

Caractérisation de l'évolution des serpentinites par spectroscopie RAMAN et géochimie des éléments traces le long d'un gradient métamorphique: exemple des serpentinites HP des Alpes Occidentales



Romain LAFAY
11 juin 2010

Master 2 STE-TS
Université Joseph Fourier, Grenoble1,
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (UMR 5025)

Direction :
Stéphane Schwartz, Maître de Conférence, LGCA, Grenoble
Christian Nicollet, Professeur, Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand



« La vérité scientifique sera toujours plus belle que les créations de notre imagination et que les illusions de notre ignorance. » Claude Bernard

Remerciements

Et voilà une étape de plus d'accomplie dans ma formation de géologue.

Je pense que celle-ci n'est pas encore finie, la suite logique de ma formation étant la réalisation d'une thèse et encore bien plus après.

Je n'ose pas vraiment m'aventurer dans des remerciements à rallonge, mais après ce master 2 un peu particulier, conclu en deux ans, je préfère prendre le temps et un certain plaisir à remercier bon nombre de personnes sans qui je n'en serais jamais arrivé là.

Je pousse un grand Ouf ! en achevant ce mémoire, non pas parce que cela fut laborieux mais parce que je sais qu'il y a un an et demi un coup d'assommoir est venu littéralement stopper ma vie, et ce dans tous ses aspects. Je n'espérais pas pouvoir me retrouver à finaliser la formation que j'avais entrepris de réaliser en ne perdant qu'une seule année.

Je dois tout d'abord cette « réussite » grâce à un soutien humain exemplaire.

En premier lieu pour ce qui est de la formation, je tiens à saluer le soutien de mon responsable Stéphane Schwartz qui ne m'a pas abandonné et a conservé mon sujet en croyant à mon retour « au sommet », et à ma motivation pour réaliser ce stage. Ce fut très agréable de travailler avec lui pendant 5 mois. Un grand merci à Stéphane Guillot et avant lui à Helle Pederson pour le contact à distance depuis l'hôpital et le domicile familial concernant le suivi de mon dossier et mon intégration pour la nouvelle promotion 2009/2010.

J'ai beaucoup apprécié discuter avec la « paire Stéphane » qui m'a beaucoup apporté concernant la géologie alpine et les serpentinites. Ces serpentinites dont il ne fallait pas parler à Christian Nicollet et que je remercie grandement pour sa contribution en pétrologie sur le terrain ainsi que son accueil à Clermont-Ferrand pour une bonne discussion.

En ce qui concerne le stage je remercie les personnes qui m'ont permis de réaliser des analyses à l'aide d'outils variés, ce qui fut une réelle nouveauté très formatrice pour moi :

- Margueritte Godard et Olivier Brugier pour leur apport sur l'ICPMS à Montpellier.
- Jean Luc Devidal pour son aide lors de ma session de microsonde à Clermont Ferrand.
- Gilles Montagnac pour la formation qu'il m'a prodigué à l'ENS sur le spectromètre RAMAN.

Un grand merci à Fabien Deschamps sans qui ma partie sur la géochimie des serpentines serait bien pauvre, et qui a été présent quotidiennement dans les dernières semaines (encore désolé pour le coup de chaud lors de la recoupe de mes lames épaisses).

Merci à toute la promo 2008/2009, je ne citerais personne, ceux qui m'ont soutenu durant ses sombres mois et qui sont restés en contact avec moi se reconnaîtront si le manuscrit passe entre leurs mains. Merci à la promo 2009/2010, notamment la dream team des « Pink Floyds » sur le terrain, révélée par « Le Boss » Jean Emmanuel Martelat, très pédagogue durant ce stage dans le Queyras, le Viso et Lanzo qui était en parfaite adéquation avec mon sujet.

Merci à Stéphane qui m'a supporté à moins de 60 cm de lui pendant 5 mois de stage et qui a dû souffler quand il est parti sur le terrain.

Merci au café et au thé, au RU l'Epicéa, à la Chartreuse (géographique je précise), au Vercors aux Alpes au sens large qui m'ont fourni un terrain de jeu idéal pour la géologie et les weekends.

Merci à toute l'équipe du secteur Hématologie de Besançon, depuis le chef de service jusqu'à celui qui préparait mes petits plats stériles. En fait un grand merci au système de santé français malgré tout ce que l'on peut lui reprocher, je suis encore là grâce à une prise en charge bien rodée. Merci tout particulièrement au Docteur LeDû qui a suivi mon dossier (et je peux vous dire que celui-là ne fait pas que 30 pages mais plutôt quelques classeurs) plus d'un an jusqu'en Février dernier et au docteur Legrand qui a pris le relais pour encore quelque temps. Merci à Etienne et maintenant Adrien, deux internes très réconfortants et humains.

Comment ne pas remercier ceux qui ont toujours été là. Ma famille, unie autour de moi, mes parents avant tout, soutien quotidien et d'une force psychologique exemplaire (certainement plus aptes à endurer les difficultés que moi), qui m'ont permis d'y croire presque toujours et qui m'ont soutenu lorsque mes petites épaules n'étaient plus de taille dans les moments les plus difficiles. Mes deux frères, sur qui je peux toujours compter et à qui j'aurais pu piquer un petit bout de moelle si le protocole chimiothérapique n'avait pas fonctionné sur moi. Merci, merci.

Merci à toi, la plus discrète mais loin d'être la moins présente, ton soutien m'a renforcé et permis de tenir, et je te suis reconnaissant à jamais.

Cette thèse je la dédie à tout ce beau monde sans qui je n'aurais jamais remonté la pente. La plus belle chose que je pouvais leur offrir c'était certainement de guérir et de reprendre mon chemin en essayant de faire comme si de rien était. Même si les stigmates de la maladie seront toujours là dans ma mémoire.

Un peu au-dessus de tout, je dédie ce rapport à toi maman qui m'a apporté sans t'en rendre compte la passion pour les sciences de la terre. Cette passion qui a mûrie et s'est épanouie dans mon esprit. Aujourd'hui je pense que je suis sur le point d'accomplir un de tes rêves... c'est la plus belle chose que je puisse t'offrir.

*« Les esprits sont comme des parachutes. Ils fonctionnent seulement quand ils sont ouverts. »
James Dewar*

Résumé :

Les métaophiolites du complexe des Schistes lustrés du Queyras sont issues de l'océan Téthys anciennement situé entre l'Europe et l'Afrique du Jurassique au Crétacé. Ces ophiolites représentent moins de 10% du volume total de l'unité et ont été reprises dans l'unité sédimentaire du paléoprisme d'accrétion. Ce prisme présente un gradient métamorphique croissant d'ouest en est dans les conditions du faciès schiste bleu. L'étude couplée entre les métasédiments et les serpentinites présentes dans ces ophiolites permet de mieux caractériser les conditions P-T qui ont régné au sein de ce prisme d'accrétion ainsi que les transferts chimiques qui sont intervenus. Cette étude présente une caractérisation en température ainsi qu'une identification des différentes variétés de phases serpentineuses présentes le long du gradient est-ouest grâce à une approche par spectroscopie RAMAN. Une caractérisation chimique *in-situ* des éléments traces sur ces mêmes phases minéralogiques réalisée par LA-HR-ICP-MS permet de mieux comprendre les interactions fluides/roches et les évolutions géochimiques qui se sont déroulées au sein du prisme d'accrétion. L'utilisation des mêmes moyens analytiques sur les unités voisines du Queyras (Chenaillet et Viso), permet de mettre en évidence une évolution géochimique couplée entre les serpentinites et sédiments associés durant l'orogénèse alpine au sein de l'unité des schistes lustrés.

Mots clés : Schistes lustrés, prisme d'accrétion, serpentinite, RAMAN, LA-HR-ICP-MS

Abstract :

The metaophiolites of the Queyras Schistes lustrés complex derive from the Tethys ocean formerly located between Europe and Africa during Jurassic and Cretaceous. These ophiolites represent less than 10 % in volume of the whole unit and are now embedded in sediments into an accretionary paleowedge. This prism is affected by a Blueschist facies metamorphism following an increasing gradient from west to east. The coupled study between metasediments and serpentinites conducted on these ophiolites allows us to better characterize the former P-T conditions in the accretionary wedge and related processes. A temperature characterization as well as an identification of the various varieties of serpentines along the east-west gradient was conducted on serpentinites using RAMAN spectroscopy. An in-situ chemical characterization of the trace elements concentrations was carried out using LA-HR-ICP-MS, allowing us to better understand the fluid/rock interactions and the geochemical evolution, which took place in the accretionary wedge. Using the same analytic approach on the Queyras nearby units (Chenaillet and Viso), we highlighted a particular behaviour of the Schistes lustrés unit during alpine orogeny.

Keywords: Schistes lustrés, accretionary wedge, serpentinites, RAMAN. LA-HR-ICP-MS

Liste des abréviations

Minéraux :

Ab: Albite

Atg: Antigorite

Chr: Chrysotile

Chl: Chlorite

Cpx: Clinopyroxène

Gln : Glaucophane

Jd : Jadéite

Lw : Lawsonite

Lz: Lizardite

Mag : Magnétite

Ol: Olivine

Opx: Orthopyroxène

Zo : Zoïsite

Géologie :

F.P. : Front Pennique

SL : Schistes lustrés (sédiments)

SB : Faciès schiste bleu

(U)HP : (Ultra) Haute Pression

HT : Haute Température

Roches:

Gb: Gabbro

Serp: Serpentine

Bas: Basalte

Microscopie :

LP(N)A : Lumière polarisée (Non) Analysée

LT: Lumière Transmise

LR: Lumière Réfléchie

Analyses :

RSCM : Spectroscopie Raman sur Matière Carbonatée

LA-HR-ICP-MS : High Resolution-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer couplé à un système d'Ablation Laser

Liste des figures

Figure 1: Evolution géodynamique et paléogéographique de l'océan atlantique et liguro piémontais, modifié d'après Lemoine et al 2000.....	2
Figure 2: Contexte géologique. a) Schéma structural des Alpes illustrant la part des unités océaniques dans la chaîne, modifié d'après Lemoine et al., 2000. b) Schéma structural des Alpes Occidentales modifié d'après Agard et al., 2002. c) Coupe structurale à travers les Alpes occidentales et interprétation correspondant au tracé X-Y représenté en b. Modifié d'après Tricart et al, 2004.....	3
Figure 3: Organisation d'un massif ophiolitique dans la série des Schistes lustrés. Une langue de serpentinite juxtaposée à des metabasites enrobe des masses de gabbros. Le tout est emballé dans une masse de sédiments. a) Vue depuis le vallon sous Rocca-Bianca et b) vue depuis le sommet.....	4
Figure 4: Structures cristallographiques des serpentines. A) lizardite, B) Chrysotile, C) antigorite. Les triangles représentent les tétraèdres, les carrés les octaèdres (Mével, 2003).	7
Figure 5 : Schéma structural de l'unité des Schistes lustrés modifié d'après Schwartz (2000) définissant 4 unités métamorphiques pour caractériser l'unité des Schistes lustrés, sur lequel est reportée la localisation des échantillons principalement étudiés. Tableau répertoriant les échantillons associés à chaque secteur	9
Figure 6 : Evolution de la forme des spectres après traitement au cœur de l'unité des Schistes lustrés et de l'unité du Viso. Pour chaque graphique l'ordonnée correspond à un nombre de coups obtenus lors de l'analyse.....	12
Figure 7 : Représentation en carte des résultats de l'étude RSCM en bas. En haut graphique représentant les résultats reportés sur une transversale est-ouest à travers le Queyras et le Viso avec la marge d'erreur.....	13
Figure 8:La texture mesh. a) dans les serpentinites du Chenaillet (photo LPNA), b) dans les serpentinites du Rocher Blanc (photo LPNA), c) mesh et bastite au niveau du Rocher Blanc (photo LPA).	15
Figure 9: Texture de la serpentinite au niveau de Rocca Bianca. a), b) image en LPA et LPNA d'un patch d'antigorite, c) représentation schématique du même patch.	16
Figure 10:a) différentes générations de cpx au niveau du refuge du Viso (cpx1 magmatique préservé et cpx2 métamorphique), b) association chlorite/antigorite dans les unités du Viso, c) texture mesh et bastites préservées à Costa Ticino.	17
Figure 11: Spectres de références pour les différentes variétés de serpentines (Schwartz et al soumis).	17
Figure 12 : Spectres RAMAN obtenus au niveau du Chenaillet, a,b) lizardite, c) chrysotile aux jointures de grains (photo en LT), d) chrysotile sous forme de veine (photo LPNA).	18
Figure 13: a) et b) relation chrysotile lizardite dans les mesh (photo LPNA).....	19
Figure 14 : Spectres RAMAN obtenus au niveau du Rocher Blanc a) nodule de chrysotile, b) matrice à lizardite, c,d) patch d'antigorite, e) veine de chrysotile.	19
Figure 15: Spectres RAMAN obtenus au niveau de Rocca Bianca, a) plage d'antigorite, b) caractère mixte dans les mesh (photo LPNA) c,e) caractère mixte entre lizardite et antigorite, d) plage d'antigorite (photo LT).	19
Figure 16 : Spectres RAMAN obtenus au niveau du Refuge du Viso, tous les spectres sont à antigorite dans les bastites en haut et dans les mesh en bas.	20
Figure 17: Evolution de la serpentinitisation dans le complexe des Schistes lustrés. A) propagation de la lizardite au détriment des minéraux de la péridotite (ol/cpx/opx), veines de chrysotiles issues de la serpentinitisation océanique, B) transformation de la lizardite en chrysotile, patches d'antigorite à reliques de chrysotile localement, C) propagation de l'antigorite aux joints de grains premièrement puis de façon pénétratives, D) généralisation de l'antigorite et formation de pyroxènes ou d'olivines métamorphiques, E) exhumation de l'ensemble avec la formation de nouvelles veines de chrysotile	21
Figure 18: Teneur en Mg et en Al en fonction de la teneur en silice dans les serpentinites du Queyras.	23
Figure 19: Spectres des terres rares normalisés à la chondrite [Mc Donough 1995], classés en fonction des résultats de l'étude pétrographique. Les différentes données de la littérature concernant les concentrations en terres rares des serpentinites après olivine, orthopyroxène ou clinopyroxène ont été reportées à titre de comparaison.	24
Figure 20 : Teneur observé dans les différentes unités concernant les éléments : As, Sb, Rb, V, B, Cs et Pb.	25
Figure 21: représentation de la teneur des principaux éléments mobiles (Rb, As, Sb) en fonction des conditions métamorphiques. Comparaison entre les résultats de cette étude sur les serpentinites à gauche et les résultats de l'étude de Bebout et al (1999) dans les schistes de Catalina (NW USA).	27
Figure 22: Schémas de synthèse illustrant la position de l'unité des Schistes lustrés durant l'histoire alpine durant la subduction continentale (a), modifié d'après Schwartz, (2007). (b) Les unités étudiées sont positionnées dans un diagramme P-T sur lequel sont reportées les principales réactions faisant intervenir la serpentinite (modifié d'après Evans, 2004). Cela illustre le passage de l'assemblage Liz/Chr à une roche totalement à antigorite ainsi que le trajet rétrograde des roches depuis les conditions du faciès Schiste Bleu au faciès Schiste Vert. (c) Tableau de synthèse sur l'étude des serpentinites du Queyras.	28

Sommaire

Liste des abréviations

Liste des figures

I.	Introduction	1
II.	Contexte Scientifique et démarche	2
A.	Histoire alpine	2
B.	Le domaine piémontais	3
C.	Rappel sur la serpentinitisation	5
1.	Où se déroule la serpentinitisation ?	5
2.	Désertinitisation	6
3.	Propriétés des serpentinites	7
4.	La serpentinite et les différentes variétés de serpentines	7
D.	Démarche scientifique	8
1.	Stratégie	8
2.	Objectifs	9
3.	Moyens Analytiques	9
III.	Quantification thermique du complexe des Schistes lustrés et de l'unité du Viso	10
A.	Moyen analytique, Le RAMAN	10
1.	Courte histoire du RAMAN	10
2.	Applications et acquisition des données	10
3.	Avantages de la spectroscopie Raman - Incertitudes	10
B.	Le Géothermomètre	11
1.	Le graphite	11
2.	Traitement des données	11
3.	Le principe	12
C.	Résultats	13
D.	Synthèse	14
IV.	Caractérisation texturale et pétrologique des serpentinites de l'unité des Schistes lustrés, apport du RAMAN	14
A.	Texture des serpentinites	14
1.	Texture des serpentinites en lame mince	14
2.	Description par secteur	15
B.	Caractérisation des serpentinites	17
1.	RAMAN sur serpentines	17
2.	Résultats (type de serpentine le long du gradient)	18
3.	Synthèse	20
V.	Caractérisation géochimique des serpentines de l'unité des Schistes lustrés	22
A.	Compositions en éléments majeurs des minéraux serpentineux:	22
1.	Moyens analytiques	22
2.	Résultats	22
B.	Résultats obtenus pour les éléments traces	23
1.	Moyens analytiques	23
2.	Résultats	23
C.	Synthèse sur les résultats d'analyses géochimiques	26
VI.	Discussion : Caractérisation de la serpentinitisation dans le contexte alpin	27
VII.	Conclusions	29
VIII.	Perspectives d'études	30

Références Bibliographiques

I. Introduction

La notion de gradient métamorphique est reconnue depuis longtemps dans les Alpes occidentales. L'étude, la quantification et la compréhension de ce gradient sont essentielles pour comprendre l'évolution métamorphique au cours du temps et la structuration de la chaîne.

L'étude a été effectuée dans le massif du Queyras qui est géologiquement constitué par une unité appelée série des Schistes lustrés et constituée d'une épaisse série de métasédiments renfermant des lentilles de métaophiolites. Ce sont des roches ultrabasiqes issues d'une ancienne croûte océanique (basaltes, gabbros, serpentinites), métamorphisées dans les conditions du faciès schiste bleu.

Cette étude vise à caractériser l'évolution des serpentinites des Alpes occidentales, le long d'un gradient métamorphique de haute pression. Des études récentes tentent de contraindre les évolutions minéralogiques et géochimiques des serpentinites associées à l'augmentation des conditions pression-température (P-T) [Li et al, 2004]. Des outils modernes (RAMAN) permettent de différencier avec une haute résolution spatiale les différents polymorphes de serpentine (chrysotile, lizardite et antigorite). Ces mêmes outils, utilisés sur des métasédiments, permettent également de caractériser un pic de température à partir de l'organisation de la matière carbonée piégée dans ces roches enfouies lors de la subduction. Le couplage des résultats obtenus vise à calibrer en température, sur des échantillons naturels, des possibles transitions de phases des serpentines, au sein du prisme d'accrétion.

Une première approche sur le terrain a permis de caractériser l'évolution des conditions métamorphiques malgré l'empreinte rétrograde importante. Elle permet de décrire succinctement les différentes lithologies rencontrées dans le complexe des Schistes lustrés. Un échantillonnage systématique a été réalisé suivant un transect ouest-est représentant un gradient métamorphique croissant. Sur chaque zone ont été prélevés un métasédiment, une serpentinite et un gabbro. Les métasédiments ont ensuite été échantillonnés de façon plus étendue afin d'obtenir une caractérisation en température sur la totalité de l'unité.

Par la suite nous avons effectué une description texturale et pétrologique des serpentinites au microscope afin d'identifier et quantifier les phases serpentineuses présentes. La nature des serpentines est ensuite confirmée grâce à une approche par spectroscopie RAMAN. Cette étude RAMAN a été conduite en parallèle sur les Schistes pour en déduire une température du pic de métamorphisme.

Une étude géochimique sur les éléments traces réalisée de manière in-situ par LA-HR-ICP-MS a permis d'identifier la minéralogie primaire des serpentines ainsi que de caractériser le comportement des éléments mobiles (As, Sb, B, Li...) au sein du prisme.

A la fin de cette étude les données obtenues permettront de discuter l'évolution de ces serpentinites dans le contexte de l'orogénèse alpine.

II. Contexte Scientifique et démarche

Les Alpes : berceau de l'alpinisme et de l'intérêt porté à la compréhension des chaînes de montagne ; leurs situations particulières au cœur de l'Europe en font un excellent terrain de jeu pour les géologues. Et de ce fait c'est aujourd'hui « la chaîne la plus étudiée au monde » [Kissling, 1993]. De nombreux travaux ont permis de contraindre très tôt la structure des Alpes ainsi que de réaliser une reconstitution géodynamique et paléogéographique de l'Europe. Plus récemment l'apport de la géophysique a permis d'affiner, de contredire ou de corroborer certains modèles et de donner une dimension crustale à la chaîne, et non limitée aux observations de surface [Bethoux et al 2007, Lardeaux et al 2006].

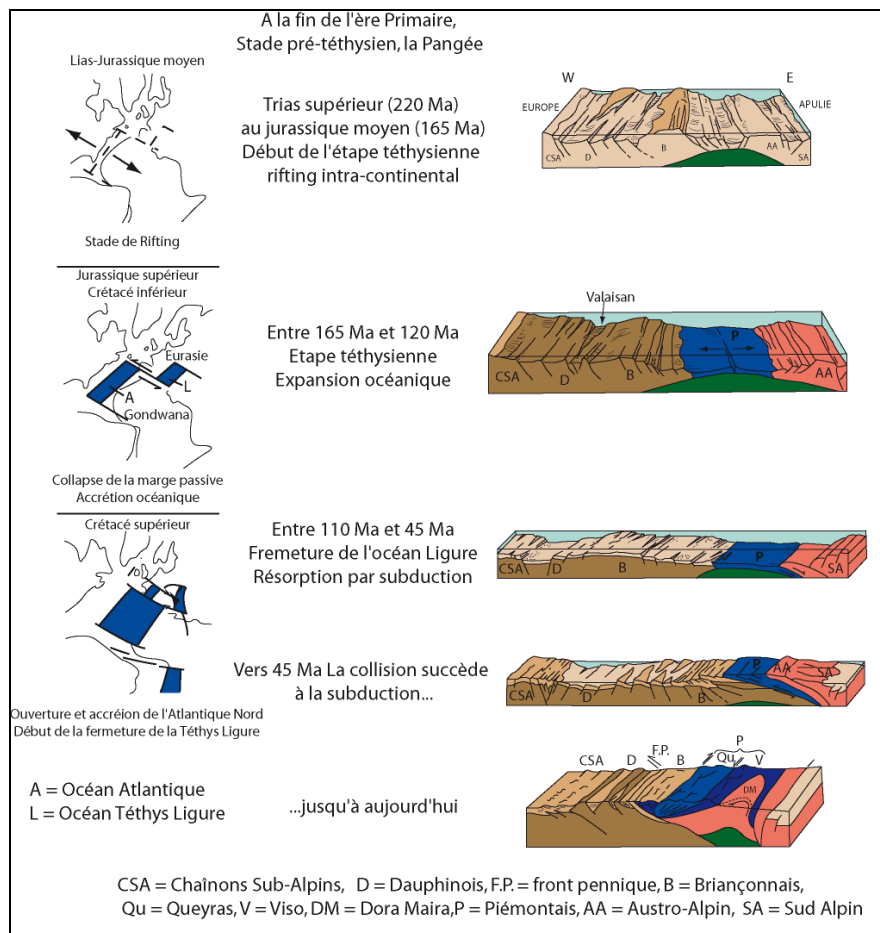


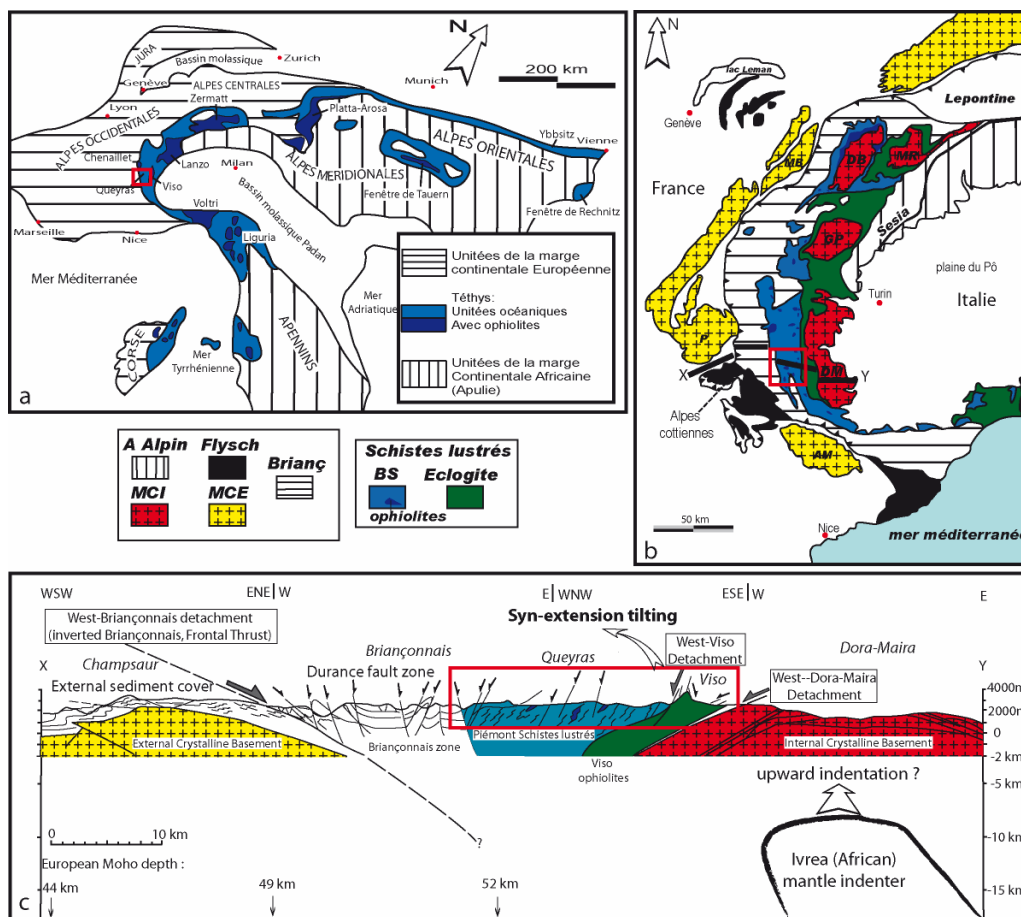
Figure 1: Evolution géodynamique et paléogéographique de l'océan atlantique et liguro piémontais, modifié d'après Lemoine et al 2000.

A. Histoire alpine

L'évolution alpine entre l'Eurasie et l'Afrique a débuté par un rifting au Trias (Fig.1) et l'ouverture d'un océan par accréion au Mésozoïque. (198±22 Ma : complexe gabbroïque ; 160-140 Ma ; premier sédiments sur ophiolites [Costa, 2001]). Il s'agit de l'étape téthysienne. Depuis le Crétacé, la convergence des plaques a induit la disparition de ce domaine océanique par subduction jusqu'à la collision entre les deux marges. Il s'agit de l'étape alpine. Cette subduction est marquée par la présence actuelle en surface de roches ayant subi un métamorphisme HP-BT depuis le faciès Schiste bleu de basse température jusqu'à UHP [Chopin, 1984, Goffé, 2004] typique des zones de collision. La collision proprement dite a débuté à l'Oligocène et se poursuit actuellement suivant une direction NW-SE [Ford et al, 2006].

La chaîne Alpine est ainsi constituée de l'empilement successif de nappes suite à cette collision. D'ouest en est, on passe du domaine continental européen au domaine externe Apulien (Austro-Alpin) en traversant le domaine océanique liguro-piémontais.

Ce domaine à affinité océanique a la particularité de former le lien d'ouest en est entre le domaine externe (continental européen) et le domaine interne cristallin de Dora Maira (continental Apulien) des Alpes de l'ouest [Agard, 2001] (Fig.2). La présente étude porte sur des échantillons à affinité océanique provenant de différents massifs ophiolitiques présents au sein de ce domaine.



B. Le domaine piémontais

Le complexe des Schistes lustrés, le massif du Chenaillet et le massif du Viso appartiennent au domaine piémontais.

