HAL
open science

Les microstructures de deformation des serpentines et la partition sismique-asismique: exemple de la Californie

Muriel Andreani

To cite this version:

Muriel Andreani. Les microstructures de deformation des serpentines et la partition sismique-asismique: exemple de la Californie. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2003. Français. NNT : . tel-00006458

HAL Id: tel-00006458

https://theses.hal.science/tel-00006458

Submitted on 13 Jul 2004

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 par

Muriel ANDREANI

pour obtenir le grade de Docteur de

l'Université Joseph Fourier – Grenoble I

Spécialité **: Terre Solide**

Soutenue publiquement
le 18 décembre 2003

Les microstructures de déformation des serpentines et la partition sismique-asismique : exemple de la Californie.

Composition du jury :

C. Mével, *Rapporteur*, D.R CNRS au LGM - Université Paris VI (France)
M. Jessell, *Rapporteur*, Professeur associé à l'Université de Toulouse (France)
M. Mellini, *Examinateur*, Professeur à l'Université de Sienne (Italie)
A. Baronnet, *Examinateur*, Professeur à l'Université d'Aix-Marseille III (France)
A-M. Boullier, *Directrice de thèse*, D.R CNRS au LGIT - Grenoble I (France)
J-P. Gratier, *Directeur de thèse*, Physicien d'observatoire à l'Université Grenoble I (France)

Avant-propos

Voilà sans doute une des parties les plus délicates à écrire dans une thèse. Et bien oui, il s'agit de n'oublier personne et de parvenir à remercier tout le monde en évitant la redondance classique du « merci à…, et merci à…, et encore merci à… ». Pas si simple…

Nous pourrions voir la thèse comme une grande aventure de trois ans, possédant un protagoniste principal et toute une équipe autour, sans laquelle, le « héros » ne serait pas allé bien loin. Elle est une aventure scientifique mais aussi humaine, au cours de laquelle j'ai aussi eu la chance de créer de belles amitiés. Mon histoire m'a fait oscillé entre Grenoble et Marseille, deux villes bien différentes mais très agréables et complémentaires…tant du point de vue scientifique que du point de vue des loisirs…

Toute aventure démarre par une idée de départ, nouvelle et excitante, qui motive les troupes. Cela je le dois sans conteste à Anne-Marie Boullier et Jean-Pierre Gratier, mes directeurs de thèse, dont la passion des phénomènes et des objets naturels nous a entraîné jusqu'en Californie, à la recherche de ces roches mythiques dans la faille de San Andreas, les serpentinites. Le terrain, soit dit en passant, ne manquait pas de piment!
Pour rester dans l'équipe de soutien scientifique, je tiens à remercier aussi Alain Baronnet, qui s'est retrouvé happé dans cette aventure par son enthousiasme à étudier l'infinité d'assemblages réalisés par de si petits minéraux, grâce à cette étonnante machine qu'est le MET. Il ne se doutait pas encore qu'il allait se retrouver si souvent envahi par une grenobloise qui mettrait aussi sa patience à rude épreuve sur un terrain de tennis ! Mais l'équipe de soutien phocéenne ne s'arrête pas là. N'oublions pas l'aide précieuse de Serge et Damien dans les cabines de pilotage du MET et du MEB, ainsi que Francis pour ses talents de photographe. Il y a aussi bien sur Anne-Line et Olive, compagnons serpentineux, qui se joignent aux autres membres de l'équipe du CRMC2 pour y créer une si bonne ambiance.
Avant de retourner à l'équipe alpine, je voudrais dire un grand merci à mon parrain et sa famille pour leur accueil si généreux lors de mes nombreux séjours à Marseille et pour les ateliers cuisine-libanaise !

Revenons à nos montagnes et à la formidable équipe de thésard du LGIT qui a toujours réussi à me rendre le sourire, même dans les moments de doute, chacun avec sa spécialité. Un clin d'œil particulier au trio de choc formé par : Olivier, l'homme-qui-rit-tout-le-temps (ne change jamais, c'est une vraie bénédiction pour ceux qui t'entourent !) ; Clacla, notre animatrice et cuisinière hors paire ainsi que mon binôme subaquatique ; et Sissi, indescriptible co-bureau et Rita-phile qui a adoucit les journées de rédaction. Nath, je n'oublie pas nos randos « pépères » et raclettes réparatrices, même si nous ne jouons plus dans la même cour. Je ne peux omettre notre couple d'artiste, Marianne et Vincent, ni François dont j'admirerai toujours l'organisation, et Mika, notre Gaston préféré, imprévisible. Comme je ne prétends pas dresser une liste

exhaustive, je préfère continuer en remerciant tous les autres LGITtien(ne)s et LGCAtien(ne)s avec qui j'ai eu la chance de partager discussions, sorties, et pauses thé !

Il existe aussi une équipe d'intendance externe au monde de l'université, et qui supporte depuis longtemps déjà mes humeurs. Je pense bien sur à mes parents et grand-parents, sans qui je ne serais pas là (évidemment !) et qui m'ont toujours soutenu, quelque soit mes choix. Il reste encore mes amies de toujours, Mag et Nono, fidèles au poste, dont l'action est renforcée par celle de Laurent, Samia, Sandrine, Anne, Vik, Pascal, Nicox, Manue, Yoyo,... Coté relaxation, un grand merci à mon équipe de volley pour les matchs endiablés et les entraînements gastronomiques.
Un merci tout particulier à Manu, entre autre pour son éternelle bonne humeur, sa patience et son soutien, surtout pendant les derniers mois de rédaction.

Bref, merci a tou(te)s, et à celles et ceux qui ont sacrifié une après-midi de congés pour venir m'encourager à la soutenance, ça se souligne !

Enfin, merci aux membres du jury pour leur intérêt et leur disponibilité, qui m'ont permis d'achever positivement ce travail de longue haleine.

Muriel

Sommaire

Les microstructures de déformation dans les serpentines et la partition sismique-asismique : exemple de la Californie

Introduction générale 7

PARTIE I. Contexte minéralogique et géologique de l'étude 13

I.1. Présentation des serpentines 15

I.1.1. Structure des minéraux serpentineux 15

I.1.1.a. Les phyllosilicates 15

I.1.1.b. La famille des serpentines 17

I.1.2. Contextes géodynamiques d'apparition des serpentinites et implications 27

I.1.2.a. En contexte divergent 27

I.1.2.b. En contexte convergent 29

I.1.3. Conditions d'occurrence et stabilité des différents types de serpentine 32

I.2. Déformation des serpentinites 37

I.2.1. Contexte de subduction 38

I.2.1.a. Expérimentation 38

I.2.1.b. Comparaison avec les modèles et les observations de terrain 42

I.2.2. Contexte de failles actives 43

I.2.2.a. Expérimentation 43

I.2.2.b. Comparaison avec les modèles et les observations de terrain 45

I.3. Géologie du centre de la Californie 47

I.3.1. Les unités géologiques 47

I.3.2. Les serpentinites et les ophiolites 50

I.3.3. Le système de failles actives de San Andréas 52

I.3.3.a. La baie de San Francisco 53

I.3.3.b. De Monterey à Parkfield 54

PARTIE II : Structures et mécanismes de déformation dans les serpentinites **57**

II.1. Campagne d'échantillonnage en Californie **58**

II.1.1. Les serpentinites à l'affleurement 59

II.1.1.a. Hors des failles actives 59

II.1.1.b. A proximité des failles actives 63

II.1.2. Etude spécifique de « Blue Canyon » - Faille de Santa Ynez 66

II.2. Mécanismes d'ouverture et de colmatage des fractures **71**

II.2.1. Les blocs de serpentinites massives 72

II.2.1.a. A l'affleurement 72

II.2.1.b. Texture de la matrice 74

II.2.1.c. Les veines de serpentine 77

II.2.2. Ouverture lente : les veines fibreuses 81

II.2.2.a. Texture et morphologie 81

II.2.2.b. Microtextures internes 83

II.2.2.c. Mécanisme de formation 85

II.2.3. Ouverture saccadée : les veines de type « crack-seal » 88

II.2.3.a. *A microstructural study of a crack-seal type serpentine vein using SEM and TEM techniques.* (Andreani M., Baronnet A., Boullier A-M., Gratier J-P.; accepté dans : European Journal of Mineralogy) 91

II.2.3.b. *Crack-seal patterns: records of uncorrelated stress release variations in crustal rocks.* (Renard F., Andreani M., Boullier A-M., Labaume P.; soumis à: Geological Society of London, spec. Pub.) 113

II.2.4. Ouverture rapide : les veines microgrenues (lamellaires et sphérolitiques) et les veines isotropes 134

II.2.4.a. Veines microgrenues lamellaires 134

II.2.4.b. Veines microgrenues sphérolitiques 138

II.2.4.c. Veines isotropes 143

II.2.4.d. Mécanismes de formation des veines à ouverture rapide 152

II.2.5. Discussion 156

II.2.5.a. Comparaison des différents types de veines et histoire de la roche 156

II.2.5.b. Croissance et occurrence des microstructures des serpentines 160

II.3. Les serpentinites dans les zones de faille 167

II.3.1. Les miroirs de faille 167

II.3.1.a. Description à différentes échelles d'observation 167

II.3.1.b. Interprétation 173

II.3.2. Les gouges de faille : exemple de la faille active de Santa Ynez, Cal. 176

II.3.2.a. Observations macroscopiques et en lame mince 176

II.3.2.b. Observations à l'échelle du grain de serpentine 181

II.3.2.c. Mécanisme de formation de la schistosité 186

Conclusions générales et perspectives 197

Références bibliographiques 203

Annexes

A - Planche récapitulative des différentes textures optiques de veines de serpentines qui ont été caractérisées avec précision sous microscope électronique. A1

B - Méthodologie : Technique de microscopie électronique en transmission B1

B.I. Potentiel d'utilisation B3

B.I.1. Imagerie et caractérisation structurale B3

B.I.2. Microanalyse chimique B4

B.II. Instrumentation B5

B.III. Préparation des échantillons B8

C – Analyses chimiques et spectres RAMAN **C1**

C.I. Analyses chimiques réalisées à la microsonde électronique sur les différents types de veines (*Fig. II.2-42, §II.2.5.a.*) C3

C.II. Analyses ponctuelles réalisées au MET (EDS-TEM) sur les différents types de serpentine identifiés au sein des veines étudiées (*Fig. II.2-43, §II.2.5.b.*) C5

C.III. Spectres RAMAN obtenus sur les différents types de veines de serpentine C6

Introduction

générale

Les serpentines proviennent de l'hydratation de silicates magnésiens, comme l'olivine et les pyroxènes, constituants majeurs des roches mantelliques. Les serpentinites qui en résultent sont donc rencontrées dans divers contextes géologiques, là où péridotites, pyroxénites ou gabbros sont en contact avec un fluide. Cela peut intervenir aussi bien en contexte compressif (subduction, obduction, collision, accrétion) qu'extensif (contexte océanique). Une fois amenées à l'affleurement, ces roches peuvent aussi être reprises par une tectonique plus « superficielle ». En Californie, par exemple, des unités de serpentinites incorporées aux masses continentales sont recoupées par le réseau de failles de San Andreas, ce qui n'est pas sans conséquence sur le comportement mécanique de ces failles. En effet, des études géologiques et des essais expérimentaux ont révélé la faible résistance mécanique des serpentinites et ont, par conséquent, suggéré leur capacité à localiser et accommoder préférentiellement la déformation dans ces divers contextes.

La sismicité actuelle de la côte ouest californienne est liée au jeu du système de failles actives de San Andreas, majoritairement décrochant. Les données géophysiques identifient un partitionnement entre segments à comportement sismique et segments à comportement asismique le long de la faille majeure de San Andreas, mais aussi le long d'autres failles annexes qui bordent la baie de San Francisco (Hayward, Calaveras). Il a été proposé que la présence des serpentinites le long de certains segments soit une cause potentielle du fluage asismique à ces endroits. Une meilleure connaissance des mécanismes de déformation des serpentinites dans ce type de contexte est nécessaire afin de confirmer ou de réfuter cette hypothèse qui présente des conséquences majeures sur la répartition du risque sismique dans cette partie très peuplée du monde.
Malgré ces implications, peu d'études ont été consacrées à l'observation des structures naturelles de déformation dans les serpentinites, et tout particulièrement dans des environnements relativement peu profonds (zone sismogénique). Les études expérimentales, indispensables, ne peuvent pas rendre compte de certains phénomènes qui n'apparaissent qu'à l'échelle des temps géologiques et à des vitesses de déformation lentes. Les observations à l'échelle du grain sont aussi peu nombreuses à cause de la très petite taille de ces minéraux ($<1\mu m$). Nos connaissances sur les mécanismes de déformation de ces roches sont donc encore limitées.

Cette étude propose de compléter les données expérimentales actuelles par des observations naturelles, réalisées à différentes échelles, depuis l'affleurement jusqu'au grain, sur des

échantillons naturellement déformés. Les serpentines possèdent deux particularités majeures qui complexifient leur étude en limitant considérablement l'étude pétrographique et structurale en lame mince: i) une taille de grains classiquement inférieure à la résolution des microscopes pétrographiques et ii) l'existence de plusieurs variétés structurales dont les conditions thermodynamiques d'occurrence sont encore mal définies. Nous avons donc couplé l'utilisation de diverses techniques d'observation (travail de terrain, microscopie optique et microscopies électroniques) et d'analyses (microsonde électronique, microscopes électroniques équipés de spectromètres (EDX)) afin de tenir compte de ces paramètres et préserver au mieux les informations structurales et minéralogiques au cours de la descente des échelles d'observation.

Ce manuscrit s'articule autour de deux parties.
La première partie présente le **contexte géologique et minéralogique de cette étude** au travers d'une synthèse bibliographique permettant une mise à jour sur les connaissances actuelles des différents thèmes abordés, c'est-à-dire : une présentation générale des minéraux serpentineux (minéralogie, contexte géodynamique d'apparition et conditions d'occurrence), avec une attention particulière portée à la déformation des serpentinites et une présentation géologique de la zone d'étude, la Californie.

La seconde partie présente le travail réalisé au cours de cette thèse qui porte sur l'observation des **structures de déformation dans les serpentinites et leur interprétation en terme de mécanismes de déformation**. Cette partie comporte trois chapitres, eux-mêmes décomposés en sous-chapitres descriptifs et interprétatifs.
La campagne d'échantillonnage (Partie II, Chapitre 1) aboutit au choix d'une zone préférentielle pour une étude approfondie. Les chapitres qui lui succèdent sont classés par type de structure de déformation dont l'ordre reflète aussi la chronologie des événements.
Ces travaux concernent tout d'abord l'étude des serpentinites massives rencontrées dans la partie sud des Coast Ranges. Ces unités, relativement préservées de la tectonique active, permettent une identification des textures et du matériel antérieurs à l'activité du système de San Andreas. Le processus de serpentinisation étant déjà largement étudié, nous nous sommes focalisés sur ***l'étude des mécanismes d'ouverture et de colmatage des fractures*** (Partie II, Chapitre 2) variées, très peu étudiés dans les serpentinites. Les résultats, dont une partie est présentée sous forme d'articles soumis à des journaux scientifiques, renseignent sur les

mécanismes de formation des veines et les conditions de croissance et d'occurrence des serpentines dans les fractures.
Forts de ces observations, notre intérêt se porte ensuite sur ***l'étude des zones de faille*** (Partie II, Chapitre 3) caractérisées par deux types de structures que sont les gouges et les miroirs de faille.

Les avancées obtenues au cours de cette étude seront reprises en **conclusion** et complétés par de possibles **perspectives**. Une première **annexe (A)** offre une *planche récapitulative des textures optiques* finement caractérisées dans le but de simplifier de futures études sur les serpentinites. La seconde **annexe (B)** présente le principe et le potentiel de la microscopie électronique en transmission dans ce type d'étude, ainsi que les techniques spécifiques de préparation des échantillons de roches qui ont été utilisées pour ce travail. Le protocole pourra être suivi par d'autres auteurs désireux de réaliser des études similaires. La dernière **annexe (C)** fournit l'ensemble des analyses chimiques (microsonde et EDS-TEM) exploitées dans cette étude ainsi que les spectres RAMAN obtenus sur les veines de serpentine.

PARTIE I

Contexte minéralogique et géologique de l'étude

I.1. Présentation des serpentines

I.1.1. Structure des minéraux serpentineux

I.1.1.a. Les phyllosilicates

Les silicates sont les minéraux qui constituent majoritairement les roches terrestres. Ils sont constitués de groupements tétraédriques $[SiO_4]^{4-}$ et cationiques dont l'arrangement spatial définit leur structure. Les phyllosilicates, ou silicates en feuillets, se distinguent par leur structure bidimensionnelle caractéristique, organisée en empilement à l'infini de feuillets le long de l'axe Z. Le feuillet est articulé par l'empilement de couches tétraédriques (T) et octaédriques (O).

La couche T est constituée d'un assemblage plan de tétraèdres dont le centre est occupé par un cation, théoriquement Si^{4+}, lié à 4 atomes d'oxygène. Trois des atomes d'oxygène de chaque tétraèdre (oxygènes basaux) appartiennent à un même plan et vont être partagés avec les tétraèdres voisins en s'organisant en un assemblage hexagonal visible dans le plan (Oxy) (Fig. I.1-1, gauche). Les oxygènes restants (oxygènes apicaux) pointent vers la couche octaédrique adjacente à laquelle ils appartiennent aussi, et avec laquelle ils assurent ainsi la liaison. Ils s'organisent cette fois en un assemblage quasi compact.

La couche O est composée d'octaèdres formés par un cation central de nature et de charge variable suivant le minéral considéré, lié à six atomes d'oxygène et des OH. Trois par trois, les atomes d'oxygène appartiennent à deux plans différents à assemblage quasi compact.

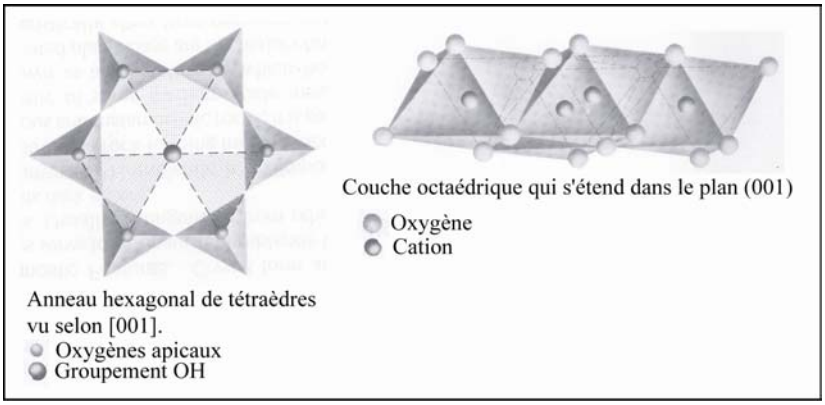


Fig. I.1-1: Couches tétraédrique (*gauche*) et octaédrique (*droite*) constitutives des phyllosilicates (d'après Klein & Hurlbut, 1993).

Le motif d'empilement des couches T et O au sein du *feuillet élémentaire* est le paramètre majeur de classification des phyllosilicates. Il existe deux grands types de motifs (Fig. I.1-2) :

le feuillet 1 :1 (1T+1O) et le feuillet 2 :1 (2T+1O). Les couches T et O des feuillets sont fortement liées par des liaisons iono-covalentes tandis que les feuillets sont généralement plus faiblement liés entre eux par des liaisons hydrogènes.

La nature du remplissage de l'espace séparant chaque feuillet, appelé *espace interfoliaire*, est un second paramètre de classification. Il peut être vide, ou bien plus ou moins occupé par des cations, des groupements hydroxyles et/ou des molécules d'eau. Il peut aussi accepter une couche octaédrique et former des minéraux de types chlorites.

L'assemblage réalisé par la superposition des couches T et O et de l'espace interfoliaire définit une *unité structurale* dont la dimension selon z (épaisseur) pourra donc être variable.

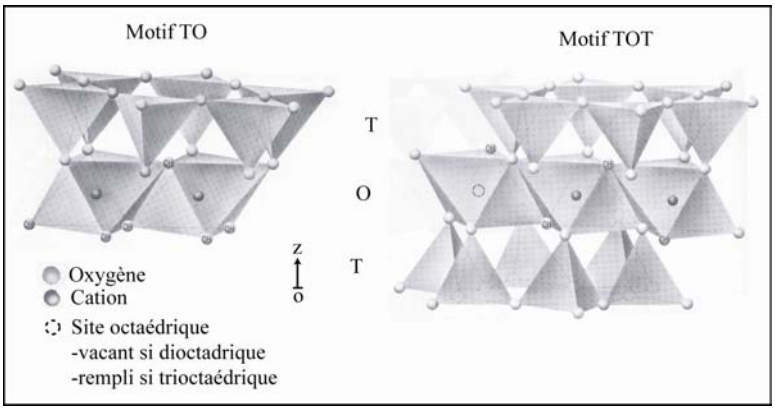


Fig. I.1-2 : Motifs d'assemblage des couches tétraédriques (T) et octaédriques (O) pour les phyllosilicates (d'après Klein & Hurlbut, 1993).

C'est ainsi que sont classés les grands groupes de phyllosilicates dont l'épaisseur peut être environ de 7 Å pour les kaolinites et serpentines, de 9-10 Å pour le talc et les micas ou de 14 Å pour les chlorites.

Il est ensuite possible de définir, comme pour les autres minéraux, une figure géométrique tridimensionnelle, au sein de cette structure complexe, qui soit reproductible par translation dans les trois dimensions de l'espace : la *maille cristallographique*. La maille est le plus petit volume présentant toutes les caractéristiques du cristal électriquement neutre. Elle permet de fixer les dimensions latérales a et b élémentaires de l'unité structurale (ou motif) qui sont, en moyenne, autour de 5 Å et 9 Å respectivement.

Le nombre d'éléments, de taille et de valence différentes, susceptibles d'entrer dans les sites du motif est limité par le nombre de positions disponibles. Les différents éléments vont donc devoir s'organiser de sorte que l'électroneutralité de la maille soit préservée et les encombrements stériques des cations soient ajustés aux sites.

Des sous-groupes peuvent alors être définis en fonction des propriétés de la couche octaédrique. Lorsque tous les sites octaédriques sont occupés par des cations divalents (Mg^{2+},

Fe^{2+},..), on parle de phyllosilicates trioctaédriques. Si deux sites sur trois sont occupés par des cations trivalents (Al^{3+}, Fe^{3+},..) on parlera de phyllosilicates dioctaédriques.
La liste des paramètres de classification des phyllosilicates est alors complète et peut se résumer dans le tableau Fig. I.1-3, dans lequel on peut aussi noter la position du groupe des serpentines.

feuillet	niveau interfoliaire	dioctaédrique	trioctaédrique
TO	vide	kaolinite	serpentine
	cations + H_2O	halloysite	—
TOT	vide	pyrophyllite	talc
	cations anhydres	micas	
	cations + H_2O	montmorillonites	vermiculites
	couches octaédriques	chlorites	

Fig. I.1-3 : Résumé des paramètres de classification structurale des phyllosilicates. Ce tableau ne considère que les phyllosilicates à couche tétraédrique continue (Baronnet, 1988).

La structure en feuillets de ces silicates et les propriétés des différentes couches impliquent un certain nombre de particularités. D'un point de vue structural, les positions de feuillets identiques les uns par rapport aux autres peuvent être relativement variables, ce qui introduit la notion de polytypisme. Des polytypes ont même composition chimique mais des structures cristallines qui diffèrent seulement dans une direction, ici le long de l'axe Oz. Cela peut aboutir, par exemple, à un désordre d'empilement translationnel si les feuillets sont décalés par translation non périodique dans le plan (Oxy), ou bien turbostatique si les feuillets subissent des translations et des rotations dans ce même plan. Des feuillets de nature différente peuvent aussi s'empiler présentant alors des structures dites interstratifiées. Certains phyllosilicates présentent aussi un certain nombre de particularités physico-chimiques liées à la propriété des interfaces, largement exploitées dans l'industrie des matériaux (capacité d'échanges cationique, intercalation, absorption, complexation, imperméabilité…). La faiblesse des liaisons entre les feuillets impose aussi une anisotropie mécanique par l'existence d'un plan de clivage {001}.

I.1.1.b. La famille des serpentines

Les serpentines sont des phyllosilicates hydratés à motif TO (type 1 :1), trioctaédriques. L'espace interfoliaire est vide et l'unité structurale qui les compose a une épaisseur de 7,2 Å.

La composition idéale théorique d'une serpentine est $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$. La couche octaédrique serait donc purement magnésienne et la couche tétraédrique silicatée. Pour une telle composition, les dimensions latérales de la couche octaédrique et de la couche tétraédrique diffèrent de 3 à 5%, la couche octaédrique étant la plus grande. Il existe donc un désaccord paramétrique entre les couches constitutives du feuillet qui va devoir être compensé pour assurer la stabilité de la structure (Wicks & Whittaker, 1975). Les serpentines utilisent différents processus de compensation pour ce désaccord qui aboutit à plusieurs types de microstructures représentant chacune une solution possible partielle à ce problème. Les *4 types structuraux majeurs* sont la lizardite, l'antigorite, le chrysotile et la serpentine polygonale. La composition chimique de ces microstructures est relativement similaire. Les serpentines naturelles acceptent un nombre limité (< 10% pds) de substitutions en position octaédrique et/ou tétraédrique. Les plus communes sont la substitution de Si par Al en position tétraédrique et le remplacement de Mg par Fe et/ou Al en position octaédrique. De faibles quantités de Ni, Cr, Ti, Mn ou Co peuvent parfois être détectées dans certains contextes. Par contre, le Ca n'est pas assimilable par les serpentines.

Dans cette section, nous nous limiterons à présenter les structures des principaux types de serpentines reportées dans la littérature à partir d'études en diffraction des rayons X et en microscopie électronique en transmission. Les quelques observations de leurs formes de croissance, qui restent relativement peu connues, sont également reportées. Ces descriptions s'affranchiront du contexte géologique qui sera développé au §I.1.2 et 3 avec un résumé de ce que l'on sait sur les conditions d'occurrence des différentes microstructures des serpentines.

La lizardite

La lizardite possède la structure la plus simple car une légère rotation des tétraèdres, qui éloigne la couche tétraédrique de sa symétrie idéale hexagonale vers une symétrie ditrigonale, permet le maintien d'une structure plane (Mellini, 1982 ; Mellini & Zanazzi, 1987). La figure I.1-5 illustre un cristal de lizardite vu au MET et dont la périodicité d'empilement à 7,2 Å est bien visible sur le cliché de diffraction. Comme pour d'autres phyllosilicates, la lizardite peut présenter des désordres d'empilement et donc différents polytypes (c.f. §précédent). Si on considère le cas le plus simple de la lizardite 1*T* la plus largement étudiée, une représentation schématique de cette structure est illustrée Fig. I.1-4 d'après les travaux de Mellini (1982).

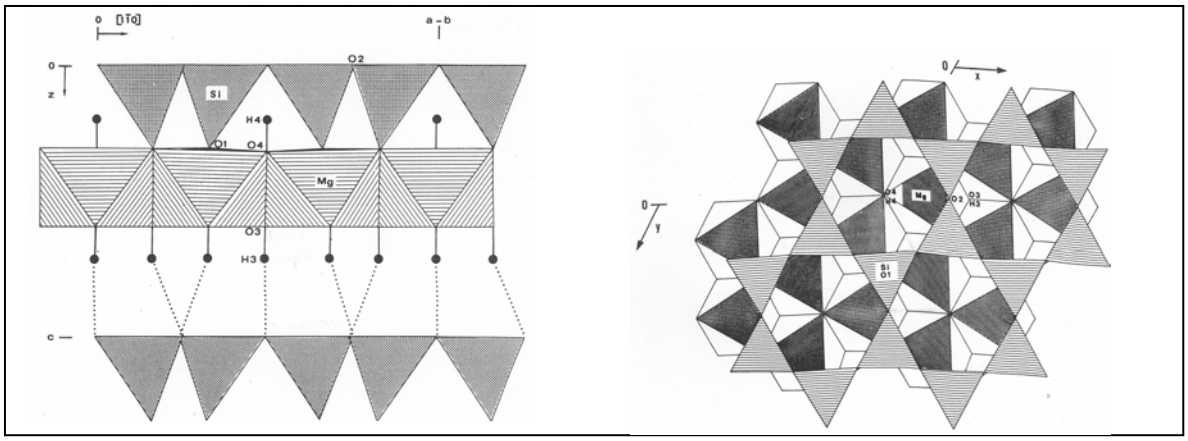
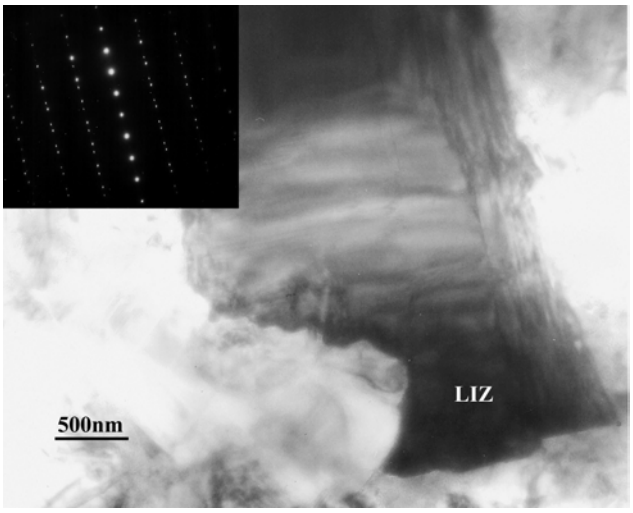


Fig. I.1-4 : Structure de la lizardite 1*T* vue selon [110] sur le *schéma de gauche* et selon [001] sur le *schéma de droite* (Mellini, 1982).

Les paramètres de maille pour cette lizardite, qui présente une faible rotation des tétraèdres donc une structure proche de l'idéale, sont a=5,3 Å ; b=9,2 Å et c=7,2 Å. La substitution partielle de Si par Al (plus encombrant) et de Mg par autant d'Al, même si elle n'est pas nécessaire à une structure plate pourrait tout de même la favoriser en contribuant à diminuer le désaccord paramétrique entre les couches T et O (Wicks & Whittaker, 1975) et à stabiliser la structure (Caruso & Chernosky, 1979). Une autre hypothèse est discutée par Mellini (1982) qui propose que la substitution de cations tétraédriques et octaédriques par des cations trivalents (e.g. Al^{3+}) modifierait l'équilibre des charges résultant en un excès de charges négatives sur la couche tétraédrique et positives sur la couche octaédrique. Cette répartition des charges conduirait à une plus forte interaction électrostatique entre les couches, rendant difficile un enroulement (c.f. chrysotile, §ci-après) et favorisant donc les structures plates. Quelque soit le mécanisme, des synthèses récentes de Grauby (comm. pers.) dans un système riche en Al aboutirent rapidement à des structures plates, après la formation de tubes plus « trapus » et plus courts.



La Fig. I.1-5 : illustre un cristal de lizardite (LIZ) observé au microscope électronique en transmission dans un plan perpendiculaire à l'axe c d'empilement. Le cliché de diffraction associé est en médaillon et illustre bien la structure d'empilement des feuillets à 7 Å, périodique selon c*. Les taches présentent des doublets qui témoignent d'un maclage du cristal. Le cliché ne présente pas de traînées diffuses ce qui reflète la faible abondance de défauts d'empilement dans ce cristal.
La forme du cristal en secteur triangulaire est typique de la lizardite.

L'antigorite

La courbure des feuillets, avec la couche octaédrique (la plus grande) à l'extérieur, est un autre mécanisme, suspecté par Pauling (1930), pour compenser le désaccord paramétrique présenté précédemment. Une ondulation des feuillets, accompagnée d'un renversement périodique de la polarité de la couche tétraédrique au niveau du changement de la direction de courbure, est observée le long de l'axe [100] dans le cas de l'antigorite (Fig. I.1-6, en bas) (Kunze 1958).

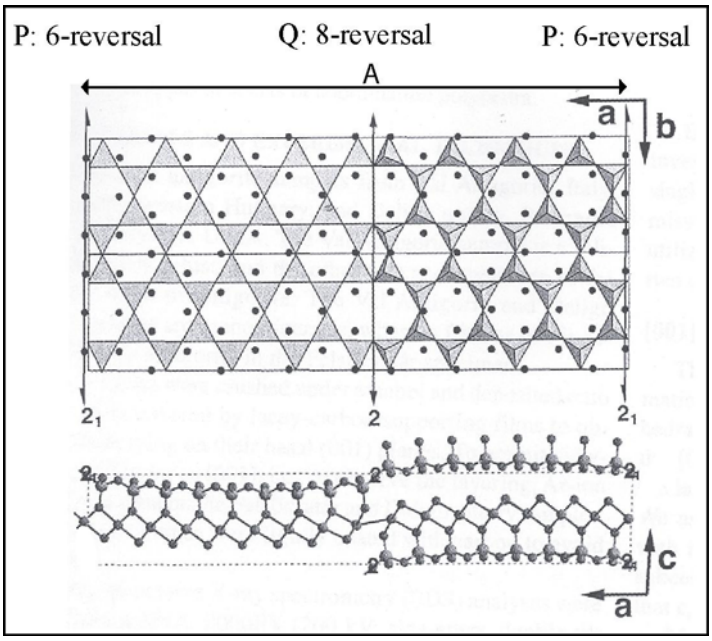


Fig. I.1-6 : Structure de l'antigorite vue selon [001] *en haut* et selon [010] *en bas* (figure de Dodony et al. 2002, reprise d'après Kunze 1958). Les points noirs dans la figure du haut représentent les positions à coordination octaédrique. Les différentes positions du renversement de la couche tétraédrique.

L'antigorite possède donc une structure modulée dont la longueur d'onde de modulation peut s'exprimer soit par la longueur de la superstructure A (en Å), soit par le paramètre m (Kunze 1961), qui est le nombre de tétraèdres contenus dans une période. Des observations (Zussman et al., 1957 ; Chapman & Zussman, 1959 ; Kunze, 1961 ; Uehara & Shirozu, 1985) ont montré que la longueur d'onde de modulation peut varier de A=32 Å, à A=100 Å, ce qui correspond à m=13, à m=40, avec comme valeur la plus commune : A~43 Å, soit m~17.

Les couches T et O restent continues mais, en observant cette même structure le long de [001] (Fig. I.1-6), elle présente trois configurations différentes sur trois segments de la structure qui alternent le long de [100] : (i) une figure de renversement formant des anneaux à 4 et 8 tétraèdres (notée 8-reversal), (ii) une seconde figure de renversement formant des anneaux à 6 tétraèdres (notée 6-reversal), et (iii) des segments similaires à une structure plate de lizardite. C'est pour cette raison que l'antigorite est considérée comme une structure polysomatique

constituée des trois types de modules qui viennent d'être décrits (Spinnler, 1985). La configuration 6-reversal, tout comme le module de lizardite, possède la stoechiométrie de la lizardite, tandis que la 8-reversal implique une perte d'ions Mg et de groupements hydroxyles. Cela éloigne donc l'antigorite de la composition idéale des serpentines (Wicks & Whittaker, 1975). Au sein d'une modulation, la stoechiométrie de la configuration 8-reversal étant différente du reste de la structure, des antigorites de m différents auront donc des compositions chimiques légèrement différentes et formeront une série polysomatique entre les pôles brucite et talc. De manière plus réaliste, la composition de l'antigorite s'étalera seulement entre m=infini (composition de la lizardite) et m le plus petit possible qui respecte la structure de l'antigorite (Mellini et al., 1987). Sauf dans la direction de modulation où le paramètre A peut considérablement varier, les deux autres paramètres de maille, suivant b et c, sont similaires à ceux de la lizardite. La structure particulière de l'antigorite ajoutée aux autres particularités des phyllosilicates permet de nombreuses variations de structures (polysomatisme, polytypisme, dislocations, macles) que nous ne détaillerons pas ici puisqu'elles ne font pas l'objet de notre étude, mais qui ont été étudiées plus en détails par Otten (1993) ou Auzende (2003).
Il est intéressant de remarquer que la structure de l'antigorite permet, dans chaque feuillet, une compensation partielle du désaccord paramétrique par une courbure adaptée, ce qui ne sera pas le cas du chrysotile par exemple (cf. § suivant). De ce fait, la structure de l'antigorite apparaît comme la plus stable (Wicks & O'Hanley, 1988).

Dans le plan (100), l'antigorite apparaît similaire à la lizardite avec un empilement des feuillets à 7 Å selon c*. La modulation de l'antigorite est, par contre, bien visible sur des images réalisées dans le plan (010) (Fig. I.1-7). Les zones où se localisent les renversements de structure vont aussi affecter les clichés de diffraction réalisés le long de l'axe de zone [001] et permettre aussi la distinction entre ces deux microstructures dans cette direction.

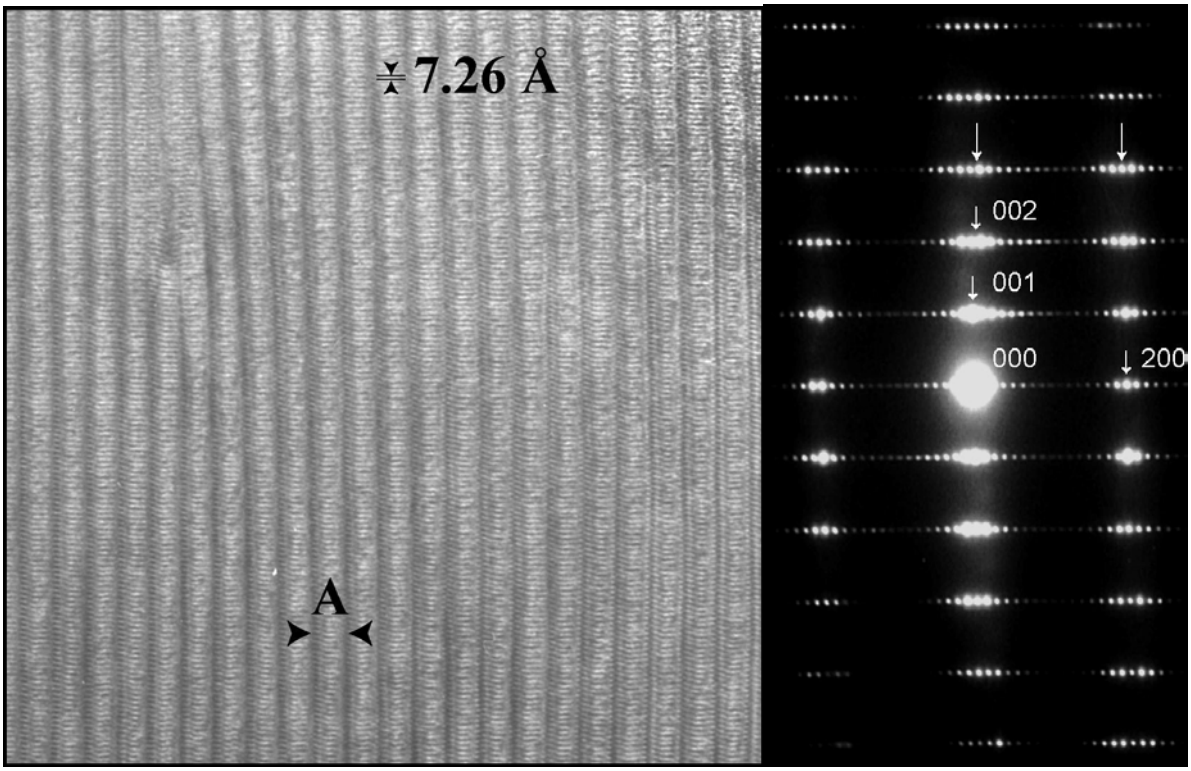


Fig. I.1-7 : *A gauche* : Image MET Haute Résolution d'un cristal d'antigorite vu selon [010]. Les feuillets à 7,26Å et les modulations (A) sont mis en évidence par les contrastes de l'image. *A droite* : Cliché de diffraction associé. On distingue les taches principales de diffraction (001, 002, ..) auxquelles s'ajoutent les taches de surstructures liées à la structure modulée de l'antigorite. Leur présence permet de distinguer l'antigorite de la lizardite. (Images de A-L Auzende)

Le chrysotile

La courbure des feuillets est aussi la solution adoptée par le chrysotile pour compenser les différentes dimensions latérales des couches T et O mais cette fois jusqu'à un enroulement total de la structure (Fig. I.1-8). Le chrysotile est donc une forme tubulaire cylindrique, à habitus fibreux (variété d'amiante). L'enroulement peut se faire autour de l'axe X, comme pour l'ortho-chrysotile (symétrie orthorhombique) et le clino-chrysotile (symétrie monoclinique), ou bien autour de l'axe Y dans le cas du para-chrysotile (symétrie orthorhombique), très rarement observé dans la nature (Whittaker, 1953, 1956) le plus souvent en bordure de l'antigorite. Il semblerait que le chrysotile nuclée sous forme de quelques feuillets empilés qui gardent leurs rayons de courbure respectifs tandis que les couches se développent latéralement (Baronnet & Devouard, 1996). Différents modes d'enroulement ont été identifiés à partir d'observations de chrysotiles synthétiques ou naturels. Les tubes peuvent être parfaitement cylindriques ce qui nécessite la nucléation de nouveaux feuillets à l'intérieur ou à l'extérieur du tube pour qu'ils croissent. Ils peuvent sinon s'enrouler en spirale, d'une ou plusieurs couches, avec ou sans une composante hélicoïdale

(Yada, 1971). Une dernière géométrie a été observée, essentiellement en synthèse, sous forme de tubes coniques (Yada & Iishi, 1974 ; Devouard et al., 1997 ; Grauby et al., 1998).

Le diamètre interne du tube est plus fréquemment de l'ordre de 70-80 Å mais peut atteindre 650 Å d'après les premières observations de Yada (1967, 1971) avec un cœur qui peut soit être vide soit être rempli d'un phase d'aspect amorphe. La compensation du désaccord paramétrique par l'incurvation des feuillets est cependant limitée et, en théorie, seul un feuillet possède le diamètre idéal d'équilibre élastique, estimé à 88 Å, par Whittaker (1957) pour une composition purement magnésienne. Pour des chrysotiles naturels, légèrement substitués, le diamètre de courbure va dépendre de l'importance du désaccord. Or, l'énergie élastique accumulée dans les feuillets courbes est fonction du rayon de courbure et les calculs basés sur l'hypothèse de l'équilibre local montrent que la formation d'une nouvelle couche cylindrique est bornée par deux rayons de courbure critiques qui encadrent le rayon d'équilibre (Baronnet & Devouard, 1996). Cela signifie que la croissance des chrysotiles, de manière centripète ou centrifuge est limitée. La correspondance avec les observations est bonne puisque le diamètre des chrysotiles n'excède pas ~100 nm et que le trou central est toujours visible.

L'enroulement des feuillets entraîne un désordre d'empilement de ces derniers qui complique l'analyse des clichés de diffraction le long de l'axe de zone [100], étudiés en détail par Devouard & Baronnet (1995).

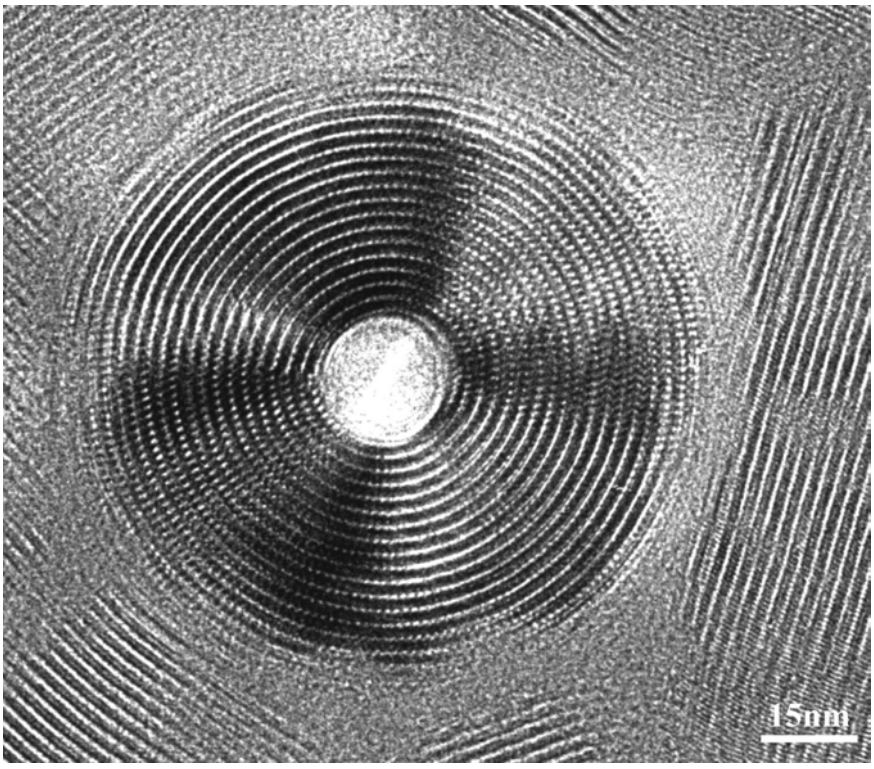


Fig. I.1-8 : Image MET Haute Résolution d'un chrysotile vu en section, donc le long de son axe d'enroulement [100]. (Image de A. Baronnet)

La serpentine polygonale

Il s'agit également d'une forme fibreuse de serpentine mais qui présente généralement des tubes plus courts que le chrysotile et dont le diamètre peut excéder 100 nm et atteindre plusieurs centaines de nm (Fig. I.1-9).

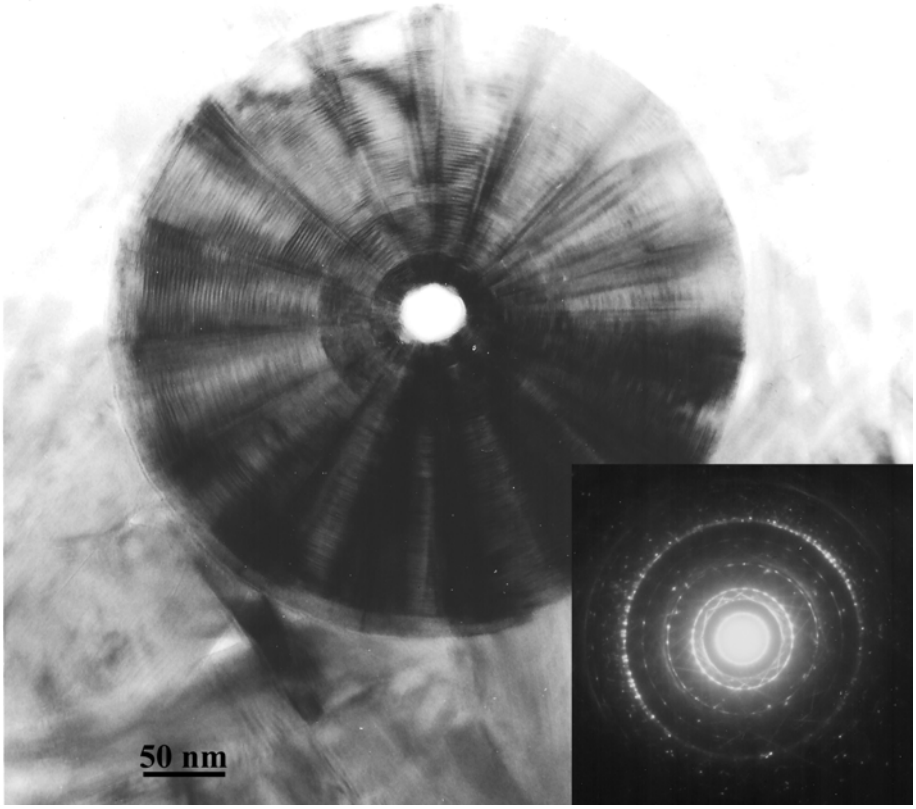


Fig. I.1-9 : Serpentine polygonale à 15 secteurs observée au MET selon l'axe de zone [100] et cliché de diffraction associé. Cet exemple montre un ancien cœur de chrysotile un peu plus sombre au centre de la polygonale.

La forme enroulée peut être maintenue pour de plus grands diamètres grâce à une polygonalisation de la structure perpendiculairement à l'axe du tube (Fig. I.1-10, *gauche*). La serpentine polygonale apparaît de ce fait comme intermédiaire entre le chrysotile purement cylindrique et la lizardite purement plate. Ses similarités avec la forme cylindrique lui valurent tout d'abord le nom de Povlen-chrysotile (Krastanovic & Pavlovic, 1964). Les observations de Middleton & Whittaker (1976) et Cressey & Zussman (1976) décrivent un cœur de chrysotile au centre du Povlen-chrysotile, qui se développe diamétralement par des surcroissances de secteurs plats polygonalisés de type lizardite. Les observations qui suivirent (c.f. ref. dans Wicks & O'Hanley, 1988) révélèrent que les secteurs plats sont généralement au nombre de 15 ou 30, que le centre pouvait présenter des structures plus variées, comme plusieurs fibres, des couches planes ou des couches partiellement incurvées, et que les surcroissances de secteurs plats pouvaient ou non être achevés sur tout le périmètre du tube ;

le nom de serpentine polygonale, moins subjectif, a été proposé. Cependant Wicks & O'Hanley, en 1988 suggèrent de ne pas considérer la serpentine polygonale comme un 4ème type structural tant qu'une meilleure connaissance de leur structure n'est pas connue. Le fait que les serpentines polygonales soient très souvent associées à des chrysotiles dans les échantillons naturels et le plus souvent à l'arrière du front d'altération hydrothermal, après les chrysotiles (Mellini, 1986), servit d'argument à Baronnet et al. (1994) pour proposer que les serpentines polygonales soient une forme à part entière, plus évoluée que les chrysotiles. Leur modèle rend compte de la possible polygonalisation du chrysotile en secteurs plats de lizardite par un nombre fini de dislocations localisées en limite des secteurs. Contrairement au modèle géométrique de Chisholm (1991), celui-ci accepte différents polytypes de lizardite d'un secteur à l'autre. Les observations de Baronnet & Devouard (1996) confirment ces hypothèses et justifient la transformation à l'état solide du chrysotile à polygonale, pendant la croissance du tube, par un relargage de l'énergie élastique emmagasinée par les feuillets incurvés une fois un diamètre critique atteint. Un développement radial est alors possible puisque la polygonalisation maintient un rayon de courbure constant aux limites de secteurs. Ils expliquent ainsi la coexistence de chrysotiles avec à la fois des polygonales à centre cylindrique (Fig. I.1-10, *gauche*) ou bien des polygonales présentant des secteurs jusqu'au centre (Fig. I.1-10, *droite*).

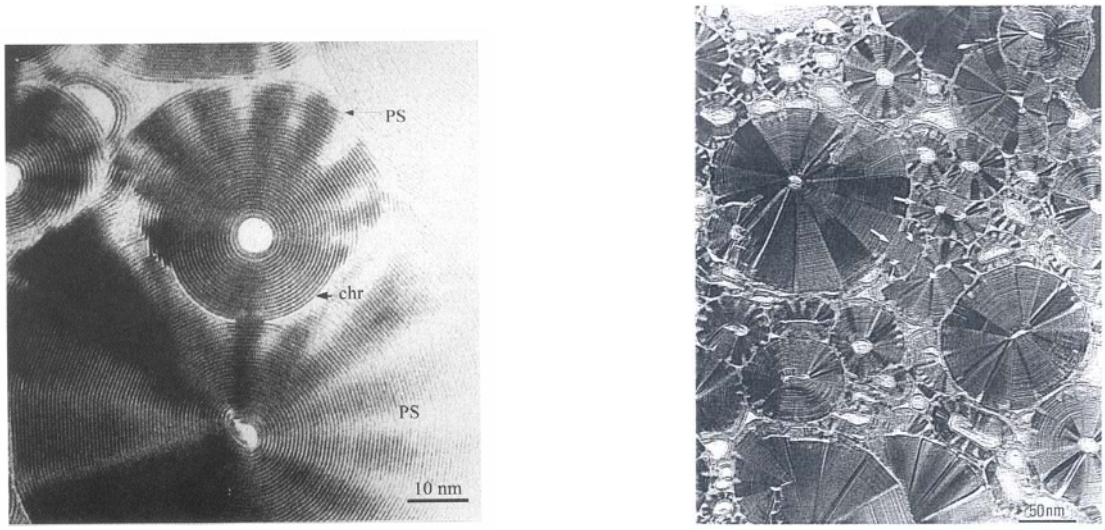


Fig. I.1-10 : Images MET de différentes formes de croissance des serpentines polygonales. *A gauche*, l'image de Baronnet & Belluso (2002) illustre la polygonalisation d'un tube de chrysotile. *A droite* l'image de Baronnet & Devouard (1996) montre des chrysotiles et polygonales associées avec d'éventuelles formes de déformation (theta-fibers) pointées par les flèches blanches.

Les synthèses hydrothermales de Devouard et al. (1997) montrent aussi la coexistence des différentes formes tubulaires de serpentine. Les images ci-dessus (Fig. I.1-10) illustrent les différentes formes de croissance observées. La figure de droite illustre aussi les possibles

effets de la déformation sur les fibres : ovalisation de la section et nucléation de feuillets plats au centre (theta-fibers), là où le rayon de courbure a été augmenté.

D'autres types de serpentines, moins connus, ont été identifiés et vont être plus brièvement décrits.

La Carlosturanite a été identifiée récemment par Compagnoni et al. (1985) dans le Val Varaita, en Italie, sous un habitus fibreux d'environ 100 nm de diamètre. Elle est enrichie en fer, titane, manganèse et chrome. Elle représente une solution supplémentaire au problème du désaccord paramétrique en découpant la couche tétraédrique le long de [100] en plusieurs segments tout en gardant une couche octaédrique continue (Fig. I.1-11, Mellini et al., 1985).

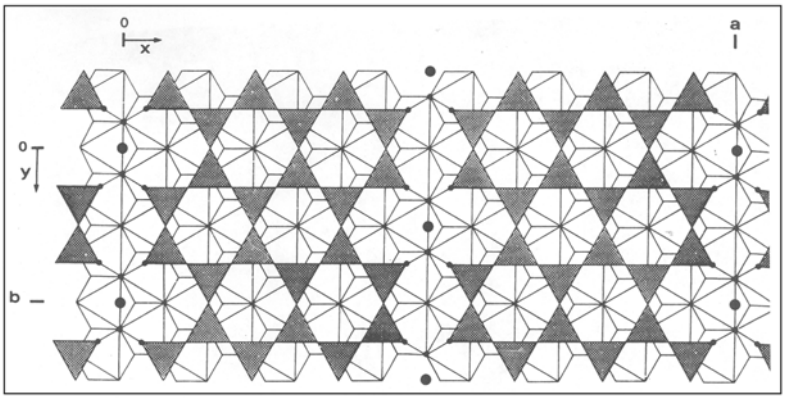


Fig. I.1-11 : Structure de la carlosturanite vue selon [001] (Mellini et al., 1985). Les petits cercles noirs représentent des anions hydroxyles et les gros cercles noirs des molécules d'eau.

Ainsi une structure plate peut être obtenue. La discontinuité de la couche tétraédrique selon a est marquée par le remplacement de tétraèdres silicatés par des groupements hydroxyles et des molécules d'eau, ce qui l'enrichit relativement en Mg et H_2O et l'appauvrit en Si. Cette structure modulée rappelle celle de l'antigorite mais sans le renversement des tétraèdres, et va présenter quelques similarités lors des études en diffraction des rayons x et diffraction électronique. Malgré ses similarités avec les serpentines, et tout particulièrement avec l'antigorite, et en dépit de sa fréquente association à des chrysotiles, la carlosturanite n'est pas strictement un type de serpentine puisque qu'il s'agit d'un silicate en chaîne, mais sa structure a été modélisée par analogie avec des segments de serpentine liés entre eux.

Il existe aussi des analogues aux types majeurs de serpentines qui diffèrent de ces derniers seulement par leurs compositions chimiques (O'Hanley, 1996). Ainsi, l'*Amesite* ($Mg_2Al\ SiAl\ O_5\ (OH)_4$) est l'analogue alumineux de la lizardite (pôle magnésien) et différentes solutions solides sont envisageables entre ces deux pôles (cf. ref. dans Wicks & O'Hanley, 1988). L'amésite enrichie en fer est la *Berthiérine*. La *Népouite* est une « lizardite » nickélifère, la

Greenalite une « lizardite » riche en fer et la *Caryopilite* est enrichie en manganèse. Le chrysotile présente un seul analogue riche en nickel, la *Pécoraite*. L'antigorite, le parachrysotile et la carlosturanite ne présentent pas d'analogues connus.

I.1.2. Contextes géodynamiques d'apparition des serpentinites et implications

Nous venons de voir que les serpentines sont des phyllosilicates hydratés, à dominance magnésienne. Elles vont donc se former par l'hydratation de silicates magnésiens tels que les olivines et les pyroxènes. Ces derniers sont les constituants principaux des roches ultrabasiques comme les péridotites, pyroxénites, gabbros. Les roches formées de serpentines, appelées *serpentinites*, vont alors apparaître là où des fluides hydratants peuvent être en contact avec ces roches, les serpentinisant partiellement ou totalement. Les serpentinites ont une densité caractéristique relativement faible pour des roches ultrabasiques, autour de 2,7 g/cm3. Cela permet l'utilisation de méthodes géophysiques telles que la gravimétrie ou la prospection sismique pour tenter de les localiser en profondeur. En effet, les péridotites montrent des vitesses sismiques qui diminuent linéairement de Vp~8km/s ; Vs~4,3km/s à Vp~5km/s ; Vs~2,5km/s avec un taux croissant de serpentinisation (Miller & Christensen, 1997).

I.1.2.a. En contexte divergent

Le processus de serpentinisation peut, tout d'abord, avoir lieu en contexte divergeant, au niveau des dorsales océaniques, grâce à la circulation de fluides hydrothermaux. Les campagnes ODP (Ocean Drilling Program) ont permis d'observer des serpentinites en fond océanique au niveau de dorsales lentes (Mid-Atlantic Ridge) et de dorsales rapides (Est-Pacifique). Les taux de serpentinisation ont été estimés entre 60% à 100% et 60% à 80% respectivement (cf. synthèse Mével, 2003). L'étude des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène des serpentinites exposées dans ces contextes a montré que l'eau de mer est le fluide responsable de l'hydratation des péridotites subocéaniques et que la serpentinisation avait lieu en dessous de 450-500°C (Früh-Green et al., 1996 ; Agrinier & Cannat, 1997).
Les dorsales lentes (vitesse d'ouverture de 1 à 5 cm/an), comme la dorsale Médio-Atlantique actuelle, présentent une activité magmatique épisodique qui permet, lors des périodes amagmatiques, la mise à l'affleurement du manteau subocéanique qui se serpentinise (Cannat

et al., 1993, 1995). La croûte océanique, d'épaisseur variable mais relativement mince, l'est encore plus au niveau des grandes failles transformantes qui segmentent et décalent l'axe de la dorsale. A ces endroits, ainsi qu'au niveau des zones de fractures qui découpent abondamment ce type de dorsale aux abords de la vallée axiale, la pénétration de fluides plus en profondeur, et donc la serpentinisation, sont facilitées (Epp & Suyenaga, 1978 ; Francis, 1981 ; O'Hanley, 1991).

Les dorsales rapides (vitesse d'ouverture > 9 cm/an), comme la dorsale Est Pacifique, ont une activité magmatique continue importante qui épaissit considérablement la croûte océanique (6-7 km d'épaisseur), laissant les péridotites bien en profondeur, sous un fort gradient thermique (Sinton & Detrick, 1992). Dans ce cas, l'observation à l'affleurement de péridotites serpentinisées ne sera possible que très localement, au niveau de fenêtres tectoniques (exemple de Hess Deep, Mével C. & Stamoudi C., 1996).

La serpentinisation semble être contrôlée essentiellement par des fractures et les joints de grains des minéraux primaires mais la profondeur de pénétration des fluides ainsi que leurs chemins de transfert sont encore mal connus. La limite de stabilité des assemblages serpentineux observés (essentiellement lizardite) et les études isotopiques situent vers 450°-500°C (Evans et al., 1976) la limite de serpentinisation ce qui correspond environ à une profondeur de 7 km dans le cas préférable d'une dorsale lente (Escartin et al., 1997b). Les observations sur l'ophiolite Josephine (Californie) suggèrent une serpentinisation intense pouvant atteindre 2 à 3 km de profondeur pour des dorsales lentes ou intermédiaires (Coulton et al., 1995). La microsismicité, témoin d'une rupture fragile, enregistrée sous le plancher océanique au niveau de la dorsale, s'étend de 2 à 9 km de profondeur (Kong et al., 1992) laissant supposer que des fractures pourraient conduire les fluides jusqu'à ces profondeurs. Boudier & Baronnet (2003 et comm. pers.) proposent que la rétraction thermique anisotrope des plagioclases dans les gabbros puis des olivines dans les péridotites pourrait préparer le système à la pénétration d'eau jusqu'au manteau océanique par l'ouverture de fractures orientées par la fabrique de la péridotite. Cette hydratation serait ensuite définitivement enregistrée par le remplacement des assemblages mantelliques par des minéraux serpentineux en dessous de l'isotherme 500°C.

Ces considérations ont des implications importantes sur la rhéologie de la croûte océanique puisqu'il a été démontré que, dès 10 à 15% de serpentinisation, les péridotites montrent un changement abrupt de leurs propriétés mécaniques (Escartin et al., 2001). Elles acquièrent alors le même comportement que des serpentinites pures dont la résistance est extrêmement faible (cf. §I.2).

Les péridotites mantelliques ayant subi une serpentinisation océanique montrent le plus souvent des textures d'altération pseudomorphiques qui témoignent d'une serpentinisation statique par infiltration pervasive de fluides. Il s'agit des textures maillée ou en sablier et des bastites qui se forment respectivement par remplacement des olivines et des pyroxènes (Aumento & Loubat, 1971 ; Wicks & Whittaker 1977 ; Prichard, 1979). Ces textures présentent parfois des recristallisations et sont le plus souvent recoupées par différentes générations de veines. La lizardite est la serpentine majoritairement identifiée dans les textures pseudomorphiques, accompagnées en quantité variable de chrysotile, et parfois même d'antigorite (Stamoudi 2002), et ce, quelque soit le type de dorsale. Des serpentines polygonales ont aussi été observées au centre des mailles (Viti & Mellini 1998). Le chrysotile et l'antigorite sont souvent supposés comme des recristallisations malgré l'absence de relation génétiques claires entre ces phases.

La formation de serpentine par remplacement de l'olivine des péridotites, riches en fer, s'accompagne toujours de la cristallisation de quantités plus ou moins importantes de magnétite, ayant des propriétés magnétiques rémanentes. La formation de serpentinites peut donc s'accompagner d'une augmentation de la susceptibilité magnétique des péridotites qui va déterminer leur capacité à enregistrer les inversions magnétiques passées. La contribution des péridotites océaniques à l'anomalie magnétique marine serait significative si la serpentinisation atteint au moins 75% (Oufi et al., 2002).

I.1.2.b. En contexte convergent

En contexte convergent, d'une part les serpentinites précédemment formées sur le fond océanique vont être soumises à des contraintes thermobarométriques entraînant leur déstabilisation, mais d'autre part, la serpentinisation des péridotites peut également avoir lieu. Ces deux processus inverses, se produisant localement dans des zones différentes, ont de nombreuses implications sur la géodynamique globale.

La croûte océanique partiellement ou totalement (Coulton et al., 1995) serpentinisée décrite précédemment peut simplement être préservée sous forme d'ophiolite par obduction sur le continent au niveau d'une zone de convergence. Des études isotopiques au niveau des ophiolites exposées (Oman-E.A.U, Troodos-Chypre, Chenaillet-France, Josephine-Californie-U.S.A.) témoignent d'une serpentinisation océanique (Wenner & Taylor 1973, Sheppard, 1980). La mise en place progressive de l'ophiolite, entraînant la déshydratation des roches sous-jacentes, peut permettre une poursuite de la serpentinisation par l'action de

fluides qui remontent (Peacock 1987) et par la pénétration de fluides météoriques (Barnes & O'Neil, 1967 ; Wenner & Taylor, 1973). Cette dernière hypothèse, basée sur des études isotopiques, est discutée du fait que la préservation du signal isotopique des serpentines est mal connue et la signature observée pourrait être liée à des échanges isotopiques entre l'eau météorique et les serpentines précédemment formées (Agrinier et al.,1988 ; Yiu et al., 1990).

Des fragments de serpentinites peuvent également être préservés dans des contextes plus complexes et se retrouvent associés à des roches de nature très variée dans les complexes de subduction. Dans ce cas, l'origine des fluides semble moins nette et la signature isotopique témoignerait de mélanges de fluides (Sheppard 1980) relatifs aux différentes étapes de leur histoire. Les serpentinites de ces paléocomplexes de subduction sont fréquemment associées à des roches de haut degré métamophique (éclogites ; 3,5 g/cm^3) qui se forment en profondeur dans les zones de subduction (50 à 150 km) et dont les mécanismes d'exhumation restent incertains. Des exemples sont documentés dans les Alpes (Schwartz, 2000), en Himalaya (Guillot et al., 2000) ou bien à Cuba (Auzende et al., 2002). L'antigorite, sous la forme d'une texture interpénétrative, est le type de serpentine observé dans ce cas. Des travaux expérimentaux (Ulmer & Trommsdorff, 1995) montrent qu'elle pourrait résister aux conditions de température imposées par la subduction et persister sur une large gamme de pression. L'enfouissement de la croûte océanique au niveau des zones de subduction provoque la déshydratation des sédiments sus-jacents. L'eau qui s'échappe peut alors hydrater le manteau juste au-dessus. Cette serpentinisation crée un contraste de densité et de viscosité entre les serpentinites néoformées (2,7 g/cm^3) et le manteau adjacent (3,2 g/cm^3), initiant ainsi leur mouvement ascendant. Tout comme les sédiments pourraient faciliter l'exhumation des roches de haute pression dans les prismes d'accrétion (Cloos, 1986), les serpentinites pourraient prolonger ce processus plus en profondeur pour l'exhumation des roches de plus haute pression. C'est par analogie avec ce processus que les modèles récents d'exhumation des massifs éclogitiques proposent les serpentinites comme des lubrifiants potentiels le long du plan de subduction (Hermann et al., 2000, Guillot et al. 2000, 2001).

La formation de phyllosilicates hydratés (incluant la serpentine) en profondeur, dont le comportement est supposé asismique (cf. §I.2.), pourrait expliquer la limite inférieure de la zone sismogénique peu profonde (< 50 km) en contexte de subduction (Peacock & Hyndman, 1999).

Des séismes de profondeurs intermédiaires (50 à 300 km) sont classiquement observés dans les zones de subduction, là où les conditions de pression et de température devraient favoriser un régime ductile. Ils tendent à se localiser dans la croûte et dans le manteau océanique

subductés. Des modèles proposent que, dans les deux cas, les séismes pourraient être déclenchés par des réactions de déshydratation. Dans le premier cas, les séismes peuvent être expliqués par la fragilisation de la croûte due à son éclogitisation (Kirby et al., 1996). Dans le second, la déhydratation des serpentinites océaniques, contenant jusqu'à 13% d'eau structurale, favoriserait un retour à un régime fragile par augmentation de la pression fluide (Meade & Jeanloz, 1991 ; Peacock, 2001)

Dans ce contexte, les serpentinites océaniques, totalement entraînées dans la subduction, sont les derniers minéraux transporteurs d'eau en profondeur dans le manteau (Scamberulli et al., 1995, Wunder & Schreyer, 1997). Cette particularité semble jouer un rôle important, non seulement sur le recyclage de l'eau de mer dans le manteau, mais l'eau libérée à ces profondeurs (150 à 200 km) pourrait aussi contribuer à la formation des magmas calco-alcalins en dessous des fronts volcaniques (Ulmer & Trommsdorff 1995, Hattori & Guillot, sous presse). En domaine d'avant arc, la déshydratation du matériel subducté suivie par l'hydratation du manteau sus-jacent se manifeste par l'apparition de diapirs de serpentinites. De telles collines sous marines ont été observés notamment dans la zone des Mariannes (Fryer & Fryer, 1987 ; Sakai et al., 1990)

Un dernier point, développé en introduction, concerne la présence des serpentinites dans les failles actives et leur impact sur la sismicité continentale, plus superficielle (< 15-20 km). En effet, une fois accrétées sur le continent, les serpentinites peuvent être recoupées par des failles liées à une tectonique plus récente. Des exemples sont observés en Californie dans le système de failles de San Andreas (e.g. Irwin & Barnes 1975) ou bien encore au Guatelama le long de la faille Motagua (Dengo & Logan, 1981). Alors, le comportement potentiellement asismique (cf. §I.2.) des serpentinites, déjà mentionné, pourrait expliquer le partitionnement sismique-asismique le long des failles actives et diminuer considérablement le risque sismique au niveau de certaines localités (Bürgmann et al., 2000).

Les serpentinites sont donc des roches extrêmement répandues à la surface de la Terre. Leurs propriétés semblent les impliquer dans la dynamique de nombreux contextes, suivant lesquels les assemblages de minéraux serpentineux diffèrent. Nous allons donc tenter, dans la partie qui suit, de définir les conditions d'occurrence de ces différents types structuraux à partir des données pétrologiques et expérimentales disponibles.

I.1.3. Conditions d'occurrence et stabilité des différents types de serpentine

La majorité des études géologiques réalisées sur les serpentinites s'intéressent aux conditions de formation de ces roches, à l'occurrence et à la variabilité chimique des trois principaux types structuraux décrits en I.1.1., c'est-à-dire lizardite, chrysotile et antigorite, en fonction des contextes géodynamiques variés. Le but est de savoir comment interpréter et utiliser les serpentines, au même titre que d'autres minéraux, dans des études géologiques. Cela nécessite évidemment qu'une bonne détermination des espèces en présence soit disponible, bien calibrée, et facilement accessible. Afin de comparer objectivement les études rencontrées dans la littérature, un rappel sur la potentialité et les limites des méthodes d'investigation classiques de ces minéraux me semble indispensable. Malgré l'altération parfois importante de ces roches, en particulier là où elles sont déformées, le passage de l'échelle de l'affleurement à celui de la lame mince est la plupart du temps réalisé mais la trop petite taille des cristaux de serpentine (<1 µm) est en dessous de la limite de résolution des microscopes optiques. L'étude pétrologique ne permet donc qu'une étude texturale de la roche. La composition chimique de ces minéraux, dont la variabilité d'une espèce à l'autre n'est encore pas fermement établie, ne permet pas leur distinction par des analyses à la microsonde électronique. Des méthodes de caractérisation par diffraction des rayons X ou par microscopie électronique en transmission ont permis l'étude des structures des minéraux serpentineux. Les observations pétrologiques sont donc parfois complétées par une caractérisation des espèces minérales par la technique de diffraction des rayons X. Cette méthode, sensible à l'orientation des cristaux, se réalise la plupart du temps sur un échantillon en poudre qui moyenne donc la proportion de chaque type de serpentine qui compose la roche sur un volume de quelques mm^3. De plus, la similarité entre la structure de la lizardite et la structure en secteurs plans de la serpentine polygonale (cf. §I.1.1) ne permet pas leur distinction. La microscopie électronique en transmission, méthode assez lourde en préparation, n'est que rarement utilisée pour ce type d'étude bien qu'elle soit la seule à permettre d'une part, une détermination précise des types de serpentines en présence et d'autre part, une localisation fine de ces minéraux au sein de textures optiques complexes. A l'heure actuelle, les techniques de spectrométrie se développent pour l'étude de ces minéraux car la préparation des échantillons est courte et la zone étudiée peut descendre jusqu'à 3-5µm de diamètre. Ces méthodes, sensibles à la composition chimique des minéraux, sont utilisables pour distinguer les serpentines dans la mesure où leur variabilité chimique d'une espèce à l'autre est considérée

comme négligeable. Les travaux de Lemaire (2000) sur échantillons massifs complétés par ceux de Auzende (2003) sur lames minces ont montré que la spectrométrie RAMAN permet de distinguer les 3 espèces majeures de serpentine dans le domaine de vibration des groupements hydroxyles. Il en est de même pour la spectrométrie infrarouge (Lemaire, 2000 ; Post & Borer, 2000). Cependant, nous nous sommes rendus compte au travers de quelques essais RAMAN (spectres en annexe C), qu'il est difficile, une fois de plus, de distinguer un assemblage lizardite+chrysotile et serpentine polygonale par exemple, et aussi de détecter une espèce minoritairement représentée sur une zone. Nous allons maintenant tenter d'extraire, à partir des différentes études réalisées jusqu'alors, expérimentales ou pétrologiques, les paramètres pouvant influer sur les conditions d'occurrence des différents types structuraux des serpentines.

L'antigorite est l'espèce classiquement associée au métamorphisme prograde en contexte de subduction ce qui suggère que son apparition est essentiellement conditionnée par la *température*. Cela est confirmé dans le diagramme de phase calculé par Berman et al. (1986) dans le système MSH et qui est le plus communément utilisé pour les serpentines (Fig. I.1-12). L'antigorite a aussi été observée en contexte océanique où elle n'est pas majoritaire et où il a été difficile de préciser si elle était une phase primaire associée à la lizardite ou bien si elle était liée à une recristallisation lors de circulations de fluides de plus haute température, autour de 450-500°C (Grobety et al., 1997 ; Früh-Green et al., 1996). Prichard (1979) décrit de l'antigorite océanique localisée au niveau des zones de cisaillement et suggère que la *déformation* pourrait être une condition à l'apparition de l'antigorite. Nous avons vu au §I.1 que leur structure modulée leur confère une *composition chimique* légèrement différente des autres types de serpentine l'éliminant ainsi comme polymorphe potentiel (Wicks & Whittaker, 1975, Dungan, 1979), mais l'analyse chimique seule ne permet cependant pas de les distinguer. Cependant, Bromiley & Pawley (2003) constatent que la présence d'aluminium élargit le champ de stabilité de l'antigorite en pression et en température. Les expériences de synthèse ne soulignent pas non plus de facteur chimique discriminant. L'antigorite, difficile à obtenir de manière synthétique, a pu être synthétisée sous des pressions de 15 kbars à 580°C après un temps très long (Johannes, 1968) et fut ensuite plus rapidement obtenue par (Wunder & Schreyer, 1997) à 50 kbars et 500°C dans le système MSH (MgO-SiO2-H2O). Par contre, ces essais soulignent le rôle de la *pression* dans l'apparition de l'antigorite (pas de synthèse en dessous de 5 kbars, Wunder et al., 2001). Ulmer & Thrommsdorff (1995) complétèrent expérimentalement les diagrammes P-T dans la gamme de la haute pression pour l'antigorite

qui serait alors stable jusqu'à 70 kbars à 500°C (Fig. I.1-13). Il a été suggéré que leur structure (paramètre m) pouvait évoluer avec la pression et servir de marqueur barométrique (Wunder et al, 2001) mais des études récentes réfutent cette possibilité (Auzende, 2003) laissant leurs variations microstructurales liées à d'autres paramètres comme la *cinétique de croissance* et la déformation (Viti & Mellini, 1996).

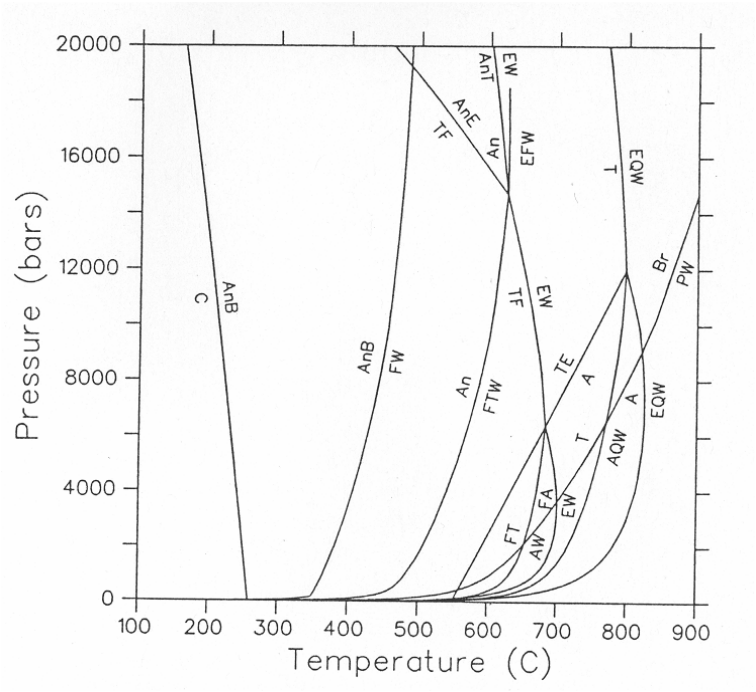


Fig. I.1-12 : Diagramme de phase pour le système $MgO-SiO_2-H_2O$ illustrant entre autre les champs de stabilité calculés pour l'antigorite et le chrysotile (Berman et al., 1986).
C=chrysotile,
An=antigorite,
B=brucite,
W=eau,
F=forsterite,
T=talc,
E=enstatite,
A=anthophyllite,
Q=quartz

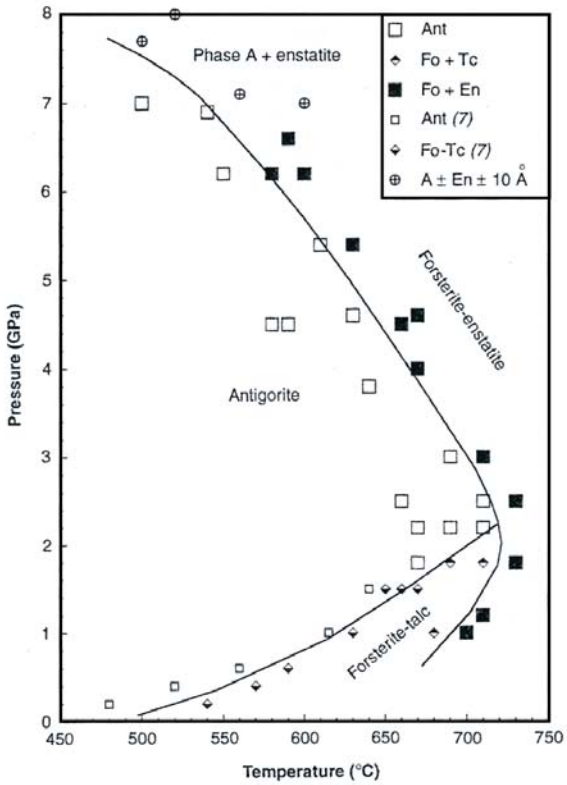


Fig. I.1-13 : Diagramme pression-température expérimental représentant les réactions de déshydratation de l'antigorite (Ant).
En=enstatite,
Fo=forsterite,
Tc=talc
(Ulmer & Trommsdorff, 1995)

Chrysotile et lizardite ont longtemps été considérés comme des polymorphes (même chimie mais des structures différentes), ayant des champs de stabilité différents, mais de nombreuses *études chimiques* vont à l'encontre de cette hypothèse et prônent une composition chimique distincte entre ces deux microstructures (e.g. Page, 1968, Dungan, 1979, Viti & Mellini 1997). Si le problème de la variabilité chimique des serpentines n'est toujours pas vraiment résolu, c'est en partie parce que la majorité des analyses chimiques ont été réalisées sur des surfaces supérieures à la taille du grain, sur des zones caractérisées optiquement. Ces analyses concernent donc la plupart du temps des assemblages de serpentines différentes et ne peuvent pas être représentatives d'un type donné. De plus, les substitutions peuvent aussi être relativement limitées par la composition de la roche initiale et par la mobilité relative des éléments au cours de la serpentinisation (Dungan, 1979).

Le chysotile est depuis longtemps inclus dans les diagrammes thermodynamiques ce qui n'est pas le cas de la lizardite (Evans et al., 1976 ; Berman et al., 1986). Des données de terrain complétées par des analyses isotopiques permettent d'introduire la lizardite comme une phase de basse *température*, stable jusqu'à environ 180°C, où elle est alors remplacée par du chrysotile (Wenner & Taylor, 1971 ; O'Hanley & Wicks, 1995) (Fig. I.1-14). Cependant, la persistance tardive de la lizardite riche en Al des bastites pendant le métamorphisme prograde suggère que la teneur en aluminium de la lizardite ait un effet sur sa stabilité (Caruso & Chernosky, 1979 ; Wicks & Plant, 1979 ; O'Hanley & Offer, 1992) et pourrait même, dans certains cas, outrepasser l'antigorite (Fig. I.1-14). Cela est aussi utilisé pour expliquer la fréquente association lizardite-chrysotile à des températures variables. L'effet inverse se produit pour le chrysotile, dont la structure incurvée est défavorisée par la substitution d'aluminium (cf §I.1). Une teneur limite en Al pour le chrysotile de xAl = 0.2 (Al_2O_3=3.7 wt%) est proposée par Wicks & O'Hanley (1988) d'après les mesures microsonde de Wicks & Plant (1979) et les expériences de synthèse de Chernosky (1975), en sachant que la plupart du temps xAl était inférieur à 0,05 (Al_2O_3<0.9%). Ils notent, d'autre part, que la concentration en fer (FeO) peut atteindre 6% wt et qu'aucune limite n'a été établie pour sa teneur en Fe^{2+} et Fe^{3+}.

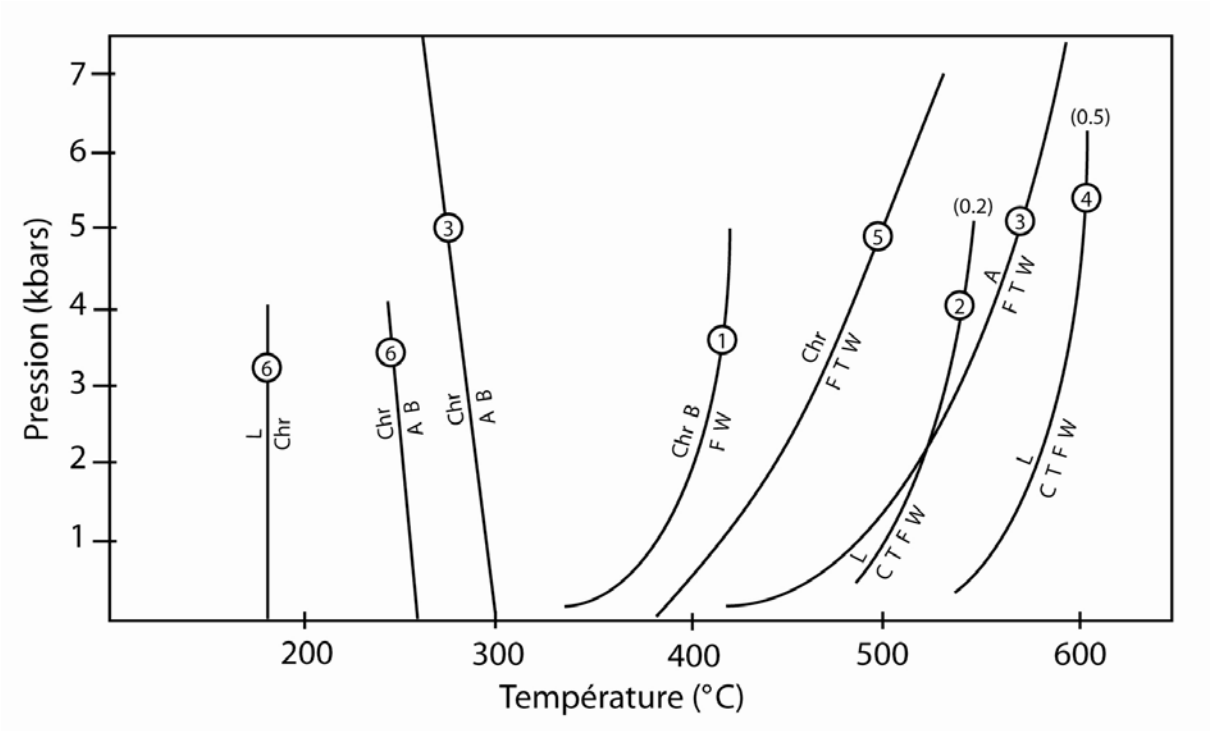


Fig. I.1-14 : Diagramme de stabilité des différents types de serpentine compilé d'après les données de (1) Johannes (1968), (2) Chernosky (1973), (3) Evans et al. (1976), (4) Caruso & Chernosky (1979), (5) Chernosky (1988), (6) O'Hanley & Wicks (1995). Le champ de la lizardite est élargi en fonction de sa teneur en aluminium, donnée en xAl par le chiffre entre parenthèses (xAl=0,2 équivaut à Al_2O_3=3.7 wt% ; xAl=0,5 équivaut à Al_2O_3=9.2 wt%).
A=antigorite ; L=lizardite ; Chr=chrysotile ; B=brucite, F=forsterite, T=talc ; W=H_2O.

D'autres paramètres que la pression, la température et la chimie peuvent aussi être invoqués. Le chrysotile, plus souvent observé dans des veines ou dans des textures de recristallisation pourrait être favorisé par un haut *rapport eau/roche* tandis que la structure plate de la lizardite serait plus appropriée à la croissance dans un espace restreint comme le long des clivages des pyroxènes ou bien autour des olivines au début de la serpentinisation (e.g. Stamoudi 2002). Viti & Mellini (1998) expliquent ces observations par l'influence de la cinétique sur la réaction de serpentinisation proposée aussi pour expliquer l'occurrence de certains types de serpentine hors de leur champ de stabilité théorique (Dungan, 1979 ; O'Hanley & Offer, 1992). Ils séparent la serpentinisation océanique en deux étapes : la première, régie thermodynamiquement, aboutirait à la phase la plus stable (lizardite) et la seconde, contrôlée par la cinétique, produirait un assemblage métastable de lizardite et chrysotile. Les récentes expériences de Normand et al. (2002) d'altération hydrothermale de l'olivine en système ouvert, montrent que la lizardite est le premier et seul minéral formé au contact direct de l'olivine, tandis que le chrysotile se forme plus tard, au contact avec la lizardite, là où la sursaturation du fluide a atteint un niveau plus élevé. Ils proposent alors que

le chrysotile soit une phase métastable par rapport à la lizardite et qu'il se formerait à plus haute sursaturation. Les milieux à haut rapport eau/roche, comme les veines, favoriseraient ces conditions. Ces résultats sont en accord avec les synthèses de Grauby et al. (1998) réalisées dans le système MSH à partir d'un gel stœchiométrique excédentaire en eau. Le chrysotile est le premier à se former rapidement à partir d'une phase mal cristallisée (protoserpentine) pendant que l'écart à l'équilibre est grand, puis il évolue en serpentine polygonale et lizardite au fur et à mesure que l'écart à l'équilibre décroît. Cette transformation a lieu de manière isochimique et à température (T=300°C) et pression (P=700 bars) constantes. Ces résultats suggèrent que *l'écart à l'équilibre* du système de croissance est déterminant sur les conditions d'apparition des différents types structuraux énoncés, ce qui relativise le rôle de la température, jusqu'alors supposé prédominant.

