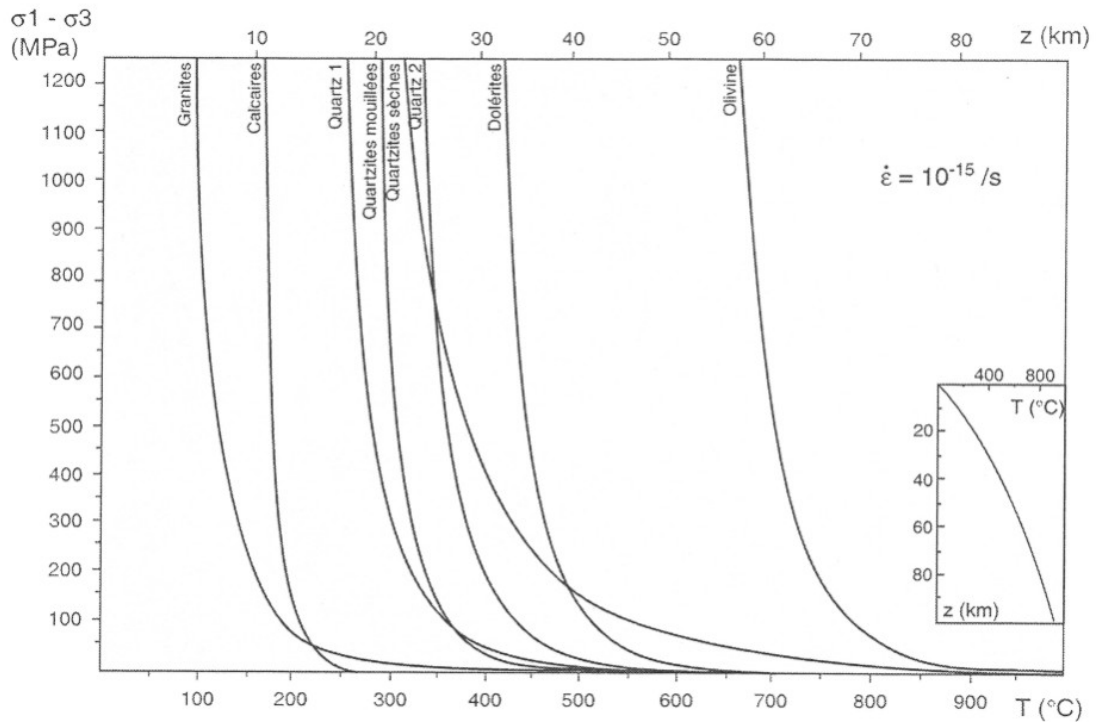


Figure I-4: Lois de fluage pour différents types de matériaux lithosphériques, d'après Kirby [1985]

Les paramètres des lois de fluage sont directement déduits de la déformation expérimentale de minéraux ou roches caractéristiques de la lithosphère continentale (dunite, olivine, quartz). Le quartz est considéré comme le minéral le plus abondant dans la croûte. Dans la mesure où la croûte est de composition très hétérogène et que le feldspath est également une phase importante, celle-ci peut également contrôler le style de déformation et la résistance crustale. Quelques expériences de déformation ont été effectuées sur le feldspath [Tullis *et al.*, 1990; Tullis and Yund, 1992] et les résultats montrent que le feldspath est plus résistant à la contrainte que le quartz. Des agrégats polycristallins ont également été déformés : quartz-feldspaths [Dell'Angelo and Tullis, 1996], Quartz-mica [Tullis and Wenk, 1994], quartz-plagioclase-mica [Holyoke and Tullis, 2006]. Mais la détermination de paramètres de loi de fluage pour des roches comportant plusieurs phases minérales s'avère difficile à cause des différences de résistance des différentes phases, leurs proportions de volume, leurs arrangements géométriques, et les mécanismes de déformation associés à ces phases minérales. Ainsi, l'utilisation de paramètres définis pour des agrégats ou des roches polyminérales, plus

proches de la composition crustale, semble être pour l'instant moins fiable que les paramètres définis pour le quartz.

En plus des difficultés de calibration des lois de fluage, la présence et le rôle de l'eau semble non négligeable dans les processus de déformation cristalline et dans la chute de résistance des roches [Griggs and Blacic, 1965; Koch et al., 1989]. Une activité chimique ou un terme de fugacité est parfois inclus dans la loi de fluage pour prendre en compte les effets de l'environnement chimique [e.g. Hirth et al., 2001; Kohlstedt et al., 1995] mais reste la plupart du temps négligée.

Les études expérimentales sont indispensables à la compréhension de la résistance des matériaux lithosphériques et permettent d'estimer la résistance de la lithosphère par l'extrapolation des lois de fluage expérimentales aux conditions naturelles. Dans quelle mesure l'application des résultats expérimentaux aux cas naturels est-elle possible au vu des questions suivantes qui restent très discutées [Paterson, 2001] :

- le quartz est-il bien représentatif de la résistance de la croûte continentale, alors que le feldspath est également une phase majeure et par ailleurs plus résistante que le quartz ?
- est-ce que les lois de fluage déterminées pour des vitesses de déformation de l'ordre de 10^{-4}s^{-1} à 10^{-7}s^{-1} peuvent être extrapolées à des cas naturels où la vitesse de déformation est beaucoup plus lente de l'ordre de 10^{-14}s^{-1} ?
- la notion d'état stationnaire (steady-state) est-elle valide à des échelles de temps de l'ordre de millions d'années ?

Malgré ces incertitudes, la similarité des microstructures (taille de grain, forme, défauts internes et orientations préférentielles de réseau) entre expériences et roches naturelles ainsi que l'obtention de vitesses de déformation raisonnables à partir d'extrapolation de lois de fluage à des conditions naturelles sont des arguments encourageants pour la validité des paramètres expérimentaux et l'extrapolation aux environnements naturels.

1.3. Rhéologie de la lithosphère continentale

A partir des lois expérimentales décrivant les comportements des matériaux lithosphériques en réponse à une contrainte, des profils de résistance ou rhéologiques de la lithosphère ont été proposés [e.g. *Brace and Kohlstedt*, 1980; *Goetze and Evans*, 1979; *Kirby*, 1980; *Kirby*, 1985; *Kusznir and Park*, 1986; *Ranalli and Murphy*, 1987]. Un profil rhéologique représente les variations de la contrainte déviatorique ($\sigma_1 - \sigma_3$) en fonction de la profondeur de la lithosphère. Pour construire ce profil de résistance, des hypothèses sont faites : (1) la lithosphère est supposée à l'équilibre, (2) la vitesse de déformation est constante et (3) le gradient géothermique est uniforme latéralement. Il s'agit d'une représentation stratifiée des comportements mécaniques des roches lithosphériques. La Figure I-5 montre le principe de construction d'un profil rhéologique de lithosphère continentale.

En comportement fragile, la résistance dépend des conditions de pression. Or la pression que subissent les roches de la lithosphère en équilibre statique est la pression lithostatique P_l (Pa) tel que:

$$P_l = \rho g z \quad \text{Equation 3}$$

avec ρ , la masse volumique des roches (kg/m^3), g l'accélération de la pesanteur et z la profondeur (Figure I-5A).

Le comportement ductile n'est plus contrôlé par la pression mais par la température et la vitesse de déformation ; ce sont donc les lois de fluage déterminées en laboratoire qui sont utilisées pour déterminer la contrainte déviatorique ($\sigma_1 - \sigma_3$). Le choix le plus simple d'une loi de fluage est fonction de la roche ou du minéral le plus abondant : pour la croûte, le quartz ou le granite et pour le manteau, l'olivine ou la dunite (Figure I-5B).

Ainsi, 4 entités rhéologiques sont distinguées auxquelles correspondent différentes valeurs de résistance : la croûte supérieure fragile, la croûte inférieure ductile, le manteau supérieur fragile et le manteau supérieur ductile (Figure I-5C).

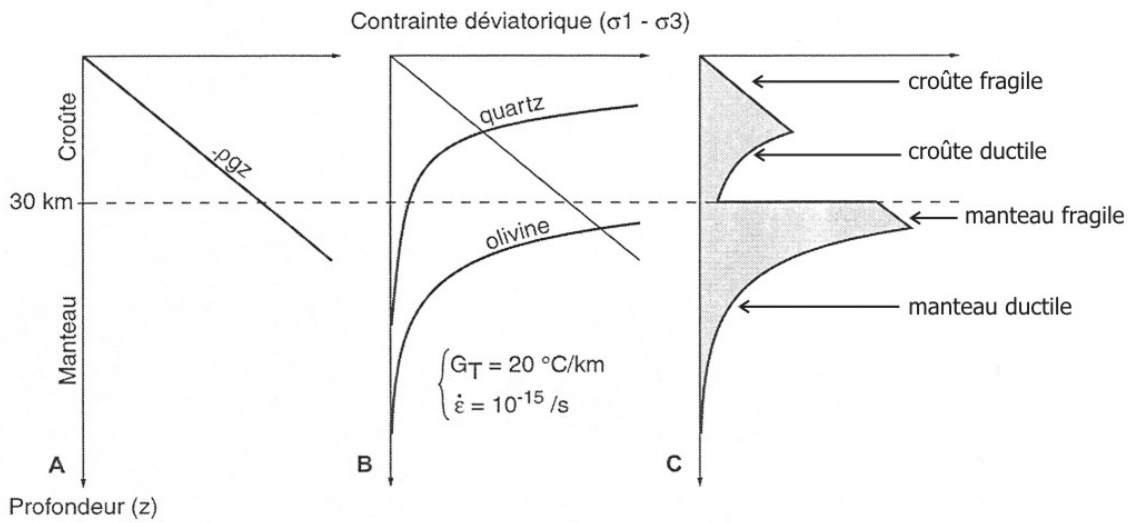


Figure I-5 : Principe de construction d'un profil rhéologique d'une lithosphère continentale, d'après *Barrier* [2002].

Cependant, la composition minéralogique de la lithosphère est variée et les lois de fluage extrapolées à la rhéologie lithosphérique sont très discutées. Ainsi plusieurs profils rhéologiques sont possibles suivant les combinaisons de géothermes, d'épaisseurs lithosphériques et de modèles pétrologiques choisis (voir les exemples en Figure I-6). Le contexte tectonique (régime compressif, extensif ou en décrochement) intervient également sur les niveaux fragiles (Figure I-7). Enfin, la présence des fluides diminue fortement la résistance du matériau (Evans et Kohlstedt, 1995). Ces profils rhéologiques fournissent une vision simplifiée de la résistance lithosphérique.

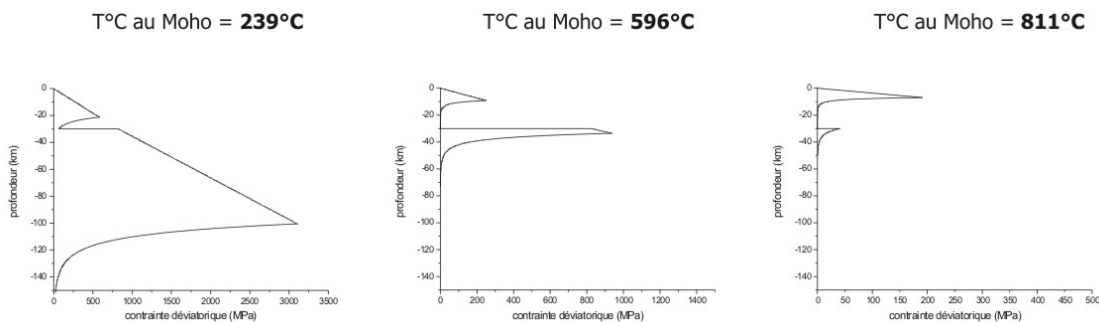


Figure I-6 : Différents modèles rhéologiques en fonction de la température du Moho. Plus la température est élevée, plus la résistance du manteau supérieure est faible.

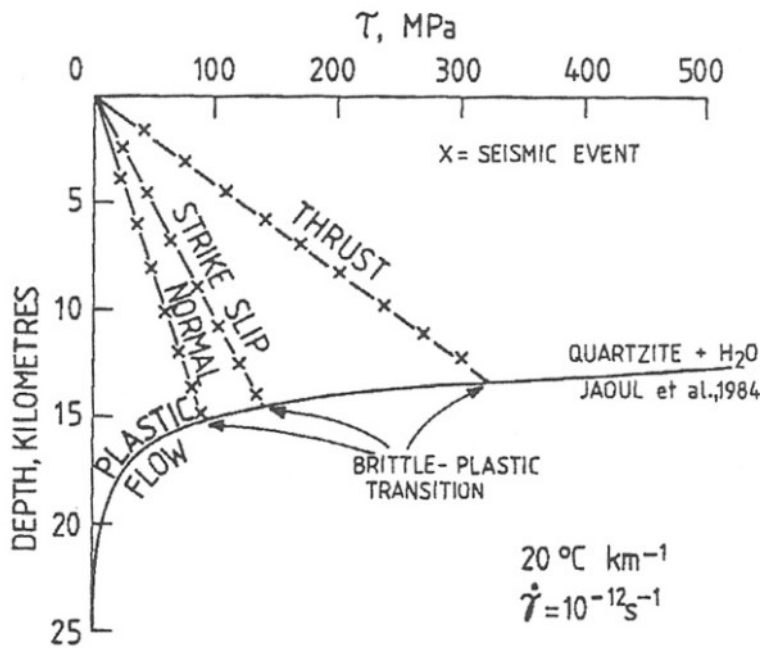


Figure I-7 : Niveaux de résistance dans le domaine fragile en fonction du contexte tectonique, d'après [Ord and Hobbs, 1989]

De par ces incertitudes, deux modèles rhéologiques de la lithosphère continentale s'affrontent :

- Le « jelly sandwich », ou arbre de Noël, qui est le modèle classique. Ce modèle est stratifié avec une couche ductile qu'est la croûte inférieure, située entre deux niveaux plus résistants : la croûte supérieure et le manteau supérieur [e.g. *Handy and Brun, 2004; Kirby, 1985; Ranalli and Murphy, 1987*] (Figure I-8). En fonction du choix du gradient géothermique, les profils rhéologiques sont différents. En effet, pour une lithosphère froide, le modèle est constitué d'une croûte et d'un manteau supérieur cassants et un manteau inférieur ductile ; pour un gradient géothermique intermédiaire, la croûte supérieure et le manteau supérieur sont cassants et la croûte et le manteau inférieurs sont ductiles. Enfin pour un gradient géothermique élevé, la croûte fragile est peu épaisse, la croûte inférieure et le manteau sont ductiles, mais le manteau supérieur reste plus résistant que la croûte inférieure (Figure I-6).

Dans ce modèle, c'est le manteau supérieur qui contrôle la résistance de la lithosphère.

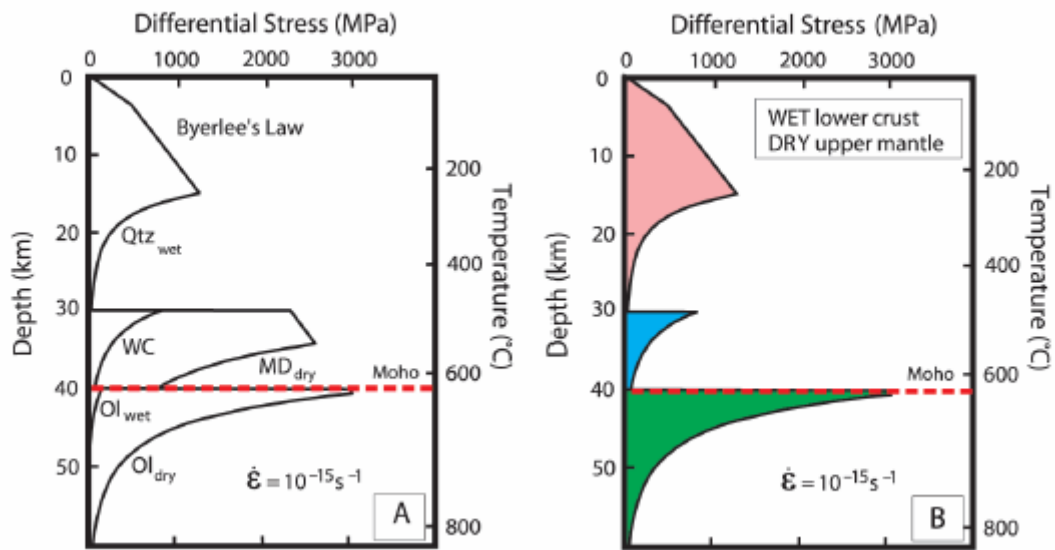


Figure I-8 : Modèles rhéologiques en arbre de Noël, extraits de [Jackson, 2002]. A. Résumé des résultats expérimentaux avec une croûte inférieure représentée par une diabase pauvre en eau (MD) ou une granulite riche en eau et la manteau représenté par de l'olivine pauvre (dry) ou riche (wet) en eau. B. Modèle classique en arbre de Noël avec une croûte inférieure riche en eau et un manteau supérieur pauvre en eau, impliquant une croûte inférieure de faible résistance et un manteau supérieur de forte résistance

- Le second modèle consiste en une croûte plus résistante que le manteau. Ce modèle est basé sur des observations sismologiques et gravimétriques [Jackson, 2002; Maggi et al., 2000b]. Des améliorations récentes dans la qualité des données sismiques et gravimétriques montrent que :
 - les rares séismes localisés dans le manteau supérieur dans les études précédentes [Chen and Molnar, 1983] seraient plutôt localisés dans la croûte (Figure I-9)
 - l'épaisseur élastique effective des continents est proche de l'épaisseur de la croûte sismique [Maggi et al., 2000a].

Dans ce modèle, la croûte est donc interprétée comme la zone de résistance de la lithosphère. Le manteau serait de résistance plus faible de par la présence d'eau. Ceci implique un contrôle de la résistance lithosphérique par la croûte et non plus par le manteau et amène à un nouveau modèle rhéologique (Figure I-10).

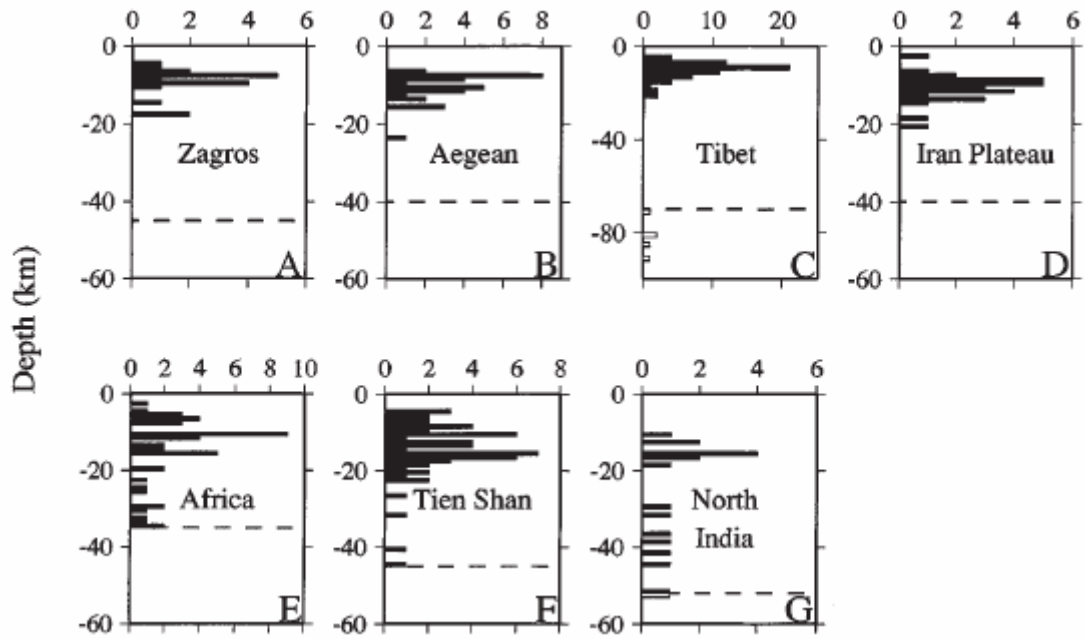


Figure I-9 : Répartition des séismes dans la lithosphère ; le Moho est représenté en pointillé [Maggi et al., 2000b]. La majorité des séismes sont localisés dans la croûte.

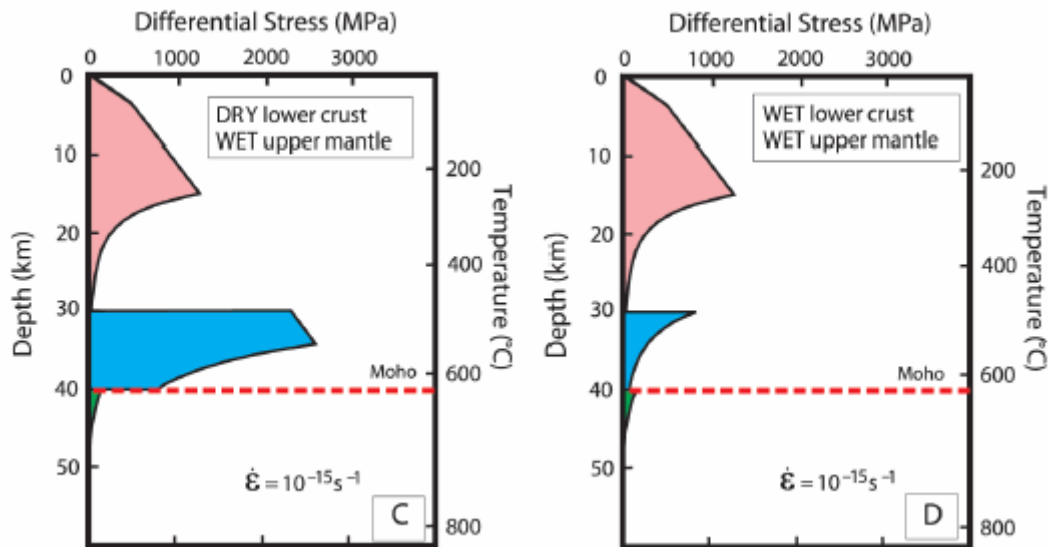


Figure I-10 : Modèles rhéologiques pour une croûte inférieure pauvre en eau (C) et pour une croûte inférieure riche en eau (D), d'après Jackson [2002]. Le manteau supérieur (vert) est de très faible résistance.

Cependant, ce dernier modèle est vivement contesté [*Handy and Brun, 2004*] sur la base d'arguments géologiques, tels que les zones de faiblesse dans les orogènes et marges continentales de rift, les contrastes de compétence des minéraux et roches déformés naturellement ou encore la résistance plus importante des roches riches en olivine comparées aux roches crustales riches en quartz, feldspath et micas.

En remarque, les transitions fragile-ductile ne sont pas ou très peu prises en compte dans ces modèles. Or cette transition doit jouer un rôle important dans la résistance de la lithosphère; cette transition est assez mal définie car se situe à des profondeurs variables suivant le type de lithosphère et est le lieu d'enracinement de zones de cisaillement [*Gueydan et al., 2003; Gueydan et al., 2005*]. Par ailleurs, cette zone de transition n'est probablement pas une transition brutale mais doit correspondre à un niveau plus large que celui considéré actuellement dans les profils rhéologiques.

Le débat sur la rhéologie de la lithosphère continentale reste ouvert car les modèles rhéologiques sont largement simplifiés et n'apportent pas de réponse unique pour l'identification de l'entité contrôlant la localisation de la déformation. Dans les modèles analogiques et numériques, la difficulté reste la même car la simplification de la rhéologie est encore plus grande pour une bonne compréhension des paramètres mis en jeu.

1.4. Les modèles lithosphériques

Les profils rhéologiques fournissent une première approximation de la résistance de la lithosphère et devraient permettre une meilleure compréhension des types de déformation continentale, notamment la localisation de la déformation. Cependant, les mécanismes générant les déformations continentales observées restent peu compris. Trois modèles différents tentent d'expliquer le mode de déformation de la lithosphère continentale ; le premier aborde le problème par un caractère fragile dominant, le second considère la lithosphère comme un milieu continu où la déformation ductile prévaut, et le troisième met en avant le couplage fragile-ductile de la lithosphère et considère ce couplage comme indissociable.

1.4.1. Modèle de déformation localisée

La déformation des zones de convergence est caractérisée par des géométries (patterns) de déformation associant épaissement lithosphérique et également de grandes failles décrochantes. La collision Inde-Asie illustre parfaitement ces observations géologiques [Molnar and Tapponnier, 1975; Tapponnier et al., 1986]. Afin de mieux comprendre quel rôle jouent ces failles en décrochement c'est-à-dire quel rôle joue la localisation de la déformation dans les orogènes, un modèle analogue a été développé à partir d'un matériau localisant la déformation : la plasticine [Peltzer and Tapponnier, 1988; Tapponnier et al., 1982].

Dans une boîte avec un bord libre, un piston poinçonne la plasticine (Figure I-11). Dans l'ensemble des expériences, la déformation génère une extrusion latérale de blocs rigides via des failles décrochantes qui se forment successivement dans le temps. Les failles décrochantes générées dans ce modèle sont remarquablement similaires aux failles de l'Altyr Tagh et du Fleuve Rouge. Bien que ces modèles analogiques ne prennent en compte que la déformation plane (pas d'épaississement ni l'influence des forces gravitaires), ces similitudes montrent que la localisation de la déformation doit jouer un rôle crucial dans la déformation de la lithosphère.

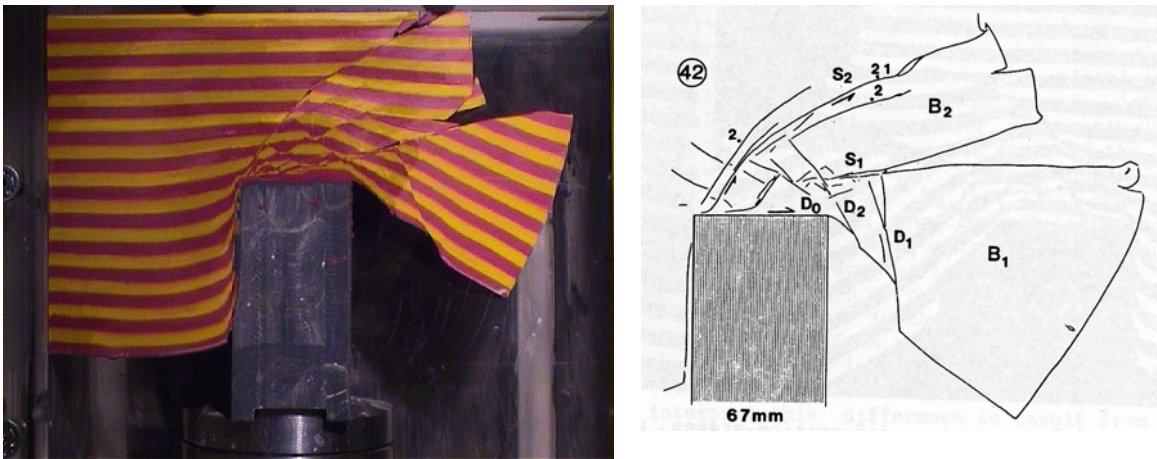


Figure I-11 : Modèle analogue d'un piston poinçonnant la plasticine (expériences de Peltzer and Tapponnier, [1988])

1.4.2. Modèle de déformation continue

Sur la base des observations d'une sismicité diffuse dans les zones de déformation continentale, certains auteurs ont proposé que le niveau ductile de la lithosphère était prédominant dans les déformations continentales [England and Houseman, 1985; England and Houseman, 1986; England et al., 1985; England and McKenzie, 1982; Sonder and England, 1986]. Les modèles numériques développés sont constitués d'une fine couche visqueuse dont le comportement répond à une simple loi de fluage de type $\dot{\epsilon} = \tau^n$, où $\dot{\epsilon}$ est la vitesse de déformation, τ la contrainte déviatorique ($\sigma_1 - \sigma_3$) et n un paramètre de valeur comprise entre 1 (fluide Newtonien) et 10. Dans le cadre de la collision Inde-Asie, ces modèles impliqueraient que la convergence soit essentiellement accommodée par un épaissement crustal diffus tandis que les décrochements joueraient un rôle secondaire post-épaississement. Cependant, ces modèles ne permettent pas d'expliquer les grands décrochements comme par exemple les failles de l'Altyn Tagh, du Karakorum et du Fleuve Rouge en Asie, ou bien dans un contexte autre que l'Asie la faille Nord Anatolienne en Eurasie, qui sont des décrochements qui peuvent faire jusqu'à plus de 1000 km de longueur pour une dizaine de km de large.

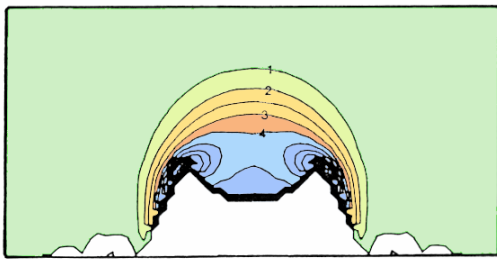


Figure I-12 : Distribution de la topographie en considérant que la lithosphère se comporte comme un fluide visqueux, d'après England and McKenzie [1982]

1.4.3. Modèle de couplage fragile-ductile

Un troisième modèle de déformation de la lithosphère continentale met en avant le caractère stratifié de la lithosphère et tente de comprendre les mécanismes du couplage fragile-ductile. De nombreux modèles analogiques ont été testés à partir de matériaux de comportement mécanique fragile (le sable) et ductile (la silicone) disposés sur un matériau plus dense (miel ou sirop d'érable), qui permet de prendre en compte les forces gravitaires. Ces modèles sont basés sur un profil simplifié de la rhéologie de la lithosphère à 2 couches (croûte fragile, croûte ductile) jusqu'à 4 couches (croûte fragile, croûte ductile, manteau fragile, manteau ductile) [Allemand, 1988; Brun, 2002; Davy, 1986; Davy and Cobbold, 1988; Davy and Cobbold, 1991].

Ces modèles montrent la croissance des failles et des connexions pour former un réseau complexe de failles qui se localisera plus ou moins par la suite. Ce réseau de failles est d'autant moins localisé que le niveau ductile est résistant. Il est observé également que la localisation de la déformation apparaît plus tardivement que dans le modèle « localisé » (partie 1.4.1). Il semblerait donc que la résistance relative des niveaux fragiles-ductiles joue un rôle primordial dans la localisation de la déformation. Ces modèles analogiques restent cependant très simplifiés et ignorent des paramètres tels que la température, des changements rhéologiques, des hétérogénéités ; mais cette approche a le mérite d'incorporer des rhéologies plus complexes que les deux modèles précédents (1.4.1 et 1.4.2) et a permis de mettre en évidence le rôle incontestable des contrastes de rhéologies dans le mode de fracturation de la lithosphère.

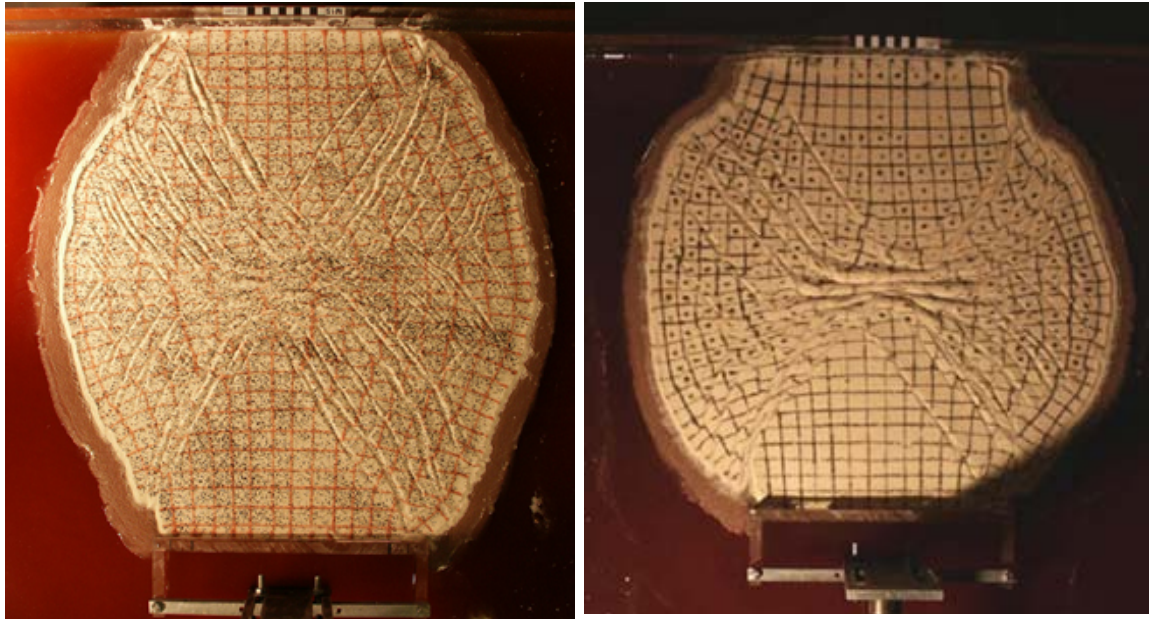


Figure I-13 : Expériences de collision sur milieu rhéologiquement stratifié (sable-silicone) (Expériences de *Schueller* [2004])

L'aspect mécanique de ce couplage fragile-ductile n'a été abordé que très récemment dans les travaux de *Schueller* [2005] par une approche numérique. Ces travaux ont mis en évidence le rôle important de la viscosité de la couche ductile sur le mode de déformation du niveau fragile, puisque en augmentant la viscosité d'un ordre de grandeur, la distribution des failles passe d'un réseau localisé à diffus (Figure I-14).

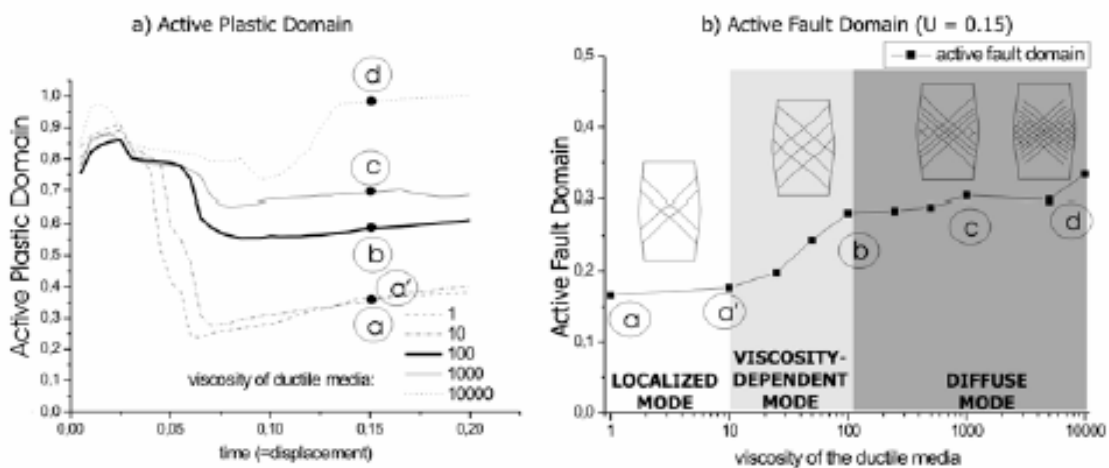


Figure I-14 : (a) Evolution du domaine plastique actif (APD) et (b) du domaine de failles actif (AFD) en fonction de la viscosité [*Schueller et al.*, 2005].

2. Les zones de cisaillement continentales décrochantes : mode de localisation de la déformation

2.1. Exemples de zones de cisaillement décrochantes continentales majeures

2.1.1. Zones de cisaillement actives

La **faille Nord-Anatolienne** (FAN) est l'une des plus importantes failles décrochantes intracontinentales actives. Issue de la collision continentale des plaques Arabie et Eurasie, la FNA extrude le bloc Anatolie vers l'ouest (Figure I-15). C'est une faille très étroite, dextre et longue de 1000 km environ qui permet la rotation antihoraire de l'Anatolie le long d'un petit cercle [Le Pichon *et al.*, 1995; Reilinger *et al.*, 1997]. Les déformations actuelles déterminées à partir de données GPS montrent que cette faille accommode l'extrusion de la plaque Anatolie à environ 2 cm/an [Reilinger *et al.*, 1997]. Les décalages de vallées Holocènes confirment cette vitesse de déplacement [Hubert Ferrari, 1998; Hubert Ferrari *et al.*, 2002]. Cependant, les décalages de marqueurs géologiques et de grandes rivières impliquent un décalage total de 80km ce qui suggère une vitesse moyenne de 6.5mm/an depuis 13Ma [Hubert Ferrari, 1998; Hubert Ferrari *et al.*, 2002]. Cette vitesse moyenne est largement inférieure aux vitesses estimées sur la période post Holocène. Cette différence de cinématique sur la FNA a été interprétée comme une augmentation de la vitesse de déplacement au cours de la propagation de la faille entre 13 et 5Ma [Hubert Ferrari *et al.*, 2002]. Par ailleurs, la déformation semble être restée très localisée le long de la faille suggérant une déformation d'échelle lithosphérique en cohérence avec le modèle de blocs rigides [Armijo *et al.*, 1999; Hubert Ferrari, 1998; Hubert Ferrari *et al.*, 2002; Hubert Ferrari *et al.*, 2003]. Enfin,

selon les modèles numériques de *Provost et al.*[2003], la FNA serait une faille de faible résistance.

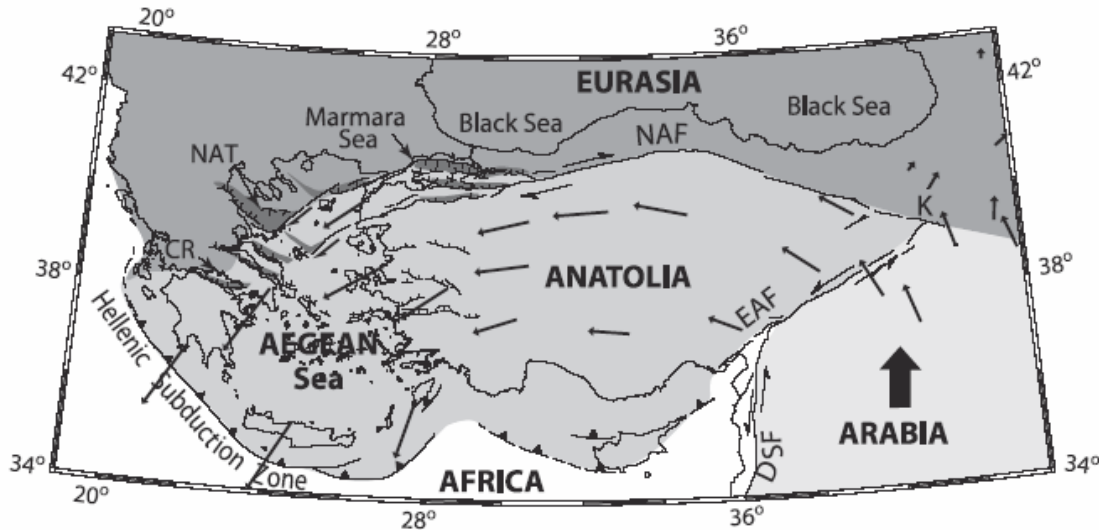


Figure I-15 : Localisation de la faille Nord Anatolienne, d'après *Hubert Ferrari et al.* [2002].

Le système de la **faille de San Andreas** (FSA) est beaucoup plus complexe, de par son contexte géodynamique et de par ses paradoxes mécaniques et thermiques. En effet, la FSA est situé le long de la limite des plaques Pacifique et Nord Amérique et fait le relais entre les expansions océaniques de Juan de Fuca au nord et de la ride Est Pacifique au sud (Figure I-16). La FSA s'étend sur 1300 km, du Golfe de Californie, ouvert par la ride Pacifique, jusqu'au point triple entre les plaques Juan de Fuca-Pacifique-Nord Amérique où la FSA rencontre la fracture de Mendocino et la fosse des cascades. La FSA est une faille décrochante dextre qui a une vitesse de déplacement de 5 cm/an environ depuis 30Ma.

Les contraintes estimées dans des forages le long du système FSA indiquent une composante principale σ_1 presque perpendiculaire à la faille [e.g. *Mount and Suppe*, 1987; *Zoback et al.*, 1987]. Le fonctionnement de la FSA en décrochement avec une telle orientation de la contrainte principale peut être expliquée soit par une anomalie thermique élevée au niveau de la faille, soit par des contraintes différentielles très faibles. Or, les mesures de flux de chaleur dans les boreholes à proximité de la FSA ne

montrent pas d'anomalie thermique élevée [Brune *et al.*, 1969; Lachenbruch and Sass, 1980]. Ces mesures impliquent donc de faibles contraintes le long de la faille et un coefficient de friction des roches inférieur à celui déterminé par Byerlee [1978] pour la majorité des roches crustales. Plusieurs hypothèses tentent d'expliquer la faible résistance de la faille de San Andreas : (1) les roches de la FSA ont des compositions différentes des compositions habituelles de failles, (2) les processus qui ont lieu au cours du déplacement de la faille ne sont pas reproduits en laboratoire, ou (3) les fluides piégés dans la zone de faille participent à la diminution de la résistance de la faille. Malgré ces données, d'autres auteurs considèrent la FSA comme une faille résistante d'une part en remettant en question le modèle utilisé pour l'interprétation du flux de chaleur, et d'autre part argumentent une rotation de la contrainte principale horizontale à proximité de la FSA [Scholz, 2000]. Ce débat sur la résistance de la faille de San Andreas reste encore à ce jour d'actualité.

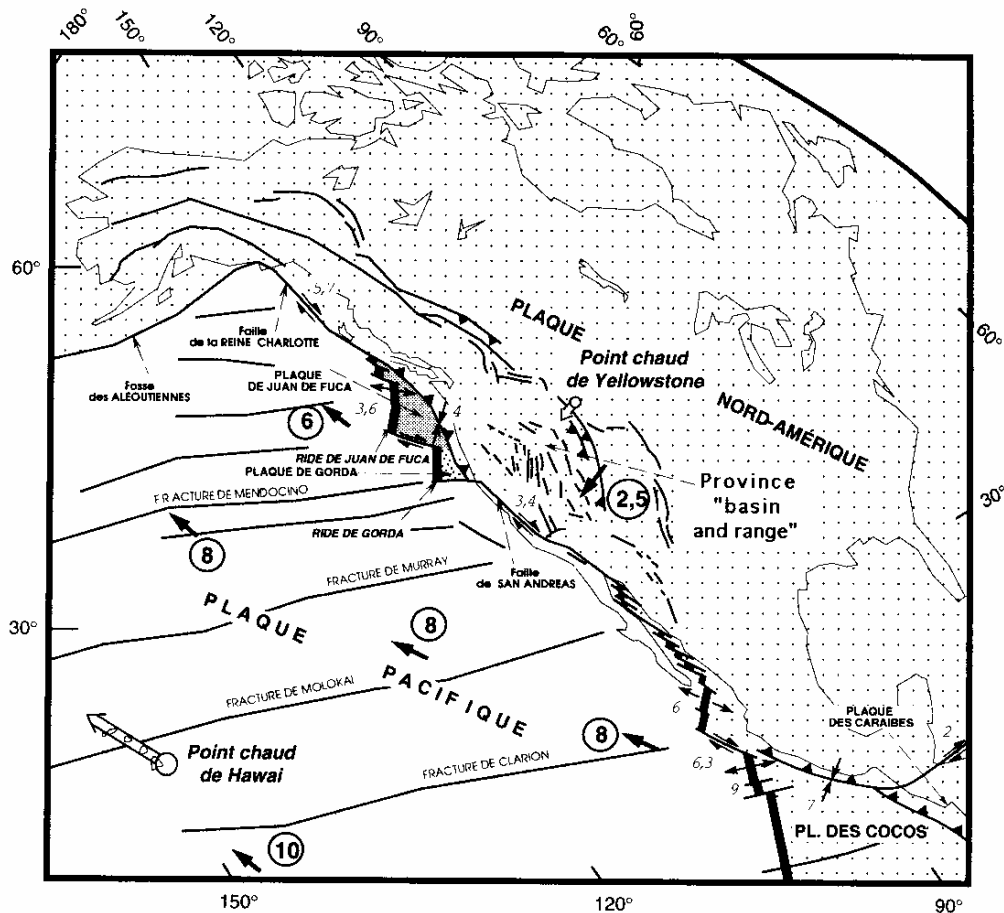


Figure I-16 : Localisation de la faille de san Andreas, d'après Jolivet [1997]

2.1.2. Zones de cisaillement exhumées de la croûte moyenne

Le **Cisaillement Sud Armoricaïn** (CSA), défini par *Cogné* [1960] est l'une des grandes zones de cisaillement décrochantes reconnues dans l'ensemble de la chaîne hercynienne européenne occidentale. Cette chaîne hercynienne s'est formée dans un contexte de collision continentale oblique au cours du Paléozoïque. Au sein du massif hercynien de Bretagne le CSA sépare deux grands domaines (Figure I-17). (1) Le domaine central au nord, peu épaissi et composé de roches sédimentaires ; ce domaine est bordé au nord par un autre cisaillement (le cisaillement nord armoricaïn). (2) Le domaine Sud Armoricaïn, au sud du CSA, est composé de roches métamorphiques de haut grade et a subi une forte extension régionale WNW-ESE post-épaississement au Carbonifère supérieur [*Gapais et al.*, 1993; *Le Hébel et al.*, 2002].

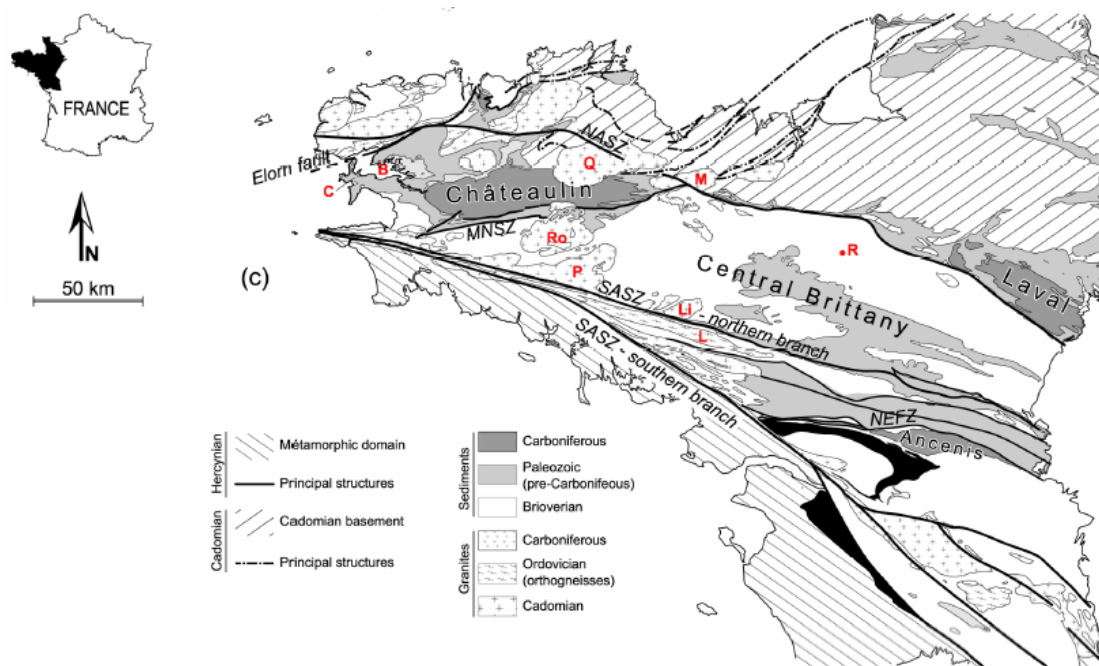


Figure I-17 : Carte de localisation des branches nord et sud du cisaillement Armoricaïn (SASZ) dans la Bretagne occidentale d'après *Gumiaux* [2003].

Le CSA est un cisaillement dextre de 300-400 km de long, orienté NW-SE [*Berthé et al.*, 1979a; *Berthé et al.*, 1979b; *Jégouzo*, 1980] (Figure I-17). Il est constitué de 2 branches séparées par un domaine de haute pression. Ces deux branches sont jalonnées

de granites syncinématiques qui permettent de dater la déformation du cisaillement au Carbonifère. Selon *Gapais and Le Corre* [1980], la déformation aurait tout d'abord été accumulée sur l'ensemble du domaine central selon une composante dextre, puis se serait localisée vers 325-310 Ma sur le CSA à la faveur d'un adoucissement de la déformation initié par la mise en place de jus granitiques. Les déplacements sur le CSA sont peu contraints due à l'absence de marqueurs géologiques. Une tentative d'estimation propose un déplacement le long de la faille autour de 40km [*Jégouzo and Rosello*, 1988]. Ainsi il n'existe pas de réelle estimation de vitesse de déformation sur le CSA, mais sur la base des observations des mécanismes de déformation, *Berthé et al.* [1979b] supposent que la vitesse de déformation était de l'ordre de $10^{-12}s^{-1}$ et a varié brutalement au cours du développement de la zone de cisaillement.

De récentes données sismiques ont permis de mettre en évidence que le CSA n'était que d'échelle crustale et que la branche sud s'enracinait sur une structure chevauchante à vergence nord [*Bitri et al.*, 2003] (Figure I-18). Le CSA serait plutôt une zone de transfert entre le domaine central stable et le domaine sud armoricain aminci [*Gumiaux*, 2003; *Gumiaux et al.*, 2004].

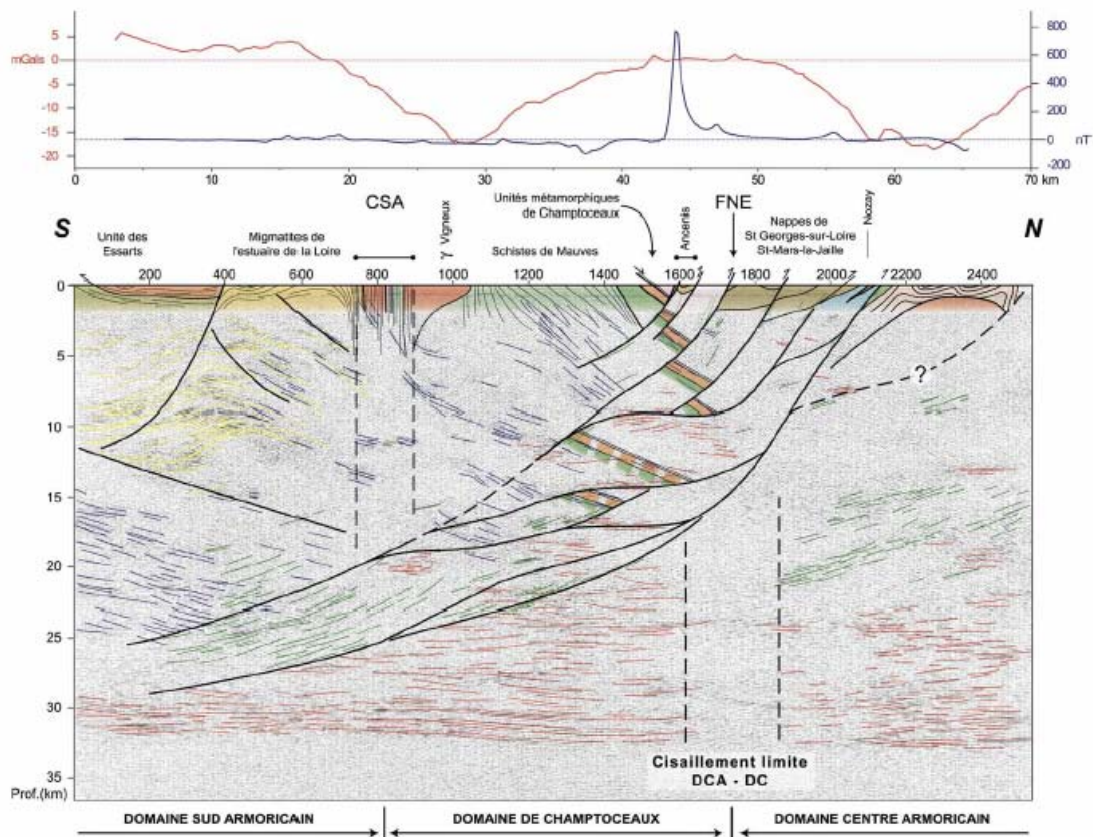


Figure I-18 : Profil sismique Armor 2 à travers la zone de cisaillement Sud Armoricaine (D'après Bitri et al., 2003).

Un autre exemple très étudié de zone de cisaillement exhumée de la croûte moyenne est la **faille du Fleuve Rouge** en Chine. Cet exemple n'est pas développé ici puisque une synthèse bibliographique lui est dédiée au chapitre II.

2.1.3. Zones de cisaillement de base de croûte

Un remarquable exemple de réseau de zones de cisaillement de la croûte inférieure enracinées dans le manteau supérieur est le système de zones de cisaillement de Borborema qui s'étend sur 200000 km² environ au Brésil (Figure I-19). Ce système de zones de cisaillement s'est développé au Neoprotérozoïque lors de la collision Pan-Africaine/ Brésilienne. Il est composé de deux domaines : (1) le domaine W qui contient des zones de cisaillement décrochantes dextres, rectilignes et orientées NE-SW, (2) le domaine E, avec des zones de cisaillement discontinues et sinueuses orientées E-W [Vauchez *et al.*, 1995].

La morphologie de ces dernières est attribuée à la présence d'hétérogénéités préexistantes [Tommasi *et al.*, 1995; Vauchez *et al.*, 1995]. Les zones de cisaillement de Borborema sont contemporaines d'un métamorphisme de haute température et moyenne pression et sont associées à un important magmatisme syncinématique [Neves *et al.*, 2000; Vauchez *et al.*, 1995]. Les déformations observées et les hautes températures associées suggèrent une croûte continentale de faible résistance chaude [Vauchez and Egidio da Silva, 1992]. La déformation semble se localiser dans les granites syncinématiques qui se mettent en place dans les zones de cisaillement [Tommasi *et al.*, 1994]. Et selon Neves *et al.* [1996], les jus granitiques contrôlèrent la nucléation et le développement des zones de cisaillement à cause de l'anomalie thermique qu'ils génèrent dans la croûte [Neves and Vauchez, 1995].

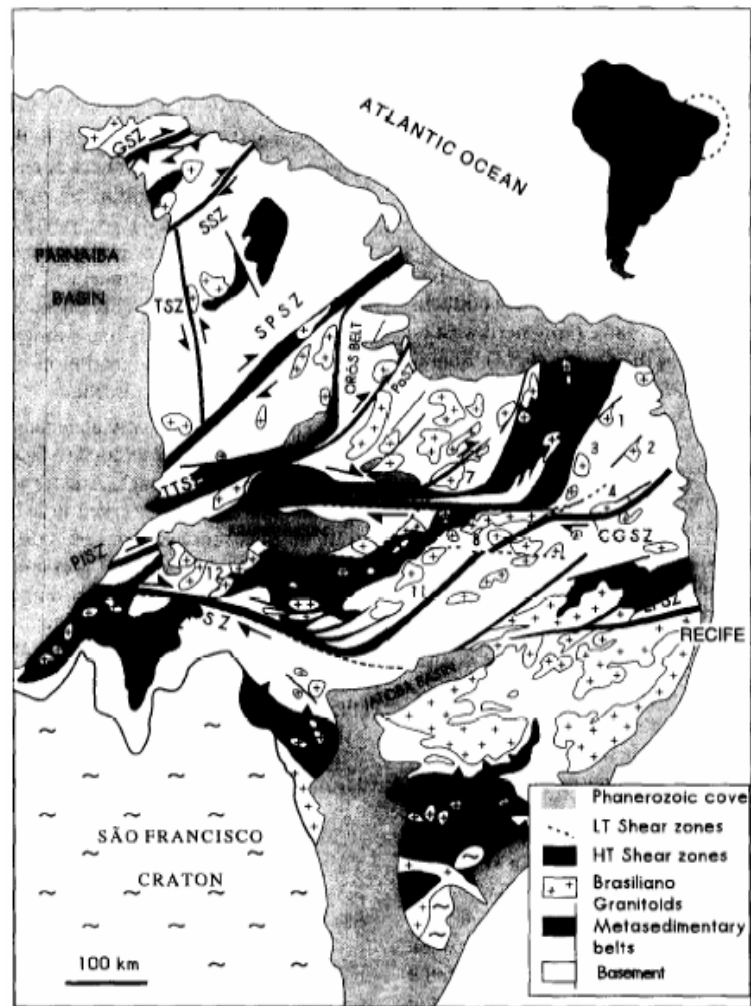


Figure I-19 : Carte schématique montrant le système de zones de cisaillement de Borborema au Brésil, d'après Vauchez *et al.* [1995]

A Madagascar, de nombreuses zones de cisaillement ductiles majeures se sont également développées dans la croûte inférieure granulitique au cours de la collision Pan-Africaine (Figure I-20). Les zones de cisaillement les plus importantes sont larges de 30 km et longues jusqu'à plusieurs centaines à milliers de km [Martelat, 1998; Pili, 1997].

Des données structurales, gravimétriques et de géochimie isotopiques ont directement mis en évidence la connexion de ces zones de cisaillement avec le manteau supérieur [Pili, 1997; Pili *et al.*, 1997]. La déformation y est associée à du CO₂ et H₂O mantellique ainsi que du H₂O crustal, drainé par les zones de cisaillement ; l'infiltration des fluides dans ces zones de cisaillement aurait augmenté la pression poreuse et ainsi facilité la localisation de la déformation [Pili, 1997; Pili *et al.*, 1997]. Dans le cas de zones de cisaillement lithosphériques telles que celles de Madagascar, il est probable

que la déformation crustale ait été contrôlée par le manteau supérieur de plus grande résistance [Pili, 1997].

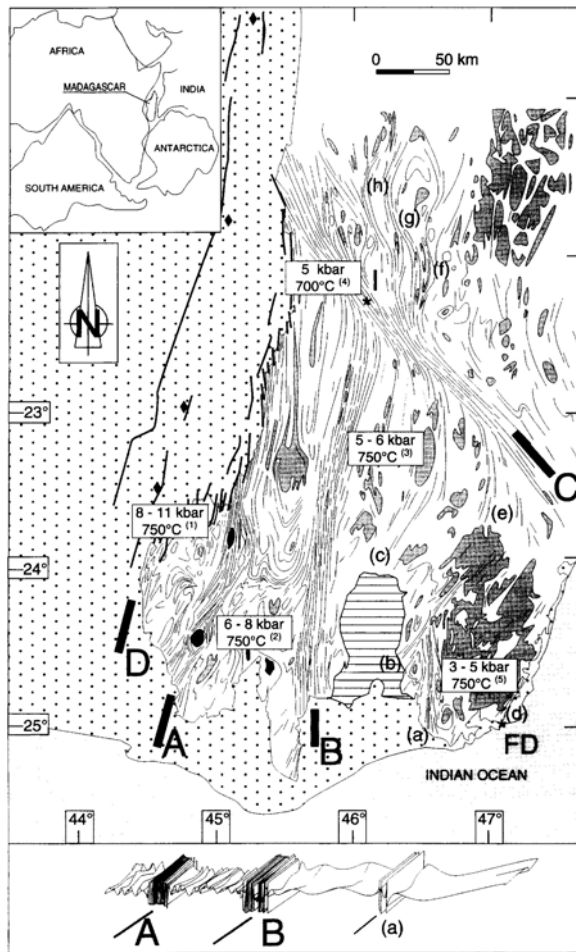


Figure I-20 : Carte structurale simplifiée et coupe schématique du SE de Madagascar d'après Pili *et al.* [1997]

2.2. Mécanismes de localisation de la déformation

2.2.1. Réduction de la taille des grains

Une caractéristique majeure des zones de cisaillement ductiles est la réduction de la taille des grains, qui peut être très importante comme dans les ultramytonites. La réduction de la taille des grains est directement associée à la localisation de la déformation [Tullis and Yund, 1985; White *et al.*, 1980] ainsi qu'à une diminution de la

résistance des roches (adoucissement) [Hobbs *et al.*, 1990; Poirier, 1980]. La recristallisation dynamique, qui correspond à la recristallisation des grains lorsqu'ils sont soumis à un régime de contraintes, est un mécanisme souvent invoqué pour réduire la taille des grains [Bell and Etheridge, 1973; Bell and Etheridge, 1976; Mercier *et al.*, 1977; White, 1973; White, 1977].

Deux processus activés thermiquement permettent la recristallisation dynamique: (1) la formation et la rotation progressive de sous grains (SGR), par réorganisation des dislocations le long de plans cristallographiques préférentiels, et (2) la migration des joints de grains (GBM), par diffusion des éléments constitutifs du grain considéré [Guillope and Poirier, 1979; Hobbs, 1968; Poirier, 1985]. Le processus (1) correspond au fluage dislocation et le processus (2) au fluage diffusion. Au cours de la déformation d'une roche, ces deux processus SGR et MGB sont en compétition.

Une relation entre taille de grains recristallisés et contrainte a été mise en évidence pour un état stationnaire [Twiss, 1977] (voir § 3). Cette relation piezométrique a permis l'élaboration de cartes de déformation [Ashby, 1972] (Figure I-21A). Ces cartes de déformation mettent en opposition les deux processus fluage dislocation et fluage diffusion et montrent, pour une vitesse de déformation constante et une température donnée, une diminution de la taille des grains efficace lorsque la roche subit le fluage dislocation puis une chute des contraintes lors du passage au fluage diffusion pour une taille de grain critique. Ce changement de mécanisme serait à l'origine de l'adoucissement [Rutter and Brodie, 1988].

Cependant De Bresser *et al.* [1998] suggère que le fluage diffusion favoriserait plutôt la croissance de la taille des grains, et que son activation comme mécanisme dominant impliquerait un équilibre entre réduction et croissance de la taille des grains (Figure I-21B). Dans une telle hypothèse, la diminution de la contrainte permettant une chute de la viscosité et ainsi la localisation de la déformation est impossible [De Bresser *et al.*, 1998; De Bresser *et al.*, 2001]. Comme déjà suggéré par Etheridge and Wilkie [1979], la recristallisation dynamique serait insuffisante pour expliquer l'adoucissement de la déformation. De Bresser *et al.* [2001] proposent que l'adoucissement de la déformation dans les zones de cisaillement localisées soit initié par d'autres mécanismes que la recristallisation dynamique, ou bien que la croissance des grains soit inhibée.

Ainsi, alors que le processus qui gouverne la diminution de la taille de grain est bien connu, celui qui est à l'origine de l'adoucissement semble plus complexe.

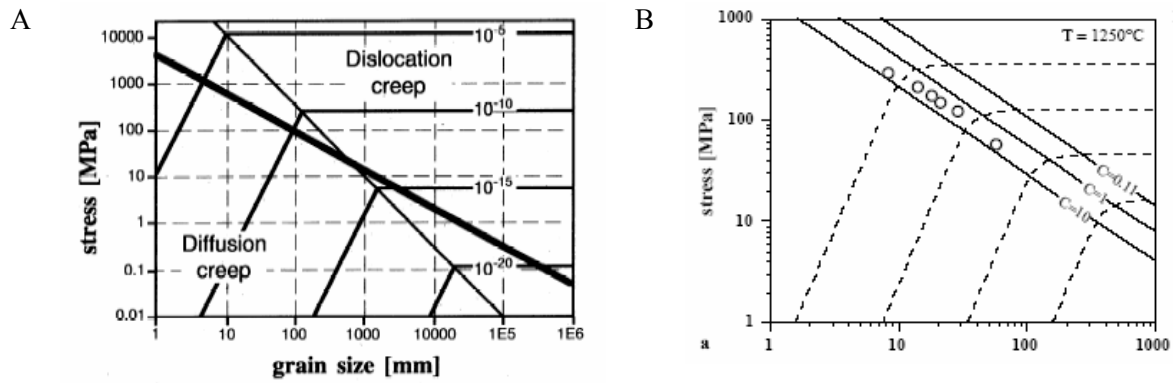


Figure I-21 : A. Relation empirique classique du stress versus la taille de grain recrystallisée de l'olivine (ligne en gras), extrapolée dans une carte des mécanismes de déformation ($T=800^\circ\text{C}$) ; la vitesse de déformation est en s^{-1} [De Bresser et al., 1998]. B. Carte des mécanismes de déformation pour l'olivine à $T= 1250^\circ\text{C}$ [De Bresser et al., 2001].

2.2.2. Zone privilégiée de circulation de fluides

Les zones de cisaillement sont reconnues comme étant des chenaux préférentiels pour la circulation de fluides [e.g. Beach, 1976; Etheridge et al., 1983; Kerrich, 1986]. De nombreux travaux documentent les processus d'adoucissement associés aux réactions métamorphiques et au passage de fluides dans la croûte granitique [e.g. Etheridge et al., 1984; Etheridge et al., 1983; Fitz Gerald and Stünitz, 1993; Marquer and Burkhard, 1992; Marquer et al., 1985; Mitra, 1978; White and Knipe, 1978; Wibberley, 1999; Yonkee et al., 2003]. Mais la plupart des exemples concernent la croûte supérieure où la localisation de la déformation est courante. Dans la croûte plus profonde et plus chaude, les études montrant les fortes interactions fluides-roches sont plus rares [Cartwright and Buick, 1999; Dipple et al., 1990; Kisters et al., 2000; Pili, 1997; Sassier et al., 2006; Selverstone et al., 1991]. Une des raisons est que, dans une croûte inférieure stable, l'environnement est supposé déficitaire en eau [Newton, 1990]. Les principaux mécanismes d'adoucissement invoqués sont en premier lieu les réactions minéralogiques et principalement la dissolution du feldspath en mica [Gueydan et al., 2003; O'Hara, 1988; White and Knipe, 1978; Wibberley, 1999; Wintsch et al., 1995], qui est un processus très efficace et implique un apport important en eau, la réduction de

la taille des grains par néocrystallisation, c'est-à-dire une recristallisation impliquant des changements dans la composition chimique [*Fitz Gerald and Stünitz, 1993; Yund and Tullis, 1991*], et l'augmentation de la plasticité des cristaux.

A l'échelle de la lithosphère, la circulation des fluides est beaucoup moins étudiée car très complexe. Les évidences de circulation de fluides dans les zones de cisaillement majeures ne sont pas toujours claires car les fluides sont souvent tamponnés par l'encaissant crustal. Les granulites, situées à l'interface entre les deux différents réservoirs géochimiques de la croûte et du manteau, ont permis de mettre en évidence les circulations de fluides (flux de carbone caractéristique du manteau) à travers la limite mécanique croûte-manteau [*Pili, 1997; Pili et al., 1997*]. Ces fluides pourraient être à l'origine de la fusion partielle de roches, processus qui diminue la viscosité locale des roches et localise la déformation.

Les magmas sont des fluides particuliers, également souvent associés à des zones de cisaillement. Des exemples typiques d'association entre magmatisme et déformation sont le cisaillement sud armoricain [*Paterson and Schmidt, 1999*], d'âge hercynien, et la ligne Insubrienne associée à l'orogénèse alpine [*Rosenberg, 2004*]. Dans ces exemples, des plutons granitiques alignés le long de la zone de cisaillement semblent connectés à celle-ci. Les critères cinématiques montrent que la mise en place de ces plutons est contemporaine de la déformation dans les zones de cisaillement. Si les relations entre le magmatisme et les zones de cisaillement sont parfois remises en cause [*Paterson and Schmidt, 1999*], il semble néanmoins évident que la zone de cisaillement contrôle en partie la mise en place des plutons [*Rosenberg, 2004*]. Inversement, dans de tels contextes, les magmas sont des matériaux de bien plus faible résistance que les roches ductiles, et la présence de magmatisme doit favoriser la localisation de la déformation [*Galland et al., in press; Rosenberg and Handy, 2005; Rosenberg et al., in press*]. De tels mécanismes pourraient être à l'origine de structures telles que le haut plateau du Tibet [*Beaumont et al., 2004*]. Le magmatisme apparaît également comme un paramètre important sur la rhéologie de la lithosphère.

2.2.3. Shear heating

Le terme de shear heating (ou strain heating) fait référence à la chaleur générée par friction des roches lors de processus tectoniques, comme par exemple le mouvement le long de failles. Le shear heating est admis comme processus localisant la déformation puisque la chaleur, produite par friction du matériau, chauffe et adoucit localement les roches et diminue en conséquence leur viscosité. Le shear heating est également un processus invoqué pour expliquer les forts gradients de métamorphisme [*Camacho et al.*, 2001; *Nicolas et al.*, 1977; *Scholz*, 1980] et la fusion partielle présents dans les zones de cisaillement décrochantes [*Molnar and England*, 1990; *Nabelek and Liu*, 1999; *Nicolas et al.*, 1977; *Tommasi et al.*, 1994]. Cependant, son efficacité reste débattue car des calculs théoriques suggèrent un effet rétroactif de la chute de la viscosité sur la friction ; dans ce cas, l'effet rétroactif tamponnerait la production de chaleur devenue alors insuffisante pour provoquer de la fusion partielle [*Brun and Cobbold*, 1980; *Fleitout and Froidevaux*, 1980].

Par ailleurs, des modèles numériques plus récents proposent qu'un shear heating au niveau du manteau supérieur pourrait être à l'origine d'une fusion partielle de la croûte inférieure [*Leloup and Kienast*, 1993; *Leloup et al.*, 1999] ; cette hypothèse permettrait d'expliquer d'une part la présence de granites dans les zones de cisaillement par un mécanisme d'advection des magmas ainsi que des fluides, et d'autre part les hautes températures et forts gradients métamorphiques crustaux.

3. Contraintes dans les zones de cisaillement ductiles décrochantes.

3.1. Méthodes de mesure

La mesure directe des contraintes est une importante source d'informations sur le régime de contraintes dans la lithosphère. A la surface de la lithosphère, les mesures de contrainte sont possibles dans les mines et les forages profonds. Les deux principales

méthodes pour faire des mesures de contraintes *in situ* sont le « overcoring », qui consiste à installer des jauges de déformation dans trois directions perpendiculaires d'un forage, et la fracturation hydraulique (voir *Turcotte and Schubert* [2002], p 85).

En revanche, la mesure de contraintes plus en profondeur dans la croûte ne peut pas se faire *in situ* mais uniquement à partir des roches exhumées. La méthode couramment utilisée est celle des paléopiezomètres. Un paléopiezomètre met en relation la contrainte différentielle appliquée à la roche considérée et la taille des grains recristallisés de cette roche. L'équation générale correspondante est :

$$D = A * \sigma^{-p}$$

Equation 4

où D est la taille moyenne de grains recristallisés, σ la contrainte différentielle, A et p des paramètres caractéristiques du matériau pris en considération (quartz, feldspath, olivine, calcite...). Il existe des modèles microphysiques de paléopiezomètres basés sur la mesure des tailles de grains recristallisés ou des sous-grains (voir la synthèse de *De Bresser et al.* [2001], dont le plus utilisé pour des cas naturels est celui de [*Twiss*, 1977]. De nombreux piézomètres expérimentaux ont également été établis pour des minéraux riches ou bien déficitaires en eau (voir la synthèse de *De Bresser et al.* [2001], et récemment un nouveau piézomètre expérimental pour le quartz a été déterminé pour la transition entre les régimes de dislocation 2 et 3 [*Stipp and Tullis*, 2003]. Pour la croûte continentale, les piézomètres expérimentaux utilisés sont ceux du quartz [*Christie and Ord*, 1980; *Koch*, 1983; *Mercier et al.*, 1977; *Stipp and Tullis*, 2003]. Actuellement une seule calibration expérimentale a été faite pour le feldspath dans un contexte où la recristallisation par buldging (régime 1) est dominante [*Post and Tullis*, 1999].

3.2. Extrapolation des paramètres expérimentaux aux cas naturels

L'extrapolation des piézomètres du quartz aux cas naturels soulève les problèmes suivants [*Gleason and Tullis*, 1995; *Paterson*, 2001; *Tullis*, 2002] :

1. Est-ce que le piézomètre est initialement bien calibré ?

2. Les piézomètres utilisés sont-ils adaptés aux régimes de glissement des dislocations observés dans les microstructures?
3. Les microstructures observées (et en conséquence les grains recristallisés) correspondent-elles à la déformation considérée ou bien sont-elles des textures de recuit ?
4. Est-ce que les mesures de contraintes effectuées à partir du piézomètre du quartz sont représentatives de la lithosphère continentale qui est de composition très hétérogène ?

Les problèmes 1 et 2 trouvent des réponses avec les études expérimentales et les tests des piézomètres dans la nature les plus récentes :

En effet, les anciens piézomètres définis pour le quartz [*Christie and Ord*, 1980; *Koch*, 1983; *Mercier et al.*, 1977] semblent ne pas être fiables d'une part, parce que les expériences étaient de faible résolution et parfois n'atteignaient pas l'état stationnaire et d'autre part, ces piézomètres ne distinguaient pas les différents mécanismes de recristallisation dynamique [*Gleason and Tullis*, 1995; *Hirth et al.*, 2001; *Stipp et al.*, 2002a; *Tullis*, 2002]. Ainsi ces piézomètres tendent à prédire des contraintes élevées quand ils sont utilisés dans des exemples naturels [*Stipp et al.*, 2002a]. Les régimes de glissement de dislocations décrits par [*Hirth and Tullis*, 1992] dans des conditions expérimentales ont été observés également en conditions naturelles [*Dunlap et al.*, 1997; *Stipp et al.*, 2002b], mais pour des gammes de température différentes [*Stipp et al.*, 2002a] (Figure I-22). La différenciation de trois régimes de dislocations suggère que les calibrations piézométriques doivent être choisies en fonction du régime de dislocation observé dans les microstructures [*Hirth and Tullis*, 1992; *Stipp et al.*, 2002a], puisque les pentes des calibrations piézométriques varient pour chacun des mécanismes de recristallisation (Figure I-23).

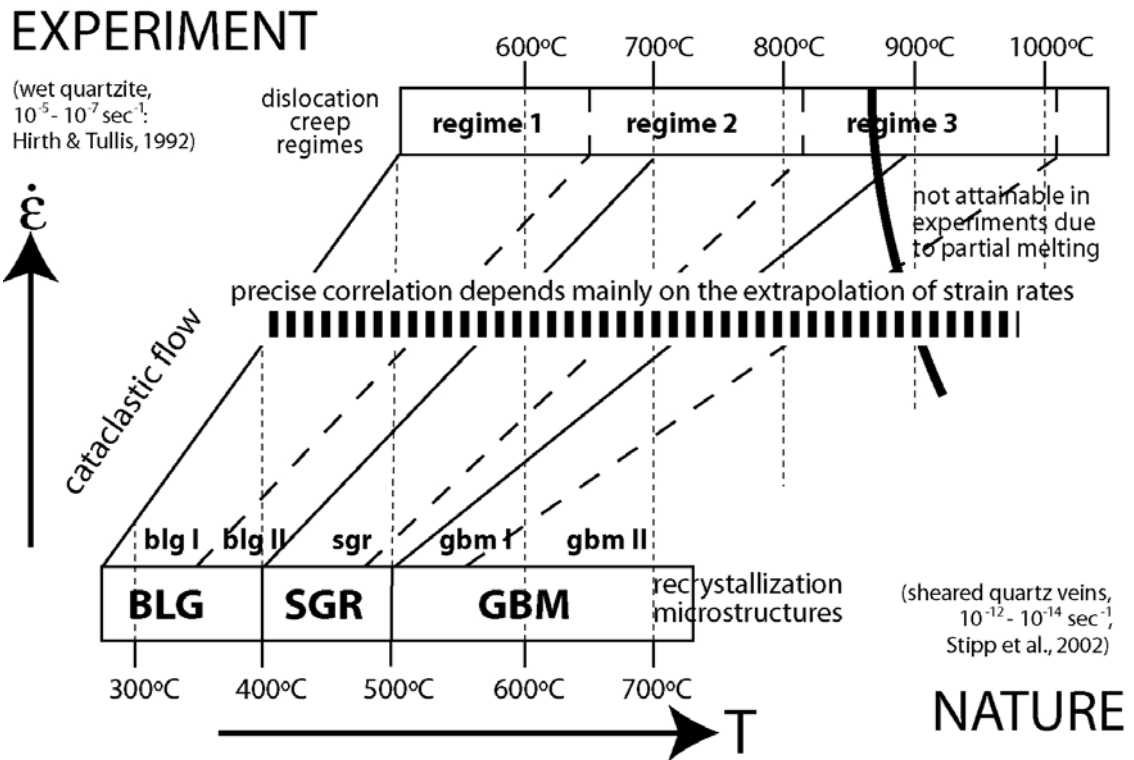


Figure I-22 : Diagramme schématisant la gamme de température et de vitesse de déformation de zones naturelles de recristallisation dynamique et des régimes de glissement de dislocation expérimentaux de Hirth and Tullis [1992], d'après Stipp et al. [2002b].

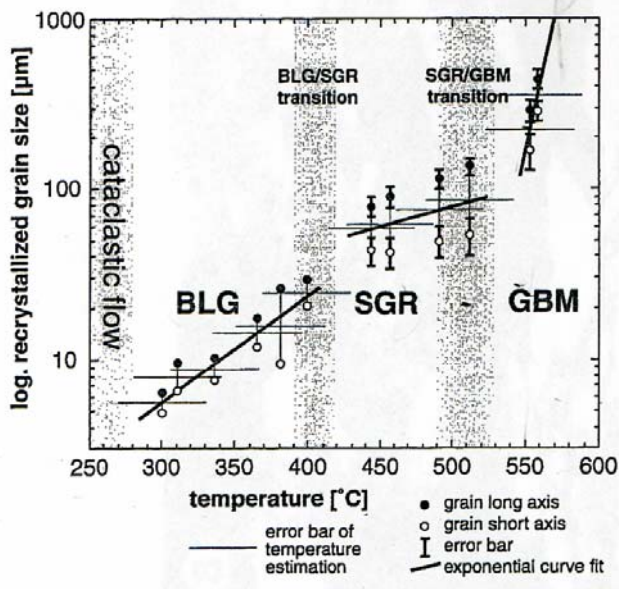


Figure I-23 : Contraintes calculées à partir des tailles de grains recristallisés avec plusieurs piézomètres [Stipp et al., 2002a]. Les pentes des piézomètres varient pour chaque mécanisme de recristallisation. GBM : migration de joints de grain (régime 3). SGR : rotation de sous grains (régime 2). BLG : migration de joints de grains (bulging, régime 1).

En revanche, aucun critère précis permettant de distinguer des textures de recuit (problème 3) dans des microstructures quartzitiques n'a été déterminé. *Heilbronner and Tullis*, [2002] proposent cependant une procédure qui peut contraindre les erreurs possibles de mesure de taille de grain de quartz générées par du recuit.

Enfin, les piézomètres du quartz sont actuellement les plus étudiés et les mieux calibrés pour la croûte continentale ; il n'existe qu'une seule calibration de piézomètre pour le feldspath et pour des conditions de régime 1 [*Post and Tullis*, 1999].

4. Les vitesses de déformation des zones de cisaillement ductiles

Plusieurs paramètres caractérisent une zone de cisaillement : le déplacement qu'elle génère, sa vitesse de déplacement et sa vitesse de déformation. Les décalages de marqueurs géologiques permettent d'obtenir une estimation du déplacement le long de la faille. La vitesse de déplacement peut être obtenue en couplant déplacement le long de la faille et durée de la déformation déduite par des contraintes géochronologiques. Mais la vitesse de déformation est probablement le paramètre le plus difficile à mesurer.

4.1. Notion de vitesse de déformation

La vitesse de déformation (strain rate) exprime le degré de localisation d'une zone de cisaillement ductile. Elle correspond à la quantité de déformation accumulée par unité de temps. Elle s'exprime donc en s^{-1} . Pour un même déplacement et une même vitesse de déplacement sur une zone de cisaillement, la vitesse de déformation est directement dépendante de la largeur de la zone cisailée (Figure I-24) : plus la largeur de la zone cisailée est étroite (Figure I-24), plus la déformation accumulée dans la zone cisailée est importante (Figure I-24 B, C, D), autrement dit plus la déformation cisailante γ est élevée. Le raisonnement inverse induit que plus une vitesse de déformation sera élevée, plus la zone de cisaillement sera étroite.

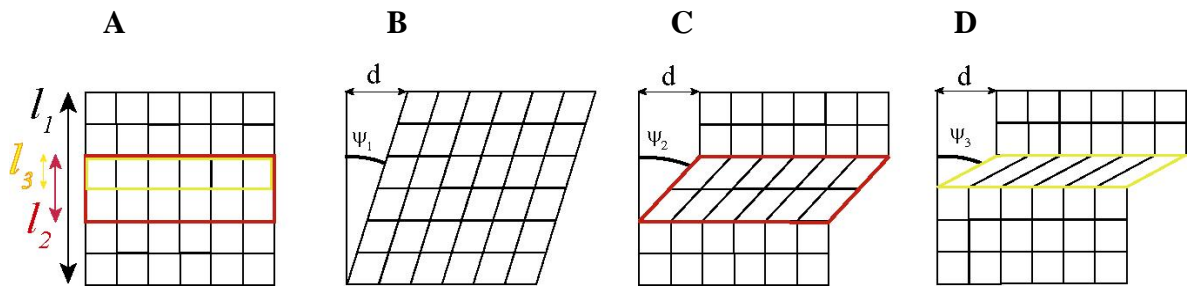


Figure I-24 : Schéma montrant le degré de localisation variable en fonction de la largeur \$l\$ soumise à déformation, avec \$l_1 > l_2 > l_3\$. Le déplacement \$d\$ est le même pour chacun des cas. \$\psi\$ est l'angle de cisaillement avec \$\psi_1 < \psi_2 < \psi_3\$. A : grille initiale à \$t=0\$. B : (\$t=1\$), la déformation cisailante est homogène sur l'ensemble de la grille de largeur \$l_1\$. C : (\$t=1\$), la largeur \$l_2\$ est cisailée (rouge). D : (\$t=1\$) La largeur \$l_3\$ de la grille est cisailée (jaune). \$l_1 > l_2 > l_3\$, \$\epsilon_B < \epsilon_C < \epsilon_D\$ et \$\dot{\epsilon}_B < \dot{\epsilon}_C < \dot{\epsilon}_D\$.

La vitesse de déformation s'exprime en fonction de la vitesse de déplacement (\$Vd\$ en \$m.s^{-1}\$) divisée par la largeur de la zone de cisaillement (\$l\$ en \$m\$) (fig. 1) :

$$\dot{\epsilon} \propto \frac{Vd}{l} \quad \text{Equation 5}$$

Une autre façon de l'exprimer est de diviser la quantité de déformation \$\Delta\epsilon\$ (sans unité) par la période de temps de la déformation \$\Delta t\$ (en \$s\$) :

$$\dot{\epsilon} = \frac{\Delta\epsilon}{\Delta t} \quad \text{Equation 6}$$

4.2. Méthodes de mesure

4.2.1. Vitesse de déplacement / largeur de la faille

La méthode la plus classique pour estimer une vitesse de déformation d'une zone de cisaillement ductile est d'estimer la vitesse de déplacement (\$m.s^{-1}\$) de la zone de cisaillement et de diviser celle-ci par sa largeur (\$m\$) (Equation 5). Les vitesses de déplacement peuvent être calculées grâce aux décalages de marqueurs géologiques [e.g. *Lacassin et al.*, 2004; *Tapponnier et al.*, 1986; *Valli*, 2005], aux anomalies

magnétiques d'un bassin s'ouvrant en pull-apart [Briais *et al.*, 1993], ou encore en déterminant un taux d'exhumation de la faille, à partir de son histoire de refroidissement combiné à un gradient géothermique et à un modèle tectonique.

La vitesse de déformation obtenue par cette méthode considère que la déformation est homogène dans le temps et dans l'espace. Il s'agit donc d'une vitesse de déformation moyenne à l'échelle de la zone de cisaillement.

4.2.2. Paleo-piezomètre et loi de fluage

Une autre possibilité pour estimer une vitesse de déformation est d'utiliser une loi de fluage (Equation 2). Cette estimation nécessite de connaître la contrainte différentielle associée et la température de déformation de la zone de cisaillement. La contrainte différentielle est déterminée par un paléopiezomètre (cf §3, Equation 4) et la température de déformation peut être estimée à l'aide des fabriques de quartz, des assemblages minéralogiques ou de la thermochronologie.

Cette méthode est souvent utilisée pour estimer les variations de vitesses de déformation dans les failles ductiles [e.g. Gueydan *et al.*, 2005; Hacker *et al.*, 1992; Hacker *et al.*, 1990; Stipp *et al.*, 2002a; Stöckhert *et al.*, 1999; Xypolias and Koukouvelas, 2001].

Cependant cette méthode est indirecte et peut être discutable car :

1. Les piézomètres ne sont pas toujours bien calibrés (cf §3)
2. Les estimations de température fournissent des gammes relativement larges qui induisent des variations de vitesses de déformation non négligeables,
3. La validité de l'extrapolation des lois de fluage aux cas naturels est également discutée [Paterson, 2001]. Ces lois sont généralement déduites de travaux expérimentaux [e.g. Gleason and Tullis, 1995; Heard and Carter, 1968; Jaoul *et al.*, 1984; Koch *et al.*, 1989; Kronenberg and Tullis, 1984; Luan and Paterson, 1992; Paterson and Luan, 1990] pour lesquels la vitesse de déformation est de 6 à 8 fois supérieure aux vitesses de déformation naturelles. Par ailleurs, de nombreuses lois de fluage ont été déterminées à partir d'expériences pour lesquelles l'état stationnaire n'était pas respecté [Gleason and Tullis, 1995].

L'utilisation de cette méthode nécessite un choix spécifique d'un piézomètre en fonction des microstructures observées (cf § 3), une température bien contrainte et l'utilisation d'une loi de fluage récente qui a été testé en conditions naturelles.