Le complexe des Schistes lustrés est constitué d'une série d'une dizaine de kilomètres d'épaisseur mise en place suite à différentes phases de déformations et de compressions (Fig.2c). Il est localisé entre le massif du Chenaillet au nord-ouest et le massif écolitique du Viso à l'est. La structuration de ce complexe s'est faite pendant la subduction océanique et continentale par la formation d'un prisme d'accrétion sédimentaire incorporé par la suite dans un prisme orogénique où les différentes unités ayant subi un métamorphisme dans les conditions du faciès schiste bleu (9-12 kbar) ont été juxtaposées [Blake, 1995, Schwartz, 2000, Schwartz et al, 2001].

Le massif du Chenaillet correspond tectoniquement à l'unité supérieure de la zone piémontaise de par sa situation et sa mise en place par obduction très tôt dans l'histoire alpine. Ce massif a échappé au métamorphisme de haute pression.

L'unité du Viso est la plus basse structuralement dans le complexe des Schistes lustrés, elle présente un métamorphisme dans les conditions du faciès eclogitique ($13 < P < 19$ kbar, $\sim 500^\circ\text{C}$).

L'ensemble du complexe correspond donc à un paléo-prisme d'accrétion plissé dans lequel on observe des contacts anormaux entre différentes unités [Tricart et Schwartz 2006, Tricart, 2004] et est affecté par un métamorphisme haute pression dans le faciès schiste bleu. Les roches sont partiellement rétro-morphosées dans le faciès schiste vert mais, du fait d'une exhumation rapide, les assemblages du pic de métamorphisme en faciès schiste bleu sont préservés. L'ensemble de l'empilement piémontais est affecté par une tectonique active extensive récente provoquée par le « tilting » et la génération de failles normales tardives syncollisionnelle [Schwartz et al 2008]

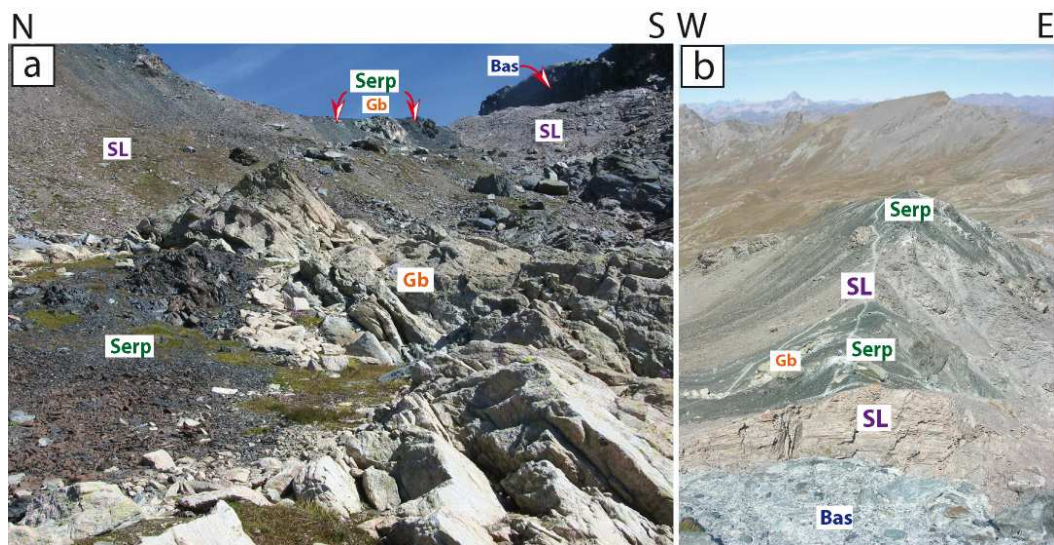


Figure 3: Organisation d'un massif ophiolitique dans la série des Schistes lustrés. Une langue de serpentinite juxtaposée à des metabasites enrobe des masses de gabbros. Le tout est emballé dans une masse de sédiments. a) Vue depuis le vallon sous Rocca-Bianca et b) vue depuis le sommet.

Dans le prisme sédimentaire on trouve des lentilles de metabasites (basaltes ou gabbros, associées à des serpentinites) plurimétriques à kilométriques représentant moins de 2% du volume total des Schistes lustrés (Fig.3). Ces lentilles sont emballées dans des métasédiments pélitiques (calcschistes, schistes, marbres) qui se sont déposés dans un océan profond. Dans le massif eclogitique du Viso la proportion est inverse avec une faible quantité de sédiments (moins de 10%) en regard des volumes de matériel purement océanique. Cela sous-entend une subduction à plus forte profondeur ; l'unité eclogitique du Viso est interprétée comme un chenal de subduction situé à la base du prisme d'accrétion. Le Queyras et le Viso représentent deux unités bien distinctes d'un point de vue lithologique.

L'ensemble de l'unité Piémontaise est représenté par les différents niveaux structuraux d'une paléozone de subduction. À l'origine la croûte océanique était constituée de manteau affleurant et renfermant des poches de gabbros surmontées de basaltes. Sur le terrain on retrouve l'association entre ces différentes lithologies.

Les Serpentinites : Objets de notre étude, elles sont issues de l'hydratation des péridotites océaniques intimement liées aux séries gabbroïques dans les dorsales lentes [Lagabrielle et Canat, 1990]. Elles sont généralement présentes sous forme de brèches associées à des ophicalcites. Elles forment des ensembles continus associés aux métagabbros et metabasaltes.

Les Métagabbros : Ils ont été échantillonnés en parallèle des serpentinites. Les travaux d'Emilie Bruant (2007), révèlent que ces gabbros ont été fortement hydratés au cours d'un hydrothermalisme hétérogène. Cela implique une hydratation en contexte océanique d'après les résultats sur les isotopes de l'oxygène [Barnicoat et Cartwright, 1997]. Cette hydratation va conditionner les transformations minérales qui surviennent lors du métamorphisme. La texture des minéraux magmatiques est conservée. Les clinopyroxènes sont plurimillimétriques à pluricentimétriques. Des amphiboles brunes (1-5 mm) sont reconnaissables. Le glaucophane métamorphique s'est développé dans toute la roche autour des pyroxènes. La lawsonite remplace généralement le plagioclase.

Les Métabasaltes : Ces metabasites sont pour la plupart d'anciens volumes de laves en coussins métamorphisés dans le faciès schiste bleu. Certaines textures en « pillow » sont encore conservées.

Les Ophicalcites : Il s'agit de sédiments détritiques sur les serpentinites et gabbros. Ils ont été mis en place dans des serpentinites fracturées associées à des filons de carbonates et des niveaux de sédiments fins à clastes de serpentinite.

Les Métasédiments : Constituant donc la majeure partie de la série des Schistes lustrés, il s'agit d'une puissante série de sédiments océaniques à forte composante argileuse d'origine détritique déposée sur le plancher océanique. Ils présentent une foliation très marquée du fait de la déformation polyphasée qui les a structurés. La présence de phengite très développée sur la foliation donne un aspect lustré à ces calcschists, c'est de là que provient le nom du complexe. Ces roches sont riches en calcite, graphite, quartz ainsi qu'en micas blancs et en albite.

C. Rappel sur la serpentinitisation

1. Où se déroule la serpentinitisation ?

La serpentinitisation est un processus d'hydratation des roches ultrabasiques qui peut intervenir à plusieurs stades de leur histoire. Elle est assurée essentiellement quand l'eau peut circuler à travers ces roches ultrabasiques. Il existe un grand nombre de réactions qui peuvent décrire la formation de serpentine, la plus commune se déroule dans un système purement magnésien : $Mg_2SiO_4 + MgSiO_3 + H_2O = Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ (ol+opx+eau=serp)

Il existe deux types de serpentinitisation :

- **La serpentinitisation océanique** :

Elle intervient dans un contexte divergent d'accrétion océanique le plus souvent associé aux rides lentes, où le manteau océanique affleure à des températures inférieures à 500°C [Mével, 2003]. L'hydratation des péridotites du manteau pendant leur exposition à l'eau de mer depuis la ride est principalement contrôlée par la circulation d'eau de mer à travers des fractures qui engendrent la formation de textures d'altérations pseudomorphiques. À faible profondeur, la

serpentinisation est contrôlée par ce système hydrothermal convectif ouvert [Fryer, 2002] ; les phases associées à la serpentine sont le talc, la brucite, l'amphibole ou la chlorite qui remplacent les minéraux de la péridotite (olivines, ortho/clinopyroxènes). La lizardite est le polymorphe dominant des serpentines. Elle s'observe sous forme d'amande avec des cœurs de péridotites plus ou moins conservés. Dans le cas des dorsales rapides, la croûte formée est plus épaisse et les roches sont soumises à un fort gradient thermique [Mével, 2003].

Le contrôle tectonique de la pénétration de l'eau dans les péridotites du manteau à des profondeurs supérieures (entre 2 et 8 km) engendre la formation de fractures thermiques et l'hydratation de l'olivine en premier lieu pour former la texture mesh (décrite plus tard) à des températures inférieures à 300°C [Andréani et al 2007]. Dans ce système, 50% de l'hydratation totale s'effectue dans un système diffusif fermé, accompagné de la génération de nouveaux types de veines.

En fonction du degré de serpentinisation on observe une diminution de SiO₂, FeO et de (CaO+MgO+FeO) dans les serpentines, et une précipitation d'oxydes de fer (par exemple magnétite) associés suivant la réaction : ol + H₂O = mag + serp (lizardite).

- **La serpentinisation au cours de la subduction :**

En système convergent, lors du passage en subduction de la croûte océanique, la flexure de la plaque perpétue le processus océanique. Les fluides circulent le long de failles reprises ou de nouvelles failles propageant la serpentinisation sur toute l'épaisseur de la croûte [Ranero et al, 2005, Faccenda et al, 2009, Kerrick 2002]. Des fragments se détachent de la plaque et se retrouvent insérés dans le prisme d'accrétion formant un mélange entre des ophiolites et les sédiments rabotés depuis la surface de la plaque : c'est le cas du Queyras. Les serpentinites entraînées en subduction présentent un passage progressif depuis l'association lizardite/chrysotile jusqu'à l'antigorite. L'ensemble de la croûte se déshydrate, d'abord les sédiments, les basaltes et les gabbros puis les serpentinites à plus forte profondeur [Rüpke et al, 2002]. Le coin mantellique sus-jacent est hydraté, formant un chenal de subduction au dessus de la plaque plongeante [Peacock, 1993]. Hilairet et Reynard (2009) proposent deux niveaux dans le chenal de subduction : un en surface épais de 8-10km où les forces de flux dominant, un plus profond de 2-3km d'épaisseur où les forces de densité dominant. Ce chenal serait stable jusqu'à plus de 600°C et 6GPa (200km). C'est la limite de stabilité de l'antigorite [Ulmer et Trommsdorf, 1995, Wunder et al, 2001].

Les données géophysiques témoignant d'une zone à vitesse réduite en surface du « slab » appuient cette théorie d'une zone hydratée dans le coin mantellique [Rondenay et al, 2008].

2. Déserpentinisation

La déserpentinisation est accompagnée de la libération d'une grande quantité d'eau dans le coin mantellique et de la formation de diapirs de serpentinites qui viennent contribuer à l'hydratation du manteau sous l'arc magmatique. Ce phénomène va jouer un rôle dans la formation des laves d'arcs et sur leurs signatures géochimiques [Hattori et Guillot, 2007, Scambelluri et al 2001, 2004].

Cette désépipentinisati3n, non observée dans cette étude, est marquée par la réaction :
 $atg = ol + talc + H_2O$.

La déshydratation libère des éléments volatils qui sont d'excellents marqueurs comme le bore, l'arsenic ou le lithium dans le coin mantellique au cours du cycle orogénique [Agranier et al 2007, Hattori et al, 2005, Padron-Navarta et al, 2008]. La déstabilisation de l'antigorite peut donner une texture caractéristique, la texture spinifex qui se présente sous la forme de grandes lames d'olivines métamorphiques [Trommsdorff et al, 1998]

3. Propriétés des serpentinites

Les principales conséquences de la serpentinisation sont:

- ❖ Considérant une serpentinisation isochimique, on observe une augmentation du volume de la roche de 35 à 48% sans mobilité des éléments majeurs [Andreani et al, 2007, Hebert et al, 1990] (car ces éléments ne sont pas évacués lors de la serpentinisation hydrothermale) accompagnée d'une chute de densité de 3,3 à 2,5g/cm³. La diminution en densité permet l'exhumation de roches (U)HP [Blake et al, 1995, Guillot et al, 2009, Yamato et al, 2007].
- ❖ Les hétérogénéités géochimiques des serpentines reflètent la nature minéralogique du protholithe initial ce qui est discuté dans la Section V [Deschamps et al, 2010].

En plus de la capacité à stocker et transporter l'eau, la faible viscosité des serpentinites en fait une roche qui gouverne les processus de transfert de matière et d'exhumation des roches HP [Gorczyk et al, 2007, Guillot et al, 2009] :

- ❖ La résistance des péridotites serpentinisées à seulement 20% est similaire à celle d'une péridotite totalement serpentinisée [Christensen, 2004].
- ❖ La rhéologie de la plaque subduite a changé du fait du remplacement de l'olivine par la lizardite en contexte océanique et de la transition depuis l'association lizardite/chrysotile vers l'antigorite pendant la subduction [Boudier et al, 2010]. Ceci va avoir un impact sur la sismicité.

4. La serpentinite et les différentes variétés de serpentines

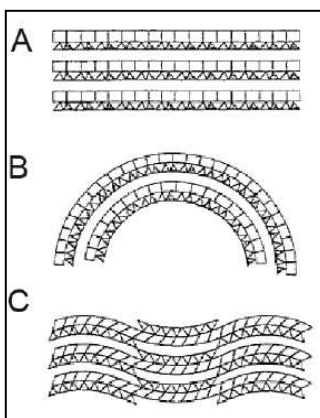


Figure 4: Structures cristallographiques des serpentines. A) lizardite, B) Chrysotile, C) antigorite. Les triangles représentent les tétraèdres, les carrés les octaèdres (Mével, 2003).

La serpentinite tire son nom du latin *serpentinus*, qui se réfère à sa couleur verte et son aspect parfois proche des écailles de serpent. Elle est une phase d'altération classique des ophiolites mais a été définie bien avant. La serpentine fait partie du groupe des phyllosilicates hydratés, c'est le minéral qui constitue l'essentiel de la serpentinite. Sa composition idéale est $Mg_3SiO_5(OH)_4$. Sa structure cristallographique est marquée par l'alternance d'une couche tétraédrique silicatée et d'une couche octaédrique magnésienne (motif TO). Il y a un décalage entre ces deux couches et de ce fait les serpentines présentent plusieurs processus pour compenser ce déséquilibre. Cela donne les différentes variétés observables.

Elle est associée à la brucite, au talc et à des oxydes de fer. Il existe un grand nombre de polymorphes de la serpentine dont trois principales variétés [Moody, 1976] ont pu être identifiées et analysées durant cette étude. Il s'agit du chrysotile, de la lizardite et de l'antigorite. Ces variétés sont issues de la serpentinisation de pyroxènes (ortho/clino) ou d'olivines.

La lizardite dont les tétraèdres ont subi une légère rotation (Fig.4A) est une variété trouvée dans la lithosphère océanique ou dans les roches de bas degré métamorphique [Auzende et al, 2004].

Le chrysotile présente une structure cylindrique et est caractérisé par des fibres ou baguettes creuses du fait de l'enroulement des feuillettes (Fig.4B). La lizardite et le chrysotile sont considérés comme polymorphes mais pas l'antigorite [Wicks et Whittaker, 1977].

L'antigorite est la variété de haute pression, stable jusqu'à 650-700°C [Ulmer et Trommsdorf, 1995, Wunder et al, 2001]. Cette variété est celle dont la structure minérale est la mieux organisée [Padron-Navarta et al, 2008] sous forme de feuillettes à changement de polarité périodique (Fig.4C). Elle est considérée comme monoclinique et remplace la lizardite ou le chrysotile préexistant quand la serpentinite subit un métamorphisme prograde au-delà des conditions supérieures du faciès schiste vert [Moody, 1976]. L'antigorite présente souvent une texture non pseudomorphique à la différence des deux autres variétés [Auzende et al, 2006].

D. Démarche scientifique

1. Stratégie

Nous nous intéressons à la partie constituée par le prisme d'accrétion (Queyras) et au chenal de subduction via le massif éclogitique du Viso. Il est admis que la série présente une augmentation des conditions P-T suivant la direction ouest-est [Agard, 1999, Agard et al, 2001, Ballèvre et Lagabrielle, 1994, Caron, 1979, Gabalda et al, 2008, Tricart et Schwartz, 2006]. L'échantillonnage a de ce fait été réalisé sur différents massifs métaophiolitiques dans le complexe des Schistes lustrés sur une transversale d'ouest en est. Sur chaque secteur, nous avons prélevé systématiquement un triplet de roche, à savoir serpentinite, métagabbro et métasédiment. Les serpentinites choisies devaient avoir une texture océanique conservée pour s'affranchir des effets liés à la déformation alpine.

Cette étude s'est largement axée autour de l'étude du couple serpentinite/métasédiments de 5 secteurs clés (Fig.5), plus un prélèvement réalisé au niveau du massif du Chenaillet à titre de comparaison. Ce massif constitue une référence car ayant échappé au métamorphisme HP-BT. Plusieurs échantillons provenant du Viso ont également été mis à disposition. Ces derniers représenteront, comme indiqué plus tôt, le chenal de serpentinite situé sous le prisme d'accrétion. Un échantillonnage de métasédiments a été réalisé de façon plus dispersée sur une grande partie du Queyras et dans le massif éclogitique du Viso. Grâce à ces métasédiments une caractérisation en température a pu être effectuée (Chapitre III) sur l'ensemble de l'unité piedmontaise ainsi que le calibrage en température des serpentinites lorsque celles-ci y étaient associées. Cette étude va également permettre de caractériser l'apparition et la disparition des différentes phases serpentineuses dans les serpentinites en fonction de la température.

Les lames minces ont été réalisées au département de Géologie et Pétrologie de l'Université de Saint-Étienne sur les métagabbros et les serpentinites. De plus, des lames épaisses ($\approx 150 \mu\text{m}$) pour les 6 échantillons de serpentinites (Chenaillet, Viso et serpentinites associées aux Schistes lustrés) ont été préparées, en vue de réaliser des analyses géochimiques *in situ* pour mesurer les concentrations en éléments majeurs et traces.

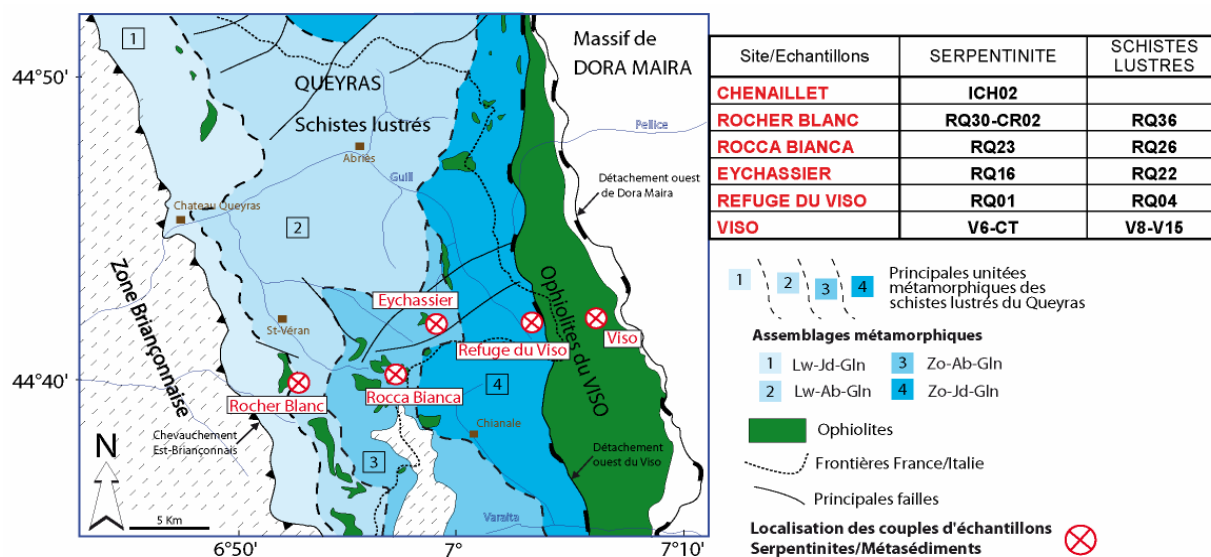


Figure 5 : Schéma structural de l'unité des Schistes lustrés modifié d'après Schwartz (2000) définissant 4 unités métamorphiques pour caractériser l'unité des Schistes lustrés, sur lequel est reportée la localisation des échantillons principalement étudiés. Tableau répertoriant les échantillons associés à chaque secteur

2. Objectifs

Les objectifs de cette étude ont été de quantifier le pic thermique dans les métasédiments du complexe des Schistes lustrés et du massif éocrotonique du Viso grâce à la spectroscopie RAMAN. Cela va permettre de caractériser la structure thermique dans ces unités, à savoir identifier l'évolution de la température d'ouest en est (gradient, discontinuités ou continuités).

Ensuite nous caractériserons les textures des différentes serpentinites échantillonnées, la relation entre les différentes phases serpentineuses présentes (antigorite, lizardite, chrysotile) et leurs proportions en fonction de la température, pour quantifier les transitions de phases serpentineuses.

Nous chercherons à observer le comportement des éléments mobiles dans les différentes phases serpentineuses en fonction des conditions P-T et utiliserons les spectres des terres rares pour caractériser la minéralogie primaire de la péridotite serpentinisée.

Pour finir nous mettrons en relation les évolutions géochimiques entre sédiments et serpentinites et utiliserons l'ensemble des résultats pour mieux comprendre l'évolution des ophiolites dans le contexte alpin.

3. Moyens Analytiques

Les méthodes d'analyses utilisées sont :

- ❖ La microscopie optique pour l'étude pétrologique et texturale.
- ❖ La spectroscopie RAMAN sur les métasédiments et sur les serpentinites à l'ENS Lyon.

❖ La microsonde électronique pour obtenir la teneur en éléments majeurs des serpentines à l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand.

❖ Le LA-HR-ICP-MS pour caractériser les concentrations en éléments traces dans les serpentines à l'Université Montpellier 2.

III. Quantification thermique du complexe des Schistes lustrés et de l'unité du Viso

A. Moyen analytique, Le RAMAN

1. Courte histoire du RAMAN

La découverte du principe de diffusion Raman est à mettre au compte du physicien indien Chandrashekhara Venkata Râman. Ses études sur l'interaction entre la lumière et la matière ont permis en 1928 de mettre en évidence le fait que l'énergie d'un photon diffusé par un matériau est différente de celle du photon incident. Cette diffusion est inélastique et intervient lors de l'interaction entre le photon incident et la molécule ciblée. Le décalage Stokes ou anti-Stokes obtenu en longueur d'onde est caractéristique de chaque matériau, et n'est pas dépendant de la longueur d'onde d'excitation utilisée. Cela permet d'analyser un échantillon à partir de n'importe quelle source de lumière.

2. Applications et acquisition des données

Lors de notre étude, la spectroscopie RAMAN a été utilisée à deux fins :

- Premièrement sur les métasédiments (échantillons macro et lames minces), comme géothermomètre [Beyssac et al, 2002].
- D'autre part sur les serpentinites (lames minces), afin de caractériser les variétés minéralogiques présentes, et les polymorphes serpentiniteux coexistant (Section IV).

Le spectromètre utilisé est un HORIBA Jobin Yvon. Le récepteur est un réseau de type LabRam HR 800 (800 mm correspondant à la longueur focale), de 1800 traits/mm ou 600 traits/mm selon que l'on réalise une acquisition respectivement sur des serpentinites ou sur des schistes. La longueur d'onde du faisceau laser Ar⁺ se situe dans le visible à 514.53 nm.

On utilise un objectif x100 pour les serpentinites à une puissance de 10mW, un objectif x100 à une puissance de 695 µW pour les échantillons macro, et un objectif x50 à 700 et 1mW pour les lames minces dans le cas des schistes.

3. Avantages de la spectroscopie Raman - Incertitudes

Cette méthode permet des mesures in-situ sur lames minces ou directement sur échantillons macroscopiques sans préparations préalables. Il s'agit d'une analyse non destructive préservant les échantillons. Le temps d'acquisition est court : 4 minutes par couple de spectre basse et haute fréquence pour une serpentine, 1 minute pour un spectre sur matière carbonatée.

Différentes sources d'incertitudes peuvent affecter l'estimation des températures avec la méthode de Spectroscopie Raman sur Matière Carbonée (RSCM):

- l'hétérogénéité de la MC à l'échelle de la lame mince ou de l'échantillon. La réalisation de mesures répétées sur chaque échantillon atténue ce caractère et permet de donner une température moyenne sur une lame mince ou un échantillon.
- l'écart type (SD) pour le rapport R2 (décrit plus tard) sur un même échantillon est en général aux alentours de 0.03 avec un maximum à 0.066 ce qui équivaut à une incertitude de $\pm 29^{\circ}\text{C}$. En moyenne cette incertitude est située entre ± 8 et $\pm 16^{\circ}\text{C}$. Cette incertitude est engendrée par la technique et la méthode de traitement des spectres. Elle peut également provenir de la MC ou d'une graphitisation non homogène de la matière organique [Beysac et al, 2003].
- on considère que les facteurs autres que le métamorphisme affectant la structure de la MC ne contribuent pas à plus de quelques degrés sur l'incertitude de l'estimation du pic de température [Beysac et al, 2004].

B. Le Géothermomètre

1. Le graphite

La spectroscopie RAMAN appliquée sur les métasédiments utilise les propriétés minéralogiques du graphite issue de la transformation de la matière organique en matière carbonée durant le processus métamorphique [Beysac et al, 2002, 2003]. Les spectres obtenus présentent deux pics caractéristiques dans le premier ordre (1100 et 1800 cm^{-1}). Dans cette gamme de longueur d'onde, on s'affranchit des interférences avec d'autres minéralisations comme la calcite (pic à 1087 cm^{-1}). La déconvolution de ces spectres montre 4 pics significatifs. Une bande centrée vers 1600 cm^{-1} correspondant à la vibration caractéristique du carbone dans le graphite (bande G). Les trois autres bandes (D1, D2, et D3) sont attribuées à des défauts dans la structure cristallographique du graphite.

La taille des bandes attribuées à ces pics évolue significativement en fonction de l'organisation minéralogique qui est dictée par le degré de métamorphisme subit par le sédiment [Beysac et al, 2002, 2003]. En utilisant cette propriété, l'étude de Beysac et al (2002) sur des métasédiments alpins notamment, a permis la mise au point d'un géothermomètre. L'intérêt est que l'organisation de la structure du graphite acquise sous l'effet d'une certaine température est irréversible et n'est pas affectée lors du trajet rétrograde des roches.

Cette méthode permet d'avoir un thermomètre performant entre 330 et 650°C avec une incertitude de $\pm 50^{\circ}\text{C}$ [Beysac et al 2002, Negro et al 2006]. On peut dès lors caractériser un pic de température.

2. Traitement des données

Dans un premier temps, les spectres sont traités avec le logiciel PeakFit v4 en effectuant une correction de la ligne de base puis en réalisant la décomposition du signal suivant les 4 pics majeurs (D1, D2, D3, G) suivant des lois de Voigt. Une série d'ajustement est ensuite réalisée pour se rapprocher du signal réel. Les résultats de la déconvolution pour une partie des spectres sont représentés dans la Figure 6. Pour tous les traitements de l'étude, r^2 est supérieur à 0.95.

Les pics D1 et D2 ont été respectivement fixés à 1355 cm^{-1} (1350 cm^{-1} [Beyssac et al, 2002]) et 1620 cm^{-1} . Le pic G est laissé libre et oscille autour de 1585 cm^{-1} selon les échantillons (1580 cm^{-1} [Beyssac et al, 2002]). Le pic D3, plus difficile à situer, est en général proche de 1500 cm^{-1} comme Beyssac et al (2002). On utilise l'aire sous ces pics pour le traitement des données.