Pour résumer, différents paramètres de contrôle ressortent de ces études. Les plus étudiées tant d'un point de vue expérimental que pétrologique sont ***la pression***, ***la température***, ***la chimie*** du fluide ou de la phase remplacée dans le cas des pseudomorphoses. La pression ne semble pas avoir un rôle déterminant mais elle est encore mal connue pour les serpentines autres que l'antigorite. La température serait déterminante pour l'apparition de l'antigorite et influerait sur les autres microstructures. L'importance de la chimie est soulignée pour l'étendue des champs de stabilité mais il n'est pas encore évident que son rôle soit déterminant sur la formation d'un type de serpentine par rapport à un autre. En contrepartie, les effets du ***rapport eau/roche*** et de ***l'écart à l'équilibre*** semblent déterminants expérimentalement, sur les conditions d'occurrence relatives de la lizardite, du chrysotile et des polygonales. Ces paramètres doivent maintenant être considérés lors des observations naturelles.

I.2. Déformation des serpentinites

Malgré l'abondance des serpentinites et les nombreuses conséquences de leur présence dans des contextes variés (cf. §I.1.2), les processus de déformation de ces roches sont encore peu connus. Pourtant, dès les années soixantes, les observations de terrain suggèrent que les serpentinites, souvent plus déformées que les roches avoisinantes, soient mécaniquement plus « faibles » et puissent agir comme un « lubrifiant » dans les zones de cisaillement.

I.2.1. Contexte de subduction

L'antigorite, majoritairement rencontrée dans les zones de subduction, est de ce fait considérée comme le type de serpentine « haute-température » tolérant une large gamme de pression. L'essentiel des investigations expérimentales réalisées sous les conditions de la subduction concerne donc des antigorites. Les études sont plus particulièrement consacrées à la détermination des limites du champ de stabilité de cette espèce (cf. §I.1.3) puisque l'essentiel des implications en zone de subduction est lié aux processus d'hydratation-déshydratation (cf. §I.1.2.b) et le moteur de l'exhumation des unités éclogitiques est le contraste de densité. Cela n'est donc pas directement relié aux mécanismes de déformation des serpentinites. Par contre, leur rôle de lubrifiant lors de l'exhumation des massifs éclogitiques, suppose tout de même un comportement moins résistant que les roches alentour et/ou emballées qui leur permettent d'accommoder préférentiellement la déformation tout au long de leur remontée ; c'est-à-dire depuis un maximum d'environ 600°C, 28 kbar (Hermann et al., 2000) jusqu'à la surface. Nous avons vu précédemment, que les champs de stabilité du chrysotile et de la lizardite (enrichie en aluminium) pouvaient dépasser 500°C au-delà de 5 kbars. Donc, même si ces espèces sont plus rarement identifiées dans les serpentinites ayant subi la subduction, il ne faut pas nécessairement les négliger. D'autant que, majoritaires dans les serpentinites océaniques, elles jouent un rôle essentiel dans la rhéologie de la lithosphère océanique.

I.2.1.a. Expérimentation

Les premiers travaux expérimentaux, présentés par Raleigh & Patterson (1965), concernent d'une part, des serpentinites identifiées comme un assemblage de chrysotile et d'antigorite et, d'autre part, des serpentinites océaniques composées de lizardite et chrysotile. Ces expériences ont été réalisées à sec *sous des pressions de 1 à 5 kbars*, des températures *de 20°C à 700°C*, avec un chargement axial de 7.10^{-4}/s. Le comportement des roches est analysé par l'étude des courbes expérimentales « contrainte-déformation » et des structures macroscopiques associées. A température ambiante et sous une pression inférieure à 3 kbars, les serpentinites montrent un comportement fragile représenté d'un point de vue structural, par une forte localisation de la déformation sur un seul plan de cisaillement en accord avec les critères de rupture de Coulomb. A partir de 3 kbars, une transition s'opère et les premières

traces de déformation ductile apparaissent sous forme de quelques plans de cisaillement fins davantage distribués au sein de l'échantillon. Puis, à 5 kbars, la déformation devient ductile avec une franche distribution des plans de cisaillement. L'effet de la température a aussi été testé pour des pressions de 3,5 et 5 kbars. La serpentinite riche en antigorite montre une forte résistance à basse température qui augmente avec la pression, accompagnée d'une déformation ductile, puis sa résistance diminue considérablement vers 500°-600°C. La roche, constituée de chrysotile et lizardite, est aussi plus résistante à basse température mais elle s'avère tout de même plus ductile, puis elle montre la même diminution de résistance mais à plus basse température, autour de 350°- 400°C. Les auteurs remarquent une augmentation de la fragilité de la roche accompagnant cet affaiblissement qui coïncide avec une déshydratation du matériel serpentineux et son remplacement par des phases anhydres (forsterite et talc).

Les expériences suivantes, de Murrell & Ismail (1976), ont également été réalisées sur deux types de matériel à un taux de déformation fixe de 10^{-5}/s : une péridotite serpentinisée à 60% par de l'antigorite, et une serpentinite serpentinisée à 90% par de la lizardite et du chrysotile. Ils montrent des résultats similaires à ceux des précédents auteurs. A basse pression et basse température, le comportement est fragile, puis la ductilité s'impose progressivement à plus haute pression. Une contribution de la déformation plastique est notée. Dans les deux types d'échantillon, la résistance des serpentinites diminue nettement entre 400° et 600° pour différentes pressions et le coefficient de friction (μ) diminue quand la pression augmente. Cependant la gamme des pressions considérées ne dépasse pas 6,6 kbars.

Rutter & Brodie (1988) ont réalisé le même type d'expérience sur des serpentinites à texture maillée (lizardite +/- chrysotile) mais en ajoutant au système expérimental un contrôle de la pression de pore qui leur permet de stabiliser la pression effective de confinement. Les taux de déformation appliqués sont plus bas mais les gammes de pression et de température restent les mêmes (300°C à 600°C ; 1 à 3 kbars). La différence majeure de ce travail, en terme de résultat, est le fait que l'affaiblissement des serpentinites (strain-weakening) lié à la réaction de déshydratation (formation d'olivine et talc) apparaît entre 400°C et 500°C, donc une centaine de degrés au dessus de la limite fixée pour la lizardite lors des expériences précédentes. L'autre point intéressant de cette étude concerne l'effort de description des microstructures. Jusqu'à 400°C, la déformation n'a lieu que dans les serpentinites puisque les produits de déshydratation ne sont pas encore apparus. Dans ce cas, la déformation tend à se localiser au niveau d'une zone de gouge au sein de laquelle les pores semblent comblés par

une croissance hydrothermale de serpentines. Ce matériel néoformé montrerait peu de substitution. En particulier, il serait légèrement appauvri en fer par rapport aux clastes. Le glissement par friction et cataclase domine la déformation et la résistance de la roche augmente avec la pression.

Escartin et al. (1997a) se sont focalisés sur *l'effet de la pression* et de *l'anisotropie texturale* au travers d'expériences réalisées à température ambiante sur des échantillons composés majoritairement de lizardite ou d'antigorite. Les taux de déformation imposés varient de $3{,}5.10^{-4}$ à $3{,}8.10^{-6}$ /s pour des pressions inférieures à 3 kbars. Pour des pressions de 3 à 10 kbars, les taux de déformation sont $1{,}5.10^{-5}$ et $1{,}5.10^{-6}$/s. L'évolution du comportement de la lizardite et de l'antigorite avec la pression confirme les précédents travaux. Mais une différence notable est observée entre la résistance des deux différents types de serpentine : la lizardite serait moitié moins résistante à la rupture et sa résistance moins dépendante de la pression. Un contrôle cristallographique et textural sur la localisation de la déformation et l'orientation des plans de rupture a été observé. L'accommodation de la déformation se ferait essentiellement le long de microfractures intra et intergranulaires orientées parallèlement à (001), aussi bien dans la lizardite que l'antigorite. Ce type de fracture serait tout de même plus développé au sein de la lizardite. L'augmentation de la pression accentuerait ce processus qui diminue l'anisotropie de la roche et permet le passage à une déformation plus homogène. Il semblerait que la déformation plastique ne participe pas à la déformation dans ces essais à température ambiante, ce qui éloigne les serpentinites d'autres phyllosilicates comme la biotite (e.g. Kronenberg et al., 1990). Un résultat important est la non dilatance des serpentinites soumise à un régime de déformation fragile, en comparaison avec l'augmentation de volume généralement observée pour d'autres types de roches. En effet, dans la très grande majorité des échantillons, aucune tendance significative à la compaction, dilatation ou variation de volume n'a été observée pendant les expériences. Cela s'expliquerait par le fait que la déformation est accommodée par du glissement le long de fractures parallèles à (001), ce qui limite la création d'espace le long du plan de cisaillement au cours de la déformation.

Un récapitulatif de ces observations est disponible sur les figures I.2-1 et I.2-2.

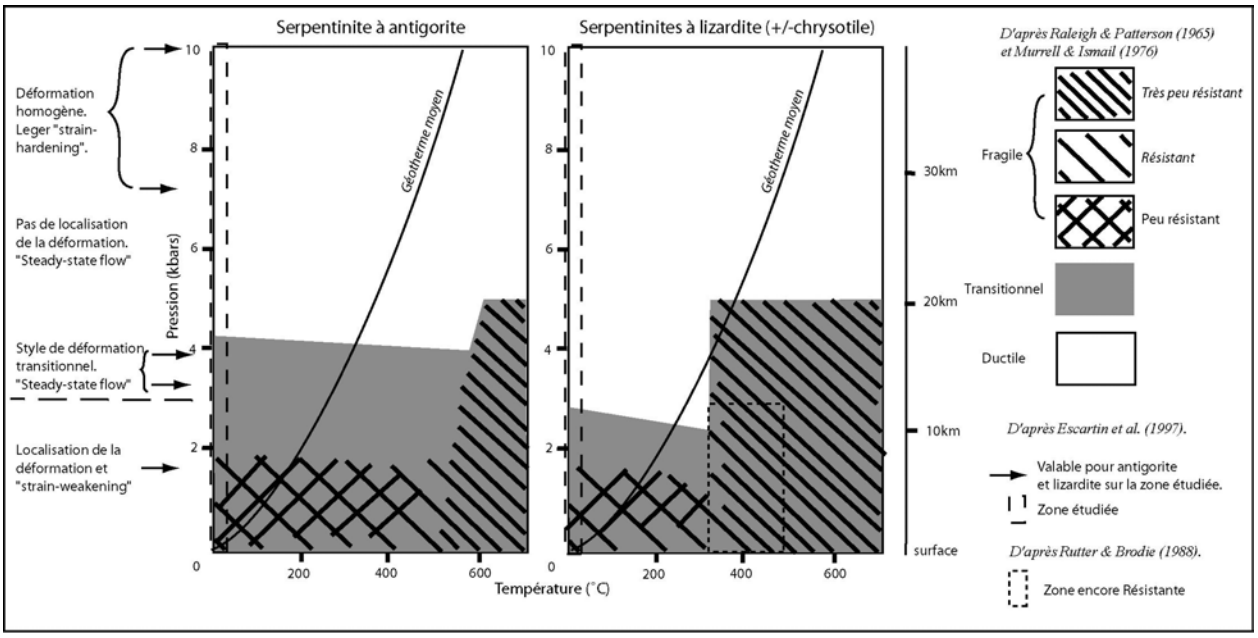


Fig. I.2-1 : Figure de synthèse des travaux expérimentaux de Raleigh & Patterson (1965), Murrell & Ismail (1976), Rutter & Brodie (1988) et Escartin et al. (1997). Les différents types de comportement adoptés, d'une part par des serpentinites à lizardite, et d'autre part des serpentinites à antigorite, sont reportés pour les conditions P-T correspondantes.

Structures **Régime de déformation**	**Macroscopiques** (échelle de l'échantillon de roche)	**Microscopiques** (échelle du grain)
Fragile	Un plan de **glissement localisé** (à 30-45° de σ_1). Stries et surfaces polies. Microcracks près de la faille.	Plan de faille parallèle à (001). Réorientation des grains localisés au niveau du plan de faille. Microcracks orientés le long de (001) Fractures intragranulaires le long de (001), à plus de 20° de σ_1, surtout dans la lizardite. Cisaillement le long des microcracks et fractures.
Transitionnel	**Elargissement de la zone de glissement.** Développement des plans de glissement répartis au sein de l'échantillon.	Réorientation préférentielle des grains au niveau des différents plans de glissement. Microcracks orientés le long de (001). Fractures intragranulaires le long de (001), à plus de 20° de σ_1. Cisaillement le long des microcracks. *Plasticité (?)
Ductile	« Fluage » cataclastique Large zone de cisaillement avec des plans de **glissement distribués** dans tout l'échantillon. Déformation plus **uniforme**.	Faible contribution de la plasticité (à T ambiante). *Grains kinkés et pliés.

Fig.I.2-2 : Tableau récapitulatif des relations entre régime de déformation et structures observées au cours d'essais expérimentaux réalisés sur des échantillons de serpentinites naturelles (d'après les travaux de *Raleigh & Patterson (1965), Murrell & Ismail (1976), Rutter & Brodie (1988) et Escartin et al. (1997a)). Ces observations concernent des échantillons à dominance d'antigorite ou de lizardite.

I.2.1.b. Comparaison avec les modèles et les observations de terrain

Les expériences réalisées en laboratoire confirment le fait que les serpentinites soient des roches relativement peu résistantes et le prolongement de la limite de la fragilité et donc de sismicité jusqu'aux profondeurs de déstabilisation des minéraux hydratés encourage les modèles relatifs aux rôles des serpentinites en contexte de subduction, présentés au §II.1.2.b.

Les mylonites d'antigorite de l'Erro Tobio (Alpes) étudiés par Hermann et al. (2000) ou celles du Massif Voltri (Alpes) étudiées par Hoogerduijn Strating & Vissers (1994) ont préservé des structures de déformation liées à la subduction et à l'exhumation et sont un bon exemple pour une comparaison aux structures expérimentales. Pendant la subduction, le régime de déformation correspond à un cisaillement continu avec localisation de la déformation et des fluides dans les mylonites de serpentinites (antigorite) jusqu'à 50 km de profondeur. Alors commencerait leur déhydratation et donc le relargage de fluides (apparition de veines d'olivine), ce qui est en accord avec le début de la zone de séismes intermédiaire. L'exhumation est marquée par des zones de cisaillement ductile d'orientations différentes soulignées par des recristallisations sous les conditions du faciès des schistes verts. Puis un dernier stade fragile est identifié, matérialisé par des failles décrochantes.
Les observations de terrain confirment aussi les hypothèses avancées dans les modèles au niveau des zones de subduction et en contexte océanique. Comme dans les expériences, des structures ductiles et fragiles sont présentes dans les serpentinites, ainsi que de la fracturation profonde liée à leur déshydratation. Le phénomène de localisation de la déformation dans les serpentinites apparaît comme un paramètre de contrôle important dans la déformation des roches ultrabasiques.

Cependant, les observations dans les échantillons naturels ne descendent pas en deçà des structures macroscopiques et de l'échelle de la lame mince. Or, seules des investigations à l'échelle du grain pourraient permettre de préciser les mécanismes de déformation dans ces roches. Les premières observations réalisées à cette échelle, pour un contexte de subduction, ont été récemment présentées par Auzende (2003) pour des antigorites et suggèrent la possibilité d'une déformation par dissolution-cristallisation.

I.2.2. Contexte de failles actives

Les failles peuvent accommoder le déplacement qui leur est imposé par la tectonique active de deux manières différentes : soit par un glissement régulier à caractère asismique, soit par un glissement instable marqué par une alternance d'épisodes d'accumulation de contraintes et d'épisodes de glissement brusques à l'origine de séismes. Des expériences en laboratoire, sous des conditions de subsurfaces, ont permis de préciser le comportement mécanique et la sismicité potentielle des zones de failles superficielles contenant des serpentinites. La zone sismogénique d'une faille en domaine continental s'étend en moyenne jusqu'à 15-20 km de profondeur, ce qui place la pression autour de 4 kbars. Pour un gradient géothermique normal, la température à cette profondeur est d'environ 350°C. Or, le long des failles actives, la friction exercée sur les parois devrait produire une anomalie thermique localisée au centre de la zone cisaillée, des températures plus élevées pourraient donc être envisagées. Il est également largement admis que les failles sont des zones de circulation des fluides qui influent sur les contraintes et mécanismes de déformation au sein de la faille (e.g. Byerlee, 1990 ; Rice, 1992 ; Gratier et al., 2003), la présence de fluides est donc un paramètre essentiel sous ce contexte.

I.2.2.a. Expérimentation

Les propriétés d'une roche et les changements qui s'opèrent sur la fabrique de la roche pendant la déformation peuvent entraîner une modification de son comportement qui va tendre, soit à s'affaiblir (weakening), soit à se durcir (strengthening ou hardening). Ces propriétés dépendent essentiellement du type de matériel, de la vitesse de déformation et du temps, et sont déterminantes dans l'estimation de la sismicité potentielle d'une roche.

Les expériences de Dengo & Logan (1981) ont permis de mettre en évidence les *comportements contrastés* d'une serpentinite d'antigorite et d'une roche à texture maillée (essentiellement lizardite) sous une température ambiante et des pressions <2 kbars. L'antigorite possède un coefficient de friction de 0,7-0,8 et le glissement est accommodé par un processus saccadé, plus communément nommé « stick-slip », qui caractérise un comportement sismique, mais les ¾ du déplacement sont réalisés pendant les épisodes de glissements stables. La lizardite, dont le coefficient de friction n'est que de 0,5, glisse de

manière stable, ce qui correspond plutôt à un comportement asismique. Les auteurs soulignent l'importance d'une bonne caractérisation du type de serpentinite étudié sous ces conditions où ils peuvent tous être stables. Ces observations et les différentes structures observées sur les plans de faille sont attribuées à des mécanismes de déformation différents, supposés plastiques dans la lizardite et fragiles par rupture des aspérités dans l'antigorite.

L'*effet de la pression* a été étudié par Morrow et al. (1982) sur du matériel de gouges de serpentines dont la nature n'est pas précisée. Pour des pressions comprises entre 0,5 kbar et 4 kbars, un comportement résistant, qui s'intensifie avec l'augmentation de la pression, est observé.

Dans leurs premières expériences, Reinen et al. (1991, 1994) estiment *l'effet de la vitesse de déformation* imposée et de *la contrainte normale* sur le comportement fragile des serpentinites à T ambiante. La gamme de vitesse varie de 30 mm/an (vitesse d'une plaque tectonique) à 300 m/an. La gouge de chrysotile, confondu initialement avec de la lizardite, montre un coefficient de friction particulièrement faible de 0,1 à 0,35 tandis que l'antigorite, toujours plus résistante, a un coefficient de friction de 0,5 à 0,8. Les deux suivent les mêmes comportements en fonction de la vitesse de déplacement : antigorite et chrysotile sont asismiques et de plus en plus résistantes (velocity-strengthening) à faible vitesse, puis, dès v>m/an, un affaiblissement de la roche (velocity-weakening) aboutissant à un épisode sismique, est observé. L'augmentation de la contrainte normale favoriserait le durcissement.

Puis Moore et al. (1996, 1997) testèrent l'évolution de ces propriétés mécaniques *sous des conditions hydrothermales*, plus réalistes, pour les 3 types de serpentines. L'ensemble des observations est en accord avec les précédents travaux. Par contre, le coefficient de friction du chrysotile, qui est de 0,2 à température ambiante, atteint un maximum de 0,5 autour de 300°C et rejoint les valeurs des autres serpentines. Pour des températures supérieures à 200°C, la vitesse de déplacement n'a alors plus d'influence significative pour de faibles vitesses. Les auteurs suggèrent que le chrysotile ait des propriétés d'absorption de l'eau, ce qui lui confèrerait une résistance très faible à basse température mais qu'une augmentation de température lui ferait perdre, le rendant ainsi aussi résistant que les autres. Ce dernier point est confirmé par les travaux de Morrow et al. (2000) qui expliquent que le faible coefficient de friction des phyllosilicates est proportionnel à la faiblesse des liaisons inter-feuillets et que la présence d'eau peut diminuer considérablement le coefficient de friction du matériel en fonction de sa capacité d'absorption. Les coefficients de friction de l'antigorite, de la lizardite et du chrysotile peuvent diminuer de 40%, 55% et 65% respectivement après saturation.

En résumé, les coefficients de friction des serpentines sont compris entre 0,2 et 0,8, le chrysotile étant le plus faible, surtout en présence d'eau et à faible température. Mais leur résistance tend à augmenter avec la pression et la température. Les serpentines peuvent présenter deux types de comportement à caractère sismique ou asismique qui dépendent essentiellement de la température et de la vitesse de déplacement.

I.2.2.b. Comparaison avec les modèles et les observations de terrain

Deux observations majeures réalisées dans le système actif de San Andreas (Californie) ont motivé la grande majorité des études décrites précédemment : 1) tout d'abord, l'absence d'une anomalie thermique le long de la trace de cette grande faille (Lachembruch & Sass, 1980) a soulevé la possibilité, encore discutée (Scholz, 2000), qu'il y ait une production anormalement basse de chaleur par friction. La présence de matériel peu résistant à la friction coincé dans la faille a été proposé pour expliquer son caractère « faible ». Les argiles, et les serpentinites, sont les principaux acteurs potentiels. 2) D'autre part, la partition entre segments à fluage asismiques et segments sismiques le long de la San Andreas pourrait aussi s'expliquer par une variabilité du matériel rencontré (Allen, 1968 ; Irwin & Barnes, 1975). Des serpentinites, cartographiées au niveau des tronçons asismiques, sont une fois de plus suspectées. Il en est de même pour la faille de Hayward (Californie) dont la sismicité le long de son tronçon nord pourrait être réduite par la présence de serpentinites (Bürgmann et al., 2000). Ces propriétés peuvent aussi concerner d'autres failles actives comme, par exemple, la faille de Motagua (Guatelama) le long de laquelle les serpentinites sont abondantes (Dengo & Logan, 1981).

La vitesse de glissement moyenne le long de la San Andreas dans la partie centrale de la Californie est de ~35 mm/an (Thatcher, 1990) et se rapproche des vitesses les plus basses obtenues expérimentalement. Le gradient géothermique généralement considéré est de 30°C/km (Moore et al., 1996) ce qui place la base de la zone sismogénique vers 450°C pour 4 kbars. Les faibles coefficients de friction des serpentines et leur comportement asismique à faible vitesse, encouragent les hypothèses faites sur leur rôle dans le fluage des segments asismiques des failles actives. Cependant, les expériences réalisées à des températures plus élevées montrent un durcissement en profondeur qui n'est pas en accord avec leur rôle potentiel dans l'apparente faiblesse des failles actives. En particulier en Californie, où le

coefficient de friction du matériel de la faille de San Andreas devrait descendre en dessous de 0,1 pour expliquer le faible flux de chaleur par conduction (Lachenbruch & Sass, 1992). Par contre, une augmentation de pression fluide, aussi évoquée pour expliquer cette « faiblesse », pourrait être facilitée par une diminution de la porosité suite à la cristallisation de serpentines dans les fractures (Moore et al., 1996).

Très peu de gouges de failles naturelles ont fait l'objet d'études. Hoogerduijn Strating & Vissers (1994) décrivent en détail les structures macroscopiques d'une gouge de serpentinites d'antigorite attribuée à la fin de l'exhumation du Massif Voltri (Alpes italiennes), massif ophiolitique marquant la zone de suture Alpine. Les conditions ne sont donc pas tout à fait celles d'une faille active mais il est intéressant de noter que les structures macroscopiques soulignent, une fois de plus, une forte localisation de la déformation. Une confrontation entre structures naturelles macroscopiques et structures expérimentales est proposée par Reinen (2000). Deux régimes de déformation associés à deux types de structures macroscopiques sont décrits. Le régime I est caractérisé par une distribution de la déformation cataclastique avec une orientation des grains au niveau des plans de glissement, résultant en un comportement asismique. Le régime II correspond à une déformation localisée, à caractère sismique.
A ma connaissance, aucune observation n'a été faite à l'échelle des grains de serpentine dans les failles actives naturelles. Cela peut expliquer en partie notre faible connaissance des mécanismes de déformation dans les serpentinites. De plus, cela permettrait de considérer non seulement des processus mécaniques mais aussi des processus physico-chimiques, comme la dissolution-cristallisation sous contrainte, qui ne sont pas pris en compte dans les expériences du fait de la courte échelle de temps. Or, ces mécanismes jouent un rôle important dans de nombreux contextes, et tout particulièrement dans les failles actives (Bos et al., 2000a & 2000b; Gratier et al., 2003). D'autre part, l'observation des microstructures des serpentinites dans ces zones de déformation permettrait une identification claire des assemblages de serpentines impliquées et les possibles transformations, associées ou non à la tectonique. C'est, en partie, ce que cette étude se propose de détailler en regardant les serpentines rencontrées le long des failles du système de San Andreas en Californie.

I.3. Géologie du centre de la Californie

1.3.1. Les unités géologiques

L'histoire tectonique de la côte ouest américaine est marquée par une alternance de périodes de subduction, d'accrétion et de cisaillement depuis le Paléozoïque à l'actuel, comme l'illustre la figure I.3-1 de Atwater (1989) pour les derniers 80 Ma. En effet, si l'on observe en particulier la région de San Francisco (SF), on s'aperçoit qu'elle est passée d'un régime de cisaillement dominant au début du Tertiaire (80Ma), à un régime de subduction vers 40Ma pour être finalement à nouveau recoupée, à l'heure actuelle, par une grande faille décrochante (San Andreas).

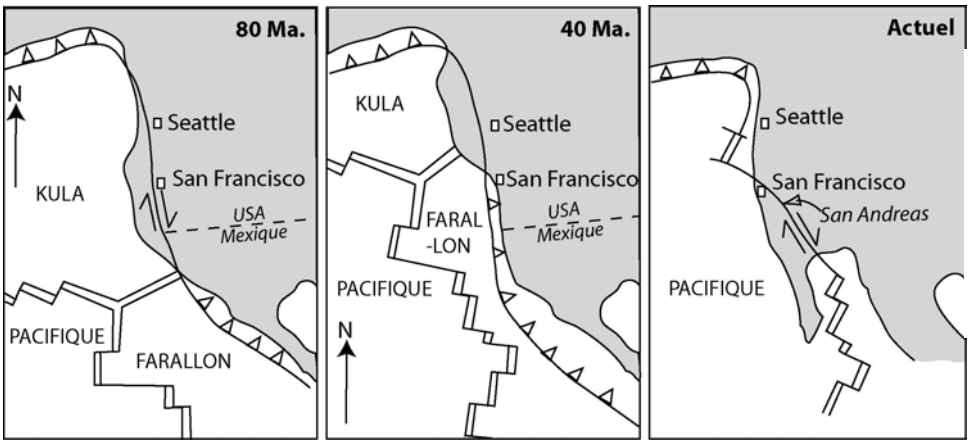


Fig. I.3-1 : Evolution géodynamique globale de la côte ouest nord américaine depuis 80Ma à l'actuel (Atwater, 1989).

Cette succession d'événements résulte en de nombreux collages de « microcontinents », le plus souvent charriés sur de grandes distances au cours des épisodes cisaillants. Cette histoire s'exprime en une géologie complexe le long de la côte pacifique nord-américaine. La zone qui nous intéresse dans cette étude se localise entre San Francisco et Los Angeles, le long du système de failles de San Andreas. Cette zone s'étend sur la partie centrale et sud des Coast Ranges qui bordent la partie ouest de la Great Valley.

Différentes **unités géologiques mésozoïques** composent cette région et sont représentées sur la carte géologique (Fig I.3-2) redessinée d'après Jennings (1977), Page et al. (1998) et Coleman (2000).

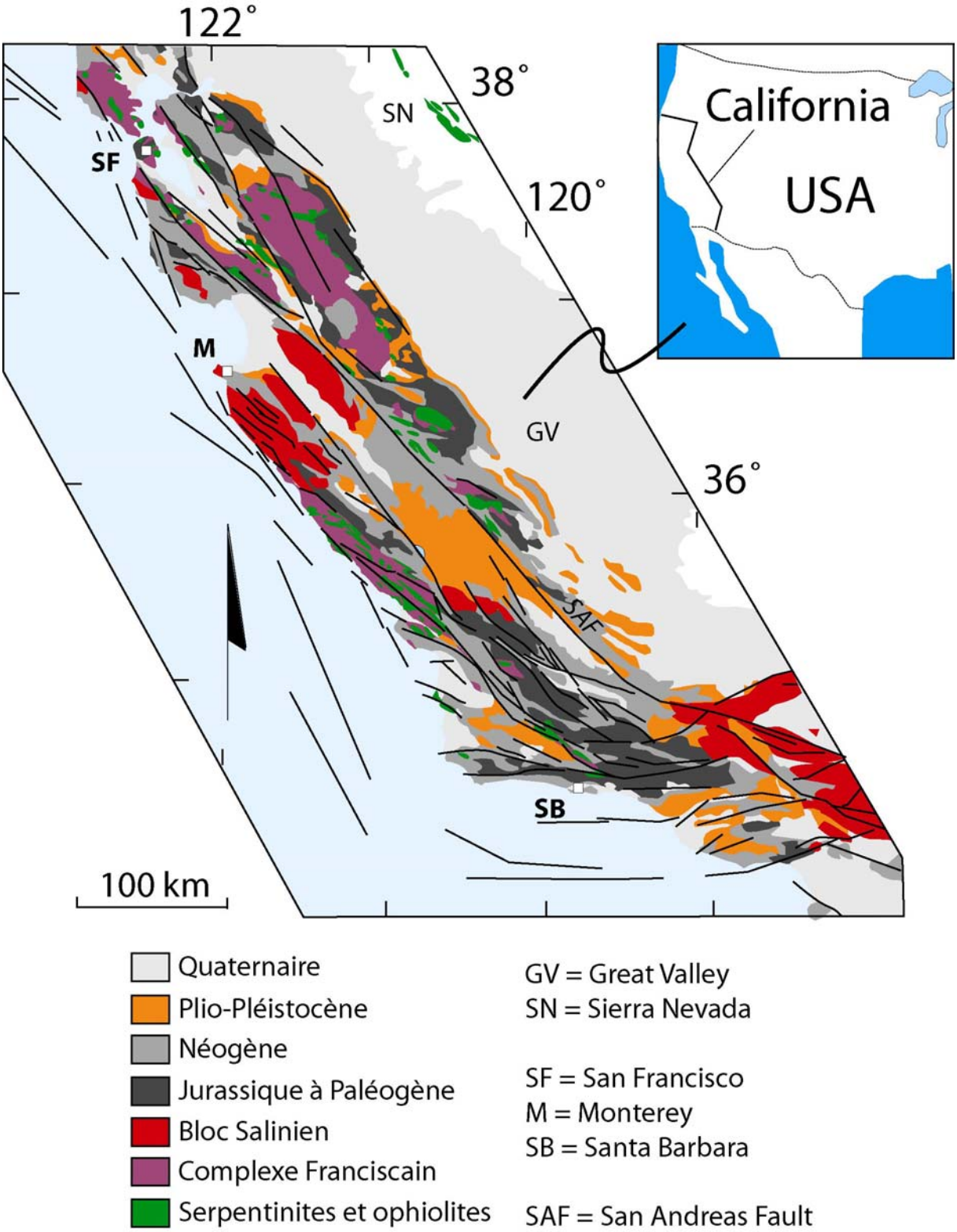


Fig I.3-2 : Carte géologique de la Californie sur le tronçon San Francisco – Los Angeles. (Carte redessinée d'après Jennings (1977), Page et al. (1998) et Coleman (2000)).

L'unité majeure est *le complexe franciscain* qui représente divers subcomplexes n'ayant en commun que leur association tectonique. Il est communément considéré comme un complexe d'accrétion liée à une période de subduction. Le complexe franciscain se compose de roches de nature très différentes : roches volcaniques, serpentinites, fragments de croûte océanique (gabbros, basaltes, cherts), sédiments, datant de la fin du Jurassique à la fin du Crétacé (Bailey et al., 1964), le plus souvent emballés dans une matrice argileuse schistosée. Des unités du faciès des schistes bleus ont été identifiées et permettent de fixer les conditions limites du métamorphisme HP-BT attribuées au phénomène de subduction. Les unités ont subi des conditions de métamorphisme variées correspondant à un enfouissement de 10 à 30 km de profondeur (Ernst, 1971). Des unités à éclogites ont aussi été cartographiées par Coleman & Landphere (1971).
Une autre unité forme *la séquence sédimentaire de la Great Valley*, plus à l'est. Elle se compose de sédiments clastiques déposés au Crétacé supérieur dans un bassin d'avant-arc (Bailey et al., 1964). Le socle de la Great Valley est considéré comme une ophiolite formée dans un arc intra-océanique il y a 160 Ma (Jurassique) (Hopson et al., 1981). Elle se nomme *l'ophiolite des Coast Ranges* et les données géophysiques l'étendent quasi-horizontalement vers l'est (Griscom & Jachens, 1990 ; Jachens et al., 1995) comme cela est proposé sur la figure I.3-3. Les sédiments de la Great Valley sont juxtaposés aux roches du complexe franciscain sur plus de 500 km le long de *la faille des Coast Ranges*. Initialement pentée à l'est, elle pourrait localement être modifiée par le jeu actif vertical.

Le bloc salinien est une unité allochtone granitique et métamorphique, mécaniquement plus résistante que les roches franciscaines. Bien que principalement Crétacé, les roches de cet ensemble ont été jugées incompatibles avec les roches franciscaines et sont considérées comme formées bien plus au sud (Ross, 1978 ; Hall, 1991).
En effet, ces trois unités, quasi-contemporaines (mésozoïques), ne se sont pas nécessairement formées à la même latitude et certains éléments ont été charriés par le jeu décrochant dextre, plus tardif, de la faille de San Andreas.

Au Tertiaire, le tout a été recouvert de *sédiments marins* ayant enregistré les fluctuations du niveau marin de la marge Californienne. Le Cénozoïque est aussi marqué localement par des *roches volcaniques* caractéristiques d'une période d'extension miocène. Des *formations sédimentaires* majoritairement non marines, Pliocène à Pléistocène, marquent l'émergence

finale de la côte californienne. Le régime décrochant qui suivra aboutira au soulèvement des Coast Ranges.

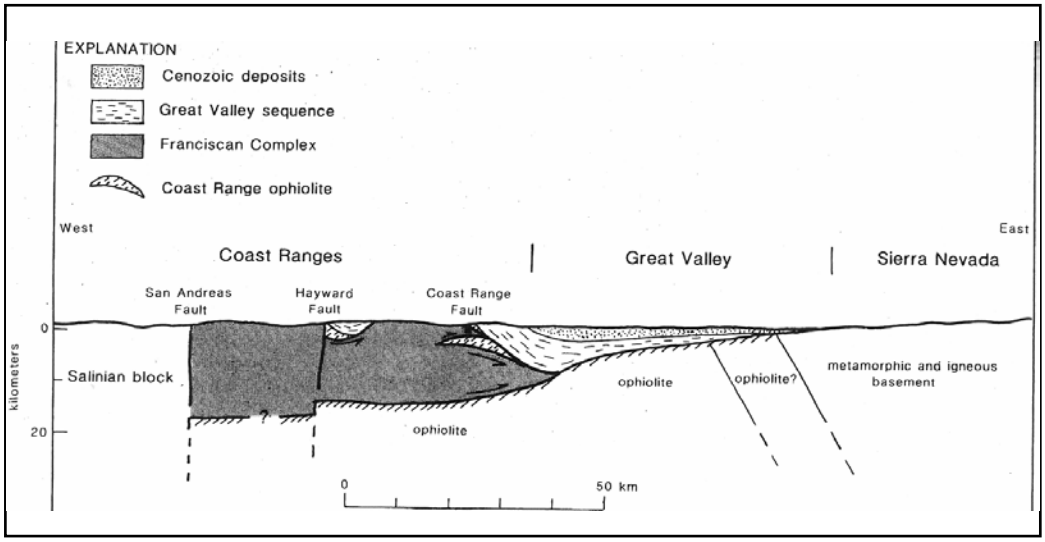


Fig. I.3-3 : Coupe verticale et arrangement des unités mésozoïques et cénozoïques au niveau de la baie de San Francisco (Jachens et al., 1995).

I.3.2. Les serpentinites et ophiolites

Les serpentinites ou ophiolites du centre de la Californie sont généralement attribuées aux épisodes Mésozoiques (e.g. Page et al., 1998) et peuvent dériver de sources profondes variées. La majorité des serpentinites est distribuée au sein du mélange de subduction franciscain où elles apparaissent comme des blocs tectoniques. Les unités dispersées à faciès schistes bleus et éclogitiques, ayant enregistré un métamorphisme haute pression - basse température, suggèrent aussi que des parties du matériel océanique subducté peuvent échapper à l'enfouissement définitif et remonter sur le continent au sein du mélange (Coleman & Landphere, 1971). Cependant, cela ne représente qu'une faible proportion.

Les serpentinites peuvent aussi être observées sous forme de diapirs, comme le massif de New Idria (Fig. I.3-4). Ce dernier, considéré comme un composant mantellique de la lithosphère océanique, proviendrait du Franciscain ou bien d'en dessous et son mouvement ascendant, toujours actif, aurait été initié par le contexte transpressif actuel (Coleman, 1996).

L'ophiolite des Coast Ranges représenterait plutôt le plancher océanique sur lequel se serait déposée la séquence de la Great Valley (Hopson et al., 1981). Les restes à l'affleurement sont essentiellement représentatifs de la partie supérieure de l'ophiolite (e.g. gabbro de San Leandro, Ponce et al., 2003) mais localement quelques rares fragments de péridotites

serpentinisées peuvent être observés. Les investigations actuelles tentent de mieux définir la géométrie et la nature des unités en profondeur par des études gravimétriques et magnétiques qui se prêtent bien à la détection des roches ultramafiques (Griscom & Jachens, 1990 ; Ponce et al., 2003).

Des morceaux de roches ultrabasiques peuvent donc être présents localement, à différentes profondeurs et leur étendue tant latérale que verticale peut être extrêmement variable.

La carte qui suit (Fig. I.3-4) recense les affleurements de serpentinites identifiés sur le tronçon San Francisco-Los Angeles et les localise par rapport aux failles majeures de la région.

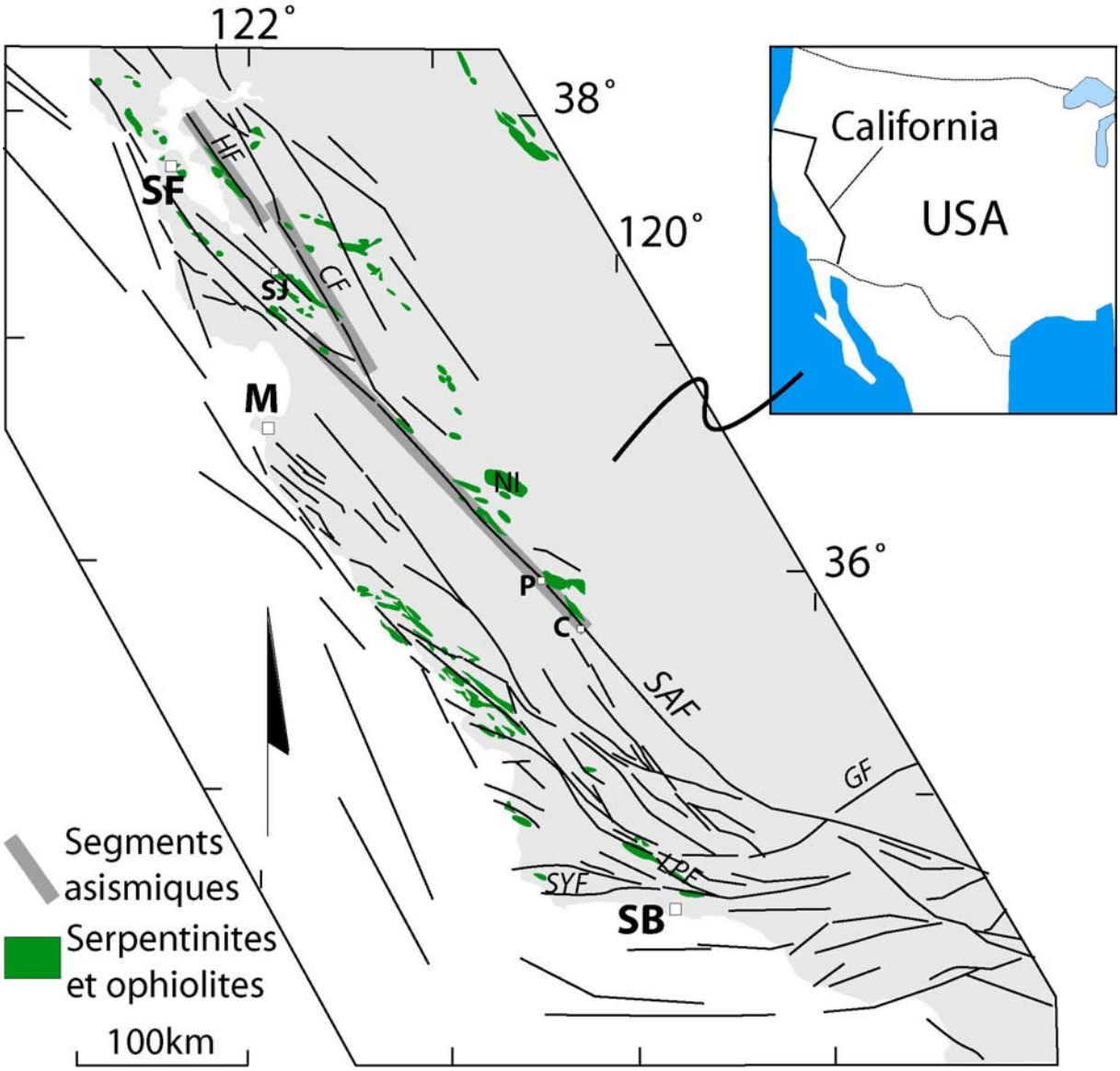


Fig. I.3-4: Représentation des unités de serpentinites observables entre San Francisco et Los Angeles (d'après Coleman, 2000 et Page, 1981). Représentation des tronçons à fluage asimique (Irwin & Barnes, 1975).
SF=San Francisco ; M=Monterey ; SB=Santa Barbara ; SJ=San Jose ; P=Parkfield ; C=Cholame ; NI=New Idria. SAF=San Andreas Fault; HF=Hayward Fault; CF=Calaveras Fault;GF=Garlock Fault; SYF=Santa Ynez Fault; LPF=Little Pine Fault.

I.3.3. Le système de failles actives de San Andreas

Le régime transformant lié à l'incision du continent nord américain par la faille transformante de San Andreas débuta vers 30 Ma (Atwater, 1970). La figure qui suit (Fig. I.3-5) illustre l'histoire tectonique du système de San Andreas depuis 30 Ma (Dickinson, 1981). Le premier schéma (en bas) montre le rapprochement progressif de la Plaque Pacifique vers le continent nord américain. Puis les schémas suivant illustrent le passage du régime de subduction au régime décrochant instauré au moment de la collision des deux plaques. La zone de cisaillement se décale de plus en plus vers l'intérieur du continent, ce qui aboutit à l'ouverture du Golfe de Californie (schéma du haut).

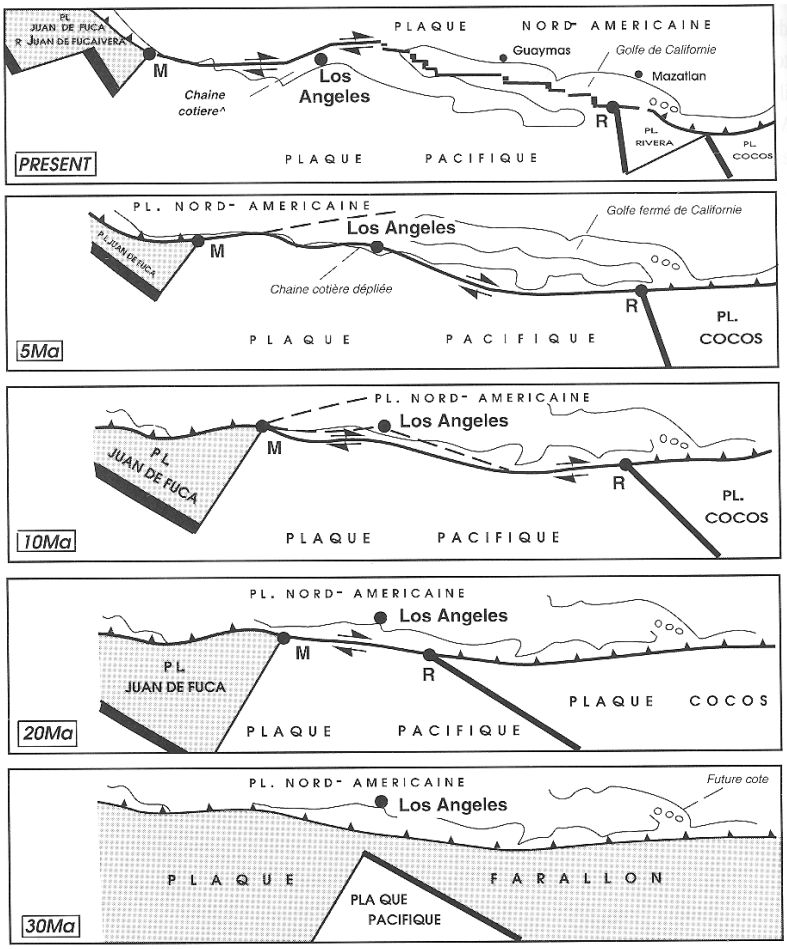


Fig. I.3-5 : Histoire tectonique de la côte ouest américaine soumise au régime décrochant du système de San Andreas au cours des derniers 30 Ma (d'après Dickinson, 1981). M=Jonction triple de Mendocino ; R=Jonction triple de Rivera.

La marge ouest américaine a donc évolué en limite de plaque. Depuis, plus de 900 km de déplacement dextre ont été accommodés et la vitesse actuelle moyenne est estimée à 48 mm/an. Le déplacement est réparti sur une large zone cisaillée de plusieurs centaines de kilomètres de large, composée de nombreuses failles. La faille de San Andreas accommode la majorité du déplacement c'est-à-dire environ 35 mm/an (Thatcher, 1990). Le faible flux

thermique par conduction dégagé le long de sa trace lui a valu le qualificatif de « faible » (e.g. Lachenbruch & Sass, 1992) d'autant plus que la contrainte compressive principale forme un angle fort avec la trace de la faille. Cette faible résistance à la friction, encore discutée par Scholz (2000), s'expliquerait essentiellement par le rôle des fluides dans la faille au cours du cycle sismique (Sleep & Blanpied, 1992 ; Chester et al., 1993). Ce système de failles possède encore d'autres particularités qui ont motivé beaucoup d'études ces dernières décennies, concentrées en particulier au niveau de deux zones majeures : la baie de San Francisco et la région qui s'étend de la baie de Monterey à Cholame le long de la trace de la faille de San Andreas (localisation Fig. I.3-4).

I.3.3.a. La baie de San Francisco

Le transfert des contraintes aux différentes failles est encore mal connu, en particulier au niveau de la Baie de San Francisco où la trace de la San Andreas se divise pour donner les failles majeures de Hayward et de Calaveras à l'est. Une hypothèse, encore discutée, serait l'existence d'une zone de détachement subhorizontale en profondeur sous la baie, vers 10 km, qui connecterait les failles entre elles (Furlong, 1993 ; Brocher et al., 1994, Bürgmann, 1997). Les essais de sismique réflection de Parsons (1998) encouragent aussi cette possibilité en identifiant des réflecteurs vers 15-20 km de profondeur dans le manteau supérieur sous la Baie et les failles de Hayward et de San Andreas s'étendraient jusqu'à la croûte inférieure (Fig.I.3-6).

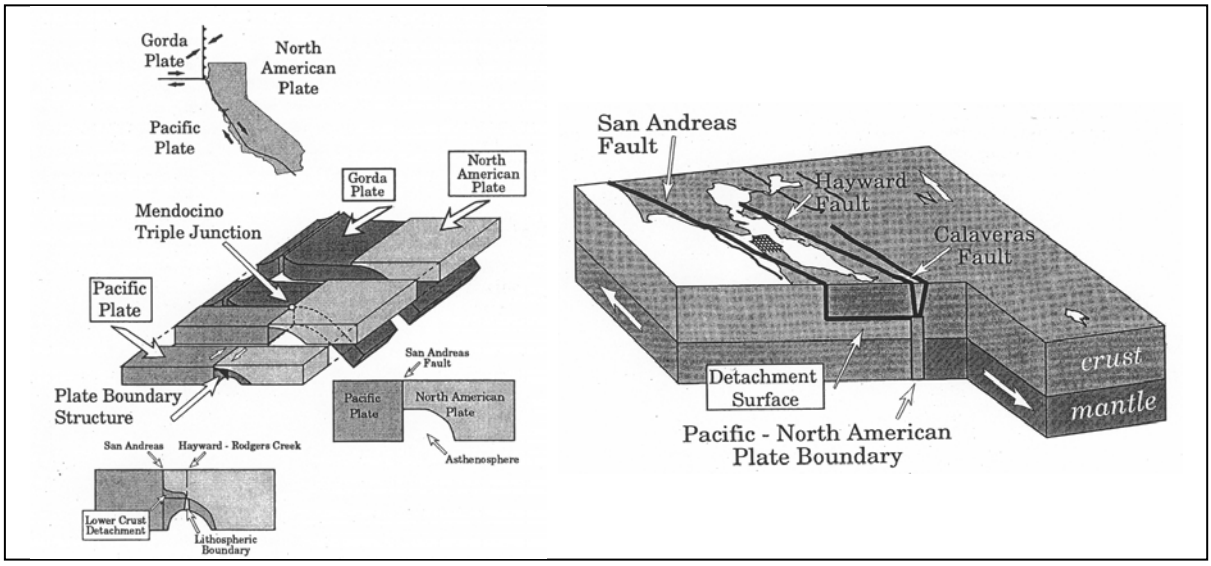


Fig. I.3-6 : *La figure de gauche* montre un modèle d'évolution de la lithosphère pacifique et nord américaine après le passage du point triple de Mendocino le long de la côte ouest. *La figure de droite* est une représentation schématique tridimensionnelle de la structure de la lithosphère au niveau de la Baie de San Francisco (Furlong, 1993).

La sismicité liée à la faille de Hayward ne dépasse pas 12 km de profondeur marquant sans doute la limite fragile-ductile. Les mesures à long terme estiment une vitesse de déplacement en profondeur de 9-10 mm/an (Simpson, 2000). Cette faille a longtemps été considérée comme une des plus « dangereuses » de la région (Lienkaemper et al., 1991 ; Savage & Lisowski, 1993). Les récentes mesures de déplacement le long de faille de Hayward tendent à diminuer considérablement le risque sismique le long de la portion nord de la faille. En effet, la faille fluerait sans blocage sur 20 km au nord de Berkeley, sur toute la zone sismogénique (Bürgmann et al., 2000). D'autre part, les tronçons sud de la faille de Hayward et de la faille de Calaveras (Fig. I.3-4) montrent depuis longtemps une sismicité marquée par de nombreux événements de faibles magnitudes (Fig. I.3-4 et I.3-7) ce qui les classe dans des segments à glissement asismiques (Irwin & Barnes, 1975).

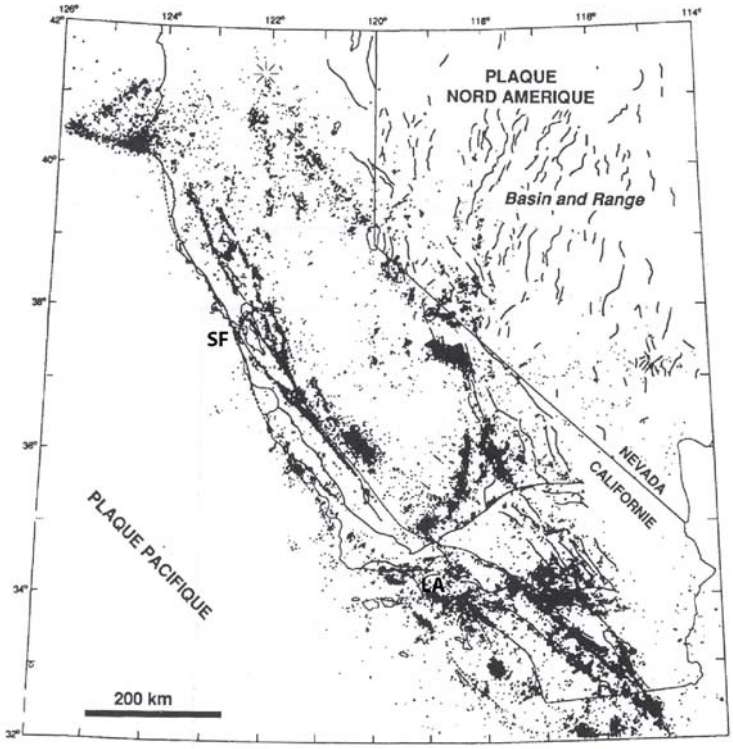


Fig. I.3-7 : Sismicité de la Californie durant la période 1980-1986 (Hill et al., 1990)

I.3.3.b. De la baie de Monterey à Cholame

Une partition entre tronçons sismiques et asismiques a été mise en évidence le long de la faille de San Andreas. Un segment central, long d'environ 250 km, présente une sismicité régulière marquée par des événements de très faibles magnitudes tandis que les autres supportent des

événements sismiques rares mais de fortes magnitudes. Il débute au nord, au niveau de la baie de Monterey et s'étend vers le sud jusqu'à Cholame (Schulz et al., 1982).

Cette capacité à fluer asismiquement pourrait être liée à la présence de serpentinites, peu résistantes à la friction dans ce type de contexte (cf. §I.2). En effet, les fragments de serpentinites décrits précédemment peuvent localement jalonner les failles du système actif et éventuellement influer sur leur comportement mécanique, donc sur leur sismicité (Irwin & Barnes, 1975 ; Bürgmann et al., 2000) (Fig. I.3-4). La région de Parkfield marque la limite entre segments à comportements différents. Un projet de forage oblique, perpendiculaire à la faille de San Andreas est en cours. Les nombreuses études géophysiques préliminaires permettent de tracer une coupe verticale traversant la faille au niveau de Parkfield (Fig. I.3-8). Le forage débutera verticalement sur 2 km de profondeur à l'ouest de la faille pour la recouper de manière oblique en s'enfonçant jusqu'à 4 km de profondeur. Si le modèle présenté en figure I.3-8 est vérifié, des échantillons de serpentinites devraient donc être prélevés.

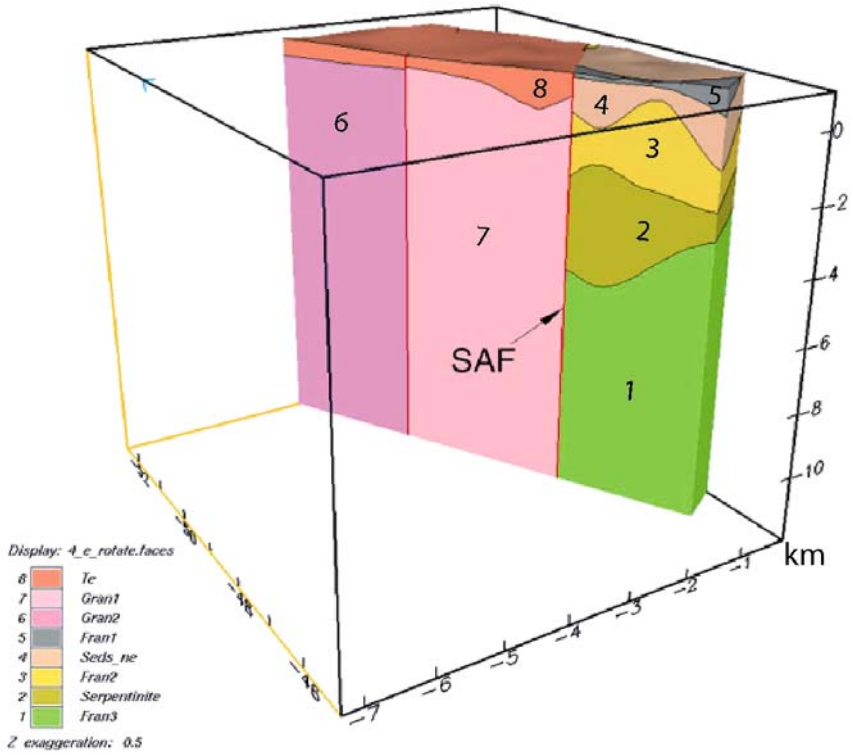


Fig. I.3-8 : Modèle 3D de la géométrie des unités géologiques au niveau de Parkfield. La coupe se situe le long du tracé du futur forage.

(http://geology.wr.usgs.gov/docs/gump/meghan/parkfield/parkfield.html)

PARTIE II

Structures et mécanismes de déformation dans les serpentinites

II.1. Campagne d'échantillonnage en Californie

Les segments majeurs du réseau de failles de San Andreas, dont l'asismicité pourrait être due à la présence de serpentinites, se situent entre San Francisco et Los Angeles (Fig. I.3-4). Notre intérêt s'est donc porté essentiellement sur ce tronçon. Une campagne d'échantillonnage de 3 semaines a été réalisée entre San Francisco et Los Angeles dans le but de collecter des échantillons de serpentinites pincées dans les failles du système actif. L'étude préalable des cartes géologiques de la région, complétées sur place par l'expérience de R.G. Coleman et M.J. Rymer nous ont permis de répertorier la grande majorité des affleurements de serpentinites reportés sur la carte I.3-4 du chapitre pécédent.

Nous nous sommes efforcés d'accéder aux différents affleurements mais, bien souvent, les limites des propriétés privées, l'urbanisation, la réglementation sur les parcs régionaux, ou encore les contraintes de l'exploitation des carrières ont restreint nos objectifs. La carte I.3-4 permet de localiser au fur et à mesure du présent chapitre les différents sites dont il sera question. Ces sites comprennent des affleurements hors des zones de failles actives, et des affleurements dans ou proches d'une faille. Le paragraphe qui suit décrit de manière générale les affleurements représentatifs des serpentinites qui peuvent être observés dans cette partie de la Californie.

II.1.1. Les serpentinites à l'affleurement

II.1.1.a. Hors des failles actives

Nous avons vu au §I.3.2 que la grande majorité des serpentinites visibles à l'affleurement dans cette partie de la Californie correspondent à des unités tectoniques dispersées au sein du complexe de subduction franciscain. Leur origine est donc incertaine mais leurs structures de déformation sont essentiellement liées à leur mise en place au sein du mélange (Page, 1968 ; Loney et al., 1971). C'est sans doute pour cette raison qu'elles se présentent le plus souvent sous forme de blocs massifs de péridotites, partiellement à totalement serpentinisés, enrobées dans une schistosité d'allure fibreuse à pendage moyen qui contourne les blocs. La taille des blocs est extrêmement variable d'un site à l'autre mais aussi au sein d'un même affleurement.

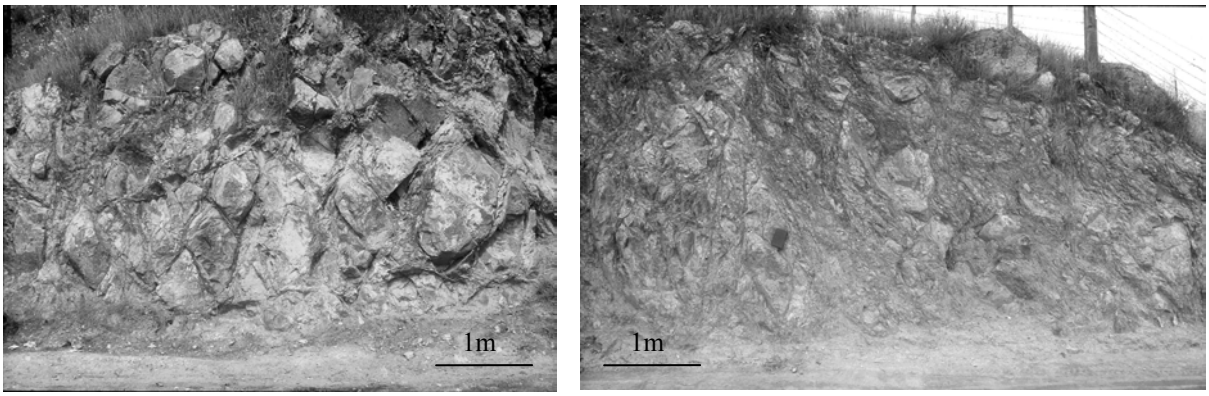


Fig. II.1-1 : Affleurements typiques de serpentinites. Les blocs massifs arrondis à losangiques se distinguent des parties schisteuses par leur relief et leur plus faible altération. D'un bout à l'autre de l'affleurement, la taille des blocs est variable et est interprétable en terme de degré de déformation. La photo de droite illustre une zone plus déformée que celle de gauche (Azevedo Quary, San Jose County, Cal).

Les plus petits sont à peine visibles à l'œil et appartiennent aux zones schistosées. Les plus gros sont de l'ordre du mètre et semblent relativement préservés de la déformation. Ils peuvent cependant atteindre plusieurs mètres de diamètre mais sont alors très fracturés (Fig. II.1-2).

Fig. II.1-2 : Un des blocs les plus gros rencontrés. Il est intéressant de noter qu'il présente de nombreuses fractures à tendance radiale. Comme les autres blocs, il est recouvert d'une surface bleu-turquoise, un peu altérée (New Idria, Cal.)

Les blocs, relativement arrondis, peuvent être plus ou moins allongés dans le plan de schistosité. Leurs surfaces sont des plans de glissement recouverts d'un matériel bleu turquoise poli et/ou strié (Fig. II.1-3) qui suggèrent une rotation des blocs entre eux et/ou au sein des zones schisteuses.

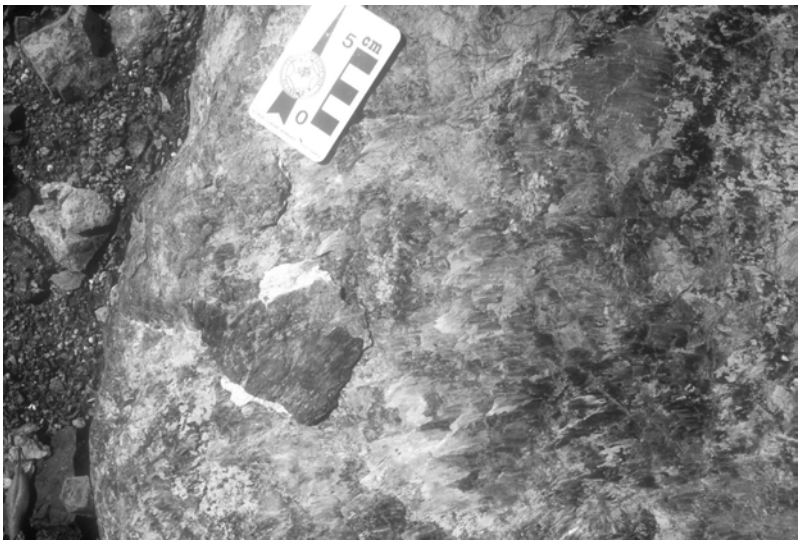


Fig. II.1-3 : Photo d'une surface de bloc recouverte par une couche bleue turquoise à vert sombre. D'aspect fibreuse, cette surface est le plus souvent striée dans différentes directions ce qui témoigne d'une rotation des blocs. (Coyote Creek Park, Santa Clara County, à l'est de San Jose, Cal.)

Ce type de structure en blocs a été étudié entre autres par Coleman & Keith (1971), qui suggèrent que le degré de déformation est inversement proportionnel à la taille des blocs donc que la déformation est accommodée par une progressive désagrégation des blocs massifs. Il arrive aussi que la déformation se localise au niveau de zones de chevauchement internes. Le pendage moyen à faible de la schistosité est en accord avec la tectonique d'accrétion du mélange franciscain au continent nord-américain (Page, 1968 ; Coleman, 1980).

Suivant les endroits, les unités de serpentinites sont en contact avec des roches très différentes, représentatives du mélange franciscain ou des dépôts tertiaires. Il arrive que les serpentines soient silicifiées quand elles sont en contact avec des sédiments.

Le matériel très déformé s'altère facilement, se désagrège et recouvre les structures sous-jacentes alors que les blocs massifs s'altèrent préférentiellement au niveau de leurs fractures et se désagrègent en morceaux (Fig.II.1-4). Ceci rend difficile l'observation des zones les plus déformées et la mesure de l'orientation de la schistosité.

Fig. II.1-4 : Affleurement de serpentinites altérées : les blocs massifs se fragmentent tandis que les zones schisteuses se désagrègent et recouvrent les éléments sous-jacents (New Idria, Cal.).

Il est possible d'identifier localement la formation de concrétions sphériques blanches d'hydromagnésite (identification par diffraction des rayons X) marquant l'altération supergène des serpentinites (Fig. II.1-5).

Fig.II.1-5 : Croissance d'hydromagnésite au sein des serpentinites schisteuses marquant leur altération superficielle (New Idria, Cal.).

L'érosion des massifs de serpentinites leur confère une forme arrondie assez caractéristique (Fig. II.1-6)

Pour résumer, les structures de mise en place des unités de serpentinites témoignent d'une déformation hétérogène à l'échelle de l'affleurement, avec une accommodation du mouvement distribuée au niveau des zones schistosées entre les blocs où se localise la déformation. Ces blocs ont des surfaces recouvertes d'une couche de serpentine bleue qui rappelle la croissance des fibres de calcite le long des plans de faille. Cette surface est plus ou

moins brillante. Les blocs massifs présentent quelques fractures remplies de serpentines mais sont relativement préservés de la déformation. Il peut aussi y avoir une localisation de la déformation au niveau de zones de gouges de failles étroites (décimétriques).

Fig. II.1-6 : Vue vers l'ouest du massif de New Idria dont la morphologie en collines arrondies est charactéristique de l'érosion des serpentinites.

II.1.1.b. A proximité des failles actives

Nous avons essayé de nous rapprocher le plus possible des failles actives et de tenter d'identifier des structures de déformation associées à leur déplacement. Cependant, la trace en surface des grandes failles comme la San Andreas est matérialisée par un rift qui marque la répartition de la déformation sur une zone assez large et il n'a pas été possible d'identifier la faille elle-même. Des observations ont donc été réalisées à différentes distances de la trace cartographiée de la faille et permettent de juger d'une éventuelle évolution des structures liées à la faille au sein des serpentinites recoupées.

Au niveau de la baie de San Francisco, la faille de San Andreas longe un lac, du nom de Crystal Spring Reservoir, au bord duquel des serpentinites affleurent. Elles s'étendent depuis 1 km de la faille jusqu'au bord du lac qui se trouve à moins de 200 m de la faille.
Aucune évolution des structures n'a été notée au sein des serpentinites. Elles se présentent de la même manière que celles décrites précédemment et montrent toujours une schistosité

relativement plate plutôt associable à l'épisode franciscain. Cela suggère que la déformation liée à l'activité de la San Andreas dans les unités de serpentinites est très localisée. Il n'a pas été possible d'identifier une zone d'endommagement dans ces roches à une distance de 200 m de la faille.

La même constatation a été faite à proximité de la faille de Hayward, à l'est de la Baie de San Francisco. Un seul affleurement de serpentinites, en contact avec des grès, a été identifié au sein de la carrière de La Vista, à 300 m de la faille. Les roches alentours sont typiques des associations franciscaines et ophiolites de la région : basaltes, gabbros, roches vertes, quartzites, et grès. Les serpentinites observées sont plus massives que les précédentes et la déformation y est plus homogène (Fig. II.1-7). Cependant l'orientation de cette dernière à pendage de 20° à 40° vers le NE, est difficilement en accord avec le jeu de la faille verticale de Hayward.

Fig. II.1-7 : Serpentinites à l'affleurement 300 m à l'est de la faille de Hayward. Elles seront identifiées par la suite comme étant le seul affleurement d'antigorite. Cela explique peut-être leur aspect plus massif malgré le développement d'une schistosité distribuée de manière plus homogène au sein de la roche.

Dans cette région comprise entre San Francisco et Los Angeles, deux sites ont permis une localisation claire de la trace de deux failles actives recoupant des serpentinites schistosées du mélange francisain. Ils se situent tous deux au nord de Santa Barbara, le long de la faille de Little Pine (Red Rocks) et de la faille de Santa Ynez (Blue Canyon).

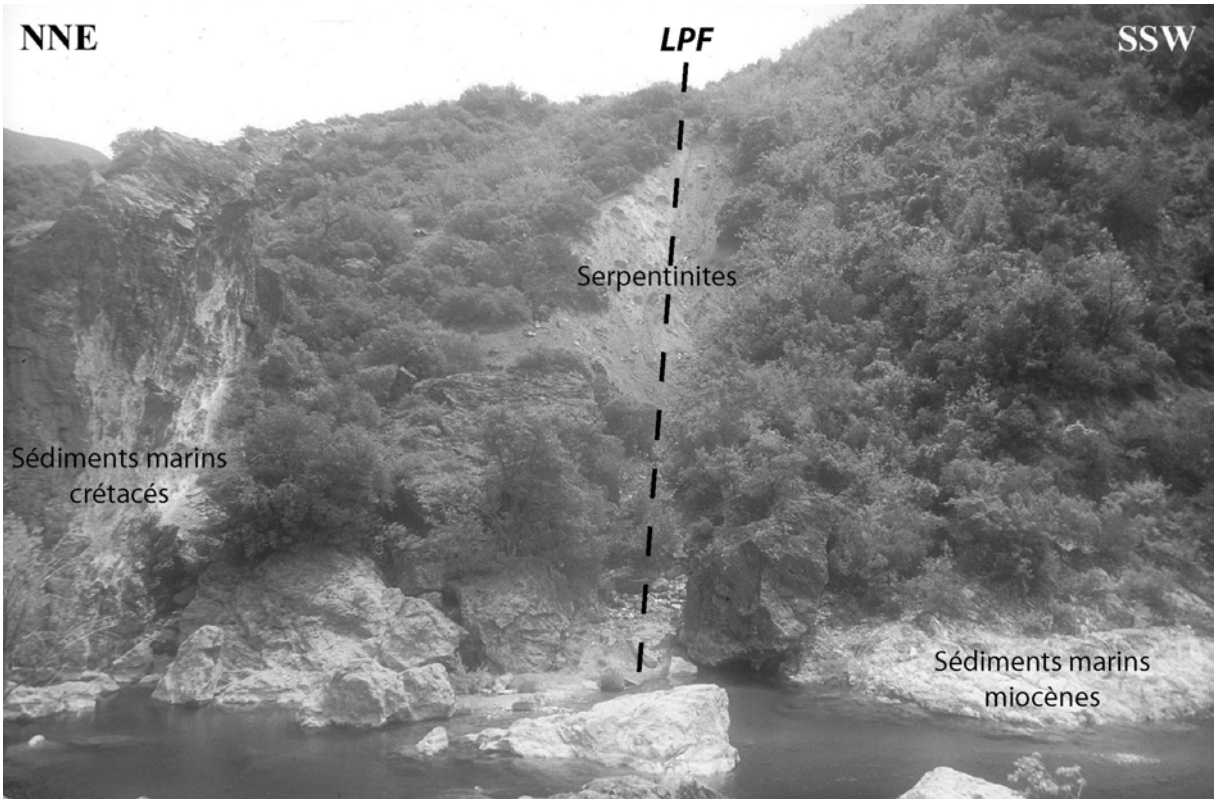


Fig. II.1-8 : Panorama vers l'est des roches jalonnant la faille de Little Pine (LPF) au niveau de Red Rocks (Santa Barbara County, Cal.). La coupe est perpendiculaire à la faille (en pointillés) d'orientation N110 à 120 dans cette zone. Elle longe au sud l'unité à serpentinites la séparant ainsi des dépôts marins miocène.

La faille active de Little Pine, d'orientation N110 à N120, recoupe sur 10 km de long un lambeau de serpentinites du même type que celles décrites jusqu'à maintenant. La présence d'un étroit couloir de serpentine au sein de la faille est bien visible sur la figure II.1-8. Ces serpentinites sont en contact au sud avec des sédiments marins Miocène et au nord avec des sédiments marins Crétacé. La faille est cartographiée au nord de l'unité à serpentinites, entre cette dernière et les dépôts miocènes. Cette association tectonique, accentuée par le jeu de la faille active, résulte en un mélange complexe de roches au niveau de la gouge de faille (Fig. II.1-9). Cette dernière contient des blocs arrondis (dont des sables serpentineux à fossiles végétaux) emballés dans une serpentinite pulvérulente impossible à échantillonner.

Nous nous sommes donc focalisés sur la zone de Blue Canyon, qui renferme la trace en surface de la faille de Santa Ynez.

Fig. II.1-9 : Gouge de la faille de Little Pine (Santa Barbara County, Cal.).
Des roches de natures variées (sédiments et serpentinites) sont mélangées au sein de cette zone broyée de moins d'un mètre de large.

II.1.2 Cas particulier de « Blue Canyon » - Faille de Santa Ynez

Blue Canyon, situé au nord-est de Santa Barbara, doit son nom à la présence d'une lentille de serpentinites d'environ 1,5 km de long sur 200 m de large qui longe la petite vallée encaissée. (Fig. II.1-10). La faille de Santa Ynez qui découpe ce canyon est répertoriée comme une faille active par l'U.S.G.S. qui fournit les caractéristiques suivantes : *la faille possède deux segments (est et ouest) d'environ 65 km chacun, longueur totale de 130 km, faille de type décrochante sénestre avec une composante inverse importante sur ce tronçon et un pendage de 80° sud*. Cette faille appartient au réseau de faille de San Andreas.

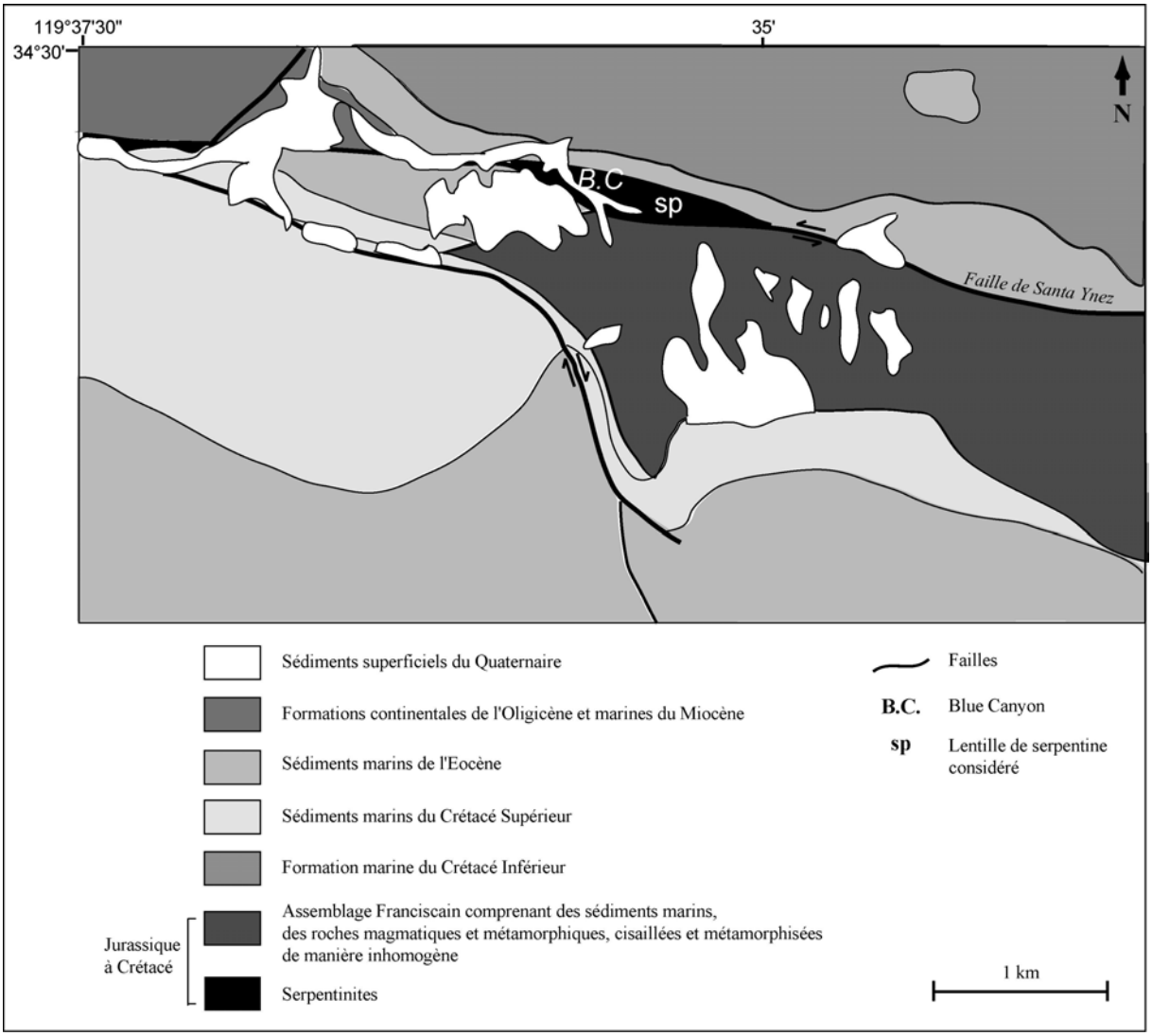


Fig. II.1-10 : Carte géologique simplifiée de la région de Blue Canyon, au nord de Santa Barbara (Californie) (d'après Dibblee, 1986)

Localement, cette faille se sépare en deux segments (nord et sud) qui contournent une unité de serpentinites appartenant au complexe franciscain (Fig. II.1-10). Ces serpentinites sont en contact au nord avec des sédiments marins éocènes et au sud avec des roches franciscaines et des sédiments quaternaires. La limite nord est visible sur la figure II.1-11. L'unité de serpentinites se présente sous forme de blocs massifs enveloppés dans des serpentinites schisteuses à pendage variable correspondant sans doute à la mise en place de cette unité tectonique lors de la formation du franciscain. Cet ensemble est repris par une schistosité à pendage fort qui représente le jeu actif de la faille de Santa Ynez (Fig. II.1-11). Les serpentinites pincées dans la faille portent donc les marqueurs de la déformation active associée à la faille de Santa Ynez que nous étudierons plus en détail au chapitre II.3.1.

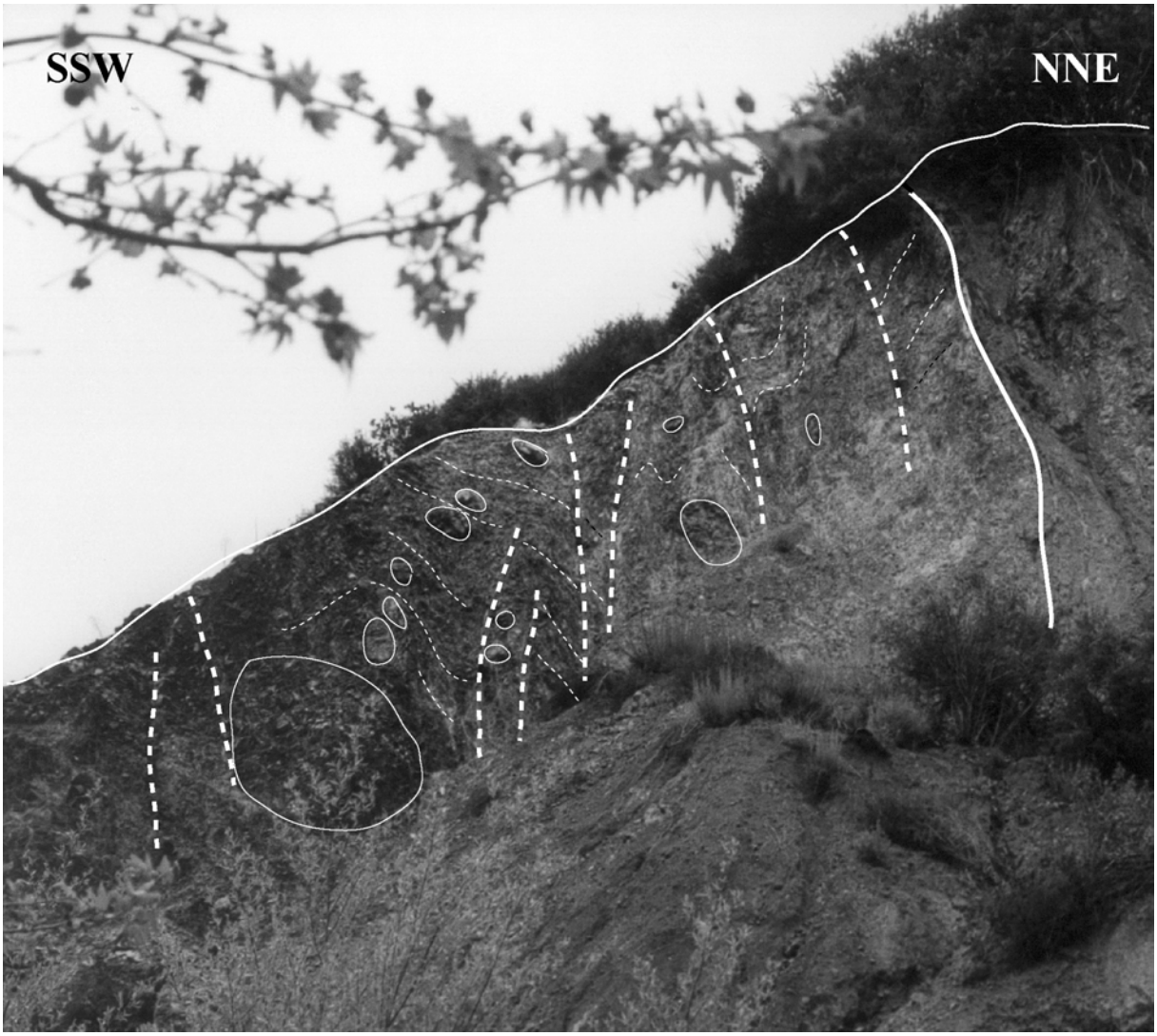


Fig. II.1-11 : Vue vers l'ouest du contact (trait continu épais) entre la lentille de serpentinites au sud et les sédiments éocène au nord. Les cercles blancs entourent des blocs massifs de serpentinites emballés dans une serpentinite schisteuse. Deux schistosités ont été identifiées : les pointillés fins soulignent la première, à pendage faible, et les pointillés épais marquent la seconde, à pendage plus fort, parallèle à l'orientation de la faille de Santa Ynez.

Le long du ruisseau, au milieu de cette unité de serpentinites, une zone de gouge montre des marqueurs de la déformation active de la faille située à proximité (Fig. II.1-12). Des serpentinites massives métriques bordent localement la zone de gouge. Elles semblent relativement préservées du jeu de la faille puisqu'il n'a pas été identifié de structures de déformation interne dont l'orientation permettrait de les attribuer au jeu de la faille.

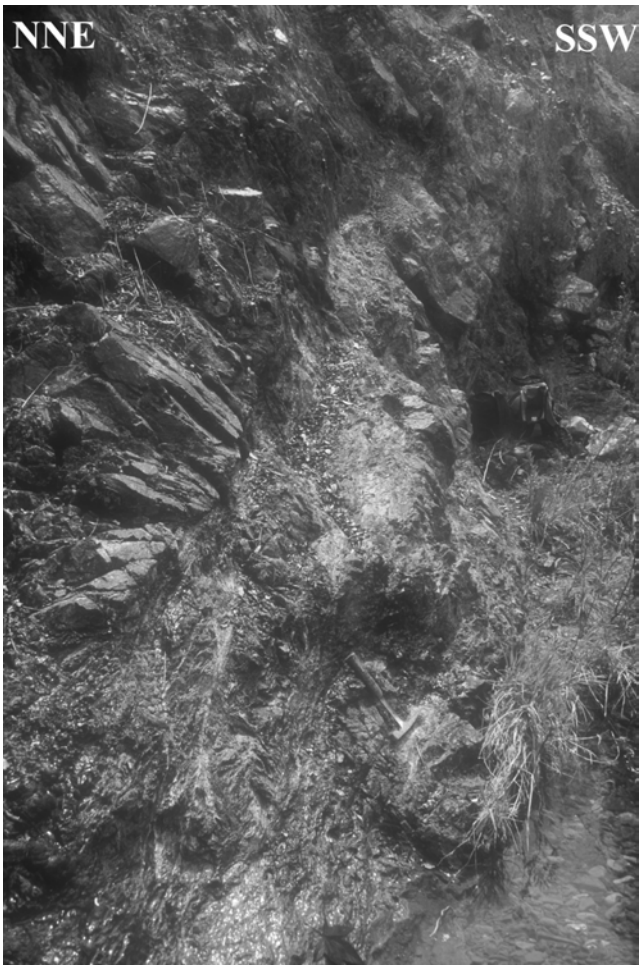


Fig. II.1-12 : Photo de l'affleurement présentant une gouge de faille au sein des serpentinites. Cette zone de déformation est parallèle à la faille active de Santa Ynez, appartenant au réseau de faille de San Andreas.

Il est possible cette fois d'observer la déformation des serpentinites dans une gouge de faille active et dans son encaissant. C'est alors l'occasion d'accéder aux structures liées à l'histoire complexe de ces serpentinites et de les dissocier des structures liées de manière claire au jeu de la faille active. C'est pour ces raisons que cet affleurement a été choisi et sera l'objet majeur des études détaillées qui vont suivre, complétées, quand cela est possible, par des observations de structures similaires à d'autres endroits. Les paragraphes qui suivent sont classés par type de structures, mais nous verrons que cet ordre est aussi chronologique.

Des échantillons des blocs fracturés, préservant la déformation antérieure des serpentinites, ont été collectés et font l'objet de l'étude sur les mécanismes d'ouverture et de colmatage des fractures (chapitre II.2). Cette zone offre aussi de nombreux miroirs de faille plus ou moins brillants qui recouvrent la surface des blocs massifs de serpentinites. Ceux-ci sont étudiés au chapitre II.3.1. L'étude des échantillons provenant directement de la zone de gouge est présentée au chapitre II.3.2.

