



UNIVERSITE CATHOLIQUE DE LOUVAIN
Faculté des Sciences
Laboratoire de Géologie et Minéralogie

**PETROGRAPHIE, MINERALOGIE ET
GEOCHIMIE DES RODINGITES DE LA NAPPE
OPHIOLITIQUE PIEMONTAISE, ALPES
OCCIDENTALES (ITALIE).**

*Thèse présentée en vue de l'obtention
du grade de Docteur en Sciences
par*

Fabienne Moreau

Louvain-la-Neuve
2001



UNIVERSITE CATHOLIQUE DE LOUVAIN
Faculté des Sciences
Laboratoire de Géologie et Minéralogie

**PETROGRAPHIE, MINERALOGIE ET
GEOCHIMIE DES RODINGITES DE LA NAPPE
OPHIOLITIQUE PIEMONTAISE, ALPES
OCCIDENTALES (ITALIE).**

*Thèse présentée en vue de l'obtention
du grade de Docteur en Sciences
par*

Fabienne Moreau

Jury:

MM. J. Verkaeren (UCL), promoteur
G.V. Dal Piaz (Padova, Italia)
G. Martinotti (Torino, Italia)
L. André (M.R.A.C., Belgique)
D. Laduron (UCL)
J. Naud (UCL)
Ph. Sonnet (UCL)

Louvain-la-Neuve
2001

Sans la contribution de nombreuses personnes, ce travail n'aurait pas été possible...

Je remercie le Pr. Jean Verkaeren, instigateur et promoteur de cette thèse, pour ses conseils et sa disponibilité prodigués tout au long de ces années.

Il m'a été donné, dans le cadre de ce travail, de goûter à de nombreuses reprises à l'hospitalité et à la convivialité italiennes! Aussi, je tiens à exprimer ma reconnaissance au Pr. Giorgio Vittorio Dal Piaz pour m'avoir non seulement guidée sur le terrain, mais également pour m'avoir initiée à la problématique des rodingites et ouvert les portes de son laboratoire et de sa collection de rodingites. Je le remercie de me faire l'honneur de juger ce travail.

Je tiens à remercier chaleureusement le Pr. Giorgio Martinotti de m'avoir accompagnée sur le terrain et de m'avoir prodigué à moult reprises des conseils avisés, le tout avec son optimisme et sa bonne humeur légendaires. Je le remercie également de me faire l'honneur de juger ce travail.

Je ne sais comment remercier Guido Venturini pour toute son aide logistique, son accueil, sa disponibilité et son amitié.

Merci à Paola Tartarotti de m'avoir guidée dans les brumes du Monte Avic...

Je remercie vivement le Pr. Dominique Laduron de l'intérêt qu'il a porté à mon travail et des discussions enrichissantes que nous avons eues, ainsi que d'accepter de lire et juger mon travail.

Merci au Pr. Philippe Sonnet d'accepter de lire et juger ce travail.

Je remercie Jean Naud de bien vouloir lire et juger ce travail, ainsi que pour les analyses XRF.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude au Pr. Luc André pour m'avoir non seulement initiée à la technique d'analyses par la-ICPMS, mais également pour tout le temps qu'il m'a consacré en discussions et corrections, toujours très enrichissantes! Il me fait l'honneur de lire et juger ce travail.

Je remercie le Pr. Jacques Touret de m'avoir si gentiment accueillie dans son laboratoire et de m'avoir appris les rudiments de la technique d'analyse par inclusions fluides. Ses conseils furent précieux!

Le professeur José Honnorez m'a reçue avec beaucoup de sympathie. Pour son hospitalité, son don de deux précieux échantillons et pour les discussions que nous avons eues, je le remercie vivement.

Je remercie chaleureusement le Pr. Jan Hertogen pour son extrême gentillesse, ses avis et ses conseils qui furent bénéfiques.

Un grand merci au Pr. Daniel Demaiffe pour son aide et ses conseils.

Je remercie également le Pr. Hans Rudi Pfeiffer pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail.

Je tiens à exprimer ici ma plus profonde reconnaissance au Pr. Jujules, sans qui ce travail n'aurait probablement pas abouti. Merci pour sa patience (soumise à rude épreuve...), sa disponibilité, ses encouragements, ses conseils et ses corrections.

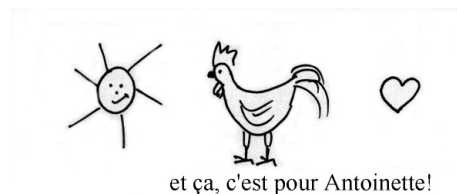
Je remercie vivement Jacqueline Van der Auwera et Guy Bollogne pour leur accueil sympathique au sein de leur laboratoire. De même, je tiens à remercier Jacques Navée: ce fut un réel plaisir de travailler en sa compagnie. Merci aussi à Karel Theunissen pour son coup de main!

Je voudrais remercier tous les membres du personnel technique et administratif de l'unité GEM/GEOL pour tous les services qu'ils m'ont rendus et avec qui j'ai pu partager de bons moments, mais aussi, étant donné les circonstances, des moments plus éprouvants... Merci à Gaby, Françoise, Linda, Marie-José, Baudouin, Marco, Grégory, Dominique, Myriam, Carole, Marie-Noëlle, Jacqueline et Jacques.

Merci aussi à tous les chercheurs avec qui j'ai pu faire un petit ou grand bout de chemin au Mercator: Kampata, Gérard, Ghani, Nasser et toute la smala marocaine, Ahcène, Razvan, Emma, Ildiko, ... Je remercie, avec une mention toute spéciale, Sam, Françoise (et Luigi), Kinou et Benoît pour toute leur aide et leur amitié et pour m'avoir supportée (dans tous les sens du terme!) tout au long de ces années! Dans le même sac, encore un tout grand merci à Béné de m'avoir accompagnée, avec cette bonne humeur qu'on lui connaît, sur le terrain par ce pluvieux été 96...

Du fond du cœur, je remercie toute ma famille et plus particulièrement mes parents pour leur soutien et leur confiance qu'ils m'ont prodigués tout au long de ces années.

Quant à Augustin (sans qui...): merci pour tout!!!!!!!!!



Fabienne

Petrography, mineralogy and geochemistry of rodingites of the Piedmont ophiolite nappe, Western Alps (Italy).

The focus of this research has been the estimation of the timing of the rodingitization process relative to the metamorphic evolution of the ophiolitic remnants in the Western Alps. Four rodingitic sites were studied: Perrères (Valtournanche, Val d'Aoste), Monte Avic (Val d'Aoste) and, in the Voltri Massif, Vara and La Carta. All of these occur in a high pressure – low temperature metamorphic context, retromorphosed to greenschist facies. For comparison, two samples from the mid-Atlantic fractures zones were examined.

The petrographic study of the rodingites has revealed a primary paragenesis and a rodingitic paragenesis. The primary paragenesis comprises relict magmatic clinopyroxene (clinopyroxene 1) transformed into diopside, apatite and oxides (ilmenite and/or magnetite and/or chromite). The rodingitic paragenesis consists of garnet (grossular-almandine and/or grossular-andradite), diopsidic clinopyroxene (clinopyroxene 2), chlorite (clinochlore), and epidote or vesuvianite. In the Voltri Massif, sphene, albite, amphiboles and carbonates are accessory minerals.

The narrow rim of chloritoschist located between the rodingitic dyke and the surrounding serpentinite constitutes the only observable zonation. Epidote and vesuvianite represent the last phases of the rodingitic transformation process.

A crystallisation – deformation study of the Perrères site, together with data on fluid inclusions in one sample from Vara, have shown that the garnet crystallized under greenschist facies conditions (i.e. 2 to 3 kbars and 360 to 400°C).

Study of the rare earth elements (REE) and trace elements in rocks and individual minerals has led to the establishment of a model with three phases. The first phase is characterized by the clinopyroxene 1 which retained its REE-magmatic signature (isochemical); the second phase is represented by the garnet which is in equilibrium with clinopyroxene 2; while the third phase is marked by the appearance of epidote which seems to have grown at the expense of garnet. This study has also shown that the hypothesis which envisages an eclogitic protolith cannot be confirmed.

Finally, the comparison between rodingites and the gabbroic samples collected by drilling in mid-Atlantic zones (Barling *et al.*, 1997) suggests that the protoliths for the Perrères and Monte Avic rodingites were probably troctolitic cumulates and gabbros *sensu stricto*, while the Voltri Massif rodingites had an oxide-rich gabbro protolith. The initial liquids would have been of MORB-type, which fit with the geochemical data of the alpine ophiolites.

**Petrografia, mineralogia e geochimica delle rodingiti della Falda Ofiolitica
Piemontese, Alpi occidentali (Italia).**

La tesi è focalizzata sugli aspetti mineralogico-petrografici e geochimici del processo rodingitico in alcune unità ofiolitiche delle Alpi occidentali italiane e sui suoi rapporti temporali con l'evoluzione metamorfica regionale. Sono state studiate le rodingiti di quattro località: Les Perrères e M. Avic, in Valle d'Aosta; Vara e La Carta, nel Massiccio di Voltri. Si tratta di filoni e boudins insediati in corpi di peridotiti serpentizzate. Le unità ofiolitiche in cui sono inserite queste rodingiti sono caratterizzate da un'impronta metamorfica di alta pressione-bassa temperatura e da una sovraimpronta retrograda in facies scisti verdi. Per confronto, sono stati studiati anche due campioni provenienti dalle zone di frattura medio-Atlantiche.

Lo studio petrografico delle rodingiti ha messo in evidenza la presenza di una paragenesi primaria e di una paragenesi rodingitica. La prima è costituita da clinopirosseno magmatico relitto (cpx 1), trasformato in diopside, apatite e ossidi (ilmenite e/o magnetite e/o cromite). La seconda, di tipo rodingitico, è costituita da granato ricco in Ca (grossularia-almandino e/o grossularia-andradite), clinopirosseno diopsidico (cpx2), clorite (clinocloro), epidoto o vesuviana. Nel Massiccio di Voltri si trovano anche titanite, albite, anfiboli e carbonati come minerali accessori.

Il sottile bordo di cloritoscisti al contatto tra il filone rodingitico e le serpentiniti incassanti costituisce l'unica zonazione metasomatica osservabile. Epidoto e vesuviana rappresentano le fasi più tardive del processo di trasformazione rodingitica.

I rapporti tra cristallizzazione e deformazione nelle rodingiti di Perrères unitamente ai dati sulle inclusioni fluide di un campione di Vara permettono di stabilire che il granato rodingitico si è formato in condizioni P-T della facies scisti verdi (2-3 kbars, 360-400°C).

Lo studio delle terre rare e degli elementi in traccia su roccia totale e su singoli minerali permette di ricostruire un modello evolutivo a tre fasi. La prima è caratterizzata dalla presenza del cpx1, che ha mantenuto i suoi caratteri magmatici per quanto riguarda le terre rare; la seconda è rappresentata dal granato in equilibrio con il cpx2; la terza è caratterizzata dalla comparsa dell' epidoto che sembra svilupparsi a spese del granato. Questo studio sembra escludere la presenza di un protolite eclogitico, la cui formazione può essere stata tuttavia impedita dalla particolare composizione chimica della roccia, nell'ipotesi che il processo rodingitico, o almeno parte di esso, si sia sviluppato in ambiente oceanico. Infine, il confronto tra le rodingiti alpine e i campioni di rocce gabbriche provenienti dalle perforazioni nelle zone medio-Atlantiche (Barling *et al.*, 1997) suggerisce che i protoliti delle rodingiti della Valle d'Aosta (Les Perrères e Monte Avic) erano probabilmente dei cumulati troctolitici e dei gabbri sensu stricto, mentre il protolite delle rodingiti del Massiccio di Voltri era piuttosto un gabbro ricco in ossidi. Il liquido iniziale sarebbe di tipo MORB, in accordo con i dati geochimici sulle ofioliti alpine.

Petrografie, mineralogie en geochemie van de rodingieten van het

Piedmont ophioliet dekblad, Westerse Alpen (Italië).

Dit onderzoek heeft tot doelstelling gehad de timing in te schatten van het rodingitisatieproces gebonden aan (ten opzichte van) de metamorfe evolutie van ophiolietische resten in de Westerse Alpen. Vier rodingietische vindplaatsen werden bestudeerd: Perreres (Valtournanche, Val d' Aoste), Monte Avic (Val d' Aoste) en, in het massief van Voltri, Vara en La Carta. Zij vertonen allen kenmerken van een hoge druk – lage temperatuur metamorfisme, omgezet naar het groenschist facies. Twee stalen uit de Mid-Atlantische breukzone werden bestudeerd ter vergelijking.

De petrografische studie van de rodingieten heeft enerzijds een primaire en anderzijds een rodingietische paragenese aangetoond. De primaire paragenese omvat een magmatische clinopyroxeen rest (clinopyroxeen 1), omgezet in diopsied, apatiet en oxides (ilmeniet en/of magnetiet en/of chromiet). De rodingietische paragenese bestaat uit granaat (grossular-almandien en/of grossular-andradiet), diopsiedische clinopyroxeen (clinopyroxeen 2), chloriet, en epidoot of vesuvianiet. Spheen, albiet, amphibool en carbonaat worden als accessorische mineralen waargenomen in het Voltri massief.

Een dunne chloriet rand tussen de rodingiet dyke en het omgevend serpentieniet gesteente vormt de enige waarneembare zonatie. Epidoot en vesuvianiet zijn de laatste fasen van het rodingietischomzettingsproces.

Dankzij een kristallisatie-vervormingsstudie van de Perreres vindplaats alsook een studie van de vloeibare insluitels van een staal uit de Vara vindplaats, kon worden aangetoond dat granaat zich heeft gevormd in het groenschist metamorf facies (2 to 3 kbars en 360 tot 400°C).

De studie van de zeldzame aarden en van de sporenelementen in gesteenten en mineralen laat toe een evolutie model in drie fasen voor te stellen: de eerste fase is gekenmerkt door pyroxeen 1 met een magmatisch REE-patroon (isochemisme); de tweede fase is weergegeven door granaat in chemisch evenwicht met clinopyroxeen 2; de derde fase wordt bepaald door het verschijnen van epidoot dat zich blijkbaar rechtstreeks vormt ten koste van granaat. Deze studie heeft eveneens tot het besluit geleid dat de hypothese van een eclogietische protoliet niet kan worden bekrachtigd. De vergelijking tenslotte van de rodingieten met stalen van gabbroische gesteenten van boringen in de Mid-Atlantische zone (Barling *et al.*, 1997) leidt ons tot de veronderstelling dat de protoliet van de Perreres en van de Monte Avic rodingieten best overeenkomt met troctolietische cumulaten en gabbros *sensu stricto*. De protoliet van de rodingieten van het Voltri massief daarentegen was eerder een oxide-rijk gabbro. De aanvankelijke vloeistof zou van het MORB-type geweest zijn, wat in de lijn ligt met de geochemische gegevens van de alpine ophiolieten.

Table des matières

remerciements

abstract

riassunto

samenvatting

table des matières

liste des figures

liste des tableaux

Introduction

1.1. Le terme "rodingite"	3
1.2. Travaux antérieurs	3
1.3. Objectifs de la recherche	6
1.4. Cadre géologique	9
1.4.1. Cadre géologique général	9
1.4.1.1. Métamorphisme	12
1.4.2. Cadre géologique régional	13
1.4.2.1. Le Valtournanche	13
1.4.2.2. Le Monte Avic	15
1.4.2.3. Le massif de Voltri	15
1.5. Conditions de travail	17
1.5.1. Terrains	17
1.5.2. Lames minces	17
1.5.3. analyses chimiques	17
1.5.3.1. microsonde	17
1.5.3.2. Fluorescence-X	18
1.5.3.3. ICP-MS (inductively coupled plasma-mass spectrometry)	18
1.5.3.4. ICP-MS couplée à un dispositif laser (la-ICP-MS)	20

Pétrographie et Minéralogie

2.1. Massif de Voltri.....	27
2.1.1. Pétrographie	27
2.1.1.1. Vara	29
2.1.1.1.1. La roche encaissante, c'est-à-dire la serpentinite	30
2.1.1.1.2. La bordure du filon, c'est-à-dire la couronne chloritique	32
2.1.1.1.3. Le centre du filon	36
2.1.1.2. La Carta	37
2.1.1.2.1. La serpentinite	38
2.1.1.2.2. La couronne chloritique.....	39
2.1.1.2.3. Le centre des filons.....	41
2.1.1.3. Conclusions	44
2.1.2. Minéralogie	46
2.1.2.1. Vara	46
2.1.2.1.1. Grenats	46
2.1.2.1.2. Pyroxènes	48
2.1.2.1.3. Chlorites	50
2.1.2.1.4. Amphiboles	52
2.1.2.1.5. Magnétites – ilménites.....	53
2.1.2.1.6. Feldspaths.....	54
2.1.2.1.7. Epidotes.....	55
2.1.2.1.8. Clinohumites	55
2.1.2.2. La Carta	55
2.1.2.2.1. Grenats	55
2.1.2.2.2. Pyroxènes	56
2.1.2.2.3. Chlorites	57
2.1.2.2.4. Amphiboles	58
2.1.2.2.5. Magnétites – ilménites.....	59

2.1.2.2.6. Feldspath	60
2.1.2.2.7. Epidotes	60
2.2. Valtournanche: site de Perrères.....	61
2.2.1. Pétrographie	61
2.2.1.1. La serpentinite	61
2.2.1.2. La couronne chloritique.....	63
2.2.1.3. Le centre du filon	64
2.2.2. Relations cristallisations – déformations.....	70
2.2.2.1. Introduction	70
2.2.2.2. Au sein des rodingites	72
2.2.2.3. Au sein de la serpentinite	73
2.2.3. Minéralogie	75
2.2.3.1. Grenats	75
2.2.3.2. Pyroxènes	77
2.2.3.3. Chlorites	78
2.2.3.4. Oxydes.....	79
2.2.3.5. Epidotes.....	80
2.3. Monte Avic.....	81
2.3.1. Introduction	81
2.3.2. Pétrographie	81
2.3.2.1. serpentinite	81
2.3.2.2. rodingites.....	81
2.3.2.3. metabasite (éch. AVMg)	83
2.3.3. Minéralogie	83
2.3.3.1. Grenat.....	83
2.3.3.2. Pyroxène.....	84
2.3.3.3. Chlorite.....	85
2.3.3.4. Amphibole.....	86

2.3.3.5. Epidote	86
2.3.3.6. Vésuvianite.....	86
2.3.3.7. Feldspath	87
2.4. Echantillons des zones fractures équatoriales de la ride médio-Atlantique (P7003-17, P6707-33M)	89
2.4.1. Introduction	89
2.4.2. Péetrographie	90
2.4.2.1. Le protolithe	90
2.4.2.2. L'échantillon P7003-17	90
2.4.2.3. L'échantillon P6707-33M.....	91
2.4.3. Minéralogie	92
2.4.3.1. Pyroxènes	92
2.4.3.2. Chlorite.....	93
2.4.3.3. Amphiboles	94
2.4.3.4. Prehnite	94
2.4.3.5. Ilménite	95
2.4.3.6. Hydrogrenat.....	95
Géochimie	
3.1. Eléments majeurs	101
3.1.1. Bilans de transfert de matière.....	101
3.1.1.1. Méthode	101
3.1.1.2. Méthode graphique permettant de résoudre l'équation de Gresens ..	102
Diagrammes isocons	102
3.1.1.3. Résultats	104
3.1.1.3.1. Limites de la méthode dans le cas des rodingites	105
3.1.1.3.2. Massif de Voltri.....	105
3.1.1.3.3. Val d'Aoste	108
Valtournanche	108
Monte Avic.....	109

3.1.1.3.4. Echantillons des zones fractures équatoriales de la ride médio-Atlantique.....	111
3.1.2. Diagrammes ACF.....	112
3.2. Eléments en traces.....	115
3.2.1. Introduction.....	115
3.2.2. Résultats.....	117
3.2.2.1. Roches totales.....	117
3.2.2.2. Minéraux.....	118
3.2.2.2.1. La Carta.....	118
3.2.2.2.2. Perrères.....	120
3.2.2.2.3. Monte Avic.....	121
3.2.2.3. Discussion.....	122
3.2.2.3.1. Nature des roches primaires.....	122
3.2.2.3.2. Equilibre grenat-clinopyroxène 2.....	125
3.2.2.3.3. Nature du protholite: éclogite ou gabbro?.....	127
3.2.2.3.4. Epidote.....	128
3.2.2.4. Conclusions.....	128
Thermobarométrie	
4.1. Le couple grenat-clinopyroxène.....	135
4.2. Les inclusions fluides.....	139
4.2.1. Introduction.....	139
4.2.2. Etude pétrographique des inclusions fluides.....	140
4.2.3. Etude microthermométrie des inclusions fluides.....	142
4.2.3.1. Introduction.....	142
4.2.3.2. Résultats.....	145
4.2.3.3. Conclusions.....	147
Géochimie isotopique	
5.1. Géochimie isotopique.....	153
5.1.1. Introduction.....	153

5.1.2. Composition isotopique du Sr et du Nd	153
5.1.3. Préparation des échantillons et analyses.....	155
5.1.4. Résultats	156
5.1.5. Discussion	158
Conclusions	165
Bibliographie	173
Annexes	
Annexe 1: liste des échantillons	185
Annexe 2: mesure de la densité d'un échantillon	189
Annexe 3: classification des amphiboles	191
Annexe 4: estimation des proportions fer ferreux-fer ferrique à partir des analyses à la microsonde (méthode de Droop, 1987)	195
Annexe 5: résultats des analyses à la microsonde	199
Annexe 6: résultats des analyses en roches totales	240
Annexe 7: compositions en terres rares et éléments en traces des grenats, clinopyroxènes, épidotes et apatites des rodingites (sites de La Carta, Perrères et Monte Avic)	243
Annexe 8: valeurs de normalisation par rapport aux chondrites et au manteau primitif	249
Annexe 9: exemples d'affleurements de rodingites sur les sites de Perrères et de La Carta	251