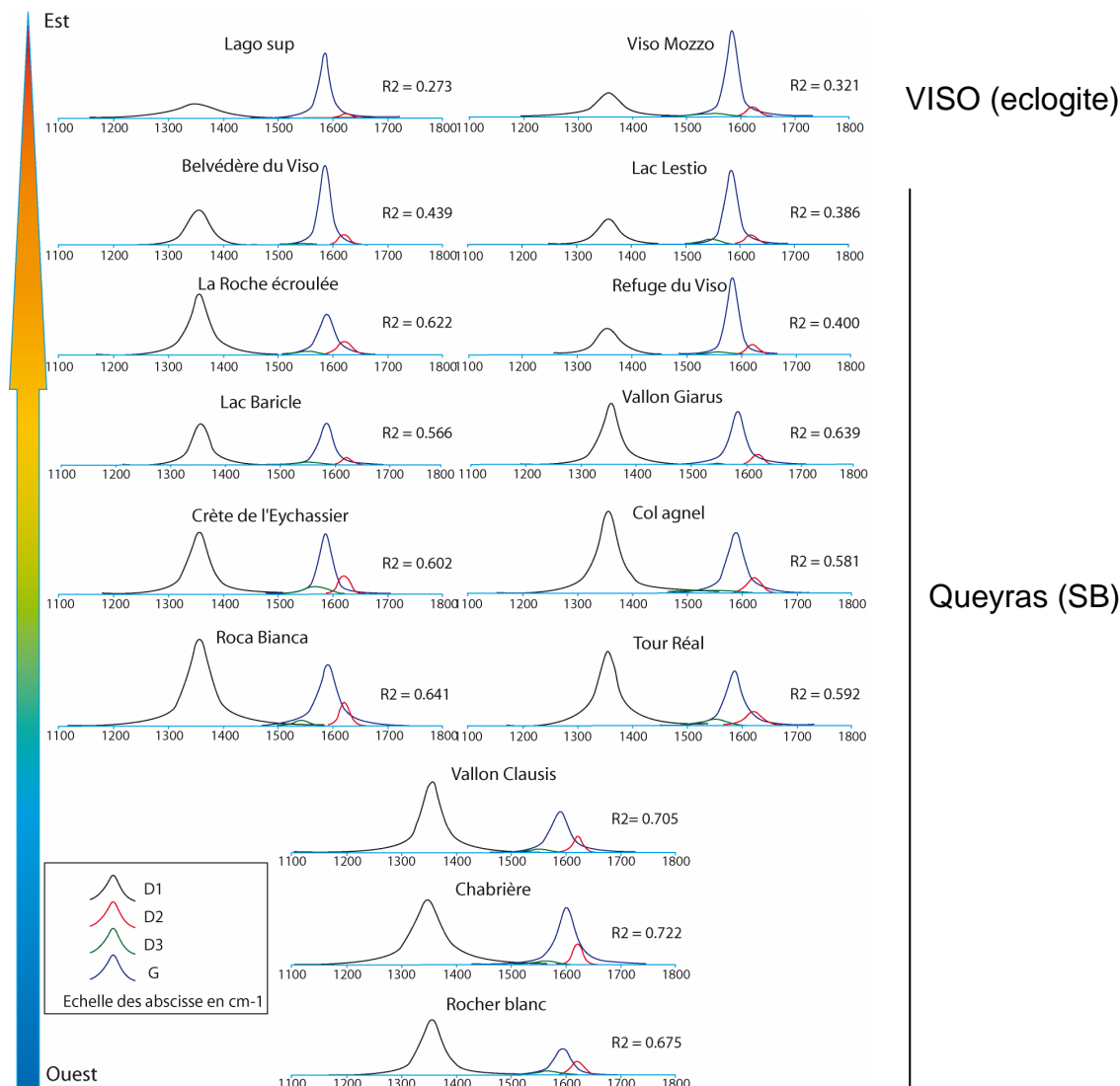


Figure 6 : Evolution de la forme des spectres après traitement au cœur de l'unité des Schistes lustrés et de l'unité du Viso. Pour chaque graphique l'ordonnée correspond à un nombre de coups obtenus lors de l'analyse. Le code couleur correspond à celui de la carte de la figure 7.

3. Le principe

Une relation linéaire a été mise en évidence par Beyssac et al (2002), suivant l'équation (1) qui se base sur une diminution du rapport R2 avec l'augmentation de la température. Le rapport R2 (équation (2)) est un témoin du degré d'organisation du graphite. Si R2 augmente cela veut dire que le degré d'organisation du minéral diminue.

$$(1) T_{\max} (\text{°C}) = -445R2 + 641 \quad R^2=0.96$$

$$(2) R2 = \frac{D1}{G + D1 + D2}$$

Le pic G est le seul à apparaître dans le cas d'un minéral de graphite parfaitement cristallisé. Rahl et al (2005) dans leur étude utilisent une autre relation, équation (4), qui utilise le rapport R2 et le rapport R1 (équation (3)). Cette méthode donne des résultats proches de ceux obtenus grâce à l'équation (1) pour la plupart des zones mais certaines valeurs obtenues sont totalement aberrantes, elle n'a donc pas été utilisée.

$$(3) R1 = \frac{D1}{G}$$

$$(4) T_{\max} (^{\circ}\text{C}) = 737.3 + 320.9R1 - 1067R2 - 80.638R1^2$$

C. Résultats

Le géothermomètre décrit a été utilisé sur les métasédiments échantillonnés et sur des lames minces représentant une trentaine de secteurs dans le complexe des Schistes lustrés et dans l'unité du Viso. Les résultats obtenus se situent dans une gamme de températures comprises entre 322°C et 519°C. Cela reste dans la gamme couverte par le thermomètre.

L'ensemble des résultats sont synthétisés dans la Table présentée en annexe I.A et sont reportés géographiquement sur la carte et la coupe présentée dans la Figure 7 ainsi que dans les coupes correspondantes en annexe I.B.

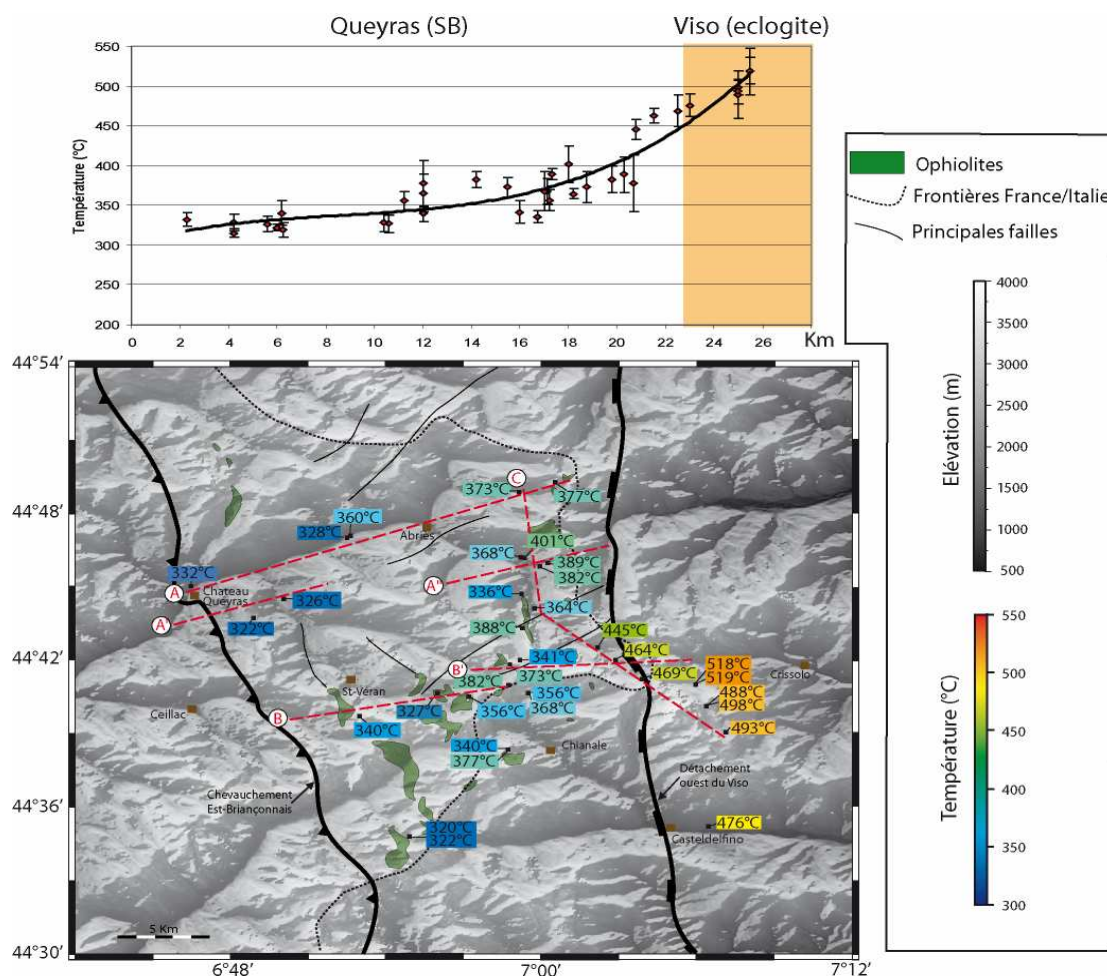


Figure 7 : Représentation en carte des résultats de l'étude RSCM en bas. En haut graphique représentant les résultats reportés sur une transversale est-ouest à travers le Queyras et le Viso avec la marge d'erreur.

Dans le complexe des Schistes lustrés, la température reste relativement homogène dans les unités les plus à l'ouest (322-360°C). Dans ces zones de plus bas degré métamorphique (zone 1 et 2 de la figure 5), on observe un gradient thermique d'environ 5°C par kilomètre (coupe Fig.7 et coupe B en annexe I.B).

Les échantillons provenant de la zone présentant des assemblages de plus haut degré métamorphique (zone 4 de la Figure 5, assemblage zo-jd-gln [Schwartz 2000]) présentent tous une température supérieure à 364±6°C avec un maximum au niveau du lac Lestio à 469±20°C à proximité du détachement ouest du Viso. La valeur minimum est observée au niveau de la Roche Ecroulée à la limite avec la zone 3 présentant un assemblage métamorphique de plus bas degré.

Dans ces unités de plus haut degré métamorphique, les variations d'ouest en est sont plus conséquentes et le gradient de température est beaucoup plus fort, de l'ordre de 18°C par kilomètre, et se prolonge entre le complexe des Schistes lustrés et l'unité éclogitique du Viso (coupe Fig. 7 + coupe B' en annexe I.B). Ce gradient ne semble pas seulement orienté E-W mais également NNE-SSW. Cela est mis en évidence notamment le long de la vallée du Guill entre l'Echalp et le lac Lestio. On passe de $367\pm 16^{\circ}\text{C}$ à $469\pm 20^{\circ}\text{C}$, suivant un gradient de 10°C par kilomètre (coupe C, annexes I.B).

Dans le massif éclogitique du Viso les données obtenues grâce au thermomètre RAMAN sont comprises entre $476\pm 23^{\circ}\text{C}$ au niveau de Verne et $519\pm 16^{\circ}\text{C}$ au Lago Superiore.

D. Synthèse

Le complexe des Schistes lustrés est caractérisé par un gradient moyen de 7.9°C par kilomètres sur la transversale entre le Rocher Blanc et le refuge du Viso. Ces résultats sont en adéquation avec les études déjà réalisées dans les Schistes lustrés et qui utilisent le même géothermomètre [Agard et al, 2001 repris par Beyssac, 2002 puis Gabalda, 2008]. Cependant définir un gradient unique est délicat, le faible gradient métamorphique [Caron, 1979, Agard, 2001, Schwartz, 2000] s'accroît plus on se dirige vers l'est. La structure thermique de la paléozone de subduction est conservée. Il n'y a pas eu de réchauffement majeur après le pic de pression ni de perturbation tectonique ayant désorganisé la séquence [Gabalda et al, 2008, Agard et al, 2001].

Le saut de métamorphisme entre les unités des Schistes bleus du Queyras et les éclogites du Viso décrit dans la littérature [Ballèvre et al, 1990, Schwartz, 2000] n'est de ce fait pas évident si l'on se réfère seulement aux résultats de température. La physionomie des spectres du lac Lestio ou du refuge du Viso est très semblable à celle du spectre du Viso-Mozzo (Fig.6). Cela ne remet pas en cause l'appartenance à deux unités différentes du complexe des Schistes lustrés et du Viso. La distinction lithologique décrite plus tôt ainsi que les données concernant la pression différencient bien ces deux unités. En revanche cela conduit à se poser des questions sur le grand détachement ouest du Viso. Cette grande faille normale ne provoque pas de saut de température entre les unités SB du Queyras et les unités éclogitiques du Viso.

IV. Caractérisation texturale et pétrologique des serpentinites de l'unité des Schistes lustrés, apport du RAMAN

A. Texture des serpentinites

1. Texture des serpentinites en lame mince

Deux caractères texturaux hérités de l'océanisation sont bien distincts dans les roches étudiées :

- ❖ La texture de type mesh est bien reconnaissable sur toutes les lames du complexe des Schistes lustrés (Figs.8, 10c). Ce maillage est formé d'amandes ou de sabliers plus ou moins anguleux de 200 µm de moyenne. Cela correspond à des pseudomorphes d'olivines serpentinisées de façon isotrope sous la forme de pyramides hexagonales ou de cônes [Viti et Mellini, 1998]. On trouve parfois encore des cœurs d'olivines conservés au niveau du Chenaillet. Les joints de grains sont soulignés par des oxydes de façon continue ou discontinue selon la proportion d'oxydes et le

degré de serpentinisation. La bordure de ces mesh est d'aspect fibreux avec un développement des fibres perpendiculaires à la limite de grains comme décrit par Evans, 2004 et O'Hanley, 1996.

- ❖ La texture dite en bastite matérialise la trace d'anciens pyroxènes (Fig 8c). Cette empreinte est conservée malgré la serpentinisation. Les anciens clivages du pyroxène sont souvent reconnaissables.

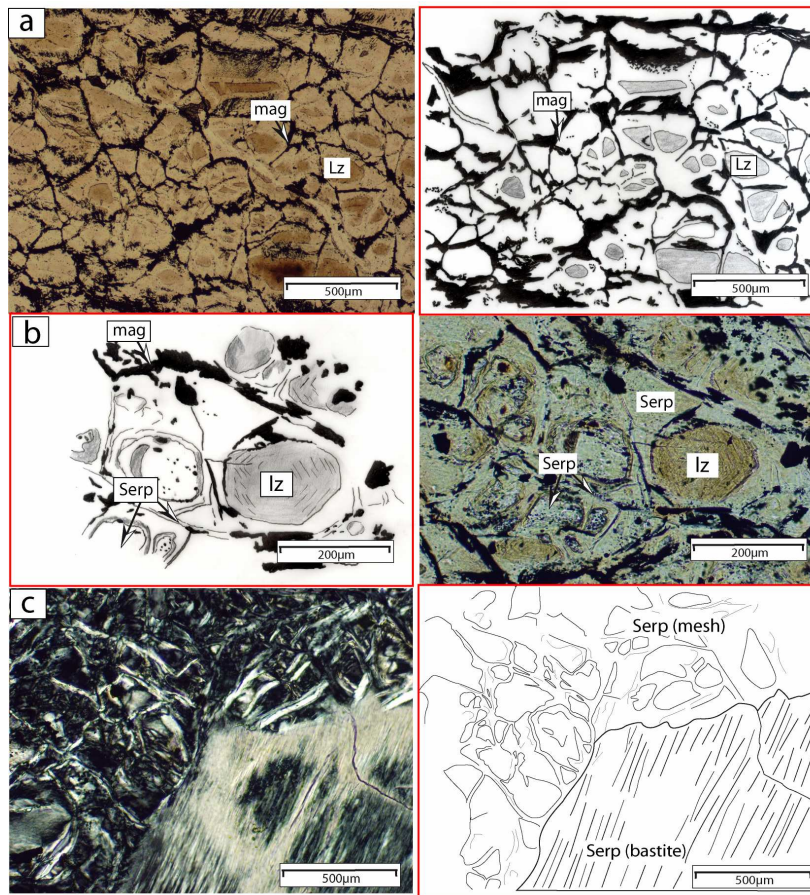


Figure 8: La texture mesh. a) dans les serpentinites du Chenaillet (photo LPNA), b) dans les serpentinites du Rocher Blanc (photo LPNA), c) mesh et bastite au niveau du Rocher Blanc (photo LPA).

Ces textures dépendantes de la minéralogie primaire de la péridotite ont souvent été décrites [Viti et Mellini, 1998 ou encore Wick et Whittaker E.J.W., 1977]. Il semblerait que les pyroxènes soient affectés plus tardivement par la serpentinisation (on trouve encore des pyroxènes conservés au Chenaillet et au Rocher Blanc), ceci est en accord avec les observations naturelles ou expérimentales [Martin et Fyfe, 1970, Mével, 2003, Allen et Seyfried, 2003].

L'observation des lames minces présentant un degré de métamorphisme de plus en plus élevé révèle que l'antigorite se développe de plus en plus aux joints de grains sous formes de lames pénétratives et selon des grandes plages. Dans les roches de haut degré métamorphique constituées essentiellement d'antigorite, les oxydes forment des successions de petits nodules. Cela forme des auréoles paragranaulaires discontinues.

2. Description par secteur

- **Le Chenaillet (200-250°C)**

Cette roche, ayant seulement subi une serpentinisation océanique, présente des textures de types mesh et bastite. Les clinopyroxènes sont partiellement ou totalement préservés. Les amandes et les textures en sablier sont bien développées (Fig.8a).

- **Le Rocher Blanc (330-340°C)**

Ce sont les échantillons de la série les plus à l'ouest et caractérisés par les conditions P-T les plus faibles. La serpentine est présente sous forme de bastites (20%) plurimillimétriques à centimétriques, mais la lame est largement dominée par une texture de type mesh (Fig.8b). Les mailles mesurent de quelques centaines de microns à moins de 100 microns. Des veines secondaires de chrysotiles larges de 100 à 200 microns recoupent la texture. Des domaines clairs (patches) à fort relief surimposés à la texture se développent (Fig.13), ils couvrent moins de 1% de la lame.

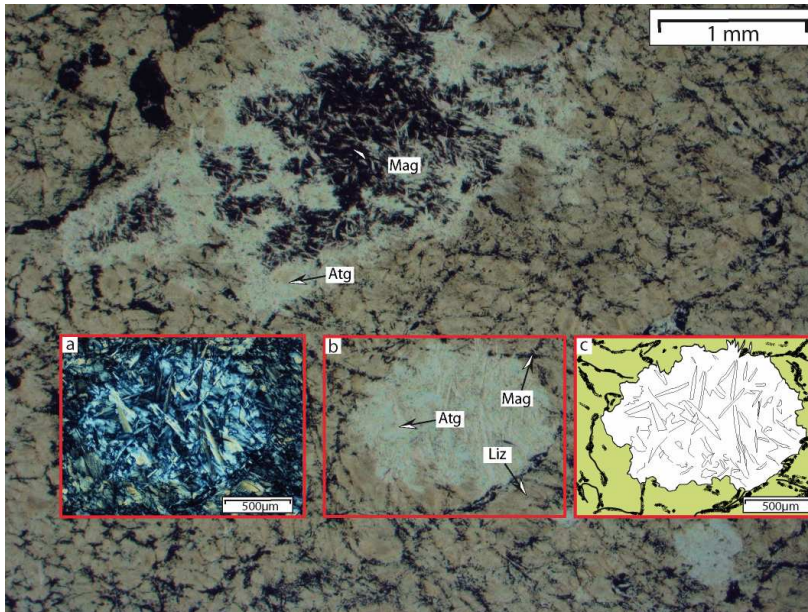


Figure 9: Texture de la serpentinite au niveau de Rocca Bianca. a), b) image en LPA et LPNA d'un patch d'antigorite, c) représentation schématique du même patch.

- **Rocca Bianca (356°C)**

La texture mesh domine toujours largement et la forme d'anciens pyroxènes n'est pas reconnaissable. En revanche, on observe de nombreux patches nébuleux blancs qui tranchent au regard de la texture maillée régulière. Ces patches ne

présentent pas de formes géométriques particulières et il est délicat de savoir s'ils résultent de la pseudomorphose d'un minéral primaire ou non. Dans les patches les plus conséquents (plurimillimétriques) les oxydes se sont concentrés au cœur (Fig.9).

- **Crête de l'Eychassier (373°C)**

Dans cette lame, on reconnaît encore d'anciens bastites. La texture mesh apparaît très peu développée du fait de la faible concentration en oxyde pour la souligner. L'antigorite est largement développée aux joints de grains ou de façon pénétrative sous forme de lames fines de quelques microns à dizaines de microns.

- **Refuge du Viso (464°C)**

La physionomie de la lame est très proche de celle du Rocher Blanc. Les bastites constituent 20-25% de la roche totale. Le clivage des anciens pyroxènes est localement toujours reconnaissable. Du pyroxène frais est parfois observable au sein des bastites. La texture mesh soulignée par les oxydes est toujours bien développée et ne souffre d'aucune déformation mais les oxydes se regroupent en petits nodules formant un quadrillage un peu plus discontinu, aucune foliation n'est visible. Des pyroxènes et des olivines métamorphiques se sont développés en recoupant la texture mesh (Fig.10a). Ces minéralisation ont pu suivre la relation : $Atg = 18 Fo + 4 Tlc + 27 H_2O$

- **Viso (480-520°C)**

Ces serpentinites proviennent du Lago Superiore (V6) et de Costa Ticino (CT). La roche est principalement composée d'antigorite. Dans V6 la serpentinite présente une foliation reprise par

une phase de déformation engendrant la formation de microplis. Des grandes plages millimétriques formées d'une agglomération de minéraux (<100 microns) apparaissent, présentant des teintes de polarisation révélant des chlorites qui sont les témoins de la déstabilisation de l'antigorite à forte profondeur (Fig.10b). A Costa Ticino, la texture initiale de la roche est encore visible localement et la taille des grains d'antigorite révèle les anciens bastites et les anciennes zones de mesh (Fig.10c).

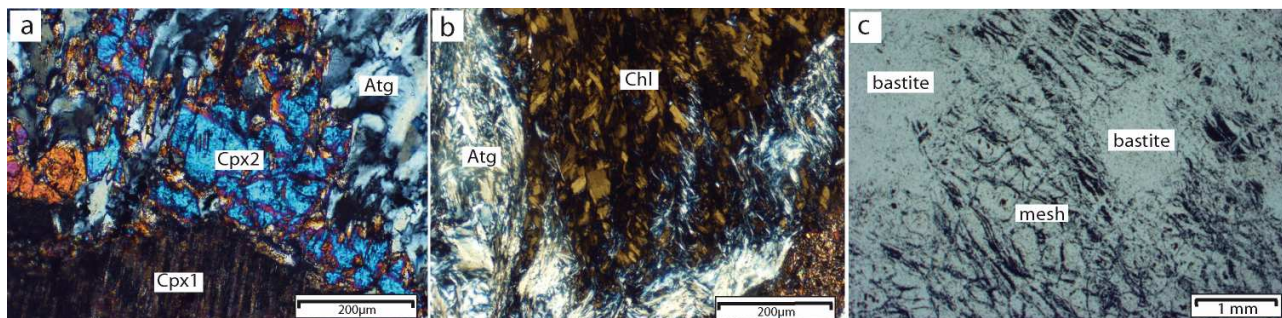


Figure 10:a) différentes générations de cpx au niveau du refuge du Viso (cpx1 magmatique préservé et cpx2 métamorphique), b) association chlorite/antigorite dans les unités du Viso, c) texture mesh et bastites préservées à Costa Ticino.

La préservation des textures de type mesh et bastites à tous les niveaux témoigne d'un processus de serpentinisation qui opère de façon statique sans perturber la texture initiale et ce, quelque soit le degré de métamorphisme. Nous n'observons pas de brucite dans les lames étudiées.

B. Caractérisation des serpentinites

1. RAMAN sur serpentines

La distinction entre lizardite, chrysotile et antigorite est difficile à faire en microscopie. La spectroscopie RAMAN va être un moyen d'analyse discriminant.

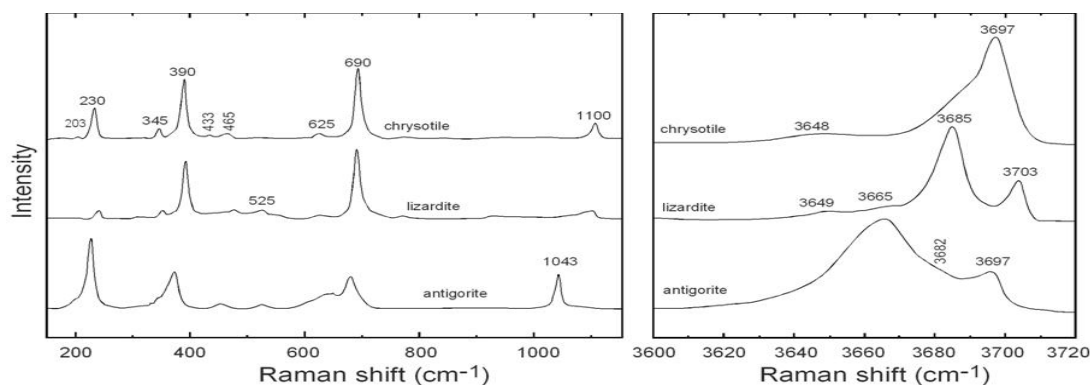


Figure 11:Spectres de références pour les différentes variétés de serpentines (Schwartz et al soumis).

Des études récentes [Andréani et al, 2007, Auzende et al, 2004, Groppo et al, 2006, Rinaudo et al, 2003] ont permis d'établir des spectres de références pour les différentes variétés de serpentines (Fig.10). Dans les basses fréquences (200-800 cm^{-1}), et en conditions ambiantes le signal des différentes variétés est similaire [Auzende et al, 2004]. *Une synthèse sur la signification de chacun des pics est décrite en annexe II.* En revanche, on utilise ces spectres de référence pour caractériser les variétés présentes dans chacune des zones d'études.

2. Résultats (type de serpentine le long du gradient)

Dans les basses fréquences ($<1200\text{ cm}^{-1}$) on observe trois pics majeurs quasiment invariants pour toutes les variétés de serpentinites, entre 233 et 235, 383 et 388 puis entre 690 et 693 cm^{-1} . En ce qui concerne l'antigorite, ces pics sont sensiblement décalés dans des longueurs d'ondes inférieures 230, 376 et 378, 680 et 682 cm^{-1} et un pic est remarquable à 1043 cm^{-1} . Pour la lizardite une bande large mais peu intense est développée entre 1050 et 1100 cm^{-1} . On remarque aussi une bande étendue aux alentours de 930 cm^{-1} . Pour le chrysotile on observe une bande unique mieux contrainte à 1100 cm^{-1} .

Dans les hautes fréquences la lizardite est caractérisée par une bande à 3685 cm^{-1} et une bande bien définie à 3703 cm^{-1} . Le chrysotile est caractérisée par une bande large unique entre 3695 et 3699 cm^{-1} . Pour ces deux variétés, on note la présence d'une épaule remarquable plus ou moins développée à 3650 cm^{-1} . Pour l'antigorite les pics principaux sont décalés entre 3665 et 3670 cm^{-1} et entre 3697 et 3700 cm^{-1} .