II.2. Mécanismes d'ouverture et de colmatage des fractures

Cette partie est vouée à l'étude des blocs massifs de serpentinites qui, nous allons le voir, peuvent être décomposés en deux grands types de structures : la matrice serpentinisée à texture pseudomorphique et les veines. Après une description macroscopique, une étude pétrologique de la matrice permettra de préciser sa chimie et la nature du protolite. Le processus de serpentinisation des péridotites a déjà été étudié par de nombreux auteurs, nous ne nous attarderons donc pas sur les textures de serpentinisation dans la matrice. Notre intérêt se portera par contre sur les nombreuses générations de veines, rarement ou jamais décrites, observées au sein de ces blocs massifs de serpentinites. Les veines en général, que nous avons nommées fractures colmatées, présentent de nombreux intérêts et ont été étudiées pour d'autres espèces minérales. Elles sont des marqueurs de la déformation ayant affecté leur encaissant, le lieu de germination et de croissance d'espèces minérales, et, suivant les cas, d'anciens chemins de transfert des fluides. La morphologie et la structure interne des veines, étudiables en lames minces en LPA (microscope pétrographique, Lumière Polarisée Analysée), sont des marqueurs potentiels des mécanismes d'ouverture et de colmatage (e.g. Cox, 1991). Ces derniers sont donc représentatifs à la fois des conditions de cristallisation des espèces minérales (rapport eau/roche, écart à l'équilibre) et du mécanisme de déformation à l'origine (transferts de matière, histoire tectonique de la roche). Ces deux aspects permettent d'aborder trois des problèmes fondamentaux adressés à l'heure actuelle dans les serpentines : les mécanismes de déformation (et les microstructures associées), les conditions d'occurrence des différentes microstructures et leurs mécanismes de croissance. Dans le cas des serpentines, où la taille des grains ne permet pas d'identification minéralogique en microscopie optique, les veines présentent un intérêt supplémentaire : leurs textures optiques (LPA) très variées offrent aussi la possibilité de caractériser les microstructures des serpentines concernées et de les relier à une texture et biréfringence optiques données. Cela peut contribuer à améliorer notre connaissance des textures optiques dans les serpentinites, comme cela a été fait pour les textures pseudomorphiques, et donc à faciliter des travaux ultérieurs dans ces roches.

II.2.1. Les blocs de serpentinites massives

II.2.1.a. A l'affleurement

Le chapitre précédent a permis de définir l'aspect général des serpentinites californiennes à l'affleurement et de distinguer les structures majeures de déformation. Nous allons maintenant descendre d'une échelle d'observation en nous focalisant tout d'abord sur les blocs massifs de serpentinites. Les photos qui suivent illustrent la géométrie et les textures macroscopiques de blocs représentatifs de taille moyenne (quelques dizaines de cm).

Trois « zones » sont visibles à l'œil nu depuis le centre jusqu'à la périphérie (Fig. II.2-1). La partie centrale semble assez homogène avec des reliques visibles de pyroxènes altérés (taches noires) et quelques veines fibreuses blanches très fines.

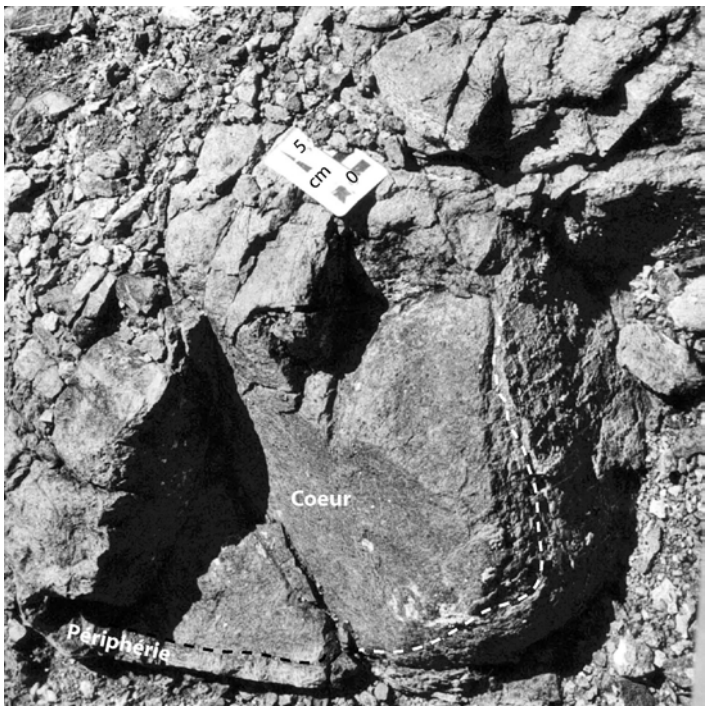


Fig. II.2-1 : Bloc entier de serpentinites qui permet une observation en coupe. Il est possible de distinguer la partie centrale (cœur) de la zone périphérique bleutée. La limite entre les deux est soulignée par les traits pointillés.

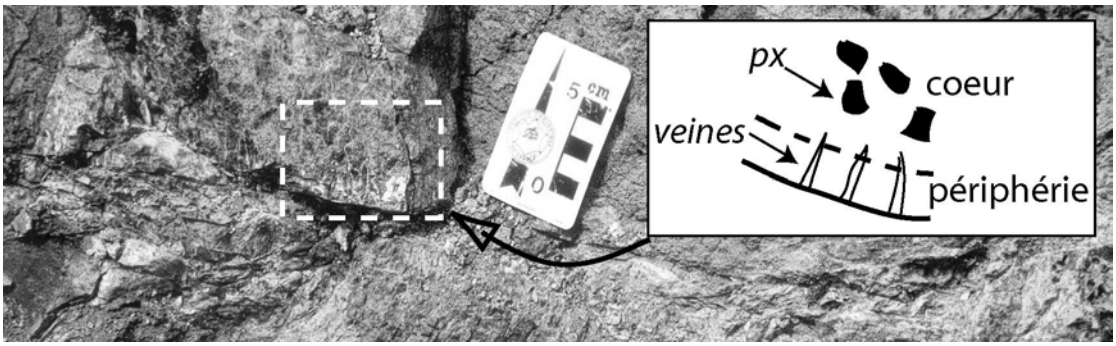


Fig. II.2-2 : Schéma simplifié d'une limite de bloc (Px=pyroxène).

A la périphérie, un anneau plus sombre est recoupé par des veines bleu clair orientées perpendiculairement à la surface du bloc (Fig. II.2-2). Ces veines forment un réseau carré visible en coupe transverse qui rappelle les figures de dessiccation des évaporites ou de refroidissement des dykes (Fig. II.2-3).

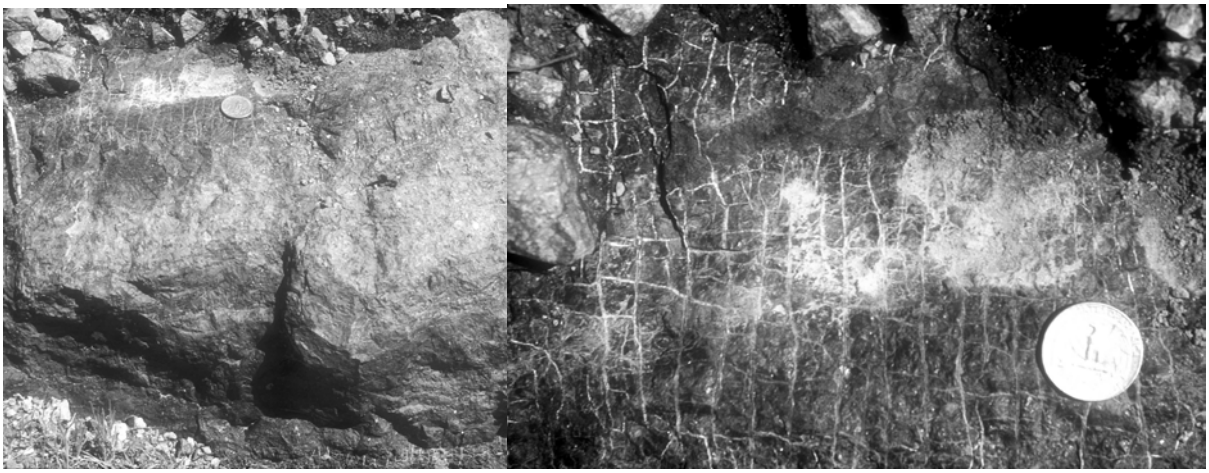


Fig. II.2-3 : *A gauche* : bloc de serpentinite qui présente, sur une surface, une coupe de la zone périphérique. Un grossissement de cette partie est disponible sur *l'image de droite* qui illustre bien le réseau carré des veines radiales.

Un anneau supplémentaire englobe le tout et constitue la couche bleu turquoise qui recouvre la très grande majorité des blocs de serpentinites massives. Cette couche est d'épaisseur variable, comprise entre quelques millimètres et quelques centimètres, comme un remplissage inter-bloc qui dépendrait de la place disponible. D'apparence vitreuse, elle semble aussi parfois fibreuse, avec des fibres longues parallèles au plan de glissement. Mais ces fibres n'ont pas l'allure classique des fibres de chrysotile, facilement détachables. En effet, cette couche compacte et résistante n'est pas facilement friable.

Pour les raisons mentionnées au §II.1.2 et aussi dans un souci de calibration des interprétations, nous avons choisi de détailler l'étude des veines spécifiquement dans des échantillons provenant d'un même affleurement : Blue Canyon (échantillons SY-). Ils ont été récoltés dans les serpentinites massives peu altérées en dehors de la zone de gouge. Cependant, les observations qui suivent sont représentatives d'une grande majorité des serpentinites massives californiennes.

II.2.1.b. Texture de la matrice

Les serpentinites montrent une texture maillée ou en sablier (Fig. II.2-4) accompagnées de bastites et de magnétites, caractéristiques d'une serpentinisation statique océanique (Wicks & Whittaker, 1977).

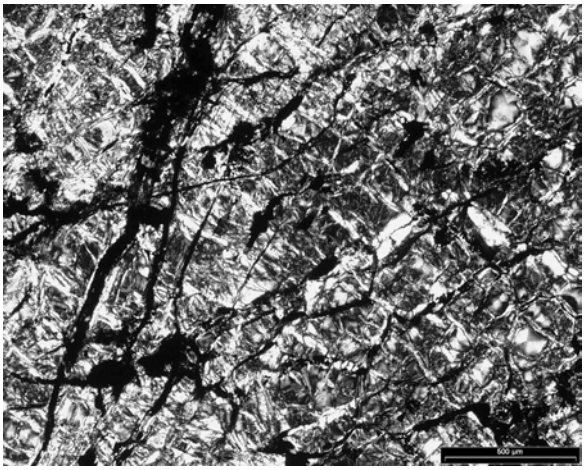


Fig. II.2-4 : Texture pseudomorphique de serpentinisation de l'olivine. Les anciens contours des grains d'olivine sont préservés par le réseau maillé. Le cœur des mailles est soit isotrope soit en sablier. La texture en sablier est bien visible sur la partie inférieure droite de la photo. Cette texture comprend le plus souvent des veines de magnétite, en noir sur la photo. Image au microscope optique en LPA.

Fig. II.2-5 : Reliques des minéraux constitutifs de l'ancienne péridotite et textures de remplacement (image en LPA) :
ol=olivine ; px=pyroxène ; bst=bastite ; serp=serpentine ; mgt=magnétite

Ces textures sont qualifiées de pseudomorphiques car elles témoignent du remplacement progressif des minéraux du protolite tout en gardant la trace de leurs contours. Les textures maillées ou en sablier marquent le remplacement de grains d'olivine par un assemblage de lizardite (majoritaire), chrysotile, serpentine polygonale et d'un matériel mal cristallisé (Viti & Mellini, 1998). Le fer, non accommodé par les serpentines, forme classiquement des grains de magnétite. Les bastites sont des textures représentatives de l'altération des pyroxènes en lizardite qui préservent la trace du minéral et de ses clivages. Quelques reliques de clinopyroxènes, orthopyroxènes, olivine et spinelle (chromifères) oxydés sont visibles au cœur des blocs (Fig. II.2-5), ce qui confirme que la roche serpentinisée était une péridotite. Des grenats hydratés, identifiés par diffraction des rayons X et analysés à la microsonde, sont observés dans quelques échantillons et sont souvent localisés en bordure des veines et dans les plans de clivage des bastites.

Un gradient de serpentinisation croissant est observable depuis le centre des blocs jusqu'à la périphérie. Cette constatation, ainsi que les différentes zones notées dans ces blocs indépendants, rappelle la description du « kernel pattern » de O'Hanley (1992) associé aux zones de cisaillement. Cependant, la transition entre zones totalement et partiellement serpentinisées n'est pas si franche que celle décrite par l'auteur. Les bastites montrent parfois des textures microgrenues en croix (Fig. II.2-6), semblables à celle de certaines veines, qui semblent remplacer les textures initiales de serpentinisation. Elles sont similaires à celles de certaines veines et nous les étudierons plus en détail par la suite (§II.2-4).

Fig. II.2-6 : Deux types de bastites (bst) sont observés : celui du bas a une texture homogène tandis que celui du haut de l'image possède une texture microgrenue.

Quelques rares cristaux d'antigorite ont été observés sur un seul échantillon et du talc a été identifié très localement dans une veine à dominante de serpentine. Il est difficile de préciser leur relation génétique. Il n'a pas été noté d'indices d'un métamorphisme de haute température à part la présence très locale de ces deux minéraux. Les analyses chimiques microsondes réalisées dans les serpentines pseudomorphiques (Fig. II.2-7) ne révèlent pas de taux anormalement élevés d'aluminium qui justifieraient la persistance à plus haute température de la lizardite océanique (cf. §I.1-3). Le diagramme de stabilité des serpentines ne nous permet pas de tracer avec précision les chemins pression-température empruntés par ces roches ni les conditions maximales atteintes au cours de leur histoire complexe. Cependant, la conservation des textures océaniques et la quasi-absence de l'antigorite suggèrent tout de même des températures maximales de 450-500°C. Nous verrons ce qu'il en est dans les veines au paragraphe suivant.

Des analyses chimiques à la microsonde électronique ont été réalisées ponctuellement dans la matrice (roche hors veines) à proximité de la surface des blocs car c'est là que se localisent les veines qui font l'objet de notre étude. Le but ici est d'étudier la composition moyenne globale

des serpentinites massives de Blue Canyon à proximité des veines et de définir leur gamme de variation. Deux types de textures ont été différenciés et sont référencés sous le nom de bastite et mesh (texture maillée, centre et périphérie de la maille confondues). Des analyses ont été faites sur différents échantillons de cette zone (Santa Ynez) et sont répertoriées dans le tableau qui suit (Fig. II.2-7).

N°ech	Texture	Cr_2O_3	MnO	Cl	F	K_2O	Na_2O	FeO	NiO	TiO_2	SO_2	SiO_2	MgO	Al_2O_3	Tot
SY28	**bastite**	0,9	-	0,2	0,2	-	-	6,9	0,1	-	0,2	36,4	35,0	4,5	84,7
SY28	**bastite**	1,0	-	0,3	-	-	-	5,9	0,2	-	0,1	35,8	36,8	3,9	84,2
SY1	**bastite**	0,9	0,1	0,2	-	-	-	7,2	0,1	-	-	36,0	35,4	3,4	83,7
SY1	**bastite**	0,6	0,1	0,2	-	-	-	6,6	0,1	0,1	-	36,6	35,6	3,3	83,5
SY4	**bastite**	0,7	-	0,2	-	-	-	6,6	0,2	0,1	-	37,0	35,9	3,0	84,0
SY4	**bastite**	0,6	-	0,4	-	-	-	6,2	0,2	-	-	36,5	35,5	3,4	83,1
SY25	**bastite**	0,7	0,1	-	-	-	-	7,5	0,2	-	0,2	36,2	33,7	4,1	82,9
		Cr	**Mn**	**Cl**	**F**	**K**	**Na**	**Fe**	**Ni**	**Ti**	**S**	**Si**	**Mg**	**Al**	**Tot**
SY28	**bastite**	0,04	-	0,02	0,04	-	-	0,29	0,00	-	0,01	1,81	2,60	0,26	5,06
SY28	**bastite**	0,04	-	0,02	-	-	-	0,25	0,01	-	0,01	1,79	2,74	0,23	5,09
SY1	**bastite**	0,04	0,00	0,02	-	-	-	0,31	0,01	-	-	1,82	2,67	0,20	5,07
SY1	**bastite**	0,02	0,00	0,02	-	-	-	0,28	0,01	0,00	-	1,85	2,68	0,20	5,06
SY4	**bastite**	0,03	-	0,02	-	-	-	0,28	0,01	0,00	-	1,86	2,68	0,18	5,05
SY4	**bastite**	0,02	-	0,03	-	-	-	0,26	0,01	-	-	1,85	2,67	0,20	5,06
SY25	**bastite**	0,03	0,00	-	-	-	-	0,32	0,01	-	0,01	1,85	2,56	0,24	5,02
		Cr_2O_3	**MnO**	**Cl**	**F**	**K_2O**	**Na_2O**	**FeO**	**NiO**	**TiO_2**	**SO_2**	**SiO_2**	**MgO**	**Al_2O_3**	**Tot**
SY28	**mesh**	-	-	0,1	-	-	-	5,1	0,4	-	0,2	39,1	37,2	1,0	83,5
SY25	**mesh**	-	-	1,1	-	-	-	6,6	0,4	-	-	38,0	35,9	1,8	84,0
SY25	**mesh**	-	-	1,3	-	-	-	6,7	0,3	-	0,1	38,5	36,2	1,8	85,1
SY25	**mesh**	-	-	-	-	-	-	5,4	0,4	-	-	39,9	37,3	1,7	85,1
SY25	**mesh**	-	-	0,1	-	-	-	3,2	0,3	-	-	41,7	40,2	0,4	86,1
SY1	**mesh**	0,1	-	-	-	-	-	6,1	0,1	-	-	41,5	35,0	1,7	85,0
SY4	**mesh**	-	-	0,2	-	-	-	4,9	0,2	-	0,2	39,7	37,1	1,2	83,8
SY32	**mesh**	0,1	-	0,3	-	-	-	3,9	0,2	-	0,2	40,9	38,1	0,4	84,5
SY32	**mesh**	-	-	-	-	-	-	3,6	-	-	-	42,8	38,6	0,1	85,4
SY32	**mesh**	0,2	-	0,1	0,1	-	-	4,7	-	-	-	41,8	37,0	0,2	84,3
SY32	**mesh**	0,2	-	-	-	-	-	4,6	-	-	0,1	41,3	37,9	0,2	84,5
		Cr	**Mn**	**Cl**	**F**	**K**	**Na**	**Fe**	**Ni**	**Ti**	**S**	**Si**	**Mg**	**Al**	**Tot**
SY28	**mesh**	-	-	0,01	-	-	-	0,22	0,02	-	0,01	1,94	2,76	0,06	5,02
SY25	**mesh**	-	-	0,09	-	-	-	0,28	0,02	-	-	1,91	2,68	0,11	5,08
SY25	**mesh**	-	-	0,11	-	-	-	0,28	0,01	-	0,01	1,91	2,67	0,11	5,09
SY25	**mesh**	-	-	-	-	-	-	0,22	0,02	-	-	1,95	2,72	0,10	5,01
SY25	**mesh**	-	-	0,01	-	-	-	0,13	0,01	-	-	1,98	2,85	0,02	5,01
SY1	**mesh**	0,00	-	-	-	-	-	0,25	0,00	-	-	2,02	2,54	0,10	4,94
SY4	**mesh**	-	-	0,02	-	-	-	0,20	0,01	-	0,01	1,96	2,73	0,07	5,02
SY32	**mesh**	0,00	-	0,02	-	-	-	0,16	0,01	-	0,01	1,99	2,77	0,02	5,00
SY32	**mesh**	-	-	-	-	-	-	0,14	-	-	-	2,04	2,75	0,01	4,95
SY32	**mesh**	0,01	-	0,00	0,02	-	-	0,19	-	-	-	2,04	2,68	0,01	4,96
SY32	**mesh**	0,01	-	-	-	-	-	0,19	-	-	0,00	2,01	2,75	0,01	4,98

Fig. II.2-7 : Valeurs représentatives des analyses réalisées à la microsonde électronique dans les serpentinites massives. Les résultats sont donnés en % massiques d'oxydes (wt %) puis les formules structurales calculées sur la base de 7 oxygènes sont donnés en a.p.f.u. (atom per formula unit). Les mesures ont été faites dans différents échantillons (c'est-à-dire différents blocs) provenant du même endroit (Santa Ynez -SY-) et toujours à proximité de la surface des blocs car c'est là que se localisent les veines étudiées.

Il existe une distinction claire entre les bastites et le reste de l'encaissant. Comme cela avait déjà été noté (Dungan 1979), les serpentines qui composent les bastites gardent une trace de la chimie des pyroxènes parents marquée par un enrichissement en chrome et en aluminium, dont les teneurs sont comprises ici entre 0.6 % et 0.9 % de Cr_2O_3 et 3% et 4,5% de Al_2O_3. Elles sont aussi riches en fer (6 à 7,5% FeO). Les bastites ont une composition relativement homogène à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince, par opposition au reste de la matrice. En effet, d'un point à l'autre d'un échantillon et d'un échantillon à l'autre, la composition du reste de l'encaissant varie, surtout pour les teneurs en Ni, Al et Fe. Il a été montré qu'entre le centre et la périphérie d'une maille la composition chimique pouvait varier et que le Ni était une trace de la composition de l'olivine que l'on retrouve plutôt dans la périphérie des mailles (Dungan, 1979 ; Viti & Mellini, 1998). Les mêmes auteurs reportent une tendance à des teneurs plus élevées en Al au centre des mailles (jusqu'à 3% Al_2O_3). Nos analyses confirment l'absence du Cr en dehors des bastites et une légère tendance à des teneurs plus élevées en Ni dans certaines zones des mailles. Mais du Ni est aussi régulièrement détecté dans les bastites en quantité inférieure. La teneur en Al de la matrice en dehors des bastites est relativement plus faible et varie de 0,2 pour l'échantillon le plus pauvre (SY32) à 1,8 % Al_2O_3. Les teneurs maximales en Fe sont comparables partout dans la matrice mais peuvent descendre plus bas en dehors des bastites (jusqu'à 3,2% FeO). Les teneurs en Fe peuvent aussi varier au sein d'un même échantillon. La variabilité chimique au sein de la texture maillée d'un échantillon peut donc s'expliquer par la variabilité des textures représentatives des minéraux remplacés pendant la serpentinisation. L'inhomogénéité chimique entre textures analogues a déjà été notée par Viti & Mellini (1998) pour des serpentinites rétrogrades de l'Ile d'Elbe. Il est probable que la composition chimique et la répartition spatiale des minéraux du protolite soit inhomogène. Cela, ajouté à de potentielles différences dans les conditions de serpentinisation de ces roches (distribution inhomogène du fluide dans la matrice, rapport eau/roche), pourrait expliquer cette variabilité. La présence quasi-systématique du Cl en traces, qui peut être incorporé dans les serpentines par substitution de OH, peut refléter la contribution de l'eau de mer lors de la serpentinisation des péridotites (Steuber et al., 1968 ; Rucklidge, 1972).

II.2.1.c. Les veines de serpentine

Différentes générations de veines ont été distinguées par leurs propriétés texturales au microscope optique en lumière polarisée analysée (LPA). Cinq types majeurs ont été

identifiés que l'on nommera de manière descriptive et dans un souci d'analogie avec des veines d'autres minéraux (calcite, quartz) : **1) veines fibreuses** (fibrous veins sensu stricto), **2) veines rubanées** (banded veins ou crack-seal type veins), **3) veines microgrenues lamellaires**, **4) veines microgrenues sphérolitiques** et **5) veines isotropes**. Une dernière génération de veines de calcite, marquant sans doute des circulations fluides tardives, recoupe toutes les autres mais elle ne fait pas l'objet de cette étude. Ces veines, photographiées au microscope optique en LPA sont présentées ci-dessous (Fig. II.2-8 à -12) avec, pour certaines, un zoom de la texture en médaillon.

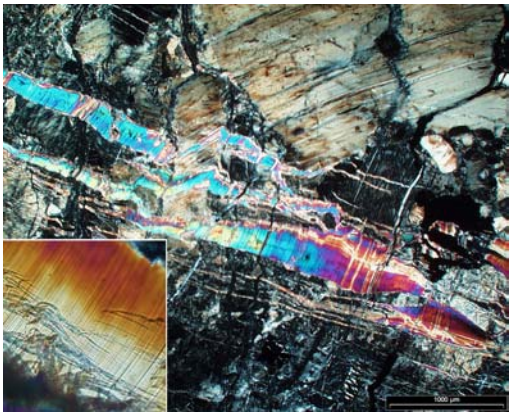


Fig. II.2-8 : Type 1, Veine fibreuse

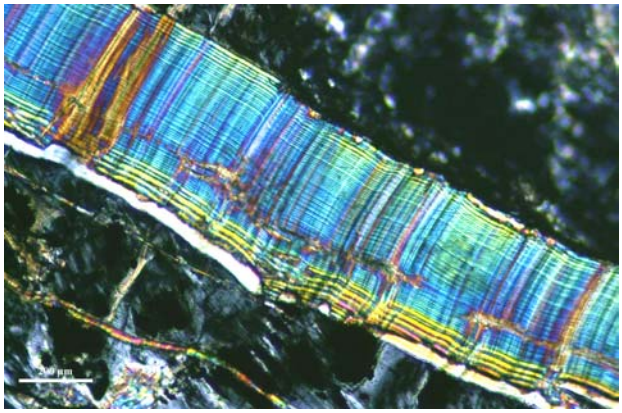


Fig. II.2-9: Type 2, Veine rubanée ou de type crack-seal

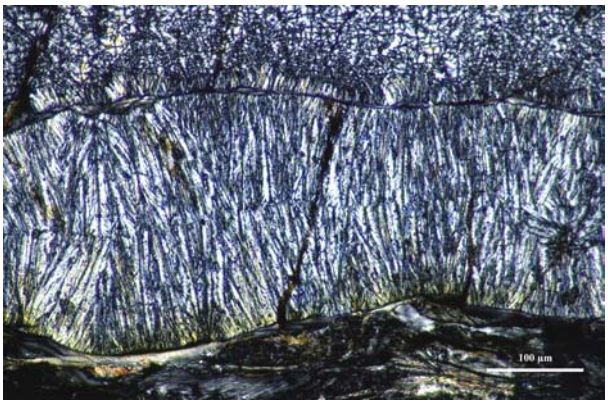


Fig. II.2-10 : Type 3, Veine microgrenue lamellaire

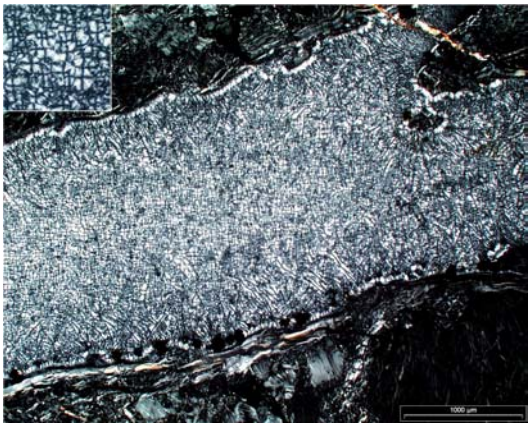


Fig. II.2-11: Type 4, Veine microgrenue sphérolitique

Fig. II.2-12 : Type 5, Veine isotrope

Les veines de serpentine sont de morphologie et d'orientation variables et leurs textures suggèrent que la nature et/ou la croissance du minéral de remplissage soient différentes. La nature du remplissage ne sera accessible qu'au microscope électronique (à balayage et en transmission) à cause de la trop petite taille des grains par rapport à la résolution du microscope optique (~1µm).

Il est possible d'établir une chronologie relative entre ces veines sur la base de leurs recoupements. *Les veines fibreuses (type 1)* (Fig. II.2-8) sont généralement peu étendues ce qui peut expliquer le fait qu'elles soient peu recoupées par les autres. Elles traversent les textures pseudomorphiques sans suivre préférentiellement la limite des anciens grains d'olivine (veine transgranulaire) et ne sont influencées que par les plans de clivage des anciens pyroxènes bastitisés. Il est d'ailleurs fréquent qu'elles se développent le long de ces plans de clivage ou bien le long des fractures affectant des grains de magnétite ou d'anciens spinelles. Elles forment des lentilles ayant la section en amande des fentes de tension avec une orientation qui tend à être parallèle à la surface des blocs (Fig. II.2-8). Elles ne semblent alors pas connectées entre elles et ne représentent donc pas des chemins de circulation des fluides.

Il est possible d'observer des veines rubanées (type 2) les recoupant. *Les veines de type 2* (Fig. II.2-9) se développent perpendiculairement et parallèlement à la surface des blocs et se recoupent entre elles mais elles sont toujours recoupées par les veines de types 3, 4 et 5. Les autres types de veines se développent plutôt perpendiculairement à la surface des blocs recoupant le plus souvent les veines précédentes (types 1 et 2). *Les veines de type 3* (microgrenues lamellaires) et *4* (microgrenues sphérolitiques) (Fig. II.2-10 et -11) ne présentent pas non plus de chronologie relative claire, et sont supposées contemporaines. Elles ont, de plus, des morphologies similaires. *Les veines de type 5* (isotropes) recoupent toutes les autres (Fig. II.2-12) ce qui leur confère le statut de veines les plus récentes (parmi les veines de serpentine). La numérotation des veines est donc relative à leur chronologie, sachant que celle des types 3 et 4 est mal définie.

Il est possible de classer ces veines en terme de vitesse d'ouverture d'après des critères morphologiques et texturaux (Cox, 1991). Plus précisément, la classification se fait par comparaison entre vitesse d'ouverture et vitesse de croissance des minéraux de remplissage.

Nous avons donc classé les veines de serpentines selon ces critères, d'après des observations en microscopie optique, et cela aboutit aux trois grands types suivants: les veines à ouverture lente (Vitesse d'ouverture = Vitesse de croissance), les veines à ouverture saccadée (plusieurs épisodes d'ouverture et de croissance avec Vitesse d'ouverture >Vitesse de croissance), et les

veines à ouverture rapide (Vitesse d'ouverture >Vitesse de croissance). La figure ci-dessous illustre cette classification (Fig. II.2-13) avec les histoires d'ouverture et de colmatage correspondantes.

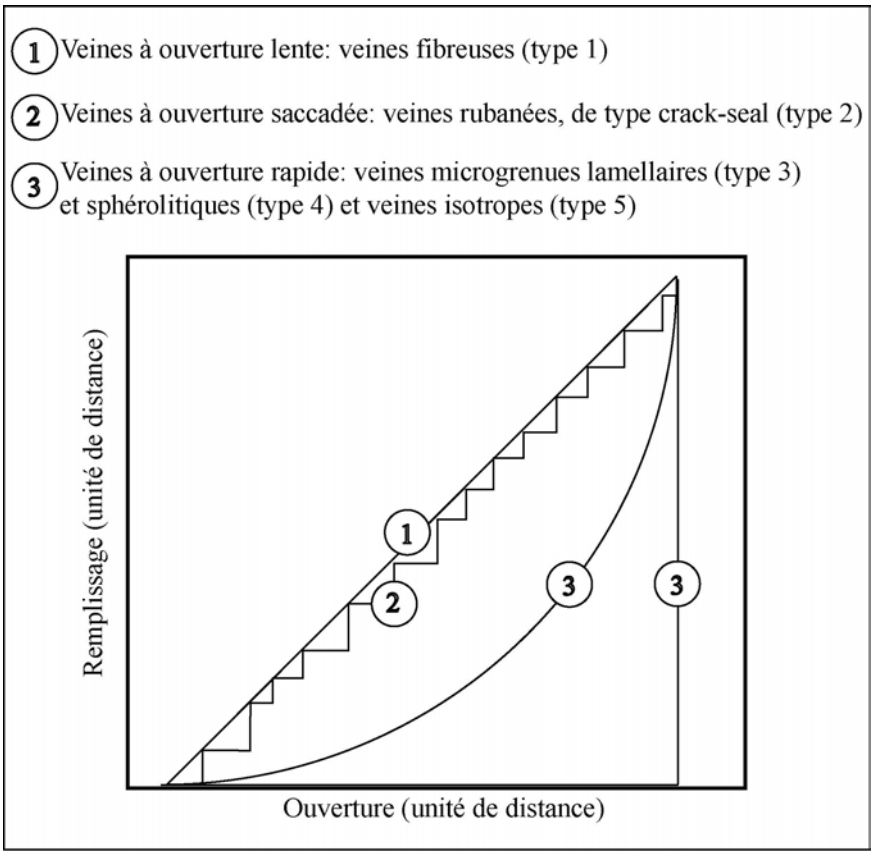


Fig. II.2-13 : Figure illustrant le classement des trois types de veines de serpentines d'après les deux facteurs qui influencent majoritairement les structures internes des veines en général : la vitesse d'ouverture par rapport à la vitesse de croissance des espèces minérales. Ces deux paramètres sont représentés sur le diagramme au travers d'unités de distance arbitraires d'ouverture et de remplissage minéral (inspirée de la figure 2 de Cox, 1991).

Certaines veines semblables en apparence ont déjà été observées optiquement, suivant la même chronologie, dans des serpentinites océaniques (Dilek et al., 1997, Stamoudi, 2002, Mével, 2003). O'Hanley (1996) décrit aussi dans son livre quelques veines avec des critères descriptifs définis auxquels nous tenterons de nous référer. Les différentes textures des veines de serpentines n'ont donc pas été toutes observées en lames minces et à ma connaissance peu d'études ont été poussées à l'échelle des grains avec un souci de repérage en fonction des structures, sauf dans des types de veines particulières que nous n'avons pas observé dans nos échantillons (Viti & Mellini, 1996, 1997). D'autre part, elles n'ont pas été interprétées en terme de mécanismes de formation et de microstructures de serpentines associées. Nous nous efforcerons donc, dans l'étude qui suit, de discuter l'éventuel lien entre les mécanismes de formation des veines, les conditions de croissance et l'occurrence des différentes microstructures de serpentines associées. Cela nécessite une bonne caractérisation des textures optiques et des observations à différentes échelles, mettant en jeu la microscopie éléctronique (Technique en annexe B).

II.2.2. Ouverture lente : les veines fibreuses

II.2.2.a. Texture et morphologie

La texture fibreuse de ce type de veine est visible à l'oeil nu dans les échantillons massifs. Ce sont des veines assez fines, de quelques millimètres d'épaisseur. Les fibres indépendantes sont transparentes à blanches et facilement détachables à l'ongle ce qui témoigne de leur faible cohésion. Fréquemment observées dans les serpentinites, elles sont caractéristiques d'un remplissage de fibres de chrysotile. Au microscope optique, en lumière polarisée non analysée (LP), elles sont blanches à transparentes. Sous l'analyseur (LPA), les fibres ont une extinction droite et prennent souvent des teintes de biréfringence anormales comprises entre le premier ordre et le début du deuxième, ce dernier n'étant pas communément décrit pour le chrysotile (Roubaut et al., 1982.). Dans tous les cas, les fibres sont strictement parallèles entres elles et pas nécessairement perpendiculaires aux épontes. Ces dernières sont irrégulières et superposables de part et d'autre de la veine. Aucun rubanement parallèle aux épontes n'est observé, ce qui les différencie des veines de type 2.

Des analyses chimiques réalisées à la microsonde électronique dans des veines fibreuses lenticulaires, longues de plusieurs centimètres, sont présentées dans le tableau qui suit (Fig. II.2-14). Différents types d'encaissant ont été choisis : matrice variée, clivage d'une bastite, matrice plus pauvre en Al sans bastite à proximité.
La variabilité chimique de ces veines analogues d'un échantillon à l'autre n'est pas négligeable. La composition chimique d'une même veine est par contre très homogène. Cependant, il est clair qu'elles reflètent la variabilité chimique de l'encaissant proche pour l'ensemble des éléments (cf. Fig. II.2-7) ce qui suggère un contrôle externe de la composition chimique. La quantité de Cr intégré par les fibres semble liée à la proximité des bastites même si la quantité incorporée est relativement faible. Les teneurs en Fe et Al sont très variables, de 4,4 à 6,2% pour FeO et de 0,1 à 1,2 % pour Al_2O_3. La quantité d'Al dans les fibres semble proportionnelle à celle de l'encaissant proche mais, comme pour le Cr, la quantité intégrable semble limitée puisque la veine, qui croît dans la bastite, intègre au maximum 1,2% d'Al_2O_3 alors que la bastite en contient plus de 3%. Nous avons déjà vu que la structure enroulée du chrysotile tolère une quantité limitée de Al mais la limite proposée par Wicks & O'Hanley (1988) était plus haute (3,7% de Al_2O_3 , cf. §I.1.3).

N°ech	Cr_2O_3	MnO	Cl	F	K_2O	Na_2O	FeO	NiO	TiO_2	SO_2	SiO_2	MgO	Al_2O_3	Tot
Dans une zone à matrice variée (latéralement)														
SY28	-	0,1	-	-	-	-	5,4	0,3	-	0,3	40,4	35,9	0,9	83,5
SY28	-	0,1	0,1	-	-	-	5,1	0,2	-	0,3	40,2	36,5	0,9	83,5
SY28	-	0,1	0,1	-	-	-	5,1	0,2	-	0,1	43,3	36,6	1,2	86,8
SY28	-	0,1	0,1	-	-	-	5,2	0,2	-	0,2	42,0	37,4	1,1	86,5
SY28	-	0,1	0,1	-	-	-	5,4	0,2	-	0,2	41,7	36,7	0,8	85,3
Dans le plan de clivage d'une bastite														
SY1	0,2	0,1	0,3	-	-	-	6,2	0,1	-	-	39,2	33,9	1,2	81,5
SY1	0,2	0,1	0,3	-	-	-	6,1	-	-	-	39,3	33,0	1,2	80,5
Dans un échantillon dont la matrice est plus pauvre en Al														
SY32	-	-	-	1,3	-	-	4,5	-	-	-	41,2	39,9	-	87,1
SY32	-	-	-	0,2	-	-	4,4	-	-	-	42,2	40,5	0,1	87,6
SY32	-	-	-	0,5	-	-	4,4	-	-	-	42,4	40,1	-	87,6

	Cr	Mn	Cl	F	K	Na	Fe	Ni	Ti	S	Si	Mg	Al	Tot
Dans une zone à matrice variée (latéralement)														
SY28	-	0,00	-	-	-	-	0,23	0,01	-	0,01	2,00	2,65	0,05	4,96
SY28	-	0,00	0,01	-	-	-	0,21	0,01	-	0,01	1,99	2,69	0,05	4,98
SY28	-	0,00	0,01	-	-	-	0,20	0,01	-	0,01	2,05	2,58	0,07	4,92
SY28	-	0,00	0,01	-	-	-	0,21	0,01	-	0,01	2,00	2,66	0,06	4,96
SY28	-	0,00	0,01	-	-	-	0,22	0,01	-	0,01	2,02	2,65	0,05	4,96
Dans le plan de clivage d'une bastite														
SY1	0,01	0,00	0,02	-	-	-	0,27	0,00	-	-	2,00	2,58	0,07	4,97
SY1	0,01	0,00	0,03	-	-	-	0,26	-	-	-	2,03	2,54	0,07	4,95
Dans un échantillon dont la matrice est plus pauvre en Al														
SY32	-	-	-	0,19	-	-	0,18	-	-	-	1,95	2,82	0,00	5,14
SY32	-	-	-	0,02	-	-	0,17	-	-	-	1,98	2,84	0,01	5,03
SY32	-	-	-	0,07	-	-	0,17	-	-	-	1,99	2,80	-	5,04

Fig. II.2-14: Valeurs représentatives des analyses réalisées à la microsonde électronique dans les veines fibreuses de serpentines. Les résultats sont donnés en % massiques d'oxydes (wt %) puis les formules structurales calculées sur la base de 7 oxygènes sont donnés en a.p.f.u. (atom per formula unit). Les mesures ont été faites dans différents échantillons (c'est-à-dire différents blocs) provenant du même endroit (Santa Ynez, SY)

Contrairement à Al et Cr, les teneurs en FeO sont similaires aux valeurs des différents encaissants considérés ce qui suggère, soit que la quantité de Fe incorporable n'est pas limitée au moins jusqu'à 6,2% de FeO (par opposition à Al), soit que le Fe est préférentiellement incorporé ce qui laisse moins de place dans la structure pour d'autres substitutions. Une dernière possibilité concerne la mobilité relative des éléments. Dungan (1979) avait constaté que la mobilité de Cr et Al, qui tendent à rester au sein des bastites, était limitée au cours de la serpentinisation, tandis que le fer, plus distribué au sein des textures, devait être plus mobile. De plus, la dépendance de la chimie des veines à celle de l'encaissant souligne un transfert de matière sur de courtes distances et la proximité de la source de matière. Cela est en accord avec un mode de transfert des éléments vers la veine par un mécanisme de diffusion, en phase fluide puisque nous sommes dans un milieu en permanence hydraté avec une matrice inhomogène et poreuse à l'échelle du grain.

II.2.2.b. Microtextures internes (nanoéchelle)

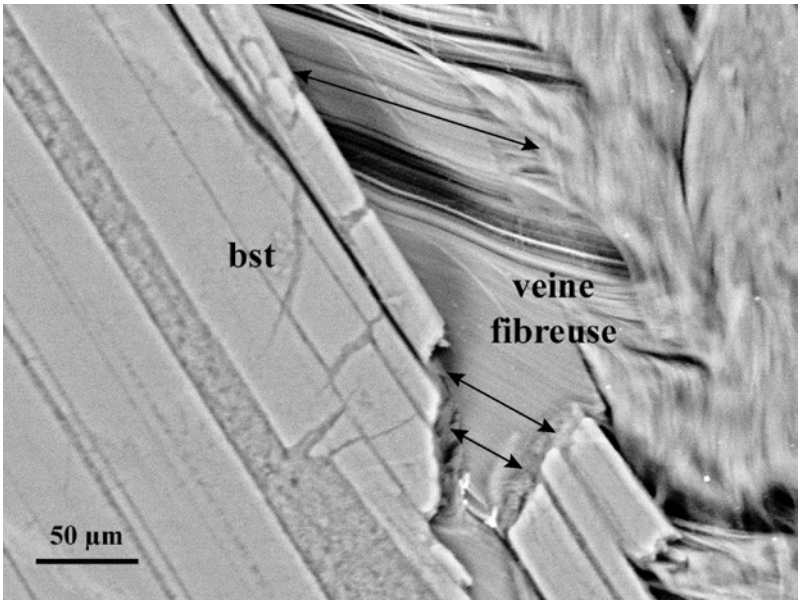


Fig. II.2-15 : Croissance d'une veine fibreuse au sein d'un pyroxène serpentinisé (bst=bastite). Les flèches indiquent l'allongement des fibres, représentatif du vecteur déplacement. (Image réalisée en mode électrons secondaires).

La figure II.2-15 illustre bien le fait que les fibres ne sont pas forcément perpendiculaires aux épontes et qu'elles indiquent donc le vecteur déplacement. Le développement de ce type de veine peut se faire soit en empruntant les plans de fragilité disponibles (ici les plans de clivage) soit de manière transgranulaire (partie inférieure de la veine, Fig. II.2-15).

Il est fréquent que ces veines soient plissées ce qui témoigne d'une accommodation à une compression. La figure II.2-16 (gauche) montre, qu'au-delà d'une certaine contrainte, les fibres flexueuses perdent leur élasticité et se plient sous la contrainte mais ne se cassent pas. Les « cassures » au niveau de ces veines s'apparentent plus à des plans de glissement et ne se font qu'à l'interface entre les fibres, parallèlement à leur allongement (Fig. II.2-16, droite). Cela doit être facilité par le fait que les fibres sont tangentes et donc non reliées entre elles.

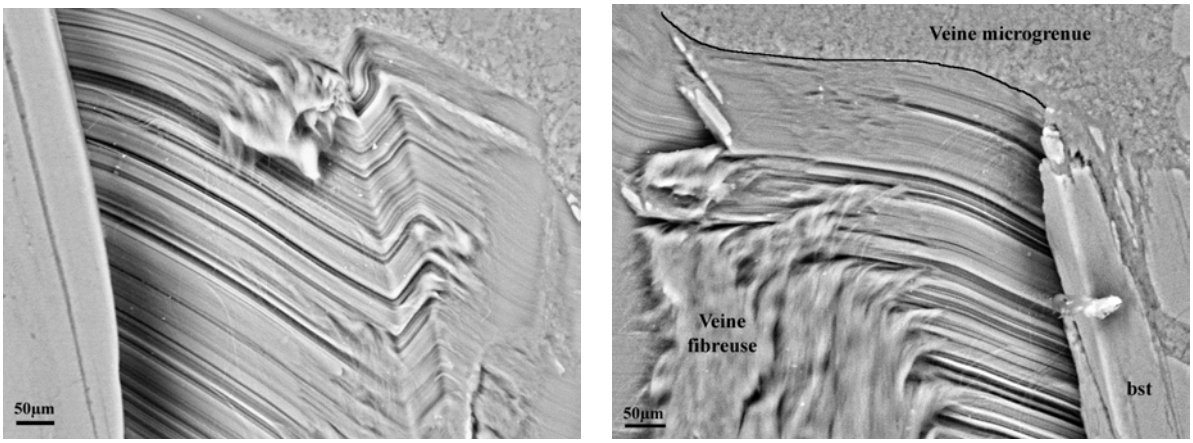


Fig. II.2-16: Image réalisée en mode électrons secondaires sur lame mince. Le polissage tend à arracher les fibres flexueuses. La photo de *gauche* représente des chrysotiles plissées dans une veine fibreuse. La photo de *droite* montre une veine fibreuse recoupée par une veine microgrenue. La cassure s'effectue le long des tubes.

La caractérisation fine au MET de la nature du remplissage des veines fibreuses permet de conclure en l'unique présence du chrysotile. L'observation à cette échelle permet aussi de voir qu'il s'agit de monotubes continus de chrysotile qui peuvent être suivis sur toute la largeur de la veine (Fig. II.2-17). Leur croissance se fait le long de leur axe d'enroulement [100], qui est aussi comme le prévoit la théorie, l'axe suivant lequel les liaisons sont les plus denses (covalentes). Les diamètres externe et interne des tubes sont très homogènes et d'environ 20 nm et 7 nm respectivement. Le contact entre veine et encaissant est le plus souvent matérialisé par un interstice nanométrique (Fig. II.2-18), parfois rempli d'une phase mal cristallisée à partir de laquelle les fibres semblent croître. Cela a également été noté sur des veines fibreuses appartenant à des échantillons d'origine différente (Alpes : Baronnet & Belluso, 2002 ; Cuba : Devouard, com. pers.). L'image (Fig. II.2-19) réalisée par B. Devouard dans un échantillon de Cuba est particulièrement représentative. Cette phase mal cristallisée rappelle la protoserpentine, phase précurseur des nanotubes de chrysotile dans les expériences de synthèse (Devouard , 1995 ; Grauby et al., 1998) et dans les veines de type crack-seal (cf. §II.2.3.a). Une telle phase, peu stable, est particulièrement sensible à l'amincissement et n'est par conséquent que rarement préservée pour les observations MET.

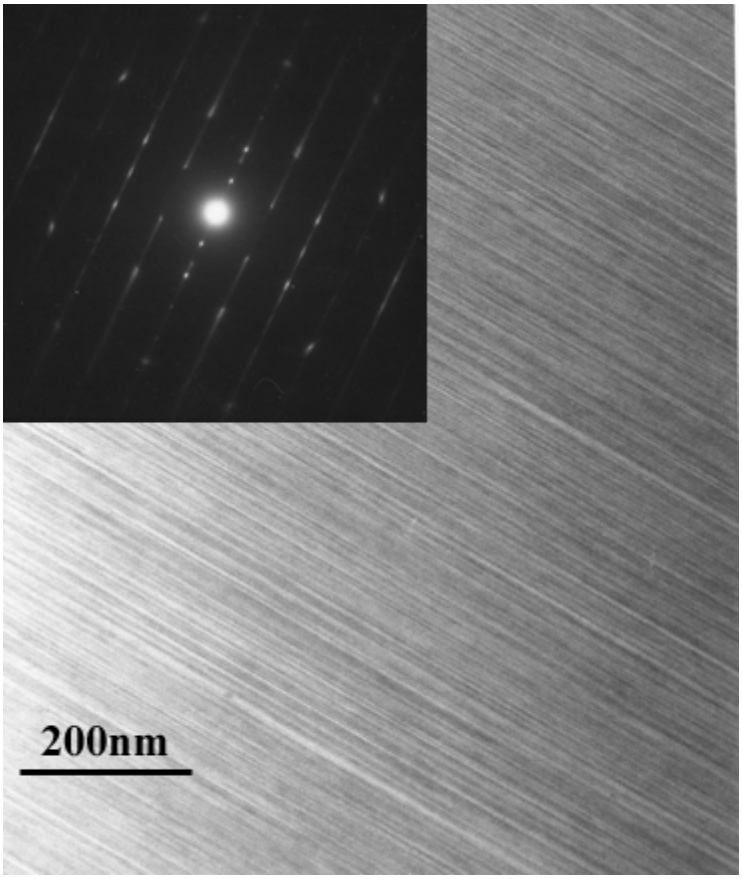


Fig II.2-17: Image MET des sections allongées de tubes de chrysotile parallèles qui remplissent les veines fibreuses. Le cliché de diffraction associé est en médaillon. L'allongement est selon [100]. La structure courbe (enroulement) est matérialisée dans cette direction par des traînées diffuses et centrifuges perpendiculaires à l'axe d'allongement sur le cliché de diffraction.

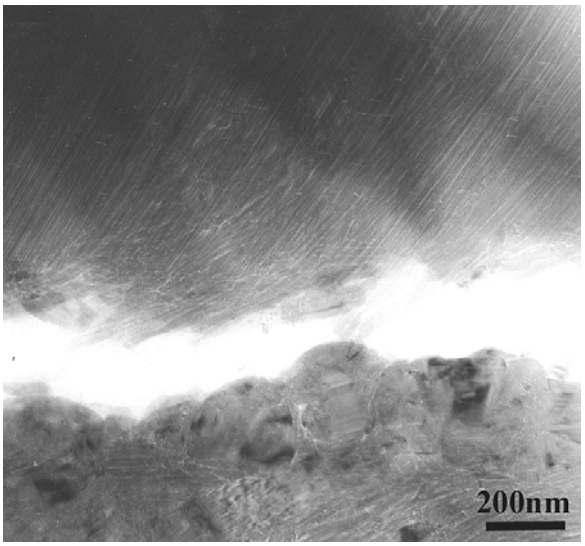


Fig. II.2-18 : Image MET d'un contact entre une veine fibreuse et son encaissant (échantillon de Californie, SY-28). La limite est marquée par un interstice nanométrique qui pourrait témoigner de l'ancien emplacement d'un matériel préférentiellement aminci similaire à celui observé dans d'autres échantillons (cf. texte).

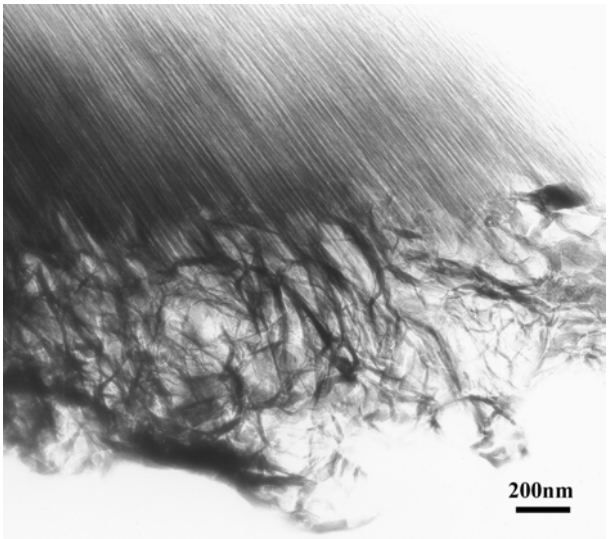


Fig. II.2-19 : Image MET d'un contact entre une veine fibreuse et son encaissant. Une zone poreuse de quelques centaines de nanomètres, remplie d'un matériel mal cristallisé marque cette limite. (Echantillon des Alpes, image B. Devouard)

II.2.2.c. Mécanisme de formation

Les veines fibreuses en général présentent depuis longtemps un intérêt majeur pour les reconstitutions cinématiques de la déformation (Durney & Ramsay, 1973 ; Passchier & Trouw, 1998). En effet, elles ont fréquemment été utilisées en tant que traceurs des paléodirections d'extension dans les roches ce qui sous-entend que les fibres ont une croissance syntectonique dont l'orientation est directement dépendante du champ de déformation (e.g. Durney & Ramsay 1973). Cependant, des études ont souligné qu'elles étaient des outils à utiliser avec précaution car les fibres ne traceraient pas toujours les directions d'ouverture (Van Der Pluijm, 1984 ; Cox, 1987) et ne seraient pas nécessairement syntectoniques (Means & Li, 2001). Il est donc important de bien contraindre le mécanisme de formation de ces veines avant de tenter d'en tirer une quelconque information cinématique. Deux modèles sont classiquement envisagés pour leur formation. L'un propose une formation des veines fibreuses par un mécanisme de crack-seal, c'est-à-dire de manière saccadée par une succession d'épisodes d'ouverture (fracturation) et de colmatage du crack supposé petit (cf. §II.2.3) (Ramsay, 1980). Une seconde hypothèse favorise l'association entre la morphologie fibreuse et un mécanisme de formation sans fracturation (Durney & Ramsay, 1973 ; Fisher & Brantley, 1992 ; Bons & Jessel, 1997). Dans ce dernier cas, la diffusion est alors le seul mode de transport envisageable des éléments vers la veine.

La grande majorité des études concerne des veines de quartz ou de calcite, qui peuvent croître sous forme de cristaux allongés dans des conditions de croissance particulières mais qui ne possèdent pas d'habitus fibreux « naturel ». Or, les serpentines ont un habitus fibreux naturel ce qui les éloigne un peu des cas classiques et justifie des considérations particulières. Les veines décrites ici possèdent un remplissage de monotubes de chrysotile qui croissent selon leur axe privilégié [100]. Aucune interruption de croissance ni figure de croissance incrémentale n'ont été observées sur toute la largeur de la veine, aussi bien à l'échelle de la lame mince qu'à celle des observations au MET. Cela suggère qu'il n'y a eu qu'un seul épisode de nucléation du chrysotile suivi par une croissance parallèle des tubes. La croissance parallèle a sans doute limité le développement latéral des tubes ce qui justifierait leurs diamètres externes homogènes et inférieurs à 20 nm. Ces valeurs pour les diamètres externes et internes, d'environ 20 nm et 7 nm encadrent la valeur théorique du rayon d'équilibre calculé par Baronnet & Devouard (1996) à 8 nm ce qui correspond à un diamètre de 16 nm. Il semble, en effet, que la croissance se soit davantage développée vers l'intérieur des tubes. Il n'existe pas non plus de ligne médiane au centre de la veine, sa croissance est donc antitaxiale avec un apport de matière latéral. L'orientation des tubes n'est pas nécessairement perpendiculaire aux épontes et aucune compétition de croissance n'est observée (toutes les fibres ayant la même largeur), comme cela devrait être le cas si leur croissance s'était faite librement dans un interstice ouvert. Cela signifie que le contact fibre-matrice a du être maintenu en permanence et donc que le mouvement du mur a guidé leur croissance. Elles se forment donc nécessairement lentement, avec une vitesse de croissance toujours égale à la vitesse d'ouverture, sans espace ouvert. Les analyses chimiques suggèrent une source d'élément très proche, en accord avec un nourrissage par diffusion. La vitesse d'ouverture doit être lente pour permettre simultanément le nourrissage par diffusion en phase fluide et le remplissage de la veine. Ces observations ne sont pas en accord avec le modèle de formation par un mécanisme saccadé, de type crack-seal, qui a été associé aux veines rubanées étudiées par ailleurs (cf. §II.2.3.a) dont les microstructures internes sont très différentes de celles des veines fibreuses. Il a été montré, lors de l'étude des crack-seal, que l'ouverture d'un interstice, même très petit, devrait créer une forte sursaturation relative à l'intérieur de l'interstice, donc favoriser un épisode de nucléation avec une « remise à zero » du système de croissance des espèces minérales. Une discontinuité de croissance devrait donc être observée ainsi qu'une croissance isotrope des minéraux, ce qui n'est pas le cas dans les veines fibreuses. Nos observations nous rapprochent donc plus, pour certains points, du modèle de formation des veines fibreuses sans fracturation. La simulation en laboratoire de ce type de veine confirme

la possibilité d'obtention d'une texture fibreuse sans fracturation, par croissance localisée des fibres dans des espaces poreux de l'encaissant soumis à de l'évaporation (Taber, 1916a&b ; Means & Li, 2001). Les auteurs proposent, dans ce cas, que la cristallisation des minéraux fibreux soit responsable de l'ouverture de la veine par la force de cristallisation exercée par les fibres sur les épontes. L'applicabilité de ces mécanismes dans la nature nécessite une autre cause que l'évaporation à la sursaturation du milieu de croissance, et la préexistence de pores ou de fractures le long desquels la cristallisation va se localiser. Dans leurs expériences, Bons & Jessell (1997) proposent le fluage par dissolution-cristallisation sous contrainte comme moteur du transport de matière par diffusion.

Dans les veines fibreuses de serpentines, les fibres montrent très peu de cohésion avec l'encaissant et un interstice poreux est observé au contact entre la veine et l'encaissant. La microporosité observée suggère un régime extensif. Il est possible d'envisager que ces veines se développent sans un épisode de fracturation lorsqu'elles sont localisées le long de surfaces libres préexistantes, comme les plans de clivage des anciens pyroxènes. En revanche, il est plus difficile de se passer d'un épisode de fracturation lorsque ces veines recoupent les textures, et en particulier, lorsqu'elles se développent au travers des grains de pyroxène (cf. Fig. II.2-15). De plus, il ne s'agit pas ici d'élongation anormale de cristaux mais de croissance d'un type de serpentine particulier, naturellement fibreux, dont il faut expliquer l'occurrence (il existe aussi des veines fibreuses d'antigorite, cf. annexe A) et la nucléation. Cela nécessite donc un épisode de nucléation au début, favorisant l'apparition exclusive du chrysotile. Comme pour les veines rubanées (§ II.2.3.a), la petite taille des minéraux dans la matrice (nanométriques) devrait accroître l'activité du soluté qui l'entoure (effet capillaire). A cela peut s'ajouter l'effet de la dissolution sous contrainte. Si tel est le cas, il n'est pas exclu que la contrainte imposée crée tout d'abord un microinterstice avant que la dissolution-cristallisation puisse accommoder totalement la déformation. Cet interstice devrait d'ailleurs aider à la mise en place de ce processus en augmentant le gradient de potentiel chimique entre les zones sous contrainte et les zones sous plus faible contrainte (ici le crack). Pour les mêmes raisons que celles exposées dans le cas des crack-seal, l'existence d'un interstice peut expliquer la précipitation de matière et le maintien de la diffusion depuis l'encaissant jusqu'au crack. La trace de ce premier crack qui initie le processus pourrait être la zone poreuse observée au bord de la veine qui semble remplie d'un matériel mal cristallisé. L'arrivée de matière pourrait se localiser dans cette zone et nourrir les fibres par leur base une fois le régime stable de ouverture-diffusion-croissance atteint. En effet, à la différence des veines rubanées, le processus ne s'arrête pas, une contrainte est maintenue, suffisante pour permettre la

propagation et l'extension du crack à la vitesse de croissance du chrysotile. Son remplissage est accommodé par la matière dissoute, transportée par diffusion. La diffusion dirigée vers le crack est maintenue grâce à l'interstice poreux en bordure. La croissance des fibres est ainsi dirigée par l'état de contrainte. Elles seraient alors syncinématiques et devraient suivre la direction d'extension puisqu'elles restent en contact permanent avec un mur. Les veines fibreuses, formées par diffusion, ne sont donc pas des chemins de transfert pour les fluides.

II.2.3. Ouverture saccadée : les veines de type « crack-seal »

La structure interne des veines rubanées (Fig. II.2-9) est caractérisée par un rubanement parallèle aux épontes, similaire à celui formé par des inclusions, de fluides ou d'encaissant, au sein de certaines veines de quartz ou de calcite. Les veines de ce type sont classiquement attribuées au mécanisme de formation proposé par Ramsay (1980) qu'il a nommé « crack-seal ». C'est pour cette raison que les veines rubanées sont aussi nommées de type « crack-seal ».
A l'origine, ce processus n'est pas associé à un mécanisme défini de transport de matière ni à une cause particulière de précipitation des espèces minérales. Il décrit la formation de ces veines par une alternance d'épisodes d'ouverture (crack) et de colmatage (seal). A l'heure actuelle, les mécanismes qui régissent les différentes étapes de la formation des veines rubanées sont encore discutés.

Ce chapitre a fait l'objet de deux articles écrits en anglais, soumis dans des journaux scientifiques (§II.2.3.a. & §II.2.3.b.). Un résumé, en français, des objectifs et des résultats de ces travaux est donné ci-dessous.

La plupart des études concernent des veines rubanées de quartz ou de calcite. Bien que fréquemment observées dans les péridotites serpentinisées, les veines rubanées de serpentines n'ont, à notre connaissance, jamais été étudiées en détail. Or, les différentes variétés microstructurales de serpentines ont été proposées comme marqueurs potentiels des conditions régnant lors de leur cristallisation. Elles sont donc susceptibles d'apporter des informations sur les conditions de formation des veines qui les contiennent. Afin de vérifier cette hypothèse, nous proposons, dans *l'étude présentée au §II.2.3.a.*, de décrire en détail et à plusieurs échelles d'observation, les microstructures internes des veines rubanées de

serpentine en utilisant des techniques de microscopie optique et électronique (MEB et MET). Cette étude a fait l'objet d'un article qui a été soumis à European Journal of Mineralogy.
Elle a révélé la coexistence de trois types de serpentines au sein de chaque crack micrométrique qui compose la veine rubanée. Les fibres de chrysotile sont majoritaires et orientées globalement perpendiculairement aux épontes. Elles peuvent être accompagnées de quelques serpentines polygonales. Des petits amas disséminés de protoserpentine (serpentine mal cristallisée), à partir desquels les chrysotiles semblent croître, ont également été identifiés et sont similaires aux produits des synthèses hydrothermales de Grauby (1998), réalisées à 300°C à partir de gels stœchiométriques magnésiens. La succession temporelle d'apparition des différentes microstructures de serpentine dans l'ordre suivant : protoserpentine-chrysotile-serpentine polygonale, avait été attribué à la décroissance au cours du temps de l'écart à l'équilibre thermodynamique du système. Nos observations suggèrent qu'une telle succession, où la protoserpentine est le précurseur des tubes de chrysotile, pourrait aussi exister dans des contextes naturels. La présence d'une phase métastable, comme la protoserpentine, requiert un fort écart à l'équilibre au début du remplissage de chaque crack, qui pourrait être expliqué par des effets capillaires lors de la cristallisation dans des interstices de l'ordre du micron. Par analogie avec ces synthèses, nous proposons un modèle qualitatif simple de formation des veines de type crack-seal dans les serpentines. Il offre une possibilité d'explication de la croissance des microstructures des serpentines dans des interstices grâce à un processus de dissolution de la matrice et transfert continu des éléments par diffusion vers la veine, ce processus étant maintenu jusqu'au remplissage total de l'interstice.

L'ouverture des veines de crack-seal observées dans d'autres types de roches est généralement expliquée par une oscillation de la pression fluide et/ou de la contrainte au sein des roches. Ces structures ont donc été évoquées pour soutenir le mécanisme de valve de fluide attribué au jeu des failles (Sibson et al., 1988 ; Boullier & Robert, 1992) au cours du cycle sismique.
Les veines de crack-seal représentent donc un enregistrement temporel d'événements géologiques représentatifs des fluctuations de l'état de contrainte local. Plusieurs centaines d'épisodes de déformation (cracks) sont classiquement observés. *L'étude présentée au §II.2.3.b.* propose d'analyser ces enregistrements d'un point de vue statistique pour des veines de crack-seal provenant de roches et de contextes géologiques différents afin de voir s'il est possible d'en déduire des informations sur le contexte géodynamique et l'état de contrainte local au cours de la formation de ces veines.

Tous les échantillons, malgré leurs d'origines variées, montrent le même comportement statistique décrit par une distribution exponentielle des événements, une largeur de crack caractéristique et aucune corrélation spatiale. En ce sens, il diffère des tendances observées pour d'autres systèmes de fracturation, comme l'enregistrement des séismes par exemple, caractérisé par une loi puissance. Une distribution exponentielle de fractures a, par contre, déjà été interprétée comme représentative d'une augmentation du caractère fragile de la déformation. Il semble donc que les séries de crack-seal représentent simplement un enregistrement fossile des faibles relâchements de contraintes (< 50 bars) dans la croûte, similaire à une forme de bruit de fond. L'échelle de longueur caractéristique pourrait dépendre de la résistance de la roche.

II.2.3.a.

A microstructural study of a "crack-seal" type serpentine vein using SEM and TEM techniques

Muriel Andreani[1], Alain Baronnet[2], Anne-Marie Boullier[1], Jean-Pierre Gratier[2]

[1]LGIT, Université Joseph Fourier, BP 53, 38041 Grenoble cedex 9, France

[2]CRMC2-CNRS, Campus Luminy, case 913, 13288 Marseille Cedex 9, France

Article en révision pour *European Journal of Mineralogy*

Abstract

Serpentine banded veins are frequently observed in massive serpentinized peridotites. They form by extension or extensional shearing during hydrothermal alteration of peridotites. Serpentine minerals display different structural varieties, the occurrences of which are not well defined in terms of temperature, pressure, and chemistry, but may be controlled by departure from equilibrium and by the local water/rock ratio. Serpentines are therefore potential markers of environmental conditions during vein formation. However, they have never been used to assess the mechanism of banded vein formation. Using multi-scale microscopy techniques, and comparing detailed observations of natural samples from cm to nm scale with available experimental results, the authors attempt to deduce constraints on growth mechanisms of serpentines in banded veins. The banded internal structure and the filling along the vein-wall contact suggest a crack-seal mechanism of formation. Each crack is homogeneously filled with chrysotile and some rare polygonal serpentines (tubular serpentine varieties) plus disseminated patches of gel-type protoserpentine. The tubes are not parallel to each other, but clearly show a preferred orientation perpendicular to the crack wall. Recent synthesis experiments describe a temporal succession of appearance of these three serpentine microstructures. The observations suggest that such an evolution can occur in natural samples. The geometric peculiarities of macroscopic growth mechanisms in microscopic interstices may account for capillary effects. Based on this consideration, a simple qualitative model of serpentine banded vein formation is proposed. This model provides a possible origin for the enhancement and maintenance of diffusional mass transfer from the matrix to the crack. This model also predicts the very good tracking of vein opening directions in such veins.

Keywords: serpentine, microstructures, crack-seal, growth, TEM

1. Introduction

The study of veins in deformed rocks is of particular interest because they are markers of rock deformation history, mass transfer processes, and also a site of mineral crystallization. They can provide reliable information if their formation mechanism is well understood. Factors concerning vein formation that need to be addressed include i) cause of opening and propagation, ii) transport mechanism and iii) precipitation conditions of the vein filling material. They can all vary widely and the internal microstructure of veins carries an inprint of conditions of formation. These processes are still being discussed, in particular for banded veins, and are usually explained by the crack-seal mechanism. Crack-seal is a mechanism proposed to explain the formation of veins showing banding, made for example by wall or fluid inclusions. This model consists in an incremental opening followed by complete sealing (Ramsay, 1980) of small successive cracks. Hundreds of cracking episodes are commonly interpreted this way. Episodic crack openings have been explained by oscillations in fluid pressure or bulk stress (Ramsay, 1980) and more recently by a crystallization pressure (Wiltschko & Morse, 2001). However, this mechanism is not linked to a specific transport mechanism or cause for precipitation. Transport of elements may occur by fluid advection or/and by local diffusion within the pore-fluid (Fischer & Brantley, 1992). Crystal shape within the veins can be stretched or elongate-blocky (Fisher & Brantley, 1992) and authors still discuss whether or not the fibrous texture can be attributed to the crack-seal mechanism (Cox & Etheridge, 1983; Urai & al., 1991; Bons & Jessel, 1997; Means & Li, 2001). The cause of material precipitation in veins is due to a variation of the chemical activity of the solute that can be attributed to changes in temperature, fluid pressure, differential stress...

The majority of these studies concerned quartz or calcite veins in low grade metamorphism environments with high fluid pressure. Although serpentine banded veins are also frequently observed in massive serpentinized peridotites (Wicks & Whittaker, 1977; Dilek *et al.*, 1997), no detailed observations of their internal microstructure have been made. Serpentine minerals display four main structural varieties: lizardite (plate-like structure), chrysotile (cylindrical structure), polygonal serpentine (tubular type with a polygonized section) and antigorite (modulated structure). For all but antigorite, recent experiments showed that their occurrence may also be controlled by departure from equilibrium and by the local water/rock ratio (Grauby et al., 1998; Normand et al., 2002). Therefore, serpentines are potential markers of certain environmental conditions during vein formation. This possibility was therefore explored by comparing detailed observations of natural samples with available

experimental results in order to indicate constraints on growth mechanisms of serpentines in veins and to obtain a better understanding of the formation processes of banded veins in general.

2. Geological setting and location of the samples

2.1 Geological setting

The subduction of the Pacific plate under the North America margin from late Jurassic to late Cenozoic resulted in the formation of the Franciscan accretionary complex along the western coast of North America (Bailey *et al.*, 1964; Atwater, 1989). In California, this complex is a melange of deformed and variably metamorphosed sedimentary rocks and oceanic crustal and mantle components. Their subduction to 10 to 30 km depth resulted in metamorphism under HP-LT conditions before they were brought back to the surface (Ernst, 1971; Page, 1981).

2.2 Serpentinite samples

Partially to totally serpentinized peridotite bodies are distributed throughout the Franciscan melange (Page, 1972; Page et al., 1998; Coleman, 2000). Samples of serpentinites have been collected north of Santa Barbara, California (Fig. 1a), along the Santa Ynez Fault, in the Blue Canyon, where this 130km long fault cuts across an elongated serpentinite body (1x10km). The structures related to the Santa Ynez fault are strictly limited to a narrow fault gouge. Surrounding massive serpentinites are organized in decimetric to metric blocks that are not affected by the recent San Andreas faulting. Thus, we can access to markers of their history before active faulting. Block surfaces show striations and blue-green sliken-fibers which suggest that they have undergone rigid rotation by sliding past one another on their surfaces during their complex history (Twiss & Gefell, 1990).

Serpentinized peridotites show the pseudomorphic mesh and bastite replacement textures of olivine and pyroxene respectively (Wicks & Whittaker, 1977) with some rare relicts and these textures are typical of oceanic hydration. Several generations of veins are also observed, comparable to those described by Dilek *et al.* (1997) or Stamoudi (2002) in serpentinized peridotites exposed on the seafloor of the Mid-Atlantic Ridge (MARK area) and the East-Pacific Ridge (Hess-Deep). Thus, they could form during oceanic hydrothermal

history of the past Pacific oceanic crust. A 3D-network of planar blue-banded veins is developed both along and normal (in two perpendicular directions) to the block limits (Fig.1b).

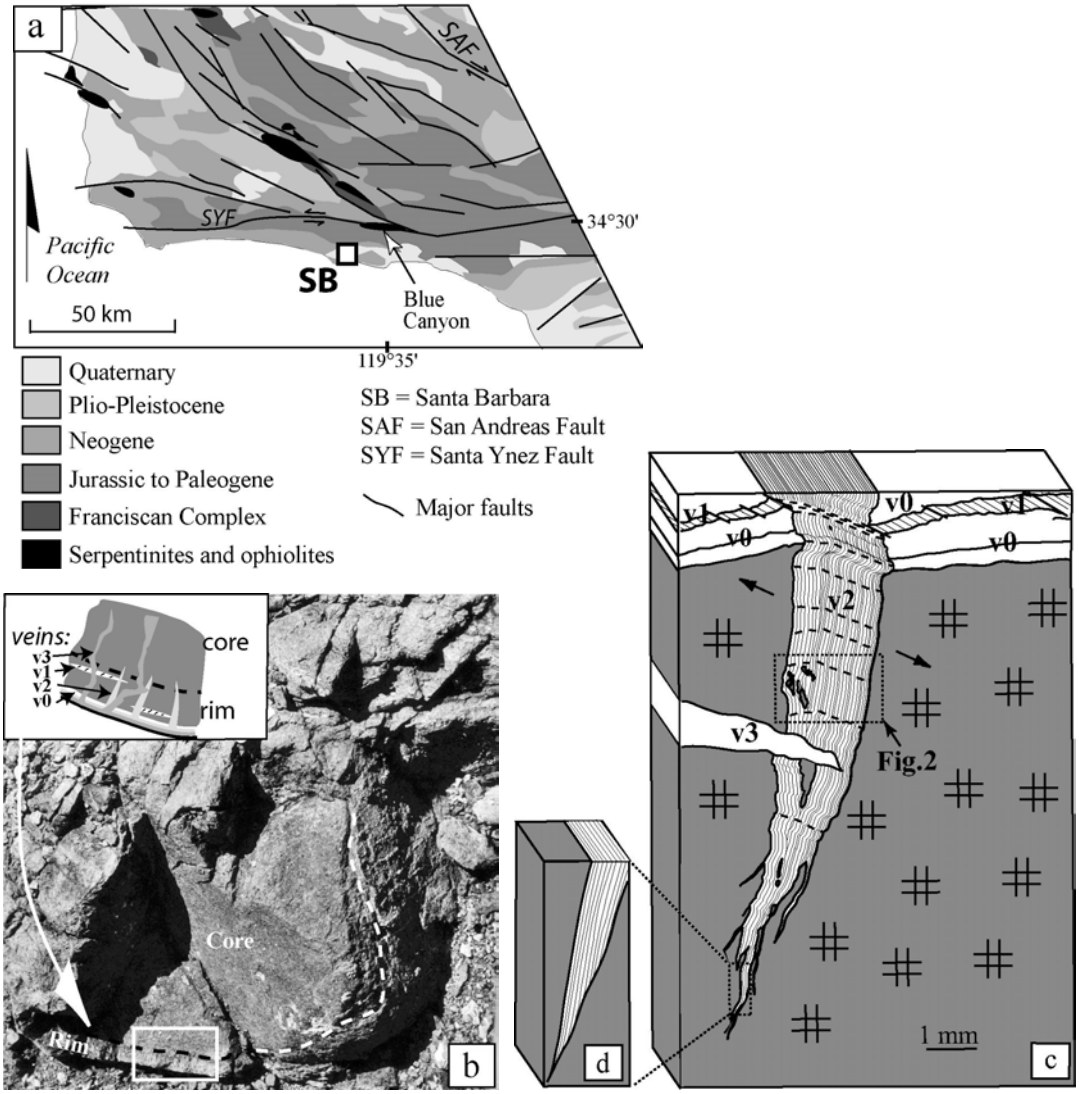


Figure. 1: Location and structural sketch of the studied vein. **a** : Geological map of California, north of Santa Barbara (S.B.) and the major faults of the San Andreas system. Massive serpentinized peridotites are adjacent to the Santa Ynez Fault (S.Y.F.), along the Blue Canyon. **b** : Picture of a massive serpentinized peridotite block at the outcrop. A schematic close-up of the different generations of veins is drawn on the upper-left corner. The chronological order of the veins is as follows: v0 & v1: primary serpentine veins, v1 is a fibrous vein; v2: banded serpentine vein; v3: later isotropic serpentine vein. **c** : Structural diagram of the banded vein (v2) developing perpendicular to the block surface. The double cross pattern represents the serpentinized peridotite matrix. Dotted lines accross v2 follow optical "trails". **d** : Geometry of the vein tip. This indicates that increments are preferentially younger from the right to the left.

The diagram in figure 1c presents the geometry and structure of a vein in a plane perpendicular to the vein walls. This vein crosscuts a massive serpentinite block and has been studied in detail. Vein width varies from few µm to several mm. This type of vein has been

interpreted as the result of incremental stress release during unroofing of serpentinized peridotite in the case of the MARK area (Dilek *et al.*, 1997). This is in good agreement with our observations which indicate a syntectonic vein formation in extension and/or extensional shearing, that accommodates progressive separation and rotation of relatively undeformed neighbouring serpentinite blocks (Fig. 1b). Nevertheless, the relative 3D-radial geometry of massive serpentinized blocks and vein arrays suggest that these fractures could accommodate a volume increase of the peridotite during its hydration to serpentinite, as suggested by O'Hanley (1992).

3. Microscale observations of the banded internal fabric of the vein.

3.1 Optical microscopy: vein texture and morphology

A segment of the vein is pictured on Fig. 2a & 2b. The internal structure is revealed only under cross polars. This type of vein has variable birefringence that can reach abnormal 2nd order colours for a thin section of 30µm thick. Two types of structure, similar to those described as bands and trails by Ramsay (1980), can be observed. They are drawn on Fig. 1c. First, a finely spaced banding is observed parallel to vein margins. The bands are separated by lines of low birefringence and their irregular shape perfectly mimics the shape of the margins that can be superimposed on each other (Fig. 2a). The geometry of the margins are thus preserved across the vein width, except when wall fragments have been included in vein filling (Fig. 2b). Secondly, the simultaneous extinction of zones perpendicular to the banding defines the trails which link edge irregularities across the vein width (Fig. 2a). Nor inclusions or second phases are observed within these trails so they are only extinction figures. The minimal width of one band is close to 1µm and the maximum observed is less than 5 µm. Statistical analysis reveals a characteristic width of 3 µm and a random succession of band widths (Renard *et al.*, submitted).

Crack propagation is not guided by matrix texture except when cutting through bastites where it preferentially follows the primary {110} cleavage plane of pyroxene. At grain-scale (hundreds of nm), lizardite being the main mesh component, it is sometimes possible that the opening path might be locally guided or at least helped by the weak (001) plane of lizardite. The internal structure of the vein is often asymmetric close to the tip, as drawn on the simplified scheme of the tip on Fig.1c. Bands tend to be discordant on the right vein margin and concordant with the left one.

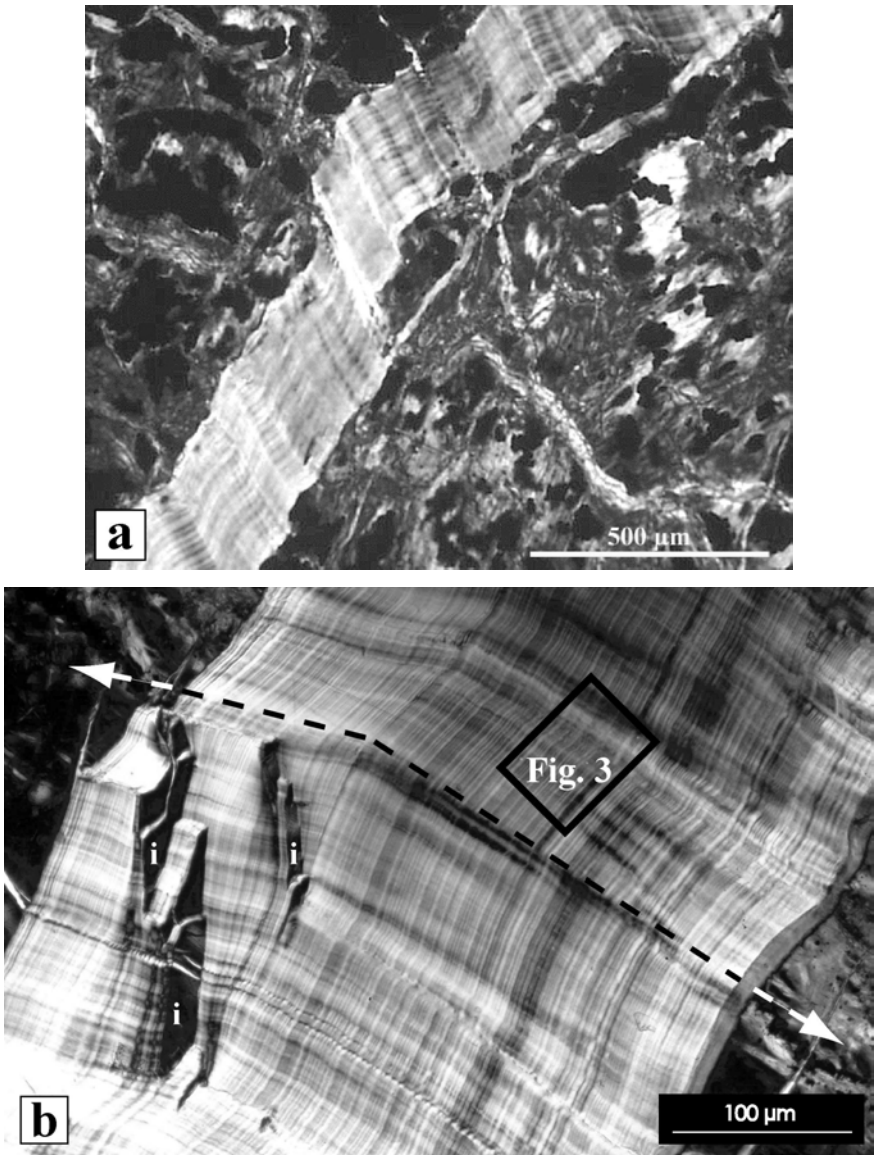


Figure 2: Serpentine banded veins observed under cross polars. **a** : This low magnification image of a vein shows that the bands are parallel to the walls and perfectly mimics their morphology. The margins can be superimposed on each other. **b** : Enlargement of Fig.1c. Bands are parallel the NE-SW axis of the picture and trails are underlined by the dotted line. i: wall rock inclusions.

The grain size of serpentine crystals is usually submicronic and cannot be observed with a petrographic microscope, so electron microscopy is needed to identify the serpentine type and to understand the features seen in optical microscopy.

3.2 SEM: organisation of vein filling in space

Scanning Electron Microscopy (SEM) gives the geometry of vein filling at an intermediate scale between micrometric (thin section) and nanometric scale (TEM).

The massive sample containing the banded vein described above was broken perpendicularly to the vein, cleaned in an ultrasonic bath, then glued on a support and covered with a 10-15nm thick carbon coating. SEM imaging was performed on a JEOL 6320FEG scanning electron microscope at the CRMC2 (CNRS, Marseille, France).

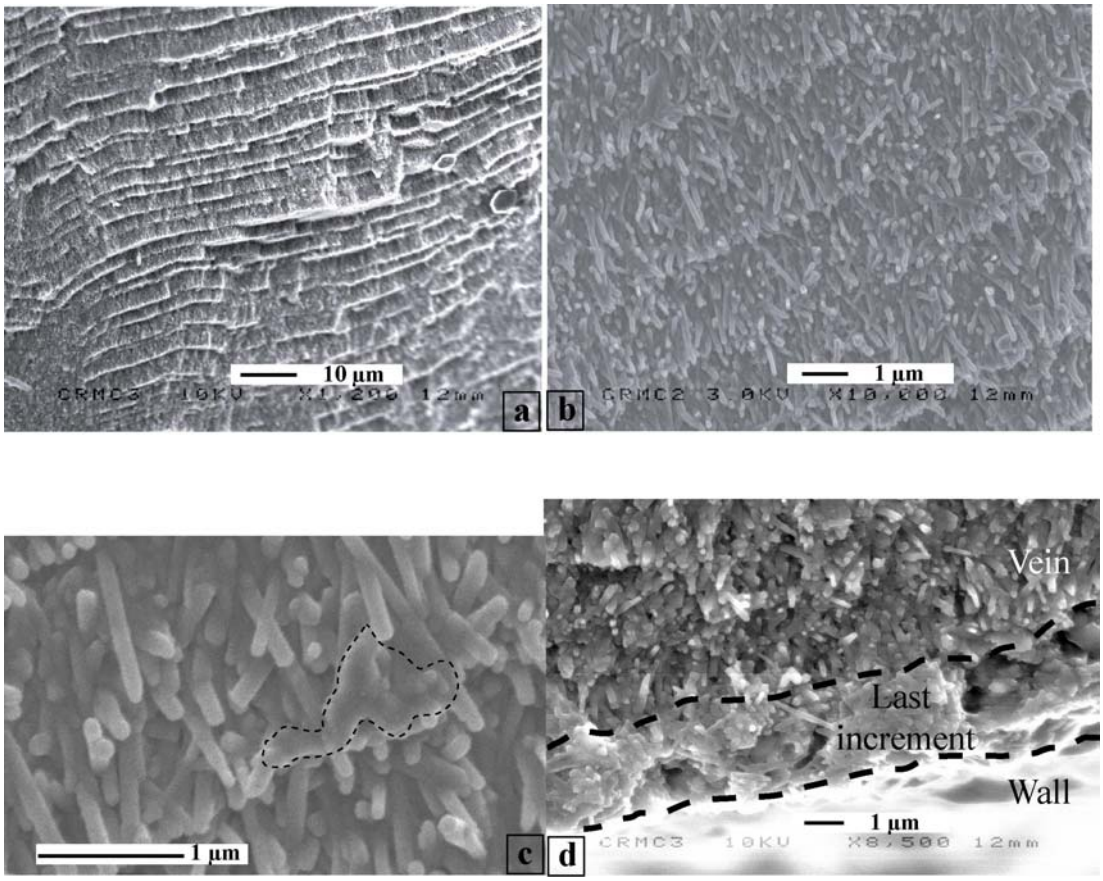


Figure 3: a : Low magnification SEM image of vein filling (area indicated in Fig. 2). Note the irregular thickness of bands ranging from 5 µm to less than 1 µm. **b,c** : Enlargement on bands. Tube diameters are around 100 nm and a residual porosity exists between them. Within one band, the tubes seem to be locally glued in a shapeless, poorly crystallized phase (P1: circled). **d** : Image of the vein-wall contact. It is marked by a layer filled with a tubular serpentine and a poorly crystallized phase.

At low magnification (Fig.3a), individual bands are already visible. Smallest units range from 1 to 4 µm in thickness. Each band shows the same internal structure: a homogeneous filling of tubular-shaped serpentine crystals with a preferred orientation perpendicular to banding (Fig. 3b & 3c). Successive bands are separated by a plane marked by the termination of serpentine tubes, along which fracturing due to sample preparation is localized. Locally, they appear to be embedded in a poorly crystallized phase (Fig. 3c). Despite the high density of tubes, a residual porosity remains between them. Unfortunately, owing to the sample geometry, it is not possible to measure tube length, nor check whether one tube necessarily spans a whole band.

The vein-wall interface has also been investigated (Fig. 3d). Along the left wall of vein Fig. 1c & 1d (the youngest increment), a µm-size interstice is filled with the "gel-type" (poorly crystallized) phase in which very small tubular-shaped crystals can be distinguished. Round and smooth pores within this material may be interpreted as primary porosity. This layer at the vein-wall interface could represent the last addition of a new band, thus defining an antitaxial vein filling.

Only TEM observations can allow a rigorous identification of serpentine microstructures in this vein and specify their mutual arrangements.