Liste des figures

Figure 1.4.1 Carte structurale simplifiée des Alpes Occidentales (d'après Castelli et Campagnoni, 1994).....	10
Figure 1.4.2: coupe à travers la partie interne des Alpes Nord-Occidentales (d'après Dal Piaz et Ernst, 1978).	11
Figure 1.4.3: carte tectonique des Alpes nord-occidentales (vallée d'Aoste et régions limitrophes), d'après Dal Piaz <i>et al.</i> , 2001 et localisation des sites de Perrères et du Monte Avic	14
Figure 1.4.4: carte géologique simplifiée du massif de Voltri (d'après Scambelluri, 1992).	16
Figure 2.1.1: Carte géologique simplifiée du massif de Voltri (d'après Scambelluri, 1992)	27
Figure 2.1.2: Schéma de l'échantillonnage sur le site de Vara	29
Figure 2.1.3: croquis d'une tranche de l'échantillon Va1 montrant les niveaux noirs qui soulignent la foliation S1 au sein de la serpentinite.	30
Figure 2.1.4: Ilménite prise dans la structure maillée de la serpentine au sein des "lits noirs" de la serpentine.	31
Figure 2.1.5: serpentinite à niveaux bruns orangés	32
Figure 2.1.6: Zone de transition entre la couronne chloritique (à droite sur le schéma) et le centre filon (échantillon Va 3).	34
Figure 2.1.7: lame mince illustrant la recristallisation du clinopyroxène 2 dans les fractures du clinopyroxène 1 (1 cm = 0.02 mm, L.P., lame VA6)	35
Figure 2.1.8: veinule tardive de dolomite dans la zone de transition entre la couronne chloritique et le centre du filon. La dolomite renferme des inclusions de clinopyroxène et de chlorite	35
Figure 2.1.9: croquis illustrant le remplacement du clinopyroxène 1 par la chlorite	36
Figure 2.1.10: grenat 2 rognant progressivement le grenat 1 (Ø: 1.4 mm; L.N.; lame Va4a).....	37
Figure 2.1.11: schéma de l'échantillonnage sur le site de La Carta.....	38
Figure 2.1.12: croquis illustrant la concentration de cpx1 dans la serpentinite, à proximité des filons de rodingite.....	39

Figure 2.1.13: croquis illustrant le morcellement de la magnétite par le grenat	40
Figure 2.1.14: croquis illustrant une inclusion d'apatite dans le clinopyroxène 1 de la couronne chloritique.....	41
Figure 2.1.15: croquis illustrant le remplacement et le morcellement de la magnétite par le sphène et le grenat.....	42
Figure 2.1.16: photo illustrant les veinules sécantes (parallèles au crayon) de grenat au sein d'un filon de rodingite (site de La Carta).	42
Figure 2.1.17: photo illustrant la texture coronitique dans l'échantillon Gio.G	43
Figure 2.1.18: photo illustrant la texture coronitique dans la rodingite (échantillon LC18)	44
Figure 2.1.19: classification ternaire des grenats des rodingites de Vara et des grenats de métagabbros.....	47
Figure 2.1.20: Classification ternaire des pyroxènes rodingitiques du site de Vara.	49
Figure 2.1.21: classification ternaire des pyroxènes de métagabbros.	50
Figure 2.1.22: classification des chlorites de Vara sur base de la méthode de Hey (1954).....	51
Figure 2.1.23: classification des chlorites de Vara sur base de la méthode de Deer, Howie et Zussman (1992).	51
Figure 2.1.24: classification des amphiboles de Vara	52
Figure 2.1.25: classification des amphiboles de Vara.	53
Figure 2.1.26: classification des feldspaths de Vara, La Carta et de ceux tirés de Scambelluri et Messina (1991).	54
Figure 2.1.27: classification ternaire des grenats de La Carta.....	56
Figure 2.1.28: classification ternaire des pyroxènes de La Carta.....	57
Figure 2.1.29: classification des chlorites de La Carta suivant la méthode de Hey (1954).....	58
Figure 2.1.30: classification des chlorites de La Carta suivant la méthode de Deer, Howie et Zussman (1992).	58
Figure 2.1.31: classification des amphiboles de La Carta et de l'échantillon Gio.G.	59
Figure 2.1.32: classification des amphiboles de l'échantillon Gio.G	59
Figure 2.2.1: Lits de "diopsidite" dans la serpentinite.....	63

Figure 2.2.2: illustration de la zone de transition entre la couronne chloritique et le centre du filon (échantillon Per 1.4).....	64
Figure 2.2.3: croquis illustrant la disposition "en chapelet" du grenat, parallèlement à la schistosité, ainsi que la pseudomorphose du cpx1 par le grenat.	65
Figure 2.2.4: remplacement de la chromite par l'uvarovite (éch. P.9.5, 1cm = 100 microns)	65
Figure 2.2.5: détail de centres de filons montrant l'aspect hétérogène que présentent les rodingites.	66
Figure 2.2.6: croquis montrant le cpx1 préservé de la pseudomorphose par le grenat.	67
Figure 2.2.7: lame mince illustrant la pseudomorphose du cpx1 par le grenat (lame P.6.3, photo prise en lumière polarisée, 1cm = 100 microns)	67
Figure 2.2.8: croquis illustrant le développement tardif de l'épidote.	68
Figure 2.2.9: représentation schématique des plis P1, P2 et P3 (d'après Vannay et Alleman, 1990).	70
Figure 2.2.10: projection stéréographique des pôles des plans de schistosité principale et des allures des filons de rodingites à l'affleurement de Perrères ...	71
Figure 2.2.11: croquis illustrant la crénulation de S1 par S2 au sein d'un filon de rodingite et la recristallisation polygonale de la chlorite.....	72
Figure 2.2.12: lame mince dans la serpentinite dans laquelle on peut observer la disposition des oxydes en traînées parallèles à S1 (photo prise en lumière naturelle, 1 cm = 100 microns).	73
Figure 2.2.13: lame mince dans laquelle on peut observer la disposition du clinopyroxène prismatique dans le plan de crénulation (lame p.s.c., photo prise en lumière polarisée, 1cm = 100 microns).	74
Figure 2.2.14: classification ternaire des grenats du site de Perrères.	76
Figure 2.2.15: classification ternaire des pyroxènes de Perrères.....	78
Figure 2.2.16: classification des chlorites de Perrères sur base du modèle de Deer, Howie et Zussman (1992).	79
Figure 2.2.17: classification des chlorites de Perrères sur base du modèle de Hey (1954).	79
Figure 2.3.1: croquis d'une coupe dans l'échantillon AV6 illustrant l'hétérogénéité de la roche.	83

Figure 2.3.2: classification ternaire du grenat du Monte Avic.....	84
Figure 2.3.3: classification ternaire du pyroxène du Monte Avic	85
Figure 2.3.4: classification des amphiboles de la metabasite du Monte Avic.....	86
Figure 2.3.5: classification des feldspaths de l'échantillon de metabasite du Monte Avic.....	87
Figure 2.4.1: carte simplifiée de la ride médio-Atlantique (d'après Honnorez et Kirst, 1975).....	89
Figure 2.4.2: photo illustrant l'association de l'hydrogrenat et de la prehnite, formant ce que Honnorez et Kirst (1975) appellent le "paragrenat".....	91
Figure 2.4.3: croquis illustrant un détail de l'échantillon P6707-33M.	92
Figure 2.4.4: classification ternaire des pyroxènes des échantillons des zones fractures médio-Atlantique.....	93
Figure 2.4.5: classification des chlorites des échantillons des zones fractures suivant la méthode de Deer, Howie et Zussman (1992).	94
Figure 2.4.6: classification des chlorites des échantillons des zones fractures suivant la méthode de Hey (1954).	94
Figure 3.1.1: exemple de diagramme isocon.....	103
Figure 3.1.2: exemple de diagramme isocon dans le cas de la transformation d'une roche dont la composition serait semblable à celle de l'échantillon Gio.G en rodingite.	107
Figure 3.1.3: exemple de diagramme isocon dans le cas de la transformation d'une roche dont la composition serait semblable à celle de l'échantillon AVMg en rodingite.	109
Figure 3.1.4: projection dans un diagramme ACF des compositions en roches totales des échantillons de rodingites en provenance des différents sites, ainsi que celles des rodingites de la vallée Anzasca (Laduron, 1976) et celles de métagabbros (échantillons AVMg, Gio.G, GErnst81).	112
Figure 3.1.5: projection dans un diagramme ACF des différents domaines de composition illustrant les évolutions de compositions au cours de la transformation rodingitique à partir d'une roche gabbroïque.	114
Figure 3.2.1: profils des terres rares des roches totales normalisées par rapport aux chondrites.....	117

Figure 3.2.2: profils normalisés par rapport au manteau primordial (roches totales).	118
Figure 3.2.3: profils pour le site de La Carta des terres rares normalisées par rapport aux chondrites	119
Figure 3.2.4: profils pour le site de La Carta des éléments normalisés par rapport au manteau primordial	119
Figure 3.2.5: profils pour le site de Perrères des terres rares normalisées par rapport aux chondrites.	120
Figure 3.2.6: profils pour le site de Perrères des éléments normalisés par rapport au manteau primordial	121
Figure 3.2.7: profils pour le site du Monte Avic des terres rares normalisées par rapport aux chondrites.	121
Figure 3.2.8: profil pour le site du Monte Avic des éléments en traces normalisés par rapport au manteau primordial	122
Figure 3.2.9: évolution du Pr_N dans le clinopyroxène 1 et le clinopyroxène 2 par rapport au Pr_N dans la roche totale.	123
Figure 3.2.10: profils des terres rares normalisés par rapport aux chondrites des roches prélevées dans la zone fracture de KANE (ride médio-Atlantique). Données de Barling, Hertogen et Weis (1997).	124
Figure 3.2.11: répartition des coefficients de partage entre le grenat et le clinopyroxène (2 pour les rodingites) des roches gabbroïques de la zone Ivrea Verbano (Mazzucchelli <i>et al</i> , 1992), de roches mantelliques (André et Ashcepkov, 1996) et des rodingites des sites de Perrères et du Mont Avic	126
Figure 3.2.12: profils des terres rares normalisées par rapport aux chondrites dans les grenats et clinopyroxène du filon de La Carta et de l'éclogite Gio.G.	127
Figure 4.2.1: croquis illustrant la distinction entre les inclusions fluides secondaires (S) et pseudosecondaires (PS) (d'après Goldstein et Reynolds, 1994).	141
Figure 4.2.2: Représentation du diagramme de phase du système H_2O .	144
Figure 4.2.3: Diagramme T-X pour les portions de faibles salinité et température du système H_2O -NaCl, d'après Goldstein et Reynolds (1994).	146
Figure 4.2.4: Diagramme P-T reprenant les résultats obtenus par l'étude des inclusions fluides et le cheminement P-T des roches éclogitiques du massif de Voltri.	148

Figure 5.1.1 corrélation des rapports $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ et $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ des roches basaltiques provenant des rides médio-océaniques (MORB) et de certaines îles océaniques, ainsi que de l'échantillon Va4a du massif de Voltri.	159
--	-----

Liste des tableaux

Tableau 1.5.1: conditions d'opérations instrumentales pour la détermination des éléments en traces par ICP-MS.	19
Tableau 1.5.2: incertitudes analytiques pour le laser IR et le laser UV(Inc. an. en %) déterminées sur les standards (pyrope et Cr-dipside), et les limites de détection qualitatives (QL en ppm) et quantitatives (QN en ppm) calculées respectivement comme 3 sigmas sur le blanc (cratère de 50µ). (De Korte K., 2000)	21
Tableau 2.1.1: composition minéralogique moyenne des différents filons de rodingite	45
Tableau 2.2.1 composition minéralogique moyenne des différents échantillons de Perrères	69
Tableau 2.2.2: tableau résumant le timing de la cristallisation par rapport aux différentes phases de plissement.	74
Tableau 2.4.1: analyses à la microsonde du "paragrenat".	95
Tableau 3.1.1: gains et pertes des éléments majeurs et en traces calculés pour le massif de Voltri par la méthode isocon. -: immobile.	106
Tableau 3.1.2: gains et pertes des éléments majeurs et en traces calculés pour le site de Perrères par la méthode isocon, à partir du protolithe AVMg. ∇: lessivé; -: immobile; *: concentrations quasi nulles.	108
Tableau 4.1.1: Résultats des déterminations de températures pour une pression de 13 kbars.....	136
Tableau 4.2.1: températures de début et de fin de fusion observées dans les inclusions du grenat de l'échantillon Va4a.....	145
Tableau 4.2.2: Table des salinités (%poids NaCl) (d'après Goldstein et Reynolds (1994). (*FDP est la valeur absolue de la température de fin de fusion en °C)	146
Tableau 5.1.1: Données isotopiques Rb-Sr, Sm-Nd pour les échantillons de rodingites.....	157

Annexe 3: tableau 1: classification des amphiboles calciques (d'après Leake, 1978)

Introduction

1.1. Le terme "rodingite"

Le terme rodingite a été utilisé pour la première fois en 1911 (Marshall), en Nouvelle-Zélande, pour décrire des gabbros altérés situés à proximité de la "Roding River", gabbros de la chaîne ultramafique des Dun Mountains. Ces roches furent également décrites par Grange (1927) comme étant des filons composés de grenat, diopside et prehnite.

Plus tard, le terme rodingite a été associé à toutes les roches transformées par métasomatose et associées aux serpentinites. En outre, d'autres termes ont été utilisés pour décrire ces roches, comme par exemple: "*grenatiti*" (Franchi, 1895; Dal Piaz, 1967; Pipino, 1981), "gabbros grenatisés" (Miles 1950), "ophisphérites" (Jaffé 1955).

Actuellement, le terme rodingite est utilisé pour désigner des roches transformées par métasomatose et qui présentent les caractères suivants:

- elles sont étroitement liées à des serpentinites de tout âge: de l'Archéen (ex: les rodingites de "*Abitibi Greenstone Belt*", Ontario) jusqu'au récent (rodingites des rides médio-Atlantique),
- leurs protolithes peuvent être toutes sortes de roches en contact (magmatique ou tectonique) avec des ultramafites. Néanmoins, les protolithes les plus fréquents sont des corps ou des filons de gabbro, pyroxénite, diabase,
- elles sont riches en Ca, pauvres en Si et dépourvues d'alcalis,
- leurs paragenèses sont constituées de minéraux comme le grenat, la vésuvianite, l'épidote, la prehnite, la pumpellyite, le diopside, la chlorite et parfois la calcite,
- elle présentent souvent une bordure chloritique au contact avec la serpentinite.

1.2. Travaux antérieurs

Les premiers travaux sur les rodingites, appelées alors "grenatites", datent du 19^{ème} siècle. A cette époque, les occurrences principales de rodingites dans les Alpes italiennes occidentales avaient été décrites par de nombreux auteurs tels que Borson (1811; 1830), Barelli (1835), Jervis (1873), Bonvicino (1805), Sismonda (1834), Gastaldi (1868; 1871), Gerlach (1869), ... (in Dal Piaz, 1967).

L'origine de ces intercalations de grenatites au sein de massifs de serpentinite était alors considérée comme étant soit un produit primaire de cristallisation (Marshall, 1911), soit un produit de transformation de xénolithes de calcite ou dolomite par métamorphisme de contact avec une intrusion ultramafique (Weinschenk, 1894).

C'est vers les années 50 (mais déjà Grange en 1927) que différents auteurs postulent une origine différente pour les rodingites, origine qui consiste en un apport de Ca par serpentinitisation des ultramafites et de leurs pyroxènes. Cette hypothèse repose sur le fait que d'une part on observe de manière ubiquiste l'association rodingite - serpentinite et que d'autre part les péridotites fraîches ne renferment pas de filons rodingitisés (Bilgrami, 1960). Les protolithes de ces rodingites sont toujours soit des gabbros, soit des dolérites.

Coleman (1966) fut le premier à décrire et à associer aux rodingites des zones de réaction situées aux contacts tectoniques entre la serpentinite et la roche encaissante, cette dernière étant généralement de nature sédimentaire ou métasédimentaire. Il associait ces zones de réaction aux rodingites étant donné leur similarité au niveau des transformations chimiques. Il fut également le premier à avancer des valeurs de pression et température pour le phénomène de rodingitisation. Ainsi, sur base des domaines de stabilité de l'hydrogrossulaire et de la serpentine, il a estimé que la formation des rodingites s'était faite sous une pression de 4 kbars et à des températures comprises entre 290° et 450°C (en présence de wollastonite, les températures sont de l'ordre de 400° à 500°C).

Pendant ce temps, des études intensives sur les domaines ophiolitiques ont commencé. Ces études englobaient également les rodingites étant donné la position de ces dernières au sein de massifs de serpentinite. Dans de nombreux cas, les auteurs observaient encore des structures magmatiques reliques dans les rodingites. De même, ils considéraient la formation des rodingites comme étant étroitement liée aux zones ultramafiques serpentinisées et tectonisées.

Ainsi, des travaux sur des gisements de rodingites dans les domaines métamorphiques alpins ont été réalisés par Vuagnat (1967), Coleman (1967) et Dal Piaz (1967, 1969). Les travaux de ce dernier renferment d'ailleurs un résumé détaillé de toutes les études sur les rodingites publiées jusqu'en 1967.

Galli et Bezzi (1969) et Bezzi et Piccardo (1969) ont, quant à eux, publié des études sur les rodingites des Liguries.

D'un autre côté, quelques auteurs ont mis en doute les caractéristiques des rodingites décrites ci-dessus. Ainsi, pour Capedri *et al.* (1978) et Hall et Ahmed (1984), les rodingites seraient des filons gabbroïques à teneur en H₂O élevée mais transformés de manière isochimique, sans un apport externe de Ca et Mg et sans lessivage des alcalis. L'H₂O proviendrait selon eux de la serpentinitisation de l'olivine

dans un stade océanique. Mais leurs analyses publiées montrent qu'en fait ils n'ont pas à faire à des rodingites à proprement parler (la formation des silicates de Ca de leurs roches proviendrait plutôt d'une transformation métamorphique du plagioclase). Hall et Ahmed ont également recensé parmi les rodingites des roches qui ne montraient que partiellement des caractéristiques de rodingites.

A. De (1972) a, quant à lui, observé des rodingites au contact entre une serpentinite à chrysotile et des dykes gabbroïques et dioritiques, ceci dans le SE du Québec. Pour lui, ces rodingites se seraient formées au moment de la cristallisation des roches ignées dans un milieu riche en H₂O et pauvre en SiO₂ que constituent les ultramafites. Le Ca nécessaire à la formation des rodingites proviendrait des dykes ignés.

Aumento et Loubat (1971), mais surtout Honnorez et Kirsch (1975) ont discuté pour la première fois de manière détaillée l'origine de roches rodingitisées prélevées sur les fonds océaniques (ride équatoriale médio-Atlantique). Honnorez et Kirsch conclurent, sur base de leurs observations, que d'une part le phénomène de rodingitisation était concomitant et complémentaire de la serpentinitisation et que d'autre part, ces deux phénomènes devaient avoir lieu au niveau de la croûte océanique inférieure, lors de la remontée diapirique des ultramafites (étant donné que les basaltes n'ont pas été rodingitisés et qu'ils ne sont générés qu'au niveau de la croûte océanique supérieure).

Ces études sur le domaine océanique ont donné une impulsion à une nouvelle interprétation des complexes ophiolitiques et des processus qui s'y déroulent. Ainsi, une première phase de serpentinitisation (lizardite – chrysotile) et de rodingitisation doit probablement avoir lieu en milieu océanique. Ensuite, ces roches sont complètement recrystallisées durant des événements métamorphiques et des transformations rodingitiques ultérieures se déroulent encore sous des conditions de faciès schistes – verts (Dal Piaz *et al.*, 1980; Compagnoni et Sandrone, 1978; Dubinskà, 1995). Les rodingites qui ont subi le métamorphisme présentent de nouvelles paragenèses, en fonction de la chimie et du cheminement P-T.

Des études plus récentes ont utilisé les rodingites comme géothermomètres de la serpentinitisation. Ainsi, n'ayant pu observer d'inclusions fluides primaires dans les minéraux des serpentinites de "l'Archean Abitibi greestone belt", Schandl *et al.* (1990) se sont servi des inclusions fluides primaires observables dans des minéraux des rodingites associées à ces serpentinites pour estimer la température du fluide responsable de la serpentinitisation. De même, O'Hanley, Schandl et Wicks (1992) ont estimé les températures et pressions de serpentinitisation et de rodingitisation des serpentinites et rodingites de la mine de Cassiar (Colombie britannique, Canada) en se basant sur des données isotopiques δO^{18} des minéraux de serpentine ainsi que sur

les inclusions fluides de minéraux des rodingites. Ils ont obtenu des températures de l'ordre de $300 \pm 36^{\circ}\text{C}$ et des pressions inférieures à 800 bars.

Les études sur les isotopes stables (principalement sur l'O) ont tenté de caractériser les fluides impliqués dans le processus de rodingitisation. Pour Rösli (1991), ces fluides sont constitués d'eaux océaniques ayant eu quelques échanges préalables avec des roches ou des fluides magmatiques.

La discussion sur l'origine des rodingites est un débat qui est loin d'être clos. Jusqu'à présent, il n'existe que peu de données concernant l'environnement exact de formation de ces roches. Ceci est dû surtout au système chimique compliqué caractérisé par une absence de quartz ainsi qu'à la stabilité thermodynamique de la plupart des minéraux de rodingites sur une large gamme de pressions et températures (Rösli, 1991). Actuellement, en ce qui concerne le processus de formation des rodingites, c'est-à-dire la métasomatose calcique, on accepte qu'elle est génétiquement et temporairement reliée à la serpentinitisation (Coleman, 1967; Dal Piaz, 1969, 1980; Vuagnat, 1967; Schandl *et al.*, 1990; Rösli *et al.*, 1991; ...). La serpentinitisation de la péridotite libère du calcium qui ne sait guère s'accommoder avec la structure des minéraux du groupe de la serpentine. Le calcium précipite alors sous forme de grenat et de prehnite par un processus d'interaction fluide – roche lors du passage dans des roches moins mafiques.