4.2.3. Datation d'objets déformés

L'amélioration des techniques de datation a permis d'élargir les perspectives de travail pour dater la déformation des roches [Müller, 2003]. En effet, ces techniques de datation permettent de dater de plus en plus précisément des minéraux de plus en plus petits. Il est maintenant possible de combiner mesure de la déformation incrémentale et géochronologie à l'échelle du minéral (cf paragraphes suivants). Ces mesures permettent d'une part, d'estimer des vitesses de déformation directes et d'autre part, d'évaluer des variations de vitesses de déformation dans le temps.

4.2.3.1. Les grenats hélicitiques

Christensen et al. [1989] ont mesuré les variations radiales du ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans des grenats hélicitiques de roches métamorphiques. Les grenats sont des minéraux courants des roches crustales métamorphiques et ont tendance à incorporer préférentiellement le Sr par rapport au Rb et à préserver l'enregistrement isotopique. Grâce à ces propriétés, l'enregistrement isotopique doit être différent entre le cœur et la bordure du grenat c'est-à-dire que la croissance du grenat génère au fur et à mesure des systèmes clos à tout échange isotopique. A partir d'une coupe transversale du grenat, ces auteurs ont mesuré le ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de différentes parties des grenats (cœur, bordure, zones intermédiaires) (Figure I-25) ainsi que la matrice afin d'estimer un intervalle de temps de croissance des minéraux. D'autre part, une déformation cisailante a été estimée à partir de l'angle de rotation des grenats. Ces deux résultats mènent à une vitesse de déformation cisailante moyenne de $2.4 \times 10^{-14}\text{s}^{-1}$. Cette méthode a été également appliquée pour des roches métamorphiques de Tauern Window (eastern Alps) et conduit à une vitesse de déformation du même ordre de grandeur [*Christensen et al.*, 1994].

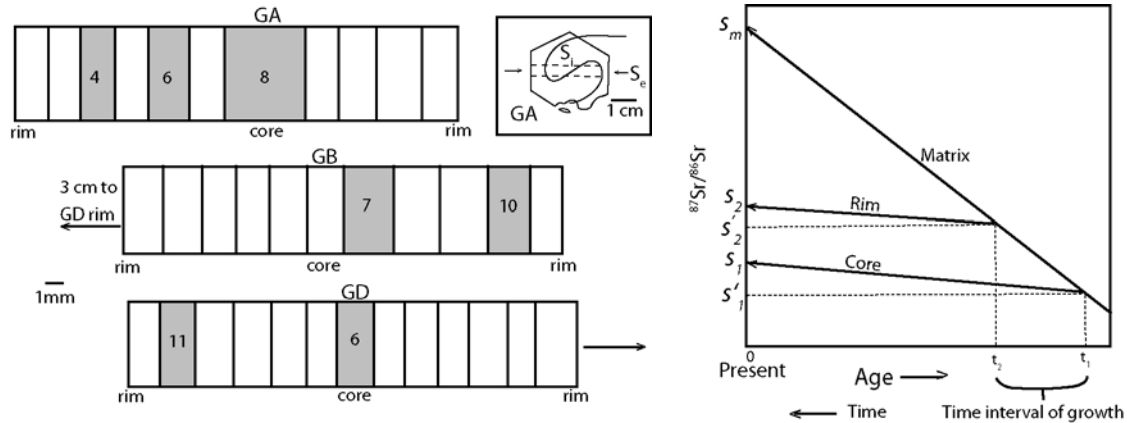


Figure I-25 : Sections d'un grenat hélicitique dont le cœur et la bordure sont datées par la méthode $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Christensen *et al.*, 1989].

4.2.3.2. Les fibres syntectoniques

Müller *et al.*, [2000a] ont développé une méthode pour estimer des vitesses de déformation d'une mylonite à partir de fibres syntectoniques s'étant développées autour de cristaux de pyrite (Figure I-26).

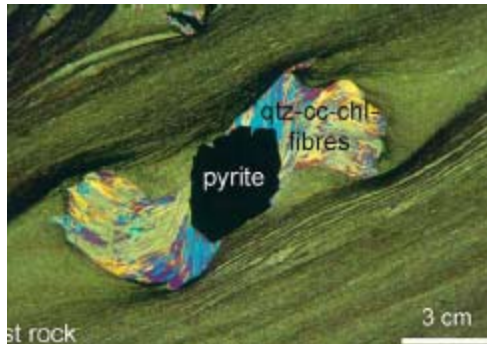


Figure I-26 : Croissance de quartz-calcite-chlorite (Qtz-cc-chl) syndéformation dans les ombres de pression d'une pyrite [Müller, 2003]

Cette méthode consiste à associer une mesure des quantités de déformation enregistrées par les fibres [Aerden, 1996] avec les âges Rb-Sr des micas fibreux prélevés par micro-échantillonnage [Müller *et al.*, 2000b] dans les différents épisodes de déformation reconnus (Figure I-28). Les conditions métamorphiques de cette mylonite sont de faciès schistes verts pour une température inférieure à 300°C. Les âges Rb-Sr des fibres sont donc supposés correspondre à la croissance des minéraux. Les vitesses de déformation calculées sont de l'ordre de $1.1 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ à $7.7 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ (Figure I-27). Ces vitesses sont plus lentes que celles estimées pour les vitesses de déformation naturelles de roches

déformées [Pfiffner and Ramsay, 1982]. Müller et al. [2000a] expliquent cette différence par un enregistrement minimum de la quantité de déformation finie. La Figure I-27 met en évidence une accélération de la vitesse de déformation au début de la seconde déformation enregistrée (D3) par les fibres; cette accélération est parfaitement corrélée avec un changement abrupt de la direction de croissance des fibres correspondant au changement de phase de déformation (D2 à D3). Au niveau régional, cette accélération de la vitesse de déformation est associée à un changement du régime des contraintes.

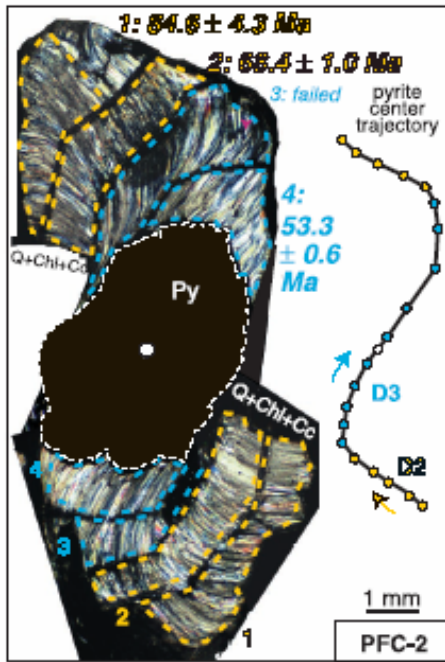


Figure I-28 : Photographie d'un grain de pyrite et le développement de fibres de chlorite, quartz et calcite autour de ce grain d'après Müller et al., [2000]. Les différentes phases de croissance des fibres sont séparées par des lignes pointillées. La trajectoire du centre de la pyrite montre la forme en crochet caractéristique du changement de déformation (D2 à D3).

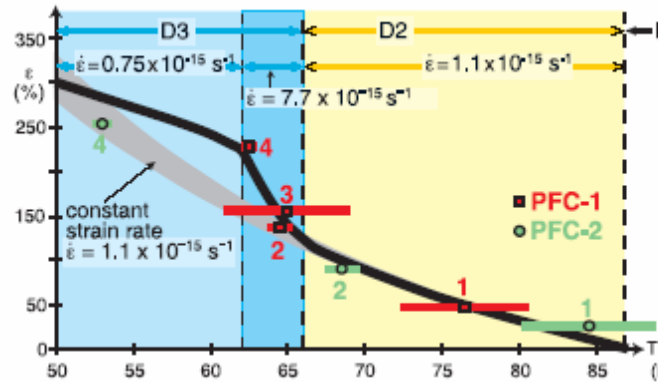


Figure I-27 : Graphe représentant les déformations datées d'après Müller et al., [2000]. D1, D2, D3 sont 3 phases de déformation successives. La ligne grise montre la vitesse de déformation constante. La ligne noire connecte les points déduits du modèle de vitesse de déformation. Ce graphe met en évidence l'accélération de la vitesse de déformation au cours du temps.

5. Bilan

La synthèse ci-dessus permet d'appréhender l'état des connaissances sur la rhéologie de la lithosphère continentale et les mécanismes de déformation invoqués pour localiser la déformation, en particulier au niveau de grands décrochements.

La rhéologie des niveaux ductiles de la lithosphère mettant en relation vitesse de déformation et contrainte, la mesure indépendante de ces paramètres est fondamentale à la compréhension de la rhéologie lithosphérique continentale.

En résumé, les différentes conclusions sont :

1. La rhéologie de la lithosphère continentale reste encore mal comprise. La résistance des niveaux ductiles est déduite des déformations expérimentales du quartz pour la croûte et de l'olivine pour le manteau. Mais dans la nature, la composition de la lithosphère ne se réduit pas à ces minéraux. Les profils rhéologiques de la lithosphère continentale sont donc très simplifiés. Sur la base des observations sismiques et géologiques différents profils de résistance de la lithosphère peuvent être proposés. Ces différents profils rhéologiques mettent en évidence la mauvaise compréhension des mécanismes de déformation contrôlant la déformation dans le domaine ductile. En particulier, comment peut se localiser la déformation, comme par exemple dans de grands décrochements qui permettent de grands déplacements le long de failles étroites ?
2. La localisation de la déformation dans les zones de cisaillement ductiles est attribuée essentiellement au mécanisme de réduction de taille des grains et au passage de fluides qui peut modifier drastiquement la composition chimique des roches ainsi que leur viscosité. Le shear heating ne serait qu'une cause indirecte à la localisation de la déformation. Les processus initiant cette localisation ne sont en revanche pas bien cernés. Les mécanismes menant à l'adoucissement de la déformation, c'est-à-dire la diminution de la résistance des roches, sont encore discutés.

3. La mesure des contraintes par paléopiézométrie nécessite de bien contraindre le régime de dislocation à partir des microstructures observées et d'utiliser un piézomètre adapté.
4. Les mesures de vitesse de déformation dans des zones de cisaillement ductiles sont le plus souvent indirectes et correspondent à des vitesses de déformation globales, ou bien sont déduites des lois de fluage. Les méthodes directes restent peu utilisées. Ces méthodes directes sont à l'échelle du minéral. Aucune méthode à une échelle plus large (par exemple à l'échelle de l'affleurement) n'a encore été développée.

Le principal objectif de cette étude est de développer une **nouvelle méthode de mesure directe de la vitesse de déformation** à l'échelle de l'affleurement et dans une zone de cisaillement ductile décrochante. Le second objectif est d'associer des mesures de contraintes locales aux mesures de vitesses de déformation locales. Ces estimations indépendantes de vitesses de déformation et contraintes sur les mêmes affleurements peuvent permettre de **tester les lois de fluage** actuellement existantes

Chapitre II.

L'Ailao Shan-Fleuve Rouge.

Une zone de cisaillement bien contrainte

Introduction

La zone de cisaillement du Fleuve Rouge est un enjeu majeur dans le débat du mécanisme des déformations continentales en Asie. Deux modèles majeurs se sont longtemps affrontés : l'un suppose que la déformation se distribue dans la croûte ductile considérée comme un fluide visqueux sous une croûte fragile qui concentre la déformation [England and Houseman, 1985; England and Houseman, 1986; England et al., 1985; England and McKenzie, 1982; Sonder and England, 1986], tandis que l'autre modèle considère la lithosphère comme des blocs rigides peu déformables délimités par de grandes failles décrochantes où se localise la déformation [Peltzer and Tapponnier, 1988; Tapponnier et al., 1982] (cf chap I, §1.4.1. et 1.4.2.). Dans ce dernier modèle, la zone de cisaillement du fleuve rouge était supposée accommoder l'extrusion du bloc Indochine et de l'ouverture de la mer de Chine en bassin en pull-apart [Tapponnier et al., 1986; Tapponnier et al., 1982]. Ainsi cette grande faille décrochante aurait accommodé le raccourcissement induit par la collision Inde-Asie. Or l'histoire géologique de cette région était connue comme protérozoïque [e.g. Cheng, 1987; Fan, 1986], Paléozoïque [e.g. Helmcke, 1985; Wang and Chu, 1988] ou comme une suture Triassique [e.g. Fan, 1978; Hutchinson, 1989; Klimetz, 1983; Sengor, 1987]. De nouvelles études structurales, pétrologiques et géochronologiques étaient donc nécessaires pour tester l'hypothèse d'une déformation lithosphérique décrochante d'âge Miocène reliée à la géodynamique himalayenne. Une courte synthèse de ces travaux est présentée dans ce chapitre montrant que la zone de cisaillement du Fleuve Rouge est très bien contrainte, et en particulier sa période de fonctionnement et sa vitesse, déduite de trois études indépendantes, qui est indispensable pour tester la nouvelle méthode proposée au chapitre III.

1. Contexte géodynamique : la chaîne Himalayenne

L'Asie présente des déformations continentales spectaculaires que sont la chaîne himalayenne longue de 2500 km et culminant à 8848 m, le haut plateau du Tibet et de grandes failles décrochantes comme par exemple l'Altyn Tagh, la faille du Karakorum ou encore la faille du Fleuve Rouge (Figure II-1). Ces déformations, encore actives actuellement, résultent d'une collision continentale entre deux plaques lithosphériques l'Inde et l'Eurasie. Le début de la collision a été estimé vers 50 Ma par reconstruction des anomalies magnétiques [Patriat and Achache, 1984]. A cette période la vitesse de déplacement de l'Inde a ralenti de 14 cm/an à 5 cm/an [CNRS, 2002]. Actuellement le taux de raccourcissement varie entre 3 et 5 cm/an de l'ouest vers l'est de la chaîne himalayenne. Suivant les estimations, la convergence Inde-Asie aurait généré 1500 à 2000km de raccourcissement intracontinental. L'épaississement crustal varie de 40 km au niveau de l'Inde jusqu'à 70km sous le Tibet [Jolivet, 1997]. Cet épaississement de la croûte n'est pas suffisant pour expliquer tout le volume de croûte englouti dans la collision, et d'autres processus doivent intervenir pour accommoder la convergence Inde-Asie. A partir de modèles analogiques avec de la plasticine, [Tapponnier et al., 1982] ont proposé que l'extrusion de blocs lithosphériques le long de grandes failles décrochantes pouvait être un mécanisme d'accommodation important voire dominant par rapport à l'épaississement. Cependant, les travaux de [Cobbold and Davy, 1988; Davy and Cobbold, 1988] dans un modèle analogique où la gravité était pris en compte, ne concluent pas à un tel processus, mais tout comme les modèles numériques de [England and Houseman, 1986; England et al., 1985; England and McKenzie, 1982] privilégient l'épaississement à l'extrusion.

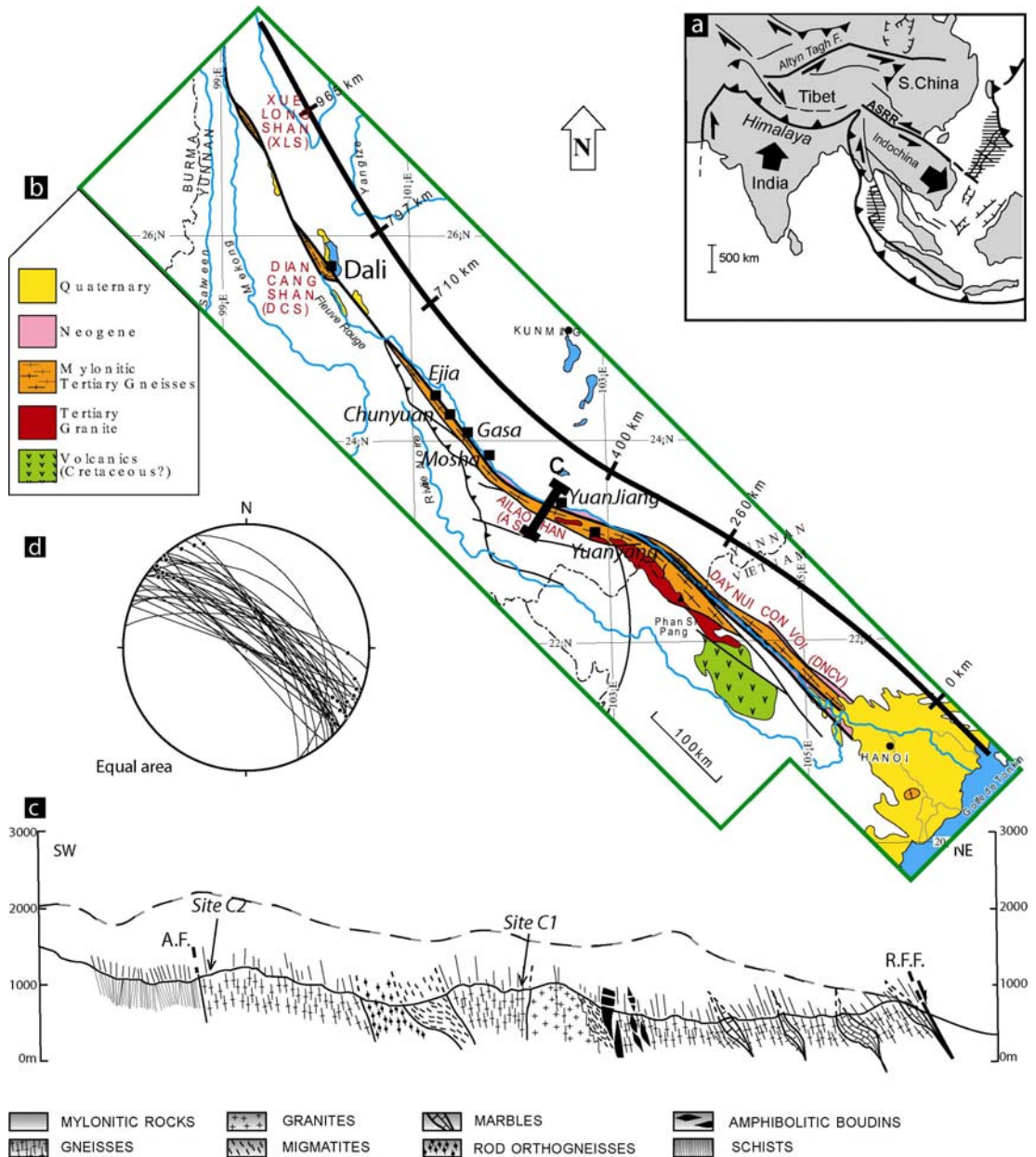


Figure II-1: La faille du Fleuve Rouge. a. Contexte géodynamique. b. La zone de cisaillement du fleuve rouge et ses différents massifs ; la coupe c est indiquée. c. coupe transversale au niveau de Yuan Jiang qui montre une foliation subverticale. d. Stérogamme représentant la foliation d'orientation générale N130°. D'après Leloup et al., [1995].

2. Généralités sur la faille du Fleuve Rouge

La zone de cisaillement du fleuve rouge, longue de plus de 1000 km est une discontinuité géologique majeure qui s'étend du Tibet jusqu'au golfe du Tonkin (Figure II-1) et qui délimite deux grands blocs : au sud-ouest, le bloc Indochine ou Sundaland, et au nord-est le bloc Sud-Chine, composé de la plateforme Yangzi et des ceintures plissées du Sichuan-Est Tibet [Leloup and Kienast, 1993; Leloup et al., 1995; Tapponnier et al., 1990; Tapponnier and Molnar, 1977; Tapponnier et al., 1986]. La faille du fleuve rouge est actuellement une faille active décrochante dextre et ce depuis 4.7 Ma [Leloup and Kienast, 1993] avec un rejet estimé de 25 ± 5 km d'après Replumaz et al.[2001].

La zone de cisaillement fossile de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge (Ailao Shan-Red River, ASRR) est composée de roches métamorphiques de haut grade, exhumées de la croûte moyenne [Leloup et al., 2001; Leloup et al., 1995; Tapponnier et al., 1990]. Quatre massifs gneissiques très étirés y sont distingués : du nord-ouest au sud-est, le Xuelong Shan (XLS), le Diacang Shan (DCS), l'Ailao Shan (AS) et le Day Nui Con Voi (DNCV) [Leloup et al., 1995] (Figure II-1), ce dernier étant situé au Vietnam. Ces quatre massifs sont relativement étroits (< 20 km) et culminent jusqu'à plus de 4000 m. Cette chaîne a longtemps été interprétée comme étant une suture entre la plateforme Yangzi et l'Indochine car le massif de l'Ailao Shan contient localement des roches ultramafiques, qui sont des restes d'une croûte et manteau océaniques obductés. Le Diacang Shan est séparé du Xuelong Shan par le « Mideng gap » et de l'Ailao Shan par le « Midu gap » où aucune roche métamorphique n'affleure [Tapponnier et al., 1990]. Cependant les différentes études structurales, pétrologiques et géochronologiques décrites ci-dessous relatent la même histoire géologique pour l'ensemble des massifs [Chung et al., 1997; Gilley et al., 2003; Harrison et al., 1996; Harrison et al., 1992; Leloup et al., 2001; Leloup et al., 1993; Leloup et al., 1995; Wang et al., 1998; Zhang and Schärer, 1999].

3. Aspect structural

3.1. La zone de cisaillement du Fleuve Rouge : un décrochement majeur senestre.

Les quatre massifs de la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge sont constitués de roches gneissiques mylonitisées. De la bordure vers le cœur de la zone de cisaillement affleurent des marbres, des schistes, des orthogneiss, paragneiss, gneiss ocellés contenant des bandes d'amphibolites, de veines leucocrates, d'intrusions leucogranitiques anatectiques et de granodiorites, et au cœur du massif affleurent des migmatites, témoins du haut grade de métamorphisme (Figure II-1c).

Ces roches s'organisent dans une foliation subverticale orientée N 160°E en moyenne (Figure II-2a-b) [Leloup *et al.*, 1993; Leloup *et al.*, 1995], excepté dans le massif du Day Nui Con Voi où la foliation s'aplatie localement [Jolivet *et al.*, 2001; Leloup *et al.*, 2001], suggérant que ce massif soit un dôme [Jolivet *et al.*, 2001] ou bien qu'il existe une forte composante d'aplatissement vertical [Leloup *et al.*, 2001]. Sur les plans de foliation, la linéation est parfaitement visible, définie par un allongement des minéraux de quartz et feldspaths, subhorizontale avec des pitches variant entre 5° et 20° vers le sud (FigureII-2c).

L'observation de plans de foliation et de linéations très bien marqués ainsi que des plis en fourreaux dans des marbres [Leloup *et al.*, 1995] implique une intense déformation.

Dans des polis de rivière correspondant au plan XZ (perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation, FigureII-2b) des microstructures toutes compatibles avec un cisaillement senestre ont été observées : filons boudinés et cisailés, porphyroclastes de feldspath avec des queues asymétriques et structures d'enroulement (FigureII-2d), plans C-S (FigureII-2e) et C'-S, porphyroclastes et grenats enroulés (FigureII-2f), ainsi que des ombres de pression.

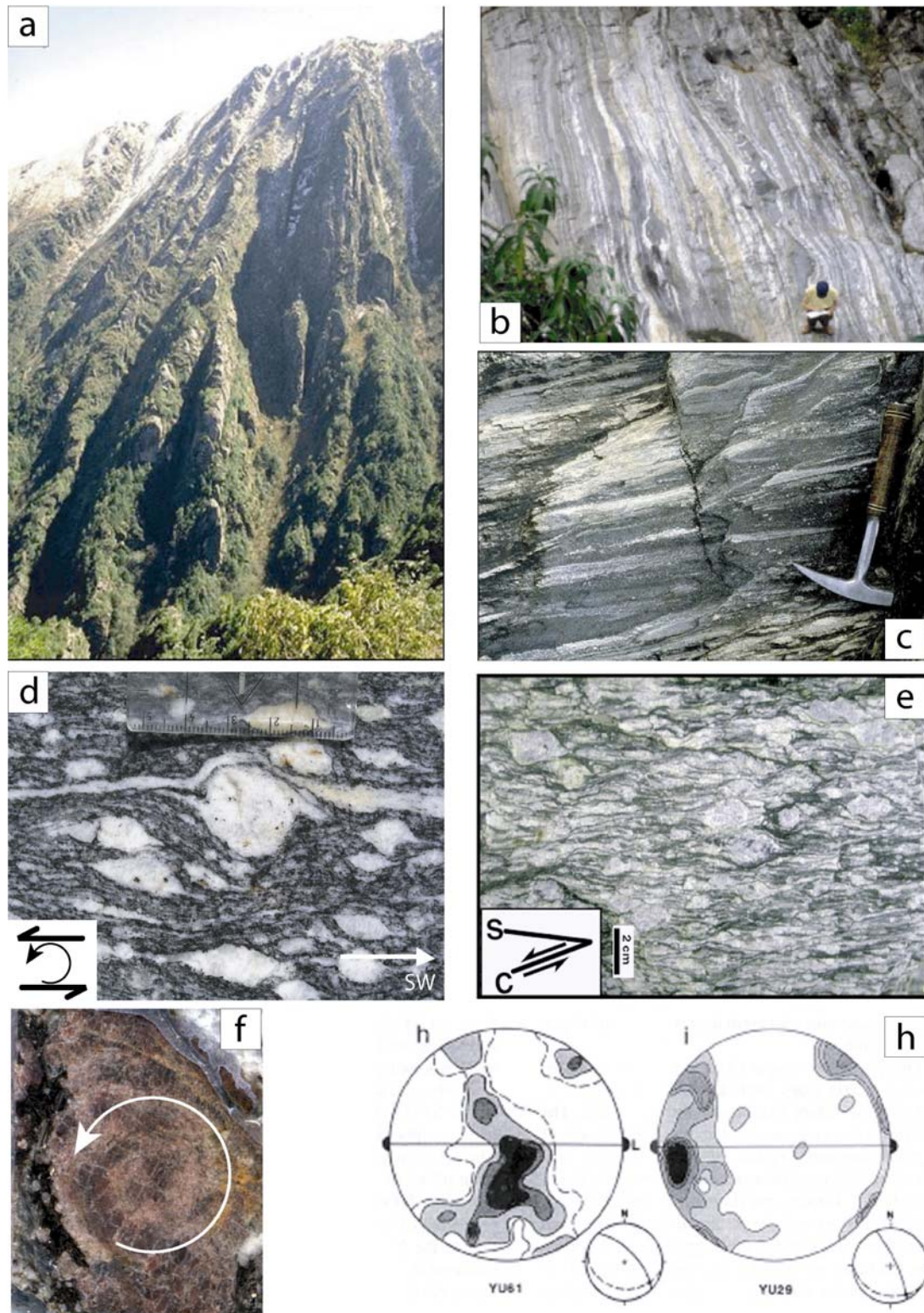


Figure II-2 : Planche montrant la foliation, linéation, critères de cisaillement senestre et critères de haute température (HT) d'après *Leloup et al.*, [1995]. (a) Foliation subverticale orientée N160 en moyenne (b) Plan XZ dans la foliation montrant les gneiss mylonitisés. (c) Linéation subhorizontale portée par le plan de foliation. (d) Enroulement senestre d'un feldspath. (e) C-S dans les gneiss. (f) Grenat hélicitique de 1cm de diamètre environ. (g) Deux fabriques des axes c du quartz montrant un glissement prismatique <a> (MT) et un glissement prismatique <c> (HT), et un sens de cisaillement senestre.

Les microstructures en lames minces montrent également des critères senestres tels que les minéraux hélicitiques ou les « mica fish ». Les grains de quartz montrent des extinctions roulantes, une réorganisation des grains en rubans avec une diminution de la taille des grains, caractéristiques d'une déformation plastique haute température [Gapais and Barbarin, 1986; Mainprice et al., 1986; Passchier and Trouw, 1998]. Les mesures des axes <c> du quartz montrent généralement des couronnes caractéristiques du système de glissement de prismatique <a> correspondant à une température de déformation supérieure à 450°C [Gapais, 1989; Passchier and Trouw, 1998], et pour un échantillon, un système de glissement prismatique <c> indiquant une température supérieure à 550°C (FigureII-2f) [Leloup et al., 1995]. D'autre part, ces mesures des axes <c> sont également compatibles avec un cisaillement senestre (FigureII-2f).

L'ensemble de ces observations met en évidence une déformation ductile intense senestre, haute température et proche du cisaillement simple dans la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge.

3.2. Déplacement le long de la zone de cisaillement

Différents marqueurs géologiques décalés par la zone de cisaillement du Fleuve Rouge ont permis d'estimer le déplacement sur la faille [Tapponnier et al., 1986], [Leloup et al., 1995] : les sutures du paléozoïque supérieur-mésozoïque inférieur (Figure II-3a) montrent un décalage minimum de 650 km ; les bassins de grès rouges du mésozoïque supérieur sont décalés de 500 à 1050 km suivant les estimations considérées (Figure II-3b) et enfin les ceintures de roches intrusives et éruptives que sont les basaltes permien, les roches volcaniques triasiques et les norites sont décalées d'un minimum de 500 km (Figure II-3c et d). Plus récemment, Chung et al., [1997] ont corrélé de part et d'autre de la zone de cisaillement d'une part les basaltes Permo-Triasiques, et d'autre part les magmas ultrapotassiques tardi-Paléogène. Ces auteurs ont conclu à un décalage de ces marqueurs de 600 km environ. Tous ces marqueurs géologiques concordent donc pour un décalage minimum de 500 km [Leloup et al., 1995].

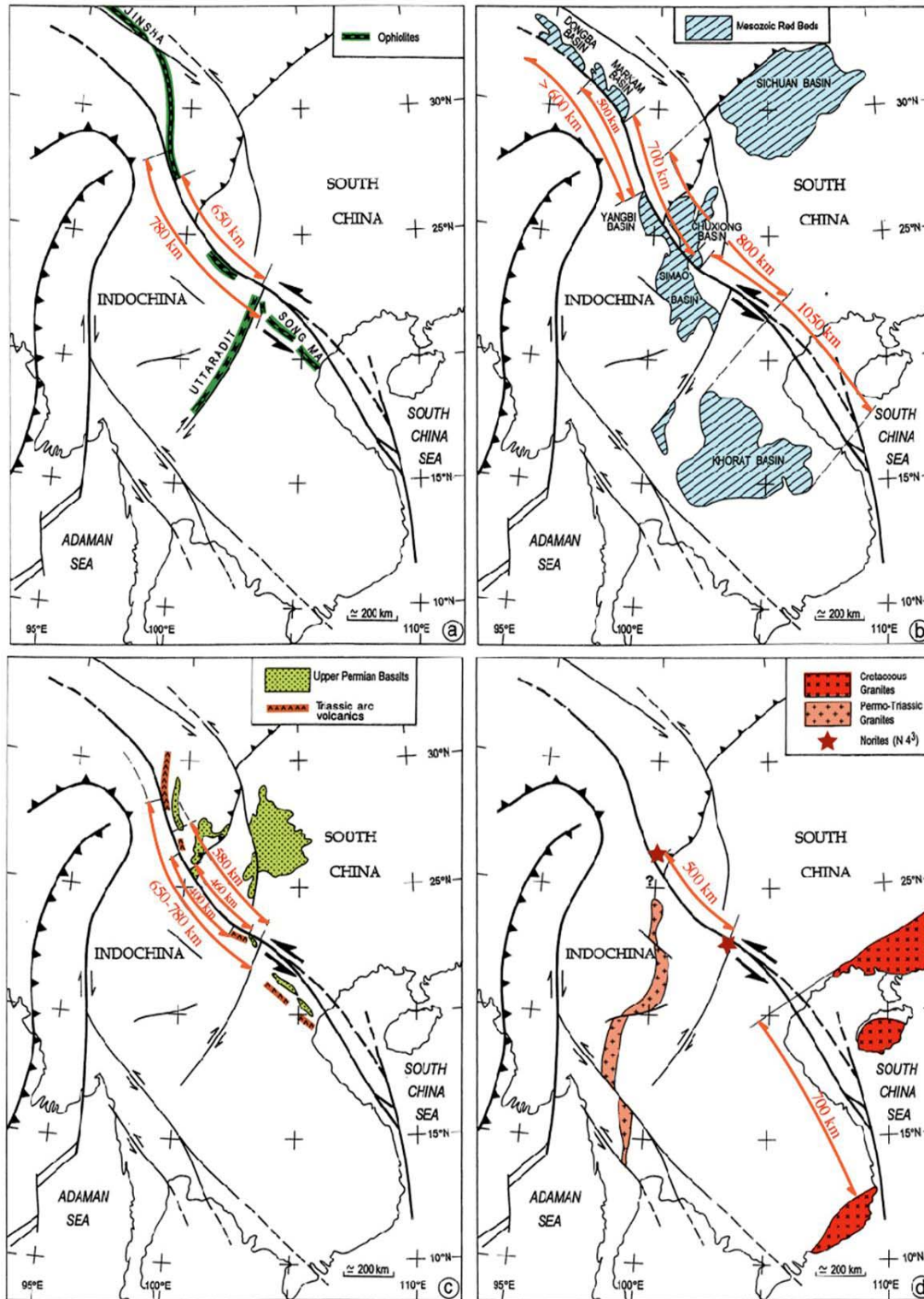


Figure II-3 : Décalages sur la faille estimés à partir de marqueurs géologiques : (a) les ophiolites, (b) les bassins de grès rouges mésozoïques, (c) les basaltes du Permien supérieur et les arcs volcaniques Triassiques et (d) les granites Crétacé et Permo-Triassiques, et les norites, d'après *Leloup et al.* [1995].

Une seconde approche fut de quantifier la déformation cisailante γ dans des amphibolites et filons leucocrates étirés dans les gneiss mylonitiques de la zone de cisaillement. La méthode développée fait l'hypothèse d'un cisaillement simple de la zone de cisaillement. Elle est basée sur la restauration des boudins d'amphibolite et de filons leucocrates par conservation de surface [Lacassin *et al.*, 1993]. Les déformations cisailantes estimées sont de 33 ± 6 pour les amphibolites les plus déformées et de 7 ± 3 pour les filons leucocrates. Ces estimations correspondent à des quantités minimales de déformation cisailante. En faisant l'hypothèse que la déformation cisailante a été homogène sur toute la largeur de la zone de cisaillement, le déplacement minimum le long de la zone de cisaillement, supposée de 10 km de largeur, serait de 330 ± 60 km (Figure II-4). Des études de paléomagnétisme ont montré que le mouvement post-Crétacé de l'Indochine par rapport à la Chine du Sud était de $7.9 \pm 2.5^\circ$ en latitude, qui correspond à un déplacement senestre de 1200 ± 500 km sur la zone de cisaillement du Fleuve Rouge [Yang and Besse, 1993; Yang *et al.*, 1995]; cependant cette valeur largement plus importante que les autres estimations (Figure II-4) doit probablement intégrer les déplacements senestres finis d'autres failles parallèles au Fleuve Rouge.

Une ouverture de la mer de Chine du sud en bassin en pull-apart, le long de la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge, a été proposée [Peltzer and Tapponnier, 1988; Tapponnier *et al.*, 1986; Tapponnier *et al.*, 1982]. Les anomalies magnétiques de la mer de Chine, datées entre 32 et 16 Ma [Briais *et al.*, 1993], sont en effet compatibles avec la durée de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge. [Briais *et al.*, 1993] ont calculés des pôles de rotation pour l'ensemble de ces anomalies magnétiques afin de reconstruire les mouvements oligo-miocène des blocs sud-ouest asiatique au nord et sud de la mer de Chine. Ces reconstructions leur ont permis de tester le modèle d'ouverture de la mer de Chine résultant de l'extrusion de l'Indochine le long de la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge. Ce modèle impliquerait un mouvement senestre de 500 à 600 km de part et d'autre de la zone de cisaillement. Le décalage déduit des anomalies magnétiques de la mer de Chine est cohérent avec le décalage déduit des marqueurs géologiques situés au nord et sud de la zone de cisaillement du Fleuve Rouge (Figure II-4).

Enfin, selon le modèle du zipper (cf ce chapitre, §6), le décalage minimum sur la zone de cisaillement correspondrait à la longueur des roches ayant passé le point neutre, sous réserve que celui-ci soit resté fixe au cours du cisaillement. D'après les

histoires thermiques des différents massifs (voir ce chapitre, §6), seul le massif de l'Ailao Shan aurait passé ce point neutre ; l'estimation du décalage minimum est donc de 400 km [Leloup et al., 2001].

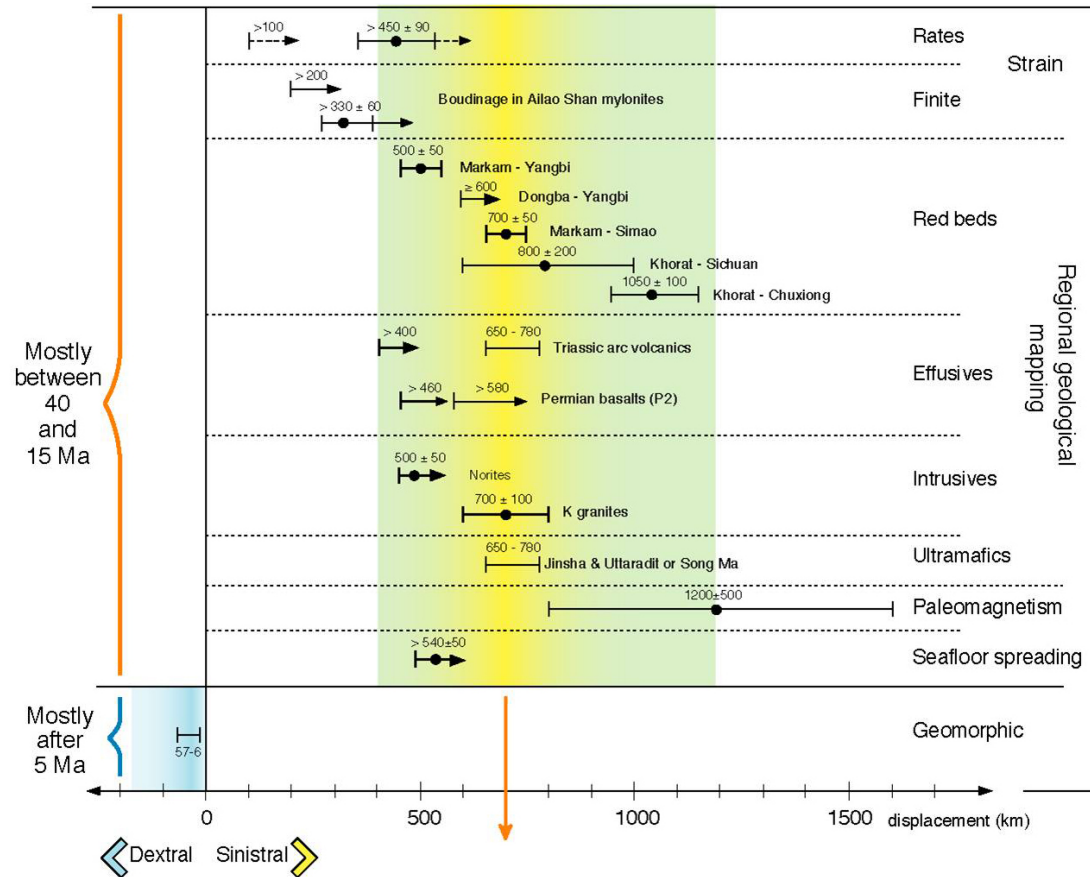


Figure II-4 : Synthèse des estimations du décalage induit par la zone de cisaillement de l'ASRR.

En conclusion, l'ensemble de ces estimations (marqueurs géologiques, mesures de la déformation finie, paléomagnétisme, anomalies magnétiques, Figure II-4) implique un décalage fini tertiaire de 700 ± 200 km sur la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge, auxquels il faut ajouter plusieurs dizaines de km, 25 km selon *Replumaz et al.* [2001], correspondant au décalage dextre de la faille actuellement active depuis presque 5Ma (Figure II-4).

4. Pétrologie

Dans le massif du Diacang Shan, un seul échantillon pélitique a permis une estimation P-T approximative de 570°C et 5 kbar, à partir des minéraux de la matrice [Leloup *et al.*, 1993]. Les quelques grenats de cet échantillon ne contenaient pas d'inclusions de biotite et ne permettaient donc pas de calculer une température du métamorphisme prograde. Cependant une histoire P-T partielle a été reconstruite en utilisant la zonation chimique des grenats [Leloup *et al.*, 1993]. Ce chemin P-T indique que la croissance de la bordure du grenat a commencé à des conditions de pression de 7 Kbar et s'est poursuivi dans des conditions relativement isothermiques jusqu'aux conditions de pression et température déterminés par les minéraux de la matrice (a).

Dans le massif de l'Ailao Shan, deux paragenèses contemporaines de la déformation tertiaire ont été mises en évidence [Leloup and Kienast, 1993]. La paragenèse 1 (P1) correspond à un faciès amphibolite Quartz + plagioclase + K-feldspath + Biotite ± grenat ± sillimanite et la paragenèse (P2) à un faciès Schistes Verts caractéristique d'un chemin rétrograde : Chlorite+ Muscovite ± Biotite. P1 contient des grenats qui sont zonés chimiquement, ce qui traduit une augmentation de la température pendant la croissance du grenat. Les bordures des grenats indiquent des conditions de croissance de $710 \pm 70^\circ\text{C}$ et 4.5 ± 1.5 kbar correspondant au pic de métamorphisme tandis que P2 indique des conditions de 500°C et <3.8 kbar [Leloup and Kienast, 1993] (b). P1 et P2 correspondent à des conditions de hautes températures très élevées pour la profondeur à laquelle elles se situent dans la croûte continentale (environ 16km). Ceci suggère un gradient géothermique perturbé au cours du décrochement.

Dans le massif du Day Nui Con Voi, les roches pélitiques contiennent des porphyroclastes de grenats zonés avec quatre phases déterminant quatre paragenèses [Leloup *et al.*, 2001]. Ces paragenèses suivent un chemin P-T horaire à des pressions modérées et de hautes températures [Leloup *et al.*, 2001]. Associés aux résultats de Nam *et al.* [1998] qui avaient distingué un pic du métamorphisme en faciès Amphibolite à $690_{-60}^{+30}^\circ\text{C}$ et 0.65 ± 0.15 GPa et une mylonitisation en faciès Schistes Verts pour des conditions de environ 480°C et 0.3 GPa, la FigureII-5c synthétise les données et propose un chemin P-T général pour ce massif.

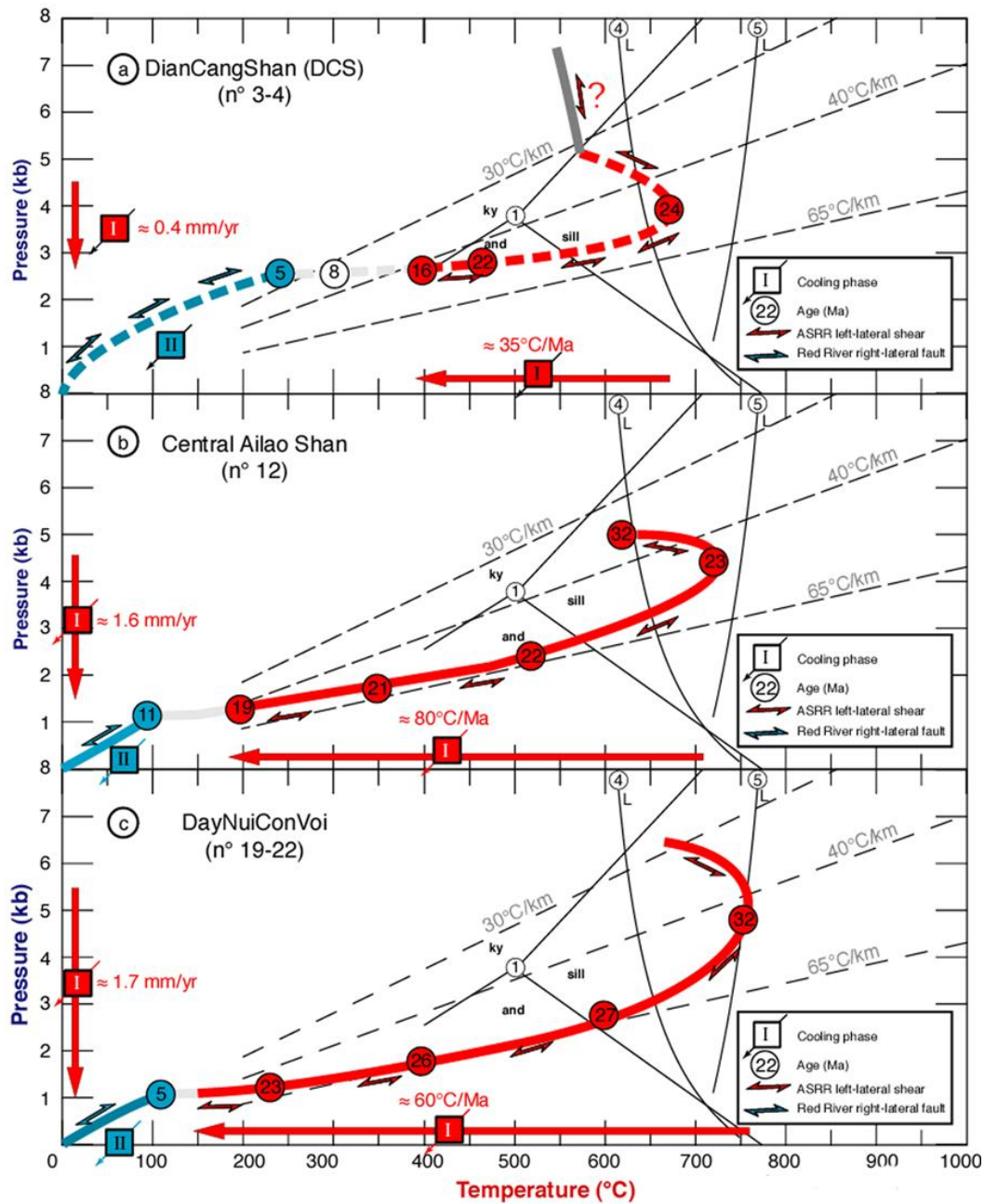


Figure II-5: Synthèse des différents chemins P-T-t de l'ASRR d'après *Leloup et al.*[2001]. (a) Le massif du DianCang Shan, (b) le massif de l'Ailao Shan et (c) le massif du Day Nui Con Voi.

Quel que soit le massif, les conditions de température sont élevées (environ 700°C) pour des profondeurs de l'ordre de 16 km, signifiant que la zone de cisaillement du Fluve Rouge a un gradient géothermique anormalement élevé [*Leloup et al.*, 2001; *Leloup et al.*, 1993; *Leloup and Kienast*, 1993; *Leloup et al.*, 1999].

5. Durée de la déformation et exhumation

Dans l'hypothèse où l'ouverture de la Mer de Chine est directement liée à l'extrusion de l'Indochine le long de la zone de cisaillement du Fleuve Rouge, et que la fin de l'épanchement océanique correspond à la fin du cisaillement senestre, les anomalies magnétiques de ce bassin fournissent une estimation indirecte de la durée de déformation le long de cette zone de cisaillement. La période d'activité d'accrétion de la Mer de Chine a été estimée entre 32 et 16 Ma pour les anomalies 11 à 5c [Briais *et al.*, 1993] (Figure II-6).

Des âges U-Pb sur minéraux accessoires (zircons, monazites, xénotimes et titanites) de granitoïdes déformés (veines leucocrates, migmatites) au sein de la chaîne ont permis de dater la période d'activité magmatique directement associée au décrochement (Figure II-6) ; ces âges sont compris entre 33 et 22 Ma [Schärer *et al.*, 1990; Schärer *et al.*, 1994; Zhang and Schärer, 1999]. Une intrusion monzonitique hors de la zone de cisaillement mais mise en place dans les grès rouges Eocène non métamorphisés au nord du massif du Diacang Shan a été datée à 35Ma [Schärer *et al.*, 1994]. Cette intrusion, étant relativement proche et sur le même axe que le décrochement, avait été interprétée comme du magmatisme associé à l'initiation du décrochement. Cet âge, cohérent avec le début de l'accrétion dans la mer de chine, a donc donné une plausible limite supérieure à la déformation ductile. Mais ce sont les datations de la croissance de grenats syncinématiques qui ont permis de contraindre directement le début du métamorphisme prograde et du cisaillement senestre de la zone de cisaillement du Fleuve Rouge [Gilley *et al.*, 2003]. Les monazites en inclusions dans les cœurs et bordures des grenats enroulés s'échelonnent sur une période entre 34 et 21Ma, concordante avec l'ouverture de la mer de chine.

Enfin les âges Ar-Ar ont permis de contraindre le refroidissement de la zone de cisaillement ainsi que la fin du cisaillement ductile (Figure II-6). Deux grands épisodes de refroidissement rapide ont été mis en évidence dans l'ensemble de l'ASRR : un premier épisode correspondant au refroidissement du pic du métamorphisme jusqu'aux conditions métamorphiques de faciès Schistes Verts, et le second épisode correspond au refroidissement du faciès Schistes Verts jusqu'à l'exposition actuelle et est directement lié à l'activation de la faille dextre active actuellement. Ces deux évènements sont séparés par une période de refroidissement

plus lente [Leloup *et al.*, 2001] qui doit correspondre au réajustement progressif des isothermes postdatant la fin du cisaillement senestre ductile. Au cours de la première période de refroidissement, une discontinuité dans l'histoire thermique entre 550°C et 150°C a été mise en évidence par les modèles de diffusion de l'argon dans des feldspaths potassiques [Harrison *et al.*, 1992]. Les gneiss se sont refroidis très rapidement (plus de 100°C/Ma) entre 25 et 20 Ma et plus vite en bordure orientale qu'au cœur de la zone de cisaillement [Harrison *et al.*, 1992]. La phase initiale du refroidissement dans le massif du Diacang Shan a eu lieu vers 22 Ma [Harrison *et al.*, 1996; Leloup *et al.*, 1993]. Dans le massif de l'Ailao-Shan, les âges Ar-Ar montrent un diachronisme de refroidissement important le long de la zone de cisaillement avec un âge de 25 Ma au sud du massif et un âge de 17 Ma environ au nord du massif (Figure II-6) [Harrison *et al.*, 1996]. En revanche le massif du Day Nui Con Voi plus au sud montre un refroidissement rapide entre 28 Ma et environ 23 Ma sans aucun diachronisme (Figure II-6).

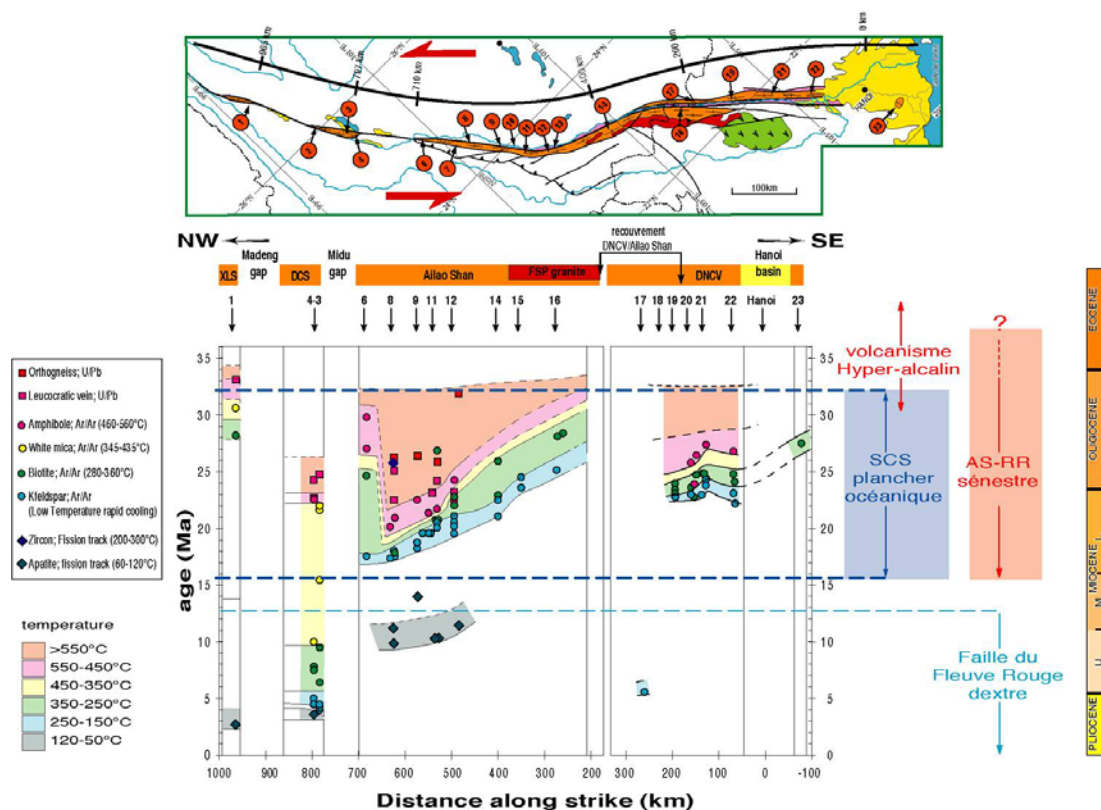


Figure II-6: Résumé des données thermochronologiques pour l'ASRR, d'après Leloup *et al.* [2001]

Pour résumer, l'initiation du cisaillement senestre a eu lieu probablement il y a 35Ma (âge de l'intrusion monzonitique) et s'est poursuivi jusqu'à environ 17Ma (âges Ar-Ar dans l'Ailao Shan), avec un début d'exhumation daté vers 25Ma.

6. Exhumation et modèle d'extrusion

L'ensemble des observations et des données décrites précédemment on mené à un modèle tectonique illustrant l'extrusion du bloc Indochinois: le modèle du Zipper ou décrochement en fermeture éclair [*Harrison et al.*, 1996; *Leloup et al.*, 2001]. En supposant que la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge soit une faille transformante, elle devrait suivre un petit cercle de rotation d'Euler entre l'Indochine et le bloc Sud-Chine (Figure II-7). Dans ce cas, la zone de cisaillement serait un parfait décrochement. En revanche, si la zone de cisaillement ne suit pas parfaitement le petit cercle, il doit exister des zones en transpression au nord-est (pour un décrochement senestre) et en transtension au sud-ouest, avec un point neutre, strictement en décrochement simple, localisé sur le petit cercle. Or les données Ar-Ar montrent que le refroidissement n'a pas été homogène sur l'ensemble de la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge (Figure II-6). Dans le massif de l'Ailao Shan en particulier, les âges associés au refroidissement augmentent progressivement le long de la zone de cisaillement du nord vers le sud, suggérant un évènement transtensif se propageant du SE vers le NW [*Harrison et al.*, 1996] (Figure II-8). Par ailleurs, les âges de refroidissement sont plus vieux au cœur de la zone de cisaillement que sur la bordure nord-est [*Harrison et al.*, 1992]. Pour expliquer cette exhumation oblique, ces auteurs ont proposé l'activation d'une faille normale sur la bordure Est de la zone de cisaillement (Figure II-9). Le modèle du zipper permet d'expliquer le diachronisme établi sur le massif de l'Ailao Shan en exhumant progressivement le massif du Day Nui Con Voi, qui est toujours resté en domaine transtensif d'après l'homogénéité de ses âges de refroidissement (Figure II-8), puis le massif de l'Ailao Shan, qui s'est exhumé dans le domaine transtensif au fur et à mesure qu'il passait le point neutre [*Leloup et al.*, 2001] (Figure II-7, Figure II-8). Le point neutre est supposé se situer au « Midu gap » car aucune roche métamorphique n'y affleure. Enfin, d'après ce modèle, les

massifs plus au nord-est sont restés dans le domaine transpressif (Figure II-7, Figure II-8), et se seraient exhumés par des mécanismes locaux. Par exemple, la dénudation du Diacang Shan a été interprétée par l'activation d'un plan de cisaillement C' qui aurait coupé la zone de cisaillement et séparé le Diacang Shan de l'Ailao Shan [Leloup *et al.*, 1993].

Dans le modèle du zipper, la zone de cisaillement du Fleuve Rouge est considérée comme lithosphérique.

Cependant certains auteurs contestent ce modèle et argumentent pour un enracinement de la zone de cisaillement de l'ASRR dans une zone de cisaillement horizontale au niveau de la croûte moyenne [Jolivet *et al.*, 2001]. Selon ces auteurs, le Day Nui Con Voi serait en fait un dôme ce qui permettrait d'expliquer l'aplatissement local de la foliation. Dans un tel scénario, la zone de cisaillement de l'ASRR ne serait donc pas à l'origine de l'ouverture de la Mer de Chine.

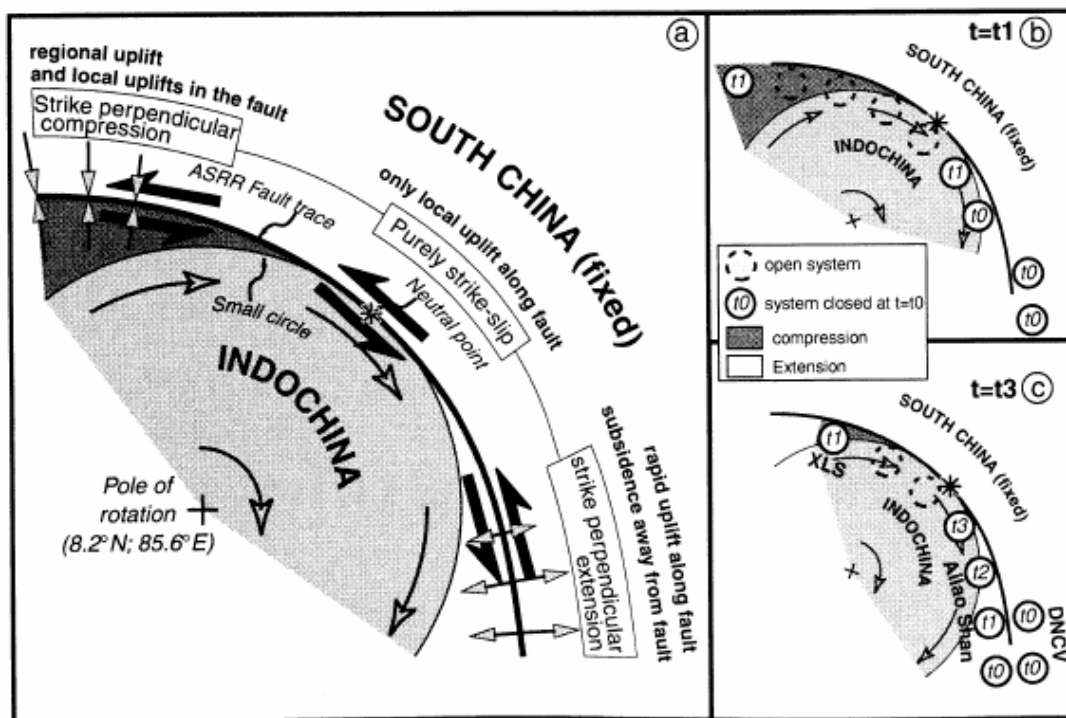


Figure II-7 : Modèle du zipper expliquant l'extrusion du bloc Indochine d'après Leloup *et al.*, [2001].

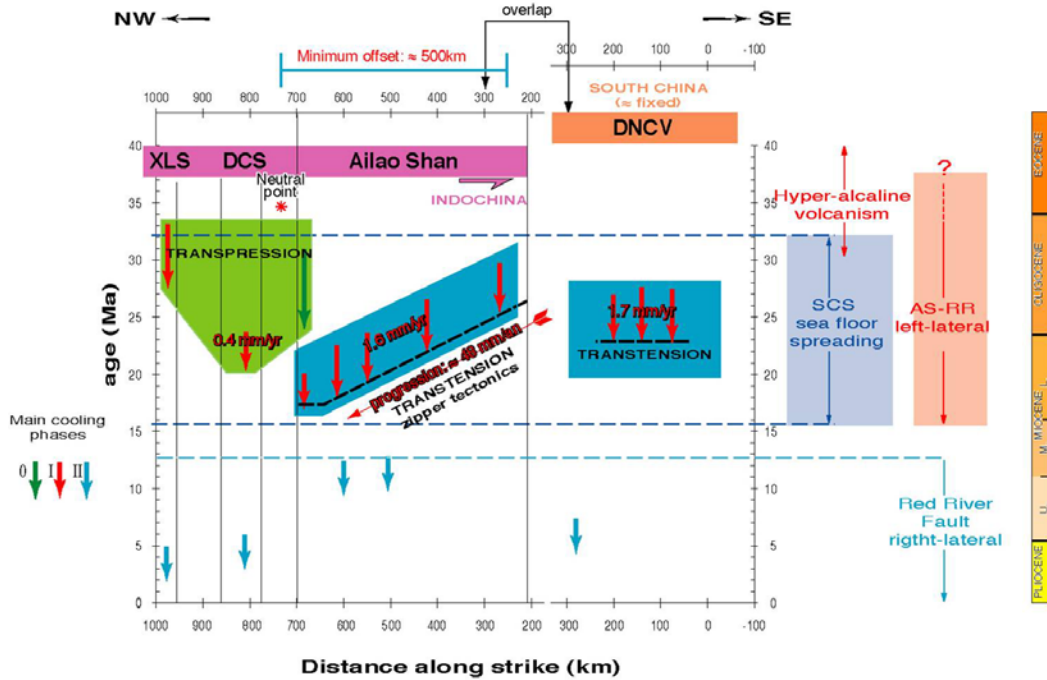


Figure II-8: Interprétation des mécanismes d'exhumation le long de l'ASRR pour les différents massifs, d'après *Leloup et al.*, [2001].

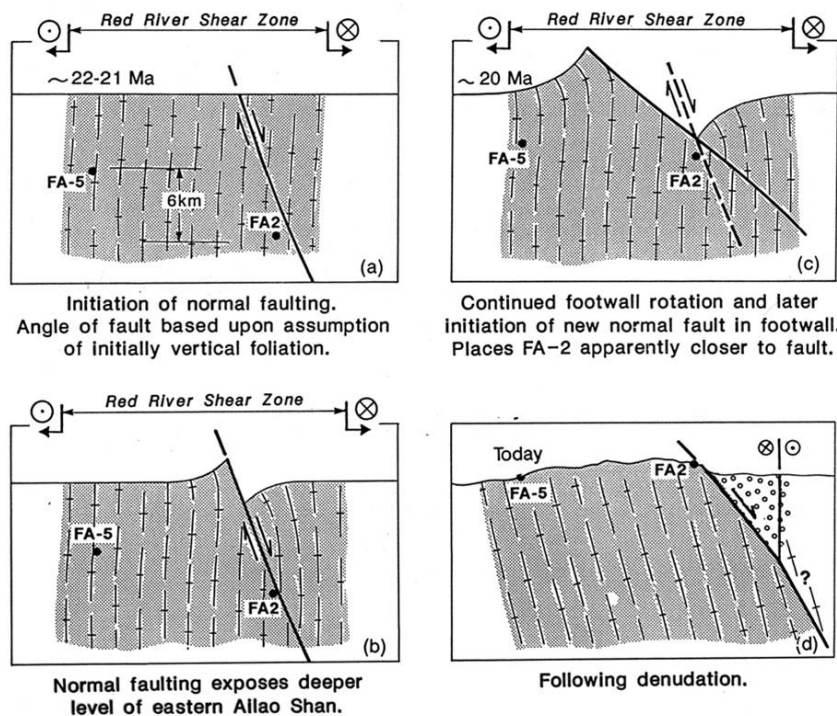


Figure II-9: Modèle cinématique schématique expliquant l'exhumation oblique le long de l'ASRR au cours du Neogène. D'après *Harrison et al.* [1992]. (a) une faille normale se forme sur le côté est de la zone de cisaillement, (b) le décalage a lieu le long de la faille de fort angle, contemporain d'une rotation du mur du à l'isostasie, (c) rotation du mur et initiation d'une nouvelle faille à fort angle dans le mur, (d) distribution actuelle des échantillons (FA-2 et FA-5) post-dénudation ; la faille active est représentée.

7. L'ASRR s'enracine-t-elle dans le manteau ?

Le modèle du zipper et l'ouverture de la Mer de Chine par la zone de cisaillement de l'ASRR impliquent une connexion avec le manteau. L'enracinement de la zone de cisaillement dans le manteau pourrait expliquer les températures anormales enregistrées dans le cœur de la zone de cisaillement [Leloup *et al.*, 1993] par une circulation de fluides mantelliques dans la zone de cisaillement (cf chapitre I, § 2.3.2.). Cependant aucune évidence de carbone isotopique mantellique n'a été enregistrée dans les marbres de la zone de cisaillement (E. Pili, communication personnelle). De plus, les isotopes stables de l'oxygène ne montrent aucune circulation hydrothermale dans la zone de cisaillement [Harrison *et al.*, 1996]. En revanche, du magmatisme alcalin contemporain du cisaillement existe dans la zone de cisaillement sous forme d'intrusions, et dans les sédiments environnants sous forme de filons, mettant en évidence une connexion de la zone de cisaillement avec le manteau [Chung *et al.*, 1997; Schärer *et al.*, 1994; Zhang and Schärer, 1999] (Figure II-10).

En effet, les magmas alcalins sont caractéristiques d'une décompression adiabatique du manteau asthénosphérique jusqu'à environ 50 km. Les hypothèses évoquées par [Zhang and Schärer, 1999] sont, soit une remontée du manteau asthénosphérique, soit ces magmas sont liés à une forte anomalie thermique dans le manteau lithosphérique tel que la présence d'un point chaud. C'est cette dernière hypothèse qui est privilégiée par [Zhang and Schärer, 1999].

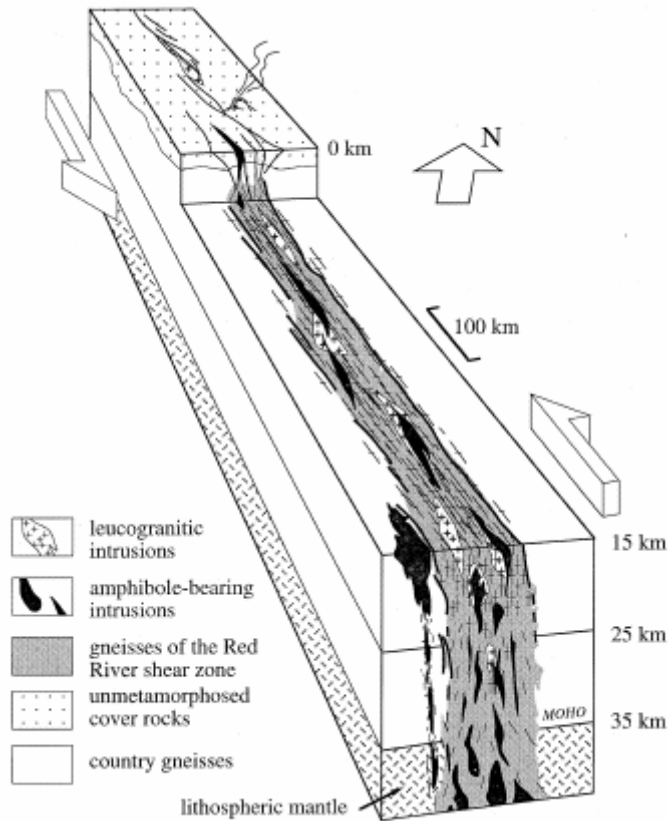


Figure II-10: Bloc diagramme schématique expliquant le magmatisme dans l'ASRR, d'après Zhang and Schärer [1999]

Dans des modèles numériques, [Leloup and Kienast, 1993] et [Leloup et al., 1999] ont testé le shear heating. Alors que le shear heating dans la croûte est inefficace pour générer de hautes températures sur l'ensemble d'une zone de cisaillement, il peut en revanche générer de la fusion partielle dans le manteau supérieur avec de faibles quantités de fluides [Leloup et al., 1999]. Dans ce modèle, la remontée de magmas et de fluides dans la zone de cisaillement pourrait augmenter significativement la température dans la croûte profonde et moyenne [Leloup et al., 1999] (Figure II-11).

Ces deux modèles impliquent que la zone de cisaillement de l'ASRR doit s'enraciner dans le manteau pour permettre la production de magmas alcalins et expliquer l'anomalie thermique de gneiss localisés à 15-20 km dans la croûte.

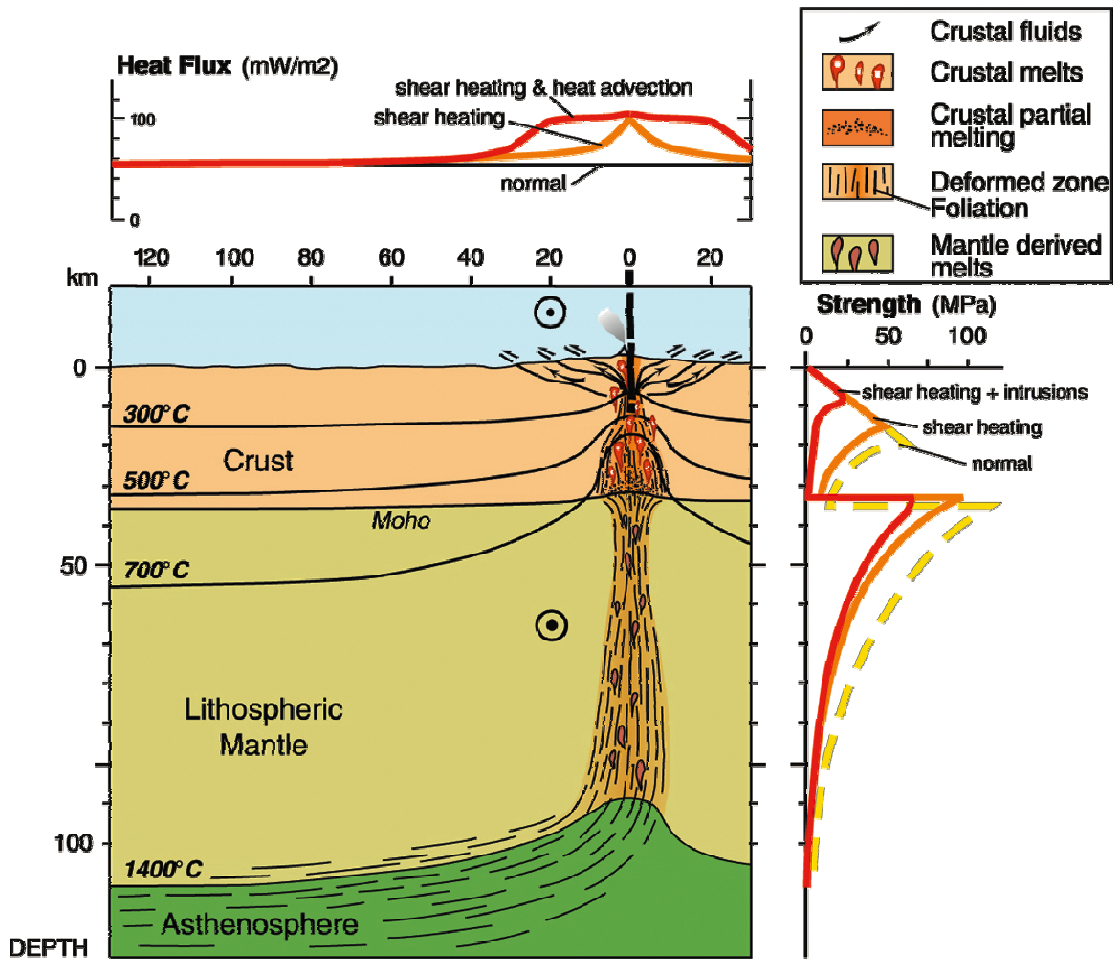


Figure II-11 : Modèle d'une zone de cisaillement continental d'échelle lithosphérique telle que l'ASRR, d'après *Leloup et al.* [1999]. Le shear heating dans le manteau supérieur permet d'initier la fusion partielle de la croûte inférieure et induit la remontée de magmas crustaux dans la zone de cisaillement. A droite du modèle sont représentés des profils de résistance dans le cas d'un shear heating couplé avec des jus crustaux, du shear heating seul et sans shear heating ni circulation de magmas. Au dessus du modèle, sont représentées les estimations du flux de chaleur. Au niveau de la zone de cisaillement, l'anomalie thermique est importante.

8. Vitesse de déformation

La vitesse de déformation moyenne ($\dot{\epsilon}$ en s^{-1}) de la zone de cisaillement de l'ASRR a été estimée à partir des vitesses de déplacements de la faille V_d ($m \cdot s^{-1}$) et de sa largeur l (m) visible sur le terrain (cf chapitre I) tel que :

$$\dot{\epsilon} = \frac{V_d}{l}$$

Les vitesses de déplacement V_d ont été estimées de trois façons indépendantes (cf §3.2) :

- à partir des décalages géologiques finis estimés à 700 ± 200 km. En considérant que cette quantité de décalage fini a eu lieu entre 34 et 17 Ma (34-21Ma à partir des monazites de *Gilley et al.* [2003], et 25-17Ma correspondant à l'exhumation de la zone de cisaillement synchrone de la déformation senestre (d'après *Harrison et al.*[1996]), la vitesse de déplacement de la zone de cisaillement doit être de 3 cm/an impliquant une vitesse de déformation de $9.5 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$ pour une largeur de 10 km et de $4.76 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$ pour une largeur de la zone de cisaillement de 20 km.
- à partir des anomalies magnétiques [*Briais et al.*, 1993], le décalage fini est estimé à 540 km pour un intervalle de temps entre 32 et 16Ma (âge des anomalies magnétiques 11 et 5c). La vitesse de déplacement moyenne déduite est de 3.4 cm/an. La vitesse de déformation correspondante est de $1.07 \times 10^{-13} \text{s}^{-1}$ pour une largeur de 10km et de $5.4 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$ pour une largeur de 20km.
- avec le modèle du zipper [*Harrison et al.*, 1996; *Leloup et al.*, 2001], le décalage finie est de 400 km entre 25 et 17 km (durée d'exhumation du massif de l'Ailao Shan). La vitesse de déplacement est de 5 cm/an. Pour une zone de cisaillement de 10km de large, la vitesse de déformation associée est de $1.6 \times 10^{-13} \text{s}^{-1}$, et pour une largeur de 20km, la vitesse de déformation de la faille est de $7.9 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$.

Ces trois estimations de vitesse de déformation varient, pour une largeur de 10 km, entre 1.07×10^{-13} et $9.5 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$. Ces vitesses de déformations calculées à partir de trois estimations indépendantes de la vitesse de déplacement de la faille sont cohérentes entre elles puisque l'estimation faites à partir des décalages géologiques constitue un minimum tandis que l'estimation faite à partir du zipper ne reflète que la phase d'exhumation de la zone de cisaillement. Ces vitesses de déformation sont donc des estimations moyennes dans le temps et également dans l'espace, puisque d'une part, les variations de vitesse de déplacement dans le temps n'ont pas été prises en compte et d'autre part, ces calculs considèrent que la déformation est homogène sur toute la largeur et la longueur de la zone de cisaillement.

Conclusion

La zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge a été très étudiée et l'ensemble des données et modèles en font une zone de cisaillement très bien contrainte. Cette zone de cisaillement résulte de la collision Inde-Asie ; elle a accommodé la convergence continentale par l'extrusion du bloc Indochine, qui a initié l'ouverture de la mer de Chine. La zone de cisaillement de l'ASRR est constituée sur 10-15 km de large de mylonites de haute température, avec une foliation subverticale et une linéation subhorizontale. De nombreux marqueurs attestent de son caractère senestre. Son déplacement a été estimé à 700 ± 200 km entre 35 et 17 Ma. Les différentes estimations de la vitesse de déplacement entre 3 et 5 cm/an mènent à des vitesses de déformation cohérentes de l'ordre de 10^{-13}s^{-1} pour une largeur de faille de 10 km. Ainsi, ces estimations nous fournissent une gamme de vitesse de déformation pour l'ensemble de la zone de cisaillement et seront un cadre pour tester la méthode développée dans le chapitre III.

Chapitre III.

Vitesses de déformation de zones de cisaillement ductiles : une nouvelle méthode de mesure *in situ* à partir de filons syntectoniques

Introduction

Au même titre que la vitesse de déplacement le long d'une faille fragile, la vitesse de déformation d'une zone de cisaillement ductile est une donnée importante pour contraindre les mécanismes de déformation de la croûte inférieure (voir chapitre 1, partie 5). De plus, la connaissance des variations spatiales de la vitesse de déformation à différents points d'une zone de cisaillement ductile permettrait de mieux contraindre ses mécanismes de déformation. De telles données sont notamment primordiales dans le débat sur la localisation de la déformation dans la croûte inférieure.

La vitesse de déformation dans les zones de cisaillement ductiles est le plus souvent estimée de manière indirecte (cf chapitre I). Les estimations de vitesse de déformation basées sur le décalage de marqueurs géologiques sur la faille ou sur les vitesses d'exhumation fournissent une vitesse de déformation moyenne sur l'ensemble de la zone de cisaillement. Celles effectuées à partir de lois de fluage (chapitre 1, partie 5) dépendent de la loi de fluage utilisée et des estimations de la contrainte (paléopiezomètre) et de la température.

Plus rarement, la vitesse de déformation a été estimée de manière directe. Seulement deux méthodes ont été développées à partir de grenats déformés [Christensen *et al.*, 1989] pour l'une, et de fibres syntectoniques (micas) [Müller *et al.*, 2000a] pour l'autre (cf chapitre I). Dans les deux cas, une vitesse de déformation est estimée en associant une mesure de la quantité de déformation avec une datation d'un objet déformé. Cependant, ces méthodes n'estiment des vitesses de déformation qu'à l'échelle du minéral. Seule la méthode de mesure *in situ* de vitesse de déformation de Christensen *et al.* [1989] a été appliquée dans une autre zone de cisaillement [Christensen *et al.*, 1994]. Malgré ces méthodes encourageantes et le développement récent de techniques de datation de plus en plus précises et de plus en plus adaptées à la mesure *in situ* [Müller, 2003], il n'existe à notre connaissance aucune autre étude ayant développé une méthode directe de mesure d'une vitesse de déformation à plus grande échelle que celle du minéral dans une zone de cisaillement ductile.

Au cours de ce travail de thèse, nous avons développé une nouvelle méthode in situ de mesure de vitesse de déformation à l'échelle d'un affleurement. Cette méthode est basée sur l'analyse de filons syntectoniques déformés dans une zone de cisaillement ductile, l'Ailao Shan-Fleuve Rouge. Dans cette zone de cisaillement, la déformation est plus intense et les conditions P-T sont plus élevées que dans les zones de cisaillement où ont été développées les précédentes méthodes. Les filons sont tous issus du même affleurement, à proximité du cœur de la zone de cisaillement.

Ce chapitre présente une première partie à la fois théorique et technique (la méthodologie suivie), puis une seconde partie sous forme d'article destiné à être soumis à JGR. Cet article décrit la méthode, les résultats obtenus, puis la validité de la méthode et ses limites.

1. Méthodologie

1.1. Quantification de la déformation des filons

1.1.1. Le cisaillement simple

Le cisaillement simple est une déformation qui translate tout point d'un objet, suivant un changement angulaire dans une direction de l'espace (Figure III-1) ; par exemple un cube devient un parallélépipède. Le cisaillement simple induit une rotation des objets tout en préservant leurs volumes. L'angle qui traduit le changement angulaire d'une ligne est la déformation cisillante angulaire ψ . γ est défini comme la déformation cisillante et $\gamma = \tan \psi$.

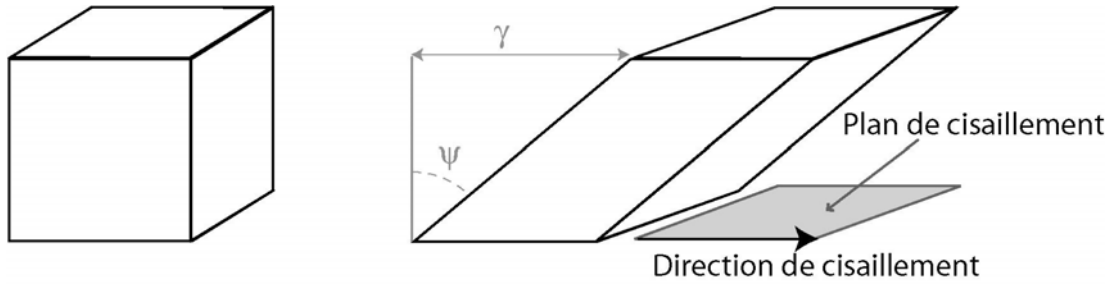


Figure III-1: Déformation d'un cube en un parallélépipède par cisaillement simple.

Considérons dans un repère orthonormé (X, Y) un carré déformé par cisaillement simple en un parallélogramme (Figure III-2).

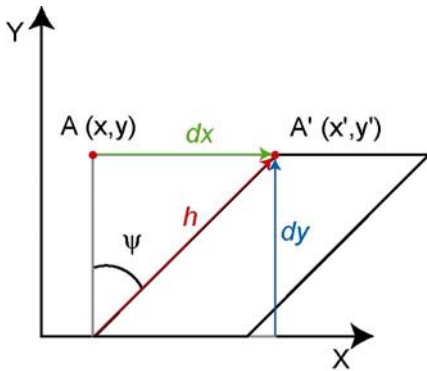


Figure III-2 : Translation d'un point A(x,y) dans un repère orthonormé (X,Y) illustrant le cisaillement simple.

Après un incrément de déformation, le point A de coordonnées (x,y) est translaté parallèlement à l'axe x en A'(x',y'). Le déplacement de A selon l'axe x est nommé dx, et le déplacement selon l'axe y est nommé dy, et le point A' s'exprime A'(x + dx, y + dy). Ainsi, le système d'équations décrivant la déformation s'écrit :

$$\begin{cases} x' = x + dx \\ y' = y + dy \end{cases} \quad \text{Équation 1}$$

Dans le cas du cisaillement simple, il n'y a pas de déplacement parallèle à l'axe y, donc $dy = 0$. De plus, le déplacement dx est lié à ψ et à la hauteur initiale du cube y par la relation de trigonométrie $dx = y \cdot \tan \psi$. Par définition, la déformation cisailante

$\gamma = \tan \psi$, et dx devient $dx = y\gamma$. En remplaçant dx et dy dans le système d'équation 1, on obtient :

$$\begin{cases} x' = x + y\gamma \\ y' = y \end{cases} \quad \text{Équation 2}$$

Ce système d'équations correspond à une transformation géométrique, qui peut d'exprimer sous forme matricielle comme suit :

$$\begin{bmatrix} x' \\ y' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} \quad \text{Équation 3}$$

La matrice qui permet la transformation du vecteur (x,y) au vecteur (x',y') s'appelle le tenseur de déformation. Dans le cas d'un cisaillement simple, il s'écrit sous la forme :

$$\begin{bmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{bmatrix}$$

Dans le cas de déformations différentes (cisaillement pur, translation, rotation, etc...), le tenseur de déformation est formulé différemment.

La Figure III-3 représente les sections des ellipsoïdes de déformation infinitésimale (a) et finie (b) dans un contexte de cisaillement simple. L'ellipsoïde initial non déformé est un cercle symbolisé en traits pointillés gris.

La **déformation infinitésimale** correspond à un incrément de déformation à un instant donné. Son ellipsoïde décrit les champs de déformation que peut traverser une ligne pendant la déformation. Ces champs de déformation sont le domaine des lignes en allongement (violet) et le domaine des lignes en raccourcissement (jaune). Dans l'ellipsoïde de déformation infinitésimale, il existe des orientations spécifiques pour lesquelles (Figure III-3a) :

- une ligne ne s'étire pas et ne se raccourcit pas (lignes inextensées à 90° et 180° , traits verts). Les lignes inextensées séparent les domaines d'allongement et de raccourcissement.
- une ligne subit un allongement maximal (45° par rapport au plan de cisaillement, trait rouge)

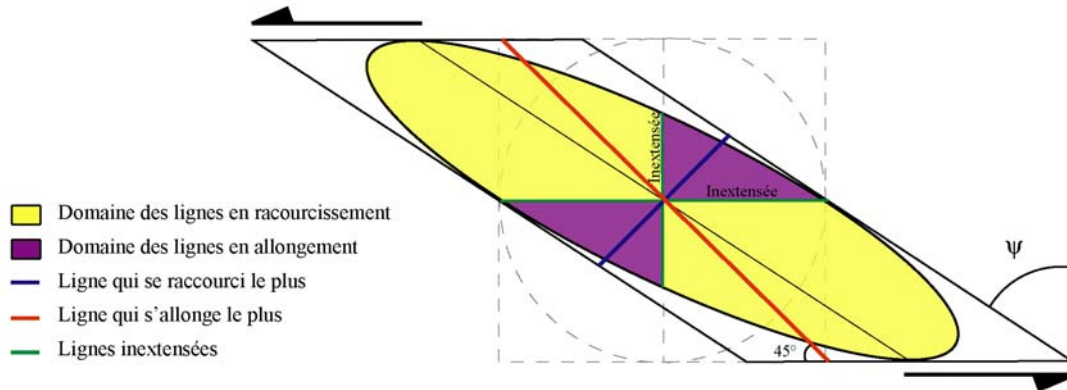
- une ligne subit un raccourcissement maximal (135° par rapport au plan de cisaillement, trait bleu).