3.3 TEM: identification of serpentine microstructures and their intergrowths

TEM images were taken with a JEOL 2000fx high-resolution transmission electron microscope at the CRMC2 (CNRS, Marseille, France), with a 200kV accelerating voltage. A thin section, attached with Lakeside® resin to the glass substrate, was cut perpendicular to the banded vein. A single-hole copper TEM grid was glued on a selected area of the section. The specimen was extracted from the thin section by heating the resin after drilling around the grid. Prior to observation, specimens were thinned by ion-beam milling (Precision Ion Polishing System – Gatan 690) and carbon-coated.

The banding direction was determined under a petrographic microscope before TEM observation. Banding is not as evident as on SEM images, probably because of the milling which can result in a slightly inclined section compared to banding, and to an extremely reduced surface of observation around the hole (few µm). Nevertheless, images confirm the preferred orientation of tubes (Fig. 4b). It was also found that, on the same milled sample, areas with a majority of longitudinal sections (Fig. 4b) tend to alternate with zones containing longitudinal, oblique and cross-sections (Fig. 4a).

Two varieties of tubular serpentine minerals are identified (Fig. 5). Cylindrical tubes with the smallest diameter (< 100 nm) predominate and are chrysotile (P2 phase) (Baronnet & Devouard, 1996). The second type of tube is shorter and shows polygonized sections and a larger diameter (> 100 nm). This corresponds to polygonal serpentines (P3 phase) (Zussman *et al.*, 1957; Devouard et al., 1997). A third serpentine phase is poorly crystallized (P1 phase): the protoserpentine. It has seldom been found in natural samples but has been observed in synthesis experiments (Grauby *et al.*, 1998). Fig. 5 illustrates a patch of protoserpentine from which small tubes seem to grow radially. Indeed protoserpentine contains a few nm-sized particles that seem to roll up.

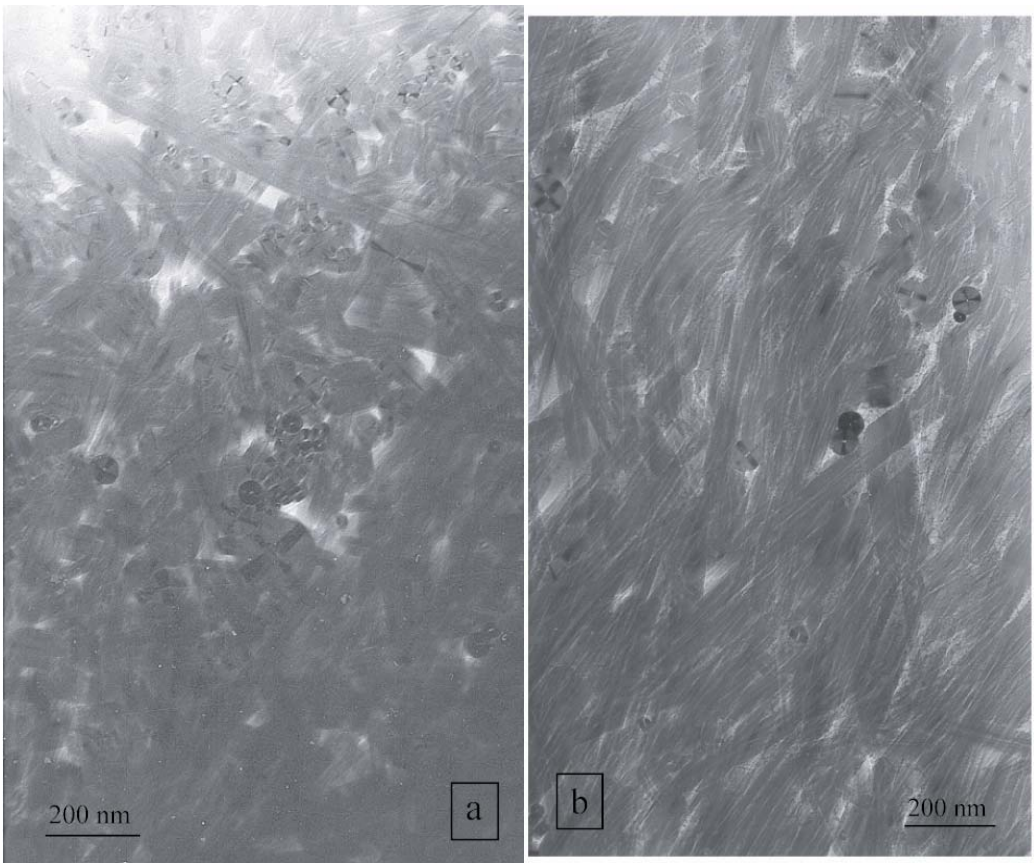


Figure 4: TEM images of the vein-filling. An alternance of the two following microtextures is observed. **a** : TEM image of a zone with longitudinal, oblique and cross sections of chrysotile and polygonal serpentine. The lack of a preferred orientation of tubes should result in a low biregringence under cross-polars that can correspond to the limit between bands. **b** : TEM image of a zone with a majority of longitudinal sections. This should correspond to the part of the bands displaying a higher birefringence.

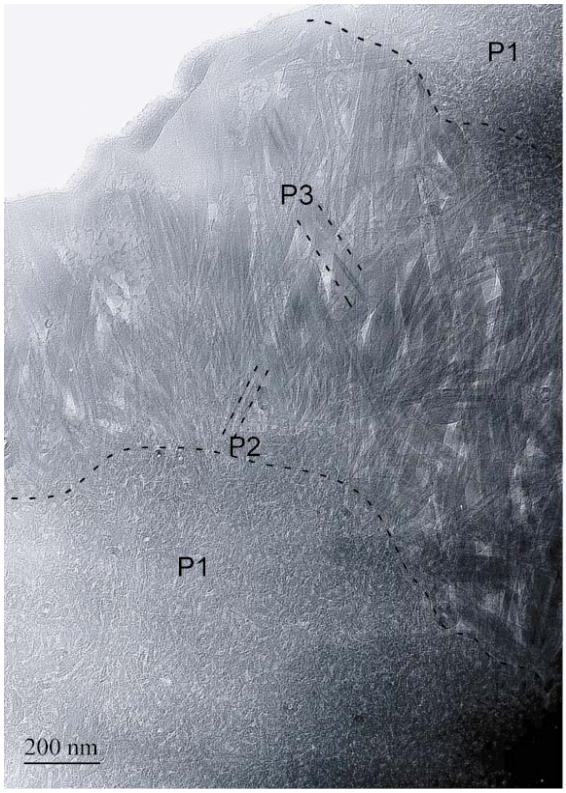


Figure 5: TEM image of the vein-filling minerals. Three serpentine types can be identified:
P1- protoserpentine - gel-type, poorly crystallized phase; P2- chrysotile - cylindrical structure with a diameter < 100nm; P3- polygonal serpentine - tubular structure with a polygonized section and a diameter usually > 100nm.

4. Chemical composition

Serpentine minerals, except antigorite, are trioctahedral 1:1 sheet silicates represented by the ideal formula $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$. The principal substitutions are $FeMg_{-1}$ and $(Al, Fe^{3+})^{VI}$ $(Al, Fe^{3+})^{IV}$ Mg_{-1}^{VI} Si_{-1}^{IV}.

Measurements were done in order to test for chemical variations: (i) between the vein and the host rock, (ii) across the vein (e.g. during vein formation) and (iii) within one band (between the different structural type).

4.1. Electron microprobe analysis (EMPA)

Compositions in wt% of oxydes											
Analysis	**#14**	**#16**	**#18**	**#54**	**#55**	**#57**	**#61**	**#56**	**#34**	**#42**	**#50**
Location	**mtx**	**mtx**	**mtx**	**mtx**	**mtx**	**CS-15µm**	**CS-15µm**	**CS-15µm**	**CS-45µm**	**CS-105µm**	**CS-220µm**
SiO2	40.9	40.9	42.8	41.8	41.3	40.3	40.3	40.6	40.1	40.1	40.9
MgO	37.7	38.1	38.6	37.0	37.9	37.5	37.4	37.2	37.2	37.5	36.2
FeO	3.4	3.9	3.6	4.7	4.6	5.0	5.3	5.0	5.3	5.1	5.3
Al2O3	0.3	0.4	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
NiO	0.4	0.2	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cr2O3	0.1	0.1	0.0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
SO2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1
Cl	0.3	0.3	0.0	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2
F	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.2	0.0	0.0	0.3	0.1	0.3
Total	83.5	84.5	85.4	84.3	84.5	83.9	83.9	83.8	83.9	83.7	83.5
Stuctural formulae in atome per formula unit (apfu)											
Si	2.01	1.99	2.04	2.04	2.01	1.99	1.99	2.00	1.98	1.98	2.02
Mg	2.76	2.77	2.75	2.68	2.75	2.75	2.75	2.73	2.73	2.76	2.67
Fe	0.14	0.16	0.14	0.19	0.19	0.21	0.22	0.21	0.22	0.21	0.22
Al	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ni	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
S	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Cl	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
F	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.01	0.04
Total	4.98	5.00	4.95	4.96	4.98	5.01	5.00	4.99	5.03	5.01	4.99

Analysis within the matrix: mtx –
Analysis within the banded vein: CS - distance to the matrix

Table 1: Electron microprobe analyses of serpentine

Analyses within the matrix and the vein were performed with a Cameca SX100 electron microprobe equipped with four wavelength-dispersive spectrometers (WDS) at the DSTU- Montpellier (France). Spot size (~3µm) is similar to the mean band thickness, which does not allow comparison between successive bands, but by taking several measurements scattered across the vein it is possible to detect any large scale variations. Compositions are reported in oxide-weight % (wt%) along with the structural formulae in atom per formula unit (a.p.f.u.) calculated on the basis of seven oxygens (Table 1).

The chrysotile-polygonal serpentine vein cuts across a massive serpentinized peridotite matrix showing a pseudomorphic mesh and bastite texture. Mesh and bastite textures in serpentinized peridotites have been intensively investigated and lizardite is the dominant serpentine variety in the matrix, plus chrysotile and oxides (e.g. Coleman & Keith, 1971; Dungan, 1979; Viti & Mellini, 1998).

The concentration of major cations (Mg, Si, total Fe, Al) is relatively constant in all samples with a general low amount of Al. Within the matrix, small variations in Ni and Cr contents are noted. They can be explained by the various nature of the precursor mineral. Indeed, preferential replacement of Mg by Ni and Cr may occur to a small extent in serpentine when it replaces olivine (mesh texture) and pyroxene (bastite), respectively (Dungan, 1979; Viti & Mellini, 1998). Cl and F are seldom detected but can appear locally, in very small amounts.

At EMPA scale, vein composition is highly homogeneous for all elements and is independent of distance from the edge. Ni and Cr contents are very low, close to the detection limit, just like Cl and F that appear locally.

4.2. Microanalysis of serpentine structural types

The sample prepared for TEM in *§3.3* (Fig. 5) were used again. The details of its preparation is explained in section *3.3*. It contains the three different types of serpentine (protoserpentine, chrysotile and polygonal serpentine) encountered in the vein. Each serpentine type was analysed separately with a transmission electron microscope JEOL 2000fx equipped with a Tracor Northern 5520 X-ray energy dispersive system, working under a 200kV accelerating voltage. Diameters of analysed surfaces are around 30 nm. Cliff-Lorimer K-factors $k_{i,Si}$ with i=Mg, Fe, Al, Cr, Ni, were calibrated against natural and synthetic standards. All the analyses were run on the same day. Serpentines are not very resistant under the electron beam, especially the less organized types of protoserpentine. This

constraint has limited the number of analyses. Compositions in atom per formula unit (a.p.f.u.) are reported in Table 2.

Stuctural formulae in atom per formula unit (apfu)									
Analysis	**#1**	**#2**	**#3**	**#4**	**#5**	**#6**	**#7**	**#8**	**#9**
Serp. type	**proto.s**	**proto.s**	**proto.s**	**ctl**	**ctl**	**ctl**	**polyg.s**	**polyg.s**	**polyg.s**
Si	1.95	1.86	1.90	1.84	2.00	1.95	2.05	1.96	1.79
Mg	2.80	3.02	2.93	2.97	2.59	2.79	2.65	2.80	3.21
Fe	0.24	0.21	0.16	0.24	0.27	0.22	0.22	0.19	0.17
Al	0.02	0.00	0.06	0.06	0.09	0.05	0.02	0.04	0.02
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.02	5.10	5.07	5.12	4.95	5.02	4.94	5.01	5.20
Meam value:									
Serp. type	**proto.s**	**ctl**	**polyg.s**						
Si	1.91	1.93	1.93						
Mg	2.92	2.78	2.89						
Fe	0.20	0.24	0.19						
Al	0.03	0.07	0.03						
Cr	0.00	0.01	0.00						
Ni	0.00	0.00	0.00						
Total	5.06	5.03	5.05						

Table 2 : EDS-TEM microanalyses of serpentine types in the vein. proto.s: protoserpentine or P1 phase; ctl: chrysotile or P2 phase; polyg.s: polygonal serpentine or P3 phase

Results are comparable to those obtained by electron microprobe. Small variations in composition can be noted within one type of serpentine but the mean compositions of each serpentine type are very similar. As usual in natural samples, the structural formulae of serpentines differ slightly from the ideal one. 15 to 20% of Mg is substituted by Fe which is commonly distributed among the octahedral sites. In this case, the fairly high Fe content for all species can totally compensate for the lack of Mg. Al content is very low (< 0.1 apfu) as previously observed in EMPA. No chemical differences between serpentine types is observed.

5. Interpretation and discussion

5.1. Formation of serpentine banded veins: a crack-seal mechanism.

Formation of veins can be broken down into three steps as follows: 1) in some cases, crack opening, driven by fluid pressure, stress or crystallization forces ; 2) transport of vein forming elements by advection and/or diffusion ; 3) crystallization of the vein minerals. Interresting questions concern the origin and preservation of supersaturation within the crack and the capability of internal microstructures to track the displacement history. These points are discussed in the following chapters for the particular case of the serpentine banded vein.

5.1.1. Crack opening and propagation

Banding can have different origins: mineralogical alternances, chemical variations, fluid or rock inclusions... Thus, banding can be formed by different mechanisms. In the studied serpentine banded vein, no chemical variations have been observed accross the vein width. SEM images clearly show that a physical and morphological discontinuity exists between bands. The limit between successive bands is only marked by a discontinuity in the growth of minerals. This suggests that, in this case, banding can be interpreted as a result of individual crack openings, as proposed by the crack-seal process of Ramsay (1980). Oscillations in fluid pressure and/or local stress are usually thought to open the interstice corresponding to each band (Ramsay, 1980). In the particular case of the serpentine banded veins, two possible causes of cracking were proposed, as pointed out in section *2.2* : i) the incremental stress release due to progressive unroofing of serpentinized blocks, or ii) accommodation of volume increase during serpentinization of the peridotite. The field evidence and the analytical results are, at this stage, insufficient to discuss this point. Thermal expansion has not been considered since it should not be significant at this range of temperatures (< 500°C). The direction of serpentine fibre growth varies in different directions around a preferred orientation. This internal microstructure can only occur in a fluid-filled open-crack where geometrical selection occurs during growth. The preservation of the wall geometry (Fig. 2a) during vein formation is possible only if sealing of a crack is achieved before the opening of the following one. This is consistent with the model proposed by Hilgers et al. (2001).

The presence of a poorly crystallized layer at the vein-wall contact (Fig. 3d) from which tubes protrude suggests that addition of a new band occurs at the vein-wall limit, thus defining an antitaxial vein filling. According to the asymetric geometry of the vein tip (Fig. 1c & 1d) and SEM observations, it seems that cracking preferentially occurs at one vein-wall interface and propagates in mode I. The shape of the vein margins is irregular and the morphology of the first crack is preserved during vein formation since each new crack follows the surface of the preceding one (Fig. 1c & 2a). There is no evidence of margin dissolution or cataclastic deformation resulting from crack opening. This has been proposed by Robert & Boullier (1994) to be in favour of a slow or sub-critical propagation mode. Different mechanisms are envisaged to accommodate such a steady-state mode of propagation (Atkinson 1984) but too few indices remain in this final deformation state to allow conclusions. Complete filling of the crack by precipitating minerals allow stress transfer through the vein and the opening of another crack at the vein-wall interface. Indeed, the different texture across the vein-host rock interface makes this site a weak area.

5.1.2. A macroscopic model of crack feeding and filling applied to serpentine minerals

When the µm wide crack is opened, it is filled by a fluid to allow mineral precipitation. Then a mass transfer and a localized precipitation in the interstice is needed to explain the vein formation.

Given the very low solubility of phyllosilicates, transport of nutrients by advection through the fracture network would require huge amounts of circulating fluid to fill each interstice totally with minerals, as Fisher & Brantley (1992) already concluded for quartz-filled veins. Furthermore, the interconnectivity between cracks required for fluid circulation and advection is not always observed. No significant variations in major elements are observed either within the vein, or between the host rock and vein mineral compositions. This indicates that there is no chemical change in space and time during vein formation, thus suggesting a common source of matter and no chemical segregation. Others analyses realized on this type of vein confirm that the composition of the vein is sensible to the composition of the adjacent wall rock (Andreani, 2003). The nutrient source may therefore have been the immediately adjacent matrix. Chemical microanalysis shows that vein filling and transformations during the potential protoserpentine-chrysotile-polygonal serpentine suite occur isochemically. Taken together, these results suggest a closed-system behaviour implying small-scale transport of elements in a fluid by a diffusional process that may have

taken place through the walls of the vein thanks to their porosity. A chemical potential gradient due to a pressure, temperature, stress or chemistry gradient is required to establish diffusion and needs to be maintained until total filling of the crack. Supersaturation should also steadily occur in the interstice to allow mineral growth. These points are examined in the following section.

Macroscopic crystal growth theory commonly uses a capillary model based on the analogy between the liquid/vapour and crystal/solute systems (Mullins & Sekerka, 1963). Crystal growth is only possible when it results in a decrease in Gibbs free energy G of the system. Hence the favourable variation of G may be written as:

$$\Delta G = \Delta G_{vol} + \Delta G_{surf} < 0 \quad (1)$$

where $\Delta G_{vol} = -n.\Delta\mu$ is the volume free energy difference, with n the number of growth (or dissolution) units forming the crystal and having crossed the crystal/medium interface, and $\Delta\mu$ the chemical potential difference undergone by one of those growth units.

$\Delta G_{surf} = +\gamma A$ is the crystal surface contribution to this Gibbs free energy change equal to the product of the crystal surface tension γ (assumed to be isotropic here) multiplied by the crystal surface area A.

Two different cases for nucleation are possible: homogeneous versus heterogeneous. In nature, nucleation is predominantly heterogeneous because of the availability of preferential nucleation sites which lower the nucleation activation energy barrier. In this way, the convex nucleus decreases its area in contact with the solution lowering, thereby, surface energy. This benefit is all the greater if the crystal-chemical affinity between the crystal and support is large. However, ΔG_{surf} remains positive so that we should still have $\Delta G_{vol} < 0$, i.e., $\Delta\mu = kTLn(a/a_{eq}) > 0$ for crystal growth, where k is Boltzman's constant, T the absolute temperature, a the actual solute activity, and a_{eq} the equilibrium activity or solubility at T. Accordingly, crystal growth is only possible if $a/a_{eq} > 1$ that is, if the solution is supersaturated.

Baronnet & Saûl (2003) examined theoretically the conditions of crystallization in very tight interstices (around µm and below). They showed that interstitial opening favours crystallization in two ways: i) the simultaneous contact of the nucleus with both matrix walls doubles the above-mentioned benefit in surface energy for the supported nucleus compared to the free nucleus, ii) good capillary wetting induces some effect similar to that of a now concave crystal/solution meniscus. Effect ii) is important in that it depresses the crystal solubility just as a sub-saturated pressure exists within a liquid in case of capillary

condensation. The main point is that surface tension, while pulling the condensed phase, may now act to promote crystallization as $\Delta G_{surf} < 0$ is now possible. In the latter case, $\Delta G < 0$ may be obeyed over a certain range of $\Delta G_{vol} > 0$, or for $\Delta\mu < 0$, i.e., for nominally undersaturated solutions ($a/a_{eq} < 1$). The range of undersaturation concerned increases with the interstice narrowness and with the wetting capability of the crystal/support pair. This situation of possible crystal growth in undersaturated solutions may be seen as analogous, but opposite, to that of Oswald ripening where the capillary effect makes particle dissolution possible in a nominally supersaturated solution.

Using these two related but opposing effects, the driving force for diffusion of the serpentine material from the wall to the crack can be tentatively explained. Indeed, the Gibbs-Thomson relationship shows that the solubility of a crystal is inversely proportional to its size. So the activity of the solute in the matrix would be enhanced by the small grain-size of the matrix material (normal capillary effect on solubility), and possibly also by the supersolubility induced by stresses on matrix grains (pressure solution, Weyl, 1959). Contrasting with this, the equilibrium activity inside the vein interstice would be depressed by the above-mentioned reversed solid/solution meniscus effect. The activity gradient responsible for solute diffusion from the matrix to the interstice could result from such physical contrast between the matrix, acting as the solute source, and the vein interstice, acting as the sink. During progressive filling, such activity gradient and diffusional process would even increase owing to the narrower and narrower opening until complete closure. This process depends on the presence of an interstice and should thus stop when the crack is filled. However, its action might be resumed if the seeping capability of the wall for solute inflow were to be refreshed by successive cracks.

Observations show that three different structural types of serpentine coexist in each crack: protoserpentine, chrysotile and polygonal serpentines. Hydrothermal synthesis of serpentines at 300°C and 200°C by Grauby *et al.* (1998), from a stoechiometric (excess H_2O) gel revealed a temporal succession of serpentine types: protoserpentine-chrysotile-polygonal serpentine and much later lizardite (platy structure). This isochemical evolution has been attributed to the decreasing degree of supersaturation of the solution with respect to serpentine. Normand *et al.* (2002) reached the same conclusion for the relative appearance of chrysotile and lizardite. Moreover, it has been suggested that polygonal serpentine, which has a larger diameter than chrysotile, is a more evolved tubular form of serpentine (Baronnet *et al.*, 1994).

Our observations may be indicative for the occurrence of the same succession also in natural samples. A system out of equilibrium would classically favour the precipitation of kinetically controlled (metastable) phases first. The most metastable phase here (the most soluble one) is protoserpentine and should precipitate first in the interstice as soon as it opens and fills with a fluid (Fig. 6, stage 2, Phase P1).

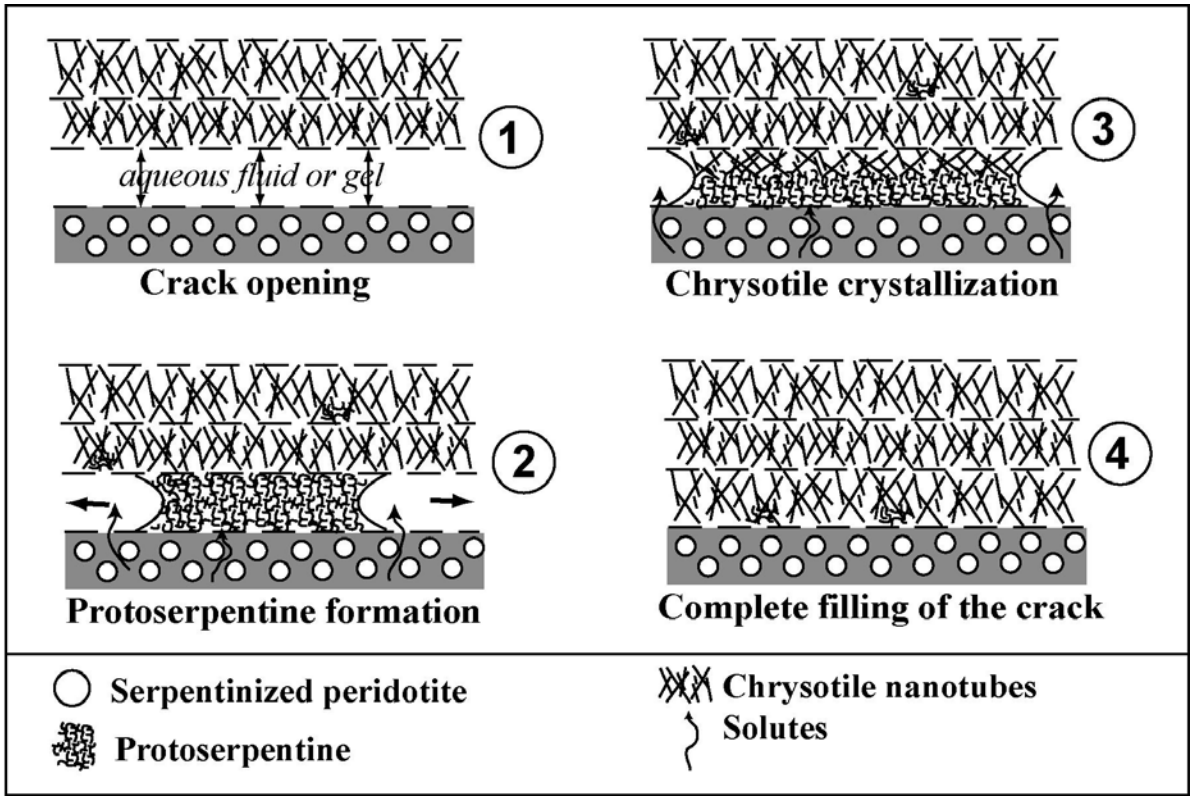


Figure 6: The different steps of the inferred model of serpentine banded vein formation. It includes four main steps: 1) The µm sized crack opens and is filled with an aqueous fluid or a gel. This is accompanied by a small pressure and solubility drop. 2) Protoserpentine (or quasi isotropic gel-type serpentine) forms locally because it is the kinetically favoured metastable phase under such conditions. The crystal forms an inverse solid/solution meniscus with the two walls of the interstice. This depresses the solubility within the crack and helps the protoserpentine to propagate laterally. The difference between the high activity around the small matrix grains and the lower activity in the interstice creates a diffusional transport of elements that feeds the crack. 3) Diffusion can be maintained until total filling of the crack. The chrysotile initially nucleating on the last crack can therefore progressively replace the protoserpentine. Chrysotile can then evolve to a more stable phase, the next one being polygonal serpentine. 4) The crack is filled with a majority of chrysotile and some polygonal serpentines. Some patches of protoserpentine may remain. The diffusional process stops until the system is refreshed by a new crack opening.

Observations and chemical analyses do not support a large-scale fluid circulation, so a variation in serpentine solubility in the interstice can hardly be related to a variation in fluid temperature. A pressure drop linked to a micrometer crack may briefly help nucleation but would not significantly decrease solubility to establish and maintain such a departure from equilibrium. The interstice effect described above would allow the system to diverge considerably from equilibrium as soon as the crack opens, without the need to have a highly

supersaturated fluid within the crack. Low surface tension between nucleus and nucleation site, a prerequisite for the model, is expected because precipitated minerals and substrates are both serpentines (high structural and chemical affinity). This preliminary form, protoserpentine, can then evolve into chrysotile tubes with residual porosity due to loss of water by this preliminary "gel-type" serpentine (Fig. 6, stage 3). Chrysotile would preferentially nucleate against the most similar material, i.e., the one it has the most affinity with, and thus against the surface of the crack opposite the vein wall. In this way, the arrival of nutrients from the matrix is not stopped by crack filling and should be able to fill each narrow space completely (Fig.6, stage 4).

Chrysotile grows along the [100] fibre axis and undergoes a progressive geometric segregation leading to the preferred orientation of tubes. Tube zones of higher disorder (Fig. 4a) should therefore appear first and mark the beginning of filling. Growth competition between tubes would then lead to ordered zones (Fig. 4b). If solute concentration remains high enough, the chrysotile growth, limited by a critical radius of lattice curvature (energy storage constraint), would progressively evolve to polygonal serpentine (Baronnet *et al.*, 1994; Devouard & Baronnet, 1995; Baronnet & Devouard, 1996).

5.2. Origin and efficiency of the tracking capability of the vein opening directions

Syntectonic veins are potential structural markers of strain directions (e.g. Durney & Ramsay, 1973; Passchier & Trouw, 1996). Only fibrous and crack-seal veins assumed to form progressively or by opening increments have this potential. The direction of fibre growth or crystal elongation has long been considered to be a direct indication of stretching direction during vein formation. However, it has also been proved that these microstructures do not necessarily indicate opening direction (Van Der Pluijm, 1984; Cox, 1987; Williams & Urai, 1989; Urai *et al.*, 1991). These particular internal microstructures have been intensively studied in order to determine the conditions of a real tracking capability. The internal structure of crack-seal veins commonly shows elongate blocky or stretched crystals. The opened crack is assumed to be filled unitaxially (in one direction) by overgrowth of ancient vein crystals exposed to the fluid-filled fracture. The relative influence of different parameters on the tracking capability of antitaxial veins has been investigated through numerical modelling of crystal growth kinetics (Bons, 2001; Hilgers et al., 2000). They lead to the conclusion that opening directions are best recorded by the fibrous crystal long-axis if the

fracture is tight, its surface is rough and if it is totally filled before the next opening increment.

In the present crack-seal serpentine veins, fibrous minerals are not distinguishable optically but, under crossed polars, an inhomogeneous extinction across the vein links edge irregularities regardless of banding (Fig. 2a & 2b) as described in part 3.1. The extinction position of serpentine fibres is parallel to their long axis. No deformation has been observed, so banding and extinction are only due to crystallographic orientation during growth. Within one band, fibres are not parallel to each other but they show a preferred orientation that is perpendicular to the limit of the last increment.

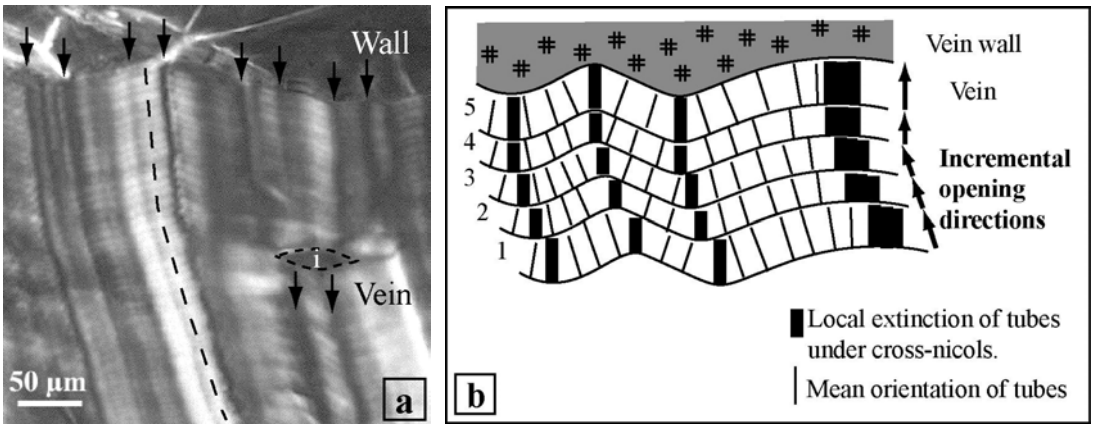


Figure 7: a : Vein-wall contact under cross polars. Black arrows show margin irregularities. They correspond to the departure of crystallographic trails oriented like the dotted line across the vein. A wall fragment (i) locally modify the orientation of the trails. b : Diagram explaining the formation of direction trails during banded vein formation. The trails are crystallographic since they correspond in each band to the local extinction of the tubes. By following these extinctions, it is possible to join the morphological irregularities of the two walls.

Therefore, fibre orientations are not displacement-controlled and extinction occurs when the band limit is parallel to the N-S axis of the microscope under crossed-polars (Fig. 7a). The separation line between bands is always under extinction to a certain degree since it represents the limit between the end of a band where the tubes are well oriented (Fig. 4b) and the beginning of a new one marked by remaining protoserpentine patches and disoriented tubes (Fig. 4a) (low birefringence material). Nucleation of the first chrysotile tubes would be easier on the margin of the preceding crack since it is filled with the same serpentine material and some seeds may remain. So the tubes will more probably form perpendicular to the preceding crack than to the wall-rock surface. If the crack surface has asperities, fibre orientation will follow them and the extinction will not occur simultaneously in one band (Fig. 7 a & b). Consequently, an oblique opening increment will be recorded by the displacement of the local extinction in the new band. The dotted line on Fig. 2b follows these local extinctions in

successive bands across the vein and can be liened to crystallographic trails by similarity to inclusion trails (Ramsay, 1980) since they draw the opening vector of the vein. Wall rock inclusions are rare but, when observed, they confirm the displacement paths determined by the crystallographic trails.

6. Conclusion

The characteristics of serpentine banded veins at different scales suggest a crack-seal type process of formation. Vein morphology and chemical analysis favour diffusional transport of nutrients from the adjacent matrix to the vein.

The three different serpentine types observed in each crack: protoserpentine-chrysotile-polygonal serpentine, are described together for the first time from observations in natural samples, and may be compared to the succession described in synthesis experiments during a decreasing supersaturation of an isochemical system.

Based on these observations, we propose a model of formation for serpentine banded veins that could explain: 1) the high departure from the equilibrium required for the precipitation of protoserpentine and 2) the enhancement and the maintaining of a steady-state diffusional process for vein filling. This model takes advantage of capillary effects on crystallization that can occur in micrometer-size interstices.

Further observations are needed but this study supports the view that serpentine microstructures may be able to record their environmental growth conditions. Thus they can act as a new tool for understanding crystal growth conditions under dynamic regimes.

Trails, resulting from an inhomogeneous extinction of bands under cross-nicols, track the opening direction across the vein. Serpentine banded veins have a very good tracking capability if the surface of the initial fracture is sufficiently rough compared to fibre size.

Development of such veins with discontinuities creates localized weak planes within massive serpentinite blocks that may preferentially accommodate further brittle deformation. This example also shows that, under wet and relatively low temperature conditions, serpentines can accommodate progressive deformation by a dissolution-diffusion-crystallization process. This can also have major implications in other tectonic settings such as the active San Andreas fault, in which serpentinites are abundant especially in aseismic creeping segments.

References

Andreani, M. (2003): Les microstructures de déformation des serpentines et la partition sismique-asismique: exemple de la Californie. *PhD Thesis, Joseph Fourier University, Grenoble, France.*

Atkinson, B.K. (1984): Subcritical crack-propagation in geological materials. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 4077-4114.

Atwater, T. (1989): Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. *in* "The Eastern Pacific Ocean and Hawaii. Geology of North America", E.L. Winterer, D.M. Hussong, R.W. Decker, eds, Geological Society of America, Boulder, Colorado, **N**, 21-71.

Bailey, E.H., Irwin, W.P., Jones, D.L. (1964): Franciscan and related rocks and their significance in the geology of western California. *California Division of Mines and Geology Bulletin*, **183**, 177.

Baronnet, A. & Devouard, B. (1996): Topology and crystal growth of natural chrysotile and polygonal serpentine. *Journal of Crystal Growth*, **166**, 952-960.

Baronnet, A. & Saül, A. (2003): Interstitial crystal growth from undersaturated solutions: a model and geological applications, EGS-AGU-EUG, Nice, Abstract P0308.

Baronnet, A., Mellini, M., Devouard, B. (1994): Sectors in polygonal serpentine. A model based on dislocations. *Physic and Chemistry of Minerals*, **21**, 330-343.

Bons, P.D. (2001): Development of crystal morphology during unitaxial growth in a progressive widening vein: I. The numerical model. *Journal of Structural Geology*, **23**, 865-872.

Bons, P.D. & Jessell, M.W. (1997): Experimental simulation of the formation of fibrous veins by localised dissolution-precipitation creep. *Mineralogical Magazine*, **61**, 53-63.

Coleman, R.G. (2000): Ultramafic rock (serpentine) in California and Oregon. *Standford Geological Survey*.

Coleman, R.G. & Keith, T.E. (1971): A chemical study of serpentinization - Burro Mountain, California. *Journal of Petrology*, **12**, 311_328.

Cox, S.F. (1987): Antitaxial crack-seal vein microstructures and their relationship to displacement paths. *Journal of Structural Geology*, **9**, 779-787.

Cox, S.F. & Etheridge, M.A. (1983): Crack-seal fibre growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstructures. *Tectonophysics*, **92**, 147-170.

Devouard, B., Baronnet, A., Van Tendeloo, G., Amelinckx, S. (1997): First evidence of synthetic polygonal serpentines. *European Journal of Mineralogy*, **9**, 539-546.

Dilek, Y., Coulton, A., Hurst, S.D. (1997): Serpentinization and hydrothermal veining in peridotites at site 920 in the Mark area. *in* "Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results", J.A. Karson, M. Cannat, D.J. Miller, D. Elthon, eds. **153**, 35-59.

Dungan, M.A. (1979): A microprobe study of antigorite and some serpentine polymorphs. *Canadian Mineralogist*, **17**, 771-784.

Durney, D.W. & Ramsay, J.G. (1973). Incremental strains measured by syntectonic crystal growth. *in* "Gravity and Tectonics". K.A. De Jong & R. Scholten ed. John Wiley, New York, 67-96.

Ernst, W.G. (1971): Do mineral parageneses reflect unusually high pressure conditions of Franciscan metamorphism? *American Journal of Science*, **271**, 81-108.

Fisher, D.M. & Brantley, S.L. (1992): Models of quartz overgrowth and vein formation: deformation ans episodic fluid flow in an ancient subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 20043-20061.

Grauby, O., Baronnet, A., Devouard, B., Schoumacker, K., Demirdjian, L. (1998): The chrysotile-polygonal serpentine-lizardite suite synthesized from a $3MgO\text{-}2SiO_2$-excess H_2O gel, The 7th International Symposium on Experimental Mineralogy, Petrology, and Geochemistry, Orléans, Abstracts. Terra Nova, supplement **1**, 24.

Hilgers, C., Köhn, D., Bons, P.D., Urai, J.L. (2000): Development of crystal morphology during unitaxial growth in a progressive widening vein: II. Numerical simulations of the evolution of antitaxial fibrous veins. *Journal of Structural Geology*, **23**, 873-885.

Means, W.D. & Li, T. (2001): A laboratory simulation of fibrous veins: some first observations. *Journal of Structural Geology*, **23**, 857-863.

Mullins, W.W. & Sekerka, R.F. (1963): Morphological stability of a particle growing by diffusion or heat flow. *Journal of Applied Physics*, **35**, 323-329.

Normand, C., Williams-Jones, A.E., Martin, R.F., Vali, H. (2002): Hydrothermal alteration of olivine in a flow-through autoclave: nucleation and growth of serpentine phases. *American Mineralogist*, **87**, 1699-1709.

O'Hanley, D.S. (1992): Solution to the volume problem in serpentinization. *Geology*, **20**, 705-708.

Page, B.M. (1972): Oceanic crust and mantle fragment in subduction complex near San Luis Obispo, California. *Geological Society of America Bulletin*, **83**, 957-972.

Page, B.M. (1981): The Southern Coast Range. in "The geotectonic development of California", G.W. Ernst ed. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 330-417.

Page, B.M., Thompson, G.A., Coleman, R.G. (1998): Late Cenozoic tectonics of the central and southern Coast Ranges of California. *Geological Society of America Bulletin*, **110**, 846-876.

Passchier, C. & Trouw, R. (1996). Microtectonics. Springer, Berlin, 289 p.

Ramsay, J.G. (1980): The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, **284**, 135-139.

Renard, F., Andreani, M., Boullier, A.M., Labaume, P. (submitted): Crack-seal patterns: records of uncorrelated stress release variations in crustal rocks. Special Publication of the Geological Society of London, DRT 2003, Saint-Malo (France).

Robert, F. & Boullier, A.M. (1994): Mesothermal gold-quartz veins and earthquakes. in "The mechanical involvment of fluids in faulting". S.H. Hickman, R.H. Sibson, R.L. Bruhn eds. U.S. Geological Survey, Open-file report 94-228, 18-30.

Stamoudi, C. (2002): Processus de serpentinisation des péridotites de Hess-Deep et de la zone de MARK. Approche chimique et minéralogique, PhD Thesis, Paris VI University, France.

Twiss, R.J. & Gefell, M.J. (1990): Curved slicken fibers : a new brittle shear sense indicator with application to a sheared serpentinite. *Journal of Structural Geoloy*, **12**, 471-481.

Urai, J.L., Williams, P.F., Van Roermund, H.L.M. (1991): Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins. *Journal of Structural Geology*, **13**, 823-836.

Van der Pluijm, B.A. (1984): An unusual "crack-seal" vein geometry. *Journal of Structural Geology*, **6**, 593-597.

Viti, C. & Mellini, M. (1998): Mesh textures and bastites in the Elba retrograde serpentinites. *European Journal of Mineralogy*, **10**, 1341-1359.

Weyl, P.K. (1959): Pressure solution and the force of crystallization: a phenomenological theory. *Journal of Geophysical Research*, **64**, 2001-2025.

Wicks, F.G. & Wittacker, E.J.W. (1977): Serpentine texture and serpentinisation. *Canadian Mineralogist*, **15**, 459-488.

Williams, P.F. & Urai, J.L. (1989): Curved vein fibres: an alternative explanation. *Tectonophysics*, **158**, 311-333.

Wiltschko, D.V. & Morse, J.W. (2001): Crystallization pressure versus "crack seal" as the mechanism for banded veins. *Geology*, **29**, 79-82.

Zussman, J., Brindley, G.W., Comer, J.J. (1957): Electron diffraction studies of serpentine minerals. *American Mineralogist*, **42**, 666-670.

II.2.3.b.

Crack-seal patterns: records of uncorrelated stress release variations in crustal rocks

François Renard[1,2], Muriel Andréani[1], Anne-Marie Boullier[1] & Pierre Labaume[3]

[1] LGIT, Université Joseph Fourier, BP 53, 38041 Grenoble, France

[2] Physics of Geological Processes, Institute of Physics, postboks 1048 Blindern, 0316 Oslo, Norway

[3] Dynamique de la lithosphère (UMR5573), Université Montpellier II, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France

Article soumis à : *The Geological Society of London, Special Publications.*

Abstract

Statistical properties of crack-seal veins are investigated with a view to assessing stress release fluctuations in crustal rocks. Crack-seal patterns correspond to sets of successive parallel fractures that are assumed to have propagated by a subcritical crack mechanism in the presence of a reactive fluid. They represent a time-sequence record of an aseismic and anelastic process of rock deformation. The statistical characteristics of several crack-seal patterns containing several hundreds of successive cracks have been studied. Samples were collected in three different areas, gold-bearing quartz veins from Abitibi in Canada, serpentine veins from the San Andreas system in California and calcite veins from the Apennine Mountains in Italy. Digitized pictures acquired from thin sections allow accurate measurement of crack-seal growth increments. All the samples show the same statistical behaviour regardless of their geological origin. The crack-seal statistical properties are described by an exponential distribution with a characteristic length scale and do not show any spatial correlation. They differ from other fracture patterns, such as earthquake data, which exhibit power-law correlations (Gütenberg-Richter relationship). Crack-seal series represent a natural fossil record of stress release variations (less than 50 bars) in the crust that show a characteristic length scale, associated with the resistance of rock to effective tension, and no correlation in time.

Introduction

Syntectonic calcite or quartz veins with a crack-seal structure are common in rocks at low metamorphic grades and high fluid pressure (Beach 1977; Ramsay and Huber 1983; Passchier and Trouw 1995). The formation of these veins can be explained by a growth mechanism involvng many repeated small increments, the crack-seal process (Ramsay 1980). The overall pattern is the result of a sequence of crack increments followed by periods of precipitation in the open cracks (Figure 1). Veins attributed to the crack-seal mechanism are commonly considered as evidence of episodic crack opening driven by oscillations in fluid pressure or bulk stress (Ramsay 1980; Cox 1991; Fisher and Brantley 1992; Petit et al. 1999). It is common to observe several hundred successive crack-seals which therefore represent a fossil record of local elastic stress releases in the crust. However, to the authors' knowledge, no quantitative studies have been conducted on the level of stress variations and their correlations in time. Other fracturing processes in the crust exhibit well-defined correlations, the most famous being the power-law correlations widely found in large sets of fractures (Bonnet *et al*. 2001).

Indicators of crack-seal processes are regularly spaced bands of small inclusions (typically small minerals, pieces of wall rock, or fluid inclusions) aligned parallel to the vein walls. Inclusion trails at a high angle to the walls are better indicators of the opening direction than fibrous crystals. Opening per crack event is generally in the order of several micrometers to several tens of micrometers (Cox and Etheridge 1983; Cox 1987; Williams and Urai 1989; Xu 1997).

The cracking event corresponds to the opening of a narrow fluid-filled crack along the vein margin whereas during the sealing period, precipitates fill the crack again (van der Pluijm 1984; Beutner and Diegel 1985; Ellis 1986; Gaviglio 1986; Cox 1987; Ramsay and Huber 1987, Labaume *et al.* 1991, Fisher *et al.* 1995). The crystals precipitating usually have a fibrous, elongate or blocky shape (Bons 2000).

Urai *et al.* (1991) proposed a kinematic numerical model for the formation of fibrous morphologies by a crack-seal mechanism, and predicted that, depending on the boundary conditions, fibres may or may not track the opening trajectory of the crack. In such a kinematic model, the displacement-tracking conditions in crack-seal veins are of two kinds. Firstly, the vein wall should have a rough morphology and, secondly, the growth rate of fibres should be sufficiently fast to fill the open space before the next cracking event (Urai *et al.* 1991; Hilgers 2000). Computer models of crack-seal fibrous veins has focused on studying the kinematics of vein-precipitation by varying different parameters such as mineral

morphology (e.g. prismatic growth), crack width, roughness, opening frequency and opening trajectory (Hilgers 2000).

The nutrients filling the vein can be transported by diffusion from the wall rock or by advection into the flow through the fracture network (Taber 1916, 1918; Boullier and Robert, 1992; Fisher and Brantley 1992; Bons and Jessel 1997). Precipitation in the vein can be related to variations in fluid pressure (e.g. associated with fracturing) or to some nucleation process where new crystals can only grow on the fracture walls. Wiltschko and Morse (2001) proposed that cracking events could be related to the force of crystallization of the growing crystals, inducing subcritical crack propagation through stress concentration at the crack tip.

The crack-seal mechanism has been invoked to sustain the concept of fluid valving, an idea derived from considerations of fluid behaviour within and surrounding faults and shear zones, particularly associated with the seismic cycle (Sibson *et al.* 1988). As crack-seal structures record a time sequence of geological events, they represent a unique natural record of episodic events of cracking with time periods directly imprinted in the rock.

In this contribution, the statistical properties of crack-seal patterns in various rocks are studied and are related to stress release variations and their correlations in time. The aim is to characterize the apparent regularity of crack-seal increments and their spatial correlation. This provides new constraints on local states of stress in the crust in various geological settings.

Geological setting and description of the crack-seal samples

Three kinds of crack-seal samples were collected and analyzed (see Table 1): three quartz veins in diorite from Abitibi, Canada, two serpentine veins from California, and one calcite vein from the Apennines, Italy. It is shown below that, even if they come from various geological areas, these three kinds of samples have similar statistical distribution and spatial correlation properties.

Gold quartz-bearing veins, Val d'Or, Abitibi, Canada

The structural setting of the gold-quartz veins at Val d'Or (Abitibi) has been described by Robert (1990) and Robert *et al.* (1995). The Val d'Or district is located in the Archean Abitibi greenstone belt in which several shear zones of different scales were active during the late stages of a N-S shortening event and contain the quartz-tourmaline-carbonate-pyrite (QTC)

veins considered in this paper (Robert 1990; Robert *et al.* 1995). The QTC vein system at the Sigma deposit occurs in deformed andesites, porphyritic diorites and feldspar porphyry dikes (Robert and Brown 1986). The Sigma deposit combines sub-vertical shear zone-hosted fault veins and sub-horizontal extensional veins which display mutually crosscutting relationships, cyclic growth and deformation textures and earthquake evidence (Boullier and Robert 1992). A seismic fault-valve model involving fluctuations in fluid pressure has been proposed to explain such cyclic sequences (Sibson *et al.* 1988).

The crack-seal vein studied here is a 60 cm thick sub-horizontal tabular extensional vein extending into intact rocks away from the associated fault veins in the Sigma deposit (Figure 1a).

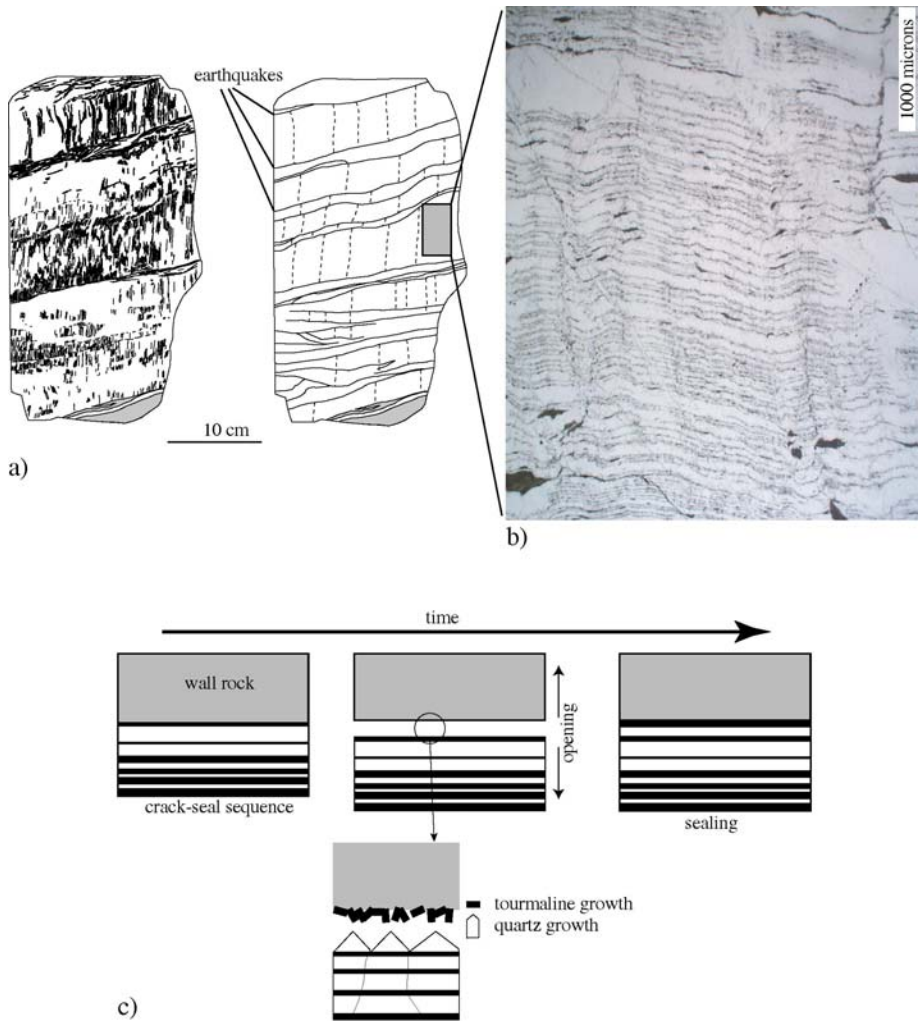


Figure 1: a) Sketch of a polished section of the fibrous gold-bearing quartz vein from Abitibi, Canada, showing the decimetre scale organization of the fibrous ribbons separated by horizontal discontinuities which correspond to earthquake events (after Firdaous, 1995). The crack-seal patterns analyzed in this study are located in the grey area. b) Microscopic view of the crack-seal structure. The series of dark and white layers corresponds to layers of quartz and tourmaline alternately precipitated. This pattern is the result of a sequence of cracking events followed by precipitation of the two minerals on the walls of the open crack. c) Schematic representation of crack-seal process. The sequence of one dark (tourmaline) and one light (quartz) layer corresponds to a cracking event followed by precipitation of the two minerals.

It consists of several centimetre-scale wall-parallel ribbons of quartz and tourmaline representing growth layers and attesting its incremental development by successive earthquakes. These ribbons are themselves made of numerous crack-seal events ranging between 7 and 200 μm in thickness (Figures 1b & 2).

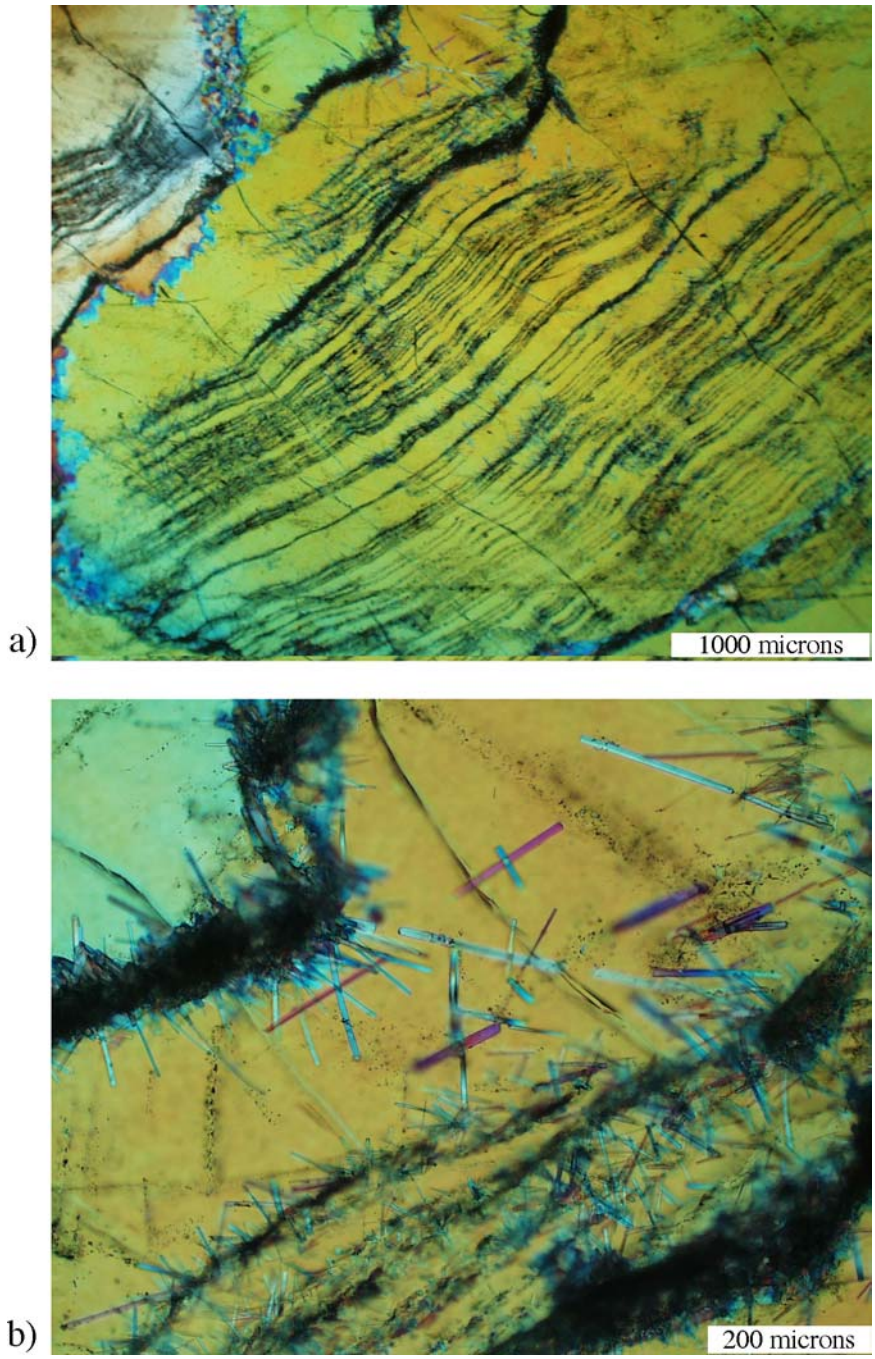


Figure 2: a) Crack-seal sequence (cross-polarizer view) showing the dark layers of tourmaline and the light layers of quartz in gold-bearing quartz veins from Abitibi, Canada (sample S42abc). b) The tourmaline grows in the form of fibres nucleated from the crack wall. The tourmaline grows in the form of rosettes of needles. This indicates that nucleation occurred far from equilibrium and that these crystals grew in an open space.

The opening direction was vertical which implies a fluid pressure slightly higher than the lithostatic load during the formation of the vein (Boullier and Robert 1992). Quartz infilling has an elongate blocky structure with vertical long axis of the crystals. The width of the crystals is one millimetre on average. Delicate undeformed tourmaline needles grow in rosettes on the inclusion bands on both sides of a crack-seal increment and therefore suggest that they have crystallized in fluid-filled open-space cavities (Figure 2b). The crack-seal structure is comparable to that described by Henderson *et al.* (1990), i.e. inclusion bands are locally interrupted. Such interruptions of the crack-seal sequence also occur at a smaller scale of a few bands within the quartz crystals (Figures 1 & 2a). However, crack-seal sequences remain identical on both sides of the interruption regardless of its scale and may be followed over the entire width of large thin sections (7 cm) and from one sample to another.

The delicate geometry of crack-seal inclusion bands and the presence of undeformed tiny tourmaline fibres that are not broken indicate that the crack propagated slowly. Robert and Boullier (1994) have proposed that these crack-seal textures are induced by a steady-state mechanism of sub-critical crack propagation in order to explain their constant shape mimicking the irregularities of the crack walls. The cracks followed the weak boundary between the host rock and the previous sealed crack. As proposed by other authors (Robert and Boullier 1994; Cox 1995; Wiltshko and Morse 2001), these observations suggest that crack propagation occurred in subcritical conditions. Based on experimental work, crack velocity may be estimated in the range 10^{-6}-10^{-3} m.s^{-1}, depending on stress, temperature, and fluid composition (Atkinson 1984; Guéguen and Palciauskas 1994).

Serpentine veins, San Andreas system, California

Serpentine samples have been collected north of Santa Barbara (California), along the Santa Ynez fault, in the Blue Canyon. From late Jurassic to late Cenozoic, this area has undergone subduction of the Pacific plate (Atwater 1989), resulting in the formation of an accretionary complex along the coast. In California, this so-called Franciscan subduction complex is a mélange of different sedimentary and ultramafic rocks, showing various degrees of deformation and metamorphism under HP-LT (e.g. Ernst 1971; Page 1981). Bodies of serpentinite are distributed throughout the mélange (Page 1972). They are derived from mantle peridotites that are partially to totally hydrated. Outside the highly deformed zones, massive serpentinites are preserved and show a network of hydrothermal veins, comparable to those described in oceanic ridge serpentinites (Dilek *et al.*, 1997; Stamoudi, 2002).

Extensional veins with a banded internal fabric are observed (Figure 3). They crosscut with various orientations the serpentinized peridotite matrix showing the typical mesh texture of replacement of olivine and pyroxene. They have been attributed to incremental stress release during progressive unroofing of serpentinites in the case of the MARK area (Dilek *et al*. 1997). Like other veins of the same type, the banded veins considered here have irregular edges that are strictly parallel to each other. These criteria are similar to the incremental opening and filling of the crack-seal mechanism (Ramsay 1980). Minimum incremental opening is around one micrometer and the maximum observed is less than five micrometers.

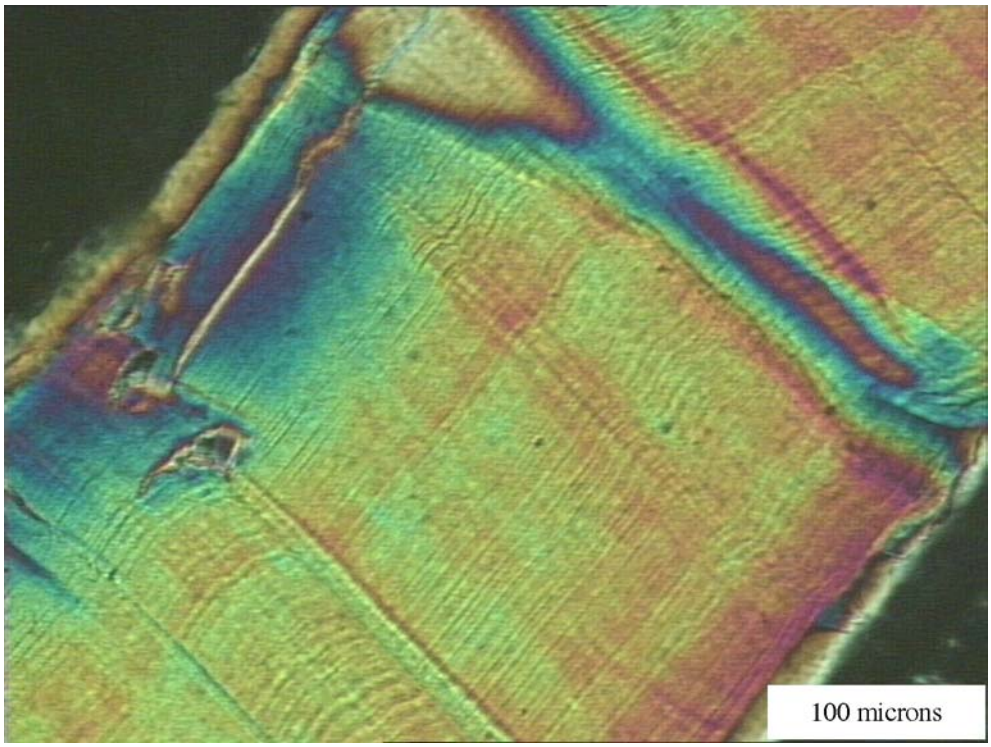


Figure 3: a) Crack-seal sequence (cross-polarizer view) in a serpentine vein from the Santa Ynez fault in the San Andreas system, California, (sample SY3P). The individual cracks are filled with antiaxial serpentine fibre. The delicate geometry of the fibres is conserved with time. The only disturbances are due to impurities trapped in the vein. This observation is indicative of a slow cracking mechanism, such as for example a subcritical crack growth process.

Nanometer-size tubes of chrysotile (tubular serpentine mineral), with a preferred orientation perpendicular to the vein margins, fill each crack antitaxially. Thus, fibres do not directly track the displacement path as observed in quartz veins by Cox (1987). But the opening direction can be clearly followed thanks to the few inclusions of wall-rock and the undulose extinction linking edge irregularities across the vein. Bands are almost separated by a nanometric free space and tubes do not show any trace of deformation. In these veins, there is no evidence of cataclastic deformation; this could indicate that the mechanism of vein opening was a subcritical crack propagation process.

Calcite veins, Apennines, Italy

The calcite crack-seal veins were collected in the Northern Apennines (NW Italy), a belt formed by stacked allochthonous units thrust toward the northeast from the Oligocene to the Recent (Elter 1973). The northern part of the "Bobbio window", where the sample comes from, shows the superposition of several superficial units belonging to the Sub-Ligurian and Ligurian accretionary complexes thrust over the lower Miocene Tuscan foredeep turbidites (Labaume and Rio 1994). The allochton comprises mainly deep-sea marlstone, claystone and sandstone units affected by low-angle shearing. The tectonic pile was later deformed by an antiformal folding probably related to an underlying thrust.

The calcite veins are abundant in the marlstones of the allochton where they are commonly associated with scaly deformation marking the low-angle shear zones (Labaume *et al.* 1991). The most common veins are tabular bodies 1 to 5 cm in thickness and several meters to tens of meters in length, and comprise several superposed mm-thick calcite sheets with striated surfaces. Internal microstructures show that each calcite sheet is a shear vein.

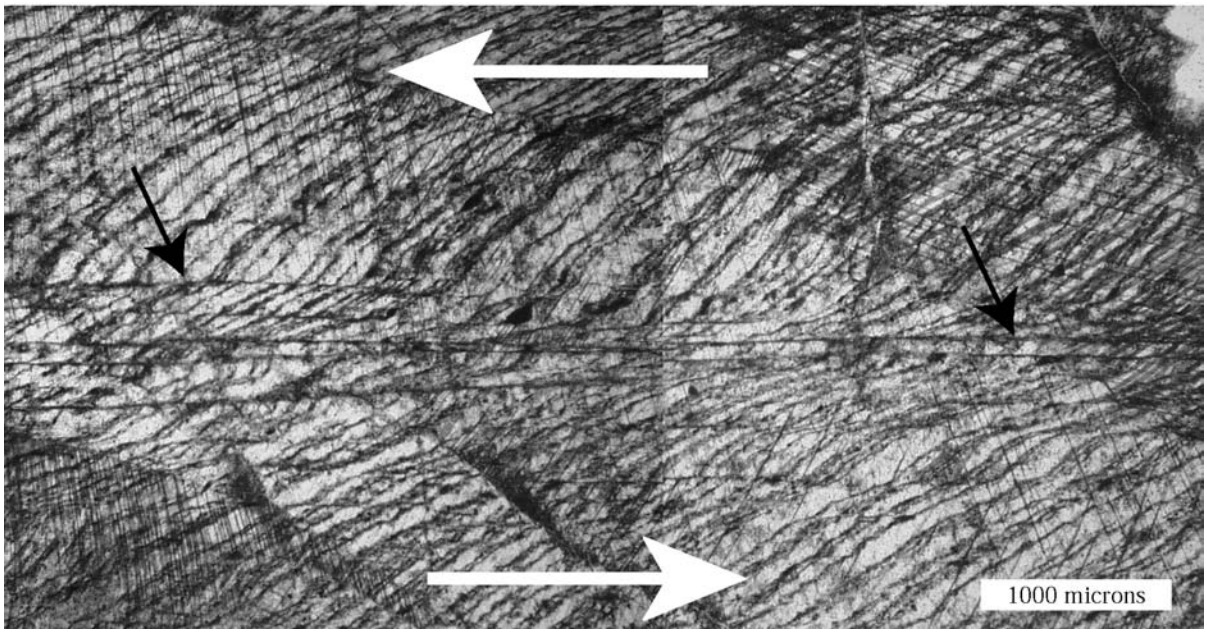


Figure 4: Crack-seal sequence in a calcite vein from the Apennines, Italy (sample X45FXC). Calcite crystals appear in light colours whereas the dark marlstone particles detached from the walls of the vein outline the limit of each crack-seal event. White arrows indicate the direction of shear, black arrows underline the shear surfaces.

This results from calcite crystallization in a great number of rhomb-shaped cavities, corresponding to releasing oversteps between the two bounding shear surfaces (Figure 4). The acute angle between the shear surfaces and the initial rupture responsible for each

overstep gives an unambiguous indication of the shear sense. This angle suggests a mode I rupture, i.e. rupture occurred sub-parallel to the local direction of the maximum principal stress. The direction of the subsequent opening was controlled by the movement along the shear surfaces.

The succession of releasing oversteps forms sequences of a great number of narrow calcite veinlets separated by thin bands of encasing sediment ("matrix bands") and bounded by closely spaced (<5 mm) shear surfaces. Individual veinlet width varies from 0.025 to 1 mm, with the most common values being around 0.1 mm. For each veinlet, the shape-ratio between the length of initial rupture and the opening width is usually well in excess of 10. Matrix bands are usually extremely thin with respect to the adjacent veins and are locally discontinuous. The veinlets were formed sequentially, the opening of each releasing overstep occurring only after the crystallization of calcite in the previously formed neighboring overstep. The presence of the matrix bands shows that the successive ruptures occurred preferentially in the sediment rather than exactly at the calcite-sediment interface. This may be due to incomplete cementation of the very fine-grained sediment, allowing the sediment porosity to be invaded by the calcite vein fill close to the veinlet walls. During the following rupture this thin band of sediment impregnated by the calcite remained glued to the vein-fill, thus forming the matrix band separating the neighbouring veins. The crack-seal vein sequences are commonly offset by a few tenths of millimetres by micro-transform faults sub-parallel with the shear surfaces (Figure 4). In some cases, observations indicated that these transform faults were initiated by heterogeneities (e.g. fossil debris or a large siliciclastic grain) which locally hardened the sediment, thus deviating the rupture trajectory.

Crack-seal pattern statistical analysis

Polished thin sections observed under an optical microscope with cross-polarizers were used to extract digital pictures taken with a high-resolution CCD camera. The position of each crack on a line parallel to the direction of vein opening was measured. The vein wall is set as the origin, and the successive cracks are characterized by their distance from the origin. The distance between crack n and crack $n+1$ corresponds to the aperture of crack n. This was performed directly on the digitized images. The resolution of the measurement is around 0.5 micron (pixel size of the camera) for the highest optical magnification.

Using the crack position data and spatial derivative it was possible to construct cumulative displacements curves, distribution histograms and crack thickness-frequency plots. In addition, the signal was binarized by replacing the information on crack positions, pixel by pixel: the pixel is replaced by a 0 if it does not contain a crack and by 1 if it contains a crack limit. This binarization process enables the relative spatial location of each crack to be reproduced. This binarized data set, determined directly from the previous one, is used to calculate Fourier transforms of the signal and therefore to study the spatial correlation properties of the pattern.

Reference sample	**S42abc**	**S42cdeg**	**S42lhijm**	**SY3P**	**SY32**	**X45FXC**
Location	Abitibi	Abitibi	Abitibi	Santa Ynez	Santa Ynez	Apennines
Country	Canada	Canada	Canada	CA, USA	CA, USA	Italy
Wall rock	diorite	diorite	diorite	serpentinized peridotite		limestone
Vein filling minerals	quartz + tourmaline			chrysotile		calcite
Nb. successive cracks	229	436	1106	88	251	379
Vein thickness (μm)	10100	16300	31900	350	570	56372
Mean crack thick. (μm)	44.4	37.6	28.9	4.1	2.3	148.7
Std. crack thick. (μm)	48.7	35.5	30.8	2.1	0.8	86.9
Min. crack thick. (μm)	12.0	8.1	7.2	1.3	0.8	21.8
E (kbar)[a]	500	500	500	300	300	150
w ($x10^{-6}$ m)[b]	44	38	29	4	2	149
c (m)[c]	0.5-3	0.5-3	0.5-3	0.02	0.02	0.1
wE/4c (bar)	11-66	10-60	7-42	15	7.5	56

[a] wall-rock Young's modulus.
[b] average crack thickness (see Figure 5).
[c] crack length data represent maximum values of the actual crack lengths.

Table 1: Top: Origin and mineralogy of the various crack-seal veins. Middle: Statistical properties of the different crack-seal samples: number of crack-seal events in the sample, thickness of the vein, mean and standard deviation of the thickness of the individual crack-seal events in each vein, minimal thickness of individual cracks. Bottom: Stress release variations recorded by the crack-seals assuming elastic cracks

Crack thickness hirtograms: a characteristic length scale

For each crack-seal vein, the position of each crack is plotted as a function of the vein opening (Figure 5, left). This representation visualizes how the successive crack thicknesses stack spatially and characterizes the series of opening events. The cumulated opening of the vein as a function of crack position is found to be almost linear. On average, the number of cracks on a segment parallel to the opening vector depends only on the length of the segment. The derivative of this curve gives the thickness of each successive crack as a function of its position in the vein (Figure 5, middle). The histograms of thicknesses (right column of Figure 5) indicate that there is a characteristic length scale and a tail of thicker cracks. These thickness-frequency distributions are shown below to follow an exponential relationship.

Distribution function: exponential distribution of crack thicknesses

The crack thickness data (Figure 5, middle) are sorted according to decreasing thickness. The so-called rank-ordering technique (Zipf 1949) is used whereby the variables are arranged in descending order $w_1 > w_2 > ... > w_n$ and the crack thickness w is plotted as a function of the rank n. Represented in a log-linear diagram, the rank ordering plot is qualified by a straight line on more than 80% of each data set (Figure 6).

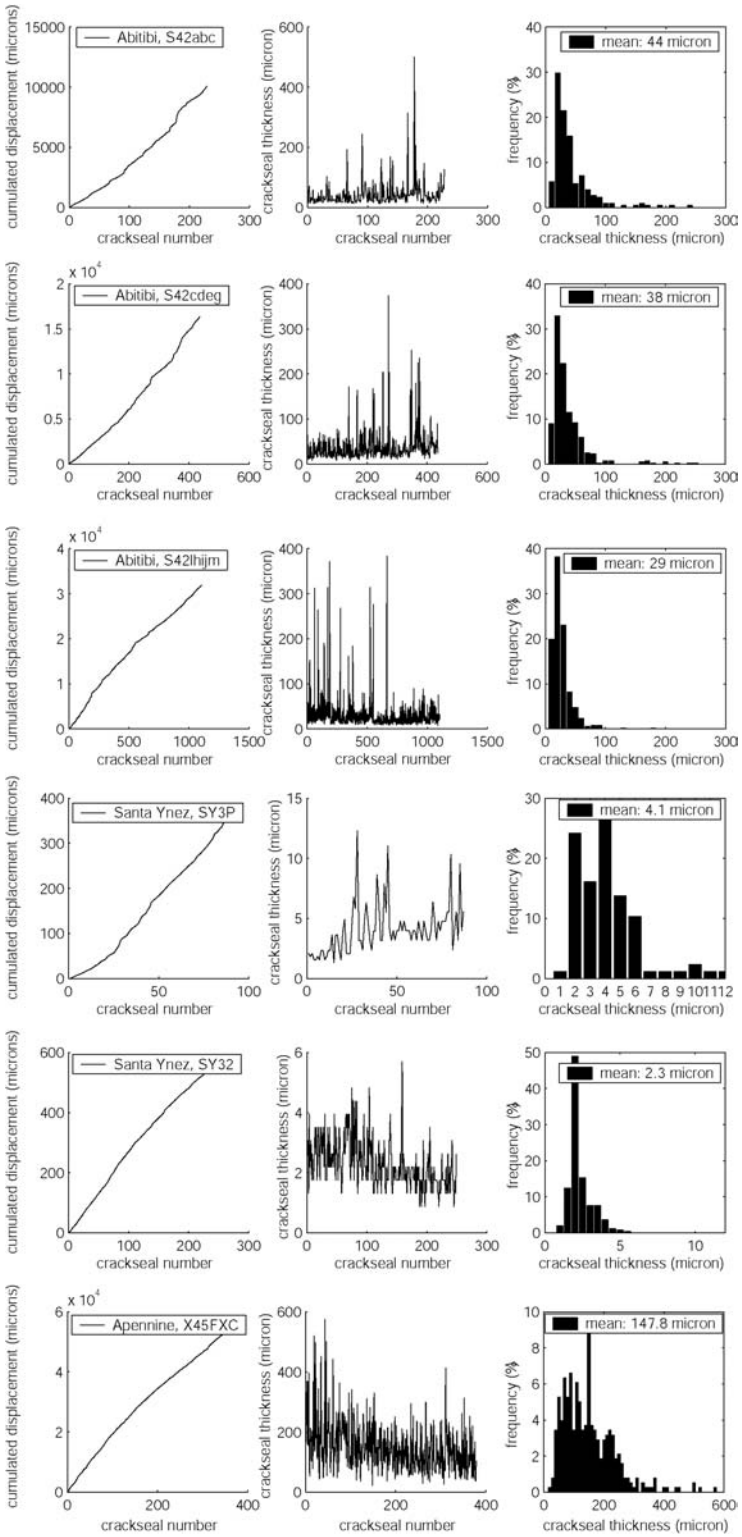


Figure 5: Crack-seal data analysis for six different crack-seal patterns (see Table 1). For each sample, the data analyses indicate similar results:

- Left column: Distribution function of the cracks, perpendicularly to the vein. Crack labelling starts near the vein wall (nb. 1) and stops towards the centre of the vein (last crack-seal increment number).
- Middle column: Thickness of cracks as a function of their position in the series. This corresponds to the derivative of the left column data.
- Right column: Histograms of crack thicknesses for the different samples. All the distributions show a tail over large thicknesses and a characteristic peak indicating a preferential crack thickness. The mean crack thickness is shown in each diagram.

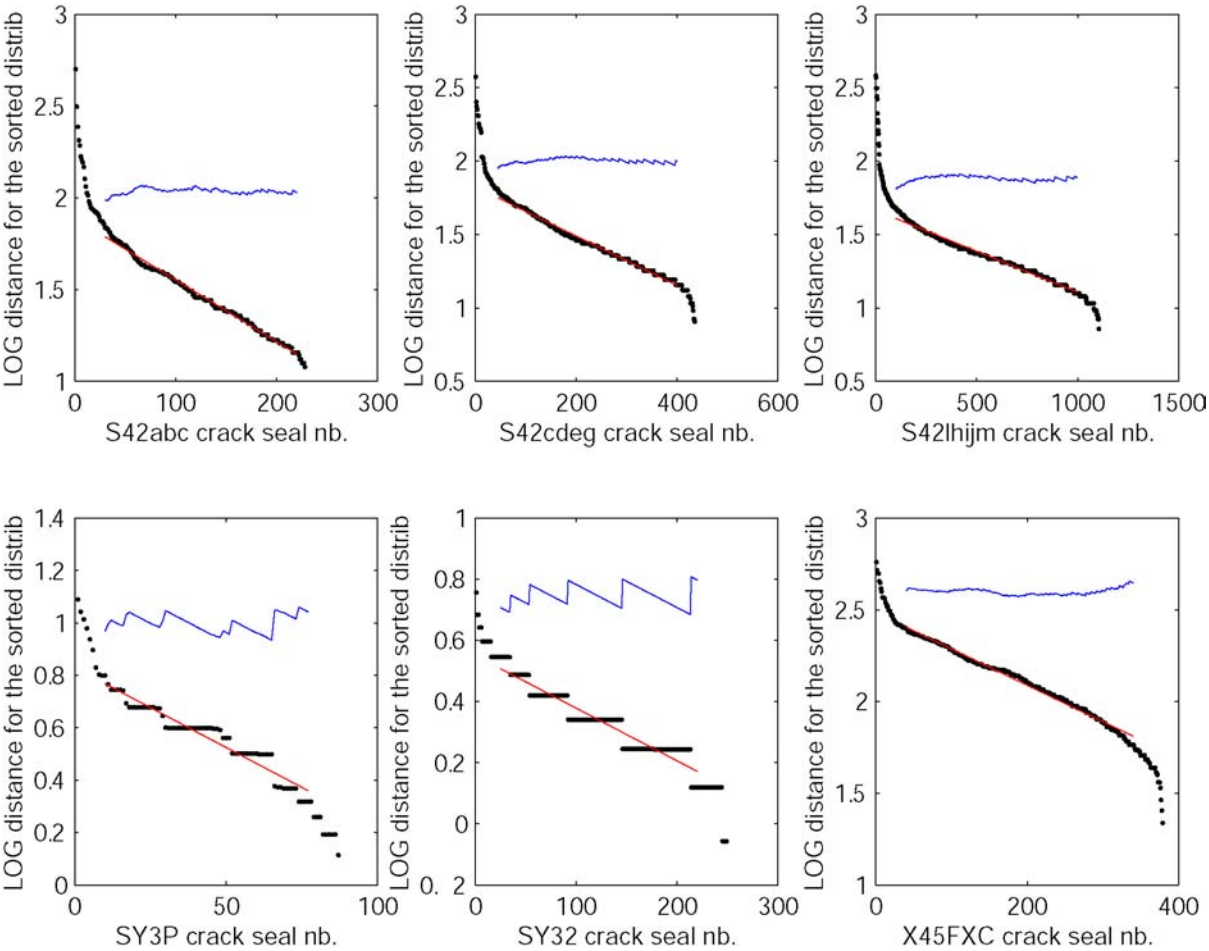


Figure 6: Characterization of the distribution of crack thicknesses. The data of the middle column in Figure 5 are sorted by decreasing thickness (rank-ordering technique). In a log-linear plot, the sorted data (black line) are linear over 80% of the signal (except for large and small cracks), indicating an exponential distribution. The difference between the sorted data (black line) and the linear trend (red line), indicates that the residues of the exponential distribution (blue line) have a mean value close to zero and no specific trend.

This plot corresponds to the distribution function of the cracks in a direction parallel to the opening vector and this describes the cumulative distribution of the probability density function. The distribution is mostly linear in a log-linear diagram indicating that the data can be described by an exponential distribution function (Otnes and Enochson 1972) where the number n of crack of thickness w obeys the relationship

$$n(w) \propto \exp\left(-\frac{w}{w_0}\right) \qquad (1)$$

This relationship incorporates a characteristic scale w_0 of the system which can represent a physical length or which arises through the dynamics of the fracturing process (Bonnet *et al.* 2001). Note that for the serpentine samples, the exponential distribution is not smooth

because the average crack aperture is close to the resolution of the optical measurement process.

For an exponential distribution, the mean and the standard deviation of the data set should be equal to w_0. Table 1 shows that for all crack-seal patterns, the mean crack thickness and the standard deviation are reasonably close. This measurement and the linear trends in Figure 6 indicate that the crack-seal data can be described by an exponential statistical distribution, with slight deviation from an ideal distribution at small and large crack thicknesses. The large number of events (up to 1106 successive cracks for sample S42lhijm) makes the exponential distribution approximation relevant.

Fourier analysis: absence of spatial correlation

To study the spatial correlation of the successive cracks, the Fourier transform of the binarized crack-seal patterns was calculated. In a log-log plot, the Fourier spectrum shows a flat linear relationship (Figure 7). These results indicate that the crack-seal data behave like a random series, with no preferential correlation in the signal: the variations of crack thickness are not correlated spatially between each other.

This interpretation was confirmed by performing Fourier transforms on randomly permutated sets of data. For each crack-seal sequence, the positions of the cracks along the profile parallel to the vein opening direction were randomly permutated. This transformation gives series with the same mean and variance as the original ones and for which the initial order (spatial correlation), if any, is destroyed (dotted lines on Figure 7). Performing Fourier transforms on these new sets does not change the flatness of the Fourier spectrum.

The question as to whether binarization of the original patterns taken with the camera could induce a bias on the high frequencies in the Fourier analysis needs to be addressed. To test this effect Fourier transforms were also performed on the raw data, taken directly from the camera, on the sample. Here again, the Fourier spectrum showed a flat linear relationship.

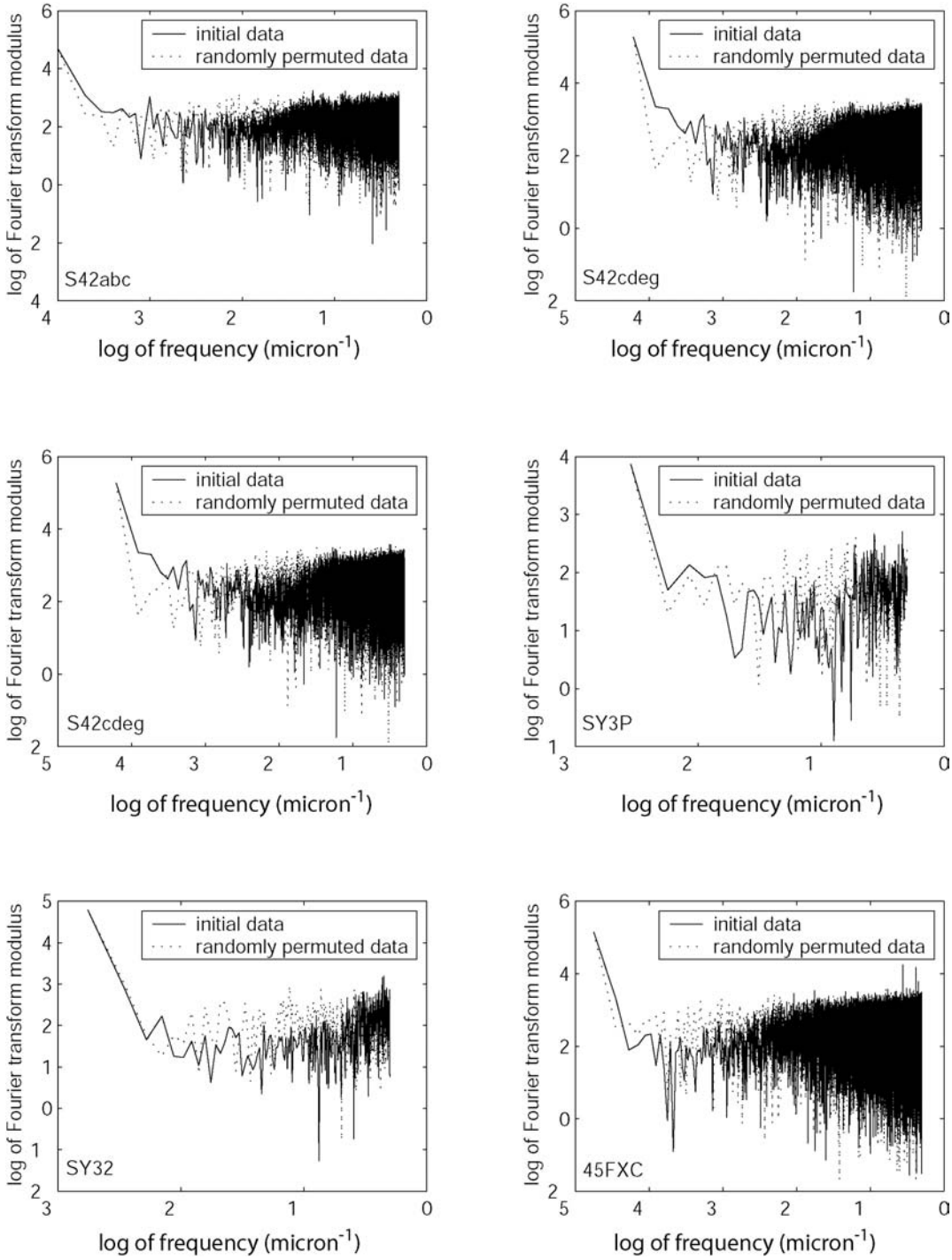


Figure 7: Fast Fourier Transform (FFT) analysis of the crack-seal patterns. In log-log plot, the overall flat shape of the Fourier spectrum indicates that noise dominates the data and that no specific organization can be detected. The raw data (plain line) and the randomly permutated data (dotted lines) show a similar horizontal linear trend.

Another test, not shown here, is the autocorrelation function of the crack-seal sequence. For all the samples, the autocorrelation function drops to zero immediately (like the randomly permutated data sets) thereby confirming that the crack-seal patterns are uncorrelated in space. Therefore, the successions of crack-seal thicknesses do not show any visible spatial

organization. This is a memoryless process (the thickness of crack number *n* does not depend on the thickness of crack *n-1*), which is also a property of exponential distributions.

Discussion

To summarize the statistical analysis, cracks have an exponentially decaying thickness distribution (Figure 5). The mean and standard deviation crack distribution values are close and the distribution is almost linear in a log-linear diagram (Figure 6). Moreover the cracking events are not spatially correlated (Figure 7). The crack-thickness distribution has all the properties of an exponential distribution.

The exponential probability density function has been widely used to accurately describe the failure times in various systems (Fisz 1963; Otnes and Enochson 1972). It characterizes systems containing a large number of elements (transistors, elastic fibres, etc.) which break with a constant failure rate probability. As an analogy to these systems, the exponential distribution of cracks indicates that they are characterized by a single failure rate, which can be controlled for example by the external loading conditions.