Dans les Alpes, les rodingites font l'objet d'études attentives car à la rodingitisation se surimposent des événements métamorphiques. Trommsdorff *et al.* (1975) et Evans *et al.* (1979) ont pu mettre en évidence, dans des échantillons de Cima di Gagnone, une métasomatose pré-éclogitique sous des conditions de basse température dans un environnement proche de la surface.

1.3. Objectifs de la recherche

Au vu de tous ces travaux, il semble que la formation des rodingites en milieu océanique soit un fait acquis par la majorité des géologues qui se sont intéressés de près ou de loin à ces roches.

La question que nous nous posons, au préambule de ce travail, est de savoir si il existe des rodingites qui se soient formées non pas en milieu océanique à partir d'un protolithe gabbroïque, mais bien dans un milieu qui a subi la subduction, à partir d'un protolithe de type éclogitique.

Pour tenter d'éclaircir le problème, nous avons étudié les paragenèses de rodingites affleurant dans les Alpes occidentales italiennes dans des régions ayant subi un métamorphisme de haute pression – basse température suivi d'une rétromorphose en faciès schistes verts. Ainsi, nous avons essayé d'estimer le timing de la rodingitisation par rapport à l'évolution métamorphique des reliques ophiolitiques de ces régions, ceci en intégrant des données de terrain, des observations pétrographiques détaillées, des données géochimiques sur les éléments majeurs et en traces (sur roche totale et dans les minéraux *in situ*) ainsi que des données isotopiques.

1.4. Cadre géologique

1.4.1. Cadre géologique général

Les principaux domaines tectoniques et paléogéographiques des Alpes sont (figure 1.4.1):

- le domaine Dauphinois-Helvétique,
- le domaine Penninique,
- le domaine Austroalpin,
- le domaine Sud-Alpin (ou Alpes du Sud).

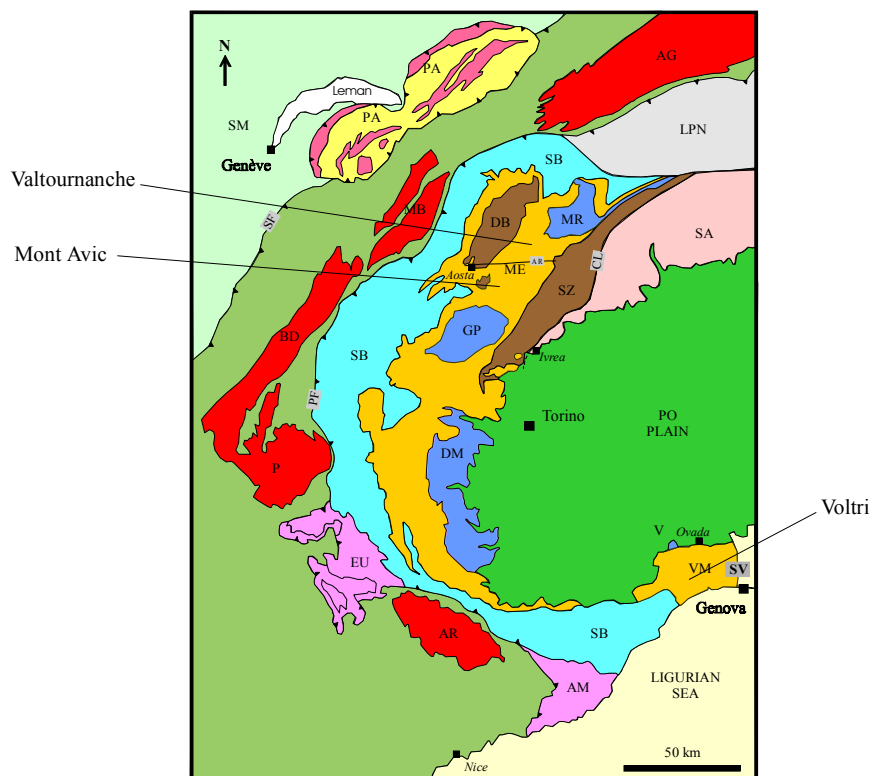
Contrairement à ces quatre domaines dans lesquels affleurent à la fois des roches du socle et de la couverture, la chaîne du Jura (séparée de la partie principale des Alpes par le bassin molassique suisse) consiste essentiellement en des séquences de couverture déformées.

Une première ligne tectonique importante marquant la frontière entre les Alpes du Sud et le système Austroalpin (et Penninique) est la "ligne insubrienne", appelée aussi "ligne Canavèse". La ligne "Sestri-Voltaggio" sépare quant à elle les Alpes Occidentales, caractérisées par un remaniement tectonométamorphique alpin, des Apennins qui eux ne présentent pas de surimpression alpine.

Le domaine Dauphinois-Helvétique, séparé du domaine Penninique par le front penninique, est subdivisé en une série de nappes et consiste en un socle cristallin d'âge varisque (représenté par les massifs cristallins externes, c'est-à-dire du Nord au Sud les Aiguilles rouges, le Mont Blanc, Belledonne, Pelvoux et Argentera) et en une séquence de couverture sédimentaire d'âge post-varisque.

Le domaine Penninique est composé d'unités continentales et océaniques. Les unités continentales sont représentées par la nappe du Grand St Bernard (c'est-à-dire un socle cristallin varisque, une séquence Permo-Carbonifère et une couverture Mésozoïque à Eocène) ainsi que par les massifs cristallins internes, c'est-à-dire le Mont Rose, le Grand Paradis, Dora-Maira et Valosio. Ceux-ci apparaissent en fenêtres tectoniques au sein de la zone Piémontaise. Ils consistent essentiellement en un socle varisque métamorphique du faciès schistes verts. Ce socle contient des intrusions varisques tardives de granitoïdes porphyriques, transformés en augengneiss par le métamorphisme alpin.

Les unités océaniques sont représentées par la zone Piémontaise.



Carte structurale simplifiée des Alpes Occidentales (d'après Castelli et Compagnoni, 1994)

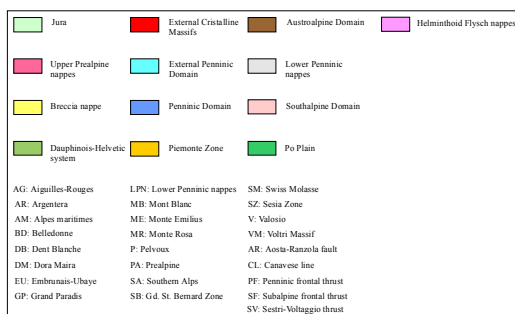


Figure 1.4.1

Les rodingites qui ont fait l'objet de cette étude se trouvent dans les Alpes occidentales italiennes, au sein de la nappe ophiolitique piémontaise. Cette nappe ophiolitique représente un bassin océanique (le bassin piémontais) d'âge

Mésozoïque, bassin qui séparait les continents d'Europe et d'Afrique. La nappe ophiolitique piémontaise est prise structuralement en sandwich entre (figure 1.4.2):

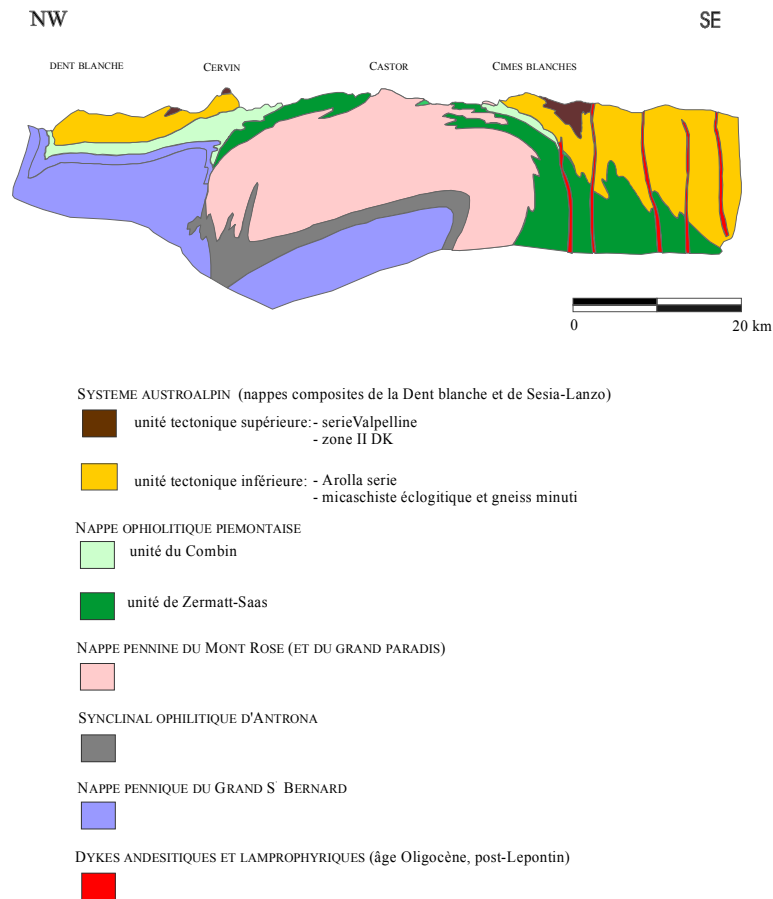


Figure 1.4.2: coupe à travers la partie interne des Alpes Nord-Occidentales (d'après Dal Piaz et Ernst, 1978).

1) au-dessus: le système austro-alpin, c'est-à-dire les nappes composites de la Dent Blanche et de Sesia Lanzo,

2) en-dessous: les nappes pennines supérieures, c'est-à-dire les complexes internes du Mont Rose et du Grand Paradis et le complexe externe du Grand Saint-Bernard.

1.4.1.1. Métamorphisme

Jusque il y a quelques années, le modèle classique de métamorphisme de subduction prenait en considération une seule phase de compression dont l'âge de culmination était estimé à 110-100 Ma. Cette phase était appelée "événement éoalpin" (Dal Piaz, 1974). Sur base de nouvelles datations, des études récentes ont revu ce modèle (Dal Piaz *et al.*, 2001 et références y citées). Dès lors, on considère à ce jour que la subduction de la pile de nappes constituant le système austroalpin-penninique s'est faite par phases successives, ce qui peut être résumé comme suit:

- la subduction commence au Crétacé supérieur (65-75 Ma) et entraîne les unités austroalpines externes, c'est-à-dire les nappes composites de la Dent Blanche et de Sesia Lanzo, suivies peu après (> 50 Ma) de la nappe du Combin. Ce premier groupe de nappes continentales et océanique présentent des assemblages minéralogiques de HP (haute pression) et de RHP (relativement haute pression) non éclogitiques.
- entre l'Eocène inférieur et moyen, la nappe représentée par l'unité de Zermatt-Saas (partie inférieure de la nappe ophiolitique piémontaise, cfr. figure 1.4.2) est à son tour entraînée par la subduction, suivie ensuite à l'Eocène supérieur (>38 Ma) par la nappe pennine interne du Mont Rose. Ce deuxième groupe de nappes océanique et continentale sont caractérisées par des assemblages minéralogiques éclogitiques de HP et même localement de UHP (ultra-haute pression) comme en témoigne par exemple la présence de coésite dans des quartzites manganésifères au sommet de l'unité Zermatt-Saas (lac de Cignana dans le Valtournanche). Ces assemblages de UHP témoignent d'un enfouissement des roches à une profondeur de 90 kilomètres (Reinecke, 1991).

Notons que ces phases de subduction se sont faites sous un faible régime thermal. La différence de métamorphisme ($P > 0.5$ Gpa) entre ces deux groupes de nappes prouve qu'ils ont subi la subduction de manière indépendante avec des cheminements différents. Ces deux groupes de nappes ont ensuite été associés par contact tectonique durant la phase d'exhumation et enfin affectés par le métamorphisme rétrograde (faciès schistes verts à amphibolitique) mésoalpin (ou leontin). Ce dernier a culminé il y a environ 38-35 Ma et s'est développé de manière assez uniforme dans une grande partie des Alpes occidentales (du groupe de Voltri jusqu'à la nappe du Mont Rose). Par la suite, à l'Oligocène, toute cette pile de nappes a été faillée par un système de failles normales d'orientation est-ouest à pendage nord (faille Aosta-Ranzola).

Notons encore que la distribution du métamorphisme orogénique alpin s'est faite de manière inégale. En effet, les sédiments et ophiolites de la zone ligure *s.l.* ont gardé intactes leurs caractéristiques lithologiques primitives, tandis que comme nous l'avons vu, ceux du système austroalpin-penninique sont caractérisés par de nouveaux assemblages métamorphiques. C'est ce phénomène qui est responsable de la première distinction entre les Alpes occidentales et les Apennins ligures (Dal Piaz, 1974 et Dal Piaz *et al.*, 2001).

1.4.2. Cadre géologique régional

Quatre sites rodingitiques ont été étudiés dans les Alpes occidentales: les sites de Vara et La Carta dans le massif de Voltri, le site de Perrères dans le Valtournanche et le site du Monte Avic (au Mt Avic).

1.4.2.1. Le Valtournanche

Le Valtournanche se situe dans la partie nord de la Vallée d'Aoste. Le site de Perrères se trouve dans la partie supérieure du Valtournanche. Dans cette région affleure notamment la zone piémontaise. Celle-ci est généralement subdivisée en deux unités (ou nappes) pétrotectioniques (Ernst et Dal Piaz, 1978; Dal Piaz, 1999) (figure 1.4.3):

- l'unité (ou nappe) de Zermatt-Saas à la base: elle représente le plancher océanique du bassin piémontais. Cette unité est constituée principalement de métaophiolites d'âge Mésozoïque moyen et supérieur. La séquence basale de cette unité consiste en une masse importante de péridotites mantelliques serpentinisées comptant un certain nombre de dykes gabbroïques rodingitisés pour la plupart. Les serpentinites sont recouvertes par des corps discontinus de Mg-Fe métagabbros (qui peuvent renfermer localement des reliques de clinopyroxène magmatique) et/ou par des metabasaltes tholéïtiques à légèrement alcalins massifs ou en "*pillow*". Cette séquence ophiolitique présente une continuité stratigraphique. La série sédimentaire de couverture de cette unité se compose de micaschistes à grenat et ankérite associés à des marbres et à quelques métaradiolarites calcareuses et manganésifères.

- l'unité (ou nappe) du Combin au sommet: elle représente la transition lithologique vers la marge continentale européenne. Cette unité est caractérisée par des roches métasédimentaires à affinités continentales (flyschs). Ces roches, d'âge Permien supérieur, Triassique et Jurassique (Lias), alternent avec des horizons volcaniques (metabasaltes du faciès schistes verts (prasinites)).

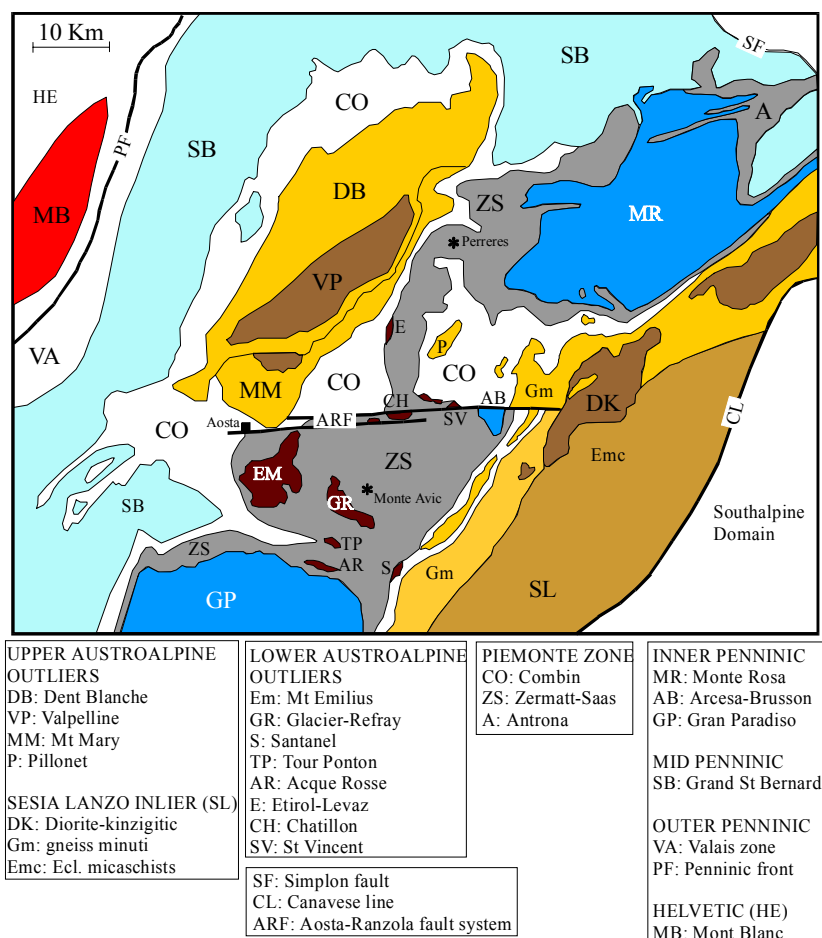


Figure 1.4.3: carte tectonique des Alpes nord-occidentales (vallée d'Aoste et régions limitrophes), d'après Dal Piaz *et al.*, 2001 et localisation des sites de Perrères et du Monte Avic.

Par endroits, près du sommet, cette unité renferme des olistolithes et/ou des écaïlles de roches mafiques et ultramafiques, ainsi que des écaïlles exotiques d'origine continentale. Au nord de la faille Aosta-Ranzola, la zone du Combin est séparée de celle de Zermatt-Saas par une unité de décollement d'âge Permien-Crétacé appelée unité Pancherot-Cime Bianche-Bettaforca (Martin *et al.*, 1994). Elle ne renferme pas d'ophiolite.

Ces deux nappes appartiennent, comme nous l'avons vu, à deux groupes superposés de nappes du système austroalpin-penninique qui se sont développés de manière indépendante lors du processus de subduction et qui se sont ensuite soudés de manière définitive au niveau de la zone du Combin. La nappe du Combin appartient au groupe supérieur de nappes caractérisées par des assemblages non-éclogitiques de HP (0.7-0.8 GPa). La nappe de Zermatt-Saas fait partie du groupe

inférieur de nappes caractérisées par des assemblages éclogitiques de HP ($T = 500\text{--}600^\circ\text{C}$; $P = 1.5\text{--}2.0\text{ GPa}$) et UHP ($T = 600^\circ\text{C}$; $P = 2.6\text{--}2.8\text{ GPa}$). Toutes ces nappes prises comme un tout ont ensuite subi le métamorphisme rétrograde Mésoalpin.

Les rodingites de Perrères affleurent au sein de l'unité de Zermatt-Saas.

1.4.2.2. Le Monte Avic

Le Monte Avic est un énorme massif de roches serpentinisées qui s'étend sur une surface d'environ 150 km^2 (Tartarotti et Martin, 1991). Il se situe dans la partie sud de la Vallée d'Aoste, au sud de la faille Aosta-Ranzola orientée E-O (figures 1.4.1 et 1.4.3).

Ce massif fait partie de l'unité inférieure de la nappe ophiolitique piémontaise et constitue l'extension méridionale de l'unité Zermatt-Saas (Dal Piaz, 1999). Au sud de la faille Aosta-Ranzola, cette unité est constituée de la base au sommet par (Baldelli, Dal Piaz et Lombardo, 1985):

- a) les serpentinites du Monte Avic: il s'agit d'un énorme corps ($10 \times 17 \times 2\text{ km}$) de péridotites tectonisées et serpentinisées et de schistes à antigorite (et olivine et diopside métamorphiques);
- b) des métagabbros riches en Mg et Fe-Ti;
- c) des metabasaltes;
- d) d'une couverture sédimentaire hétérogène (micaschistes à carbonates et quartzites manganésifères).

L'histoire métamorphique de la séquence ophiolitique au sud de la faille Aosta-Ranzola n'est pas connue en détail, mais elle semble toutefois similaire à celle de la séquence ophiolitique du Valtournanche (Baldelli, Dal Piaz et Lombardo, 1985), à savoir: une cristallisation éclogitique (dont le pic est estimé à une température de $450\text{--}500^\circ\text{C}$ et une pression de $1.0\text{--}1.8\text{ GPa}$ (Dal Piaz *et al.*, 1999)) à laquelle se surimposent dans un premier temps des assemblages de HT du faciès schistes bleus et dans un second temps, des assemblages du faciès schistes verts (métamorphisme mésoalpin).

1.4.2.3. Le massif de Voltri

Le massif de Voltri se situe juste au N-O de Gênes (figures 1.4.1 et 1.4.4). Il constitue la terminaison S-E de la nappe ophiolitique piémontaise et est structuralement séparé de la séquence non-métamorphisée des Appenins du nord par la zone Sestri-Voltaggio (Scambelluri, 1992).

Ce massif est constitué d'un empilement subhorizontal de nappes polydéformées qui incluent, de la base au sommet (Hoogerduijn *et al.*, 1990):

- l'unité de Voltri-Rossiglione constituée de calcschistes et de métavolcanites;
- l'unité de Beigua, constituée essentiellement de serpentinites à antigorite et de métagabbros;
- l'unité d'Erro-Tobbio, constituée de métapériidotites et de métagabbros.

Ces unités ont enregistré un pic de métamorphisme du faciès éclogitique (P de 10 à 12 kb et $T \leq 500^{\circ}\text{C}$). Ensuite, durant une évolution rétrograde, ces unités ont subi tout d'abord une suremprise du faciès schistes bleus ($P \cong 8$ kb et $T \cong 400^{\circ}\text{C}$) et par la suite une rééquilibration du faciès schistes verts ($P < 5$ kb et T° de 350 à 400°C) (Messiga et Piccardo, 1980).

Les rodingites échantillonnées dans la massif de Voltri se trouvent au sein de l'unité de Beigua.