La **déformation finie** est la déformation totale accumulée par une ligne, c'est à dire que la déformation finie correspond à la somme des déformations incrémentales (plusieurs déformations infinitésimales). La déformation finie est celle observée sur le terrain et donc celle qui est quantifiable. Cet ellipsoïde de la déformation finie (Figure III-3b) permet de déterminer dans quel domaine (allongement ou raccourcissement) se situe une ligne qui a été déformée par cisaillement simple. Avant déformation, cet ellipsoïde était un cercle (en gris sur la figure). Plus la déformation aura été importante, plus la ligne la plus allongée (correspondant à X ou λ_1 , trait rouge) sera proche du plan de cisaillement et plus l'angle θ (angle de la ligne la plus allongée avec la plan de cisaillement) sera petit. La ligne la plus raccourcie (correspondant à Z ou λ_3 , trait bleu) sera plus proche de 90° . Les lignes inextensées finies (traits verts) sont définies comme ayant la même longueur avant et après déformation ; elles correspondent au diamètre du cercle initial. Si les deux inextensées infinitésimales sont fixes par rapport au plan de cisaillement, seule la ligne inextensée parallèle au plan de cisaillement ne change pas d'orientation, quelle que soit la quantité de déformation subie. En revanche la seconde ligne inextensée (à 90° du plan de cisaillement) change d'orientation au cours de la déformation ; initialement confondue avec l'inextensée infinitésimale, elle se rapproche du plan de cisaillement au cours de la déformation. Le domaine en violet représente le champ de raccourcissement et le domaine en jaune le champ d'allongement. Les domaines violet et jaune pâles contiennent les lignes qui ont tout d'abord été raccourcies puis allongées par rapport à l'axe y de l'ellipsoïde (trait plein noir).

Dans une déformation en cisaillement simple, le plan d'aplatissement maximal, qui correspond à la foliation dans les roches déformées, se rapproche progressivement du plan de cisaillement ; la direction d'allongement, qui correspond à la linéation d'allongement λ_1 fait de même.

En pratique, pour un $\gamma > 6$, la direction d'aplatissement maximal (et d'allongement maximal) deviennent difficiles à distinguer de la direction de cisaillement (l'angle étant $< 10^\circ$).

a. Déformation infinitésimale



b. Déformation finie

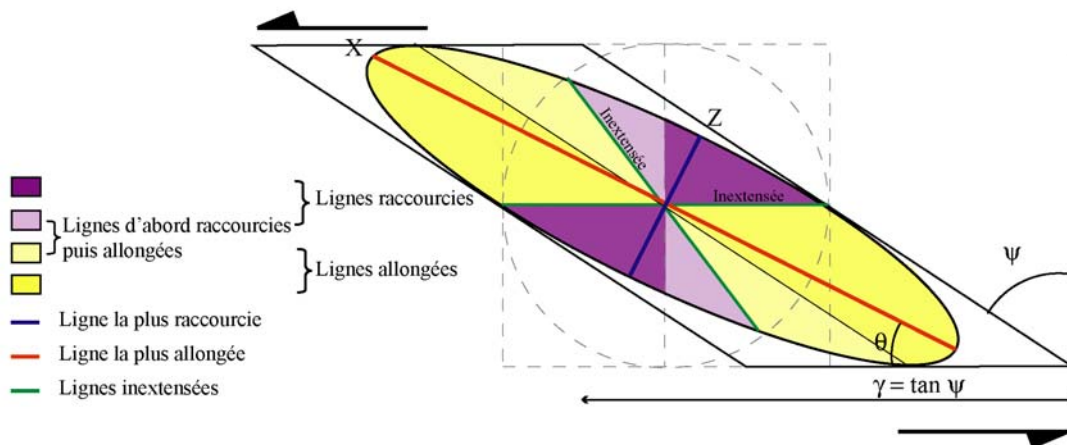


Figure III-3 : Ellipsoïdes de déformation dans la cas d'un cisaillement simple illustrant les domaines d'extension et de raccourcissement. (a) Ellipsoïde de déformation infinitésimale et (b) l'ellipsoïde de déformation finie.

1.1.2. Méthodes de mesure de la déformation cisailante γ

Dans ce travail, nous avons considéré que :

- la déformation est proche du cisaillement simple. Cette hypothèse est basée sur les observations suivantes [Lacassin *et al.*, 1993] : (1) les roches montrent une fabrique tectonique très bien définie avec des plans de foliation subverticaux et des linéations d'étirement subhorizontales, constants sur toute la longueur de la zone de cisaillement (1000km environ), (2) aucune zone de cisaillement conjuguée n'a été observée, (3) les critères de cisaillements sont tous senestres, (4) dans le plan YZ (perpendiculaire à la linéation), les veines et les mylonites ne sont généralement pas étirés et montrent localement des sections de plis en fourreau.
- la déformation cisailante totale $\gamma > 6$, induisant que la foliation correspond à la direction du cisaillement.

Afin de quantifier la déformation de filons, trois méthodes ont été utilisées :

- une méthode basée sur l'étirement des filons qui a été développée par [Lacassin *et al.*, 1993] (« Stretching method » dans l'article, §2).
- une méthode basée sur le changement d'angle des filons par rapport au plan de cisaillement (« angle method » dans l'article).
- une méthode combinant les deux précédentes (« Combined method » dans l'article).

1.1.2.1. Méthode de Lacassin *et al.*, [1993]

Cette méthode est basée sur la restauration par conservation de surface de filons étirés et boudinés. Pour estimer la déformation cisailante, cette méthode admet plusieurs hypothèses :

- la déformation des filons résulte seulement d'un cisaillement simple ;
- la déformation est continue et homogène pour tous les filons ;
- la surface du filon est conservée pendant la déformation ;
- la largeur du boudin le plus épais correspond à la largeur initiale du filon ;

- l'angle initial de chaque filon par rapport au plan de cisaillement principal (i.e. l'angle de mise en place du filon) est le même pour tous les filons et correspond à l'angle du filon le plus tardif.

Le cheminement du travail de restauration est décrit ci-après.

Reconstitution de panoramas des filons

Le plan d'observation correspond à la direction de cisaillement et est perpendiculaire au plan de cisaillement.

La première étape consiste à photographier sur le terrain chaque filon sur l'ensemble de sa longueur visible, avec un mètre ruban pour indiquer l'échelle.

La seconde étape consiste à mettre à la même échelle toutes les photographies, plus ou moins déformées par l'optique de l'objectif utilisé, sur la base du mètre ruban.

Les photographies ont été prises avec un fort recouvrement pour les recadrer, et limiter ainsi les déformations optiques qui sont plus importantes sur les bordures des photos. Les panoramas ont été construits sous le logiciel Adobe Photoshop en corrigeant manuellement les éventuelles rotations (Figure III-4). Certains panoramas de filons sont séparés en plusieurs portions lorsque le filon change d'orientation ou lorsqu'il y a une marche sur l'affleurement (Figure III-4).

Mesures des filons et calcul de l'extension quadratique

Les contours de chaque filon ont été redessinés sous le logiciel Canvas pour mesurer la surface S de chaque boudin (Figure III-4). Les longueurs finales des filons l_1 , ainsi que les épaisseurs maximales w des boudins ont également été mesurées.

La géométrie initiale du filon est supposée être un rectangle de longueur l_0 , dont l'épaisseur correspond à celle du boudin le plus épais (w). En utilisant l'hypothèse de conservation de la surface, la surface S mesurée s'exprime en fonction de l_0 et w , comme suit :

$$S = w \times l_0$$

S et w étant des grandeurs mesurées, on en déduit une longueur initiale l_0 (Figure III-4). Ainsi, l'extension (e) de chaque filon est calculée [Ramsay, 1967] tel que :

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

Équation 4

ainsi que l'extension quadratique (λ) :

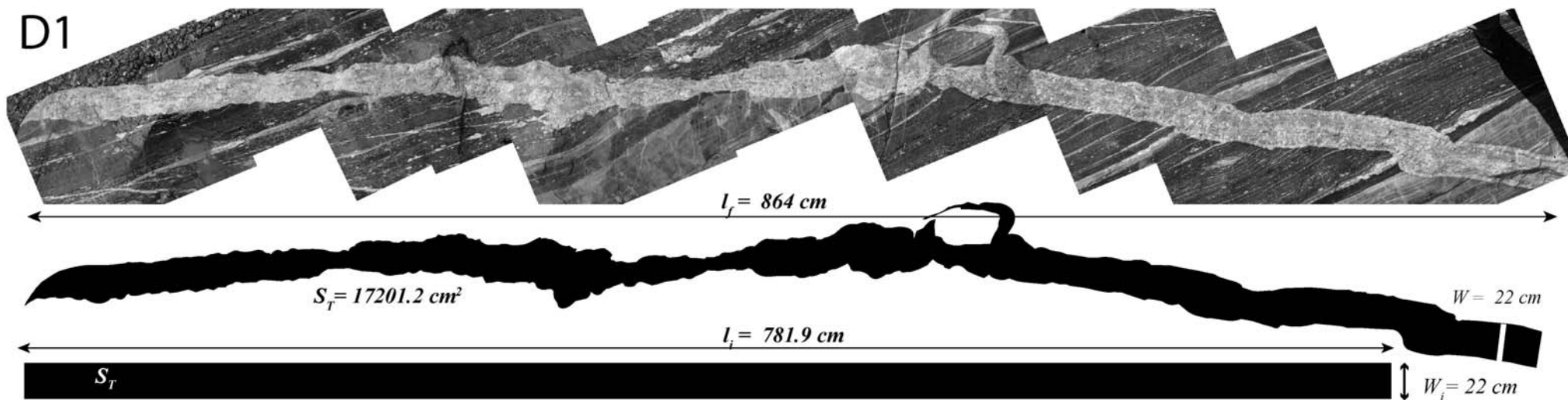
$$\lambda = (1 + e)^2$$

Équation 5

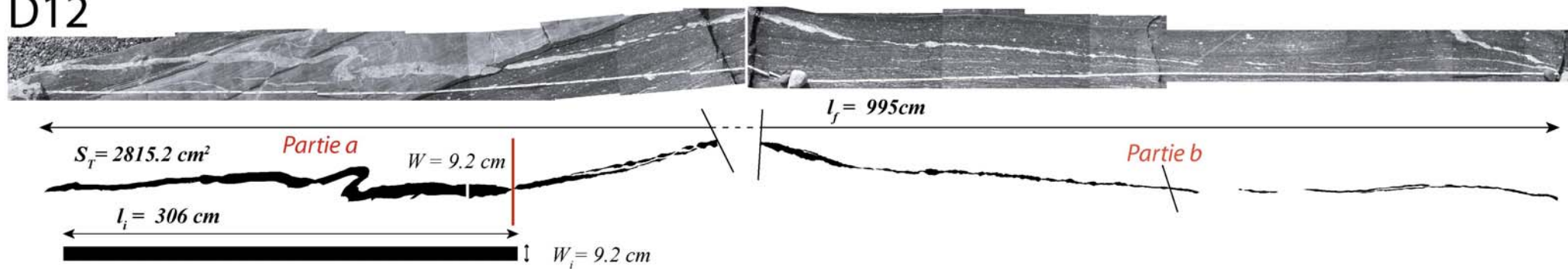
(Pages suivantes) :

FigureIII-4 : Panoramas des filons D1, D12, D18, D7 et D15. Mesure de la surface S_T , de l'épaisseur maximale W , de la longueur du filon l_f , et restauration des filons par conservation de surface S_T et épaisseur maximale W_i pour en déduire la longueur initiale du filon l_i . Les traits noirs et rouges indiquent les marches de l'affleurement et les changements d'orientation des filons.

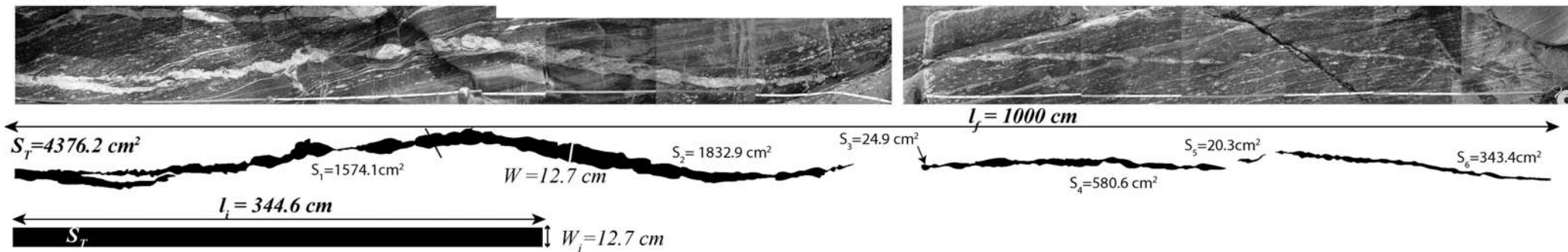
D1



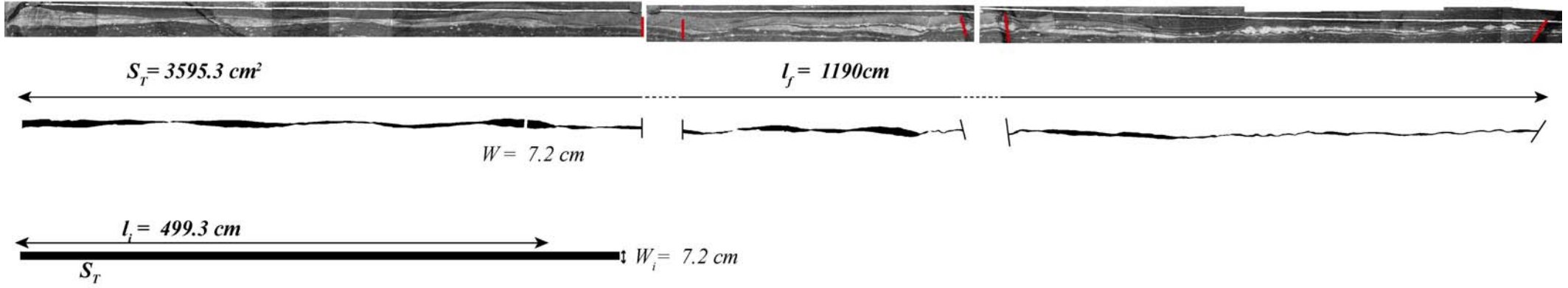
D12



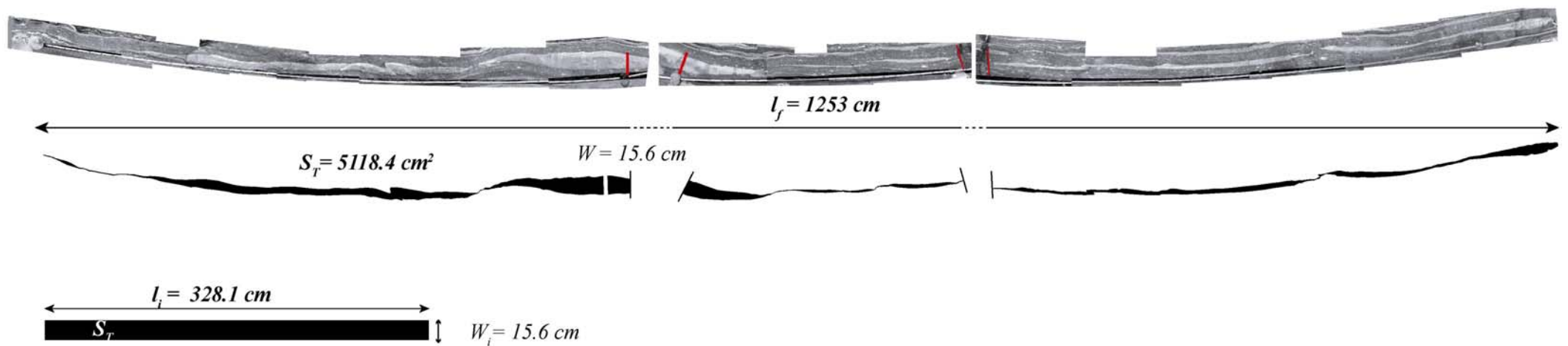
D18



D7



D15



Calcul de la déformation cisailante γ

Selon *Ramsay and Huber* [1983] (p285, équation B11), l'extension quadratique d'une ligne faisant un angle initial α_i par rapport au plan de cisaillement est donnée par l'équation :

$$\lambda = \frac{1}{2}\gamma^2 \cos 2\alpha_i + \gamma \sin 2\alpha_i + \frac{1}{2}\gamma^2 + 1 \quad \text{Équation 6}$$

où γ est la déformation cisailante et α_i est l'angle initial de la ligne. La Figure III-5 représente les valeurs de λ en fonction de γ pour différentes valeurs de α_i . Pour toute valeur de α_i , lorsque $\gamma = 0$ (i.e. pas de déformation), l'extension quadratique $\lambda = 1$.

Dans l'équation 6, λ est connu et α_i est supposé. Ainsi, la seule inconnue est la déformation γ , qui s'obtient en résolvant l'équation du second degré déduite de l'équation 6 en regroupant les termes de même degré :

$$\frac{1}{2}(1 - \cos 2\alpha_i)\gamma^2 + \gamma \sin 2\alpha_i + (1 - \lambda) = 0$$

Cette équation a deux solutions, dont les expressions sont :

$$\begin{cases} \gamma_1 = \frac{-\sin 2\alpha_i + \sqrt{\sin^2 2\alpha_i - 2(1 - \cos 2\alpha_i)(1 - \lambda)}}{1 - \cos 2\alpha_i} \\ \gamma_2 = \frac{-\sin 2\alpha_i - \sqrt{\sin^2 2\alpha_i - 2(1 - \cos 2\alpha_i)(1 - \lambda)}}{1 - \cos 2\alpha_i} \end{cases} \quad \text{Équation 7}$$

Lorsque l'angle initial du filon α_i est inférieur à 90° , le filon se situe toujours dans le domaine en extension de l'ellipsoïde de la déformation infinitésimale (cf Figure III-3) et $\lambda \geq 1$ (traits pleins de la Figure III-5). Dans ce cas, c'est la solution γ_1 de l'équation 7 qui est valide. En revanche, lorsque α_i est supérieur à 90° , le filon commence par se raccourcir jusqu'à atteindre l'angle critique de 90° pour ensuite s'allonger. Ceci est illustré par une diminution de la valeur du λ (≤ 1) pendant le raccourcissement du filon jusqu'à une inversion de la pente lors du passage dans le domaine de l'extension (traits pointillés de la Figure III-5). La solution γ_2 de

l'équation 4 décrit l'évolution du filon pendant le raccourcissement, puis la solution λ décrit son évolution une fois qu'il commence à s'étirer. La Figure III-5 montre également des pentes plus fortes pour les courbes en pointillées ($\alpha_i > 90^\circ$) que pour les courbes en traits pleins et avec des $\alpha_i < 45^\circ$ dans le domaine en extension. Ceci traduit un étirement plus rapide des filons avec un $\alpha_i > 45^\circ$ et s'explique par leur passage par la ligne de plus fort étirement situé à 45° dans l'ellipsoïde de déformation infinitésimale (Figure III-3).

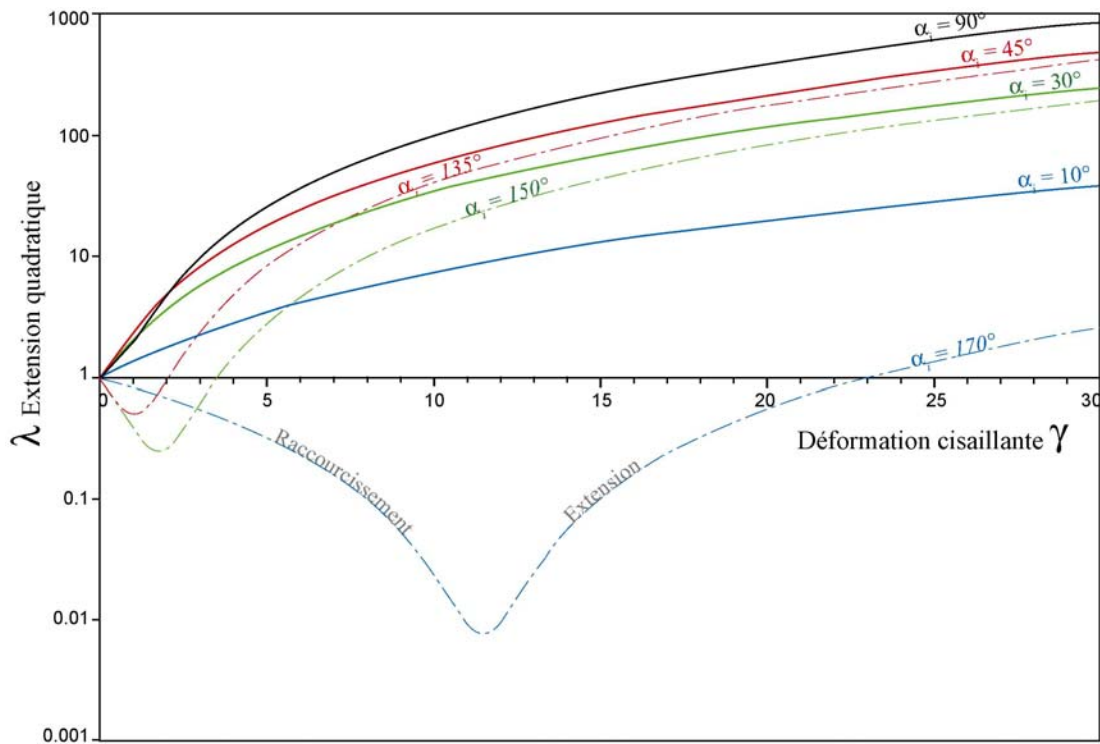


Figure III-5 : Graphique montrant $\lambda = f(\gamma, \alpha_i)$ en log-normal. Les courbes en pointillés correspondent à des angles initiaux supérieurs à 90° , alors que les courbes en traits pleins correspondent à des angles initiaux égal ou inférieur à 90° .

Dans un contexte de cisaillement senestre, l'angle théorique de mise en place de filons par fracturation hydraulique est de 135° . Les filons devraient donc théoriquement se raccourcir avant de s'étirer. Dans cette étude, les filons semblent plutôt s'être mis en place à moins de 90° ; ce point précis est discuté plus loin dans l'article (partie 2 de ce chapitre).

1.1.2.2. Méthode des angles (angle method)

Principe de la méthode

Le cisaillement simple induit la rotation interne d'objets et de lignes (Figure III-6)

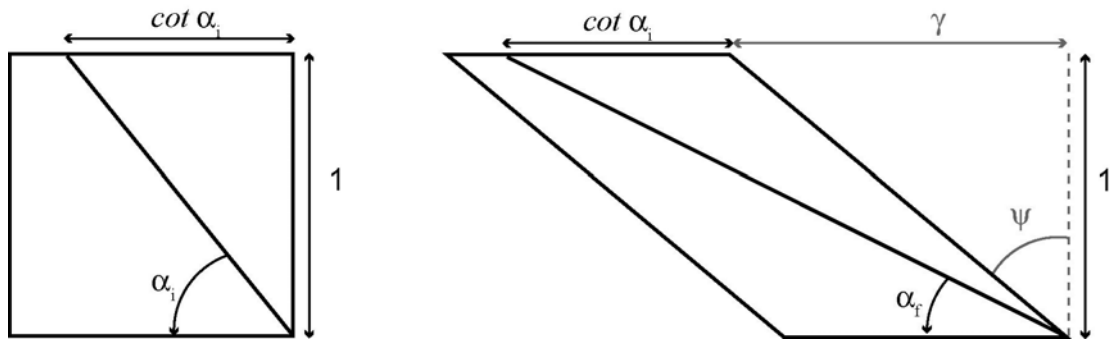


Figure III-6 : Relation entre la rotation d'une ligne et la quantité de déformation cisailante γ dans un régime de cisaillement simple (d'après Ramsay and Huber [1983]).

La déformation cisailante γ d'une ligne d'angle initial α_i donnant une ligne d'angle α_f s'écrit :

$$\gamma = \cot \alpha_f - \cot \alpha_i \quad \text{Équation 8}$$

Le principe de cette méthode est de mesurer l'angle final α_f de chaque filon par rapport au plan de cisaillement et de faire une hypothèse sur l'angle initial α_i (i.e. l'angle de mise en place du filon).

Estimation de l'angle final

Les filons ont une orientation finale qui n'est pas linéaire et montrent des variations de α_f (angle final mesuré par rapport à la foliation) sur leur longueur (Figure III-4). Ces variations d'angles peuvent être attribuées soit à une mise en place non linéaire du filon, soit à une déformation hétérogène, mais aucune information ne permet de privilégier l'une des deux possibilités. Mesurer la tendance générale de l'angle final du filon est une estimation relativement imprécise car le choix de l'orientation générale est arbitraire. Afin d'obtenir une meilleure précision de α_f , nous avons

découpé chaque filon en segments linéaires, chaque segment ayant un angle final α_f homogène. L'angle final total de chaque filon a été calculé en pondérant les différents α_f par la largeur l de leur segment respectif (Figure III-7).

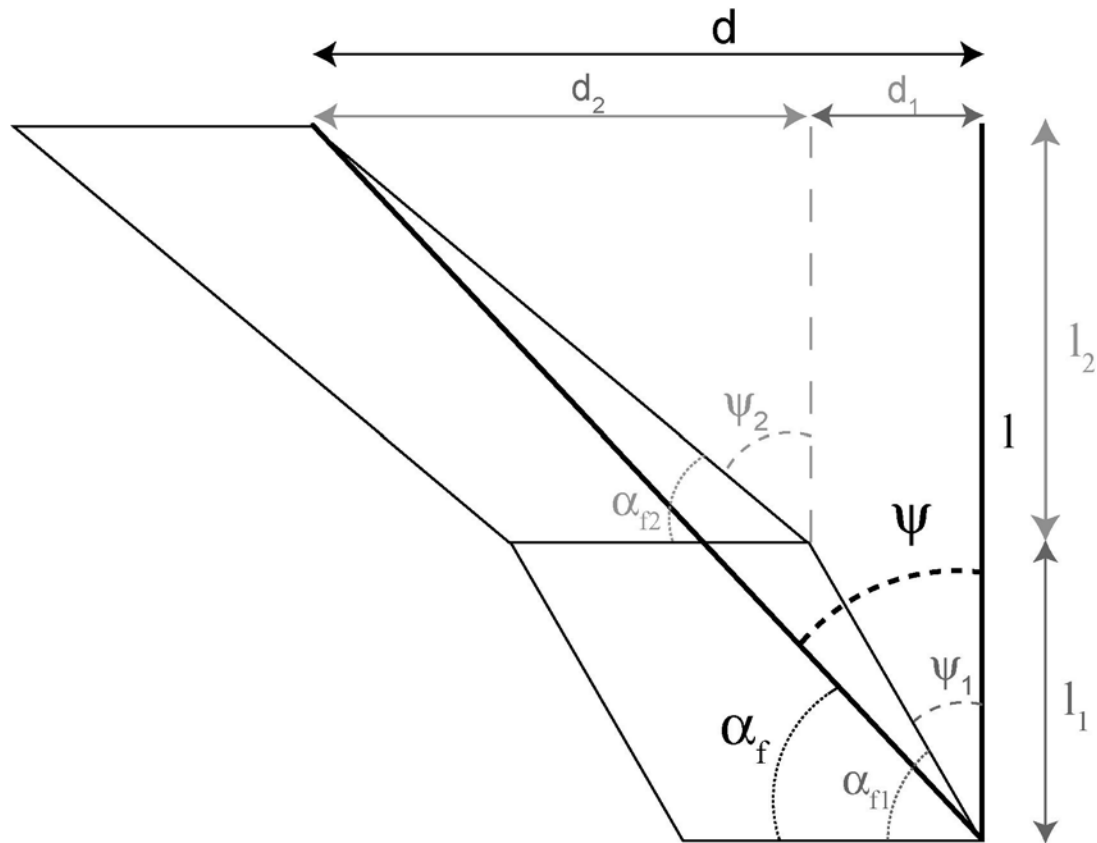


Figure III-7 : Cisaillement inhomogène d'un rectangle de longueur l . La partie inférieure du rectangle de longueur l_1 est cisailée d'un angle ψ_1 équivalent d'un déplacement d_1 . L'angle final de cette partie par rapport au plan de cisaillement est noté α_{f1} . La partie supérieure du rectangle de longueur l_2 est cisailée d'un angle ψ_2 équivalent à un déplacement d_2 ; l'angle final de l'orientation du parallélogramme par rapport au plan de cisaillement est α_{f2} . Le rectangle initial est cisailé d'un angle ψ équivalent à un déplacement d ($d_1 + d_2$) et l'angle final du parallélogramme est α_f .

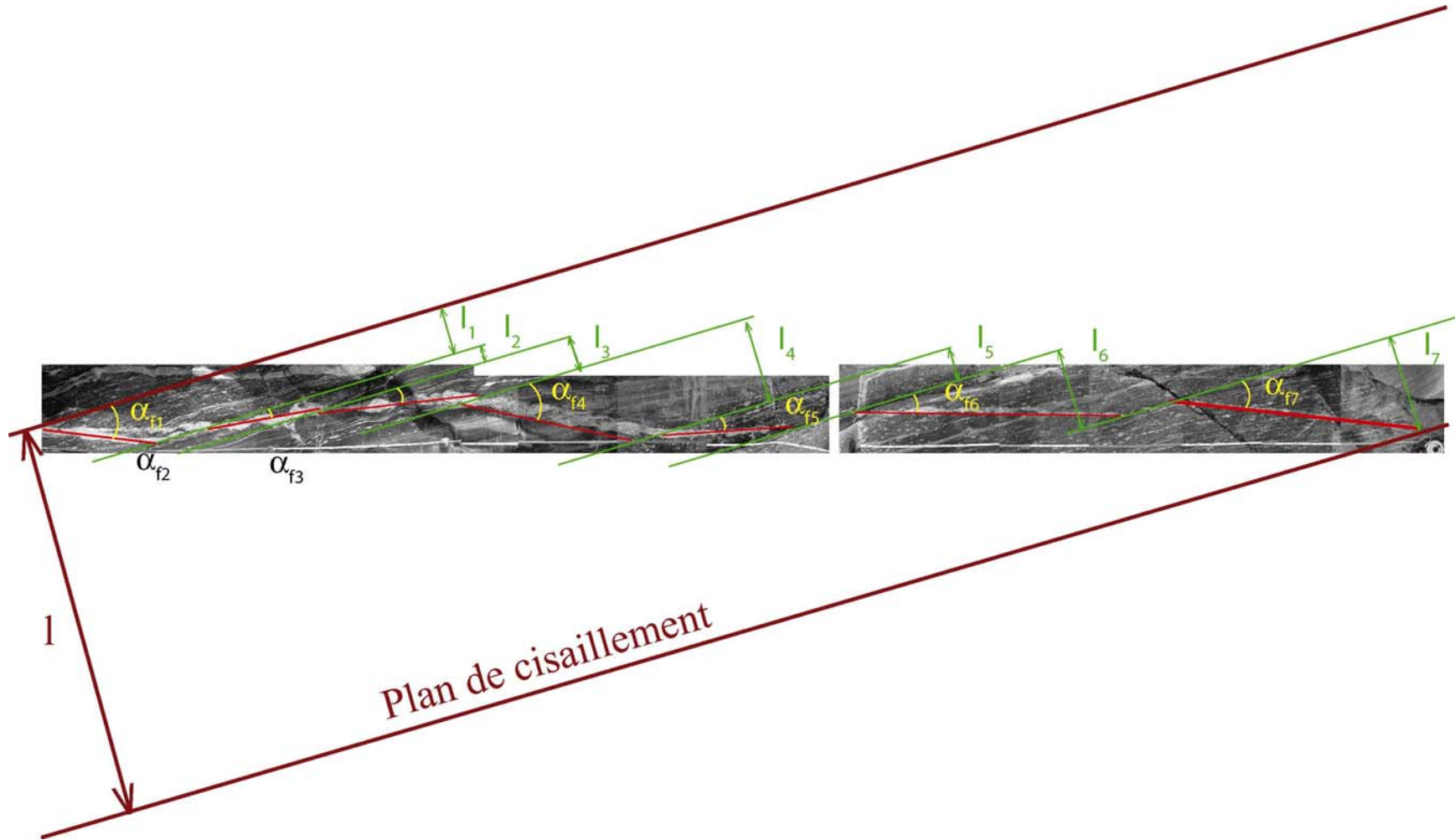


Figure III-8 : Exemple de découpage d'un filon en segments présentant des orientations variables. Chaque segment a une orientation linéaire (traits rouges). l (bordeaux) est la largeur entre les plans de cisaillement délimitant les « extrémités » du filon et est égal à la somme des l_i . l_i (l_1, l_2, \dots en vert) sont les largeurs entre les plans de cisaillement délimitant chaque segment du filon. α_{fi} ($\alpha_{f1}, \alpha_{f2}, \dots$) sont les angles entre le plan de cisaillement et l'orientation du segment de filon.

Ce calcul se justifie de la manière suivante :

La figure Figure III-7 montre de façon schématique un cisaillement inhomogène d'un objet similaire à un filon. L'angle final total α_f (ou angle moyen pondéré) de l'objet est défini en fonction du déplacement total d et de la longueur initiale l de l'objet, tel que :

$$\begin{aligned} \tan \alpha_f &= \frac{l}{d} \\ \Leftrightarrow \cot \alpha_f &= \frac{d}{l} \end{aligned} \quad \text{Équation 9}$$

D'autre part, d'après la figure Figure III-7, le déplacement total d est la somme des déplacements d_1 et d_2 des parties déformées indépendamment, et chacun de ces déplacements peut être défini en fonction de l'angle final et de la longueur de la partie de l'objet considérée:

$$d = d_1 + d_2 = \cot \alpha_{f1} \times l_1 + \cot \alpha_{f2} \times l_2 \quad \text{Équation 10}$$

Alors l'angle final total peut s'exprimer en fonction des angles finaux (α_{f1} et α_{f2}) de chaque partie de l'objet déformé :

$$\cot \alpha_f = \frac{1}{l_1 + l_2} \times (\cot \alpha_{f1} \times l_1 + \cot \alpha_{f2} \times l_2) \quad \text{Équation 11}$$

$$\begin{aligned} \Leftrightarrow \tan \alpha_f &= \frac{l_1 + l_2}{(\cot \alpha_{f1} \times l_1 + \cot \alpha_{f2} \times l_2)} \\ \Leftrightarrow \alpha_f &= A \tan \left[\frac{l_1 + l_2}{(\cot \alpha_{f1} \times l_1 + \cot \alpha_{f2} \times l_2)} \right] \end{aligned}$$

Il est donc possible de déduire l'angle final total α_{fTot} des mesures des angles finaux pondérés par les largeurs des segments. D'une façon plus générale, l'angle final total du filon s'exprime tel que :

$$\alpha_f = A \tan \left(\frac{\sum_{i=1}^n l_i}{\sum_{i=1}^n \cot \alpha_{fi} \times l_i} \right) \quad \text{Équation 12}$$

Cette estimation suppose toutefois que les variations d'angle soient dues à une déformation non homogène.

Estimation de la déformation cisailante

D'après l'équation 8, la déformation cisailante γ d'une ligne avec un angle initial α_i et donnant un angle final total α_f s'écrit :

$$\gamma_{tot} = \cot \alpha_{f_{tot}} - \cot \alpha_i$$

Or $\cot \alpha_{f_{tot}}$ est donné par l'équation 11. La déformation cisailante totale γ_{tot} peut donc être calculée en fonction des angles finaux des différents segments α_{f1} et α_{f2} et de leurs longueurs respectives l_1 et l_2 , puis en fonction de la déformation cisailante de chaque segment (γ_1 et γ_2) par regroupement des termes angles finaux et angles initiaux.

$$\begin{aligned} \gamma_{tot} &= \frac{1}{l_1 + l_2} \times (\cot \alpha_{f1} \times l_1 + \cot \alpha_{f2} \times l_2) - \frac{l_1 + l_2}{l_1 + l_2} \cot \alpha_i \\ \Leftrightarrow \gamma_{tot} &= \frac{1}{l_1 + l_2} \times [l_1 (\cot \alpha_{f1} - \cot \alpha_i) + l_2 (\cot \alpha_{f2} - \cot \alpha_i)] \\ \Leftrightarrow \gamma_{tot} &= \frac{1}{l_1 + l_2} \times [l_1 \gamma_1 + l_2 \gamma_2] \end{aligned}$$

Ainsi, la déformation cisailante totale est la somme des déformations cisailantes estimées pour chaque segment d' α_f variable, pondérée par la largeur de chacun ces segments et s'écrit :

$$\gamma_{tot} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n l_i} \times \left(\sum_{i=1}^n \gamma_i l_i \right) \quad \text{Équation 13}$$

La Figure III-9 illustre l'équation (8) mettant en relation la déformation cisailante γ avec l'angle initial α_i et l'angle final α_f . Cette figure montre que pour des α_f faibles, une erreur sur l'estimation de α_f induit une grosse incertitude sur la valeur de γ . Cette méthode n'est donc pas appropriée pour des α_f faibles, résultant d'une forte déformation.

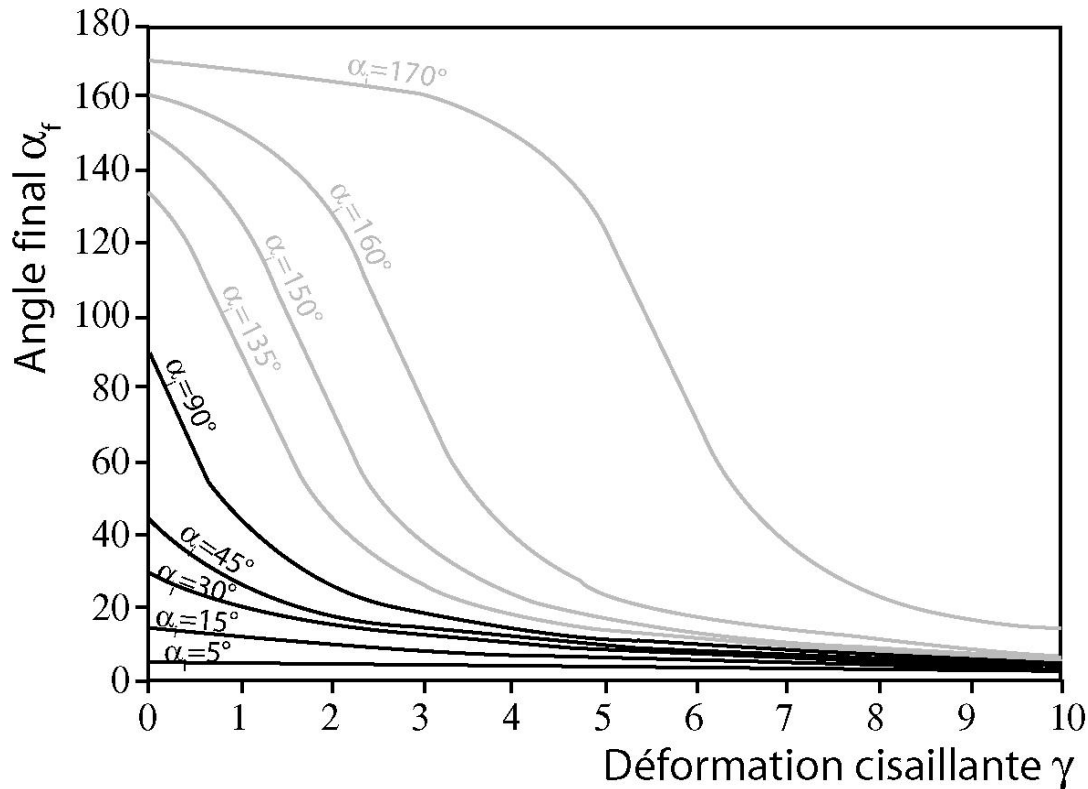


Figure III-9: Représentation graphique de $\gamma = f(\alpha_f, \alpha_i)$. Pour un angle final connu et un angle initial supposé (courbes en gris quand $\alpha_i > 90^\circ$ et courbes en noir quand $\alpha_i \leq 90^\circ$), la déformation cisailante peut être estimée.

1.1.2.3. Méthode combinée (combined method)

Nous avons tenté d'évaluer la rotation des filons afin d'estimer un angle initial de mise en place des filons. γ est défini en fonction de α_i et λ (équation 6) ainsi que en fonction de α_i et α_f (équation 8). Ces deux équations permettent d'obtenir λ en fonction de α_i et α_f et ainsi de s'affranchir du γ :

$$\lambda = (\cot \alpha_f - \cot \alpha_i)^2 \sin^2 \alpha_i + (\cot \alpha_f - \cot \alpha_i) \sin 2\alpha_i + 1 \quad \text{Équation 14}$$

Cette équation est représentée graphiquement sur la Figure III-10. A partir de la mesure de l'extension quadratique et de l'angle final de la ligne cisillée, l'angle initial est déterminé. Cet angle initial est alors utilisé dans la méthode d'élongation (§1.1.2.1) ou la méthode angle (§ 1.1.2.2) pour estimer la déformation cisillante γ . Les valeurs de la déformation cisillante obtenues sont les mêmes quelle que soit la méthode utilisée.

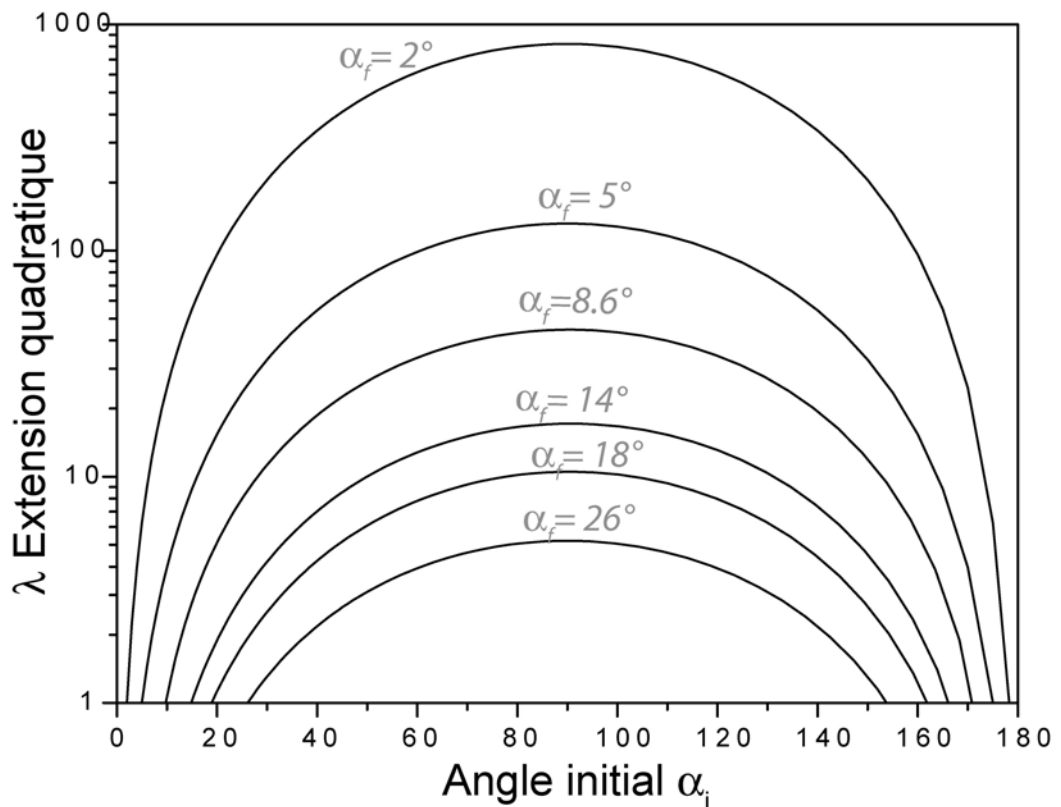


Figure III-10 : Représentation graphique de $\lambda = f(\alpha_i, \alpha_f)$. A partir de l'estimation de l'extension quadratique du filon et de la mesure de son angle final α_f , l'angle initial peut être déduit.

1.2. Datations des filons leucocrates syntectoniques

1.2.1. Principe de la géochronologie

Les isotopes sont des atomes qui ont le même nombre de protons mais un nombre différent de neutrons. Ils ont donc le même nombre atomique A et une masse atomique Z différente comme par exemple les deux isotopes de l'uranium, de même nombre atomique (92), mais de masses atomiques différentes (${}_{92}^{235}\text{U}$ et ${}_{92}^{238}\text{U}$). Certains éléments dans les roches et minéraux contiennent des isotopes qui sont naturellement radioactifs (éléments père P), c'est à dire que leur nucleus se désintègre spontanément en un isotope d'un autre élément (élément fils F^*). Si cet isotope est lui-même instable, le processus continue jusqu'à ce qu'un isotope stable soit formé. Le taux de désintégration radioactive est caractéristique de chaque isotope. Ces taux sont indépendants de paramètres chimiques ou physiques. La probabilité qu'un nucleus d'un isotope se désintègre dans une période de temps donné est une constante (λ , constante de désintégration).

Considérons un système clos (i.e. un système, un minéral par exemple, qui n'échange pas d'éléments père ou fils avec l'extérieur) avec un élément père P qui se désintègre pendant un intervalle de temps t tel que :

$$\frac{dP}{dt} = -\lambda P \quad \text{Équation 15}$$

Cette relation est intégrée et :

$$-\ln P = \lambda t + a \quad \text{Équation 16}$$

à $t = 0$, $-\ln P_0 = a$, alors l'équation 14 devient :

$$P = P_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad \text{Équation 17}$$

P_0 et t sont inconnus,

or en supposant que le système est clos $P_0 = P + F^*$, alors :

$$F^* = P(e^{\lambda t} - 1) \quad \text{Équation 18}$$

avec F^* le nombre d'éléments fils radiogéniques.

La demi-vie ($T_{1/2}$) est le temps nécessaire pour que la moitié des isotopes radioactifs soit désintégrée. La demi-vie s'exprime en fonction de la constante de désintégration tel que :

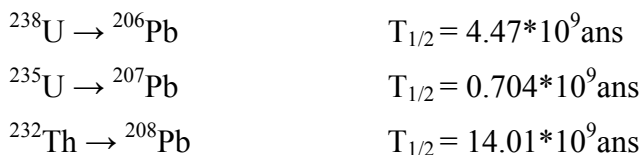
$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad \text{Équation 19}$$

Suivant les systèmes isotopiques, la demi-vie varie de fractions de seconde à des millions d'années. En géochronologie, les isotopes radioactifs doivent avoir une demi-vie comparable aux périodes de temps mesurées. La demi-vie doit être suffisamment longue pour qu'il reste suffisamment d'isotopes pères lors de la mesure, mais également suffisamment courte pour que des isotopes fils se soient formés.

1.2.2. Méthode de datation utilisée

Dans cette étude, il s'agit de dater la mise en place de filons leucocrates syntectoniques du cisaillement le long de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge d'âge Tertiaire (35-17Ma). Ces filons se sont mis en place dans un contexte de haute température (>600°C, cf chapitre II).

Dater la mise en place de ces filons nécessite d'utiliser un système isotopique qui a une température de fermeture élevée, tel que le système isotopique U-Th-Pb. Dans ce système, deux isotopes de l'Uranium et un isotope du Thorium sont radioactifs et se désintègrent en différents isotopes radiogéniques du Plomb avec des demi-vies ($T_{1/2}$) différentes :



Ce système isotopique est très bien adapté pour des événements géologiques de plusieurs dizaines de millions à milliards d'années. En revanche, dater des âges jeunes comme les âges tertiaires par cette méthode est plus difficile, car les demi-vies sont longues et en conséquence la quantité de Pb radiogénique mesurée est très faible.

Des datations U-Pb ont préalablement été effectuées sur des filons leucocrates et des granitoïdes de la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge [Schärer *et al.*,

1990; *Schärer et al.*, 1994]. Les âges obtenus pour les filons leucocrates du massif de l'Ailao Shan, similaires à nos échantillons, ont été déterminés sur des grains de monazites, zircons et xénotimes avec la méthode TIMMS [*Schärer et al.*, 1990]. Les âges corrigés sont compris entre 22.1 et 23.9 Ma pour les monazites, entre 30.5 et 33.9 Ma pour les zircons et sont de environ 23 Ma pour le xénotime. Tous ces âges sont cohérents avec la durée de fonctionnement du cisaillement (35-17Ma). Les zircons ont cependant fourni des âges U-Pb discordants mettant en évidence un problème d'héritage.

[*Schärer*, 1984] a mis en évidence un excès de ^{206}Pb dans les monazites et un déficit dans les zircons de granites tertiaires himalayens. Ces excès ou déficit en ^{206}Pb ont également été corrigés pour les âges de monazites et zircons des filons de l'Ailao Shan [*Schärer et al.*, 1990]. *Schärer* [1984] avait attribué cet excès en ^{206}Pb (ou déficit) à un déséquilibre initial en ^{230}Th qui est généré dans la chaîne de désintégration de ^{238}U (Figure III-11). Ce déséquilibre initial serait dû à un fractionnement U-Th entre le minéral, en cours de cristallisation, et le magma. Les monazites, qui sont des minéraux riches en Th, auraient incorporé plus de ^{230}Th initial que les minéraux pauvres en Th comme les zircons, expliquant ainsi l'excès de Pb radiogénique dans les monazites et le déficit dans les zircons.

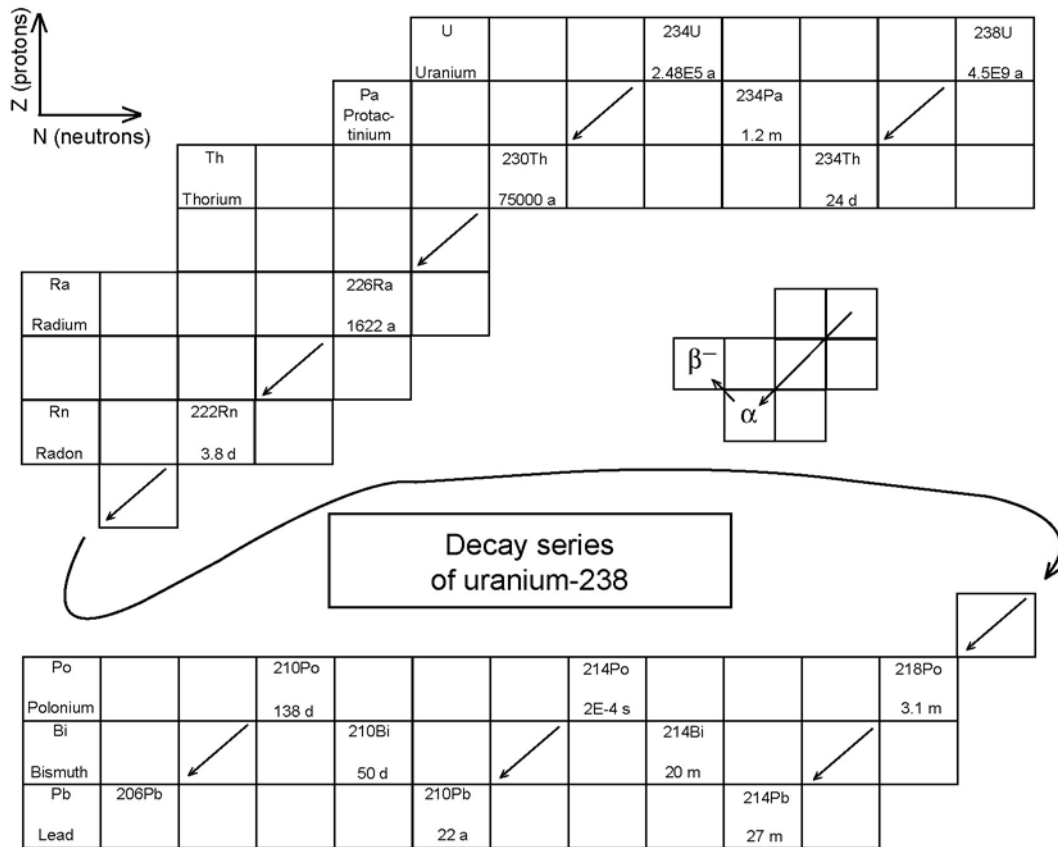


Figure III-11 : Chaîne de désintégration de l' ^{238}U , d'après Albarède [2003]

Une solution pour éviter ces corrections d'âges est d'utiliser la méthode ^{232}Th - ^{208}Pb dans le cas de datations de monazites. Cette méthode a été développée sur sonde ionique par *Harrison et al.* [1995] et est maintenant classiquement utilisée pour dater les monazites jeunes [*Catlos et al.*, 2004; *Catlos et al.*, 2002a; *Catlos et al.*, 2002b], car elle présente de nets avantages par rapport à la méthode classique U-Pb [*Harrison et al.*, 1995]:

5. L'équilibre séculaire dans la chaîne de désintégration du ^{230}Th jusqu'au ^{208}Pb , c'est-à-dire l'équilibre entre les proportions de l'élément père et celles de l'élément fils, est établi en 30ans. Cet équilibre étant très rapide, et la monazite étant un système riche (elle incorpore pas ou peu de Pb initial), si le système reste fermé, il y a donc peu de chances que la monazite contienne un excès ou déficit de $^{208}\text{Pb}^*$.
6. Les monazites contiennent une concentration très importante en Th ce qui permet d'avoir également un fort signal en $^{208}\text{Pb}^*$. Ceci permet de réduire le point d'analyse dans le minéral et de fournir un âge plus précis pour des âges tertiaires.

Dans ce travail, deux stratégies ont été abordées :

- des datations U-Pb sur zircons à la sonde ionique de Nancy. Ces travaux ne seront cependant pas présentés dans ce mémoire car les premiers résultats ont montré un fort héritage dans ces zircons.
- des datations Th-Pb sur monazites à la SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe). Ces datations ont fait l'objet d'une collaboration avec D. Rubatto à la Research School of Earth Sciences à l'Australian National University (Canberra, Australie). Les âges obtenus sont présentés dans l'article en partie 2 de ce chapitre.

1.2.3. La sonde ionique de haute résolution SHRIMP II

La SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) est une sonde ionique SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometer) de haute précision qui a été conçue dans le but d'obtenir à la fois de hautes résolutions de masse et de hautes sensibilités. Cette caractéristique a permis d'éliminer les interférences isobariques, c'est-à-dire les interférences entre les atomes ayant la même masse, tout en maintenant une haute sensibilité pour analyser des éléments sous forme de traces (exemple du Pb).

Un faisceau d'ions primaires de haute énergie (10kV), généralement O_2^- , est envoyé avec un angle de 45° sur l'échantillon (surface de 20-30 μ m de diamètre). Le bombardement ionique arrache des atomes et molécules de l'échantillon, dont certains sont ionisés et forment le faisceau secondaire. Ces ions secondaires sont sélectionnés en fonction de leur énergie par un analyseur électrostatique. Le faisceau passe ensuite dans un électroaimant laminé permettant de séparer les masses de leurs interférences isobariques. Enfin les ions sont récupérés dans un multi collecteur, où ils sont comptés sous forme d'un signal.

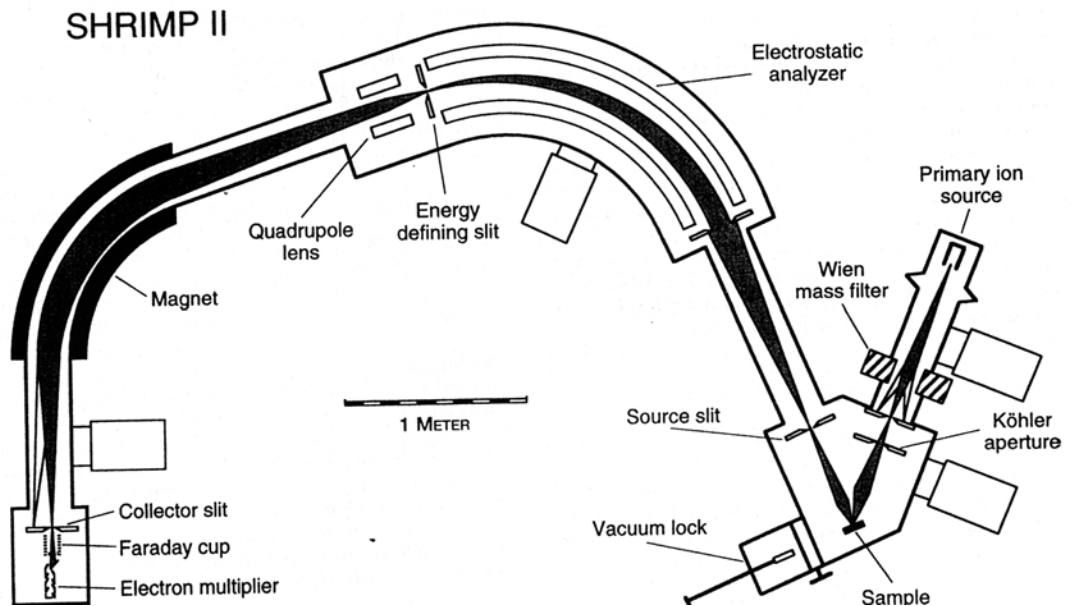


Figure III-12 : Schéma de la sonde ionique haute résolution SHRIMP II d'après Williams [1998]

Il existe différents modèles de SHRIMP : SHRIMP I, SHRIMP II, la SHRIMP RG qui a une configuration différente, et la SHRIMP SI (en construction) destinée à l'analyse des isotopes stables. Toutes ont été conçues à la Research School of Earth Sciences à l'ANU et construites par Australian Scientific Instruments. Dans ce travail, la SHRIMP II a été utilisée car elle présentait une meilleure stabilité de signal que la SHRIMP RG.

1.2.4. Techniques d'extraction et montage pour analyses ponctuelles

1.2.4.1. Echantillonnage

Les affleurements étudiés sont des polis de rivière, rendant impossible l'échantillonnage classique au marteau et burin ; d'autre part, les filons échantillonnés sont des veines leucocrates donc riches en quartz et difficiles à prélever. Le moyen le plus rapide et efficace pour échantillonner ces filons était l'utilisation d'une scie diamantée portable pour roches dures (Figure III-13a). Cette technique a facilité le prélèvement d'une grande quantité et masse de filons pour les

datations (environ 5-10 Kg par échantillon), et a permis de choisir les boudins de filons leucocrates. Les filons ont donc été prélevés sous forme de blocs parallélépipédiques de taille 30 x 15 cm environ (Figure III-13b).

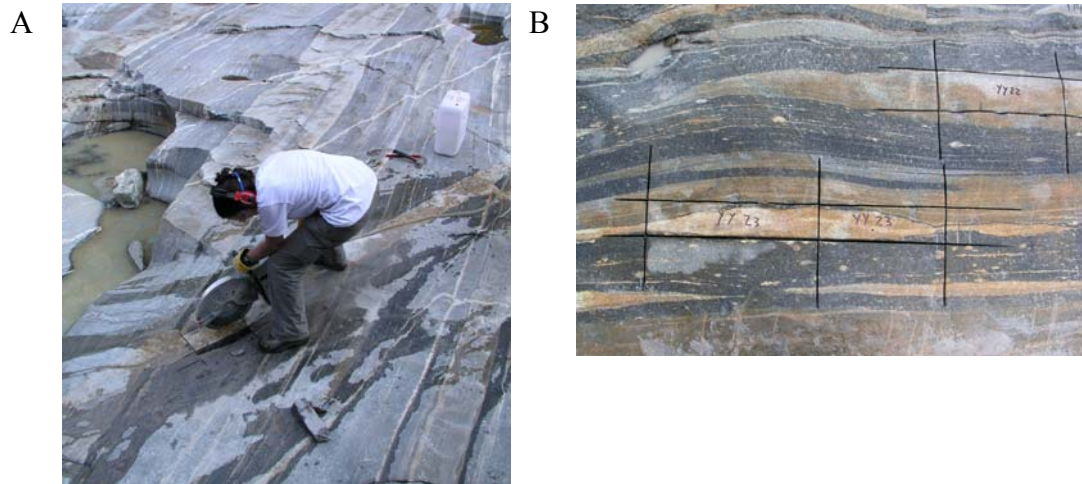


Figure III-13 : A. Echantillonnage des filons sur le poli de rivière à l'aide d'une scie diamantée. B. Echantillons de filons leucocrates sciés. Les blocs sciés mesurent environ 30*15cm.

1.2.4.2. Séparation minérale

Les techniques utilisées pour la séparation des minéraux (zircons, monazites et grenats) sont détaillées en annexe 1.

Le broyage des échantillons a été effectué en partie à l'Observatoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand, ainsi que l'utilisation de la table à secousses. Les autres séparations minérales ont été réalisées à l'Université de Lyon 1.

1.2.4.3. Montage des échantillons

Quelle que soit la sonde ionique utilisée, le principe de montage est dans l'ensemble le même. Un scotch double face est appliqué sur une plaque de verre puis une bague en aluminium de 1 pouce de diamètre, préalablement enduite de vaseline et fixée solidement sur le scotch. Les minéraux sont déposés en lignes dans la bague (une ligne = un échantillon) en évitant les bordures, puisque le faisceau ionique ne peut pas atteindre les bordures du plot (=bague après montage). Pour une question de

praticité au cours des analyses, les minéraux les plus gros et les plus beaux sont disposés en premier. Une ligne de standard est rajoutée, soit parallèlement aux autres et au centre du plot, soit perpendiculairement aux lignes d'échantillons en bas du plot ; cette dernière technique permet d'orienter plus facilement le plot et en conséquence une meilleure localisation de chaque échantillon (Figure III-14). Le standard utilisé est la monazite 44069, d'âge 425Ma (Smith, communication personnelle). Dans la mesure du possible, les échantillons sont disposés à plat et bien enfoncés dans le scotch.

Une résine constituée d'un mélange de 1/5 de durcisseur (triéthylentétramine) et 4/5 d'araldite est préparée sur une plaque chauffante à 60°C jusqu'à homogénéité et versée délicatement dans la bague ; la difficulté de l'opération est de ne pas décoller les échantillons et d'éviter la formation de bulles. Le plot ainsi préparé est placé en étuve à 60°C pendant une nuit pour favoriser une cristallisation lente de la résine. Le plot de résine est retiré de la bague, et décollé du scotch double face à l'aide d'un couteau.

Le polissage commence par un disque de poudre diamantée à gros grains pour extraire la résine et arriver au niveau des échantillons et standards. Des disques de plus en plus fins (5 et 3 μm) sont ensuite utilisés permettant d'aplanir et diminuer progressivement le niveau du plot et faire apparaître en surface les bordures des minéraux. L'alternance régulière de polissage et vérification au microscope du plot sont indispensables pour limiter toute perte inutile d'échantillons ou même de standards. Un dernier polissage sur un disque de 1 μm permet de lisser la surface du plot et réduire les rayures.

Le plot est successivement frotté à l'éthanol, au white spirit, puis au savon et est placé dans un bécher contenant un mélange de ce savon (RNB) et d'eau tiède ; ce bécher est mis dans un bac à ultrasons pendant quelques minutes. Enfin le plot est rincé à l'eau pure qui est un bon indicateur de propreté et placé en étuve une vingtaine de minutes.

1.2.4.4. Imagerie

Chacun des plots est photographié dans son intégralité, afin de faciliter le repérage des échantillons les uns par rapport aux autres (Figure III-14), puis par ligne

d'échantillon en lumière réfléchi avec un zoom plus important pour reconnaître aisément les minéraux à leur forme lors des séances d'imagerie et d'analyses.

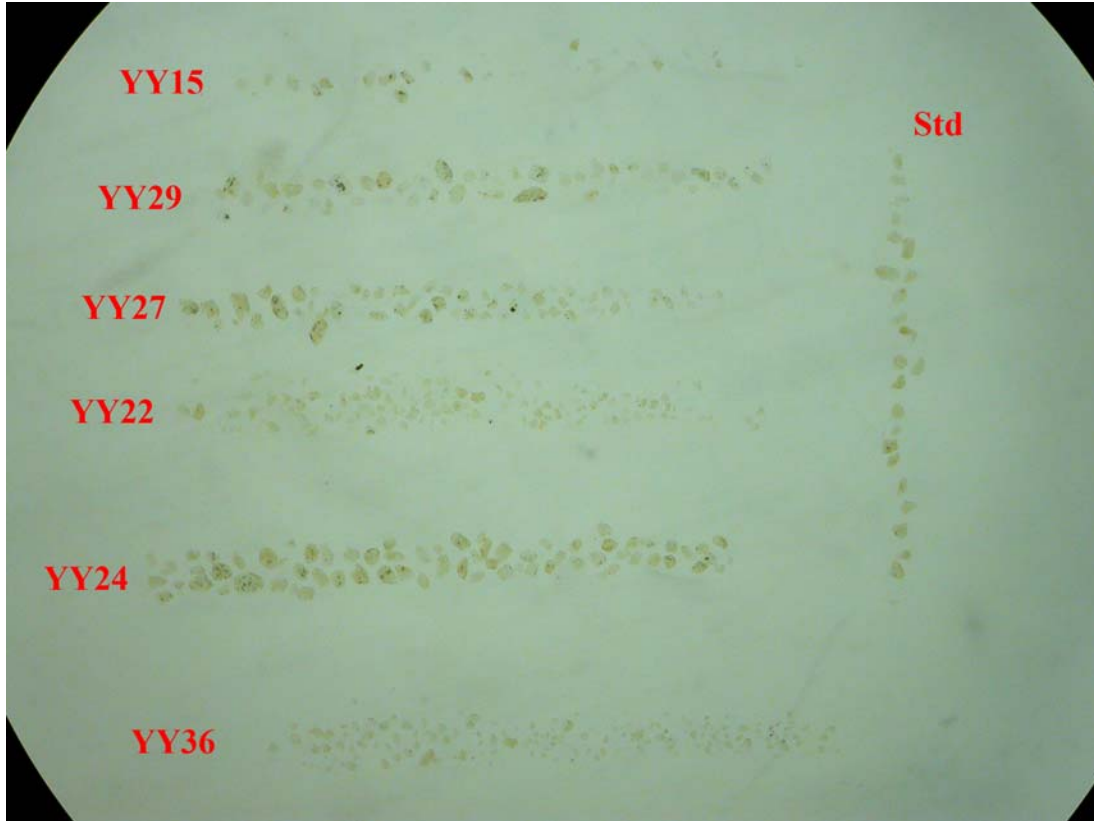


Figure III-14 : Photographie du plot de résine sous loupe binoculaire contenant des échantillons de monazites. Le diamètre du plot (en noir) est de 2.5 cm.

Le plot de monazites a été métallisé au carbone, puis imagé en BSE (backscattered secondary electron = électrons secondaires rétrodiffusés) (Figure III-15)

Ces techniques d'imagerie permettent de visualiser les zonations des monazites. Les zonations concentriques sont très facilement identifiées comme des zonations magmatiques (ex du filon D1, Figure III-15). Certains minéraux montrent plutôt des zonations irrégulières (Figure III-15, Filon D12) qui pourraient être des zonations métamorphiques avec parfois des couronnes uniformes. Parmi ces zonations, certaines montrent des zonations d'âge avec un cœur plus vieux que la bordure (Figure III-15: quelques monazites des filons D15, D18), tandis que d'autres ne montrent aucune zonation d'âge laissant supposer qu'il s'agisse également de zonations magmatiques.

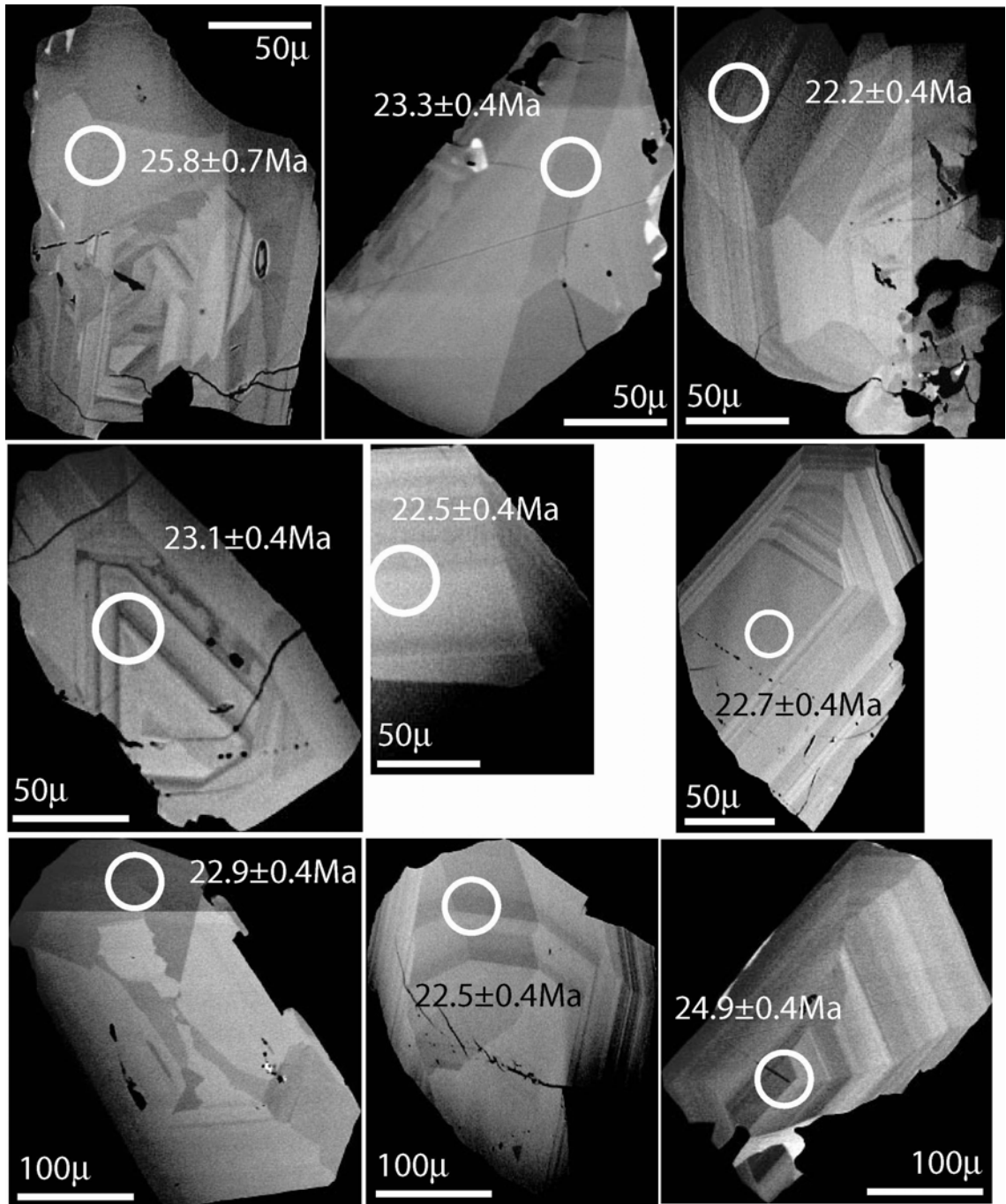
Sur la base de ces images, une sélection des minéraux à dater est préparée en fonction de ce que l'on veut dater : évènement magmatique ou métamorphique, différents évènements métamorphiques. Ces images représentent non seulement un guide de travail pour la séance d'analyse mais également un support indispensable pour positionner le point d'impact du faisceau ionique sur l'échantillon.

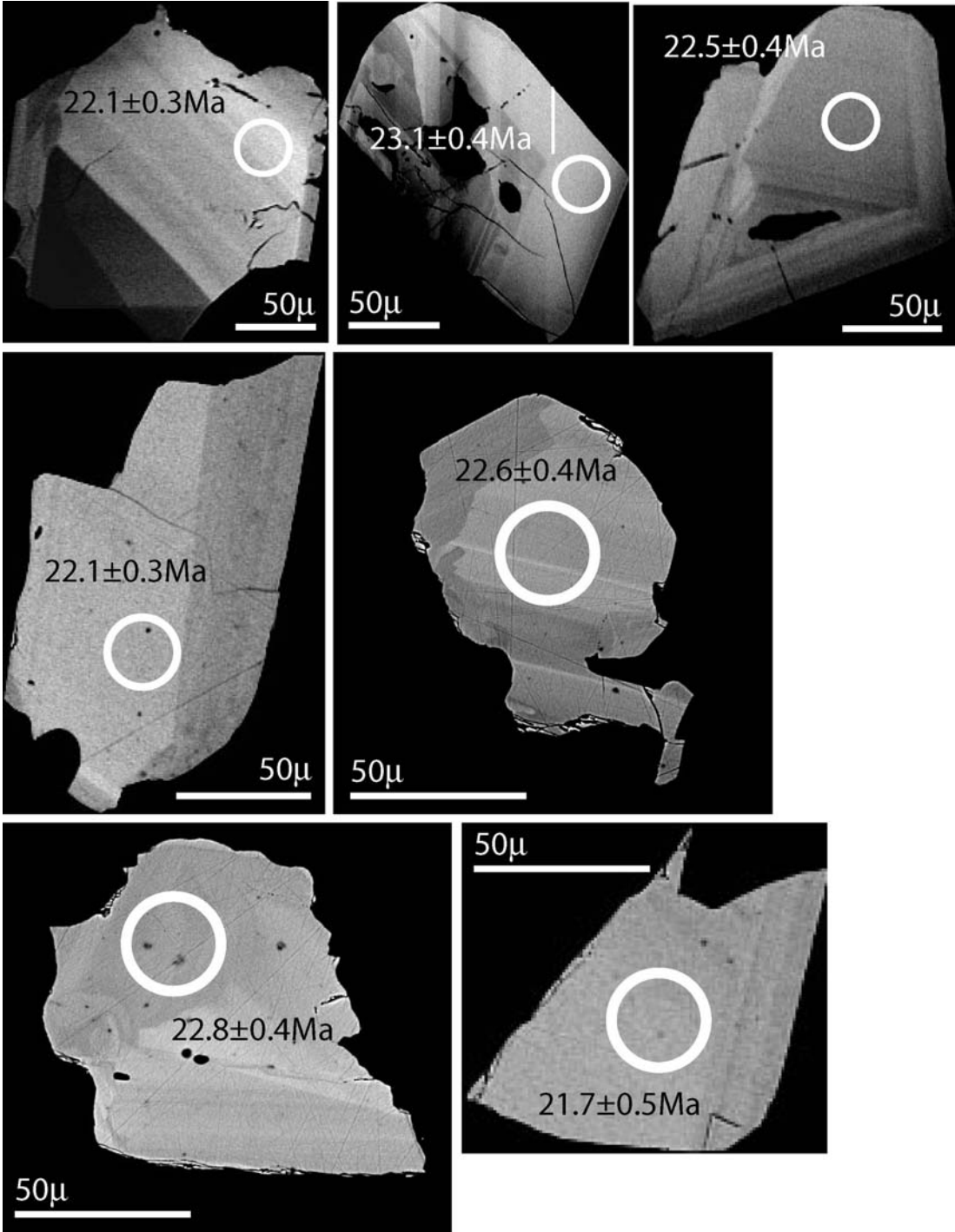
Enfin, les plots sont polis à nouveau pour éliminer la couche de carbone, nettoyés selon la précédente procédure et métallisés à l'or, permettant une conductivité maximale. Le plot peut alors être introduit dans la sonde ionique.