Geological systems such as mid-oceanic ridges (Cowie *et al*. 1993) also exhibit an exponential distribution. Based on numerical simulations on a spring network model, Spyropoulos *et al*. (2002) have concluded that exponential distributions of fractures in rocks are indicative of an increase in brittle strain in a regime dominated by the heterogeneity in the system. Moreover, Gupta and Scholz (2000) have observed a transition from a power-law to an exponential distribution of faults as brittle deformation increases in the Afar area.

The three types of crack-seal veins show the same trend of statistical properties, regardless of the geological context, the type of rock and the vein kinematics (extensional or shear vein). The linear trend in the cumulative displacement plot (Figure 5, left) is interpreted as being the fact that the far-field boundary loading conditions and the physico-chemical parameters during the crack-seal deformation did not vary notably. There is neither acceleration nor slow-down in average vein growth rate. As a result, the variations observed in crack thickness should reflect disturbances around a steady-state fracturing process in a constant environment. This steady-state fracturing process is determined both by far-field stress conditions and by the local petrography and stress field in the wall-rock. For example, the grain size in the wall-rock could control the average crack thickness through nucleation processes or local variations in the wall-rock yield strength.

Petrographic evidence also confirms that the P-T conditions did not change during vein formation. Intergrowths of quartz and tourmaline form the crack-seal pattern in the Abitibi quartz veins (Figure 2). These two crystals have grown from hydrothermal conditions and mineral paragenesis and the fluid inclusions trapped in the successive layers indicate that the thermodynamic conditions (lithostatic pressure, temperature) have not changed much during the whole vein opening history (Firdaous 1995; Robert *et al*. 1995). Such observations are similar for the three types of veins. The crack-seal sequence represents cycles of breakage events and periods of quiescence during which the filling minerals have grown from a fluid. During that time, stress and temperature were kept more or less constant. Consequently, crack-seal structures have recorded a sequence of events occurring in a rock domain with almost invariant geological conditions. In this respect, they have recorded small variations around a steady-state. The crack-seal vein accumulates elastic strain due to tectonic loading until the stress on it reaches the yield strength. At this stage a new crack forms. The presence of a well defined peak in the crack-seal thickness distribution indicates that the yield stress varies around a mean value. The uncorrelated distribution of crack-seals and the exponential distribution of crack thicknesses can be interpreted by two effects. On one side, they can reflect spatial heterogeneities in the rock as a crack opens. On the other side, they can reflect time-effective stress and/or fluid pressure variations at the vein boundary.

In the first assumption, the exponential distribution could be due to fluctuations in the crack length or in the local rock strength. The average crack length was measured in the field or directly on the samples (Table 1) and remains almost constant for all the cracks in each vein. In addition, each crack follows exactly the same parallel path as the previous one. Moreover there is no evidence that the crack thickness is related to the local mineralogy of the wall-rock. For the Abitibi samples, the wall-rock contains centimetre-long quartz phenocrystals along which several tens of cracks have developed. Locally, these cracks also show an exponential distribution, even if there is no variation in the wall rock. Therefore there is no structural evidence in the sample that the heterogeneity content varies spatially and that there were local variations in the strength of the vein.

In the second assumption, the crack thickness varies whereas all the textural or geometric parameters of the veins remain unchanged. As the crack lengths are almost constant, the crack thickness variations reflect disturbances in the crack thickness / crack length ratio. Rock mechanics indicate that this ratio is directly related to the state of stress around a fracture and/or at a fracture tip. Given that, after the cracking event, the crack remains open, several authors have proposed that high fluid pressures open the cracks (Sibson *et al*. 1988;

Boullier and Robert 1992). For a pressurized, elastically opened crack, crack width is proportional to the driving pressure (Pollard and Segall 1987). With this assumption, the overpressure σ, necessary to open a crack of length c with an aperture w is

$$\sigma = \frac{wE}{4c} \qquad (2)$$

(Guéguen and Palciauskas 1994). This corresponds to the elastic stress released when a new crack has opened. Crack surface areas are similar for all the individual cracks, only the crack thickness varies. In this case, the thickness can be used to calculate typical stress variations that allowed crack opening assuming that the crack length is known. What crack-seal structures record in fact are variations in elastic stress release during the vein formation. The values for c given in Table 1 represent a maximum length for the cracks as observed in the outcrops or directly on samples. Given these lengths and the typical elastic modulus of the wall rocks, the variations in crack thickness indicate minimum effective driving pressure variations ranging from 10 to 50 bars. These variations are small compared to the main stresses. However they are sufficient to explain the crack-seal patterns.

Conclusions

Crack-seal veins recording several hundred successive crack events were analyzed. All data sets show similar statistical properties irrespective of the various geological settings and vein kinematics: the exponential crack distributions have many similarities with a random data set with a well-defined characteristic length. In this way, they are different from other fracture patterns which show power-law (earthquakes) or other types of correlations. Crack-seal structures represent evidence of a fossil record of non-correlated crack sequences with a well-defined average characteristic size: they have recorded noisy stress release variations in the crust.

This project has been supported by the CNRS through an "*Action Thématique Innovante*". We would like to thank C. Pequegnat and D. Tisserand for her technical help. We thank S. Cox and P. Meakin for fruitful discussions and F. Robert for providing the Abitibi crack-seal samples. This is publication n° XX from the Physics of Geological Processes (PGP) Center at the University of Oslo.

References

Atkinson, B. K. 1984. Subcritical crack-propagation in geological materials. *Journal of Geophysical Research* **89**, 4077-4114.

Atwater, T. 1989. Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. In: *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii* (edited by Winterer, E. L., Hussong, D. M. & Decker, R. W.). *Geology of North America*, Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 21-71.

Beach, A. 1977. Vein arrays, hydraulic fractures and pressure solution structures in a deformed flysch sequence, S.W. England. *Tectonophysics* **40**, 201-225.

Beutner, E. C. & Diegel, F. A. 1985. Determination of fold kinematics from syntectonic fibers in pressure shadows, Martinsburg slate, New Jersey. *American Journal of Science* **285**, 16-50.

Bonnet, E., Bour, O., Odling, N.E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., and Berkowitz, B. 2001. Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics*, **39**:347-383.

Bons, P. & Jessell, M. 1997. Experimental simulation of the formation of fibrous veins by localised dissolution-precipitation creep. *Mineralogical Magazine* **61**, 53-63.

Bons, P. 2000. The formation of veins and their microstructures. *Journal of the Virtual Explorer* **2**, 12.

Boullier, A. M. & Robert, F. 1992. Palaeoseismic events recorded in Archaean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. *Journal of Structural Geology* **14**, 161-179.

Cowie, P.C., Scholz, C.H., Edwards, M., and Malinverno, A. 1993. Fault strain and seismic coupling on mid-oceanic ridges. *Journal of Geophysical Research* **98**, 17911-17920.

Cox, S. F. & Etheridge, M. A. 1983. Crack-seal fibre growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstructures. *Tectonophysics* **92**, 147-170.

Cox, S. F. 1987. Antitaxial crack-seal vein microstructures and their relationship to displacement paths. *Journal of Structural Geology* **9**, 779-787.

Cox, S. F. 1991. Geometry and internal structures of mesothermal vein systems: implications for hydrodynamics and ore genesis during deformation. In: *Structural geology in mining and exploration. Extended abstracts* **25**. Univ. Western Australia, 47-53.

Cox, S. F. 1995. Faulting processes at high fluid pressures: an example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia. *Journal of Geophysical Research* **100**, 12841-12859.

Dilek, Y., Coulton, A. & Hurst, S. D. 1997. Serpentinization and hydrothermal veining in peridotites at site 920 in the Mark area. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results* (edited by Karson, J. A., Cannat, M., Miller, D. J. & Elthon, D.) **153**, 35-59.

Ellis, M. 1986. The determination of progressive deformation histories from antitaxial syntectonic crystal fibers. *Journal of Structural Geology* **8**, 701-709.

Elter, P. 1973. Lineamenti tettonici ed evolutivi dell' Appennino. *Acad. Naz. Lincei, Roma,* **183**, 97-109.

Ernst, W. G. 1971. Do mineral parageneses reflect unusually high pressure conditions of Franciscan metamorphism ? *American Journal of Science* **271**, 81-108.

Firdaous, K. 1995. Etude des fluides dans une zone sismogénique fossile: les gisements aurifères mésothermaux archéens de Val d'or, Abitibi, Québec. University Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine.

Fisher, D. M. & Brantley, S. L. 1992. Models of quartz overgrowth and vein formation: deformation and episodic fluid flow in an ancient subduction zone. *Journal of Geophysical Research* **97**, 20043-20061.

Fisher, D. M., Brantley, S. L., Everett, M. & Dzvonik, J. 1995. Cyclic fluid flow through a regionally extensive fracture network within the Kodiak accretionary prism. *Journal of Geophysical Research* **100**, 12881-

12894.

Fisz, M. 1963. *Probability theory and mathematical statistics*. Wiley Publications in Statistics, Wiley: New York.

Gaviglio, P. 1986. Crack-seal mechanism in a limestone : a factor of deformation in strike-slip faulting. *Tectonophysics* **131**, 247-255.

Gueguen, Y. & Palciauskas, V. 1994. *Introduction to the physics of rocks*. Princeton University Press.

Gupta, A. and Scholz, C.H. 2000. Brittle strain regime transition in the Afar depression: Implications for fault growth and sea-floor spreading. *Geology*, **28**, 1087-1090.

Henderson, J. R., Henderson, M. N. & Wright, T. O. 1990. Water-sill hypothesis for the origin of certain veins in the Meguma Group, Nova Scotia, Canada. *Geology* **18**, 654-657.

Hilgers, C. 2000. Vein growth in fractures: experimental, numerical and real rock studies. Unpublished Ph. D. dissertation thesis, University of Aachen, Germany.

Labaume, P., Berty, C. & Laurent, P. 1991. Syndiagenetic evolution of shear structures in superficial nappes: An example from the Northern Apennines, NW Italy. *Journal of Structural Geology* **13**, 385-398.

Labaume, P. & Rio, D. 1994. Relationships between the subLigurian allochton and the Tuscan foredeep turbidites in the Bobbio window (NW Apennines). *Memorie della Società Geologica Italiana* **48**, 309-315.

Otnes, R., K., and Enochson, L. 1978. *Applied time series analysis*. New York: Wiley.

Page, B. M. 1972. Oceanic crust and mantle fragment in subduction complex near San Luis Obispo, California. *Geological Society of America Bulletin* **83**, 957-972.

Page, B. M. 1981. The Southern Coast Range. In: *The geotectonic development of California* (edited by Ernst, G. W.). Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, pp. 330-417.

Passchier, C. & Trouw, R. 1995. *Microtectonics*. Springer, Berlin.

Petit, J.-P., Wibberley, C.A.J., & Ruiz, G. 1999. 'Crack-seal', slip: a new fault valve mechanism? *Journal of Structural Geology* **21**, 1199-1207.

Pollard, D.D. & Segall, P. 1987. Theoretical displacement and stresses near fractures in rock with applications to faults, joints, veins, dykes and solution surfaces. In Atkinson B. K. (ed), Fracture Mechanics of Rock, pp. 277-350. Academic Press, London.

Ramsay, J. G. 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature* **284**, 135-139.

Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press, London.

Robert, F. 1990. Structural setting and control of gold-quartz veins of the Val d'Or area, southeastern Abitibi Subprovince. In: *Gold and base metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment*, Edited by Ho, S. E., Robert, F. & Groves, D. I., *University of Western Australia Publication* **24,** 164-209.

Robert, F. & Boullier, A. M. 1994. Mesothermal gold-quartz veins and earthquakes. In: *The mechanical involvement of fluids in faulting* (edited by Hickman, S. H., Sibson, R. H. & Bruhn, R. L.) Open-file report 94-228. U.S. Geological Survey, 18-30.

Robert, F., Boullier, A. M. & Firdaous, K. 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research* **100**, 12861-12879.

Robert, F. & Brown, A. C. 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. Part I : Geologic relations and formation of the vein systems. *Economic Geology* **81**, 578-592.

Sibson, R. H., Robert, F. & Poulsen, K. H. 1988. High angle reverse fault, fluid-pressure cycling and mesothermal gold quartz deposits. *Geology* **16**, 551-555.

Spyropolous, C., Scholz, C.H., & Shaw, B.E. 2002. Transition regimes for growing crack populations. *Physical Review E* **65**, 056105-1-056105-10.

Stamoudi, C. 2002. *Processus de serpentinisation des péridotites de Hess-Deep et de la zone de MARK: Approches chimiques et minéralogiques*. Ph. D. Thesis University Paris VI, France.

Taber, S. 1916. The growth of crystals under external pressure. *American Journal of Science* **XLI**(4th Series, No. 246), 532-556.

Taber, S. 1918. The origin of veinlets in the Silurian and Devonian strata of central New York. *Journal of Geology* **6**, 56-73.

Urai, J. L., Williams, P. F. & van Roermund, H. L. M. 1991. Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins. *Journal of Structural Geology* **13**, 823-836.

Van der Pluijm, B. A. 1984. An unusual "crack-seal" vein geometry. *Journal of Structural Geology* **6**, 593-597.

Williams, P. F. & Urai, J. L. 1989. Curved vein fibres: an alternative explanation. *Tectonophysics* **158**, 311-333.

Wiltschko, D. V. & Morse, J. W. 2001. Crystallization pressure versus "crack seal" as the mechanism for banded veins. *Geology* **29**, 79-82.

Xu, G. 1997. Fluid inclusions in crack-seal veins at Dugald River, Mount Isa Inlier: implications for paleostress states and deformation conditions during orogenesis. *Journal of Structural Geology* **19**, 1359-1368.

Zipf, G.K. 1949. *Human behavior and the principle of least-effort*. Addison-Wesley, Cambridge.

II.2.4. Ouverture rapide : les veines microgrenues (lamellaires et sphérolitiques) et les veines isotropes

Ces trois types de veines sont difficilement discernables à l'œil car elles sont toutes de couleur bleu-vert avec un aspect amorphe. Il est possible de distinguer les veines isotropes des autres avec une source de lumière. En effet, les veines isotropes, contrairement aux autres, ne sont pas translucides. Sous la lumière, elles sont complètement opaques et prennent une couleur bleu ciel (Fig. II.2-30, gauche). De plus, au microscope en LP, elles prennent souvent une teinte marron (Fig. II.2-30, droite).

La morphologie des veines microgrenues et isotropes est plus aléatoire que pour les veines fibreuses ou les veines rubanées et leur épaisseur peut varier latéralement. Les contours ne sont pas superposables et montrent moins d'irrégularités ce qui suggère un lissage des parois par dissolution inhomogène au contact du fluide. Les veines isotropes montrent même des fragments anguleux d'encaissants charriés sur des distances non mesurables mais qui témoignent d'une action abrasive forte du fluide lors de l'ouverture du crack. Ces critères soulignent déjà l'ouverture plus brutale de ces types de veines qui semblent aussi présenter un rapport eau/roche plus élevé que les précédentes. Pour cela, il faut bien entendu que la porosité de l'encaissant ne permette pas au fluide de s'échapper au travers des parois. Cela est envisageable si la porosité interconnectée est réduite ou si la vitesse du fluide circulant est bien plus rapide que sa vitesse de fuite par les parois. Cependant, les textures optiques internes (LPA) sont très différentes et varient parfois latéralement. Il est donc nécessaire de compléter cette étude à l'échelle du grain afin de caractériser les types de serpentines en présence, leurs formes de croissance et distinguer les mécanismes de formation de ces différentes veines.

II.2.4.a. Veines microgrenues lamellaires

Ce type de veine présente une ligne médiane qui coupe la largeur de la veine parfaitement en son centre (Fig. II.2-20). La structure est symétrique de part et d'autre de cette ligne. De chaque coté, les cristaux sont en forme de triangles extrêmement allongés, perpendiculairement aux épontes, et qui s'élargissent vers le centre. La pointe des lamelles part des épontes et rejoint celle d'en face au niveau de la ligne centrale. Cette texture rappelle celle observée dans des veines de calcite par exemple et elle est caractéristique d'une

croissance depuis les épontes vers le centre, c'est-à-dire syntaxiale (e.g. Passchier & Trouw, 1998).

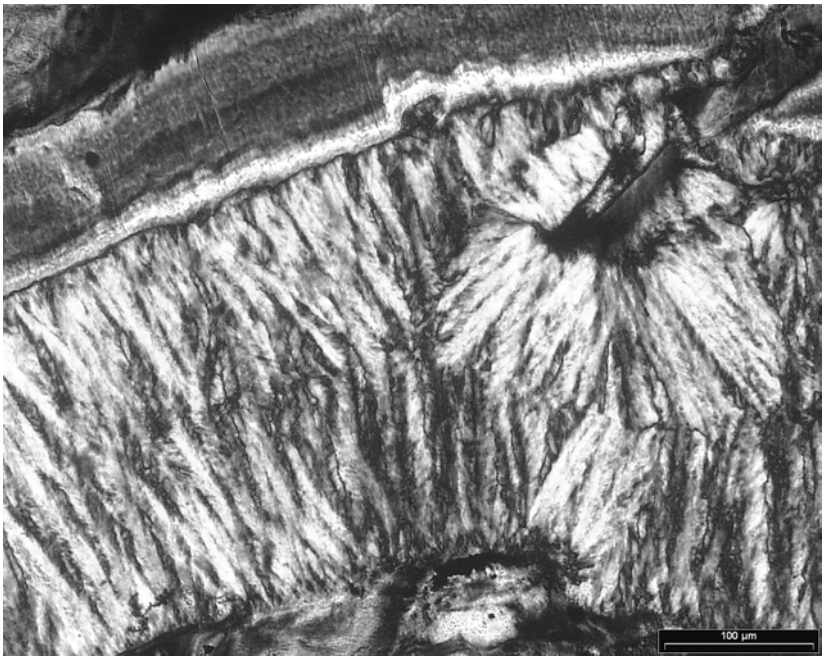


Fig. II.2-20: Veine lamellaire observée en LPA. La texture interne symétrique, caractéristique de ce type de veine, ressort bien sur cette image. Les cristaux sont en triangles allongés qui s'élargissent vers le centre de la veine.

Des analyses chimiques (Fig. II.2-21) montrent une composition relativement homogène au sein de ce type de veine malgré de faibles variations très locales en Fe ou Al. Aucun élément, autre que les majeurs (Si, Mg, Al, et Fe), n'est intégré dans les serpentines de remplissage. La chimie de ces veines ne semble donc pas significativement affectée par l'encaissant proche.

N°ech	Cr2O3	MnO	Cl	F	K2O	Na2O	FeO	NiO	TiO2	SO2	SiO2	MgO	Al2O3	Tot
SY28	0,1	-	-	-	-	-	4,4	0,1	-	-	40,7	38,5	1,4	85,5
SY28	-	-	-	-	-	-	3,8	-	-	-	41,6	40,3	0,7	86,6
SY28	-	-	-	-	-	-	4,2	0,1	-	-	40,8	39,2	1,4	86,0
SY1	-	-	-	-	-	-	5,2	-	-	-	42,3	38,6	1,3	87,6
SY1	-	-	-	-	-	-	5,0	-	-	-	41,8	39,6	1,2	87,8
SY1	-	-	-	-	-	-	5,1	-	-	-	41,2	38,8	1,4	86,7
SY1	-	-	-	-	-	-	5,4	-	-	-	41,0	37,0	1,4	85,0

	Cr	Mn	Cl	F	K	Na	Fe	Ni	Ti	S	Si	Mg	Al	Total
SY28	0,00	-	-	-	-	-	0,18	0,00	-	-	1,96	2,77	0,08	5,00
SY28	-	-	-	-	-	-	0,15	-	-	-	1,97	2,84	0,04	5,01
SY28	-	-	-	-	-	-	0,17	0,00	-	-	1,95	2,80	0,08	5,01
SY1	-	-	-	-	-	-	0,21	-	-	-	1,99	2,71	0,07	4,97
SY1	-	-	-	-	-	-	0,20	-	-	-	1,96	2,77	0,07	5,00
SY1	-	-	-	-	-	-	0,20	-	-	-	1,96	2,75	0,08	5,00
SY1	-	-	-	-	-	-	0,22	-	-	-	1,99	2,67	0,08	4,97

Fig. II.2-21: Valeurs représentatives des analyses réalisées à la microsonde électronique dans les veines microgrenues lamellaires de serpentines. Les résultats sont donnés en % massiques d'oxydes (wt %) puis les formules structurales calculées sur la base de 7 oxygènes sont donnés en a.p.f.u. (atom per formula unit). Les mesures ont été faites dans différents échantillons provenant du même endroit (Santa Ynez, SY-).

Cela est en accord avec les observations précédentes qui proposaient une arrivée de matière par le centre de la veine. Des éléments traces représentatifs de la matrice ont pu être dissouts au passage du fluide en amont mais leur contribution à la chimie de la veine doit être sensiblement diluée ou homogénéisée. Le nourrissage ne devrait donc pas se faire par diffusion locale mais par advection fluide au sein d'un fluide de composition tamponnée.

Optiquement, ces cristaux allongés en lamelles, rappellent les lattes d'antigorite observées dans les serpentinites progrades à texture interpénétrative, non-pseudomorphique. Mais la texture optique des serpentinites est trompeuse et les observations au MET (Fig. II.2-22 & -23) ont révélé la dominance de grandes pales de lizardite (Liz) accompagnées de chrysotiles (Ctl) et serpentines polygonales (PS) dans le remplissage de ces veines. La lizardite peut, entre autres, être distinguée de l'antigorite par diffraction électronique le long de l'axe de zone [001] (cf. §I.1.1.b). La présence de lizardite a été confirmée par spectrométrie RAMAN (cf. annexe C) mais les espèces mineures n'ont pas été décelées par cette technique que nous n'avons donc pas poussée plus avant.
La lizardite croît en secteurs triangulaires isolés ou le plus souvent accolés à un ou plusieurs autres. Les secteurs sont allongés selon c et leur développement latéral semble relativement limité. Il est possible qu'il se termine, en bordure de secteurs, par un enroulement classique en chrysotile le long de l'axe a. La base des triangles allongés est préférentiellement dirigée vers le centre de la veine (Fig. II.2-22) ce qui rappelle la texture optique. Il existe aussi de plus petits secteurs accolés en bordure des grands dont la croissance a sans doute été limitée par celle de leurs voisins. Ces observations sont en accord avec un nourrissage de la veine par le centre encourageant ainsi la croissance et donc l'allongement des secteurs de lizardite perpendiculairement aux épontes et leur élargissement vers le centre. L'axe d'empilement des feuillets semble être l'axe privilégié pour un tel développement anisotrope. A cette échelle, il est possible de distinguer les cristaux un à un et ils ne sont pas continus sur toute la demi-largeur de la veine. D'après les textures optiques et l'orientation des cristaux (Fig. II.2-20 & -22), la pointe des secteurs serait le lieu de germination et des pointes de secteurs sont observées à des distances variables du bord. Sans doute y a-t-il des nucléations secondaires locales au cours du remplissage de la veine mais il est clair qu'il n'y a eu qu'un stade majeur de nucléation, au tout début, sur les parois, pour expliquer la texture interne globale. Les formes fibreuses (chrysotile et serpentines polygonales) ne sont pas seulement en limite de secteur mais sont aussi disséminées un peu partout où l'organisation géométrique des secteurs laisse de la place (Fig. II.2-22 & -23). Il n'y a pas de relation génétique entre ces deux espèces

qui suggèrerait une éventuelle recristallisation de l'une ou l'autre. Les chrysotiles sont plus rares que les polygonales. Aucune des deux n'a d'orientation préférentielle ce qui favoriserait plutôt un remplissage postérieur des interstices entre les secteurs de lizardite, plutôt qu'une croissance contemporaine, guidée par l'apport de matière.

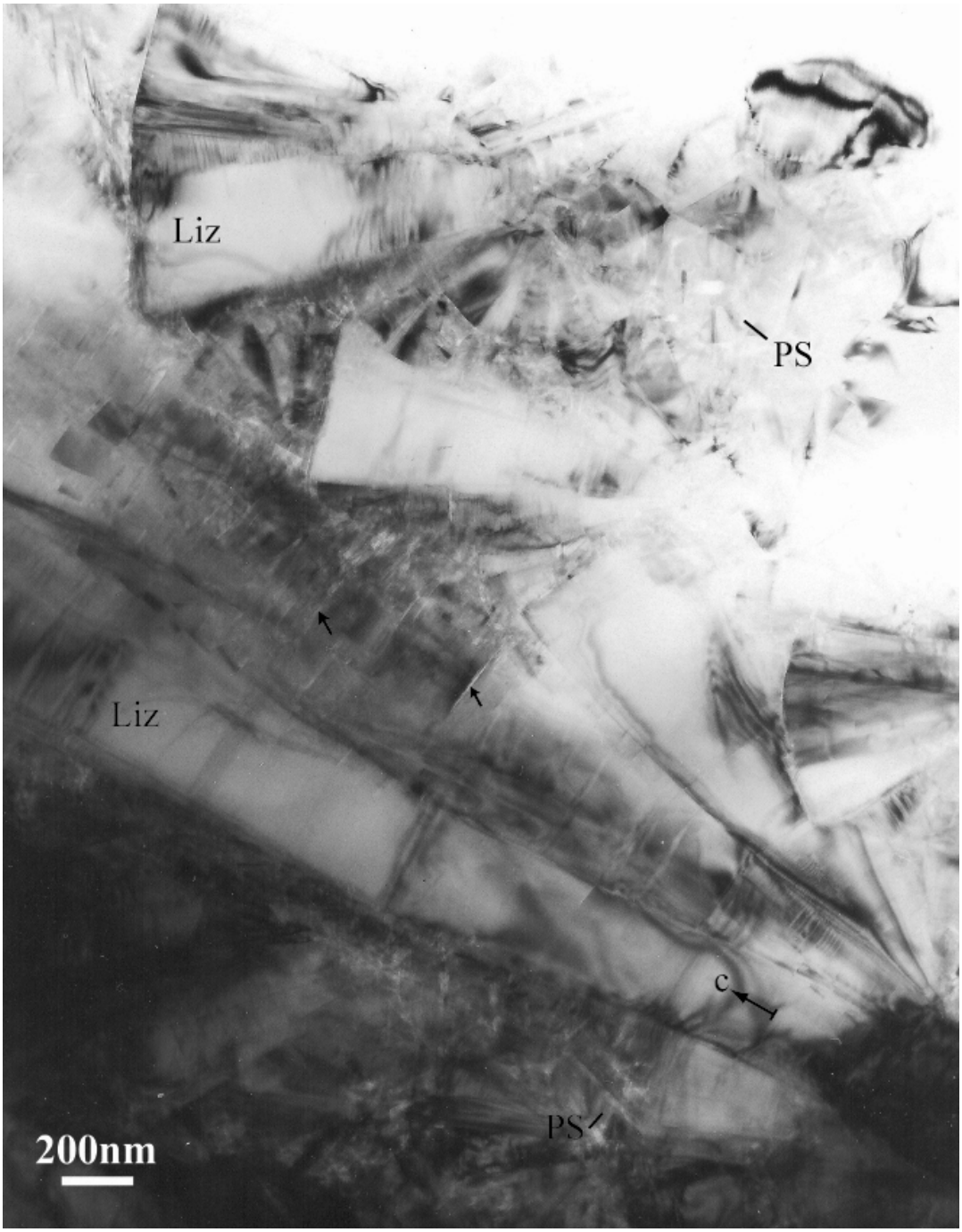


Fig. II.2-22 : Secteurs de lizardite (Liz) allongés selon leur axe c. Cela est facilement visible grâce aux cracks (indiqués par des flèches noires) classiquement rencontrés le long du plan de clivage {001} de la lizardite. L'allongement des secteurs se fait le long d'une direction moyenne perpendiculaire aux épontes de la veine. Cette direction est celle de l'allongement des secteurs les plus développés (au centre de la photo) alors que l'orientation des cristaux de plus petite taille (moins allongés) varie. Il est possible de distinguer des serpentines tubulaires entre les secteurs, et en particulier des serpentines polygonales (PS).

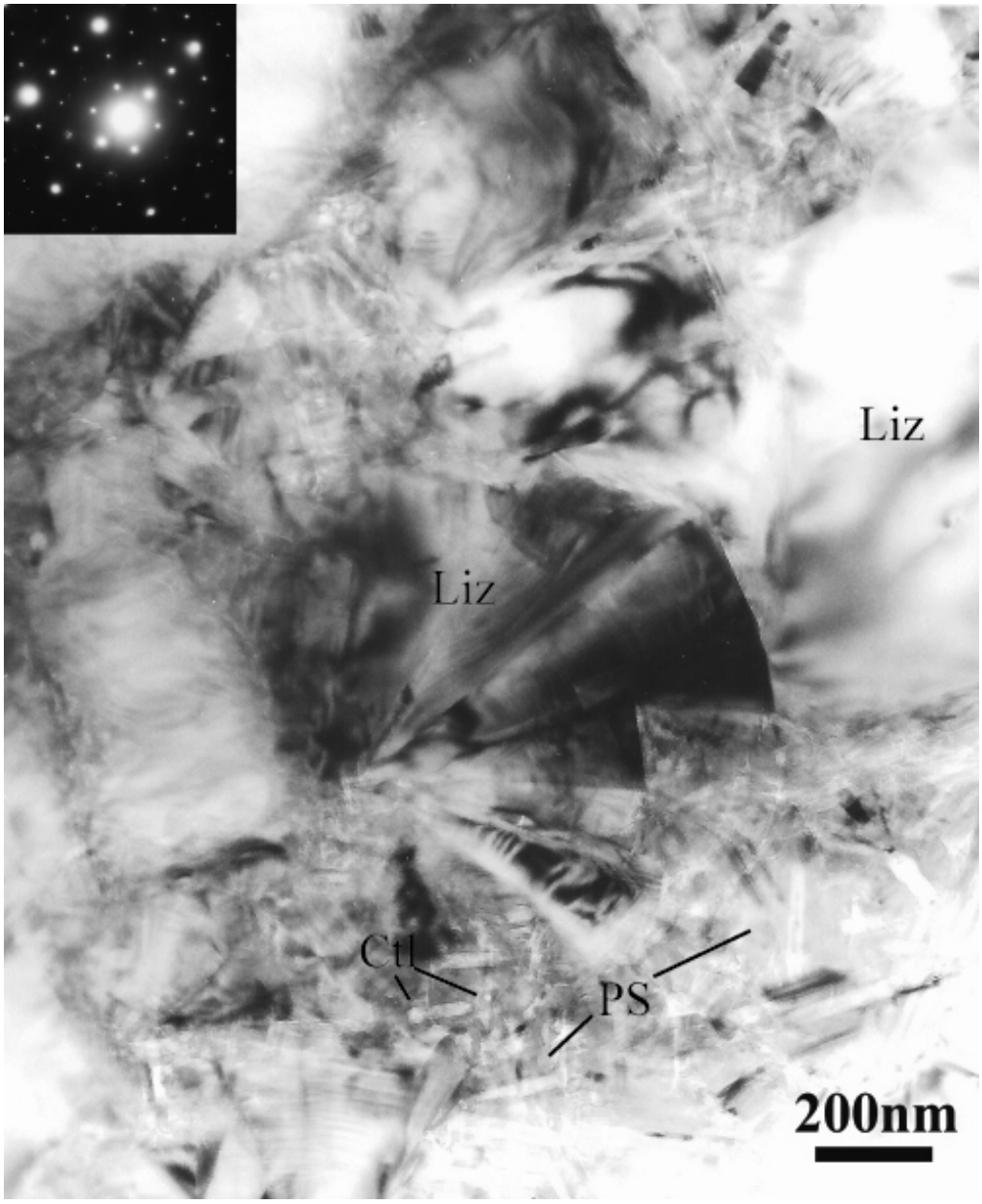
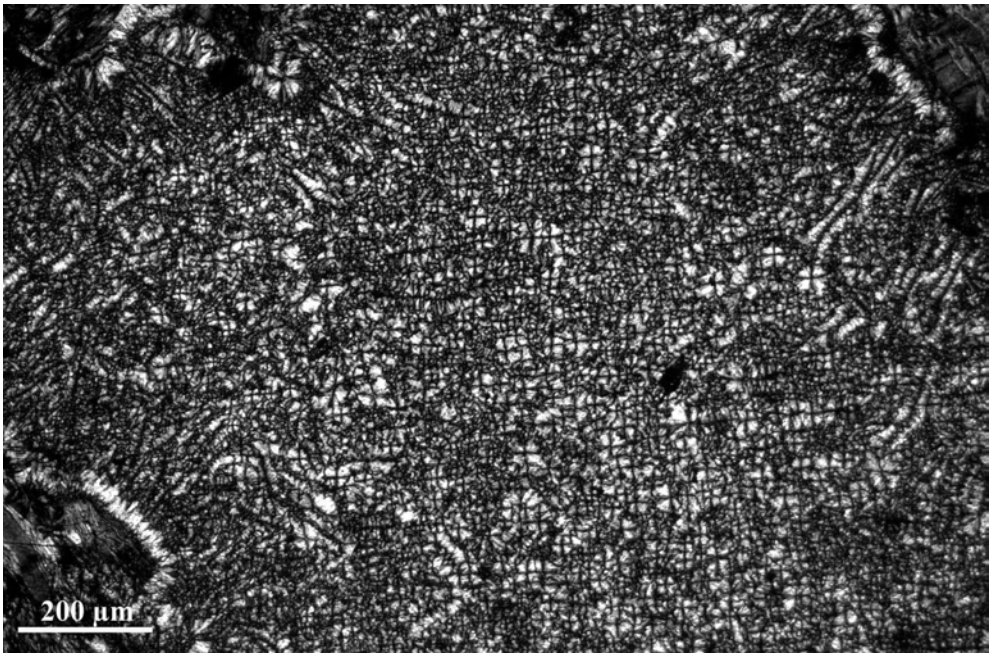


Fig. II.2-23 : Chrysotiles (Ctl) et serpentines polygonales (PS) remplissent les interstices laissés vides par la géométrie du remplissage de la veine par la lizardite. Un cliché de diffraction de la lizardite le long de l'axe de zone [001] confirme qu'il ne s'agit pas d'antigorite.

II.2.4.b. Veines microgrenue sphérolitiques

La qualification de veine microgrenue « sphérolitique » se justifie par la présence de grains micrométriques, atteignant plusieurs dizaines de microns de large, dont l'extinction en LPA se caractérise par une croix noire (Fig. II.2-24). Cette croix reste visible lorsque l'on tourne la platine et ses composantes sont toujours orientées N-S et E-W. Le caractère sphérique et radial de ces grains est ainsi mis en évidence. Des textures très similaires ont déjà été

identifiées chez certains polymères (e.g. Geil, 1973) ou dans la nature, pour d'autres minéraux (e.g. quartz, feldspaths) comme figures de cristallisation de verres ou de « gels » siliceux par exemple (Augustithis, 1982 ; Herrington & Wilkinson, 1993 ; Hibbard, 1995). Ces grains sont appelés sphérolites et possèdent une croissance centrifuge à partir d'un noyau central, ce qui leur confère des propriétés isotropes à l'échelle du grain. Les grains, engrainés les uns dans les autres semblent limiter ainsi leur croissance latérale. Il arrive que les croix décrites précédemment soient allongées dans une direction qui tend à être perpendiculaire aux épontes. Cela suggère alors que les cristaux croissent non pas autour d'un point mais autour d'un axe qui se dirige vers le centre de la veine (Fig. II.2-24 & -25).



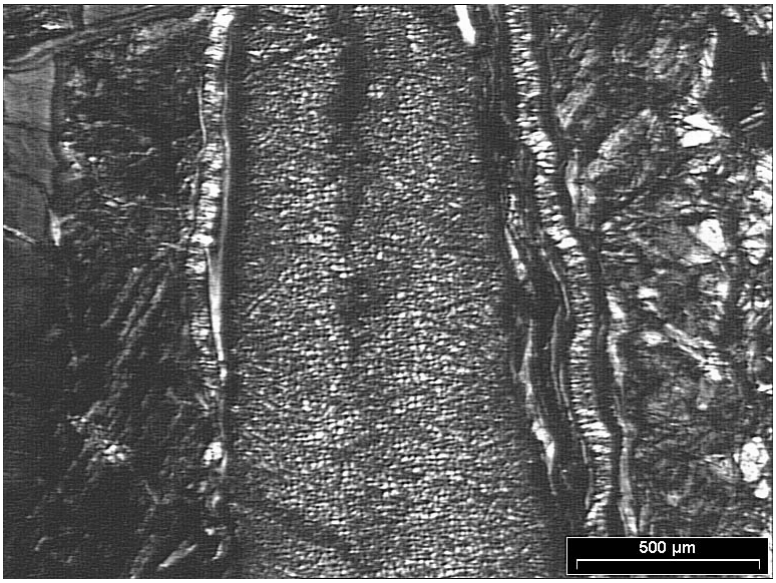


Fig. II.2-24. (*ci-dessus*) : Image en LPA de la texture caractéristique de veines microgrenues sphérolitiques. La croix noire qui la caractérise est bien visible. Le coin haut-droit de l'image illustre les formes de cristallisation radiale autour d'un axe subperpendiculaire aux épontes.

Fig. II.2-25 (*ci-contre*) : Image en LPA illustrant l'existence d'une ligne centrale parfois observable dans ces veines sphérolitiques.

Une ligne centrale peut parfois être distinguée dans ces veines (Fig. II.2-25). Bien que la texture sphérolitique suggère naturellement un remplissage dû à une nucléation homogène au sein de la fracture ouverte, il semblerait en fait que le mécanisme de formation soit peu différent de celui des veines lamellaires, c'est-à-dire gouverné par un transfert de matière advectif par le centre de la veine. Il reste cependant à expliquer la différence de texture avec les veines lamellaires et les localisations multiples de germination.

Les analyses chimiques microsondes réalisées dans ce type de veine présentent les mêmes particularités que pour les veines lamellaires (Fig. II.2-26). Seul les éléments majeurs sont présents avec des concentrations homogènes et similaires à celles analysées dans les veines lamellaires. Cr et Ni sont absents. Cela ne va pas à l'encontre d'un transfert de matière par advection au sein d'un fluide de composition constante.

N°ech	Cr2O3	MnO	Cl	F	K2O	Na2O	FeO	NiO	TiO2	SO2	SiO2	MgO	Al2O3	Tot
SY4	-	-	-	-	-	-	5,6	-	-	-	42,4	38,1	1,0	87,3
SY4	-	-	-	-	-	-	5,6	-	-	-	40,4	39,7	1,1	87,1
SY4	-	-	-	-	-	-	5,8	-	-	-	40,5	38,0	0,9	85,3
SY4	-	-	-	-	-	-	5,3	-	-	-	41,6	37,3	1,5	85,8
SY4	-	-	-	-	-	-	5,3	-	-	-	42,5	37,2	1,4	86,6
SY4	-	-	-	-	-	-	5,5	-	-	-	40,4	38,2	1,8	86,1
SY4	-	-	-	-	-	-	5,5	-	-	-	41,6	38,7	1,7	87,5
SY1	-	-	-	-	-	-	5,2	-	-	-	41,8	38,0	1,5	86,8

	Cr	Mn	Cl	F	K	Na	Fe	Ni	Ti	S	Si	Mg	Al	Total
SY4	-	-	-	-	-	-	0,22	-	-	-	2,00	2,68	0,06	4,97
SY4	-	-	-	-	-	-	0,22	-	-	-	1,93	2,82	0,06	5,04
SY4	-	-	-	-	-	-	0,23	-	-	-	1,97	2,75	0,05	5,01
SY4	-	-	-	-	-	-	0,21	-	-	-	1,99	2,67	0,09	4,96
SY4	-	-	-	-	-	-	0,21	-	-	-	2,02	2,63	0,08	4,95
SY4	-	-	-	-	-	-	0,22	-	-	-	1,94	2,74	0,10	5,01
SY4	-	-	-	-	-	-	0,22	-	-	-	1,96	2,72	0,09	4,99
SY1	-	-	-	-	-	-	0,21	-	-	-	1,98	2,69	0,09	4,97

Fig. II.2-26: Valeurs représentatives des analyses réalisées à la microsonde électronique dans les veines microgrenues sphérolitiques de serpentines. Les résultats sont donnés en % massiques d'oxydes (wt %) puis les formules structurales calculées sur la base de 7 oxygènes sont donnés en a.p.f.u. (atom per formula unit). Les mesures ont été faites dans différents échantillons provenant du même endroit (Santa Ynez, SY-).

Les études au MET et par spectrométrie RAMAN (cf. annexe C) indiquent la présence de lizardite. De grandes pales triangulaires bien cristallisées de lizardite sont observables au MET (Fig. I.2-27). Comme pour les veines précédentes, un remplissage fin de serpentines tubulaires colmate les espaces vides entre les pales. Compte tenu de la faible surface observable au MET, même à faible grossissement, il est difficile d'obtenir une image de la structure entière d'un sphérolite. Seul des morceaux de secteurs de sphérolites sont visibles

puisque ces derniers peuvent mesurer plusieurs microns. Contrairement aux cristaux de lizardite observés dans les veines lamellaires, ils n'ont pas ici d'orientation préférentielle. Localement, il semble que de plus petits sphérolites soient aussi présents (Fig. II.2-28) et donnent un meilleur aperçu de la géométrie globale. Le MEB serait l'outil adapté à l'échelle d'observation requise pour ce type de texture. Or, les échantillons de veines préparés n'ont pas offert d'images représentatives, d'une part, à cause de la difficulté de repérage une fois l'échantillon introduit, et d'autre part, par la relative cohésion des grains entre eux qui limite leur séparation et donc leur repérage en tant que grains sphériques. Mais nous verrons dans le paragraphe suivant, que ce problème a finalement été résolu et que la géométrie des sphérolites a pu être précisée.

Fig. II.2-27 : Image MET des grandes pales de lizardite (Liz) qui forment sans doute les secteurs des sphérolites de serpentine. Des formes tubulaires (chrysotile, Ctl et serpentines polygonales, PS) sont identifiables dans le matériel cristallisé entre les secteurs.

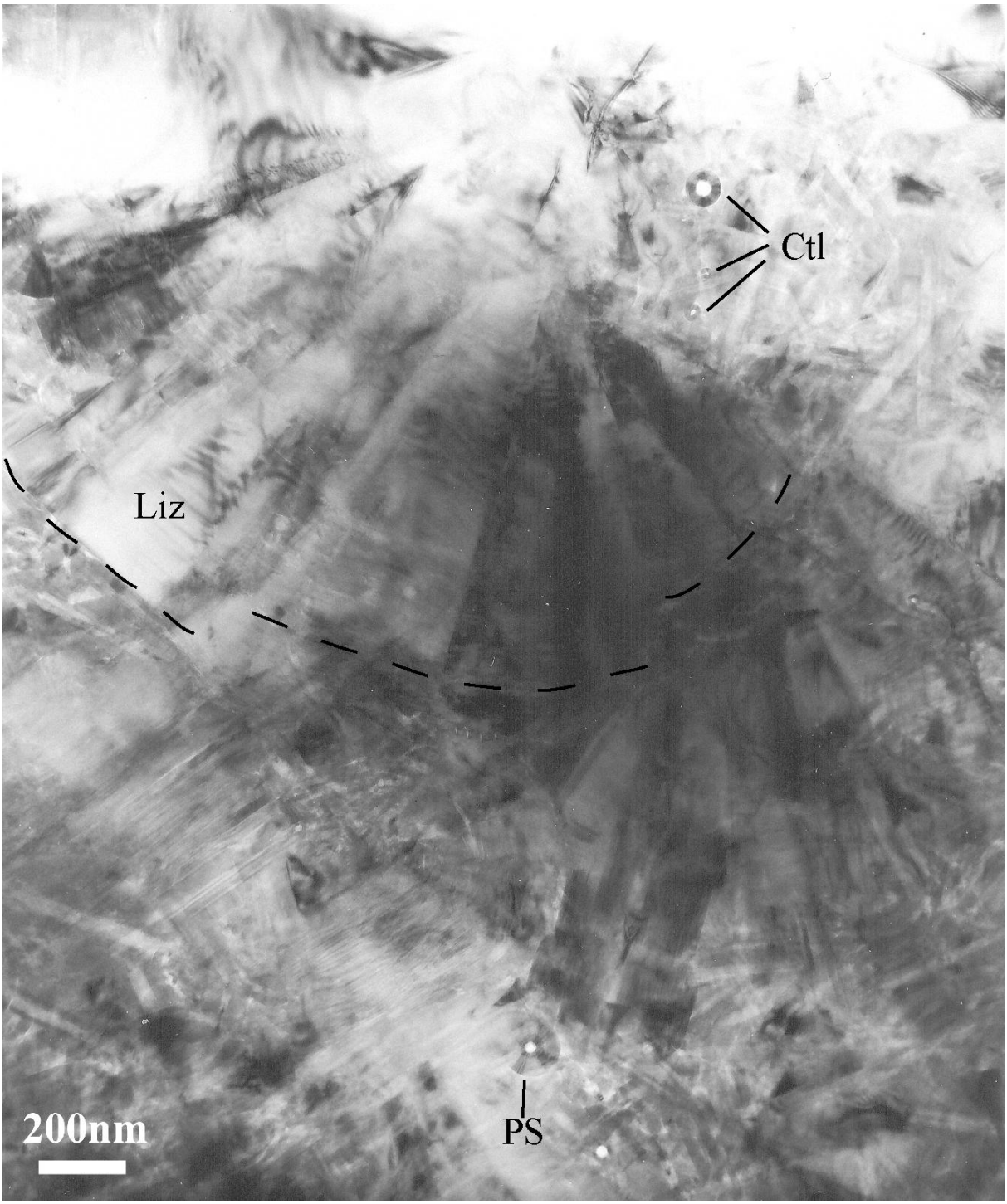


Fig. II.2-28 : Image MET du deuxième type de texture observé dans les veines sphérolitiques. Des secteurs de lizardite (Liz), allongés suivant c, sont accolés et semblent former des structures rondes pouvant être de plus petits sphérolites dont le possible contour est souligné par les traits pointillés. Les secteurs n'ont pas une extinction simultanée sous le faisceau ce qui témoigne d'une différence d'orientation entre eux et exclu la possibilité d'une polygonalisation. Les espaces vides sont comblés par des serpentines tubulaires (chrysotile, Ctl, et polygonales, PS).

II.2.4.c. Veines isotropes

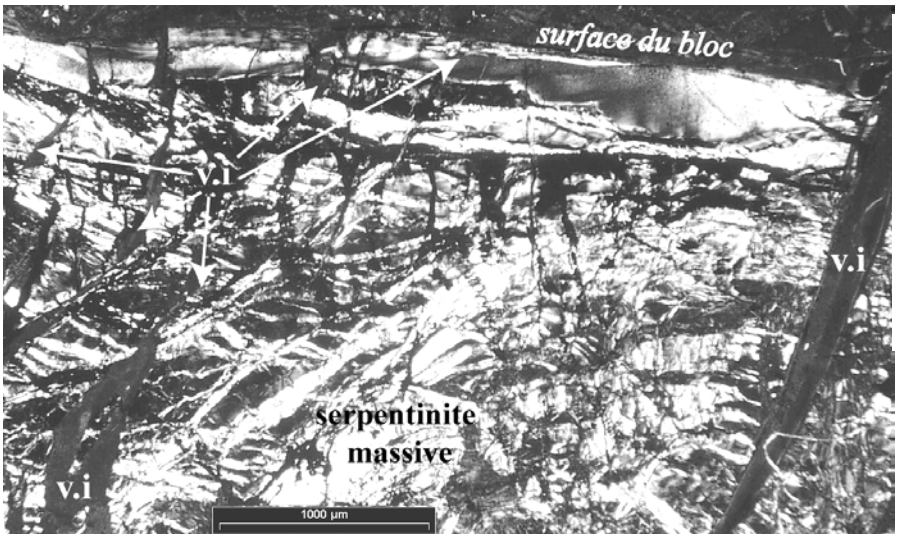


Fig. II.2-29 : géométrie caractéristique du réseau de veines isotrope (v.i) qui se développe perpendiculairement à la surface des blocs massifs de serpentinite.
Ces veines peuvent aussi recouvrir la surface des blocs (cf. Fig. II.2-12).

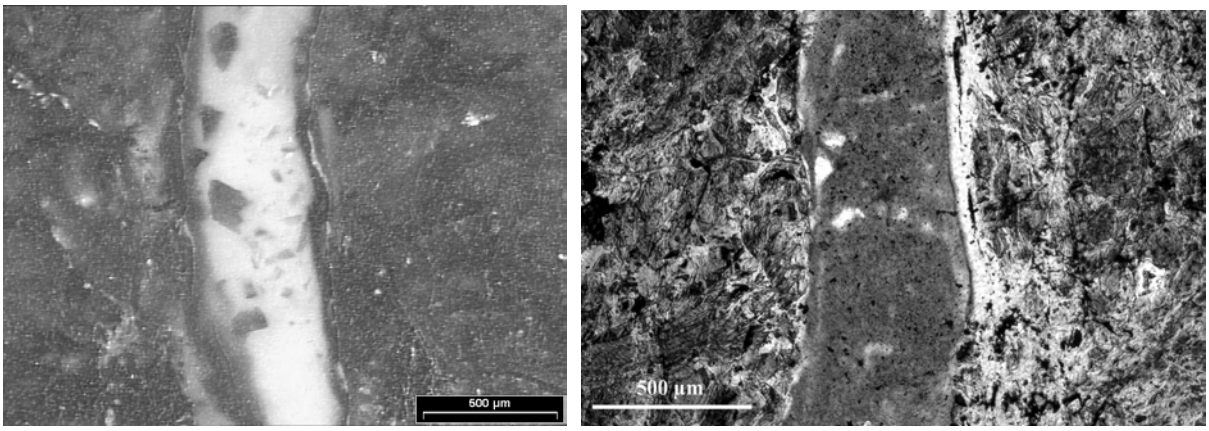


Fig.II.2-30 : *A gauche* : veine isotrope non translucide une fois éclairée sous loupe binoculaire en lumière réfléchie. Des fragments d'encaissants sont visibles. *A droite* : veine isotrope marron-beige (microscope pétrographique en LP).

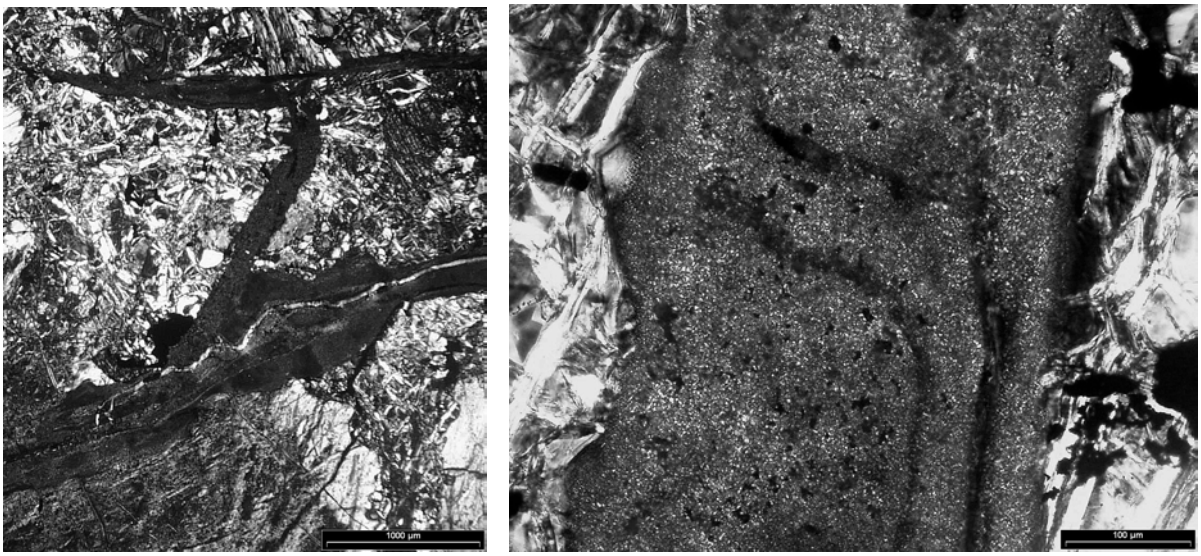


Fig. II.2-31: Images en LPA de veines isotropes. Une ligne centrale est repérable sur l'*image de gauche*. Sous fort éclairement et plus fort grossissement une texture à grains très fins apparaît dans ces veines sur l'*image de droite*.

Les veines isotropes représentent la dernière génération de veines ayant affecté les blocs massifs de serpentinites. Elles peuvent recouvrir la surface des blocs (Fig. II.2-12 & -29) et/ou les recouper en formant un réseau perpendiculaire à la surface. Isotrope en LPA, elles sont marron–beige en LP (Fig. II.2-30, droite). Il est possible de distinguer dans certaines de ces veines, une ligne centrale (Fig. II.2-31, gauche). Le plan de coupe doit sans doute influer sur sa visibilité en lame mince, mais son observation même locale témoigne de son existence dans ce type de veines aussi.

Des analyses chimiques ont été réalisées dans ces textures isotropes au sein d'un échantillon contenant de nombreuses veines caractéristiques (Fig. II.2-32). La composition chimique du matériel de remplissage est constante d'une veine à l'autre et, une fois de plus, seuls les éléments majeurs sont détectés ce qui témoigne de la dilution des éléments dissouts de l'encaissant dans un système à fort rapport eau/roche.

N°ech	Cr2O3	MnO	Cl	F	K2O	Na2O	FeO	NiO	TiO2	SO2	SiO2	MgO	Al2O3	Tot
SY25	-	-	-	-	-	-	4,2	-	-	-	42,7	39,4	1,6	88,2
SY25	-	-	-	-	-	-	4,8	-	-	-	41,1	38,0	1,5	85,6
SY25	-	-	-	-	-	-	4,8	-	-	-	41,4	39,2	1,7	87,4
SY25	-	-	-	-	-	-	4,3	-	-	-	41,2	39,1	1,6	86,4
SY25	-	-	-	-	-	-	4,3	-	-	-	41,3	38,3	1,7	85,8
SY25	-	-	-	-	-	-	4,7	-	-	-	40,8	39,0	1,7	86,5
SY25	-	-	-	-	-	-	4,3	-	-	-	41,6	38,2	1,2	85,5

	Cr	Mn	Cl	F	K	Na	Fe	Ni	Ti	S	Si	Mg	Al	Total
SY25	-	-	-	-	-	-	0,16	-	-	-	1,98	2,73	0,09	4,97
SY25	-	-	-	-	-	-	0,19	-	-	-	1,98	2,72	0,08	4,98
SY25	-	-	-	-	-	-	0,19	-	-	-	1,95	2,76	0,10	5,00
SY25	-	-	-	-	-	-	0,17	-	-	-	1,96	2,77	0,09	5,00
SY25	-	-	-	-	-	-	0,17	-	-	-	1,97	2,73	0,09	4,98
SY25	-	-	-	-	-	-	0,19	-	-	-	1,95	2,77	0,09	5,01
SY25	-	-	-	-	-	-	0,17	-	-	-	2,00	2,73	0,07	4,97

Fig. II.2-32: Valeurs représentatives des analyses réalisées à la microsonde électronique dans les veines isotropes de serpentines. Les résultats sont donnés en % massiques d'oxydes (wt %) puis les formules structurales calculées sur la base de 7 oxygènes sont donnés en a.p.f.u. (atom per formula unit). Les mesures ont été faites dans différents échantillons provenant du même endroit (Santa Ynez, SY-).

Ces veines, encore plus que les autres, ont une texture optique qui ne permet pas la moindre hypothèse sur la nature du remplissage. Nous avions vu au §II.2.1.b. que des bastites présentent parfois aussi une texture similaire à grains très fins (Fig. II.2-6). Des échantillons (SY25) ont été préparés pour le MEB, au niveau d'une veine isotrope et d'un pyroxène altéré montrant une texture à grains fins. Les photos obtenues sont présentées sur les figures II.2-33 & -34 respectivement.

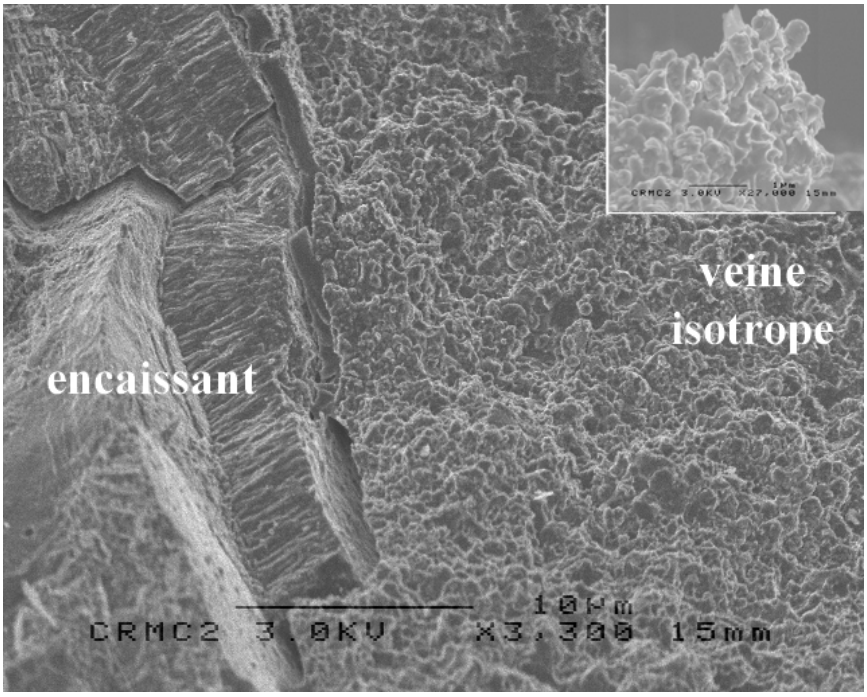


Fig. II.2-33 : Image MEB (électrons secondaires) d'une veine isotrope et de la limite avec l'encaissant. Un zoom de la texture interne de la veine est disponible en médaillon. Le remplissage est très poreux, constitué d'un assemblage désordonné de petits grains engrenés, à tendance sphérique ou fibreuse, et montrant peu de cohésion avec l'encaissant.

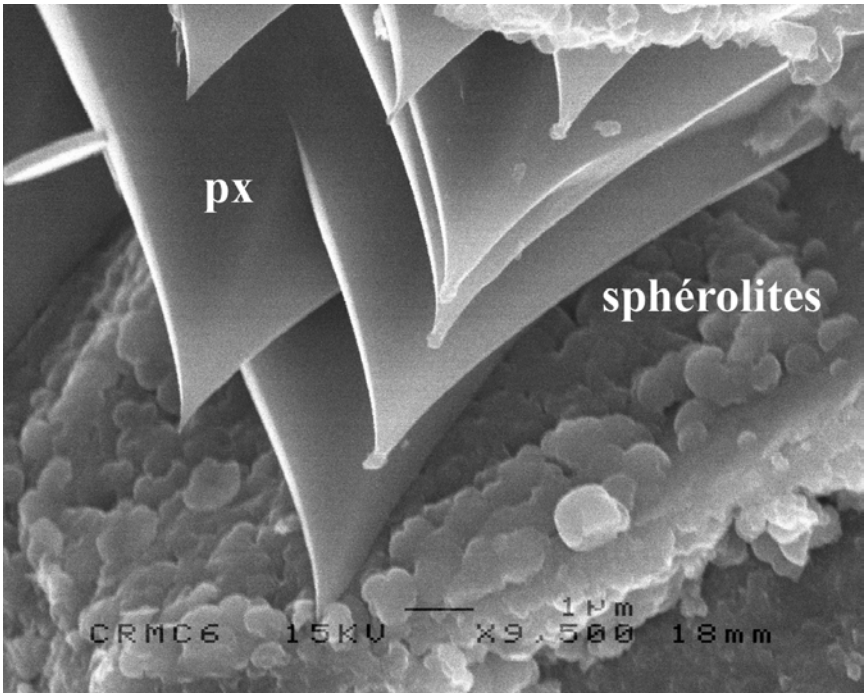


Fig. II.2-34 : Même type de remplissage que la figure précédente mais à plus fort grossissement et au sein d'un pyroxène (px) montrant des figures classiques d'altération le long de ses clivages. (Image par O. Grauby, MEB mode électrons secondaires).

La figure II.2-33 montre un remplissage poreux, par des grains arrondis, sans organisation ni figures de croissance particulière à l'échelle de la veine. Dans le cas des pyroxènes, il est difficile de préciser les relations génétiques entre le pyroxène et les grains. Deux hypothèses restent possibles : soit ils se sont formés au cours de l'altération des pyroxènes comme semble le suggérer ceux visibles au niveau des pointes d'altération ; soit ils se sont formés plus

tardivement, par transformation des serpentines d'altération hydrothermale (lizardite) grâce à la circulation d'un fluide au sein des pyroxènes qui sont finalement des milieux relativement ouverts le long de leurs clivages. Ce fluide pourrait être le même que celui créant les veines isotropes mais aucune relation claire de cause à effet n'a été identifiée entre le trajet des veines isotropes et les bastites à texture microgrenue.

L'échantillon préparé au niveau d'un pyroxène altéré présente des surfaces favorables à une étude à plus fort grossissement. Des images MEB ont donc été réalisées à un plus fort grossissement et permettent de caractériser la morphologie tridimensionnelle de ces grains (Fig. II.2-35 & -36).

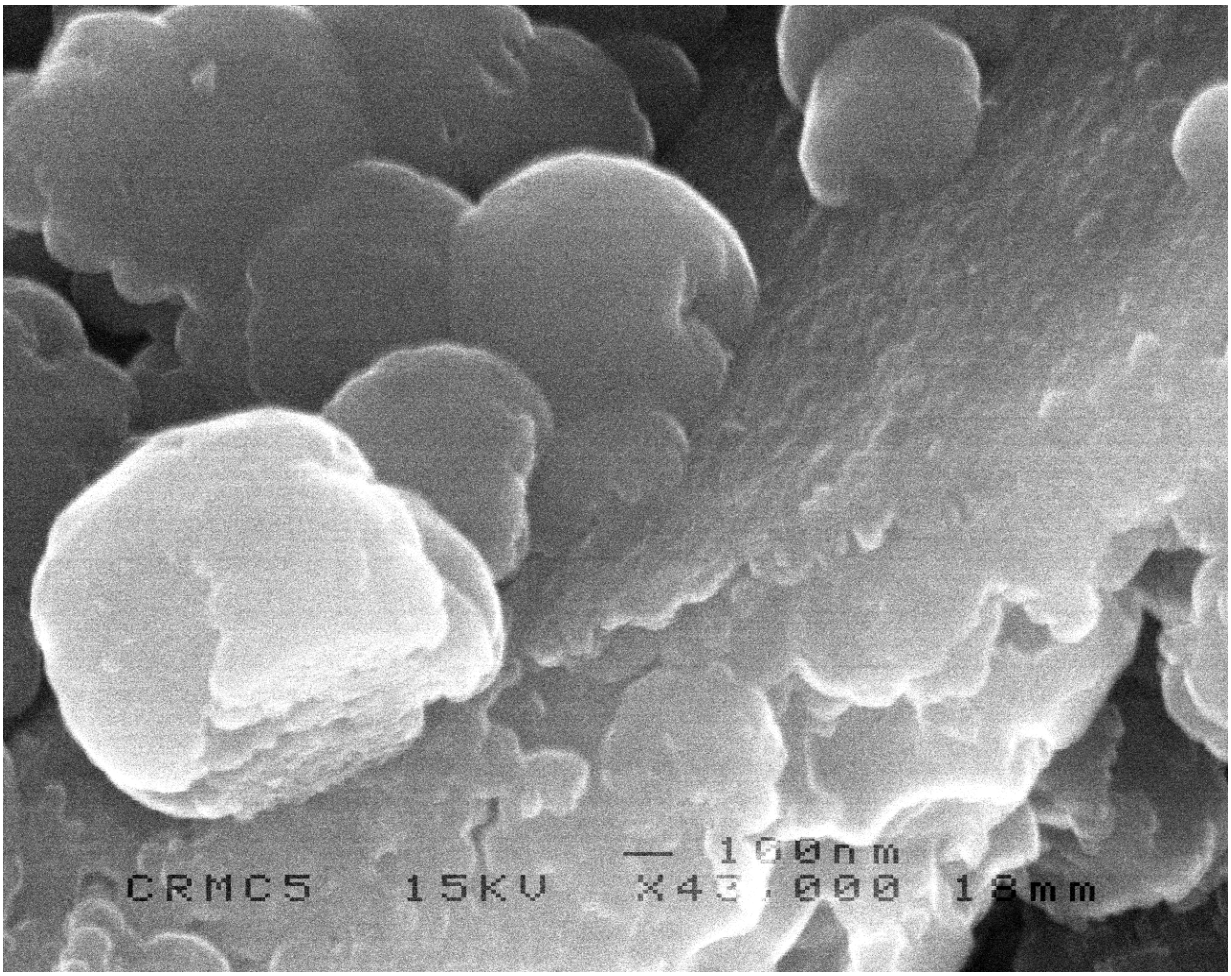


Fig. II.2-35 : Image MEB (mode électrons secondaires) à plus fort grandissement de la Fig. II.2-34. Les grains ne sont pas parfaitement sphériques et présentent une surface plane lorsqu'ils sont en contact avec une surface. Une certaine polygonisation est aussi décelable en haut à droite de l'image. Dans le second plan à gauche de l'image, il est possible de voir que les grains ne sont pas totalement désolidarisés les uns des autres mais qu'ils s'engrainent par superposition (image par O. Grauby).

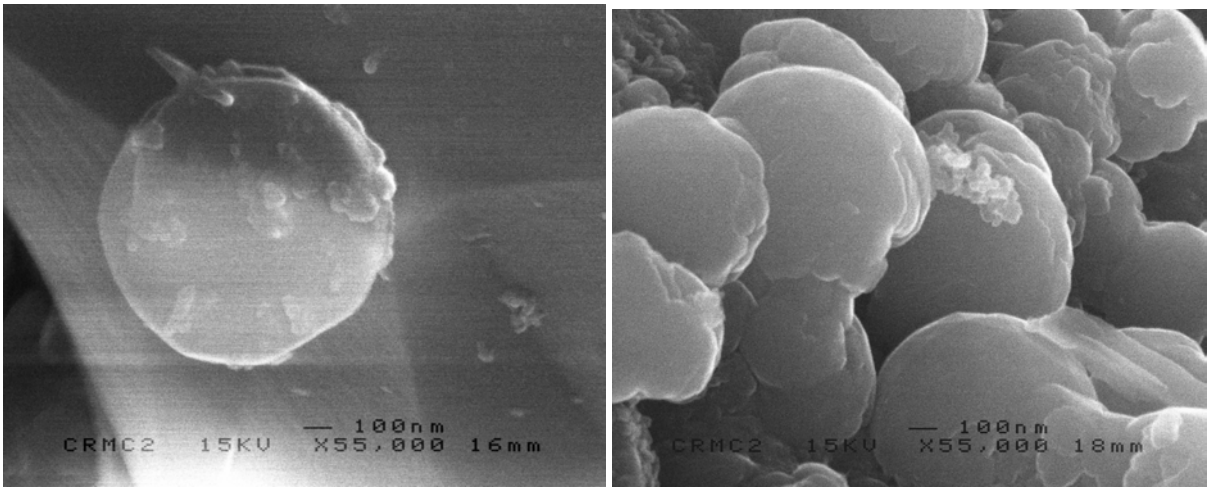


Fig. II.2-36 : *A gauche* : grossissement au niveau d'un grain isolé. Cette fois la morphologie du grain parait symétrique mais sa morphologie semble être à facettes avec une section à cotés anguleux. *A droite* : Grains engrainés. La morphologie à facette se devine ici aussi sur le grain central en bas de l'image. (Images par O. Grauby, MEB mode électrons secondaires).

En regardant avec attention les figures II.2-35 et -36, il est possible de distinguer une morphologie à facettes pour ces grains. La forme arrondie et polygonalisée des grains rappelle la forme de sphérolites décrits dans d'autres matériaux très utilisés dans l'industrie, comme les polymères (Geil, 1973) ou les fullerènes à facettes hexagonales et pentagonales (molécules sphériques exclusivement constituées de carbone, e.g. Kratschmer et al., 1990). La structure des grains dans les serpentines est le plus souvent asymétrique avec une face plane au niveau du contact avec une paroi (Fig. II.2-35). Cela suggère l'influence de la paroi sur la cristallisation. Les grains sont engrenés les uns dans les autres par une forme de superposition qui développe sans soute l'asymétrie des grains même loin de la paroi. Une forte porosité résiduelle est tout de même observée. Les sphérolites semblent être constitués d'enveloppes concentriques qui recouvrent progressivement la surface totale (Fig. II.2-36, à droite). Cela pourrait correspondre à un indice de croissance par enroulement ou germination d'enveloppes successives. Les veines de type 4, nommées « microgrenues sphérolitiques », possèdent sans doute le même type de structure mais les sphérolites entiers, visibles au microscope optique (LPA), étaient trop gros pour être observés entièrement sur la surface amincie et limitée des échantillons MET. Le caractère isotrope des veines de type 5 est sans doute lié à la petite taille des grains. D'après les images MEB, 1 µm est le diamètre maximum des sphérolites correspondant à la texture isotrope ou à grain très fins, ce qui est à la limite de la résolution des microscopes optiques.

Les spectres RAMAN (cf. annexe C) identifient de la lizardite au sein des veines isotropes. Les observations MET sont en accord avec la présence de lizardite et révèlent aussi la présence de serpentines tubulaires, plus rares. Elles confirment la nature sphérolitique des grains et fournissent les premières images de cette forme de croissance bien particulière, jamais étudiée à cette échelle dans les serpentines : les sphérolites.

Les images MET réalisées à faible grossissement illustrent la microtexture de ces veines (Fig. II.2-37). Des cristaux arrondis, coupés aléatoirement par la préparation, sont répartis de manière homogène au sein de l'échantillon.

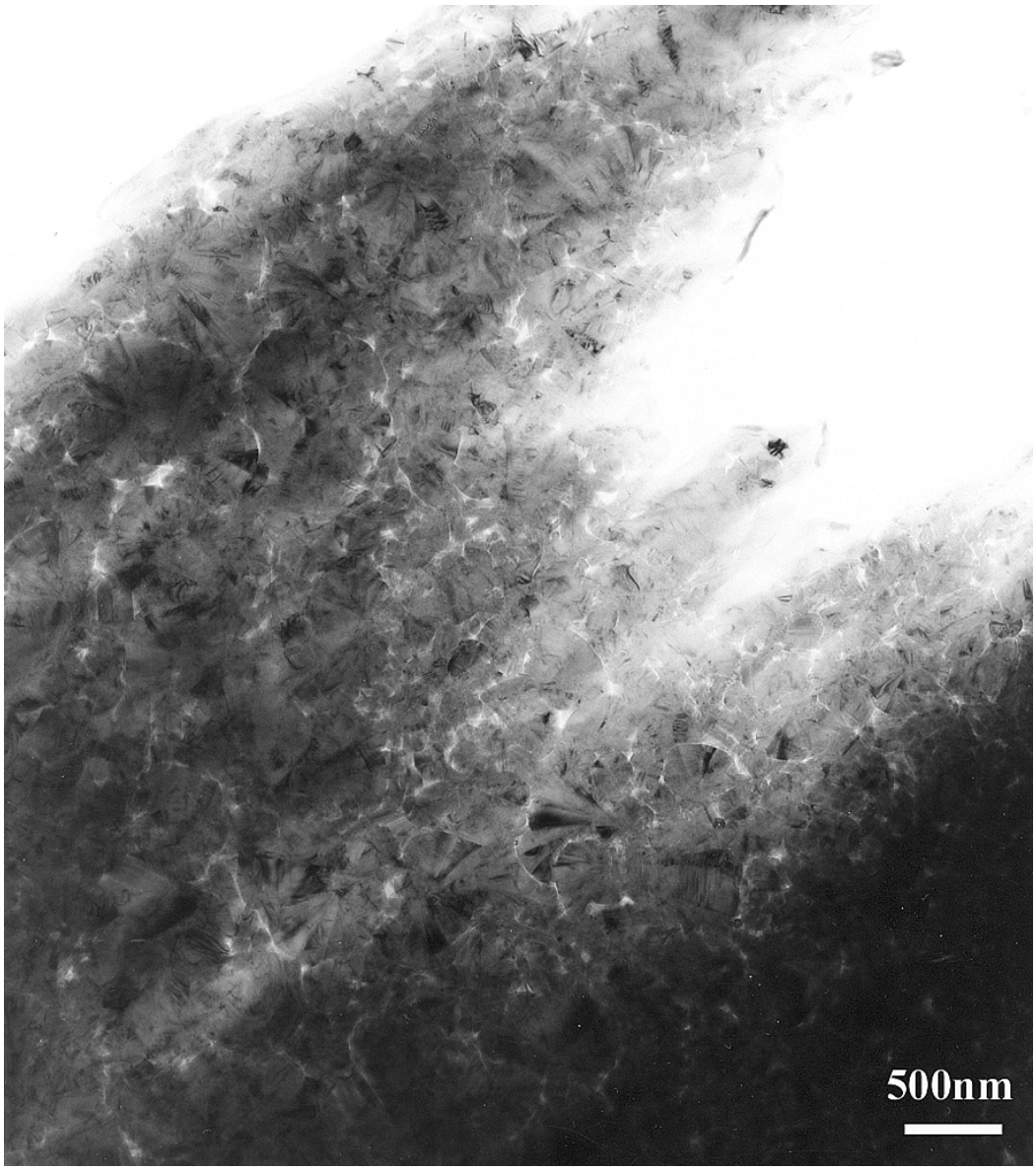


Fig. II.2-37 : Image MET à faible grossissement de la texture interne des veines isotropes.

Les contours des grains sont facilement visibles grâce à la porosité et au caractère relativement peu jointif des sphérolites. Cependant, ils semblent effectivement engrenés les

uns dans les autres au niveau de contacts limités. Il est malheureusement difficile de distinguer clairement, à cette échelle, une quelconque polarité d'engrenage ou de superposition qui nous informerait sur la polarité de remplissage. La porosité est partiellement comblée, une fois de plus, par des serpentines tubulaires (Fig. II.2-39). Les sphérolites apparaissent majoritairement asymétriques même si leur morphologie arrondie ressort bien. Les images, figures II.2-38, -39 et -40, illustrent ces structures à plus fort grossissement. Il s'agit de secteurs de lizardite allongés selon c, comme pour les veines de type 3 et 4. Les sphérolites n'ont jamais été reconnus à l'échelle du MET sans doute à cause de leur aspect similaire à des sections de grosses serpentines polygonales. Mais si l'on regarde en détail, on s'aperçoit que le centre des grains arrondis n'est jamais visible, mais on observe à la place des sections triangulaires, peu résolues. De plus, les secteurs polygonaux ne « s'éteignent » pas simultanément sous le MET malgré des efforts d'orientation. Cela signifie que les secteurs ne partagent pas un axe de zone commun et donc qu'ils ne constituent pas des secteurs polygonaux classiques (bien visible Fig. II.2-38). De telles observations ne pouvaient être réalisées à l'échelle du MET pour les veines sphérolitiques de type 4, mais à la lumière de ces remarques, certains critères peuvent être désormais détectés. Les sections triangulaires visibles vers le centre des sphérolites pourraient représenter des sections de secteurs de lizardite allongés selon c, plus ou moins inclinés par rapport au plan d'observation. En effet, le plan de coupe, au sein d'un grain à géométrie sphérique, n'a que peu de probabilité de passer en son centre. Cela suggère que les secteurs sont en fait des pyramides à base triangulaire et à trois cotés.

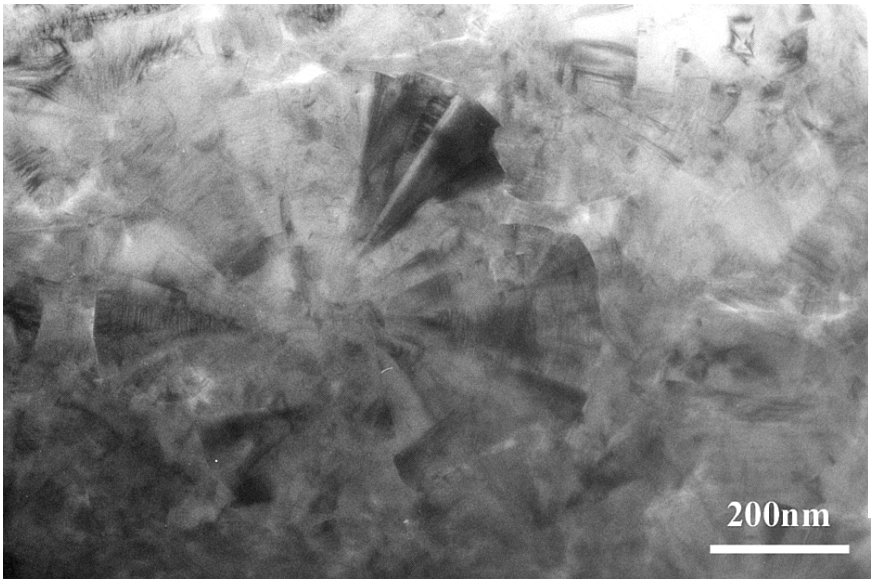


Fig. II.2-38 : Image MET d'un grain sphérolitique de serpentine. Les secteurs de lizardite qui le constituent sont allongés selon c depuis le centre (jamais visible) mais n'ont vraisemblablement pas la même orientation dans le plan d'observation. Cela suggère différentes inclinaisons de ces secteurs supposés pyramidaux (cf texte).

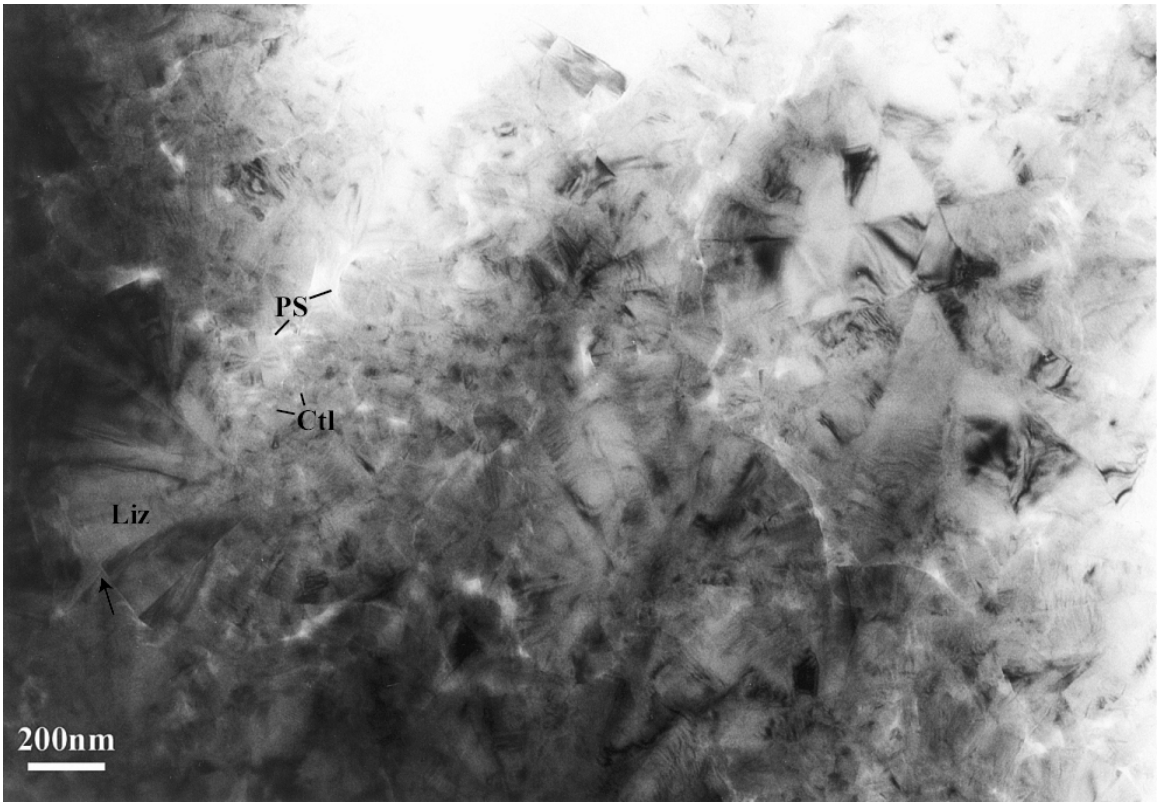


Fig. II.2-39 : Image MET de la texture des veines isotropes. La porosité entre les sphérolites tend à être comblée par des serpentines tubulaires (chrysotile, Ctl ; Polygonales, PS).

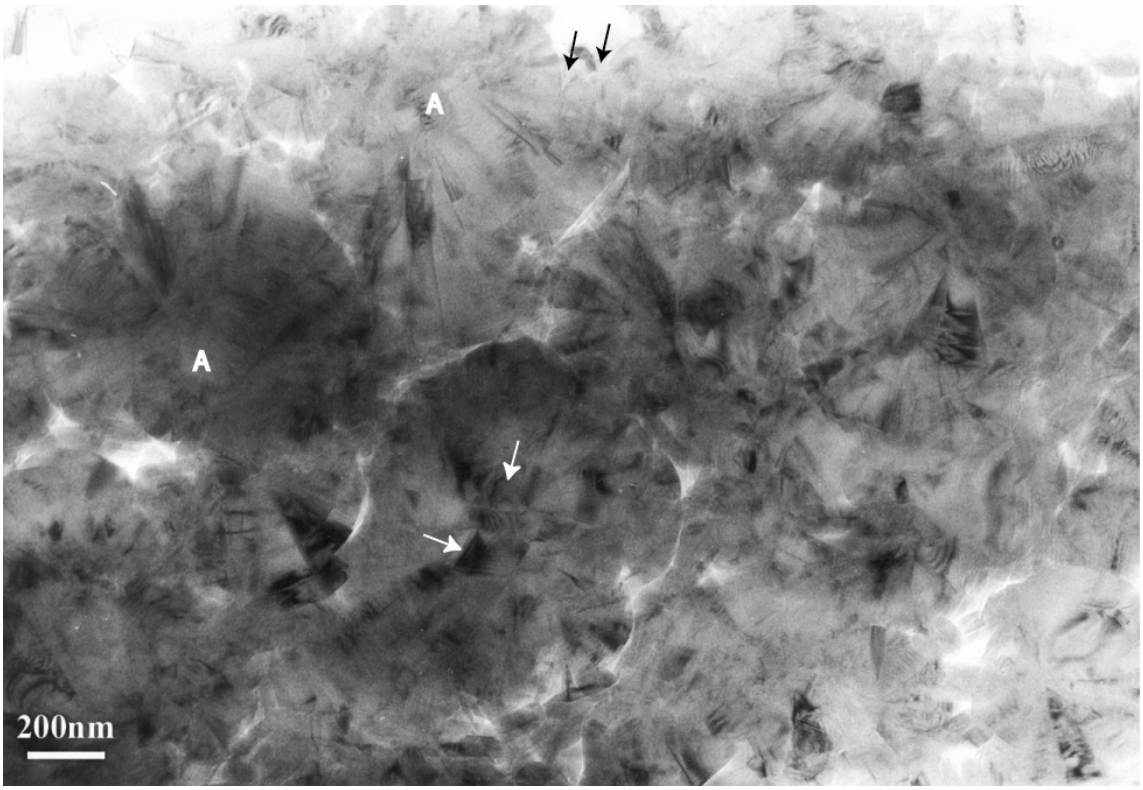


Fig. II.2-40: Image MET de la texture des veines isotrope. Flèches blanches : sections triangulaires au centre du sphérolite ; flèches noires : surcroissance de secteurs qui semblent délimiter des couches en surface du sphérolite ; A : sphérolite asymétrique, la lettre est placée approximativement au point de départ potentiel de la croissance des secteurs.

A cette échelle aussi, le caractère asymétrique (A, Fig. II.2.-40) des sphérolites est noté mais nous sommes cette fois dans un espace bidimensionnel donc le plan de coupe a aussi une influence sur la géométrie observée. Cependant, il est clair que certains secteurs de sphérolites sont plus développés que leurs voisins. Cela est particulièrement bien visible sur la figure II.2-40 pour le sphérolite marqué de la lettre A tout en haut de la photo. Ses secteurs orientés au SE et SW de l'image semblent avoir une croissance limitée par la présence des sphérolites voisins. Contrairement à ceux-ci, les secteurs dont la croissance est orientée au S sont davantage allongés. Leur développement a sans doute été possible par la place libre au niveau des espaces de l'assemblage compact des sphérolites. Cela suggère que le maintien de la morphologie sphérique (à facettes) n'est pas toujours prioritaire et que la croissance des secteurs, qui dépend de l'espace disponible, est privilégiée. Sur la figure II.2-40 les flèches noires soulignent l'existence possible de « couches de croissance » qui avaient été envisagées lors des observations MEB. Des couches planes de lizardite, latéralement discontinues, semblent, en effet, constituer des nouveaux niveaux de croissance à la surface du sphérolite. Les schémas qui suivent (Fig. II.2-41) illustrent une interprétation possible de ces observations qui concernent la morphologie des sphérolites de serpentine et les indices relevés sur leur croissance.

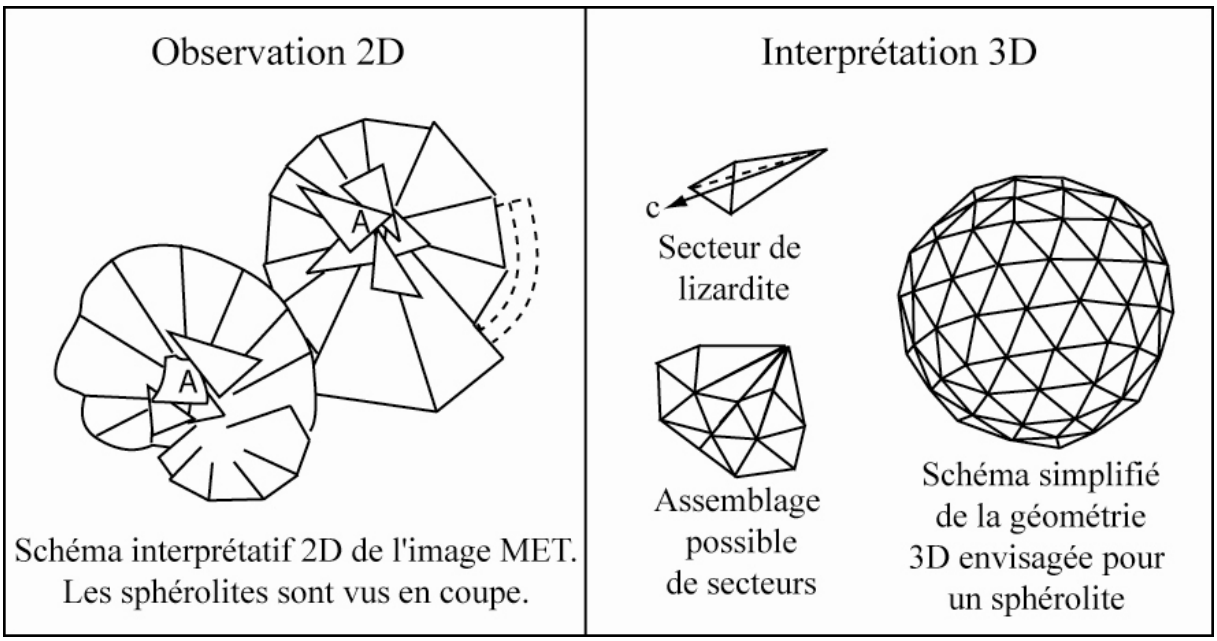


Fig. II.2-41 : Illustration des observations et interprétations possibles sur la morphologie des sphérolites de serpentine d'après l'étude des images MEB et MET. *Le schéma de gauche* a été dessiné à partir des sphérolites notés « A » sur la photo Fig. II.2-40. Les pointillés correspondent aux zones indiquées par les flèches noires. *Le schéma de droite* représente le cas d'un sphérolite isolé en 3D. Le centre peut être un peu décalé pour les sphérolites observés au MEB qui révélaient l'asymétrie possible des grains près d'une paroi ou lorsqu'ils s'engrènent.