• Le Chenaillet

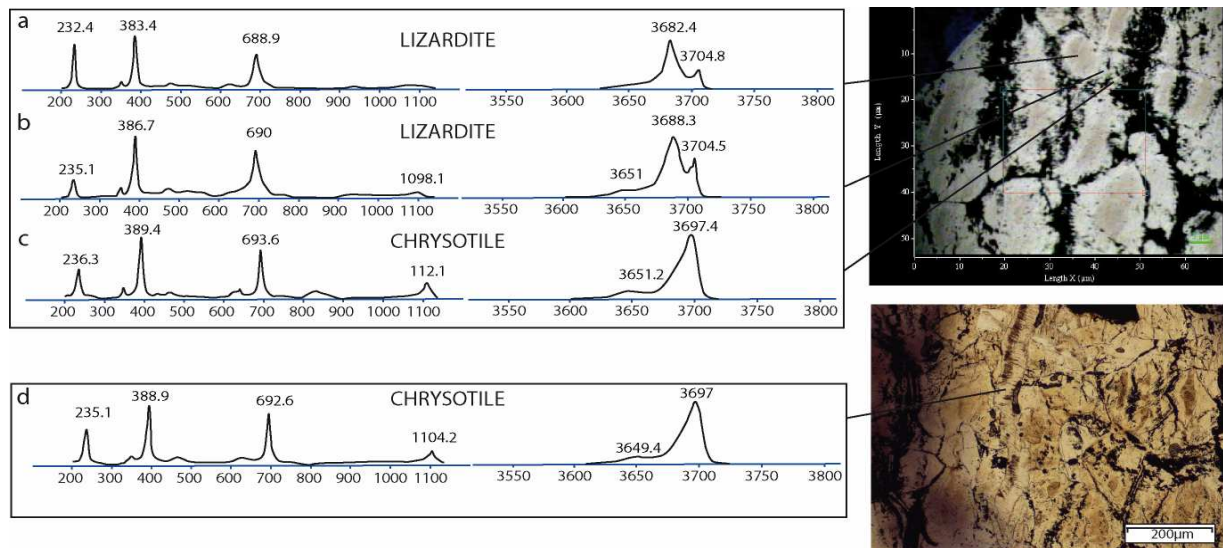


Figure 12 : Spectres RAMAN obtenus au niveau du Chenaillet, a,b) lizardite, c) chrysotile aux jointures de grains (photo en LT), d) chrysotile sous forme de veine (photo LPNA).

Ce massif présente une faible empreinte P-T ($P < 4\text{ kbar}$ et $T \sim 200\text{-}300^\circ\text{C}$). La serpentinisation est dominée par le développement d'une texture de type mesh.

Les roches sont caractérisées par la présence de lizardite et de chrysotile, ce dernier étant présent aux joints de grains ou sous la forme de veines secondaires pénétratives recoupant la texture et associée aux fractures vecteurs de la circulation de fluides développées pendant la serpentinisation océanique (Fig.12d). Localement, le chrysotile s'observe sous la forme de veines qui longent les bastites.

• Le Rocher Blanc (330-340°C ; 9-10kbar)

Nous allons pouvoir grâce au RAMAN faire la distinction de façon précise entre les variétés de serpentine, là où la description par microscopie s'est révélée insuffisante.

La texture mesh est marquée par la présence de lizardite. Les patches à fort relief décrits précédemment sont constitués d'antigorite (Fig.14c/d). Ces patches enrobent des petits cœurs de chrysotile au niveau de la lame CR02 (fig.14a).

Ces reliquats de chrysotile représentent une proportion inférieure à 2%. Des veines de

chrysotile recourent la texture mesh comme au Chenaillet. La lizardite des mesh présente une auréole de chrysotile (Fig. 13a) ou est totalement remplacée par le chrysotile. La lizardite est alors présente aux joints de grains. C'est parfois l'inverse, la lizardite forme une matrice homogène et les joints de grains sont caractérisés par du chrysotile (Fig. 13b).

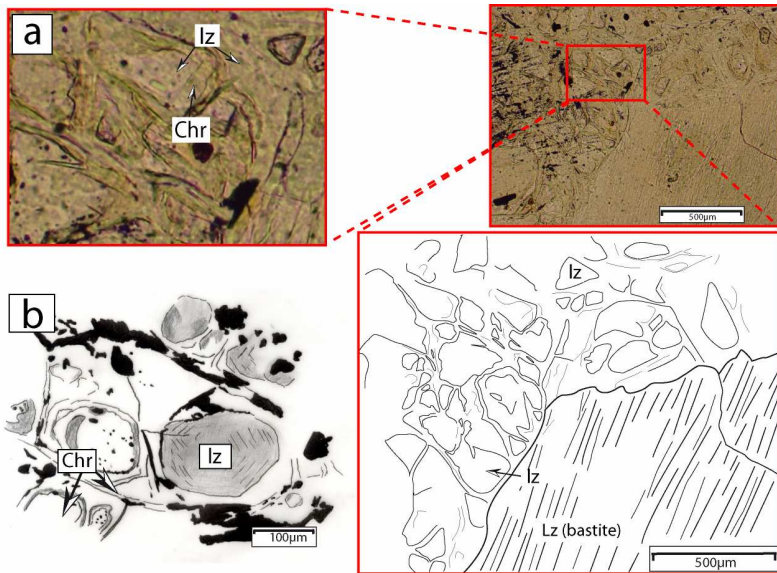


Figure 13: a) et b) relation chrysotile lizardite dans les mesh (photo LPNA)

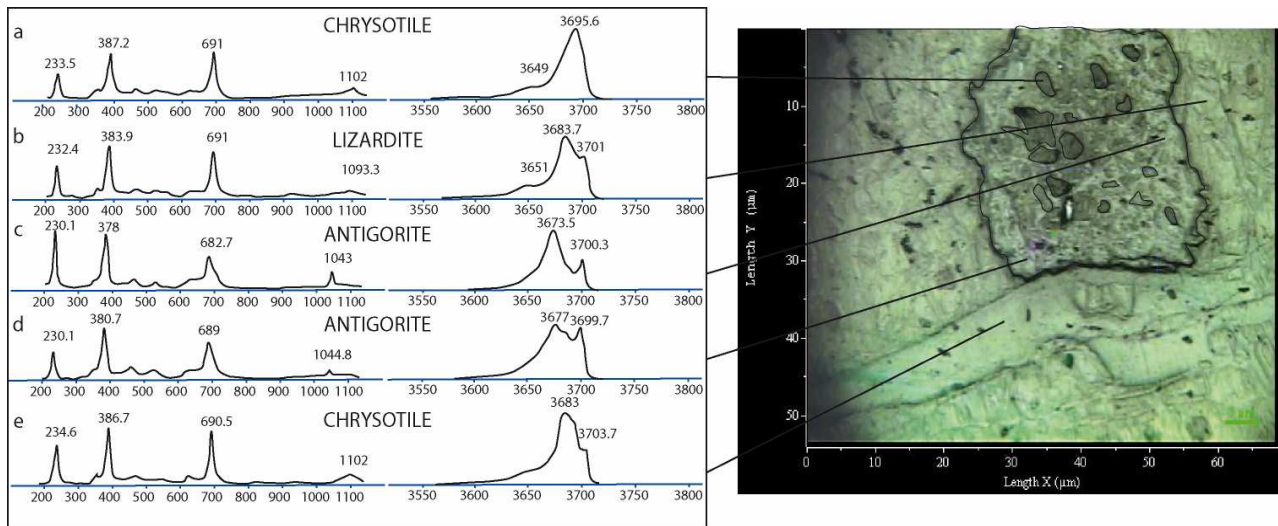


Figure 14 : Spectres RAMAN obtenus au niveau du Rocher Blanc a) nodule de chrysotile, b) matrice à lizardite, c,d) patch d'antigorite, e) veine de chrysotile.

- **Rocca Bianca (356°C ; 10-12kbar)**

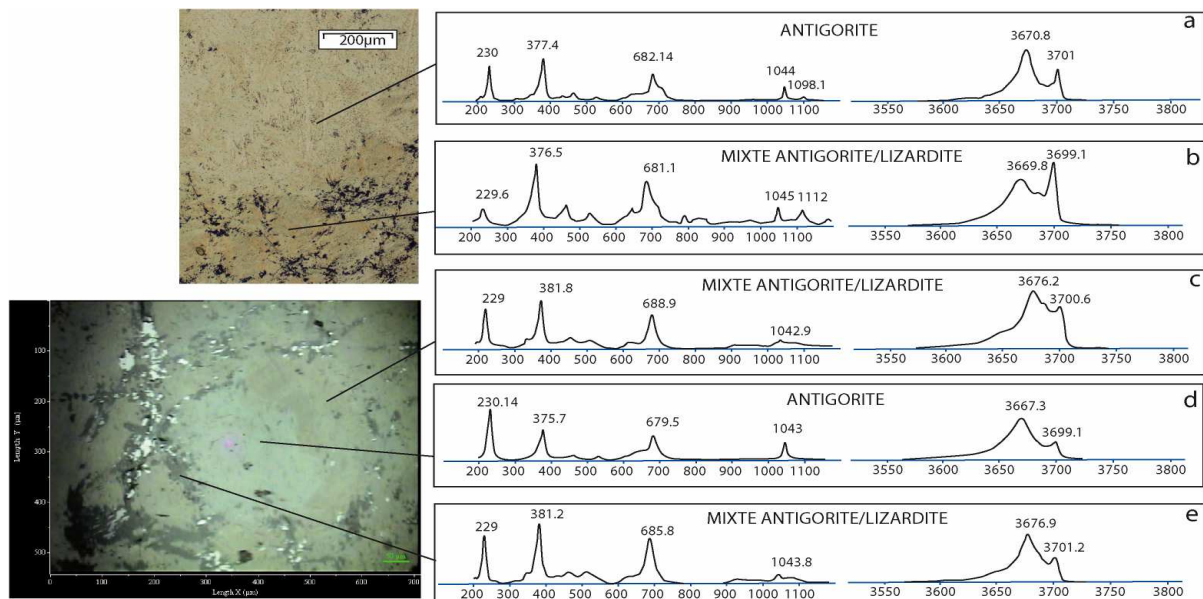


Figure 15: Spectres RAMAN obtenus au niveau de Rocca Bianca, a) plage d'antigorite, b) caractère mixte dans les mesh (photo LPNA) c,e) caractère mixte entre lizardite et antigorite, d) plage d'antigorite (photo LT).

La lizardite domine en tant que relique au cœur des mesh, et l'antigorite secondaire se développe aux joints de grains. Les patchs clairs décrits Section IV sont totalement à antigorite (Fig.13b/d). La lizardite ne présente plus un spectre bien net et le pic caractéristique de l'antigorite à 1043 cm^{-1} est systématiquement observable (Fig.15). Le pic référence à 3665 cm^{-1} est décalé vers 3676 cm^{-1} et tend à se décaler vers 3670 cm^{-1} plus le pic à 1043 cm^{-1} est important, cela marque la proportion plus importante d'antigorite.

- **Crête de l'Eychassier (373°C)**

Dans ce secteur, le caractère mixte entre l'antigorite et la lizardite est généralisé. On observe toujours des reliquats de chrysotile mais dans des proportions plus faibles. L'antigorite cette fois-ci s'est développée aux jointures de grains ou de façon pénétrative à travers la texture ou alors suivant des plages étendues (anciennes bastites). Elle présente un spectre plus net avec toujours une bande décalée vers 3670 cm^{-1} .

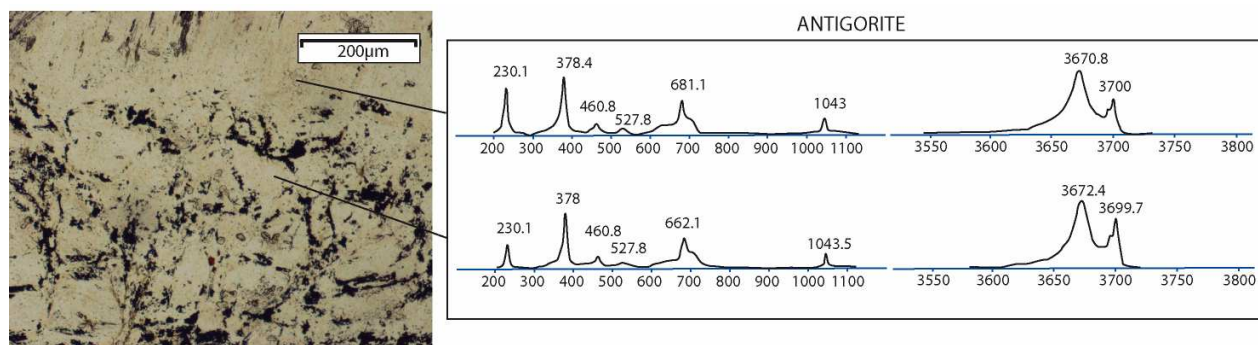


Figure 16 : Spectres RAMAN obtenus au niveau du Refuge du Viso, tous les spectres sont à antigorite dans les bastites en haut et dans les mesh en bas.

- **Refuge du Viso (464°C ; 12kbar)**

Seule l'antigorite est observable avec un pic à 3671 cm^{-1} et un à 3700 cm^{-1} (Fig.16). Dans les bastites la signature du spectre RAMAN révèle d'anciens clinopyroxènes dans les bandes plus sombres, marquant un clivage net. La signature RAMAN confirme également la présence de diopsides néoformés durant le métamorphisme alpin (Fig.10a).

- **Viso (480-520°C ; >13kbar)**

Seule l'antigorite est encore présente avec des pics remarquables comme pour les serpentinites du refuge du Viso. Le chrysotile est toujours présent dans les unités HP sous la forme d'une serpentine cristallisant dans des fractures tardives et micro-fractures en relation avec l'exhumation finale à la transition ductile-fragile. Dans les unités métamorphiques de plus haut degré (Refuge du Viso, Viso) la lizardite a complètement disparu aux dépens de l'antigorite.

3. Synthèse

L'évolution de la serpentinitisation dans le complexe des Schistes lustrés est plus particulièrement détaillée dans la figure 17.

- **La lizardite :**

C'est le polymorphe de basse température de la serpentine. Au Chenaillet et au Rocher Blanc c'est le polymorphe dominant aussi bien dans les mesh que dans les bastites : elle est le témoin d'une serpentinitisation océanique.

Dans les échantillons ayant subi le métamorphisme alpin, la lizardite est toujours présente jusqu'à au moins 370-380°C (Eychassier), alors qu'à plus haute température, elle a totalement disparu. Elle est associée à l'antigorite dans les échantillons intermédiaires (Rocca Bianca, Eychassier) pour une gamme de températures entre 350°C et 400°C. A ce moment-là, on observe un caractère mixte entre antigorite et lizardite dans les spectres RAMAN. Le chrysotile lui est souvent associé sous forme de veines, de nodules ou d'auréoles.

- **Le chrysotile :**

Cette variété est en général difficile à différencier des autres variétés car elle est présente en faible quantité. Cependant comme elle présente un aspect fibreux et qu'elle est souvent développée sous forme de veine, sa caractérisation peut être faite en lame mince. Dans les premiers stades du métamorphisme, le chrysotile remplace la lizardite en se développant sous forme d'auréoles ou de veinules aux joints de grains. Ensuite il sera remplacé par l'antigorite sous la forme de patchs et ne sera présent qu'en tant que relique sous la forme de petits nodules. Dans les conditions métamorphiques intermédiaires, il est toujours présent sous forme de nodules. Lorsque l'antigorite est largement développée, on observe le chrysotile sous forme de veines, certainement associées au trajet rétrograde.

Le chrysotile peut former des veinules paragranaulaires comme décrit par O'Hanley 1996 au niveau du Chenaillet et du Rocher Blanc.

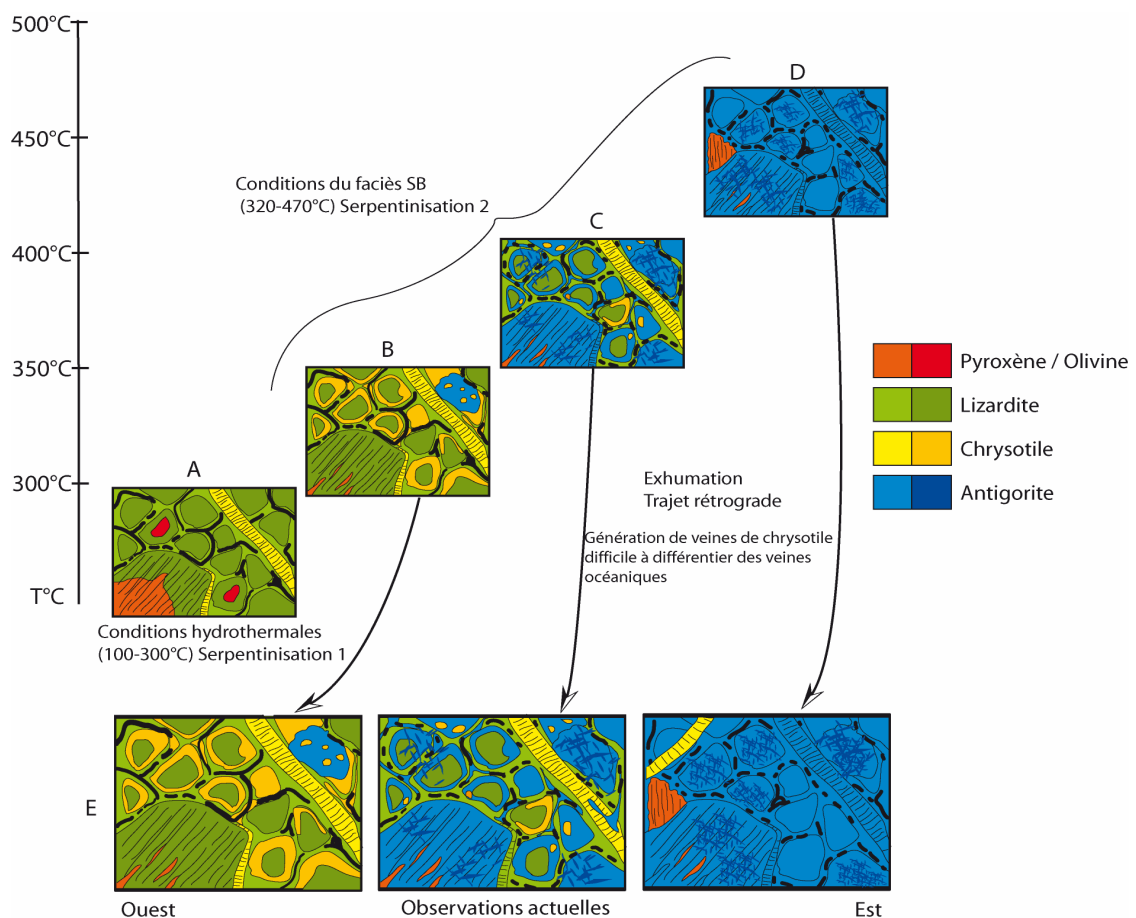


Figure 17: Evolution de la serpentinisation dans le complexe des Schistes lustrés. A) propagation de la lizardite au détriment des minéraux de la péridotite (ol/cpx/opx), veines de chrysotiles issues de la serpentinisation océanique 1, B) transformation de la lizardite en chrysotile, patches d'antigorite à reliques de chrysotile localement, C) propagation de l'antigorite aux joints de grains premièrement puis de façon pénétratives, D) généralisation de l'antigorite et formation de pyroxènes ou d'olivines métamorphiques, E) exhumation de l'ensemble avec la formation de nouvelles veines de chrysotile .

- **L'antigorite :**

Elle n'est pas présente lors de la serpentinisation océanique dans notre cas, elle est tout d'abord peu exprimée sous forme de patch dans les plus bas degrés métamorphiques (<360°C) puis elle se propage progressivement au détriment du couple lizardite/chrysotile. Elle se développe d'abord aux joints de grains ou de façon pseudomorphique. De plus en plus elle occupe toute la roche de façon pénétrative aussi bien dans les mesh que dans les bastites (Eychassier, Refuge du Viso). Elle remplace totalement la lizardite au Refuge du Viso et dans le massif écolitique du Viso. L'antigorite qui n'apparaît pas au Chenaillet est clairement issue d'une serpentinisation qui intervient durant l'orogénèse alpine.

La relation chrysotile/lizardite est très intime et l'ensemble est ensuite remplacé par l'antigorite jusqu'à ce que celle-ci soit généralisée dans les lames de plus haut degré métamorphique (>380°C).

V. Caractérisation géochimique des serpentines de l'unité des Schistes lustrés

A. Compositions en éléments majeurs des minéraux serpentineux:

1. Moyens analytiques

Les analyses ont pu être réalisées au laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand sur une microsonde électronique CAMECA SX 100. Cette microsonde est équipée de quatre spectromètres WDS et 12 cristaux de diffraction ce qui lui permet d'acquérir des données sur différents éléments majeurs en parallèle et d'optimiser le temps d'analyse.

Les minéraux analysés sont principalement les différentes variétés de serpentines ainsi que des pyroxènes relictuels. *Le principe de la microsonde et les standards utilisés sont décrits en annexe III.A.*

2. Résultats

Les résultats obtenus lors de l'analyse des éléments majeurs dans les phases minéralogiques des différentes serpentines du Queyras révèlent que leur teneur en silice est comprise entre 38 et 44% avec la plupart des valeurs comprises entre 41 et 44% en poids d'oxyde.

Cette teneur en silice ne semble pas varier suivant la nature du minéral primaire une fois que celui-ci est totalement serpentinisé en accord avec les observations sur l'immobilité des éléments majeurs durant la serpentinisation [Andreani et al, 2007, Hebert et al, 1990]. En revanche, il apparaît que la teneur en silice augmente lors de la propagation de l'antigorite. En effet, la teneur moyenne pour des lizardites est de 42%, tandis que pour des antigorites elle est de 43.5% (Fig. 18), avec une zone intermédiaire pour les serpentines présentant des spectres RAMAN mixtes entre la lizardite et l'antigorite. Cet enrichissement en silice est accompagné d'un appauvrissement significatif en Al_2O_3 lors de la formation d'antigorite [Dungan 1979, Fryer, 1976, Wunder et al, 2001] (fig.18).

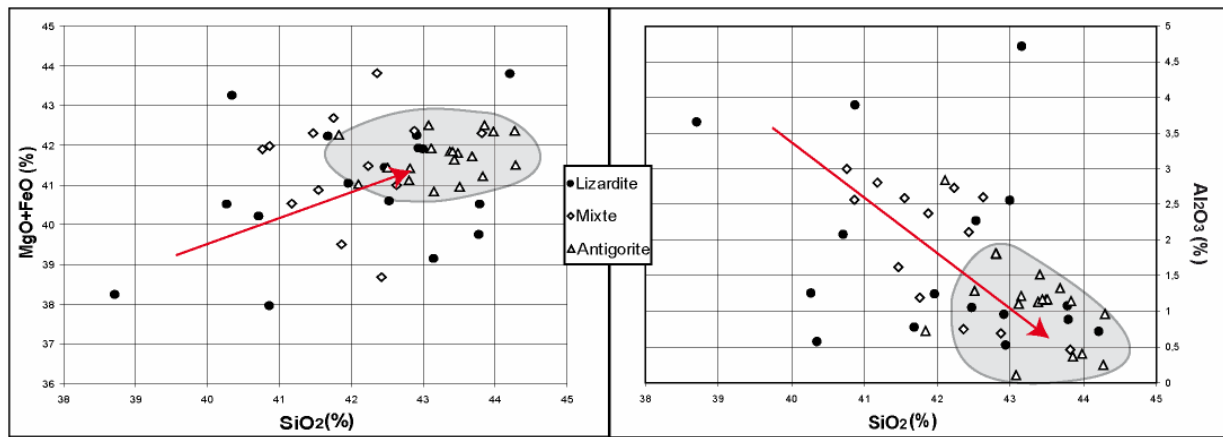


Figure 18: Teneur en Mg et en Al en fonction de la teneur en silice dans les serpentinites du Queyras.

Lors de l'augmentation du degré de métamorphisme et de la formation de l'antigorite, les concentrations en éléments majeurs tendent à s'homogénéiser. La chimie des serpentines ne varie pas seulement, mais les teneurs en silice et en aluminium par exemple tendent à présenter une moins grande variabilité dans les échantillons ayant été soumis aux conditions P-T les plus élevées (Fig.18). La teneur en eau des phases serpentineuses n'étant pas directement mesurée par la microsonde, elle est estimée à partir de la différence entre les 100% théoriques (somme des éléments mesurés) et la valeur obtenue comprise entre 11.5 et 16%.

B. Résultats obtenus pour les éléments traces

1. Moyens analytiques

La composition en éléments traces a été déterminée *in situ* à l'Université Montpellier 2 à l'aide d'un spectromètre de masse de type ThermoFinnigan Element 2 High Resolution-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer (HR-ICP-MS) équipé d'un système à double focalisation Element eXtend Range (XR), couplé à un système d'ablation Laser (LA). Cette méthode permet d'obtenir les teneurs en éléments traces directement sur les phases minéralogiques préalablement choisies. *Le principe du LA-HR-ICP-MS est détaillé en annexe IV.A.*

2. Résultats

• Terres Rares

L'ensemble des spectres obtenus pour les terres rares est présenté dans la Figure 19.

Chenaillet : Tous les spectres ont la même allure, avec un appauvrissement en terres rares légères. À noter que ce sont les bastites qui présentent les spectres les plus enrichis. Les spectres ont une allure de serpentinite après clinopyroxène [Deschamps et al 2010, Johnson et al, 1990, Hellebrand, et al 2002] mais sont appauvris en terres rares lourdes et présentent une grande variabilité.

Rocher Blanc : Les spectres se répartissent en 2 familles :

- Serpentines après clinopyroxène enrichis en terres rares lourdes, caractéristiques des bastites
- Serpentines après orthopyroxène mais enrichis en terres rares lourdes pour ce qui concerne les veines et la texture mesh.

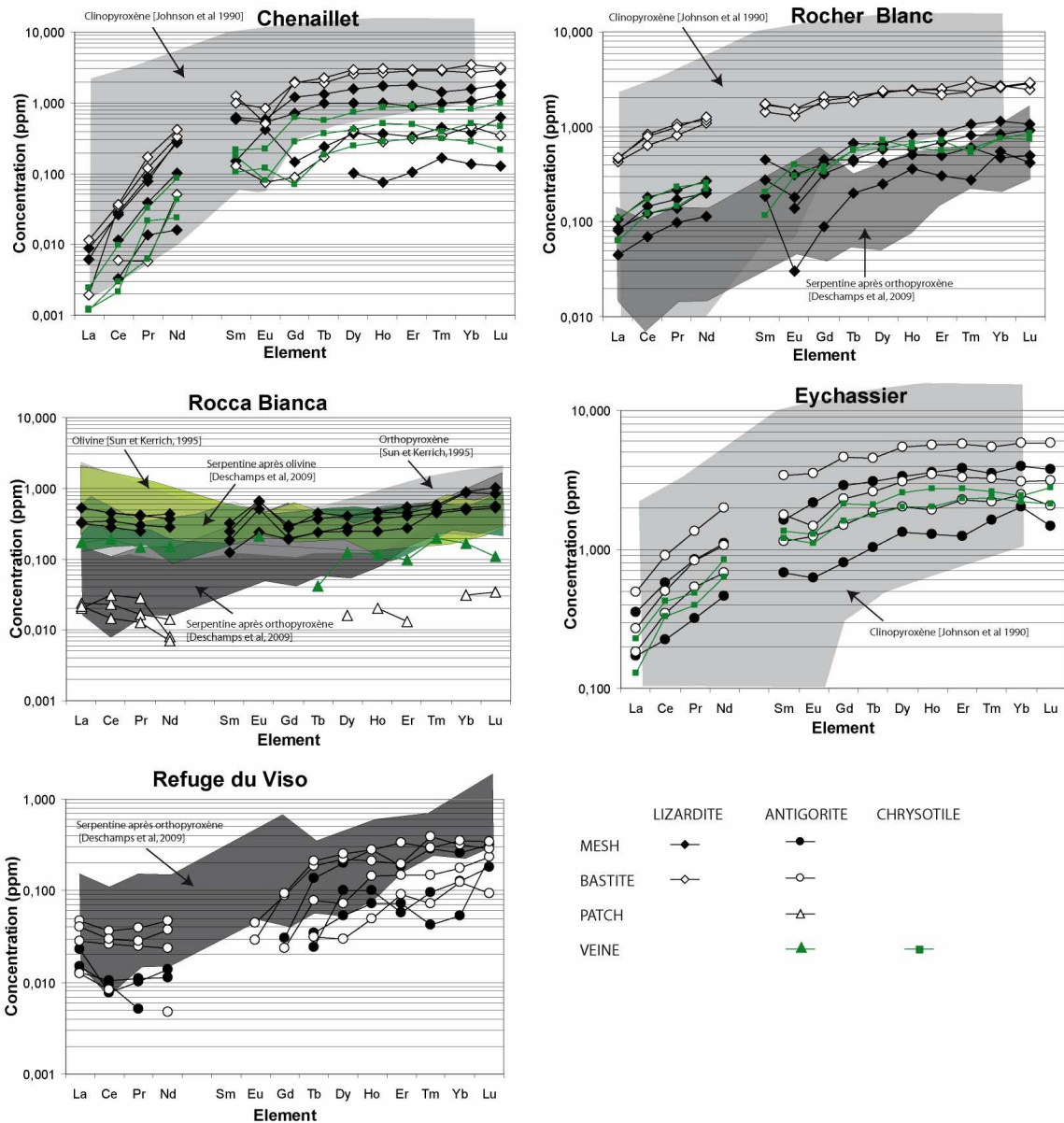


Figure 19: Spectres des terres rares normalisés à la chondrite [Mc Donough 1995], classés en fonction des résultats de l'étude pétrographique. Les différentes données de la littérature concernant les concentrations en terres rares des serpentines après olivine, orthopyroxène ou clinopyroxène ont été reportées à titre de comparaison.