Pages suivantes :

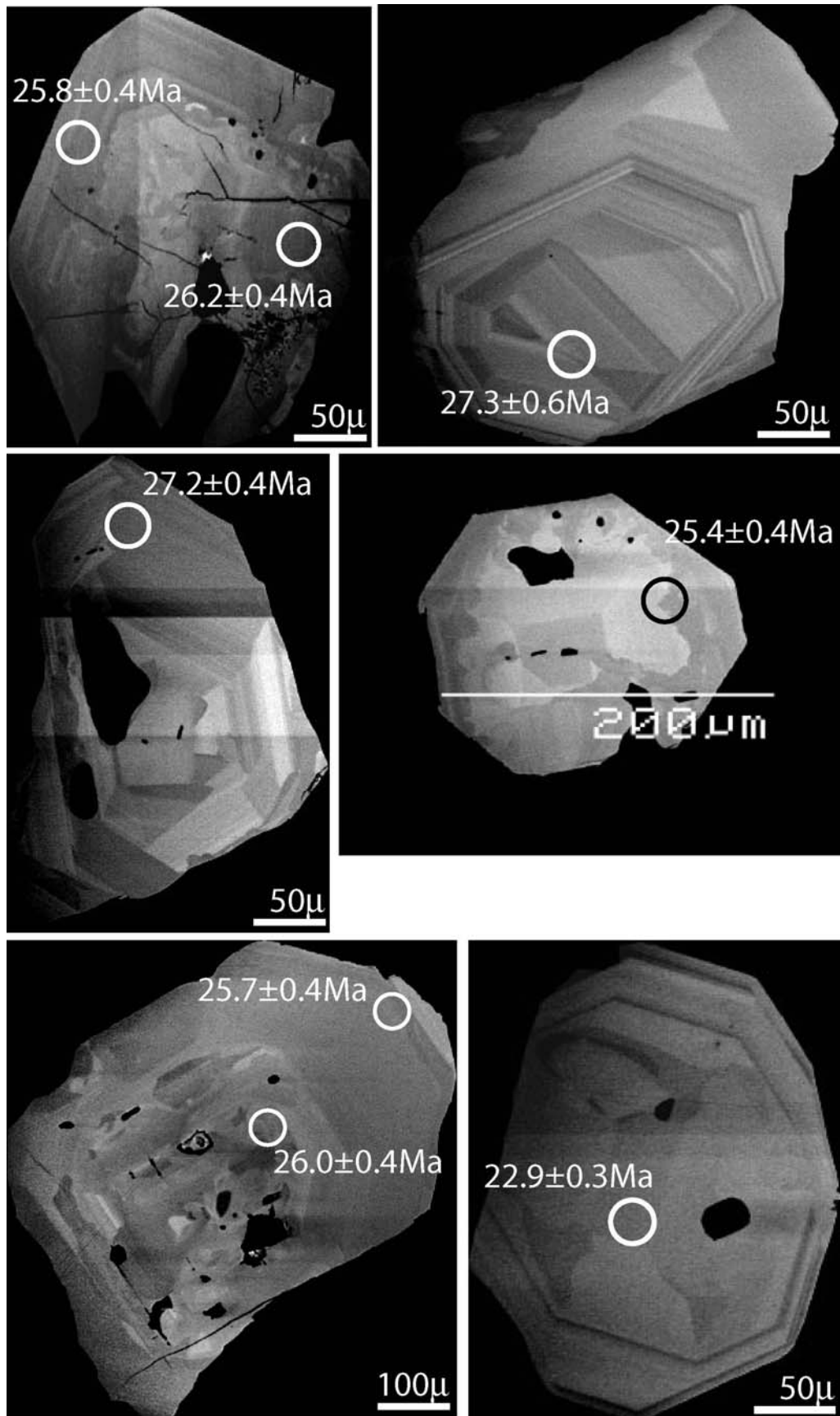
Figure III-15: Photographies en BSE des monazites des échantillons (a) D1 (YY15-YY16), (b) D12 (YY29), (c) D18 (YY27), (d) D15 (YY22) et (e) D7 (YY24). Les zones en gris clair correspondent à des zones plus riches en Th comparée aux zones gris sombre. Les ellipses représentent les points d'analyse

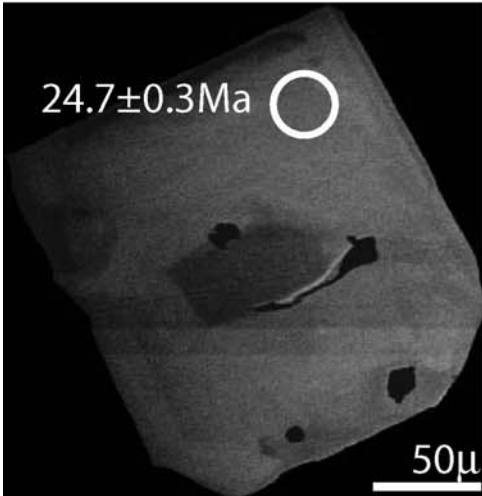
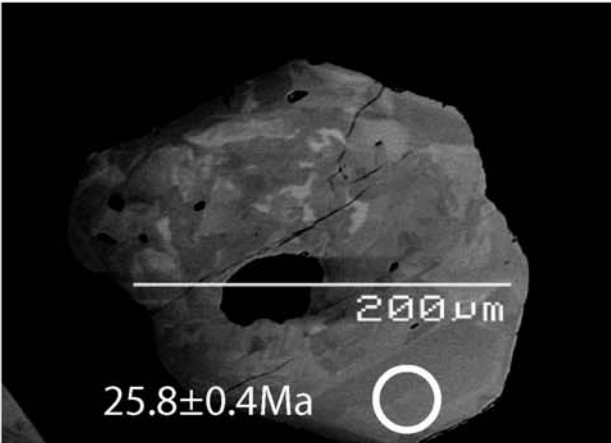
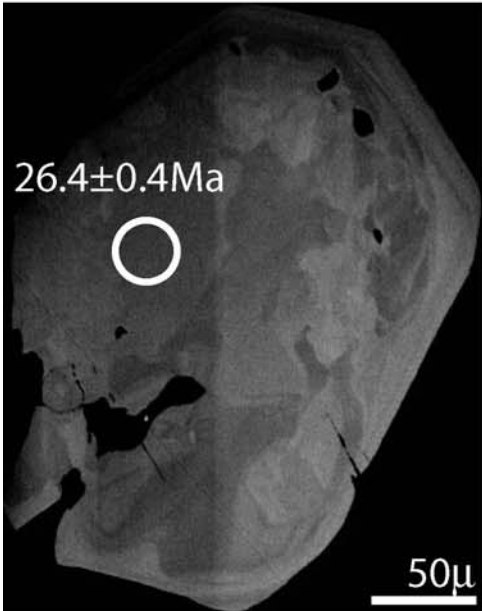
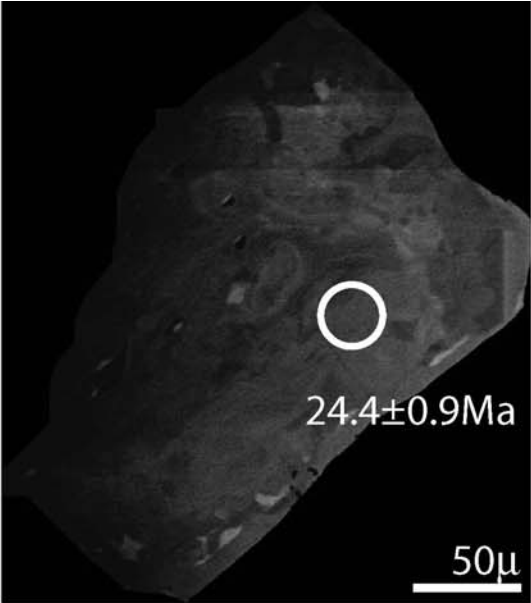
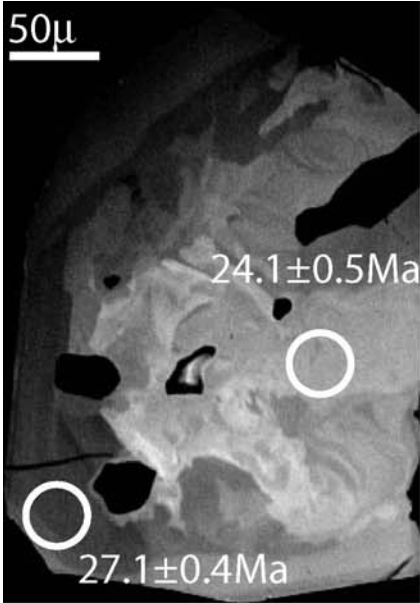
(a) Filon D1



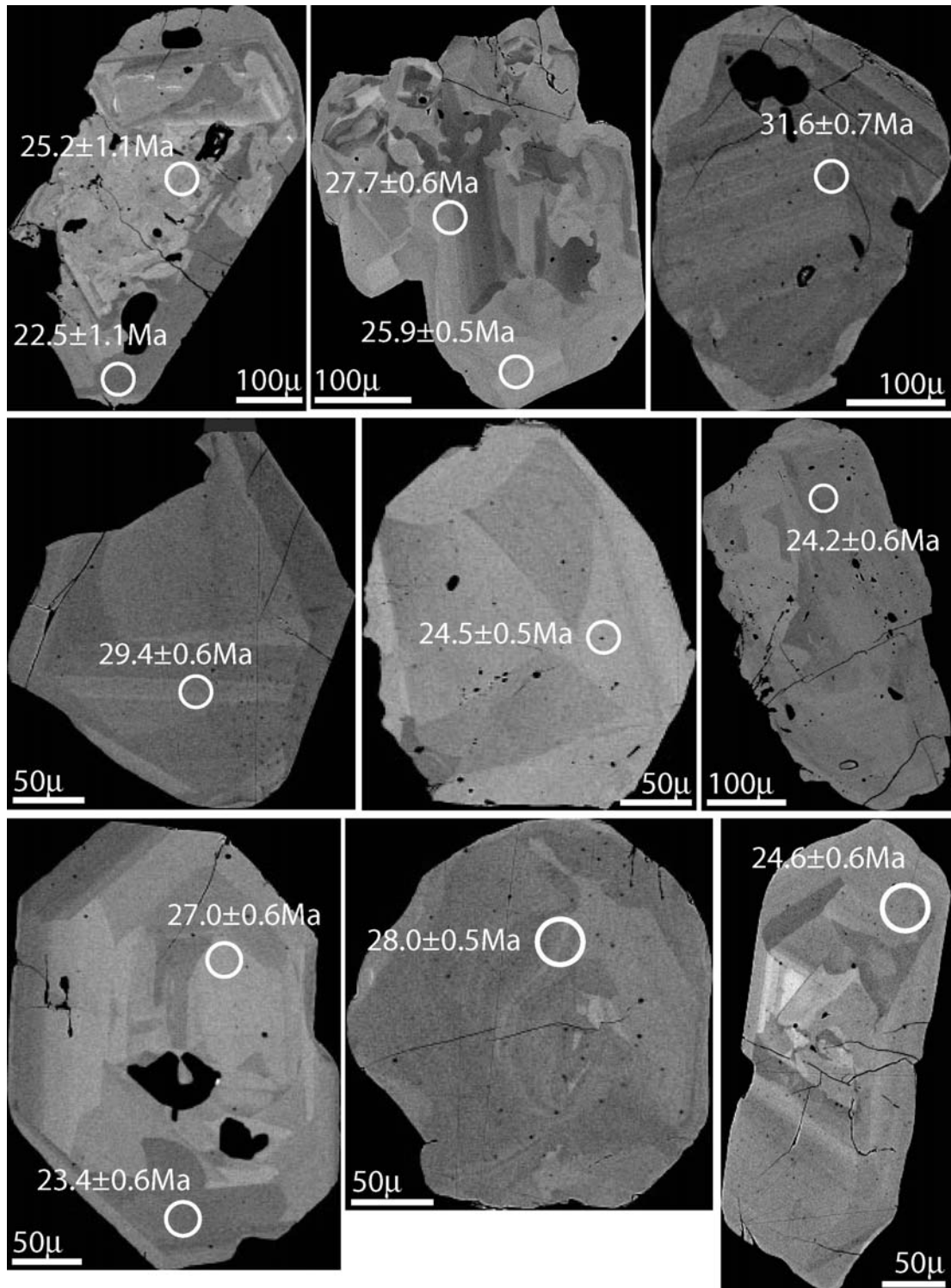


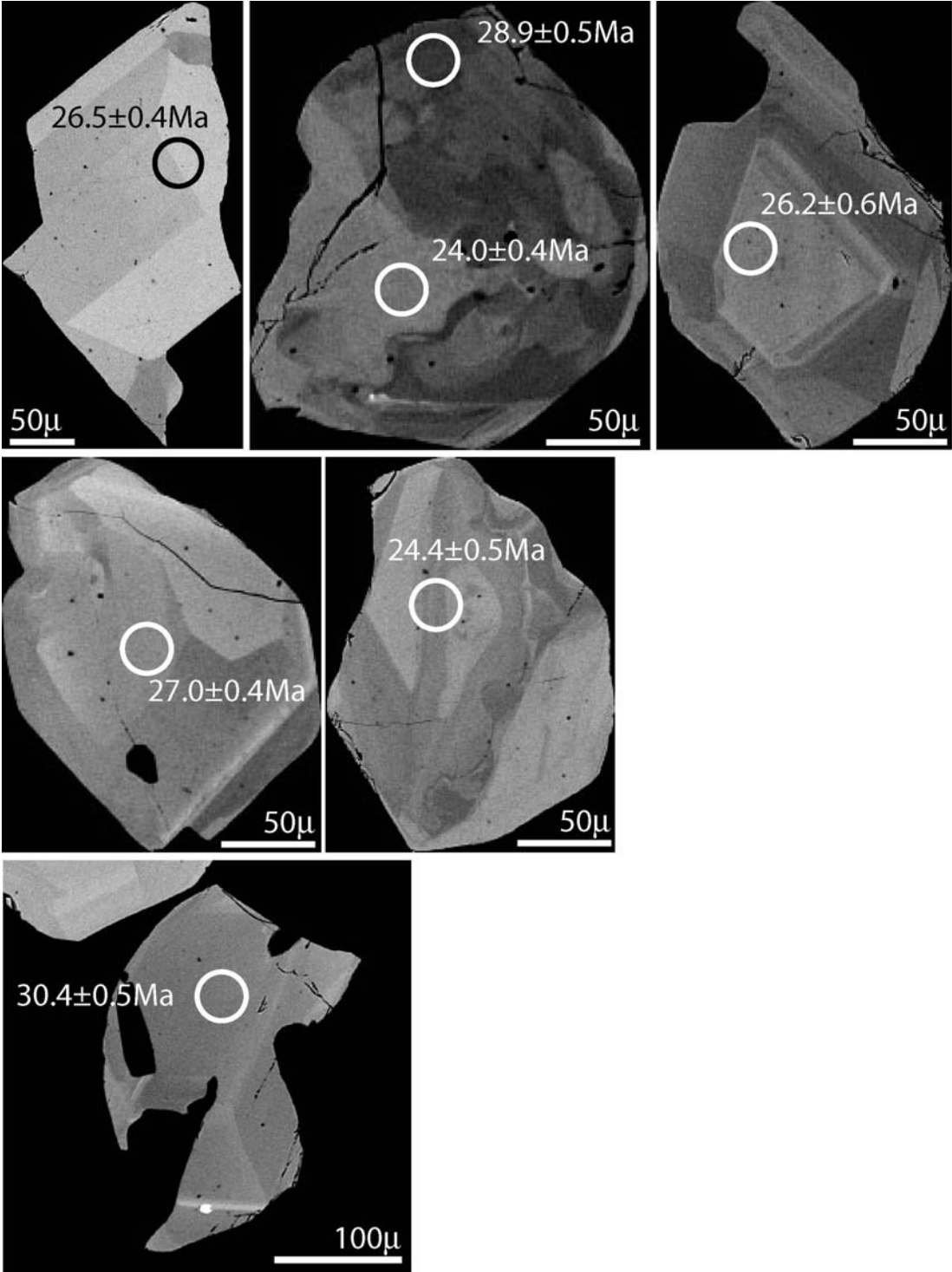
(b) Filon D12



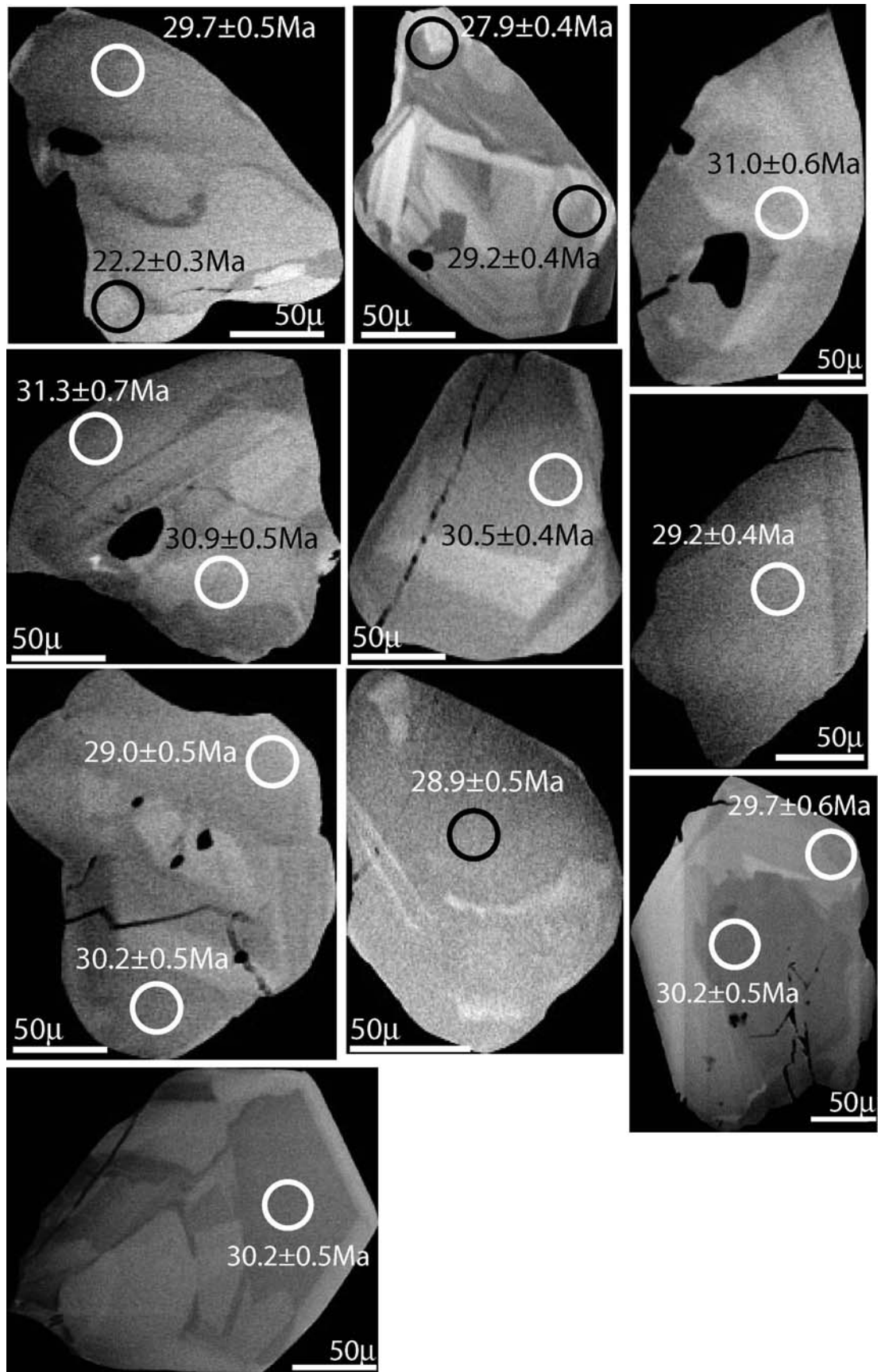


(c) Filon D18

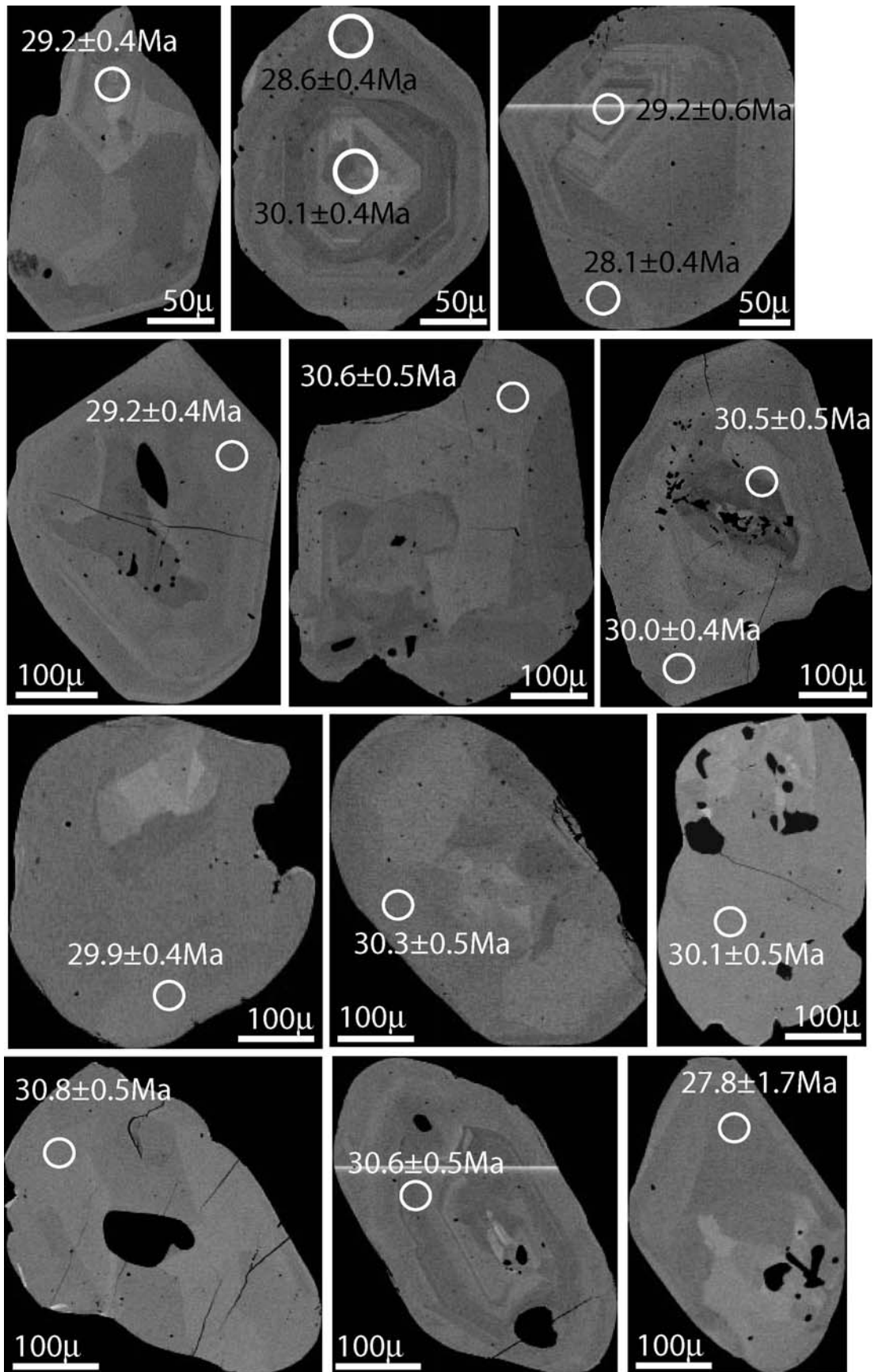




(d) Filon D15



(e) Filon D7



1.2.4.5. Corrections phénoménologiques

Un court exposé des corrections d'erreurs que nous avons appliquées est décrit ici. Des détails concernant les corrections U-Th-Pb sur sonde ionique, et en particulier sur les SHRIMP, sont donnés dans *Williams* [1998].

- Correction du fractionnement analytique

Lors du bombardement ionique de l'échantillon, il existe une ionisation différentielle des éléments. Les rapports Th/Pb mesurés dans le cas de monazites sont biaisés par ce fractionnement ce qui nécessite une calibration à l'aide d'un standard.

Des analyses de monazites sur la SHRIMP ont montré une corrélation entre les rapports $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ et $^{232}\text{Th}^+/^{238}\text{UO}^+$ (Figure III-16, [*Williams et al.*, 1996]). En supposant un système Pb-Th fermé, la droite définie par cette corrélation est une isochrone Pb-Th-U. Dans le cas d'un standard (âge connu), la pente théorique de cette droite est calculée à partir de l'équation (18) tel que :

$$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*} = \frac{^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{208}t} - 1)}{^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1)}$$

Les mesures des ratios $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ et $^{232}\text{Th}^+/^{238}\text{UO}^+$ permettent de déterminer la pente expérimentale (Figure III-16). La différence entre les pentes est attribuée au fractionnement interélément. Un facteur de correction f est calculé à partir de cette différence de pente ($f=a'/a$) puis est appliqué pour la correction de l'échantillon et déterminer le rapport réel $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, tel que :

$$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}} = \frac{^{232}\text{ThO}^+}{^{238}\text{UO}^+} * f \text{ [Williams et al., 1996].}$$

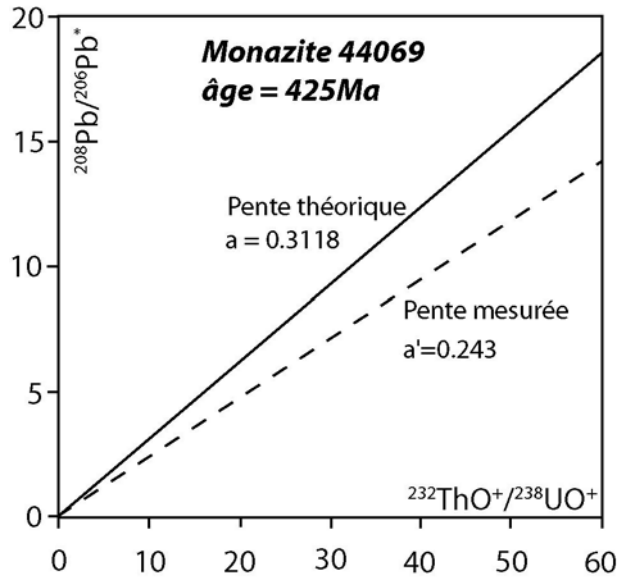


Figure III-16 : Diagramme schématisant le fractionnement analytique : isochrone Pb-Th-U pour la monazite 44069 utilisée comme standard. La différence de pente entre la pente théorique et la pente déduite des mesures permet de calculer le facteur de correction reliant $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ à $^{232}\text{ThO}^+/^{238}\text{UO}^+$.

- Correction du Pb commun

Le Pb commun est présent dans toutes les analyses isotopiques du Pb sur les sondes ioniques. L'échantillon, la couche d'or recouvrant la surface du plot et une contamination liée à la préparation de l'échantillon contribuent à cette pollution. La pollution de surface peut être réduite facilement par un nettoyage tel que décrit dans la partie (1.2.4.3) et par un bombardement ionique préliminaire à chaque analyse. Le Pb commun peut donc être minimisé en surface d'échantillon, mais reste présent dans le minéral analysé.

Dans nos échantillons, la correction du Pb initial a été calculée sur la base du ^{204}Pb . Pour le standard, qui ne doit pas contenir de Pb initial mais qui peut en avoir conservé en surface, nous avons utilisé la composition de la mine de Broken Hill. Les échantillons ont été corrigés à partir de la composition modèle du plomb de *Stacey and Kramers* [1975].

2. Direct measurement of strain rates in ductile shear zones: a new method based on syntectonic dikes

Cette seconde partie de ce chapitre correspond à un article soumis à *Journal of Geophysical Research*.

Direct measurement of strain rates in ductile shear zones: a new method based on syntectonic dikes

Sassier, C.^{1,2}, Leloup, P-H.¹, Rubatto, D.³, Galland, O.⁴, Yue, Y.⁵, Ding Lin⁵

¹ Laboratoire des Sciences de la Terre, CNRS UMR 5570, Université Lyon 1-ENS Lyon, Villeurbanne Cedex 69622, France

² Now at Volcanic Basin Petroleum Research (VBPR), Oslo Research Park, 0349 Oslo, Norway

³ Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Mills Road, Canberra 0200, Australia

⁴ Physics of Geological Processes, Universitetet i Oslo, Oslo, Norway

⁵ Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

Abstract

[1] We describe a new method to estimate directly strain rates in ductile shear zones at an outcrop scale from the deformation of dikes emplaced within a shear zone. The method is tested in a well-constrained shear zone: the Ailao Shan-Red River shear zone (ASRRsz), for which global strain rates have been previously constrained. The strain rate was determined by measuring independently the shear strain (γ) recorded by dikes, and the age (t) of dike emplacement. The shear strain was quantified by three different methods that take into account either the stretching of dikes or their angle variations during deformation, or both of them. The values of minimum shear strain range between 0.2 and 10 from the less to the most deformed dikes, respectively. The ages of dike emplacement were obtained by Th-Pb SHRIMP dating of monazites. Three groups of ages were obtained at circa 22.5 Ma, 24-26 Ma and 30 Ma. The geochronological data are in agreement with the structural data, the most deformed dikes being the oldest. The strain rates deduced from these measurements are in the order of $3 \cdot 10^{-14} \text{s}^{-1}$ that is consistent with previous estimates of geological strain rates in shear zones. The measured strain rates are considered as a lower bound while the upper bound can be hardly constrained.

Index terms

strain rate; ductile shear zone; strike-slip; syntectonic dikes; Th-Pb dating; Ailao Shan Red River

1 Introduction

[2] Until recently, the rheological architecture of the continental lithosphere has been matter of intense debates: some studies argue that the lithosphere is strong [Davy and Cobbold, 1988; Davy and Cobbold, 1991; Tapponnier *et al.*, 1982], whereas others argue that the lithosphere is weak [e.g. Copley and McKenzie, 2007; England and McKenzie, 1982; England and Molnar, 1997; Houseman and England, 1993]. The rheology of lithospheric rocks is the first order parameter that controls their deformation mode. In ductile regime, one might expect that the deformation is distributed when the lithosphere is weak (i.e. Basin and Range province, USA, [Brun, 1999]), whereas one might expect that the deformation is localized when the lithosphere is rigid (e.g. North Anatolian Fault, [Armijo *et al.*, 1999; Hubert Ferrari *et al.*, 2003]). For each mode, the resulting strain rates should be different, i.e. higher the localization, higher the strain rate. Thus, estimate of natural strain rates provides major constraint on the deformation mode of the crustal rocks, and so on the rheology of the lithosphere.

[3] Although displacement rates in the brittle upper crust are easily measurable from Global Positioning System (GPS), measuring strain rates in the lower ductile crust is a major challenge [Ramsay, 2000]. Indeed, ductile deformation of rocks only occurs at high temperature in the deep crust, so that it is impossible to measure *in situ* the amount and rates of deformation. Thus, strain rates have to be retrieved from exhumed deformed rocks. This is a difficult task because the original shape and size of the deformed “objects” is often lost during deformation, particularly after strong deformation that has induced important recrystallisation. Another problem in determining deformation rates is the difficulty to precisely date deformation increments.

[4] In order to avoid these difficulties, strain rates are commonly inferred indirectly. Classically, this is achieved by estimating stresses by paleopiezometry, and feeding the stress values into a quartz flow law [Dunlap *et al.*, 1997; Gueydan *et al.*, 2005; Hacker *et al.*, 1992; Hacker *et al.*, 1990; Stipp *et al.*, 2002; Stöckhert

et al., 1999; *Xypolias and Koukouvelas*, 2001]. However, the resulting estimate of strain rate strongly depends on (1) the choice of the paleopiezometric law, (2) the choice of the flow law, and (3) the estimate of the deformation temperature. This method provides local estimates of strain rates, but it requires a very precise estimate of the temperature. A second possibility is to divide the displacement rate of a shear zone by its width. In this method, the deformation is assumed homogeneous in space and time and depends on the estimate of the shear zone width. Thus the estimate of the strain rate only represents an average in space and time for the whole shear zone. A third, indirect method was developed for snowball garnets [*Biermeier and Stüwe*, 2003]; the rotation rate of garnet porphyroblast was deduced by finite element modelling, and the growth rate of the garnet was estimated from the major and trace elements distribution, the grain size distribution and geobarometry. The main assumption in this method is the heating rate on which the estimate of the garnet growth rate is based.

[5] Direct measurement of local strain rates have been achieved in only two ways [*Christensen et al.*, 1989; *Müller et al.*, 2000]. Both of them combine a quantification of the deformation recorded by a geological object, and geochronology. The first case is based on helicitic metamorphic garnets that rotated during deformation [*Christensen et al.*, 1989]. The method consists of measuring independently the variations of the rotation angle of the helicitic garnet and the corresponding age using Sr isotopes. The second case refers to the growth of syntectonic fibrous strain fringes during successive deformation phases [*Müller et al.*, 2000]. It consists of estimating the strain recorded by the fringes, and dating them by the Rb-Sr. These two methods provided values of strain rate in agreement with strain rates reported by *Pfiffner and Ramsay* [1982] in shear zones. However, these methods are very specific and have been rarely applied [*Christensen et al.*, 1994]. In addition, these methods only provide strain rates at a mineral scale, and the extrapolation of these results to large-scale shear zones is disputable. To date, no direct estimates of strain rates at a larger scale (i.e. outcrop) exist.

[6] In this contribution, we describe a new method to measure directly local strain rate at the outcrop scale (decameter scale). Our method is based on deformed syntectonic dikes of different generations. It consists of restoring the deformed dikes to quantify the shear strain, and of dating these dikes by Th-Pb analysis of monazite. We have applied our method in a large ductile shear zone: the Ailao

Shan - Red River shear zone in SE Asia (ASRRsz), for which timing and offset are well constrained [e.g. *Briais et al.*, 1993; *Gilley et al.*, 2003; *Leloup et al.*, 2001]. The ASRR shear zone represents a natural laboratory to measure and test direct measurements of strain rates.

2 A new method for the measurement of strain rates within shear zones

[7] The strain rate corresponds to the amount of deformation recorded by an object during the time span of deformation, and is summarized by the equation:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\Delta\varepsilon}{\Delta t} \quad (1)$$

Here $\dot{\varepsilon}$ (s^{-1}) is the strain rate, $\Delta\varepsilon$ (no dimension) is the amount of deformation, and Δt (s) is the time span of deformation. For clarity, we report the definitions of all parameters used in this study in Table 1.

[8] According to equation (1), strain rate calculation requires to constrain both the deformation $\Delta\varepsilon$ and the time interval Δt during which deformation occurred. In high grade shear zones, re-crystallization is intense and the initial shapes of the protolith features are commonly lost. In contrast, various objects that formed during deformation (syntectonic) are likely to have accumulated different amounts of deformation and may record different ages. Therefore, syntectonic objects appear valuable objects to estimate local strain rates in high grade shear zones. Dikes, which frequently emplace within shear zones during deformation and can be dated are good candidates for such a purpose.

2.1 Quantification of deformation

2.1.1 Theoretical strains definitions

[9] During deformation within a shear zone, passive markers rotate and change length from l_i to l_f (Figure 1). The change in length can be quantified by the elongation e or by the quadratic extension λ [*Ramsay*, 1967]:

$$e = \frac{l_f - l_i}{l_i} \quad (2)$$

$$\lambda = (1 + e)^2 = \left(\frac{l_f}{l_i} \right)^2 \quad (3)$$

[10] Negative elongation e corresponds to finite shortening and positive ones to finite stretching. Therefore, λ is smaller than 1 for shortening and larger than 1 for stretching. If the deformation regime is close to simple shear, the deformation can be considered in the X-Z plane, and initial (α_i) and final (α_f) orientations of the passive marker can be measured with respect to the shear direction (Figure 1). The amount of deformation can then simply be quantified by the shear strain:

$$\gamma = \tan \psi \quad (4)$$

Here, ψ is the rotation angle of a line originally perpendicular to the shear direction (Figure 1). The quadratic extension λ and final orientation α_f of any passive marker only depends on its original angle α_i and of the shear strain γ (Figure 1, [Ramsay and Huber, 1983]):

$$\lambda = -\frac{1}{2}\gamma^2 \cos 2\alpha_i + \gamma \sin 2\alpha_i + \frac{1}{2}\gamma^2 + 1 \quad (5)$$

$$\cot \alpha_f = \gamma + \cot \alpha_i \quad (6)$$

Combining these two equations leads to a direct relationship between λ , α_i and α_f :

$$\lambda = (\cot^2 \alpha_f + \cot^2 \alpha_i - 2 \cot \alpha_f \cot \alpha_i) \sin^2 \alpha_i + (\cot \alpha_f - \cot \alpha_i) \sin 2\alpha_i + 1 \quad (7)$$

Therefore, if the initial orientation (α_i) of the deformed passive marker is known, λ can be calculated by simply measuring the final orientation (α_f) of that marker.

2.1.2 Theoretical shear strain calculation

[11] When the shear deformation is small, the shape of the deformation ellipsoid can be determined by only measuring λ in various directions for several deformed objects [Fry, 1979]. In contrast, when the shear deformation is strong, such a simple analysis is not possible: for shear strains larger than 6, the X axis is close to the shear direction and all lines become nearly parallel to each other. However, according to equations (5) and (6), the measurement of λ or α_f in the field and an assumption on α_i may yield to the shear strain γ .

[12] According to equation (5), the quadratic extension λ is a function of γ and α_i . Thus, for a given initial orientation α_i , we can plot λ with respect to γ as illustrated in Figure 2a. Therefore, we can estimate γ for any values of λ . Such method, hereafter referred to as *stretching method*, was used by Lacassin *et al.* [1993] to estimate shear strains in two major shear zones of SE Asia. Given the

shape of the curves, the stretching method is suitable for moderate and high elongation values ($5 \leq \lambda$) and initial angles ($15 \leq \alpha_i \leq 90$, Figure 2a). In contrast, this method is not accurate when λ is small, especially when α_i is small, and is not suitable for very high strains. Notice that if α_i is larger than 90° , a deforming object first shortens and λ decreases and is smaller than 1 (Figure 2a); as deformation proceeds, the angle of the object decreases and reaches 90° . Then, the object starts stretching, and λ increases.

[13] According to equation (6), one can simply estimate the shear strain γ if the initial and final angles are known. Hereafter, this method will be named the **angle method** (Figure 2b). For a given value of α_i , one can plot α_f with respect to γ . Given the shape of the curves, the angle method is accurate only for small deformation and relatively high α_i . For any $\alpha_i \geq 15^\circ$, final angles (α_f) lower than 5° indicate that the shear strains are larger than 8.

[14] Both the stretching and angle methods require an assumption on the initial angle α_i . In the field, the initial shape of passive markers is usually unknown, and so is α_i . To avoid such an assumption, we propose a third method named **combined method**. According to equation (7), for any given values of α_f , one can plot λ with respect to α_i (Figure 2c). Thus, for a deformed object, one can calculate its quadratic extension from equations (2) and (3) and measure its final angle α_f ; then a calculated initial angle (α_{ic}) can be estimated (Figure 2). The resulting value of α_{ic} can then be injected in equation (5) or (6) to calculate γ (Figure 2a, b).

[15] In these three methods, the deformation is assumed close to simple shear. In addition, the measured objects must deform and rotate passively in the matrix. In practise, the main difficulties are the estimates of α_i and λ , as well as the precise measurement of α_f for the most deformed objects.

2.2 Constraining the timing of deformation

[16] At the time of their emplacement (crystallization) in an active shear zone, dikes begin to deform. Therefore, dating the emplacement of single dikes puts constraints on the beginning of their deformation. Several dating methods can be used, depending mostly on the temperature conditions at the time of dikes emplacement. In the case of deformations at temperature well below the temperature of the intruding dike, cooling will be fast and several methods can

yield good results. For example the $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ method on amphiboles, micas, K-feldspar or whole rock will be suitable for temperatures below 500°C [e.g. *McDougall and Harrison, 1988*]. For higher temperatures, often found in major ductile shear zones, one has to rely on isotopic systems with higher closure temperatures like U-Pb in zircons and monazites. These minerals are robust at high temperature conditions and their closure temperature for Pb are higher than 700°C [e.g. *Cherniak and Watson, 2000; Cherniak et al., 2004; Lee et al., 1997*]. Zircon often preserves inherited ages even in rocks that underwent partial melting, which may be resolved by using microbeam techniques. Monazite has the advantage of being more reactive to temperature [e.g. *Rubatto et al., 2001*], often exhibiting little inheritance, and being more radiogenic, thus allowing higher precision at young ages. Nevertheless, excess of ^{206}Pb directly linked to initial disequilibrium in ^{230}Th have been reported in young monazites from leucogranites [*Schärer, 1984; Schärer et al., 1990*]. One way of avoiding this problem is to use the ^{232}Th - ^{208}Pb isotopic system [*Harrison et al., 1995*], which is now considered as the most reliable dating method for young monazites [e.g. *Catlos et al., 2004*].

[17] Dating the end of deformation is more challenging. Such information usually can not be obtained for each dike directly. It is however possible indirectly if the deformation ended below a given temperature, and if the cooling history of the dike has been constrained, for example by $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ and fission track dating [*Leloup et al., 2001*]. Another possibility is to use cross-cutting relations between deformed and undeformed objects, if undeformed objects can be dated. In this paper, we will use this approach. Alternatively, plate kinematics can provide good constraints of the timing of the end of deformation.

3 In situ shear rates measurements in the Ailao Shan – Red River (ASRR) shear zone

3.1 Geological setting

[18] The Ailao Shan-Red River shear zone (ASRRsz) is a major left-lateral shear zone resulting from the India-Eurasia collision [*Leloup et al., 1995; Tapponnier et al., 1990*] (Figure 3a). It extends for more than 1000 km from Tibet to the Tonkin Gulf and separates the South China and Indochina blocks. Extrusion of the Indochina block along the ASRR shear zone induced the opening of the

South China Sea at its SE termination [e.g. *Briais et al.*, 1993; *Leloup et al.*, 1993; *Leloup et al.*, 1995; *Tapponnier et al.*, 1990; *Tapponnier et al.*, 1982]. The ASRR shear zone consists of four 10-15 km wide high-grade mylonitic metamorphic ranges (XueLong Shan, Diancang Shan, Ailao Shan and Day Nui Con Voi, Figure 3b), exhumed from the middle crust. The foliation is generally steep and bears a horizontal lineation, both being parallel to the local trend of the gneisses cores (Figure 3c, d). Numerous shear criteria indicate that the gneisses have undergone intense, progressive and left-lateral shear compatible with simple shear [e.g. *Leloup et al.*, 1995]. Total left-lateral offsets are estimated at 700 ± 200 km [*Leloup et al.*, 1995].

[19] Petrologic studies show that strain occurred under a very high geothermic gradient, from a metamorphic peak around 4.5 – 8 Kb and 700°C in amphibolite facies to greenschist facies conditions around < 4 Kb and 500°C [*Leloup and Kienast*, 1993]. High temperature deformation was coeval with felsic and alkaline magmatism dated from 33 to 22 Ma [*Schärer et al.*, 1994; *Zhang and Schärer*, 1999]. Direct dating of monazites within synkinematic garnets constrained the duration of high temperature metamorphism from 34 Ma to 21 Ma [*Gilley et al.*, 2003]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data give further constrains on the timing of deformation between ~31 and 17 Ma [*Leloup et al.*, 2001]. Along-strike the Ailao Shan range, rapid cooling occurred diachronously from ~25 Ma in the SE to ~17 Ma in the NW [*Harrison et al.*, 1996]. Such a cooling pattern was interpreted by a “zipper” tectonic model where transtension lifts up the southeast section of the shear zone [*Harrison et al.*, 1996; *Leloup et al.*, 2001].

[20] Three independent estimates of the timing and fault rate of the ASRR can be deduced from the data summarized above. First, the total left-lateral offset from geological markers on the ASRR shear zone is 700 ± 200 km [*Chung et al.*, 1997; *Leloup et al.*, 1995]. Considering that the activity of the shear zone occurred between 34 to 17 Ma, this yields an average fault rate of 4.1 ± 1.2 cm/yr. Second, magnetic anomalies in the South China Sea allow to calculate the kinematics of its opening [*Briais et al.*, 1993]. If these kinematic parameters are extended to Sundaland, i.e. Sundaland is considered to be rigid and linked with the Southern margin of the South China Sea, it corresponds to 540 km of left-lateral displacement along the ASRR [*Briais et al.*, 1993]. This motion would not be perfectly strike-slip, showing a transpressive component in the NW and a

transpressive one in the SE. According to the latest absolute dating of magnetic anomalies [Cande and Kent, 1995], seafloor spreading lasted from 30.5 to 16 Ma. This corresponds to an average fault rate of 3.7 cm/yr. The fault rate can be calculated for each time interval between successive magnetic anomalies, thus giving its evolution through time [Briais *et al.*, 1993]. The rate can further be decomposed in its tangential and normal components at given locations along the fault [Harrison *et al.*, 1996]. For the central Ailao Shan this yields strike-slip rates around 3.7 cm/yr. Finally, the third estimate is given by the zipper model that suggests a strike-slip fault rate of ~ 4.8 cm/yr between 25 and 17 Ma [Harrison *et al.*, 1996; Leloup *et al.*, 2001]. These three independent estimates are close to each other, yielding rates between 3.7 and 5.1 cm/yr.

[21] A first order estimate of the shear strain within the mylonites can be calculated by assuming that all the deformation was accommodated homogeneously within a shear zone of a given width. The metamorphic ranges of the ASRR are 10 to 20 km wide. Assuming a width of 10 km for the shear zone yield averaged strain rates of $7.6 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ to $1.5 \times 10^{-13} \text{ s}^{-1}$, for the fault rates mentioned above. Strain rates are lower, from $3.8 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ to $7.5 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$, if the shear zone is 20 km wide. The fact that they are constrained by three independent sets of observation makes the ASRR a good place to test the measurement method proposed in this paper.

[22] In the Ailao Shan, the longest of the four ranges of the ASRR, synkinematic leucocratic dikes are common [e.g. Leloup *et al.*, 1995]. These dikes are stretched together with the surrounding mylonites. Both the dikes and amphibolitic levels within their gneissic country rock form spectacular boudins trails that have been used to estimate the shear strain [Lacassin *et al.*, 1993]. Results show high shear strain in the amphibolites ($\gamma = 33 \pm 6$) and lower ones for the leucocratic dikes ($\gamma = 8 \pm 2$). In order to constrain the age of the high-temperature shearing, some of the largest, and thus probably among the less deformed dikes, have been dated between 22.4 and 24.1 Ma using conventional U-Pb dating of monazite, titanite and xenotime [Schärer *et al.*, 1990; Schärer *et al.*, 1994]. In most outcrops, deformation is strong enough so that all dikes are transposed parallel to the main foliation, and the end of ductile deformation is difficult to date. However, 3 km SW of YuangJiang, in the orthogneissic core of

the Ailao Shan, a large outcrop (Figure 3d, site C1 in *Leloup et al.* [1995]) exhibits various syntectonic dikes with the less deformed ones systematically crosscutting the more deformed ones. This outcrop provides a very good opportunity to quantify the strain rate.

3.2 The Yuang Jiang river-bed outcrop (site C1)

[23] The site C1 consists of a large ($\sim 50 \times 20$ m, Figure 4) almost horizontal, water-polished outcrop. It exhibits dark grey orthogneiss, with lighter grey levels, intruded by several leucocratic dikes (Figure 4a). Foliation is well defined by the orientation of micas in the orthogneiss. It is close to vertical and strikes N120° on average (Figure 4b). Stretching lineation, when visible, is nearly horizontal with pitches between 10 and 30° (Figure 4b). The almost horizontal outcrop surface is thus close to the X-Z plane of deformation (perpendicular to foliation and parallel to lineation). Numerous shear-criteria within the orthogneiss indicate left-lateral shearing [*Leloup and Kienast*, 1993; *Leloup et al.*, 1995; *Tapponnier et al.*, 1990]. Such a structure is similar to what has been described along the YuanJiang section, and in the whole Ailao Shan range, as a result of intense left-lateral shearing. Deformation close to simple shear has been strong enough so that the maximum flattening plane (X-Y) is almost parallel to the shear plane [e.g. *Leloup et al.*, 1995].

[24] Several generations of variously deformed leucocratic dikes are visible. The less deformed dikes systematically crosscut the most deformed ones. Of the two dozens of syntectonic dikes identified in site C1, five were selected in this study (D1, D12, D18, D7 and D15, Figure 5). They exhibit various amounts of deformation and they are big enough to be sampled for dating. The dike D1 is an almost undeformed dike (like D10 and D11, Figure 4, Figure 5a) because (1) it cuts the main foliation at high angle ($\sim 30^\circ$), (2) it is not cut by any shear planes, and (3) it suffered little stretching. Limited necking is visible in three places along D1 (Figure 5a). In contrast, D7 and D15 are highly deformed dikes because they are transposed in the main foliation and now form boudins trails (like D19, D5, and D16, Figure 4, Figure 5b). The boudins forming D15 are well individualized whereas those of D7 exhibit pinch-and-swell structures. D18 and D12 strike between N150 and N120 and exhibit intermediate strains between the most deformed and the less deformed dikes (Figure 4, Figure 5c, d). D12 has a peculiar

shape: it shows a nearly undeformed part (part a) comparable to D1, while the other part (part b) is almost transposed in the foliation and forms a boudins trail comparable to D18 and D15 (Figure 4, Figure 5d).

[25] The simplest interpretation of these field patterns is that the dikes intruded continuously during left-lateral shear, the most deformed dikes intruding early in the deformation history, and the less deformed dikes emplacing just prior to the end of that deformation. According to equation (1), such dikes are suitable for strain rate calculations.

3.3 Shear strain calculation

3.3.1 Stretching method

[26] As described in section 2.1.2, the stretching method consists of the measurement of dikes elongations (e) and quadratic extension (λ). Measurement of λ was achieved by boudins trail surface balanced restoration [Lacassin *et al.*, 1993]. As dikes rotated from α_i to α_f and stretched from l_i to l_f during deformation, they correlatively thinned from w_i to w_f (Figure 1). If this thinning was perfectly homogeneous, it would be impossible to estimate the original width w_i . However, the dikes suffered inhomogeneous stretching by boudinage [e.g. Ramsay, 1967]. This deformation process locally preserves the original width of the dike, whereas other portions are strongly stretched, even to zero width. By measuring the total length of a boudins trail (l_f) it is possible to calculate its original length (l_i) assuming that the total surface of the dike has been conserved and that the original width of the dike (w_i) is equal to that of the wider boudin (w_m) [Lacassin *et al.*, 1993]. This last assumption probably tends to underestimate e , and thus λ , as homogeneous stretching is neglected.

[27] The outline of boudins trails on scaled pictures provides the final length (l_f), surface (S) and width of each boudin (Figure 6, Table 2). Errors due to optical deformation of the pictures (italic numbers in Table 2) were calculated from measurement of the deformation of a ribbon decimeter. For each dike, the width of the wider boudin w_m of the trail is considered to be the closest estimate of w_i (Table 2). For D12, w_i was estimated from the width of the less deformed part of the dike (part a), reported as w_u in Table 2. Table 2 gives the corresponding l_i , e and λ for each dike. The values of e range from 0.11 to 2.82, and the corresponding λ range

between 1.2 and 14.6. The values obtained from the same outcrop by *Lacassin et al.* [1993] were often higher, ranging from 2.68 to 7.62 for e and from 13.5 to 74.4 for λ (Table 2). Indeed, *Lacassin et al.* [1993] quantified the finite deformation and thus focussed on the most deformed dikes while we selected dikes that exhibits boudins large enough to provide suitable samples for dating.

[28] An important observation is that none of the dikes is folded (Figure 5; [Lacassin et al., 1993]). The only deflection that could be interpreted as a fold on D12 (Figure 5d), is not a fold as it cuts through a perfectly unfolded foliation. That observation implies that all dikes were emplaced with α_i smaller than 90° . Otherwise, the dikes would have suffered shortening prior to stretching, and consequently folding. Another observation is that the less-deformed dikes show an angle close to 30° with respect to the main foliation (D9, D1, D10, D11; Figure 5a). Thus, we chose $\alpha_i = 30^\circ$ to calculate γ (γ_S , Table 2). The resulting γ_S is 0.2 ± 0.1 for D1, $2.9_{-0.2}^{+0.3}$ for D7 and $5.8_{-0.5}^{+1.3}$ for D15 (Figure 7a). Intermediate dikes provide γ_S of $4_{-0.6}^{+0.9}$ and 4.7 ± 0.3 for D18 and D12 respectively (Figure 7a). Additionally, we estimated γ_S for the most deformed part of D12 (part b) in order to quantify how much λ was underestimated, when assuming the initial width w_i (see section 4.1). If the width of the wider boudin of part b is taken as initial width, namely $w_i = w_m$, the resulting γ_S is $5_{-0.3}^{+0.4}$. But if the width of the undeformed part of D12 (part a) is taken as initial width namely $w_i = w_u$, then γ_S is 10.3 ± 0.6 . As noticed above and discussed by *Lacassin et al.* [1993], this method probably provides underestimated values of γ_S , mostly because homogeneous deformation is neglected. This is obvious for D7 that yields a much smaller λ value than D15, which lies parallel to it and has the same age (see below). According to our results, γ_S ranges from 0.2 to 5.8. In contrast, *Lacassin et al.* [1993] measured higher shear strains (recalculated for an $\alpha_i = 30^\circ$) between 5.5 and 15.5; indeed, they analysed the most deformed dikes only (Table 2), which were too deformed, i.e. too small, to be sampled for dating. This implies that we will not analyse the most deformed dikes, i.e. the oldest.

3.3.2 Angle method

[29] With the angle method, the estimate of γ (γ_A , Table 2) only depends on the initial (α_i) and final (α_f) angles between the dike and the shear plane (Figure 7b, Equation 5). As previously, α_i is assumed 30° and α_f is directly measured on the field. However, the dikes are not perfectly linear and α_f varies in different portions of the dike, even if the deformation seems relatively homogeneous (Figure 5). Such geometry could be linked to irregular emplacement or/and to inhomogeneous deformation. Thus, to obtain the best estimate of the general trend of α_f for each dike, we split them in n linear segments of constant angles. For each segment p , the final angle α_{fp} and the length l_p were measured. Then, the total final angle (α_{fTotal}) was calculated using the following equation:

$$\alpha_{fTotal} = \arctan \left(\frac{\sum_{p=1}^n l_p \cdot \sin \alpha_f}{\sum_{p=1}^n \frac{l_p}{\cos \alpha_f}} \right) \quad (8)$$

[30] According to Equation (6), the γ_{ATotal} can be calculated from α_{fTotal} and α_i . Thus combining equations (6) and (8) yields an expression of γ_{ATotal} as a function of the different α_f of the segments of the dikes:

$$\gamma_{ATotal} = \frac{1}{\sum_{p=1}^n l_p \sin \alpha_{fp}} \left(\sum_{p=1}^n \gamma_{Ap} l_p \sin \alpha_{fp} \right) \quad (9)$$

[31] D1 has a α_{fTotal} of 26° corresponding to a $\gamma_A = 0.3$ that is coherent with result from the stretching method (γ_S , Table 2, Figure 7b). For D15 and D7, α_f is too small to be accurately measured. It is assumed to be 5° at maximum, giving a minimum value of γ_A at 9.7. These minimum estimates are however much larger than the corresponding γ_S equal to 2.9 for D7 and 5.8 for D15 (Table 2). This confirms again that the stretching method underestimates e and λ when the deformation is strong. In contrast, intermediate dikes D18 and D12 exhibit values

of γ_A of 1.4 and 2.3 respectively, which are much lower than their corresponding γ_S of 4 and 4.7 (Table 2). For the dike D12, we also applied the angle method to the very deformed part (part b), which gives a γ_A of 4.9 (Table 2). Most boudins measured by *Lacassin et al.* [1993] are nearly transposed in the foliation and yield $\gamma_A \geq 9.7$.

3.3.3 Combined method

[32] Discrepancies between the stretching and the angle methods emphasize inconsistencies between measured λ or e , α_i , and α_f for a given dike. This may mainly arise from underestimates of e because homogeneous deformation is neglected and wrong assumptions on α_i are taken. By combining equations (5) and (6), the combined method may partly solve the problem because α_i is calculated for each dike, from the measurements of λ and α_f (Table 2, Figure 7c). Given values of λ and α_f theoretically provide two solutions for α_{ic} , one smaller and the other larger than 90° (Figure 2c). A value of $\alpha_i > 90^\circ$ would imply folding of the dikes. However, folds are never observed on site C1, thus only $\alpha_{ic} \leq 90^\circ$ are considered. In a second step, γ_c is calculated from α_{ic} and λ using equation 5 (Table 2, Figure 7d), or from α_{ic} and α_f using equation 6. The advantage of this method is that we take into account both the heterogeneous stretching (as in the stretching method) and the homogeneous deformation (as in the angle method) of the dykes.

[33] The calculated α_{ic} ranges from 12° to 64° , which is a much larger range than the $\sim 30^\circ$ angle measured from the less deformed dikes. The less deformed dike D1 gives α_{ic} of 28.5° from a λ of 1.2 and a α_f of 26° . This results yield to a γ_c of 0.2, which is identical to γ_S . For the very deformed dikes D7 and D15, α_f can not be measured precisely but only assumed to be $\leq 5^\circ$; the resulting α_{ic} are thus maximum estimates (Figure 7). In contrast, underestimate of λ will minimize α_{ic} (Figure 7). With λ equal to 5.7 and 14.6 for D7 and D15, respectively, the values of α_{ic} are $\leq 12^\circ$ and $\leq 19.5^\circ$, resulting in γ_c of 6.7 and 8.6. Both values are higher than γ_S but lower than the minimum γ_A (≥ 9.7 , Table 2). We also applied this method to the transposed dikes analysed by *Lacassin et al.* [1993] and the estimated α_{ic} range between 18.5° and 49° , which provide γ_A between 5.5 and 10.5 (Table 2). The intermediate dike D18 has a relatively high $\lambda = 8.4$ for an average

$\alpha_f = 18^\circ$; the corresponding α_{ic} is particularly high at 64° inducing a low $\gamma_C = 2.6$. This value is bounded by the values of γ_A and γ_S for D18. The intermediate dike D12 (entire dike) has a $\lambda = 10.6$ for an average $\alpha_f = 13.9^\circ$ that yield to a high α_{ic} of 51.5° and the corresponding $\gamma_C = 3.2$. For the most deformed part of D12, α_{ic} calculated with $w_i = w_m$ is 30.8° and the corresponding γ_C is 4.9, similar to γ_S and γ_A . Considering $w_i = w_u$ yields to higher α_{ic} (64.5°) and γ_C (6.1). In general, the combined method provides γ_C estimates in between those of the stretching and angle methods.

3.4 Age of the deformed dikes

3.4.1 Analytical methods

[34] Ten leucocratic dikes showing various degrees of deformation were selected and sampled with a portable saw (Figure 4, Figure 5). Individual samples weighted 5 to 10 kg, but only five dikes yielded enough monazites in order to be dated: D1 (samples YY15 and YY16), D12 (sample YY29), D18 (sample YY27 and YY28), D15 (YY22) and D7 (YY23 and YY24) (Figure 4, Figure 5). Monazites grains were separated using successively a Wilfey table, heavy liquids, and a Frantz magnetic barrier separator. Monazites grains were selected by handpicking and mounted in epoxy and polished down to expose circa equatorial sections. Final selection of monazites for dating was based on back-scattered electron (BSE) images (Figure 8), which allow identifying inclusion as well as growth zones that possibly recorded different geological events. BSE investigations were carried out at the Electron Microscope Unit at the Australian National University with a Cambridge S360 scanning electron microscope using a voltage of 20 kV, a current of ~ 2 nA and a working distance of ~ 20 mm.

[35] Analyses for U, Th and Pb were performed on the SHRIMP II ion microprobe at the Research School of Earth Sciences (RSES, ANU, Canberra). Data were acquired as described by *Williams et al.* [1996], using reduced primary beam and spot size in order to decrease the ThO ion emission. Energy filtering was applied to suppress the inference on ^{204}Pb [*Rubatto et al.*, 2001]. Monazite 44069 of age 425 Ma [*Aleinikoff et al.*, 2007] was used as standard material. Fractionation between $^{232}\text{ThO}^+$ and $^{238}\text{UO}^+$ was corrected by a factor calculated using the correlation between $^{232}\text{ThO}^+ / ^{238}\text{UO}^+$ and radiogenic $^{208}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ as described by

Williams *et al.* [1996]. Isotopic ratios were corrected for common Pb according to the measure ^{204}Pb and adopting the lead composition of *Stacey and Kramers* [1975]. $^{238}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ages were preferred to $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, in order to avoid the problem of excess ^{206}Pb reported in similar samples [*Schärer et al.*, 1990]. Age calculation was done using the software Isoplot/Ex. Isotopic ratios and single ages are reported with 1σ error, whereas mean ages are given at the 95% confidence level.

3.4.2 Dikes ages

[36] These leucocratic dikes are coarse grained and consist mainly of quartz, K-feldspar, plagioclase, with minor biotite and muscovite. Th-Pb ion probe data are listed in Table 3 and plotted in Figure 9.

[37] Monazites from the less deformed dike (D1, sample YY15) show oscillatory zoning confirming their magmatic origin (Figure 8a). $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ages are relatively well grouped between 21.7 and 23.3 Ma with the exception of two older ages at 25-26 Ma. If these two older analyses are excluded, the average age of 22.55 ± 0.25 Ma (MSWD 1.2, Figure 9a) is calculated. In this sample the Th age is in agreement with a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 22.60 ± 0.21 Ma (MSWD 1.0). For the other samples below, with the exception of YY22, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages are generally 5-8% older than $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ages, suggesting the presence in the monazite of significant excess ^{206}Pb .

[38] Monazites from both intermediate dikes (D12, sample YY29 and D18, sample YY27) show a more complicated internal structure with patchy zoned cores and unzoned or oscillatory zoned rims (Figure 8b, c). The ages obtained in both sample generally form two groups at around 24 and 26 Ma (Figure 9b, c), but do not necessary correspond to the zoning structure. This decoupling of age and zoning has been previously documented for monazite [*Rubatto et al.*, 2001; *Townsend et al.*, 2001]. In sample YY29, ~ 24 Ma ages were rarely measured, suggesting the emplacement age being 26.25 ± 0.49 Ma (Figure 9b), with a limited overprint at ~ 24 Ma. In sample YY27, ages are between 22.5 and 31.6 Ma, with two main groups at 24.16 ± 0.39 and 26.81 ± 0.66 Ma (Figure 9c) and scattering ages older than 26 Ma obtained in four monazites cores. It is thus difficult to ascribe an emplacement age to D18. On one hand, the ~ 24 Ma age group is well defined and the dike is less deformed than D12 suggesting intrusion at ~ 24 Ma with a large inherited component at ~ 27 Ma. On the other hand, it is difficult to

think that so much inherited monazite might have survived in the melt, with a more likely scenario of intrusion at ~26 Ma and overprinting (deformation, temperature and fluids) producing new monazite at ~24 Ma. Therefore both ages are considered possible emplacement ages and are plotted for reference in Figure 10.

[39] The most deformed dikes D15 (sample YY22), and D7 (sample YY24) contain monazites with zoning varying from oscillatory (Figure 8d, e), particularly in YY24, to patchy and homogeneous, with however little evidence of a core-rim structure. As suggested by the zoning, monazite ages mainly fall into a single group with few analyses showing younger ages. The average age of the main peaks are within error in the two samples with 29.89 ± 0.46 Ma in sample YY22 ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 30.16 ± 0.39 Ma) and 29.93 ± 0.38 Ma in sample YY24 (Figure 9d, e). In these sample the ~30 Ma age is thus interpreted as crystallization age.

[40] The crystallization ages obtained correlate well with the amount of deformation observed for each dike: the most deformed dikes being the oldest (Figure 5) and the cross cutting dike being the youngest. The only possible exception would be D18: if we interpret the oldest age component as crystallization at 26.81 ± 0.66 Ma, this dike would be within error of the more deformed dike D12 dated at 26.25 ± 0.49 Ma. Therefore, in the following calculations we will rather consider the younger possible age for D18 (24.16 ± 0.39 Ma).

[41] The dike ages span from ~30 to ~22.5 Ma in good agreement with the timing of shearing inferred from other sources (34-17 Ma, [Gilley *et al.*, 2003; Harrison *et al.*, 1996; Harrison *et al.*, 1992; Schärer *et al.*, 1990; Schärer *et al.*, 1994]) and previous monazite ages (19-34 Ma) including that of YS11 (22.7 ± 0.3 Ma), which was samples from a nearby outcrop [Schärer *et al.*, 1994]. All dikes measured by Lacassin *et al.* [1993] are transposed and strongly deformed and thus most probably predate D7 and D15. Their upper age limit can not be constrained but they started to deform after the initiation of left-lateral shear at 34-35 Ma [Gilley *et al.*, 2003; Schärer *et al.*, 1994]. It is important to note that the younger and almost undeformed dike (D1, 22.5 ± 0.25 Ma) is significantly older than the end of left-lateral deformation that occurred at ~17 Ma [Leloup *et al.*, 2001].

3.5 Strain rate calculations

[42] As stated above, the strain rate $\dot{\epsilon}$ is the amount of deformation per time unit. In this study, the deformation has been measured with the shear strain. If the shear strain of each dike is plotted against its age ($\gamma=f(\text{time})$), $\dot{\epsilon}$ will be given by the slope of the array joining two dikes (Figure 10). According to this definition, it is possible to attempt (1) an incremental strain rate, which is the slope of the array joining two successive dikes, and (2) an integrated strain rate, which is the slope between the least deformed dike D1 and an other dike (D18, D12 or D15); here D1 is assumed as a reference because it is nearly undeformed and thus should be close to the end of deformation. Alternatively, an average strain rate (3) can also be estimated using a linear regression considering all dikes. All strain rate values are given in Table 4 for each shear strain previously estimated (γ_s , γ_a and γ_c). Overall strain rates are minimum values because the shear strains are underestimated.

[43] (1) The incremental strain rate theoretically highlights the evolution of strain rate during the time of deformation with the changes in the slope of the arrays between the successive dikes. Considering γ_s values, it yields incremental strain rates of $9.6 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ between D15 and D12, $1.1 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ between D12 and D18, and $7.3 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ between D18 and D1. The very deformed dike D7 shows a shear strain inferior to those of intermediate dikes D12 and D18 that strongly suggests underestimate of its shear strain. The calculation of the incremental strain rate consequently yields a negative value and can not be considered as valid. Thus, with the stretching shear strain, D7 is not taken into account for the calculation of strain rates (incremental, integrated or global). Using γ_A values, the estimates of incremental strain rates are $6.4 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ between D15 and D12, $1.4 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ between D12 and D18, and $2.1 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ from D18 to D1. Finally, with the combined shear stress γ_c , the incremental strain rates are $4.9 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ between D15 and D12, $9.2 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ between D12 and D18 and $4.6 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ between D18 and D1. The values of incremental strain rates are in the order of 10^{-14} s^{-1} , with the exception of two slower strain rates in the order of $9 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$. The incremental strain rates calculated from γ_A and γ_C decrease between 26.25 Ma (D12) and 24.2 Ma (D18) whereas it is not the case using γ_s . This range of strain rate values

underlines that their calculation is strongly dependent to the shear strain method used.

[44] (2) The integrated strain rates are identical to the incremental strain rates between D18 and D1 for each shear strain considered. Considering γ_S , the integrated strain rate is of $2.4 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ between D15 and D1 and $3.85 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ between D12 and D1. Calculations of integrated strain rate with γ_A yield to values of $4 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ between D15-D7 and D1 and $1.7 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ between D12 and D1.

[45] (3) An average strain rate represents an average for the scale of the outcrop studied and for the time span between the oldest and youngest dikes. An average strain rate was calculated using each shear strain method. Here, the linear regression was anchored on the less deformed dike D1 that should indicate the end of deformation on the studied outcrop. The different strain rates estimated from γ_S , γ_A and γ_C are very close, and range from $3 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ to $4 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ if the youngest age component in D18 is taken as crystallization age. If an earlier age of emplacement (26.8 Ma) for D18 is considered, then the average strain rate is $3 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ whatever the measurement method of shear strain used. D7 was excluded to the linear regression calculated with γ_S , because its shear strain seems highly underestimated compared to the dike D15, which exhibits the same age and consequently should have been deformed identically.

4 Discussion

4.1 Validity of shear strain measurement

[46] In this study, we assumed that deformation on site C1 was of simple shear. Such an assumption has already been discussed in previous articles for all the Ailao Shan-Red River shear zone [Lacassin *et al.*, 1993; Leloup *et al.*, 1993]. All the methods used to estimate the shear strain are based on this assumption. This assumption is consistent with the field observation because (1) the shear zone does not exhibit a flower structure (see cross-section in Figure 2c), (2) the lineations are well defined and sub-horizontal along the whole shear zone, (3) the YZ plan exhibits less stretched dikes than in the XZ plan, (4) shear criteria are all sinistral, and (5) there is no conjugate shear zones at outcrop scale. Thus, the assumption of simple shear deformation seems reasonable.

[47] In this regional NW-SE left-lateral shear regime, the orientation of the less deformed dikes is unexpected: they are perpendicular to the direction expected for tension gashes. A first interpretation could be that the less deformed dikes have been emplaced after left-lateral shear ended, in another tectonic context, for instance NW-SE right-lateral shear. This is not the case because (1) other data show that left-lateral shear ended at ~17 Ma along the ASRR, more than 5 Myr after the emplacement of D1 (see section 3.1 and below, [Harrison *et al.*, 1996]), and (2) dike D12 shows an undeformed part with similar orientation to that of the less deformed dikes while the other part is strongly deformed according to a sinistral shear. A second possibility is that the less deformed dikes did emplace as tension gashes during left-lateral shear, thus with a SW-NE orientation, and were later rotated to their present position. This is highly improbable because such a deformation would induce a ~100% shortening resulting in folding of the dikes, followed by a ~200% stretching of the dikes. In the field, the dikes do not show any clear evidence of folding. A third hypothesis is that the dikes emplaced in the same orientation than the less deformed dikes, i.e. perpendicular to the maximum principal stress. Indeed, in the ductile crust, the root zones of granites in strike-slip regime are expected to be parallel to the least principal stress [Vigneresse, 1995]. In our case, the orientations of the dikes are consistent with that of the least principal stress. Therefore, we consider the orientation of the least deformed dikes as the initial orientation of all dikes (i.e. $\alpha_i = 30^\circ$).

[48] Because dike D12 presents an almost undeformed part (part a), it provides the opportunity to discuss some of the assumptions made in the stretching method. Measurements on the entire dike yield $e = 2.25$ and $\lambda = 10.6$, assuming that the initial width of the dike equal the present width of part a ($w_i = w_u$, Table 2) The same measurements limited to the most deformed part (part b) give $e = 5.04$ and $\lambda = 36.5$ assuming the same initial width ($w_i = w_u$). If, like for all other dikes, we assume that the initial width of the dike was equal to that of the widest boudin of part b ($w_i = w_m$), the results are different with $e = 2.42$ and $\lambda = 11.7$ (Table 2). This illustrates that the assumption on the initial width of dike in the stretching method may yield to largely underestimate of e and λ , which in turn lead to underestimate γ_s . In D12 case, γ_s appears underestimated almost by a factor 2 (5 versus 10.3).

[49] In contrast to the stretching method, the angle method avoids the problem of underestimating λ . However, the γ_A is also underestimated for very deformed dikes that have a small final angle between the foliation and the deformed dike ($\alpha_f < 5^\circ$). Therefore the angle method is only valid for relatively small deformation, where $\alpha_f > 5^\circ$. Nevertheless for very deformed dikes, this method appears to give the least underestimates of γ (Table 2).

[50] In contrast with the two previous methods, the combined method avoids the assumption on the initial angle α_i by calculating it from λ and α_f . Nevertheless, it does not avoid the problem of λ underestimate. However, underestimates of λ result in underestimates of α_{ic} (Figure 7c), which in turn result in overestimates of γ_c (Figure 7d). Thus the influence of λ underestimates appears to be limited. This is consistent with our data for very deformed dykes, for which γ_c are significantly larger than γ_s (Table 2), but not for intermediate dykes. For very deformed dykes, the accurate measurement of α_f is difficult, so that we consider $\alpha_f = 5^\circ$, which is likely to overestimate the real angle. Thus, the calculated α_{ic} is overestimated (Figure 7c), resulting in underestimates of γ_c (Figure 7d).

[51] The three methods used to estimate shear strain show some limitations. The stretching and angle methods require an assumption on α_i , whereas the combined method does not need it. The stretching and combined methods underestimate λ and γ , whereas this problem is avoided with the angle method. However, the angle method provides minimum shear strains when the dikes are close to the foliation. In general, whatever the method used to estimate the shear strains, the results are all minimum values. The underestimate of shear strain is probably low for small deformation, but it might be larger for important deformation. That underestimate is hardly quantifiable, particularly when none undeformed part of dike has been preserved. Thus, as no method seems more valuable than the others, all of them are used in the following section to calculate the strain rate.

4.2 Validity of strain rate estimates

[52] As the strain rate is defined by the slope of the array joining two dikes, several ways were attempted to calculate the strain rates recorded by the dikes: incremental, integrated, and average strain rates (see section 3.5).

[53] For the incremental strain rates, the values calculated apparently exhibit some variations of strain rate between the different periods bounded by the dikes. However, the incremental strain rate is first sensitive to the chosen method of shear strain measurement. For instance, the incremental strain rate calculated with the stretching method seems to increase during time, whereas it slows down between ~26 Ma and ~24 Ma with the angle and combined method. This difference is clearly due to the shear strain estimate of the most deformed dikes. Another point of discussion is the small number of measurements and the scattering of the data. Only five dikes were dated and measured, and the very deformed dikes exhibit different shear strains (see D15 and D7 with γ_c) although their ages are similar. For these reasons, the incremental strain rates calculated might not be representative and would require more precise strain estimates and/or more dikes to be analysed for each age category.

[54] In the second case, the strain rate is integrated during the time span between the emplacement of each dike and that of D1, which is taken as reference. The fact that the time interval considered is longer than in the previous method, this reduces the influence of the age uncertainties on the resulting shear strain. However, the strain rate results are affected by any underestimate of the shear strain.

[55] The average strain rate corresponds to an average at the scale of the outcrop and for the period of time considered. The average strain rate does not permit to show variations in strain rate during the time. However, when the data is limited, as it is in this case, the average strain rate is more representative than other estimates, because it reduces the effect of the scattering of data which is amplified with the incremental and integrated methods.

[56] We conclude that the most reliable method to estimate strain rates in this study is the average strain rate. However, we do not exclude that the incremental strain rate could be relevant in similar studies where a larger number of dikes is measured (shear strain and ages).

4.3 Comparison with previous data

[57] Strain rates measured in this study are in the range of expected natural strain rates, according to *Pfiffner and Ramsay* [1982]. At ASRRsz, the fault rate has been estimated in three different ways between 3 and 5 cm/yr, resulting in

strain rates between $4.6 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ and $1.7 \times 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ for a homogeneous shear zone 10 to 20 km wide (see section 3.1). Our results are closer to the lower bound of these estimates. However estimates of strain rates at the scale of the entire shear zone are highly dependent on the velocity at the boundary of the shear zone (fault rate), and on the width of the shear zone. Thus, both these parameters need to be well constrained.

[58] A method to estimate the fault rate of the ASRRsz is based on the kinematics of the South China Sea opening with magnetic anomalies [e.g. *Briais et al.*, 1993; *Harrison et al.*, 1996]. With such method, it is possible to calculate the fault rate for each location along the shear zone and for each time period between two magnetic anomalies. For instance, at Ejia 150 km north of site C1, the fault rate varies between 2.6 and 5 cm/yr for the period corresponding to dikes emplacement (circa 29.9 to 22.5 Ma, Table 4 and Table 5). From these data, we can obtain global strain rates by dividing the fault rates by an assumed shear zone width. If we assume a 10 km to 20 km wide shear zone, this gives strain rates from $4.1 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ to $1.6 \times 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ (Table 4 and Table 5). We reported these results on the graphs of Figure 10b and c (grey lines $W_{\text{ASRR-SZ/Ejia}}$). Note that such calculations give strain rates, i.e. only the slopes of the grey lines of Figure 10, so that the curves must be anchored on a reference point. For site C1, sample D1 is the reference point for all strain rate arrays of Figure 10b and c because ductile deformation ended soon after 22.5 Ma at site C1.

[59] For a 20 km wide shear zone, the measured strain rates are similar or slightly lower (25%) than the calculated ASRR-SZ/Ejia strain rates. (Figure 10). The difference between our strain rates and the ASRR-SZ/Ejia ones is small for less deformed to intermediate dikes, but increases for the very deformed ones. The shear strains from the very deformed dikes are indeed underestimates. For example if γ_C of D15 is underestimated by 50 %, it would fit with the ASRR-SZ/Ejia strain rates. In contrast, strain rates expected for a 10 km wide shear zone in the order of $8.2 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ to $1.68 \times 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ seem unreasonably high (Figure 10). Such strain rates at site C1 would imply a 2 to 3 times underestimate of γ , which is probably not the case, especially concerning γ_C of D12 and D18.

[60] Finally, for a 50 to 100 km wide shear zone (i.e. small localisation in the lower crust), shear strains would be lower than the shear strains we measured. In

addition, as our shear strains are underestimates, the strains assuming a 50 to 100 km wide shear zone are unreasonably small, so that the shear zone must be localized (Table 5). Our results thus appear to satisfactorily fit expected shear strain in a ~20 km wide ASRR shear zone with a fault rate of 3 to 5 cm/yr in the 30-22 Ma time interval.

4.4 Heterogeneous deformation in space and time

[61] Strain rates measurements at site C1 thus tend to show that strike-slip deformation (3 to 5 cm/yr) was localized in a relatively narrow (~20 km wide) shear zone during at least 8 Myr. However caution is required because strain rates measurements are limited to one site, and deformation could have been heterogeneously distributed in space and time within the shear zone. For example, D12 clearly shows the heterogeneity of deformation with one portion (part b) strongly deformed and the other portion (part a) preserved from further deformation with respect to the surrounding rocks. The same heterogeneous deformation may have occurred at the scale of the entire shear zone. Indeed, the fact that ductile deformation end at ~22 Ma at site C1 implies that deformation localized somewhere else until ~17 Ma, which is the time of the end of shearing [e.g. *Leloup et al.*, 2001].

[62] In the ASRRsz, shear strains have also been estimated from amphibolitic boudins within mylonitic paragneisses, in a locality close to Gasa (Figure 2), at the eastern boundary of the Ailao Shan massif [*Lacassin et al.*, 1993]. These amphibolitic levels formed early in the metamorphism/strike-slip history of the shear zone and yield to high shear strain of 33 ± 3 . This value is more than twice than that of the most deformed dikes measured at site C1. If this shear strain is reported to the total life span of the shear zone (i.e. 34-17 Ma), it would imply a strain rate of $5.8 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$. At the site where the amphibolite boudins have been measured, the temperature dropped below 300°C at ~20 Ma [*Leloup et al.*, 2001]. The end of the ductile deformation at this site could be assumed to occur at ~20 Ma, which reduced the time span for ductile deformation around 14 Ma. Thus, the strain rate would be $\sim 7 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$, which is twice the average strain rate measured at site C1. It is thus very likely that the fastest strain rates did not occur at site C1 but few kilometers to the east, where the heart of the shear zone may have been located prior to be cross-cut by the active Red-River normal fault [e.g.

Replumaz et al., 2001]. In this model and assuming homogeneous deformation, the total width of the shear zone would be inferior to the 20 km estimated at site C1 from the global strain rates.

5 Conclusions

In this paper, we presented a new method to measure average strain rates at the outcrop scale of a ductile shear zone, from a set of syntectonic dikes. This method was developed in a well-constrained major ductile shear zone: the Ailao Shan-Red River shear zone.

We use three methods to estimate the shear strain of each dike. The two first methods (stretching and angle methods) were based on the measurement of the elongation of the leucocratic boudins trails or the final angle. Both methods required an assumption on the initial orientation of dikes. In contrast, the third method (combined method) allowed to recalculate the initial angle for each dike from their elongations and final angles, and then deduced their shear strain with either the stretching method or the angle method. Resulting shear strains correspond to minimum shear strains and vary between 0.2 and 9.7 from the least deformed dyke to the most deformed ones.

The emplacement of dikes was dated by ^{232}Th - ^{208}Pb analyses on monazites by SHRIMP ion microprobe. Three groups of ages were obtained at circa 22.5 Ma, 24-26 Ma and 30 Ma. These ages are consistent with the structural observations: the most deformed dike being the oldest and the least deformed dike being the youngest.

Whatever method is used to estimate the shear strains of dikes, the average strain rate at the outcrop scale ranges from $3 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ to $4 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$. As the shear strains are minimum values, the resulting strain rate is a lower bound. However, this strain rate value is consistent with previous estimates of geological strain rates in shear zones. From strain rates independantly estimated on the Ailao Shan-Red River shear zone, the underestimate of the measured strain rate is likely to be not more than a half. These values are consistent with a 20 km wide shear zone for the ASRRsz, compatible with a localized deformation in the ductile crust.

Aknowledgments

Financial support for field work was provided by the DYETI program. Geochronology was funded by UMR 5570 and the Australian Research Council. C. Sassier's Ph.D. scholarship at Laboratoire des Sciences de la Terre was supported by the Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche, France. The Electron Microscopy Unit at ANU is thanked for access to the SEM facilities.

6 Bibliography

- Aleinikoff, J.N., W.S. Schenck, M.O. Plank, L. Srogi, C.M. Fanning, S.L. Kamo, and B. Howell, Deciphering igneous and metamorphic events in high-grade rocks of the Wilmington Complex, Delaware: Morphology, cathodoluminescence and backscattered electron zoning, and SHRIMP U-Pb geochronology of zircon and monazite, *Geological Society of America Bulletin*, 118, 39-64, 2007.
- Armijo, R., F.M. Meyer, A. Hubert, and A. Barka, Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics, *Geology*, 27 (3), 267-270, 1999.
- Biermeier, C., and K. Stüwe, Strain rates from snowball garnet, *Journal of Metamorphic Geology*, 21 (3), 253-268, 2003.
- Briais, A., P. Patriat, and P. Tapponnier, Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China sea, implications for the Tertiary tectonics of SE Asia, *Journal of Geophysical Research*, 98, 6299-6328, 1993.
- Brun, J.-P., Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 357, 695-712, 1999.
- Cande, S.C., and D.V. Kent, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *Journal of Geophysical Research*, 100 (B4), 6093-6095, 1995.
- Catlos, E.J., C.S. Dubey, T.M. Harrison, and M.A. Edwards, Late Miocene movement within the Himalayan Main Central Thrust shear zone, Sikkim, north-east India, *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 207-226, 2004.
- Cherniak, D.J., and E.B. Watson, Pb diffusion in zircon, *Chemical Geology*, 172, 5-24, 2000.
- Cherniak, D.J., E.B. Watson, M. Grove, and T.M. Harrison, Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68 (n°4), 829-840, 2004.
- Christensen, J.N., J.L. Rosenfeld, and D.J. DePaolo, Rates of tectonometamorphic processes from Rubidium and Strontium isotopes in garnet, *Science*, 244, 1465-1469, 1989.
- Christensen, J.N., J. Selverstone, J.L. Rosenfeld, and D.J. DePaolo, Correlation by Rb-Sr geochronology of garnet growth histories from different structural levels within the Tauern Window, Eastern Alps, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118, 1-12, 1994.

- Chung, S.L., T.Y. Lee, C.H. Lo, P.L. Wang, C.Y. Chen, N. Trong Yem, T. Trong Hoa, and W. Genyao, Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan-Red River shear zone, *Geology*, 25 (4), 311-314, 1997.
- Copley, A., and D. McKenzie, Models of crustal flow in the India-Asia collision zone, *Geophysical Journal International*, 169, 683-698, 2007.
- Davy, P., and P.R. Cobbold, Indentation tectonics in nature and experiment, 1. Experiments scaled for gravity, *Bulletin of the Geological Institutions of Uppsala*, 14, 129-141, 1988.
- Davy, P., and P.R. Cobbold, Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, 188, 1-25, 1991.
- Dunlap, W.J., G. Hirth, and C. Teyssier, Thermomechanical evolution of a ductile duplex, *Tectonics*, 16 (6), 983-1000, 1997.
- England, P., and D. McKenzie, A thin viscous sheet model for continental deformation, *Geophysical Journal of Royal astronomic Society*, 70, 295-321, 1982.
- England, P., and P. Molnar, Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics, *Science*, 278, 647-650, 1997.
- Fry, N., Random point distributions and strain measurement in rocks, *Tectonophysics*, 60 (1-2), 89-105, 1979.
- Gilley, L.D., T.M. Harrison, P.H. Leloup, F.J. Ryerson, O.M. Lovera, and J.-H. Wang, Direct dating of left-lateral deformation along the Red River shear zone, China and Vietnam, *Journal of Geophysical Research*, 108 (B2), doi:10.1029/2001JB001726, 2003.
- Gueydan, F., C. Mehl, and T. Parra, Stress-strain rate history of a midcrustal shear zone and the onset of brittle deformation inferred from quartz recrystallized grain size, in *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: from Minerals to the Lithosphere*, edited by D. Gapais, J.P. Brun, and P.R. Cobbold, pp. 127-142, Geological Society of London, Special Publications, 2005.
- Hacker, B.R., A. Yin, J.M. Christie, and G.A. Davis, Stress magnitude, strain rate, and rheology of extended middle continental crust inferred from quartz grain sizes in the whipple mountains, California, *Tectonics*, 11, 36-46, 1992.
- Hacker, B.R., A. Yin, J.M. Christie, and A.W. Snoke, Differential stress, strain rate, and temperatures of mylonitization in the Ruby Mountains, Nevada: implications for the rate and duration of uplift, *Journal of Geophysical Research*, 95 (B6), 8569-8580, 1990.
- Harrison, T.M., P.H. Leloup, F.J. Ryerson, P. Tapponnier, R. Lacassin, and C. Wenji, Diachronous initiation of transtension along the Ailao Shan-Red River shear zone, Yunnan and Vietnam, in *The Tectonic Evolution of Asia*, edited by A. Yin, and T.M. Harrison, pp. 208-226, Cambridge, 1996.
- Harrison, T.M., K.D. McKeegan, and P. LeFort, Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ion microprobe dating: Crystallization age and tectonic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 271-282, 1995.
- Harrison, T.M., C. Wenji, P.H. Leloup, F.J. Ryerson, and P. Tapponnier, An Early Miocene Transition in Deformation Regime within the Red River Fault Zone, Yunnan, And Its Significance for Indo-Asian Tectonics, *Journal of Geophysical Research*, 97 (B5), 7159-7182, 1992.

- Houseman, G., and P. England, Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian-Asian continental collision, *Journal of Geophysical Research*, 98 (B7), 12233-12250, 1993.
- Hubert Ferrari, A., G. King, I. Manighetti, R. Armijo, B. Meyer, and P. Tapponnier, Long-term elasticity in the continental lithosphere; modelling the Aden ridge propagation and the Anatolian extrusion process, *Geophys. J. Int.*, 153, 111-132, 2003.
- Lacassin, R., P.H. Leloup, and P. Tapponnier, Bounds on strain in large Tertiary shear zones of SE Asia from boudinage restoration, *Journal of Structural Geology*, 15 (6), 677-692, 1993.
- Lee, J.K.W., I.S. Williams, and D.J. Ellis, Pb, U and Th diffusion in natural zircon, *Nature*, 390, 159-162, 1997.
- Leloup, P.H., N. Arnaud, R. Lacassin, J.R. Kienast, T.M. Harrison, T.T. Phan Trong, A. Replumaz, and P. Tapponnier, New constraints on the structure, thermochronology, and timing of the Ailao Shan-Red River shear zone, SE Asia, *Journal of Geophysical Research*, 106 (B4), 6683-6732, 2001.
- Leloup, P.H., T.M. Harrison, F.J. Ryerson, C. Wenji, L. Qi, P. Tapponnier, and R. Lacassin, Structural, Petrological and Thermal Evolution of a Tertiary Ductile Strike-Slip Shear Zone, Diacang Shan, Yunnan, *Journal of Geophysical Research*, 98 (B4), 6715-6743, 1993.
- Leloup, P.H., and J.R. Kienast, High-temperature metamorphism in a major strike-slip shear zone: the Ailao Shan-Red River, People's Republic of China, *Earth and Planetary Science Letters*, 118, 213-234, 1993.
- Leloup, P.H., R. Lacassin, P. Tapponnier, U. Schärer, Z. Dalai, L. Xiaohan, Z. Lianshang, J. Shaocheng, and P.T. Trinh, The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina, *Tectonophysics*, 251, 3-84, 1995.
- McDougall, I., and T.M. Harrison, *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*, 212 pp., Oxford University Press Clarendon Press, 1988.
- Müller, W., D. Aerden, and A.N. Halliday, Isotopic dating of strain fringe increments: duration and rates of deformation in shear zones, *Science*, 288, 2195-2198, 2000.
- Pfiffner, O., and J.G. Ramsay, Constraints on geological strain rates: arguments from finite strain rates of naturally deformed rocks, *Journal of Geophysical Research*, 87 (B1), 311-321, 1982.
- Ramsay, J.G., *Folding and fracturing of rocks*, 568 pp., McGraw-Hill, New York, 1967.
- Ramsay, J.G., A Strained Earth, Past and Present, in *Science*, pp. 2139-2141, 2000.
- Ramsay, J.G., and M.I. Huber, *The techniques of modern structural geology, volume 1: strain analysis.*, Academic press, London, 1983.
- Replumaz, A., R. Lacassin, P. Tapponnier, and P.H. Leloup, Large river offsets and Plio-Quaternary dextral slip rate on the Red River fault (Yunnan, China), *Journal of Geophysical Research*, 106 (B1), 819-836, 2001.
- Rubatto, D., I.S. Williams, and I.S. Buick, Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 458-468, 2001.
- Schärer, U., The effect of initial ^{230}Th disequilibrium on young U-Pb ages: the Malaku case, Himalaya, *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 191-204, 1984.

- Schärer, U., P. Tapponnier, R. Lacassin, P.H. Leloup, Z. Dalai, and J. Shaocheng, Intraplate tectonics in Asia: a precise age for large-scale Miocene movement along the Ailao Shan-Red River shear zone, China, *Earth and Planetary Science Letters*, 97, 65-77, 1990.
- Schärer, U., L.-S. Zhang, and P. Tapponnier, Duration of strike-slip movements in large shear zones: The Red River belt, China, *Earth and Planetary Science Letters*, 126, 379-397, 1994.
- Stacey, J.S., and J.D. Kramers, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221, 1975.
- Stipp, M., H. Stünitz, R. Heilbronner, and S.M. Schmid, Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions, in *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*, edited by S. De Meer, M.R. Drury, J.H.P. De Bresser, and G.M. Pennock, pp. 171-190, The Geological Society of London, 2002.
- Stöckhert, B., M.R. Brix, R. Kleinschrodt, A.J. Hurford, and R. Wirth, Thermochronometry and microstructures of quartz—a comparison with experimental flow laws and predictions on the temperature of the brittle-plastic transition, *Journal of Structural Geology*, 21, 351-369, 1999.
- Tapponnier, P., R. Lacassin, P.H. Leloup, U. Schärer, Z. Dalai, W. Haiwei, L. Xiaohan, J. Shaocheng, Z. Lianshang, and Z. Jiayou, The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China, *Nature*, 343, 431-437, 1990.
- Tapponnier, P., G. Peltzer, A.Y. Le Dain, R. Armijo, and P.R. Cobbold, Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine, *Geology*, 10, 611-616, 1982.
- Townsend, K.J., C.F. Miller, J.L. D'Andrea, J.C. Ayers, T.M. Harrison, and C.D. Coath, Low temperature replacement of monazite in the Ireteba granite, Southern Nevada: geochronological implications, *Chemical Geology*, 172, 95-112, 2001.
- Vigneresse, J.L., Control of granite emplacement by regional deformation, *Tectonophysics*, 249, 173-186, 1995.
- Williams, I.S., I.S. Buick, and I. Cartwright, An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia, *Journal of metamorphic Geology*, 14, 29-47, 1996.
- Xypolias, P., and I.K. Koukouvelas, Kinematic vorticity and strain rate patterns associated with ductile extrusion in the Chelmos Shear Zone (External Hellenides, Greece), *Tectonophysics*, 338 (1), 59-77, 2001.
- Zhang, L.-S., and U. Schärer, Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt China, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 67-85, 1999.

Figure captions

Figure 1. Schematic diagram of simple shear nomenclature. The black rectangle is an object that deforms passively and homogeneously. The object is shown prior to deformation to (a), and in a deformed state corresponding to $\gamma = 1.5$ (b). The corresponding strain ellipsoid is represented. View in the X-Z plane.

Figure 2. Graphs showing theoretical calculation of shear strains for simple shear with 3 methods described in text. a) Plots of quadratic extension (λ) versus shear strain (γ), representing stretching restoration method. Curves illustrate equation (5) for different values of initial angles (α_i). Differences are important whether $\alpha_i < 90^\circ$ (full lines), $\alpha_i > 90^\circ$ (dashed lines), and $\alpha_i = 90^\circ$ (dot line). Shear strains γ are calculated from measured λ and assumed α_i . See text for explanation. b) Plots of final angles (α_f) versus shear strain (γ), representing angle restoration method. Curves illustrate equation (6) for different values of initial angles (α_i). Legend is similar to that of previous graph. Strains γ are calculated from measured α_f and assumed α_i . See text for explanation. c) Plots of quadratic extension (λ) versus calculated initial angle (α_{ic}). Curves illustrate equation (7) for measured final angles of dikes (α_f). α_{ic} are calculated from measured λ and α_f . Curves are in plain lines when $\alpha_f < 90^\circ$, in dash lines when $\alpha_f > 90^\circ$ and in dot line for $\alpha_f = 90^\circ$.

Figure 3 Geological map of Ailao Shan –Red River shear zone (ASRRsz). a) Location of ASRRsz in India-Eurasia collision setting. b) Simplified map of ASRR shear zone. Modified after *Harrison et al.* [1996] and *Leloup et al.* [2001]. c) Stereographic projection (Schmidt diagram, lower hemisphere) of foliations (great circles) and lineations (dots) in gneisses along YuangJiang cross-section of ASRR. Modified after *Leloup et al.* [1995]. d) YuangJiang geological cross section of Ailao Shan metamorphic range. Modified after *Leloup et al.* [1995]. Section locates site C1 (see Figure 4).

Figure 4. Schematic drawing of studied outcrop (site C1, location on Figure 3). a) Drawing of view from above of outcrop C1. Drawing shows various deformed leucocratic dikes into orthogneiss host rock. Figure locates studied dikes (D-),

sampling sites (YY-) and photographs of Figure 5 (Fig. 5-). b) Stereographic projections (Schmidt diagram, lower hemisphere) of foliation (great circles) and lineation (arrows) at site C1.

Figure 5. Photographs of sampled syntectonic leucocratic dikes (location on Figure 4). a) Example of poorly deformed dike (D1, samples YY15 & 16) crosscutting mylonitic foliation in orthogneiss. b) Example of very deformed dikes (D7, samples YY24 & 25 and D15, samples YY22) transposed in foliation and boudinated. c) Example of dike with intermediate deformation (D18, samples YY27 & 28), crosscutting mylonitic foliation. d) Another example of dike with intermediate deformation (D12, sample YY29)

Figure 6. Restoration of boudinaged dike D18 from field photographs (Method of *Lacassin et al.* [1993]). Final length (l_f) is measured from decameter ribbon. Boudins surfaces (S_1, S_2, \dots) and maximum width (W) are measured from outline of dike. Total surface (S_T) is sum of all boudins surfaces. Initial width (W_i) is assumed equal to maximum boudin width (W). Method assumes that dike surface is constant during deformation and that initial dike is rectangle of width W_i and of length $l_i = S_T / W_i$.

Figure 7. Graphs showing calculation of shear strains for simple shear according to 3 methods described in text. For explanation see Figure 2. a) Plots of quadratic extension (λ) versus shear strain (γ), representing stretching restoration method. In this study, α_i is assumed to be 30° . Points represent studied dikes. See text for details. b) Plots of final angles (α_f) versus shear strain, representing angle restoration method. Again, α_i is assumed to be 30° . Points represent studied dikes. See text for details. c) Plots of quadratic extension (λ) versus calculated initial angle (α_{ic}). Each curve corresponds to single value of α_f from each studied dyke. Dykes analysis gives λ and α_f , and α_{ic} is calculated. d) Plots of quadratic extension (λ) versus shear strain (γ). Curves illustrate equation (5) for values of calculated initial angles (α_{ic}) from graph c). Shear strains are calculated from measured λ and calculated α_{ic} . Both graphs c) and d) represent two stages of combined method. See text for details. Table 2 synthesizes all corresponding results.