II.2.4.d. Mécanismes de formation des veines à ouverture rapide

La géométrie du réseau pour les types de veines 3, 4 et 5 ainsi que leurs morphologies suggère que ces veines représentent des chemins de transferts privilégiés des fluides. Les cristaux de remplissage vont donc croître dans une cavité remplie de fluide. Leur orientation variée, leur morphologie très aléatoire, leur abondance dans certains échantillons, ainsi que la présence dans certaines veines de fragments anguleux d'encaissants arrachés au sein du remplissage (Fig. II.2-30, gauche) suggèrent une ouverture des fractures sous l'action d'un fluide sous pression capable non seulement de dissoudre les parois mais aussi d'arracher des fragments à son encaissant. Dans des roches différentes, ce type de veine (à quartz ou calcite) est le plus souvent observé dans des environnements crustaux peu profonds, où les pressions lithostatiques dominent et favorisent l'ouverture du crack (e.g. Bons, 2001). La contrainte tectonique et/ou la pression fluide sont supposées responsables de leur ouverture. Puis, le colmatage doit être assuré par un système de circulation advectif des éléments au sein du fluide mobile. Pour chaque type de veine, l'étape suivante concerne la cristallisation d'espèces minérales dans des fractures qui requiert une variation de la solubilité des espèces minérales au sein du fluide à un endroit donné. La cristallisation peut se décomposer en deux étapes non dissociables que sont la germination et la croissance. La chute de solubilité nécessaire à la cristallisation est classiquement attribuée dans les cas de veines de quartz ou de calcite de ce type, soit à une chute de pression lors de l'ouverture brutale de la fracture comme le long de failles (e.g. Phillips, 1972), soit à une chute de température d'un fluide ascendant par exemple (e.g. Bons, 2001). Nous avons vu au § II.2.3.a. que la géométrie d'un interstice étroit pouvait aussi permettre un écart à l'équilibre important, conduisant à la précipitation de matériel très hors équilibre. Pour les veines à ouverture brutale, la largeur de l'ouverture ne permet pas d'envisager un rôle de l'effet d'interstice puisque l'effet capillaire sur la solubilité n'est significatif que pour des tailles de l'ordre du micron. La chute de pression, et donc la diminution de solubilité, sont proportionnelles à la largeur d'ouverture du crack. Il est possible de penser que cet effet jugé négligeable pour les veines précédentes (ouverture lente et saccadée) peut avoir un effet dans le cas des veines à ouverture brutale dont la largeur est plus importante. Cependant, des expériences réalisées sur des micas, appartenant au même groupe de silicates que les serpentines (les phyllosilicates), révèlent que la variation de la température a bien plus d'impact que la pression sur la solubilité de ces minéraux (Baronnet et al., 1978) contrairement au cas du quartz (Kennedy, 1950). La solubilité s'est avérée être une fonction croissante de la température et, à une échelle bien

moindre, de la pression. La chute brutale de solubilité entraînant la germination serait donc plus probablement liée à une chute de température du fluide à son arrivée au contact d'une paroi plus froide. Néanmoins, si l'on considère que ce type de système est adiabatique, alors une chute de pression entraîne immanquablement une chute de température, ce qui nous ramène au même phénomène. Nous manquons malheureusement d'information concernant la sensibilité de la solubilité des serpentines et, par-dessus tout, de données sur la solubilité relative des différents types de serpentine pour estimer quantitativement le rôle de ces processus.

Dans *le cas des veines lamellaires*, les observations suggèrent un remplissage syntaxial, c'est-à-dire depuis les épontes vers le centre de la veine. La germination doit avoir lieu sur les deux bords simultanément pour justifier la symétrie de ces veines. La croissance préférentielle des cristaux, perpendiculairement aux épontes, suggère d'une part, une croissance en milieu ouvert sans guidage des parois avec un rapport eau/roche supérieur à celui des veines précédentes, et d'autre part, un tri géométrique au cours de leur croissance. Les cristaux d'orientation privilégiée, c'est-à-dire perpendiculaires aux épontes, vont croître aux dépens de leurs voisins moins bien orientés. Ils vont donc progressivement s'élargir pendant leur croissance en direction du centre de la veine. La vitesse d'ouverture a donc toujours été au moins un peu supérieure à la vitesse de croissance mais il n'est pas facile de dire si la veine s'est ouverte en un seul stade brutal ou de façon progressive. La figure II.2-13 illustre ces deux possibilités au travers des deux types « d'histoires » proposées pour les veines à ouverture rapide. L'arrivée des éléments de nourrissage de la veine peut donc difficilement avoir lieu au travers des parois et le nourrissage devrait plutôt se faire par le centre de la veine, par circulation d'un fluide sursaturé. Il semble n'exister qu'un épisode de germination majeur, au moment de l'ouverture, qui permette une germination hétérogène massive de la lizardite sur les parois de la veine, suivi par un stade de croissance. Cela est indispensable pour expliquer la structure interne globale, (symétrique) de ces veines et la nécessité d'un apport advectif par le centre. Un tel épisode de germination nécessite donc une chute de température du fluide qui arrive. Une décompression adiabatique et/ou un écart de température entre le fluide et la paroi sont envisageables pour cette germination initiale qui compense immédiatement une partie de l'écart à l'équilibre. Par contre, si on considère que le crack s'ouvre d'un seul coup, le nourrissage progressif de la veine assurant la croissance centripète des secteurs de lizardite, nécessite un processus qui maintient la sursaturation du fluide. Seule la différence de température entre les parois de la veine et le fluide circulant est

envisageable. Si l'écart de température entre le fluide et l'encaissant n'est pas trop important, il est possible que le système soit rapidement capable de s'approcher d'une équilibration thermique, inhibant ainsi, par la suite, toute chute significative de température au contact fluide-roche et donc toute germination massive. Cela peut signifier que les parois ne sont plus capables de refroidir suffisamment le fluide circulant pour permettre une nouvelle germination mais que l'écart de température assure une sursaturation suffisante pour la croissance. Elle pourrait être maintenue jusqu'à ce que le chemin de circulation du fluide soit définitivement obstrué par le matériel cristallisé.

Le cas des veines sphérolitiques et isotropes, qui se sont avérées très similaires d'un point de vue textural et microtextural, est plus complexe. Les sphérolites sont des textures de croissances caractéristiques d'un fort écart à l'équilibre. L'apparition de telles textures, marquées aussi par la quasi-inexistence de texture interne de remplissage à l'échelle microscopique suggère dans notre contexte : i) soit une germination homogène à partir d'un fluide très sursaturé (ou d'un fluide intensément refroidi), ii) soit une germination hétérogène simultanée autour d'une particule étrangère, iii) soit la recristallisation à partir d'une phase amorphe ou mal cristallisée (verre ou gel). C'est par ces procédés que peuvent généralement se former les sphérolites en synthèse, si on se base sur le cas des polymères par exemple. Ces synthèses soulignent aussi l'importance (mais la non nécessité) de la rapidité de la croissance et de la forte viscosité du fluide sur l'apparition des sphérolites ainsi que la présence en traces de certains éléments chimiques (Geil, 1973).

La compétition entre nucléation et croissance est toujours présente, et l'importance relative d'un phénomène par rapport à un autre dépend de différents paramètres dont le degré de sursaturation du fluide et la température. Cela pourrait aboutir, suivant les conditions, aux deux cas de figure observés : une germination faible et une croissance forte pour les veines à gros sphérolites et une forte germination avec une croissance faible pour les veines isotropes.

Puisqu'il était difficile d'envisager des fluides naturels suffisamment sursaturés pour former ces cristaux, la notion de gel a été introduite par analogie aux systèmes synthétiques. Un gel serait un milieu très désorganisé, sans doute plus visqueux. Il contiendrait une forte concentration (non estimée) en particules constitutives de minéraux concernées, comme des tétraèdres silicatés. La présence d'une phase amorphe, qualifiée de gel siliceux, comme précurseur du quartz dans certaines veines mésothermales a été discutée sur la base de calculs simples (e.g. Herrington & Wilkinson, 1993). Néanmoins l'existence de gel n'a encore jamais été prouvée dans les systèmes naturels donc les critères de reconnaissance manquent, en

particulier dans les contextes hydrothermaux. En effet, les sphérolites décrits dans des contextes géologiques sont le plus souvent associés à des refroidissements rapides de matériel fondu. Le manque de données concernant la sensibilité de la solubilité des serpentines et la solubilité relative des différents types de serpentine ne nous permettent pas des calculs similaires. Cependant, pour les serpentines, nous avons observé expérimentalement et dans la nature, une phase mal cristallisée (protoserpentine) à priori précurseur des serpentines, ou au moins des chrysotiles. Or, cette phase n'a pas été observée dans les veines à ouverture brutale. Cela ne signifie pas, de manière absolue, qu'elle ne soit pas présente ou qu'elle n'ait pas été présente. Mais cette constatation, ajoutée à la présence par endroit d'une ligne centrale au sein de ces veines, encourage une réflexion vers une autre possibilité de cristallisation que la cristallisation à partir d'un gel. De plus, une des caractéristiques des gels (au moins en synthèse), est leur forte teneur en eau, qui atteint fréquemment 80%. Donc le volume occupé par un gel est plus grand que celui occupé par les formes cristallines qui en résultent. Un apport de matière complémentaire serait donc nécessaire dans le cas des veines pour expliquer leur remplissage total.

La présence, même occasionnelle, d'une ligne centrale suggère une fois de plus un apport de matière par le centre de la veine, nécessairement par advection. La circulation de fluide est aussi marquée par la morphologie des murs des ces veines. En effet, leurs contours sont irréguliers et relativement lissés, de telle sorte que les épontes ne sont plus superposables, contrairement au cas des veines gouvernées par la diffusion (type 1 et 2). La perte de matière nécessaire à l'obtention de cette morphologie peut s'expliquer de deux manières : 1) par arrachement des épontes ou 2) par dissolution progressive de la paroi au passage d'un fluide. La première solution existe, elle a été observée, mais elle n'agit pas seule car elle ne permet pas d'aboutir à une surface lissée. Cela s'explique par contre par le second processus. Une circulation fluide durable est donc nécessaire avant l'épisode de précipitation ce qui rend alors impossible l'influence de la chute de pression sur la solubilité locale. Une hypothèse serait une fois de plus un remplissage progressif de la cavité par advection et maintien du contraste thermique entre le fluide (chaud) et les parois (froides). Si l'écart de température est suffisant il pourrait permettre un refroidissement rapide du matériel précipité sur les murs favorisant ainsi de nouvelles germinations hétérogènes au cours du remplissage. Cela serait en accord avec la morphologie dissymétrique des sphérolites et leur engrainage. L'écart de température entre le fluide et la paroi est alors supposé plus grand dans le cas des veines isotropes pour permettre une plus forte germination. Le rôle de certains éléments chimiques en traces dans la solution n'est pas à exclure. Les analyses sondes ne permettent pas leur détection mais les

métallurgistes ont fréquemment noté leur importance sur les formes de croissance des matériaux.

II.2.5. Discussion

Nous avons décrit en introduction de ce chapitre les nombreux intérêts présentés par l'étude des veines. La caractérisation des textures optiques des veines de serpentine a été présentée au cours de la description des précédentes observations. Une planche récapitulative des textures de serpentines en LPA associées à leur équivalent à l'échelle du MET est disponible en annexe A et contribuera, je l'espère, à faciliter les prochaines études dans ces roches. Les deux paragraphes qui suivent se concentrent sur les deux autres aspects évoqués que sont : d'une part, les mécanismes de déformation des serpentinites associées à la formation des veines et l'histoire des roches et, d'autre part, les formes de croissance et les conditions d'occurrence des différents types de serpentines.

II.2.5.a. Comparaison des différents types de veines et histoire de la roche

Les différents types de veines, classées par ordre chronologique, reflètent, par leurs morphologies et leurs structures internes, une évolution du régime de déformation à l'origine de leur formation.

En effet, les veines à ouverture lente (type 1) sont régies par un transfert de matière par diffusion, sans à-coup d'ouverture ou de croissance. Cela, complété par les analyses chimiques, nous amène à considérer un mécanisme de déformation lent, dans un système fermé, accommodé par un processus continu de dissolution-diffusion-cristallisation continu. Le même type de processus est envisagé, de manière incrémentale, pour les veines à ouverture saccadée (type 2). Ces veines de type crack-seal sont également représentatives d'un milieu relativement fermé d'un point de vue transfert de matière, mais l'ouverture de chaque crack, atteignant en moyenne 3 µm, est plus rapide que la vitesse de remplissage. Cela suggère déjà une transition du régime ductile vers un régime plus fragile, accompagné d'un plus fort rapport eau/roche. La distribution à caractère exponentiel de la largeur des cracks dans les veines de type crack-seal (§II.2.3.b.) suggère un taux de rupture constant à l'échelle de la veine ; représentatif, à l'échelle du système, d'une augmentation du caractère fragile de la déformation (cf. §II.2.3.b.). Les analyses statistiques de la succession des événements dans le

temps et dans l'espace, ne montrent pas de corrélation. Un phénomène unique et constant serait donc responsable de la formation totale de la veine.

On ne peut pas négliger dans le cas des serpentinites le rôle de la serpentinisation océanique sur la formation de ces veines (types 1 et 2) qui appartiennent aux premières générations formées. O'Hanley (1996) proposa que les veines radiaires observables à la périphérie des blocs de serpentinites, donc dans la zone totalement serpentinisée, accommodent l'augmentation de volume liée à la serpentinisation de la péridotite. En effet, la serpentinisation d'une péridotite de densité 3,3 g/cm^3 fait chuter sa densité à 2,7 g/cm^3 ce qui devrait s'accompagner d'une augmentation de volume de 30 à 40% ou d'une perte de matière, essentiellement de Mg, Si et Fe si le volume reste constant. Les textures pseudomorphiques encouragent plutôt la thèse du volume constant avec perte de matière (Thayer, 1966) tandis que les observations de terrain, en particulier celles liées à la mise en place des serpentinites et au métasomatisme des roches alentour, favorisent l'augmentation de volume (Hostetler et al., 1966 ; Coleman, 1971). L'hypothèse de O'Hanley tend à réconcilier ces deux possibilités puisque son modèle sous-entend un début de serpentinisation à volume constant à l'échelle des grains au centre des blocs avec une accommodation de l'augmentation de volume à l'échelle du bloc. Cette expansion se localiserait au niveau de la périphérie dans la zone totalement serpentinisée qui doit se fracturer pour supporter cette augmentation. Cette hypothèse est soutenue par les travaux récents de Boudier & Baronnet (2003) sur la serpentinisation de la harzburgite d'Oman. Leurs observations microstructurales soulignent une serpentinisation précoce isovolumique à l'échelle des grains qui entraîne une migration simultanée de Mg et Si, Fe étant piégé dans la magnétite. Ces premiers échanges sont supposés se faire dans un milieu relativement fermé sur de faibles distances de transport. Les éléments exportés pourraient alors être une source de matière pour des veines contemporaines qui accommoderaient l'augmentation de volume à l'échelle du système global. D'après nos observations, les veines extensives de premières générations (type 1 et 2), dont le mécanisme de formation est régi par un transfert de matière par diffusion, seraient des structures adaptées à un tel processus. De plus, leurs orientations, le plus souvent parallèles (pour les veines fibreuses) et perpendiculaires (pour les veines rubanées) à la surface des blocs, suggèrent une expansion quasi-isotrope des blocs. La formation de ces veines pourrait donc être attribuée aux stades initiaux de la formation de ces roches à textures pseudomorphiques, lors de la serpentinisation océanique de la péridotite. Ces veines ne sont pas totalement dépourvues de Cl et peuvent contenir des teneurs comparables à celles de l'encaissant. La diffusion n'est sans doute pas étrangère à sa présence, mais cela suggère aussi que le fluide présent au cours

de leur formation soit encore de l'eau de mer. Il est intéressant de comparer ces structures à celles observées dans les fonds océaniques actuels. Dilek et al. (1997) observent ces deux générations de veines. Elles sont attribuées à une tectonique extensive, marquée par un relâchement des contraintes et une augmentation de la pression fluide lors de l'exhumation des péridotites serpentinisées. La température de formation a été estimée comme inférieure à 350°C ce qui est proche de l'estimation fournie par Boudier & Baronnet (2003) de 300°C maximum. Le jeu d'une tectonique extensive n'est donc pas à exclure. Cela peut facilement s'intégrer dans l'hypothèse formulée puisqu'une exhumation progressive des roches ne pourra qu'aider l'augmentation de volume compensatrice de la serpentinisation. Le passage d'un régime de fluage continu (veines fibreuses) à un régime plus fragile, saccadé (veines rubanées) peut aussi illustrer un changement du paramètre dominant du processus, c'est-à-dire la serpentinisation et le transfert de matière dans le premier cas, puis la tectonique dans le deuxième.

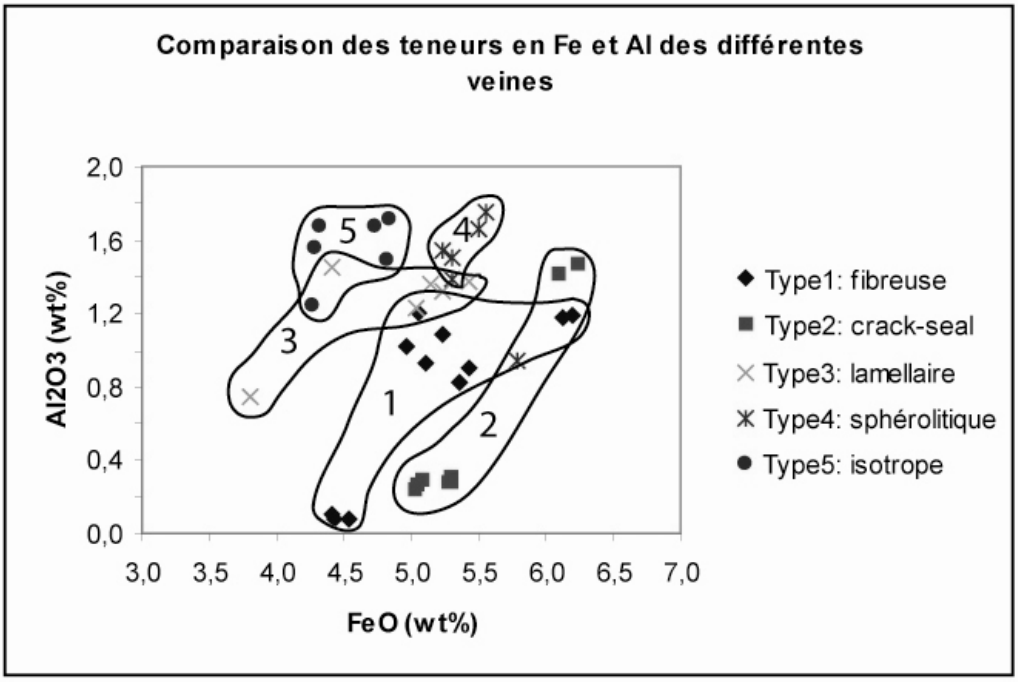


Fig. II.2-42 : Compilation des analyses microsondes représentatives réalisées dans les différentes veines étudiées. Elles moyennent les compositions de serpentines de remplissage sur une surface d'environ 5µm de diamètre. Elles ne sont donc représentatives que d'une texture et non pas d'un type de serpentine particulier ; exception faite de veines fibreuses purement composées de chrysotile (le tableau d'analyse correspondant est donné en annexe C).

Les veines de type 3, 4 et 5 présentent les caractéristiques d'un milieu de formation plus ouvert 1) spatialement car ces veines sont interconnectées et 2) chimiquement puisque l'on n'a plus la trace de l'encaissant proche dans la composition des veines dont la composition est

plus homogène (Fig. II.2-42). Elles semblent être, en moyenne, un peu plus riches en Al et un peu plus pauvres en Fe que les veines de première génération (types 1 et 2). Cela peut représenter une homogénéisation progressive de la composition chimique au sein du fluide qui circule et qui dissout les parois. Le Cl n'apparaît plus. Le fluide circulant à cette période peut être de nature différente et moins proche de l'eau de mer que le précédent. Le modèle proposé de formation des veines à ouverture brutale requiert l'hypothèse d'une arrivée de fluide relativement plus chaud dans un encaissant plus froid, donc certainement situé moins profond que la source de matière. Quelque soit le mécanisme exact de formation des veines à ouverture rapide, la succession des veines lamellaires, sphérolitiques et isotropes semble suivre une augmentation de l'écart à l'équilibre au sein des veines en formation puisque la germination y est de plus en plus intense. Si l'on considère le rôle de la température comme majeur, cette évolution correspondrait à une diminution relative de température du système par rapport au fluide arrivant et, donc, à une possible diminution de profondeur accompagnant ces différents épisodes temporels. De plus, la formation de ces veines est initiée par un processus de fracturation relativement plus marqué que les précédentes correspondant à des conditions où le rapport eau/roche et la pression fluide du système sont plus importants. Ces caractéristiques correspondent généralement à des conditions moins profondes, qui pourraient aller dans le sens d'une diminution relative de température des roches. La formation de ces veines, témoins d'un régime fragile où règne une forte pression fluide, serait alors associable à un mouvement ascendant progressif des serpentinites au cours de leur histoire. Compte tenu de l'histoire complexe de ces roches, il est difficile de préciser à quelle étape de leur histoire cela se produit. Néanmoins, cette possibilité est tout à fait envisageable lors de leur exhumation en contexte océanique par exemple. D'autre part, des veines de ce type, et plus particulièrement les veines isotropes, pourraient être associées au jeu d'une faille et au mécanisme de valve fréquemment associé (Sibson et al., 1988). En effet, il est reconnu que le cycle de rupture d'une faille peut s'accompagner d'une cyclicité de la pression fluide qui aboutit fréquemment à la formation de veines. Les veines étudiées proviennent d'une zone proche de la faille de Santa Ynez mais elles ont aussi été observées à d'autres endroits, plus éloignées des failles actives. Il n'a donc pas été établi de lien direct entre l'activité des failles actuelles et la formation de ces veines de dernières générations. Par contre, elles ont pu accompagner l'activité des zones de cisaillement fragile ayant permis leur remontée progressive, soit en fond océanique (exhumation liée au jeu extensif de la croûte océanique) soit lors de leur mise à l'affleurement sur le continent. Ces veines marqueraient alors des

épisodes de fracturation sismiques, par opposition aux veines de type 1 et 2 qui témoignent plutôt d'épisode de déformation ductile, asismique.

II.2.5.b. Croissance et occurrence des microstructures des serpentines

Les différentes microstructures de serpentines identifiées au sein des veines étudiées sont : lizardite, chrysotile, serpentine polygonale et protoserpentine. Ces différents types coexistent et s'agencent sous formes de micro-textures variées dans nos échantillons.

Le chrysotile apparaît comme le type structural associé à une croissance minérale syntectonique comme en témoignent les veines fibreuses. Il possède un habitus naturel fibreux qui lui permet dans ce cas un allongement naturel le long de son axe d'enroulement a, qui correspond aussi à la direction des liaisons les plus fortes. L'observation des veines confirme le fait que le chrysotile possède une phase précurseur, la protoserpentine, qui avait été décelée en synthèse (Grauby et al., 1998). Le rayon interne (Ri) des chrysotiles est relativement constant, que ce soit dans les veines fibreuses (type 1) ou rubanées (type 2). Il se situe autour de 35-40 Å. Le rayon externe (Re) est très homogène au sein des veines fibreuses, autour de 100 Å, mais il est beaucoup plus variable dans les veines rubanées puisqu'il couvre toute la gamme des rayons jusqu'aux polygonales qui apparaissent avec des rayons minimum de 500Å. Ces valeurs de Ri et Re pour le chrysotile encadrent, comme le prévoit la théorie, le rayon d'équilibre calculé (Req=80 Å) par Baronnet & Devouard (1996), vers Ri=70 Å. L'évolution chrysotile vers *serpentine polygonale* semble en partie être conditionnée par la place disponible pour un développement latéral ce qui va dans le sens d'un rapport eau/roche un peu plus grand. Les serpentines polygonales n'apparaissent jamais seules dans les veines étudiées. Elles sont toujours associées à du chrysotile et montrent souvent un cœur non polygonalisé, ce qui suggère qu'une grande partie des polygonales peut provenir de l'évolution des chrysotiles.

La lizardite, habituellement associée à des milieux confinés, comme l'interface de réaction autour des grains d'olivine, s'avère également abondante dans des milieux plus ouverts comme des veines. Cela relativise le rôle du rapport eau/roche sur l'apparition de ce type de serpentine. Elle est toujours accompagnée de serpentines tubulaires qui viennent remplir les espaces vides autour des gros cristaux de lizardite, confirmant ainsi leur affinité avec les interstices étroits. Dans toutes ces veines, la lizardite croît en secteurs allongés selon l'axe c, ce qui demande l'empilement de nouveaux feuillets pour sa croissance plutôt qu'une

croissance bidimensionnelle dans les directions des liaisons les plus fortes. Cette morphologie avait déjà été évoquée comme un marqueur potentiel de la sursaturation du milieu de croissance (Viti & Mellini, 1998). Cela semble vérifié puisque la germination est proportionnelle à la sursaturation relative du milieu et que, plus la germination est importante, plus il y aura compétition géométrique et allongement des cristaux au cours de leur croissance. Il peut aussi y avoir un rôle de la direction d'apport de la matière.

Il avait été possible de distinguer au §I.1.3 cinq paramètres majeurs pouvant influer sur l'apparition d'un type de serpentine par rapport à un autre, exception faite de l'antigorite pour laquelle le rôle de la température semblait déterminant. Il s'agit de la pression, de la chimie du fluide ou de la phase remplacée pour les pseudomorphoses, du rapport eau/roche (ouverture du système), de l'écart à l'équilibre du système et de la température. L'effet de la pression est mal connu pour les serpentines autres que l'antigorite. Cela s'explique par le fait que peu d'études de terrain ou de calculs thermodynamiques ne mentionnent un effet déterminant de la pression. De plus, les assemblages pétrologiques observés ici ne suggèrent pas des conditions de pression particulièrement élevées, nous pouvons donc raisonnablement nous affranchir de ce paramètre. Les analyses chimiques microsondes (Fig. II.2-42) ont montré quelques variations de la chimie globale des veines mais ces analyses sont représentatives des assemblages et non pas d'un type de serpentine distinct. Les veines fibreuses sont une exception puisqu'elles sont exclusivement constituées de chrysotiles. Ces dernières montrent des variations considérables en Fe et Al pour les chrysotiles. La majorité des analyses microsonde reportées dans la littérature sur le chrysotile indiquent une teneur en Al inférieure en moyenne à 1.5% Al_2O_3 en masse (soit xAl<0,05) (Wicks & Plant, 1979, Viti & Mellini, 1997) et une limite maximum a été fixée autour de Al_2O_3=3.7% en masse (soit xAl=0,2) (Wicks & O'Hanley, 1988). Nos analyses microsonde montrent un maximum de Al_2O_3=1,2% (xAl=0.07) pour le chrysotile isolé. Pour compléter objectivement ces données, des analyses ponctuelles au MET, de qualité comparable aux analyses microsonde (cf. appareillage en annexe B) ont été réalisées au sein des différentes veines sur les différentes microstructures identifiées. Ces analyses sont donc rigoureusement représentatives d'un type microstructural. La figure II.2-43 présente les résultats obtenus pour Fe et Al, les deux éléments pouvant influer sur la structure des serpentines (cf. §I.1.3.).

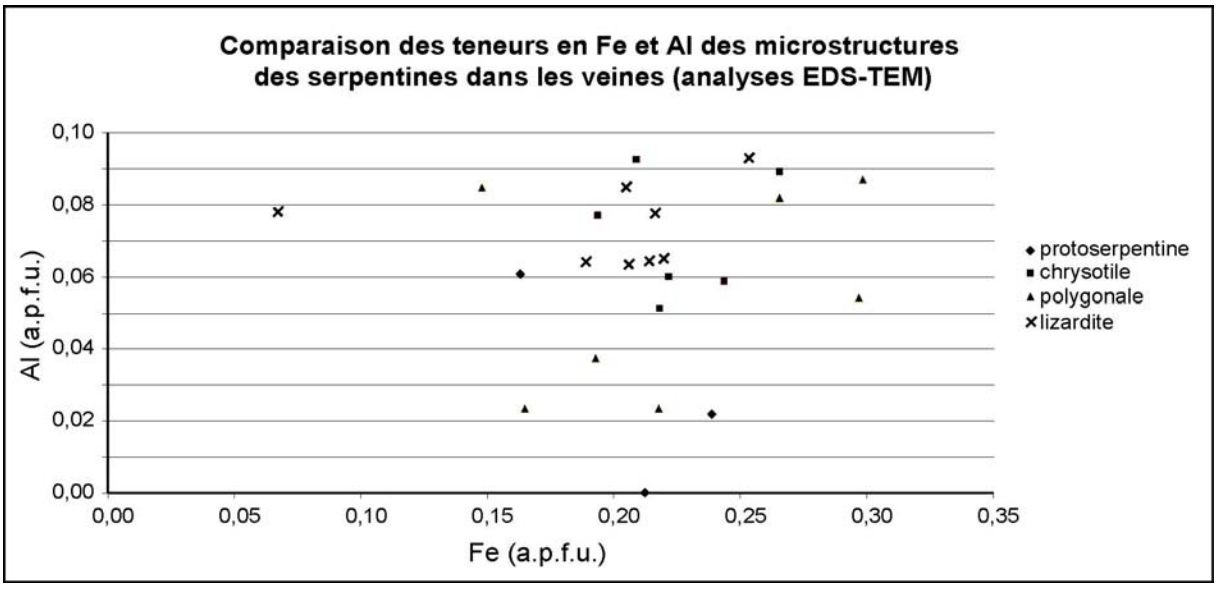


Fig. II.2-43 : Analyses ponctuelles réalisées au MET (EDS-TEM) sur les différentes microstructures des serpentines observées dans les veines (le tableau d'analyse correspondant est donné en annexe C).

La variabilité des teneurs en ces éléments est assez importante au sein d'un même type structural. Les serpentines polygonales enregistrent le maximum de Fe tandis que chrysotile et lizardite ont des teneurs en Al et Fe comparables. Lizardite, chrysotile et polygonale ne montrent donc pas des chimies systématiquement distinctes permettant de les différencier ou d'attribuer un rôle discriminant de la chimie (en particulier Al) sur l'occurrence des différentes microstructures. Ils ne peuvent pas non plus être considérés comme des vrais polymorphes puisqu'ils peuvent cohabiter et n'ont pas de compositions propres en fonction de leur structure. Ces données ne suggèrent pas un rôle déterminant de Al sur l'apparition d'un type microstructural pour cette gamme de valeurs mais il n'est pas exclu que Al puisse être discriminant pour des teneurs en Al encore plus élevées. Cependant, pourquoi la lizardite serait-elle la phase à apparaître à la fois au contact de l'olivine, pauvre en Al, et des pyroxènes riches en Al, si le rôle de la chimie était déterminant ? En tout cas, il existe une gamme de teneur en Al pour laquelle toutes les microstructures peuvent coexister et il est donc indispensable de poursuivre cette discussion avec l'étude des autres paramètres possibles.

Les paramètres potentiels restants sont : le rapport eau/roche, l'écart à l'équilibre et la température. Les deux premiers sont intimement liés. En effet le rapport eau/roche est aussi le degré d'ouverture du système pour un contexte hydrothermal. L'ouverture du système est discriminante sur le mode de transport des éléments vers la veine pour son remplissage. Or, le mode de transfert de matière va aussi conditionner les conditions de cristallisation des minéraux au sein de la veine, donc l'écart à l'équilibre du milieu. Un plus haut rapport eau/roche a souvent été associé à la formation du chrysotile au cours de la serpentinisation des

péridotites et a été proposé comme un facteur favorisant un plus fort écart à l'équilibre (Normand et al. 2002). De plus, il parait logique que les structures courbes nécessitent un peu plus d'espace pour leur enroulement qu'une structure plate, qui va plus facilement mimer l'interface de retrait de l'olivine ou du pyroxène par exemple. Cependant, les veines suggèrent plutôt le contraire : le chrysotile croît dans les veines à ouverture lente, dominées par un transport par diffusion dans lesquelles le système ne doit jamais être très ouvert (ni spatialement, ni chimiquement). Tandis que la lizardite, toujours associée aux milieux confinés, apparaît dans des veines ouvertes, nourries par advection fluide. Le rapport eau/roche n'a donc pas un rôle direct sur l'occurrence relative des serpentines et son influence se fera au travers des conditions de sursaturation du milieu.

Les veines étudiées peuvent aussi être classées en fonction de l'écart à l'équilibre du milieu de croissance qu'elles représentent. Les veines de types 1 et 2 présentent la forme de serpentine la plus hors équilibre par définition, la protoserpentine, puisqu'elle est très désordonnée et rappelle les propriétés des gels. La protoserpentine est ici toujours associée au chrysotile (veine de type 1) puis aux polygonales éventuellement (veine de type 2). Ensuite, les veines à petits sphérolites (isotropes, type 5) témoignent d'une forte germination nécessairement due à un fort écart à l'équilibre. La présence d'un gel précurseur n'a pas été prouvée et les différents indices relevés n'en favorisent pas l'existence. L'écart à l'équilibre serait donc relativement plus faible que pour les veines précédentes, et cela serait associé ici à la prépondérance de la lizardite. Les veines à gros sphérolites (type 4) et à lamelles (type 3), où la lizardite est majoritaire, présentent des taux de germination décroissants. Ces observations vont dans le sens des expérimentations de Grauby et al. (1998) et Normand et al. (2002), à 300°C, qui proposent l'écart à l'équilibre comme facteur déterminant sur l'apparition des différentes microstructures de serpentines à température et chimie constantes (Al exclu). Ils observent l'ordre d'apparition protoserpentine-chrysotile-polygonale-lizardite avec la décroissance de la sursaturation du système (Fig. II.2-44).

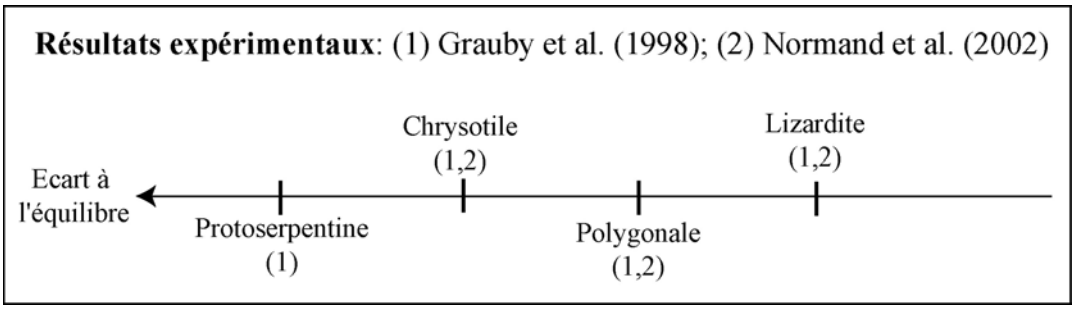


Fig. II.2-44 : Figure de synthèse des résultats expérimentaux de Grauby et al. (1998) et Normand et al. (2002) à 300°C montrant l'influence de l'écart à l'équilibre du système sur l'occurrence des microstructures des serpentines (excepté l'antigorite).

Cette hypothèse est aussi renforcée par l'apparition successive de protoserpentine, chrysotile et polygonale, observée dans cet ordre au sein des veines de crack-seal, de manière parfaitement similaire aux synthèses de Grauby et al. (1998).

Cependant, nous avons vu que la formation de ces veines pouvait aussi correspondre à une évolution vers un milieu plus superficiel, gouverné par une tectonique fragile et une plus forte pression fluide. Des sphérolites, même s'ils n'ont pas toujours été identifiés en tant que tels, ont déjà été observés dans des bastites rétrogrades (Wicks & Whittaker, 1977 ; Viti & Mellini, 1998). Cela suggère donc aussi un rôle potentiel de la température, à priori décroissante depuis les veines à microstructures tubulaires vers les veines dominées par la lizardite, comme cela est proposé dans les diagrammes Pression-Température (cf. §I.1.3). Il est malheureusement difficile de calibrer en température le moment de la formation de chaque veine. Il n'y a pas de signes d'un métamorphisme élevé de subduction dans nos échantillons. Nous savons aussi que les deux premiers types de veines sont fréquemment observés en contexte océanique (T~400° d'après les études ODP). Dilek et al. (1997) proposent même une température de formation inférieure à 350°C, lors de la remontée des roches. Les premières observations sur des essais récents de synthèses isochimiques (système MSH) à 200°C, montreraient la même succession de serpentines qu'à 300°C (protoserpentine-chrysotile-polygonale et quelques formes plates). La température n'influerait, essentiellement, que sur la cinétique de croissance, plus lente (Grauby, comm. pers.). Dans les diagrammes PT du premier chapitre, une limite inférieure du champ de stabilité du chrysotile avait été proposée autour de 180°C, donc très proche de la température des dernières synthèses. Il est difficile de trancher ici entre les rôles respectifs de la température et de l'écart à l'équilibre.

La figure II.2.45 offre un résumé schématique de cette discussion en classant les différentes micro-textures et micro-structures de serpentines observées dans les veines en fonction des divers paramètres influents.

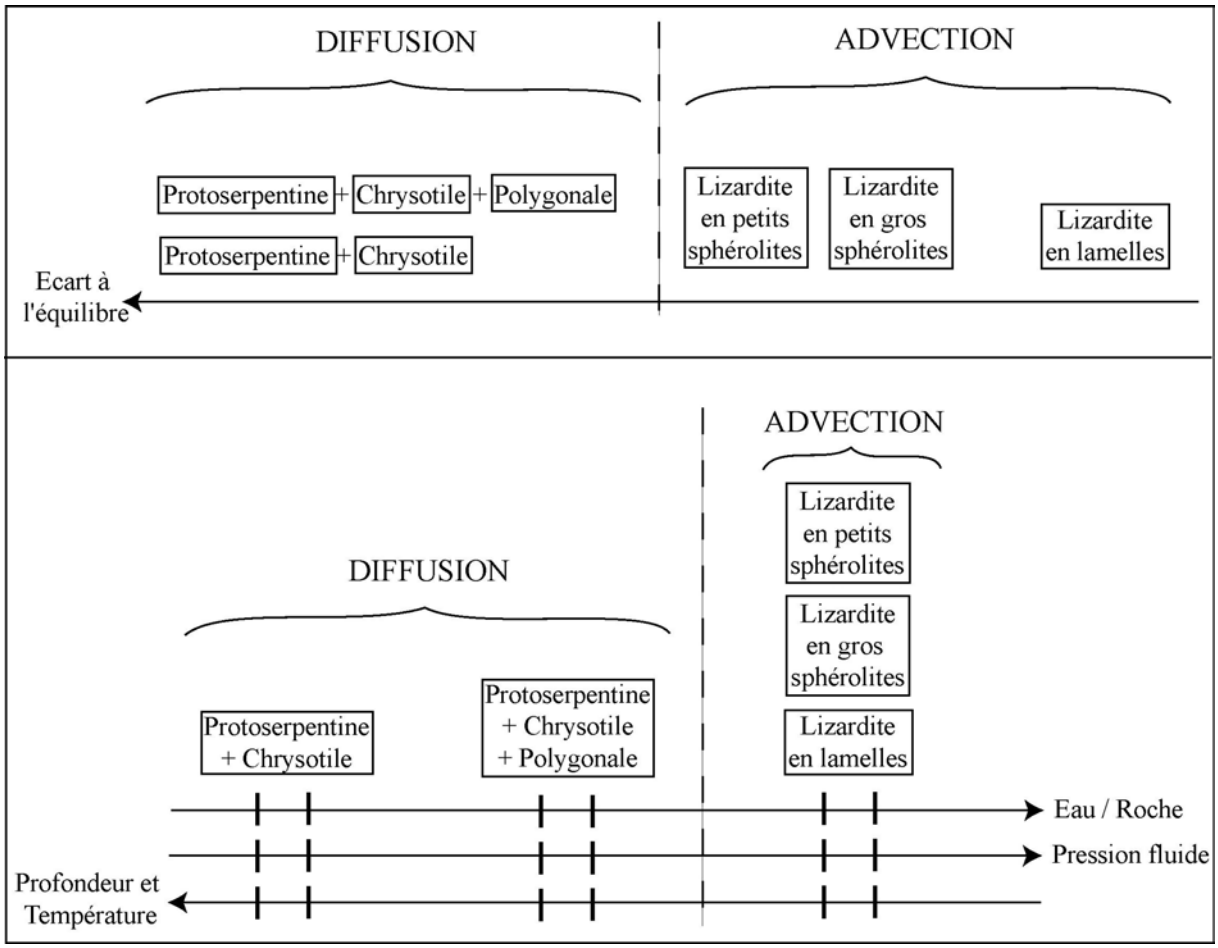


Fig. II.2-45 : Schéma récapitulatif des observations faites sur les différentes veines de serpentines classées en fonction des microstructures de serpentines rencontrées et des paramètres pouvant influer sur leur formation.

En conclusion, les serpentines sont des minéraux dont la structure est sensible à plusieurs paramètres. Les types structuraux de « basse température » que sont la lizardite, le chrysotile, et la serpentine polygonale, relativement à l'antigorite, ont des conditions d'occurrence qui dépendent des rôles relatifs des trois paramètres suivant : l'écart à l'équilibre du milieu, la température, et la teneur en Al. En regroupant les résultats de notre étude aux études antérieures, il ne semble pas qu'un seul paramètre se dégage des autres pour discriminer l'occurrence d'un type de serpentine par rapport à un autre. Les rôles de ces paramètres sont complexes et s'entremêlent en fonction du contexte. La température pourrait fixer des limites « grossières » des champs de stabilité de la lizardite et du chrysotile dans le cas d'une croissance dans des conditions proches de l'équilibre thermodynamique. Les expériences de synthèse suggèreraient alors une transition entre lizardite et chrysotile à une température au moins inférieure à 200°C. Cette hypothèse reste à vérifier. Cependant, la teneur en Al et l'écart à l'équilibre du système pourraient influer sur ces limites. Les modèles structuraux de la lizardite et du chrysotile montrent, d'une part, que la structure incurvée implique un

stockage d'énergie élastique entre les feuillets qui nécessitent un écart à l'équilibre relativement plus important que pour une structure plate ; d'autre part, que la substitution d'Al doit aider au maintien d'une structure plate de lizardite en luttant contre la courbure. Cette raison est invoquée pour expliquer la stabilité plus étendue vers les hautes températures de la lizardite riche en Al. Ce point n'est pas discutable à partir de nos résultats mais il est déjà largement reconnu. Par contre, les limites maximales en Al pour le chrysotile ne sont toujours pas clairement fixées dans les échantillons naturels. Les valeurs les plus hautes en Al dans les chrysotiles ont été observées ici dans les veines fibreuses recoupant des bastites (xAl=0,07). Ces chrysotiles sont très longs et très étroits ce qui s'oppose en théorie au rôle de l'Al qui tend à raccourcir et épaissir les tubes. Il est alors possible que ce cas soit un exemple témoin de la dominance du rôle de l'écart à l'équilibre, créé par les conditions du milieu (interstice étroit, diffusion), sur le rôle de la chimie (teneur en Al élevée dans les bastites). Un autre exemple de cette tendance pourrait être l'apparition de la lizardite au contact de l'olivine dans les premiers stades de la serpentinisation, là où la température est classiquement estimée à 400°-450°C.

Les microstructures des serpentines sont des marqueurs potentiels de trois paramètres simultanément. Le rôle de la température nécessite encore quelques précisions mais il semble que le rôle de l'écart à l'équilibre se confirme à chaque nouvelle étude. Il reste à affiner les limites en température et en teneur en Al pour la limite lizardite – chrysotile. Même s'il n'apparaît pas aisé d'utiliser les serpentines comme marqueurs directs d'un paramètre donné dans des études géologiques, il devrait être possible dans un contexte donné, avec une étude au cas par cas (pour chaque texture), d'éliminer certains paramètres et d'en tirer des informations interprétables.

II.3. Les serpentinites dans les zones de faille

Après l'étude des blocs massifs de serpentinites, fracturés mais relativement peu déformés, nous allons nous intéresser aux structures qui marquent une déformation plus intense. Notre intérêt se porte en priorité sur le contexte de failles actives sous des conditions de zone sismogénique (profondeur <20km ; e.g. Sibson, 1982 ; Scholz, 1990). La déformation associable au jeu d'une faille se localise sur deux types de structures à l'échelle de l'affleurement au sein des serpentinites. Il s'agit des miroirs de faille et des gouges de faille. Nous allons donc détailler, dans les paragraphes qui suivent, l'observation puis l'interprétation de ces structures de cisaillement depuis l'échelle de l'affleurement jusqu'à celle des grains, au MET, afin d'améliorer nos connaissances sur les mécanismes de déformation des serpentines dans ce type de contexte. Cela offre la possibilité d'obtenir des données sur des objets naturels qui complètent les études expérimentales, réalisées à des taux de déformation souvent trop rapides par rapport à la réalité.

II.3.1. Les miroirs de faille

II.3.1.a. Description à différentes échelles d'observation

Les blocs massifs de serpentinites, emballés au sein des serpentinites à schistosité de faible pendage qui définissent d'anciennes zones de cisaillement (cf. §II.1.), présentent le plus souvent des surfaces brillantes (Fig. II.3-1). Ce type de structure est observé dans la grande majorité des serpentinites californiennes ce qui suggère qu'il est associé à la mise en place des unités de serpentinites sur le continent. Les surfaces brillantes se localisent au niveau de l'enveloppe de serpentines turquoise qui recouvrent les serpentinites massives à texture océanique (cf. §II.2.1.).

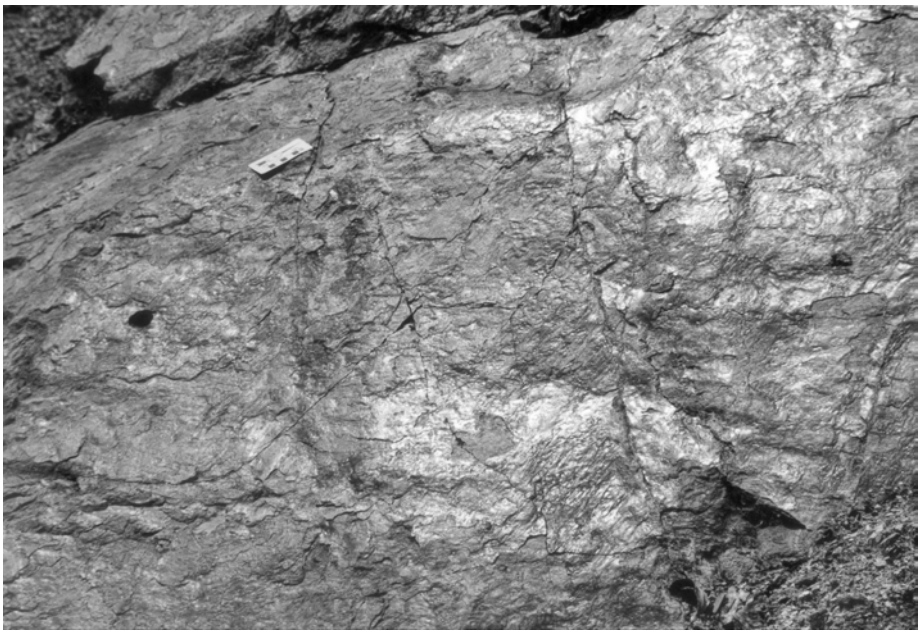


Fig. II.3-1 : Bloc arrondi de serpentinites massives recouvert d'une surface brillante bleu turquoise (Isabel Creek, San Jose County). La carte de 6cm de long indique l'échelle.

Des stries et/ou des « grooves » (ou « coups de gouges ») sont fréquemment observées sur ces surfaces (Fig. II.3-2, -3 & -5) avec des orientations variables. Des plans similaires dans des serpentinites ont déjà été interprétés comme des plans locaux de glissement caractéristiques de la rotation des blocs les uns par rapport aux autres (Twiss & Gefell, 1990). En jouant sur l'orientation de la lumière réfléchie sous loupe binoculaire, il est parfois possible de distinguer la superposition de plusieurs surfaces de glissement striées (Fig. II.3-3). Cela est permis par le caractère translucide des serpentinites qui recouvrent les blocs.

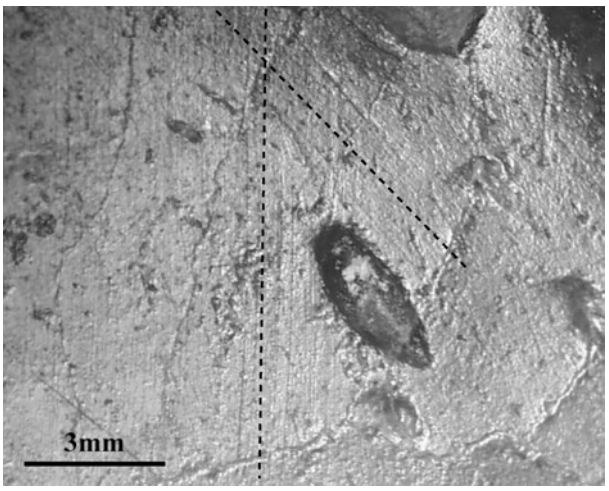


Fig. II.3-2 : Image d'une zone d'un miroir de faille sous loupe binoculaire en lumière rasante. Des « grooves » (au centre) et stries (traits pointillés) sont visibles et témoignent de glissements.

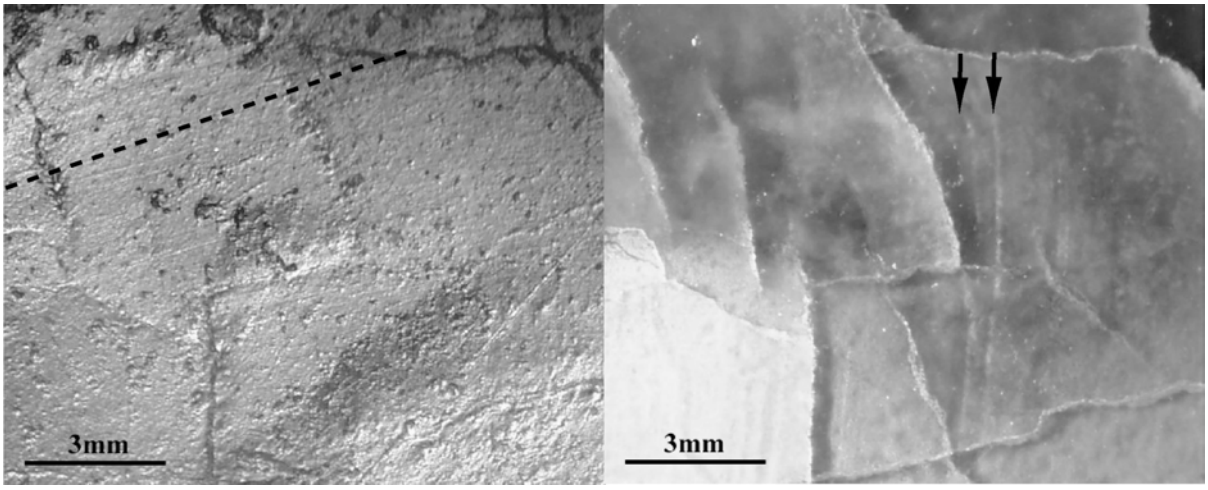


Fig. II.3-3 : Images d'une même zone avec une inclinaison différente de la lumière réfléchie sous loupe binoculaire. Des stries d'orientation variable sont visibles par transparence sur le plan d'en dessous (flèches noires).

Les observations en lames minces révèlent que ces plans sont souvent localisés au niveau d'anciennes veines, et parallèlement à leur plan de faiblesse (au niveau de la ligne centrale dans le cas des veines lamellaires par exemple, cf. Fig. II.3-6). Mais cela n'est pas une généralité, et ils peuvent aussi recouper différentes textures sans orientation préférentielle. Ces plans de glissement brillants semblent en fait formés d'une fine zone bréchique, de quelques microns à quelques dizaines de microns d'épaisseur, qui se révèle bien au MEB (Fig. II.3-4). Des éléments anguleux, essentiellement des oxydes et fragments de serpentine similaire à l'encaissant, sont emballés dans une matrice fine dont la composition est voisine de la moyenne de celle des éléments. Il est possible de voir localement des micro-fractures (f) obliques par rapport à la surface qui commencent à découper le matériel encaissant.

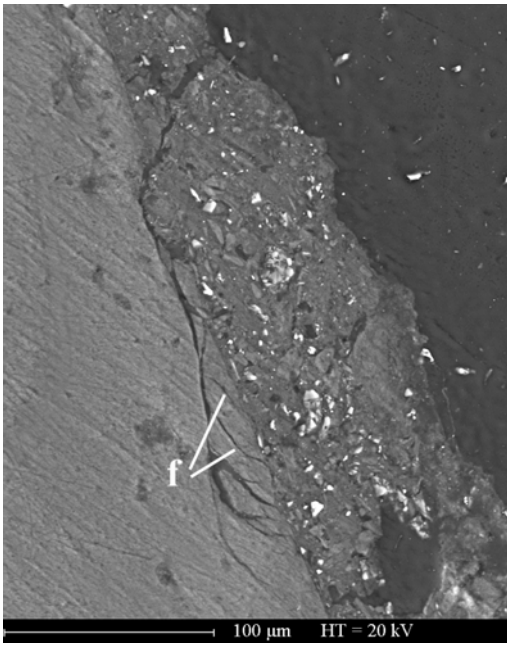
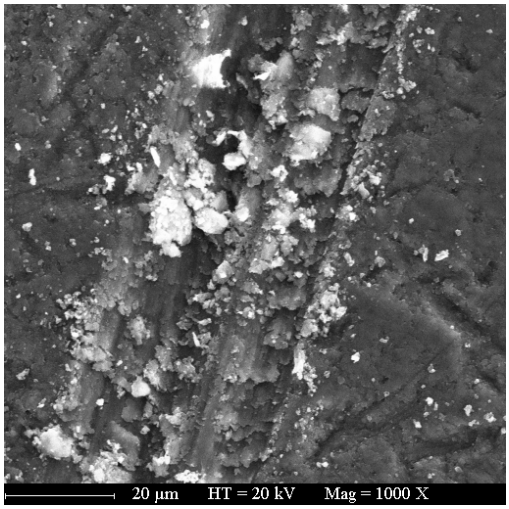


Fig. II.3-4 : *(à gauche)* Image MEB, (mode électrons rétrodiffusés) de la surface brillante matérialisée par une zone micro-bréchique. Des micro-fractures obliques (f) découpent le matériel encaissant.

Fig. II.3-5 (*ci-dessous*): Image MEB, (mode électrons secondaires) d'une strie en surface de plans de faille.



Un échantillon montrant une localisation du miroir de faille au centre d'une veine lamellaire a été préparé pour des observations au MET (Fig. II.3-6). C'était l'occasion de tenter à la fois d'identifier la composition de la zone de brèche, si elle est préservée au cours de la préparation, et le rôle potentiel de la lizardite dans la déformation.

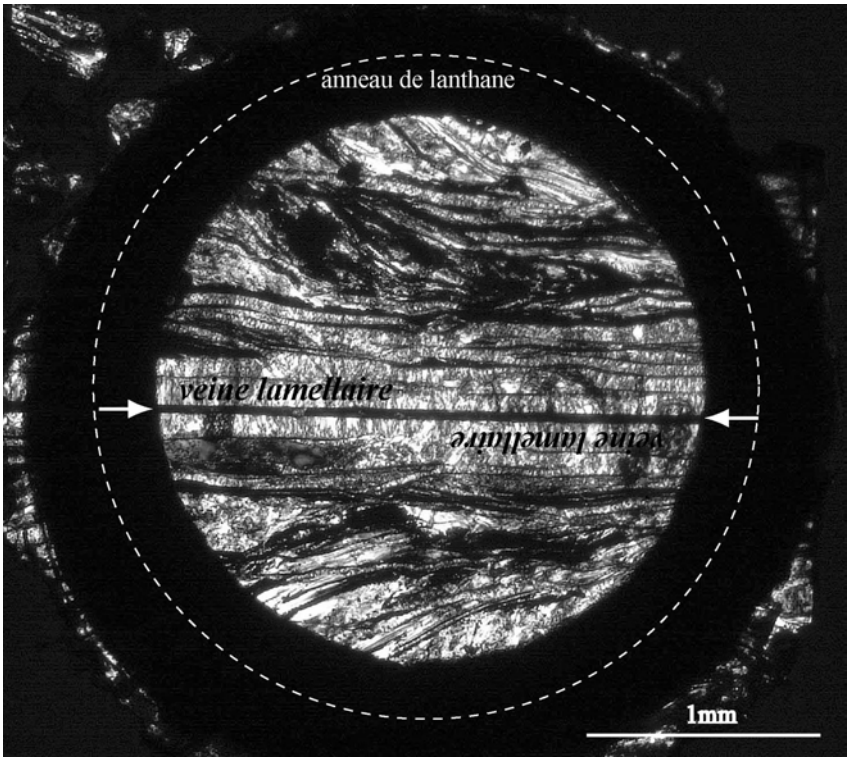
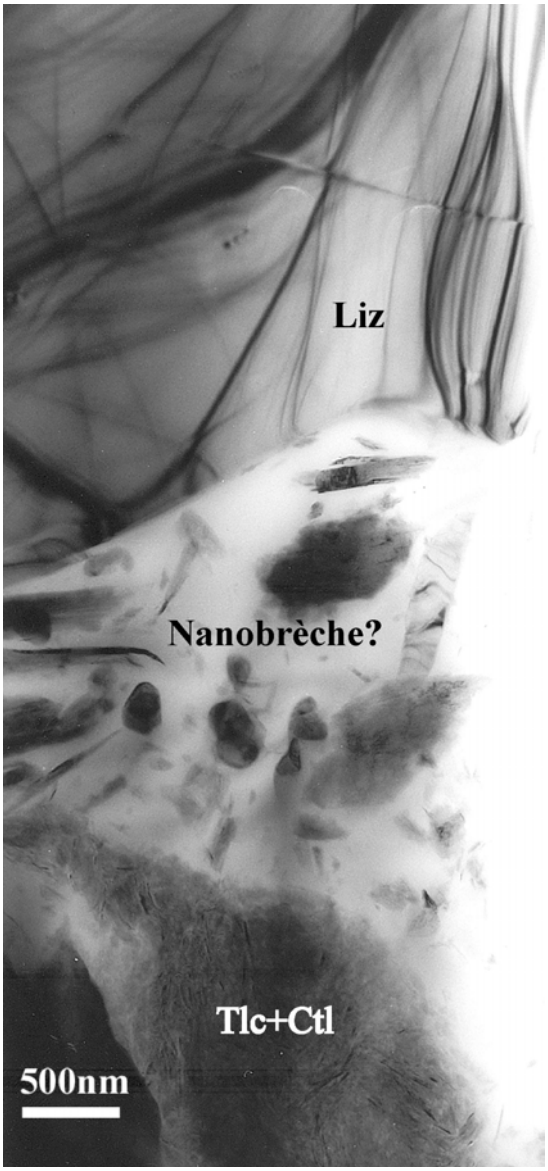


Fig. II.3-6 : Image au microscope pétrographique (LPA) de la section de lame mince préparée pour le MET (avant amincissement). Le détail de cette technique de préparation nommée « cross-section » est donnée en annexe. Deux surfaces de faille du même échantillon sont collées tête-bèche au niveau du plan indiqué par les flèches. Cette zone sera amincie en son centre pour observer la zone de glissement. Dans cet échantillon, elle s'est localisée au centre d'une veine lamellaire de lizardite.

Une zone étroite a été amincie au niveau du plan central et s'étend sur quelques dizaines de microns vers le haut. Trois types de textures sont identifiables au MET en s'éloignant du plan de glissement (Fig. II.3-7) : une association talc-chrysotile, une nanobrèche, et des gros cristaux de lizardite. Les deux premières semblent intimement associées et consistent en une texture de talc et chrysotile entremêlés au sein d'une zone d'apparence bréchique. Cette dernière comprend aussi des fragments isolés de serpentine tubulaire, lizardite et talc plus quelques oxydes (TiO2 identifié par microanalyse). Les microanalyses révèlent essentiellement la présence de colle dans la matrice de la nanobrèche. Cela n'est pas en faveur d'une formation naturelle de la brèche et suggère que sa présence pourrait être liée à la préparation de l'échantillon. Il n'y aurait alors pas de lien évident entre cette nanobrèche et la microbrèche observée à l'échelle de la lame mince (Fig. II.3-4). Cependant, il est difficile de se prononcer car la préparation imbibe considérablement l'échantillon de colle ce qui peut fausser les analyses au niveau d'une zone poreuse. De plus, une matrice fine serait

préférentiellement amincie limitant les résidus observables. Nous retiendrons donc essentiellement la présence de l'association talc-chrysotile et de la lizardite.



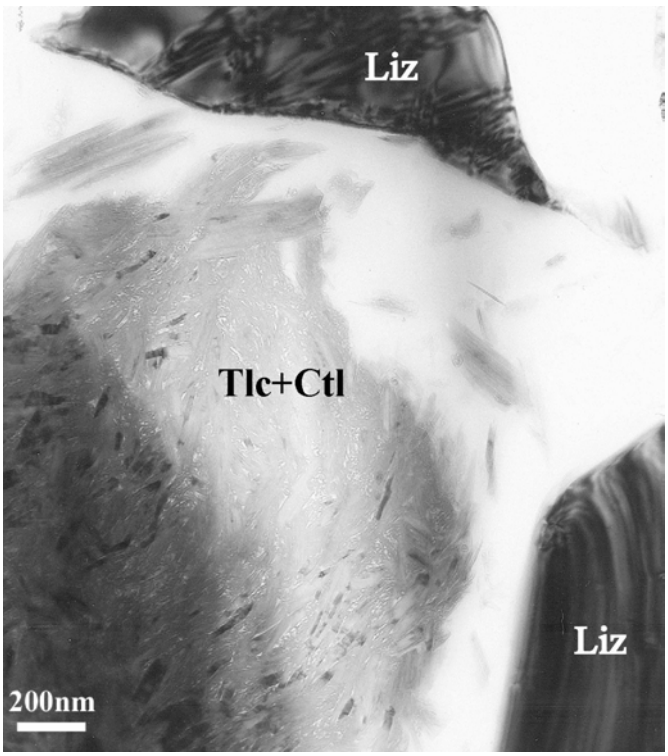


Fig. II.3-7: Image MET des textures observées au niveau du plan de faille. Les larges cristaux de lizardite marquent l'entrée dans le domaine de la veine lamellaire.
Le plan de glissement se situe au sud de l'image de gauche et à l'ouest de l'image de droite.
(Liz=lizardite ; Tlc=talc ; Ctl=chrysotile)

Au delà de cette première zone d'une dizaine de microns, la lizardite est l'espèce dominante. Sa présence est facilement reliée au corps de la veine lamellaire identifiée au microscope pétrographique (Fig. II.3-6). Les grains ont une orientation homogène identique à celle identifiée au chapitre II.2.4.a. dans ce type de veine, c'est à dire avec l'axe d'empilement des couches perpendiculaire aux épontes de la veine et donc aussi au plan de faille. Les cristaux diffractent particulièrement bien ce qui témoigne de leur forte cristallinité. Il est intéressant de noter que localement, au sein de cristaux de lizardite frontaliers du plan de faille (Fig. II.3-8), l'on peut passer d'une structure dominante, parfaitement ordonnée à une couche (une seule périodicité selon c*), à des domaines localisés d'empilement à trois couches (apparition d'une

seconde périodicité selon c*). Les clichés de diffraction (Fig. II.3-8) illustrent ce type d'observations avec le passage d'un polytype de la lizardite à une couche (cliché du haut) à un polytype à trois couches (cliché du bas). Les réflexions qui soulignent la périodicité à trois couches ne sont pas aussi intenses que les autres taches de diffraction ce qui signifie que les domaines à trois couches sont plus rares au sein du cristal.

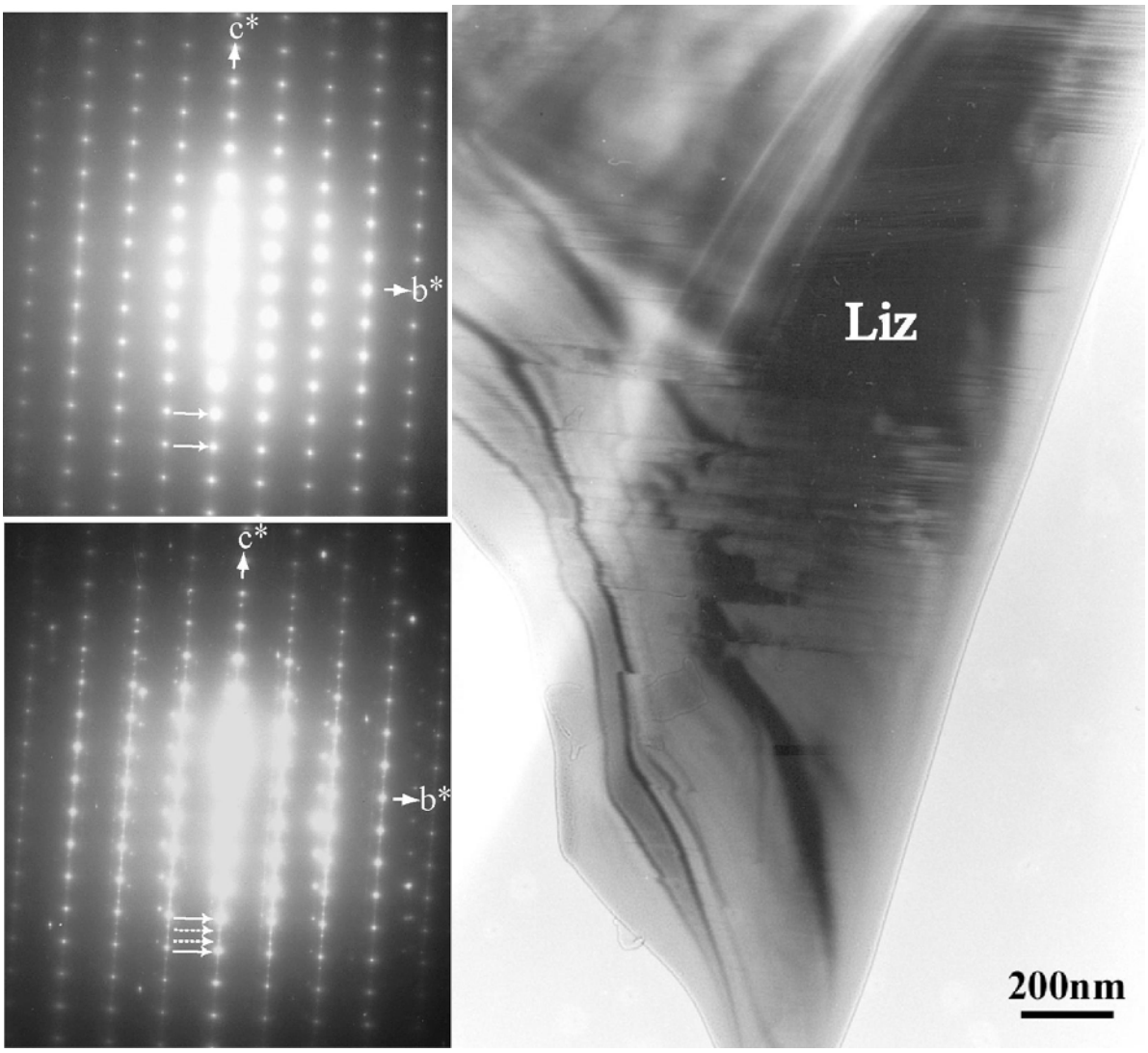


Fig. II.3-8 : Image MET d'un cristal de lizardite présentant localement des variations polytypiques (cf. §I.1.1.b.). Au sein de la lizardite bien ordonnée à une couche (*cliché de diffraction du haut*) il apparaît localement des domaines d'empilement à trois couches (*cliché de diffraction du bas*). Les flèches pleines indiquent la position des taches de diffraction principales marquant l'empilement à une couche (périodicité à 7Å) et les flèches pointillées repèrent la seconde périodicité qui caractérise les domaines polytypiques à trois couches. Le plan de glissement est situé au sud de l'image, parallèlement aux feuillets de la lizardite. (Images par A. Baronnet).

En résumé, trois points ressortent de ces observations en surface des miroirs de faille : une microbrèche, une association talc-chrysotile, et des défauts d'empilement dans les cristaux de lizardite.

II.3.1.b. Interprétation

L'origine de la brillance des surfaces de glissement a déjà fait l'objet de quelques études pour des roches de nature différentes, dans des contextes variés. Différents mécanismes ont été proposés pour expliquer cette brillance. Ces hypothèses de formation sont les suivantes : 1) par fusion locale du matériel de surface au cours d'un épisode de glissement rapide (e.g. Friedman et al., 1974 ; Spray, 1989) ; 2) par déformation fragile cataclastique similaire à un polissage de la surface (Avakian, 1986 ; Power & Tullis, 1989) ; 3) par association de fusion et dissolution sous contrainte aboutissant à la formation d'un enduit de surface (Bossière & Sellier, 1993).

A l'échelle de la lame mince, le mécanisme responsable de la brillance de ces surfaces dans le cas des serpentinites est similaire à celui proposé en 2), comme en témoigne la présence de la microbrèche observée en surface au MEB (Fig. II.3-4). Elle est un peu plus fine (~100µm) que celles observées dans les autres études (quelques centaines de µm à plurimillimétrique). Une rupture localisée est nécessaire pour entamer le processus de polissage qui aboutit à la diminution des aspérités à la surface du plan et à l'augmentation de la brillance. En fait, ce mécanisme est du même type que celui utilisé pour la confection de lames minces polies et témoigne généralement d'un glissement soit rapide soit associé à un grand déplacement au niveau de la surface. La question se pose alors de savoir si cette structure témoigne d'un ou de plusieurs épisodes de glissement rapide sur cette surface ou si elle peut aussi représenter un glissement lent et continu sur une plus longue durée. L'implication est directe sur la sismicité : dans le premier cas il s'agit d'un glissement instable (sismique) et dans le second, le glissement est stable (asismique). Contrairement à d'autres études (e.g. Power & Tullis, 1989), il n'y a pas d'évidence claire de l'alternance de divers mécanismes pouvant suggérer une variation du régime de déformation au cours du temps. Cependant, l'origine du talc observé et le rôle de la lizardite dans la déformation ne sont pas encore clairs et contribuent à lancer la discussion.

La présence de talc, minéral de plus haute température que les serpentines, est un peu surprenante puisque nous n'avons que très rarement et très localement observé ce minéral au sein des serpentinites massives, et il est ici en contact avec la lizardite, le type de serpentine à priori de plus basse température (T<180°C). L'échantillon observé au MET ne provient pas de Blue Canyon mais de l'unité à serpentinites de Isabel Creek, San Jose County-California (cf. Fig. I.3-4, §I.3.2.). Il n'est pas impossible que cette unité ait traversé des conditions de plus

haut grade métamorphique que celle de Blue Canyon mais les caractéristiques structurales qui en résultent sont très similaires, et l'antigorite y est également absente. Une autre possibilité serait que la présence de talc soit un phénomène très local. Dans ce cas, sa localisation au niveau du plan de glissement n'est peut-être pas une coïncidence. Une élévation de la température localement au niveau d'un plan de friction est un phénomène fréquemment décrit qui peut même aboutir dans des cas extrêmes à de la fusion (Sibson, 1975). Cela n'est envisageable que pour des glissements rapides qui pourraient aller de pair avec la formation d'une microbrèche dépourvue de structures internes. Une hypothèse serait la formation de cet assemblage à grains fins de talc et chrysotile, à priori de plus haute température que la lizardite, sous l'effet d'une augmentation de la température résultant du glissement. Cela sous-entend que cet assemblage serait témoin d'une recristallisation locale mais aucune relation génétique apparente ne semble lier les gros cristaux de lizardite aux cristaux très fins de talc et chrysotile. Ces derniers pourraient alors former la matrice fine de la brèche. On pourrait aussi envisager que le talc provienne de plus loin (échelle centimétrique à métrique maximum) et ait été charrié le long du plan de faille au sein de la brèche. Mais la forme anguleuse des fragments de la brèche ne favorise pas un « long » déplacement et la présence de talc n'est guère plus probable dans un périmètre limité. Une dernière possibilité pourrait être que la formation de talc résulte d'une circulation de fluides siliceux, localisés ici le long des plans de faille. Quoiqu'il en soit, le talc est un minéral peu résistant à la déformation qui doit aider au glissement et renforcer la localisation de la déformation au niveau de cette surface comme cela a aussi été observé au niveau de failles en contexte océanique (MacLeod et al., 2002).

Les défauts d'empilement dans la lizardite peuvent en théorie être liés, soit aux conditions de croissance, soit à une éventuelle déformation. La localisation de ces défauts au sein des cristaux à proximité immédiate du plan de faille suggère que la déformation cisaillante liée au miroir de faille serait aussi accommodée par un glissement le long des plans (001) de la lizardite, comme cela a aussi été suggéré par d'autres auteurs (Escartin et al., 1997a ; Banfield et al., 1995). En effet, les liaisons liant les plans 00*l* de la lizardite sont de faible énergie (liaisons hydrogènes) et sont à l'origine de la faiblesse de ce cristal le long de son plan de clivage {001}.

La rupture au sein de l'échantillon étudié au MET peut alors avoir été initiée préférentiellement au niveau des veines (comme c'est aussi le cas dans d'autres échantillons) et l'orientation de la lizardite par rapport à la direction de glissement a pu permettre

d'accommoder une partie du glissement le long de son plan (001). Un tel mécanisme a été proposé pour expliquer un glissement stable au sein de serpentinites déformées expérimentalement par Dengo & Logan (1981).

Les mêmes auteurs obtenaient des « grooves » et des stries sur leurs surfaces de faille lorsqu'elles étaient ponctuellement en contact avec un objet plus rigide, et une fois de plus, ces structures étaient reliées à un processus de glissement stable. Mais, par ailleurs, les grooves sur des plans de faille brillants ont été interprétées comme des marqueurs de glissements instables au cours d'autres études (Engelder, 1974). La potentialité sismique de ces structures est donc controversée. Mais si nous considérons qu'elles se forment rapidement, conformément à la seconde hypothèse, il est possible de calculer la magnitude Mw du séisme qu'elles représenteraient d'après la formule proposée par Kanamori & Anderson (1975) :

$Log\ Mo = 1{,}5\ Mw + 9{,}1$ (unités du système international) *(1)*

avec Mo, le moment sismique, qui peut s'exprimer sous la forme suivante :

$Mo = \mu\ S\ D$ *(2)*

μ est la rigidité de la roche, S la surface de la faille et D le déplacement réalisé sur la faille pendant l'événement sismique. La rigidité (μ) est un facteur qui peut être calculé à partir de la vitesse des ondes sismiques S et la densité de la roche suivant l'équation :

$\mu = \rho\ V_s$ *(3)*

Afin de proposer une limite supérieure à cette magnitude, le calcul a été réalisé avec les plus grands paramètres mesurés sur nos surfaces brillantes. C'est-à-dire que la surface de la faille est estimée à $S = 1\text{m}^2$ et le déplacement est de $D = 1\text{cm}$. Les données de Miller & Christensen (1997) fournissent les valeurs nécessaires au calcul de μ avec l'équation *(3)*. Pour des serpentinites proches d'une serpentinisation totale (calcul pour 90%) comme c'est le cas pour nos échantillons, la magnitude calculée à partir de *(1)* et *(2)* est de $Mw = -2{,}5$. Celle-ci n'augmente que de 0,2 pour une serpentinisation de 40% seulement. Donc l'énergie libérée lors d'éventuels épisodes de glissements instables, sismiques, au sein des serpentinites semble réduite et dans la gamme des magnitudes négatives.

Si l'on regroupe les divers processus abordés, la formation des miroirs de faille dans les serpentinites serait attribuable à une déformation à dominante fragile, cataclastique, caractérisée par une forte localisation de la déformation au niveau d'un plan de rupture, dont

les microstructures ne permettent pas toujours de trancher quant à leur interprétation en terme de sismicité. Dans tous les cas, les microstructures associables à un glissement sismique sur ces plans brillants ne correspondraient qu'à de très faibles magnitudes (négatives).

II.3.2. Les gouges de faille : exemple de la faille active de Santa Ynez (Californie)

II.3.2.a. Observations macroscopiques et en lame mince

L'histoire des unités de serpentinites sur la côte ouest américaine est complexe mais il est possible, au sein de l'unité de serpentinites de Blue Canyon, d'identifier des structures de déformation subverticales associées au jeu actif de la faille de Santa Ynez (cf. §II.1.2.). Les caractéristiques de la région de Blue Canyon traversée par la faille de Santa Ynez ont été présentées au §II.1.2., nous ne reviendrons donc pas dessus dans cette partie. A proximité du tronçon nord de la faille de Santa Ynez (cf. Fig. II.1-10, §II.1.2.), une zone intensément déformée subverticale (N125, pendage 80 à 85 vers le sud), d'orientation parallèle à la trace de la faille principale recoupe de manière très localisée un bloc de serpentinites massives. La largeur de la zone, qualifiée de gouge à cette échelle, est d'environ 40 cm et peut se suivre sur plusieurs dizaines de mètres au sein de cette unité massive (cf. Fig. II.1-12, §II.1.2.). Les caractéristiques mentionnées ci-dessus suggèrent que cette structure est le résultat d'un glissement extrêmement localisé d'une faille satellite de la faille de Santa Ynez. Une image agrandie de la zone de gouge permet de souligner les structures majeures de déformation malgré une forte altération superficielle (Fig. II.3-9). Le plan d'observation à l'affleurement est proche de l'horizontale ce qui ne permet pas l'observation de la composante inverse de cette faille. Par contre, des structures peuvent être associées à la composante cisaillante sénestre (d'après la nomenclature de Passchier & Trouw, 1998). On distingue des structures qui peuvent correspondre à des plans de glissement de type Riedel (R), et d'autres parallèles à la faille (Y). L'angle entre les plans Y et R est d'environ 20° et donc dans la moyenne de ce qui a été décrit jusqu'à présent (Hoogerduijn Strating & Vissers, 1994 ; Reinen, 2000). Les Riedel ont une forme sigmoïdale qui avait déjà été notée par Hoogerduijn Strating & Vissers (1994) dans une gouge bien développée de serpentinites à antigorite du massif de Voltri, (Italie). Les plans notés Y ne sont pas parfaitement rectilignes ici, ils sont parfois légèrement incurvés mais tendent à se paralléliser avec les limites de la gouge. Il existe une troisième structure que l'on appellera schistosité (S) sans connotation sur son mécanisme de formation

mais simplement parce que ces plans découpent finement la roche de manière assez homogène à cette échelle. Ces plans S ondulent et sont recoupés et plissés par les plans de glissement précédemment décrits.

Fig. II.3-9 : Photo de la zone de gouge à l'affleurement. Une interprétation des structures est proposée et est compatible avec la composante cisaillante senestre de cette faille. Les traits noirs épais en bordure marquent les limites de la zone intensément déformée (gouge). Les traits pleins fins soulignent les plans de glissement R et Y. Les traits pointillés marquent la schistosité (S). Le rectangle localise la zone échantillonnée pour lames minces.

Des échantillons peu cohésifs de serpentinites ont été collectés dans la gouge puis consolidés par enrobage dans de l'araldite. Des lames minces provenant de la zone de la gouge marquée par un rectangle noir sur la figure II.3-9 ont pu être obtenues. Les figures II.3-10, -11, -12 & -13 offrent des images représentatives des structures observées à cette échelle. Dans un souci de comparaison avec les structures macroscopiques, le plan de coupe est parallèle à la fois au plan d'observation à l'affleurement et à la strie mesuré sur le plan de glissement (pitch 14W). Il favorise donc l'observation de la composante sénestre du mouvement de la faille. A cette échelle, l'interprétation précise de l'orientation des structures est plus complexe mais cela n'altère pas l'identification de deux types majeurs de structures comparables à celles décrites à l'échelle de l'affleurement, à savoir : une schistosité (S) fine répartie au sein de l'échantillon qui contourne des clastes arrondis et des plans de glissement localisés (Y) qui recoupent l'échantillon. Comme à l'affleurement où la schistosité dessinait des plis, son orientation

tourne aussi au sein de la lame ce qui explique qu'elle ne soit pas parallèle d'une photo à l'autre.

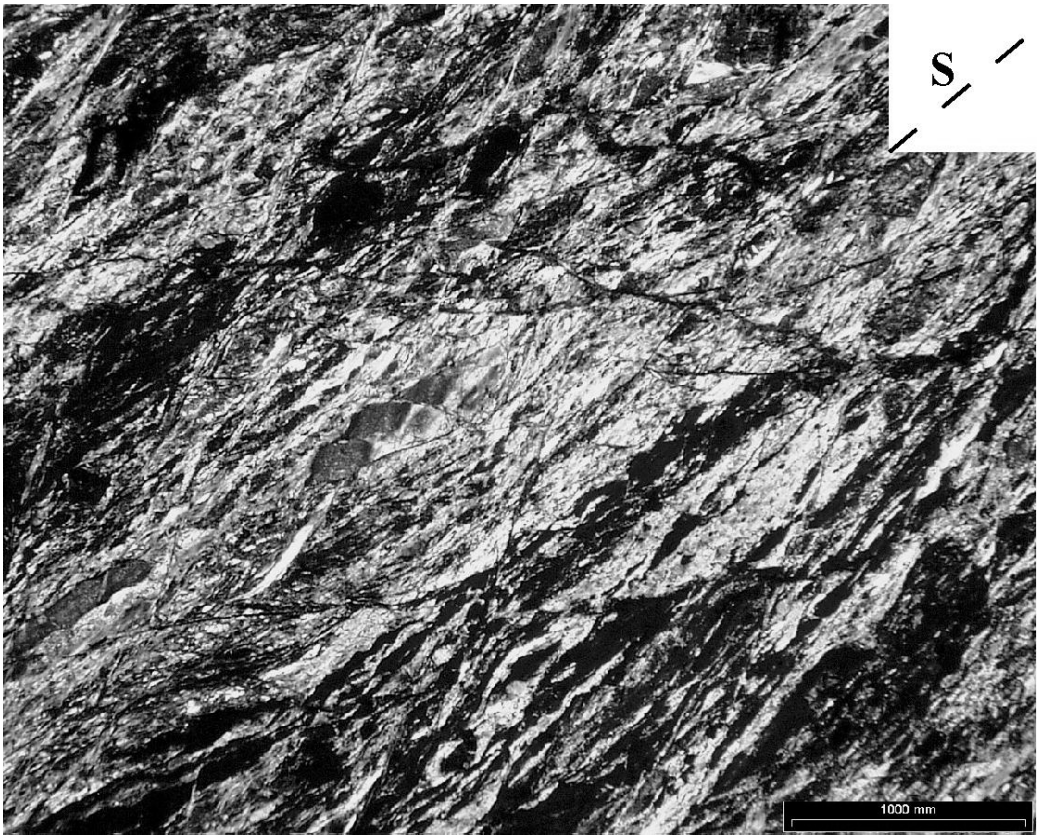


Fig. II.3-10 : Schistosité homogène au sein de la gouge de serpentinites (en bas à gauche de la lame) soulignée par un remplissage de serpentine et des alignements d'oxydes ou d'hydrogrenats (image en LPA).