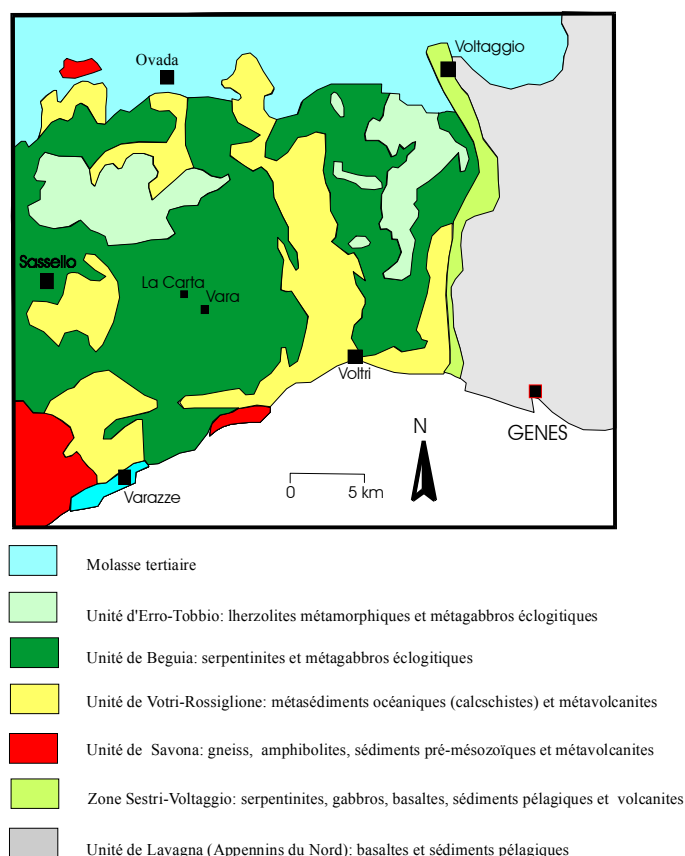


Figure 1.4.4: carte géologique simplifiée du massif de Voltri (Scambelluri, 1992)

1.5. Conditions de travail

1.5.1. Terrains

Cinq campagnes de terrains ont été réalisées:

- une semaine en avril 1995,
- 15 jours en juillet 1995,
- 18 jours en juillet 1996,
- 4 jours en octobre 1996,
- 4 jours en août 1999.

1.5.2. Lames minces

Une petite centaine de lames minces (épaisseur de 30μ) ont été taillées dans les échantillons des rodingites des différents sites alpins étudiés, ainsi que dans deux échantillons provenant des rides médio-Atlantiques. Parmi toutes ces lames minces, une trentaine sont des lames minces polies destinées aux analyses à la microsonde. Quelques lames minces polies double-face, destinées à l'étude des inclusions fluides, ont été taillées dans des échantillons à granulométrie pas trop fine.

Enfin, une petite dizaine de lames minces d'une épaisseur de 100 à 150μ ont été taillées en vue des analyses ICP-MS couplée à un dispositif laser.

1.5.3. analyses chimiques

1.5.3.1. microsonde

Les analyses à la microsonde ont été réalisées au Centre d'Analyse par Microsonde pour les Sciences de la Terre (CAMST) à Louvain-la-Neuve. Elles ont été faites sur une CAMECA CAMEBAX SX 50. Les conditions d'analyses ont été les suivantes:

- tension d'accélération: 15 kV
- temps de comptage:

- K, Ca, Ti, Fe, Mn, Cr: 10 secondes
- Na, Mg, Si, Al: 16 secondes

- programme de correction: ZAF + procédures PAP (utilisant un modèle d'émission des RX basé sur une description améliorée des fonctions d'ionisation $\Phi_{(\rho z)}$).

1.5.3.2. Fluorescence - X

Le concassage des échantillons a été réalisé de la manière suivante: l'échantillon est scié en tranches de 1cm d'épaisseur environ. La tranche est ensuite soigneusement emballée dans un papier "Törk" et placée dans un étai. Celui-ci est alors serré de manière à casser l'échantillon. La taille des morceaux ainsi obtenus est de l'ordre du cm³. Malgré les précautions prises, il s'avère que les échantillons ont été pollués en W, Ta et Pb.

Le broyage fin a été effectué pour les échantillons de Voltri et une partie de ceux de Perrères dans une jarre en agathe avec un pilon en agathe. Pour les échantillons du Mont Avic, des rides océaniques et d'une partie de Perrères, le broyage a été effectué au moyen d'un broyeur à anneaux en alumine. Celui-ci amène une légère pollution en aluminium inférieure à 0.1%, c'est-à-dire inférieure à l'erreur de l'analyse (1σ).

Les analyses à la fluorescence-X ont été réalisées au centre d'analyse par fluorescence-X (CAFX) de Louvain-la-Neuve sur un appareil SIEMENS SRS 3000 à anticathode de rhodium. Le logiciel d'exploitation utilisé est le Spectra 3000 (Siemens – Socabim).

1.5.3.3. ICP - MS (inductively coupled plasma - mass spectrometry)

La préparation des échantillons se fait de la manière suivante (méthode "*alkali digest*"):

- broyer finement l'échantillon (voir ci-dessus),
- peser 0.250g d'échantillon dans un creuset en Pt propre,
- ajouter 1.250g de fondant (LiBO₂),
- faire fondre le mélange sur un bunsen jusqu'à la dissolution complète (10 à 20 minutes suivant la composition de l'échantillon),

- transvaser le mélange dans environ 150ml d'une solution diluée d' HNO_3 (HNO_3 0.8M.) et agiter avec un agitateur magnétique jusqu'à dissolution complète de la perle (30 à 60 minutes),
- transvaser la solution dans un jaugé de 250ml et mettre au trait,
- conserver la solution dans une bouteille de polypropylène. Avant l'analyse, cette solution sera diluée jusque 1:5000.

Les analyses ont été réalisées sur un spectromètre Fison VG Elemental Plasma Quad PQ2, aux laboratoires associés de Géologie, Pétrologie et Géochimie (LA GPG) de l'Université de Liège.

Les échantillons sont introduits avec une pompe péristaltique. Le nébuliseur utilisé est de type "de Galan". Le calibrage est réalisé à l'aide de 5 standards: BE-N, DR-N, GS-N, GH, AC-E. Un granite GA est utilisé comme contrôle. Un blanc est préparé de la même manière que les échantillons (*alkali digest*). Trois standards internes (^{115}In , ^{187}Re , ^{209}Bi : 50ng/ml) sont ajoutés dans chaque solution afin de corriger la dérive du signal avec le temps.

Les conditions d'opération de l'instrument sont données dans le tableau suivant:

débit du gaz refroidissant (Ar)	11.25 l/min
Débit du gaz auxiliaire (Ar)	0.65 l/min
Débit du gaz nébulisant (Ar)	0.725 l/min
Type de nébuliseur	de Galan, <i>high dissolved solids nebuliser</i>
poussée délivrée au plasma	1.35 kW
puissance de réflexion	< 5 W
Temps de lavage	150s
Type de détecteur	Galileo
Mode de détection	Pulse counting
Mode d'acquisition	Peak jumping

Tableau 1.5.1: conditions d'opérations instrumentales pour la détermination des éléments en traces par ICP-MS.

1.5.3.4. ICP-MS couplée à un dispositif laser (la-ICP-MS)

Les analyses ont été faites sur un spectromètre Fison VG Elemental Plasmaquad (PQ2 Turbo Plus) couplé à un dispositif laser, au département de géologie et minéralogie du Musée Royal de l'Afrique Centrale (MRAC). Deux trains d'analyses ont été réalisés, le premier utilisant un laser IR (gaz porteur = argon), le second utilisant un laser UV (gaz porteur = mélange d'argon et d'azote). Le faisceau laser est centré sur les échantillons au moyen d'une lentille à grossissement 300X. Les cratères obtenus ont une taille de l'ordre de 50 à 70 μ .

Chaque échantillon et standard subit une ablation de 7 secondes pour nettoyer la surface et stabiliser le faisceau. Ensuite, ils subissent une ablation de 25 secondes pour les analyses au laser IR et de 15 secondes pour les analyses au laser UV pour l'acquisition des données. Les données sont normalisées par rapport au signal du ^{43}Ca et ensuite comparées à une droite de calibration basée sur trois standards: un verre (NIST 612), un mégacristal de pyrope issu d'un basalte de Shavaryn-Tsaram (Mongolie) et un diopside chromifère du massif dunitique d'Inagly (Sibérie).

Les limites de détection qualitatives et quantitatives pour le laser IR et le laser UV sont reprises dans le tableau suivant (tab. 1.5.2):

	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
Grt Inc. an. IR*	38	36	32	20	22	19	10	13	12
Grt Inc. an UV**	61	58	41	26	27	15	11	13	10
Cpx Inc. an. IR*	16	12	13	17	25	26	40	50	60
Cpx Inc. an. UV**	6	8	9	13	46	34	45	50	63
QL _{IR} 3 σ_M	0.08	0.06	0.20	0.18	0.11	0.27	0.21	0.23	0.17
QL _{UV} 3 σ_M	0.02	0.03	0.14	0.09	0.08	0.13	0.12	0.11	0.09
QN _{IR} 10 σ_M	0.25	0.19	0.66	0.62	0.35	0.90	0.69	0.76	0.57
QN _{UV} 10 σ_M	0.07	0.09	0.47	0.29	0.27	0.45	0.40	0.37	0.30

* moyenne de 20 analyses sur base de la même calibration
** moyenne de 39 analyses sur base de calibrations différentes

Tableau 2: incertitudes analytiques pour le laser IR et le laser UV (Inc. an. en %) déterminées sur les standards (pyrope et Cr-diopside), et limites de détection qualitatives (QL en ppm) et quantitatives (QN en ppm) calculées respectivement comme 3 sigmas et 10 sigmas sur le blanc (cratère de 50 μ). (De Korte K, 2000).

Pétrographie
et
Minéralogie

2.1. Massif de Voltri

2.1.1. Pétrographie

Le massif de Voltri se situe au NO de Gênes (figure 2.1.1). Dans ce massif, deux sites rodingitiques ont été étudiés. Il s'agit des sites de VARA et de LA CARTA (cartes topographiques IGM au 1 :25000 : San Pietro d'Olba, Savona, Urbe, Sassello, Varazze, Albare). Le site de Vara (700 mètres d'altitude) se situe le long de la route qui joint les villages de San Pietro d'Urbe et Vara Inferiore et qui surplombe le torrent Orba. Les rodingites affleurent en coupe le long de la route à ± 2 km après le village de San Pietro d'Urbe. Le site de La Carta se situe quant à lui le long de la route qui va du petit village de La Carta au village de Veirera. Les affleurements se présentent en coupe le long de la route à ± 1 km après le village de La Carta (au B^c dell'Oca, altitude 936 mètres).

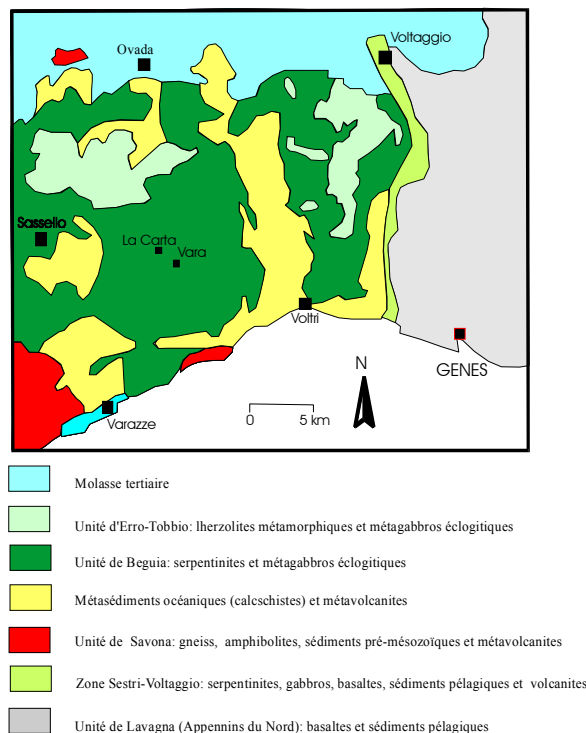


Figure 2.1.1: Carte géologique simplifiée du massif de Voltri (d'après Scambelluri, 1992)

Soulignons que ces deux sites se trouvent en bordure d'un massif élogitique riche en titane, massif affleurant sous forme d'une grosse lentille d'au moins 120 mètres d'épaisseur (Liou *et al.*, 1998) au sein de la serpentinite de l'unité Beigua. Les contacts entre cette élogite et la serpentinite sont irréguliers.

De couleur gris sombre à reflets lie de vin, cette élogite (échantillon Gio.g) est constituée de minéraux de taille millimétrique à centimétrique. La caractéristique remarquable de cette roche est la présence de grandes plages centimétriques de rutile (constituant approximativement 25 à 30% de la roche). Le rutile dérive de l'ilménite magmatique (Liou *et al.*, 1998). Brunâtre macroscopiquement, il apparaît orangé au microscope. Les plages de rutile sont constituées soit de grains prismatiques maclés polysynthétiquement, soit de minuscules grains globuleux. Elles ont tendance à se faire progressivement remplacer par une amphibole rétrograde (actinolite et barroisite, voir plus loin).

Outre le rutile, la roche renferme de grands pyroxènes (omphacite) centimétriques ainsi que de petits pyroxènes (omphacite) aux contours irréguliers, des plages de grenat (almandin) et de l'amphibole (barroisite, actinolite et édénite). Verts en lumière naturelle, les pyroxènes centimétriques sont généralement entourés par une couronne de grenat. Cette texture est qualifiée de texture coronitique. Ce type de texture est caractéristique des assemblages minéralogiques dans les roches de haute pression de la région (Mottana et Bocchio (1975), Messiga et Scambelluri, (1991)). Les petits pyroxènes (0.1 à 1 millimètre) présentent les mêmes caractéristiques optiques que les grands et sont regroupés en plages. Le grenat se présente sous forme de petits grains globuleux amassés les uns contre les autres dans des plages grenatiques et, comme nous l'avons dit, en couronne autour du pyroxène. L'amphibole quant à elle, apparaît en baguettes prismatiques dont la taille peut atteindre 1 millimètre. Elle est associée au faciès schiste vert (Messiga et Scambelluri, 1991).

La partie centrale de la lentille élogitique est massive, très peu altérée et homogène. Il s'agit là d'une élogite de type *flaser-eclogite*¹ (Mottana et Bocchio, 1975). Par contre, les bordures du corps élogitique sont foliées et beaucoup plus marquées par une rétro-morphose métamorphique (Liou *et al.*, 1998).

D'après Ernst *et al.* (1983) qui ont étudié ces roches, toute trace texturale de la roche originelle a été effacée par la croissance de l'assemblage grenat + clinopyroxène + rutile. Néanmoins, selon Messiga et Scambelluri (1991), ces

¹ "The flaser-eclogite occur in the thickest and least retrograded layers. They show a typical corona texture, where large crystals of greenish pyroxene are surrounded by a rim of euhedral, very fine grained garnets." (Mottana and Bocchio, 1975).

éclogites dériveraient de gabbros riches en Fe et Ti. Nos observations sont en accord avec celles de ces derniers car la texture porphyroblastique des clinopyroxènes de l'échantillon Gio.G ressemble en tout point à une texture de clinopyroxène gabbroïque².

2.1.1.1. V a r a

A Vara, les rodingites affleurent en coupe le long de la route. Sur une distance d'environ 150 mètres, on observe un essaim de 6 filons de rodingites au sein d'une masse de serpentinite. Les filons sont boudinés et déformés et ont une épaisseur qui varie de 10 centimètres à 1 mètre. Comme nous le verrons plus loin, la serpentinite est déformée. Les différentes phases de déformation sont également observables dans les filons de rodingite.

Un filon bien représentatif a fait l'objet d'un échantillonnage détaillé. La figure ci-dessous (figure 2.1.2) représente le schéma d'échantillonnage : il s'agit d'une coupe transversale complète à travers le filon.

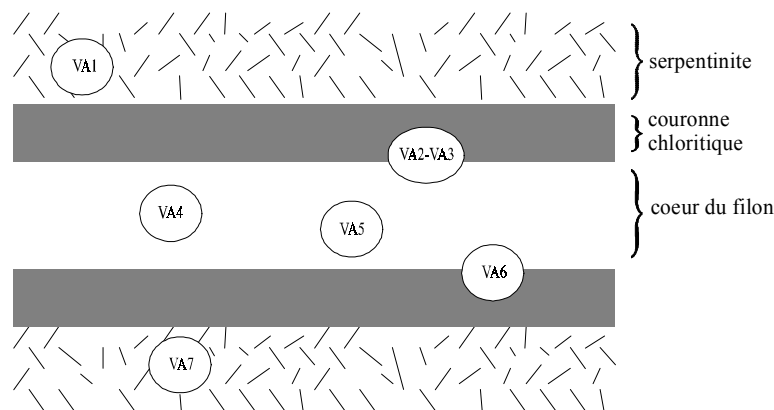


Figure 2.1.2: Schéma de l'échantillonnage sur le site de Vara

² "The most characteristic features of the plutonic fabric are its holocrystalline state (glass being absent) and relatively coarse equigranular texture. Both are attributed to a rate of cooling so slow that the magma has crystallized completely without at any stage undercooling sufficiently to allow free development of nuclei and consequent rapid spontaneous crystallization. A mosaic of interlocking mutually interfering grains is thus built up. In basic rock the structure is typically **gabbroid** (allotriomorphic granular) in that completely allotriomorphic grains dominate the fabric." (Turner and Verhoogen, 1960).

La description ci-dessous a pour but de bien caractériser les différents niveaux de la coupe et suit, pour chaque niveau, le même canevas, c'est-à-dire passage du macroscopique au microscopique.

2.1.1.1.1. La roche encaissante, c'est-à-dire la serpentinite

La serpentinite est une roche compacte qui présente à l'affleurement une couleur gris clair à gris brunâtre. Cependant, sur cassure fraîche, sa teinte varie du gris foncé au vert légèrement kaki, ce en fonction de la teneur variable en chlorite. En effet, au sein du maillage très serré formé par les feuillets d'antigorite (*interlocking texture*³), les analyses à la microsonde ont révélé la présence de chlorite. Optiquement, la distinction entre ces deux phyllosilicates n'est pas aisée.

Les minéraux phyllosilicatés constituent environ 80 % de la roche. Au sein du fin maillage qu'ils forment, on peut observer par endroits des reliques fantômes de minéraux de la péridotite pseudomorphosées par la serpentine. Ces reliques sont assez rares et se présentent sous différentes formes : tabulaires, subarrondies, en baguettes. Les 20 autres pour-cents de la roche sont constitués :

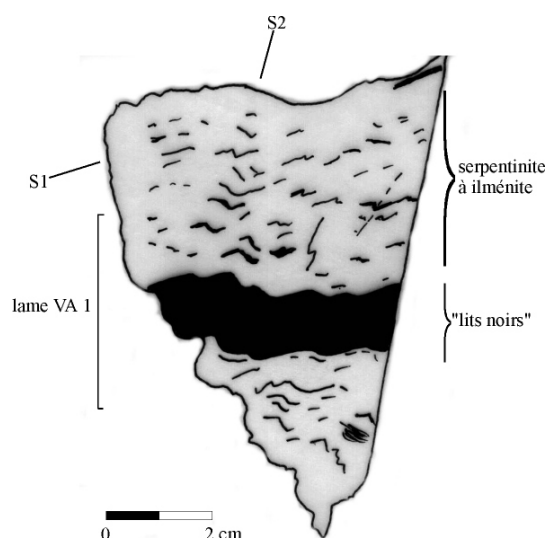


Figure 2.1.3: croquis d'une tranche de l'échantillon Va1 montrant les niveaux noirs qui soulignent la foliation S1 au sein de la serpentinite.

³ *Interlocking texture*: les grains sont équants, irréguliers et parfois sphérulitiques. Ces grains se développent isolément et se rejoignent lors de la recristallisation (Wicks et Whittaker, 1977).

- d'ilménite. Elle se présente soit en concentrations sous forme de fins lits noirs qui soulignent la foliation S_1 ⁴ (figure 2.1.3), soit sous forme de petites taches ponctuelles disséminées dans la roche. Microscopiquement, on observe que ces lits noirs sont constitués par des grains étirés d'ilménite qui sont pris dans la texture maillée des phyllosilicates (figure 2.1.4), ainsi que par de très rares reliques d'olivine iddingsitisée englobées dans des grains d'ilménite.

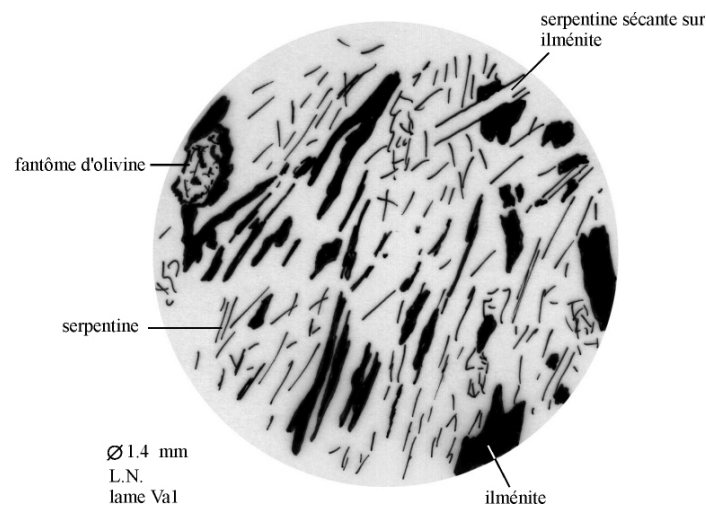


Figure 2.1.4: Ilménite prise dans la structure maillée de la serpentine au sein des "lits noirs" de la serpeninite.

- de niveaux bruns orangés boudinés par S_1 , d'une épaisseur de 1 à 4 centimètres (figure 2.1.5). Ces niveaux sont constitués majoritairement de clinohumite titanifère pléochroïque et zonée. On y trouve également quelques minéraux opaques (ilménite) de forme étirée ainsi que de rares grains d'olivine très fracturés. Via ces fractures s'opère un début de remplacement par la clinohumite titanifère.