Rocca Bianca : On observe également 2 familles mais cette fois-ci la distinction n'a pas été faite selon la texture mais selon la nature de la serpentine observée. Les patches d'antigorites sont très appauvris en terres rares. Les spectres ont une allure de serpentinite après orthopyroxène mais sont plus appauvris en terres rares lourdes que dans les études de références. Les zones à lizardite présentant une texture maillée décrite comme mesh dans l'étude pétrologique ont une signature de serpentinite après olivine.

Crête de l'Eychassier : La nature du minéral primaire est difficile à mettre en évidence, mais il apparaît que tous les spectres ont la même forme malgré une grande dispersion. Le spectre le moins appauvri est celui où l'on reconnaît encore un ancien clinopyroxène. Les spectres ont une allure de serpentinite après clinopyroxène.

Refuge du Viso : Les spectres les moins appauvris en terres rares légères sont ceux des bastites même si ici, la nature du minéral primaire est une fois de plus difficile à mettre en évidence lors de l'étude pétrologique. Les zones homogènes peuvent représenter les anciens

patches d'antigorites décrits à Rocca Bianca. Les spectres ont une allure de serpentine après orthopyroxène légèrement appauvris en terres rares lourdes par rapport à Deschamps et al (2010).

Viso : les spectres des terres rares sont appauvris entre 500 et 10 fois par rapport à la chondrite. Les concentrations mesurées sur cet échantillon sont trop pauvres pour être exploitables. Les spectres sont trop discontinus et trop d'éléments n'ont pu être détectés ou ont été considérés en dessous de la limite de détection considérée.

- **Eléments mobiles**

L'évolution de la teneur des éléments : As, Sb, Rb, V, B, Cs, Pb, le long du gradient de température sont reportés dans la Figure 20.

Les éléments mobiles auxquels nous nous sommes principalement intéressés sont le rubidium, le bore, le césium, l'antimoine, l'arsenic et le vanadium. Entre le Rocher Blanc et l'Eychassier, la teneur de ces éléments augmente généralement 5 à 10 fois (de 0.1 à 1 ppm pour Rb, de 0.4 à 5 ppm pour Cs, de 0.1 à 0.6 ppm pour As). La concentration n'augmente plus au-delà du Refuge du Viso.

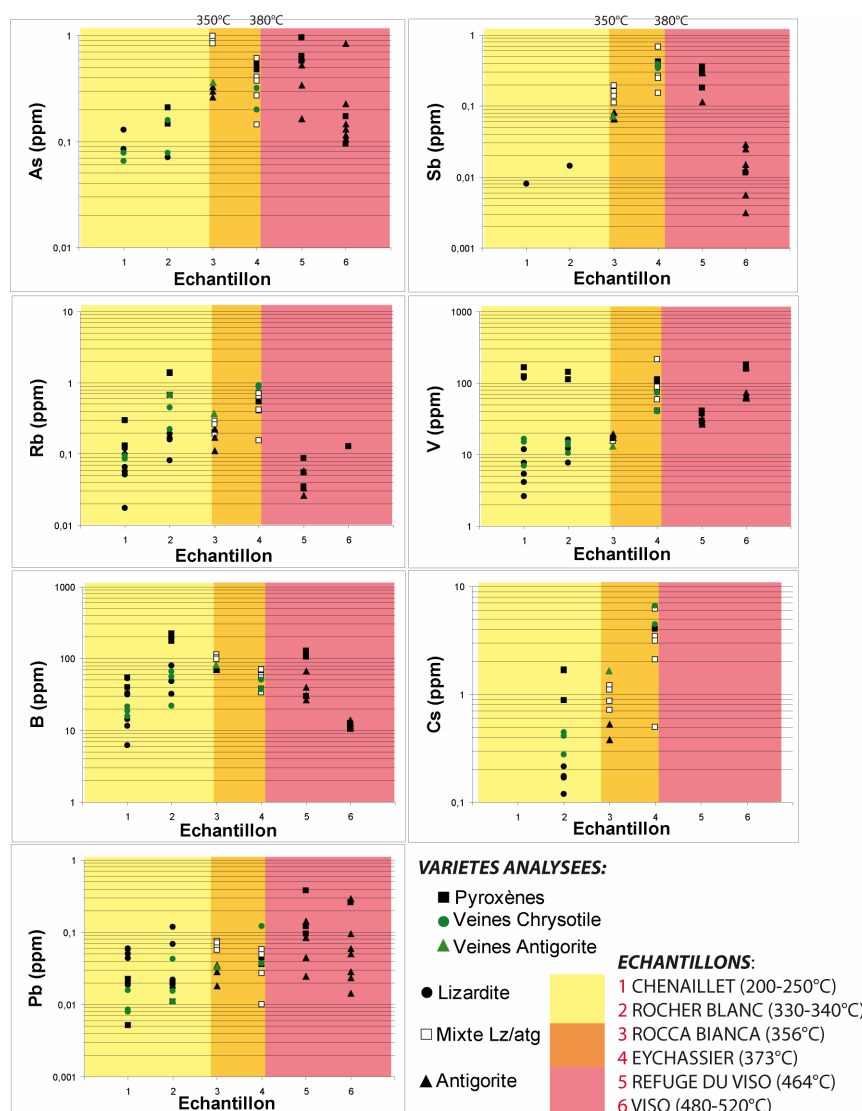


Figure 20 : Teneur observé dans les différentes unités concernant les éléments : As, Sb, Rb, V, B, Cs et Pb. Le code de couleur correspond aux différentes variétés ou assemblages observés.

Au niveau du Viso et parfois déjà dans l'unité du Queyras au niveau du refuge du Viso, la concentration de ces éléments chute brutalement. On observe des appauvrissements de 10 à 40 fois de la teneur par rapport à l'Eychassier (Sb passe de 0,4ppm à 0,01 ; Rb passe de 0,5 à 0,05 ppm). Nous invoquerons certaines raisons pour expliquer ces chutes dans la synthèse de cette section. Les résultats obtenus par LA-HR-ICP-MS indiquent que les concentrations de ces éléments tendent à former un « palier » entre Rocca Bianca et l'Eychassier (360-380°C). L'antimoine ne dépasse pas 1 ppm à $T < 380^\circ\text{C}$ et forme un palier à partir de l'Eychassier. Rb et Sr chutent au niveau du refuge du Viso. Ces éléments ne semblent plus être incorporés ou alors sont libérés à $T > 400^\circ\text{C}$. Le Bore ne dépasse pas 100 ppm au-delà de Rocca Bianca, $T > 350^\circ\text{C}$.

C. Synthèse sur les résultats d'analyses géochimiques

Le traitement des données laisse apparaître qu'il existe différentes signatures géochimiques selon le minéral primaire de la péridotite (opx, cpx, ol), avec une signature bien particulière [Deschamps et al, 2010].

La nature de la serpentine formée durant le processus de subduction semble également jouer un rôle sur le comportement des éléments chimiques et sur la forme des spectres observés.

On observe une diminution de la teneur en silice lors de la transition lizardite/antigorite ainsi qu'une réduction de la variabilité en concentration des éléments majeurs comme l'aluminium lors de l'augmentation des conditions métamorphiques.

L'augmentation de ce degré de métamorphisme à travers toute la série des Schistes lustrés est accompagnée par un enrichissement en éléments mobiles. Les serpentinites du Chenaillet n'ayant pas été subduites ne présentent pas cet enrichissement. Ensuite la teneur en éléments mobiles augmente dans les serpentinites de l'unité des Schistes lustrés jusqu'à l'Eychassier. Dans certains cas l'enrichissement atteint un plateau (B, As, Sb) ou même diminue au niveau du Refuge du Viso. Les enrichissements sont bien visibles en ce qui concerne Sb, Pb, Cs, Zr, Rb, As, V, B et Sc.

Les patches d'antigorite visibles à Rocca Bianca suivent la tendance d'enrichissement en éléments mobiles mais sont systématiquement moins enrichis que les zones de mesh à lizardite.

L'échantillon du Viso, ayant connu les conditions P-T les plus importantes, est systématiquement appauvri en ce qui concerne les éléments traces mobiles.

Les échantillons du Chenaillet et du Viso semblent donc avoir une histoire bien particulière très différente de celle des échantillons du Queyras. L'échantillon du Chenaillet n'est pas affecté par l'enrichissement en éléments mobiles. La faible teneur en ces éléments dans les unités éclogitiques du Viso est due soit :

- à un non enrichissement lors des différentes phases de serpentinisation.
- à une perte d'éléments volatils en raison des fortes conditions P-T subies par l'unité
- à une origine différente des métaophiolites du complexe des Schistes lustrés (chenal de serpentine).

Concernant les paliers obtenus pour certains éléments mobiles, plusieurs raisons sont invoquées :

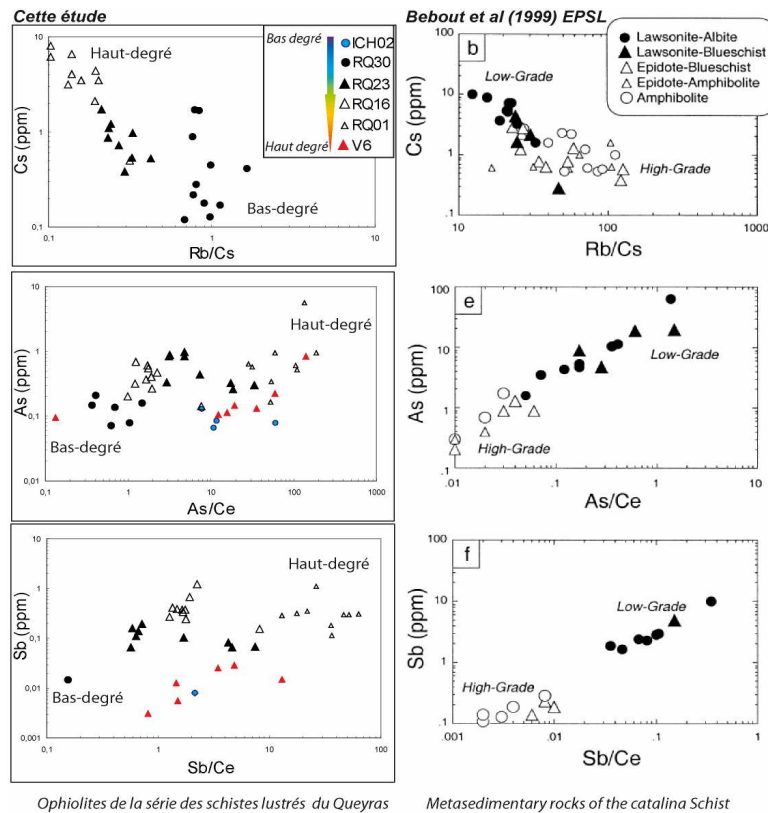
- certains éléments mobiles ne sont plus incorporés au-delà d'une certaine température.

- l'incorporation ne se fait plus lorsque toute la roche est constituée d'antigorite.
- certains éléments saturent en raison d'un problème de stoechiométrie dans les phases serpentiniteuses et une certaine teneur ne peut être dépassée.

Les éléments qui présentent un appauvrissement très fort au niveau du Refuge du Viso et surtout au Viso ont pu être incorporés puis libérés au delà d'une certaine température.

La minéralogie initiale du protolithe définie grâce à l'étude des spectres des terres rares ne correspond pas toujours à l'étude pétrologique réalisée en amont. La minéralogie primaire n'a pas d'influence sur l'enrichissement en éléments mobiles. Si on se réfère aux spectres de références, on constate que la minéralogie initiale était très différente d'un échantillon à l'autre mais relativement homogène à l'échelle de la lame mince. Cependant certaines textures mesh décrites comme le remplacement de l'olivine par la serpentine donne des spectres de terres rares après orthopyroxènes (Rocher blanc, Refuge du Viso).

VI. Discussion : Caractérisation de la serpentinitisation dans le contexte alpin



Ophiolites de la série des schistes lustrés du Queyras

Metasedimentary rocks of the catalina Schist

Figure 21: représentation de la teneur des principaux éléments mobiles (Rb, As, Sb) en fonction des conditions métamorphiques. Comparaison entre les résultats de cette étude sur les serpentinites à gauche et les résultats de l'étude de Bebout et al (1999) dans les schistes de Catalina (NW USA).

L'étude de Bebout et al (1999) met en évidence la perte en éléments volatils dans les métasédiments de Catalina (côte ouest américaine) au cours de l'augmentation des conditions P-T. Nous avons observé le phénomène inverse au cours de cette étude réalisée dans les serpentinites associés à des sédiments dans le paléoprisme d'accrétion constitué par le complexe des Schistes lustrés (Fig.21). Les serpentinites de ce prisme dans le Queyras ont subi une serpentinitisation polyphasée. Une première serpentinitisation océanique (serpentinitisation 1) est

associée à l'enrichissement en certains éléments (B, Sr, alcalins) en conséquence de l'interaction avec l'eau de mer [Scambelluri et al, 2004]. Une seconde phase de serpentinisation intervient dans le prisme d'accrétion durant sa structuration lors de la subduction océanique et de la collision pendant l'orogène alpine (serpentinisation 2) (Fig.22a).

Il apparaît que la phase de serpentinisation 2 qui intervient au cœur du prisme d'accrétion a un fort impact concernant les transferts d'éléments et l'enrichissement des serpentinites, au détriment des sédiments associés [Bebout et al, 1999; Deschamps et al, accepted] (Fig.21).

De la subduction océanique à la subduction continentale il y a 50Ma.

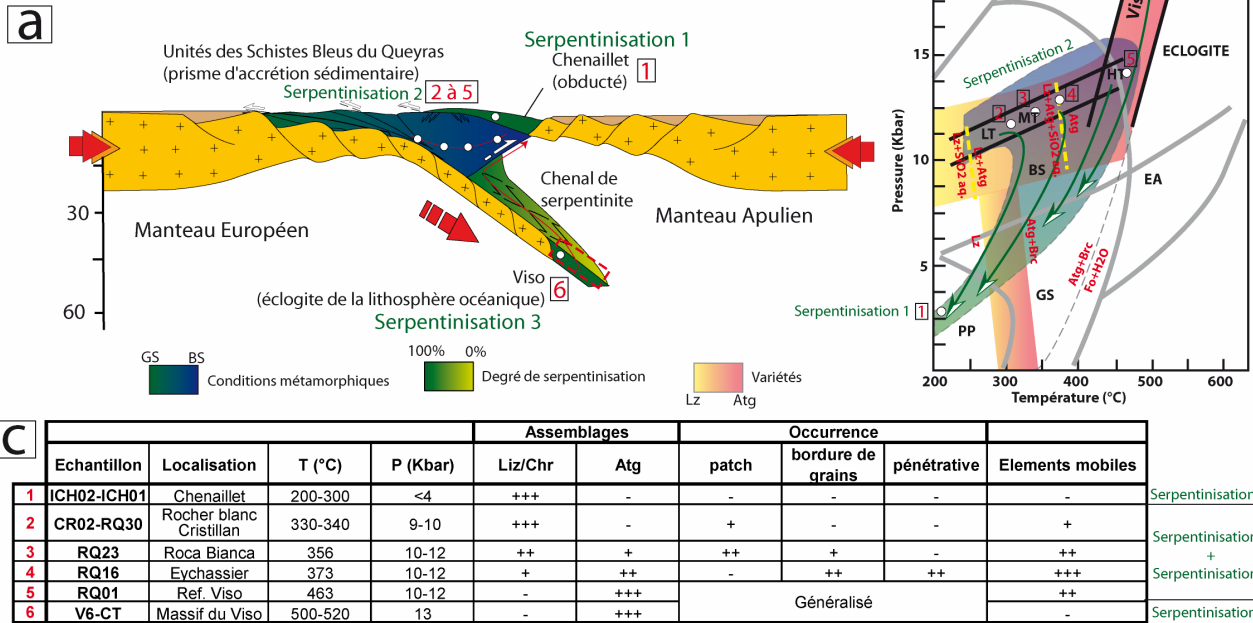


Figure 22: Schémas de synthèse illustrant la position de l'unité des Schistes lustrés durant l'histoire alpine durant la subduction continentale (a), modifié d'après Schwartz, (2007). (b) Les unités étudiées sont positionnées dans un diagramme P-T sur lequel sont reportées les principales réactions faisant intervenir la serpentine (modifié d'après Evans, 2004). Cela illustre le passage de l'assemblage Liz/Chr à une roche totalement à antigorite ainsi que le trajet rétrograde des roches depuis les conditions du faciès Schiste Bleu au faciès Schiste Vert. (c) Tableau de synthèse sur l'étude des serpentinites du Queyras.

Les sédiments s'appauvrissent en éléments volatils pendant leur déshydratation. Cela provoque la mise en place d'un cycle géochimique au cœur du prisme dans lequel la circulation de fluides aqueux enrichis en silices et en éléments mobiles issus de ces sédiments viennent percoler à travers les serpentinites et s'intégrer dans la serpentine provoquant un enrichissement notoire de ces dernières en éléments volatils (Figs.20, 21 et 22c). La propagation de l'antigorite suit la réaction:

$$16 \text{ Liz/Chr} + 2 \text{ SiO}_2, \text{aq} = \text{Atg} + \text{H}_2\text{O}. \text{ [Evans, 2004]}$$

Cette serpentinisation voit la formation de l'antigorite au détriment de la lizardite pendant la circulation de fluides aqueux enrichis en silice et sans formation de brucite (Fig.22b). Localement l'apparition de l'antigorite sous forme de plages homogènes est accompagnée d'un enrichissement moindre en éléments mobiles et une signature en terres rares appauvrie (Rocca Bianca). A l'échelle régionale l'augmentation des conditions métamorphiques suivant le gradient de température est-ouest sont accompagnée de l'enrichissement décrit dans la lizardite principalement mais qui se prolonge parfois durant la transition lizardite/antigorite (Fig.22c) comme à Rocca Bianca et l'Eychassier où les deux variétés sont présentes.

De nombreux éléments (Sb, Rb, B) ne présentent plus cet enrichissement au-delà d'une température comprise entre 350 et 380°C, à la transition entre Rocca Bianca et l'Eychassier. La question demeure de savoir à quoi peut être dû cet arrêt de l'enrichissement. Est-ce que la transition lizardite/antigorite et donc le changement de la structure cristalline des serpentines bloque l'incorporation d'éléments volatils ? Il semble que l'enrichissement soit conséquent tant que la lizardite existe et qu'il cesse lorsque cette variété de serpentine est totalement remplacée par l'antigorite. Ceci est contraire aux conclusions de Deschamps et al, accepted Terra Nova (2010) qui voit un enrichissement plus particulièrement dans l'antigorite. Est-ce les conditions qui ne le permettent plus (température trop élevée) ? Une autre hypothèse consiste à supposer que les sédiments sont totalement déshydratés au-delà d'une certaine température et que plus aucun transfert d'éléments ne se fait entre les sédiments et les serpentinites.

Au cours de la formation du prisme d'accrétion du Queyras, les écailles de croûte océanique arrachées à la plaque plongeante s'y retrouvent insérées sous forme de lentilles d'ophiolites. Le chemin ensuite suivi par ces lentilles tend à s'éloigner du plan de subduction et à se réchauffer en se rapprochant du butoir constitué par le manteau Apulien (Fig.22a).

Il en résulte qu'actuellement le complexe des Schistes lustrés présente un gradient croissant d'ouest en est plus « chaud » qu'un gradient de subduction normal (Fig. 22b).

L'unité du Viso a clairement vécu une histoire différente des unités ophiolitiques du complexe des Schistes lustrés de part une lithologie très différente. Il fait soit partie de la grande majorité de la croûte emmenée plus profondément lors de la subduction sans se détacher du plan de subduction, soit provient du chenal de serpentinite. Cette unité a été soumise à un pic de température (480-520°C) qui présente une certaine continuité avec celui rencontré à l'est du Queyras (469±20°C). En revanche les conditions de pressions étaient supérieures (>13kbar contre 9-12kbar). Comme au niveau du Refuge du Viso la seule variété de serpentine présente est l'antigorite mais la signature géochimique est très différente c'est pourquoi nous définissons une troisième serpentinitisation (serpentinitisation 3 (Fig.22)). Supposer que cette unité provient du slab est en adéquation avec sa signature plus « froide » que le complexe des Schistes lustrés, elle aurait ensuite été exhumée en s'intégrant au chenal de serpentinite et juxtaposée aux unités du prisme d'accrétion pour former le prisme orogénique actuel. Ceci explique également que cette unité soit caractérisée par une très faible quantité de sédiments (qui ont alimenté le prisme d'accrétion) en comparaison avec les Schistes lustrés, ce qui a un impact sur le cycle géochimique mais pas sur la transformation de la lizardite et du chrysotile en antigorite.

Lors de l'exhumation des veines de chrysotile se propagent dans la serpentinite suivant un réseau de fracture plus ou moins développé.

VII. Conclusions

Au terme de ce travail d'étude, un certain nombre de conclusions peuvent être tirées quant à l'évolution des serpentinites de la paléozone de subduction des Alpes occidentales, comprenant le massif du Chenaillet, le complexe sédimentaire des Schistes lustrés et le massif ophiolitique du Viso:

1) L'utilisation de la spectroscopie RAMAN sur la matière carbonée montre une évolution thermique continue au sein de la zone d'étude depuis des températures de 330°C à l'ouest jusqu'à des températures de 520°C au sein du Viso à l'est. Cependant on note une relative différence en terme de gradients thermiques apparents entre le complexe des Schistes lustrés et le massif ophiolitique du Viso.

2) Ces évolutions des conditions thermiques impliquent :

- a. D'un point de vue minéralogique, la formation progressive d'antigorite plus on se déplace vers l'est au détriment de l'assemblage chrysotile/lizardite, et ce jusqu'à la disparition totale de ces deux espèces vers 380°C.
- b. D'un point de vue géochimique, un enrichissement en éléments mobiles.

Ces observations imposent des échanges géochimiques importants au sein de l'unité du complexe des Schistes lustrés entre les différentes lithologies du prisme d'accrétion. En effet, la déshydratation des sédiments engendre la circulation de fluides enrichis en éléments mobiles vers les roches ultrabasiques, incorporés dans les différentes espèces de serpentines.

3) Dans le cas du massif du Viso qui correspond à un chenal de subduction les enrichissements en éléments mobiles ne sont pas observés. Les concentrations sont similaires à celles de la croûte océanique qui a échappée à la subduction (massif du Chenaillet). De plus l'espèce de serpentine dominante correspond à l'antigorite.

Ces travaux montrent clairement des évolutions thermiques, chimiques et minéralogiques contrastées suivant la localisation au sein des différents niveaux de la paléozone de subduction.

VIII. Perspectives d'études

Les résultats mis en évidence par ce travail de recherche sont prometteurs. Ils laissent entrevoir une possibilité de poursuite sur cette thématique :

- ❖ Poursuivre la caractérisation par spectroscopie RAMAN des différentes variétés de serpentines, en réalisant des cartographies plus précises de certaines zones clés comme à Rocca Bianca pour comprendre ces patches. **Affiner et quantifier de manière plus précise l'apparition de l'antigorite. Définir les facteurs déterminants entre la minéralogie primaire ou la géochimie.**
- ❖ Réaliser une étude géochimique sur roche totale en parallèle sur les métasédiments. **Suivre les évolutions géochimiques en éléments traces le long du gradient métamorphique à l'échelle d'un échantillon et non d'un minéral.**
- ❖ Réaliser une série d'expérimentation en laboratoire en observant l'incorporation des éléments traces. **Comprendre l'intégration de ces éléments, dans quelles phases ils se concentrent au cours de la serpentinisation, et dans quelles proportions.**
- ❖ Continuer à caractériser le pic de température dans les unités sédimentaires du complexe des Schistes lustrés en utilisant la RSCM sur l'ensemble du massif du Queyras, puis par extension, à l'ensemble des Alpes de l'ouest. **Obtenir une couverture avec le maximum de données obtenues grâce à une méthode cohérente et avoir une bonne résolution spatiale pour caractériser les gradients métamorphiques dans les différentes unités.** *Une carte de compilation des données de plusieurs études RSCM est présentée en annexe I.C.*

Références bibliographiques

- AGARD P, JOLIVET L., GOFFE B., (2001). Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustrés complex: implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the western Alps. *Bull. Soc. Geol. France* 172-5, p 617-636.
- AGARD P., (1999). Evolution métamorphique et structurale des métapélites dans l'orogène Alpn: l'exemple des Schistes lustrés des Alpes occidentales (Alpes cottiennes). Thèse 3^{ème} cycle, Pierre et Marie Curie, Paris.
- AGRANIER A., LEE C.-T.A., LI Z.-X.A., LEEMAN W.P., (2007). Fluid-mobile element budgets in serpentinized oceanic lithospheric mantle: Insights from B, As, Li, Pb, PGEs and Os isotopes in the Feather River Ophiolite, California. *Chemical Geology*, 245, p 230-241.
- ALLEN D.E., SEYFRIED E., (2003). Compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: An experimental study at 400°C, 500 ba rs. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 67, p 1531-1542.
- ANDREANI M., MEVEL C., BOULLIER A.-M., ESCARTIN J., (2007). - Dynamic control on serpentinite cristalisation in veins: Constraints on hydration processes in oceanic peridotites. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, volume 8 Number 2, 28 February 2007, 24p.
- AUZENDE A-L., GUILLOT S., DEVOUARD B., BARONNET A., (2006). - Serpentinites in an Alpine convergent setting: Effects of metamorphic grade and deformation on microstructures. *Eur. J. Mineral.*, p21-33.
- AUZENDE A-L., DANIEL I., REYNARD B., LEMAIRE C., GUYOT F., (2004). - High pressure behaviour of serpentine minerals: a Raman spectroscopic study. *Phys Chem Minerals*, p 269-277.
- BALLEVRE M., LAGABRIELLE Y. (1994). Garnet in blueschist-facies marbles from the Queyras unit (Western Alps): its occurrence and its significance. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 74, p 203-212.
- BALLEVRE M., LAGABRIELLE Y., MERLE O., (1990). Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the western Alps. *Mem. Soc. géol. France*, 156, p 227-236.
- BARNICOAT A.C., CARTWRIGHT I., (1997). The gabbro-eclogite transformation; an oxygen isotope petrographic study of west alpine ophiolites. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, p 93-104.
- BEBOUT G.E., RYAN J.G, LEEMAN W.P., BEBOUT A.E., (1999). Fractionation of trace elements by subduction-zone metamorphism, effect of convergent-margin thermal evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, p 63-81.
- BETHOUX N., SUE C., PAUL A., VIRIEUX J., FRECHET J., THOUVENOT F., CATTANEO M., (2007). Local tomography and focal mechanisms in the south-western Alps : Comparison of methods and tectonic implication. *Tectonophysics*, 432, p 1-19.
- BEYSSAC O., BRUNET F., PETITET J.-P., GOFFE B., ROUZAUD J.-N., (2003). Experimental study of the microtextural and structural transformations of carbonaceous materials under ppressure and temperature. *Eur. J. Mineral.*, 15, p 937-951.
- BEYSSAC O., GOFFE B., PETITET J.-P., FROIGNEUX E., MOREAU M., ROUZAUD J.-N., (2003). - On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. *Spectrochimica Acta Part A* 59, p 2267-2276.
- BEYSSAC O., ROUZAUD J.N., GOFFE B., BRUNET F., CHOPIN C., (2002). - Graphitization in high-pressure, low temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study. *Contrib Mineral Petrol*, 143, p 19-31.
- BEYSSAC O., GOFFE B., CHOPIN C., ROUZAUD J.-N., (2002). - Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *J. metamorphic Geol.*, 20, p 859-871.
- BLAKE M.C., MOORE D.E., JAYKO A.S., (1995). The role of the serpentinites melange in the unroofing of UHPM rocks: an example from western Alps of Italy, in. *Colemena .G., Ultrahigh pressure metamorphism*, Cambridge University Press, 182-205.
- BOUDIER F., BARONNET A., MAINPRICE D., (2010). Serpentine Mineral Replacement of Natural Olivine and their Seismic implications: Oceanic Lizardite versus Subduction-Related Antigorite. *Journal of Petrology*, 51, No 1/2, p 495-512.
- BRUAND E., (2007). Petrologie des métagabbros et des schistes lustrés à travers le prisme d'accrétion du Queyras (Alpes occidentales). Analyses de pseudosections et caractérisation thermique du graphite par spectroscopie Raman. M2 Recherche, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- CAPITANI G., MELLINI M., (2004). The modulated crystal structure of antigorite: The m=17 polysome. *American Mineralogist*, 89, p 147-158.
- CARON J.M., (1979). Relation entre métamorphisme et déformation dans les Alpes cottiennes. *Eglogae geologicae Helvetiae*, 72/2, p 497-507.
- CHOPIN C., (1984). Coesite antd pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86, p 107-118.
- CHRISTENSEN N.I., (2004). Serpentinites, peridotites and seismology. *International Geology Review*, 46, p 795-816.
- COSTA S., CABY R., (2001). Evolution of the Ligurian Tethys in the Western Alps: Sm/Nd and U/Pb geochronology and rare-earth element geochemistry of the Montgenèvre ohiolite (France). *Chemical Geology* 175, p 449-791.
- DESCHAMPS F., (2010). Caractérisation *in situ* des serpentines en contexte de subduction: de la nature à l'expérience. Thèse 3^{ème} cycle, Université Joseph Fourier.
- DESCHAMPS F., GUILLOT S., GODARD M., ANDREANI M., HATTORI K. (2010) Serpentinites act as sponges for fluid-mobile elements in abyssal and subduction zone environments. Accepted to *Terra Nova*.
- DESCHAMPS F., GUILLOT S., GODARD M., CHAUVEL C., ANDREANI M., HATTORI K., 2010. In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: Timing of serpentinization and behaviour of fluid-mobile elements in subduction zones. *Chemical Geology*, 269, p 262-277.
- DUNGAN M.A., (1979). A Microprobe study of antigorite and some serpentine pseudomorphs. *Canadian Mineralogist*, 17, p 771-784.
- EVANS B., (2004). The Serpentine Multisystem Revisited: Chrysotile Is Metastable. *International Geology Review*, 46, p 479-506.