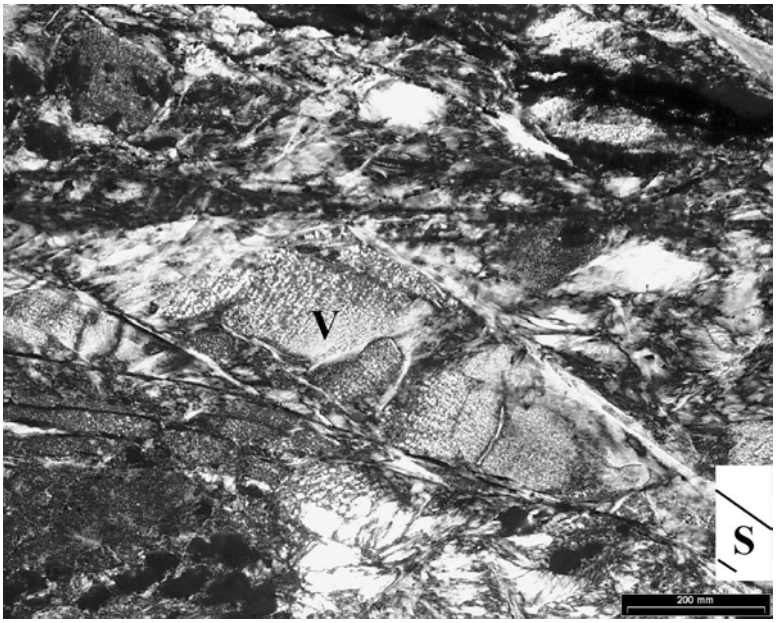


Fig. II.3-11 : Fragments d'une ancienne veine microgrenue (V) séparés par un remplissage orienté de serpentines d'apparence fibreuses qui soulignent la schistosité (S) (en clair sur l'image). (Image en LPA)

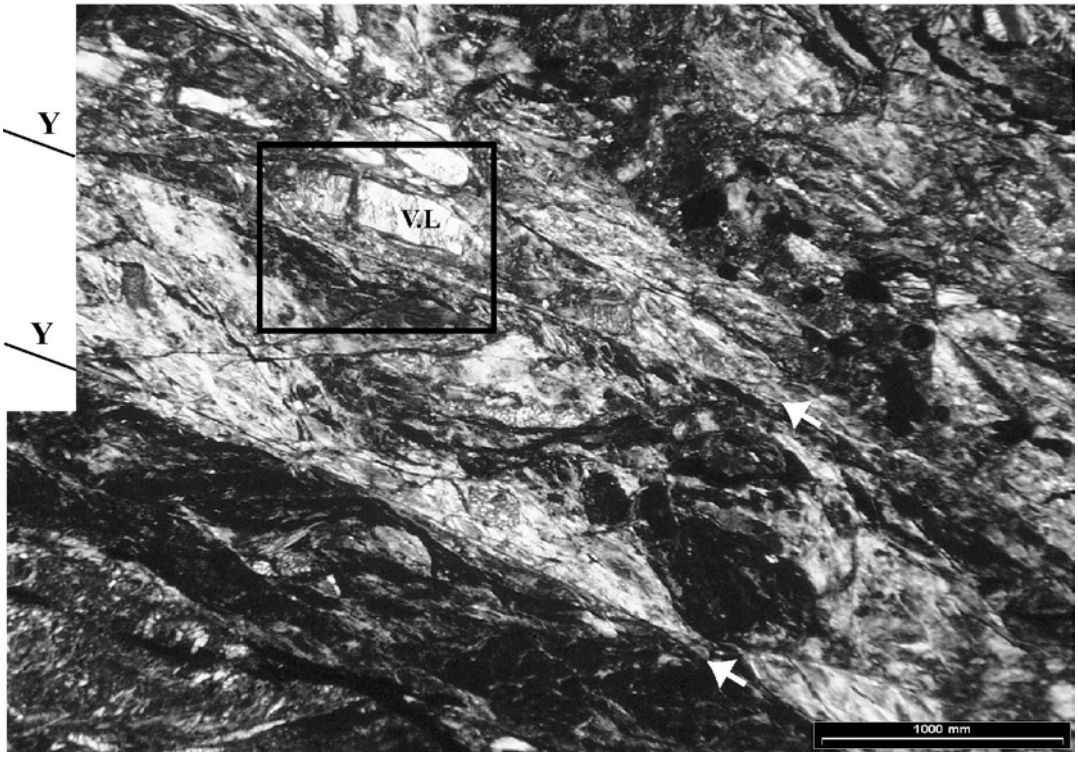


Fig. II.3-12 : Image de deux plans de glissement localisés (Y, indiqués par les flèches blanches et les traits noirs), parallèles aux limites de la gouge (Image en LPA). (V.L.=fragment d'une ancienne veine lamellaire)

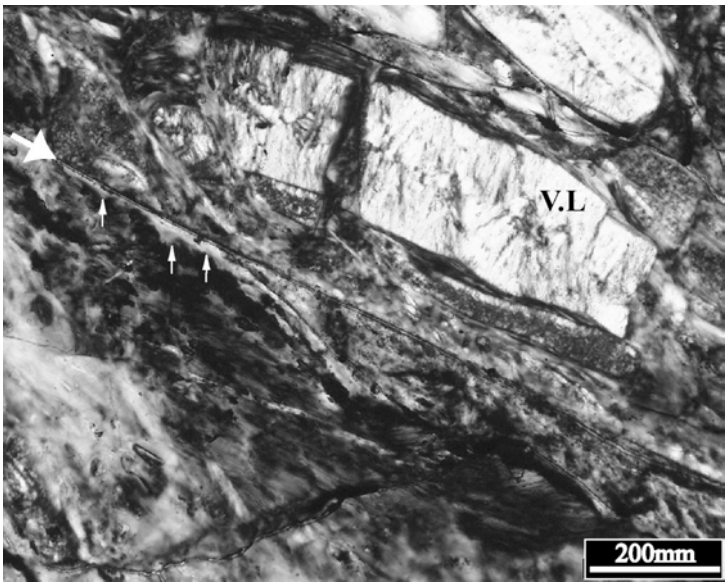


Fig. II.3-13 : Grossissement du plan de glissement présenté sur la figure précédente (Fig. II.3-12) au niveau de la zone délimitée par un rectangle noir. Il est indiqué par la grosse flèche blanche. La nature de ce plan n'est pas claire mais les petites flèches blanches montrent un remplissage de serpentines fibreuses orientées qui pourraient être synchrone du mouvement (Image en LPA). (V.L.=fragment d'une ancienne veine lamellaire)

Ce qui semble correspondre à *la schistosité fine* décrite à l'affleurement (S) correspond à un remplissage homogène de serpentine (Fig. II.3-10), qui polarise en LPA dans les gris du premier ordre avec une extinction qui révèle une orientation préférentielle des minéraux quasi-parallèle à légèrement oblique par rapport à l'orientation de ces plans (S). Les minéraux ne sont pas discernables à l'œil mais semblent fibreux (II.3-11). La schistosité est aussi, par endroits, soulignée par des alignements de minéraux opaques, essentiellement formés d'oxydes de fer ou de chrome et de hydrogrenats bien visibles sur la figure II.3-10.

Les plans de glissement de type Y qui recoupent la lame en son centre sont extrêmement localisés (Fig. II.3-12) et apparaissent comme des plans de rupture qui pourraient être similaires en apparence aux miroirs de faille (§II.3.1). Ils recoupent tout (fragments de veine, plans S, plans R) et plissent la schistosité. Cependant, ces plans n'apparaissent pas comme les zones bréchiques décrites précédemment sur les plans de faille (Fig. II.3-4, §II.3.1.). La microbrèche qui devrait être visible au microscope pétrographique n'est pas observée et le mécanisme de déformation sur ces plans n'est pas visible. A cette échelle, il n'existe pas d'indice sur leur mécanisme de formation. Par endroits, il semble que ces plans pourraient aussi être constitués d'un remplissage de serpentine (Fig. II.3-13), mais cela est moins clair que pour les plans S.
La texture optique des *clastes arrondis* est variable et il est important de préciser une fois de plus qu'ils se composent d'assemblages de grains de serpentines non décelables à cette échelle. Le travail précédent réalisé sur les veines permet d'identifier ici que la majorité des clastes correspondent à des fragments d'anciennes veines de serpentines cassées pendant la déformation (Fig. II.3-11 & -13). Certains présentent aussi la texture maillée de la matrice massive des serpentinites alentour. La répartition des clastes ne montre pas de relation entre leur taille et leur distance aux plans de glissement. Une caractérisation globale par diffraction X sur le matériel de gouge total identifie les minéraux suivants : lizardite, chrysotile, chlorite, hydroandradite et magnétite. A cet endroit, le matériel de gouge de montre pas de reliques de la péridotite.

Les lames minces ont été observées au MEB pour identifier d'éventuels contrastes chimiques entre les différents ensembles de serpentine qui composent la gouge. La figure II.3-14 montre les images obtenues en mode électrons retrodiffusés sur la partie inférieure de la lame, là où les plans S tournent. Le niveau de gris d'une zone sur ces images dépend du poids atomique moyen des minéraux en présence. Les grains très blancs ont été identifiés comme des oxydes de Fe et de Cr. Les grains gris très clairs sont les hydrogrenats riches en Fe et Ca (plus Al et Mg) tandis que la serpentine ressort en gris foncé puisqu'elle tolère peu de substitution en éléments lourds tels que Fe ou Cr. Les lignes noires sont des espaces vides, en partie dûs à la préparation, qui soulignent des zones de faiblesse colmatées par la colle. Les images permettent une bonne séparation visuelle des clastes et de la matrice schisteuse même si ces unités ne présentent pas de contrastes chimiques importants. La serpentine matricielle apparaît très légèrement plus foncée ce qui suggère qu'elle est peut être légèrement moins substituée que celle des clastes (Fig. II.3-14, à droite). Son homogénéité contraste avec la variabilité

chimique des clastes qu'elle entoure. A cette échelle, les clastes apparaissent plus anguleux par endroits et de taille très hétérogène. De très fines fractures, remplies par un matériel d'apparence similaire à la serpentine schisteuse, apparaissent en premier au sein des gros clastes (Fig. II.3-14, à droite).

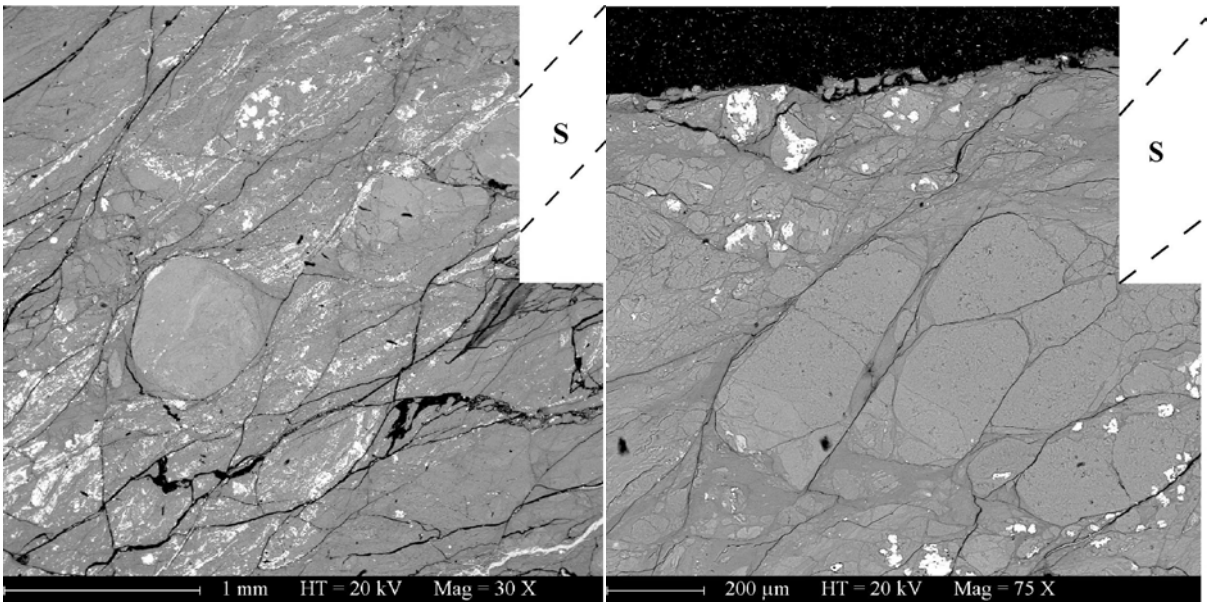


Fig. II.3-14 : Images MEB (mode électrons rétrodiffusés) de deux zones de la gouge marquées par la présence d'une schistosité (S). Sur les deux photos la schistosité est soulignée par un remplissage de serpentine dont la composition, plus homogène, diffère légèrement de celle des clastes. Sur l'image de gauche les plans S sont aussi soulignés par des minéraux opaques. Sur l'image de droite, les plus gros clastes correspondent à des fragments d'une ancienne veine microgrenue sphérolitique. Cela peut refléter une plus forte résistance de ce type de texture du fait du fort engrenage des grains.

II.3.2.b. Observations à l'échelle du grain de serpentine

Afin d'accéder à l'échelle des grains, des échantillons prélevés sur une lame de la gouge ont été préparés pour le MET. La partie prélevée a été choisie pour être représentative des zones traversées par la schistosité. Les clastes ne devaient pas non plus être trop gros afin de pouvoir les comparer, sous le MET, à la serpentine schisteuse. L'amincissement indispensable pour des observations au MET aboutit à la formation d'un trou vers le centre de l'échantillon (cf. annexe B). Seule une fine bande sur le pourtour de ce trou sera suffisamment fine pour être observée correctement. Ce trou a toujours des contours très irréguliers. Un dessin au microscope optique permet de localiser précisément les zones d'intérêt par rapport aux contours du trou. La figure II.3-15 présente une image de la zone amincie et du trou obtenu. Elle est accompagnée par un schéma représentant la schistosité par rapport au trou. Cette étape un peu fastidieuse permet de ne pas perdre d'informations structurales lors du passage d'une échelle (µm) à l'autre (nm), ce qui est indispensable pour ce type d'étude .

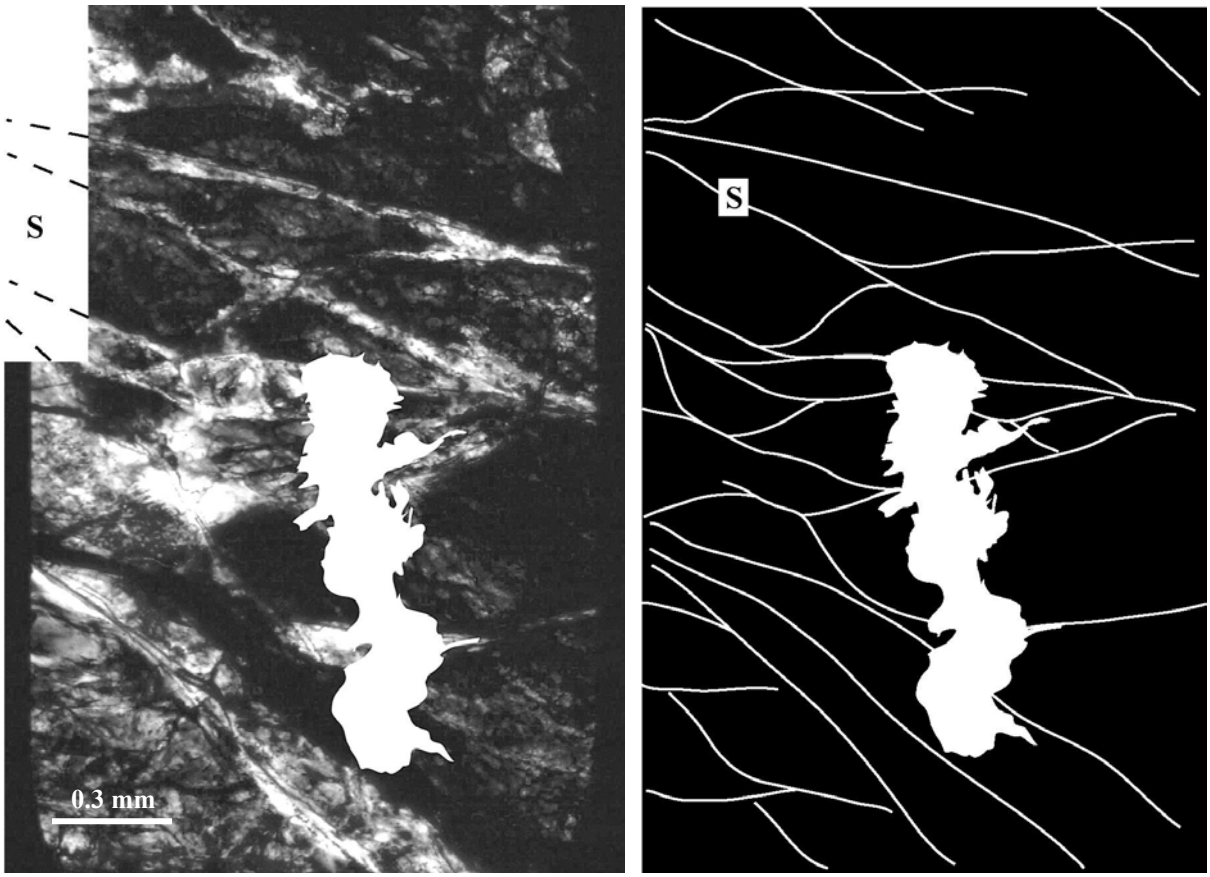


Fig. II.3-15 : *A gauche* : Image en LPA de la zone de la lame mince de gouge préparée pour le MET. La surface blanche aux contours irréguliers localise le trou obtenu après amincissement. Les zones observables au MET sont alors sur les contours du trou, sur une largeur de quelques microns au mieux. *A droite* : ce schéma retrace le passage de la schistosité (S) autour des clastes arrondis, afin de bien la situer par rapport aux contours du trou.

Les observations au MET montrent que différents types de serpentines sont présents dans la gouge : lizardite, chrysotile, et serpentine polygonale. Il n'a pas été identifié d'antigorite. D'un bout à l'autre de la zone amincie, les microtextures de serpentine varient beaucoup. Cela correspond assez bien au passage d'un claste à l'autre comme l'illustre le dessin qui suit (Fig. II.3-16) par une schématisation des microtextures observées, complété par les photos MET (Fig. II.3-17, -18, -19, -20 & -21). Les photos ont été insérées en tentant de préserver au mieux l'orientation par rapport à la lame, mais le dessin (Fig. II.3-16) fournit une orientation plus précise des microtextures par rapport aux contours du trou. Certaines zones ne sont pas détaillées sur le dessin car la préparation n'a pas aboutit, à ces endroits, à une zone suffisamment amincie.

La figure II.3-17 illustre des textures de clastes roulés dans la schistosité. L'image de droite (Fig. II.3-17) montre des secteurs polygonaux de lizardite allongés avec des microfractures le long de (001). A part ce dernier point, il n'y a pas de signe évident de déformation cassante à cet endroit au sein des clastes de la gouge.

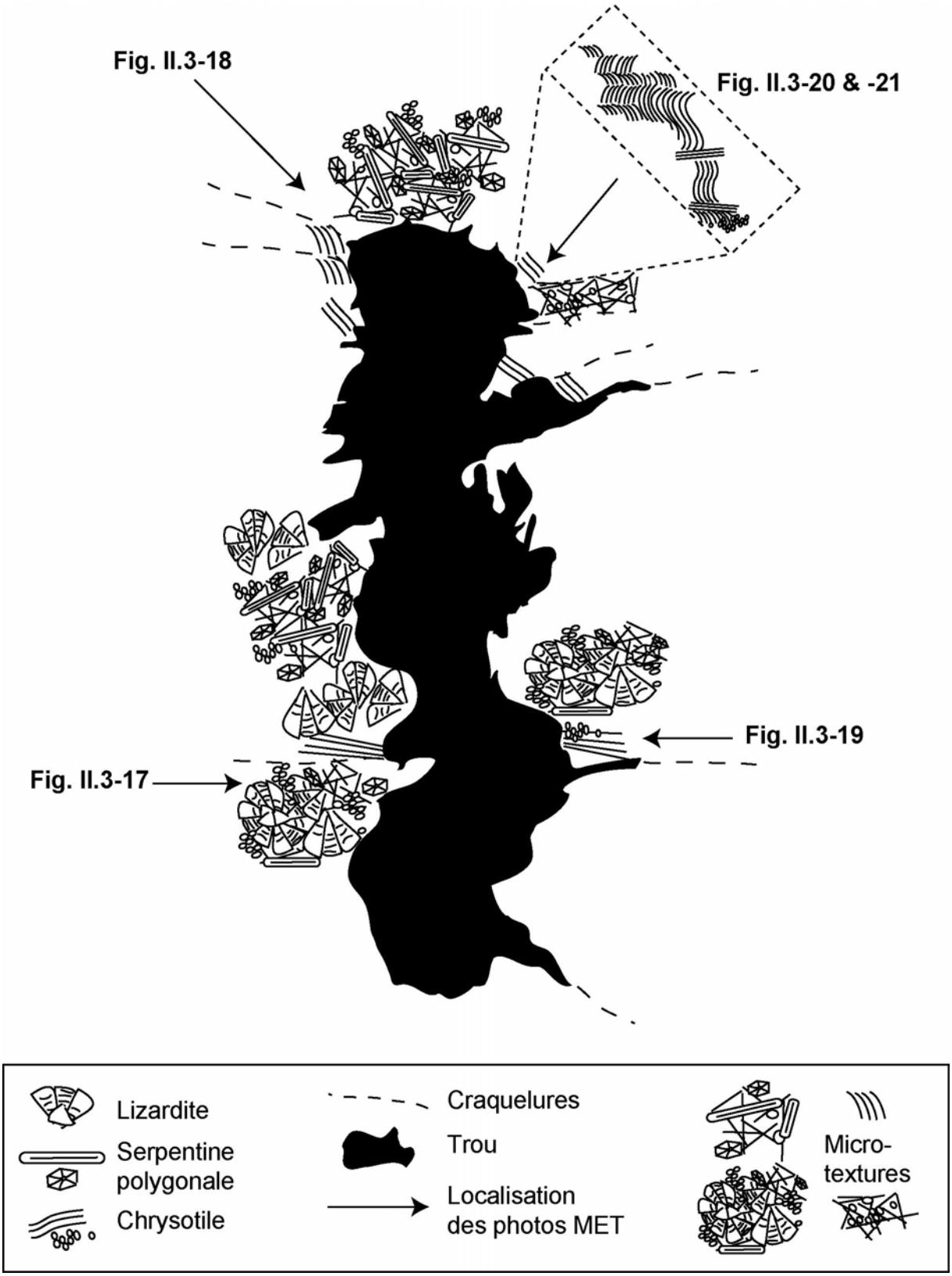


Fig. II.3-16 : Schéma des microtextures formées par des assemblages variés des différents types de serpentines observées sur la zone amincie autour du trou (en noir). Ce schéma a été réalisé a partir des observations MET. Une sélection d'images MET représentatives est disponible sur les figures II.3-17 à -21.

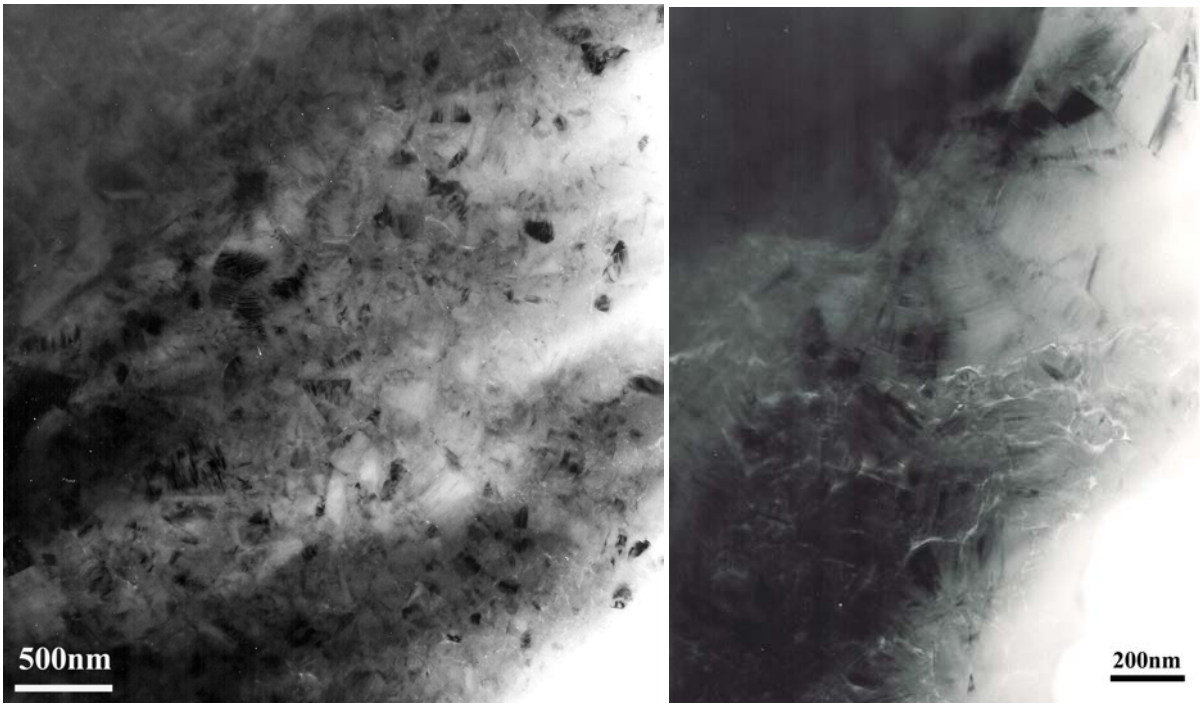


Fig. II.3-17 : Images MET illustrant des exemples de microtextures de clastes. Ils se composent d'assemblages variés de différents types de serpentine. *L'image de gauche* rappelle les textures observées au cours de l'étude sur les veines sphérolitiques (§II.2-4) et pourrait être un fragment de veine. *L'image de droite* montre un détail des secteurs polygonaux de lizardite présentant des microcracks le long des plans (001).

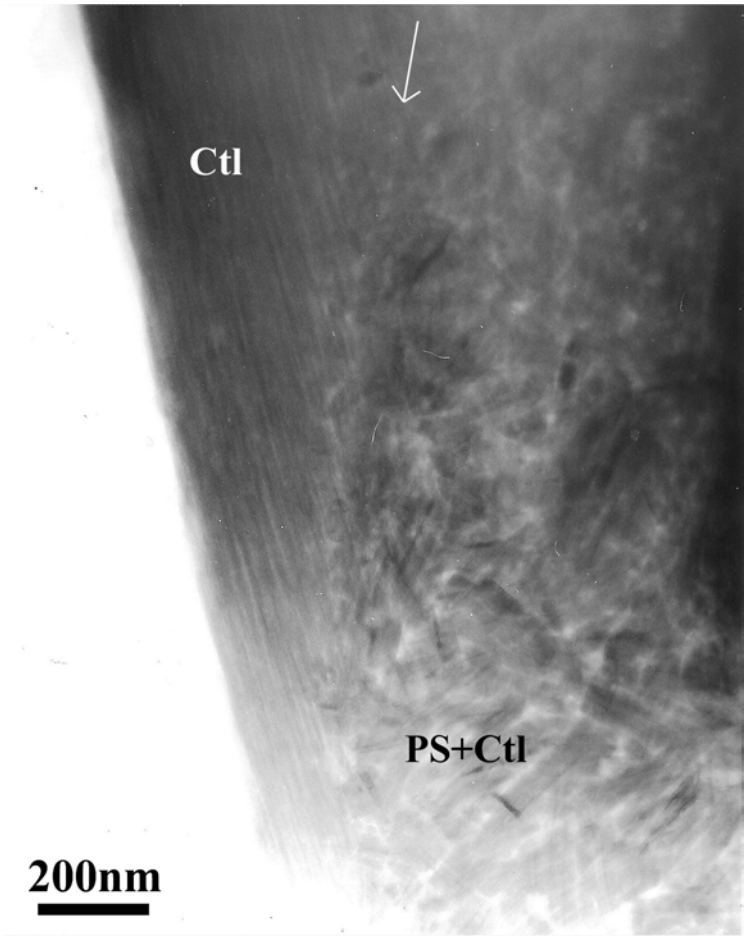


Fig.II.3-18 : Image MET d'un contact entre une zone à chrysotiles (Ctl) longs et parallèles (à gauche), et une zone à chrysotiles et serpentines polygonales (PS) en désordre (à droite).
Une fois localisées à l'échelle de la lame mince (Fig. II.3-15) ces unités sont interprétables en tant que zone schisteuse et claste respectivement.

La limite entre ces deux unités est marquée par la ligne parallèle à la flèche blanche.
Les tubes parallèles sont fortement inclinés par rapport à l'unité adjacente.

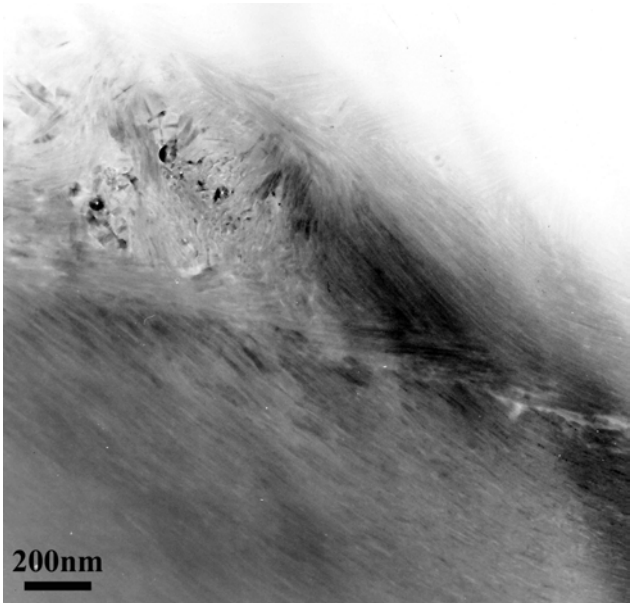


Fig. II.3-19: Image MET d'une zone à fibres de chrysotile orientées qui semblent ici contourner un objet.

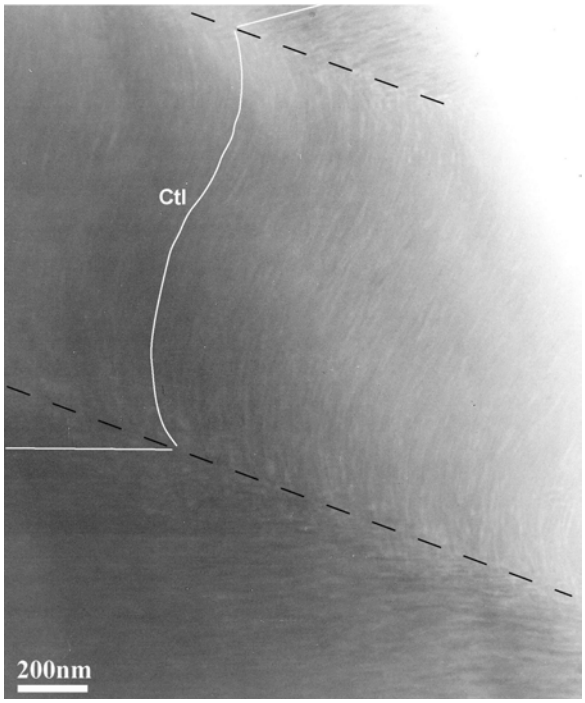


Fig. II.3-20 : Image MET d'une zone à chrysotiles (Ctl) incurvés (courbe blanche) qui est bornée par deux limites nettes (traits pointillés) correspondant à un changement d'orientation brutal des fibres (traits blancs).

Fig. II.3-21 : Image MET d'une zone à chrysotiles parallèles et incurvés. La majorité des cristaux sont orientés parallèlement à l'axe NNW-SSE de l'image. Seule une zone centrale présente des fibres dont l'orientation est moins régulière, et perpendiculaire à la tendance.

Comme cela avait déjà été remarqué lors de l'étude des veines, il est très rare d'observer un type de serpentine seul sur une zone micrométrique. Une exception avait été notée pour le cas particulier des veines fibreuses de chrysotile qui marquent un contexte de croissance bien particulier. Ce type de texture, avec des fibres de chrysotile très allongées et parallèles, est observable localement sur le pourtour de l'échantillon MET (Fig. II.3-16). Aucun fragment de veines fibreuses n'a été repéré au microscope optique sur cette zone. Par contre, ces zones concordent bien avec les plans de schistosité (S) soulignés sur la figure II.3-15, qui contournent les clastes massifs de l'échantillon de gouge. Les chrysotiles impliqués peuvent atteindre plusieurs microns de long alors que ceux visibles au sein des diverses textures des clastes alentours sont beaucoup plus courts (Fig. II.3-18). Lorsqu'une limite entre un claste et une zone à fibres parallèles est visible (Fig. II.3-18 & -19), on remarque que les fibres sont obliques sur cette limite. D'autre part, les fibres peuvent onduler (Fig. II.3-20) et/ou changer brutalement de direction (Fig. II.3-19 & -20) sans montrer de signes de cassure ou de pliage. Cependant, par endroit, les variations d'orientation des fibres sont moins régulières, c'est-à-dire que la limite entre deux zones à orientation différente ne suit pas une ligne sur l'image (Fig. II.3-21).

II.3.2.c. Mécanisme de formation de la schistosité

Les figures d'extinction homogène (e.g. Fig. II.3-11) ainsi que les images MET localisées au sein de la lame suggèrent que les plans identifiés comme des plans de schistosité (S) suivent les limites de chrysotiles longs et parallèles. Leur orientation est variable à l'échelle du grain (MET) par rapport aux plans (S) et aux clastes (Fig. II.2-25,3) puisqu'ils se présentent orientés par zones (Fig. II.3-16).

A l'échelle de la lame mince, deux hypothèses peuvent être formulées concernant les mécanismes de formation de ces plans de schistosité : soit une réorientation rigide des cristaux de serpentine préexistants dans le sens du mouvement, soit une croissance syncinématique des chrysotiles. Ces deux hypothèses ont aussi été discutées par Reinen (2000) pour expliquer les plans de type S au sein de gouges de serpentinites expérimentales. L'auteur conclut à la rotation passive des minéraux serpentineux (non identifiés au MET) d'une part à cause des conditions expérimentales (taux de déformation rapide, absence d'eau) et d'autre part, par analogie avec les observations de Chester & Logan (1987) sur des gouges naturelles riches en minéraux argileux. Cependant, Williams (1979) et Hoogerduijn Strating & Vissers (1994) concluent plutôt à la croissance syncinématique de minéraux serpentineux

(lizardite, chrysotile) dans les plans de schistosité d'anciennes gouges naturelles de serpentinites d'après leurs observations à l'échelle de la lame. Ces études sont donc contradictoires même si l'on s'en tient aux observations sur des objets naturels, et le mécanisme de formation de la schistosité dans les gouges de serpentinites reste posé.

Nos observations, valables pour un contexte de faille active permettent de discuter ce point. Les chrysotiles responsables des plans S sont allongés et sont la seule espèce de serpentine présente. Les clastes alentour ne sont pas nécessairement formés de chrysotile (Fig. II.3-17) et même quand ils en contiennent (Fig. II.3-18) ils sont associés à des polygonales et sont beaucoup plus courts. Ces observations excluent la possibilité d'une réorientation mécanique des minéraux au niveau de ces plans. De plus, les chrysotiles sont parfaitement parallèles entre eux et de taille homogène. L'hypothèse d'une croissance syncinématique des fibres de chrysotile parait donc plus appropriée. Par conséquent, les plans S seraient des zones de faiblesse induites le long des limites de fibres, fibres qui se développeraient dans toutes les ouvertures (Fig. II.3-25,3). Il avait été noté lors d'études de terrain (Page, 1968 ; Coleman & Keith, 1971) que l'augmentation du degré de déformation des serpentinites s'accompagnait d'une augmentation de l'abondance du chrysotile ce qui va bien dans ce sens.

Nous avons vu au chapitre II.2 qu'une telle texture était révélatrice de conditions bien particulières de croissance des minéraux. Un mécanisme d'ouverture lent, accommodé par un transfert de matière à courte échelle (diffusion) permettait d'expliquer ces textures. Notre hypothèse est alors que les chrysotiles allongés dans les plans S ont eu une croissance guidée par une tectonique lente. La matière peut provenir des clastes de serpentinites adjacents. Les ruptures locales dans l'orientation des fibres, parallèles par zones, peuvent marquer l'irrégularité locale, à très petite échelle, (MET, <micron), du contour des clastes et/ou plusieurs épisodes de croissance et de déformation liés à la rotation des clastes. Il est illusoire de vouloir orienter parfaitement ces chrysotiles à l'échelle du MET dans un jeu de structure précis associé au mouvement de la faille. Cependant, le mécanisme proposé reste valable quel que soit l'orientation du plan de coupe et les figures d'extinction visible en lame mince (LPA) permettent d'avoir l'orientation globale de ces fibres dans la schistosité.

Dans un tel contexte, le mécanisme de dissolution sous contrainte fréquemment proposé pour la croissance syntectonique de fibres (calcite ou quartz le plus souvent) sur les plans de faille, peut être évoqué ici aussi. Une déformation par dissolution-cristallisation est caractérisée par une dissolution de la matière dans les zones sous plus forte contrainte puis diffusion et cristallisation dans les zones sous plus faible contrainte. La vitesse de déformation est limitée par le processus le plus lent (cinétique des réactions solide/fluide ou vitesse des transferts).

Dans le contexte étudié ici, les clastes en rotation sont soumis à une composante compressive qui va sans cesse agir en des points différents au cours de la rotation. Mais globalement chaque claste sera sous contrainte et cela favorisera sa dissolution.

Les minéraux « mobiles » sont ceux qui se dissolvent et migrent le plus facilement au sein des roches. C'est le cas par exemple du quartz, de la calcite, ou de la halite, les plus fréquemment étudiés. Au contraire, les phyllosilicates comme les micas, ou bien les minéraux opaques sont parmi les moins « mobiles » mais leur présence faciliterait les processus de dissolution-cristallisation en activant les cinétiques de transport des éléments (Renard et al., 1997 ; Bos et al., 2000a).

Le cas des minéraux serpentineux n'a pas été étudié de ce point de vue. L'existence d'un tel processus de déformation au sein des serpentinites a déjà été évoqué au chapitre II.2 où nous avions vu que la petite taille des grains de serpentines pouvait avoir un effet positif sur leur solubilité (effet capillaire). Ce mécanisme n'est donc pas à exclure dans les serpentinites.

Les marqueurs des mécanismes de déformation par dissolution-cristallisation sont nombreux et varient en fonction du type de roche. Les plus évidents sont sans doute les figures d'indentation entre deux grains (dissolution) et les figures de redépôt (veines). Le mécanisme est aussi classiquement mis en évidence dans la nature par la répartition inhomogène d'éléments de mobilité contrastée : les minéraux « mobiles » quittent les zones de dissolution dans lesquelles les minéraux « non mobiles » sont en conséquence passivement concentrés. Les minéraux mobiles sont redéposés dans les zones d'ouverture. Il est ainsi possible d'identifier les zones de départ de matière et des zones d'arrivée de matière grâce à une cartographie des éléments chimiques représentatifs. Les éléments tels que Fe ou Cr (pour ne citer que ceux qui peuvent nous concerner ici) sont souvent observés comme moins mobiles lors de la dissolution et leur accumulation localisée marque alors les zones de départ de matière (stylolithe, schistosité de dissolution). Nous avons, à priori, déjà identifié les zones de cristallisation, donc d'arrivée de matière, au niveau des plans de croissance des fibres de chrysotile. D'après les images MEB la serpentine schisteuse avait une composition homogène et potentiellement appauvrie en éléments plus lourds, comme le Fe. Ces images mettaient en évidence une très faible différence de chimie entre les zones de schistosité et les clastes. Afin de pousser un peu plus avant cette recherche d'une ségrégation chimique au sein de la gouge, nous avons réalisé une cartographie MEB sur des zones sélectionnées de la lame. Les éléments présentés sont ceux détectés sur la zone. Le Ca n'est pas intégrable dans les serpentines mais il peut être une trace soit de calcite tardive soit des hydrogrenats.

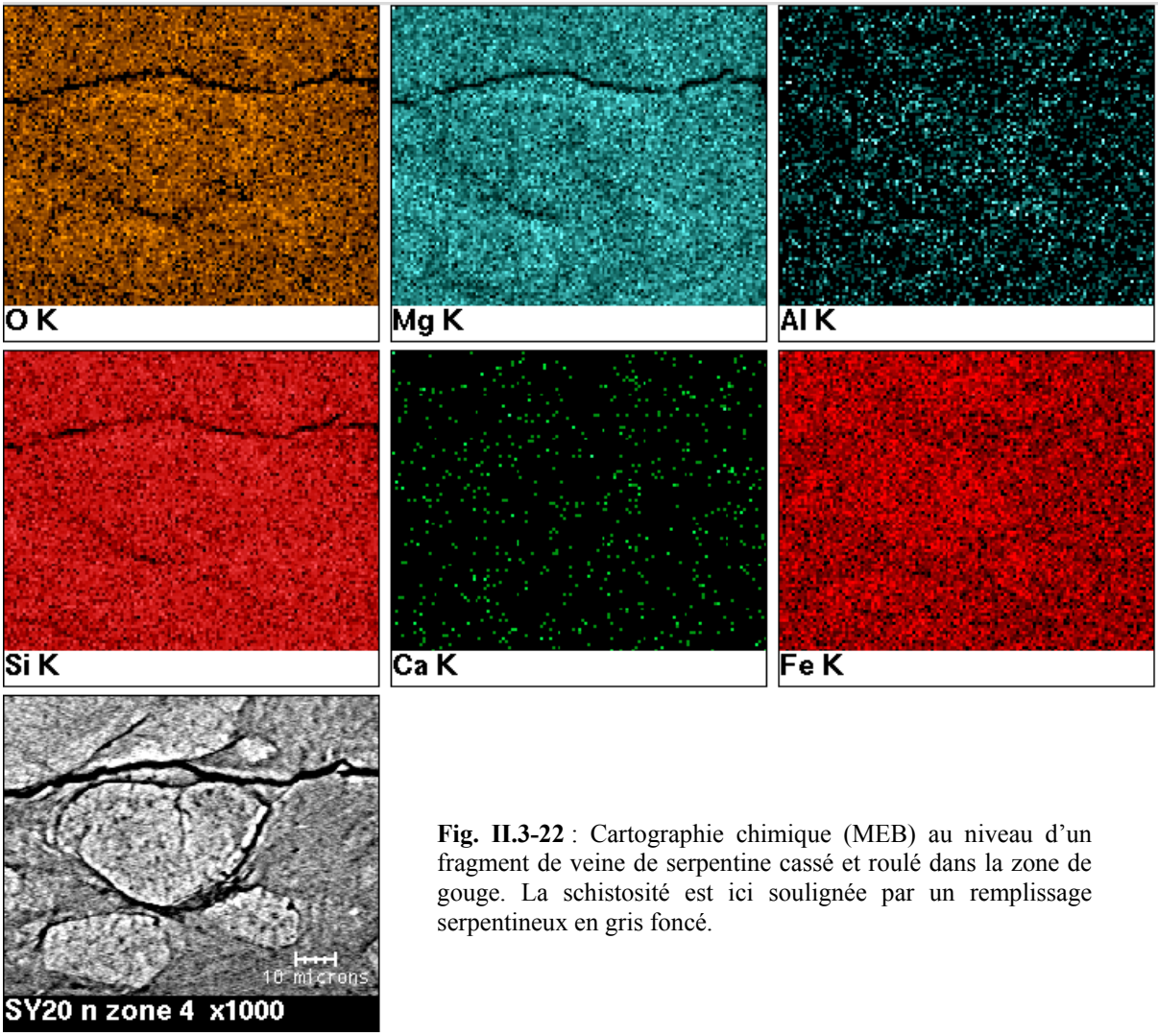


Fig. II.3-22 : Cartographie chimique (MEB) au niveau d'un fragment de veine de serpentine cassé et roulé dans la zone de gouge. La schistosité est ici soulignée par un remplissage serpentineux en gris foncé.

Sur la figure II.3-22, seule la carte de Fe révèle de faibles variations si l'on prête attention à la différence entre les clastes de serpentine et la serpentine qui les contourne. Ces très faibles variations de la teneur en Fe pourraient bien être responsables des faibles variations de contrastes des images MEB en mode électrons rétrodiffusés (Fig. II.3-14). Cependant l'enrichissement en Fe des clastes semble répartie sur tout leur volume et ne met donc pas clairement en évidence une zone « localisée » de départ de matière comme c'est généralement le cas. Malgré tout, vu l'échelle et la géométrie du système (claste en rotation), la dissolution peut aussi être relativement répartie sur tout le volume du claste entier.

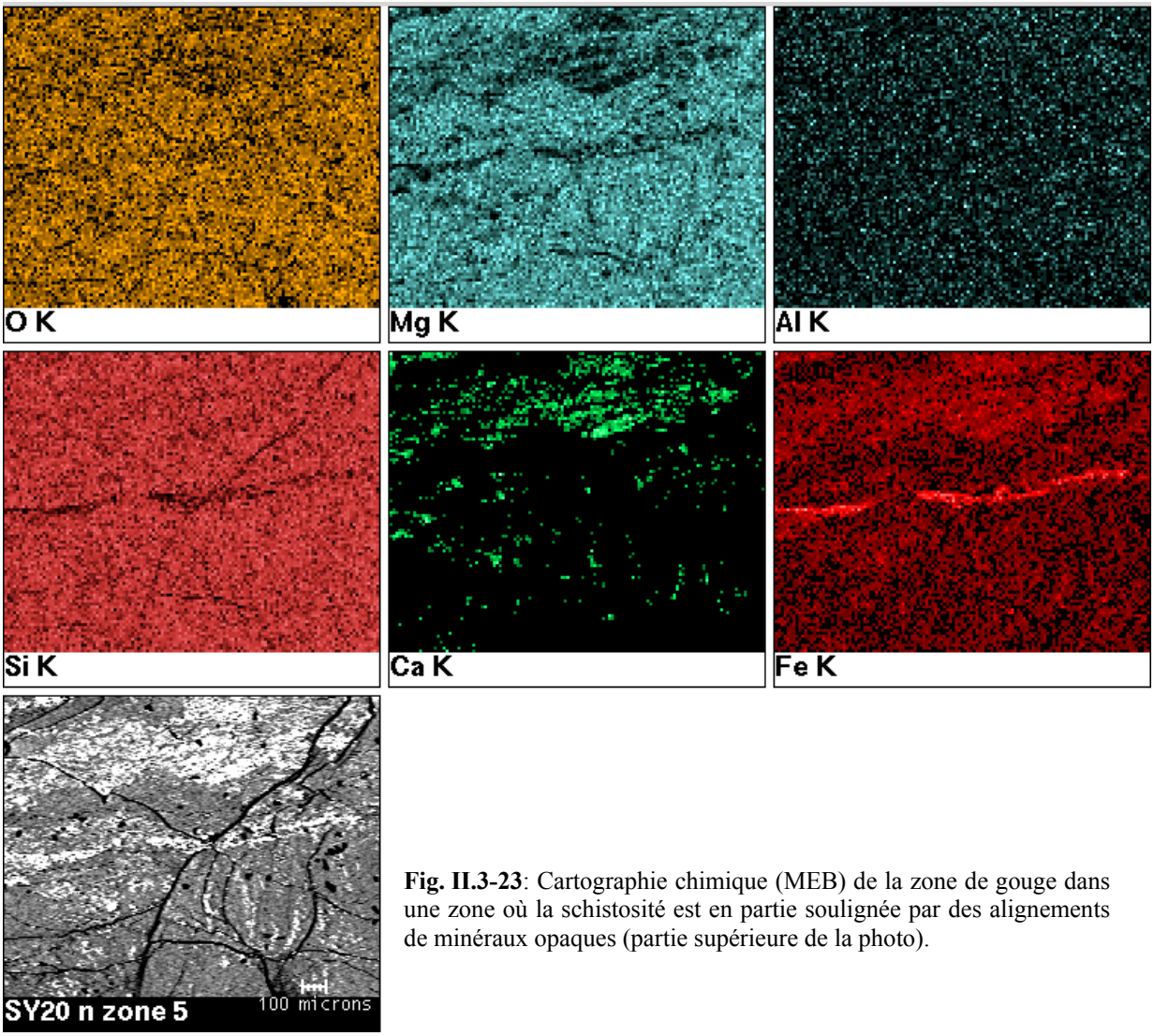


Fig. II.3-23: Cartographie chimique (MEB) de la zone de gouge dans une zone où la schistosité est en partie soulignée par des alignements de minéraux opaques (partie supérieure de la photo).

Par endroits, des alignements de minéraux opaques (oxydes, hydrogrenats) sont visibles (Fig. II.3-23) et pourraient être attribués à des zones de départ. Cependant, si l'on compare le claste de la figure II.3-24 à celui de la figure II.3-22, on se rend bien compte que la roche initiale devait présenter, comme la plupart des serpentinites, une répartition hétérogène des minéraux qui la composent. Par exemple, des spinelles oxydés peuvent créer des zones localement riches en Fe et Cr, tandis que la texture maillée aboutira à une répartition un peu plus homogène du Fe. En contrepartie, les bastites seront des plages pauvres en Fe. Il n'est donc pas aisé d'extraire ici ce qui résulte d'une dissolution passive de la roche de ce qui tient à son hétérogénéité initiale.

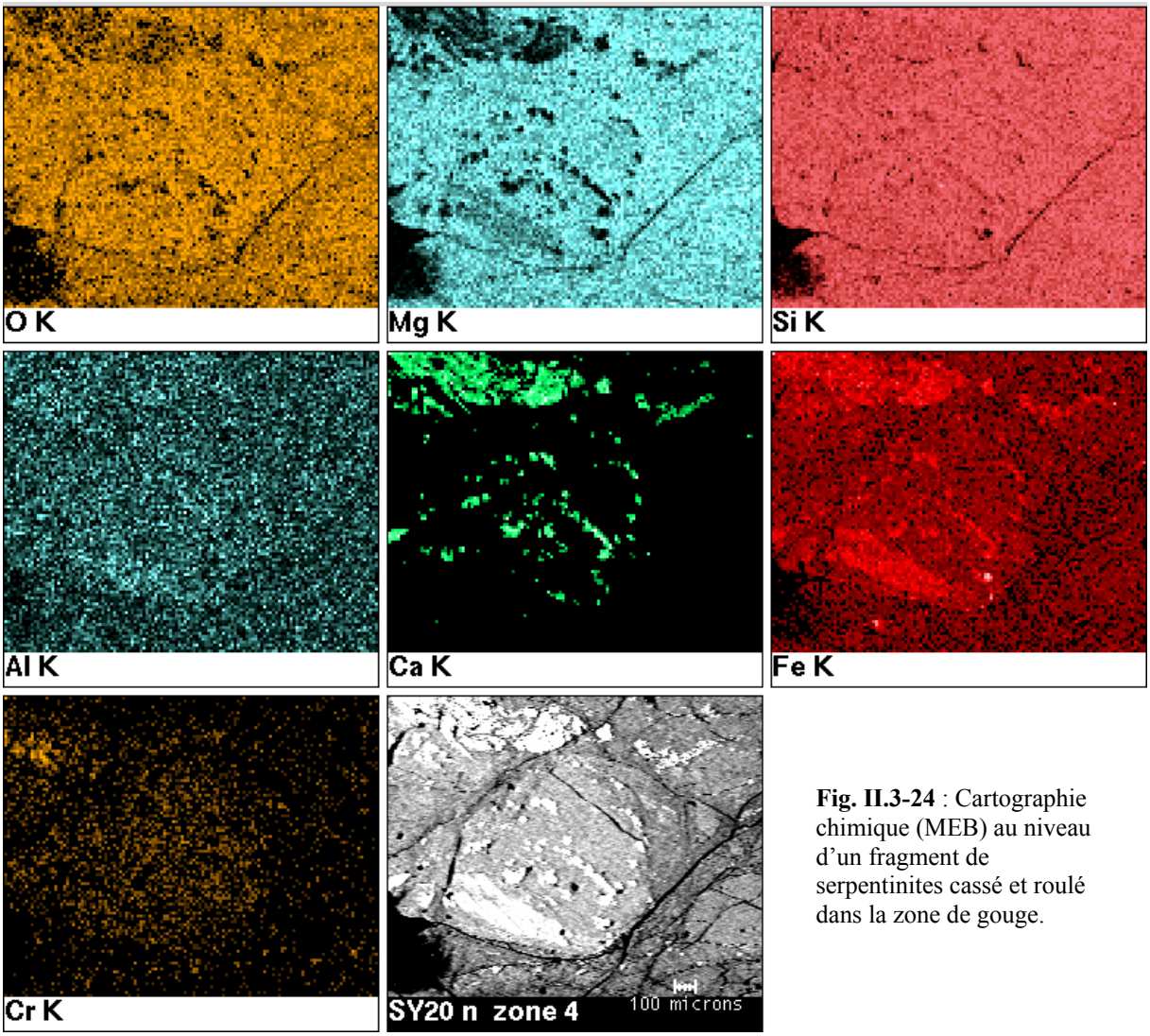


Fig. II.3-24 : Cartographie chimique (MEB) au niveau d'un fragment de serpentinites cassé et roulé dans la zone de gouge.

En résumé, les structures identifiées macroscopiquement comme des plans de schistosité (S) au sein de la gouge de serpentinite résultent de la croissance de chrysotiles orientés. Leur texture en fibres de taille homogène et parfaitement parallèles entre elles suggère une croissance syncinématique, régie pas un mécanisme de déformation lent accommodé par un transfert de matière, probablement par diffusion. Le processus de fluage par dissolution-cristallisation est un mécanisme de déformation lent fréquemment impliqué dans des contextes de croûte supérieure et qui pourrait expliquer de telles structures de croissance. Cependant les zones de dissolution sont difficiles à mettre en évidence au sein des serpentinites déformées, sans doute à cause de l'accumulation de différentes raisons : 1) la répartition hétérogène des opaques au sein de la roche initiale, 2) le faible contraste chimique entre les minéraux constitutifs des serpentinites, 3) la faible teneur en élément insolubles des serpentines (teneurs en Fe<6-7%) qui fournit peu d'éléments à concentrer lors de la

dissolution donc peu de contrastes chimiques, 4) la petite taille des grains de serpentines dont on ne connaît pas encore bien les figures nanométriques de dissolution.

Nous proposons un schéma (Fig. II.3-25) qui pourrait expliquer de manière simplifiée le mécanisme de formation de cette schistosité au cours du cisaillement au sein de la gouge. Il est inspiré des travaux de Cox & Etheridge (1989) qui proposaient un couplage entre dilatance et transfert de matière pour expliquer les figures de déformation observées dans des roches volcaniques siliceuses de Tasmanie. Pour cela, nous avons considéré (en 2D) un rectangle cisaillé par un mouvement sénestre qui accommode la déformation tout d'abord par l'apparition de fractures conjuguées (étape 1) orientées par rapport à la direction de contrainte principale (σ_1). Puis les éléments sont séparés les uns des autres au cours de l'aplatissement qui accompagne le glissement supposé lent (ordre du mm/an) dans la zone de gouge (étape 2). L'espace créé de manière très progressive est comblé en continu par la croissance syncinématique de fibres de chrysotile orientées parallèlement à la direction locale d'ouverture et de manière variable par rapport aux contours irréguliers des clastes (étape 3). Ce mécanisme serait similaire à celui détaillé pour la formation des veines fibreuses de serpentine (§II.2.2). L'apport de matière pourrait être assuré par un mécanisme de transfert local par diffusion. La matière qui précipite dans ces plans de glissement en ouverture est donc supposée provenir directement des clastes en mouvement qui sont sous contrainte et donc sujet à de la dissolution. Leur taille doit donc diminuer au cours de la déformation. Ces derniers ont un mouvement relatif qui va aboutir à une orientation variable des fibres suivant les endroits. De plus, leur mouvement est aussi supposé avoir une composante rotationnelle qui n'a pas été représentée mais qui devrait influer sur la direction de croissance des fibres. Cela pourrait expliquer les changements d'orientation des fibres à l'échelle du MET. A l'échelle de la lame, l'orientation visible des fibres ne serait qu'une moyenne de ces microzones d'orientation variables. Il est possible que cet ensemble soit localement affecté et repris par des glissements qui déformerait les fibres (plissement, cassure) comme cela semble suggéré par la figure II.3-21 à l'échelle du grain ou encore par la figure II.3-9 à l'échelle du dessus. Ces glissements pourraient, à terme, évoluer en plans de glissement Y.

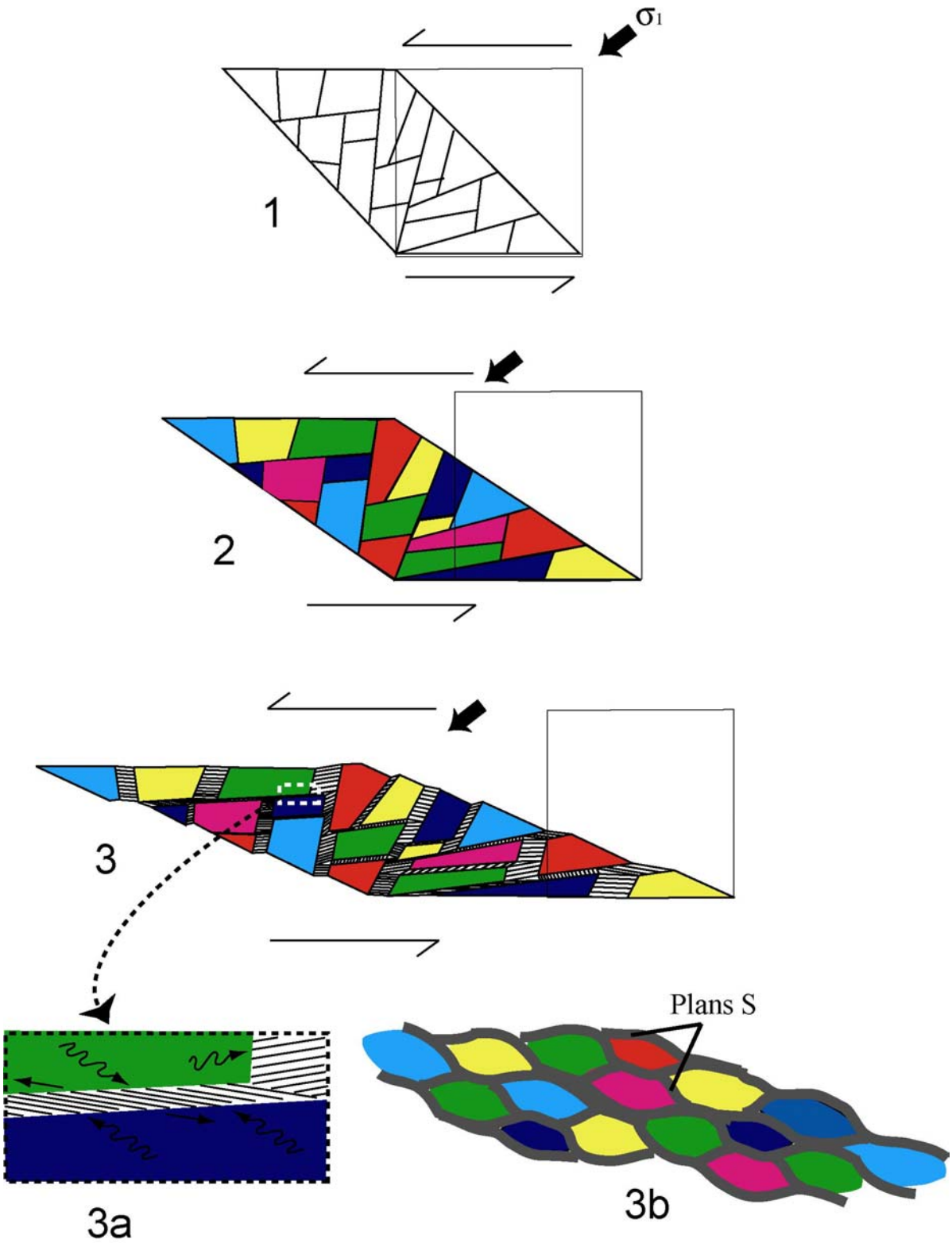


Fig. II.3-25 : Schéma simplifié détaillant les étapes de formation de schistosité (S) au sein de la gouge au cours d'un cisaillement sénestre accompagné par de l'aplatissement. *Etape 1* : découpage de la roche par un système de fractures conjuguées orientées par rapport à la contrainte principale. *Etape 2* : Aplatissement. *Etape 3* : Cisaillement accommodé par la formation de zones en ouverture entre les clastes qui sont soumis à de la dissolution. Croissance syncinématique des fibres de chrysotile dans ces plans. Le schéma montre que l'orientation des fibres trace la direction locale (*figure 3a*) et instantanée d'ouverture. Il faudrait rigoureusement ajouter une composante rotationnelle au mouvement des clastes ainsi que leur donner une forme plus arrondie, plus proche de la réalité (*figure 3b*, S est en gris).

Dans ce modèle, la schistosité est constituée d'une coalescence des zones de fibres cristallisées entre des clastes en mouvement (Fig. II.3-25,3b). D'après cette hypothèse, la formation des plans de schistosité au sein de la gouge de serpentinites témoignerait d'un mécanisme de déformation lent mettant en jeu des processus physico-chimiques difficilement observables dans les essais expérimentaux. Un tel mécanisme témoignerait d'une déformation stable et continue dans les serpentinites qui correspondrait à un comportement ductile donc asismique le long des tronçons de failles concernés ; reste à discuter les conditions thermodynamiques de cette déformation.

Ce type de mécanisme est le plus souvent associé à des environnements peu profonds, en présence d'eau. Or les serpentines (chrysotile et lizardite) sont tout de même des minéraux qui se forment généralement en contexte hydrothermal, dans des gammes de température de 200° à 450°C. Est-il envisageable qu'une telle croissance soit possible en sub-surface ? Nous savons déjà que les limites en température des champs de stabilité des serpentines sont mal connues. D'après les divers diagrammes (cf. Fig. §I.1.3), le chrysotile ne se formerait pas à des températures inférieures à 180°C (minimum proposé par O'Hanley & Wicks, 1995), laissant ainsi sa place à la lizardite pour les plus basses températures. Donc ce mécanisme ne serait pas envisageable pour les 6 premiers kilomètres de la croûte si on considère un gradient géothermique moyen de 30°C/km (Moore et al., 1996). Mais nous avons vu au chapitre II.2 que l'écart à l'équilibre pouvait éventuellement décaler les limites de stabilité des différents types de serpentines. Cela pourrait permettre de décaler la limite inférieure de température du chrysotile pour les conditions de croissance particulières envisagées dans les gouges, dans la croûte supérieure. Certaines études proposent même une serpentinisation actuelle superficielle, jusqu'à température ambiante d'après des analyses isotopiques et de compositions d'eau traversant des massifs de serpentinites (Barnes & O'Neil, 1967 ; Wenner & Taylor, 1971 ; Barnes & O'Neil, 1978). Ce point reste cependant assez controversé. D'autre part, nos observations ne concernent que des serpentinites à lizardite et chrysotile. Or nous ne savons pas précisément jusqu'à quelle profondeur ces assemblages persistent dans ce type de contexte. Vers la base de la zone sismogénique, tous les types de serpentines (lizardite, chrysotile, antigorite) peuvent coexister d'après l'ensemble des études à disposition. Mais, des observations récentes en contexte de subduction suggèrent que l'antigorite pourrait aussi se déformer par dissolution-cristallisation (Auzende, 2003), ce qui prolongerait ce mécanisme en profondeur.

Quoiqu'il en soit, cette étude propose qu'un tel mécanisme puisse exister dans les serpentinites naturelles, dans un contexte de faille active, et ce, sur au moins les trois quarts de la zone sismogénique.

Conclusions générales et perspectives

Conclusions générales

L'objectif de cette étude était de mieux comprendre les mécanismes de déformation des serpentinites, appliqués, en particulier, à la problématique de la partition sismique-asismique de long des grandes failles actives. Dans ce but, nous avons identifié et interprété les différentes structures de déformation observées au sein des unités de serpentinites présentes à l'affleurement dans la partie centrale de la Californie (de San Francisco à Los Angeles), au voisinage de la faille de San Andreas.

Différents problèmes, liés aux particularités des minéraux serpentineux, sont apparus. Tout d'abord, 1) l'étude des serpentines, minéraux dont la taille est classiquement inférieure au micron, requiert plusieurs échelles d'observation, et il n'existe pas toujours de lien direct entre les textures optiques et les serpentines qui les composent. A ces problèmes d'indentification, s'ajoute 2) le fait que les conditions d'occurrence (champs de stabilité) des différentes variétés microstructurales de serpentines ne sont pas clairement définies. Enfin, l'interprétation des observations dans ces roches est aussi compliquée par le fait que 3) les formes et mécanismes de croissance naturels de ces microstructures sont encore mal connus.

L'étude des veines dans les serpentinites massives qui bordent les failles actives a permis d'une part, de préciser ces trois points, et d'autre part, d'identifier les serpentinites et les processus de déformation les ayant affectées avant la tectonique active. Forts de ces informations, nous avons adressé avec plus de facilité les mécanismes de déformation des serpentinites dans les zones de failles californiennes.

L'étude des veines dans les serpentines a permis, tout d'abord, la caractérisation précise de nouvelles textures optiques à l'échelle de la lame mince qui renferment elles-mêmes une grande variété de micro-textures identifiées sous le MET. Ce lien entre les échelles d'observation peut contribuer à faciliter de prochaines études sur les serpentinites.

L'histoire des serpentinites massives a pu être discutée grâce aux multiples informations enregistrées par les veines (rapport eau/roche, mécanismes de déformation, transferts de matière). La formation des veines les plus précoces, à ouverture lente ou saccadée, serait accommodée par un mécanisme de dissolution-diffusion-cristallisation, qui pourrait être relié à l'expansion de volume des péridotites au cours de leur serpentinisation. Les serpentines fibreuses (chrysotile et serpentines polygonales) seraient préférentiellement associées à ce type de mécanisme. Puis, des épisodes de fracturation sous plus forte pression fluide, caractérisée par un plus haut rapport eau/roche et des veines à ouverture rapide, reflèteraient

l'entrée dans un domaine régi par de la déformation fragile, peut-être de plus basse température. Cette fois, la lizardite domine les assemblages.
Les informations apportées par l'étude fine des veines ont pu aussi être transposées en terme de *conditions de croissance* des espèces minérales qui a permis d'aborder le problème des *conditions d'occurrence* des types de serpentine majoritairement rencontrés : chrysotile et lizardite. Une discussion sur le rôle relatif des différents paramètres classiquement considérés (température, pression, chimie, rapport eau/roche, écart à l'équilibre du système) aboutit au fait que l'écart à l'équilibre du système aurait le rôle le plus significatif sur l'apparition relative de la lizardite et du chrysotile. Cela est en accord avec les expériences de synthèse réalisées par d'autres auteurs. L'influence de la température n'est cependant pas à exclure pour des systèmes proches de l'équilibre thermodynamique mais elle n'a pu être calibrée que qualitativement dans nos échantillons.

L'ensemble des informations apportées par la première partie de cette étude permet de mieux aborder la seconde partie de ce travail qui porte plus directement sur les **mécanismes de déformation des serpentinites dans les failles naturelles**. A l'échelle de l'affleurement, il ressort une forte localisation de la déformation au sein des serpentinites, qui se matérialise soit par un plan de faille brillant, soit par une étroite zone de gouge. Le premier cas pourrait être le seul marqueur potentiel d'un glissement instable (sismique), accommodé par une *déformation fragile cataclastique*, mais il ne représenterait que des séismes de très faibles magnitudes. En revanche, la déformation au sein des gouges est beaucoup plus distribuée à l'échelle de la lame mince. Elle semble accommodée par un processus de fluage lent, mettant en jeu des *processus physico-chimiques* de dissolution-diffusion-cristallisation, similaires à ceux proposés pour la formation des veines précoces à ouverture lente. Cela fait ressortir la spécificité de ce mécanisme, valide à la fois en contexte océanique et en contexte de faille active.
La déformation des serpentinites dans les failles naturelles, caractérisées par un taux de déformation lent et la présence de fluide, pourrait donc être accommodée par un mécanisme de fluage par dissolution-cristallisation aboutissant à un comportement asismique. Des épisodes de glissement plus instables sont observés mais ils représenteraient des séismes de magnitudes très faibles (M<0), compatibles avec le *comportement globalement asismique* à l'échelle de la faille active. Une synthèse de ces observations est proposée dans le tableau qui suit (Fig. Ccl.).

Régime	**Contextes**	**Structures macroscopiques**	**Microstructures**	**Type majeur de serpentine concerné**	**Mécanisme de déformation**	**Sismicité potentielle à l'échelle globale**
Ductile	Serpentinisation océanique Fluage de faille active Subduction *	Veine à ouverture lente Schistosité des gouges Foliation*	Croissance syntectonique de serpentine	Chrysotile Antigorite*	Dissolution-diffusion-cristallisation	Asismique
Transitionnel	Serpentinisation et/ou exhumation (décompression)	Veine de type crack-seal	Ouverture et colmatage incrémentaux de microcracks	Chrysotile Serp. Polygonale	Micro-fracturation subcritique couplée à de la dissolution-diffusion-cristallisation	Asismique
Fragile	Zone de cisaillement (contexte océanique ou exhumation)	Veines à ouverture brutale	Croissance de serpentine en milieu ouvert.	Lizardite	Fracturation et circulation advective de fluide	Sismique ?
		Miroirs de faille	Microbrèche Stries, grooves	Variable	Rupture localisée souvent le long des plans de faiblesse des veines. Rôle de $\{001\}_{liz}$	Sismique (M<0)
	Glissement de faille active	Plans de glissement localisés des gouges		Pas clair Chrysotile ?	Glissement sur amas de fibres ?	Sismique ? (M<0)

Fig. Ccl: Résumé des mécanismes de déformation dans les serpentinites en fonction des différents régimes de déformation observés en contexte peu profond (P<3-4kbars ; T<450°C). On remarque que l'antigorite n'est présente dans aucune des structures de déformation décrites dans cette étude. Pour compléter le tableau, des données sur l'antigorite, acquises en contexte de subduction, ont été empruntées à *Auzende (2003).

Perspectives

Les veines de serpentine se sont avérées être des objets particulièrement adaptés à l'étude des formes et des mécanismes de croissance des serpentines. Le couplage de ce type d'étude avec des expériences de synthèses permet de mieux calibrer le contexte de cristallisation des serpentines dans les milieux naturels. Cette approche pourrait être poursuivie afin d'approfondir certains points, en particulier : 1) les mécanismes de croissance des sphérolites dans les systèmes hydrothermaux (existence de « gels » naturels ?), 2) l'importance de la protoserpentine dans les systèmes naturels, 3) le rôle de la température sur les conditions d'occurrence relative de la lizardite et du chrysotile. Outre l'intérêt pour les études géologiques, les serpentines présentent des morphologies similaires à certains matériaux présentant d'importantes applications industrielles, comme le carbone (tubes, tubes polygonaux et plaquettes). Les informations obtenues sur les serpentines pourraient donc être transposées à l'étude de ces matériaux.

Nous avons vu que les serpentinites pourraient bien contribuer au comportement asismique des « creeping segments » identifiés le long des grandes failles actives. Deux points restent cependant à préciser : 1) l'exacte localisation de serpentinites en profondeur sur ces segments et 2) l'existence des mécanismes identifiés sur toute la zone sismogénique par l'observation d'échantillons récoltés en profondeur. Le projet de forage dans la faille de San Andreas, au niveau d'une unité à serpentinites, devrait permettre d'avancer sur ces sujets.
Cette étude souligne le fait que la modélisation du comportement des serpentinites dans les zones de faille, et en particulier en Californie, requiert l'intégration de processus physico-chimiques, peu attendus dans ce type de roche. La prochaine étape de ce travail pourrait être l'établissement d'une loi de fluage pour ce type de matériel. Des essais de poinçonnement sur de la serpentine, pour simuler la dissolution sous contrainte, sont en cours, mais ils sont très dépendants du matériel utilisé (type de serpentine, taille des grains, porosité). Il est donc nécessaire, en parallèle, de mieux définir et estimer les divers paramètres relatifs à ce type de loi, comme la cinétique de dissolution des serpentines. Cette dernière pourrait être étudiée expérimentalement, sous des conditions hydrothermales, dans des conditions éloignées ou proches de l'équilibre.

Références bibliographiques

Agrinier, P. & Cannat, M. 1997. Oxygen-isotope constraints on serpentinization processes in ultramafic rocks from the Mid-Atlantic Ridge (23°N). In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (edited by Karson, J. A., Cannat, M., Miller, D. J. & Elthon, D.) **153**, College Station, TX, 381-388.

Agrinier, P., Javoy, M. & Girardeau, J. 1988. Hydrothermal activity in a peculiar oceanic ridge: oxygen and isotope evidence in the Xigaze ophiolite (Tibet, China). *Chemical Geology* **71**, 313-335.

Allen, C. R. 1968. The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system. In: *Conference on geologic problems of the San Andreas faults system* (edited by Dickinson, W. R. & Grantz, A.) **11**. Standfort Univ. Pubs., Geol. Sci., Standford, Calif, 70-82.

Atkinson, B. K. 1984. Subcritical crack-propagation in geological materials. *Journal of Geophysical Research* **89**, 4077-4114.

Atwater, T. 1970. Implications of plate tectonics for Cenozoic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin* **81**, 3531-3536.

Atwater, T. 1989. Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. In: *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii* (edited by Winterer, E. L., Hussong, D. M. & Decker, R. W.). *Geology of North America*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 21-71.

Augustithis, S. S. 1982. *Atlas of the sphaeroidal textures and structures and their genetic significance*. Theophrastus Publications S.A., Athens.

Aumento, F. & Loubat, H. 1971. The Mid-Atlantic Ridge near 45°N. XVI. Serpentinized ultramafic intrusions. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**, 631-663.

Auzende, A.-L. 2003. Evolution des microstructures des serpentines en contexte convergent: effets de la pression et de la déformation. Unpublished Doctorat d'Université thesis, Université Blaise Pascal.

Auzende, A.-L., Devouard, B., Guillot, S., Daniel, I., Baronnet, A. & Lardeaux, J.-M. 2002. Serpentinites from Central Cuba: petrology and HRTEM study. *European Journal of Mineralogy* **14**, 905-914.

Avakian, A. J. 1986. Mirror-quality polished fault surfaces from the Last Chance Range, East-Central California. In: *Geol. Soc. Am. Abs. with prog.* **18**, 530.

Bailey, E. H., Blake, M. C. J. & Jones, D. L. 1970. On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. *Geological Survey Professional Paper* **700-C**, C70-C81.

Bailey, E. H., Irwin, W. P. & Jones, D. L. 1964. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of western California. *California Division of Mines and Geology Bulletin* **183**, 177.

Banfield, J. F., Bailey, S. W., Barker, W. W. & Smith, R. C. I. 1995. Complex polytypism: relationships between serpentine structural characteristics and deformation. *American Mineralogist* **80**, 1116-1131.

Barnes, I. & O'Neil, J. R. 1967. Geochemical evidence of present day serpentinization. *Science* **156**, 830-832.

Barnes, I. & O'Neil, J. R. 1978. Present day serpentinization in New Caledonia, Oman and Yugoslavia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **42**, 144-145.

Baronnet, A. 1988. *Minéralogie*. Dunod, Paris.

Baronnet, A., Amouric, M., Chabot, B. & Corny, F. 1978. Solubility of phlogopite in basic aqueous solutions under hydrothermal conditions. *Journal of Crystal Growth* **43**, 255-263.

Baronnet, A. & Belluso, E. 2002. Microstructures of the silicates: key information about mineral reactions and a link with the Earth and materials sciences. *Mineralogical Magazine* **66**(5), 709-732.

Baronnet, A. & Devouard, B. 1996. Topology and crystal growth of natural chrysotile and polygonal serpentine. *Journal of Crystal Growth* **166**, 952-960.

Baronnet, A., Mellini, M. & Devouard, B. 1994. Sectors in polygonal serpentine. A model based on dislocations. *Physic and Chemistry of Minerals* **21**, 330-343.

Baronnet, A. & Saül, A. 2003. Interstitial crystal growth from undersaturated solutions: a model and geological applications. In: *EGS-AGU-EUG*, Nice.

Beach, A. 1977. Vein arrays, hydraulic fractures and pressure solution structures in a deformed flysch sequence, S.W. England. *Tectonophysics* **40**, 201-225.

Berman, R. G., Engi, M., Greenwood, H. J. & Brown, T. H. 1986. Derivation of internally-consistent thermodynamic data by the technique of mathematical programming: a review withapplication to the system $MgO-SiO_2-H_2O$. *Journal of Petrology* **27**, 1331-1364.

Beutner, E. C. & Diegel, F. A. 1985. Determination of fold kinematics from syntectonic fibers in pressure shadows, Martinsburg slate, New Jersey. *American Journal of Science* **285**, 16-50.

Bons, P. & Jessell, M. 1997. Experimental simulation of the formation of fibrous veins by localised dissolution-precipitation creep. *Mineralogical Magazine* **61**, 53-63.

Bons, P. D. 2001. Development of crystal morphology during unitaxial growth in a progressive widening vein: I. The numerical model. *Journal of Structural Geology* **23**, 865-872.

Bons, P. D. 2001. The formation of veins and their (micro-) structures. Unpublished Habilitation thesis, Mainz University.

Bons, P. D. & Jessell, M. W. 1997. Experimental simulation of the formation of fibrous veins by localised dissolution-precipitation creep. *Mineralogical Magazine* **61**, 53-63.

Bos, B., Peach, C. J. & Spiers, C. J. 2000a. Slip behavior of simulated gouge-bearing faults under conditions favoring pressure solution. *Journal of Geophysical Research* **105**, 16699-16717.

Bos, B., Peach, C. J. & Spiers, C. J. 2000b. Frictional-viscous flow of simulated fault gouge caused by the combined effects of phyllosilicates and pressure solution. *Tectonophysics* **327**, 173-194.

Bossière, G. & Sellier, D. 1993. Observation d'enduits siliceux et titanés sur des surfaces polies d'origine glaciaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)* **317**(II), 203-210.

Boudier, F. & Baronnet, A. 2003. Processus de serpentinisation paléo-océanique de la harzburgite d'Oman. In: *Réunion « serpentines » de la SFMC et de la SGF*, Paris.

Boullier, A.-M. & Robert, F. 1992. Palaeoseismic events recorded in Archaean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. *Journal of Structural Geology* **14**(2), 161-179.

Brocher, T. M., McCarthy, T., Hart, P. E., Holbrook, W. S., Furlong, K. P., McEvilly, T. V., Hole, J. A. & Klemperer, S. L. 1994. Seismic evidence for a lower crustal detachment beneath San Francisco Bay, California. *Science* **265**, 1436-1439.

Bromiley, G. D. & Pawley, A. 2003. The stability of anigorite in the systems $MgO-SiO_2-H_2O$ (MSH) and $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (MASH): the effect of Al^{3+} substitution on high-pressure stability. *American Mineralogist* **88**, 99-108.

Bürgmann, R. D. 1997. Active detachment faulting in the San Francisco Bay area? *Geology* **25**, 1135-1138.

Bürgmann, R. D., Schmidt, D., Nadeau, R. M., d'Alessio, M., Fielding, E., Manaker, D., McEvilly, T. V. & Murray, M. H. 2000. Earthquake potential along the northern Hayward fault, California. *Science* **289**, 1178-1182.

Byerlee, J. 1990. Friction, overpressure and fault normal compression. *Geophysical Research Letters* **17**, 2109-2112.

Cannat, M. 1993. Emplacement of mantle rocks in the seafloor at Mid-Atlantic Ridges. *Journal of Geophysical Research* **98**, 4163-4172.

Cannat, M., Mével, C., Maia, M., Deplus, C., Durand, C., Gente, P., Agrinier, P., Belarouchi, A., Dubuisson, G., Hulmer, E. & Reynolds, J. 1995. Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°24°N). *Geology* **23**, 49-52.

Caruso, L. J. & Chernosky, J. V. 1979. The stability of lizardite. *Canadian Mineralogist* **17**, 757-769.

Chapman, J. A. & Zussman, J. 1959. Further electron optical observations on crystal of antigorite. *Acta Crystallographica* **12**, 550-552.

Chernosky, J. V. J. 1973. An experimental investigation of the serpentine and chlorite group minerals in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Unpublished PhD thesis thesis, M.I.T.

Chernosky, J. V. J. 1975. Aggregate refractive indices and unit-cell parameters of synthetic serpentine in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *American Mineralogist* **60**, 200-208.

Chernosky, J. V. J., Berman, R. G. & Bryndzia, L. T. 1988. Stability, phase relations, and thermodynamic properties of chlorite and serpentine group minerals. *Reviews in Mineralogy* **19**. Mineralogical Society of America, 295-346.

Chester, F. M., Evans, J. P. & Biegel, R. L. 1993. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas fault. *Journal of Geophysical Research* **98**, 771-786.

Chester, F. M. & Logan, J. M. 1987. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *Journal of Structural Geology* **9**(5/6), 621-634.

Chisholm, J. E. 1991. Geometrical constrains on the growth of sectors in polygonal serpentine. *Journal of physics D (Applied Physics)* **24**, 199-202.

Cloos, M. 1986. Blue-schists in the Franciscan Complex of California: petrotectonic constraints on uplift mechanisms. *Geological society of America, Memoir* **164**, 77-93.

Coleman, R. G. 1971. Petrologic and geophysic nature of serpentinites. *Geological Society of America Bulletin* **82**, 918-987.

Coleman, R. G. 1980. Ophiolite tectonics and metamorphism. In: *Associations mafiques ultramafiques dans les orogènes*. *Colloques Internationaux du CNRS* **272**. CNRS, Paris, 168-184.

Coleman, R. G. 1996. New Idria serpentinites: a land managment dilemma. *Environmental and engineering geosciences* **11**(1), 9-22.

Coleman, R. G. 2000. Ultramafic rock (serpentine) in California and Oregon. *Standford Geological Survey*.

Coleman, R. G. & Keith, T. E. 1971. A chemical study of serpentinization - Burro Mountain, California. *Journal of Petrology* **12**, 311_328.

Coleman, R. G. & Landphere, M. A. 1971. Distribution and age of high-grade blueschists, associated eclogites and amphibolites from Oregon and California. *Geological Society of America Bulletin* **82**, 2397-2412.

Compagnoni, R., Ferraris, G. & Mellini, M. 1985. Carlosturanite, a new asbestiform rock-forming silicate from Val Varaita, Italy. *American Mineralogist* **70**, 767-772.

Coulton, A. J., Harper, G. D. & O'Hanley, D. S. 1995. Oceanic cersus emplacement age serpentinization in the Josephine Ophiolite: implications for the nature of the Moho at intermediate and slow spreading ridges. *Journal of Geophysical Reserach* **100**, 22245-22260.

Cox, S. F. 1987. Antitaxial crack-seal vein microstructures and their relationship to displacement paths. *Journal of Structural Geology* **9**, 779-787.

Cox, S. F. 1991. Geometry and internal structures of mesothermal vein systems: implications for hydrodynamics and ore genesis during deformation. In: *Structural geology in mining and exploration. Extended abstracts* **25**. Univ. Western Australia, 47-53.

Cox, S. F. & Etheridge, M. A. 1983. Crack-seal fibre growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstructures. *Tectonophysics* **92**, 147-170.

Cox, S. F. & Etheridge, M. A. 1989. Coupled grain-scale dilatancy and mass transfert during deformation at high fluid pressures: examples from Mount Lyell, Tasmania. *Journal of Structural Geology* **11**, 147-162.

Cressey, B. A. & Zussman, J. 1976. Electron microscopic studies of serpentinites. *Canadian Mineralogist* **14**, 307-313.

Dengo, C. A. & Logan, J. M. 1981. Implications of the mechanical and frictional behavior of serpentinites to seimogenic faulting. *Journal of Geophysical Research* **86**, 10771-10782.

Devouard, B. 1995. Structure et croissance cristalline du chrysotile et des serpentines polygonales. Unpublished Doctorat d'Université thesis, Université Aix-Marseille III (France).

Devouard, B. & Baronnet, A. 1995. Axial diffraction of curved lattices : geometrical and numerical modeling. Application to chrysotile. *European Journal of Mineralogy* **7**, 835-846.

Devouard, B., Baronnet, A., Van Tendeloo, G. & Amelinckx, S. 1997. First evidence of synthetic polygonal serpentines. *European Journal of Mineralogy* **9**, 539-546.

Dibblee, T. H. 1986. Geologic map of the Carpintera Quandrangle, Santa Barbara County, California. U.S.Geological Survey.

Dickinson, W. R. 1981. Plate tectonics and the continental margin of California. In: *The geotectonic development of California (Rubey volume 1)* (edited by Ernst, W. G.). Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 1-28.

Dilek, Y., Coulton, A. J. & Hurst, S. D. 1997. Serpentinization and hydrothermal veining in peridotites at site 920 in the Mark area. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results* (edited by Karson, J. A., Cannat, M., Miller, D. J. & Elthon, D.) **153**, College Station, TX, 35-59.

Dodony, I., Posfai, M. & Busek, P. R. 2002. Revised structure models for antigorite: an HRTEM study. *American Mineralogist* **87**, 1443-1457.

Dungan, M. A. 1979. A microprobe study of antigorite and some serpentine polymorphs. *Canadian Mineralogist* **17**, 771-784.

Durney, D. W. & Ramsay, J. G. 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growth. In: *Gravity and Tectonics* (edited by De Jong, K. A. & Scholten, R.). John Wiley, New York, 67-96.

Ellis, M. 1986. The determination of progressive deformation histories from antitaxial syntectonic crystal fibers. *Journal of Structural Geology* **8**, 701-709.

Elter, P. 1973. Lineamenti tettonici ed evolutivi dell' Appennino. *Acad. Naz. Lincei, Roma,* **183**, 97-109.

Engelder, J. T. 1974. Microscopic wear grooves on slickensides : indicators of paleoseismicity. *Journal of Geophysical Reasearch* **79**, 4387-4392.

Epp, D. & Suyenaga, W. 1978. Thermal contraction and alteration of the oceanic crust. *Geology* **6**, 726-728.

Ernst, W. G. 1970. Tectonic contact between the Franciscan mélange and the Great Valley sequence, crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone. *Journal of Geophysical Research* **75**, 886-902.

Ernst, W. G. 1971. Do mineral parageneses reflect unusually high pressure conditions of Franciscan metamorphism? *American Journal of Science* **271**, 81-108.

Escartin, J., Hirth, G. & Evans, B. 1997a. Non-dilatant brittle deformation of serpentinites: Implications for Mohr-Coulomb theory and the strength of faults. *Journal of Geophysical Research* **102**(B2), 2897-2913.

Escartin, J., Hirth, G. & Evans, B. 1997b. Effects of serpentinization on the lithospheric strength and the style of normal faulting at slow-spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters* **151**, 181-189.

Escartin, J., Hirth, G. & Evans, B. 2001. Strength of slightly serpentinized peridotites: Implications for the tectonics of oceanic lithosphere. *Geology* **29**, 1023-1026.

Evans, B. W., Johannes, W., Oterdoom, H. & Trommsdorf, V. 1976. Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multisystem. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **56**, 79-93.

Firdaous, K. 1995. Etude des fluides dans une zone sismogénique fossile: les gisements aurifères mésothermaux archéens de Val d'or, Abitibi, Québec. Unpublished Thèse d'université thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine.

Fisher, D. M. & Brantley, S. L. 1992. Models of quartz overgrowth and vein formation: deformation ans episodic fluid flow in an ancient subduction zone. *Journal of Geophysical Research* **97**, 20043-20061.

Fisher, D. M., Brantley, S. L., Everett, M. & Dzvonik, J. 1995. Cyclic fluid flow through a regionally extensive fracture network within the Kodiak accretionary prism. *Journal of Geophysical Research* **100**(B7), 12881-12894.

Francis, T. J. G. 1981. Serpentinization faults and their role in the tectonics of slow spreading ridges. *Journal of Geophysical Research* **86**(B12), 11616-11622.

Friedman, M., Logan, J. M. & Rigert, J. A. 1974. Glass-indurated quartz gouge in sliding-friction experiments on sandstones. *Geological Society of American Bulletin* **85**, 937-942.

Früh-Green, G. L., Plas, A. & Lécuyer, C. 1996. Petrologic and stable isotopes constraints on hydrothermal alteration and serpentinisation of the EPR shallow mantle at Hess-Deep (site 895). In: *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **147**, College Station, TX, 255-287.