⁴ S_1 correspond à la schistosité la plus primaire visible sur l'affleurement. Cette schistosité est crénulée par une schistosité ultérieure appelée S_2 . S_1 est contemporaine du boudinage des lits bruns orangés riches en clinohumite titanifère et parallèle à l'allure des filons de rodingite.

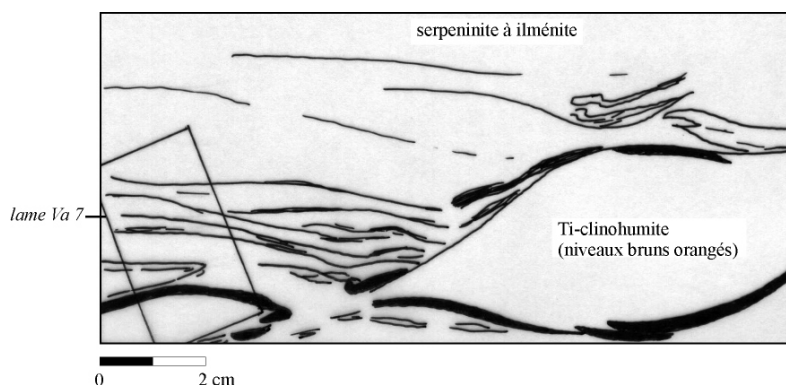


Figure 2.1.5: serpentinite à niveaux bruns orangés

Notons que ces niveaux à clinohumite titanifère ont été étudiés par Scambelluri et Rampone (1999). D'après ces auteurs, l'origine de ces niveaux à clinohumite titanifère serait le résultat d'une métasomatose magnésienne durant un stade océanique d'un gabbro riche en Fe-Ti. Cette métasomatose aurait pour résultat la chloritisation du plagioclase et formerait une roche à assemblage hydrothermal de chlorite + ilménite + clinopyroxène + apatite. Lors du métamorphisme de HP, cet assemblage se transformerait en clinohumite titanifère + chondrodite titanifère + chlorite + magnétite + diopside. Selon Scambelluri et Rampone (1999), cette métasomatose magnésienne serait antérieure à la phase de rodingitisation et provoquée par un échange d'éléments par diffusion entre le gabbro riche en Fe-Ti et la roche ultramafique encaissante en cours de serpentinisation.

- de fines veinules de carbonate (dolomite) disposées parallèlement aux niveaux boudinés et aux lits noirs de minéraux opaques.
- Accessoirement, de rares grains millimétriques de sulfures.

D'autre part, au sein de la serpentinite, on retrouve encore ça et là des reliques centimétriques de pyroxènes de la péridotite (composition augitique). Ces reliques sont en voie de remplacement par la serpentine.

2.1.1.1.2. La bordure du filon, c'est-à-dire la couronne chloritique

L'épaisseur de la couronne chloritique peut varier localement de 2 à 10 centimètres. De couleur vert foncé, savonneuse au toucher, elle est composée

majoritairement de chlorite. Au sein de la masse chloritique sont dispersés des minéraux opaques ainsi que des reliques centimétriques de pyroxènes magmatiques. Microscopiquement, ceux-ci présentent un aspect poussiéreux, altéré, "nébuleux", de couleur brunâtre en lumière naturelle.

La couronne chloritique est foliée (foliation parallèle à la foliation principale dans la serpentinite) de par la disposition orientée des feuillets chloritiques. Des cristaux centimétriques de pyroxènes et de minéraux opaques (magnétite – ilménite) baignent dans une matrice chloritique finement grenue dont la taille des grains est inférieure à 0.5 millimètre.

Le contact entre la serpentinite et la couronne chloritique est net. Par contre, la transition entre la couronne chloritique et le centre du filon est floue sur une épaisseur d'environ 15 centimètres formant une zone hétérogène (figure 2.1.6). Cette zone hétérogène est composée de:

- traînées blanchâtres à légèrement verdâtres représentant environ 25% de la roche. Elles sont composées d'une matrice très finement grenue (cryptocristalline) de clinopyroxènes dans laquelle baignent des clinopyroxènes prismatiques dont la taille peut atteindre 1 millimètre (proportions relatives: 80% de clinopyroxènes cryptocristallins pour 20% de clinopyroxènes prismatiques). Ces derniers ont une tendance à se disposer suivant la direction de l'étirement.
- plages vert-gris, apparemment moins étirées que les zones à matrice cryptocristalline et représentant $\pm 75\%$ de la roche. Ces plages sont constituées essentiellement d'une matrice $\pm$ riche en chlorite et clinopyroxène cryptocristallins dans laquelle baignent des pyroxènes prismatiques ($\pm 0.7\text{mm}$) qui ont tendance à s'aligner dans le plan S1, ainsi que de reliques (nébuleuses) centimétriques de clinopyroxènes magmatiques (0.5 à 1cm) et des minéraux opaques (ilménite-magnétite).

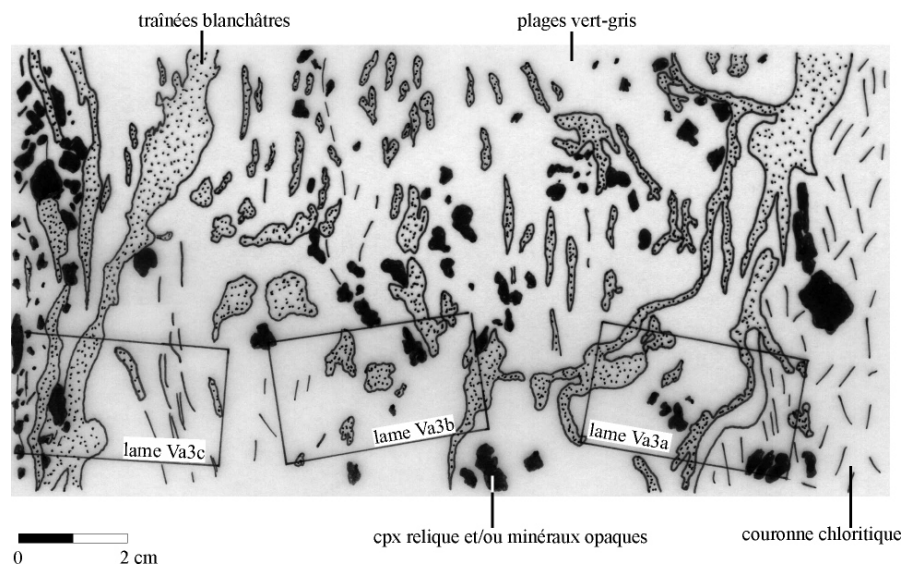


Figure 2.1.6: Zone de transition entre la couronne chloritique (à droite sur le schéma) et le centre filon (échantillon Va 3). Cette zone est très déformée (étirée) et hétérogène.

Au niveau des clinopyroxènes, une remarque importante est à faire: nous observons clairement deux générations de clinopyroxènes:

- la première est constituée par les clinopyroxènes magmatiques reliques (notés cpx1) de grande taille (de l'ordre du centimètre) dont certains ont bien conservé leur morphologie primaire,
- la seconde est représentée par la recrystallisation de petits pyroxènes (notés cpx2) en bordure (texture coronitique) et le long des fractures des clinopyroxènes primaires (figure 2.1.7) ainsi que par les petits clinopyroxènes de la matrice cryptocristalline (cfr analyses 167-168) et les clinopyroxènes prismatiques.

La composition de ces différents pyroxènes est, comme nous le verrons plus loin, assez variable.

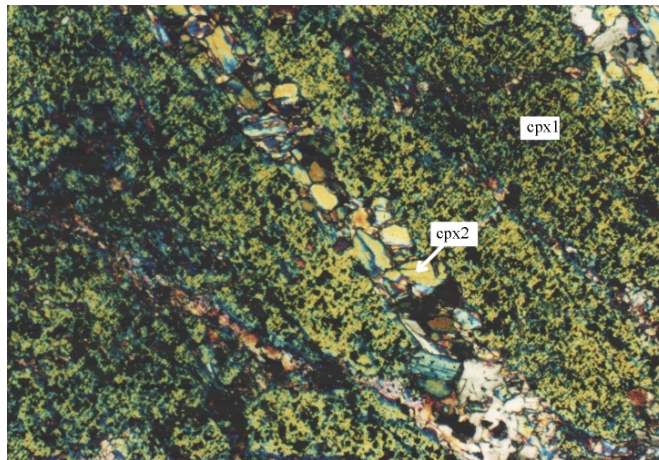


Figure 2.1.7: lame mince illustrant la recristallisation du clinopyroxène 2 dans les fractures du clinopyroxène 1 (1 cm = 0.02 mm, L.P., lame VA6)

Par endroits, les plages vert-gris sont constituées uniquement de chlorite finement grenue, semblable à celle de la couronne chloritique. Notons encore la présence de veines tardives de carbonates (dolomite). Ces derniers renferment des chlorites et des clinopyroxènes en inclusions (figure 2.1.8).

Nous avons donc affaire, en bordure du filon, à une roche hétérogène déformée dans laquelle des textures de clinopyroxènes magmatiques sont encore facilement reconnaissables, bien qu'en voie de remplacement par une nouvelle génération de clinopyroxène et par la chlorite (figure 2.1.9). Cette dernière, quant à elle, est quasiment omniprésente en proportion variable et forme la "pâte" de la roche.

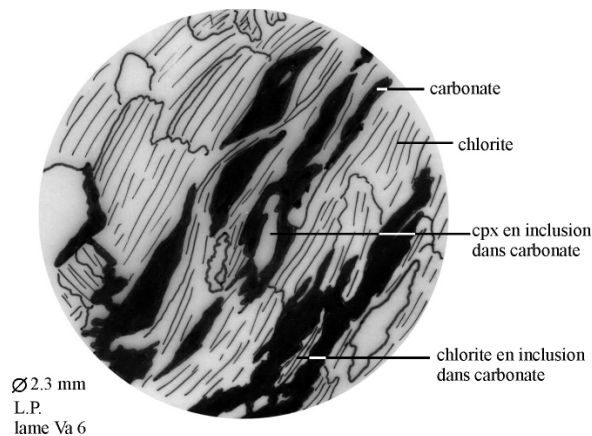


Figure 2.1.8: veinule tardive de dolomite dans la zone de transition entre la couronne chloritique et le centre du filon. La dolomite renferme des inclusions de cpx et de chlorite

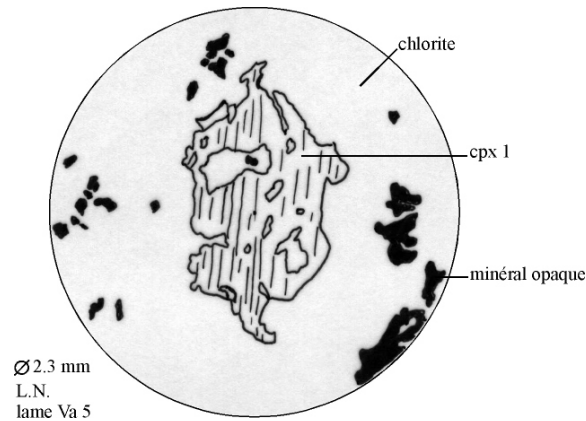


Figure 2.1.9: croquis illustrant le remplacement du clinopyroxène 1 par la chlorite dans la zone de transition entre la couronne chloritique et le centre du filon.

2.1.1.1.3. Le centre du filon

Le centre du filon est caractérisé par l'apparition de nouveaux minéraux tels que le grenat, l'épidote et l'amphibole. Dans la partie la plus interne, la foliation est beaucoup moins marquée. Le grenat y est prédominant. Nous avons donc affaire ici à une grenatite de teinte brunâtre et de texture plus grenue que dans le reste du filon.

Une première génération de grenat apparaît, caractérisée par une teinte beige en lumière naturelle. Ce grenat (composition qui tombe à proximité du joint almandin-grossulaire) est soit hypidioblastique à xénoblastique, soit en plages diffuses, et renferme de nombreuses petites inclusions apparemment chloritiques. Il remplace progressivement la matrice cryptocristalline.

La seconde génération de grenat (dont la composition tombe presque sur le joint grossulaire-andradite) est caractérisée par une teinte orange en lumière naturelle et ne renferme pas d'inclusions chloritiques. Comme le montre le figure 2.1.10, ce grenat rogne progressivement le grenat de première génération, ainsi que les plages chloritiques, les pyroxènes et les opaques (texture coronitique). Il ne développe pas de faces cristallines. Ce grenat de deuxième génération apparaît par endroits sous forme de veines sécantes sur les autres phases. Dans ces veines se développe une albite apparemment en équilibre avec le grenat 2.

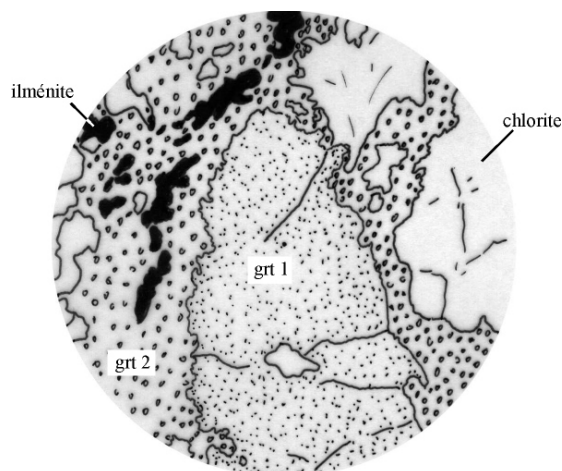


Figure 2.1.10: croquis (Ø: 1.4 mm; L.N.; lame Va4a) illustrant le grenat 2 rognant progressivement le grenat 1 dans le centre du filon.

Les minéraux opaques (ilménite) sont toujours présents et, de forme étirée, ils marquent grossièrement la foliation (celle-ci est difficilement visible macroscopiquement mais est observable au microscope).

L'épidote se retrouve au sein de la masse, sous forme de grains hypidiomorphes.

L'amphibole, quant à elle, a tendance à se surimposer aux autres phases, y compris au grenat. Elle se présente sous forme de fines baguettes.

2 . 1 . 1 . 2 . L a C a r t a

Le site de La Carta est distant d'environ 2 km à vol d'oiseau du site de Vara. A La Carta, les rodingites affleurent en coupe le long de la route sur une distance d'environ 500 mètres. Elles se présentent sous forme de filons ou lentilles boudinés au sein d'une masse grise de serpentinite foliée (voir annexe 9, p. 251). L'allure des filons est parallèle à la foliation. Ces filons étant boudinés, ils ne peuvent pas être suivis sur une très longue distance. Leur épaisseur est variable: de 20 centimètres à 1 mètre d'épaisseur dans la partie la plus large de la lentille. A La Carta, les affleurements sont partiellement recouverts de végétation (contrairement aux sites de Vara, de Perrères et du Monte Avic dans le Val d'Aoste) et relativement altérés en surface.

Sur les 500 mètres d'affleurement, nous avons relevé la présence de 8 filons rodingitiques. Parmi ces filons, deux ont fait l'objet d'un échantillonnage détaillé représenté à la figure 2.1.11. Les échantillons LC12 à LC18 ont été prélevés au sein de trois autres filons, dans les parties centrales de ceux-ci.

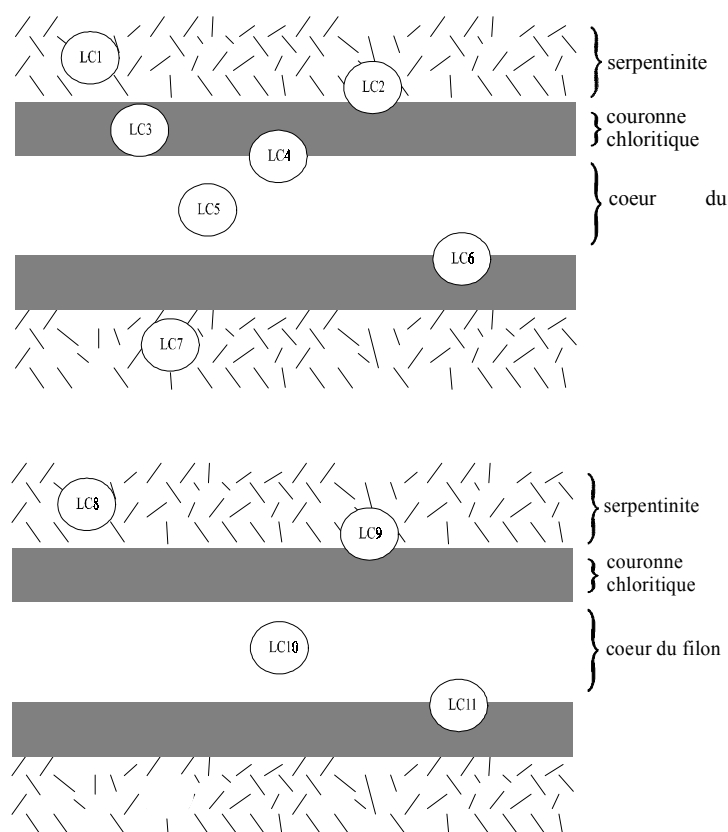


Figure 2.1.11: schéma de l'échantillonnage sur le site de La Carta

2.1.1.2.1. *La serpentinite*

La roche est gris-verdâtre en surface altérée et grise en cassure fraîche, avec un aspect chiné dû à la présence de petits grains (2-3 mm) d'oxydes. Les grains de la matrice ne sont pas distinguables à l'œil nu.

Au microscope, la roche apparaît formée d'un assemblage très serré de minuscules fibres de serpentine qui s'enchevêtrent les unes dans les autres, formant ainsi une texture de maille. Au sein de cette texture, on observe des fantômes de minéraux magmatiques: leur pseudomorphose par la serpentine n'a conservé de leur origine magmatique que leur forme. Celle-ci peut être subarrondie, tabulaire ou prismatique. Au sein de ces pseudomorphoses, la serpentine a une granulométrie plus fine et plus petite que dans le reste de la roche.

Les oxydes (magnétite) se présentent soit en minuscules petits grains dont la taille peut être inférieure à 1 micron, soit en grains dont la taille peut atteindre 1 millimètre. Il arrive que les petits grains de magnétite se disposent de manière concentrique en bordure des minéraux magmatiques pseudomorphosés.

A proximité des filons de rodingite, la serpentinite renferme parfois des niveaux blanchâtres centimétriques riches en clinopyroxènes de taille centimétrique (figure 2.1.12). Ces clinopyroxènes sont à l'origine magmatiques comme en témoigne leur habitus. Ils sont souvent morcelés et déformés. Des petits grains de magnétite et de serpentine se disposent le long des plans de clivage. Comme nous le verrons plus loin, ces clinopyroxènes ont une composition diopsidique.

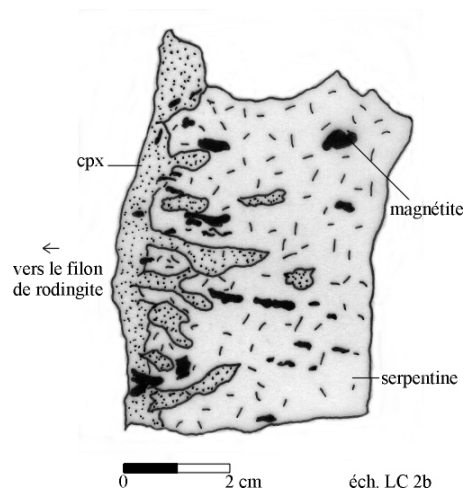


Figure 2.1.12: croquis illustrant la concentration de cpx1 dans la serpentinite, à proximité des filons de rodingite

2.1.1.2.2. La couronne chloritique

A La Carta, la couronne chloritique est plus mince qu'à Vara (de l'ordre de 5 centimètres d'épaisseur). Elle est composée majoritairement de chlorite et dans de plus faibles proportions, de magnétite, de petits clinopyroxènes prismatiques, d'apatite et de quelques reliques de clinopyroxènes magmatiques.

A l'affleurement, la couronne chloritique est grossièrement foliée. Au microscope cependant, la chlorite et les petits chapelets de clinopyroxènes prismatiques ont une propension à s'aligner selon une direction principale.

La magnétite se présente sous forme de grands grains dont la taille peut atteindre parfois 1 centimètre. Elle a tendance à se faire morceler par une association chlorite-clinopyroxène prismatique ou, vers le centre du filon, par le grenat (figure 2.1.13).

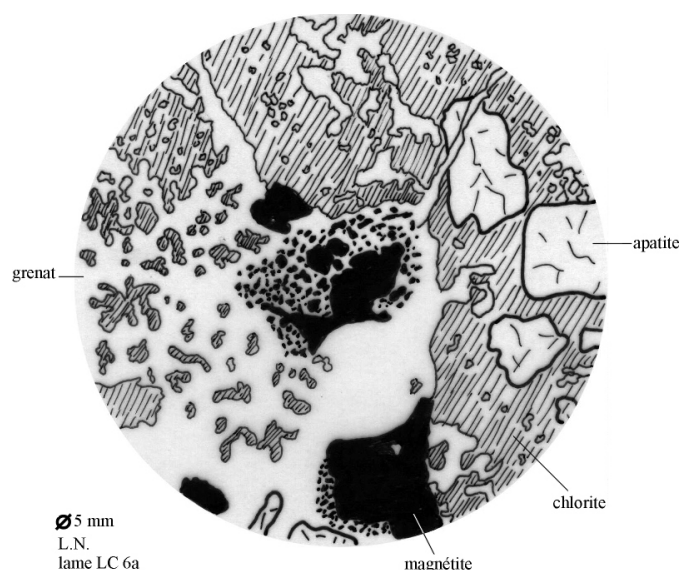


Figure 2.1.13: croquis illustrant le morcellement de la magnétite par le grenat

Les grains d'apatite sont soit en sections prismatiques, soit en sections hexagonales et leur taille varie de 0.3 à 5 millimètres. Ils sont idioblastiques mais présentent néanmoins par endroits une structure en "atoll ouvert ou fermé". Le "lagon" est rempli par de la chlorite. Cette structure peut aller jusqu'au morcellement du grain.