- FACCENDA M., GERYA T.V., BURLINI L., (2009). Deep slab hydration induced by bending-related variations in tectonic pressure. *Nature Geoscience*, 2, p 790-793.
- FORD M., DUCHENE S., GASQUET D., VANDERHAEGHE O., (2006). Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society, London*, 163, p 1-12.
- FRYER P., (2002). Recent studies of serpentinites Occurrences in the Oceans: Mantle-Ocean Interactions in the Plate Tectonic Cycle. *Chemie der Erde Geochemistry*, 62, p 257-302.
- GABALDA S., BEYSSAC O., JOLLIVET L., AGARD P., CHOPIN C., (2009). Thermal structure of a fossil subduction wedge in the western Alps. *Terra Nova*, 21, p 28-34.
- GOFFE B., SCHWARTZ S., LARDEAUX J.M., BOUSQUET R., (2004). Explanatory notes to the map metamorphic structure of the alps western and Ligurian alps. *Mitt. Osterr. Miner. Ges.*, 149.
- GORCZYK W., GUILLOT S., GERYA T.V., HATTORI K., (2007). Asthenospheric upwelling oceanic slab retreat and exhumation of UHP mantle rocks: insights from greater Antilles. *Geophysica Research Letters*, 34, doi 10.1029/2007GLO31059.
- GROPPO C., RINAUDO C., CAIRO S., GASTALDI D., (2006). Micro-Raman spectroscopy for a quick and reliable identification of serpentine minerals from ultramarics. *European Journal of Mineralogy*, 18, 3, p 319-329.
- GUILLOT S., HATTORI K.H., DE SIGOYER J., NAGLER T., AUZENDE A-L., 2001. Evidence of hydratation of the mantle wedge and its role in the exhumation of eclogites. *Earth and Planetary Science Letters*, 193, p 115-127.
- GUILLOT S., HATTORI K., AGARD P., SCHWARTZ S., VIDAL O., (2009). Exhumation Process in Oceanic and Continental Subduction Contexts: a Review. *Subduction Zone Geodynamics*, p 175-205.
- GUNTHER D., HEINRICH C.A., (1999). Enhanced sensitivity in laser ablation-ICP mass spectrometry using helium-argon mixtures as aerosol carrier. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 14, p 1363-1368.
- HATTORI K.H., GUILLOT S., (2007), - Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh- pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8 No 9, 19, 27p.
- HATTORI K., TAKAHASHI Y., GUILLOT S., JOHANSON B., (2005). Occurrence of arsenic (V) in forearc mantle serpentinites based on X-ray absorption spectroscopy study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, No 23, p 5585-5596.
- HEBERT R., ADAMSON A.C., KOMOR S.C., (1990). Metamorphic petrology of ODP Leg 109, Hole 670A, serpentinitized peridotites: Serpentinization processes at a slow spreading ridge environment, In: Detrick R., Honnorez J., Bryan W.B. and Juteau T. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 106-109, 103-113.
- HELLEBRAND E., SNOW J.E., HOPPE P., HOFMANN A.W., (2002). Garnet-field Melting and Late-stage Refertilization in "Residual" Abyssal Peridotites from the Central Indian Ridge. *Journal of Petrology*, 43, 12, p 2305-2338.
- HILAIRET N., REYNARD B., (2009). Stability and dynamics of serpentinites layer in subduction zone. *Tectonophysics*, 465, p 24-29.
- JOHNSON K.T.M., DICK H.J.B., SHIMIZU N., (1990). Melting in the oceanic upper mantle : An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, 95, B3, p 2661-2678.
- KERRICK D., (2002). Serpentine seduction. *Science*, 298, p 1344-1345.
- LARDEAUX J.M., SCHWARTZ S., TRICART P., PAUL A., GUILLOT S., BETHOUX N., MASSON F., (2006). A crustal-scale cross-section of the south-western Alps combining geophysical and geological imagery. *Terra Nova*, 18, p 412-422.
- KISSLING E., (1993). Deep structure of the Alps. What do we really know?. *Physics of the Earth Planetary Interiors*, 79, p 87-112.
- LAGABRIELLE Y., CANNAT (1990). Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. *Geology*, 18, p 319-322.
- LAGABRIELLE Y., LEMOINE M., (1997). Alpine, Corsican and Apennine ophiolites : the slow-spreading ridge model. *Geodynamics*, 325, p 909-920.
- LEMOINE M., de GRACIANSKY P.C., TRICART P., (2000). De l'océan à la chaîne de montagne. *Tectonique des plaques dans les Alpes. SGF collection geosciences*.
- LI X.-P., RAHN M., BUCHER K., (2004). Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution. *J. metamorphic Geol.*, 22, p 159-177.
- MARTIN B., FYDE W.S., (1970). Some experimental and theoretical observations on the Kinetics of hydration reactions with particular reference to serpentinization. *Chemical Geology*, 6, p 185-202.
- McDONOUGH W.F., (1995). The composition of Earth. *Chemical Geology*, 12, p 223-253.
- MEVEL C., 2003. Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *C. R. Geoscience*, 335, p 825-852.
- MOODY J.B., (1976). Serpentinization: a review. *Lithos*, 9, p 125-138.
- NEGRO F., BEYSSAC O., GOFFE B., SADDIQI O., BOUYBAOUENE M.L., (2006). Thermal structure of the Alboran Domain in the rift (northern Morocco) and Western Betics (Southern Spain). Constraints from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *J. Metam. Geol.*, 24, p 309-327.
- O'HANLEY D.S., (1996). *Serpentinites, Records of Tectonic and Petrological History*. New York Oxford University press. 277p.
- PADRON-NAVARTA J.A., LOPEZ SANCHEZ VIZCAINO V., GARRIDO C.J., GOMEZ-PUGNAIRE M.T., JABALOY A., CAPITANI G.C., MELLINI M., (2008). Highly ordered antigorite from Cerro del Almiraz HP-HT serpentinites, SE Spain. *Contrib Mineral Petrol.*, 156, p 679-688.
- PEACOCK S.M., (1990). Fluid Processes in Subduction Zones. *Science*, 248, 4953, p 329-337.
- PEACOCK S.M., (1993). Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. *Chemical Geology*, 108, p 49-59.
- RAHL J.M., ANDERSON K.M., BRANDAN M.T., FASSOULAS C., (2005). Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 240, p 339-354.

- RANERO C.R., VILLASENOR A., MORGAN J.P., WEINREBE W., (2005). Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, 12, 25p.
- RINAUDO C., GASTALDI D., BELLUSO E., (2003). Characterization of Chrysotile, Antigorite and Lizardite by FT-RAMAN spectroscopy. *The Canadian Mineralogist*, 41, p 883-890.
- RONDENAY S., ABERS G.A., Van KEKEN P.E., (2008). Seismic imaging of subduction zone metamorphism. *Geological Society of America*, 4, p 275-278.
- RUPKE L.H., MORGAN J.P., HORT M., CONNOLLY J.A.D., (2002). Are the regional variations in Central American arc lavas due to differing basaltic versus peridotitic slab sources of fluids?. *Geology*, 30, 11, p 1035-1038.
- SAUMUR B.-M., HATTORI K.H., GUILLOT S., (2010). Contrasting origins of serpentinites in a subduction complex, northern Dominican Republic. *GSA Bulletin*, 122, No. 1/2, p 292-304.
- SCAMBELLURI M., FIEBIG J., MALASPINA N., MUNTENER O., PETTKE T., (2004). Serpentinite Subduction: Implications for Fluid Processes and Trace-Element Recycling. *International Geology Review*, 46, p 595-613.
- SCAMBELLURI M., RAMPONE E., PICCARDO G.B., (2001). Fluid and Element Cycling in Subducted Serpentinite: a Trace-Element Study of the Erro-Tobbio High-Pressure Ultramafites (Western Alps, NW Italy). *Journal of Petrology*, 42, p 55-67.
- SCHWARTZ (2000). La zone piémontaise des Alpes occidentales: un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Claude Bernard-Lyon I.
- SCHWARTZ S., ALLEMAND P., GUILLOT S., 2001. Numerical model of the effect of serpentinites on the exhumation of eclogitic rocks: insights from the Monviso ophiolitic massif (Western Alps). *Tectonophysics*, 342, p 193-206.
- SCHWARTZ S., GUILLOT S., TRICART P., REYNARD B., NICOLLET C., ANDREANI M., AUZENDE A.L., MONTAGNAC G. Raman spectroscopic identification of serpentine varieties and petrological applications to high pressure serpentinites. Submitted to *Physics and Chemistry of Minerals*.
- SCHWARTZ S., TRICART P., LARDEAUX J.-M., GUILLOT S., VIDAL O., (2009). Late tectonic and metamorphic evolution of the Piedmont accretionary wedge (Queyras Schistes lustrés, western Alps) : Evidences for tilting during Alpine collision. *Geological Society of America*, 164, p 502-518.
- TRICART P., SCHWARTZ S., (2006). - A north section across the Queyras Schistes lustrés (Piedmont zone, Western Alps): Syn-collision refolding of a subduction wedge. *Aclogae geol. Helv.* 99, p 429-442.
- TRICART P., SCHWARTZ S., SUE C., LARDEAUX J.M., (2004). Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyra Schistes lustrés, Western Alps). *Journal of Structural Geology*, 26, p 1633-1645.
- TROMMSDORFF V., LOPEZ SANCHEZ-VIZCAINO V., GOMEZ-PUGNAIRE M.T., MUNTENER O., (1998). High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain. *Contrib. Mineral Petrol.*, 132, p 139-148.
- ULMER P., TROMMSDORFF V., (1995). Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, 268, 5212, p 858-861.
- VITI C., MELLINI M., (1998). Mesh textures and bastites in the Elba retrograde serpentinites. *Eur. J. Mineral.*, 10, p 1341-1359.
- WICKS F.J., WHITTAKER E.J.W., (1977). Serpentine textures and serpentinitization. *Canadian Mineralogist*, 15, p 459-488.
- WUNDER B., WIRTH R., GOTTSCHAIK M., (2001). Antigorite: pressure and temperature dependance of polysomatism and water content. *European Journal of Mineralogy*, 13, p 485-495.
- YAMATO P., AGARD P., BUROV E., Le POURHIET L., JOLIVET L., TIBERI C., (2007). Burial and exhumation in a subduction wedge : Mutual constraints from thermomechanical modeling and natural P-T-t data (Schistes Lustrés, western Alps). *Journal of Geophysical Research*, 112, 28p.

Index des Annexes

I.	Résultats de l'étude RSCM	B
A.	Tableau de synthèse des résultats de l'étude RSCM.....	B
B.	Coupes correspondant aux tracés de la figure 6 du rapport.....	C
C.	Compilation des données de températures obtenues par RSCM.....	D
II.	Caractérisation des serpentines par spectroscopie RAMAN et signification des pics	E
III.	Analyses Microsonde 04-05-2010	F
A.	Méthode	F
B.	Résultats d'analyses Microsonde 04-05-2010	G
IV.	Analyses par LA-HR-ICP-MS	H
A.	Méthode	H
B.	ELEMENTS VOLATILS	I
C.	Résultats Analyses par LA-HR-ICP-MS.....	J
1.	CHENAILLET	J
2.	ROCHER BLANC.....	K
3.	ROCCA BIANCA	L
4.	CRETE DE L'EYCHASSIER	M
5.	REFUGE DU VISO.....	N
6.	VISO (LAGO SUP)	O
7.	STANDARDS	P

ANNEXES

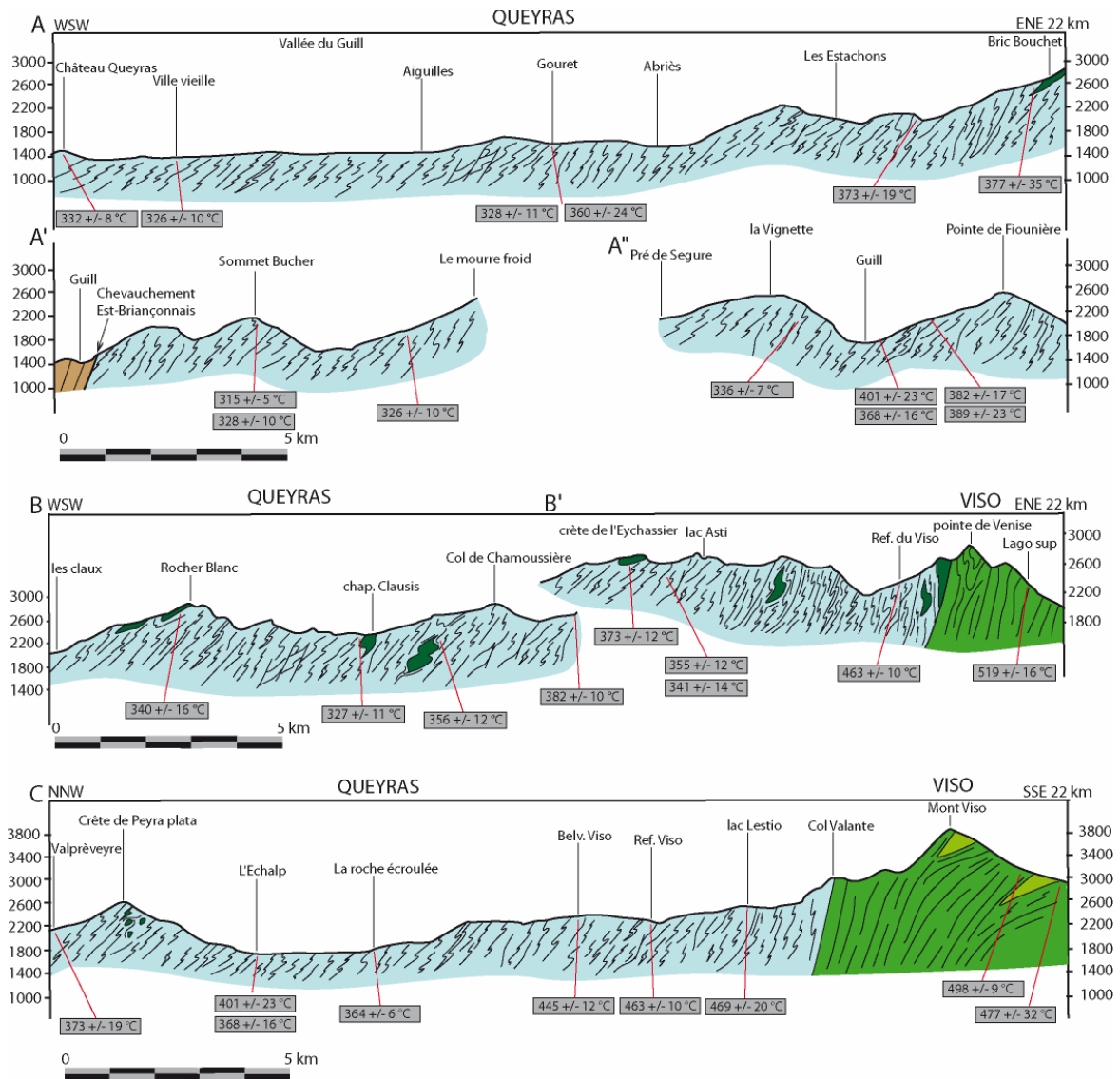
IX. Résultats de l'étude RSCM

A. Tableau de synthèse des résultats de l'étude RSCM.

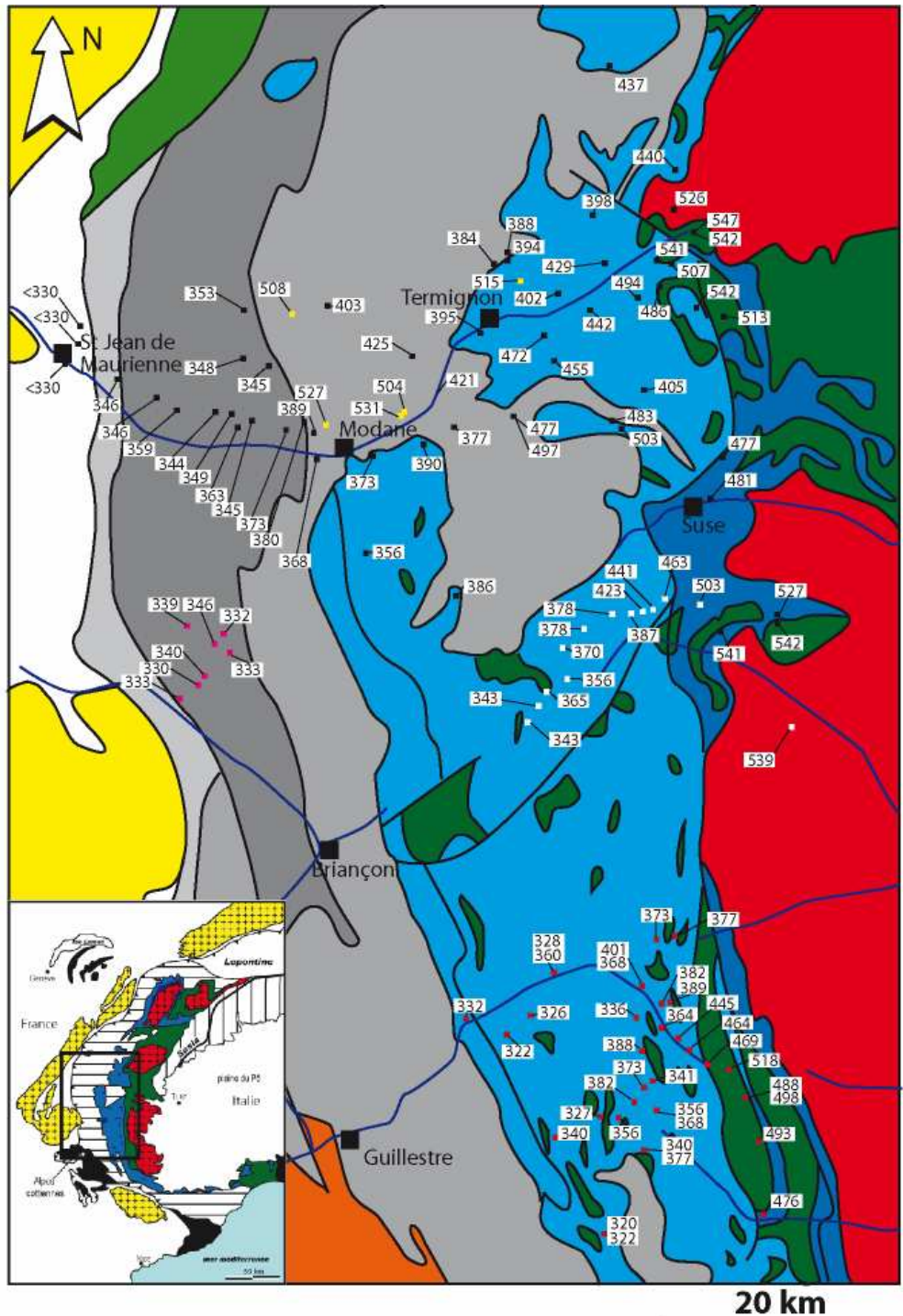
Echantillon	Localisation	Type	Sp.	R2		R1		T(°C) <small>thermomètre de Beyssac</small>	
				Moy.	SD	Moy.	SD	Moy.	1 σ
Echantillons macro, échantillonnage septembre 2008, analyses 03/2010									
RQ04	Refuge du Viso	Macro	12	0,400	0,022	0,744	0,071	462,8	9,67
RQ06	Lac Lestio	Macro	10	0,386	0,044	0,702	0,144	469,1	19,78
RQ07	Belvédère du Viso	Macro	10	0,439	0,028	0,879	0,111	445,5	12,44
RQ08	Roches écroulées	Macro	11	0,622	0,015	1,956	0,141	364,3	6,45
RQ12	Camping Gouret	Macro	9	0,619	0,053	2,007	0,420	365,6	23,55
RQ22	Crête de l'Eychassier	Macro	11	0,602	0,027	1,770	0,230	373,1	12,05
RQ26	Roca Bianca (lac sup)	Macro	11	0,641	0,027	2,157	0,279	355,9	11,94
RQ28	Col Agnel	Macro	11	0,581	0,022	1,656	0,178	382,6	9,87
RQ29	Château Queyras	Macro	10	0,694	0,019	2,685	0,183	332,3	8,33
RQ36	Crête du Rocher Blanc	Macro	13	0,675	0,036	2,549	0,366	340,5	15,95
V15	Viso Mozo	Macro	11	0,321	0,020	0,516	0,041	498,2	9,10
V8	Lago supérieur	Macro	12	0,273	0,037	0,393	0,075	519,5	16,35
Lames minces (Stéphane Schwartz) analyses, 03/2010									
T4	Torrent de la bataille	Lame mince	11	0,537	0,052	1,288	0,300	401,9	23,16
T18b	Coste Arène (vieille ville)	Lame mince	10	0,707	0,021	2,741	0,333	326,5	9,55
T64	Bric Bouchet	Lame mince	10	0,602	0,043	1,756	0,377	373,2	19,10
CV03	Col vieux	Lame mince	13	0,673	0,032	2,333	0,270	341,3	14,39
PEY01	Peyroun (roches écroulées)	Lame mince	14	0,686	0,017	2,506	0,187	335,9	7,44
VG	Vallon giarus	Lame mince	11	0,639	0,029	2,072	0,246	356,6	13,04
Spectres repris (Emilie Bruand 2007 et Stephane Schwartz 2005)									
QE3	Sommet Bucher	Lame mince	10	0,703	0,024	2,895	0,404	328,3	10,47
QE4a	Sommet Bucher	Lame mince	7	0,732	0,011	3,636	0,240	315,2	5,09
QE11	Vallon Clausis	Lame mince	9	0,705	0,024	3,032	0,388	327,2	10,77
QE15	Tour Réal	Lame mince	7	0,592	0,066	1,905	0,448	377,6	29,29
QE26	Tour Réal	Lame mince	7	0,677	0,022	2,650	0,334	339,5	9,59
QE39b	Chabrière	Lame mince	9	0,722	0,021	3,423	0,364	319,6	9,28
Bar02	Lac Baricle	Lame mince	2	0,566	0,016	1,424	0,098	389,0	6,93
Qcha02	Chabrière	Lame mince	7	0,717	0,008	3,011	0,141	322,1	3,64
T7b	Torrent de la bataille	Lame mince	7	0,615	0,035	1,801	0,295	367,5	15,57
T28	Combe Morelle	Lame mince	8	0,580	0,038	1,526	0,249	382,9	16,88
T29b	Combe Morelle	Lame mince	6	0,566	0,051	1,485	0,321	388,9	22,58
T65b	Bric Bouchet	Lame mince	3	0,591	0,079	1,646	0,511	377,8	35,24
VG	Vallon giarus	Lame mince	7	0,614	0,055	1,697	0,370	367,9	24,54
T1	Gouret	Lame mince	6	0,703	0,025	2,910	0,355	328,2	11,00
N4	Lago sup	Lame mince	11	0,275	0,110	0,433	0,264	518,6	29,00
N3	Viso Mozzo	Lame mince	6	0,342	0,069	0,491	0,272	488,8	30,00
N1	Passo Galarino	Lame mince	6	0,332	0,036	0,508	0,079	493,3	16,00
QE28	Verne	Lame mince	10	0,371	0,033	0,614	0,096	475,9	14,00

ANNEXES

B. Coupes correspondant aux tracés de la figure 6 du rapport.



C. Compilation des données de températures obtenues par RSCM.



Unité liguro-Piémontaise

- Schistes lustrés faciès SB
- Ophiolites
- Basement faciès éclogite

Unité Briançonnaise

- Sub-Briançonnais
- Briançonnais Mésozoïque
- Briançonnais Paléozoïque

- Couverture Dauphinoise
- Flysh exotiques
- MCI
- MCE

Températures par RSCM en °C

- Cette étude 2010 382
- Lanari 2009 333

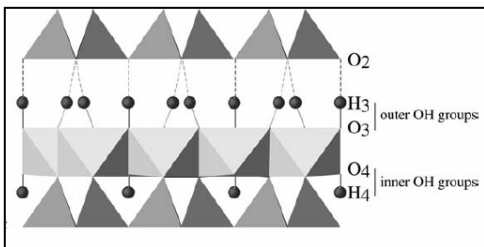
- Gabalda et al 2008 (alpine history) 368
- (préalpine history) 527
- Beysac et al 2002 343

X. Caractérisation des serpentines par spectroscopie RAMAN et signification des pics

Acquisition réalisée du 08 au 11 mars 2010 à l'ENS Lyon sur lames minces polies sur chaque secteur.

Dans les basses fréquences (200-800 cm^{-1}), et en conditions ambiantes le signal des différentes variétés (chrysotile, lizardite, antigorite) est similaire [Auzende et al, 2004]. Les signaux correspondent aux vibrations de la structure cristalline. La position des pics évolue sensiblement en fonction de la pression suivant une fonction linéaire croissante. (Exception pour la serpentinite polygonale concernant 3 bandes). La largeur des pics évolue peu avec le changement des conditions de pression. Il n'y a pas d'amorphisation de la serpentine lorsque la pression augmente.