Fryer, P. & Fryer, G. J. 1987. Origin of non-volcanic seamounts in a forearc environment. In: *Seamounts. Islands and atolls* (edited by Keating, B., Fryer, P. & Batiza, R.) **43**. A.G.U. Geophysical Monograph, 61-69.

Furlong, K. P. 1993. Thermal rheologic evolution of the upper mantle and the development of the San Andreas fault system. *Tectonophysics* **223**, 149-164.

Gaviglio, P. 1986. Crack-seal mechanism in a limestone : a factor of deformation in strike-slip faulting. *Tectonophysics* **131**(247-255).

Geil, P. H. 1973. *Polymer single crystals*. R. E. Krieger Publishing Company, Huntington NY.

Gratier, J.-P. & Gamond, J.-F. 1990. Transition between seismic and aseismic deformation in the upper crust. In: *Deformation mechanisms, rheology and tectonics* (edited by Knipe, R. J. & Rutter, E. H.) **54**. Geological Society Special Publication, 461-473.

Gratier, J. P., Favreau, P. & Renard, F. 2003. Modeling fluid transfer along California faults when integrating pressure solution crack sealing and compaction processes. *Journal of Geophysical Research* **108**(B2), 2104, doi:10.1029/2001JB0000380.

Grauby, O., Baronnet, A., Devouard, B., Schoumacker, K. & Demirdjian, L. 1998. The chrysotile-polygonal serpentine-lizardite suite synthesized from a $3MgO\text{-}2SiO_2$-excess H_2O gel. In: *The 7th International Symposium on Experimental Mineralogy, Petrology, and Geochemistry* **10**. Terra Nova, Abstract supplement no. 1, Orléans, 24.

Griscom, A. & Jachens, R. C. 1990. Tectonic implications of gravity and magnetic models along east-west seismic profiles across the Great Valley near Coalinga. *U.S.Geological Survey Prof. Paper* **1487**, 69-78.

Grobety, B., Plas, A. & Früh-Green, G. L. 1997. Serpentinization temperature of ocean floor peridotites from the Hess Deep rift valley, Pacific Ocean. *Terra Nova* **9**, 549.

Guéguen, Y. & Palciauskas, V. 1992. *Introduction à la physique des roches*. Hermann, Paris.

Guillot, S., Hattori, K. & de Sigoyer, J. 2000. Mantle wedge serpentinization and exhumation of eclogites : insights from eastern Ladakh, northwest Himalaya. *Geology* **28**, 199-202.

Guillot, S., Hattori, K. H., de Sigoyer, J., Nägler, T. & Auzende, A.-L. 2001. Evidence of hydration of the mantle wedge and its role in the exhumation of eclogites. *Earth and Planetary Sciences Letters* **193**, 115-127.

Hall, C. A. 1991. Geology of th Point Sur-Lopez Point region, Coast Ranges, California: a part of the southern California allochton. *Geological Society of America, Special Paper* **226**, 40.

Hattori, K. H. & Guillot, S. sous presse. Volcanic fronts as a consequence of serpentinite dehydration in the mantle wedge.

Henderson, J. R., Henderson, M. N. & Wright, T. O. 1990. Water-sill hypothesis for the origin of certain veins in the Meguma Group, Nova Scotia, Canada. *Geology* **18**, 654-657.

Hermann, J., Müntener, O. & Scambelluri, M. 2000. The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust. *Tectonophysics* **327**, 225-238.

Herrington, R. J. & Wilkinson, J. J. 1993. Colloidal gold and silica in mesothermal vein systems. *Geology* **21**, 539-542.

Hibbard, M. J. 1995. *Petrograpgy to petrogenesis*. Prentice Hall, New Jersey, U.S.A.

Hilgers, C. 2000. Vein growth in fractures: experimental, numerical and real rock studies. Unpublished Ph. D. dissertation thesis, University of Aachen, Germany.

Hilgers, C., Köhn, D., Bons, P. D. & Urai, J. L. 2000. Development of crystal morphology during unitaxial growth in a progressive widening vein: II. Numerical simulations of the evolution of antitaxial fibrous veins. *Journal of Structural Geology* **23**, 873-885.

Hill, D. P., Eaton, J. P. & Jones, L. M. 1990. Seismicity, 1980-1986, in the San Andreas fault system, California. *U.S.G.S. Prof. Pap* **1515**.

Hoogerduijn Strating, E. H. & Vissers, R. L. M. 1994. Structures in natural serpentinite gouges. *Journal of Structural Geology* **16**(9), 1205-1215.

Hopson, C. A., Mattinson, J. M. & Pessagno, E. A. J. 1981. Coast Range ophiolite, western California. In: *The geotectonic development of California* (edited by Ernst, G. W.). Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 18-510.

Hostetler, P. B., Coleman, R. G., Mumpton, F. A. & Evans, B. W. 1966. Brucite in alpine serpentinites. *American Mineralogist* **51**, 75-98.

Irwin, W. P. & Barnes, I. 1975. Effect of geologic structure and metamorphic fluids on seismic bejhavior of the San Andreas fault system in central and northern California. *Geology* **3**(12), 713-716.

Jachens, R. C., Griscom, A. & Roberts, C. W. 1995. Regional extend of Great Valley basement west of the Great Valley, California: implications for extensive tectonic wedging in the California Coast Range. *Journal of Geophysical Research* **100**, 12769-12790.

Jennings, C. W. 1977. Geologic Map of California. Division of Mines and Geology, San Francisco, U.S.A.

Johannes, W. 1968. Experimental investigation of the reaction forsterite + H_2O = serpentine + brucite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **19**, 309-315.

Kanamori, H. & Anderson, D. L. 1975. Theoretical basis of some empirical relationships in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America* **65**, 1073-1095.

Kennedy, G. C. 1950. A portion of the system silica-water. *Economic geology* **45**, 629-653.

Kirby, S. H., Engdahl, E. R. & Delonger, R. 1996. Intraslab earthquakes and arc volcanism: dual physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs. In: *Subduction: top to bottom* (edited by al., B. G. E. e.). *A.G.U. Gephysical Monographs*. 96, 195-214.

Klein, C. & Hurlbut, C. S. 1993. *Manual of mineralogy, 21st edition, revised after Dana J.D.* Wiley & Sons.

Kong, L. S., Solomon, S. C. & Purdy, G. M. 1992. Microearthquake characteristics of a mid-ocean ridge along-axis high. *Journal of Geophysical Research* **97**, 1659-1685.

Krastanovic, I. & Pavlovic, S. 1964. X-ray study of chrysotile. *American Mineralogist* **49**, 1769-1771.

Krätschmer, W., Lowell, D., Lamb, L. D., Fostiropoulos, K. & Huffman, R. 1990. Solid C60: a new form of carbon. *Nature* **347**, 354-358.

Kronenberg, A. K., Kirby, S. H. & Pinkston, J. 1990. Basal slip and mechanical anisotropy of biotite. *Journal of Geophysical Research* **95**, 19257-19278.

Kunze, G. 1958. Die gewellte Struktur des Antigorits. *Zeitschrift für Kristallographie* **110**, 282-320.

Kunze, G. 1961. Antigorit. Struckturtheoretische Grundlagen und ihre praktische Bedeutung für die weiters Serpentinforschung. *Fortschritte der Mineralogie* **39**, 206-324.

Labaume, P., Berty, C. & Laurent, P. 1991. Syndiagenetic evolution of shear structures in superficial nappes: An example from the Northern Apennines, NW Italy. *Journal of Structural Geology* **13**, 385-398.

Lachenbruch, A. H. & Sass, J. H. 1980. Heat flux and energetics of the San Andreas fault zone. *Journal of Geophysical Research* **85**, 6185-6222.

Lachenbruch, A. H. & Sass, J. H. 1992. Heat flow from Cajon Pass, fault strength, and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* **97**, 4995-5015.

Lemaire, C. 2000. Application des spectroscopies vibrationnelles à la détection d'amiante dans les matériaux et à l'étude des serpentines. Unpublished Doctorat d'Université thesis, Paris VII, France.

Lienkaemper, J. J., Borchardt, G. & Lisowski, M. 1991. Historic creep rate and potential for seismic slip along the Hayward fault, California. *Journal of Geophysical Research* **96**, 18261-18283.

Loney, R. A., Himmelberg, G. R. & Coleman, R. G. 1971. Structure and petrology of the Alpine-type peridotite at Burro Mountain, California, U.S.A. *Journal of Petrology* **12**, 245-309.

MacLeod, C. J., Escartin, J., Banerji, D., Banks, G. J., Gleeson, M., Irving, D. H. B., Lilly, R. M., McCaig, A. M., Niu, Y., Allerton, S. & Smith, D. K. 2002. Direct geological evidence for oceanic detachment faulting : the Mid-Atlantic Ridge, 15°45'N. *Geology* **30**, 879-882.

Meade, C. & Jeanloz, R. 1991. Deep-focus earthquakes and recycling of water into the Earth's mantle. *Science* **252**, 68-72.

Means, W. D. & Li, T. 2001. A laboratory simulation of fibrous veins: some first observations. *Journal of Structural Geology* **23**(6-7), 857-863.

Mellini, M. 1982. The crystal structure of lizardite 1T: hydrogen bonds and polytypism. *American Mineralogist* **67**, 587-598.

Mellini, M. 1986. Chrysotile and polygonal serpentine from the Balangero serpentinite. *Mineralogical Magazine* **50**, 301-306.

Mellini, M., Ferraris, G. & Compagnoni, R. 1985. Carlosturanite : HRTEM evidence of a polysomatic series including serpentine. *American Mineralogist* **70**, 773-781.

Mellini, M., Trommsdorff, V. & Compagnoni, R. 1987. Antigorite polysomatism : behaviour during progressive metamophism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **97**, 147-155.

Mellini, M. & Zanazzi, P. F. 1987. Crystal structures of lizardite-1T and lizardite-2H1 from Coli, Italy. *American Mineralogist* **72**, 943-948.

Mével, C. 2003. Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *Comptes Rendus Géosciences* **335**, 825-852.

Mével, C. & Stamoudi, C. 1996. Hydrothermal alteration of the upper mantle section at Hess Deep. In: *Proceedings of the ODP, Scientific Results* (edited by Mével, C., Gillis, K. & Allan, J.) **147**, College Station, TX, 293-309.

Middleton, A. P. & Whittaker, E. J. W. 1976. The structure of Povlen-type chrysotile. *Canadian Mineralogist* **14**, 301-306.

Miller, D. J. & Christensen, N. I. 1997. Seismic velocities of lower crustal and upper mantle rocks from the slow-spreading Mid-Atlantic Ridge, south of the Kane transform fault. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results* **153**, 437-454.

Moore, D. E., Lockner, D. A., Shengli, M., Summers, R. & Byerlee, J. D. 1997. Strength of serpentinites gouges at elevated temperatures. *Journal of Geophysical Research* **102**(B7), 14787-14801.

Moore, D. E., Lockner, D. A., Summers, R., Shengil, M. A. & Byerlee, J. D. 1996. Strength of chrysotile-serpentinite gouge under hydrothermal conditions: can it explain a weak San Andreas fault? *Geology* **24**, 1041-1044.

Morrow, C. A., Moore, D. E. & Lockner, D. A. 2000. The effect of mineral bond strength ans adorbed water on fault gouge frictional strength. *Geophysical Research Letters* **27**(6), 815-818.

Morrow, C. A., Shi, L. Q. & Byerlee, J. D. 1982. Strain hardening and strength of clay-rich fault gouges. *Journal of Geophysical Research* **87**, 6771-6780.

Mullins, W. W. & Sekerka, R. F. 1963. Morphological stability of a particle growing by diffusion or heat flow. *Journal of Applied Physics* **35**, 323-329.

Murrell, S. A. F. & Ismail, I. A. H. 1976. The effect of decomposition of hydrous minerals on the mechanical properties of rocks. *Tectonophysics* **31**, 207-258.

Normand, C., Williams-Jones, A. E., Martin, R. F. & Vali, H. 2002. Hydrothermal alteration of olivine in a flow-through autoclave: nucleation and growth of serpentine phases. *American Mineralogist* **87**, 1699-1709.

O'Hanley, D. S. 1991. Fault-related phenomena associated with hydration and serpentine recrystallisation during serpentinisation. *Canadian Mineralogist* **29**, 21-35.

O'Hanley, D. S. 1992. Solution to the volume problem in serpentinization. *Geology* **20**, 705-708.

O'Hanley, D. S. 1996. *Serpentinites : Records of tectonic and petrological history*. Oxford University Press.

O'Hanley, D. S., Chernosky, J. V. & Wicks, F. J. 1989. The stability of lizardite and chrysotile. *Canadian Mineralogist* **27**, 483-493.

O'Hanley, D. S. & Dyar, M. D. 1998. The composition of chrysotile and its relation with lizardite. *Canadian Mineralogist* **36**, 727-739.

O'Hanley, D. S. & Offler, R. 1992. Characterisation of multiple serpentinization, Woodsreef, New South Wales. *Canadian Mineralogist* **30**, 1113-1126.

O'Hanley, D. S. & Wicks, F. J. 1995. Conditions of formations of lizardite, chrysotile and antigorite, Cassiar, British Columbia. *Canadian Mineralogist* **33**, 753-773.

Otten, M. T. 1993. High-resolution transmission electron microscopy of polysomatism and stacking defects in antigorite. *American Mineralogist* **78**, 75-84.

Oufi, O., Cannat, M. & Horen, H. 2002. Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research* **107**, 1-19.

Page, B. M. 1972. Oceanic crust and mantle fragment in subduction complex near San Luis Obispo, California. *Geological Society of America Bulletin* **83**, 957-972.

Page, B. M. 1981. The Southern Coast Range. In: *The geotectonic development of California* (edited by Ernst, G. W.). Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 330-417.

Page, B. M., Thompson, G. A. & Coleman, R. G. 1998. Late Cenozoic tectonics of the central and southern Coast Ranges of California. *Geological Society of America Bulletin* **110**(7), 846-876.

Page, N. J. 1968. Serpentinization in a sheared serpentinite lens, Tiburon Peninsula, California. *U.S. Geological Survey Prof. Paper* **600-B**, B21-B28.

Parsons, T. 1998. Seismic-reflection evidence that the Hayward fault extends into the lower crust of the San Francisco Bay area, Californie. *Bulletin of the Seismological Society of America* **88**, 1212-1223.

Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Springer, Berlin.

Paterson, M. S. 1978. *Experimental rock deformation : the brittle field*. Springer-Verlag, Berlin.

Pauling, L. 1930. The structure of the chlorites. *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA* **16**, 578-582.

Peacock, S. M. 1987. Serpentinization and infiltration metasomatism in the Trinity peridotite, Klamath province, northern California: implications for subduction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **95**, 55-70.

Peacock, S. M. 2001. Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? *Geology* **29**, 299-302.

Peacock, S. M. & Hyndman, R. D. 1999. Hydrous minerals in the mantle wedge and the maximum depth of subduction thrust earthquakes. *Geophysical Research Letters* **26**(16), 2517-2520.

Phillips, W. J. 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *Journal of the Geological Society of London* **128**, 337-359.

Ponce, D. A., Hildenbrand, T. G. & Jachens, R. C. 2003. Gravity and magnetic expression of the San Leandro gabbro with implications for the geométry and evolution of the Hayward fault zone, Northern California. *Bulletin of the Seismological Society of America* **93**, 14-26.

Post, J. L. & Borer, L. 2000. High-resolution infrared spectra, physical properties, and micromorphology of serpentines. *Applied Clay Sciences* **16**, 73-85.

Power, W. L. & Tullis, T. E. 1989. The relationship between slickenside surfaces in fine-grained quartz and the seismic cycle. *Journal of Structural Geology* **11**, 879-893.

Prichard, H. M. 1979. A petrographic study of the process of serpentinization in ophiolites and the oceanic crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **63**, 231-241.

Raleigh, C. B. & Paterson, M. S. 1965. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* **70**, 3965-3985.

Ramsay, J. G. 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature* **284**, 135-139.

Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press, London.

Reinen, L. A. 2000. Seismic and aseismic slip indicators in serpentinite gouge. *Geology* **28**, 135-138.

Reinen, L. A., Weeks, J. D. & Tullis, T. E. 1991. The frictional behaviour of serpentinite; implications for aseismic creep on shallow crustal faults. *Geophysical Research Letters* **18**, 1921-1924.

Reinen, L. A., Weeks, J. D. & Tullis, T. E. 1994. The frictional behavior of lizardite and antigorite serpentinites: experiments, constitutive models, and implications for natural faults. *Pure and Applied Geophysics* **143**(1/2/3), 317-358.

Renard, F., Andreani, M., Boullier, A. M. & Labaume, P. submitted. Crack-seal patterns: records of uncorrelated stress release variations in crustal rocks. *Special Publication of the Geological Society of London* **DRT 2003, Saint-Malo (France)**.

Renard, F., Ortoleva, P. & Gratier, J.-P. 1997. Pressure solution in sandstones: influence of clays and dependence on temperature and stress. *Tectonophysics* **280**(3-4), 257-266.

Rice, J. R. 1992. Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas Fault. In: *Fault mechanics and transport properties in rocks* (edited by Evans, B. & Wong, T. F.). Academic Press, 475-503.

Robert, F. 1990. Structural setting and control of gold-quartz veins of the Val d'Or area, southeastern Abitibi Subprovince. In: *Gold and base metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment* (edited by Ho, S. E., Robert, F. & Groves, D. I.) **24**. University of Western Australia Publication, 164-209.

Robert, F. & Boullier, A. M. 1994. Mesothermal gold-quartz veins and earthquakes. In: *The mechanical involvment of fluids in faulting* (edited by Hickman, S. H., Sibson, R. H. & Bruhn, R. L.) **Open-file report 94-228**. U.S. Geological Survey, 18-30.

Robert, F., Boullier, A. M. & Firdaous, K. 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research* **100**(B7), 12861-12879.

Robert, F. & Brown, A. C. 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. Part I : Geologic relations and formation of the vein systems. *Economic Geology* **81**, 578-592.

Robertson, A. H. F. 1989. Paleoceanography and tectonic setting of the Jurassic Coast Range ophiolite, central California: evidence for extrusive rocks and the volcaniclastic sediment cover. *Marine and Petroleum Geology* **6**, 194-219.

Ross, D. C. 1978. The Salinian block: a Mesozoic granitic orphan in the California Coast Ranges. In: *Mesozoic paleogeography of the western United States: Pacific section* (edited by K.A, H. D. G. a. M.) **2**, 509-522.

Roubault, M., Fabriès, J., Touret, J. & Weisbrod, A. 1982. *Détermination des minéraux et des roches au microscope polarisant*. Editions lamarre, Paris, France.

Rucklidge, J. C. 1972. Chlorine in partially serpentinized dunite. *Economic Geology* **67**, 38-40.

Rutter, E. H. & Brodie, K. H. 1988. Experimental "syntectonic" dehydration of serpentinite under conditions of controlled pore water pressure. *Journal of Geophysical Research* **93**, 4907-4932.

Sakai, R., Kusakabe, M., Noto, M. & Ishii, T. 1990. Origin of water responsible for serpentinisation of the Izu-Bonin-Ogazawara-Mariana forearc seamounts in view of hydrogen and oxygen isotope ratios. *Earth and Planetary Science Letters* **40**, 231-242.

Savage, J. C. & Lisowski, M. 1993. Inferred depth of creep on the Hayward fault, central California. *Journal of Geophysical Research* **98**, 787-793.

Scamberulli, M., Müntener, O., Hermann, J., Piccardo, G. B. & Trommsdorff, V. 1995. Subduction of water in the mantle : history of an Alpine peridotite. *Geology* **23**, 459-462.

Scholz, C. 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press.

Scholz, C. H. 2000. Evidence for a strong San Andreas fault. *Geology* **28**, 163-166.

Schulz, S. S., Mavko, G. M., Burford, R. O. & Stewart, W. D. 1982. Long-term fault creep observations in central California. *Journal of Geophysical Research* **87**, 6977-6982.

Schwartz, S. 2000. La zone piémontaise des Alpes occidentales : un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux. Unpublished Doctorat d'Université thesis, Lyon1.

Sheppard, S. M. F. 1980. Isotopic evidence for the origins of water during metamorphic processes in oceanic crust and ophiolite complexes. In: *Associations mafiques-ultramafiques dans les orogènes. Colloques internationnaux du CNRS* **272**. CNRS, Paris, 135-147.

Sibson, R. H. 1975. Generation of pseudothachylite by ancient seismic faulting. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **43**, 775-794.

Sibson, R. H. 1982. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bulletin of the Seimological Society of America* **72**, 151-163.

Sibson, R. H., Robert, F. & Poulsen, K. H. 1988. High angle reverse fault, fluid-pressure cycling and mesothermal gold quartz deposits. *Geology* **16**, 551-555.

Simpson, R. W. 2000. Watching the Hayward fault. *Science* **289**, 1147-1148.

Sinton, J. M. & Detrick, R. S. 1992. Mid-ocean Ridge magma chambers. *Journal of Geophysical Research* **97**, 197-216.

Sleep, N. H. & Blanpied, M. L. 1992. Creep, compaction and weak rheology of major faults. *Nature* **359**, 687-692.

Spinnler, G. E. 1985. HRTEM study of antigorite, pyroxene-serpentine reactions and chlorite. Unpublished PhD thesis thesis, Arizona State University, USA.

Spray, J. G. 1989. Slickenside formation by surface melting during the mechanical excavation of rock. *Journal of Structural Geology* **11**, 895-905.

Stamoudi, C. 2002. Processus de serpentinisation des péridotites de Hess-Deep et de la zone de MARK. Approche chimique et minéralogique. Unpublished Doctorat d'Université thesis, Paris VI, France.

Steuber, A. M., Huang, W. H. & Johns, W. D. 1968. Chlorine and flurorine in ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **32**, 353-358.

Taber, S. 1916a. The growth of crystals under external pressure. *American Journal of Science* **XLI**(4Th Series, No. 246), 532-556.

Taber, S. 1916b. The origin of veins of the asbestiform minerals. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **2**, 659-664.

Taber, S. 1918. The origin of veinlets in the Silurian and Devonian strata of central New York. *Journal of Geology* **6**, 56-73.

Thatcher, W. 1990. Present-day crustal movements and the mechanics of cyclic deformation, in the San Andreas fault system, California. In: *U.S.G.S. Professional Paper* (edited by Wallace, R. E.) **1515**, 189-205.

Thayer, T. P. 1966. Serpentinization as a constant-volume metasomatic process. *American Mineralogist* **51**, 685-710.

Twiss, R. J. & Gefell, M. J. 1990. Curved slicken fibers : a new brittle shear sense indicator with application to a sheared serpentinite. *Journal of Structural Geololy* **12**(4), 471-481.

Uehara, S. & Shirozu, H. 1985. Variations in chemical composition and structural properties of antigorites. *Mineralogical Journal (Japan)* **12**, 299-318.

Ulmer, P. & Trommsdorff, V. 1995. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science* **268**, 858-861.

Urai, J. L., Williams, P. F. & Van Roermund, H. L. M. 1991. Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins. *Journal of Structural Geology* **13**, 823-836.

Van der Pluijm, B. A. 1984. An unusual "crack-seal" vein geometry. *Journal of Structural Geologyl* **6**(5), 593-597.

Viti, C. & Mellini, M. 1996. Vein antigorites from Elba Island, Italy. *European Journal of Mineralogy* **8**, 423-434.

Viti, C. & Mellini, M. 1997. Contrasting chemical compositions in associated lizardite and chrysotile in veins from Elba, Italy. *European Journal of Mineralogy* **9**, 585-596.

Viti, C. & Mellini, M. 1998. Mesh textures and bastites in the Elba retrograde serpentinites. *European Journal of Mineralogy* **10**, 1341-1359.

Wenner, D. B. & Taylor, H. P. 1971. Temperature of serpentinization of ultramafic rocks based on O^{18}/O^{16} fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **32**, 165-185.

Wenner, D. B. & Taylor, H. P. 1973. Oxygen and hydrogen isotope studies of serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes. *American Journal of Sciences* **273**, 207-239.

Weyl, P. K. 1959. Pressure solution and the force of crystallization: a phenomenological theory. *Journal of Geophysical Research* **64**, 2001-2025.

Whittaker, E. J. M. & Wicks, F. J. 1979. Chemical differences among the serpentine “polymorphs”. *American Mineralogist* **55**, 1025-1047.

Whittaker, E. J. W. 1953. The structure of chrysotile. *Acta Crystallographica* **6**, 747-748.

Whittaker, E. J. W. 1956. The structure of chrysotile II-III-IV. Clino-chrysotile, Ortho-chrysotile, Para-chrysotile. *Acta Crystallographica* **9**, 855-867.

Whittaker, E. J. W. 1957. The structure of chrysotile V. Diffuse reflections and fiber texture. *Acta Crystallographica* **10**, 149-156.

Wicks, F. J. & O'Hanley, D. S. 1988. Serpentine minerals: structures and petrology. In: *Hydrous phyllosilicates* (edited by Bailey, S.). *Reviews in Mineralogy* **19**. Mineralogical Society of America, 91-167.

Wicks, F. J. & Plant, A. G. 1979. Electron microprobe and X-ray microbeam studies of serpentine minerals. *Canadian Mineralogist* **17**, 785-830.

Wicks, F. J. & Whittacker, E. J. W. 1977. Serpentine texture and serpentinisation. *Canadian Mineralogist* **15**, 459-488.

Wicks, F. J. & Whittaker, E. J. W. 1975. A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. *Canadian Mineralogist* **13**, 227-243.

Williams, A. J. 1979. Foliation development in serpentinites, Glenrock, New South Wales. *Tectonophysics* **58**, 81-95.

Williams, P. F. & Urai, J. L. 1989. Curved vein fibres: an alternative explanation. *Tectonophysics* **158**, 311-333.

Wiltschko, D. V. & Morse, J. W. 2001. Crystallization pressure versus "crack seal" as the mechanism for banded veins. *Geology* **29**, 79-82.

Wunder, B., Baronnet, A. & Schreyer, W. 1997. Ab-initio synthesis and TEM confirmation of antigorite in the system $MgO-SiO_2-H_2O$. *American Mineralogist* **82**, 760-764.

Wunder, B. & Schreyer, W. 1997. Antigorite: high-pressure stability in the system $MgO-SiO_2-H_2O$ (MSH). *Lithos* **41**, 213-227.

Wunder, B., Wirth, R. & Gottschalk, M. 2001. Antigorite: pressure and temperature dependence of polysomatism and water content. *European Journal of Mineralog y* **13**, 485-495.

Xu, G. 1997. Fluid inclusions in crack-seal veins at Dugald River, Mount Isa Inlier: implications for paleostress states and deformation conditions during orogenesis. *Journal of Structural Geology* **19**(11), 1359-1368.

Yada, K. 1967. Study of chrysotile asbestos by high-resolution electron microscopy. *Acta Crystallographica* **A23**, 704-707.

Yada, K. 1971. Study of microstructure of chrysotile asbestos by high-resolution electron microscopy. *Acta Crystallographica* **A27**, 659-664.

Yada, K. & Iishi, K. 1974. Serpentine minerals hydrothermally synthesized and their microstructures. *Journal of Crystal Growth* **24/25**, 627-630.

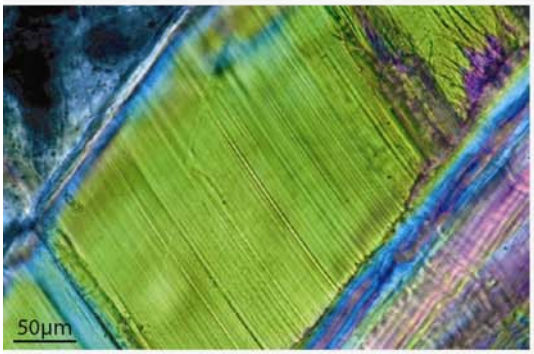
Yiu, T.-F., Yeh, H.-W. & Lee, C. W. 1990. A stable isotope study of serpentinization in the Fengtion ophiolite, Taïwan. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**, 1417-1426.

Zussman, J., Brindley, G. W. & Comer, J. J. 1957. Electron diffraction studies of serpentine minerals. *American Mineralogist* **42**, 666-670.

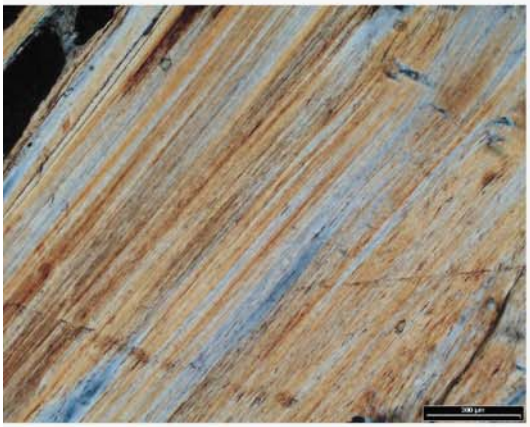
ANNEXE A

Planche récapitulative des différentes textures optiques des veines de serpentines qui ont été caractérisées avec précision sous microscope électronique.

Texture optique **Micro-texture au MET/MEB**

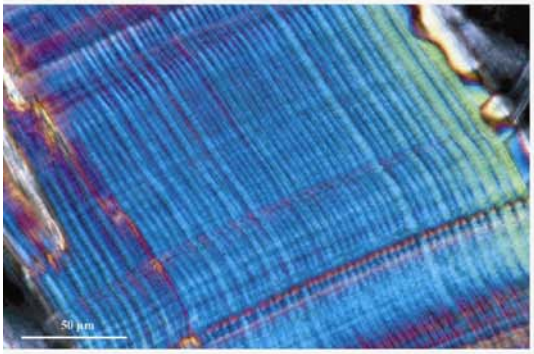


Veine fibreuse de chrysotile

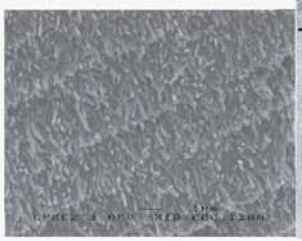


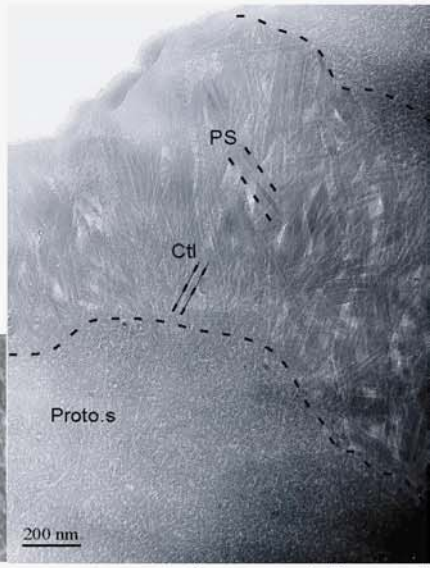
Veine fibreuse d'antigorite

(Image par A. Baronnet)



Veine de type crack-seal

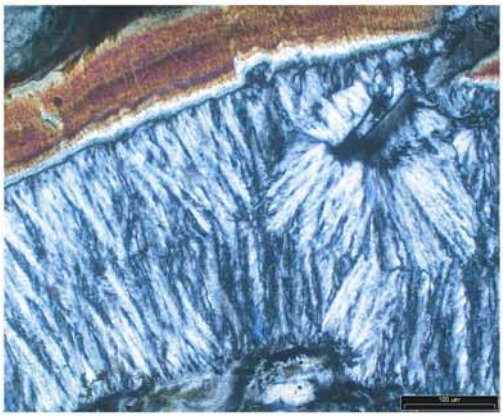




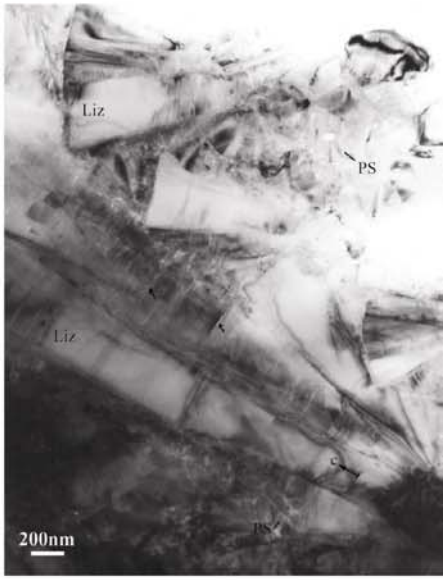
(Image par A. Baronnet)

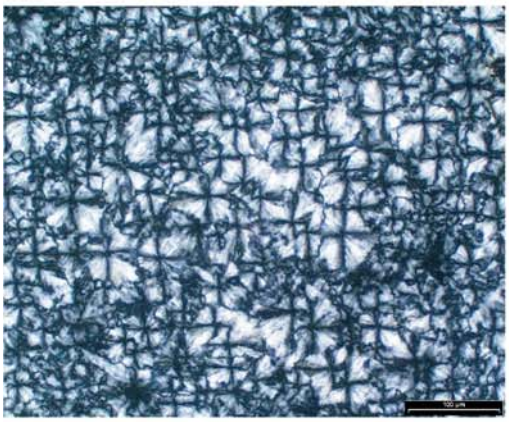
Proto.s=protoserpentine
Ctl=chrysotile
PS=serpentine polygonale
Liz=lizardite
Atg=antigorite

Texture optique **Micro-texture au MET/MEB**

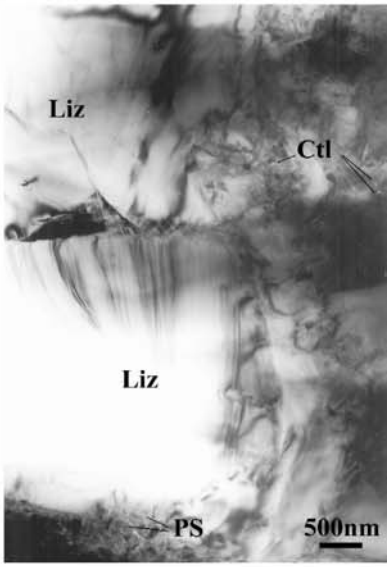


Veine microgrenue lamellaire

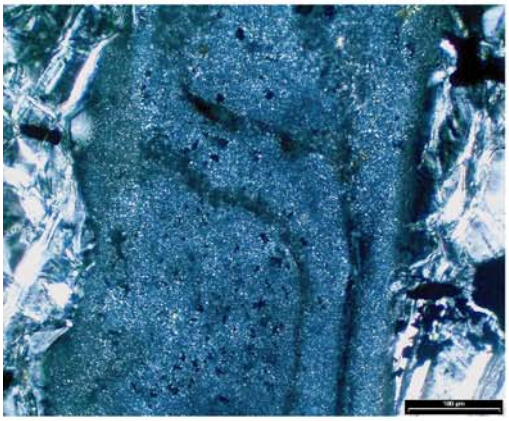


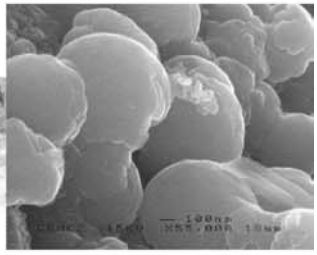


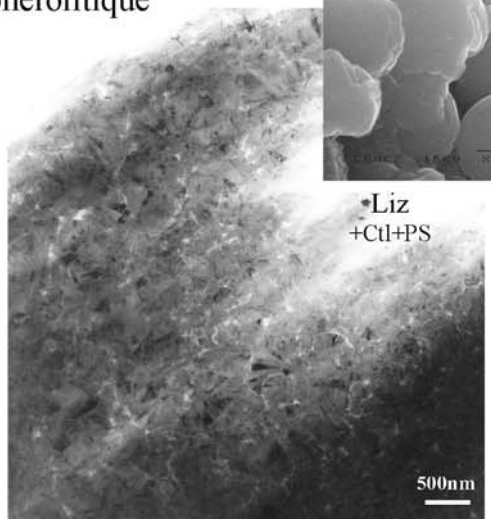
Veine microgrenue sphérolitique



Veine isotrope sphérolitique







ANNEXE B
Méthodologie

Technique de microscopie électronique en transmission

Le Microscope Electronique en Transmission (MET)

B.I. Potentiel d'utilisation

B.I.1. Imagerie et caractérisation structurale

Le faisceau d'électrons incident qui traverse un échantillon mince ressort en faisceau transmis non uniforme en intensité, porteur donc d'informations qui permettent, en aval, la formation d'une image bidimensionnelle de la structure du matériel traversé (agencement des groupements d'atomes) suivant une direction donnée. L'image est formée grâce aux écarts d'intensité du faisceau transmis entre les divers points du plan image, c'est ce qu'on appelle le contraste et il est amplifié au sein du microscope par le diaphragme de contraste (cf. §B.II.2). L'image électronique se forme dans ce qu'on appelle l'espace réel. La résolution de l'image est de l'ordre de la longueur d'onde du faisceau incident, et dans le cas d'un faisceau d'électrons elle peut descendre à quelques angströms. Cela permet donc d'améliorer la résolution d'un facteur 10^{-4} par rapport à la microscopie optique, qui est dans le domaine du visible ($\lambda \sim \mu m$).

L'imagerie par microscopie électronique en transmission est le plus souvent indissociable de l'étude structurale fine des matériaux observés, ne serait-ce que pour leur identification précise. Un cristal peut être vu comme l'assemblage périodique dans l'espace de volumes élémentaires (les mailles) formant un réseau, à l'intérieur desquels l'arrangement des atomes, ions ou molécules est défini et identique. Un cristal, qui est un milieu diffusant, a donc comme particularité la répartition périodique de ses éléments diffusants identiques. La répartition spatiale de l'intensité diffusée par ces centres diffusants est représentée dans ce qu'on appelle l'espace réciproque. Pour un milieu cristallin, la diffusion sera plus intense dans certaines directions discrètes relatives à la structure du cristal, et c'est cette forme particulière de diffusion que l'on nomme diffraction. Ces maxima d'intensité de diffraction résultent des interférences constructives entre les rayons diffractées par des familles de plans réticulaires (hkl) du cristal. La loi de Bragg montre que pour un objet périodique il y a interférence constructive seulement entre les ondes diffractées dont le chemin diffère par un nombre entier n de longueur d'onde λ.
Loi de Bragg : $2d_{hkl}.sin\theta = n\lambda$, avec d_{hkl} la distance inter-réticulaire et θ l'angle d'incidence.

Cette propriété est exploitée par le MET. Il est possible de sélectionner une aire (diffraction en aire sélectionnée ; SAED) de l'échantillon, représentative d'un cristal suivant une direction donnée (axe de zone), et d'observer l'image de son réseau réciproque de diffraction au niveau du plan focal image de la lentille objectif. Sur la photographie de cette image, nommée cliché de diffraction, chaque tache correspond à la diffraction des électrons par une famille de plans réticulaires (hkl) parallèles de l'objet sauf la tache centrale (000) qui correspond au faisceau transmis et n'est donc pas représentative de quelconques déviations par l'échantillon. Il est nécessaire d'orienter parfaitement l'échantillon (et donc le cristal à étudier) afin que les familles de plans soient en incidence dite « de Bragg » et que l'image de la structure dans l'espace réciproque soit interprétable. Cela correspond le plus souvent à une orientation selon les plans d'indices simples de la structure, donc le long des axes de zone : [100], [010] ou [001]. La distance entre les taches est liée aux distances intératomiques périodiques de la structure par une relation inverse. Ce paramètre peut être calculé sur le cliché de diffraction à partir de la valeur de la constante de caméra (L=distance entre l'objet et l'écran) du microscope. La diffraction électronique permet donc l'identification de la structure et la mesure des paramètres de maille du minéral traversé par le faisceau.

B.I.2. Microanalyse chimique

L'analyse chimique couplée à un MET utilise, comme dans le cas de la microsonde électronique ou du MEB, une technique basée sur la spectrométrie des rayons X caractéristiques émis par un échantillon sous l'effet d'un faisceau incident d'électrons. Les longueurs d'onde émises sont considérées en première approximation comme indépendantes de l'état de liaison chimique ce qui permet une analyse élémentaire. La microsonde électronique spécialisée (sonde de Castaing) équipée généralement de plusieurs spectromètres à dispersion angulaire de longueurs d'ondes (WDS) permet d'obtenir des analyses réellement quantitatives. Les systèmes d'analyses associés à des microscopes électroniques (MET ou MEB) comportent le plus souvent des spectromètres à dispersion d'énergie (EDS) pour des raisons d'adaptabilité géométrique au microscope, dont les performances en analyses quantitatives sont moins bonnes. Mais la différence majeure entre analyses microsondes et microanalyses MET (ou MEB) réside dans le fait que les mesures sont dans le premier cas calibrées par rapport à des échantillons étalons, ce qui est rarement le cas dans le deuxième. Il n'est alors possible de réaliser que des mesures semi-quantitatives c'est-à-dire des mesures quantitatives de comparaison d'un point à l'autre mais non rapportées à un étalon ou bien

purement qualitatives (identification des éléments en présence). Nous verrons dans la partie qui suit que certains MET optimisent les conditions d'analyses jusqu'à obtenir des analyses quasi-quantitatives. De plus, dans le cas du MET le faisceau incident peut être focalisé sur une petite surface de quelques nanomètres de diamètre ce qui permet des analyses ponctuelles très localisées.

B.II. Instrumentation

Le microscope électronique utilisé au cours de cette étude est un microscope de type JEOL 2000FX. Un schéma de la colonne est présenté sur la figure B-1.
Pour ce type de microscope, la canne porte-objet est introduite dans la colonne de manière externe, sur un côté, au travers d'un sas où le vide se fait en deux étapes. Il existe deux types de canne porte-objet pour ce microscope qui se différencient par leur possibilité d'inclinaison (tilt) de l'objet. Le « simple tilt » ne permet de « tilter » (incliner) l'échantillon de 30° qu'autour d'un seul axe. Le « double tilt » offre deux axes d'inclinaison ce qui laisse de meilleures chances d'orientation des cristaux pour l'analyse structurale. Ces porte-objets comportent deux emplacements pour des pastilles échantillons de 3mm de diamètre et de quelques dizaines de microns d'épaisseur (cf. Fig. B-2). Ces pastilles sont fixées par des anneaux de cuivre au sein du porte échantillon (étape très délicate, surtout pour les sections amincies !) afin qu'elles ne tombent pas dans la colonne.

Les trois parties majeures de la colonne sont : le système d'éclairement (source et système condenseur), l'objectif, et le système projectif. *L'émission des électrons* est assurée au niveau du canon à électrons par une pointe d'hexaborure de lanthane (LaB6) chauffée, dont la brillance est supérieure à celle d'un filament classique de tungstène. La tension d'accélération est de 200 kV. *Le vide* indispensable à une bonne propagation des électrons ainsi qu'à un minimum de contamination est assuré par le jeu de différentes pompes (pompe ionique, pompe à palette et pompe à diffusion d'huile) et se situe autour de 10^{-6} à 10^{-7} Torr. Le faisceau traverse alors la colonne et va être soumis au jeu de différents systèmes de lentilles électromagnétiques ayant un rôle bien déterminé. La focalisation des électrons en un faisceau parallèle à l'axe de la colonne est assurée par *le système condenseur* (ensemble de lentilles) en amont de l'objet (échantillon). A sa sortie, seuls les électrons les moins déviés sont sélectionnés par *le diaphragme de condenseur* qui détermine ainsi l'angle de convergence du

faisceau sur l'objet. Après la traversée de l'objet, *la lentille objectif*, corrigée de son aberration sphérique par *le diaphragme objectif* ou *diaphragme de contraste* au niveau de son plan focal image, grossit et reconstitue l'image. L'image réelle se forme dans le plan conjugué du plan de l'objet par rapport à l'objectif. Le diagramme de diffraction va se situer dans le plan focal image de l'objectif. Pour nos observations, le diaphragme de contraste est centré sur la tache centrale de diffraction (travail en champ clair). *Le système projectif*, constitué de lentilles intermédiaires et du projecteur, assure le transport et le grandissement de l'image jusqu'à l'écran. Il permet aussi le passage en mode image ou mode diffraction par modification de la distance focale de l'ensemble des lentilles intermédiaires. Dans ce dernier cas, une aire de l'objet peut être sélectionnée pour la diffraction par *le diaphragme de sélection de champ* disposé dans le plan image de l'objet donné par l'objectif afin d'améliorer le diagramme. Le grandissement direct disponible va de x250 à $x10^6$ et la résolution est de 2,8Å dans l'espace réel. L'utilisation d'une *caméra* haute sensibilité au cours de l'observation permet de réduire l'intensité du faisceau sur l'échantillon tout en procurant une image interprétable. Cela est particulièrement utile pour des échantillons sensibles et peu résistants à la forte énergie du faisceau d'électrons, comme les serpentines par exemple. Les images sont récupérées par impression sur *plaques photographiques*.

Le MET JEOL 2000FX est spécialement conçu pour optimiser les conditions de microanalyses. Il est équipé d'un système de microanalyse chimique par spectrométrie dispersive en énergie des rayons X (EDS) : EDS Tracor Northern 5502. La géométrie spécifique de l'appareil permet une incidence peu inclinée par rapport à la verticale qui va d'une certaine façon limiter le temps de séjour du faisceau au sein de l'échantillon et réduire les interactions. D'autre part, il offre un angle de « take off » (angle entre la surface de l'échantillon et le détecteur X) grand, de 72°, qui permet la collection des signaux X caractéristiques émis proches de la verticale, donc ayant subi peu d'interactions avec le reste de l'échantillon. Ces deux systèmes aboutissent à une perte d'énergie minimale. Le spectromètre EDS permet simultanément l'identification et la mesure de l'intensité des raies du spectre X émis par l'échantillon et en donne rapidement une vue d'ensemble. Puis il quantifie les éléments par comptage (coups/sec) sur une durée fixée, ici à 100 secondes, et par intégration de l'aire sous les différents pics identifiés. Pour les analyses réalisées sur les serpentines, des standards (calibrés au préalable) pour les raies d'émission Kα des éléments majeurs sur ce type de matériel, sont rentrés avant l'analyse. Cela permet d'améliorer encore la qualité des analyses qui se rapprochent ici très fortement d'analyses quantitatives. Les

surfaces analysées sont de l'ordre de 300-400 A. Les résultats sont fournis par l'appareil en % atomiques ou % massiques des éléments, avant d'être convertis par calcul (sur la base de 7 oxygènes non hydratés) en unités de formule atomiques (a.p.f.u.).

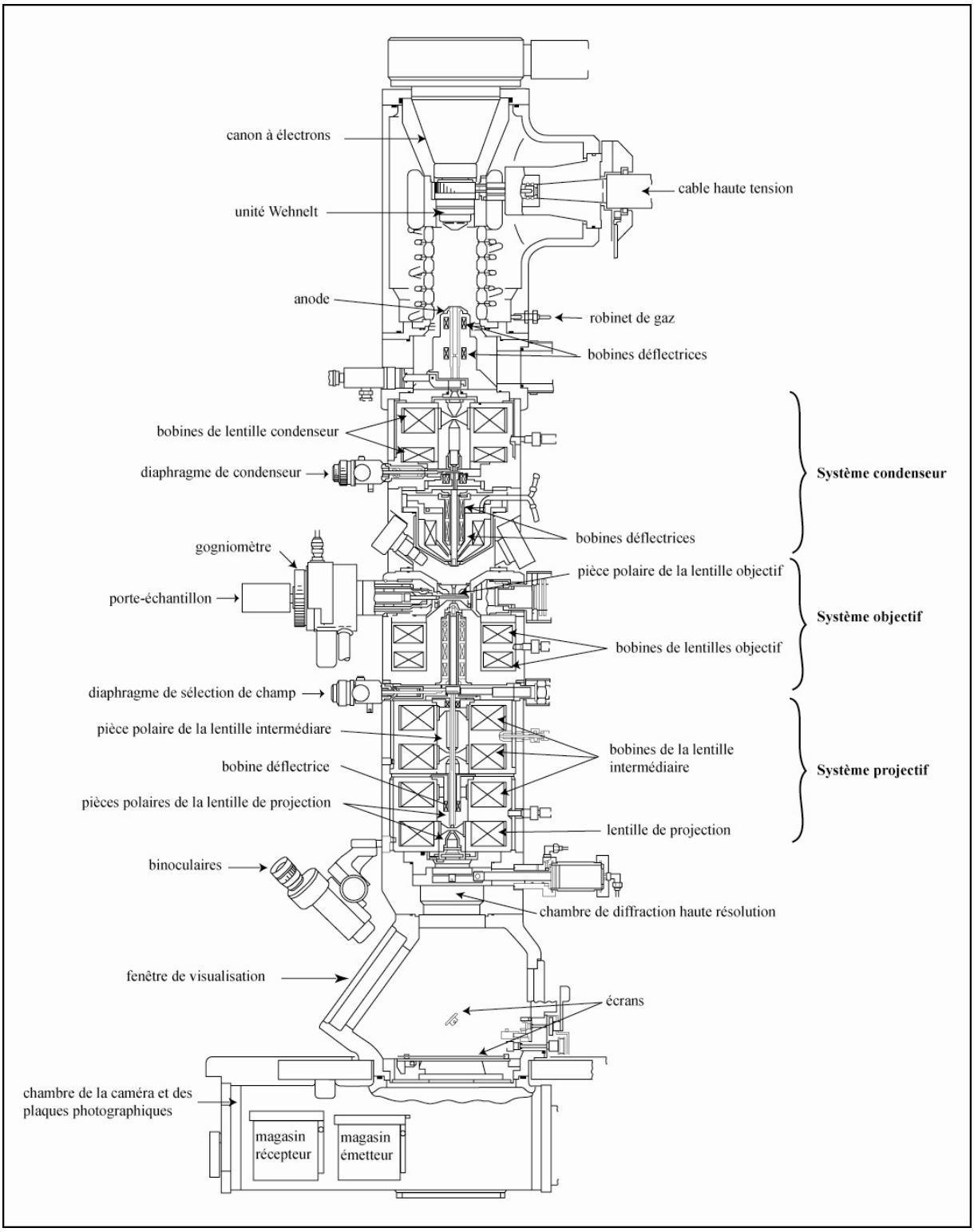


Fig. B-1 : Coupe de la colonne du MET JEOL 2000FX

B.III. Préparation des échantillons

La place réservée à l'échantillon dans la colonne du MET est réduite et l'observation à de tels grossissements nécessite des zones restreintes. Donc la préparation d'un échantillon nécessite de nombreuses étapes visant essentiellement à réduire la taille de l'échantillon (jusqu'à 3mm de diamètre), l'amincir, et le rendre conducteur.

Il existe deux types d'échantillons pour le MET : *les sections amincies* ou *les dépôts goutte*.
Le premier se prépare à partir d'une lame mince de roche et permet de préserver les structures, leur orientation et l'arrangement naturel des cristaux au sein de la roche. Par contre, la préparation est longue et les échantillons sont fragiles tout au long du protocole et le restent encore par la suite. Ils doivent donc être manipulés avec une extrême précaution.
Le second se prépare à partir d'une poudre d'échantillon que l'on met dans l'eau distillée. Une goutte de cette solution est ensuite déposée sur une grille de cuivre. Des fragments d'échantillons sont ainsi déposés, après évaporation. Ce type d'échantillon est plus rapidement préparé, quelques gouttes permettent de réaliser plusieurs échantillons, et il est moins fragile que les sections amincies. Cependant, il ne permet donc qu'une identification et une caractérisation des espèces en présence puisque toutes les informations structurales sont perdues lors de la mise en poudre.

Les sections amincies étaient donc les seules à se prêter à notre type d'étude puisque nous devions préserver toutes informations possibles au cours du changement d'échelle (µm à quelques nm). Le protocole de préparation de ce type d'échantillon est présenté schématique ment sur la figure B-2. Les échantillons de roches qui sont isolants, doivent être recouverts d'une fine couche de carbone ou d'or pour améliorer leur conductivité et éviter les accumulations de charges à leur surface. Nous avons utilisé le carbone qui a été déposé sur l'échantillon grâce à un évaporateur dans lequel le passage d'un fort courant au travers d'une électrode de graphite provoque sa sublimation dans toutes les directions, sous vide dans une cloche. Une telle préparation peut aussi être adaptée à l'étude des surfaces en modifiant les premières étapes de la préparation. Elle est communément utilisée en sciences de matériaux et les échantillons se nomment « cross-sections ». Le protocole a été adapté pour les matériaux naturels (avec l'aide précieuse de S. Nitsche et D. Chaudanson), ici des serpentines, et est détaillée sur la figure B-3. Des essais ont été réalisés pour l'observation des microstructures au niveau des miroirs de faille (§II.3.1).

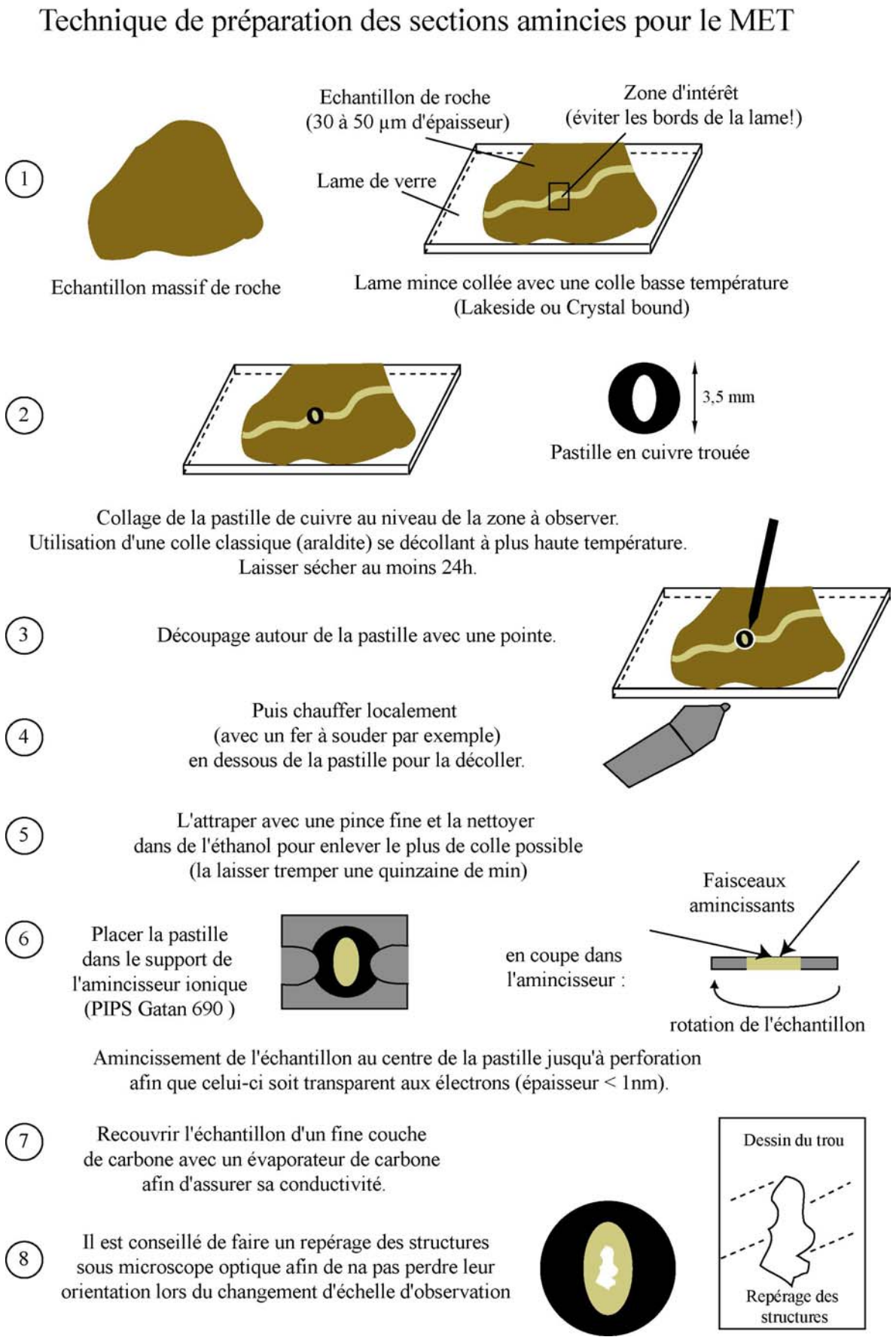


Fig. B-2 : Protocole de préparation des sections amincies pour les observations au MET.

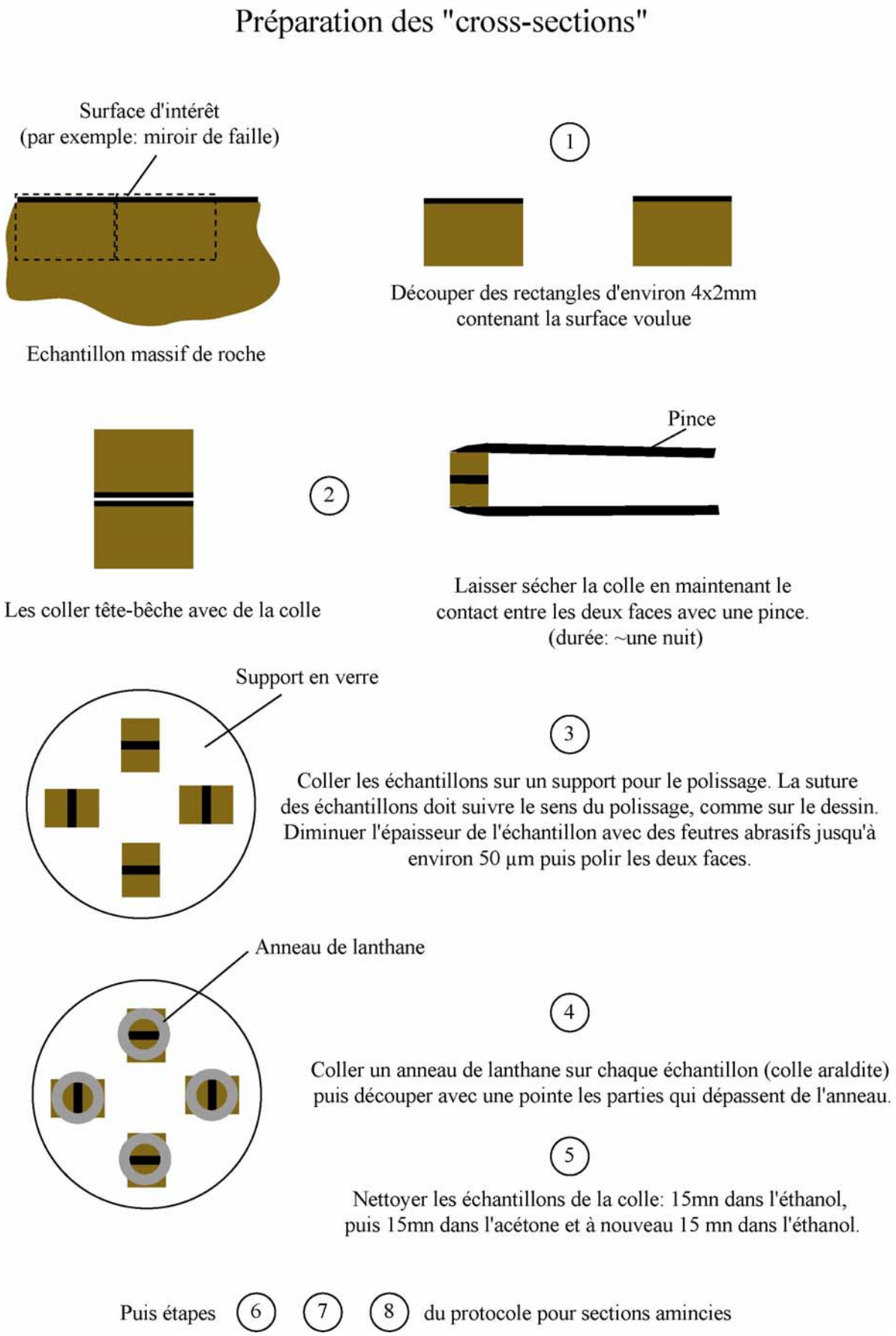


Fig. B-3 : Protocole de préparation des « cross-sections » pour l'observation de surfaces au MET.

ANNEXE C

Analyses chimiques et spectres RAMAN

C.I. Analyses chimiques réalisées à la microsonde électronique sur les différents types de veines (***Fig. II.2-42, §II.2.5.a.***)

Les résultats sont donnés en % massiques d'oxydes et en unité de formule structurale (a.p.f.u.)

Veines fibreuses

N°ech	Cr_2O_3	MnO	Cl	F	K_2O	Na_2O	FeO	NiO	TiO_2	SO_2	SiO_2	MgO	Al_2O_3	Tot
Dans une zone à matrice variée (latéralement), abondante en bastite														
SY28	-	0,1	-	-	-	-	5,4	0,3	-	0,3	40,4	35,9	0,9	83,5
SY28	-	0,1	0,1	-	-	-	5,1	0,2	-	0,3	40,2	36,5	0,9	83,5
SY28	-	0,1	0,1	-	-	-	5,1	0,2	-	0,1	43,3	36,6	1,2	86,8
SY28	-	0,1	0,1	-	-	-	5,2	0,2	-	0,2	42,0	37,4	1,1	86,5
SY28	-	0,1	0,1	-	-	-	5,4	0,2	-	0,2	41,7	36,7	0,8	85,3
Dans le plan de clivage d'une bastite														
SY1	0,2	0,1	0,3	-	-	-	6,2	0,1	-	-	39,2	33,9	1,2	81,5
SY1	0,2	0,1	0,3	-	-	-	6,1	-	-	-	39,3	33,0	1,2	80,5
Dans un échantillon dont la matrice est plus pauvre en Al														
SY32	-	-	-	1,3	-	-	4,5	-	-	-	41,2	39,9	-	87,1
SY32	-	-	-	0,2	-	-	4,4	-	-	-	42,2	40,5	0,1	87,6
SY32	-	-	-	0,5	-	-	4,4	-	-	-	42,4	40,1	-	87,6

	Cr	Mn	Cl	F	K	Na	Fe	Ni	Ti	S	Si	Mg	Al	Total
Dans une zone à matrice variée (latéralement), abondante en bastite														
SY28	-	0,00	-	-	-	-	0,23	0,01	-	0,01	2,00	2,65	0,05	4,96
SY28	-	0,00	0,01	-	-	-	0,21	0,01	-	0,01	1,99	2,69	0,05	4,98
SY28	-	0,00	0,01	-	-	-	0,20	0,01	-	0,01	2,05	2,58	0,07	4,92
SY28	-	0,00	0,01	-	-	-	0,21	0,01	-	0,01	2,00	2,66	0,06	4,96
SY28	-	0,00	0,01	-	-	-	0,22	0,01	-	0,01	2,02	2,65	0,05	4,96
Dans le plan de clivage d'une bastite														
SY1	0,01	0,00	0,02	-	-	-	0,27	0,00	-	-	2,00	2,58	0,07	4,97
SY1	0,01	0,00	0,03	-	-	-	0,26	-	-	-	2,03	2,54	0,07	4,95
Dans un échantillon dont la matrice est plus pauvre en Fe														
SY32	-	-	-	0,19	-	-	0,18	-	-	-	1,95	2,82	0,00	5,14
SY32	-	-	-	0,02	-	-	0,17	-	-	-	1,98	2,84	0,01	5,03
SY32	-	-	-	0,07	-	-	0,17	-	-	-	1,99	2,80	-	5,04

Veines de type crack-seal

N°ech	Cr_2O_3	MnO	Cl	F	K_2O	Na_2O	FeO	NiO	TiO_2	SO_2	SiO_2	MgO	Al_2O_3	Tot
SY32	0,2	-	0,1	0,3	-	-	5,3	0,1	-	0,2	40,1	37,2	0,3	83,9
SY32	0,2	-	0,2	-	-	-	5,1	0,1	-	0,1	40,1	37,5	0,3	83,7
SY32	0,2	-	0,2	0,3	-	-	5,3	0,1	-	-	40,9	36,2	0,3	83,5
SY32	0,2	-	0,2	-	-	-	5,0	0,1	-	0,2	40,6	37,2	0,3	83,8
SY32	0,2	-	0,2	0,2	-	-	5,0	0,1	-	0,2	40,3	37,5	0,2	83,9
SY32	0,2	-	0,1	-	-	-	5,3	-	-	0,2	40,3	37,4	0,3	83,8
SY25	-	-	0,7	-	-	-	6,2	-	-	0,1	40,5	37,0	1,5	86,2
SY25	-	-	-	-	-	-	6,1	-	-	-	41,2	37,7	1,4	86,8

	Cr	Mn	Cl	F	K	Na	Fe	Ni	Ti	S	Si	Mg	Al	Total
SY32	0,01	-	0,01	0,05	-	-	0,22	0,01	-	0,01	1,98	2,73	0,02	5,03
SY32	0,01	-	0,02	-	-	-	0,21	0,00	-	0,00	1,98	2,76	0,02	5,01
SY32	0,01	-	0,01	0,04	-	-	0,22	0,00	-	-	2,02	2,67	0,02	4,99
SY32	0,01	-	0,02	-	-	-	0,21	0,00	-	0,01	2,00	2,73	0,02	4,99
SY32	0,01	-	0,01	0,02	-	-	0,21	0,00	-	0,01	1,99	2,75	0,01	5,01
SY32	0,01	-	0,01	-	-	-	0,22	-	-	0,01	1,99	2,75	0,02	5,00
SY25	-	-	0,06	-	-	-	0,25	-	-	0,01	1,96	2,66	0,08	5,03
SY25	-	-	-	-	-	-	0,24	-	-	-	1,97	2,69	0,08	4,99

Veines microgrenues lamellaires

N°ech	Cr_2O_3	MnO	Cl	F	K_2O	Na_2O	FeO	NiO	TiO_2	SO_2	SiO_2	MgO	Al_2O_3	Tot
SY28	0,1	-	-	-	-	-	4,4	0,1	-	-	40,7	38,5	1,4	85,5
SY28	-	-	-	-	-	-	3,8	-	-	-	41,6	40,3	0,7	86,6
SY28	-	-	-	-	-	-	4,2	0,1	-	-	40,8	39,2	1,4	86,0
SY1	-	-	-	-	-	-	5,2	-	-	-	42,3	38,6	1,3	87,6
SY1	-	-	-	-	-	-	5,0	-	-	-	41,8	39,6	1,2	87,8
SY1	-	-	-	-	-	-	5,1	-	-	-	41,2	38,8	1,4	86,7
SY1	-	-	-	-	-	-	5,4	-	-	-	41,0	37,0	1,4	85,0

	Cr	Mn	Cl	F	K	Na	Fe	Ni	Ti	S	Si	Mg	Al	Total
SY28	0,00	-	-	-	-	-	0,18	0,00	-	-	1,96	2,77	0,08	5,00
SY28	-	-	-	-	-	-	0,15	-	-	-	1,97	2,84	0,04	5,01
SY28	-	-	-	-	-	-	0,17	0,00	-	-	1,95	2,80	0,08	5,01
SY1	-	-	-	-	-	-	0,21	-	-	-	1,99	2,71	0,07	4,97
SY1	-	-	-	-	-	-	0,20	-	-	-	1,96	2,77	0,07	5,00
SY1	-	-	-	-	-	-	0,20	-	-	-	1,96	2,75	0,08	5,00
SY1	-	-	-	-	-	-	0,22	-	-	-	1,99	2,67	0,08	4,97

Veines microgrenues sphérolitiques

N°ech	Cr_2O_3	MnO	Cl	F	K_2O	Na_2O	FeO	NiO	TiO_2	SO_2	SiO_2	MgO	Al_2O_3	Tot
SY4	-	-	-	-	-	-	5,6	-	-	-	42,4	38,1	1,0	87,3
SY4	-	-	-	-	-	-	5,6	-	-	-	40,4	39,7	1,1	87,1
SY4	-	-	-	-	-	-	5,8	-	-	-	40,5	38,0	0,9	85,3
SY4	-	-	-	-	-	-	5,3	-	-	-	41,6	37,3	1,5	85,8
SY4	-	-	-	-	-	-	5,3	-	-	-	42,5	37,2	1,4	86,6
SY4	-	-	-	-	-	-	5,5	-	-	-	40,4	38,2	1,8	86,1
SY4	-	-	-	-	-	-	5,5	-	-	-	41,6	38,7	1,7	87,5
SY1	-	-	-	-	-	-	5,2	-	-	-	41,8	38,0	1,5	86,8

	Cr	Mn	Cl	F	K	Na	Fe	Ni	Ti	S	Si	Mg	Al	Total
SY4	-	-	-	-	-	-	0,22	-	-	-	2,00	2,68	0,06	4,97
SY4	-	-	-	-	-	-	0,22	-	-	-	1,93	2,82	0,06	5,04
SY4	-	-	-	-	-	-	0,23	-	-	-	1,97	2,75	0,05	5,01
SY4	-	-	-	-	-	-	0,21	-	-	-	1,99	2,67	0,09	4,96
SY4	-	-	-	-	-	-	0,21	-	-	-	2,02	2,63	0,08	4,95
SY4	-	-	-	-	-	-	0,22	-	-	-	1,94	2,74	0,10	5,01
SY4	-	-	-	-	-	-	0,22	-	-	-	1,96	2,72	0,09	4,99
SY1	-	-	-	-	-	-	0,21	-	-	-	1,98	2,69	0,09	4,97

Veines isotropes

N°ech	Cr_2O_3	MnO	Cl	F	K_2O	Na_2O	FeO	NiO	TiO_2	SO_2	SiO_2	MgO	Al_2O_3	Tot
SY25	-	-	-	-	-	-	4,2	-	-	-	42,7	39,4	1,6	88,2
SY25	-	-	-	-	-	-	4,8	-	-	-	41,1	38,0	1,5	85,6
SY25	-	-	-	-	-	-	4,8	-	-	-	41,4	39,2	1,7	87,4
SY25	-	-	-	-	-	-	4,3	-	-	-	41,2	39,1	1,6	86,4
SY25	-	-	-	-	-	-	4,3	-	-	-	41,3	38,3	1,7	85,8
SY25	-	-	-	-	-	-	4,7	-	-	-	40,8	39,0	1,7	86,5
SY25	-	-	-	-	-	-	4,3	-	-	-	41,6	38,2	1,2	85,5

	Cr	Mn	Cl	F	K	Na	Fe	Ni	Ti	S	Si	Mg	Al	Total
SY25	-	-	-	-	-	-	0,16	-	-	-	1,98	2,73	0,09	4,97
SY25	-	-	-	-	-	-	0,19	-	-	-	1,98	2,72	0,08	4,98
SY25	-	-	-	-	-	-	0,19	-	-	-	1,95	2,76	0,10	5,00
SY25	-	-	-	-	-	-	0,17	-	-	-	1,96	2,77	0,09	5,00
SY25	-	-	-	-	-	-	0,17	-	-	-	1,97	2,73	0,09	4,98
SY25	-	-	-	-	-	-	0,19	-	-	-	1,95	2,77	0,09	5,01
SY25	-	-	-	-	-	-	0,17	-	-	-	2,00	2,73	0,07	4,97

C.II. Analyses ponctuelles réalisées au MET (EDS-TEM) sur les différents types de serpentine identifiés au sein des veines étudiées (***Fig. II.2-43, §II.2.5.b.***)

Les résultats sont donnés en unités de formules structurales (a.p.f.u.).

V.C-S=veine de crack-seal ; V.Fib=veine fibreuse ; V.Lam=veine lamellaire ; V.Spher=veine sphérolitique ; proto.s=protoserpentine ; ctl=chrysotile ; polyg=serpentine polygonale ; liz=lizardite.

N°ech	Veine	Serpentine	Si	Mg	Fe	Al	Cr	Ni	Ti	Tot
SY32	V.C-S	**proto.s**	1,95	2,80	0,24	0,02	-	-	-	5,03
SY32	V.C-S	**proto.s**	1,86	3,02	0,21	0,00	0,00	-	0,02	5,12
SY32	V.C-S	**proto.s**	1,90	2,93	0,16	0,06	-	-	-	5,07
SY32	V.C-S	**ctl**	1,84	2,97	0,24	0,06	0,01	-	-	5,12
SY32	V.C-S	**ctl**	2,00	2,59	0,27	0,09	-	-	-	4,95
SY32	V.C-S	**ctl**	1,95	2,79	0,22	0,05	-	-	-	5,02
SY28-2	V.Fib	**ctl**	2,03	2,63	0,22	0,06	-	-	-	4,94
SY28-2	V.Fib	**ctl**	1,90	2,85	0,21	0,09	-	-	-	5,05
SY28-2	V.Fib	**ctl**	2,00	2,68	0,19	0,08	-	-	-	4,96
SY32	V.C-S	**polyg**	2,05	2,65	0,22	0,02	-	-	-	4,94
SY32	V.C-S	**polyg**	1,96	2,80	0,19	0,04	-	-	-	5,01
SY32	V.C-S	**polyg**	1,75	3,29	0,16	0,02	-	-	-	5,24
SY28-1	V.C-S	**polyg**	1,88	2,96	0,15	0,08	-	-	-	5,08
SY1-5	V.Lam	**polyg**	1,95	2,73	0,30	0,05	-	-	-	5,03
SY1-5	V.Lam	**polyg**	2,04	2,54	0,27	0,08	-	-	-	4,92
SY1-5	V.Spher	**polyg**	1,98	2,61	0,30	0,09	-	-	-	4,98
SY28-1	V.Lam	**liz**	2,27	2,27	0,07	0,08	-	-	-	4,69
SY1-5	V.Lam	**liz**	1,92	2,87	0,19	0,06	-	-	-	5,05
SY1-5	V.Lam	**liz**	1,87	2,92	0,22	0,08	-	-	-	5,09
SY1-5	V.Lam	**liz**	1,88	2,94	0,21	0,06	-	-	-	5,09
SY1-5	V.Spher	**liz**	1,87	2,93	0,21	0,08	-	-	-	5,09
SY1-5	V.Spher	**liz**	1,88	2,91	0,22	0,07	-	-	-	5,08
SY1-5	V.Spher	**liz**	1,92	2,85	0,21	0,06	-	-	-	5,05
SY1-5	V.Spher	**liz**	1,99	2,63	0,25	0,09	-	-	-	4,97

C.III. Spectres RAMAN obtenus sur les différents types de veines de serpentine

Les études de Lemaire (2000) et de Auzende (2003) ont montré qu'il était possible de différencier les différents types de serpentines par spectrométrie RAMAN dans le domaine de vibration des OH et ont proposé les spectres de références présentés sur la figure C.III-1. Cette méthode, moins lourde en préparation que le MET, permet d'analyser des volumes de quelques μm^3. Nous avons vu au cours de cette étude qu'un tel volume peut contenir différents types de serpentines, identifiables au MET. Nous avons réalisé quelques essais d'analyse au sein de différentes veines afin de voir si la spectrométrie RAMAN pouvait aussi distinguer ces types de serpentine, présents sous des proportions variables, au sein des assemblages complexes (micro-textures variées) que nous observons au MET.

Des essais préliminaires d'identification, par spectrométrie RAMAN, des différents types de serpentine présents dans les veines ont donc été réalisés. L'appareil utilisé, avec l'aide de D. Neuville, est un triple spectromètre T64000 (Dilor - Jobin-Yvon), situé au Laboratoire de Physique des Géomatériaux, I.P.G., Paris. Il est équipé d'un système confocal qui permet une résolution spatiale de quelques μm^3, ce qui est indispensable pour un pointage fin au sein des veines de serpentines étroites. Les résultats sont présentés sur la figure C.III-2. Les spectres sont cohérents avec les observations MET en ce qui concerne le type de serpentine majoritaire dans les assemblages identifiés de serpentines. Cependant, les types présents en plus faibles proportions n'apparaissent pas clairement. Nous n'avons donc pas poussé plus avant cette étude car elle n'était pas directement adaptée à l'étude fine des micro-textures que nous nous étions fixés.

Néanmoins, cette étude, démarrée tardivement, mériterait d'être poursuivie pour évaluer le réel potentiel de cette technique pour l'étude des serpentines. En effet, elle reste performante pour apprécier rapidement le type de serpentine majoritaire au sein d'une texture optique complexe. De plus, il pourrait être intéressant de tester ses limites de détection et de différenciation des serpentines au sein d'assemblages caractérisés, dans le but de proposer une méthode d'investigation « simple » pour l'étude des serpentines (« cartographie » RAMAN, par exemple).

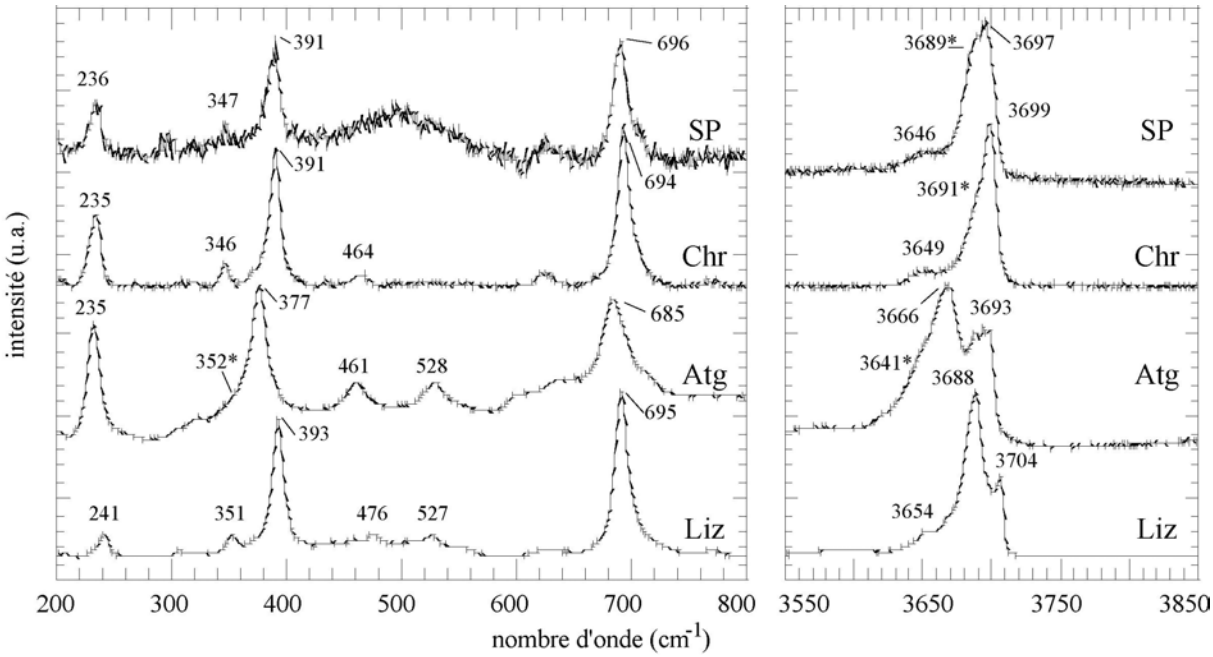


Fig. C.III-1 : Spectres RAMAN de référence obtenus sur les différents types de serpentine (Lemaire, 2000). SP=serpentine polygonale ; Chr=chrysotile ; Atg=antigorite ; Liz=lizardite. La différenciation et donc l'identification des différents types de serpentine n'est réellement possible que dans le domaine haute fréquence (spectres de droite), c'est-à-dire dans le domaine d'élongation des groupements hydroxyles (OH).

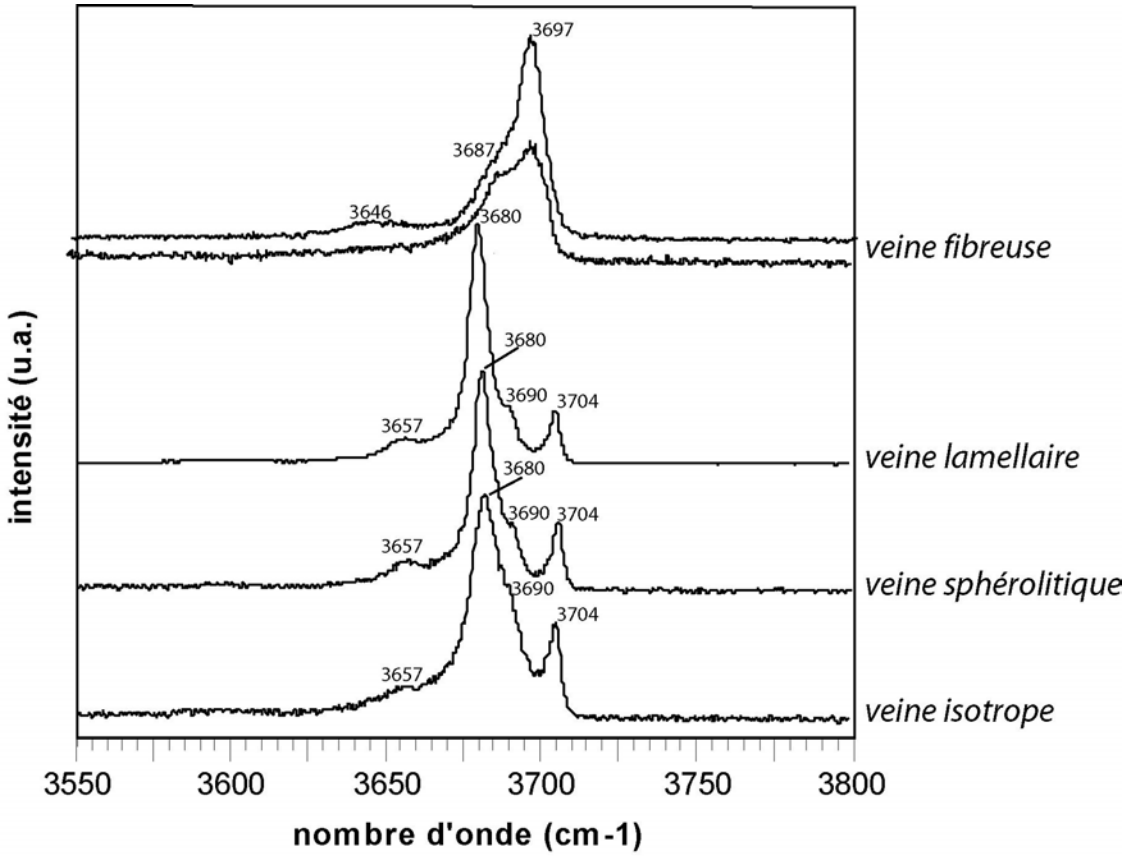


Fig. C.III-2 : Spectres RAMAN dans le domaine d'élongation des OH obtenus sur différents types de veines de serpentine. Pour comparaison, les types de serpentines identifiés au MET dans ces veines sont :
veine fibreuse : chrysotile ; *veine lamellaire/sphérolitique/isotrope* : lizardite majoritaire + chrysotile et serpentines polygonales largement minoritaires.

Les microstructures de déformation des serpentines et la partition sismique-asismique : exemple de la Californie.

Résumé

Les études géophysiques identifient une partition entre segments à comportement sismique et segments à comportement asismique le long des grandes failles actives californiennes. Il a été proposé que la présence des serpentinites le long de certains segments soit une cause potentielle d'un fluage asismique à ces endroits. Afin d'améliorer nos connaissances sur les mécanismes de déformation des serpentinites dans ce type de contexte, nous avons réalisé une étude des structures de déformation naturelles dans ces roches, collectées dans le réseau de failles actives de San Andreas (Californie). Le couplage de plusieurs techniques (microscope pétrographique, MEB, MET, microsonde) a été nécessaire pour préserver les informations au cours des changements d'échelles d'observations.
Les serpentinites hors des zones cisaillées offrent des indices de leur histoire, antérieurement à la tectonique actuelle. L'étude détaillée des veines a permis, d'une part, une bonne caractérisation des textures optiques complexes classiquement rencontrées dans ces roches et, d'autre part, une meilleure compréhension des mécanismes de croissance des serpentines dans les interstices et les fractures ouvertes. Des effets capillaires pourraient faciliter la cristallisation dans des interstices de l'ordre du micron en permettant la mise en place d'un transfert de matière par diffusion en phase aqueuse depuis l'encaissant vers la veine. Ce mécanisme a été proposé pour expliquer la formation de veines fibreuses à ouverture lente ou saccadée (crack-seal). En revanche, les fractures ouvertes seraient nourries grâce à un transport advectif des éléments au sein d'un fluide. La précipitation serait alors permise par la chute de la solubilité du soluté au contact d'un encaissant relativement plus froid. La cinétique de croissance apparaît comme un facteur déterminant sur les conditions d'occurrence relative des différents types de serpentines représentés (lizardite et chrysotile), ce qui relativise le rôle des facteurs thermodynamiques classiques (pression et température).
La déformation des serpentinites dans les failles naturelles, caractérisées par un taux de déformation lent et la présence de fluides, est très localisée, soit dans une zone de gouge, soit sur un plan de faille brillant. La déformation y est accommodée, respectivement, par un mécanisme de fluage par dissolution-cristallisation (glissement stable) et des épisodes de glissement fragiles instables (magnitudes faibles, M<0). Cela aboutit à un comportement globalement asismique des serpentines à l'échelle des failles actives.

Mots-clés *: serpentines – microstructures – veines – crack-seal – MET – déformation – dissolution-cristallisation – sismicité - Californie*

Deformation microstructures of serpentines and the seismic-aseismic partitioning : example of California.

Summary

Geophysic studies have identified a seismic-aseismic partitioning along california active faults. Mapped serpentinites have been proposed to be a potential cause of aseismic creep. In order to better understand the deformation mechanisms of serpentinites in this context, we have studied, at different scale of observations, the deformation microstructures of serpentines collected in the San Andreas fault system (California). The use of several techniques of observation (petrographic microscope, SEM, TEM) and analysis (electron microprobe, EDS-SEM and TEM) was required in order to preserve information during scale shifts.
Outside fault zones, serpentinites show markers of their deformation history before active faulting. Vein study allowed a good characterization of optical textures within these rocks and a better comprehension of the growth mechanisms of serpentine in interstices and open-fractures. Capillary effects could help crystrallisation in micrometer-range interstices by creating and maintenaing a diffusionnal transfer (in aqueous phase) of elements from the matrix to the vein. This continuous or incremental process, has been proposed to explain formation of fibrous veins. In opposition, open-fractures would be fed by an advectif transfer of solutes. Precipitation could occur thanks to a drop of the solute solubility due to a difference of temperature between the matrix (colder) and the fluid (hotter). Growth kinetic appears as a main factor in controlling the relative occurence of the different serpentine types encountered in this study (lizardite and chysotile), compared to classical thermodynamic parameters (pressure and température).
Inside natural faults, deformation is very localized on a gouge zone or on a shiny fault plane. It is accommodated, respectively, by a pressure solution creep (stable slip) and by unstable cataclasatic events (low magnitude events, M<0). This leeds to an aseismic behaviour of serpentines at the global scale in faults.

Key-words *: serpentines – microstructures – veins – crack-seal -- MET – déformation – pressure-solution – seismicity – California*