Les reliques de clinopyroxène magmatique ont le même aspect que celles du site de Vara, c'est-à-dire: déformés, gris poussiéreux en lumière naturelle, de biréfringence variable au sein d'un même grain, en voie de remplacement par la chlorite et les petits clinopyroxènes prismatiques (texture coronitique). A La Carta, ces reliques peuvent contenir des inclusions d'apatite hypidioblastiques (figure 2.1.14) ainsi que des petites inclusions de magnétite.

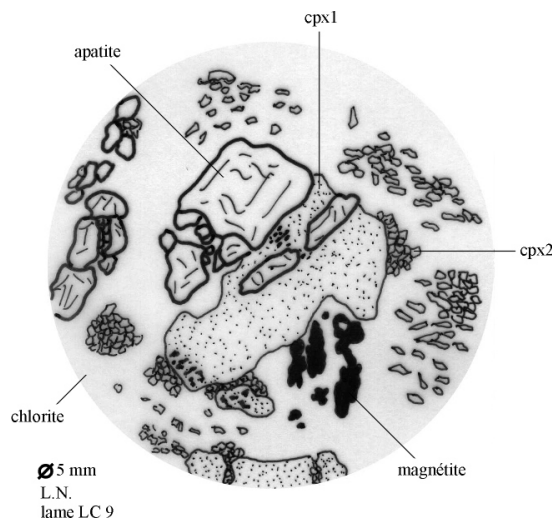


Figure 2.1.14: croquis illustrant une inclusion d'apatite dans le clinopyroxène 1 de la couronne chloritique.

2.1.1.2.3. Le centre des filons

En général, les centres des filons de rodingite sont caractérisés par la présence du grenat. La roche est alors de couleur brun-rosé à granulométrie très fine. Outre le grenat, la roche renferme encore par endroits et de manière non homogène des reliques centimétriques de clinopyroxène magmatique, de la chlorite en plus ou moins faible quantité et de l'apatite morcelée (les grains idiomorphes sont moins fréquents que dans la couronne chloritique). Les grains de minéraux opaques sont en voie de remplacement (figure 2.1.15) ou complètement remplacés par du grenat et/ou du sphène. Le sphène rogne la magnétite de manière concentrique. Il semble être en équilibre avec le grenat et peut parfois se présenter en section losangique caractéristique. Ces grains idioblastiques ont une taille d'environ 200 microns et sont allongés parallèlement à la foliation principale. Cette phase est probablement assez tardive. Notons que d'après Liou *et al.* (1998), le sphène dans les éclogites s'est formé durant le métamorphisme rétrograde par réaction du rutile et de l'ilménite avec des silicates calciques tels que l'omphacite ou le grenat. Dans certains filons, la vésuvianite fait son apparition. Elle se développe en grands cristaux atteignant parfois 1 centimètre, au sein de veines tardives.

La grenatisation se fait suivant les plans de schistosité. Notons que dans certains filons, le grenat représente la quasi totalité de la roche: on parlera alors de grenatite. Une étude à la microsonde nous montrera que le grenat est zoné de manière "dendritique" et "concentrique". Cette zonation est provoquée par une légère variation de la teneur en fer (voir § "minéralogie"). Il est à noter aussi la présence de

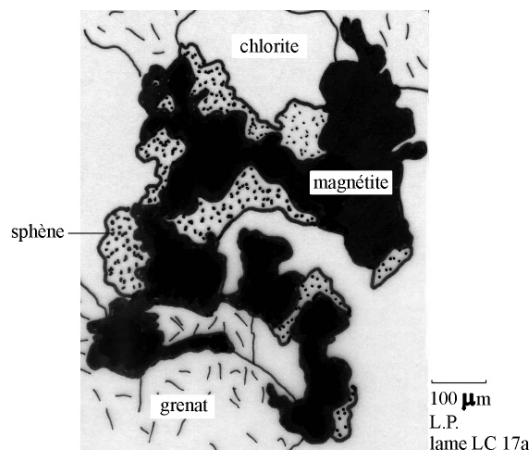


Figure 2.1.15: croquis illustrant le remplacement et le morcellement de la magnétite par le sphène et le grenat au sein d'un filon de rodingite.

veinules tardives de grenat (figure 2.1.16). Dans ces veinules, le grenat est légèrement anisotrope avec une extinction en secteurs. De nouveau, une étude à la microsonde nous indiquera qu'il s'agit d'un grenat du type grossulaire. Or, les grenats riches en calcium ont souvent une faible biréfringence qui peut leur conférer des macles en secteurs faiblement anisotropes (Philpotts, 1989).



Figure 2.1.16: photo illustrant les veinules sécantes (parallèles au crayon) de grenat au sein d'un filon de rodingite (site de La Carta).

Les petits clinopyroxènes ne sont pas observables au centre de tous les filons. Dans l'échantillon LC17, on peut observer un litage parallèle à la schistosité constitué de fins lits de grenat en alternance avec de fins lits de clinopyroxène et chlorite.

L'épidote se développe dans certains filons. Dans le filon LC 9-11, elle apparaît sous forme de veinules tardives et semble se développer sur le grenat et le clinopyroxène 2. Dans l'échantillon LC14, elle apparaît dans la masse qui est constituée par les petits clinopyroxènes, le grenat et accessoirement la chlorite. Dans l'échantillon LC16, elle constitue la phase principale et est associée à de grands feuillets de chlorite (1 millimètre). On parlera alors d'épidotite. A l'affleurement, on observe au centre de ce filon des enclaves de grenatite au sein de l'épidotite.

L'amphibole est observable sous la même forme que celle de Vara.

Deux remarques importantes sont à faire:

-la première concerne la "texture coronitique" mentionnée à plusieurs reprises ci-dessus: cette texture est tout à fait semblable à celle observée et décrite dans l'échantillon d'éclogite (éch. Gio.G) prélevé dans le massif de gabbro éclogitisé voisin, notamment en ce qui concerne la relation entre le clinopyroxène magmatique et le grenat (figures 2.1.17 et 2.1.18).

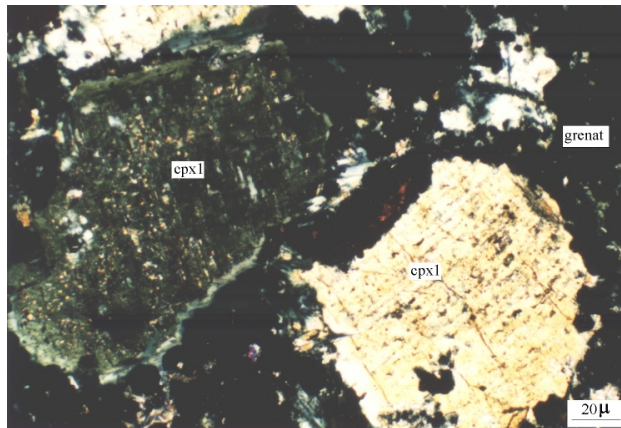


Figure 2.1.17: photo illustrant la texture coronitique dans l'échantillon d'éclogite Gio.G

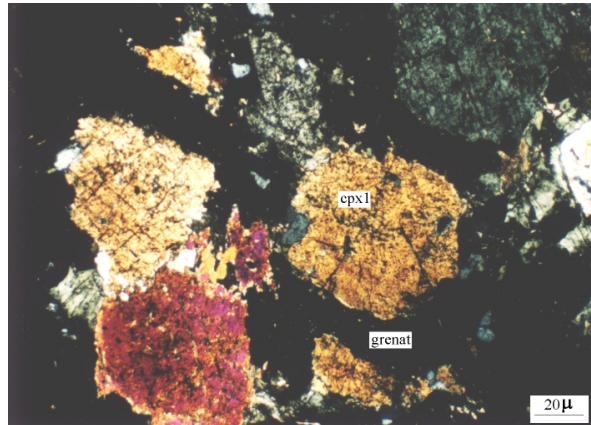


Figure 2.1.18: photo illustrant la texture coronitique dans la rodingite (échantillon LC18)

- la seconde concerne les minéraux magmatiques reliques, à savoir le clinopyroxène 1, l'apatite, la magnétite et l'ilménite. Soulignons que l'association magnétite-ilménite-apatite est une association courante dans les roches mafiques et ultramafiques en général.

2 . 1 . 1 . 3 . C o n c l u s i o n s

A Vara et à La Carta, il en ressort que les caractéristiques suivantes se retrouvent dans la majorité des filons:

- couronne chloritique
- reliques de clinopyroxènes primaires de grande taille (cpx1) + recristallisation de clinopyroxènes secondaires de petite taille (cpx2)
- grenatisation (avec une ou deux générations de grenat)

Ce qui peut différer d'un filon à l'autre consiste en:

- la présence éventuelle d'apatite
- la présence de vésuvianite
- la présence d'épidote
- la présence d'amphibole
- la présence de sphène

- la présence de carbonates

Le tableau 2.1.1 reprend les compositions minéralogiques dans les différents filons étudiés dans le massif de Voltri.

	VARA	Filon LC3→LC6	Filon LC9→LC11	Filon LC12→LC14	LC16	LC17	LC18
<i>chlorite</i>	***	**	*	**	***	***	**
<i>cpx 1</i>	*	(*)	**	(*)	/	*	**
<i>cpx 2</i>	***	/	**	***	/	****	**
<i>magnétite</i>	(*)	*	(*)	*	/	**	**
<i>ilménite</i>	*	/	/	/	/	/	**
<i>grenats</i>	**	***	**	**	*	**	***
<i>apatite</i>	/	**	**	/	/	/	(*)
<i>vésuvianite</i>	/	/	*	/	/	/	/
<i>amphibole</i>	*	/	**	*	*	(*)	(*)
<i>épidote</i>	(*)	/	*	***	****	**	/
<i>sphène</i>	/	/	(*)	*	*	*	/
<i>albite</i>	*	/	(*)	*	/	/	/
<i>carbonates</i>	/	/	/	/	/	(*)	/

Tableau 2.1.1: composition minéralogique moyenne des différents filons de rodingite

/ absent
(*) rare
* présent

** moyennement abondant
*** abondant
**** très abondant

2.1.2. Minéralogie

Les minéraux des rodingites, c'est-à-dire les grenats, les pyroxènes, les chlorites, les amphiboles, les épidotes, les vésuvianites, les oxydes métalliques et les feldspaths ont été analysés par microsonde électronique au CAMST à Louvain-la-Neuve. Les apatites n'ont pas été analysées.

Les analyses ont été traitées à l'aide du programme MINPET⁵. Celui-ci manipule les données de manière à obtenir les analyses sous forme de formules structurales pour chaque minéral.

2.1.2.1. V a r a

2.1.2.1.1. Grenats

Les grenats analysés ont été recalculés sur base de 24 oxygènes. Le contenu en Fe^{++} et Fe^{+++} a été recalculé d'après la méthode de Droop (1987) (voir annexe 4, page 195). Les résultats des analyses se trouvent dans l'annexe 5, page 225.

Comme décrit précédemment, deux générations de grenat ont été observées à Vara. La première (analyses 250, 253, 256, 261, 262) a une composition qui tombe à proximité du joint almandin-grossulaire dans des proportions qui s'échelonnent de $\text{alm}_{0.3}\text{-gross}_{0.7}$ à $\text{alm}_{0.7}\text{-gross}_{0.3}$ (figure 2.1.19). La composition de la deuxième génération (analyses 260, 263 et 268) tombe à proximité du joint andradite-grossulaire, avec une proportion de respectivement 55% - 45%. Ainsi, de la première génération à la deuxième génération, on note une augmentation essentiellement en calcium et plus faiblement en fer ferrique et en titane, avec une légère diminution en magnésium, manganèse et fer ferreux.

⁵ MINPET(1988-1995): *mineralogical and petrological data processing system*, version 2.02, by Linda R. Richard.

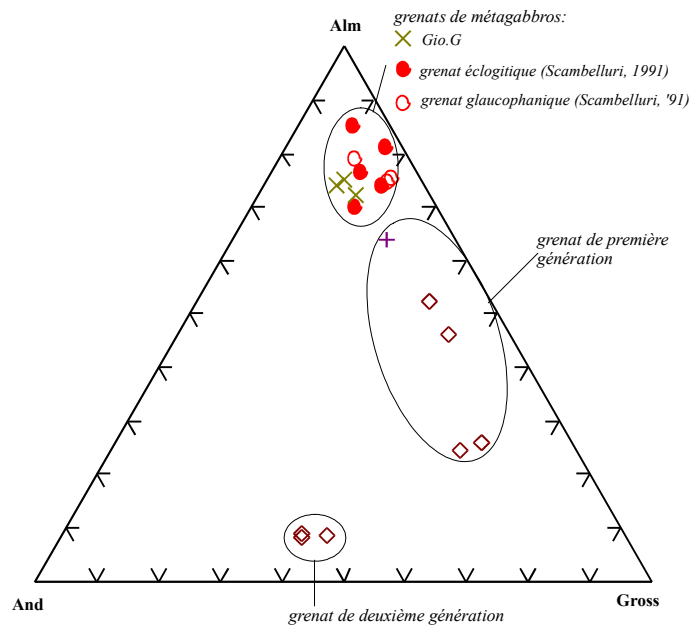


Figure 2.1.19: classification ternaire des grenats de première et deuxième génération des rodingites de Vara et des grenats de métagabbros (Scambelluri (1991) et Gio.G).

Le diagramme triangulaire almandin-grossulaire-andradite de la figure 2.1.19 reprend également les analyses de grenats éclogitiques de métagabbros du massif de Voltri (données de Messiga et Scambelluri, 1991, ainsi que les analyses de l'échantillon Gio.G.). Ces derniers ont une composition qui se confine près du pôle almandin. D'après Messiga et Scambelluri (1991), 6 analyses sur 9 de leurs grenats éclogitiques sont celles de grenats qui ont été formés durant un stade éclogitique, en même temps que des pyroxènes sodiques, du rutile, avec présence éventuelle de glaucophane, d'épidote, de paragonite et de quartz. Ces gabbros éclogitiques riches en Fe - Ti ont conservé une texture magmatique, mais les assemblages magmatiques sont généralement complètement remplacés, à l'exception de quelques reliques de pyroxènes augitiques. Trois analyses représentent des grenats qui ont été formés durant un stade glaucophanique (plus tardif par rapport au stade éclogitique). Ceux-ci ont une composition quasi semblable à celle des grenats éclogitiques. Dès lors, par comparaison, nous observons que le grenat de première génération a une composition plus proche des grenats éclogitiques et glaucophaniques des métagabbros que ne l'ont ceux de deuxième génération. En découle l'hypothèse que les grenats de deuxième génération seraient des grenats post-éclogitiques, alors que ceux de première génération seraient plutôt liés à la phase éclogitique et/ou à la phase glaucophanique.

2.1.2.1.2. Pyroxènes

Les pyroxènes ont été recalculés sur base de 6 oxygènes. Les résultats, ainsi que la répartition des cations sur les différents sites se trouvent dans l'annexe 5, pages 208 et 212. Les proportions fer ferreux – fer ferrique ont été recalculées suivant la méthode de Droop (1987) (annexe 4, page 195)

D'une manière quasi générale, on peut dire que les pyroxènes se retrouvent dans chaque filon de rodingite étudié, avec des proportions variant d'un filon à l'autre et même au sein d'un même filon.

Comme déjà signalé plus haut, deux générations de pyroxènes ont été mises en évidence sur base de caractères texturaux (une première génération sous forme de grains centimétriques, reliquats de la roche magmatique (cpx1), et une seconde sous forme de minuscules petites grains (cpx2) formant généralement une mosaïque). D'un point de vue composition, ces deux générations ne sont pas, dans la majorité des cas, facilement discernables. En effet, en ce qui concerne les pyroxènes magmatiques reliques (première génération), leur composition est aléatoirement diopsidique ou augitique, voire intermédiaire, avec une prédominance pour la composition diopsidique. Ces pyroxènes n'ont généralement plus que la texture qui est d'origine magmatique.

La tendance à la conservation de la composition augitique n'est apparemment pas liée à la position du clinopyroxène magmatique au sein du filon: en effet, on observe des diopsides augitiques tant au centre du filon (échantillons Va4a et Va4c2, analyses 251, 265, 266, 235 et 246) qu'en bordure (échantillon Va2) ou même dans la serpentinite au contact (Va1, analyse 1).

Quant aux pyroxènes de seconde génération, leur composition est toujours celle d'un diopside pur (analyses 4, 11, 164 – 234, 244, 245, 247, 252 – 264 et 267).

La figure 2.1.20 ci-dessous reprend les résultats des analyses des pyroxènes de Vara. Quant à la figure 2.1.21, elle reprend les résultats des analyses des pyroxènes de l'échantillon Gio.G provenant du massif éclogitique voisin, ainsi que ceux provenant de divers métagabbros du massif de Voltri (Messiga et Scambulleri, 1991). Il apparaît clairement que dans les gabbros éclogitisés, les pyroxènes ont une composition plus sodique correspondant à une omphacite ou à une aegyrine augitique formée pendant la phase éclogitique (Messiga et Scambulleri, 1991).

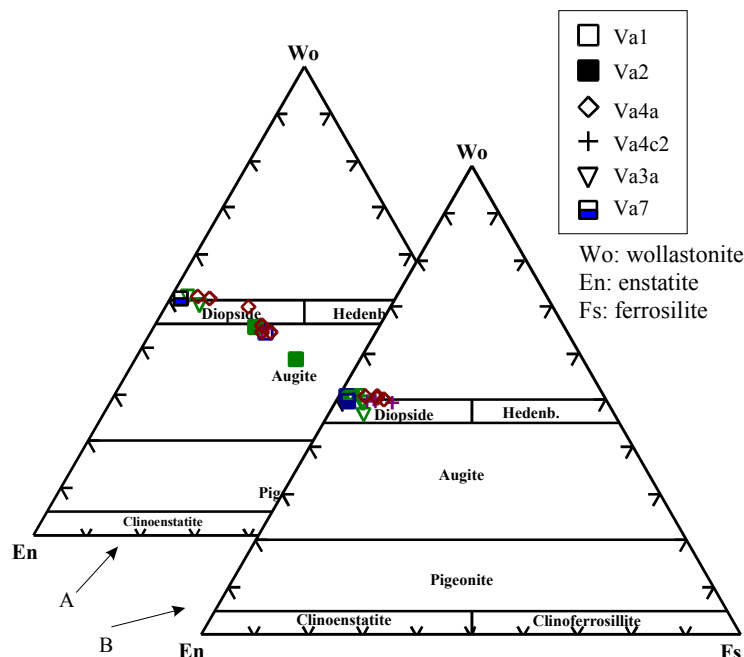


Figure 2.1.20: Classification ternaire des pyroxènes rodingitiques du site de Vara.
A: CPX 1; B: CPX 2

La figure 2.1.21 reprend également une analyse d'un pyroxène (pyr143) faite dans la lame de l'échantillon Va2 (pour rappel, l'échantillon Va2 a été pris au contact entre la couronne chloritique et le filon de rodingite à proprement parler). Cette analyse montre une teneur en sodium de l'ordre de 6% poids. Elle a été faite dans une masse microdiablastique "couvrant" par endroits le clinopyroxène 1 (analyse 142) diopsidique. Ainsi, il apparaît que dans cet échantillon le clinopyroxène 1 peut présenter une certaine variabilité chimique en ce qui concerne le sodium. Dans le même échantillon, nous verrons que les amphiboles peuvent parfois être du type sodo-calcique. Ceci nous amène à poser la question suivante: quelle est la source de ce sodium présent de manière inégale au sein d'une roche très pauvre en sodium? Peut-être pourrions-nous envisager l'hypothèse qu'à certains endroits de ce filon, pour des raisons cinétiques ou autres, tout le sodium n'ait pas été lessivé⁶ lors du processus de rodingitisation (comme c'est généralement le cas) et que dans les zones contenant encore du Na un pyroxène du type aegirine-augite ait pu se former lors du passage de la roche dans le faciès éclogitique voire même lors de la phase rétrograde (Liou *et al.*, 1998). Une autre hypothèse pourrait être que le pyroxène à l'origine était une augite sodique et que celle-ci n'ait pas été complètement diopsidisée lors de

⁶ Nous renvoyons le lecteur au chapitre 3 dans lequel seront présentés les bilans de transfert de matière.

la rodingitisation.

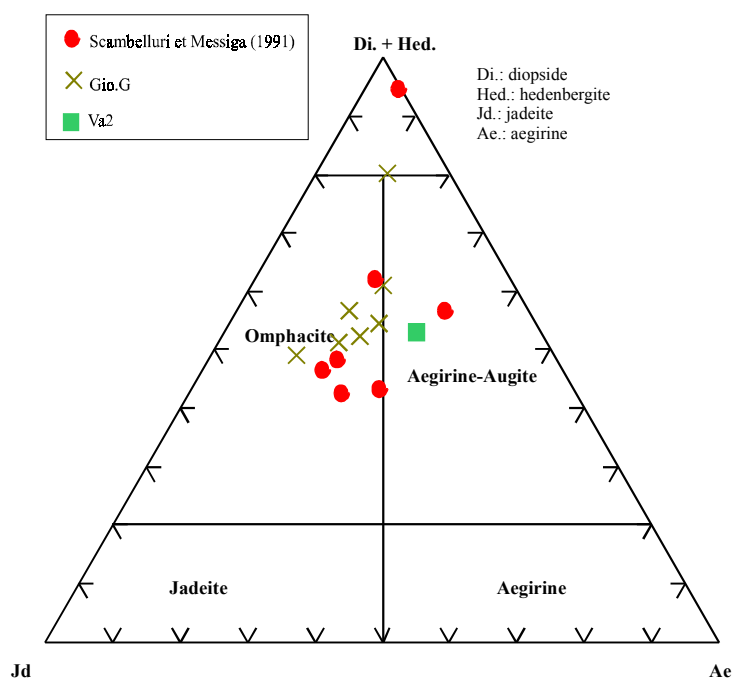


Figure 2.1.21: classification ternaire des pyroxènes de métagabbros ainsi que d'un pyroxène de l'échantillon Va2.