La plus haute longueur d'onde (3690-3705 cm^{-1}) correspond à l'étirement du groupe OH coordonné avec 3Mg, (dans le cas de 2Mg et 1 Fe la bande peut être déplacée à des fréquences inférieures sur environ 15 cm^{-1}). Dans les serpentines il existe 2 groupes OH indépendants O3H3 (outer OH) assure le lien entre des niveaux octaédriques et tétraédriques adjacents. Le groupe O4H4 (inner OH) assure le lien au centre des feuillets.



Structure cristalline de la lizardite (Mellini 1982)

La courbure des niveaux OH entraîne le passage du pic à 3703 cm^{-1} pour la lizardite (niveaux plats) à 3697 cm^{-1} pour le Chrysotile (niveaux courbés). Pour les antigorites le signal RAMAN est similaire car la courbure est la même malgré le changement de la direction de cette courbure de manière périodique [Capitani et Melini, 2004].

Dans le cas du chrysotile, de la lizardite et de la serpentinite polygonale, les bandes à 3686, 3668 et 3647 cm^{-1} peuvent être interprétés comme les bandes (outer OH) soutenues par 3Mg, 2MgFe et Mg_2Fe . A plus basse fréquence (3560-3609 cm^{-1}) la large bande observée dans la lizardite est probablement due à une augmentation de la teneur en aluminium, ce qui engendre comme le fer une étirement de la bande OH. Les épaules observées du côté des basses fréquences sur les pics à 3695-3703 cm^{-1} sont attribués à la présence de fer comme pour les modes « outer OH ». Pour la lizardite la bande à 3685 cm^{-1} est assigné au groupe OH adjacent à des cations trivalents (Al^{3+} , Fe^{3+}). La lizardite contient en général plus de Al et Fe que le chrysotile, ceci pour compenser partiellement la courbure des feuillets.

Les pics à 1100 et 1043 cm^{-1} sont associés à des bandes asymétriques Si-O-Si étendues. De la même manière la bande près de 700 cm^{-1} est une combinaison de bandes symétriques Si-O-Si et « outer OH » avec une contribution de la bande courbée Si-O à 465 cm^{-1} . La bande à 390 cm^{-1} est attribuée à une bande cintrée SiO_4 .

Les modes entre 200 et 1200 cm^{-1} concernant les spectres des serpentinites sont très semblables car les différences dans la structure et les interactions entre niveaux sont imperceptibles. La compression de la serpentinite est accommodée par une diminution de l'épaisseur interlayons (réduction de la distance O3...O2) [Auzende, 2004].

XI. Analyses Microsonde 04-05-2010

A. Méthode

Les analyses ont pu être réalisées au laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand sur une microsonde CAMECA SX 100. Cette microsonde est équipée de quatre spectromètres WDS et 12 cristaux de diffraction ce qui lui permet d'acquérir des données sur différents éléments majeurs en parallèle et d'optimiser le temps d'analyse.

Les minéraux analysés sont principalement les différentes variétés de serpentines ainsi que des pyroxènes relictuels.

Le principe de la microsonde consiste à bombardé par un faisceau d'électrons l'échantillon présent dans la cellule sous forme de lame mince ou épaisse dans notre cas (les mêmes que pour le laser). Les atomes bombardés en surface de la lame émettent des rayons X dont la longueur d'onde va être triée par les spectromètres WDS et comparée à des standards pour déterminer la nature des atomes. En mesurant le nombre de coup reçu pour chaque variété une concentration va pouvoir être quantifié.

Au préalable les lames ont été polies et métallisées. Le courant utilisé est de 15kV avec une intensité de 15nA. Le temps de comptage pour les éléments considérés est de 10s (20s pour le Nickel).

Les standards utilisés sont l'albite pour Na, la forstérite pour Mg, l'orthoclase pour K, la wollastonite pour Ca et Si, MnTiO₃ pour Ti et Mn, Cr₂O₃ pour Cr, la fayalite pour Fe, l'olivine pour Ni et l'Al₂O₃ de synthèse pour Al.

B. Résultats d'analyses Micro Sonde 04-05-2010

Echantillon	Localisation	Commentaire	Point	Elements (concentration en poids d'oxydes)													H2O 100-total
				FeO	SiO2	K2O	CaO	Na2O	Al2O3	MgO	TiO2	MnO	NiO	Cr2O3	Total		
IC102	Chenaillet	Mesh/Liz	1	2.40	43.79	0.01	0.33	0.01	0.89	38.11	0.00	0.13	0.13	0.11	0.03	85.82	14.18
IC102	Chenaillet	Cpx	2	6.28	55.81	0.00	0.72	0.02	4.27	32.79	0.13	0.13	0.13	0.11	1.08	101.34	
IC102	Chenaillet	Cpx	3	6.32	55.04	0.03	1.57	0.04	4.33	31.82	0.11	0.20	0.17	0.09	0.94	100.47	
IC102	Chenaillet	Veine-Chr	4	2.90	40.87	0.01	0.00	0.00	2.68	38.40	0.04	0.04	0.04	0.15	0.00	85.10	14.90
IC102	Chenaillet	Mesh/Liz	5	3.64	40.71	0.03	1.99	0.01	4.31	33.06	0.13	0.09	0.04	1.28	85.30	14.70	
IC102	Chenaillet	Mesh/Liz	6	3.75	40.28	0.01	1.04	0.02	3.88	34.21	0.11	0.13	0.10	1.11	84.63	15.37	
IC102	Chenaillet	Mesh/Liz	7	3.38	41.97	0.02	0.21	0.01	2.08	36.83	0.10	0.13	0.04	1.18	85.94	14.06	
IC102	Chenaillet	Veine-Chr	8	2.60	42.54	0.01	0.10	0.00	1.26	37.90	0.03	0.09	0.08	0.03	84.65	15.35	
IC102	Chenaillet	Veine-Chr	9	2.55	42.94	0.00	0.10	0.00	1.24	38.48	0.00	0.08	0.11	0.00	85.50	14.50	
IC102	Chenaillet	Mesh/Liz	10	3.46	41.68	0.00	0.18	0.02	2.27	37.14	0.13	0.13	0.10	0.08	85.70	14.30	
IC102	Chenaillet	Mesh/Liz	11	2.56	42.47	0.05	0.09	0.03	0.52	39.37	0.03	0.11	0.30	0.01	85.54	14.46	
IC102	Chenaillet	Mesh/Liz	12	2.93	42.91	0.02	0.06	0.00	0.78	39.30	0.02	0.03	0.10	0.06	86.20	13.80	
IC102	Chenaillet	Oxyde	13	91.00	0.38	0.01	0.01	0.00	0.04	0.44	0.03	0.04	0.08	0.00	92.24		
RQ30	Rocher Blanc	Mesh/Liz	14	1.96	33.93	0.00	0.04	0.00	0.91	37.00	0.00	0.04	0.19	0.09	74.15		
RQ30	Rocher Blanc	Basalte/Liz	15	2.73	43.15	0.01	0.07	0.00	1.06	38.70	0.04	0.03	0.24	0.10	86.13	13.87	
RQ30	Rocher Blanc	Veine-Chr	16	2.70	44.22	0.01	0.06	0.03	0.95	39.55	0.00	0.06	0.10	0.03	87.71	12.29	
RQ30	Rocher Blanc	Veine-Chr	17	2.58	43.78	0.00	0.04	0.00	1.26	39.26	0.03	0.06	0.10	0.03	87.15	12.85	
RQ30	Rocher Blanc	Mesh/Liz	18	4.61	40.35	0.02	0.06	0.00	2.54	35.93	0.04	0.10	0.14	1.06	84.86	15.14	
RQ30	Rocher Blanc	Mesh/Liz	19	4.21	38.71	0.01	0.09	0.02	4.71	34.92	0.03	0.08	0.09	1.45	84.33	15.67	
RQ30	Rocher Blanc	Basalte/Liz	20	3.46	43.00	0.01	0.04	0.04	0.72	40.33	0.02	0.02	0.25	0.08	87.96	12.04	
RQ30	Rocher Blanc	Veine-Chr	21	2.57	43.10	0.02	0.07	0.03	1.08	37.18	0.04	0.08	0.07	0.07	84.32	15.68	
RQ30	Rocher Blanc	Mesh/Liz	22	3.79	42.79	0.01	0.03	0.03	0.58	39.46	0.03	0.05	0.25	0.01	87.03	12.97	
RQ30	Rocher Blanc	Mesh/Liz	23	4.09	40.06	0.03	0.09	0.04	3.65	34.14	0.05	0.10	0.06	1.23	83.55	16.45	
RQ30	Rocher Blanc	Mesh/Liz	24	4.61	40.45	0.02	0.06	0.03	2.55	37.29	0.00	0.07	0.18	0.07	85.34	14.66	
RQ23	Roca Bianca	Patch Alg	25	4.52	43.98	0.00	0.00	0.00	0.40	37.82	0.01	0.07	0.24	0.01	87.05	12.95	
RQ23	Roca Bianca	Mesh/mixte	26	5.65	41.76	0.02	0.03	0.01	1.20	37.03	0.05	0.08	0.24	0.05	86.06	13.94	
RQ23	Roca Bianca	Mesh/mixte	27	5.23	42.87	0.00	0.00	0.00	0.69	37.12	0.03	0.06	0.24	0.29	86.57	13.43	
RQ23	Roca Bianca	Patch Alg	28	5.51	43.85	0.03	0.01	0.00	0.37	36.98	0.00	0.15	0.19	0.00	87.11	12.89	
RQ23	Roca Bianca	Mesh/mixte	29	5.65	42.35	0.01	0.01	0.00	0.75	38.16	0.01	0.03	0.22	0.17	87.36	12.64	
RQ23	Roca Bianca	Mesh/mixte	30	4.99	42.23	0.00	0.04	0.02	2.74	36.48	0.00	0.10	0.19	0.31	87.11	12.89	
RQ23	Roca Bianca	Patch Alg	31	4.77	44.27	0.03	0.00	0.05	0.25	37.59	0.01	0.14	0.24	0.50	87.36	12.64	
RQ23	Roca Bianca	Patch Alg	32	4.18	43.82	0.02	0.00	0.00	0.46	38.12	0.01	0.11	0.23	0.50	87.46	12.54	
RQ23	Roca Bianca	RO23+patch alg	33	2.15	18.97	0.01	17.53	0.00	0.11	29.69	0.00	0.00	0.55	0.05	69.15		
RQ23	Roca Bianca	Patch Alg	34	4.96	43.08	0.00	0.00	0.00	0.72	37.54	0.00	0.08	0.24	1.09	87.70	12.30	
RQ16	Echassier	Mixte	35	7.64	40.76	0.02	0.08	0.00	2.99	34.25	0.02	0.12	0.12	0.52	86.53	13.47	
RQ16	Echassier	Mixte	36	6.34	41.17	0.00	0.23	0.00	2.80	34.19	0.07	0.13	0.12	0.68	85.73	14.27	
RQ16	Echassier	Mixte	37	5.43	41.54	0.01	0.09	0.00	2.59	35.44	0.03	0.03	0.13	0.16	85.45	14.55	
RQ16	Echassier	Mixte	38	6.90	41.46	0.00	0.06	0.01	1.62	35.41	0.00	0.11	0.14	0.22	85.93	14.07	
RQ16	Echassier	Mixte	39	5.41	42.42	0.00	0.15	0.00	2.11	33.26	0.00	0.10	0.14	0.10	83.70	16.30	
RQ16	Echassier	Mixte	40	7.23	40.86	0.02	0.09	0.01	2.56	34.75	0.04	0.09	0.11	0.63	86.40	13.60	
RQ16	Echassier	Mixte	41	7.05	41.83	0.01	0.04	0.00	2.38	35.21	0.00	0.09	0.11	0.60	87.34	12.66	
RQ16	Echassier	Mixte	42	6.87	41.87	0.02	0.22	0.05	4.37	32.64	0.05	0.11	0.11	1.03	87.35	12.65	
RQ16	Echassier	Mixte	43	6.78	42.63	0.00	0.16	0.00	2.60	34.21	0.05	0.12	0.14	0.48	87.17	12.83	
RQ16	Echassier	Cpx	44	0.73	30.59	0.00	28.31	0.04	0.13	0.41	38.98	0.00	0.01	0.37	99.58		
RQ01	Ref. Viso	Alg	45	2.16	43.37	0.02	0.00	0.00	1.14	39.67	0.00	0.10	0.10	0.75	87.27	12.73	
RQ01	Ref. Viso	Alg	46	1.87	43.14	0.04	0.03	0.00	1.22	38.96	0.02	0.06	0.09	0.54	85.97	14.04	
RQ01	Ref. Viso	Alg	47	2.74	42.81	0.03	0.00	0.00	1.81	38.67	0.00	0.09	0.10	0.39	86.63	13.37	
RQ01	Ref. Viso	Alg	48	2.16	43.49	0.01	0.01	0.00	1.15	39.63	0.02	0.17	0.09	0.28	87.01	12.99	
RQ01	Ref. Viso	Alg	49	2.22	43.11	0.02	0.00	0.03	1.11	39.70	0.01	0.13	0.07	0.42	86.81	13.19	
RQ01	Ref. Viso	Alg	50	2.04	42.51	0.02	0.00	0.01	1.29	39.40	0.02	0.11	0.11	0.88	86.39	13.61	
RQ01	Ref. Viso	Alg	51	1.89	43.51	0.00	0.00	0.00	1.17	39.05	0.00	0.14	0.09	0.57	86.44	13.56	
RQ01	Ref. Viso	Alg	52	2.07	44.29	0.01	0.02	0.00	0.97	39.42	0.00	0.10	0.10	0.38	87.37	12.63	
RQ01	Ref. Viso	Alg	53	0.67	55.58	0.05	25.44	0.01	0.01	17.72	0.00	0.08	0.00	0.00	99.56		
V6	Viso (lago sup.)	Chlorite	54	3.61	33.23	0.05	0.00	0.00	12.17	33.48	0.02	0.00	0.10	2.84	85.49	14.51	
V6	Viso (lago sup.)	Alg	55	3.49	43.68	0.00	0.01	0.00	1.33	38.23	0.00	0.03	0.14	0.07	86.98	13.02	
V6	Viso (lago sup.)	Alg	56	3.61	42.10	0.04	0.02	0.00	2.85	37.41	0.04	0.01	0.11	0.22	86.41	13.59	
V6	Viso (lago sup.)	Alg	57	3.05	43.83	0.00	0.00	0.00	1.14	38.17	0.00	0.00	0.02	0.18	86.40	13.60	
V6	Viso (lago sup.)	Chlorite	58	3.52	33.51	0.01	0.00	0.03	11.95	33.60	0.00	0.00	0.19	3.74	86.54	13.46	
V6	Viso (lago sup.)	Alg	59	3.38	43.43	0.00	0.00	0.00	1.17	38.25	0.00	0.05	0.02	0.29	86.60	13.40	
V6	Viso (lago sup.)	Alg	60	3.13	42.80	0.01	0.02	0.00	1.81	37.98	0.00	0.00	0.01	0.51	86.28	13.72	
V6	Viso (lago sup.)	Cpx	61	1.81	52.26	0.01	21.59	0.47	2.14	18.50	0.22	0.07	0.08	1.11	98.26		
V6	Viso (lago sup.)	V6-9 Isser8	62	3.38	43.41	0.02	0.01	0.01	1.52	38.46	0.03	0.00	0.03	1.60	88.51	11.49	
V6	Viso (lago sup.)	Chlorite	63	4.18	33.60	0.02	0.01	0.02	12.79	33.31	0.00	0.02	0.21	2.57	86.71	13.29	

XII. Analyses par LA-HR-ICP-MS

A. Méthode

La composition en éléments trace a été déterminée *in situ* à l'Université Montpellier 2 à l'aide d'un spectromètre de masse de type ThermoFinnigan Element 2 High Resolution-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer (HR-ICP-MS) équipé d'un système à double focalisation Element eXtend Range (XR), couplé à un système d'ablation Laser (LA). Cette méthode permet d'obtenir les teneurs en éléments traces directement sur les phases minéralogiques préalablement choisies.

L'ablation laser est réalisée à partir d'une plate forme automatique Microlas (Geolas Q+) associant un laser excimer CompEx 102 (lambdaPhysik) opérant dans l'UV profond (193 nm) et un système optique constitué d'un homogénéisateur 18x18 lentilles et une platine motorisée.

La cellule d'ablation de 30cm³ est soumise à un flux continu d'hélium augmentant la sensibilité et réduisant le fractionnement inter-éléments [Gunther and Heinrich, 1999]. Les particules éjectées sont entraînées dans ce flux d'hélium et mélangées à l'argon avant d'entrer dans le plasma.

L'échantillon solide sous forme de lame épaisse (150 microns) est situé au sein de la cellule d'ablation dans laquelle la zone qui nous intéresse est pulvérisée par le faisceau laser puis ionisé dans une torche à plasma avant d'être injecté dans le spectromètre de masse.

La présence d'une double focalisation permet un balayage magnétique et électrique du faisceau ionique. Ce HR-ICP-MS peut être utilisé à des résolutions de masse différentes (300,4000 ou 10000) permettant la séparation d'ions ou molécules de masses très voisines. Ce spectromètre a une très forte sensibilité (>1 milliard de coups par ppm sur ¹¹⁵In), favorisant l'analyse des éléments traces et ultra-traces dans la plupart des matériaux géologiques. L'acquisition du signal et le schéma d'une étude par ablation laser sont présentés en annexe.

Aquisition du signal :

Le signal est acquis pendant 3 minutes, 2 minutes pour le blanc analytique et 1 minute pour la mesure de l'analyse pendant que le laser fonctionne et que le comptage du nombre d'impact sur le détecteur pour chaque isotope est réalisé.

Le laser fonctionne avec une énergie de 12 Jcm⁻² à une fréquence de 8Hz en utilisant une taille de spot de 102 µm pour tous les échantillons.

Cela résulte en une sensibilité de plus de 4000 cps/ppm en référence aux mesures sur le NIST 612 qui constitue un matériel de référence.

Quantification et standardisation :

La standardisation interne consiste en l'analyse d'un élément chimique dont la concentration est déjà connue au sein de l'échantillon étudié. Le rapport entre l'intensité du signal obtenu pour un

ANNEXES

isotope X est donné et l'intensité du signal obtenu pour l'isotope choisi est alors comparé à ce même rapport dans un standard externe.

La standardisation externe se fait sur un échantillon dont les concentrations en éléments traces sont parfaitement connues et publiées. Ce standard est mesuré de la même manière que les échantillons. Il s'agit du BIR-1G.

Schéma d'étude par ablation laser :

- Analyse d'un blanc instrumental
- Analyse d'un standard externe NIST-612 (*Bis en début de journée*)
- Minimum 2 minutes d'attente que la cellule soit nettoyée
- Analyses de la moitié des échantillons
- Nouvelle analyse d'un standard externe NIST-612
- Minimum 2 minutes d'attente que la cellule soit nettoyée
- Analyse de la seconde moitié des échantillons
- Nouvelle analyse d'un standard externe NIST-612
- Analyse d'un matériel de référence (BIR-1G) a tout moment du schéma

Éléments mesurés : Li, B, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Pb, Th, U, + Be, Cl.

Traitement des données à l'aide du logiciel GLITTER.

B. ELEMENTS VOLATILS

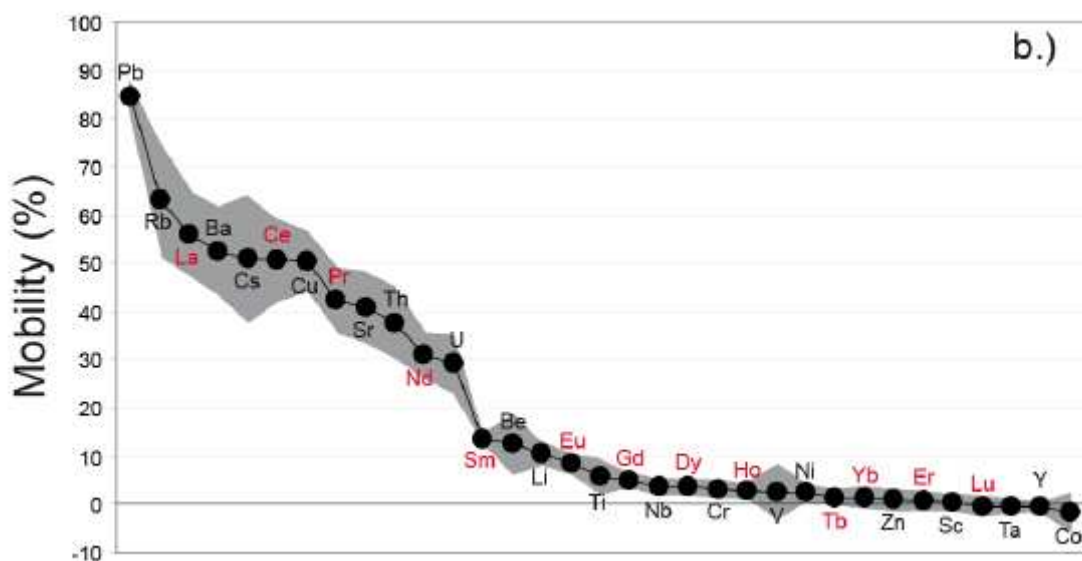


Diagramme où les éléments sont classés par ordre de mobilité décroissante dans les fluides aqueux. Le champ gris représente l'incertitude. Les terres rares sont notées en rouge, [Deschamps, 2010]

C. Résultats Analyses par LA-HR-ICP-MS

1. CHENAILLET

Sample	1		1		1		1		1		1		1		1		1	
	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02	ICH 02
Date	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010
Spot size	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm
# analysis	qs 1	qs 2	qs 3	qs 4	qs 5	qs 7	qs 8	qs 9	qs 10	qs 11	qs 12							
Minerals																		
Serpentine																		
Element																		
L17	0.284	n.d.	0.214	0.128	2.19	0.105	n.d.	0.182										
B11	53.08	14.33	18.25	39.86	54.38	15.45	11.43	32.71	21.07	11.2								
S29	196324.53	196324.53	196324.53	196324.53	196324.53	196324.55	196324.55	196324.55	196324.55	196324.55								
Ca43	1362.34	385.92	541.19	1461.44	14987.14	443.07	314.41	1427.9	456.26	291.59								
Sc45	3.83	2.34	6.19	25.21	33.76	5.4	4.54	24.07	2.548	6.2								
Ti47	108.17	53.12	177.59	751.89	628.27	140.43	113.72	856.44	82.77	59.72								
V51	5.34	2.596	14.98	123.64	163.51	16.71	7.77	117.31	7.02	4.1								
Cr53	18.87	11.26	79.2	7881.07	9052.84	15.83	22.32	6020.58	1.61	b.d.l.								
Co59	126.57	74.53	48.8	14.14	52.14	58.63	153.26	52.14	58.1	64.93								
Ni62	3329.92	2010.02	661.31	1034.3	833.1	881.47	3766.02	946.35	949	159.57								
Cu63	4.08	0.789	1.085	8.71	n.d.	2.96	28.71	4.09	0.923	0.268								
Zn66	31	23.13	23.78	38.52	35.82	21.51	26.14	30.11	24.44	305.92								
Zn68	25.56	18.06	19.82	30.45	28.51	18.48	21.89	24.99	20.69	240.49								
As75	0.084	n.d.	0.065	b.d.l.	b.d.l.	n.d.	n.d.	b.d.l.	0.078	b.d.l.								
Rb85	0.065	0.0173	0.0847	0.1321	0.295	0.0943	0.051	0.0991	0.093	0.119								
Sr88	3.52	1.097	1.062	4.31	8.58	0.803	0.765	3.63	0.892	0.425								
Y89	0.538	0.1768	1.26	3.56	4.17	0.73	0.476	2.321	0.42	0.0692								
Zr90	0.0129	n.d.	0.838	1.537	0.838	0.18	0.1323	0.872	0.1116	n.d.								
Nb93	n.d.	n.d.	n.d.	0.00323	0.00526	n.d.	n.d.	0.00265	n.d.	n.d.								
Sb121	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	b.d.l.	b.d.l.	0.0079	n.d.	n.d.	n.d.								
Cs133	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	b.d.l.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.								
Ba137	0.0467	b.d.l.	b.d.l.	0.083	0.119	0.0256	0.0282	0.067	n.d.	b.d.l.								
La139	n.d.	n.d.	0.00058	0.00046	0.0027	0.00028	b.d.l.	0.00148	0.00029	n.d.								
Ce140	0.00707	0.00201	0.00593	0.0207	0.0222	0.00185	0.00369	0.0171	0.0013	0.0101								
Pr141	0.00363	0.00124	0.00308	0.01098	0.0158	0.00057	0.00054	0.0083	0.00202	n.d.								
Nd146	0.0472	0.0073	0.0389	0.1545	0.189	0.0199	0.0234	0.1234	0.107	0.0133								
Sm147	0.0221	n.d.	0.032	0.184	0.149	0.0263	0.0188	0.092	0.0153	0.0194								
Eu151	0.0235	b.d.l.	0.128	0.029	0.0472	0.0045	0.0042	0.0324	0.0068	b.d.l.								
Gd157	0.0289	b.d.l.	0.123	0.393	0.387	0.0564	0.0175	0.237	0.0139	n.d.								
Tb159	0.0088	b.d.l.	0.0204	0.0696	0.0909	0.0134	0.00632	0.0475	0.00672	n.d.								
Dy163	0.0915	0.025	0.18	0.64	0.724	0.1037	0.1012	0.386	0.0607	0.0069								
Ho165	0.0202	0.00414	0.0476	0.1458	0.1656	0.0281	0.0157	0.0948	0.0153	0.00204								
Er167	0.0541	0.0169	0.1456	0.46	0.467	0.08	0.0502	0.285	0.05	b.d.l.								
Tm169	0.0112	0.00407	0.0194	0.0703	0.0731	0.0097	0.0085	0.0356	0.0077	n.d.								
Yb173	0.0613	0.0223	0.129	0.431	0.555	0.0828	0.0745	0.256	0.0448	n.d.								
Lu175	0.0155	0.0031	0.0247	0.0719	0.0779	0.0114	0.0085	0.0448	0.0054	n.d.								
Hf177	n.d.	n.d.	0.0064	0.0495	0.0966	0.0041	b.d.l.	0.0867	b.d.l.	n.d.								
Ta181	n.d.	n.d.	b.d.l.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.								
Pb208	0.059	0.0186	0.0085	0.0222	0.0052	0.0156	0.0576	0.0193	0.0078	0.0432								
Th232	n.d.	n.d.	n.d.	0.00022	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.								
U238	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.								