Figure 8. BSE images of monazite grains showing types of zonations. Circles indicate SHRIMP analysis pits for which age ($^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb} \pm 1 \text{ sigma}$) is reported. a.) Monazites with magmatic oscillatory zoning from dike D1. b.) Monazites with patchy zoning from dike D12 (intermediate deformation). c.) Monazites with a core rims structure from dike D18 (intermediate deformation). d.) Monazites with planar zoning from strongly deformed dike D15. e.) Monazites with concentric zoning from strongly deformed dike D7.

Figure 9. Graphs showing SHRIMP Th-Pb ages of monazites for each dike. Samples belonging to the same dike have been grouped. Plots were drawn with Isoplot software. Left column shows individual $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ages of monazites (1 sigma) as well as average ages (95% of confidence level) of data clusters. Analyses plotted in grey are used to calculate mean ages, whereas ages represented in white were excluded from the mean calculation. Right column shows age histogram and relative probability plots. Geochronology results are summarized in Table 3.

Figure 10. Diagrams showing the evolution of shear strains through time and the calculation of the different strain rates. Shear strains are from Table 2 and Figure 7. Ages are from Table 3 and Figure 9. a) Simplified graph showing different strain rates calculations: incremental (dot line), integrated (dashed line), and global (grey line). See text for details. b) Shear strain results from stretching (black symbols) and angle (white symbols) methods. Horizontal error bars correspond to age uncertainties. Plots represent less deformed (star), intermediate (square) and very deformed dikes (circles). Arrows pointing up shows that shear strain are minimum estimates. Grey line indicates strain rate of 10^{-13} s^{-1} . Thin black lines corresponds to strain rates in Ejia (north to site C1) deduced from South China Sea seafloor spreading [Briais *et al.*, 1993] for a 10 and 20 kilometre wide shear zone. Grey box correspond to shear strain range measured by Lacassin *et al.* [1993] with their age expected from regional considerations. The upper time limit for left-lateral shear along the ASRR is set at 34-35 Ma [Gilley *et al.*, 2003; Schärer *et al.*, 1994]. Slope of linear regression anchored on D1 (bold black line) gives global strain. c) Shear strain results from combined method. Legend is same as b).

Table captions

Table 1 Symbols, parameters and dimensions used in this study.

Table 2 Shear strain calculations from length and surface measurements, and e , λ and γ calculations. Dikes surfaces, final length (l_f), width of the thickest boudin (w) and final angle with respect to the shear direction (α_f) are measured in the X-Z (horizontal) plane from scaled field photographs. Dikes initial restored length (l_i), elongation (e) and quadratic extension (λ) are calculated using the method of *Lacassin et al.* [1993] (Figure 6). Shear strains γ_s , γ_A , γ_C are calculated using the stretching (Figure 7a), angle (Figure 7b) and combined (Figure 7d) methods, respectively.

Table 3. Monazite SHRIMP Th-Pb data. Spot location identifies cores and rims when possible.

Table 4. Strain rate calculations for the incremental, integrated and global methods, for γ_s , γ_A and γ_C .

Table 5. Strain rates at Ejia (north of the studied outcrop) calculated from fault rates (F rate), deduced from magnetic anomalies [*Briais et al.*, 1993; *Cande and Kent*, 1995], and shear zone width (W) equal to 10, 20, 50 and 100 km.

Figures

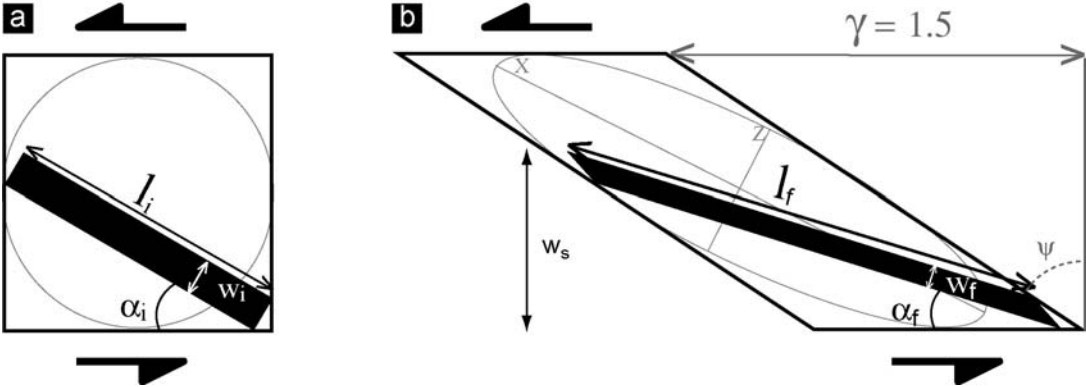


Figure 1

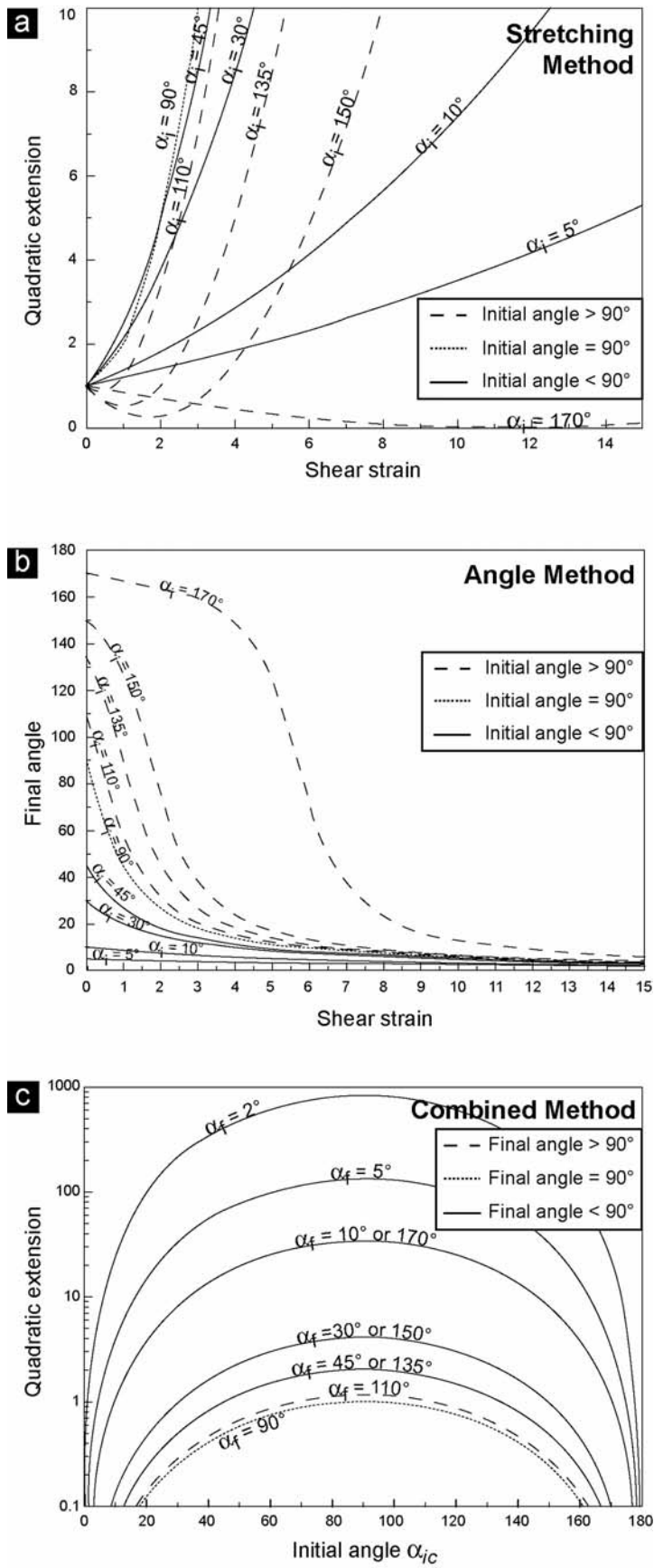


Figure 2

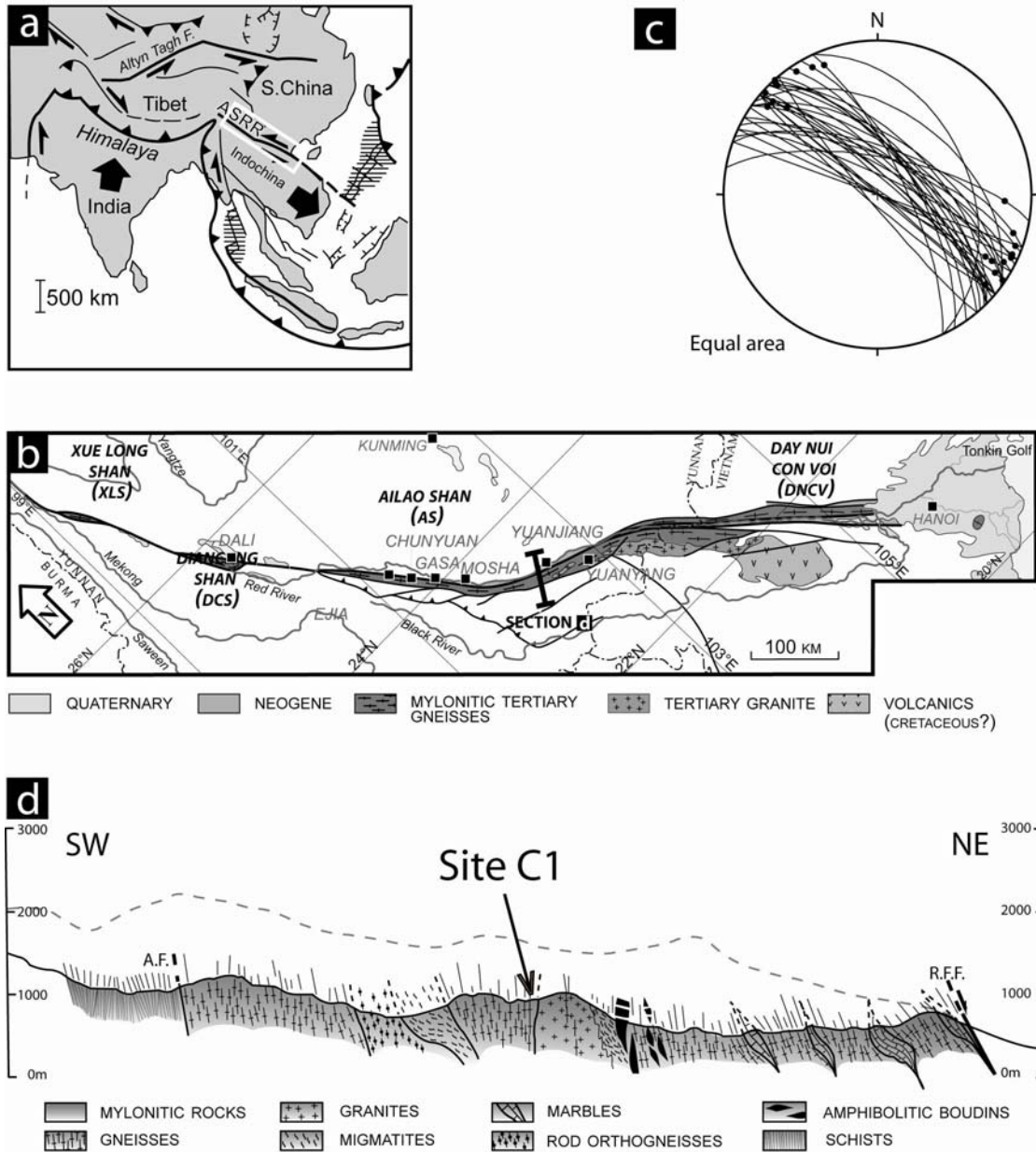


Figure 3

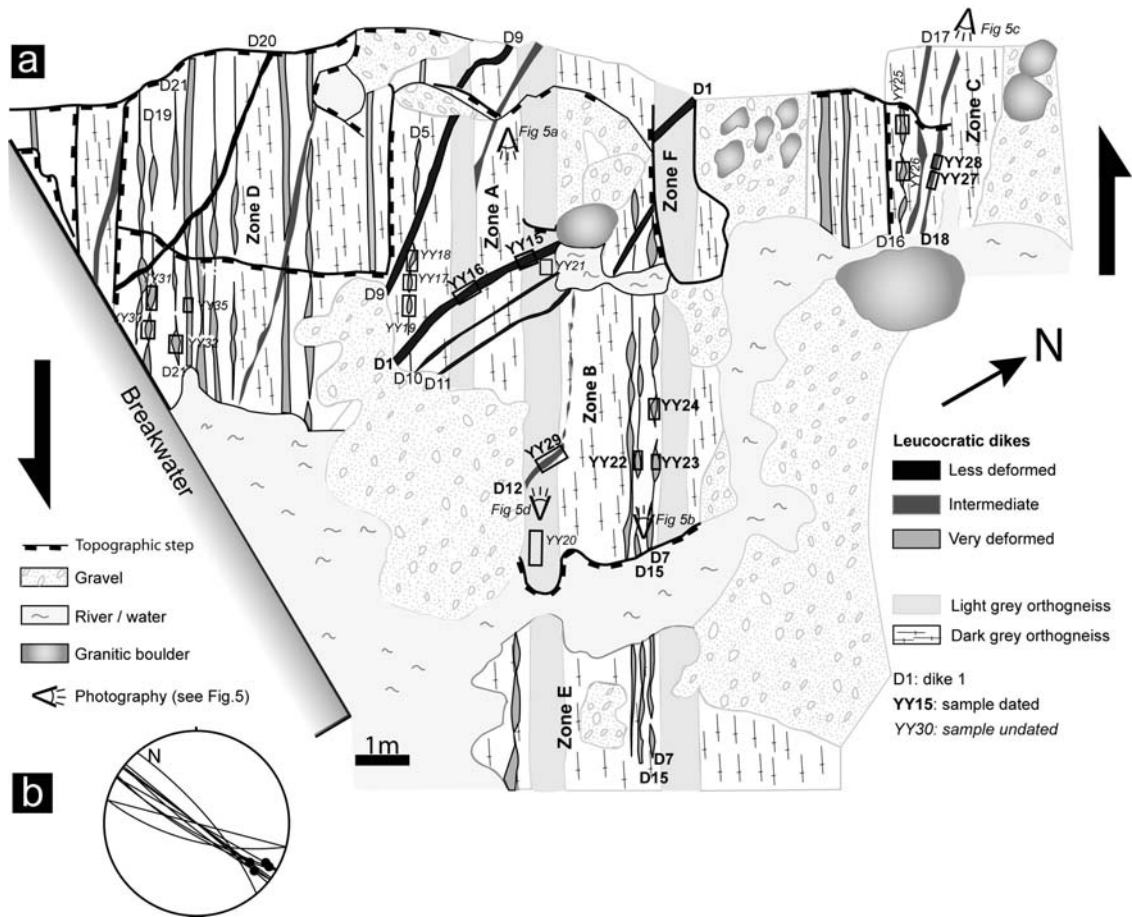


Figure 4

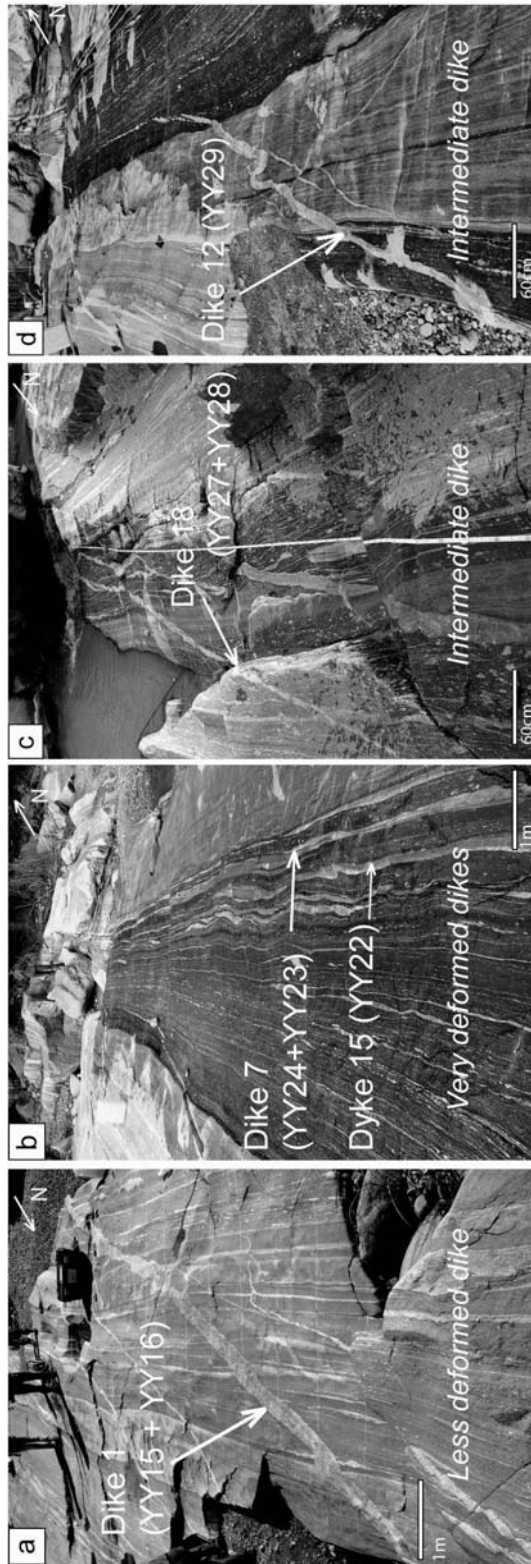


Figure 5

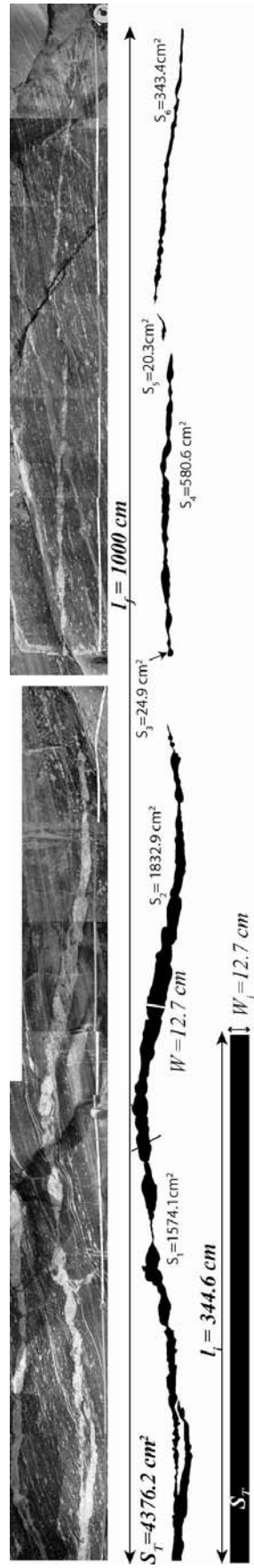


Figure 6

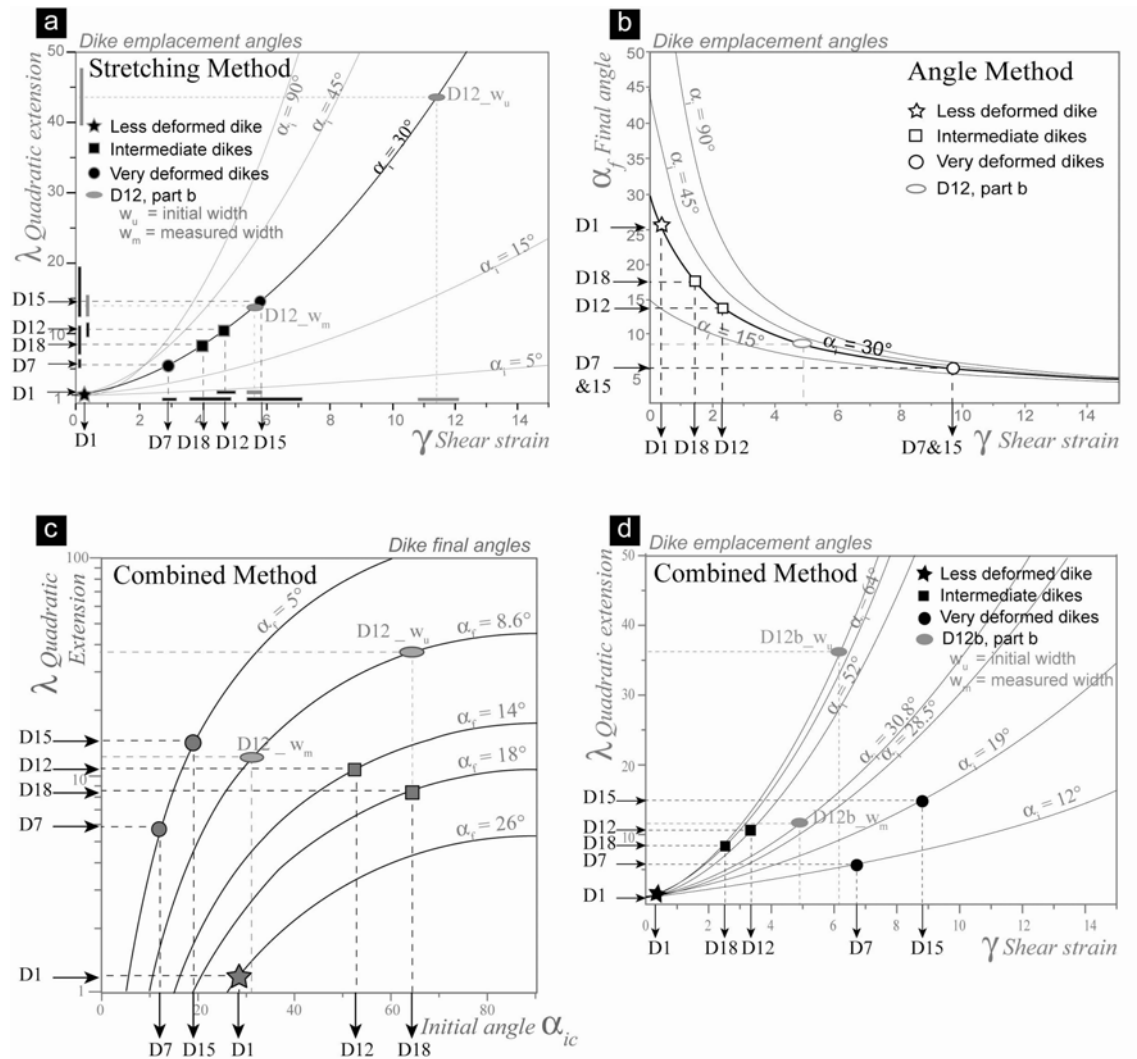


Figure 7

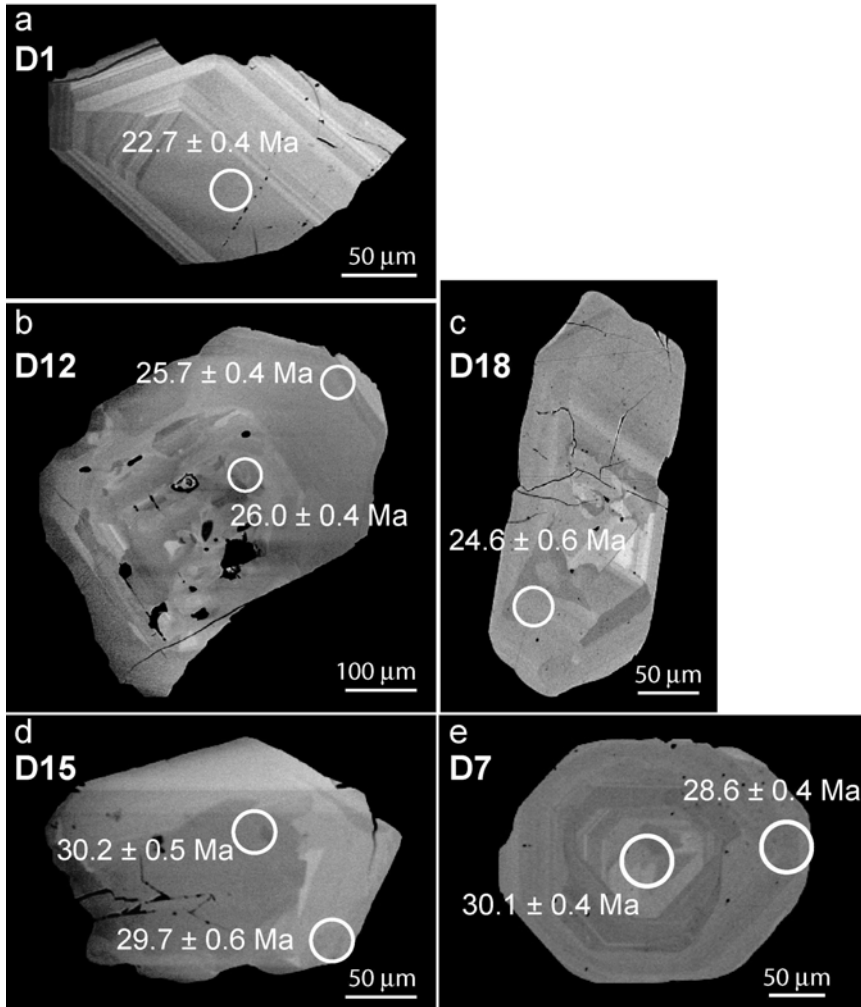


Figure 8

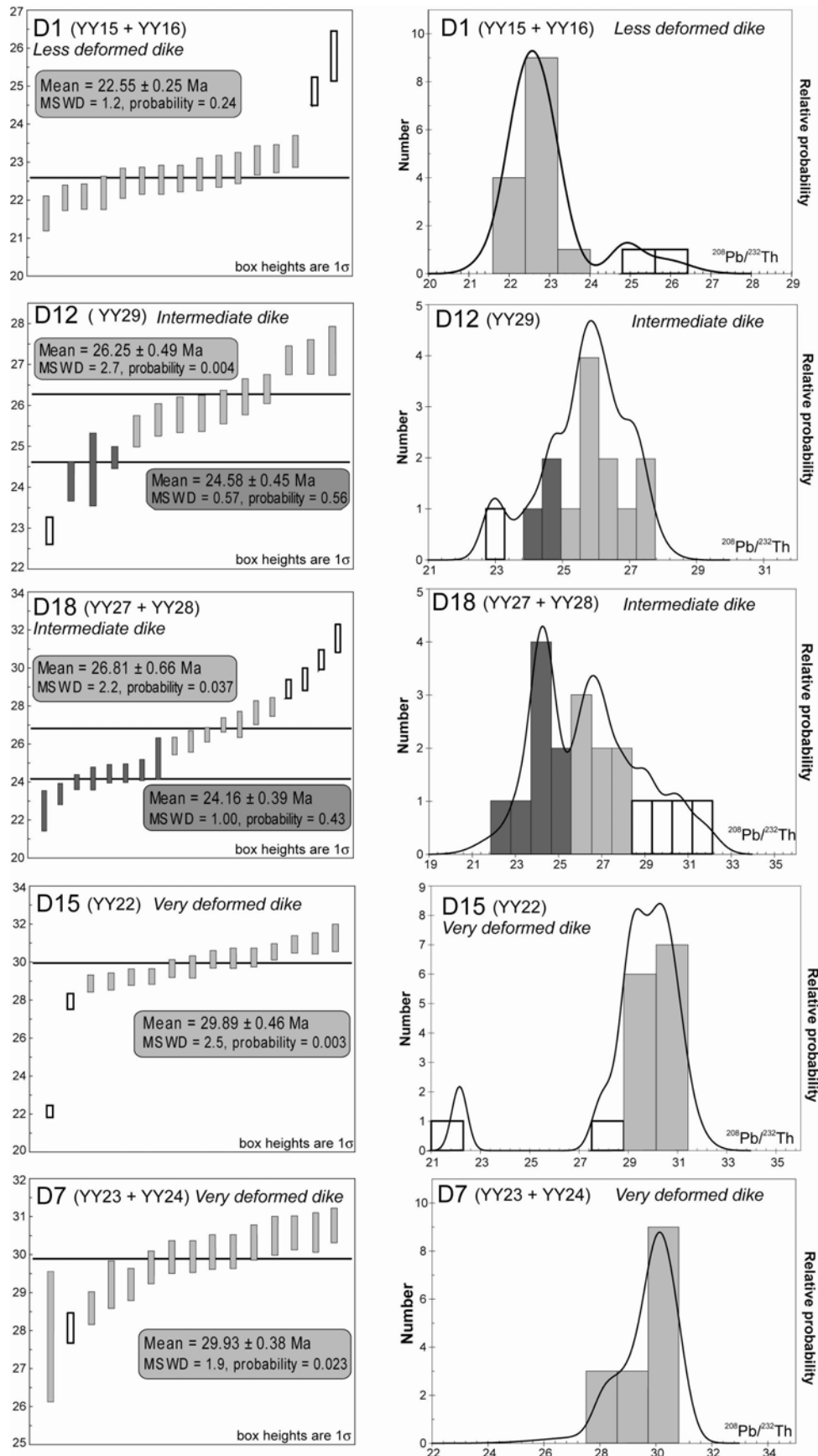


Figure 9

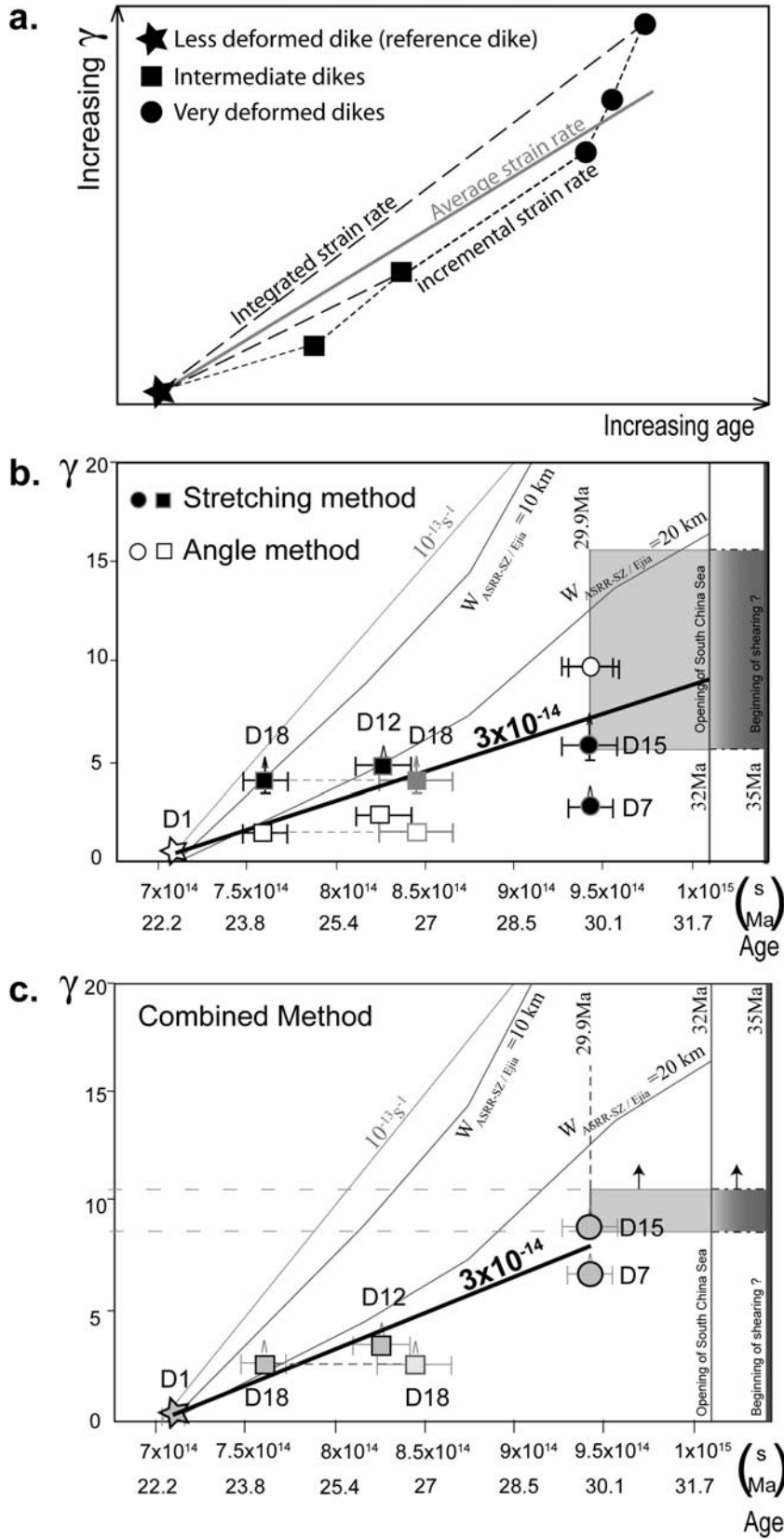


Figure 10

Symbol	Parameter	Unit
e	elongation	
l_f	final length	m
l_i	initial length	m
l_p	length of segment p	m
t	time	s
S	surface of dike	m ²
w_f	final width of dike	m
w_i	initial width of dike	m
w_m	width of largest boudin (D12)	m
w_{sp}	width of the portion	m
w_u	width of the undeformed part of dike D12	m
α_f	final angle of dikes with respect to foliation	°
α_i	initial angle of dikes with respect to foliation	°
γ	shear strain	
γ_A	shear strain from angle method	
γ_{Ap}	shear strain of the segment p from angle method	
γ_C	shear strain from combined method	
γ_S	stretching shear strain	
ε	quantity of deformation	
$\dot{\varepsilon}$	<i>strain rate</i>	s ⁻¹
λ	quadratic extension	
ψ	shearing angle	°

Table 1

	Name	Sample	Measured				Calculated				Methods		
			Surface (cm ²)	l _f (cm)	w _i (cm)	weighted average α _f	l _i (cm)	e	l	stretching γ _s (α _i =30°)	angle γ _A (α _i =30°)	calculated α _{lc} (<90°)	combined γ _c (α _{lc})
Less deformed	Dike 1	YY15	17201.2	864	22	26°	781.9	0.11	1.2	0.2	0.3	28.5°	0.2
	Error + 4 %		17889.2				813.1	0.06	1.1	0.1			0.1
	Error - 4 %		16513.2				750.6	0.15	1.3	0.3			0.3
Intermediate	Dike 18	YY27	4376.2	1000	12.7	18°	344.6	1.90	8.4	4.0	1.4	64	2.6
	Error + 10 %		4813.8				379.0	1.64	7.0	3.4			2.3
	Error - 14 %		3763.5				296.3	2.37	11.4	4.9			3.1
	Dike 12, whole dike	YY29	2815.2	995	9.2	13.9°	306.0	2.25	10.6	4.7	2.3	51.5°	3.2
	Error + 5 %		2956.0				321.3	2.10	9.6	4.4			3.1
	Error - 4.5 %		2688.5				292.2	2.40	11.6	5.0			3.3
Very deformed	Dike 12 Most deformed part (b) of dyke	W _i = W _m	1057.9	695	5.2	8.6°	203.4	2.42	11.7	5.0	4.9	30.8°	4.9
			1110.8				213.6	2.25	10.6	4.7			4.8
			1010.3				194.3	2.58	12.8	5.4			5.1
		W _i = W _u	1057.9	695	9.2	8.6°	115.0	5.04	36.5	10.3	4.9	64.5°	6.1
			1110.8				120.7	4.76	33.1	9.7			6.0
			1010.3				109.8	5.33	40.1	10.9			6.3
	Dike 7	YY24	3595.3	1190	7.2	≤5°	499.3	1.38	5.7	2.9	≥9.7	12°	6.7
	Error + 4 %		3739.1				519.3	1.29	5.3	2.7			6.3
	Error - 5 %		3415.5				474.4	1.51	6.3	3.2			7.3
	Dike 15	YY22	5118.4	1253	15.6	≤5°	328.1	2.82	14.6	5.8	≥9.7	19.5°	8.6
	Error + 8 %		5527.9				354.4	2.54	12.5	5.3			7.9
	Error - 14 %		4401.8				282.2	3.44	19.7	7.1			10.7
Dike measurements on the same outcrop from Lacassin et al., 1993 (recalculated)													
Boudins D	1		160	1.1			26.1	5.13	37.6	10.5	≥9.7	23°	9.1
	2		299.5	5		≤5°	67.2	3.46	20.0	7.2	≥9.7	41.5°	10.3
Boudins E	1		114.7	4.4		≤5°	15.1	6.60	57.7	13.4	≥9.7	49°	10.5
			114.7	5		≤5°	13.3	7.62	74.4	15.5	≥9.7	36°	10.1
			114.7	3.9		≤5°	17	5.75	45.5	11.7	≥9.7	28°	9.6
2			130.3	3.8		≤5°	24.2	4.38	29.0	9.0	≥9.7	19.5°	8.6
			130.3	2.7		≤5°	34	2.83	14.7	5.9	≥9.7	18.5°	8.6
3			123.9	2.7		≤5°	33.7	2.68	13.5	5.5	≥9.7	18.5°	8.6

Table 2

Sample-spot Name	Spot location	U ppm	Th ppm	²³² Th / ²³⁸ U	% comm 206	⁴ corr ²⁰⁸ r / ²³²	% err	²⁰⁴ corr ²⁰⁸ Pb / ²³² Th Age (Ma)	1 σ err
<i>D1 Less deformed dike (samples YY15 and YY16)</i>									
YY15-16		4278	86194	20.8	1.84	0.0011	2.1	21.7	0.5
YY15-10		4392	88443	20.8	0.00	0.0011	1.5	22.1	0.3
YY15-13		5303	88427	17.2	2.42	0.0011	1.5	22.1	0.3
YY15-3		4267	69732	16.9	3.84	0.0011	2.0	22.2	0.4
YY15-12		3023	60816	20.8	1.52	0.0011	1.8	22.5	0.4
YY15-5		6736	105963	16.3	2.58	0.0011	1.6	22.5	0.4
YY15-8		4004	66678	17.2	0.16	0.0011	1.7	22.5	0.4
YY15-14b		4520	74578	17.0	0.00	0.0011	1.6	22.6	0.4
YY15-6		5677	98011	17.8	1.36	0.0011	1.9	22.7	0.4
YY15-15		3545	72707	21.2	0.00	0.0011	1.8	22.8	0.4
YY15-7		3508	74304	21.9	2.16	0.0011	1.8	22.9	0.4
YY15-11		5714	110071	19.9	2.41	0.0011	1.7	23.1	0.4
YY15-4		5591	82203	15.2	0.66	0.0011	1.6	23.1	0.4
YY15-2		5627	95051	17.5	1.70	0.0012	1.8	23.3	0.4
YY15-9		7978	83681	10.8	0.11	0.0012	1.5	24.9	0.4
YY15.1		4665	83022	18.4	3.35	0.0013	2.5	25.8	0.7
<i>D12 Intermediate dike (sample YY29)</i>									
YY29-8	core	6230	108323	18.0	1.39	0.0011	1.5	22.9	0.3
YY29-9	core	2485	129946	54.0	3.54	0.0012	2.0	24.1	0.5
YY29-11	core	721	54720	78.5	20.42	0.0012	3.7	24.4	0.9
YY29-13		4416	79230	18.5	1.37	0.0012	1.1	24.7	0.3
YY29-5		6569	117159	18.4	0.98	0.0013	1.5	25.4	0.4
YY29-7	rim	4382	77753	18.3	1.92	0.0013	1.5	25.7	0.4
YY29-2	rim	5445	79956	15.2	3.33	0.0013	1.7	25.8	0.4
YY29-10	rim	2515	63075	25.9	3.02	0.0013	1.7	25.8	0.4
YY29-6	core	5836	103216	18.3	1.81	0.0013	1.6	26.0	0.4
YY29-1	core	5403	89890	17.2	0.61	0.0013	1.7	26.2	0.4
YY29-12	core	3412	60394	18.3	0.00	0.0013	1.3	26.4	0.4
YY29-9.1	rim	4047	62674	16.0	3.13	0.0013	1.3	27.1	0.4
YY29-4		3662	74704	21.1	0.17	0.0013	1.6	27.2	0.4
YY29-3	core	1878	50456	27.8	4.40	0.0014	2.2	27.3	0.6
<i>D18 Intermediate dike (samples YY27 and YY28)</i>									
YY27-1.1	rim	3605	56397	16.2	6.01	0.0011	4.7	22.5	1.1
YY27-7	rim	4806	93281	20.1	1.32	0.0012	2.4	23.4	0.6
YY27-11	rim	3566	75332	21.8	1.81	0.0012	1.7	24.0	0.4
YY27-5		2776	56240	20.9	0.00	0.0012	2.5	24.2	0.6
YY27-15		2937	63859	22.5	3.40	0.0012	2.0	24.4	0.5
YY27-4b		3986	78650	20.4	0.00	0.0012	2.0	24.5	0.5
YY27-9		3737	58291	16.1	2.98	0.0012	2.3	24.6	0.6
YY27-1.2	core	4465	68149	15.8	0.00	0.0012	4.3	25.2	1.1
YY27-2.2	rim	3146	67943	22.3	0.00	0.0013	1.8	25.9	0.5
YY27-13		5929	87104	15.2	2.89	0.0013	2.2	26.2	0.6
YY27-10		5004	98095	20.3	0.00	0.0013	1.4	26.5	0.4
YY27-14		6799	81494	12.4	0.00	0.0013	1.4	27.0	0.4
YY27-6	core	8861	182847	21.3	0.29	0.0013	2.5	27.0	0.7
YY27-2.1	core	3595	55418	15.9	0.34	0.0014	2.3	27.7	0.6
YY27-8		2972	41832	14.5	0.00	0.0014	1.8	28.0	0.5
YY27-12	core	3833	51907	14.0	1.96	0.0014	1.7	28.9	0.5
YY27-4		6297	96772	15.9	5.12	0.0015	2.0	29.4	0.6
YY27-1		3272	35352	11.2	1.93	0.0015	1.7	30.4	0.5
YY27-3		2527	23041	9.4	0.00	0.0016	2.3	31.6	0.7

D15 Early dike (transposed in foliation: sample YY22)										
YY22-2	rim	5897	101815	17.8	1.44	0.0011	1.4	22.2	0.3	
YY22-3	rim	3041	79868	27.1	1.19	0.0014	1.5	27.9	0.4	
YY22-11		3913	57549	15.2	2.08	0.0014	1.6	28.9	0.5	
YY22-9	rim	2819	47081	17.3	2.66	0.0014	1.6	29.0	0.5	
YY22-12		4551	63669	14.5	2.20	0.0014	1.5	29.2	0.4	
YY22-4	core	4073	93401	23.7	3.05	0.0014	1.4	29.2	0.4	
YY22-1	core	3274	48072	15.2	3.18	0.0015	1.6	29.7	0.5	
YY22-14	rim	4615	67468	15.1	0.02	0.0015	2.0	29.7	0.6	
YY22-15		3906	48535	12.8	1.32	0.0015	1.5	30.2	0.5	
YY22-13	core	2493	40272	16.7	1.06	0.0015	1.8	30.2	0.5	
YY22-10	core	3526	54504	16.0	1.66	0.0015	1.6	30.2	0.5	
YY22-7		4082	73880	18.7	0.92	0.0015	1.4	30.5	0.4	
YY22-6	core	3723	68413	19.0	0.17	0.0015	1.5	30.9	0.5	
YY22-8		3476	64520	19.2	0.00	0.0015	1.8	31.0	0.6	
YY22-5	rim	2462	42624	17.9	0.00	0.0015	2.3	31.3	0.7	
D7 Early dike (transposed in foliation: samples YY23 and YY24)										
Y24-14		3798	62152	16.9	2.94	.0014	6.1	27.8	1.7	
Y24-5	rim	4484	76231	17.6	0.00	.0014	1.4	28.1	0.4	
Y24-3	rim	4359	78315	18.6	3.02	.0014	1.6	28.6	0.4	
Y24-4	core	4757	78123	17.0	1.71	.0015	2.1	29.2	0.6	
Y24-1		4462	67524	15.6	1.64	.0015	1.5	29.2	0.4	
Y24-6		4769	80067	17.3	2.04	.0015	1.5	29.7	0.4	
Y24-9		5207	86465	17.2	1.00	.0015	1.5	29.9	0.4	
Y24-8	rim	5717	89968	16.3	1.76	.0015	1.4	30.0	0.4	
Y24-11		4953	66790	13.9	1.47	.0015	1.5	30.1	0.5	
Y24-2	core	4443	75570	17.6	2.59	.0015	1.4	30.1	0.4	
Y24-10		4440	81463	19.0	3.02	.0015	1.5	30.3	0.5	
Y24-8.1	core	3446	53979	16.2	0.00	.0015	1.7	30.5	0.5	
Y24-7		4651	72232	16.0	0.00	.0015	1.5	30.6	0.5	
Y24-13		4232	54464	13.3	2.22	.0015	1.6	30.6	0.5	
Y24-12		4980	83251	17.3	0.16	.0015	1.5	30.8	0.5	

Rim and core only when 2 spots in one monazite from BSE images observations

	Selection of ages for the computation of sample mean age
	Selection of ages for the computation of younger mean age

Table 3

		Strain rate (s-1)		
		γ_s	γ_A	γ_c
Incremental	D18-D1	7.3×10^{-14}	2.1×10^{-14}	4.6×10^{-14}
	D12-D18	1.1×10^{-14}	1.4×10^{-14}	9.3×10^{-15}
	D15-D12	9.6×10^{-15}	6.4×10^{-14}	4.9×10^{-14}
	D7-D12	–	6.4×10^{-14}	3.0×10^{-14}
Integrated	D18-D1	7.3×10^{-14}	2.1×10^{-14}	4.6×10^{-14}
	D12-D1	3.9×10^{-14}	1.7×10^{-14}	2.6×10^{-14}
	D15-D1	2.4×10^{-14}	4.1×10^{-14}	3.7×10^{-14}
	D7-D1	–	4.1×10^{-14}	2.8×10^{-14}
Average (without D7)	Young D18	3.0×10^{-14}	4.0×10^{-14}	3.0×10^{-14}

Table 4

Strain rate at Eja							
anomaly	age (Ma)	F rate (mm/y)	for W=10km	for W=20km	for W=50km	for W=100km	
5e-	-end	15.64	38	1.20×10^{-13}	6.02×10^{-15}	2.41×10^{-14}	1.20×10^{-14}
		19		1.20×10^{-13}	6.02×10^{-14}	2.41×10^{-14}	1.20×10^{-14}
6-	-5e	19	29	9.20×10^{-15}	4.60×10^{-14}	1.84×10^{-14}	9.20×10^{-15}
		20.45		9.20×10^{-15}	4.60×10^{-14}	1.84×10^{-14}	9.20×10^{-15}
jump-	-6	20.45	26	8.24×10^{-15}	4.12×10^{-14}	1.65×10^{-14}	8.24×10^{-15}
		25.91		8.24×10^{-15}	4.12×10^{-14}	1.65×10^{-14}	8.24×10^{-15}
8-	-jump	25.91	30	9.51×10^{-15}	4.76×10^{-14}	1.90×10^{-14}	9.51×10^{-15}
		27.74		9.51×10^{-15}	4.76×10^{-14}	1.90×10^{-14}	9.51×10^{-15}
10-	-8	27.74	50	1.59×10^{-13}	7.93×10^{-14}	3.17×10^{-14}	1.59×10^{-14}
		30.32		1.59×10^{-13}	7.93×10^{-14}	3.17×10^{-14}	1.59×10^{-14}
11-	-10	30.32	31	9.83×10^{-15}	4.92×10^{-14}	1.97×10^{-14}	9.83×10^{-15}
		32		9.83×10^{-15}	4.92×10^{-14}	1.97×10^{-14}	9.83×10^{-15}

Table 5

Chapitre IV.

Mesures locales des contraintes

Introduction

Dans ce chapitre sont présentés les résultats de nos travaux de mesures de paléo-contraintes locales, et paléo-vitesses de déformation associées, le long du massif de l'Ailao Shan.

Les estimations de paléo-contraintes ont été effectuées dans des rubans de quartz prélevés dans les mylonites du massif de l'Ailao Shan. Les valeurs de paléo-contraintes ont ensuite été introduites dans différentes lois de fluage, relativement récentes et déjà testées dans des exemples naturels, pour obtenir des paléo-vitesses de déformation. Ces paléo-vitesses de déformation ont été comparées aux paléo-vitesses de déformation globales de la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge.

Les résultats montrent, d'une part des paléo-contraintes très faibles sur l'ensemble du massif de l'Ailao Shan (entre 15 et 30 MPa), et d'autre part des paléo-vitesses de déformation cohérentes avec les paléo-vitesses de déformation globales pour deux des quatre lois de fluage utilisées.

La mesure des tailles de grains recristallisés ainsi que les estimations des paléo-contraintes, et une partie des estimations de paléo-vitesse de déformation sont les travaux de Côme Lefèbvre, effectués au cours de son stage de recherche de Licence 3^{ème} année au Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de Lyon 1.

L'une des estimations de paléo-contrainte a été effectuée sur l'affleurement étudié dans le chapitre précédent (affleurement C1), pour lequel nous avons estimé une paléo-vitesse de déformation à partir de filons syntectoniques. Ces estimations de paléo-vitesses de déformation indépendantes permettront une discussion sur la validité des lois de fluage dans le chapitre suivant (Chapitre V).

1. Paléopiézomètres et lois de fluage : les différents modèles.

1.1. Relations piézométriques

De nombreux travaux expérimentaux sur les métaux, céramiques et roches ont mis en évidence que dans un matériau soumis à une contrainte σ , la taille d'un grain recristallisé D (μm) pouvait être mis en relation avec la contrainte différentielle à l'état stationnaire ($\sigma_1 - \sigma_3$, notée ici σ) (MPa), tel que :

$$D = B\sigma^{-p} \qquad \text{Équation 20}$$

avec B ($\text{MPa} \cdot \mu\text{m}^{-1/p}$) et p des constantes empiriques.

Les paléopiézomètres les plus utilisés pour les roches sont basés sur la taille des grains recristallisés (quartz, olivine, feldspath, calcite..), soit à partir de modèles théoriques [*De Bresser et al.*, 1998; *Derby*, 1990; *Derby and Ashby*, 1987; *Shimizu*, 1998; *Twiss*, 1977], soit à partir de données expérimentales [*Koch*, 1983; *Mercier et al.*, 1977; *Stipp and Tullis*, 2003]. D'autres paléopiézomètres ont également été développés sur la base des densités de dislocations e.g. [*Goetze and Kohlstedt*, 1973; *Weertman*, 1970] ou encore sur la base des tailles de sous-grains e.g. [*Twiss*, 1986]. Mais la taille des sous-grains et les densités de dislocations semblent beaucoup plus sensibles aux évènements de haute température sans déformation (recuit) et aux déformations rétrogrades, ce qui génère beaucoup plus d'erreurs dans l'estimation des contraintes que l'utilisation de la taille des grains recristallisés [*Kohlstedt and Weathers*, 1980; *Mercier et al.*, 1977; *White*, 1979a].

Les relations piézométriques ont largement été utilisées dans des exemples géologiques naturels [*Christie and Ord*, 1980; *Dunlap et al.*, 1997; *Fitz Gerald et al.*, 2006; *Gueydan et al.*, 2005; *Hacker et al.*, 1992; *Hacker et al.*, 1990; *Stipp et al.*, 2002a; *Stöckhert et al.*, 1999; *Weathers et al.*, 1979; *White*, 1979b; *Xypolias and Koukouvelas*, 2001; *Zulauf*, 2001]. Cependant, les piézomètres expérimentaux utilisés n'étaient pas toujours adaptés aux conditions naturelles, essentiellement dû à certaines calibrations expérimentales peu contraintes [*Gleason and Tullis*, 1995;

Paterson, 2001; Stipp et al., 2002a] (cf chapitre I, § 3.2). Une seconde source d'erreur était l'utilisation de relations piézométriques sans prendre en compte le régime de dislocation en jeu. En effet, différentes microstructures ont été observées dans des quartzites déformées en laboratoire pour différentes gammes de température de déformation, et trois régimes de glissement de dislocations ont été identifiés sur la base de ces microstructures [*Hirth and Tullis, 1992*]. Une seule relation piézométrique ne semble pas satisfaire tous les régimes de dislocation [*Gleason and Tullis, 1995*], et il semble plus judicieux de choisir le piézomètre adapté à la microstructure observée, et donc à un régime de dislocation.

Des microstructures de quartz similaires à celles observées en conditions expérimentales ont été observés dans des exemples naturels : duplex [*Dunlap, 1997; Stipp et al., 2002b*], zones de cisaillement décrochantes [*Stipp et al., 2002b; Stöckhert et al., 1999*]. Cette observation suggère que les régimes de glissement des dislocations identifiées en laboratoire sont similaires à ceux des conditions géologiques. Cependant, les gammes de température de chaque microstructure observée sont différentes entre les roches déformées expérimentalement et celles déformées naturellement [*Stipp et al., 2002a*] (cf chapitre I) : les microstructures identifiées en laboratoire sont observées à de plus hautes températures en conditions naturelles.

1.2. Lois de fluage

En domaine ductile, la rhéologie des roches s'exprime par une loi de fluage. Une vitesse de déformation peut être calculée à partir d'une loi de fluage du quartz si la contrainte associée à la déformation et la température de déformation sont connues ; d'une façon générale, une loi de fluage s'exprime telle que :

$$\dot{\varepsilon} = A \sigma^{-n} \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right) \quad \text{Équation 21}$$

avec A ($\text{MPa}^{-n}\text{s}^{-1}$) une constante du matériau, σ la contrainte différentielle (MPa^{-n}), Q l'énergie d'activation du glissement ($\text{J}\cdot\text{mol}^{-1}$), R la constante de Boltzmann ($\text{J}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), T la température (K) et n l'exposant à la contrainte.

Un terme de fugacité de l'eau (pression de l'eau pour une pression et une température donnés) peut être ajouté [Hirth et al., 2001], tel que :

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^{-n} (f_{H_2O})^m \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right) \quad \text{Équation 22}$$

avec f_{H_2O} la fugacité de l'eau (MPa^m) et m l'exposant de la fugacité de l'eau.

Plusieurs lois de fluage déterminées expérimentalement (Equation 27) existent pour le quartz [e.g. Gleason and Tullis, 1995; Heard and Carter, 1968; Jaoul et al., 1984; Koch et al., 1989; Kronenberg and Tullis, 1984; Luan and Paterson, 1992; Paterson and Luan, 1990]. Mais les paramètres de ces lois montrent des différences significatives [Gleason and Tullis, 1995; Paterson and Luan, 1990]. D'autre part, l'extrapolation de ces lois de fluage aux conditions naturelles est difficile et très discutée [e.g. Hirth et al., 2001; Paterson, 1987; Paterson, 2001], principalement parce que les vitesses de déformation en laboratoire sont de 7 à 8 ordres de grandeur supérieures aux vitesses de déformation naturelles. Cependant les microstructures observées en laboratoire [Hirth and Tullis, 1992] sont similaires à celles observées dans des mylonites de quartz naturelles [Dunlap et al., 1997; Stipp et al., 2002b], ce qui suggère que les lois de fluage déduites expérimentalement sont quand même représentatives des processus de déformation qui ont lieu dans la croûte terrestre.

Afin de mieux définir les paramètres des lois de fluage du quartz pour des conditions naturelles, il est donc nécessaire de combiner les observations et données microstructurales, géochronologiques et géologiques dans différents contextes géologiques et différentes sections de la croûte terrestre.

2. Contexte géologique

L'échantillonnage de 7 rubans de quartz a été effectué au sein de la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge dans le massif de l'Ailao Shan (Figure IV-1). Le contexte géologique de ce massif et de l'ensemble de la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge est détaillé dans le chapitre II. C'est pourquoi seules les données nécessaires à ce chapitre sont rappelées.

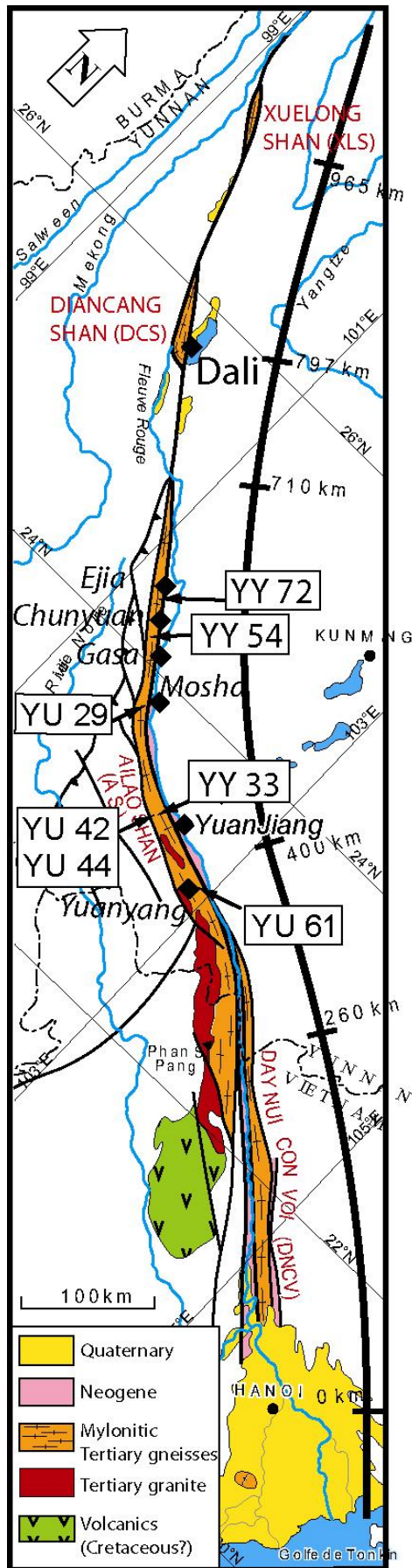


Figure IV-1 : Carte de localisation des échantillons de roches riches en quartz dans la zone de cisaillement mylonitique de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge. Les échantillons intitulés YU ont été prélevés lors de la mission 1988 et les échantillons YY lors de la mission 2004.



Figure IV-2 : Veine de quartz dans les mylonites de la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge.

Le massif de l'Ailao Shan a subi un cisaillement senestre entre 34 et 17 Ma, mais s'est exhumé dès 25 Ma du sud vers le nord dans un régime transtensif (voir le modèle du zipper chapitre II §6). L'exhumation de ce massif fut très rapide provoquant un refroidissement également très rapide dès 23 Ma avec des températures chutant sous $\sim 300^{\circ}\text{C}$ vers 20 Ma ([Leloup *et al.*, 2001; Leloup *et al.*, 1995], Figure II-6b). Ainsi la déformation ductile s'est probablement arrêtée entre 23 et 20 Ma le long du massif de l'Ailao Shan. Sur l'affleurement C1 ([Leloup *et al.*, 1995], chapitre III), le filon le moins déformé (D1) doit s'être mis en place vers la fin de la déformation ductile et est daté à 22.5 Ma. Sur le chemin P-T-t (Figure II-6b, [Leloup *et al.*, 2001]), à 22 Ma, les conditions P-T sont de $\sim 500^{\circ}\text{C}$ et 2 Kb.

Les échantillons de rubans de quartz ont été prélevés dans les mylonites gneissiques de l'Ailao Shan, YU29, YU42, YU44 et YU 61 au cours de travaux précédents et les échantillons YY33, YY54 et YY72 au cours de nos travaux (exemple d'échantillon Figure IV-2). YY33, YU42 et YU44 se situent tous sur la même coupe (coupe C, [Leloup *et al.*, 1995]). YY33 a été échantillonné sur l'affleurement étudié au précédent chapitre (Affleurement C1 [Leloup *et al.*, 1995], cf figure 3d et 4a de l'article, chapitre III), YU42 dans des gneiss plus au SW le long de la coupe et YU44 le long de la faille active au SW. YU 29 se situe sur la coupe Db, site D2 [Leloup *et al.*, 1995]. YY54 est localisé entre Gasa et Chunyan, YU61 se situe sur la coupe Ab [Leloup *et al.*, 1995] et YY72 est localisé entre Gasa vers Ejia (Figure IV-1).

Les échantillons ont systématiquement été analysés dans le plan perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation correspondant à la section X-Z de l'ellipsoïde de déformation finie.

3. Microstructures du quartz et estimation de la température de déformation

3.1. Microstructures du quartz

Les microstructures ont été analysées sur la base du travail expérimental de [Hirth and Tullis [1992], qui ont observé et différencié trois régimes de dislocations dans les agrégats de quartz. A chaque régime de dislocation est associée une microstructure particulière, formée par un mécanisme (ou une combinaison de mécanismes) de recristallisation dynamique. Ces microstructures ont également été observées dans des exemples naturels [Dunlap et al., 1997; Stipp et al., 2002a; Stipp et al., 2002b].

Le régime 1, qui est le régime de dislocations avec les contraintes les plus élevées, est caractérisé par un mécanisme de migration de joints de grain (bulging ou GBM). La microstructure correspondante est illustrée dans la Figure IV-3A. Les grains de quartz sont déformés de façon hétérogène et leur extinction est irrégulière ; la recristallisation a lieu en bordure du grain initial.

Le régime 2 est caractérisé par un fort aplatissement des grains de quartz ; ces grains montrent une extinction roulante et de nombreux sous-grains (Figure IV-3B). Le mécanisme de recristallisation de ce régime est la rotation progressive de sous-grains (SGR).

Dans le régime 3, la recristallisation a lieu même sous de faibles contraintes car la migration de joint de grains (GBM) est rapide. Dans les exemples naturels, les microstructures associées au régime 3 sont caractérisées soit par des tailles et formes de grains recristallisés irrégulières avec des sutures lobées (ex. Figure IV-3D) [Stipp et al., 2002b], soit par des tailles et des formes de grains régulières avec des bordures droites ou légèrement incurvées (Figure IV-3C) [Dunlap et al., 1997] ; dans le régime 3, la recristallisation est considérée complète et les grains recristallisés définissent parfois une foliation oblique [Dunlap et al., 1997].

C'est cette dernière microstructure qui a été identifiée dans les conditions expérimentales de Hirth and Tullis [1992]. Les microstructures avec des grains de

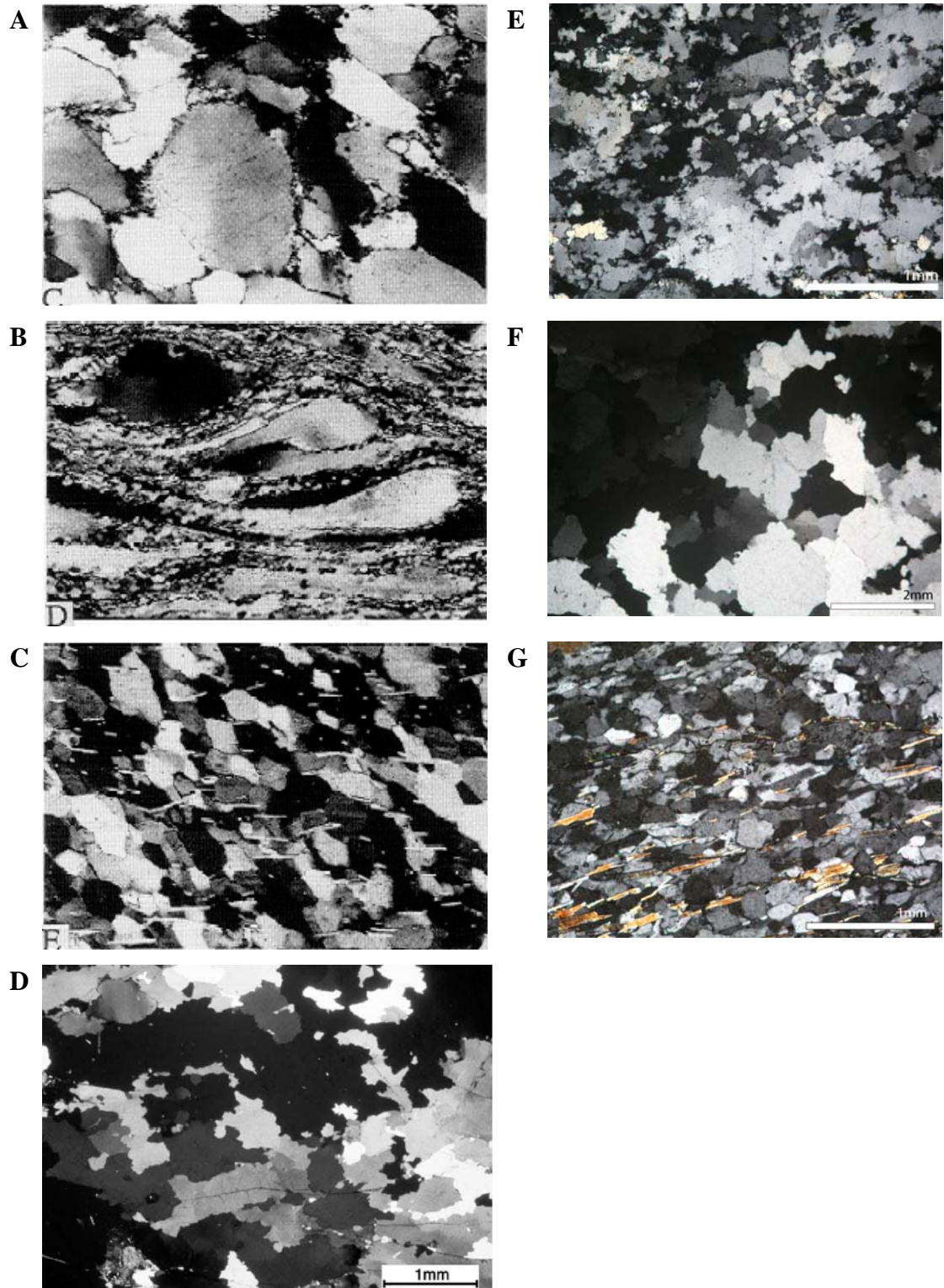
forme irrégulières (Figure IV-3D) n'ont jamais été observées en conditions expérimentales puisque la fusion partielle commence dès 850°C (température de conditions expérimentales qui équivaut à 500°C environ en conditions naturelles). Ces microstructures ont été nommées GBMII (Grain boundary migration II) par *Stipp et al.*[2002a] (voir Figure IV-4).

Les microstructures observées dans les veines de quartz des mylonites de l'Ailao-Shan sont toutes du régime 3 ; en effet les microstructures observées (Figure IV-3E, F et G) ne sont pas comparables aux microstructures A et B de la Figure IV-3, mais sont en revanche similaires aux microstructures C et D (régime 3) de la Figure IV-3. Les deux types de microstructures du régime 3 sont observées : d'une part, des grains de forme et taille irrégulières avec des sutures lobées (Figure IV-3E et F) et d'autre part, des tailles et formes de grains plus régulières (Figure IV-3G) qui sont interprétées comme une recristallisation complète des grains de quartz [*Dunlap et al.*, 1997].

L'observation de microstructures du régime 3 implique de hautes températures de déformation ($T \geq 500^\circ\text{C}$, Figure IV-4, [*Stipp et al.*, 2002a]). Dans ces conditions de température et si la déformation s'est arrêtée précocement, des textures de recuit (annealing), c'est-à-dire une croissance des grains en conditions statiques postérieures à la déformation, peut avoir eu lieu. Lors d'une croissance en conditions statique et à haute température, les grains ont tendance à augmenter leur taille en privilégiant des angles à 120° . Dans ce cas, la taille des grains n'a plus de lien direct avec la contrainte imposée à la roche lors de la déformation, et les mesures piézométriques ont tendance à sous-estimer la contrainte. Cependant il est très difficile de distinguer par des critères précis si l'échantillon étudié a subi du « recuit ». Les échantillons de l'Ailao Shan –Fleuve Rouge montrent des microstructures semblables à celles décrites pour le même régime de déformation dans d'autres exemples naturels (Figure IV-3, [*Dunlap et al.*, 1997; *Stipp et al.*, 2002b]); c'est pourquoi aucune correction telle que celle proposée par *Heilbronner and Tullis* [2002] n'a été faite dans cette étude.

Figure IV-3 : A, B, C : Photographies des microstructures de quartz du duplex de Ruby Gap (d'après *Dunlap et al.*[1997], figures 6c, d, e). La longueur des images est de $600\mu\text{m}$. A est caractéristique du régime de déformation 1 et montre des grains de quartz recristallisés très fins ($<10\mu\text{m}$) en bordure des grains non recristallisés. B est caractéristique du régime 2 (Rotation de sous-grains) ; les grains initiaux sont très aplatis avec un manteau de grains recristallisés en bordure externe et des sous-grains qui se développent dans le grain. C montre une quartzite entièrement recristallisée sous le régime 3 (Migration de joints de grain) : les grains recristallisés montrent une bordure droite ou légèrement

incurvée et sont obliques à la foliation qui est définie par les micas. D : photographie d'une microstructure d'une veine de quartz de la zone de cisaillement Tonale (d'après *Stipp et al.*[2002b], Figure 7h) caractéristique du régime 3 ; les grains ont une forme et une taille irrégulières avec des sutures lobées. E, F, G : exemples de microstructures de roches riches en quartz de la zone de cisaillement du fleuve rouge. Ces microstructures sont toutes du régime 3. E : et F : forte activité de migration de joints de grains similaires à D. G : microstructure similaire à C.



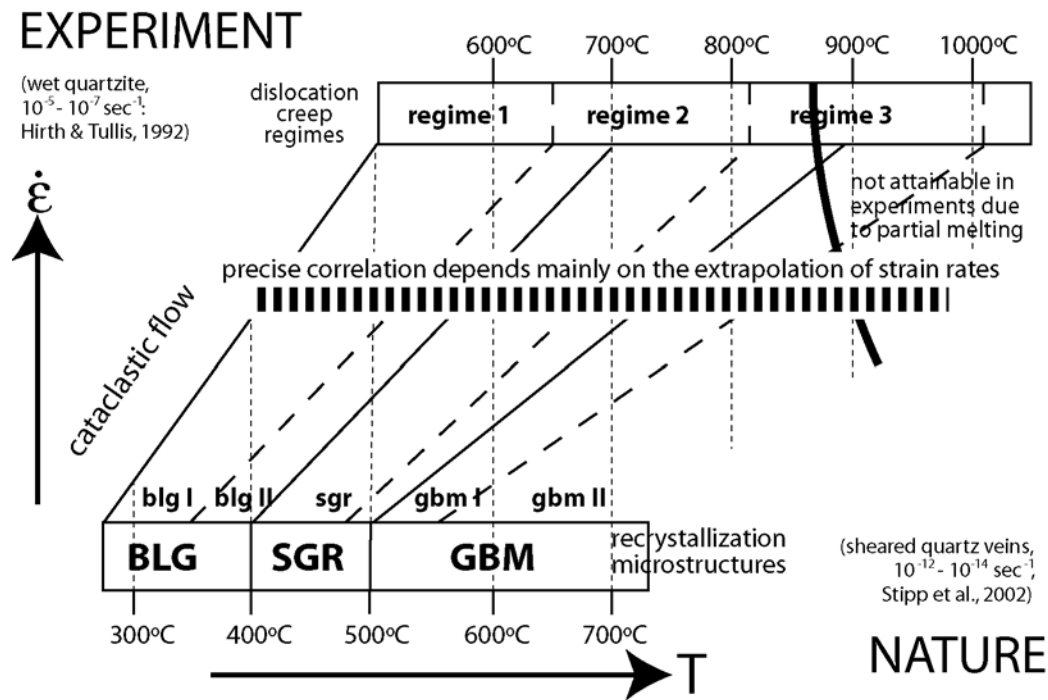


Figure IV-4 : Diagramme schématique montrant les gammes de température et de vitesses de déformation des exemples naturels de recristallisation dynamique et des régimes de dislocation expérimentaux de *Hirth and Tullis* [1992] (d'après *Stipp et al.*[2002a]). BLG est la recristallisation par migration de joints de grain de basse température (bulging), SGR est la rotation de sous-grains et GBM est la migration de joints de grains de haute température. Les températures expérimentales sont plus élevées que les températures « naturelles » pour le même régime de déformation. La température « naturelle » de 500°C délimite les mécanismes SGR de GBM.

3.2. Estimation de la température de déformation

Une estimation précise de la température de déformation des roches est difficile à définir. Pour estimer la température de déformation dans les rubans de quartz étudiés, deux méthodes sont envisageables :

- Utiliser le chemin P-T. Cette méthode est peu précise ($\pm 50^\circ\text{C}$) et les estimations P-T sont faites à partir d'autres roches et assemblages minéralogiques que des quartzites. De plus, il est difficile de savoir à quelle partie du chemin P-T correspondent les microstructures observées.
- Déterminer quel type de glissement du quartz est activé en mesurant les fabriques du quartz. Cette méthode est également peu précise ($\pm 50^\circ\text{C}$), mais présente

l'avantage d'estimer directement la température dans les rubans de quartz étudiés.

Dans cette étude nous avons utilisé les fabriques du quartz pour déterminer la température de déformation des quartz de nos échantillons.

3.2.1. Les fabriques de quartz

Le mécanisme de montée des dislocations (recristallisation dynamique) provoque une réorientation préférentielle du réseau cristallin qui se traduit par une rotation des axes $\langle c \rangle$ des minéraux. Dans le cas du quartz, plusieurs systèmes de glissement qui sont activés en fonction de la température ont été reconnus. A relativement basse température ($<500^{\circ}\text{C}$), le glissement basal $\langle a \rangle$ (perpendiculaire à l'axe $\langle c \rangle$ suivant les directions de l'axe $\langle a \rangle$, Figure IV-5A, 1ere ligne) est activé ; à moyenne température ($500-600^{\circ}\text{C}$), les plans prismatiques $\langle a \rangle$ (plans parallèles à l'axe $\langle c \rangle$ suivant la direction de l'axe $\langle a \rangle$, Figure IV-5A, 2eme ligne) sont activés, et à haute température ($>600^{\circ}\text{C}$), ce sont les systèmes de glissement prismatiques $\langle c \rangle$ (plans parallèle à l'axe $\langle c \rangle$ et suivant la direction de l'axe $\langle c \rangle$, Figure IV-5A, 3eme ligne) qui sont activés [Gapais and Barbarin, 1986; Mainprice et al., 1986].

Plusieurs méthodes permettent de mesurer les fabriques de quartz, i.e. la mesure de l'orientation des axes $\langle c \rangle$ qui permet de déterminer quels étaient les plans de glissement activés pendant la déformation :

- la platine universelle, qui est la méthode classique mais très longue,
- le goniomètre, qui ne mesure pas directement l'axe $\langle c \rangle$, mais un axe situé à 17.7° de l'axe $\langle c \rangle$,
- l'EBSD, qui est une méthode coûteuse et longue.
- La lame auxiliaire, qui est une méthode empirique simple mais nécessite de connaître le type de déformation. Cette méthode est la moins précise.

Des fabriques de quartz ont déjà été réalisées dans différents rubans de quartz de l'ASRR, toutes compatibles avec un cisaillement senestre [Leloup et al., 1995]. C'est pourquoi nous avons choisi la méthode empirique, basée sur l'utilisation d'une lame auxiliaire.

3.2.2. Principe de l'utilisation de la lame auxiliaire

La lumière naturelle est caractérisée, dans un milieu isotrope, par des vecteurs électromagnétiques vibrant dans toutes les directions perpendiculairement au rayon lumineux. Lorsqu'elle traverse un milieu anisotrope, la lumière est dédoublée en deux ondes perpendiculaires vibrant le long des indices optiques du milieu et qui ont des vitesses de propagation différentes. La différence entre ces vitesses de propagation, donné par la biréfringence ($N_g - N_p$) du milieu traversé, produit un retard optique (ou déphasage).

Dans un microscope polarisant, la lumière naturelle est d'abord filtrée en un plan unique par un polariseur, puis est dédoublée dans les minéraux de la lame mince traversée et, est à nouveau polarisée selon un plan perpendiculaire au premier polariseur. Les ondes lumineuses à la sortie de ce polariseur produisent des interférences qui génèrent les teintes de polarisation observées. Pour le quartz qui est un minéral uniaxe positif (avec $N_{g_quartz} = \text{axe} \langle c \rangle$), ces teintes varient entre le noir, qui correspond à la section éteinte (la section observée est perpendiculaire à l'indice optique N_g), et des nuances de gris (la section du quartz n'est pas perpendiculaire à N_g). L'ajout d'une lame auxiliaire ou teinte sensible (lame mince de gypse de biréfringence connue précisément, dont l'indice optique N_{g_gypse} est orienté à 45° par rapport au haut de la platine augmente le déphasage entre les deux ondes lumineuses et permet de monter dans l'échelle de Newton. Pour le quartz, une teinte sensible augmentant le déphasage de $530\mu\text{m}$ donne une couleur :

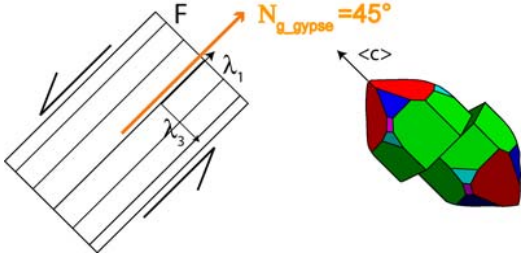
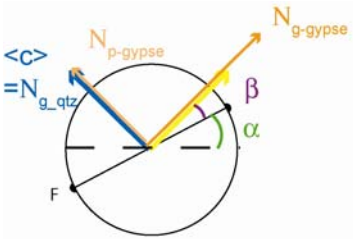
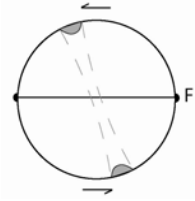
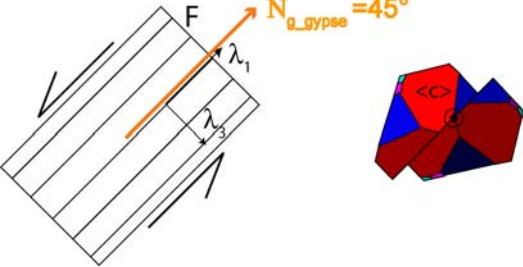
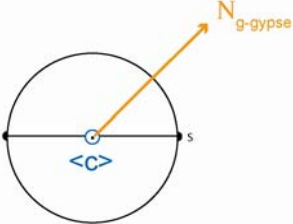
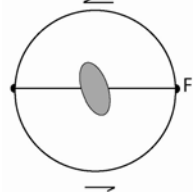
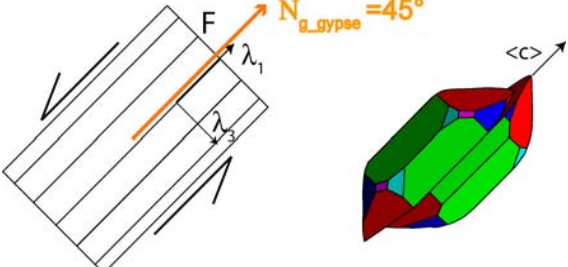
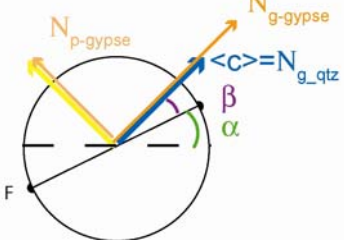
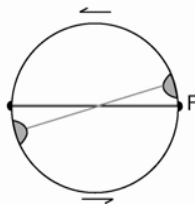
- jaune lorsque l'axe $\langle c \rangle$ est perpendiculaire à N_{g_gypse} et parallèle à N_{p_gypse} (Figure IV-5A).
- rose lorsque l'axe $\langle c \rangle$ est perpendiculaire à N_{g_gypse} et N_{p_gypse} (Figure IV-5B).
- bleue lorsque l'axe $\langle c \rangle$ est parallèle à N_{g_gypse} (Figure IV-5C).

Avec la lame auxiliaire teinte sensible, il est donc possible de déterminer l'orientation préférentielle du réseau cristallin du quartz dans une lame mince. En fonction des systèmes de glissement activés, une gamme de température de déformation peut être déduite (Figure IV-5A). Le protocole pour déterminer cette gamme de température avec une lame auxiliaire ($530\mu\text{m}$, N_g à N_{45° par rapport au haut de la platine du microscope) est le suivant :

7. La foliation de la lame mince est orientée EW par rapport au haut de la platine. L'angle de la foliation est à 0° sur la platine.
8. La platine est tournée jusqu'à obtenir un maximum de bleu dans la lame mince (Figure IV-5B). La couleur dominante bleue indique que la majorité des axes $\langle c \rangle$ des quartz de la lame mince sont orientés parallèlement à l'indice N_g de la lame de gypse. La foliation est orientée pour un angle α sur la platine (Figure IV-5B).
9. β est l'angle entre l'orientation des axes $\langle c \rangle$ des quartz de la lame mince et la foliation. $\beta = 45^\circ - \alpha$, avec 45° , l'orientation imposée de l'indice N_g du gypse par rapport au nord de la platine du microscope. La Figure IV-5B montre la représentation de l'angle β sur un stéréogramme et la Figure IV-5C montre les fabriques des axes $\langle c \rangle$ du quartz correspondantes.
10. Les stéréogrammes montrant les fabriques des axes $\langle c \rangle$ du quartz (Figure IV-5C) permettent de déduire le système de glissement du quartz et donc la gamme de température associée (Figure IV-5D).

(page suivante) :

Figure IV-5 : Tableau explicatif de l'utilisation d'une lame auxiliaire teinte sensible pour la détermination rapide des gammes de température (lignes). La colonne A schématise une lame mince quartzitique dont la foliation est orientée à 45° avec les plans de glissement activés du réseau cristallin pour la gamme de température associée (ligne 1 : basal $\langle a \rangle$, ligne 2 : prismatique $\langle a \rangle$, ligne 3 : prismatique $\langle c \rangle$), ainsi que l'orientation idéale des axes $\langle c \rangle$ par rapport aux axes principaux de l'ellipsoïde de la déformation finie ($\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$). $N_{g\text{-gypse}}$ est l'indice optique de la lame de gypse orienté à 45° . Noter que les plans de glissement activés à basse ou moyenne température sont toujours activés à haute température mais ne sont plus dominants. La colonne B montre sur un stéréogramme l'orientation de $N_{g\text{-gypse}}$ et $N_{p\text{-gypse}}$, les maxima de jaune ou bleu, l'orientation des axes $\langle c \rangle$ des quartz de la lame mince par rapport au $N_{g\text{-gypse}}$, les angles α et β . Quand les axes $\langle c \rangle$ sont orientés perpendiculairement à $N_{g\text{-gypse}}$ et $N_{p\text{-gypse}}$, la couleur dominante des grains de quartz est rose. La colonne C montre le stéréogramme idéal des orientations des axes $\langle c \rangle$ de la lame mince déduit de la colonne B. La colonne D donne la gamme de température de déformation pour les plans de glissement dominants et quelques exemples de littérature associée.

A.	B.	C.	D.
			<p>basal <a> T < 450°C <i>[Burg and Laurent, 1978]</i> <i>[Bouchez and Pêcher, 1981]</i></p>
			<p>prismatique <a> 450 < T < 600°C <i>[Burg and Laurent, 1978]</i> <i>[Bouchez and Pêcher, 1981]</i> <i>[Blacic, 1975]</i> <i>[Nicolas and Poirier, 1976]</i></p>
			<p>prismatique <c> T > 600°C <i>[Gapais and Barbarin, 1986]</i> <i>[Mainprice et al., 1986]</i> <i>[Nicolas and Poirier, 1976]</i></p>

3.2.3. Résultats et validation de la méthode

Cette méthode appliquée sur nos échantillons fournit des températures élevées (Table 1) en cohérence avec les microstructures observées (cf § précédent).

	YU29	YY33	YU42	YU44	YY54	YU61	YY72
Température	600°C	500°C	500°C	500°C	500°C	500°C	500°C

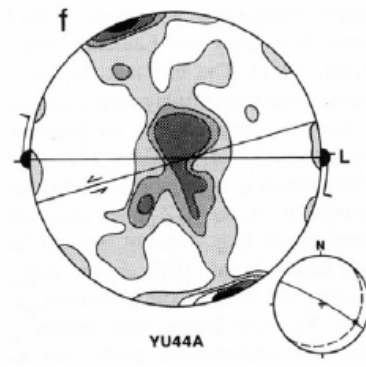
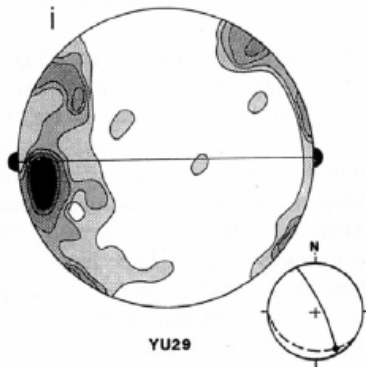
Table 1 : Estimations des températures de déformation des échantillons de roches riches en quartz.