2.1.2.1.3. Chlorites

Les résultats d'analyses chimiques des chlorites issues des rodingites ainsi que la répartition des cations dans les différents sites cristallographiques sont repris en annexe. Une remarque préliminaire concernant la classification des chlorites est à faire ici. Il existe au sein du minéral chlorite une substitution cationique importante, variée et souvent continue. Ceci a amené à une prolifération de noms différents pour classer les chlorites, ces noms étant basés essentiellement sur les différences de composition chimique (optiquement pas discernables). Ainsi, Hey (1954) a établi une méthode de classification basée sur, d'une part, le contenu en fer ferrique et, d'autre part, sur le contenu en silicium (Deer, Howie et Zussman, 1962, vol 3 *rock forming minerals – sheet silicates*). Cependant, une nomenclature simplifiée a été suggérée et acceptée plus récemment, utilisant les termes clinochlore, chamosite et pennantite pour désigner respectivement les chlorites riches en Mg, en Fe et en Mn (Deer, Howie et Zussman, 1992). Paradoxalement, dans la littérature même la plus récente concernant les rodingites, les auteurs font toujours référence à l'ancienne

classification. Il en va de même pour le programme MINPET. C'est pourquoi nous avons classé les chlorites de nos rodingites suivant les deux types de classification.

Ainsi, à Vara, en se basant sur:

- la classification de Hey (1954), nous avons affaire à des pycnochlorites pour les chlorites situées plus au centre du filon, des penninites pour les chlorites situées dans la bordure chloritique et enfin des talc-chlorites pour les chlorites situées dans la serpentinite au contact du filon (figure 2.1.22). Néanmoins, le faible nombre d'analyses ne nous permet pas de généraliser ceci à l'ensemble des filons.

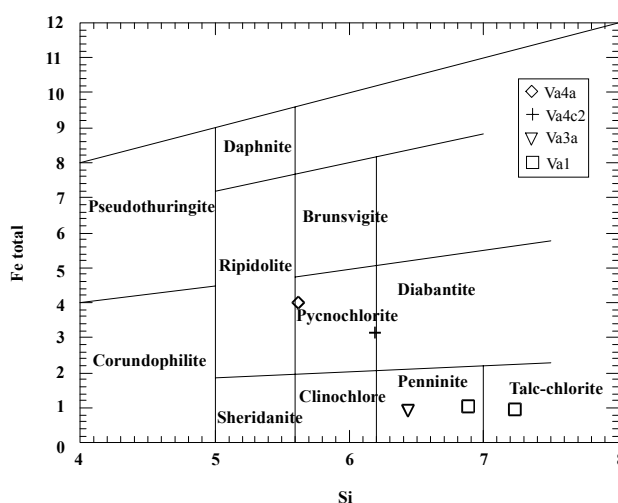


Figure 2.1.22: classification des chlorites de Vara sur base de la méthode de Hey (1954).

- la classification actuelle, nous avons affaire à des chlorites plutôt magnésiennes: en bordure du filon, elles ont une composition clinochlore_{0,9} – chamosite_{0,1}, tandis qu'au centre, elles sont plus riches en fer ferreux et ont une composition clinochlore_{0,6} à 0,7 – chamosite_{0,4} à 0,3 (figure 2.1.23).

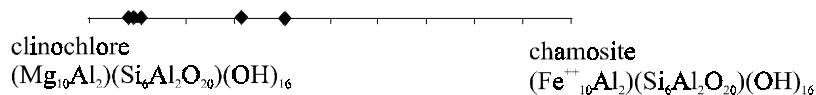


Figure 2.1.23: classification des chlorites de Vara sur base de la méthode de Deer, Howie et Zussman (1992). Au centre du filon, les chlorites sont plus riches en fer ferreux.

2.1.2.1.4. Amphiboles

Les résultats d'analyses chimiques des amphiboles ainsi que la répartition des cations dans les différents sites cristallographiques sont repris en annexe, page 199.

La classification (annexe 3) des amphiboles est basée sur le modèle proposé par Leake *et al.* (1997). Pour calculer la proportion $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, nous avons suivi la démarche proposée par Laird et Albee (1981) (voir annexe 3, page 191).

A Vara, les amphiboles analysées font partie du groupe des amphiboles calciques. Les analyses ont été normalisées sur base de 13 cations moins Ca, Na et K. Au sein de ce groupe, nous observons deux espèces d'amphiboles (figure 2.1.24 et 2.1.25) :

- les magnésiohastingsites hornblendes (et plus largement une hornblende édenitique et une hastingsite magnésienne). Celles-ci se trouvent aux limites du filon (échantillon Va2. Dans cet échantillon, le sodium en site B varie de 0.3 à 0.6, plaçant ainsi parfois les amphiboles à la limite entre groupes calcique et sodique-calcique).

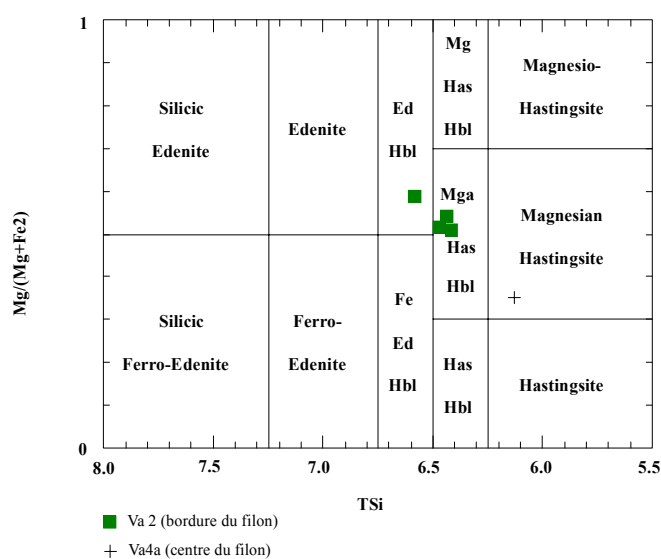


Figure 2.1.24: classification des amphiboles de Vara appartenant au groupe calcique:
 $(\text{Na} + \text{K})_A \geq 0.5$; $\text{Ti} < 0.5$; $\text{Fe}^3 \geq \text{Al}^{\text{VI}}$

- les ferro-pargasitiques hornblendes et ferro-pargasites, localisées au centre du filon (échantillon Va4a).

Ainsi, les amphiboles sont plus riches en fer au centre du filon.

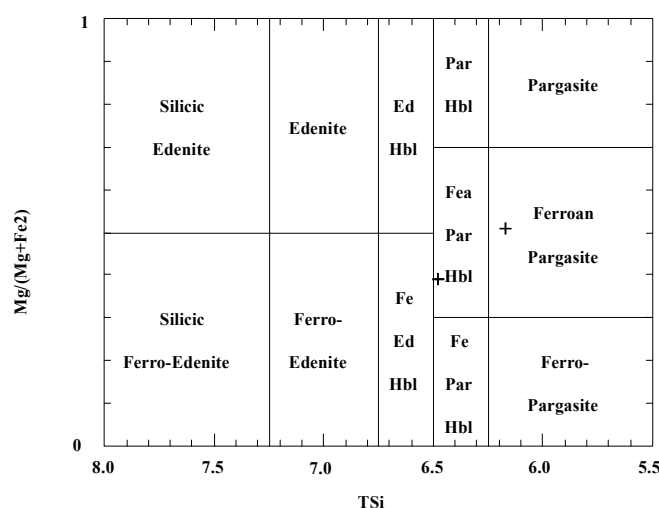


Figure 2.1.25: classification des amphiboles de Vara appartenant au groupe calcique: $(Na+K)_A \geq 0.5$; $Ti < 0.5$; $Fe^3 \leq Al^{VI}$ (légende: cfr. figure 2.1.24).

Notons encore que les amphiboles de l'échantillon Gio.G présentent en moyenne des teneurs en sodium plus élevées que celles des amphiboles des rodingites, mais néanmoins variables. Le sodium du site B varie de 0.4 à 1.3. Ces amphiboles appartiennent ainsi soit au groupe calcique, soit au groupe sodique-calcique. Il s'agit respectivement d'actinolite (et/ou d'édénite) et de barrosite.

2.1.2.1.5. Magnétite – ilménite

Les minéraux opaques analysés sont majoritairement représentés par de l'ilménite et minoritairement par de la magnétite. Ils ont été recalculés sur base de 6 oxygènes. Les résultats des analyses ainsi que la répartition des cations dans les différents sites sont repris dans l'annexe 5, pages 234-235. Aucune texture d'exsolution n'a été observée. La magnétite se retrouve dans la bordure chloritique du filon. Elle n'est pas riche en chrome (1% poids de Cr_2O_3). Les ilménites sont, quant à elles, localisées essentiellement en bordure chloritique et dans la serpentinite au contact, ainsi que de manière discrète au centre du filon.

2.1.2.1.6. Feldspaths

Les feldspaths ont été recalculés sur base de 32 oxygènes. Les résultats des analyses ainsi que la répartition des cations dans les différents sites cristallographiques sont repris dans l'annexe 5, page 209.

La présence de feldspath a été relevée dans l'échantillon Va2. Ainsi que le montre la figure 2.1.26, ce feldspath a une composition qui tombe sur le pôle albite. Comme décrit plus haut (p. 36), cette albite se développe dans des veines tardives, associée au grenat de seconde génération.

En guise de comparaison, nous avons inséré les données sur les feldspaths obtenues par Messiga et Scambelluri (1991). Celles-ci montrent que les feldspaths régionaux associés au faciès schistes verts ont une composition anorthite_{0,40}-albite_{0,60}. Alors que dans les rodingites les alkalis sont de manière caractéristique complètement lessivés, la présence de cette albite au sein du filon suggère que des fluides métamorphiques associés au faciès schistes verts ont circulé dans la rodingite.

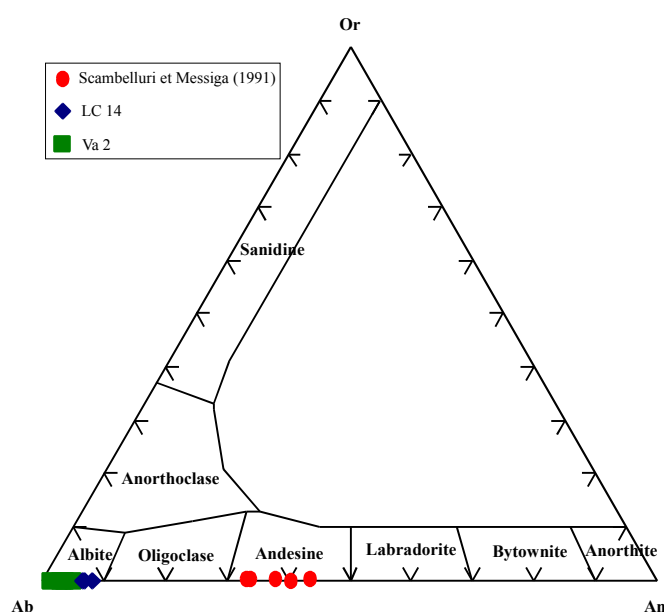


Figure 2.1.26: classification des feldspaths de Vara, La Carta et de ceux tirés de Scambelluri et Messiga (1991). Voir texte pour discussion.

2.1.2.1.7. Epidotes

Les épidotes analysées ont été recalculées sur base de 13 O et 1 OH (résultats des analyses dans l'annexe 5, page 222).

Elles appartiennent à la série épidote – clinozoïsite.

2.1.2.1.8. Clinohumites

La serpentinite de Vara renferme de la clinohumite. Les analyses se trouvent dans l'annexe 5, page 207 et ont été recalculées sur base de 18 oxygènes. Comme le montrent les analyses, ces clinohumites sont riches en Ti (4 %poids). On peut parler dès lors de clinohumites titanifères.

2.1.2.2. La Carta

2.1.2.2.1. Grenats

A La Carta, les deux générations bien distinctes de grenats, telles celles décrites à Vara, n'ont pas été observées. Cependant, la majorité des grenats de La Carta présentent une texture zonée (texture uniquement visible sur image BSEM (*back-scattered electron*)). Cette texture est par endroits:

- "dendritique", c'est-à-dire qu'il y a une alternance de zones claires et foncées disposées en flammes irrégulières,
- "concentrique", "alvéolaire" avec un "coeur" plus riche en grossulaire.

La figure 2.1.27 reprend les analyses des grenats de La Carta ainsi que celles des grenats éclogitiques de métagabbros. Tous les grenats zonés analysés ont une teneur en andradite + grossulaire qui égale au moins 90% des *end-members* du grenat. Les zones claires ont une composition qui varie de gross_{0.23} – andr_{0.77} à gross_{0.44} – andr_{0.56} (analyses 100, 106, 110, 111, 117, 118, 124, 128, 185, 192, 29, 30, 60-92). Les zones plus foncées ont une composition qui varie de gross_{0.72} – andr_{0.28} à gross_{0.92} – andr_{0.08} (analyses 112, 114, 116, 122, 125, 126, 186, 191, 55, 59).

Notons qu'à certains endroits cette zonation n'apparaît pas: le grenat est alors plus homogène et a une composition intermédiaire, c'est-à-dire gross_{0.5} – andr_{0.5} (toutes les analyses non citées).

Quant aux grenats des échantillons riches en épidote (LC14, LC16, analyses 219, 225 et 228), ils ne sont pas zonés et ont une composition qui tombe presque sur le joint grossulaire-almandin ($\text{gross}_{0.6} - \text{alm}_{0.4}$).

Par comparaison avec les analyses des grenats éclogitiques, la majorité des grenats de La Carta serait apparemment post-éclogitiques et post-glaucophaniques.

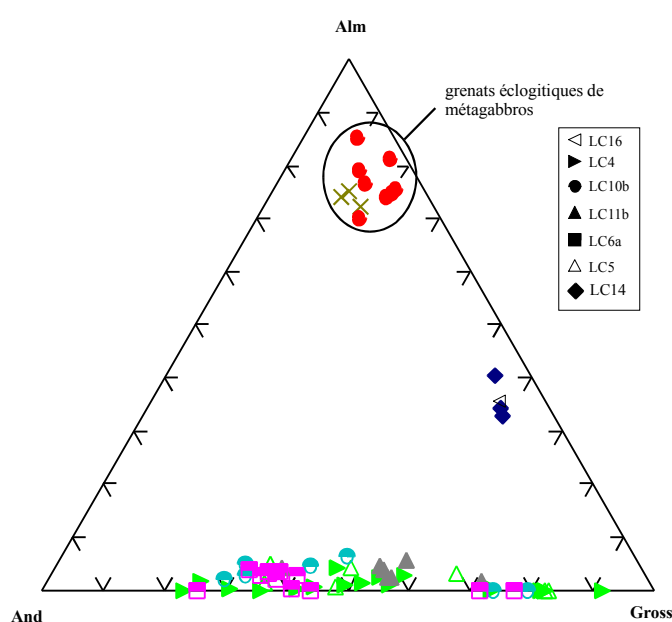


Figure 2.1.27: classification ternaire des grenats de La Carta (voir texte pour discussion).

2.1.2.2.2. Pyroxènes

Tout comme à Vara, les deux générations de pyroxènes sont observables texturalement. Par contre, leur composition est tout à fait semblable: pour les deux générations, nous avons affaire à des diopsides ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) (figure 2.1.28). La rodingitisation des filons a donc effacé toute trace de l'augite magmatique.

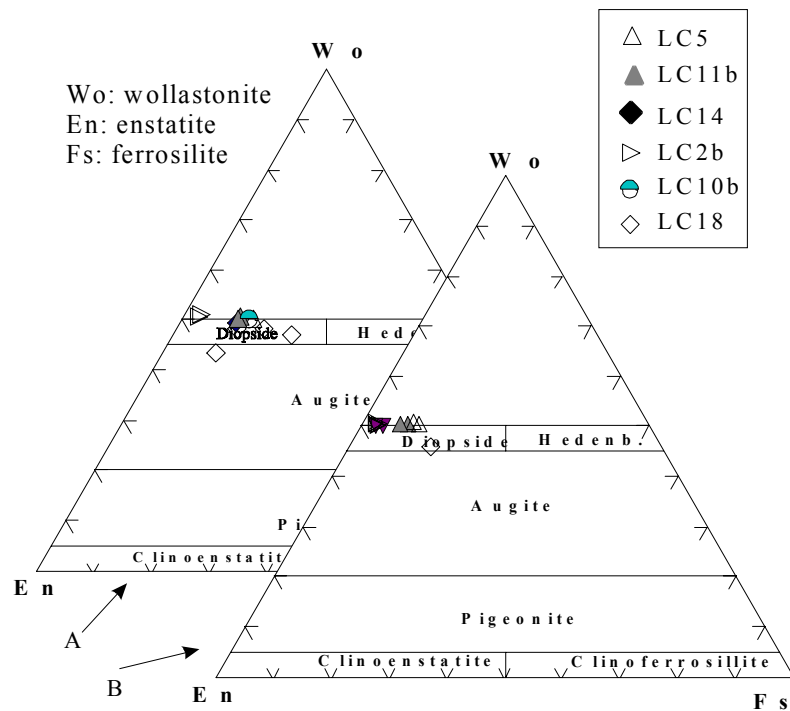


Figure 2.1.28: classification ternaire des pyroxènes de La Carta

A: CPX 1; B: CPX 2

2.1.2.2.3. Chlorites

La composition des chlorites est sensiblement plus homogène qu'à Vara. Toutefois, on constate également qu'en se basant sur la classification de Hey (1954), une légère différenciation est à faire entre les chlorites du centre des filons qui sont des clinochlores et celles des bordures des filons qui sont des pycnochlorites (figure 2.1.29). De même, suivant la classification plus récente (Deer, Howie et Zussman, 1992), on observe que les chlorites des centres des filons sont légèrement plus riches en fer ferreux (chamosite_{0.2 à 0.3}), tandis que celles des bordures ont une composition clinochlore_{0.8 à 0.9} – chamosite_{0.2 à 0.1} (figure 2.1.30).

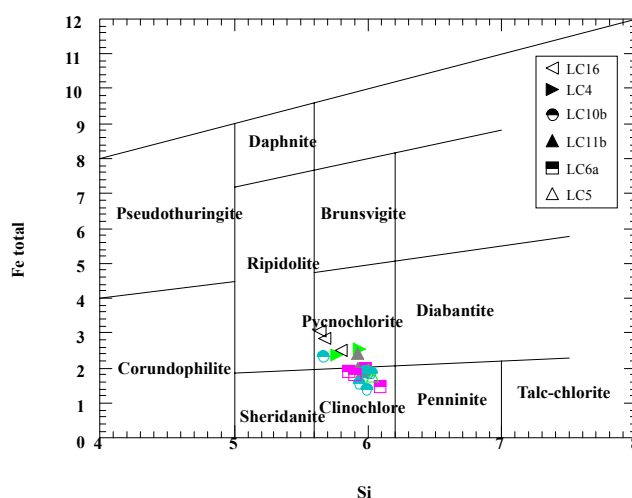


Figure 2.1.29: classification des chlorites de La Carta suivant la méthode de Hey (1954).

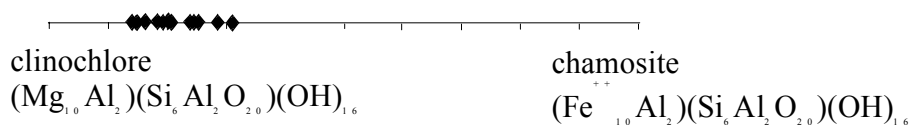


Figure 2.1.30: classification des chlorites de La Carta suivant la méthode de Deer, Howie et Zussman (1992).

2.1.2.2.4. Amphiboles

A La Carta, les rares amphiboles observées dans les rodingites se trouvent dans les échantillons LC14 et LC16. Comme déjà dit plus haut, ces échantillons proviennent de filons riches en épidote. Les amphiboles appartiennent au groupe des amphiboles calciques. Les analyses ont été normalisées sur base de 13 cations et les résultats des analyses se trouvent dans l'annexe 5, page 199. Nous avons affaire à des ferro-pargasites dans l'échantillon LC14 et à des ferropargasites hornblendes dans l'échantillon LC16 (figures 2.1.31 et 2.1.32).

En guise de comparaison, nous avons inséré les analyses des amphiboles calciques du gabbro écloitisé avoisinant les sites de Vara et La Carta (échantillon Gio.G). Il s'agit d'actinolite et d'édenites *sensus lato*. Pour rappel, cet échantillon renferme aussi des amphiboles du groupe sodique-calcique du type barroisite.

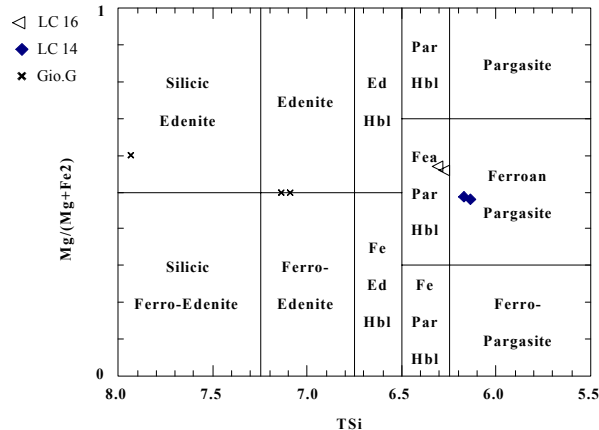


Figure 2.1.31: classification des amphiboles de La Carta et de l'échantillon Gio.G appartenant au groupe calcique: $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} \geq 0.5$; $\text{Ti} < 0.5$; $\text{Fe}^3 \leq \text{Al}^{\text{VI}}$.