2. ROCHER BLANC

Sample	2		2		2		2		2		2		2		2		2		
	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	RQ_30	
Date	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	
Spot size	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	
# analysis	fe 1	fe 2	fe 3	fe 4	fe 5	fe 7	fe 8												
Minerals	Veine	Px	Px	Oi	Oi	Px	Oi	Px	Oi	Oi	Px	Oi	Oi	Veine	Veine	Veine	Veine	Veine	
	Chvy	Liz	Liz	Liz	Liz	Liz	Liz	Liz	Liz	Liz	Liz	Liz	Liz	Chvy	Chvy	Chvy	Chvy	Chvy	
Element																			
U7	3.22	1.86	9.07	1.685	0.872	26.81	0.71	89.54	135.74										
B11	55.74	174.34	200.42	47.97	79.53	224.48	31.85	29.97	22.03										
Sr29	196324.45	243068.38	243068.41	196324.48	196324.5	243068.44	196324.52	196324.5	196324.48										
Ce43	345.32	639.06	556.99	317.89	301.76	682.27	111.05	1083.18	379.8										
Sc45	5.85	29.49	23.15	8.17	9.47	23.56	4.61	0.91	1.599										
Ti47	51.89	556.4	276.01	74.18	106.95	345.17	49.1	48.89	18.57										
V51	13.58	143.81	114.03	14.65	16.31	144.71	7.63	13.16	10.57										
Cr53	346.99	9834.97	13276.05	665.01	534.05	12092.08	258.57	321.3	412.64										
Co59	45.74	51.37	32.67	64.08	63.36	29.82	42.46	25.81	19.57										
Ni62	1246.62	2296.52	1137.06	2164.63	2606.35	1102.15	2436.53	182.11	442.31										
Co63	3.06	4.89		60.88	55.33		19.48	11.18	0.721										
Zn66	20.45	29.97	33.53	19.36	20.93	30.79	20.7	66.6	187.97										
Zn68	18.8	26.9	30.06	16.92	19.63	28.49	19.29	56.02	161.9										
As75	0.078	0.147	0.208	b.d.l.	0.071	b.d.l.	n.d.	0.136	b.d.l.										
Rb85	0.444	0.672	1.389	0.166	0.159	1.345	0.081	0.123	0.223										
Sr88	2.434	10.58	15.31	3.18	3.88	13.01	1.659	0.829	0.967										
Y89	0.862	2.963	3.26	0.84	1.093	3.09	0.41	0.1023	0.1587										
Zr90	0.189	0.765	0.429	0.271	0.641	0.135	0.0303	0.0316	0.176										
Nb93	n.d.	0.0138	0.016	0.0064	0.0073	0.0164	n.d.	n.d.	n.d.										
Sr121	n.d.	n.d.	n.d.	0.0142	b.d.l.	b.d.l.	n.d.	n.d.	b.d.l.										
Cs133	0.447	0.881	1.661	0.2149	0.1755	1.698	0.1186	0.126	0.277										
Ba137	0.689	2.215	3.53	0.778	0.8	2.71	0.43	2.41	0.203										
La139	0.0151	0.1017	0.1102	0.0191	0.0251	0.1121	0.01057	0.0706	0.0179										
Ce140	0.0747	0.393	0.509	0.0904	0.1121	0.488	0.0432	0.1958	0.0405										
Pr141	0.0135	0.0749	0.0967	0.0162	0.0199	0.093	0.00919	0.0248	0.00237										
Nd146	0.1013	0.499	0.539	0.0913	0.123	0.585	0.0519	0.0655	0.0263										
Sm147	0.0173	0.21	0.254	0.0404	0.067	0.257	0.0278	b.d.l.	n.d.										
Eu151	0.017	0.0729	0.0959	0.0102	0.0177	0.0861	0.00169	0.0126	n.d.										
Gd157	0.076	0.37	0.415	0.09	0.081	0.346	0.0177	n.d.	n.d.										
Tb159	0.0202	0.0743	0.074	0.0164	0.0243	0.0662	0.0073	n.d.	b.d.l.										
Dy163	0.145	0.563	0.583	0.143	0.16	0.591	0.0621	n.d.	0.0175										
Ho165	0.0367	0.1356	0.0317	0.0317	0.0451	0.1313	0.0196	b.d.l.	0.00129										
Er167	0.1147	0.398	0.4	0.1086	0.136	0.348	0.0484	b.d.l.	0.0603										
Tm169	0.0132	0.0563	0.0736	0.02	0.0265	0.0577	0.0068	n.d.	n.d.										
Yb173	0.123	0.44	0.415	0.133	0.186	0.427	0.0882	n.d.	0.121										
Lu175	0.0208	0.0606	0.0701	0.0228	0.0265	0.0727	0.0103	b.d.l.	0.00214										
Hf177	b.d.l.	0.021	0.0154	b.d.l.	0.0096	0.0081	n.d.	n.d.	n.d.										
Ta181	n.d.	0.00107	b.d.l.	n.d.	n.d.	b.d.l.	n.d.	n.d.	n.d.										
Pb208	0.011	0.011	0.0198	0.1171	0.0692	b.d.l.	0.0167	0.0223	0.0422										
Th232	n.d.	n.d.	0.00058	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.										
U238	b.d.l.	n.d.	n.d.	b.d.l.	n.d.	n.d.	n.d.	b.d.l.	n.d.										

3. ROCCA BIANCA

Sample	3		3		3		3		3		3		3	
	RQ 23	RQ 23	RQ 23	RQ 23	RQ 23	RQ 23	RQ 23	RQ 23	RQ 23	RQ 23	RQ 23	RQ 23	RQ 23	RQ 23
Date	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010	07/04/2010
Spot size	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm
# analysis	fg 1	fg 2	fg 3	fg 4	fg 5	fg 6	fg 7	fg 8	fg 9	fg 10				
Minerals														
	Alq	Opagues	Liz	Liz	Alq	Alq	Alq	Liz	Liz	Alq	Alq	Liz	Liz	Alq
Element														
Li7	0.405	0.404	0.55	0.417	0.172	0.172	0.172	0.417	0.172	0.172	0.172	0.417	0.172	0.172
B11	74.73	90.4	104.35	114.8	77.33	77.33	77.33	114.8	77.33	77.33	77.33	114.8	77.33	77.33
Sr29	196324.47	196324.48	196324.45	196324.5	196324.47	196324.47	196324.47	196324.5	196324.47	196324.47	196324.47	196324.5	196324.47	196324.5
Ca43	54.74	2510.56	316.88	212.57	39.57	39.57	39.57	212.57	39.57	39.57	39.57	212.57	39.57	39.57
Sc45	3.09	3.12	8.24	6.99	3.59	3.59	3.59	6.99	3.59	3.59	3.59	6.99	3.59	3.59
Ti47	24.72	34.56	211.19	179.33	26.07	26.07	26.07	179.33	26.07	26.07	26.07	179.33	26.07	26.07
V51	17.19	15.44	16.77	15.68	19.79	19.79	19.79	15.68	19.79	19.79	19.79	15.68	19.79	19.79
Cr53	580.76	105.58	899.87	915.78	432.92	432.92	432.92	915.78	432.92	432.92	432.92	915.78	432.92	432.92
Co59	76.42	79.85	43.54	53.75	74.13	74.13	74.13	53.75	74.13	74.13	74.13	53.75	74.13	74.13
Ni62	217.805	1812.54	2310.73	2323.5	2246.27	2246.27	2246.27	2323.5	2246.27	2246.27	2246.27	2323.5	2246.27	2246.27
Co63	0.481	0.898	3.15	2.67	1.687	1.687	1.687	2.67	1.687	1.687	1.687	2.67	1.687	1.687
Zn66	29.35	27.63	22.97	23.95	28.06	28.06	28.06	23.95	28.06	28.06	28.06	23.95	28.06	28.06
Zn66	26.09	24.39	19.73	20.5	24.77	24.77	24.77	20.5	24.77	24.77	24.77	20.5	24.77	24.77
As75	0.26	0.442	0.876	0.986	0.336	0.336	0.336	0.986	0.336	0.336	0.336	0.986	0.336	0.336
Rb85	0.1118	0.316	0.202	0.194	0.224	0.224	0.224	0.194	0.224	0.224	0.224	0.194	0.224	0.224
Sr88	0.323	2.425	3.007	2.21	0.427	0.427	0.427	2.21	0.427	0.427	0.427	2.21	0.427	0.427
Y89	0.032	0.0861	0.687	0.501	0.0475	0.0475	0.0475	0.501	0.0475	0.0475	0.0475	0.501	0.0475	0.0475
Zr90	0.0361	0.196	1.817	1.26	0.1219	0.1219	0.1219	1.26	0.1219	0.1219	0.1219	1.26	0.1219	0.1219
Nb93	n.d.	n.d.	0.0243	0.0137	0.00297	0.00297	0.00297	0.0137	0.00297	0.00297	0.00297	0.0137	0.00297	0.00297
Sb121	0.0649	0.1023	0.161	0.137	0.081	0.081	0.081	0.137	0.081	0.081	0.081	0.137	0.081	0.081
Cs133	0.38	0.968	0.873	0.716	0.529	0.529	0.529	0.716	0.529	0.529	0.529	0.716	0.529	0.529
Ba137	0.206	0.279	0.687	0.487	0.244	0.244	0.244	0.487	0.244	0.244	0.244	0.487	0.244	0.244
La139	0.00564	0.029	0.1263	0.0797	0.00478	0.00478	0.00478	0.0797	0.00478	0.00478	0.00478	0.0797	0.00478	0.00478
Ce140	0.0141	0.0603	0.2736	0.208	0.0189	0.0189	0.0189	0.208	0.0189	0.0189	0.0189	0.208	0.0189	0.0189
Pr141	0.00155	0.00528	0.0392	0.0276	0.00259	0.00259	0.00259	0.0276	0.00259	0.00259	0.00259	0.0276	0.00259	0.00259
Nd146	0.0064	0.0388	0.1711	0.1277	0.0036	0.0036	0.0036	0.1277	0.0036	0.0036	0.0036	0.1277	0.0036	0.0036
Sm147	b.d.l.	b.d.l.	0.0484	0.0274	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.0274	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.0274	b.d.l.	b.d.l.
Eu151	n.d.	0.00165	0.0373	0.0288	n.d.	n.d.	n.d.	0.0288	n.d.	n.d.	n.d.	0.0288	n.d.	n.d.
Gd157	n.d.	b.d.l.	0.0545	0.0387	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.0387	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.0387	b.d.l.	b.d.l.
Tb159	n.d.	b.d.l.	0.016	0.0086	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.0086	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.0086	b.d.l.	b.d.l.
Dy163	b.d.l.	0.0081	0.1003	0.0706	0.0039	0.0039	0.0039	0.0706	0.0039	0.0039	0.0039	0.0706	0.0039	0.0039
Ho165	0.00109	0.00339	0.0257	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.
Er167	0.0021	b.d.l.	0.0863	0.0652	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.0652	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.0652	b.d.l.	b.d.l.
Tm169	n.d.	b.d.l.	0.0143	0.0112	n.d.	n.d.	n.d.	0.0112	n.d.	n.d.	n.d.	0.0112	n.d.	n.d.
Yb173	n.d.	0.0079	0.143	0.0799	0.005	0.005	0.005	0.0799	0.005	0.005	0.005	0.0799	0.005	0.005
Lu175	b.d.l.	n.d.	0.0255	0.013	0.00084	0.00084	0.00084	0.013	0.00084	0.00084	0.00084	0.013	0.00084	0.00084
Hf177	n.d.	b.d.l.	0.0451	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	n.d.
Ta181	n.d.	n.d.	0.00096	0.00102	n.d.	n.d.	n.d.	0.00102	n.d.	n.d.	n.d.	0.00102	n.d.	n.d.
Pb208	0.0354	0.0186	0.0751	0.0612	0.0283	0.0283	0.0283	0.0612	0.0283	0.0283	0.0283	0.0612	0.0283	0.0283
Th232	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U238	n.d.	b.d.l.	0.00057	0.00057	0.00055	0.00055	0.00055	0.00057	0.00055	0.00055	0.00055	0.00057	0.00055	0.00055

4. CRETE DE L'EYCHASSIER

Sample Date	4		4		4		4		4		4		4							
	RQ 16 07/04/2010 102 µm fd 1	Px mixte	RQ 16 07/04/2010 102 µm fd 2	Px mixte	RQ 16 07/04/2010 102 µm fd 3	Px mixte	RQ 16 07/04/2010 102 µm fd 4	Px mixte	RQ 16 07/04/2010 102 µm fd 5	Px mixte	RQ 16 07/04/2010 102 µm fd 7	Px mixte	RQ 16 07/04/2010 102 µm fd 8	Px mixte	RQ 16 07/04/2010 102 µm fd 9	Px mixte	RQ 16 07/04/2010 102 µm fd 10	RQ 16 07/04/2010 102 µm fd 11		
Minerals	Veine mixte														Veine mixte				Ol mixte	
Element																				
Li7	13.14		8.88		9.05		2.36		13.06		16.69		5.26		15.51		6.16			7.85
B11	50		63.24		54.9		58.87		70.39		76.98		53.55		36.85		33.75			38.22
Si29	196324.47		196324.45		196324.47		196324.5		196324.48		196324.5		196324.48		196324.52		196324.52			196324.5
Ca43	689.79		1463.99		680.45		446.76		1216.97		7239.9		401.29		708.73		359.07			509.89
Sc45	13.68		15.18		18.43		7.42		19.76		28.19		13.44		11.85		12.81			18.69
Ti47	168.33		158.89		271.99		35.73		180.52		379.92		113.6		106.4		106.97			900.04
V51	73.38		94.74		113.38		76.17		59.65		93.89		89.33		40.45		41.54			214.81
Cr63	2942.93		5104.14		5408.24		9788.17		3807.08		6898.21		4087.16		790.68		1277.71			9003.13
Co59	42.36		43.47		42.66		62.47		39.29		27.22		52.41		36.78		43.72			42.11
Ni62	1354.84		1304.48		1460.85		1467.53		1034.52		921.59		1309.24		1270.36		1421.77			1492.66
Cu63	1.826		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		0.662		n.d.			1.156
Zn66	33.6		36.78		35.13		42.63		30.48		28.89		35.87		31.08		34.94			35.76
Zn68	31.18		32.9		32.87		37.36		27.28		27		32.14		28.04		30.93			32.2
As75	0.32		0.477		0.542		0.143		0.609		0.687		0.403		0.2		0.268			0.372
Rb85	0.861		0.546		0.566		0.157		0.638		0.833		0.705		0.92		0.405			0.413
Sr88	5.9		4.51		6.66		0.697		8.43		11.53		4.8		4.89		4.23			5.57
Y89	3.63		3.1		4.55		0.288		5.2		8.08		2.781		3.04		2.014			3.02
Zr90	1.548		1.373		1.831		0.183		3.09		4.14		1.047		1.479		0.968			1.543
Nb93	0.0069		0.00482		0.0074		n.d.		0.0116		0.0118		0.265		0.00389		0.0079			0.0083
Sb121	0.387		0.373		0.415		0.152		0.676		1.235		0.285		0.335		0.244			0.372
Cs133	4.42		3.46		4.06		0.499		6.19		8.05		3.47		6.6		2.109			3.13
Ba137	3.96		3.59		5.15		0.431		6.39		8.9		3.51		5.49		3.16			4.55
La139	0.0542		0.0433		0.0642		0.0029		0.0836		0.1176		0.0414		0.0307		0.0406			0.0576
Ce140	0.2611		0.2129		0.309		0.0188		0.352		0.55		0.2104		0.2008		0.1375			0.2256
Pr141	0.0447		0.0495		0.0772		0.00484		0.0781		0.126		0.0492		0.0366		0.0294			0.0432
Nd146	0.385		0.311		0.482		0.0241		0.504		0.817		0.347		0.292		0.212			0.307
Sm147	0.199		0.17		0.262		b.d.		0.242		0.503		0.17		0.179		0.1			0.144
Eu151	0.0729		0.07		0.0822		n.d.		0.1223		0.199		0.06		0.0618		0.0351			0.0635
Gd157	0.427		0.298		0.461		b.d.		0.578		0.919		0.271		0.317		0.161			0.308
Tb159	0.076		0.0671		0.0948		0.003		0.1119		0.1647		0.0696		0.0635		0.0371			0.0604
Dy163	0.631		0.502		0.763		0.0326		0.824		1.34		0.469		0.498		0.325			0.476
Ho165	0.1497		0.1047		0.1909		0.0089		0.1961		0.309		0.1043		0.1103		0.0703			0.1137
Er167	0.442		0.366		0.524		0.0164		0.614		0.821		0.333		0.373		0.199			0.337
Tm169	0.0645		0.0543		0.0796		0.00131		0.0876		0.1354		0.0505		0.0583		0.0401			0.0487
Yb173	0.393		0.4		0.5		0.0123		0.636		0.944		0.338		0.357		0.324			0.37
Lu175	0.0684		0.0507		0.077		0.00289		0.0933		0.1445		0.0438		0.052		0.0363			0.0509
Hf177	0.107		0.0795		0.1		0.0052		0.17		0.288		0.0477		0.0904		0.0448			0.0683
Ta181	b.d.		n.d.		n.d.		0.00043		n.d.		b.d.		n.d.		n.d.		n.d.			n.d.
Pb208	0.1223		0.0362		0.0449		0.0099		0.0476		0.0549		0.0268		0.0369		0.0485			0.0574
Th232	n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.			n.d.
U238	n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.		n.d.			n.d.

5. REFUGE DU VISO

Sample	5		5		5		5		5		5		5		5	
	RQ.01	07/04/2010	RQ.01	07/04/2010	RQ.01	07/04/2010	RQ.01	07/04/2010	RQ.01	07/04/2010	RQ.01	07/04/2010	RQ.01	07/04/2010	RQ.01	07/04/2010
Date	102 µm	fb 2	102 µm	fb 3	102 µm	fb 4	102 µm	fb 5	102 µm	fb 1	102 µm	fb 2	102 µm	fb 4	102 µm	fb 5
Spot size	fb 2		fb 4		fb 5											
# analysis																
Minerals	Oi	Px	Px	Px	Oi	Px	Oi	Oi	Px	Px	Px	Px	Px	Px frais	Oi	Oi
Serp.	Altg	Altg	Altg	Altg	Altg	Altg	Altg	Altg	Altg	Altg	Altg	Altg	Altg	Altg	Altg	Altg
Element																
Li7	n.d.															
B11	26.67	105.31	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	67.74	127.6	121.11	121.11	121.11	121.11	121.11	121.11	121.11	121.11
Sr29	196324.52	196324.52	196324.5	196324.5	196324.52	196324.52	196324.52	196324.47	196324.48	196324.48	196324.48	196324.48	196324.48	196324.48	196324.48	196324.48
Ca43	112.93	55.01	38.98	38.98	42.62	42.62	42.62	70.62	81.69	81.69	81.69	81.69	81.69	81.69	81.69	81.69
Sc45	5.75	11.49	7.6	7.6	8.2	8.2	8.2	12.15	12.97	12.97	12.97	12.97	12.97	12.97	12.97	12.97
Ti47	12.33	34.05	58.16	58.16	24.21	24.21	24.21	33.74	34.64	34.64	34.64	34.64	34.64	34.64	34.64	34.64
V51	28.68	37.55	29.29	29.29	26.49	26.49	26.49	37.77	41.15	41.15	41.15	41.15	41.15	41.15	41.15	41.15
Cr53	5542.97	4273.77	2754.07	2754.07	2190.31	2190.31	2190.31	4430.45	4342.13	4342.13	4342.13	4342.13	4342.13	4342.13	4342.13	4342.13
Co59	52.05	52.72	59.96	59.96	64.21	64.21	64.21	68.68	73.17	73.17	73.17	73.17	73.17	73.17	73.17	73.17
Ni62	1099.57	994.57	1037.92	1037.92	1096.08	1096.08	1096.08	1264.92	1092.38	1092.38	1092.38	1092.38	1092.38	1092.38	1092.38	1092.38
Co63	n.d.	4.92	3.93	3.93	5.16	5.16	5.16	4.38	5.09	5.09	5.09	5.09	5.09	5.09	5.09	5.09
Zn66	37.44	38.72	38.93	38.93	38.49	38.49	38.49	37.96	39.48	39.48	39.48	39.48	39.48	39.48	39.48	39.48
Zn68	31.27	32.04	32.81	32.81	31.28	31.28	31.28	33.82	33.42	33.42	33.42	33.42	33.42	33.42	33.42	33.42
As75	0.163	0.951	0.958	0.958	0.612	0.612	0.612	0.64	0.574	0.574	0.574	0.574	0.574	0.574	0.574	0.574
Rb85	n.d.	0.0334	0.0555	0.0555	0.0265	0.0265	0.0265	0.0348	0.0872	0.0872	0.0872	0.0872	0.0872	0.0872	0.0872	0.0872
Sr88	0.0263	0.1465	0.1207	0.1207	0.0915	0.0915	0.0915	0.272	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29
Y89	0.0642	0.243	0.1207	0.1207	0.1536	0.1536	0.1536	0.352	0.398	0.398	0.398	0.398	0.398	0.398	0.398	0.398
Zr90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb93	b.d.l.	0.0027	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	n.d.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Sb121	0.1135	0.35	0.181	0.181	0.297	0.297	0.297	0.29	0.319	0.319	0.319	0.319	0.319	0.319	0.319	0.319
Cst133	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba137	0.083	0.0556	0.038	0.038	0.097	0.097	0.097	0.152	0.229	0.229	0.229	0.229	0.229	0.229	0.229	0.229
La139	0.00105	0.0066	0.00295	0.00295	0.00354	0.00354	0.00354	0.0112	0.00962	0.00962	0.00962	0.00962	0.00962	0.00962	0.00962	0.00962
Ce140	0.00312	0.016	0.00509	0.00509	0.00579	0.00579	0.00579	0.0225	0.0182	0.0182	0.0182	0.0182	0.0182	0.0182	0.0182	0.0182
Pr141	n.d.	0.00232	b.d.l.	b.d.l.	0.00047	0.00047	0.00047	0.00364	0.00265	0.00265	0.00265	0.00265	0.00265	0.00265	0.00265	0.00265
Nd146	0.00181	0.0109	0.00215	0.00215	n.d.	n.d.	n.d.	0.0214	0.0172	0.0172	0.0172	0.0172	0.0172	0.0172	0.0172	0.0172
Sm147	n.d.	b.d.l.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Eu151	n.d.	b.d.l.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.0025	0.00162	0.00162	0.00162	0.00162	0.00162	0.00162	0.00162	0.00162
Gd157	n.d.	0.0047	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.0175	0.0185	0.0185	0.0185	0.0185	0.0185	0.0185	0.0185	0.0185
Tb159	b.d.l.	0.00284	0.00113	0.00113	0.00125	0.00125	0.00125	0.00674	0.0077	0.0077	0.0077	0.0077	0.0077	0.0077	0.0077	0.0077
Dy163	0.003	0.0179	0.0073	0.0073	0.0132	0.0132	0.0132	0.0552	0.0622	0.0622	0.0622	0.0622	0.0622	0.0622	0.0622	0.0622
Ho165	0.00066	0.00763	0.0027	0.0027	0.00394	0.00394	0.00394	0.0115	0.0151	0.0151	0.0151	0.0151	0.0151	0.0151	0.0151	0.0151
Er167	0.0048	0.0237	0.0145	0.0145	0.0116	0.0116	0.0116	0.0313	0.0534	0.0534	0.0534	0.0534	0.0534	0.0534	0.0534	0.0534
Tm169	0.001	0.00368	0.0018	0.0018	0.00106	0.00106	0.00106	0.0096	0.0073	0.0073	0.0073	0.0073	0.0073	0.0073	0.0073	0.0073
Yb173	b.d.l.	0.0287	0.02	0.02	0.0085	0.0085	0.0085	0.0509	0.0562	0.0562	0.0562	0.0562	0.0562	0.0562	0.0562	0.0562
Lu175	b.d.l.	0.00562	0.00228	0.00228	0.00573	0.00573	0.00573	0.007	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085	0.0085
Hf177	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ta181	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00046	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb208	0.0246	0.0958	0.381	0.381	0.1433	0.1433	0.1433	0.0863	0.1199	0.1199	0.1199	0.1199	0.1199	0.1199	0.1199	0.1199
Th232	n.d.	n.d.	b.d.l.	b.d.l.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U238	n.d.	0.00023	0.00168	0.00168	0.00045	0.00045	0.00045	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

6. VISO (LAGO SUP)

Sample	6		6		6		6		6		6		6		6		
	V6	V6	V6	V6	V6	V6	V6	V6	V6	V6	V6	V6	V6	V6	V6	V6	
Date	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	08/04/2010	
Spot size	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	102 µm	
# analysis	db 1	db 2	db 3	db 4	db 5	db 6	db 7	db 8	db 9	db 10							
Minerals																	Px, frais
Element																	
Li7	n.d.																
B11	10.73	11.18	13.91	12.28	10.54	12.99	12.99	11.58	10.84								0.279
Sr29	196324.48	196324.48	196324.48	196324.5	196324.47	196324.48	196324.48	196324.5	196324.48								12.5
Ca43	140.49	295.97	286.76	61.61	138.94	46.32	38.24	38.24	775.57								196324.5
Sc45	11.28	10.28	11.11	9.34	10.46	9.75	9.21	9.21	10.81								117323.79
Ti47	18.13	66.97	65.26	19.31	7.4	29.85	24.5	24.5	66.93								47.72
V51	170.58	63.21	61.75	73.1	180.84	66.16	67	67	61.68								1050.96
Cr53	20457.26	1552.32	1588.76	2151.02	18385.45	3868.5	2039.8	2039.8	1691.05								5921.77
Co59	85.68	59.04	66.87	61.08	85.63	52.27	60.43	58.09	58.09								23.42
Ni62	2609.81	743.82	943.88	629.79	2131.86	234.68	491.82	491.82	565.45								443.28
Cu63	0.978	0.522	2.95	1.274	0.716	0.921	1.835	1.778	0.663								1.778
Zn66	41.75	33.57	33.36	33.37	42.21	32.73	32.79	32.79	32.21								16.76
Zr68	36.34	29.76	29.59	28.45	35.06	28.35	28.98	28.98	28.69								14.8
As75	n.d.	0.114	0.838	0.225	0.173	0.147	0.131	0.131	0.105								0.095
Rb85	b.d.l.	n.d.	b.d.l.	n.d.	b.d.l.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.								0.128
Sr88	0.1114	0.1002	0.1143	0.0768	0.0977	0.1073	0.116	0.116	0.456								34.72
Y89	0.0236	0.0427	0.0425	0.0404	0.022	0.0641	0.0638	0.0638	0.1454								14.18
Zr90	0.222	0.401	0.529	0.168	0.225	0.225	0.156	0.156	0.636								5.83
Nb93	0.0078	n.d.	n.d.	b.d.l.	0.0051	b.d.l.	b.d.l.	n.d.	b.d.l.								b.d.l.
Sb121	0.0149	0.0249	0.0287	0.0031	0.0115	b.d.l.	b.d.l.	0.0055	0.0125								b.d.l.
Cs133	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.								n.d.
Ba137	0.0214	n.d.	b.d.l.	n.d.	n.d.	0.0132	0.0253	0.0253	n.d.								0.87
La139	n.d.	0.00049	0.00104	0.0012	n.d.	0.00174	0.00084	0.00084	0.00191								0.1365
Ce140	0.00116	0.00726	0.00596	0.0038	n.d.	0.00756	0.00365	0.00365	0.00857								0.714
Pr141	0.00128	n.d.	b.d.l.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.								0.223
Nd146	n.d.	0.0043	n.d.	b.d.l.	n.d.	n.d.	0.00196	0.00196	0.0191								1.962
Sm147	n.d.	n.d.	n.d.	b.d.l.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.0084								1.052
Eu151	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.								0.414
Gd157	n.d.	n.d.	b.d.l.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.0103								1.984
Tb159	n.d.	b.d.l.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	b.d.l.								0.367
Dy163	n.d.	b.d.l.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.0158								2.63
Ho165	n.d.	n.d.	n.d.	b.d.l.	0.00117	n.d.	0.00111	0.00111	0.00134								0.558
Er167	n.d.	n.d.	n.d.	b.d.l.	n.d.	0.0029	b.d.l.	b.d.l.	0.0033								1.692
Tm169	n.d.	n.d.	n.d.	b.d.l.	n.d.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.00122								0.2482
Yb173	n.d.	0.0053	b.d.l.	b.d.l.	n.d.	0.01	0.0193	0.0193	0.0181								1.586
Lu175	b.d.l.	0.00074	0.00372	0.00362	b.d.l.	0.00187	0.0027	0.0027	0.00388								0.1993
Hf177	n.d.	0.0051	0.0399	0.0089	n.d.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.0317								0.472
Ta181	b.d.l.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	b.d.l.								n.d.
Pb208	0.0284	0.0236	0.0944	0.0144	b.d.l.	0.0594	0.0498	0.0498	0.292								0.26
Th232	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.								n.d.
U238	b.d.l.	0.00117	0.00087	0.00152	n.d.	0.00031	0.0012	0.0012	0.00056								0.00043

7. STANDARDS

NIST-612 et échantillon référencé BIR-1G analyses réalisées à l'Université Montpellier 2 les 07/04/2010 et 08/04/2010

Table with 14 columns: N°Echantillon, N°Analyse, Date, RO1, RO16, RO30, RO30, RO30, RO30, RO30, RO30, RO30, RO30, V6. Rows list elements from Li to Lu with their respective analysis values.

Table with 14 columns: N°Echantillon, N°Analyse, Date, RO1, RO16, RO30, RO30, RO30, RO30, RO30, RO30, RO30, V6. Rows list elements from Li to Lu with their respective analysis values.

Table with 14 columns: N°Echantillon, N°Analyse, Date, RO1, RO16, RO30, RO30, RO30, RO30, RO30, RO30, RO30, V6. Rows list elements from Li to Lu with their respective analysis values.