Cette méthode d'estimation de la température est qualitative et reste approximative. Or, deux fabriques d'axes $\langle c \rangle$ du quartz estimées dans ce travail avaient été réalisées avec une platine universelle et également l'EBSD (Electron Back Scattered Diffraction) [Leloup *et al.*, 1995] (Figure IV-6A et B). Nous avons ainsi pu comparer et tester nos estimations de température avec celles effectuées par d'autres méthodes. L'orientation des axes $\langle c \rangle$ de YU29 ([Leloup *et al.*, 1995] ; Figure IV-6A et B) montre une fabrique avec un maximum proche de la foliation, caractéristique d'une température de déformation très élevée et reflétant l'activation du système de glissement prismatique $\langle c \rangle$ [Gapais and Barbarin, 1986; Mainprice *et al.*, 1986]. YU44 montre une fabrique des axes $\langle c \rangle$ du quartz avec des guirlandes obliques (Leloup *et al.*, 1995 ; Figure IV-6 A et B). La fabrique montre plusieurs maxima mais le principal est proche de λ_2 ([Leloup *et al.*, 1995]; Figure IV-6A et B). Cette observation suggère une activation du système de glissement prismatique $\langle a \rangle$ à moyenne température [Blacic, 1975; Bouchez and Pêcher, 1981; Burg and Laurent, 1978; Nicolas and Poirier, 1976].

Dans les deux cas, les estimations de température faites avec la méthode rapide sont cohérentes avec les estimations faites à partir des fabriques de quartz de Leloup *et al.* [1995].

YU29

YU44

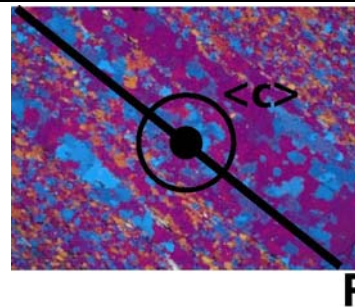
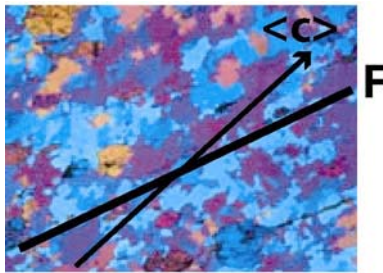
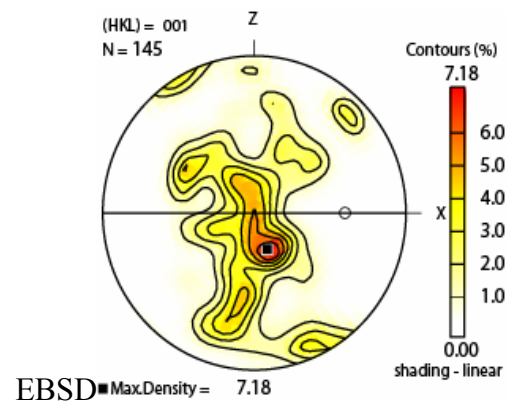
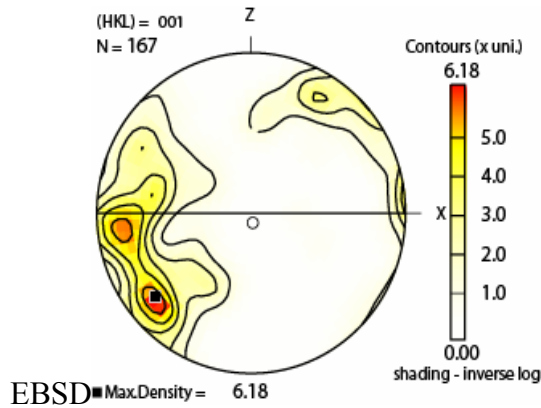


Platine universelle

Leloup *et al.* (1995)

Platine universelle

Leloup *et al.* (1995)



Méthode rapide avec la lame auxiliaire

Méthode rapide avec la lame auxiliaire

Prism<c> => T >600°C

Prism<a> => 500<T≤600°C

Figure IV-6 : Comparaison des orientations des axes $\langle c \rangle$ mesurées selon trois méthodes pour les échantillons YU29 et YU44. Les méthodes sont la platine universelle, l'EBSD (Leloup et al, 1995), et la méthode basée sur l'utilisation d'une lame auxiliaire (cette étude). YU29 montre un maximum proche de λ_1 dans les trois cas, caractéristique de conditions de déformation de hautes températures. YU44 montre des guirlandes obliques avec le principal maximum proche de λ_2 , caractéristique de conditions de moyenne température.

4. Piezomètres et mesures de paléo-contraintes différentielles

4.1. Choix du piézomètre

L'estimation des paléo-contraintes est basée sur la relation piézométrique définie par l'équation (26). Or, plusieurs calibrations piézométriques ont été déterminées, soit expérimentalement par déformation d'agrégats du quartz [*Christie and Ord*, 1980; *Koch*, 1983; *Mercier et al.*, 1977; *Stipp and Tullis*, 2003], soit à partir de modèles théoriques [*De Bresser et al.*, 1998; *De Bresser et al.*, 2001; *Twiss*, 1977]. L'utilisation d'une relation piézométrique dans un cas naturel nécessite donc une bonne identification du ou des mécanismes de recristallisation dynamique par l'observation des microstructures (cf § 1.1).

Dans le massif de l'Ailao Shan, l'ensemble des échantillons de veines de quartz montre des microstructures caractéristiques du régime 3, tel que défini par *Hirth and Tullis* [1992] (Figure IV-2). Parmi les exemples naturels récents où ont été utilisés et testés les piézomètres, et pour des conditions de recristallisation en régime 3 (hautes températures), le piézomètre de *Twiss* [1977] est le plus utilisé et recommandé, particulièrement lorsque des microstructures de type GBM II (§3.1) sont observées [*Dunlap et al.*, 1997; *Gleason and Tullis*, 1995; *Stipp and Tullis*, 2003]. Les piézomètres expérimentaux les plus anciens ne prenaient pas en compte les différents mécanismes de recristallisation, menant à d'importantes erreurs dans la mesure des contraintes [*Gleason and Tullis*, 1995], et les autres modèles théoriques, plus récents, n'ont pas encore été calibrés et testés dans des cas naturels. Cependant, le piézomètre de *Twiss* [1977] est critiqué pour une application incorrecte des équilibres thermodynamiques [*De Bresser et al.*, 1998; *Poirier*, 1985]. Le piézomètre expérimental de *Stipp and Tullis* [2003] peut également être utilisé, mais cette calibration ne serait valable que dans des conditions à la transition entre les régimes 2 et 3.

D'après *Stipp et al.* [2002b] (Figure IV-4), la correspondance des microstructures entre roches déformées expérimentalement et roches déformées naturellement se fait à des températures très différentes. Dans le régime 3 en conditions expérimentales, la fusion partielle est atteinte vers 850°C ce qui correspond en conditions naturelles à des températures autour de 500°C. Les microstructures associées à ce régime en conditions expérimentales ont été nommées GBM I et correspondent aux Figures IV-3C et G. En revanche, les microstructures de type GBM II (Figure IV-3D, E, F) du régime 3 n'ont été observées qu'en conditions naturelles. En conditions expérimentales, la fusion partielle est atteinte avant l'obtention de ces microstructures (Figure IV-4). Ainsi, l'utilisation d'un piézomètre expérimental comme celui de *Stipp and Tullis* [2003] pour le régime de dislocation 3 GBMII, n'est en théorie pas applicable en conditions naturelles car non contraint.

Chacun des deux piézomètres [*Stipp and Tullis*, 2003; *Twiss*, 1977] sont utilisables dans les régimes 2-3, mais sont aussi critiqués ou peu contraint pour des températures élevées. Les microstructures observées dans nos échantillons montrent un régime de dislocation de type 3 à la fois avec de la migration de joints de grain de type I et II (GBM I et GBM II d'après les critères de *Stipp et al.* [2002a], Figure IV-4). Les deux piézomètres ont donc été utilisés dans cette étude à titre de comparaison et leurs paramètres sont présentés dans la Table 2. En remarque, le piézomètre de *Twiss* [1977] s'exprime sous la forme $\sigma = KD^{-x}$ avec D en mm.

	Stipp and Tullis (2003)	Twiss (1977)
B/K	$10^{3.56} = 3631$	5.5
p/x	-1.26	0.68

Table 2 : Paramètres des piézomètres utilisés dans cette étude. Le piézomètre de *Stipp and Tullis* [2003] (équation 1) est expérimental et applicable dans des conditions de régime de recristallisation 2-3. Le piézomètre de *Twiss* [1977] est théorique (D en mm).

4.2. Mesure des paléocontraintes

La mesure des tailles de grains de quartz recristallisés a été effectuée optiquement selon la même technique que *Gueydan et al.* [2005]. Les grains de quartz mesurés ne présentaient pas d'extinction roulante et n'étaient pas en contact avec des phyllosilicates qui ont tendance à adoucir la déformation. Pour chacun des

échantillons, une moyenne des tailles de grain représentative de l'ensemble de l'échantillon a été calculée. A partir de cette moyenne, une contrainte a été déterminée suivant les relations piézométriques choisies.

L'échantillon YU29 montre des tailles de grains de quartz recristallisés entre 50 et 117 μm avec une moyenne de 80.4 μm (Figure IV-7, Table 3). Les tailles de grains recristallisés de l'échantillon YY33 s'échelonnent entre 55 et 115 μm avec un pic bien défini vers 120 μm et une moyenne à 112.4 μm . L'échantillon YU42 présente un minimum de taille de grains recristallisés vers 50 μm et un maximum à 122 μm , avec une moyenne à 86.1 μm . YU 44 montre des tailles de grains recristallisés entre 39 et 111 μm et une moyenne à 71.8 μm . Les tailles des grains recristallisés de l'échantillon YY54 s'étalent entre 39 et 133 μm avec une moyenne de 77.2 μm . YU61 montre des tailles de grains recristallisés entre 61 et 144 μm et une moyenne à 108.5 μm . Enfin, YY72 montre une répartition de la taille des grains bimodale et un peu plus dispersée entre 39 et 261 μm et une moyenne à 111.7 μm .

Cet échantillon pourrait être interprété en considérant deux populations de taille de grains : une première population avec une taille de grains recristallisés inférieure à 100 μm et une seconde population avec une taille de grains recristallisés supérieure à 100 μm (Figure IV-7). Cependant il n'a été observé aucune évidence de relique de gros grains ni de croissance statique de grains. Pour cet échantillon, une seule population de taille de grain a donc été considérée. Excepté l'échantillon YY72, les tailles de grain de quartz recristallisés appartiennent globalement à la même gamme entre environ 40 et 140 μm . La répartition des tailles de grain recristallisés forme une gaussienne, caractéristique des populations de grains recristallisés, avec un pic généralement bien marqué (par exemple YY33, YU42, YU44, YY54, YU61, Figure IV-7)

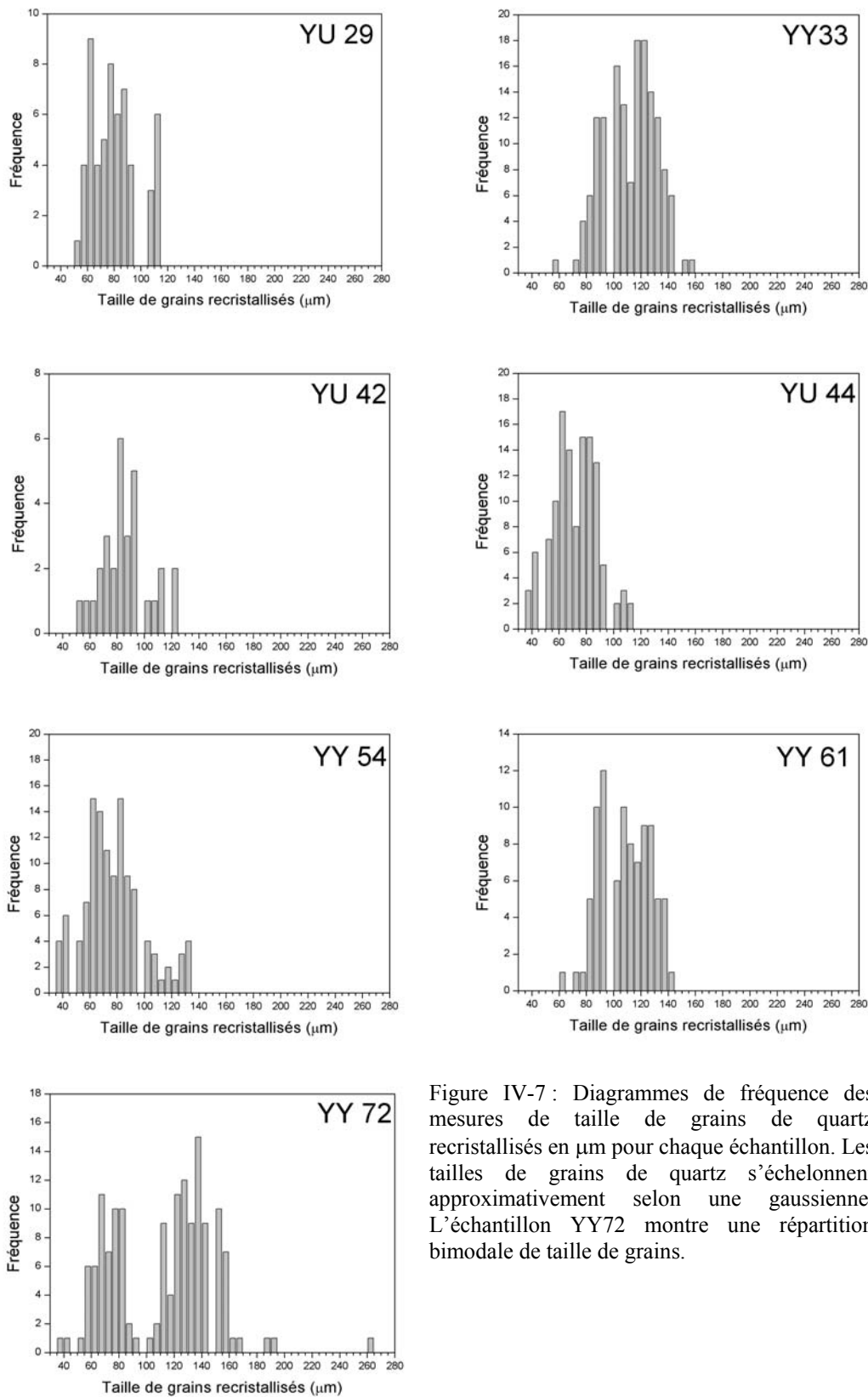


Figure IV-7 : Diagrammes de fréquence des mesures de taille de grains de quartz recristallisés en μm pour chaque échantillon. Les tailles de grains de quartz s'échelonnent approximativement selon une gaussienne. L'échantillon YY72 montre une répartition bimodale de taille de grains.

Pour chacun des échantillons, la contrainte différentielle (MPa) a été calculée à partir de la moyenne de taille de grains de quartz recristallisés en utilisant le piézomètre expérimental de *Stipp and Tullis* [2003] et le piézomètre théorique de *Twiss* [1977]. Les résultats sont présentés dans la Table 3. La contrainte différentielle calculée pour l'échantillon YU29 est de 21.3 ± 3.7 MPa avec le piézomètre de *Stipp and Tullis* [2003] et de 31.4 ± 4.4 MPa avec le piézomètre de *Twiss* [1977]. La contrainte différentielle calculée pour l'échantillon YY33 est de 16.1 ± 2.3 MPa et de 24.7 ± 3 MPa pour les piézomètres de *Stipp and Tullis* [2003] et *Twiss* [1977] respectivement. Pour YU42, les contraintes différentielles sont de 20.1 ± 3.5 MPa et 29.6 ± 5.1 MPa avec les piézomètres de *Stipp and Tullis* [2003] et de *Twiss* [1977] respectivement. L'échantillon YU44, prélevé à proximité de YU42, montre une contrainte différentielle de 23.4 ± 4.7 MPa avec le piézomètre de *Stipp and Tullis* [2003] et de 34.1 ± 5.8 MPa avec le piézomètre de *Twiss* [1977]. La contrainte différentielle estimée pour YY54 est de 22.5 ± 4.6 MPa avec le piézomètre de *Stipp and Tullis* [2003] et de 32.9 ± 5.8 MPa avec le piézomètre de *Twiss* [1977]. Les valeurs de contrainte différentielle obtenues pour YU61 sont de 16.5 ± 2.3 MPa et 25.3 ± 3.1 MPa avec les piézomètres de *Stipp and Tullis* [2003] et *Twiss* [1977] respectivement. Enfin, l'échantillon YY72 montre des valeurs de contrainte différentielle proches de YU 61 avec 17.3 ± 5.2 MPa et 26.2 ± 6.6 MPa pour les piézomètres de *Stipp and Tullis* [2003] et *Twiss* [1977].

Dans l'ensemble, les valeurs de contraintes différentielles sont supérieures de environ 7 MPa avec le piézomètre de *Twiss* [1977] par rapport au piézomètre de *Stipp and Tullis* [2003]. Par ailleurs, les différents échantillons ont des valeurs de contrainte différentielles relativement proches, de 16 à 23 MPa avec le piézomètre de *Stipp and Tullis* [2003] par exemple. Cependant les échantillons peuvent être séparés en deux groupes ayant des contraintes différentielles proches : YY33, YU61 et YY72 d'une part et YU29, YU42, YU44 et YY54 d'autre part.

Echantillon	Nb grains	Taille moyenne (µm)	Ecart-type (µm)	Contrainte différentielle (Mpa)	
				<i>Stipp and Tullis, 2003</i>	<i>Twiss, 1977</i>
YU29	60	80.4	17.5	20.6 +4.4/-3	27.8 +5.1/-3.5
YY33	150	112.4	18.7	15.8 +2.5/-1.8	22.2 +3/-2.2
YU42	30	86.1	17.8	19.5 +3.9/-2.7	26.6 +4.5/-3.2
YU44	120	71.8	16.7	22.5 +5.2/-3.4	30 +5.9/-4
YY54	120	77.2	19.2	21.2 +6.6/-4	28.6 +7.5/-4.5
YU61	90	108.5	17.8	16.2 +2.5/-1.9	22.7 +3/-2.2
YY72	150	111.7	36.4	15.8 +5.9/-3.2	22.3 +6.9/-3.9

Table 3 : Estimation des paléo-contraintes (MPa) à partir de la mesure des tailles de grains de quartz récrystallisés.

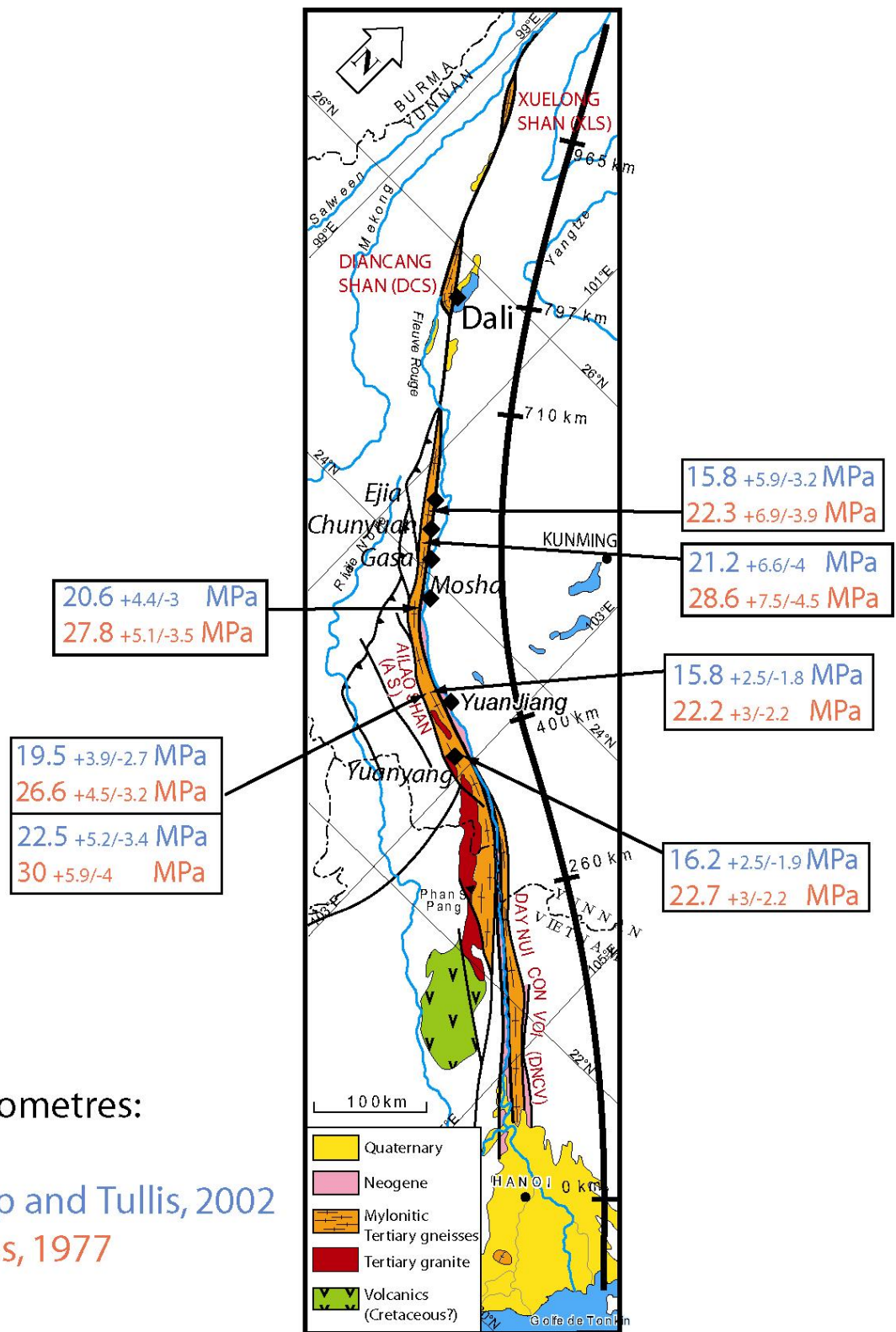


Figure IV-8 : Valeurs des contraintes moyennes estimées à partir du piézomètre expérimental de *Stipp and Tullis* (2003) (en bleu) et du piézomètre théorique de *Twiss* (1977) (en vert) le long de la zone de cisaillement de l’Ailao Shan-Fleuve Rouge (massif de l’Ailao Shan).

5. Lois de fluage et paléo-vitesses de déformation

5.1. Choix des lois de fluage

Comme le quartz est un matériau commun de la croûte terrestre, de nombreuses études expérimentales ont été effectuées sur ce matériau afin de comprendre sa rhéologie ([*Gleason and Tullis*, 1995] et références incluses). Cependant, les lois de fluage déduites de ces travaux sont souvent très discutées, particulièrement les plus anciennes, car :

1. L'utilisation de la presse de déformation de type Griggs a fourni des résistances d'agrégats quartzitiques surestimées,
2. Certaines lois de fluage ont été calculées à partir de roches de plusieurs origines et présentent des mécanismes de recristallisation différents. Ces lois de fluage sont donc très approximées.
3. de nombreuses expériences n'atteignaient pas l'état stationnaire, qui nécessite de très fortes déformations.

De plus, il est probable que les différents régimes de recristallisation dynamique (Bulging, Rotation de joints de grain : SGR, Migration de joints de grain : GBM) puissent correspondre à des paramètres de lois de fluage différents [*Gleason and Tullis*, 1995].

Nous avons donc choisi des lois de fluage relativement récentes, qui ont déjà été extrapolées et discutées dans des cas naturels [*Hirth et al.*, 2001 ; *Stipp and Tullis*, 2003]. Les paramètres de ces lois de fluage sont résumés dans la Table 4. La loi de fluage de *Hirth et al.*[2001] a la particularité d'avoir été déterminée à partir de données (vitesses de déformation et contraintes) d'un exemple naturel (Duplex de Ruby Gap, Australie) ; cette loi de fluage inclut un terme de fugacité de l'eau, qui n'avait pas été introduit dans les lois de fluage précédentes.

	Q (Kj.mol ⁻¹)	A (MPa ⁻ⁿ s ⁻¹)	n	m
Paterson & Luan (1990)	135	6.5 x 10 ⁻⁸	3.1	
Luan & Paterson (1992)	152	4 x 10 ⁻¹⁰	4	
Gleason & Tullis (1995)	223	1.1 x 10 ⁻⁴	4	
Hirth et al.(2001)	135	6.30957 x 10 ⁻¹²	4	1

Table 4 : Paramètres des lois de fluage du quartz utilisées dans cette étude. Les calibrations de Luan & Paterson (1992) et de Gleason & Tullis (1995) sont expérimentales. Les paramètres de Paterson & Luan (1990) et de Hirth et al. (2001) ont été contraints à partir de données géologiques.

5.2. Mesure des paléovitesse de déformation

A partir des contraintes et de la température de déformation déterminées précédemment, il est possible d'estimer une vitesse de déformation pour chaque échantillon en utilisant des lois de fluage du quartz. Les lois de fluage de [Gleason and Tullis, 1995; Luan and Paterson, 1992; Paterson and Luan, 1990] ne prennent pas en compte le rôle de la fugacité de l'eau dans ces lois. En revanche, la loi de fluage établie par Hirth et al. [2001] introduit un terme de fugacité de l'eau (cf Equation 28). La fugacité de l'eau f_{H_2O} (MPa), pour une certaine profondeur de la croûte, correspond à la pression lithostatique (P_1 en MPa ou Kg.m⁻¹.s⁻²) à cette profondeur multipliée par le coefficient de fugacité, qui est dépendant de la pression et température du milieu :

$$f_{H_2O} = \text{coeff. de fugacité} * \rho g z$$

avec ρ , la masse volumique de la croûte inférieure (2800 Kg.m⁻³), g l'accélération de la pesanteur (9.81 m.s⁻²) et z la profondeur (15-20 km pour nos échantillons)

Le coefficient de fugacité est déterminé d'après les travaux de Tödheide [1972]. Nos échantillons ont été déformés à une température estimée à 500°C (ce chapitre § 3.2.3), une pression de 2kb (cf. Fig II-6b, massif de l'Ailao-Shan) et à une profondeur d'environ 15 km. Le coefficient de fugacité correspondant à ces

température et pression est de 0.361, et la fugacité est calculée à 148.7 MPa. YY29 est une exception puisque sa température de déformation est estimée à 600°C ; la pression correspondante sur le chemin P-T-t (Figure II-6b) est de 3 kbar pour une profondeur de 20km. Le coefficient de fugacité pour cet échantillon est de 0.512, et la fugacité associée est de 281.3 MPa.

La table 5 présente les vitesses de déformations pour chaque échantillon calculées à partir des différentes lois de fluage et des deux piézomètres sélectionnés.

Sur l'ensemble des échantillons, c'est-à-dire sur la totalité du massif de l'Ailao Shan, et quel que soient les lois de fluage et piézomètres utilisés, les vitesses de déformation s'étalent entre 10^{-15}s^{-1} pour les plus lentes, et 10^{-12}s^{-1} pour les plus rapides. Cette gamme de vitesse de déformation pour une zone de cisaillement ductile est tout à fait cohérente avec les estimations de vitesses de déformation géologiques de *Pfiffner and Ramsay* [1982].

L'échantillon YY33 qui correspond à l'affleurement étudié au chapitre III (noté C1 dans la coupe C11 de *Leloup et al.* [1995] montre les vitesses de déformation les plus lentes. L'échantillon YU 44 présente les vitesses de déformation les plus rapides avec les lois de fluage n'intégrant pas la fugacité de l'eau. Or cet échantillon a été prélevé au niveau d'une faille bordant la zone de cisaillement au SW au niveau de la coupe C [*Leloup et al.*, 1995]. Une déformation plus importante au niveau de cette faille qu'au cœur de la zone de cisaillement pourrait expliquer ces vitesses de déformation un peu plus rapides. En appliquant la loi de fluage de *Hirth et al.* [2001], c'est l'échantillon YU29 qui montre les vitesses de déformation les plus rapides. Or, YU 29 correspond à l'échantillon le plus chaud (600°C) impliquant une fugacité plus élevée et une viscosité de la roche plus faible, ce qui permet d'expliquer ces valeurs de vitesses de déformation.

Les contraintes déduites du piézomètre de *Stipp and Tullis* [2003] sont plus faibles que celles déduites du piézomètre de *Twiss* [1977] et fournissent en conséquence des vitesses de déformation plus lentes. La différence de vitesse de déformation reste toujours inférieure à un ordre de grandeur.

Les vitesses de déformation les plus rapides sont données par la loi de fluage de *Paterson and Luan* [1990] ($7.28 \times 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ à $1.87 \times 10^{-12} \text{ s}^{-1}$) avec le piézomètre de *Twiss* [1977], tandis que la loi de fluage de *Luan and Paterson* [1992] mène aux vitesses de déformation les plus lentes (de $5.17 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ à $1.75 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$). Les lois

de fluage de *Gleason and Tullis* [1995] et *Hirth et al.* [2001] fournissent des vitesses de déformation intermédiaires.

Echantillons		Vitesse de déformation (s ⁻¹)			
		P&L (1990)	L&P (1992)	G&T (1995)	Hirth <i>et al.</i> (2001)
YU29 (600°C, 3Kb, 20km)	T (1977)	1.48x10 ⁻¹²	1.29x10 ⁻¹⁴	5.64x10 ⁻¹⁴	8.05x10 ⁻¹³
	S&T (2001)	5.78x10 ⁻¹³	3.84x10 ⁻¹⁵	1.68x10 ⁻¹⁴	2.40x10 ⁻¹³
YY33 (500°C, 2Kb, 15km)	T (1977)	7.28x10 ⁻¹³	5.17x10 ⁻¹⁵	2.27x10 ⁻¹⁴	1.71x10 ⁻¹³
	S&T (2001)	2.53x10 ⁻¹³	1.32x10 ⁻¹⁵	5.80x10 ⁻¹⁵	4.37x10 ⁻¹⁴
YU42 (500°C, 2Kb, 15km)	T (1977)	1.28x10 ⁻¹²	1.07x10 ⁻¹⁴	4.68x10 ⁻¹⁴	3.53x10 ⁻¹³
	S&T (2001)	4.88x10 ⁻¹³	3.08x10 ⁻¹⁵	1.35x10 ⁻¹⁴	1.02x10 ⁻¹³
YU44 (500°C, 2Kb, 15km)	T (1977)	1.87x10 ⁻¹²	1.75x10 ⁻¹⁴	7.65x10 ⁻¹⁴	5.77x10 ⁻¹³
	S&T (2001)	7.61x10 ⁻¹³	5.48x10 ⁻¹⁵	2.40x10 ⁻¹⁴	1.81x10 ⁻¹³
YU54 (500°C, 2Kb, 15km)	T (1977)	1.61x10 ⁻¹²	1.44x10 ⁻¹⁴	6.30x10 ⁻¹⁴	4.75x10 ⁻¹³
	S&T (2001)	6.38x10 ⁻¹³	4.37x10 ⁻¹⁵	1.91x10 ⁻¹⁴	1.44x10 ⁻¹³
YU61 (500°C, 2Kb, 15km)	T (1977)	7.84x10 ⁻¹³	5.69x10 ⁻¹⁵	2.49x10 ⁻¹⁴	1.88x10 ⁻¹³
	S&T (2001)	2.76x10 ⁻¹³	1.48x10 ⁻¹⁵	6.47x10 ⁻¹⁵	4.88x10 ⁻¹⁴
YY72 (500°C, 2Kb, 15km)	T (1977)	7.38x10 ⁻¹³	5.26x10 ⁻¹⁵	2.30x10 ⁻¹⁴	1.74x10 ⁻¹³
	S&T (2001)	2.57x10 ⁻¹³	1.35x10 ⁻¹⁵	5.91x10 ⁻¹⁵	4.46x10 ⁻¹⁴

Table 5 : Vitesses de déformation calculées pour chaque échantillon avec différentes lois de fluage : Paterson and Luan (1990) (P&L), Luan and Paterson (1992) (L&P), Gleason and Tullis (1995) (G&T) and Hirth *et al.* (2001). Les vitesses de déformation ont été calculées à partir des contraintes estimées avec le piézomètre théorique de Twiss (1977) (T) et avec le piézomètre expérimental de Stipp and Tullis (2001) (S&T). Pour chaque échantillon, une température de déformation a été estimée à partir de l'orientation des axes <c> du quartz (voir la méthode § 3.2), la pression est déterminée par les estimations P-T-t (Chapitre II, figure II-6b) et la profondeur est calculée pour un gradient géothermique de 30°C/km environ. YY29 a une fugacité de 281.3 MPa et les autres échantillons ont une fugacité de 148.7MPa.

6. Discussion

6.1. Validité des piézomètres

Actuellement, il n'existe pas de piézomètre bien défini pour des conditions de recristallisation dynamique de haute température et qui correspond à des microstructures de type GBM II. Le piézomètre de *Stipp and Tullis* [2003] ne peut pas être utilisé selon *Stipp et al.* [2002a] lorsque les microstructures du quartz sont de

type GBMII, car ces microstructures n'ont pas été identifiées avant la fusion partielle en conditions expérimentales. Par ailleurs, le piézomètre de *Twiss* [1977] est largement recommandé pour le régime de dislocation 3 observé en conditions naturelles [Dunlap et al., 1997; Gleason and Tullis, 1995; Stipp et al., 2002a], malgré le fait que ce piézomètre ne semble pas respecter l'application des équilibres thermodynamiques [De Bresser et al., 1998]. Comme argumenté au § 4, les deux piézomètres ont été testés. La différence des valeurs des contraintes entre les piézomètres de *Twiss* [1977] et de *Stipp and Tullis* [2003] est de l'ordre de 7 MPa pour tous les échantillons (Table 3) ce qui correspond à environ 30% de différence.

Tous les échantillons montrent des microstructures de type GBMII excepté l'échantillon YU42 qui montre une microstructure de type GBMI (Figure IV-3). Or, cet échantillon montre le même écart de 7 MPa, entre les valeurs de contraintes déduites du piézomètre de *Twiss* [1977] et du piézomètre de *Stipp and Tullis* [2003]. Cette observation n'est pas un argument suffisant pour conclure à la validité du piézomètre expérimental de *Stipp and Tullis* [2003] pour l'ensemble du régime 3 (GBMI et GBMII), mais il serait intéressant de comparer les estimations des contraintes déduites des différents piézomètres pour des objets géologiques montrant les deux types de microstructures. Comme le piézomètre de *Stipp and Tullis* [2003] ne peut pas être contraint pour de hautes températures et pour des microstructures de type GBMII, des tests en conditions naturelles comparés à un piézomètre supposé fiable peut être une solution.

Lorsque les piézomètres sont utilisés dans une loi de fluage, la différence entre les valeurs des contraintes génère des différences de vitesses de déformation (Table 5). Ces différences de vitesse de déformation induisent que la validité des lois de fluage dépend directement du choix et de la validité du piézomètre.

6.2. Test des lois de fluage

Outre le choix du piézomètre qui détermine les valeurs des contraintes introduites dans les lois de fluage, la température doit également être très bien définie. Dans les précédentes études, la température a été estimée, soit par modèle thermique [Dunlap, 1997; Dunlap et al., 1997], soit en déterminant un chemin P-T à partir d'assemblages

minéralogiques [Stipp *et al.*, 2002a]. Dans cette étude, l'estimation de la température est basée sur les fabriques d'axes $\langle c \rangle$ du quartz ; nous avons utilisé une méthode empirique qui paraît approximative, mais les résultats sont cohérents avec à la fois les estimations de température déduite des orientations des axes $\langle c \rangle$ (Figure IV-6), les microstructures observées qui ont probablement été gelées au cours de l'exhumation, et avec le chemin P-T-t du massif de l'Ailao Shan (cf §2). Ces méthodes fournissent une gamme de température pour laquelle les processus de recristallisation dynamique se produisent, qui peut varier au minimum de $\pm 50^\circ\text{C}$, tout au moins pour les assemblages minéralogiques et l'orientation des axes $\langle c \rangle$. En supposant une gamme de $\pm 50^\circ\text{C}$, la vitesse de déformation varie en conséquence d'un ordre de grandeur. La température reste donc un paramètre critique dans l'évaluation des lois de fluage et nécessite d'être estimée le plus précisément possible.

Quelle que soit la loi de fluage utilisée, les vitesses de déformation (10^{-12} à 10^{-15} s^{-1} , Table 5) sont cohérentes avec les estimations de vitesses de déformation géologiques générales de *Pfiffner and Ramsay* [1982] (gamme entre 10^{-12} à 10^{-15} s^{-1}). D'autre part, la vitesse de déformation globale estimée sur l'ensemble de la zone de cisaillement est de l'ordre de 10^{-13} s^{-1} , et nous avons estimé une vitesse de déformation locale minimum de $3 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ au sein de la zone de cisaillement. La loi de fluage de *Luan and Paterson* [1992] fournit des vitesses de déformation trop lentes par rapport à la gamme de vitesse de déformation estimée sur la zone de cisaillement du Fleuve Rouge (Table 5), tandis que la loi de fluage de *Paterson and Luan* [1990] tend à fournir des vitesses de déformation globalement plus rapides que les estimations de vitesse de déformation globale et locale faites sur cette zone de cisaillement. En première approche, il semblerait que les lois de fluage de *Gleason and Tullis* [1995] et de *Hirth et al.* [2001] soient les plus adaptées quel que soit le piézomètre considéré.

Ces données seront à nouveau discutées dans le chapitre V en comparant la vitesse de déformation calculée à partir des filons syntectoniques (chapitre III) et celle déduite des mesures de paléopiézomètres (ce chapitre) sur le même affleurement.

Conclusion

Dans ce chapitre ont été estimées des valeurs de contraintes dans des roches mylonitiques riches en quartz le long du massif de l'Ailao-Shan de la zone de cisaillement du Fleuve Rouge. Deux piézomètres du quartz ont été utilisés : le piézomètre expérimental de *Stipp and Tullis* [2003] et le piézomètre de *Twiss* [1977]. Les valeurs de contraintes obtenues sont faibles de l'ordre de 15 à 30 MPa. La différence des résultats de contraintes entre les deux piézomètres utilisés est relativement faible de l'ordre de 7 MPa et constante pour l'ensemble des échantillons.

Dans une seconde partie, des vitesses de déformation ont été calculées en utilisant plusieurs lois de fluage [*Gleason and Tullis*, 1995; *Hirth et al.*, 2001; *Luan and Paterson*, 1992; *Paterson and Luan*, 1990] pour les contraintes calculées précédemment et pour des températures estimées aux environs de 500-600°C. Les vitesses de déformation sont comprises entre 10^{-12} s^{-1} et 10^{-15} s^{-1} pour l'ensemble des lois de fluage utilisées.

La discussion aborde la validité des piézomètres utilisés dans des conditions de température élevées. Les valeurs déduites du piézomètre théorique de *Twiss* [1977] sont comparées à celles déduites du piézomètre expérimental de *Stipp and Tullis* [2003]. Les résultats très proches semblent indiquer que le piézomètre de *Stipp and Tullis* [2003] est également valable pour des cas naturels de hautes températures.

Un second point compare les différentes lois de fluage utilisées. Les vitesses de déformation sont dépendantes d'une part des contraintes et d'autre part de la température estimées. Tester les lois de fluage nécessite donc un piézomètre et plus particulièrement une température de déformation bien définis. Pour nos estimations de températures et de paléo-contraintes, les lois de fluage de *Gleason and Tullis* [1995] et de *Hirth et al.* [2001] semblent les plus proches de nos valeurs globales et locales de vitesse de déformation.

Chapitre V.

Synthèse et perspectives

1. Vitesses de déformation locales : quelle déformation dans les zones de cisaillement ?

1.1. Bilan de la mesure in situ de vitesse de déformation à partir des filons syntectoniques

Nous avons développé une méthode directe (*in situ*) pour mesurer des vitesses de déformation à partir de filons syntectoniques dans une zone de cisaillement décrochante bien contrainte : l'Ailao Shan-Fleuve Rouge. Cette méthode combine la quantification de la déformation des filons (mesure de la déformation cisailante γ) et la datation de la mise en place des filons par la méthode $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ sur monazites.

La déformation cisailante a été évaluée par trois méthodes ; la première méthode, basée sur l'élongation des filons (méthode stretching), et la seconde méthode, basée sur la rotation des filons (méthode angle), supposent un angle initial identique pour tous les filons. La troisième méthode (méthode combinée) recalcule l'angle initial à partir des mesures d'élongation des filons et de leur angle final. Les déformations cisailantes calculées sont des valeurs minimales car la largeur initiale des filons, qui est utilisée pour déterminer leurs élongations, est sous-estimée. Pour des γ faibles, cette sous-estimation ne doit pas être importante ; en revanche, dans le cas de forts γ , la mesure de l'extension quadratique λ est plus difficile et la sous-estimation doit plus importante (cf chapitre III). La sous-estimation de la déformation cisailante est difficilement quantifiable, mais il semble peu probable qu'elle soit supérieure à 50% (Chapitre III).

La méthode directe de vitesse de déformation développée dans cette thèse fournit des estimations de vitesse de déformation minimales mais cohérentes avec les vitesses de déformation géologiques de *Pfiffner and Ramsay* [1982] (10^{-12} à 10^{-15}s^{-1}). Quel que soit la méthode utilisée pour estimer les γ (stretching, angle ou combinée), les vitesses de déformation moyennes à l'échelle de l'affleurement sont de $3 \times 10^{-14}\text{s}^{-1}$

(Figure V-1). Testée dans un contexte géologique bien défini, cette méthode apparaît fiable et peut être utilisée dans d'autres zones de cisaillement.

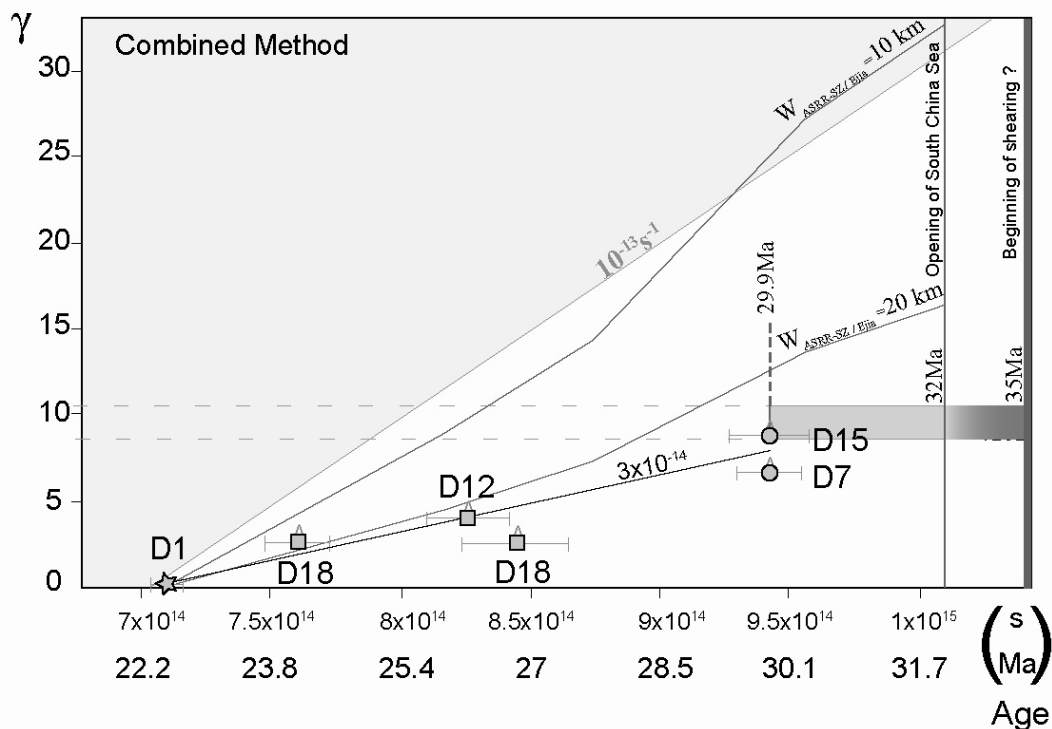


Figure V-1 : Vitesse de déformation moyenne à l'échelle de l'affleurement estimée à partir de la méthode combinée (cf chapitre III)

1.2. Modèle de déformation homogène

La vitesse de déformation estimée localement à l'échelle d'un affleurement ($3 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$) est inférieure de presque un ordre de grandeur à la vitesse de déformation moyenne estimée pour l'ensemble de la zone de cisaillement de l'ASRR ($\sim 10^{-13} \text{ s}^{-1}$).

La mesure d'une vitesse de déformation moyenne à l'échelle de l'ensemble de la zone de cisaillement sous-entend une déformation homogène sur toute la largeur de la zone de cisaillement. Le modèle de déformation correspondant est constitué de deux blocs rigides non déformés séparés par une zone où se localise toute la déformation. Nous nommerons cette zone de déformation : **zone de cisaillement équivalente** (Figure V-2).

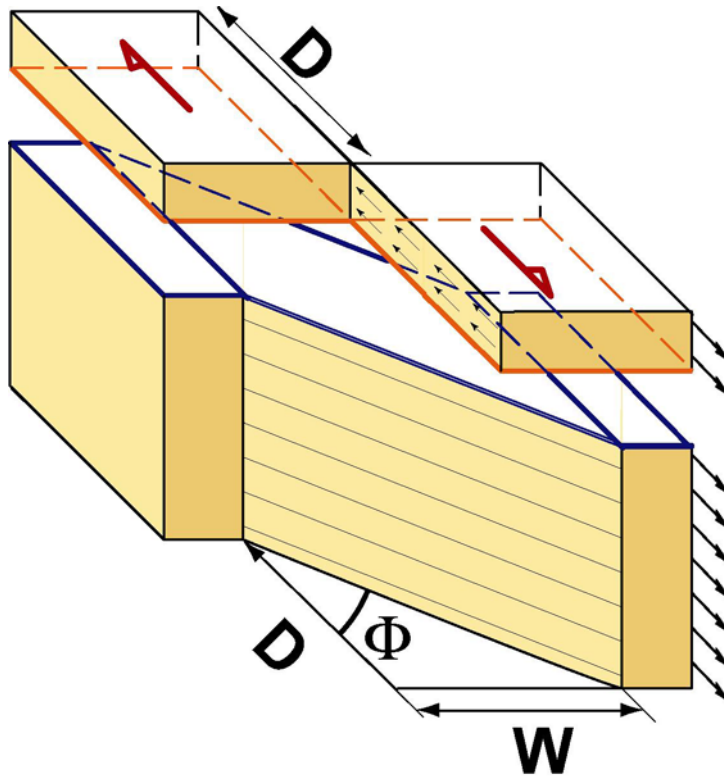


Figure V-2 : Schéma d'une zone de cisaillement équivalente (dextre). La déformation y est homogène. D est le déplacement accumulé par cisaillement sur la faille cassante, W est la largeur de la zone déformée ductilement, ϕ est l'angle de cisaillement.

Dans un modèle de zone de cisaillement équivalente, où la vitesse de déplacement est connue, l'estimation d'une vitesse de déformation permet de déduire une largeur équivalente de zone de cisaillement. Si l'on suppose que l'ASRR est une zone de cisaillement équivalente, alors une vitesse de déformation de $1 \times 10^{-13} \text{s}^{-1}$ fournirait une largeur équivalente de 12 km (en considérant une vitesse de déplacement de 4cm/an, cf Chapitre II). Une vitesse de déformation de $3 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$ dans une zone de cisaillement équivalente correspondrait à une largeur équivalente de 42 km (pour la même vitesse de déplacement).

Or, la largeur de la zone de cisaillement de l'ASRR observée sur le terrain est comprise entre 10 et 15km. De plus, aucune schistosité importante n'est décrite au-delà des bordures de la zone de cisaillement [e.g. *Leloup et al.*, 1995].

Il semble donc peu vraisemblable que la zone de cisaillement soit beaucoup plus large que 15 à 20 km. Ceci suggère que le modèle de zone de cisaillement équivalent ne soit pas un modèle adapté au mode de déformation de cette zone de cisaillement.

1.3. Validité des lois de fluage expérimentales

Sur l’affleurement étudié, plusieurs vitesses de déformation ont été estimées avec deux méthodes différentes :

- une méthode directe à partir de filons syntectoniques qui combine datation de la mise en place des filons et quantification de leur déformation (chapitre III).
- une méthode indirecte qui consiste à mesurer une contrainte, estimer la température de déformation et introduire ces données dans une loi de fluage (chapitre IV).

A l’échelle d’un affleurement, les vitesses de déformation estimées par ces deux méthodes (directe et indirecte) devraient être similaires, ou tout au moins se situer dans le même ordre de grandeur. Or, il existe plusieurs lois de fluage expérimentales pour le quartz. La principale difficulté de la méthode indirecte réside donc dans le choix de l’une de ces lois de fluage, car pour un même échantillon, l’extrapolation en conditions naturelles de ces lois de fluage peuvent fournir une gamme de vitesses de déformation de plusieurs ordres de grandeur [Jerabek *et al.*, 2007].

Confronter les deux estimations indépendantes de vitesse de déformation, par la méthode directe et la méthode indirecte, conduit donc à tester la validité des lois de fluage utilisées.

Pour calculer des vitesses de déformation avec la méthode indirecte, nous avons choisi quatre lois de fluage qui sont généralement utilisées dans la littérature : P&L [Paterson and Luan, 1990], L&P [Luan and Paterson, 1992], G&T [Gleason and Tullis, 1995] et celle qui intègre la fugacité de l’eau [Hirth *et al.*, 2001]. Pour le même affleurement (C1), les vitesses de déformation calculées à partir de différentes lois de fluage du quartz sont comprises entre $5.17 \times 10^{-15} \text{s}^{-1}$ et $7.28 \times 10^{-13} \text{s}^{-1}$ en utilisant le piézomètre théorique de Twiss [1977] pour déterminer la contrainte, et entre $1.32 \times 10^{-15} \text{s}^{-1}$ et 2.53×10^{-13} en utilisant le piézomètre expérimental de Stipp and Tullis [2003] (Table 6, Figure V-3).

Quel que soit le piézomètre utilisé, la loi de fluage de P&L [1990] fournit des vitesses de déformation locales beaucoup plus rapides que la vitesse de déformation obtenue avec la méthode directe. De même, la loi de fluage de L&P [1992] fournit des vitesses de déformation beaucoup plus lentes. En revanche, les lois de fluage de

G&T [1995] et *Hirth et al.* [2001] donnent des gammes de vitesses de déformation plus proches de celle mesurée avec la méthode directe (Table 6, Figure V-3).

Vitesse de déformation (s^{-1})					
		P&L (1990)	L&P (1992)	G&T (1995)	Hirth <i>et al.</i> (2001)
YY33 (500°C, 2Kb, 15km)	T (1977)	7.28×10^{-13}	5.17×10^{-15}	2.27×10^{-14}	1.71×10^{-13}
	S&T (2003)	2.53×10^{-13}	1.32×10^{-15}	5.80×10^{-15}	4.37×10^{-14}

Table 6 : Vitesses de déformation de l’affleurement étudié déterminées pour différentes lois de fluage (P&L : Paterson and Luan, 1990 ; L&P : Luan and Paterson, 1992 ; G&T : Gleason and Tullis, 1995 ; Hirth *et al.*, 2001) à partir de contraintes mesurées avec deux paléopiézomètres (T : Twiss, 1977 ; S&T : Stipp and Tullis, 2003).

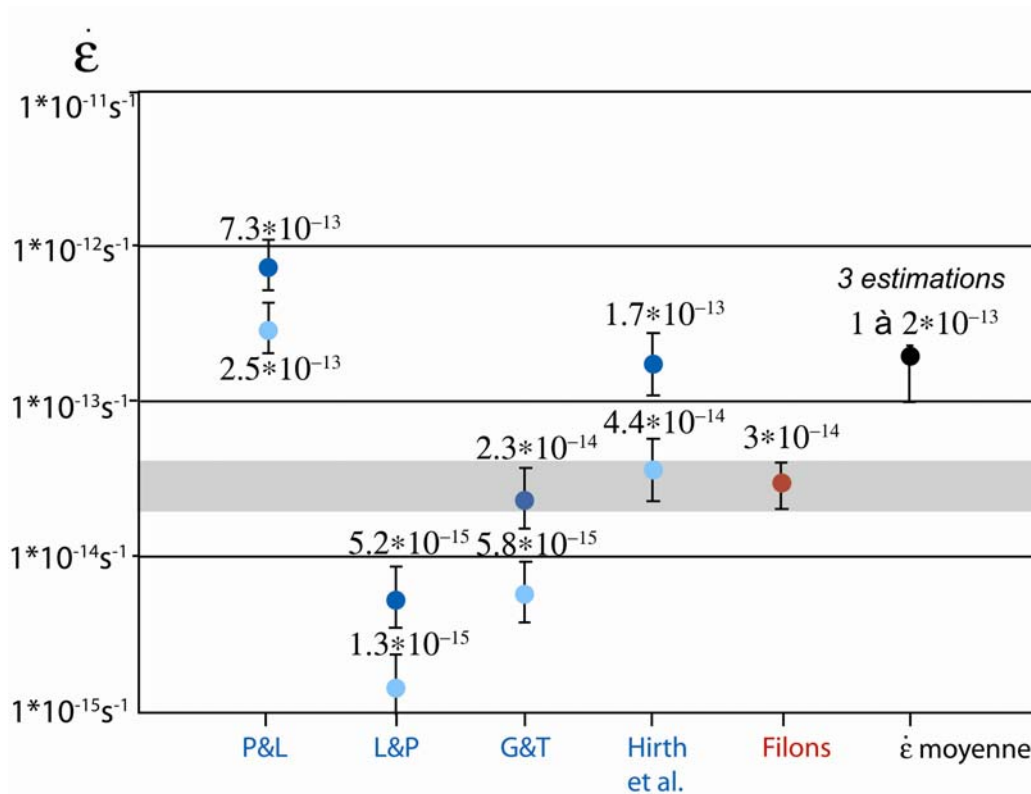


Figure V-3 : Estimations indépendantes de vitesses de déformation de la zone de cisaillement du fleuve rouge. En bleu, les vitesses de déformation ont été estimées localement à partir de lois de fluage P&L [Paterson and Luan, 1990], L&P [Luan and Paterson, 1992], G&T [Gleason and Tullis, 1995], *Hirth et al.* [2001]. En bleu clair, la contrainte insérée dans la loi de fluage est déduite du piézomètre de *Stipp and Tullis* [2003] et en bleu foncé du piézomètre de *Twiss* [1977]. En rouge, la vitesse de déformation a été estimée localement à partir de filons syntectoniques (ce travail, chapitre III). En noir, la gamme de vitesse de déformation correspond à la vitesse de déformation moyenne de la zone de cisaillement.

Si l'on compare pour ces deux lois de fluage les différents résultats obtenus en fonction du piézomètre utilisé, on constate que la loi de fluage de G&T [1995] utilisant la contrainte déduite du piézomètre de *Twiss* [1977] fournit une vitesse de déformation dans la gamme des vitesses de déformation issues de la méthode directe (Figure V-3). Au contraire, l'utilisation du piézomètre de S&T [2003] dans cette même loi de fluage mène à une vitesse de déformation beaucoup plus lente. La loi de fluage de *Hirth et al.* [2001] donne une vitesse de déformation relativement rapide (Figure V-3) avec le piézomètre de *Twiss* [1977] qui correspond aux estimations de vitesse de déformation moyenne de la zone de cisaillement. Pour la même loi de fluage et la contrainte déduite du piézomètre de S&T [2003], la vitesse de déformation est cohérente avec celle déduite de la méthode directe.

La vitesse de déformation déterminée à partir des filons syntectoniques (méthode directe) est une valeur minimale, car la quantité de déformation mesurée dans les filons est sous-estimée. Ceci suggère que les vitesses de déformation de l'affleurement sont strictement supérieures à $3 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$, mais comme argumenté dans l'article (chapitre III) et paragraphe ci-dessus, elles ne devraient pas excéder $1 \times 10^{-13} \text{s}^{-1}$. D'après ces estimations, et en admettant que la température de déformation soit bien définie, la loi de fluage de G&T [1995] fournit uniquement une valeur minimale de vitesse de déformation, et ce en utilisant le piézomètre de *Twiss* [1977] pour estimer la contrainte. Avec ce même piézomètre qui est largement utilisée dans la littérature pour ce régime de dislocation, la loi de fluage de *Hirth et al.* [2001] fournit une vitesse de déformation au-delà du maximum de vitesse de déformation estimée pour cet affleurement avec la méthode directe (cf paragraphe précédent) et tend donc à surestimer la vitesse de déformation. Avec une contrainte déterminée à partir du piézomètre de *Twiss* [1977], ces deux lois de fluage semblent déterminer les bornes minimale et maximale pour la vitesse de déformation de cet affleurement.

Des mesures de vitesses de déformation ont été effectuées en différents affleurements du massif de l'Ailao Shan en utilisant la méthode indirecte (piézomètre et loi de fluage) (Figure V-4). En utilisant les deux lois de fluage discutées ci-dessus et avec le piézomètre de *Twiss* [1977], nous obtenons une répartition de vitesse de déformation entre $2.3 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$ et $7.6 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$ avec la loi de fluage de *Gleason and Tullis* [1995] et entre $1.7 \times 10^{-13} \text{s}^{-1}$ et $8.1 \times 10^{-13} \text{s}^{-1}$ avec la loi de fluage de *Hirth et*

al. [2001] (Figure V-4). La Figure V-4 met en évidence des variations de vitesses de déformation au sein de la zone de cisaillement et suggère une déformation hétérogène dans la zone de cisaillement. Ainsi, sur l'ensemble du massif de l'Ailao-Shan, les vitesses de déformation oscillent entre environ $2 \times 10^{-14} s^{-1}$ et presque $1 \times 10^{-12} s^{-1}$.

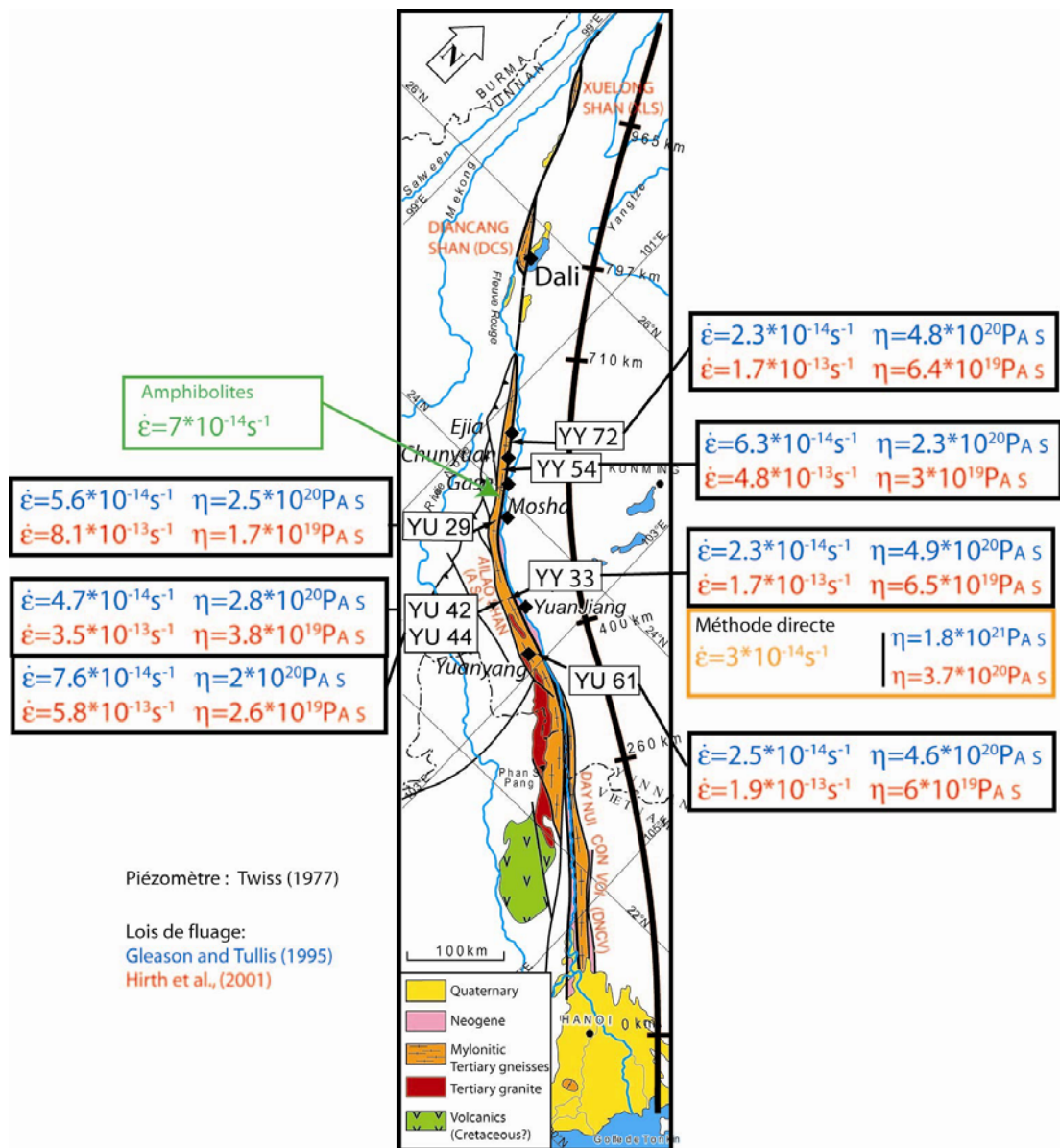


Figure V-4 : Carte du massif de l'ASRR synthétisant les valeurs de vitesse de déformation estimées à partir des lois de fluage de Gleason and Tullis [1995] et Hirth et al. [2001], la vitesse de déformation moyenne estimée à partir des filons syntectoniques au site C1, la vitesse de déformation estimée à partir des amphibolites au site 2 de Lacassin et al. [1993] et les viscosités calculées pour chaque site.

1.4. Viscosité de la zone de cisaillement de l'ASRR

La viscosité η (Pa s) traduit la capacité d'un fluide (matériel qui flue en réponse à une contrainte) à s'écouler, et est donnée pour un fluide non Newtonien par :

$$\eta = \frac{\tau}{\dot{\epsilon}} \quad \text{Équation 23}$$

avec τ la contrainte cisailante ($\tau = \sigma/2$, en Pa), et $\dot{\epsilon}$ la vitesse de déformation (s^{-1}).

A partir de la contrainte et la vitesse de déformation calculées indépendamment sur l'affleurement étudié, la viscosité est estimée à $\sim 3.7 \times 10^{20}$ Pa s (Figure V-4). Pour le même affleurement, la viscosité estimée à partir de la contrainte [Twiss, 1977] et de la vitesse de déformation déduite de la loi de fluage de *Gleason and Tullis* [1995] est de 4.9×10^{20} Pa s tandis que celle déduite de la loi de fluage de *Hirth et al.* [2001], est de 6.5×10^{19} Pa s. Ces estimations de viscosité sont cohérentes avec la viscosité de la croûte inférieure qui est de l'ordre de 10^{20} - 10^{21} Pa s [e.g. *Allemand et al.*, 2004]. Les estimations de viscosité sur l'ensemble du massif de l'Ailao-Shan sont également de l'ordre de 10^{19} - 10^{20} Pa s (Figure V-4).

Ces viscosités sont relativement élevées pour une zone de cisaillement aussi localisée (20 km de large pour plus de 1000 km de long). A titre de comparaison, la viscosité de la faille Nord-Anatolienne est estimée à 10^{18} - 10^{19} Pa s à partir de modèle numérique [*Provost et al.*, 2003].

Ces travaux sont cependant préliminaires et une telle discussion nécessite plusieurs estimations de viscosité dans une coupe transversale à la zone de cisaillement afin d'en évaluer les éventuelles variations de viscosité.

1.5. Répartition de la déformation dans la zone de cisaillement

Les vitesses de déformation estimées à partir des lois de fluage de *Gleason and Tullis* [1995] et *Hirth et al.* [2001] fournissent un ordre d'idée de la répartition de la déformation dans la zone de cisaillement de l'ASRR.

Dans le même but, nous avons estimé la vitesse de déformation d'un affleurement localisé près de Gasa (site 1 dans *Lacassin et al.* [1993]), au nord de l'affleurement C1 (Figure V-5) à partir de la déformation d'amphibolites. Les amphibolites sont des objets sédimentaires qui étaient présents avant la déformation cisailante le long de l'ASRR. Le début de la déformation de ces amphibolites correspond donc au début du cisaillement vers 34 Ma. La déformation cisailante de ces amphibolites a été estimée à environ 33 à partir de la méthode de restauration des filons de *Lacassin et al.* [1993]. Si cet affleurement s'est déformé jusqu'à la fin du cisaillement daté à 17 Ma, alors la vitesse de déformation estimée est de $5.8 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$ et correspond à une valeur minimale. Si la déformation ductile s'est arrêtée avant, alors il est possible d'estimer la fin de cette déformation à partir de l'histoire thermique de l'affleurement.

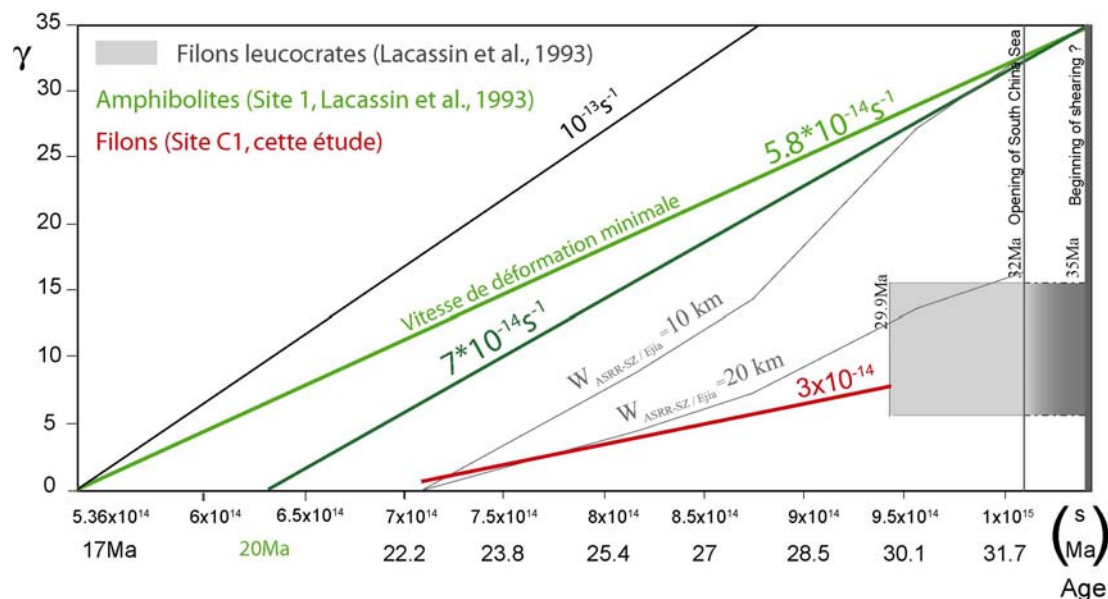


Figure V-5 : Vitesses de déformation calculées à partir de filons leucocrates syntectoniques (trait rouge) et de l'amphibolite la plus déformée restaurée par *Lacassin et al.* [1993]. Les amphibolites non datées peuvent avoir été déformées pendant toute la durée du cisaillement (35-17Ma) (vert clair), ou ont été déformées jusqu'à la fin du cisaillement ductile sur cet affleurement à 20Ma (calculé pour une température de 300°C)(trait vert foncé). La vitesse de déformation à 10^{-13}s^{-1} correspondant à la vitesse moyenne de l'ensemble de la zone de cisaillement est représentée par un trait noir. La boîte grise correspond à la gamme de déformation cisailante enregistrée par des filons leucocrates, non datés, sur plusieurs sites de la zone de cisaillement. Ces filons sont supposés au minimum du même âge que les filons les plus déformés de cette étude. Les lignes en gris correspondent aux vitesses de déformation à Ejia déduites de l'ouverture de la mer de Chine [*Briais et al.*, 1993] pour ne zone de cisaillement de 10 et 20 km de large.

Afin d'estimer la température pour laquelle la déformation ductile s'arrête, nous pouvons utiliser l'histoire thermique de l'affleurement C1 (site avec les filons syntectoniques). En effet, sur cet affleurement, un filon peu déformé nous fournit un ordre d'idée de la fin de la déformation ductile. Ce filon (D1) est daté à 22.5 Ma (cf chapitre III). Une histoire thermique a été estimée sur YU39 qui est un échantillon du même affleurement (Figure V-6A). En supposant une température de 300°C pour la fin de la déformation ductile, l'âge correspondant est de 21 Ma. Cet âge est inférieur à l'âge du filon le moins déformé sur l'affleurement, mais doit être une borne minimale pour la fin de la déformation ductile.

Nous avons donc choisi cette même température pour estimer la fin de la déformation ductile sur l'affleurement contenant les amphibolites. L'âge correspondant est de 20 Ma (Figure V-6B).

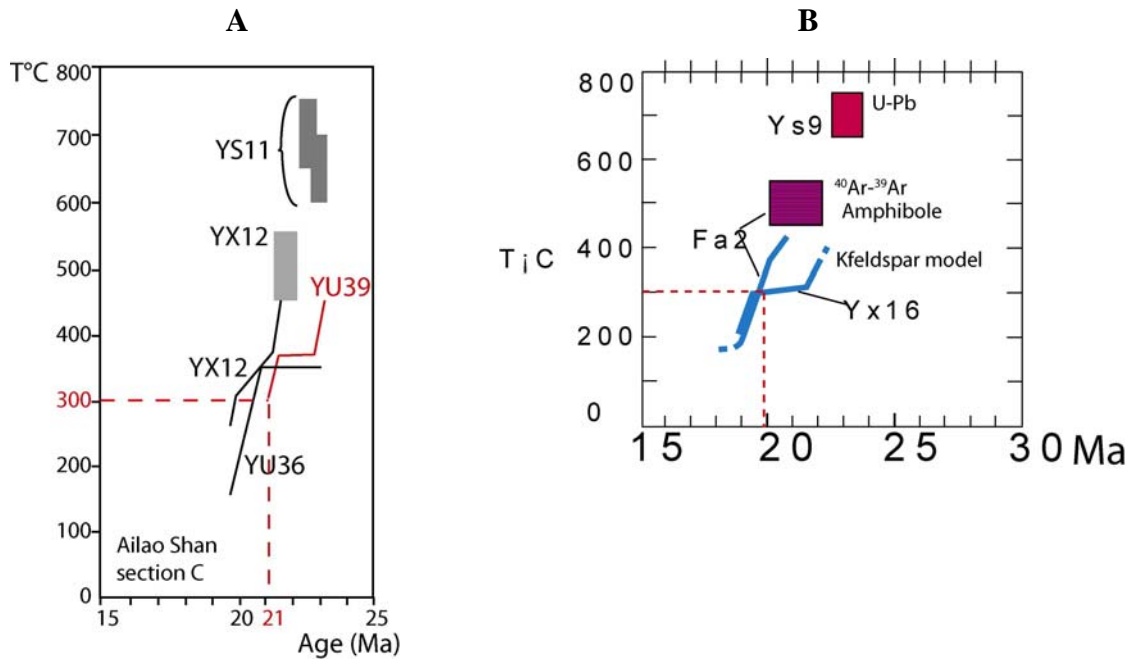


Figure V-6 : Histoires de refroidissement. A. Thermochronologie des gneiss de l'Ailao Shan le long de la coupe C (Leloup et al., 1995). YU39 est un échantillon du site C1 (site contenant les filons). B. Thermochronologie du site E (Leloup et al., 1995) YX16 est un échantillon du site 1 de Lacassin et al. (1993) où est obtenue la plus forte de cisaillement cisailante dans les amphibolites. Pour chacun des échantillons YU39 (site C1) et YX16 (site 1 de Lacassin et al., 1993), la température de fin de déformation ductile est supposée à 300°C. L'âge correspondant à la fin de déformation ductile est déduit des histoires thermiques de chacun des échantillons.

La vitesse de déformation calculée à partir de la déformation cisailante et pour une gamme de temps entre 34 Ma et 20 Ma est de $7 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$ (Figure V-5), ce qui correspond à une zone de cisaillement équivalente de 18 km de large.

Cette vitesse de déformation est supérieure à celle estimée sur l'affleurement C1 à partir des filons syntectoniques. Cette différence suggère que, soit la vitesse de déformation estimée à partir des filons syntectoniques est sous-estimée et est en réalité de $7 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$ (ce serait le cas de la zone de cisaillement équivalente), soit la déformation est hétérogène dans la zone de cisaillement.

Dans le cas d'une déformation hétérogène, deux modèles peuvent être considérés :

- Le premier modèle de déformation hétérogène admet un gradient de déformation vers le cœur de la zone de cisaillement (Figure V-7). C'est le modèle de zones de cisaillement classiquement admis, car de nombreuses études structurales décrivent la déformation progressive dans les bandes de cisaillement [e.g. *Berthé et al.*, 1979a; *Gapais*, 1989; *Ramsay*, 1980; *Ramsay and Huber*, 1983].

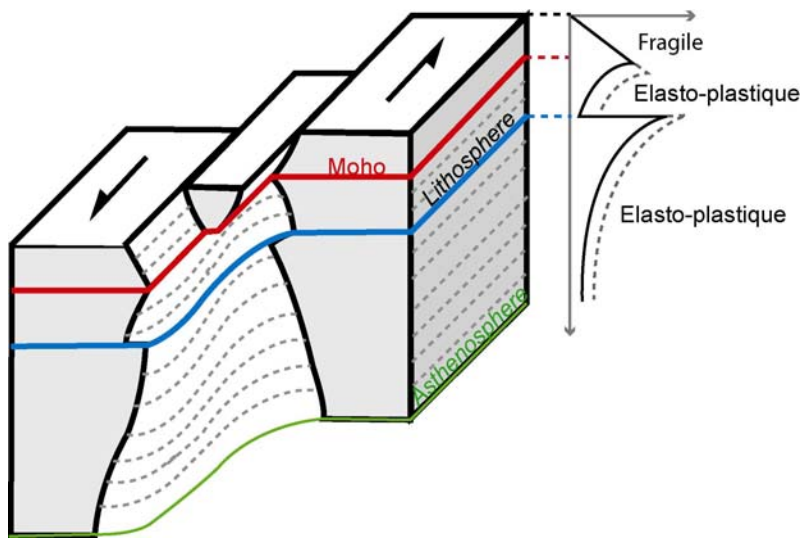


Figure V-7 : Schéma d'une zone de cisaillement senestre localisée et du profil rhéologique associé.

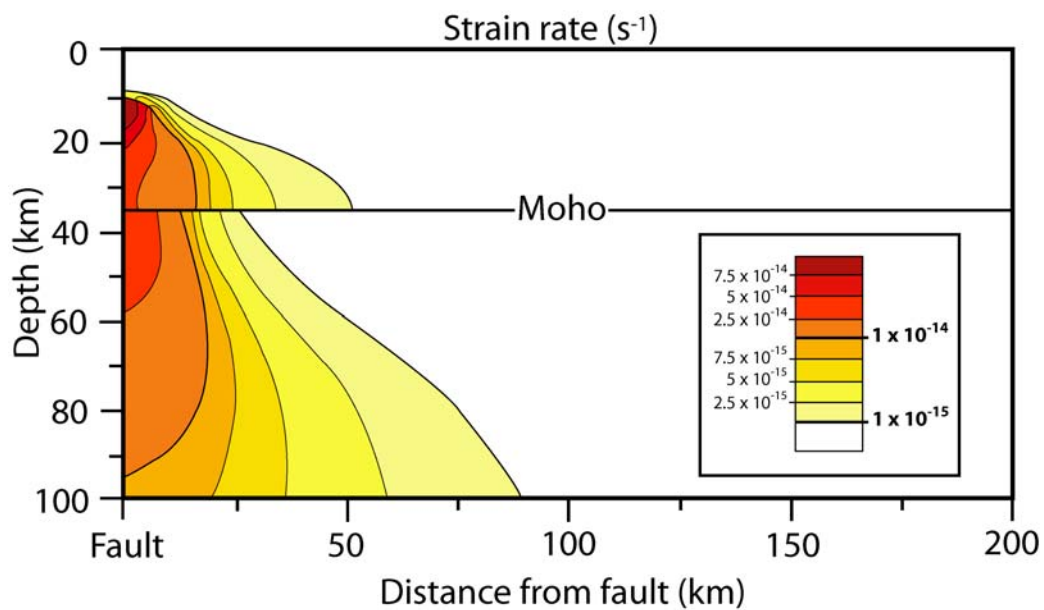


Figure V-8 : Variations de la vitesse de déformation dans une zone de cisaillement dont la vitesse de déplacement est de 3cm/an dans la croûte fragile, d'après le modèle numérique de *Leloup et al.*[1999]

Si l'ASRR est déformée selon ce modèle, alors l'affleurement contenant les filons syntectoniques ne se situe pas au cœur de la zone de cisaillement, mais est plus proche de la bordure où la déformation ainsi que la vitesse de déformation sont plus faibles.

Ce modèle est également cohérent avec les résultats du modèle numérique de *Leloup et al.* [1999] (Figure V-8), qui montre une augmentation de la vitesse de déformation vers le cœur de la zone de cisaillement.

- Le second modèle de déformation hétérogène consiste en une alternance de bandes de déformation peu et très déformées. La Figure V-9 illustre, à partir de la déformation particulière du filon 12, la localisation de la déformation dans une bande étroite.



Figure V-9 : Photographie du filon 12 de l'affleurement étudié montrant un exemple de déformation hétérogène à l'échelle d'un affleurement. La largeur du filon (partie non déformée) est d'environ 20cm.

Cette observation à petite échelle (l'affleurement) pourrait être également valable à plus grande échelle (la zone de cisaillement). Dans un tel cas, la seule méthode de mesure *in situ* de vitesse de déformation permettant d'identifier l'hétérogénéité de la déformation dans une zone de cisaillement serait une méthode développée à l'échelle du minéral, telle que celles de *Christensen et al.* [1989] et *Müller et al.* [2000]. La méthode basée sur les filons syntectoniques ne fournit qu'une vitesse moyenne à l'échelle de l'affleurement et ne permet pas d'évaluer précisément de telles variations de vitesse de déformation.

2. Perspectives

- Deux méthodes supplémentaires de mesure directe de la vitesse de déformation sont envisageables à partir de grenats hélicitiques (Figure V-10). La première méthode est basée sur l'idée de *Christensen et al.*[1989] (cf Chapitre I, § 4.2.3.1.) de dater des grenats hélicitiques, mais avec la méthode de datation Lu-Hf. La déformation est quantifiée en mesurant la rotation du grenat [*Christensen et al.*, 1989]. Le travail de datation a déjà été commencé avec Janne Blichert-Toft qui a développé cette méthode à l'ENS Lyon, mais n'est actuellement pas achevé. Les premiers résultats montrent un âge de 15 Ma en bordure du grenat, soit plus jeune que la fin du cisaillement sur l'Ailao Shan-Fleuve Rouge estimé à 17 Ma [*Harrison et al.*, 1996]. D'autre part, les grenats métamorphiques peuvent piéger des minéraux datables comme des monazites ou zircons au cours de leur croissance. Ces minéraux sont alors blindés dans le grenat, et peuvent garder une mémoire de leur capture. La seconde méthode consiste donc à dater ces minéraux et quantifier la déformation comme précédemment. La composition chimique et l'âge des minéraux piégés peuvent être utilisés pour retracer le trajet P-T-t de la roche pendant sa déformation. Les âges peuvent être par exemple mesurés à partir des inclusions de monazite dans les grenats avec la méthode de *Gilley et al.* [2003] (âges $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ sur sonde ionique). Ce travail a également été commencé au cours de cette thèse : une vingtaine de grenats qui présentaient une déformation hélicitique ont été sélectionnés dans des échantillons de paragneiss de la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge (Figure V-10). Les lames minces de ces grenats ont été scannées en BSE (électrons rétrodiffusés) à la microsonde électronique afin d'identifier les contrastes chimiques et ainsi repérer les minéraux riches en éléments lourds (monazites, zircons, xénotime) qui apparaissent très lumineux (Figure V-11). Chaque minéral (monazite, zircon, xénotime) a été identifié, photographié, mesuré et repéré sur la lame mince (Figure V-12). Dans les grenats échantillonnés, les monazites n'étaient pas de taille suffisante pour être datées à la sonde ionique. Une autre méthode de datation envisageable pour ses minéraux sans le problème de taille du grain est la datation par ICPMS. Cette méthode présente l'avantage d'être très précise mais fournit un âge moyen de la monazite ne permettant pas d'identifier l'éventuel héritage de la monazite.



Figure V-10 : exemples de grenats hélicitiques (2-3cm) d'un paragneiss du massif de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge.

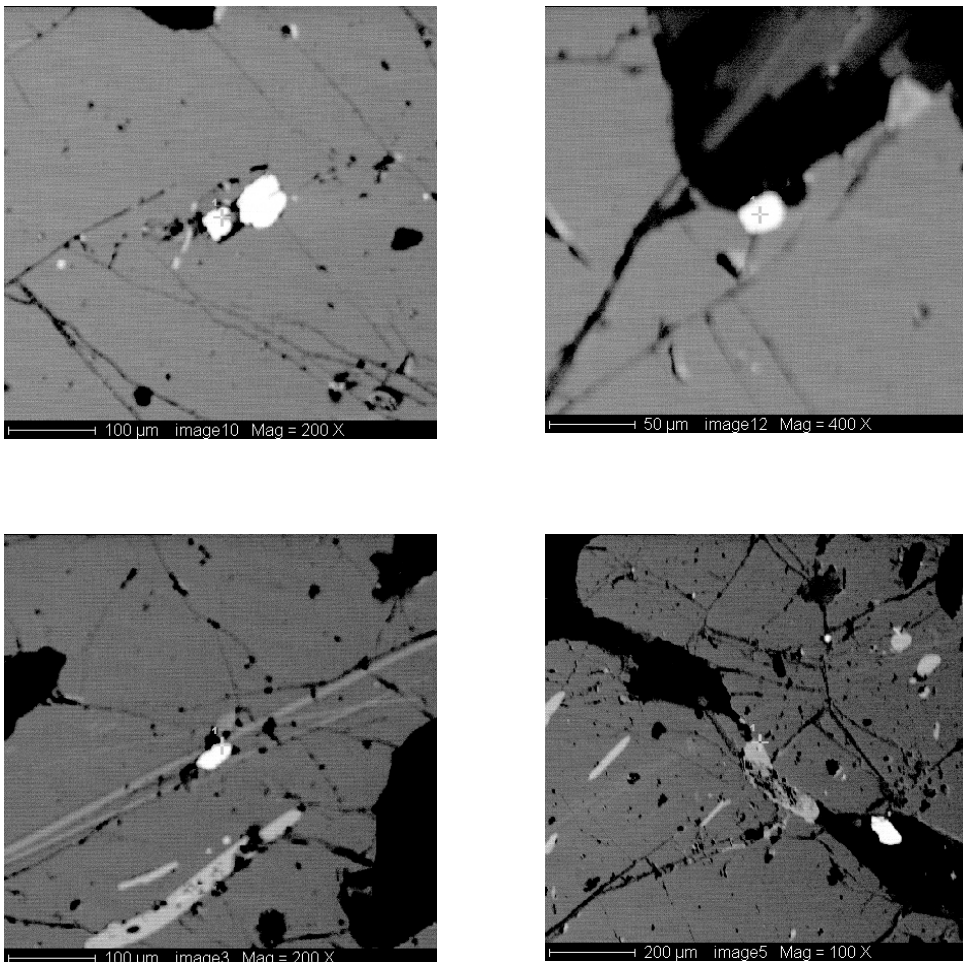


Figure V-11 : Exemples de photographies de monazites imagées par BSE. Les monazites apparaissent en blanc, les oxydes en gris clair, le grenat en gris moyen et contenant de nombreuses fractures.

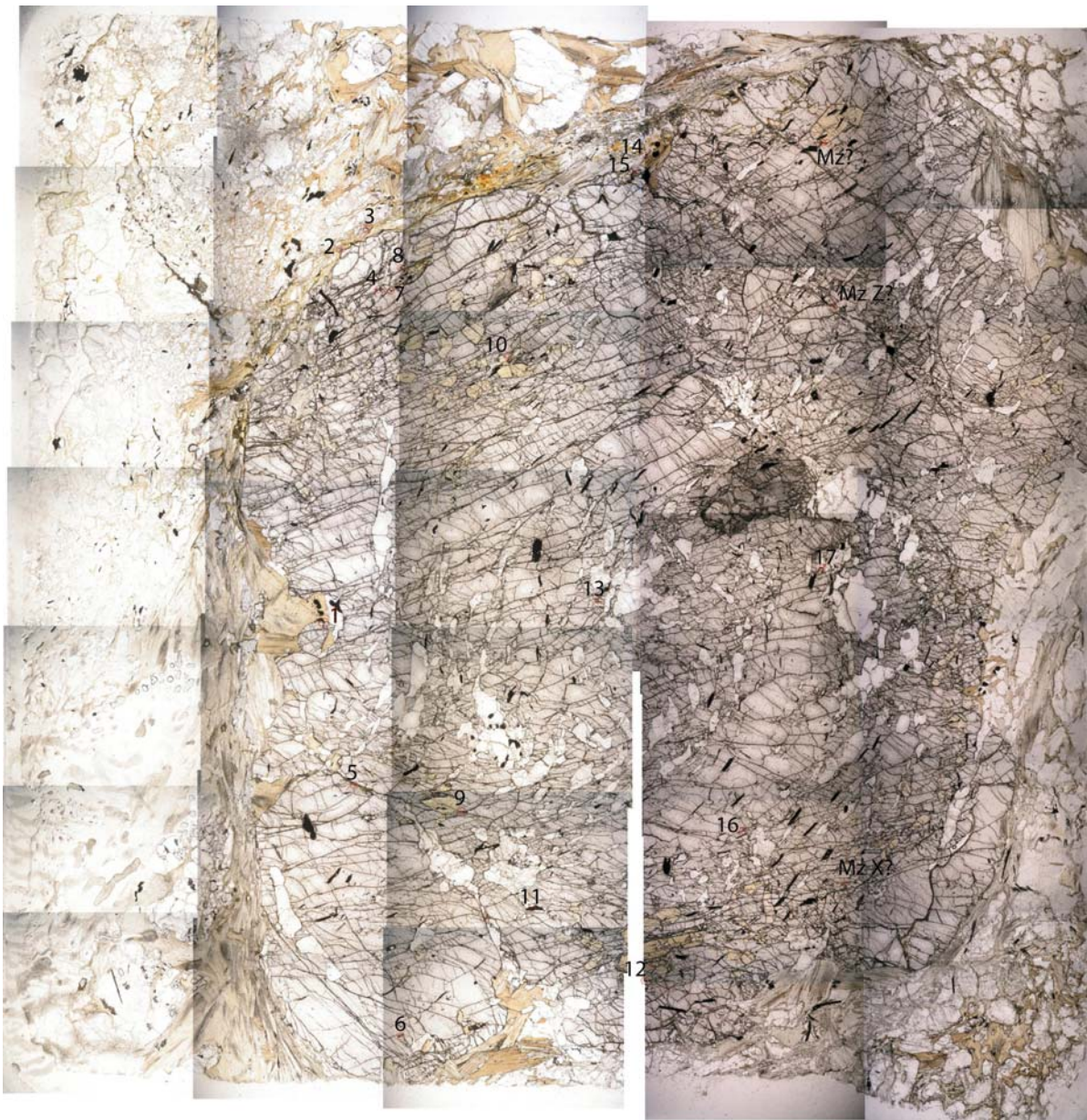


Figure V-12 : Exemple d'une lame mince (YY20) de grenat hélicitique contenant des monazites. Cette image est reconstituée à partir d'une série de photographies de la lame mince sous microscope optique. Les numéros localisent des monazites.

- A plus basse température (faciès shistes verts), des minéraux se développent dans les zones abritées à l'extrémité des porphyroclastes et entre les boudins. Si ces minéraux sont de la muscovite et de la chlorite, l'évolution P-T synchrone de leur cristallisation pourra être déterminée [e.g. Vidal and Parra, 2000] et les muscovites datées ponctuellement par $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ après ablation au laser UV. L'intensité de la déformation sera directement mesurée à partir de la longueur des fibres, ce qui permettra d'associer directement déformation, évolution P-T et âges pour calculer des vitesses de déformation.
- Bien définir la température de déformation des rubans de quartz utilisé en piézométrie est fondamental pour discuter de la validité des lois de fluage. Les estimations actuelles (fabriques de quartz, assemblages minéralogiques,..) donne des gammes de température relativement larges et induisent de grandes différences dans les mesures de vitesse de déformation avec les lois de fluage. La température de déformation des quartz peut être plus précise en combinant les techniques d'inclusions fluides et isotopes stables. Du point de vue thermodynamique une inclusion fluide représente un système fermé défini par sa pression (P), sa température (T), son volume (V) et sa composition chimique (X). Dans ce système, la température, la pression interne, la composition et la densité sont reliées par une équation d'état. L'étude des inclusions fluides permettrait de reconstruire les propriétés PTVX des fluides piégés par les minéraux, en l'occurrence les grains de quartz recristallisés. Les températures estimées à partir des inclusions fluides pourraient être comparées aux températures isotopiques calculées en utilisant les équations de fractionnement isotopique minéral-minéral (δO^{18} du couple Quartz-Mica) et minéral-fluide (analyse couplée de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ du Quartz et H_2O ou CO_2 , [Juteau et al., 2000]).
- La cohérence de l'ensemble des données mesurées dans la zone de cisaillement (vitesses aux limites, température de déformation, contraintes, vitesses de déformation) pourra être testée dans un modèle thermo-mécanique de zone de cisaillement décrochante [e.g. Leloup et al., 1999].

CONCLUSIONS GENERALES

Le travail présenté dans ce mémoire consistait principalement à développer une ou plusieurs méthodes de mesure *in situ* de paléo-vitesse de déformation dans une zone de cisaillement bien contrainte qu'est l'Ailao Shan-Fleuve Rouge. Le second objectif était de pouvoir obtenir des paléo-contraintes à partir de relations piézométriques. Ces mesures indépendantes de paléo-vitesse de déformation et paléo-contrainte pouvaient être ainsi utilisées pour discuter des lois de fluage de la croûte continentale.

Les résultats de ce travail sont les suivants :

- ***Développement d'une méthode de mesure directe de paléo-vitesse de déformation***

Au cours de ce travail de thèse, nous avons développé une méthode de mesure *in situ* de paléo-vitesse de déformation à partir de filons syntectoniques, à l'échelle d'un affleurement. Les filons syntectoniques sont des objets courants dans les zones de cisaillement. Il est donc possible de combiner datation de la mise en place des filons et quantification de leur déformation. Trois méthodes ont été adaptées pour estimer une déformation cisailante γ . Les deux premières méthodes basées sur la mesure de l'angle final ou de l'élongation des boudins leucocrates supposent que tous les filons se soient mis en place avec la même orientation par rapport au plan de cisaillement. La troisième méthode permet de recalculer l'angle initial à partir de l'élongation et de l'angle final des filons. Les filons ont été datés par la méthode $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ sur monazites par utilisation de la SHRIMP (ANU, Canberra, collaboration avec Daniela Rubatto). Les vitesses de déformation calculées sont les mêmes quel que soit la méthode de mesure de la déformation cisailante. Ce sont des vitesses de déformation minimales et moyennes à l'échelle de l'affleurement.

La méthode de mesure in situ de vitesse de déformation développée dans cette étude est la première méthode utilisable à l'échelle d'un affleurement et pour des conditions métamorphiques élevées.

- ***Validité de cette méthode***

La déformation cisailante γ est sous-estimée et correspond en conséquence à une déformation minimum. Les âges de mise en place des filons sont cohérents avec la quantité de déformation enregistrée par ceux-ci : les filons les plus déformés sont datés à environ 30 Ma, les filons intermédiaires sont datés à environ 24-26 Ma et le filon le plus tardif est daté à 22.5 Ma. De

plus, ces âges sont cohérents avec la période d'activité cisailante connue sur la zone de cisaillement de l'Ailao Shan-Fleuve Rouge.

La vitesse de déformation moyenne calculée pour l'ensemble de l'affleurement (entre 30 et 22.5 Ma) est de $3 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$. Cette vitesse de déformation est une borne minimale et est inférieure aux vitesses de déformation globales (10^{-13}s^{-1}), mais reste toutefois dans la gamme des vitesses de déformation géologiques déduites par *Pfiffner and Ramsay* [1982]. La sous-estimation de la vitesse de déformation locale ne suffit pas pour expliquer la différence avec la vitesse de déformation globale. Plusieurs modèles de déformation de zones de cisaillement sont proposés et discutés pour expliquer cette différence.

- **Estimation de paléo-contraintes**

Des mesures de paléocontraintes dans des rubans de quartz ont été effectuées le long du massif de l'Ailao Shan en utilisant deux piézomètres correspondant aux microstructures de recristallisation observées. Une mesure a été effectuée sur l'affleurement où notre méthode a été développée. Les résultats montrent des contraintes peu élevées (15-30 MPa). Des vitesses de déformation ont été calculées avec différentes lois de fluage à partir de ces contraintes. Les vitesses de déformation estimées varient jusqu'à deux ordres de grandeur (10^{-13}s^{-1} à 10^{-15}s^{-1}).

- **Discussion des lois de fluage**

Les vitesses de déformation obtenues par la méthode directe (les filons syntectoniques) et la méthode indirecte (piézomètre et lois de fluage) pour le même affleurement sont comparées afin de discuter de la validité des lois de fluage dans des conditions naturelles. Les lois de fluage qui semblent les plus appropriées sont celles de *Gleason and Tullis* [1995] et *Hirth et al.* [2001]. Cependant, la première tend à correspondre à une borne minimale, alors que la seconde tend à surestimer la vitesse de déformation et correspondre plutôt à une borne maximale (avec l'utilisation du piézomètre de *Twiss* [1977] pour le calcul de contraintes). Ces résultats sont toutefois à considérer avec précaution puisque l'estimation de la température est déterminante pour le calcul des vitesses de déformation par le biais d'une loi de fluage.

Ces premiers travaux de mesure *in situ* de vitesse de déformation dans des zones de cisaillement ne permettent pas de conclusion définitive concernant le mode de déformation de

la lithosphère continentale. Toutefois les résultats sont encourageants et ouvrent de nombreuses perspectives. Les progrès techniques en géochronologie permettent plus de précision dans les mesures des âges et il existe de plus en plus de possibilités pour dater la déformation. Grâce à ces techniques, l'adaptation des méthodes développées à l'échelle du minéral est envisageable, comme par exemple la datation de minéraux blindés dans des grenats hélicitiques.

- **Perspectives**

L'utilisation des différentes méthodes permettra d'obtenir plusieurs mesures de vitesses de déformation dans des coupes transversales de zones de cisaillement. Ainsi, les variations de vitesse de déformation spatiales pourront être quantifiées et les mécanismes de déformation dans les zones de cisaillement mieux contraints. Il est également envisageable d'évaluer des variations de vitesses de déformation temporelles.

La quantification des vitesses de déformation *in situ* et de contraintes permet de discuter des lois de fluage. Dans ce travail, cette discussion n'a pu être réalisée que sur un affleurement. Il est indispensable toutefois de pouvoir tester les lois de fluage dans des conditions naturelles afin de mieux les définir.

Bibliographie

Bibliographie

- Aleinikoff, J.N., W.S. Schenck, M.O. Plank, L. Srogi, C.M. Fanning, S.L. Kamo, and B. Howell, Deciphering igneous and metamorphic events in high-grade rocks of the Wilmington Complex, Delaware: Morphology, cathodoluminescence and backscattered electron zoning, and SHRIMP U-Pb geochronology of zircon and monazite, *Geological Society of America Bulletin*, 118, 39-64, 2007.
- Aerden, D., The pyrite-type strain fringes from Lourdes (France): indicators of Alpine thrust kinematics in the Pyrenees, *Journal of Structural Geology*, 18 (1), 75-91, 1996.
- Albarède, F., *Geochemistry. An introduction*, 248 pp., Cambridge University Press, 2003.
- Allemand, P., Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental, Rennes 1, 1988.
- Allemand, P., G. Dromart, J.-P. Garcia, F. Gaumet, and C. Robin, One My scale subsidence of carbonate sedimentary bodies and the viscosity of the lower crust, *Journal of Geodynamics*, 37, 103-124, 2004.
- Armijo, R., F.M. Meyer, A. Hubert, and A. Barka, Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics, *Geology*, 27 (3), 267-270, 1999.
- Ashby, M.F., A first report of deformation mechanism maps, *Acta Metall.*, 20, 887-897, 1972.
- Barrier, L., Interactions déformation - sédimentation dans les systèmes compressifs supra-crustaux. Exemples naturels et modélisation analogique, PhD thesis, Université de Rennes 1, Rennes, 2002.
- Beach, A., The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex, *Phil. Trans. R. Soc.*, A280, 569-604, 1976.
- Beaumont, C., R. Jamieson, M.H. Nguyen, and S. Medvedev, Crustal channel flows: 1. numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen, *Journal of Geophysical Research*, 109, doi:10.1029/2003JB002809, 2004.
- Bell, T.H., and M.A. Etheridge, Microstructure of mylonites and their descriptive terminology, *Lithos*, 6, 337-348, 1973.
- Bell, T.H., and M.A. Etheridge, The deformation and recrystallization of quartz in a mylonite zone, central Australia, *Tectonophysics*, 32, 238-267, 1976.
- Berthé, D., P. Choukroune, and D. Gapais, Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain, *Bulletin Minéralogique*, 102, 265-272, 1979a.
- Berthé, D., P. Choukroune, and P. Jegouzo, Orthogneiss, mylonites and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone, *Journal of Structural Geology*, 1, 31-42, 1979b.
- Biermeier, C., and K. Stüwe, Strain rates from snowball garnet, *Journal of Metamorphic Geology*, 21 (3), 253-268, 2003.
- Bitri, A., M. Ballèvre, J.-P. Brun, J. Chantaine, D. Gapais, P. Guennoc, C. Gumiaux, and C. Truffert, Imagerie sismique de la zone de collision hercynienne dans le Sud-Est du Massif armoricain (projet Armor 2/programme GéoFrance 3D), *Comptes Rendus Géosciences*, 335, 969-979, 2003.
- Blacic, J., Plastic deformation mechanisms in quartz: the effect of water, *Tectonophysics*, 27, 271-294, 1975.

- Bouchez, J.L., and A. Pêcher, The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonics in central Nepal, *Tectonophysics*, 78, 23-50, 1981.
- Brace, W.F., and D.L. Kohlstedt, Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments, *Journal of Geophysical Research*, 85 (B11), 6248-6252, 1980.
- Briaais, A., P. Patriat, and P. Tapponnier, Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China sea, implications for the Tertiary tectonics of SE Asia, *Journal of Geophysical Research*, 98, 6299-6328, 1993.
- Brun, J.P., Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile models, in *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*, edited by S. De Meer, M.R. Drury, J.H.P. De Bresser, and G.M. Pennock, pp. 355-370, The Geological Society of London, 2002.
- Brun, J.-P., and P.R. Cobbold, Strain heating and thermal softening in continental shear zones: a review, *Journal of Structural Geology*, 2, 149-158, 1980.
- Brune, J.N., T.L. Henyey, and R.F. Roy, Heat flow, stress and rate of slip along the San Andreas fault, California, *Journal of Geophysical Research*, 74, 3821-3827, 1969.
- Burg, J.P., and P. Laurent, Strain analysis of a shear zone in a granodiorite, *Tectonophysics*, 47, 1-42, 1978.
- Byerlee, J., Friction of rocks, *Pure and Applied Geophysics*, 116, 615-626, 1978.
- Camacho, A., I. McDougall, R. Armstrong, and J. Braun, Evidence for shear heating, Musgrave Block, central Australia, *Journal of Structural Geology*, 23, 1007-1013, 2001.
- Cande, S.C., and D.V. Kent, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *Journal of Geophysical Research*, 100 (B4), 6093-6095, 1995.
- Carter, N.L., and M.C. Tsenn, Flow properties of continental lithosphere, *Tectonophysics*, 136, 27-63, 1987.
- Cartwright, I., and I.S. Buick, The flow of surface-derived fluids through Alice Springs age middle-crustal ductile shear zones, Reynolds Range, Central Australia, *Journal of Metamorphic Geology*, 17, 397-414, 1999.
- Catlos, E.J., C.S. Dubey, T.M. Harrison, and M.A. Edwards, Late Miocene movement within the Himalayan Main Central Thrust shear zone, Sikkim, north-east India, *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 207-226, 2004.
- Catlos, E.J., L.D. Gilley, and T.M. Harrison, Interpretation of monazite ages obtained via in situ analysis, *Chemical Geology*, 188, 193-215, 2002a.
- Catlos, E.J., T.M. Harrison, C.E. Manning, M. Grove, S.M. Rai, M.S. Hubbard, and B.N. Upreti, Records of the evolution of the Himalayan orogen from in situ Th-Pb ion microprobe dating of monazite: Eastern Nepal and western Garhwal, *Journal of Asian Earth Sciences*, 20, 459-479, 2002b.
- Chen, W.P., and P. Molnar, Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 88, 4183-4214, 1983.
- Cheng, Y., A cognitive basis and discussion on the nappe structure of Ailao Shan-Diacang Shan, *Geol. Yunnan*, 6, 291-297, 1987.
- Cherniak, D.J., and E.B. Watson, Pb diffusion in zircon, *Chemical Geology*, 172, 5-24, 2000.
- Cherniak, D.J., E.B. Watson, M. Grove, and T.M. Harrison, Pb diffusion in monazite: a combined RBS/SIMS study, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68 (n°4), 829-840, 2004.
- Christensen, J.N., J.L. Rosenfeld, and D.J. DePaolo, Rates of tectonometamorphic processes from Rubidium and Strontium isotopes in garnet, *Science*, 244, 1465-1469, 1989.

- Christensen, J.N., J. Selverstone, J.L. Rosenfeld, and D.J. DePaolo, Correlation by Rb-Sr geochronology of garnet growth histories from different structural levels within the Tauern Window, Eastern Alps, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118, 1-12, 1994.
- Christie, J.M., and A. Ord, Flow stress from microstructures on mylonites: example and current assessment, *Journal of Geophysical Research*, 85 (B11), 6253-6262, 1980.
- Chung, S.L., T.Y. Lee, C.H. Lo, P.L. Wang, C.Y. Chen, N. Trong Yem, T. Trong Hoa, and W. Genyao, Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan-Red River shear zone, *Geology*, 25 (4), 311-314, 1997.
- CNRS, Himalaya-Tibet, le choc des continents, edited by C. Editions, and M.n.d.h. naturelle, pp. 191, 2002.
- Cobbold, P.R., and P. Davy, Indentation tectonics in nature and experiment. 2. Central Asia, *Bulletin of the Geological Institutions of Uppsala*, 14, 143-162, 1988.
- Cogné, J., Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille., *Mém. Serv. Carte géol. dét. Fr.*, 1-382, 1960.
- Copley, A., and D. McKenzie, Models of crustal flow in the India-Asia collision zone, *Geophysical Journal International*, 169, 683-698, 2007.
- Coulomb, C.A., Sur une application des règles de maximis et de minimis à quelques problèmes de statique relatifs à l'architecture, *Académie Royale des Sciences Mémoires de mathématiques et de physique*, 7, 343-382, 1776.
- Davy, P., Modélisation thermomécanique de la collision continentale, Rennes 1, 1986.
- Davy, P., and P.R. Cobbold, Indentation tectonics in nature and experiment, 1. Experiments scaled for gravity, *Bulletin of the Geological Institutions of Uppsala*, 14, 129-141, 1988.
- Davy, P., and P.R. Cobbold, Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, 188, 1-25, 1991.
- De Bresser, J.H.P., C.J. Peach, J.P.J. Reijs, and C.J. Spiers, On dynamic recrystallization during solid state flow: effects of stress and temperature, *Geophysical Research Letters*, 25 (18), 3457-3460, 1998.
- De Bresser, J.H.P., J.H. Ter Heege, and C.J. Spiers, Grain size reduction by dynamic recrystallization: can it result in major rheological weakening?, *International Journal of Earth Sciences*, 90, 28-45, 2001.
- Dell'Angelo, L.N., and J. Tullis, Textural and mechanical evolution with progressive strain in experimentally deformed aplite, *Tectonophysics*, 256, 57-82, 1996.
- Derby, B., Dynamic recrystallisation and grains size, in *Deformation processes of minerals, ceramics and rocks*, edited by D.J. Barber, and P.G. Meredith, pp. 354-364, Unwin Hyman, 1990.
- Derby, B., and M.F. Ashby, On dynamic recrystallisation, *Scripta Met.*, 21, 879-884, 1987.
- Dipple, G.M., R.P. Wintsch, and M.S. Andrews, Identification of the scales of differential element mobility in a ductile fault zone, *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 645-661, 1990.
- Dunlap, W.J., Neocrystallization or cooling? $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas from low-grade mylonites, *Chemical Geology*, 143, 181-203, 1997.
- Dunlap, W.J., G. Hirth, and C. Teyssier, Thermomechanical evolution of a ductile duplex, *Tectonics*, 16 (6), 983-1000, 1997.
- England, P., and G. Houseman, Role of lithospheric strength heterogeneities in the tectonics of Tibet and neighbouring regions, *Nature*, 315, 297-301, 1985.
- England, P., and G. Houseman, Finite strain calculations of continental deformation. 2. Comparison with the India-Asia collision zone, *Journal of Geophysical Research*, 91 (B3), 3664-3676, 1986.

- England, P., G. Houseman, and L.J. Sonder, Length scales for continental deformation in convergent, divergent and strike-slip environments: analytical and approximate solutions for a thin viscous sheet model, *Journal of Geophysical Research*, 90 (B5), 3551-3557, 1985.
- England, P., and D. McKenzie, A thin viscous sheet model for continental deformation, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 70, 295-321, 1982.
- Etheridge, M.A., V.J. Wall, S.F. Cox, and R.H. Vernon, High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms, *Journal of Geophysical Research*, 89 (B6), 4344-4358, 1984.
- Etheridge, M.A., V.J. Wall, and R.H. Vernon, The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation, *Journal of Metamorphic Geology*, 1, 205-226, 1983.
- Etheridge, M.A., and J.C. Wilkie, Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites, *Tectonophysics*, 58, 159-178, 1979.
- Fan, C., The tectonic-metamorphic belt of Mt. Ailao in Yunnan province, *Geol. Yunnan*, 5, 281-291, 1986.
- Fan, P.F., Outline of the tectonic evolution of southwestern China, *Tectonophysics*, 45, 261-267, 1978.
- Fitz Gerald, J.D., N.S. Mancktelow, G. Pennacchioni, and K. Kunze, Ultrafine-grained quartz mylonites from high-grade shear zones: Evidence for strong dry middle to lower crust, *Geology*, 34 (5), 369-372, 2006.
- Fitz Gerald, J.D., and H. Stünitz, Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I. reactions and grain size reduction., *Tectonophysics*, 221, 269-297, 1993.
- Fleitout, L., and C. Froidevaux, Thermal and mechanical evolution of shear zones, *Journal of Structural Geology*, 2 (1/2), 159-164, 1980.
- Fry, N., Random point distributions and strain measurement in rocks, *Tectonophysics*, 60 (1-2), 89-105, 1979.
- Galland, O., P.R. Cobbold, J. de Bremond d'Ars, and E. Hallot, Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: Insights from experimental modelling, *Journal of Geophysical Research*, in press.
- Gapais, D., Les orthogneiss: structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique, Thèse d'Etat thesis, Université Rennes 1, Rennes, 1989.
- Gapais, D., and B. Barbarin, Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France), *Tectonophysics*, 125 (4), 357-370, 1986.
- Gapais, D., J.L. Lagarde, C. Le Corre, C. Audren, P. Jegouzo, A. Casas Sainz, and J. Van den Driessche, La zone de cisaillement de Quiberon: témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère, *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris, II*, 316, 1123-1129, 1993.
- Gapais, D., and C. Le Corre, Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone?, *Nature*, 288, 574-576, 1980.
- Gilley, L.D., T.M. Harrison, P.H. Leloup, F.J. Ryerson, O.M. Lovera, and J.-H. Wang, Direct dating of left-lateral deformation along the Red River shear zone, China and Vietnam, *Journal of Geophysical Research*, 108 (B2), doi:10.1029/2001JB001726, 2003.
- Gleason, G.C., and J. Tullis, A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell, *Tectonophysics*, 247, 1-23, 1995.
- Goetze, C., and B. Evans, Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 59, 463-478, 1979.
- Goetze, C., and D.L. Kohlstedt, Laboratory study of dislocation climb and diffusion in olivine, *Journal of Geophysical Research*, 78, 5961-5971, 1973.
- Griggs, D.T., and J.D. Blacic, Quartz: Anomalous weakening of synthetic crystals, *Science*, 147, 292-295, 1965.

- Gueydan, F., Y.M. Leroy, L. Jolivet, and P. Agard, Analysis of continental midcrustal strain localization induced by reaction-softening and microfracturing, *Journal of Geophysical Research*, 108 (B2), DOI:10.1029/2001JB000611, 2003.
- Gueydan, F., C. Mehl, and T. Parra, Stress-strain rate history of a midcrustal shear zone and the onset of brittle deformation inferred from quartz recrystallized grain size, in *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: from Minerals to the Lithosphere*, edited by D. Gapais, J.P. Brun, and P.R. Cobbold, pp. 127-142, Geological Society of London, Special Publications, 2005.
- Guillope, M., and J.P. Poirier, Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: an experimental study, *Journal of Geophysical Research*, 84 (B10), 5557-5567, 1979.
- Gumiaux, C., Modélisation du Cisaillement Hercynien de Bretagne Centrale: Déformation crustale et implications lithosphériques., PhD thesis, Université de Rennes 1, Rennes, 2003.
- Gumiaux, C., D. Gapais, J.-P. Brun, J. Chantraine, and G. Ruffet, Tectonic history of the Armorican Shear Belt (Brittany, France), *Geodinamica Acta*, 17 (4), 289-307, 2004.
- Hacker, B.R., A. Yin, J.M. Christie, and G.A. Davis, Stress magnitude, strain rate, and rheology of extended middle continental crust inferred from quartz grain sizes in the whipple mountains, California, *Tectonics*, 11, 36-46, 1992.
- Hacker, B.R., A. Yin, J.M. Christie, and A.W. Snoke, Differential stress, strain rate, and temperatures of mylonitization in the Ruby Mountains, Nevada: implications for the rate and duration of uplift, *Journal of Geophysical Research*, 95 (B6), 8569-8580, 1990.
- Handy, M.R., and J.-P. Brun, Seismicity, structure and strength of the continental lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 427-441, 2004.
- Harrison, T.M., P.H. Leloup, F.J. Ryerson, P. Tapponnier, R. Lacassin, and C. Wenji, Diachronous initiation of transtension along the Ailao Shan-Red River shear zone, Yunnan and Vietnam, in *The Tectonic Evolution of Asia*, edited by A. Yin, and T.M. Harrison, pp. 208-226, Cambridge, 1996.
- Harrison, T.M., K.D. McKeegan, and P. LeFort, Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ion microprobe dating: Crystallization age and tectonic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 271-282, 1995.
- Harrison, T.M., C. Wenji, P.H. Leloup, F.J. Ryerson, and P. Tapponnier, An Early Miocene Transition in Deformation Regime within the Red River Fault Zone, Yunnan, And Its Significance for Indo-Asian Tectonics, *Journal of Geophysical Research*, 97 (B5), 7159-7182, 1992.
- Heard, H.C., and N.L. Carter, Experimentally induced "natural" intragranular flow in quartz and quartzite, *American Journal of Science*, 266, 1-42, 1968.
- Heilbronner, R., and J. Tullis, The effect of static annealing on microstructures and crystallographic preferred orientations of quartzites experimentally deformed in axial compression and shear, in *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*, edited by S. De Meer, M.R. Drury, J.H.P. De Bresser, and G.M. Pennock, pp. 191-218, Geological Society, London, Special Publications, 2002.
- Helmcke, D., The Permo-Triassic "Paleotethys" in mainland Southeast-Asia and adjacent parts of China, *Geologische Rundschau*, 74, 215-228, 1985.
- Hirth, G., C. Teyssier, and W.J. Dunlap, An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks, *International Journal of Earth Sciences*, 90, 77-87, 2001.

- Hirth, G., and J. Tullis, Dislocation creep regimes in quartz aggregates, *Journal of Structural Geology*, 14 (n°2), 145-159, 1992.
- Hobbs, B.E., Recrystallization of single crystals of quartz, *Tectonophysics*, 6, 359-401, 1968.
- Hobbs, B.E., H. Muhlhaus, and A. Ord, Instability, softening and localization of deformation, in *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*, edited by S.P. Geological Society of London, pp. 143-166, 1990.
- Holyoke, C.W., and J. Tullis, Formation and maintenance of shear zones, *Geology*, 34 (n°2), 105-108, 2006.
- Houseman, G., and P. England, Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian-Asian continental collision, *Journal of Geophysical Research*, 98 (B7), 12233-12250, 1993.
- Hubert Ferrari, A., La faille Nord-Anatolienne (cinématique, morphologie, localisation, vitesse et décalage total) et modélisations utilisant la contrainte de Coulomb sur différentes échelles de temps, PhD thesis, Université de Paris 7-Denis Diderot, Paris, 1998.
- Hubert Ferrari, A., R. Armijo, G. King, B. Meyer, and A. Barka, Morphology, displacement and slip rates along the North Anatolian fault, Turkey, *Journal of Geophysical Research*, 107 (B10), 10.1029/2001JB000393, 2002.
- Hubert Ferrari, A., G. King, I. Manighetti, R. Armijo, B. Meyer, and P. Tapponnier, Long-term elasticity in the continental lithosphere; modelling the Aden ridge propagation and the Anatolian extrusion process, *Geophys. J. Int.*, 153, 111-132, 2003.
- Hutchinson, C.S., The Paleo-Tethyan realm and Indosinian orogenic system of southeast Asia, in *Tectonic evolution of the Tethyan Region*, edited by A.M.C. Sengor, pp. 585-643, San Diego, 1989.
- Jackson, J., Strength of the continental lithosphere: Time to abandon the jelly sandwich?, *GSA today*, 12 (9), 4-10, 2002.
- Jaoul, O., J. Tullis, and A.K. Kronenberg, The effect of varying water content on the creep behavior of Heavitree quartzite, *Journal of Geophysical Research*, 89, 4298-4312, 1984.
- Jégouzo, P., The South Armorican Shear Zone, *Journal of Structural Geology*, 2 (1/2), 39-47, 1980.
- Jégouzo, P., and E.A. Rosello, La Branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricain (France): un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites, *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris, II*, 307, 1825-1831, 1988.
- Jerabek, P., H. Stünitz, R. Heilbronner, O. Lexa, and K. Schulmann, Microstructural-deformation record of an orogen-parallel extension in the Vepor Unit, West Carpathians, *Journal of Structural Geology*, in press, 2007.
- Jolivet, L., *La déformation des continents. Exemples régionaux*, 413 pp., Hermann, 1997.
- Jolivet, L., O. Beyssac, B. Goffé, D. Avigad, C. Lepvrier, H. Maluski, and T.T. Thang, Oligo-Miocene midcrustal subhorizontal shear zone in Indochina, *Tectonics*, 20 (1), 46-57, 2001.
- Juteau, T., G. Manac'h, O. Moreau, C. Lecuyer, and C. Ramboz, The high temperature reaction zone of the Oman ophiolite: new field data; microthermometry of fluid inclusions PIXE analyses and oxygen isotopic ratios, *Marine Geophysical research*, 21, 351-385, 2000.
- Kerrick, R., Fluid infiltration into fault zones: chemical, isotopic and mechanical effects, *Pure and Applied Geophysics*, 124, 225-268, 1986.
- Kirby, S.H., Tectonic stresses in the lithosphere: constraints provided by the experimental deformation of rocks, *Journal of Geophysical Research*, 85 (B11), 6353-6363, 1980.

- Kirby, S.H., Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones, *Tectonophysics*, 119, 1-27, 1985.
- Kisters, A.F.M., J. Kolb, F.M. Meyer, and S. Hoernes, Hydrologic segmentation of high-temperature shear zones: structural, geochemical and isotopic evidence from auriferous mylonites of the Renco mine, Zimbabwe, *Journal of Structural Geology*, 22, 811-829, 2000.
- Klimetz, M.P., Speculation on the Mesozoic plate tectonic evolution of eastern China, *Tectonics*, 2, 139-166, 1983.
- Koch, P.S., Rheology and microstructures of experimentally deformed quartz aggregates, PhD thesis, 1983.
- Koch, P.S., J.M. Christie, A. Ord, and R.P. Georges Jr, Effect of water on the rheology of experimentally deformed quartzite, *Journal of Geophysical Research*, 94 (B10), 13975-13996, 1989.
- Kohlstedt, D.L., B. Evans, and S.J. Mackwell, Strength of the lithosphere: constraints imposed by laboratory experiments, *Journal of Geophysical Research*, 100, 17587-17602, 1995.
- Kohlstedt, D.L., and M.S. Weathers, Deformation-induced microstructures, paleopiezometers, and differential stresses in deeply eroded fault zones, *Journal of Geophysical Research*, 85 (B11), 6269-6285, 1980.
- Kronenberg, A.K., and J. Tullis, Flow strengths of quartz aggregates: grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening, *Journal of Geophysical Research*, 89, 4281-4297, 1984.
- Kusznir, N.J., and R.G. Park, Continental lithosphere strength: the critical role of lower crustal deformation, in *The Nature of the Lower Continental Crust*, edited by J.B. Dawson, D.A. Carswell, J. Hall, and K.H. Wedepohl, pp. 79-93, Geological Society Special Publication, 1986.
- Lacassin, R., P.H. Leloup, and P. Tapponnier, Bounds on strain in large Tertiary shear zones of SE Asia from boudinage restoration, *Journal of Structural Geology*, 15 (6), 677-692, 1993.
- Lacassin, R., F. Valli, N. Arnaud, P.H. Leloup, J.-L. Paquette, L. Haibing, P. Tapponnier, M.-L. Chevalier, S. Guillot, G. Maheo, and X. Zhiqin, Large-scale geometry, offset and kinematic evolution of the Karakorum fault, Tibet, *Earth and Planetary Science Letters*, 219, 255-269, 2004.
- Lachenbruch, A.S., and J.H. Sass, Heat flow and energetics of the San Andreas fault system, *Journal of Geophysical Research*, 85, 6185-6233, 1980.
- Lee, J.K.W., I.S. Williams, and D.J. Ellis, Pb, U and Th diffusion in natural zircon, *Nature*, 390, 159-162, 1997.
- Le Hébel, F., O. Vidal, J.R. Kienast, and D. Gapais, Les Porphyroïdes de Bretagne méridionale: une unité de HP-BT dans la chaîne hercynienne, *Comptes Rendus Géosciences*, 334, 205-211, 2002.
- Le Pichon, X., Sea-floor spreading and continental drift, *Journal of Geophysical Research*, 73 (12), 3661-3697, 1968.
- Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke, S. Lallemand, R. Noomen, and G. Veis, Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics, *Journal of Geophysical Research*, 100 (B7), 12675-12690, 1995.
- Leloup, P.H., N. Arnaud, R. Lacassin, J.R. Kienast, T.M. Harrison, T.T. Phan Trong, A. Replumaz, and P. Tapponnier, New constraints on the structure, thermochronology,

- and timing of the Ailao Shan-Red River shear zone, SE Asia, *Journal of Geophysical Research*, 106 (B4), 6683-6732, 2001.
- Leloup, P.H., T.M. Harrison, F.J. Ryerson, C. Wenji, L. Qi, P. Tapponnier, and R. Lacassin, Structural, Petrological and Thermal Evolution of a Tertiary Ductile Strike-Slip Shear Zone, Diacang Shan, Yunnan, *Journal of Geophysical Research*, 98 (B4), 6715-6743, 1993.
- Leloup, P.H., and J.R. Kienast, High-temperature metamorphism in a major strike-slip shear zone: the Ailao Shan-Red River, People's Republic of China, *Earth and Planetary Science Letters*, 118, 213-234, 1993.
- Leloup, P.H., R. Lacassin, P. Tapponnier, U. Schärer, Z. Dalai, L. Xiaohan, Z. Lianshang, J. Shaocheng, and P.T. Trinh, The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina, *Tectonophysics*, 251, 3-84, 1995.
- Leloup, P.H., Y. Ricard, J. Battaglia, and R. Lacassin, Shear heating in continental strike-slip shear zones: model and field examples, *Geophysical Journal International*, 136, 19-40, 1999.
- Luan, F.C., and M.S. Paterson, Preparation and deformation of synthetic aggregates of quartz, *Journal of Geophysical Research*, 97 (B1), 301-320, 1992.
- Maggi, A., J. Jackson, D. McKenzie, and K. Priestley, Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere, *Geology*, 28 (6), 495-498, 2000a.
- Maggi, A., J. Jackson, K. Priestley, and C. Baker, A re-assessment of focal depth distribution in southern Iran, the Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle?, *Geophysical Journal International*, 143, 629-661, 2000b.
- Mainprice, D., J.L. Bouchez, P. Blumenfeld, and J.M. Tubia, Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature, *Geology*, 14, 819-822, 1986.
- Marquer, D., and M. Burkhard, Fluid circulation, progressive deformation and mass-transfer processes in the upper crust: the example of basement-cover relationships in the External Crystalline Massifs, Switzerland, *Journal of Structural Geology*, 14, 1047-1057, 1992.
- Marquer, D., D. Gapais, and R. Capdevila, Chemical changes and mylonitisation of a granodiorite within low-grade metamorphism (Aar Massif, Central Alps), *Bulletin of Mineralogy*, 108, 209-221, 1985.
- Martelat, J.E., Evolution thermomécanique de la croûte inférieure du sud de Madagascar, PhD thesis, Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand II, Clermont-Ferrand, 1998.
- McDougall, I., and T.M. Harrison, *Geochronology and Thermochemistry by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*, 212 pp., Oxford University Press Clarendon Press, 1988.
- Mercier, J.-C.C., D.A. Anderson, and N.L. Carter, Stress in the lithosphere: Inferences from steady state flow of rocks, *Pageoph*, 115, 199-226, 1977.
- Mitra, G., Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical process involved in the deformation of crystalline basement rocks, *American Journal of Sciences*, 278, 1057-1084, 1978.
- Mohr, O., Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den Bruch eines Materials?, *Zeitschrift Vereins Deutsches Ingenieur*, 44, 1524 - 1530; 1572 - 1577, 1900.
- Molnar, P., and P. England, Temperatures, heat flux, and frictional stress near major thrusts faults, *Journal of Geophysical Research*, 95, 4833-4856, 1990.
- Molnar, P., and P. Tapponnier, Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision, *Science*, 189, 419-26, 1975.
- Mount, V.S., and J. Suppe, State of stress near the San Andreas fault: Implications for wrench tectonics, *Geology*, 15 (12), 1143-1146, 1987.

- Müller, W., Strengthening the link between geochronology, textures and petrology, *Earth and Planetary Science Letters*, 206, 237-251, 2003.
- Müller, W., D. Aerden, and A.N. Halliday, Isotopic dating of strain fringe increments: duration and rates of deformation in shear zones, *Science*, 288, 2195-2198, 2000a.
- Müller, W., N.S. Mancktelow, and M. Meier, Rb-Sr microchrons of synkinematic mica in mylonites: an example from the DAV fault of the Eastern Alps, *Earth and Planetary Science Letters*, 180, 385-397, 2000b.
- Nabelek, P.I., and M. Liu, Leucogranites in the Black Hills of South Dakota: The consequence of shear heating during continental collision, *Geology*, 27 (6), 523 - 526, 1999.
- Nam, T.N., M. Toriumi, and T. Itaya, P-T-t paths and post-metamorphic exhumation of the Day Nui Con Voi shear zone in Vietnam, *Tectonophysics*, 290, 299-318, 1998.
- Neves, S., and A. Vauchez, Magma emplacement and shear zone nucleation and development in northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco shear zones; State of Pernambuco), *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (3/4), 289-298, 1995.
- Neves, S., A. Vauchez, and C.J. Archanjo, Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil, *Tectonophysics*, 262, 349-364, 1996.
- Neves, S., A. Vauchez, and G. Feraud, Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil), *Precambrian Research*, 99, 1-32, 2000.
- Newton, R.C., Fluids and shear zones in the deep crust, *Tectonophysics*, 182, 21-37, 1990.
- Nicolas, A., J.L. Bouchez, J. Blaise, and J.P. Poirier, Geological aspects of deformation in continental shear zones, *Tectonophysics*, 42, 55-73, 1977.
- Nicolas, A., and J.P. Poirier, *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*, 444 pp., Wiley, New York, 1976.
- O'Hara, K., Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, U.S.A., *Tectonophysics*, 156, 21-36, 1988.
- Ord, A., and B.E. Hobbs, The strength of the continental crust, detachment zones and the development of plastic instabilities, *Tectonophysics*, 158, 269-289, 1989.
- Passchier, C.W., and R.A.J. Trouw, *Micro-tectonics*, 289 pp., Springer, 1998.
- Paterson, M.S., Problems in the extrapolation of laboratory rheological data, *Tectonophysics*, 133, 33-43, 1987.
- Paterson, M.S., Relating experimental and geological rheology, *International Journal of Earth Sciences*, 90, 157-167, 2001.
- Paterson, M.S., and F.C. Luan, Quartz rheology under geological conditions, in *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, edited by R.J. Knipe, and E.H. Rutter, pp. 299-307, Geological Society of London, Special Publication, 1990.
- Paterson, S.R., and K.L. Schmidt, Is there a close spatial relationship between faults and plutons, *Journal of Structural Geology*, 21, 1131-1142, 1999.
- Patriat, P., and Achache, India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates, *Nature*, 311 (5987), 615-621, 1984.
- Peltzer, G., and P. Tapponnier, Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach, *Journal of Geophysical Research*, 93 (B12), 15085 - 15117, 1988.
- Pfiffner, O., and J.G. Ramsay, Constraints on geological strain rates: arguments from finite strain rates of naturally deformed rocks, *Journal of Geophysical Research*, 87 (B1), 311-321, 1982.

- Pili, E., Distribution et transfert des fluides à l'échelle de la lithosphère continentale. Investigations géochimique et géophysique des granulites de Madagascar, PhD thesis, Université Claude Bernard Lyon1, Lyon, 1997.
- Pili, E., Y. Ricard, J.-M. Lardeaux, and S.M.F. Sheppard, Lithospheric shear zones and mantle-crust connections, *Tectonophysics*, 280, 15-29, 1997.
- Poirier, J.P., *Plasticité à haute température des solides cristallins*, 320 pp., 1976.
- Poirier, J.P., Shear localization and shear instability in materials in the ductile field, *Journal of Structural Geology*, 2, 135-142, 1980.
- Poirier, J.P., *Creep of crystals. High temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals*, 260 pp., Cambridge University Press, 1985.
- Post, A., and J. Tullis, A recrystallized grain size piezometer for experimentally deformed feldspar aggregates, *Tectonophysics*, 303, 159-173, 1999.
- Provost, A.-S., J. Chéry, and R. Hassani, 3D mechanical modeling of the GPS velocity field along the North Anatolian fault, *Earth and Planetary Science Letters*, 209, 361-377, 2003.
- Ramsay, J.G., *Folding and fracturing of rocks*, 568 pp., McGraw-Hill, New York, 1967.
- Ramsay, J.G., Shear zone geometry: a review, *Journal of Structural Geology*, 2 (1/2), 83-99, 1980.
- Ramsay, J.G., and M.I. Huber, *The techniques of modern structural geology, volume 1: strain analysis.*, Academic press, London, 1983.
- Ramsay, J.G., A Strained Earth, Past and Present, in *Science*, pp. 2139-2141, 2000.
- Ranalli, G., and D.C. Murphy, Rheological stratification of the lithosphere, *Tectonophysics*, 132, 281-295, 1987.
- Reilinger, R.E., S.C. McClusky, M.B. Oral, R.W. King, and M.N. Toksoz, Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B5), 9983-9999, 1997.
- Replumaz, A., R. Lacassin, P. Tapponnier, and P.H. Leloup, Large river offsets and Plio-Quaternary dextral slip rate on the Red River fault (Yunnan, China), *Journal of Geophysical Research*, 106 (B1), 819-836, 2001.
- Rosenberg, C., Shear zones and magma ascent: A model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps., *Tectonics*, 23 (TC3002), doi:10.1029/2003TC001526, 2004.
- Rosenberg, C., and M.R. Handy, Experimental deformation of partially-melted granite revisited: implications for the continental crust, *Journal of metamorphic Geology*, 23, 19-28, 2005.
- Rosenberg, C., S. Medvedev, and M.R. Handy, On the effects of melting on continental deformation and faulting, in *The dynamics of fault zones*, edited by M.R. Handy, MIT press, in press.
- Rubatto, D., I.S. Williams, and I.S. Buick, Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 458-468, 2001.
- Rutter, E.H., and K.H. Brodie, The role of tectonic grain size reduction in the rheological stratification of the lithosphere, *Geologische Rundschau*, 77 (1), 295-308, 1988.
- Sassier, C., P. Boulvais, D. Gapais, R. Capdevila, and H. Diot, From granitoid to kyanite-bearing micaschist during fluid-assisted shearing (Ile d'Yeu, France), *International Journal of Earth Sciences*, 95 (N°1), 2-18, 2006.
- Schärer, U., The effect of initial ²³⁰Th disequilibrium on young U-Pb ages: the Malaku case, Himalaya, *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 191-204, 1984.
- Schärer, U., P. Tapponnier, R. Lacassin, P.H. Leloup, Z. Dalai, and J. Shaocheng, Intraplate tectonics in Asia: a precise age for large-scale Miocene movement along the Ailao

- Shan-Red River shear zone, China, *Earth and Planetary Science Letters*, 97, 65-77, 1990.
- Schärer, U., L.-S. Zhang, and P. Tapponnier, Duration of strike-slip movements in large shear zones: The Red River belt, China, *Earth and Planetary Science Letters*, 126, 379-397, 1994.
- Schellart, W.P., Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling, *Tectonophysics*, 324, 1-16, 2000.
- Scholz, C.H., Shear heating and the state of stress on faults, *Journal of Geophysical Research*, 85 (B11), 6174-6184, 1980.
- Scholz, C.H., Evidence for a strong San Andreas fault, *Geology*, 28 (2), 163-166, 2000.
- Schueller, S., Localisation de la déformation et fracturation associée. Etude expérimentale et numérique sur des analogues de la lithosphère continentale, PhD thesis, Université de Rennes 1, <http://www.geosciences.univ-rennes1.fr/biblio/edition/MGR-Schueller.htm>, 2004.
- Schueller, S., F. Gueydan, and P. Davy, Brittle-ductile coupling: Role of ductile viscosity on brittle fracturing, *Geophysical Research Letters*, 32 (L10308), doi: 10.1029/2004/GL022272, 2005.
- Selverstone, J., G. Morteani, and J.M. Staudé, Fluid channelling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps, *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 419-431, 1991.
- Sengor, A.M.C., Tectonic subdivisions and evolution of Asia, *Bull. Tech. Univ. Istanbul*, 40, 355-438, 1987.
- Shimizu, I., Stress and temperature dependence of recrystallized grain size: a subgrain misorientation model, *Geophysical Research Letters*, 25 (N°22), 4237-4240, 1998.
- Sonder, L.J., and P. England, Vertical averages of rheology of the continental lithosphere: relation to thin sheet parameters, *Earth and Planetary Science Letters*, 77, 81-90, 1986.
- Stacey, J.S., and J.D. Kramers, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221, 1975.
- Stipp, M., H. Stünitz, R. Heilbronner, and S.M. Schmid, Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions, in *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*, edited by S. De Meer, M.R. Drury, J.H.P. De Bresser, and G.M. Pennock, pp. 171-190, The Geological Society of London, 2002a.
- Stipp, M., H. Stünitz, R. Heilbronner, and S.M. Schmid, The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250°C to 700°C, *Journal of Structural Geology*, 24, 1861-1884, 2002b.
- Stipp, M., and J. Tullis, The recrystallized grain size piezometer for quartz, *Geophysical Research Letters*, 30 (N°21), 2088, doi:10.1029/2003GL018444, 2003.
- Stöckhert, B., M.R. Brix, R. Kleinschrodt, A.J. Hurford, and R. Wirth, Thermochronometry and microstructures of quartz—a comparison with experimental flow laws and predictions on the temperature of the brittle-plastic transition, *Journal of Structural Geology*, 21, 351-369, 1999.
- Tapponnier, P., R. Lacassin, P.H. Leloup, U. Schärer, Z. Dalai, W. Haiwei, L. Xiaohan, J. Shaocheng, Z. Lianshang, and Z. Jiayou, The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China, *Nature*, 343, 431-437, 1990.
- Tapponnier, P., and P. Molnar, Active faulting and tectonics of China, *Journal of Geophysical Research*, 82 (2), 905-930, 1977.

- Tapponnier, P., G. Peltzer, and R. Armijo, On the mechanics of the collision between India and Asia, in *Collision Tectonics*, edited by M.P. Coward, and A.C. Ries, pp. 115-157, Geological Society Special Publication, 1986.
- Tapponnier, P., G. Peltzer, A.Y. Le Dain, R. Armijo, and P.R. Cobbold, Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine, *Geology*, *10*, 611-616, 1982.
- Tödheide, K., Water at High Temperatures and Pressure, in *Water : a comprehensive treatise*, edited by F. Franks, pp. 463-514, Plenum Press. New York-London, 1972.
- Tommasi, A., A. Vauchez, and B. Daudré, Initiation and propagation of shear zones in a heterogeneous continental lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, *100* (B11), 22083-22101, 1995.
- Tommasi, A., A. Vauchez, L.A.D. Fernandez, and C.C. Porcher, Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil, *Tectonics*, *13* (2), 421-437, 1994.
- Townsend, K.J., C.F. Miller, J.L. D'Andrea, J.C. Ayers, T.M. Harrison, and C.D. Coath, Low temperature replacement of monazite in the Ireteba granite, Southern Nevada: geochronological implications, *Chemical Geology*, *172*, 95-112, 2001.
- Tullis, J., Experimental studies and natural examples, in *Plastic deformation of minerals and rocks*, edited by S. Karato, and H.R. Wenk, pp. 51-95, 2002.
- Tullis, J., L.N. Dell'Angelo, and R.A. Yund, Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization, *Am.Geophys.Union Geophys. Monogr*, *56*, 67-81, 1990.
- Tullis, J., and H.R. Wenk, The effect of muscovite on the strength and lattice preferred orientations of experimentally deformed quartz aggregates, *Mater.Sci.Engin (special issue on Polyphase Polycrystal Plasticity)*, *A175*, 209-220, 1994.
- Tullis, J., and R.A. Yund, Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation, *Geology*, *13*, 238-241, 1985.
- Tullis, J., and R.A. Yund, The brittle-ductile transition in feldspar aggregates: An experimental study., in *Fault mechanics and transport properties of rocks*, edited by B. Evans, and T. Wong, pp. 89-118, San Diego, 1992.
- Turcotte, D.L., and G. Schubert, *Geodynamics*, Cambridge University press, Cambridge, 2002.
- Twiss, R.J., Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer, *Pure and Applied Geophysics*, *115*, 227-244, 1977.
- Twiss, R.J., Variable sensitivity piezometric equations for dislocation density and subgrain diameter and their relevance to olivine and quartz, in *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies*, edited by B.E. Hobbs, and H.C. Heard, pp. 247-261, 1986.
- Valli, F., Décrochements lithosphériques dans l'Ouest du plateau du Tibet : Géométrie, âge, décalages cumulés et vitesse de glissement long-terme sur la Faille du Karakorum, PhD thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, 2005.
- Vauchez, A., and M. Egydio da Silva, Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: The West Pernambuco shear zone, northeast Brazil., *Geology*, *20*, 1007-1010, 1992.
- Vauchez, A., S. Neves, R. Caby, M. Corsini, M. Egydio-Silva, M. Arthaud, and V. Amaro, The Borborema shear zone system, NE Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, *8* (3/4), 247-266, 1995.
- Vidal, O., and T. Parra, Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages, *Geological Journal*, *35*, 139-161, 2000.
- Vigneresse, J.L., Control of granite emplacement by regional deformation, *Tectonophysics*, *249*, 173-186, 1995.

- Wang, E., and J.J. Chu, Collision tectonics in the Cenozoic orogenic zone bordering China, India and Burma, *Tectonophysics*, 147, 71-84, 1988.
- Wang, P.L., C.H. Lo, T.Y. Lee, S.L. Chung, C.Y. Lan, and N. Trong Yem, Thermochronological evidence for the movement of the Ailao Shan-Red River shear zone: A perspective from Vietnam, *Geology*, 26 (10), 887-890, 1998.
- Weathers, M.S., J.M. Bird, R.F. Cooper, and D.L. Kohlstedt, Differential stress determined from deformation-induced microstructures of the Moine Thrust Zone, *Journal of Geophysical Research*, 84 (B13), 7495-7509, 1979.
- Weertman, J., Dislocation climb theory of steady-state creep, *Trans. ASME*, 61, 681-694, 1968.
- Weertman, J., The creep strength of the Earth's mantle, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 8, 145-168, 1970.
- Williams, I.S., I.S. Buick, and I. Cartwright, An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia, *Journal of metamorphic Geology*, 14, 29-47, 1996.
- White, S., Syntectonic recrystallization and texture development in quartz, *Nature*, 244, 276-278, 1973.
- White, S., Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz, *Tectonophysics*, 39, 143-170, 1977.
- White, S., Grain and sub-grain size variations across a mylonite zone, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70, 193-202, 1979a.
- White, S., Palaeo-stress estimates in the Moine Thrust Zone, Eriboll, Scotland, *Nature*, 280, 222-223, 1979b.
- White, S., S.E. Burrows, J. Carreras, N.D. Shaw, and F.J. Humphreys, On mylonites in ductile shear zones, *Journal of Structural Geology*, 2 (N°1/2), 175-187, 1980.
- White, S., and R.J. Knipe, Transformation- and reaction-enhanced ductility in rocks, *Journal of Geological Society of London*, 135, 513-516, 1978.
- Wibberley, C., Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening process in fault zones, *Journal of Structural Geology*, 21, 1219-1227, 1999.
- Wilks, K.R., and N.L. Carter, Rheology of some continental lower crustal rocks, *Tectonophysics*, 182, 57-27, 1990.
- Williams, I.S., U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe, in *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*, edited by M.A. McKibben, W.C. Shanks III, and W.I. Ridley, pp. 1-35, *Reviews in Economic Geology*, 1998.
- Williams, I.S., I.S. Buick, and I. Cartwright, An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia, *Journal of metamorphic Geology*, 14, 29-47, 1996.
- Wintsch, R.P., R. Christoffersen, and A.K. Kronenberg, Fluid-rock reaction weakening of fault zones, *Journal of Geophysical Research*, 100 (B7), 13021-13032, 1995.
- Xypolias, P., and I.K. Koukouvelas, Kinematic vorticity and strain rate patterns associated with ductile extrusion in the Chelmos Shear Zone (External Hellenides, Greece), *Tectonophysics*, 338 (1), 59-77, 2001.
- Yang, Z., and J. Besse, Paleomagnetic study of permian and Mesozoic sediments from northern Thailand supports the extrusion model for Indochina, *Earth and Planetary Science Letters*, 117, 525-552, 1993.
- Yang, Z., J. Besse, V. Sutheetorn, J.P. Bassoulet, H. Fontaine, and E. Buffetaut, Lower-Middle Jurassic paleomagnetic data from the Mae St area (Thailand): paleogeographic evolution and deformation history of Southeastern Asia, *Earth and Planetary Science Letters*, 136 (3-4), 325-341, 1995.

- Yonkee, W.A., W.T. Parry, and R.L. Bruhn, Relations between progressive deformation and fluid-rock interaction during shear-zone growth in a basement-cored thrust sheet, sevier orogenic belt, Utah, *American Journal of Sciences*, 303, 1-59, 2003.
- Yund, R.A., and J. Tullis, Compositional changes of minerals associated with dynamic recrystallization, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108, 346-355, 1991.
- Zhang, L.-S., and U. Schärer, Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt China, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 67-85, 1999.
- Zoback, M.D., M.L. Zoback, V.S. Mount, J. Suppe, J.P. Eaton, J.H. Healy, D. Oppenheimer, P. Reasenber, L. Jones, C.B. Raleigh, I.G. Wong, O. Scotti, and C. Wentworth, New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system, *Science*, 238, 1105-1111, 1987.
- Zulauf, G., Structural style, deformation mechanisms and paleodifferential stress along an exposed crustal section: constraints on the rheology of quartzofeldspathic rocks at supra- and infrastructural levels (Bohemian Massif), *Tectonophysics*, 332, 211-237, 2001.

Annexes

Annexes

Annexe 1 : Description des techniques de séparation des minéraux utilisées dans ce travail.

Annexe 2 : Résumés des communications (orales ou posters) présentées dans des congrès français ou internationaux au cours de la thèse :

- “*Mass transfers during shear localization within HT orthogneisses (Ile d’Yeu, Brittany, France)*”, RST, septembre 2004, oral.

Cette présentation correspond aux travaux de DEA effectués à Géosciences Rennes en 2002-2003.

- “*Measurement of local strain rates in ductile shear zones: a new approach from deformed syntectonic dykes.*” EGU, Avril 2006, poster.

Ce poster a permis de présenter l’idée générale de la méthode pour obtenir des vitesses de déformation locales dans des zones de cisaillement ductiles en décrochement, ainsi que les premiers résultats géochronologiques obtenus en mars 2006 à l’Australian National University en collaboration avec Daniela Rubatto.

- “*Testing paleo-piezometers: constraints from a natural example.*” EGU, 2006, Oral.

Cette communication présentait les premiers résultats des estimations de paleo-contraintes sur la zone de cisaillement du Fleuve Rouge.

- “*Measurement of local strain rates in ductile shear zones: a new approach from deformed syntectonic dykes.*” AGU Fall Meeting, Décembre 2006, poster.

Ce poster présentait l’ensemble des méthodes et résultats (quantification de la déformation et datations) développés et obtenus au cours de ces trois ans de thèse sur la thématique des vitesses de déformations de zones de cisaillement ductiles.

Annexe 3: Cette annexe est une publication écrite au cours de ma première année de thèse sur mes travaux de DEA effectués à Géosciences Rennes. Le travail de thèse présenté précédemment ne s’inscrit pas dans la thématique Fluides et Déformation développée dans cet article, mais reste cependant dans la continuité de l’étude des zones de cisaillement ductiles.

Publication:

Caroline Sassier, Philippe Boulvais, Denis Gapais, Hervé Diot: “*From granitoid to kyanite-bearing micaschist during fluid assisted shearing (Ile d’Yeu, France)*” publié dans International Journal of Earth Sciences (2006) 95: 2-18.

Annexe 1

Techniques de séparations minérales

Séparation minérale

1. Les blocs d'échantillons de filons ont été sciés sur scie fixe pour éliminer l'éventuelle matrice gneissique restante et diminuer la taille des blocs. Puis ces échantillons ont été broyés en graviers dans des broyeurs à mâchoires en partie à l'Université de Lyon 1 et l'autre partie à l'Observatoire des magmas et volcans de Clermont-Ferrand. Entre chaque échantillon les broyeurs ont été nettoyés à l'eau et air comprimé pour éviter toute contamination entre échantillons. Seule la fraction inférieure à 400 μm a été conservée par tamisage, la fraction supérieure à 400 μm étant broyée et tamisée de nouveau. Les micas de la fraction tamisée ont été extraits au Frantz pour d'éventuelles datations Ar-Ar.

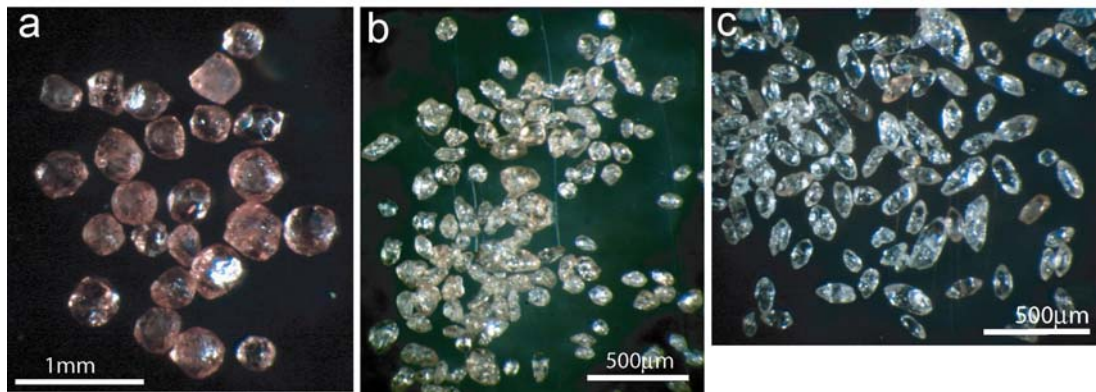
2. L'étape suivante a permis de récupérer les minéraux lourds (zircons, monazites, grenats ainsi que les oxydes) grâce à une table à secousses de type Wilfey. Le principe de cette méthode est basé sur la différence de densité des différents minéraux. La table à secousses est une surface plane inclinée parcourue d'un filet d'eau et portant une série de barrettes (les rifles) perpendiculaires à l'écoulement de l'eau et de longueurs croissantes vers le niveau bas de la table ; un mouvement longitudinal asymétrique est appliqué à la table qui permet un classement des particules par taille et masse volumique entre les rifles le long desquelles elles progressent. Les particules les plus légères et avec une plus forte flottabilité (les micas par exemple) suivent directement l'écoulement d'eau, les particules de densité intermédiaire suivent une direction diagonale par rapport au point d'alimentation et s'écoulent de rifle en rifle, alors que les particules les plus denses se détachent assez rapidement du reste des particules pour cheminer à l'extrémité des rifles et sont bien distinguées par leur couleur plus sombre fonction de la présence d'oxydes. Cependant, la présence de nombreux oxydes ne permet pas d'identifier clairement la présence ou l'absence de minéraux datables (zircons, monazites, alanite, xénotime..). Seuls les grenats sont facilement reconnaissables par leur couleur bordeaux.

3. La fraction récoltée est préalablement passée sous un aimant à main afin d'en extraire les particules métalliques provenant du broyeur, puis cette fraction est mise à décanter dans une liqueur de bromoforme de densité 2.9. Ainsi les minéraux plus denses que la liqueur, comme par exemple les monazites ($d=5$ environ) et les zircons ($d=4.6$ à 4.8), sont récupérés à la base de l'ampoule à décanter, tandis que les dernières fractions de quartz ($d = 2.7$ à 3.6) et

feldspaths ($d = 2.6$ à 2.8) restent en flottaison. Lors de l'ouverture de l'ampoule à décanter, les minéraux sont récupérés successivement (en premier lieu les minéraux denses puis dans une seconde étape les minéraux en flottaison) dans des filtres placés au dessus d'un entonnoir. Pour chacun des échantillons dans les filtres, un long rinçage à l'acétone est nécessaire afin d'éviter la formation d'un agrégat. Un second passage dans une liqueur de iodure de méthylène de densité 3.3 permet d'affiner cette séparation minérale. Le même protocole est renouvelé

4. Les minéraux sont séparés ensuite plus finement avec un séparateur électromagnétique : le Frantz. La fraction minérale s'écoule progressivement dans un conduit plus ou moins incliné et est soumis à un champ magnétique permettant de séparer les minéraux en deux fractions suivant leur sensibilité magnétique. Les réglages de la pente du conduit et du champ magnétique s'effectuent à tâtons car, en fonction de la taille des grains et de leur provenance, leur sensibilité magnétique peut varier suffisamment pour que la séparation soit plus grossière avec des réglages classiques. Une technique pour séparer les éventuels restes d'oxydes des minéraux recherchés est de faire passer l'échantillon dans un cône en papier collé à l'aimant avec un faible magnétisme. Les oxydes, qui sont les éléments les plus magnétiques, restent collés au papier le long de l'aimant tandis que les minéraux sont récupérés à part. Dans chacun des échantillons, la première phase à être séparée fut les grenats qui, de par leur forme ovoïde, roulent facilement dans le conduit et se sépare aisément des autres phases. Le but de la seconde séparation, plus délicate, était d'isoler le plus finement possible les monazites de couleur caractéristique jaune miel des zircons de couleur plus claire. Plusieurs passages dans le Frantz sont souvent nécessaires pour affiner au maximum la séparation. Entre chaque échantillon, les différentes parties du Frantz où l'échantillon circule ont été démontées, nettoyées à l'air comprimé et à l'alcool afin de limiter toute contamination entre échantillons.

5. Enfin, l'ultime étape de séparation est le tri et prélèvement des minéraux avec un pic et / ou pince d'horloger sous une loupe binoculaire. Les minéraux qui seront datés sont choisis avec précaution suivant des caractéristiques simples : les plus gros sans fractures et avec le minimum d'inclusions, c'est-à-dire les plus limpides possible.



Photographies de (a) grenats, (b) monazites et (c) zircons prises sous une loupe binoculaire.

Le broyage des échantillons a été effectué en partie à l'Observatoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand, ainsi que l'utilisation de la table à secousses. Les autres séparations minérales ont été réalisées à l'Université de Lyon 1.

Annexe 2

Résumés de congrès

**Réunion des Sciences de la Terre - Joint Earth Sciences Meeting
20-25 septembre 2004, Strasbourg (France)**

Communication orale

Mass transfers during shear localization within HT orthogneisses (Ile d'Yeu, Brittany, France)

C.Sassier (1,2), P. Boulvais (2), R. Capdevila (2), D. Gapais (2), H.Diot (3)

(1) UMR CNRS 5570 - Univ. Lyon1, 69622 Villeurbanne Cedex, France. (caroline.sassier@univ-lyon1.fr). (2) UMR 6118 CNRS, Univ. Rennes 1, 35042 Rennes Cedex, France. (3) Univ. La Rochelle Cedex 1, France.

Deformation of granitic rocks is classically marked by a decrease in strain localization with increasing temperature. Under greenschist-facies conditions, strain localization is often accompanied by fluid-assisted mass transfers and mineralogical transformations; whereas the granitic composition remains generally stable within amphibolite-facies shear zones.

The Ile d'Yeu orthogneiss (Hercynian belt of Brittany) shows both pervasive HT deformations and very strong strain localization within HT narrow shear zones. Strains result from top-to-south thrusting, probably followed by post-thickening extension. The latter event resulted in sub-vertical thinning marked by local boudinage of orthogneiss sheets and by local reorientation of stretching lineations toward an EW direction. Field evidence suggests that shear zones developed during the thrusting event.

Outside shear zones, the orthogneiss is composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, and rare muscovite. Results of a combined structural, petrological and geochemical analysis of shear zones show that (1) Increasing strain is marked by removal of feldspars at the expense of biotite and muscovite, leading to an abrupt increase of the peraluminous signature, with local occurrence of kyanite, (2) the change in mineralogy is associated with input of H₂O, Mg, K and P, and leaching of Ca, Na and Si, (3) Cl and Mg contents of biotite and apatite increase with increasing strain, (4) changes in mineralogical and chemical whole-rock compositions are consistent with fluid-assisted mass transfers in an open system (fluid advection). However oxygen isotope compositions are comparable outside and within shear zones ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Qtz}} = 9$ to 10 per mil), which suggest that the fluid composition was buffered by the country rocks. Quartz-biotite isotopic equilibrium temperatures are in the range 500-600°C within both orthogneiss and shear zones. This, together with the occurrence of post-kinematic cordierite and the lack of chlorite indicates that no retrograde deformations occurred below 500-600°C.

From the overall structural, mineralogical and geochemical patterns, we infer rather early strain localization, perhaps during the prograde history, followed by more distributed deformation during the HT part of the retrograde path.

**European Geosciences Union, General Assembly
2-7 avril 2006, Vienne (Autriche)**

Session: Quantitative Structural Geology: What does it tell us about the mechanics?

Poster

Measurement of local strain rates in ductile shear zones: a new approach from deformed syntectonic dykes.

C.Sassier (1), D.Rubatto (2), P.H. Leloup (1)

(1) LST, Université de Lyon 1, France, (2) RSES, Australian National University, Australia
(caroline.sassier@univ-lyon1.fr)

On the Earth surface, deformation is mostly localized in fault zones in between tectonic plates. In the upper crust, where deformation is brittle, the faults are narrow and produce earthquakes. In contrast, deformation in the lower ductile crust corresponds to larger shear zones. If it is relatively easy to measure *in situ* deformation rates at the surface using for example GPS data; it is much more difficult to determinate *in situ* values of strain rate in the ductile crust. Such strain rates can only be estimated in paleo-shear zones.

In paleo-shear zones, various methods have been used to assess paleo-strain rates. Cooling and/or decompression rates associated with hypothesis on geothermic gradients and shear zone geometry can lead to the estimation of paleo-strain rates. More direct estimates result from the age determination of helicitic garnets or syntectonic fibres. However, these techniques have been developed in area with little deformation and not in major shear zones. Another way to estimate strain-rates is to associate paleo-stress measurements with a power flow law. However, this implies strong assumptions on the deformation temperature as well as on the parameters of the power flow law.

Here, we propose a new direct method to obtain local strain rates on shear zones, coupling quantification of deformation and geochronology. In order to validate our method, we choose to test it in a major shear zone which tectonic setting is now well constrained: the Ailao-Shan - Red River Shear Zone (ASRRsz) in SE Asia. For this 10 km wide shear zone, large-scale fault rates, determined in three independent ways, imply strain rates between $1.17 * 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ and $1.52 * 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ between 35 and 16 Ma.

In outcrops where several generations of syntectonic dykes are present, the strain rate can be measured by quantifying the deformation and the age of each dyke. On one hand, we used a method of surface restoration to quantify the stretching and the shear strain γ of boudins trails corresponding to former dykes. In the ASRRsz, previous studies gave values of $\gamma = 5.5 \pm 1.8$ and $\gamma = 7 \pm 2.8$ for such syntectonic dykes. On the other hand, we determined the emplacement age of each dyke, by ion microprobe U-Pb dating of both zircon and monazite. The strain rates deduced from these measurements will be compared with those previously deduced from indirect methods.

From quartz paleo-piezometer, shear stresses in the ASRRsz are estimated between 15.62 and 34.06 MPa. These shear stresses and strain rates will be compared to results from thermo-mechanical numerical models of the ASRRsz, taking into account the fault rate and the effect of shear heating at the scale of the lithosphere.

**Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 01696, 2006
Sref-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-01696**

**European Geosciences Union, General Assembly
2-7 avril 2006, Vienne (Autriche)**

Session: The extrapolation of lab data to nature.

Communication orale.

Testing paleo-piezometers: constraints from a natural example

C. Sassier, C. Lefebvre, P.H. Leloup

LST, Université de Lyon 1, France, (caroline.sassier@univ-lyon1.fr)

Whether deformation within the ductile continental lithosphere is fundamentally concentrated in narrow shear zones or distributed in wide zones stays a major controversy of the earth sciences. This is in part because direct measurements of strain or strain rate are difficult, especially when the deformation is intense like in ductile shear zones. It is thus important to measure other physical parameters like shear stress and temperature that may help to evaluate the strain rate. Shear stress is measured by using paleo-piezometers that link shear stress with the size of the recrystallized minerals (olivine, quartz or feldspar). Such piezometers are calibrated by microphysical models or experimental studies. Some have been used in natural examples to estimate shear stress and even strain rates by considering the temperature of deformation and assuming a flow law. However, such estimates have rarely been validated by independent constraints. We have tested quartz paleo-piezometers within a major shear zone (the Red River Shear Zone, SE Asia) where the average strain rate can be evaluated from large scale constraints.

From quartz microstructures in thin sections, we identify mechanisms of dynamic recrystallisation as belonging to dislocation creep regimes 2 and 3. The microphysical model of Twiss (*Pure Appl. Geoph.*, 1977) and the experimental piezometer of Stipp and Tullis (*GRL*, 2003) are considered to be the most suitable piezometers for these dislocation creep regimes. The recrystallised grain sizes measured in each samples vary between 70 and 120 μm . Associated mean stresses vary between 15.62 MPa to 23.43 MPa with the Stipp and Tullis's piezometer and between 24.12 MPa and 34.06 MPa with the Twiss piezometer. From the LPO of quartz, we have determined the deformation temperature for each sample and calculated the corresponding strain rate using a classical power flow-law. The flow law leads to strain rates between $2.10 \cdot 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ and $8.07 \cdot 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ with the shear stresses from the experimental piezometer; whereas the strain rates are between $1.24 \cdot 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ and $3.65 \cdot 10^{-12} \text{ s}^{-1}$ using the Twiss piezometer.

Three independent constraints on the Red River Shear Zone give slip rates between 3 and 6 cm/yr from 32 to 15 Ma. For a 10 km wide shear zone, this corresponds to strain rates between $1 \cdot 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ and $2 \cdot 10^{-13} \text{ s}^{-1}$. We conclude that both the experimental and theoretical piezometers are applicable in natural examples under conditions of creep dislocation regimes 2 and 3 and for strain rates on the order of 10^{-13} s^{-1} . The Stipp and Tullis's piezometer appears to be valid for larger recrystallised grain sizes than those advised by the authors but tends to underestimate shear stress, whilst the Twiss tends to overestimate it.

**Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 01698, 2006
Sref-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-01698**

**American Geophysical Union, Fall Meeting
11-15 décembre 2006, San Francisco (Etats-Unis)**

Session: Dynamics of Orogenic Belts and Continental Plateaus (T31C).

Poster

Measuring local strain rates in ductile shear zones: a new approach from deformed syntectonic dykes.

C.Sassier^a, P.H. Leloup^a, D.Rubatto^b, O.Galland^c, Y.Yue^d, D.Lin^d.

a : Laboratoire des Sciences de la Terre, CNRS UMR 5570, Université Claude Bernard Lyon 1-ENS Lyon, 69622 Villeurbanne Cedex, France

b : Research School of Earth Sciences, The Australian National University, 0200 Canberra, Australia

c : Physical and Geological Processes, University of Oslo, Sem Selands vei 24, NO-0316 Oslo, Norway.

d : Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, People's Republic of China

At the Earth surface, deformation is mostly localized in fault zones in between tectonic plates. In the upper crust, the deformation is brittle and the faults are narrow and produce earthquakes. In contrast, deformation in the lower ductile crust results in larger shear zones. While it is relatively easy to measure *in situ* deformation rates at the surface using for example GPS data, it is more difficult to determinate *in situ* values of strain rate in the ductile crust. Such strain rates can only be estimated in paleo-shear zones.

Various methods have been used to assess paleo-strain rates in paleo-shear zones. For instance, cooling and/or decompression rates associated with assumptions on geothermic gradients and shear zone geometry can lead to such estimates. Another way to estimate strain rates is the integration of paleo-stress measurements in a power flow law. But these methods are indirect and imply strong assumptions. Dating of helicitic garnets or syntectonic fibres are more direct estimates. However these last techniques have been only applied in zones of low deformation and not in major shear zones.

We propose a new direct method to measure local strain rates in major ductile shear zones from syntectonic dykes by coupling quantification of deformation and geochronology. We test our method in a major shear zone in a well constrained tectonic setting: the Ailao-Shan - Red River Shear Zone (ASRRsz) located in SE Asia. For this 10 km wide shear zone, large-scale fault rates, determined in three independent ways, imply strain rates between $1.17 * 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ and $1.52 * 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ between 35 and 16 Ma.

Our study focused on one outcrop where different generations of syntectonic dykes are observed. First, we quantified the minimum shear strain γ for each dyke using several methods: (1) by measuring the stretching of dykes with a surface restoration method (2) by measuring the final angle of the dykes with respect to the shear direction and (3) by combining the two previous methods. From the less to the most deformed dykes, minimum γ values vary between 0.2 to ~ 10 , respectively. Second, we determined the ages of emplacement of each dyke by ion microprobe U-Pb dating of monazites. We obtained three groups of ages at 22Ma, 24-26Ma and 30Ma. Our geochronological data are in good agreement with our structural data, the most deformed dykes being the oldest. The strain rates deduced from these measurements are on the order of 10^{-14} s^{-1} , that is slower than values previously deduced from indirect methods. However, this value only corresponds to a minimum local strain rate.

That new method developed to estimate local minimum strain rates in a major ductile shear zone seems to be reliable and could be applied to other shear zones. Such an approach applied at several locations along a single shear zone could also provide new opportunities to understand the evolution of a whole shear system.

Annexe 3

*Article publié dans
International Journal of Earth Sciences
2006*

Caroline Sassier · Philippe Boulvais · Denis Gapais
Ramon Capdevila · Hervé Diot

From granitoid to kyanite-bearing micaschist during fluid-assisted shearing (Ile d'Yeu, France)

Received: 24 September 2004 / Accepted: 26 May 2005 / Published online: 26 July 2005
© Springer-Verlag 2005

Abstract We describe amphibolite-facies shear zones affecting an orthogneiss from the Armorican Hercynian belt (Ile d'Yeu, western France). The deformation pattern is consistent with top-to-the-South thrusting followed by E–W extension, as documented elsewhere in the region. Shearing was accompanied by channelled fluid flow that transformed the orthogneiss into a peraluminous micaschist. Structural and mineralogical data indicate rather early strain localization. Then, temperature increase associated with crustal thickening favoured more distributed deformations marked by shear zone stretching and the development of a HT regional foliation. Chemical analyses made across five shear zones show mass transfers that mainly implied losses in Ca and Na, and gains in H₂O, Mg, and K. Most results indicate constant volume transformation, but some suggest records of either gains or losses of volume (between +20% and –30%). This might reflect variable records of fluid-rock interactions according to the timing of initiation and subsequent evolution of individual shear zones, early thrusting stages being marked by up-temperature flow, and late thrusting stages by down-temperature flow. $\delta^{18}\text{O}$ analyses suggest that fluids experienced significant isotopic exchange with orthogneisses.

Keywords Shear zones · Mass transfers · Fluid-rock interactions · High-temperature deformation · granitic rocks

C. Sassier · P. Boulvais · D. Gapais · R. Capdevila
Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS,
Université de Rennes 1, Rennes cedex, 35042, France

H. Diot
Pôle Sciences et Technologie, Université de La Rochelle,
Av. Michel Crepeau, La Rochelle Cedex 01, 17042, France

Present address: C. Sassier
Laboratoire de Sciences de la Terre, UMR 5570 CNRS,
Université de Lyon 1, Villeurbanne cedex, 69622, France
E-mail: caroline.sassier@univ-lyon1.fr

Introduction

Interactions between strain localization, fluid circulation and chemical mass transfers across shear zones have been extensively studied in the past 30 years (see Beach 1976; Etheridge et al. 1983, 1984; Kerrich 1986; McCaig 1988; Yonkee et al. 2003). Many works have in particular documented softening processes associated with metamorphic reactions and fluid channelling in the granitic crust (e.g. Mitra 1978; White and Knipe 1978; Marquer et al. 1985; Marquer and Burkhard 1992; Fitzgerald and Stünitz 1993; Wibberley 1999). Most examples concern the upper crust, where strain localization is common. On the other hand, only few examples have reported strong interactions between shearing, mass transfers and metamorphic reactions within hot and deep parts of the crust (Dipple et al. 1990; Selverstone et al. 1991; Cartwright and Buick 1999). Indeed, most efficient reaction softening processes, like feldspar-to-mica decay, involve important water input; whereas the environment of a stable lower crust is generally water deficient (Newton 1990). In addition, increasing temperature generally promotes distributed deformations of granitic rocks because of overall decrease in strength contrast between feldspars and quartz (see Gapais 1989).

The present paper describes an orthogneiss from the Ile d'Yeu (south Brittany, France) located in the internal zones of the Armorican Hercynian belt. During the Hercynian collision, the region underwent crustal thickening, followed by syn-convergence extension in Upper Carboniferous times (see Gapais et al. 1993; Burg et al. 1994; Cagnard et al. 2004). The Ile d'Yeu orthogneiss is thrust over metasediments. It is affected by a penetrative flat-lying fabric associated with amphibolite facies metamorphism (Semelin and Marchand 1984), and is locally affected by strong strain localization within metre-scale ductile shear zones. Shear zones show drastic changes in modal composition, from primary weakly peraluminous magmatic assemblages (Qtz + Kfs + Pl + Bt) to strongly peralumi-

nous ones (Qtz+Bt+Ms±Ky). A combined analysis of structures, microstructures, petrology and geochemistry across several shear zones attests to important fluid-assisted mass transfers during shearing. The study leads to an integrated model of the formation and evolution of the shear zones during the tectonic history of the Ile d'Yeu, from thrusting to subsequent exhumation.

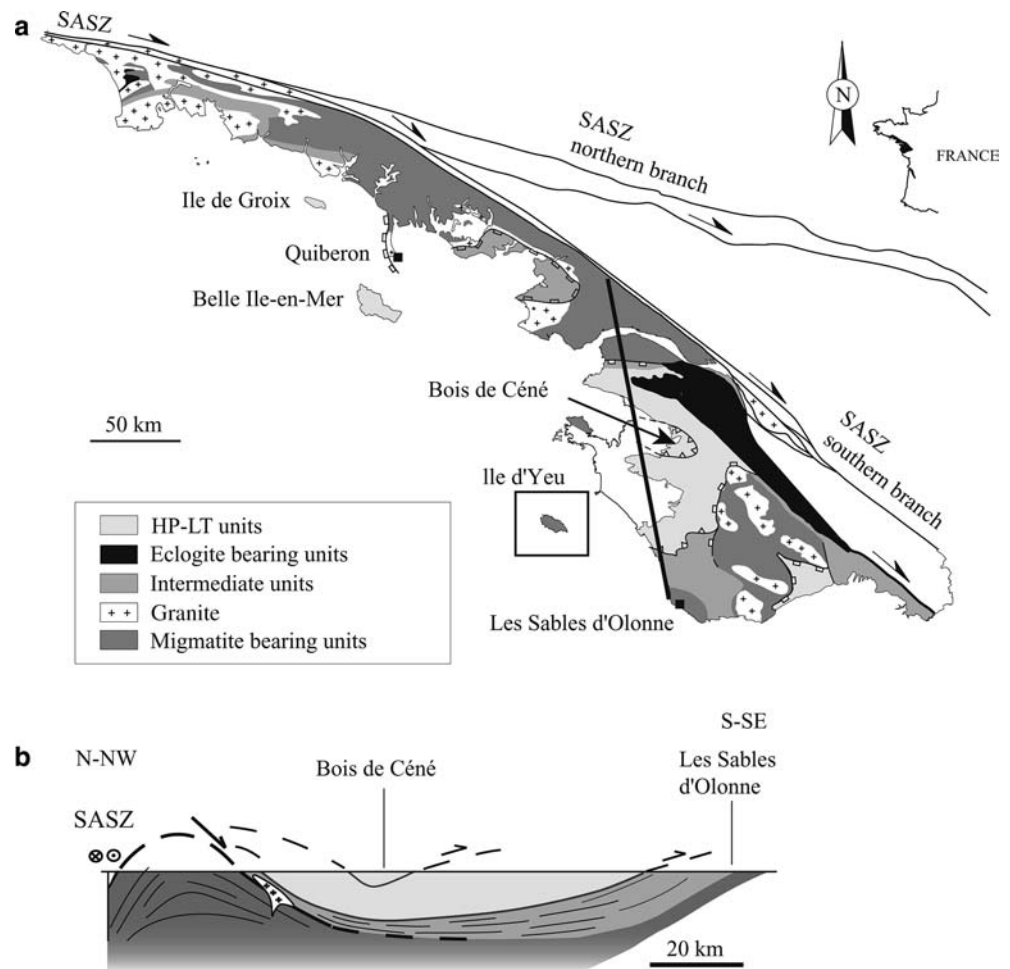
Tectonic setting

The southern part of the Armorican Hercynian belt (Fig. 1) is bounded to the North by the South Armorican Shear Zone, a major dextral wrench zone (Jégouzo 1980). It shows three main groups of tectonic units (Fig. 1). Uppermost ones are marked by metamorphic histories of HP-LT type, with blueschists (Bois de Céné and Ile de Groix blueschists, 1,400–1,900 MPa, 500–550°C; Bosse et al. 2002 and references therein) overlying metamorphic volcanics and shales (Vendée and Belle-Ile-en-Mer porphyroids, 700–900 MPa, 350–400°C; Le Hébel et al. 2002). Burial and exhumation of these units occurred during Upper Devonian to Lower

Carboniferous times (370–350 Ma, Bosse et al. 2002; Le Hébel et al. 2002). HP-LT units are underlain by metasediments affected by a Barrovian metamorphism increasing downward from anchizonal facies to amphibolite facies conditions (Triboulet and Audren 1988; Goujou 1992 and references therein). The bottom of the pile consists of high temperature rocks with large volumes of migmatites where local estimates of peak metamorphic conditions yielded values of the order of 700–750°C and 800–1,000 MPa (Jones and Brown 1990; Goujou 1992). Associated geochronological data (Ar-Ar on amphiboles and micas, U-Pb on monazites) indicate rapid cooling of the lower units during the Upper Carboniferous, around 310–300 Ma (see Goujou 1992; Gapais et al. 1993; Brown and Dallmeyer 1996). Recent works have shown that exhumation was associated with regional-scale extension (Gapais et al. 1993; Cagnard et al. 2004). The resulting overall pattern is that of exhumed windows cored by HT rocks and surrounded by klippen of HP-LT units showing records of earlier thrusting (Fig. 1).

The Ile d'Yeu orthogneiss belongs to the lowermost part of the tectonic pile exposed in South Brittany. Its equivalent on the continent is found in the Sables

Fig. 1 Location of the Ile d'Yeu within the Hercynian belt of South Brittany (modified after Cagnard et al. 2004). **a** Simplified tectonic and metamorphic map. **b** General cross-section. The Ile d'Yeu orthogneiss belongs to the lowermost migmatite-bearing units that crop-out in the region



d'Olonne area (Fig. 1; Mathieu 1945). There, main deformations occurred under partial melting conditions and are associated with southward thrusting (Iglesias and Brun 1976; Brun and Burg 1982; Cannat and Bouchez 1986) overprinted by E–W extension-induced crustal thinning (Colchen and Rolin 2001; Cagnard et al. 2004). If extensional deformations are well bracketed around 310–300 Ma, the age of the thrusting event remains unknown.

The Ile d'Yeu orthogneiss comprises sheets of various compositions, including granodiorite, syenogranite and porphyric granite (Diot et al. 2002) (Fig. 2). Orthogneisses are thrust over paragneisses that mainly crop out in a window in the southern part of the island (Fig. 2). There, Semelin and Marchand (1984) have studied peraluminous rocks made of alternating biotitites and kyanite-bearing gneisses. They recognized three main successive events in the metamorphic evolution: (1) St + Ky + Grt + Bt + Ms assemblages indicating Barrovian metamorphic conditions, with temperatures around

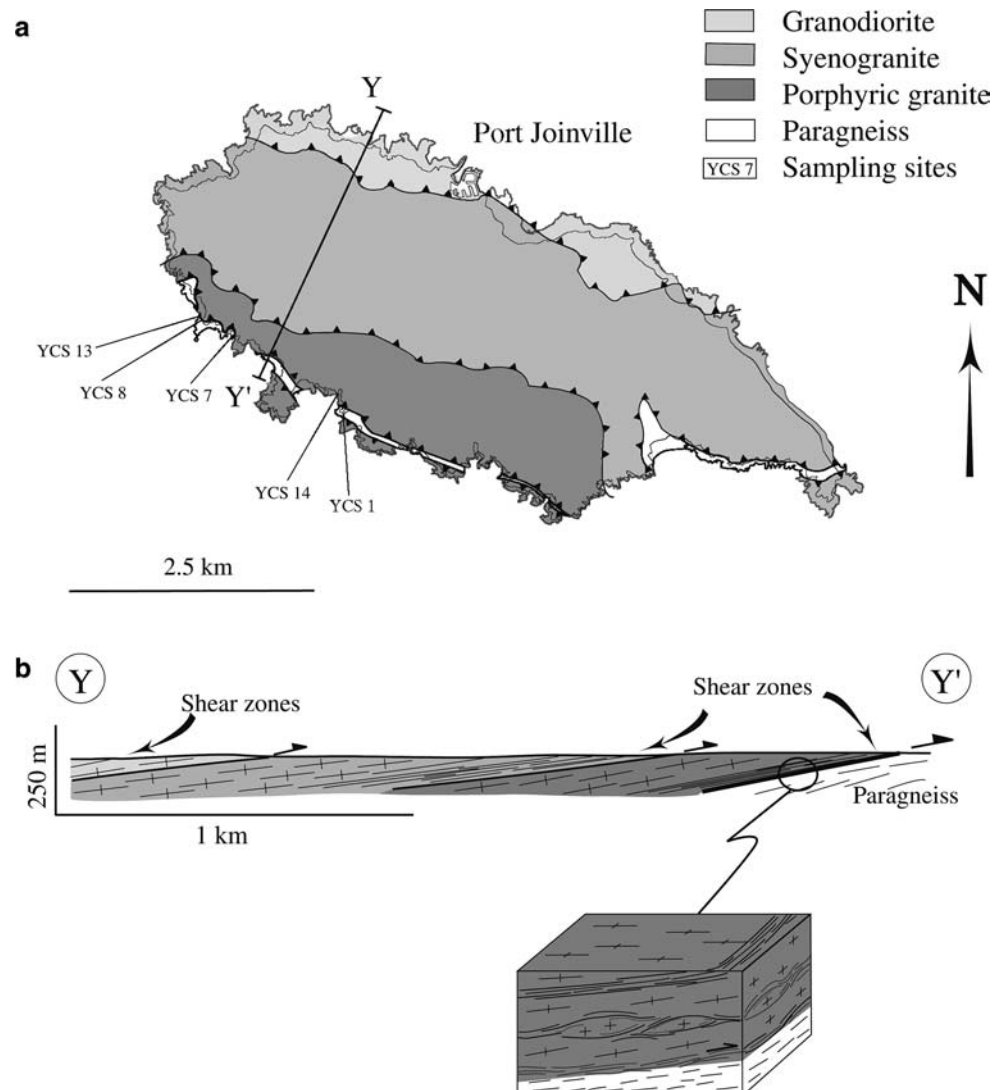
600°C and minimum pressures of the order of 500 MPa, (2) the occurrence of sillimanite and associations of cordierite-cordiron and cordierite-spinel indicating anatectic conditions, and (3) growth of andalusite, sericite and chlorite during limited retrogression. This metamorphic history is consistent with that recorded in the Sables d'Olonne area (Goujou 1992; Cagnard et al. 2004).

Outcrop-scale structures

Regional foliation and lineation

Most outcrops of the Ile d'Yeu consist of well-foliated orthogneiss. Fabrics reflecting either moderate or very large deformations occur locally (Fig. 3a, b). The foliation strikes E–W on the north coast to NE on the west and south coast, with an overall northward dip of about 10° (Fig. 4). It bears a well developed stretching linea-

Fig. 2 Simplified geological map (a) and cross-section (b) of the Ile d'Yeu area (modified after Diot et al. 2002), and sampling localities



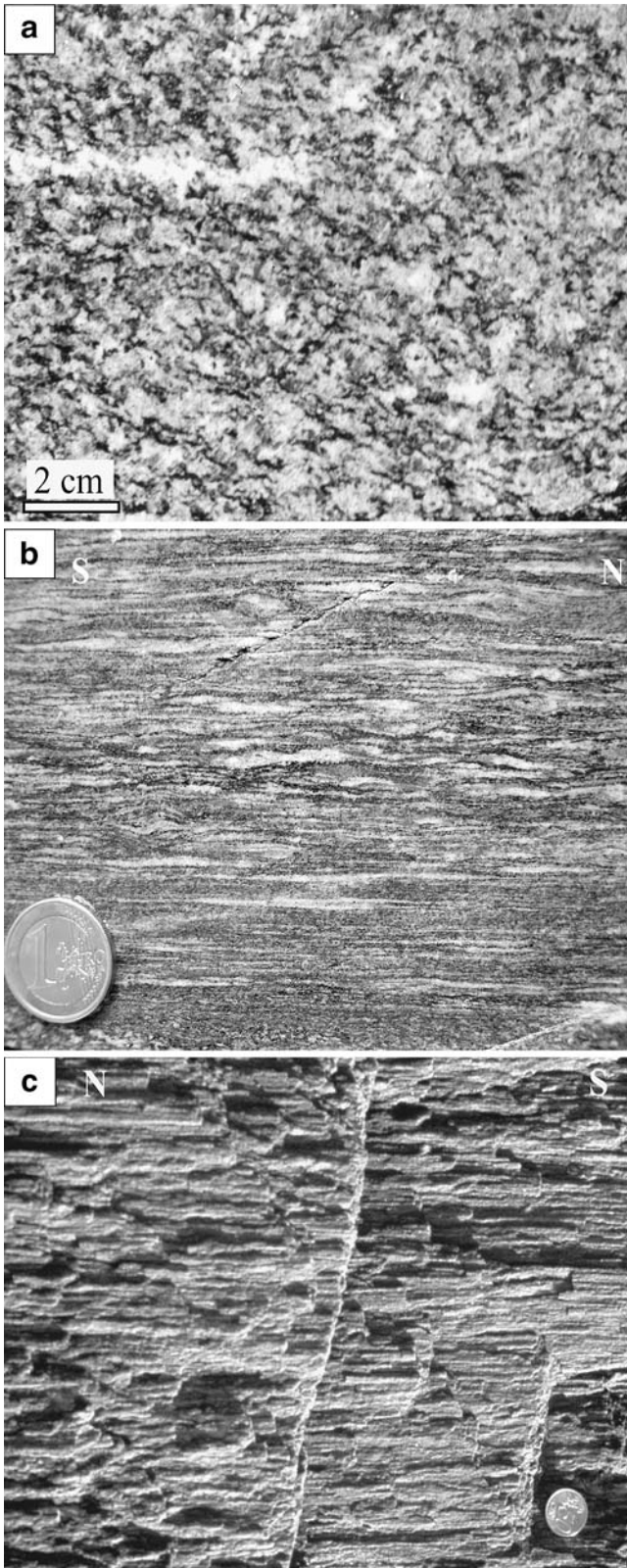


Fig. 3 Photographs showing moderately (a) and strongly (b) deformed orthogneiss (views perpendicular to foliation and parallel to stretching lineation), and regional stretching lineation (c) (view parallel to the sub-horizontal foliation)

tion (Fig. 3c) that strikes dominantly N to NW along the northern coast of the island and around NW on the other coastal outcrops (Fig. 4). Kinematic indicators, especially shear bands, attest to overall top-to-the-South thrusting (Diot et al. 2002).

Shear zones

The regional foliation is locally associated with an array of metre-scale mylonitic shear zones anastomosed around flat lenses of orthogneiss (Fig. 5a–c). In the field, shear zones appear as dark bands (Fig. 5a–c) due to a decrease in grain size and to mineralogical changes especially marked by an increase in biotite content.

Most shear zones are flat lying, at very low angle to the orthogneiss foliation (Fig. 5a–c). Where they wrap around decimetre to metre-thick lenses of orthogneiss, the latter often show boudinage, with biotite-rich mylonitic material filling boudin necks (Fig. 5d). These features show that most shear zones underwent parallel stretch and reorientation during regional deformation. Only few shear zones are significantly oblique to the orthogneiss foliation (Fig. 5c).

Within shear zones, the attitude of foliation and stretching lineation is consistent with the fabric of the surrounding orthogneiss (Fig. 4). The main difference is an important scatter of lineation strikes in some areas, between dominantly NS to NW and E–W (Fig. 4). Boudins (Fig. 5d), as well as lineation patterns, indicate local E–W to NW–SE stretching. The scatter of principal stretch directions between E–W and N–S can be locally observed at outcrop-scale and suggests regional finite strains of flattening type.

Shear zones, especially those lying at low angle to the regional foliation, are marked by very sharp strain gradients (Fig. 6a). Across shear zones oblique to the regional foliation, changes from orthogneiss to mylonite are also sharp, but may be more gradual (Fig. 6b).

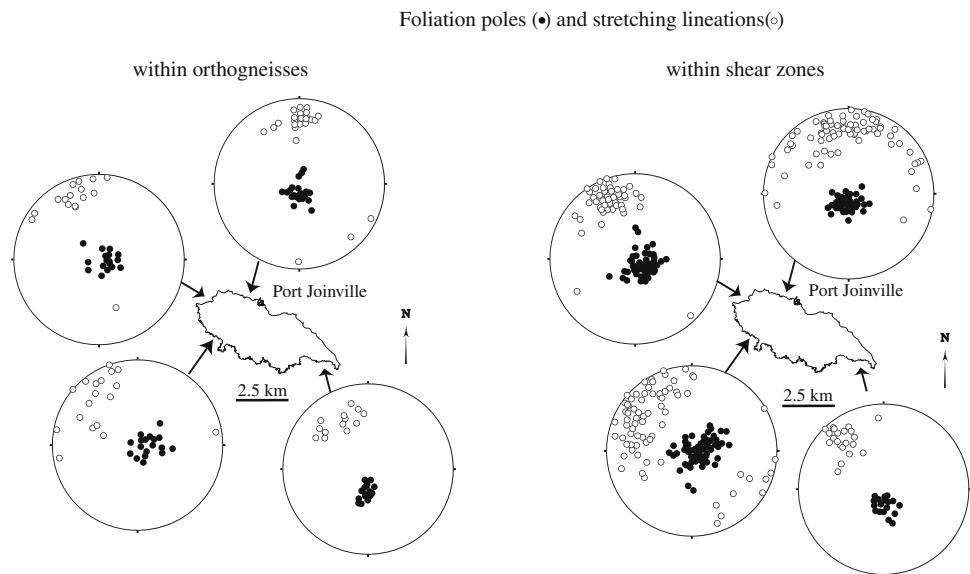
Microstructures and mineralogy

Our study mainly focused on the southern part of the Ile d'Yeu, where the orthogneiss consists of Qtz + Plg + Kfs + Bt ± Ms. Garnet-bearing orthogneiss is locally observed.

Five groups of samples selected across five individual shear zones have been analysed (Fig. 2). Four of them (YCS 1, 8, 13, 14) are from low-angle shear zones with sharp strain gradients. One (YCS 7) is from an oblique shear zone (Figs. 5c, 6b). For each zone, we sampled the mylonite and the adjacent less deformed orthogneiss (sampled at less than one metre away from the shear zone). Where strain gradients were not too sharp, intermediate stages were also sampled.

The general texture of the orthogneiss is granoblastic. Both K-feldspar and plagioclase show syn-kinematic

Fig. 4 Poles to foliation (*black circles*) and stretching lineations (*open circles*) within orthogneisses and shear zones along the different coasts of the Ile d'Yeu (equal angle, lower hemisphere projections)



recrystallisation (Fig. 7a, b), which indicates amphibolite-facies conditions (Voll 1976; Simpson 1985; Gapais 1989). Furthermore, large recrystallized feldspar grains are riddled with numerous inclusions of quartz (Fig. 7b), a feature typical of subsolidus or partial melting HT environments (Ashworth 1986; Gapais et al. 1987). Quartz grains have lobate boundaries, attesting to extensive grain boundary migration. They also display subgrain boundaries defining chessboard textures (see Blenkinsop 2000) (Fig. 7c). These indicate combined intracrystalline slip along $\langle a \rangle$ and $\langle c \rangle$ directions, a feature that attests to HT sub-solidus plasticity (Gapais and Barbarin 1986; Mainprice et al. 1986).

Strain gradients across shear zones are marked by a strong grain size reduction, an important decrease in feldspar content, and an increase in biotite and muscovite contents (Fig. 7d). Enrichment in apatite content is also observed locally. Quartz may occur as ribbons and has often a chessboard texture. Mylonites can be strongly peraluminous, with Bt + Ms + Qtz + Ky assemblages (sample YCS 13e) (Fig. 7e). In these rocks, syn-kinematic kyanite crystals are elongate within the foliation and are generally bounded by retrogressive undeformed cordierite rims (Fig. 7e).

Microprobe analyses of minerals made across some shear zones (Table 1) underline changes in mineral compositions with increasing strain. These are marked by (1) an increase in Mg and Al contents within biotites in mylonites (Fig. 8a), (2) an increase in Mg and Na contents within muscovites (Fig. 8b), and (3) an increase in Mg and Cl contents within apatites (Fig. 8c). The scatter of biotite compositions within orthogneisses (Fig. 8a) is too large to be explained by Ti vacancies at high temperature, and may rather reflect the existence of two biotite generations. Apatites from the high-angle shear zone (series YCS 7) tend to show a lower increase in Mg and Cl than those from the low-angle ones (Fig. 8c).

Foliation poles (●) and stretching lineations(○)

Whole-rock geochemistry

Among the orthogneisses, four have compositions compatible with igneous rocks in the Hughes's (1973) diagram (Fig. 9a). These are three granodiorites (YCS 1a, 7a, 8a) and one granite (YCS 14a) that show slightly peraluminous compositions (Fig. 9b; Maniar and Piccoli 1989) and may be considered as close to magmatic protoliths. All display the same calc-alkaline patterns with high Th/LREE and LREE/Zr ratios and large Ta and Nb negative anomalies (Fig. 10a). REE patterns are also typical of calc-alkaline rocks (LREE enriched, and low fractionation of HREE, with $(La/Yb)_N$ between 2.9 and 7.3) (Fig. 10b).

In contrast, all other samples, that include mylonites and one moderately deformed sample (YCS 13a), are too rich in K and too peraluminous compared with igneous rocks (Fig. 9a, b). However, the overall patterns of Fig. 10 show that both orthogneisses and mylonites (including the kyanite-bearing one YCS 13e) are derived from a similar igneous protolith. The age of the protolith is not precisely established. Pilot U-Pb analyses have suggested an age around 600 Ma (Wyns et al. 1986), and new dating is presently in progress.

Mass transfers across shear zones

Chemical compositions of shear zones lie outside the field of igneous rocks (Fig. 9a) and have a strong peraluminous signature related to hydration (Fig. 9b), which emphasizes their metasomatic nature. Within shear zones, the LOI (mainly water content) is increased up to 4.5 wt%. In Fig. 11, variations of MgO, CaO and Na₂O with LOI argue for the mobility of these elements, namely input of MgO (as well as K₂O, Fig. 9a) and leaching of CaO and Na₂O.

Fig. 5 Outcrop-scale aspects of shear zone arrays. Shear zones (SZ) are mainly flat lying at very low angle to regional foliation (**a** and **b**, southern and northern coast, respectively), and locally oblique to the foliation (**c**). *Arrows* show apparent shear senses. **d** Example of E–W boudinage of orthogneiss lenses between two biotite-rich shear zones

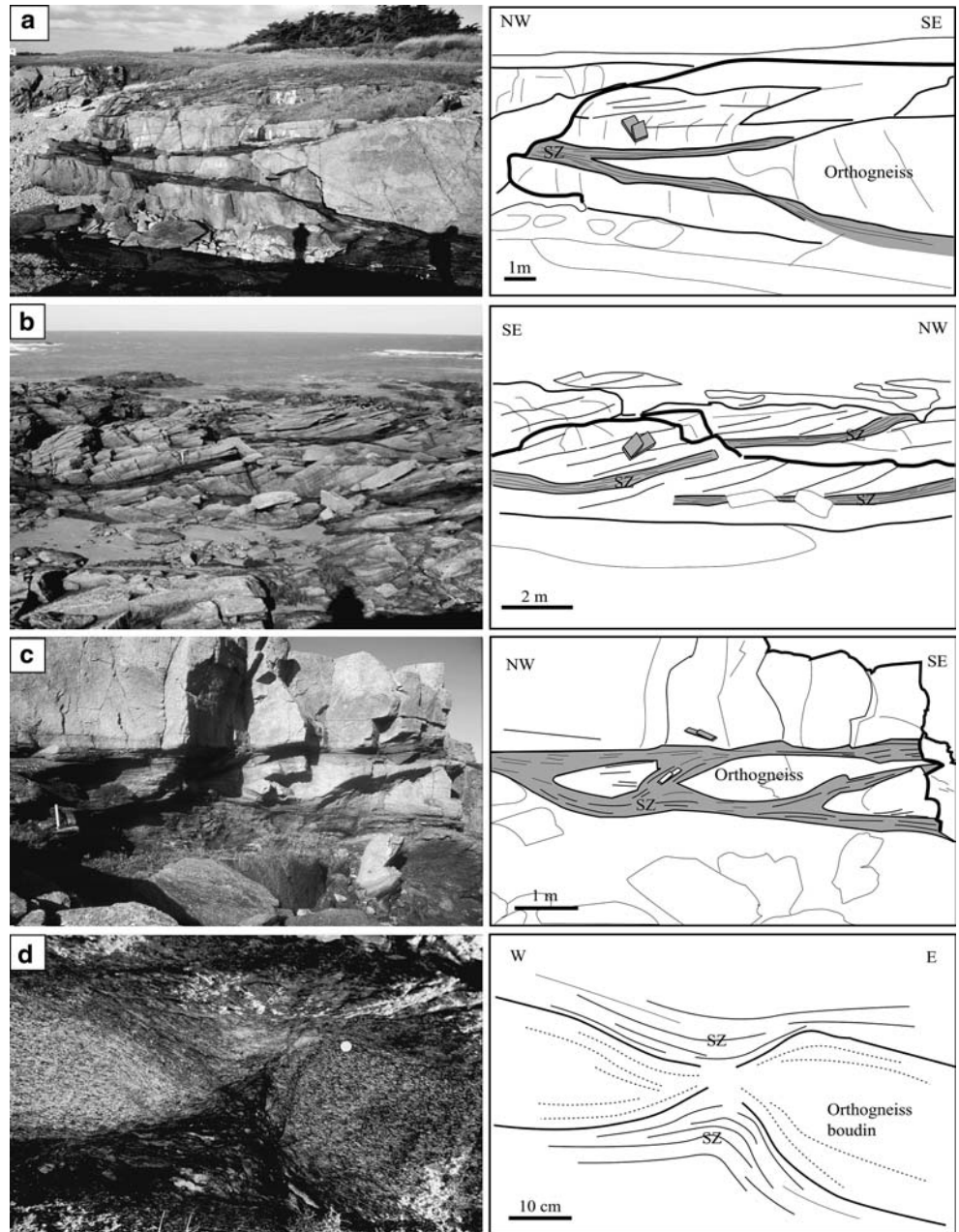


Fig. 6 Aspects of strain gradients across shear zones (views perpendicular to foliation and parallel to stretching lineation). **a** Outcrop showing a very sharp gradient across a flat-lying shear zone. **b** Sawed section of sample showing a more gradual strain increase across an oblique shear zone (series 7)

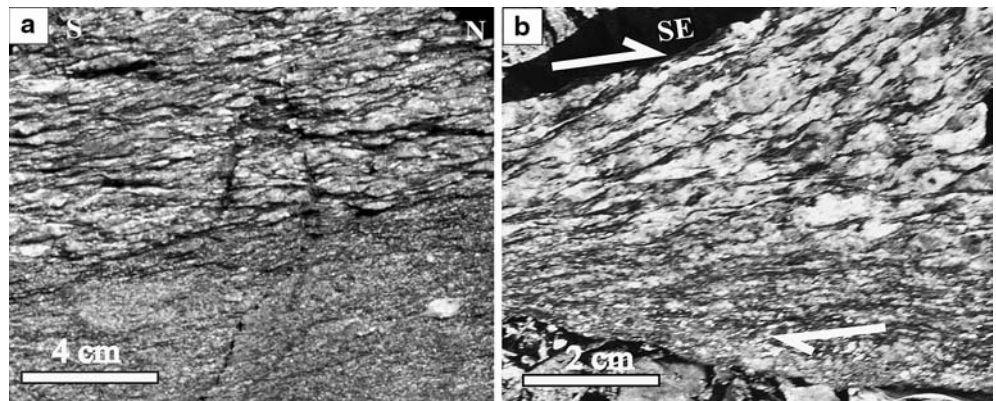
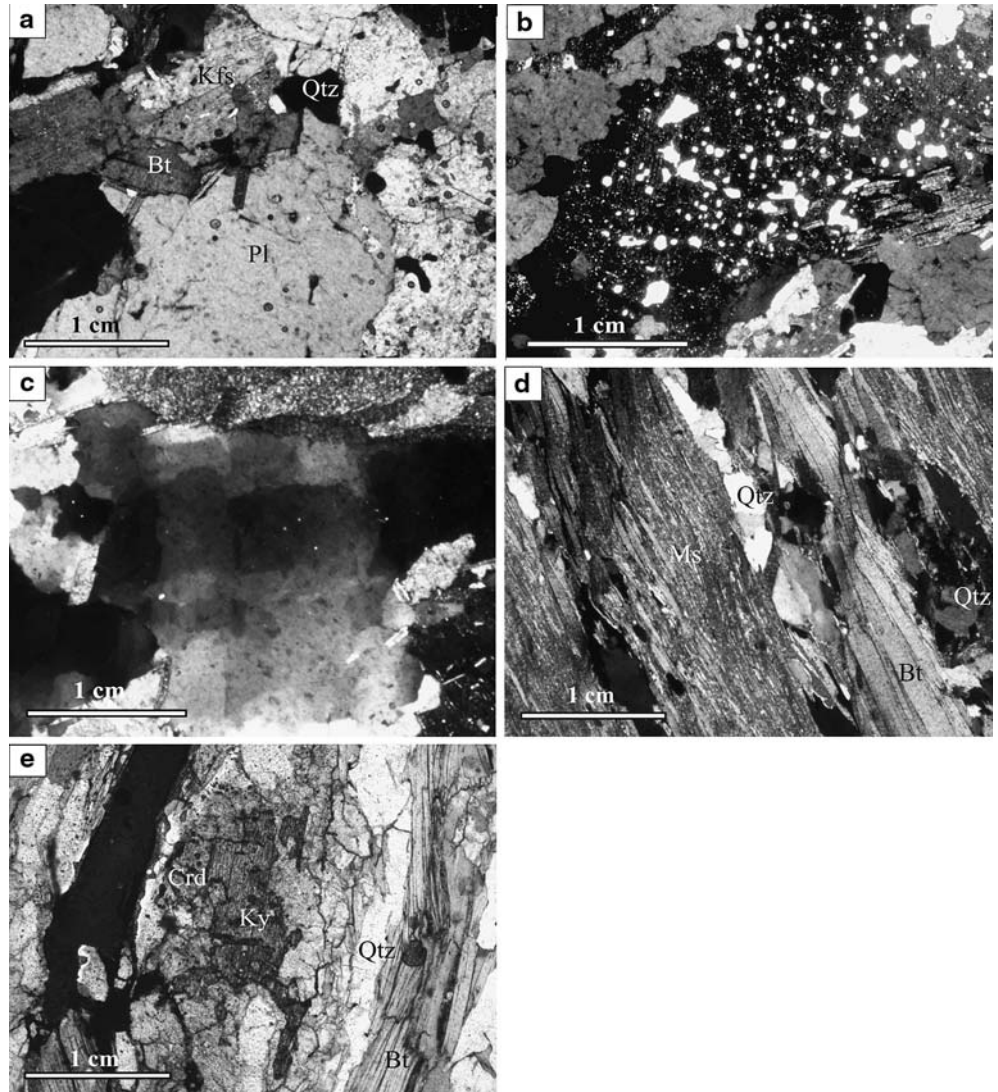


Fig. 7 Deformation microstructures. **a** General orthogneiss microstructure. **b** Typical aspect of large recrystallized feldspars riddled with quartz inclusions. **c** Chessboard subgrain structure within a quartz grain. **d** Mica-enriched and feldspar-depleted mylonite within shear zone. **e** Mylonite showing oriented syn-kinematic kyanite crystal partly retrogressed to cordierite. *Bt* biotite; *Crd* cordierite; *Kfs* K-feldspar; *Ky* kyanite; *Ms* muscovite; *Pl* plagioclase; *Qtz* quartz



Further quantification of mass transfers across individual shear zones has been attempted using the Grant's isocon technique (Fig. 12). Isocon analysis requires (1) to make a reliable estimate of the composition of the protolith, and (2) to identify immobile elements that may define a reliable isocon.

Protolith estimates

The high SiO_2 content (76.5%, Table 2) and the low Zr content (115 ppm, Table 2) of sample YCS 14a show that this rock underwent substantial magmatic differentiation. As sample 14b does not show such depletion in Zr ($\text{Zr} = 262$ ppm), it may derive from a less differentiated protolith than sample 14a. In order to estimate chemical changes within sample 14b, we therefore chose to use a mean protolith calculated from the three less differentiated protoliths (YCS 1, 7a, and 8a). This allowed us to draw a reasonably well-defined isocon (Fig. 12a), which was actually not the case using sample

14a. For series 13, as sample 13a does not correspond to an unaltered protolith (Fig. 9a), we have used the mean protolith defined above to identify the chemical changes in this sample (Fig. 12b). Chemical changes between samples 13e and 13c are then considered relative to the less deformed sample 13a. This provides minimum estimates of element mobility for these two samples (Fig. 12c, d). For the three other shear zones (1, 8 and 7) (Fig. 12e–h), no major structural or chemical arguments indicate that the less deformed sample of each series might differ from the real protolith.

Identification of immobile elements

For granitic rocks, isocons are classically drawn using elements such as Al (+ Ga), Ti, P, Zr, Hf, Nb, Ta, and REE, which are generally immobile. Some of these elements show unusual behaviour in the Ile d'Yeu shear zones. For example, the ratio Ga/Al is increased in several mylonites (e.g. $10,000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ of 3.0 for sample

Table 1 Mean chemical compositions of biotite, apatite and muscovite across three selected shear zones (sampling sites 7, 8 and 13) (Camebax SX 50 microprobe, Brest). Operation conditions were 15 kV, sample current of 20 nA, and counting time for each analysis was 15 s

	Biotite		Muscovite		Apatite	
	Orthogneiss (N=48)	Shear zone (N=64)	Orthogneiss (N=25)	Shear zone (N=49)	Orthogneiss (N=11)	Shear zone (N=10)
Wt% oxide						
SiO ₂	35.50 ± 0.65	37.02 ± 0.75	45.99 ± 0.44	45.76 ± 1.09	0.16 ± 0.13	0.05 ± 0.08
TiO ₂	3.43 ± 0.51	1.72 ± 0.32	1.47 ± 0.73	0.54 ± 0.30	0.02 ± 0.03	0.02 ± 0.03
Al ₂ O ₃	17.93 ± 1.30	19.73 ± 0.91	34.69 ± 0.92	35.60 ± 1.57	0.03 ± 0.06	0.19 ± 0.41
Cr ₂ O ₃	0.03 ± 0.04	0.03 ± 0.04	0.08 ± 0.30	0.02 ± 0.03	0.01 ± 0.03	0.01 ± 0.02
FeO*	20.29 ± 1.66	12.17 ± 0.78	1.27 ± 0.15	0.85 ± 0.21	0.26 ± 0.12	0.19 ± 0.05
MnO	0.17 ± 0.07	0.08 ± 0.07	0.02 ± 0.03	0.02 ± 0.04	0.15 ± 0.10	0.18 ± 0.10
MgO	8.72 ± 0.51	14.19 ± 0.84	0.67 ± 0.15	0.93 ± 0.34	0.02 ± 0.04	0.06 ± 0.03
CaO	0.00	0.02 ± 0.04	0.00	0.01 ± 0.01	55.54 ± 0.61	54.81 ± 0.62
Na ₂ O	0.14 ± 0.04	0.26 ± 0.08	0.49 ± 0.11	0.68 ± 0.18	0.06 ± 0.03	0.07 ± 0.02
K ₂ O	9.92 ± 0.38	9.71 ± 0.43	10.92 ± 0.20	10.52 ± 0.68	0.05 ± 0.07	0.02 ± 0.05
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	43.67 ± 0.41	43.63 ± 0.40
Cl	0.04 ± 0.03	0.02 ± 0.02	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.01	0.05 ± 0.04	0.20 ± 0.08
F	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.01	3.42 ± 0.11	3.37 ± 0.08
Total	96.19 ± 0.61	94.96 ± 0.95	95.62 ± 0.85	94.97 ± 0.63	103.46 ± 0.66	102.81 ± 0.77
Formula	22O	22O	22O	22O		
Si	5.41 ± 0.07	5.45 ± 0.07	6.13 ± 0.05	6.11 ± 0.14		
Ti	0.39 ± 0.06	0.19 ± 0.04	0.15 ± 0.07	0.05 ± 0.03		
Al	3.22 ± 0.21	3.42 ± 0.15	5.45 ± 0.14	5.60 ± 0.24		
Cr	0.00	0.00	0.01 ± 0.03	0.00		
Fe	2.59 ± 0.24	1.50 ± 0.11	0.14 ± 0.02	0.10 ± 0.02		
Mn	0.02 ± 0.01	0.01 ± 0.01	0.00	0.00		
Mg	1.98 ± 0.10	3.11 ± 0.17	0.13 ± 0.03	0.19 ± 0.07		
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00		
Na	0.04 ± 0.01	0.07 ± 0.02	0.13 ± 0.03	0.18 ± 0.05		
K	1.93 ± 0.07	1.82 ± 0.08	1.86 ± 0.03	1.79 ± 0.12		
P	0.00	0.00	0.00	0.00		
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00		
F	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	15.58 ± 0.07	15.59 ± 0.05	13.99 ± 0.04	14.02 ± 0.08		
XCL					0.008 ± 0.006	0.031 ± 0.013
XMg	0.43 ± 0.03	0.67 ± 0.03	0.48 ± 0.06	0.65 ± 0.06		

XMg molar Mg/(Mg + Fe); *XCl* molar Cl/(Cl + F)

8c, and up to 4.6 in sample YCS 1b) with respect to orthogneisses (10,000*Ga/Al close to a classical value of 2.6 for most granitic rocks). Because this might possibly reflect Al and (or) Ga mobility, these elements were excluded for isocon estimates. REE also display some erratic behaviour with respect to other LIL elements such as Zr or Th, and have therefore also been excluded for isocon estimates. Consistently, REE lie generally significantly away from the isocon lines (Fig. 12). Moreover, the mylonite 7c shows a decrease in REE content with respect to the protolith 7a, whereas the intermediate deformation stage 7b shows an increase (Fig. 12g, h). Such a peculiar behaviour has recently been described in Alpine shear zones by Rolland et al. (2003) who explained these small-scale variations as the result of local redistribution through a fluid phase by alteration of pre-existing magmatic REE-bearing minerals and precipitation of syn-tectonic REE-bearing others. With respect to the protolith YCS 1a, sample YCS 1b is marked by (1) an important apatite precipitation with input of P₂O₅ (P₂O₅ = 0.88%, Table 2), (2) a much higher Nb/Ta ratio and (3) a depletion in Th and

U (Table 2). For these reasons, all these elements have not been considered for the isocon estimate (Fig. 12e).

Element mobility

Figure 12 underlines that most shear zones show a significant increase in amounts of K, Rb, Mg, and LOI (mainly H₂O), and a decrease in Ca, Na, Pb and Sr (Fig. 12a, e, f–h). Losses in Ca, Sr and Na can be attributed to the disappearance of plagioclase. The important amount of biotite and the growth of muscovite within shear zones are consistent with the increase in Mg, K, Rb and H₂O contents. Significant gains in W and Sn are also observed within many mylonites (Fig. 12a, e–h).

Series 13 displays a peculiar behaviour. Indeed, K and Mg are gained in sample 13a relative to the mean protolith (Fig. 12b), but are lost between sample 13a and the kyanite-bearing sample 13e (Fig. 12e). Figure 12c underlines that sample 13a is modified with respect to the shear zone protholith, this sample showing an element distribution identical to that of the substantially

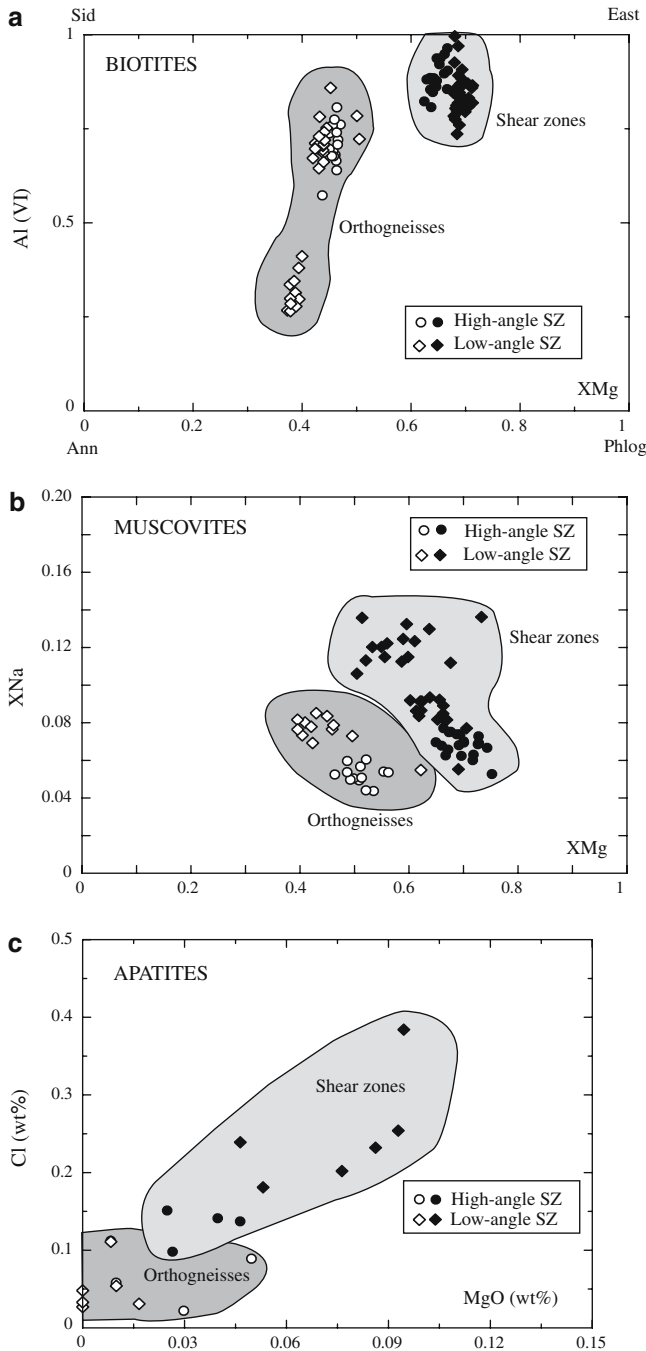


Fig. 8 Changes in mineral compositions between orthogneisses and shear zones (see Table 1). **a** Al (VI) versus XMg (Mg/Mg + Fe) diagram showing biotite compositions between annite (*Ann*), siderophyllite (*Sid*), eastonite (*East*) and phlogopite (*Phl*) end members. **b** XNa (= Na/(Na + K)) versus XMg (= Mg/(Mg + Fe)) ratios in muscovite. **c** Chlorine (Cl) versus MgO contents (wt%) in apatite

deformed sample 13c. More generally, series 13 underlines that increasing strain (from protholith to sample 13e) is first marked by leaching of Ca, Sr and Na (disappearance of plagioclase) and that this can be followed by further leaching of other elements (Mg and K), leading to passive concentration in Al and stability of kyanite.

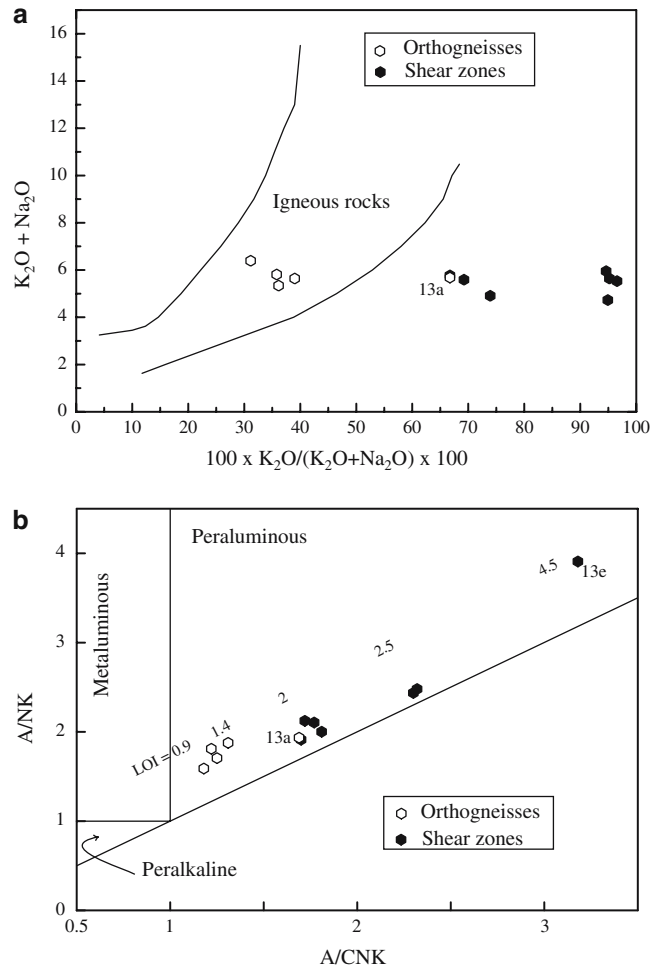


Fig. 9 **a** Whole-rock composition in a $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ versus $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (wt%) diagram (Hughes 1973). Shear zone rocks are enriched in K_2O compared with less deformed orthogneisses. The sum of alkaline oxides is rather stable, which reflects replacement of Na by K within the rock. 13a is the less deformed sample of series YCS 13. **b** Whole-rock composition in an A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) versus A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) diagram (molecular proportions) (Maniar and Piccoli 1989). Loss on ignition (LOI) is indicated by numbers. Deformed rocks are strongly peraluminous, mainly because of hydration that caused Ca and Na leaching. Sample 13e is the kyanite-bearing mylonite

Silica lies close to the isocon for many shear zones (Fig. 12a–d, f, g). Si seems leached in sample YCS 1b, together with Al. These elements however lie close to the line of constant volume (slope = 1), which might suggest constant volume transformation. Such a hypothesis would imply that Si, Al, and to a lesser extent Ca (also close to the constant volume line, Fig. 12e), remained the only immobile major elements during metasomatism. This seems rather unlikely especially because most shear zones are marked by the disappearance of plagioclase and an important Ca leaching (Figs. 12a, b, f–h). Consistently, although apatite crystallisation observed in sample 1b could account for some trapping of Ca, this sample shows a nearly complete disappearance of plagioclase. Constant volume deformation would also

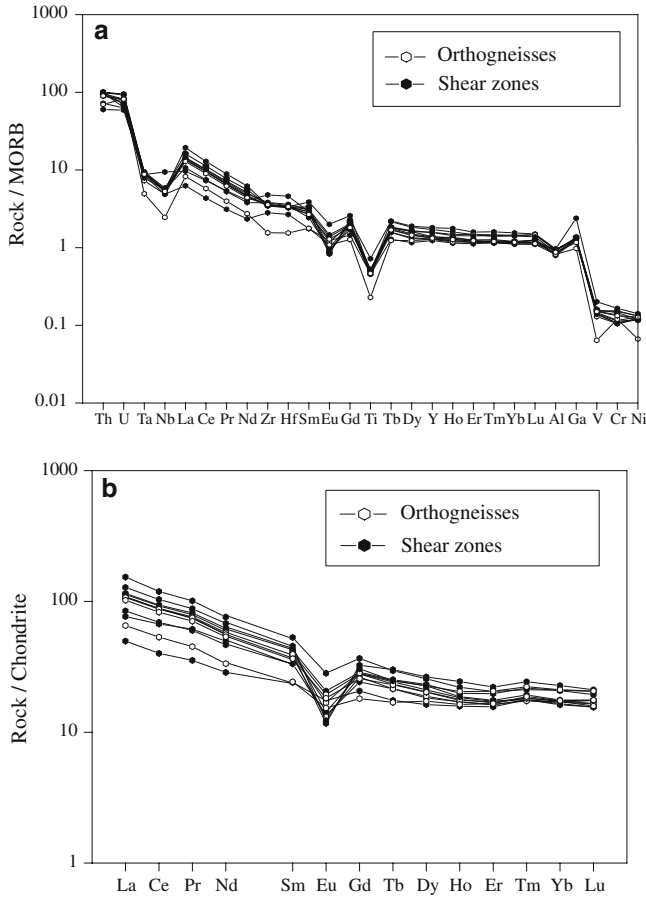


Fig. 10 Multi-element diagrams of studied samples. **a** Diagram normalized with respect to MORB (Pearce and Parkinson 1993). **b** Chondrite-normalized patterns (Taylor and Gorton 1977). Both diagrams underline the genetic similarity between orthogneisses and mylonites

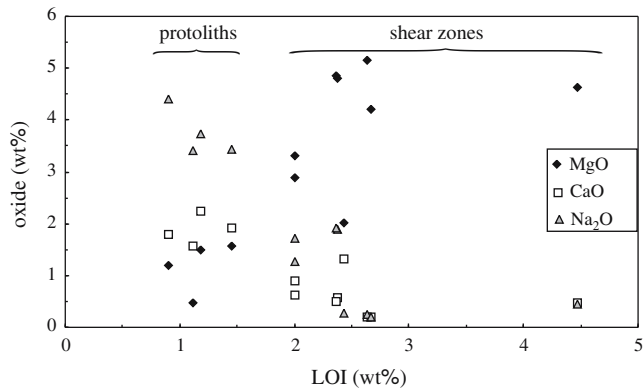


Fig. 11 Variations in oxide contents (MgO, CaO, Na₂O) according to loss on ignition (LOI). Increase in LOI is accompanied by decrease in CaO and Na₂O contents and increase in MgO content

imply a quantitative input (without fractionation) of the elements we used to define the isocon; whereas significant fractionations are observed for other elements like

Nb/Ta and Th/U. Although such peculiar situation cannot be ruled out, it seems rather unlikely and would imply complex mechanisms of speciation in the fluid phase. For the above reasons, we infer that Al and Si leaching occurred in sample YCS 1b.

In contrast, silica is gained in sample YCS 7c that has an isocon slope of 0.83. All other sample pairs show isocon slopes close to one, which points to bulk constant volume transformations.

According to rock densities (Table 2), the range in isocon slopes reflects local volume losses (up to 30%, sample YCS 1b, Fig. 12e) or gains (up to 20%, sample YCS 7c, Fig. 12h), or no volume change.

Stable isotopes

Whole-rock and mineral oxygen isotope compositions are reported in Table 3 and summarized in Fig. 13. O₂ was removed from materials by reaction with BrF₅ in Ni tubes for one night at 670°C (after the method of Clayton and Mayeda 1963). It was then converted to CO₂ by reaction with hot graphite. O isotope compositions have been measured on a VG SIRA 10 mass spectrometer. Long-term analysis of NBS 28 standard ($\delta^{18}\text{O} = 9.6\text{‰}$) gave a mean value of $9.3 \pm 0.1\text{‰}$. Measured values have thus been corrected by $+0.3\text{‰}$. The analytical precision including internal errors and standard correction is estimated at $\pm 0.2\text{‰}$.

O isotope compositions of orthogneisses are consistent with the calc-alkaline nature of their protolith ($\delta^{18}\text{O}$ between 8.8 and 10.6‰). Sheared samples have $\delta^{18}\text{O}$ between 8.5 and 10.7‰. Quartz from both orthogneisses and shear zones has nearly constant $\delta^{18}\text{O}$ values (between 9.7 and 10.1‰), biotite showing more variable compositions ($\delta^{18}\text{O}$ between 4.8 and 6.3‰).

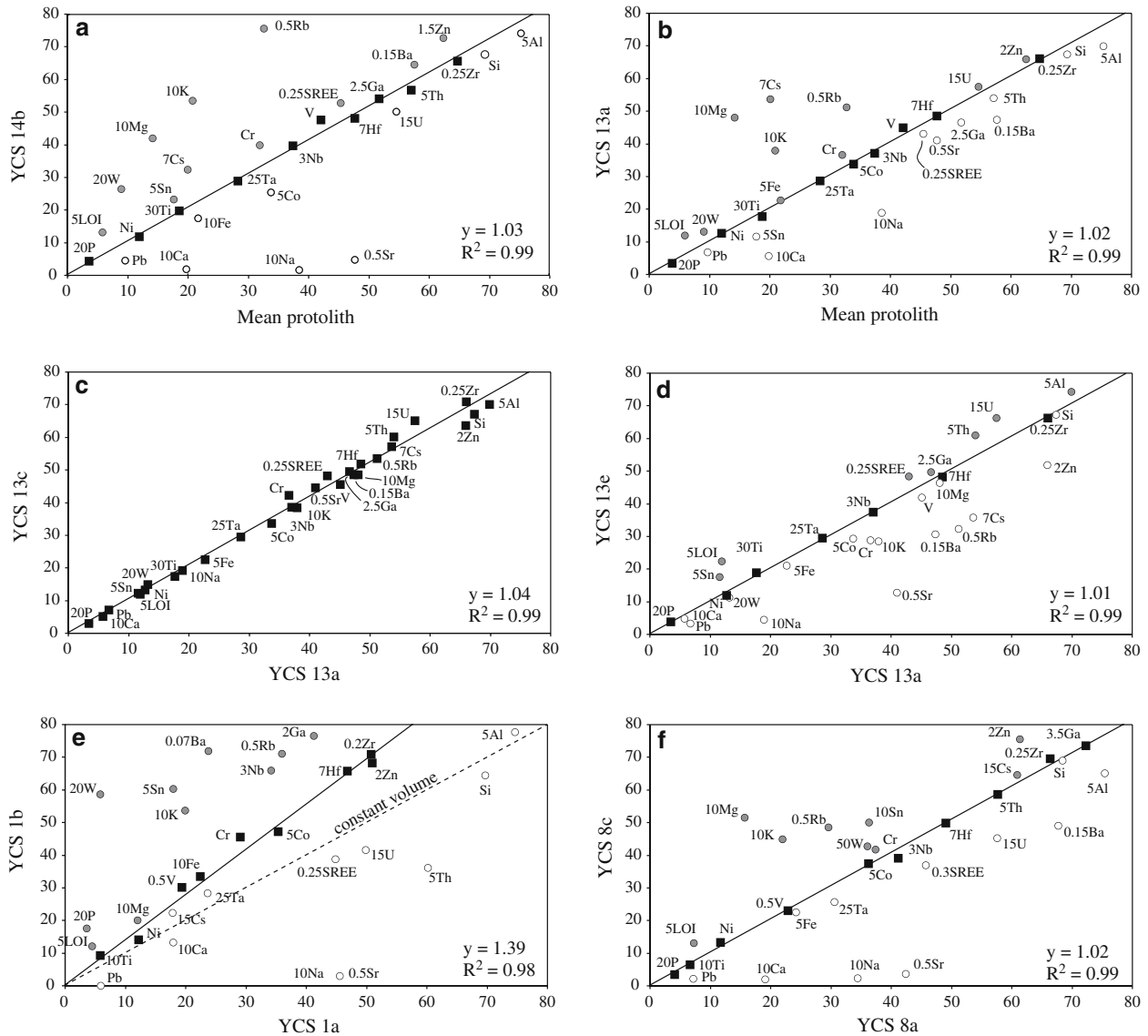
$\Delta^{18}\text{O}_{\text{Qtz-Bt}}$ range between 3.7 and 4.9‰, which corresponds to high temperature isotopic equilibrium (between 470 and 605°C according to the calibration of Zheng 1993). No significant retrograde evolution is recorded by the O isotope compositions, which is consistent with microstructures and mineralogy. Orthogneisses and sheared samples have similar WR and mineral O isotope composition, which implies either that the fluid isotopic composition was buffered by host-rocks, or that infiltrating fluid and host-rock had initially similar O isotope compositions.

Discussion

Regional kinematics

Diot et al. (2002) have shown that most prominent deformation features of the Ile d'Yeu were associated with top-to-the-South thrusting. Similar kinematics un-

Low-angle shear zones



High-angle shear zone

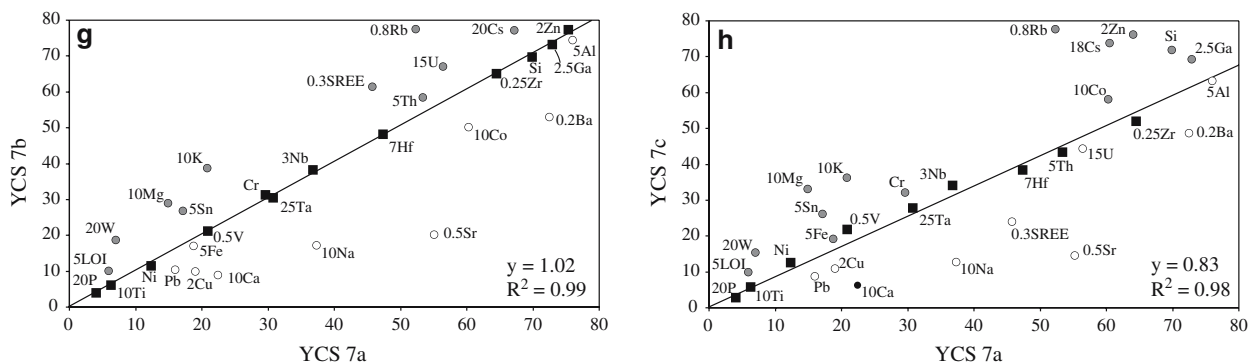


Fig. 12 Grant's (1986) diagrams showing variations in element concentration between protoliths and shear zones. Major elements are plotted as wt% oxide and trace elements as ppm (Table 3). Scaling factors are indicated. Straight lines are isocons fitted on

immobile elements (*black squares*). Slope (s) and correlation coefficient (R^2) of isocons are indicated in the lower right corner of each diagram. *Grey* and *empty circles* are gained and leached elements, respectively

Table 2 Whole-rock chemical compositions and density variations across shear zones. Chemical compositions have been obtained by ICP-AES (major elements) and ICP-MS (minor elements) (SARM laboratory, CRPG-CNRS, Nancy, France) (Analytical details are

available at <http://www.crpq.cnrs-nancy.fr/SARM/index.html>). Densities were measured on powders by He-pycnometry (Orléans University)

Sample Type	YCS 1a Orthogneiss	YCS 1b Shear zone	YCS 7a Orthogneiss	YCS 7b Shear zone	YCS 7c Shear zone	YCS 8a Orthogneiss	YCS 8c Shear zone	YCS 13a Orthogneiss	YCS 13c Shear zone	YCS 13e Shear zone	YCS 14a Orthogneiss	YCS 14b Shear zone
SiO ₂	69.67	64.49	69.89	69.74	71.94	68.42	69.01	67.35	67.05	67.21	76.49	67.70
Al ₂ O ₃	14.93	15.52	15.19	14.90	12.70	15.09	13.03	13.98	14.01	14.89	13.13	14.84
Fe ₂ O ₃	4.48	6.68	3.75	3.42	3.85	4.85	4.51	4.53	4.51	4.22	1.77	3.51
MnO	<dl	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	0.03
MgO	1.20	2.01	1.49	2.90	3.32	1.57	5.15	4.81	4.86	4.64	0.47	4.21
CaO	1.79	1.32	2.24	0.90	0.63	1.91	0.20	0.57	0.51	0.48	1.56	0.19
Na ₂ O	4.40	0.27	3.73	1.72	1.28	3.44	0.24	1.89	1.92	0.44	3.41	0.19
K ₂ O	1.99	5.37	2.08	3.87	3.63	2.20	4.49	3.79	3.85	2.85	1.93	5.34
TiO ₂	0.58	0.92	0.63	0.62	0.58	0.66	0.65	0.59	0.58	0.63	0.29	0.66
P ₂ O ₅	0.18	0.88	0.20	0.20	0.14	0.20	0.17	0.17	0.15	0.19	0.07	0.21
LOI	0.90	2.43	1.18	2.01	2.00	1.45	2.63	2.38	2.37	4.47	1.12	2.67
Total	100.1	99.9	100.4	100.3	100.1	99.8	100	100.1	99.8	100	100.2	99.6
La	34.20	24.16	34.06	48.46	15.67	33.80	26.67	32.17	35.65	36.26	20.59	40.33
Ce	71.76	54.76	72.01	96.87	32.60	70.92	56.28	67.29	75.14	76.40	43.34	84.30
Pr	8.58	7.12	8.84	11.72	4.12	8.69	6.97	8.20	9.19	9.47	5.24	10.22
Nd	33.53	29.68	34.42	45.35	17.11	33.34	27.87	32.04	35.88	37.29	19.97	40.56
Sm	7.19	7.62	7.71	10.18	4.61	7.57	6.41	7.02	8.11	8.20	4.67	8.77
Eu	0.95	0.85	1.40	2.04	1.26	1.21	0.97	1.31	1.49	1.03	1.11	0.89
Gd	6.84	8.42	7.23	9.50	5.36	7.33	6.29	6.65	7.45	7.27	4.68	7.92
Tb	1.05	1.48	1.15	1.45	0.86	1.21	1.05	1.13	1.24	1.19	0.83	1.21
Dy	6.12	8.62	6.62	8.32	5.29	7.36	5.94	6.58	7.52	6.85	5.61	7.36
Ho	1.24	1.78	1.30	1.61	1.16	1.49	1.25	1.28	1.45	1.34	1.19	1.36
Er	3.48	4.72	3.58	4.37	3.33	4.39	3.45	3.65	4.20	3.68	3.53	3.74
Tm	0.52	0.73	0.55	0.64	0.53	0.67	0.53	0.55	0.65	0.53	0.56	0.58
Yb	3.54	4.73	3.61	4.35	3.53	4.40	3.38	3.58	4.32	3.44	3.63	3.67
Lu	0.53	0.68	0.54	0.66	0.57	0.67	0.50	0.51	0.63	0.50	0.57	0.57
Ba	340	1028	362	265	244	451	327	316	324	204	347	430
Pb	5.94	<dl	15.95	10.4	8.80	7.13	2.20	6.76	7.06	3.36	19.3	4.47
Sr	91.1	6.10	110	40.5	29.3	84.9	7.19	82.0	89.1	25.6	99.5	9.28
Rb	71.9	142	65.4	96.8	97.0	59.3	97.2	102	107	64.7	46.4	151
Cs	1.19	1.49	3.36	3.86	4.12	4.06	4.31	7.67	8.15	5.10	2.90	4.63
U	3.32	2.77	3.76	4.47	2.96	3.84	3.01	3.84	4.34	4.42	3.88	3.34
Th	12.0	7.22	10.7	11.7	8.68	11.5	11.7	10.8	12.0	12.2	8.36	11.4
Ta	0.95	1.14	1.23	1.22	1.11	1.23	1.03	1.15	1.18	1.18	0.64	1.16
Nb	11.4	22.0	12.3	12.8	11.4	13.7	13.0	12.3	12.9	12.5	5.73	13.3
Zr	254	354	258	260	208	265	278	264	284	265	115	262
Hf	6.68	9.40	6.77	6.89	5.50	7.01	7.12	6.94	7.40	6.87	3.17	6.87
Y	36.0	50.7	37.4	48.0	34.6	44.2	35.9	37.1	43.7	38.4	35.9	38.6
Zn	25.5	34.1	37.7	38.7	44.8	30.7	37.7	33.0	31.8	26.0	35.4	48.6
Ga	20.6	38.2	20.8	20.9	19.8	20.7	21.0	18.7	19.8	19.9	15.6	21.7
Ni	12.2	14.1	12.3	11.7	12.7	11.6	13.2	12.8	13.2	11.9	6.68	12.0
Cr	29.0	45.5	29.6	31.3	32.1	37.4	41.8	36.6	42.3	28.8	32.9	40.1
Co	7.07	9.45	6.03	5.03	5.82	7.25	7.48	6.75	6.74	5.87	3.92	5.09
Cu	<dl	<dl	9.50	4.95	5.44	13.45	<dl	<dl	<dl	<dl	18.62	<dl
V	38.8	60.4	41.8	42.3	43.7	45.7	45.9	45.1	45.6	42.0	19.3	47.5
Mo	<dl	<dl	0.47	<dl	<dl	1.54	<dl	0.46	<dl	0.46	0.87	0.56
Sn	3.58	12.1	3.42	5.36	5.22	3.63	5.01	2.31	2.46	3.50	1.73	4.67
W	0.29	2.93	0.35	0.94	0.77	0.72	0.85	0.66	0.74	0.56	0.44	1.33
Density	2.710	2.801	2.715	2.739	2.735	2.729	2.769	2.739	2.736	2.714		

der similar metamorphic conditions is consistently observed in the Sables d'Olonne area (Fig. 1) (Iglesias and Brun 1976; Brun and Burg 1982; Cannat and Bouchez 1986). If overall southward to SSE thrust motions are well established, they do not straightaway account for the scatter in stretching lineation observed within shear zones (Fig. 4b) and to a lesser extent within the orthogneiss itself (Fig. 4a). Such scatter in stretching lineations implies finite flattening strains (see Gapais et al.

1987), a feature that cannot be excluded in an overall thrusting context. However, the structural and metamorphic pattern observed on the Ile d'Yeu appears quite similar to that from the Sables d'Olonne area (Fig. 1), where combinations of N-S and E-W stretching have been shown to result from syn-convergence E-W extension overprinting top-to-the-South thrusting (Cagnard et al. 2004). In this area, the overprint is nearly complete within metapelitic units, but NS stretching

Table 3 Oxygen isotope data (‰) across the five studied shear zones. Qtz-Bt equilibrium temperatures according to Zheng (1993)

Sample	Type	$\delta^{18}\text{O}_{\text{WR}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Qtz}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Bt}}$	$\Delta_{\text{Qtz-Bt}}$	$T(^{\circ}\text{C})_{\text{Qtz-Bt}}$
YCS 1a	Orthogneiss	8.8	9.7	4.8	4.9	470 ± 40
YCS 1b	Shear zone	8.5	9.8	5.4	4.3	520 ± 40
YCS 7a	Orthogneiss	10				
YCS 7b	Shear zone	9.7				
YCS 7c	Shear zone	10				
YCS 8a	Orthogneiss	9.7	10.1	5.7	4.4	520 ± 40
YCS 8c	Shear zone	8.9	9.7	6	3.7	605 ± 60
YCS 13a	Orthogneiss	9.4	10.1	6.3	3.8	590 ± 60
YCS 13c	Shear zone	9.4				
YCS 13e	Shear zone	10.7				
YCS 14a	Orthogneiss	10.6				
YCS 14b	Shear zone	9.8				

lineations associated with top-to-the-South thrusting are well preserved within quartzites and in a pre-tectonic orthogneiss similar to that of the Ile d'Yeu. This was probably due to strong ductility contrasts between dry and water-rich units under HT partial melting conditions (Cagnard et al. 2004). As in the Sables d'Olonne area, individual shear zones from the Ile d'Yeu orthogneiss show local changes in the direction of the stretching lineation on individual foliation planes, a feature best explained by combinations of superposed kinematics (Brun and Burg 1982).

From the comparison between the Ile d'Yeu and the Sables d'Olonne area, we thus propose that the observed deformation pattern results from N-S to NNW thrusting motion partially overprinted by E-W extensional deformations that allowed the exhumation of this lower crustal level. Extension may, in particular, be responsible for the late E-W to NW-SE boudinage observed on the island (Fig. 5d). Extension and associated exhumation of HT rocks in South Brittany is of Upper Carboniferous age, around 310–300 Ma (Gapais et al. 1993; Colchen and Rolin 2001; Cagnard et al. 2004). Consistently, recent Ar-Ar analyses obtained on white micas from the Ile d'Yeu have yielded cooling ages of about 300 Ma (Diot, unpublished data).

Timing of strain localization

The Ile d'Yeu orthogneiss is marked by both strong strain localization within outcrop-scale shear zones and distributed deformations recorded by the regional foliation and lineation. Deformation patterns, microstructures and mineralogy show that both types of structures have recorded HT conditions. Deformations during subsequent cooling have been rather limited, as underlined by the lack of significant syn-kinematic growth of low-grade minerals and by the static aspect of kyanite-to-cordierite retrogression (Fig. 7e) (Semelin and Marchand 1984).

Fluid-assisted growth of phyllosilicates at the expense of feldspars, as observed within the Ile d'Yeu shear zones, is a particularly efficient softening mechanism (e.g. Mitra 1978; White and Knipe 1978; Marquer et al.

1985; Fitzgerald and Stünitz 1993; Wibberley 1999; Bos et al. 2000; Gueydan et al. 2003). In the Ile d'Yeu orthogneiss, metasomatic transformations are only observed within shear zones. In addition, a good geometrical consistency is observed between shear zone pattern and regional pervasive fabrics (Fig. 4). These features underline that metasomatic transformations occurred during shear zone development and favoured shear localization, but did not predate it. On the other hand, it is unlikely that the onset of shear localization occurred around the thermal peak. Indeed, limited strain localization is expected during amphibolite facies deformation of granitic rocks because feldspars are ductile, may recrystallise and show low strength contrasts with quartz (see Gapais 1989). Best potential candidates for the timing of shear zone initiation are therefore either the prograde history or the retrograde one. Arguments that fit with an onset of the localization process during the prograde path are :

- The lack of syn-kinematic growth of chlorite after biotite within shear zones shows that fluid-assisted deformation ceased relatively early during the retrograde path.
- Isotopic equilibrium temperatures between quartz and biotite are estimated around 500–600°C (Table 3) and correspond to the closing of oxygen isotopic exchange between syn-kinematic minerals and fluids. This imposes that no active fluid circulation occurred below 500–600°C along the retrograde path.
- As the growth of syn-kinematic micas and kyanite results from channelled mass transfer and passive concentration of Al, it must follow or at least be coeval with shear localization. Semelin and Marchand (1984) have argued that kyanite-bearing assemblages developed somewhere around the pressure peak, and were followed by local partial melting and then by growth of retrogressive minerals.
- Most shear zones lie at very low angle to the regional foliation and show evidence of parallel stretch. They thus underwent significant strains, which supports relatively early localization during progressive deformation. In general, a syn-tectonic prograde path should be accompanied by shear localization because

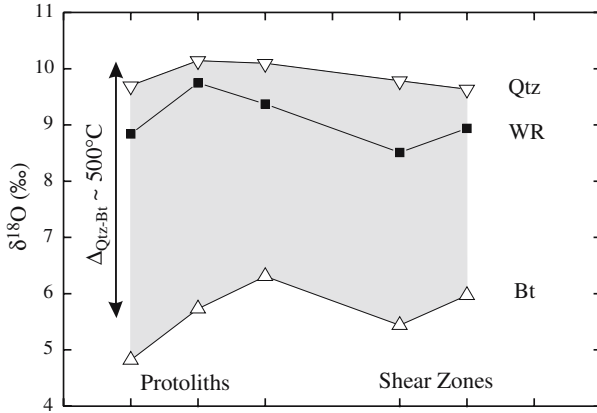


Fig. 13 Synthetic diagram showing O isotope data (‰) from whole rock (*WR*), biotite (*Bt*) and quartz (*Qtz*) within selected protoliths and shear zones. Qtz-Bt fractionation at 500°C is from Zheng (1993)

(1) deformation at moderate temperatures favours grain size reduction and subsequent strain and (or) reaction softening, (2) primary magmatic heterogeneities, like local concentrations in phyllosilicates, may favour shear zone nucleation, and (3) reactivation of structures like faults or joints may trigger early fluid channelling and associated reaction softening and shear localization (e.g. Mancktelow and Pennacchioni 2005). Field evidence further shows that outcrops where shear zones are abundant also present significant volumes of rather weakly deformed orthogneiss; whereas shear zone-free outcrops generally show a more homogeneous penetrative fabric. This is consistent with rather early localization allowing local preservation of weakly deformed domains. More generally, stretching of shear zone arrays in the course of a continuous progressive deformation requires that strains accumulate within neighbouring domains. The regional orthogneissic fabric must therefore have in part developed after localization, during rotation and stretching of the shear zones. From the above arguments, we propose that progressive deformation involved strain localization along shear zones somewhere along the prograde metamorphic path. Increase in temperature around pressure peak conditions or during early decompression (Fig. 14; Semelin and Marchand 1984) was then accompanied by an increase in distributed deformation with respect to shear zone development, leading to stretching of early shear zones. The high-angle shear zone (series 7) does not show evidence of late stretching, is marked by a rather progressive strain gradient (Fig. 6b), and appears as a ramp between two flat-lying zones (Fig. 5c). These features suggest that this zone might have formed relatively late during the building of the shear zone array. The filling of boudin necks by shear zone products, as well as the growth of late cordierite, marks the decay of shear zone activity (Fig. 14).

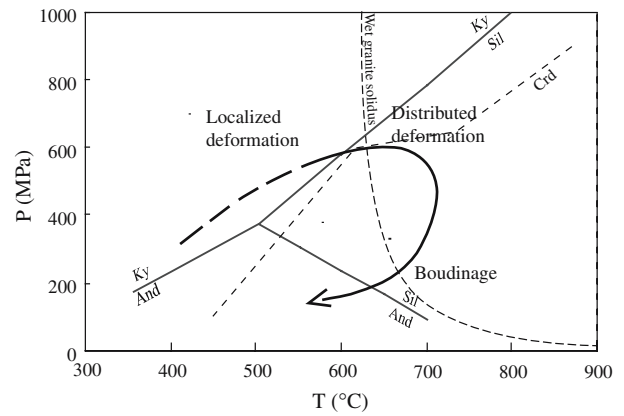


Fig. 14 Main steps of structural evolution of the Ile d'Yeu orthogneiss and associated shear zones during burial and exhumation. PT path is modified after Semelin and Marchand (1984). Water-saturated granite solidus line is from Holtz et al. (2001). Al-silica triple junction is from Holdaway (1971). The cordierite field is from Spear (1993). See text for further comments

A model of fluid-assisted progressive deformation

The geochemical analysis shows that the studied mylonites, especially the kyanite-bearing one (sample YCS 13e), resulted from extreme metasomatism. Comparable examples, marked by the growth of sillimanite, have been described in the literature (Vernon 1979; Musumeci 2002). These authors proposed that the growth of Al-silicates was due to base-cation leaching of pre-existing silicates, either by hydrogen metasomatism (Vernon 1979), or by replacement of K-feldspar or biotite and albite-rich plagioclase due to pressure solution assisted by circulation of acidic fluids not buffered by the rock composition (Musumeci 2002). In the present example, there is no evidence that kyanite replaces older phases. Its growth may simply be due to the leaching of Ca, Na and, to a lesser extent K, inducing an important excess of Al within the mylonite YCS 13e.

The major metasomatism documented in the shear zones implies large time-integrated fluid fluxes (Dipple and Ferry 1992). For example, Selverstone et al. (1991) have calculated values close to $8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{m}^{-2}$ in a Si-depleted shear zone with up to 60% volume loss, and Cartwright and Buick (1999) obtained values between 5.9×10^4 and $4.2 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{m}^{-2}$ in a Si-enriched zone with 11% volume increase. In the present example, the source of important amounts of fluids may be found within underthrust metapelites that underwent dehydration metamorphic reactions during burial.

O isotope data are consistent with fluids coming from deep metasedimentary rocks. The flow of low $\delta^{18}\text{O}$ surface-derived fluids cannot be invoked because it would have lowered the O isotope composition of infiltrated rocks, as for example documented by Cartwright and Buick (1999). Such a decrease in $\delta^{18}\text{O}$ values is not observed within the studied shear zones (Fig. 13, Table 3). On the other hand, high Qtz-Bt apparent equilibration temperatures (Table 3) are not incompatible

with an initiation of fluid flow at low or moderate temperatures. Indeed, an increase in temperature leads to a continuous isotopic re-equilibration between minerals. Then, re-equilibration stops on the retrograde path as temperature further decreases. Therefore, isotopic temperature estimates refer to latest re-equilibration stages along the retrograde path. For the high temperature fluid flow event, H₂O in equilibrium with quartz of shear zones ($\delta^{18}\text{O}=9.7\text{‰}$) at 600°C would have a $\delta^{18}\text{O}$ value of *ca.* 7.6‰ (Zheng 1993). This value is within the range of metamorphic fluids (Sheppard 1986). Quartz grains from orthogneisses and shear zones have nearly identical $\delta^{18}\text{O}$ values that could correspond to an unmodified primary O isotope composition (Table 3, Fig. 13). This probably shows that fluids experienced isotopic exchange with the orthogneiss during their upward circulation.

Figure 15 shows the general frame of successive stages that may occur in a collisional context marked by thickening and subsequent extensional uplift, as can be inferred for the Ile d'Yeu area. In an overall thrusting context, where initially rather cold sediments are buried under hotter units, one can expect upward fluid motions on a wide temperature range because of the numerous dehydration metamorphic reactions encountered as temperature increases in the footwall. One can further expect that thermal re-equilibration might induce changes from up-temperature to subsequent down-temperature fluid flow coming from the footwall (Fig. 15a, b). Selverstone et al. (1991) have for example documented early up-temperature upward fluid flow within amphibolite-grade shear zones (Tauern Window gneis-

ses, Eastern Alps) that resulted in a drastic loss of silica and an associated huge volume decrease (about 60 %). On the other hand, Cartwright and Buick (1999) described mid-crustal shear zones marked by significant volume increase (up to 11%) associated with gains in Si and K, and depletion in Na and Ca, and due to down-temperature flow. This behaviour is consistent with that proposed by Dipple and Ferry (1992) who further showed that the solubility of Na and Ca within HT aqueous fluids varied similarly along a temperature gradient, Si and K varying in the opposite direction. In the shear zone array of the Ile d'Yeu, that may have evolved over a rather long portion of the PT path, one should expect that early initiated shear zones record the effects of infiltration over a wide temperature range compared with latest ones.

The high-angle shear zone (series 7) that probably formed relatively late in the history is marked by a Si gain and a volume increase of about 20% (Fig. 12h). It might thus have recorded down-temperature fluid flow during high-temperature shearing. This shear zone is also enriched in W and Sn (Fig. 12h), a feature often associated with circulation of high-temperature fluids during the emplacement of granitic magmas (forming skarns for example, see review of Newberry 1998). The enrichment in W and Sn might thus be associated with flow of fluids generated from high-temperature reactions, including partial melting of underlying metasedimentary rocks. Consistently, Semelin and Marchand (1984) have reported partial melting within the Ile d'Yeu paragneisses (see PT path, Fig. 14).

Many low-angle shear zones, except series 13, are also significantly enriched in W and Sn, and were thus the locus of high-temperature fluid circulation. None of them however displays significant volume loss and Si gain, as expected for such circulation situation. With respect to the other shear zones, series 1 displays an extreme behaviour, with a volume decrease of about 30% and Si and Al losses (Fig. 12e). Si loss in this shear zone might reflect down-temperature fluid flow, as expected to occur during early stages of thrusting, the combined peculiar behaviour of Al remaining a question that would require further study. Thus, a possible interpretation of the irregular volume changes in low-angle shear zones and erratic behaviours of some chemical species might reflect variable records of successive up-temperature (volume and Si losses) and down-temperature (volume and Si gains, W and Sn enrichment) fluid channelling, according to the timing of shear zone development and to their local individual evolution.

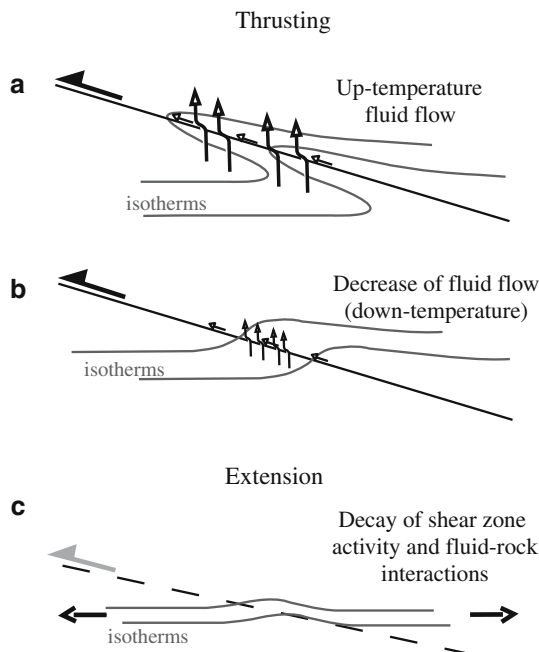


Fig. 15 Not to scale. Cartoons summarizing the theoretical evolution of thermal conditions and associated fluid flows in an orogenic belt, from early thrusting (a) to extensional exhumation (c)

Conclusions

Both metamorphic and structural features recorded on the Ile d'Yeu are consistent with those established in the Sables d'Olonne area, where the equivalent of the Ile d'Yeu orthogneiss (Mathieu 1945) is observed in the deepest parts of the tectonic pile. Structures are consis-

tent with top-to-the-South thrusting (Diot et al. 2002) partially overprinted by E–W syn-convergence extension associated with exhumation.

The prograde history of the Ile d'Yeu orthogneiss was marked by sharp strain localization along shear zones. During shearing, extensive fluid channelling led to a change from a Qtz + Pl + Kfs + Bt ± Ms mineralogy to more aluminous micaschist assemblages made of Bt + Ms + Qtz ± Ky. Mass transfers record gains in H₂O, K, Mg, P, Rb, W, Sn, and losses in Ca, Na, Sr and Pb.

Volume changes across the shear zones studied are generally minor, but may have recorded either gains (+20%) or losses (–30%). This apparent inconsistency might be related to early upward channelling of fluids during crustal thickening and associated thermal re-equilibration, with early up-temperature fluid flow followed by variable amounts of overprints by down-temperature fluid flow.

Oxygen isotopes indicate that fluid-rock interactions within shear zones stopped during early stages of exhumation and cooling, at temperatures around 500–600°C, a feature supported by HT syn-kinematic microstructures and by the limited growth of late-kinematic retrograde minerals. Distributed deformations followed the development of most shear zones. Associated stretching, with boudin necks filled by stretched shear zone mylonites, marks the decay of shear zone activity.

Acknowledgements This work was the MsC research project of C.S., made in the frame of the ARMOR 2 program (Géofrance 3D, BRGM-CNRS). E. Bénétou and the Laboratoire d'Etude des Bio-Indicateurs Marins are thanked for their hospitality and field assistance on the Ile d'Yeu. J. Cornichet helped during analytical sessions. The paper benefited from constructive discussions with M. Ballèvre, J.P. Brun, and P. Pitra. We are indebted to A.-M. Boullier and D. Marquer for very constructive reviews that greatly improved the early version of the paper.

References

- Ashworth JR (1986) Myrmekite replacing albite in prograde metamorphism. *Am Mineral* 71:895–899
- Beach A (1976) The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex. *Philos Trans R Soc Lond* 280:569–604
- Blenkinsop T (2000) Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Kluwer, Dordrecht, pp 1–150
- Bos B, Peach CJ, Spiers CJ (2000) Frictional-viscous flow of simulated fault gouge caused by the combined effects of phyllosilicates and pressure solution. *Tectonophysics* 327:173–194
- Bosse V, Ballèvre M, Vidal O (2002) Ductile thrusting recorded by the garnet isograd from the blueschist-facies metapelites of the Ile de Groix, Armorican Massif, France. *J Petrol* 43:485–510
- Brown MD, Dallmeyer RD (1996) Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany metamorphic belt, France. *J Metamorphic Geol* 14:361–379
- Brun JP, Burg JP (1982) Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planet Sci Lett* 61:319–332
- Burg JP, Van Den Driessche J, Brun JP (1994) Syn- to post thickening in the Variscan Belt of the Western Europe: modes and structural consequences. *Géologie de la France* 3:33–51
- Cagnard F, Gapais D, Brun JP, Gumiaux C, Van Den Driessche J (2004) Late Hercynian crustal-scale extension in Vendée (Armorican Massif, France). *J Struct Geol* 26(3):435–449
- Cannat M, Bouchez JL (1986) Linéations N-S et E-W en Vendée littorale (Massif Armorican). Episodes tangentiels successifs à foliation horizontale. *Soc Géol France Bull* 16: 299–310
- Cartwright I, Buick IS (1999) The flow of surface-derived fluids through Alice Springs age middle-crustal ductile shear zones, Reynolds Range, Central Australia. *J Metamorphic Geol* 17:397–414
- Clayton RN, Mayeda TK (1963) The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim Cosmochim Acta* 27(1):43–52
- Colchen M, Rolin P (2001) La chaîne hercynienne en Vendée. *Géologie de la France* 1–2:53–85
- Diot H, Gauffriau A, Femenias O, Mercier J, Mauroy M (2002) L'île d'Yeu : mémoire des événements éodévonien en bordure Sud de l'Armorique. In: 19th Réunion des Sciences de la Terre Nantes, Abstr with Prog, pp 108–109
- Dipple GM, Ferry JM (1992) Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. *Contrib Mineral Petrol* 112:149–164
- Dipple GM, Wintsch RP, Andrews S (1990) Identification of the scales of differential element mobility in a ductile fault zone. *J Metamorphic Geol* 8:645–661
- Etheridge MA, Wall VJ, Vernon RH (1983) The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J Metamorphic Geol* 1:205–226
- Etheridge MA, Wall VJ, Cox SF (1984) High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. *J Geophys Res* 89:4344–4358
- Fitzgerald JD, Stünitz H (1993) Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: reactions and grain size reduction. *Tectonophysics* 221:269–297
- Gapais D (1989) Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology* 17:1144–1147
- Gapais D, Barbarin B (1986) Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics* 125:357–370
- Gapais D, Balé P, Choukroune P, Cobbold PR, Majhoub Y, Marquer D (1987) Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *J Struct Geol* 9:635–646
- Gapais D, Lagarde JL, Le Corre C, Audren C, Jégouzo P, Casas Sainz A, Van Den Driessche J (1993) La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *C R Acad Sci Paris Sér II* 316:1123–1129
- Goujou JC (1992) Analyse pétro-structurale dans un avant-pays métamorphique: influence du plutonisme tardi-orogénique varisque sur l'encaissant épi à méso zonal de Vendée. *Doc Bur Rech Géol Min* 216
- Grant JA (1986) The Isocon diagram—a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Econ Geol* 81:1976–1982
- Gueydan F, Leroy YM, Jolivet L, Agard P (2003) Analysis of continental midcrustal strain localization induced by reaction-softening and microfracturing. *J Geophys Res* 108(B2), 2064. DOI:10.1029/2001JB000611
- Holdaway MJ (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am J Sci* 271:97–131
- Holtz F, Johannes W, Tamic N, Behrens H (2001) Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. *Lithos* 56:1–14
- Hughes CJ (1973) Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geol Mag* 109:513–527
- Iglesias M, Brun JP (1976) Signification des variations et anomalies de la déformation dans un segment de la chaîne hercynienne (les séries crystallophylliennes de la Vendée littorale, Massif Armorican). *Soc Géol France Bull* 7:1443–1452
- Jégouzo P (1980) The South Armorican shear zone. *J Struct Geol* 2:39–47

- Jones KA, Brown M (1990) High-temperature “clockwise” P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from Southern Brittany, France. *J Metamorphic Geol* 14:361–379
- Kerrick R (1986) Fluid infiltration into fault zones: chemical, isotopic and mechanical effects. *Pure Appl Geophys* 124:225–268
- Le Hébel F, Vidal O, Kienast JR, Gapais D (2002) Evidence for HP-LT Hercynian metamorphism within the “porphyroids” of South Brittany. *C R Geosci* 334:205–211
- Mainprice D, Bouchez JL, Blumenfeld P, Tubia JM (1986) Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14:819–822
- Mancktelow NS, Pennacchioni G (2005) The control of precursor brittle fracture and fluid-rock interaction on the development of single and paired ductile shear zones. *J Struct Geol* 27: 645–661
- Maniar PD, Piccoli PM (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geol Soc Am Bull* 101:635–643
- Marquer D, Burkhard M (1992) Fluid circulation, progressive deformation and mass-transfer processes in the upper crust: the example of basement-cover relationships in the External Crystalline Massifs, Switzerland. *J Struct Geol* 14:1047–1057
- Marquer D, Gapais D, Capdevila R (1985) Chemical changes and mylonitisation of a granodiorite within low-grade metamorphism (Aar Massif, Central Alps). *Bull Mineral* 108:209–221
- Mathieu G (1945) La Géologie de l’Ile d’Yeu. *Carte Géol France Bull* 219:479–518
- McCaig AM (1988) Deep fluid circulation in fault zones. *Geology* 16:867–870
- Mitra G (1978) Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical process involved in the deformation of crystalline basement rocks. *Am J Sci* 278:1057–1084
- Musumeci G (2002) Sillimanite-bearing shear zones in syntectonic leucogranite: fluid-assisted brittle-ductile deformation under amphibolite facies conditions. *J Struct Geol* 24:1491–1505
- Newberry RJ (1998) W- and Sn-skarn deposits: a 1998 status report. In: Lentz DR (ed) *Mineralized intrusion-related skarn systems*. *Min Assoc Can Short Course Series* vol 26:289–335
- Newton RC (1990) Fluids and shear zones in the deep crust. *Tectonophysics* 182:21–37
- Pearce JA, Parkinson IJ (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard HM, Alabaster T, Harris NBW, Neary CR (eds) *Magmatic processes and plate tectonics*. *Geol Soc London Spec Pub* 76:373–403
- Rolland Y, Cox S, Boullier AM, Pennacchioni G, Mancktelow N (2003) Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth Planet Sci Lett* 214: 203–219
- Selverstone J, Morteani G, Staude JM (1991) Fluid channelling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps. *J Metamorphic Geol* 9:419–431
- Semelin B, Marchand J (1984) Découvertes d’enclaves hyper-alumineuses dans l’orthogneiss de l’Ile d’Yeu. *C R Acad Sci Paris Série II* 299(10):633–638
- Sheppard SMF (1986) Stable isotope variations in natural waters. In: Valley JW, Taylor HP, O’Neil JR (eds) *Stable isotopes in high temperature geologic processes*. *Rev Mineral Geochem* 16:319–372
- Simpson C (1985) Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J Struct Geol* 7(5):503–511
- Spear FS (1993) *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. *Min Soc Am Monograph*, 799pp
- Taylor SR, Gorton MP (1977) Geochemical application of spark source mass spectrography—III. Element sensitivity, precision and accuracy. *Geochim Cosmochim Acta* 41:1375–1380
- Triboulet C, Audren C (1988) Controls of P-T-t deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilaine, South Brittany, France). *J Metamorphic Geol* 6:117–133
- Vernon RH (1979) Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses. *Lithos* 12:143–152
- Voll G (1976) Recrystallisation of quartz, biotite and feldspars from Erst feld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 56:641–647
- White SH, Knipe RJ (1978) Transformation- and reaction-enhanced ductility in rocks. *J Geol Soc London* 135:513–516
- Wibberley C (1999) Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening process in fault zones. *J Struct Geol* 21:1219–1227
- Wyns R, Calvez JY, Chantraine J, Peucat JJ (1986) Mise en évidence d’un socle précambrien en Vendée-Maritime. *Géodynamique du Massif Armoricaïn RCP* 705
- Yonkee WA, Parry WT, Bruhn RL (2003) Relations between progressive deformation and fluid-rock interaction during shear-zone growth in a basement-cored thrust sheet, sevier orogenic belt, Utah. *Am J Sci* 303:1–59
- Zheng YF (1993) Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim Cosmochim Acta* 57:1079–1091

RESUME en français

Nous avons développé une méthode de mesure directe de paléovitesse de déformation à partir de filons syntectoniques dans la zone de cisaillement décrochante du Fleuve Rouge. Notre méthode combine datations $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ sur monazites et quantification de la déformation de ces filons. Les vitesses de déformation obtenues à l'échelle d'un affleurement ($\approx 3 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$) sont inférieures d'un ordre de grandeur à celles calculées pour l'ensemble de la zone de cisaillement. Des mesures de paléocontraintes par paléopiezométrie permettent de calculer des vitesses de déformation avec différentes lois de fluage. La comparaison des vitesses de déformation obtenues par les deux méthodes permet de discuter les lois de fluage expérimentales de la croûte continentale. Ce travail vise à mieux contraindre la rhéologie de la lithosphère continentale et les mécanismes de déformation associés.

TITRE en anglais

New method of *in situ* palaeo-strain rate measurement. Application to the Ailao Shan-Red River shear zone.

RESUME en anglais

We developed a direct method to measure palaeo-strain rate from syntectonic dykes in the Ailao Shan-Red River strike slip shear zone. Our method combines $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ dating on monazites and quantification of deformation of these dykes. Strain rate measurements ($\approx 3 \times 10^{-14} \text{s}^{-1}$) are one order of magnitude inferior to strain rates independantly estimated for the bulk shear zone.

Quartz piezometer yield palaeo-stress estimates that allow to calculate strain rates inferring a power flow law. Comparison of strain rate results obtained with both methods permit to discuss these power flow laws of the continental crust. This study aims to better constrain the continental lithosphere rheology and associated deformation mechanisms.

DISCIPLINE

Sciences de la Terre

MOTS-CLES

Rhéologie, croûte continentale, paléo-vitesse de déformation, paléo-contrainte, zone de cisaillement, Ailao Shan-Fleuve Rouge.

Rheology, continental crust, palaeo-strain rate, palaeo-stress, shear zone, Ailao Shan-Red River

INTITULE ET ADRESSE DE L'UFR OU DU LABORATOIRE

Laboratoire des Sciences de la Terre - UMR CNRS 5570
Université Claude Bernard-Lyon 1
2 rue Raphaël Dubois
69622 Villeurbanne Cedex