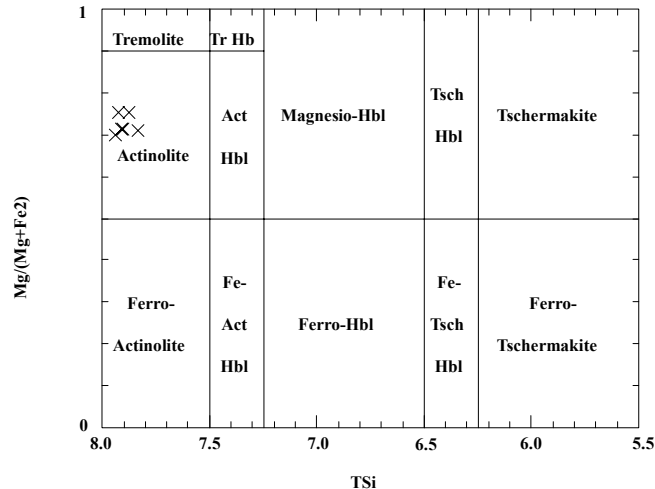


Figure 2.1.32: classification des amphiboles de l'échantillon Gio.G appartenant au groupe calcique: $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} < 0.5$; $\text{Ti} < 0.5$

2.1.2.2.5. Magnétites – ilménites

Les oxydes métalliques sont essentiellement sous forme de magnétite, à l'exception de l'échantillon LC18 qui ne contient que de l'ilménite. Comme à Vara, on retrouve surtout les minéraux opaques en bordure des filons et quasiment pas au

centre des filons. Dans les filons fortement épidotisés, nous n'observons pas de trace de minéraux opaques.

2.1.2.2.6. Feldspath

Le feldspath observé dans l'échantillon LC14 (pour rappel, cet échantillon est riche en épidote) a une composition très légèrement moins sodique (albite_{0.90}-anorthite_{0.10}) que celui de Vara (voir figure 2.1.26, page 54).

2.1.2.2.7. Epidotes

Les épidotes analysées ont été recalculées sur base de 13 O et 1 OH (annexe 5, page 222).

Elles appartiennent à la série épidote – clinozoïsite.

2.2. Valtournanche: site de Perrères

Le Valtournanche se situe dans la partie nord de la vallée d'Aoste, à la hauteur de Châtillon (voir figures 1.4.1 et 1.4.3, pages 10 et 14). Le site de Perrères se trouve à environ 3 kilomètres au nord du village Valtournanche, à la hauteur de la station de pompage de Perrères. L'affleurement est localisé le long du petit sentier qui surplombe la route principale de la vallée, sur la rive droite du torrent "Marmore", à une altitude de 1860 mètres (carte I.G.N. n°5 au 1:50000 – Cervino-Matterhorn e Monte Rosa). Il s'étend sur une distance de 1 kilomètre et consiste en un essaim d'une quinzaine de filons de rodingite au sein d'une masse de serpentinite (voir annexe 9, p. 251). Pour rappel, cette serpentinite constitue la base de l'unité Zermatt-Saas.

2.2.1. Pétrographie

Le site de Perrères a fait l'objet d'un échantillonnage bien détaillé, étant donné l'accessibilité aisée aux filons: en effet, ceux-ci affleurent en coupe le long d'un petit sentier peu fréquenté. Par comparaison avec les filons de rodingite des sites du massif de Voltri, ceux de Perrères ne sont pas du tout altérés. Ils ont une forme lenticulaire dont l'épaisseur maximale varie de 30 centimètres à 1 mètre. Ils apparaissent clairement comme étant déformés et boudinés. Afin de pouvoir étudier les relations cristallisations – déformations, nous avons procédé à un échantillonnage par carottage, ceci au sein de 9 filons différents. Nous n'allons pas procéder à la description des 9 cas, mais tâcherons de proposer une synthèse des observations faites.

2.2.1.1. La serpentinite

En regardant l'affleurement avec un peu de recul, on peut dire que la roche a une couleur vert-gris bien marquée. Toutefois, en se rapprochant, l'observateur ne manquera pas de remarquer la présence par endroits de nombreux petits lits centimétriques de couleur blanchâtre à grisâtre (voir plus bas). Cette roche est savonneuse au toucher. Elle est fortement déformée et présente de nombreux

microlithons. Ceux-ci ont une forme de lentille et une taille qui varie de 2-3 centimètres à 15 centimètres.

La serpentinite sensu stricto est composée à 98% de feuillets de serpentine. Ceux-ci sont généralement orientés parallèlement à la foliation principale (nous reviendrons ci-dessous sur les phases de déformation). Dans les microlithons par contre, les feuillets présentent une "*intermixing textures*". Les microlithons renferment en fait des fantômes de minéraux de la péridotite pseudomorphosés par la serpentine. On y relève parfois la présence de "*mesh texture*"¹. Quelques reliquats de grains d'oxyde sont observables sous forme de lambeaux.

Comme nous l'avons dit plus haut, la serpentinite présente par endroits un rubannement compositionnel formé par une alternance de lits blanchâtres à grisâtres dont l'épaisseur varie de 2 millimètres à 2 centimètres (figure 2.2.1). Les lits de couleur blanche sont composés d'une mosaïque de minuscules petits clinopyroxènes prismatiques (40 μ) qui alternent avec une mosaïque de clinopyroxènes prismatiques plus grands (0.5 millimètres). On parlera de "diopsidite". On y trouve parfois des zones où les pyroxènes se présentent en section basale. Des reliques de clinopyroxènes magmatiques sont parfois encore observables. Ceux-ci sont déformés et étirés parallèlement à la foliation. Ils ont un aspect "poussiéreux" en lumière naturelle. Ces lits contiennent également des "lambeaux" étirés de magnétite. Clinopyroxènes magmatiques et magnétite baignent dans une matrice formée de serpentine et/ou de petits grains prismatiques de clinopyroxène.

Les lits gris quant à eux sont formés par de la serpentine et de la magnétite étirée (la taille des grains en "lambeaux" peut atteindre 1.5 millimètre).

Ce rubannement compositionnel est un très bon marqueur de la déformation.

Concernant les pyroxènes, tel à Voltri, deux générations sont discernables sur base texturale: la première consiste en de grands grains reliques de clinopyroxène magmatique et la seconde en de petits grains prismatiques de clinopyroxène. Comme nous le verrons par la suite, ceci est également valable pour les filons de rodingite à proprement parler.

¹ *mesh texture: "pseudomorphic texture consists of mesh cells. Their appearance resembles the mesh of a fisherman's net, with serpentine in the mesh rim representing the net and the unaltered olivine or optically distinct serpentine in the mesh center representing the empty area between the cords of the net. The outer edge of a mesh cell coincides either with the edge of a mineral grain or with a fracture within a mineral grain."* (O'Hanley, 1996).



Figure 2.2.1: photo illustrant les lits de "diopsidite" dans la serpentinite du site de Perrères

2 . 2 . 1 . 2 . L a c o u r o n n e c h l o r i t i q u e

Comme à Voltri, la couronne chloritique est présente à l'interface de chaque filon avec la serpentinite et son épaisseur varie de 5 à 15 centimètres (l'épaisseur de la couronne chloritique n'est pas nécessairement constante pour un même filon). Sa couleur est vert foncé.

D'un point de vue composition, on y retrouve toujours la chlorite en quantité majoritaire. Celle-ci se présente sous forme de petits feuillets orientés parallèlement à la foliation principale et formant une texture lépidoblastique. Ce qui peut varier d'un endroit à l'autre de la couronne chloritique d'un même filon et/ou d'un filon à un autre, c'est la présence de:

- fins lits centimétriques composés à 90% de petits grains prismatiques de clinopyroxène (200 à 500 μ) et à 10% de chlorite. Les grains de clinopyroxène sont orientés parallèlement aux feuillets de chlorite (voir par exemple lame P.9.5).
- grains de reliques de clinopyroxène magmatique (0.5 à 1cm) dispersés dans la matrice chloritique. Ils sont bien visibles macroscopiquement. Ces reliques sont fortement déformées et fracturées. Les fractures sont remplies par de la chlorite et/ou des petits grains de clinopyroxène de deuxième génération.

2.2.1.3. Le centre du filon

Le contact entre la couronne chloritique et le filon de rodingite à proprement parler n'est pas net: il est progressif sur environ 2-3 centimètres. Ainsi que le montre la figure 2.2.2, du grenat s'injecte dans la couronne chloritique, ceci parallèlement à la schistosité principale (Sp sur la fig. 2.2.2).

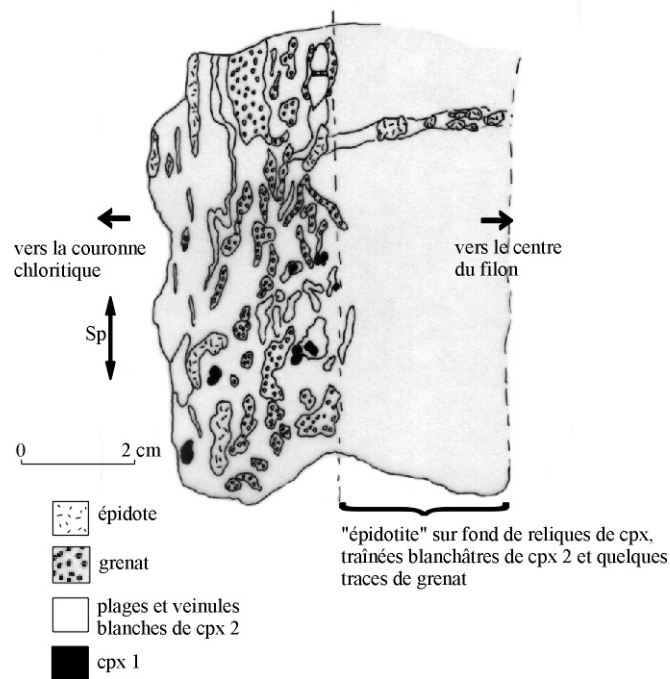


Figure 2.2.2: illustration de la zone de transition entre la couronne chloritique et le centre du filon (échantillon Per 1.4).

Le grenat se dispose sous forme de dentelle ou en chapelet (figure 2.2.3). Il apparaît également comme pseudomorphose (pas toujours complète) du clinopyroxène de première génération. Dans certains filons, outre le grenat, de l'épidote en plages allongées parallèlement à la foliation principale fait son apparition dans la couronne chloritique (figure 2.2.2).

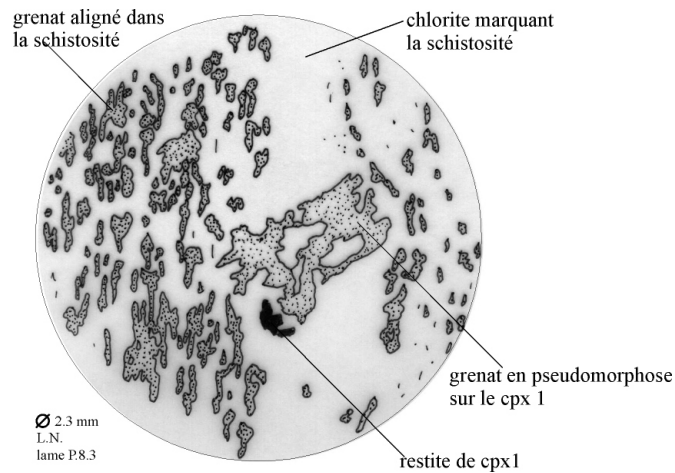


Figure 2.2.3: croquis illustrant la disposition "en chapelet" du grenat, parallèlement à la schistosité, ainsi que la pseudomorphose du cpx1 par le grenat dans la couronne chloritique (site de Perrères).

C'est généralement à l'interface entre la couronne chloritique et le centre du filon que les rares reliquats de minéraux opaques (chromite) sont observables. Ils sont généralement en voie de remplacement par du grenat. Celui-ci est différent du grenat "en chapelet". En effet, en lumière naturelle, il présente une couleur vert pistache caractéristique (figure 2.2.4). Les analyses à la microsonde nous montreront qu'il s'agit d'un grenat riche en chrome (uvarovite). Dans l'échantillon P.10.2 toutefois, les grains d'oxyde, bien que fort déformés et étirés ne se font pas remplacer par du grenat.

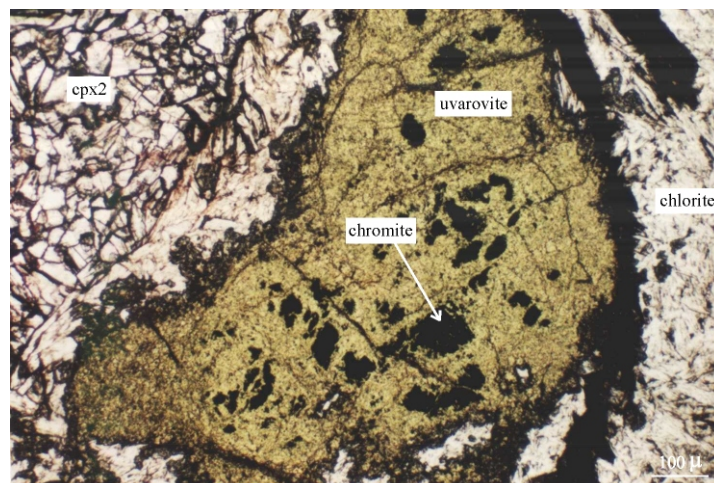


Figure 2.2.4: photo illustrant le remplacement de la chromite par l'uvarovite (éch. P.9.5, interface entre couronne chloritique et centre du filon, 1cm = 100 microns) .

Concernant les centres des filons à proprement parler, le fait marquant est la très grande hétérogénéité de la roche. Elle est tantôt plus riche en chlorite, tantôt plus riche en grenat ou encore en épidote. En fonction de cela, elle sera soit plus vert foncé, soit plus rougeâtre ou encore plus jaunâtre. Macroscopiquement, les reliques de clinopyroxène magmatique sont bien visibles et de couleur vert eau (figure 2.2.5).



Figure 2.2.5: détail de centres de filons montrant l'aspect hétérogène que présentent les rodingites.

(grenat: brun; épidote: jaune; chlorite: vert; cpx2: blanc; cpx1: vert d'eau)

D'une manière générale, on peut dire qu'une matrice composée de grenat en chapelet et de chlorite est presque partout présente dans des proportions variables. Les reliques de clinopyroxène de première génération, déformées et fracturées, se font remplacer par le grenat. Selon les endroits, ce remplacement n'est qu'esquissé (texture coronitique) (figure 2.2.6) ou total (dans ce cas on parlera de pseudomorphose) ainsi que le montre la figure 2.2.7. Dans les fractures du clinopyroxène de première génération, on retrouve soit la matrice grenat + chlorite, soit des petits grains de clinopyroxène de deuxième génération. Ces derniers par endroits apparaissent en fins lits millimétriques plissotés par la crénulation (voir plus loin). Quant à l'épidote, elle se développe soit au sein de la matrice, soit sur les autres phases (figure 2.2.8) ou soit en veines qui peuvent être sécantes sur la foliation principale et/ou parallèle à celle-ci. Dans ces veines se développent parfois

aussi de grands feuillets de chlorite. Notons encore que dans quelques filons se développe de manière tardive de la vésuvianite (échantillons P.5.1 et P.8.2). Elle n'a jamais été observée dans les filons contenant de l'épidote.

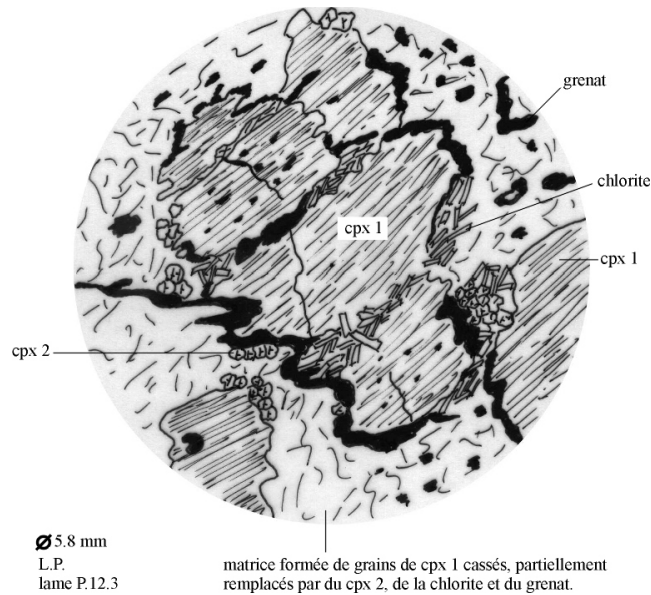


Figure 2.2.6: croquis montrant le cpx1 préservé de la pseudomorphose par le grenat. On parle de texture coronitique de par la disposition concentrique du grenat autour du cpx1.

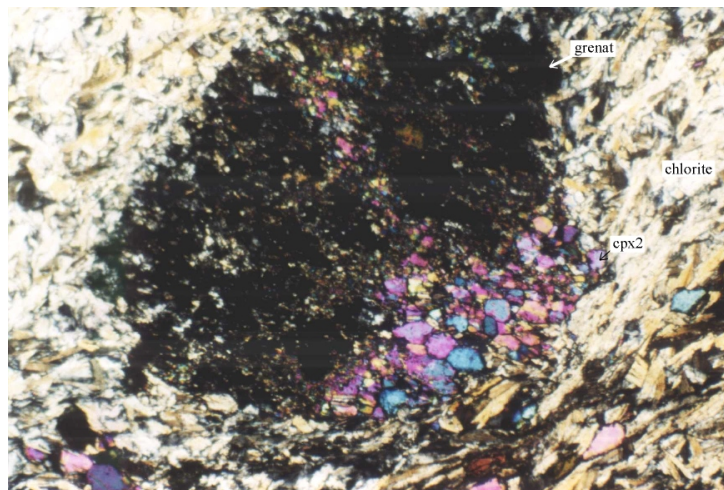


Figure 2.2.7: lame mince illustrant la pseudomorphose du cpx1 par le grenat (lame P.6.3, photo prise en lumière polarisée, 1cm = 100 microns)

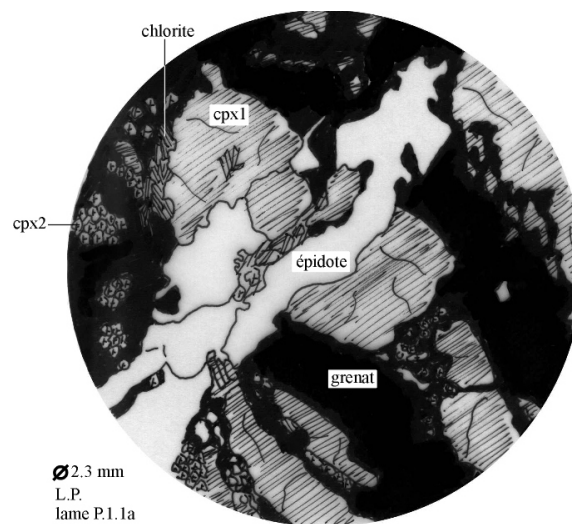


Figure 2.2.8: croquis illustrant le développement tardif de l'épidote.

Le tableau ci-dessous reprend de manière succincte la composition minéralogique moyenne des différents échantillons.

N° éch.	Description	chl.	CPX1	CPX2	gr.	épid.	vés.	op.
P.0.1	couronne chloritique	****	/	**	**	/	/	(*)
P.0.3	centre filon	**	/	**	***	(*)	/	/
P.3.1	couronne chloritique	****	/	*	/	/	/	/
P.3.2	centre filon	**	**	**	**	*	/	/
P.3.3	dans filon	**	*	/	*	***	/	/
P.3.4	dans filon	***	*	/	***	**	/	/
P.3.5	dans filon	***	(*)	/	***	*	/	/
P.3.7	dans filon	*	/	/	**	****	/	/
P.3.9	contact couronne chloritique	****	(*)	/	/	***	/	/
P.4.2	contact couronne chloritique	***	**	**	**	/	/	/
P.5.1	dans filon	/	/	/	****	/	*	/
P.6.2	dans filon	***	**	**	***	*	/	/
P.6.3	dans filon	***	*	**	***	/	/	/
P.8.1	contact couronne chloritique	****	/	*	/	/	/	/
P.8.2	dans filon	***	/	/	***	/	*	/
P.8.3	contact couronne chloritique	****	/	(*)	**	/	/	/
P.9.1	dans filon	***	(*)	*	**	*	/	/
P.9.3	dans filon	***	**	**	**	/	/	/
P.9.5	couronne chloritique	****	/	**	*	/	/	/
P.10.1	dans filon	***	(*)	*	**	/	/	/
P.10.2	contact couronne chloritique	**	/	****	/	/	/	*
P.12.3	dans filon	***	**	*	***	/	/	(*)
P.12.4	couronne chloritique	**	/	***	**	/	/	(*)
P.12.5	dans diopsidite	/	/	****	/	/	/	**

Tableau 2.2.1 composition minéralogique moyenne des différents échantillons de Perrères

/ absent
(*) rare
* présent

** moyennement abondant
*** abondant
**** très abondant

chl.: chlorite
gr.: grenat
op.: opaques

épid.: épidote
vés.: vésuvianite

2.2.2. Relations cristallisations – déformations

2.2.2.1. Introduction

A notre connaissance, aucune analyse structurale régionale prenant en compte l'affleurement de Perrères n'a encore été effectuée jusqu'à ce jour, du moins pas publiée. Par contre, Vannay et Alleman (1987, 1990) ont réalisé l'étude structurale du versant est du Haut-Valtournanche, à hauteur de l'affleurement de Perrères (pour rappel, celui-ci se trouve sur le versant ouest). Ces versants comprennent, entre autres, des serpentinites à filons rodingitiques de l'unité de Zermatt-Saas. Selon Vannay (communication personnelle), l'évolution tectonique de l'affleurement de Perrères est semblable à celle décrite pour le versant est de la vallée.

Dans la région, quatre phases de plissement sont dénombrées. Ces phases avaient déjà été évoquées par Gosso et Messiga (1977) et Dal Piaz *et al* (1980). Vannay et Alleman (1987, 1990) en ont fait l'analyse détaillée, analyse sur laquelle nous sommes basée.

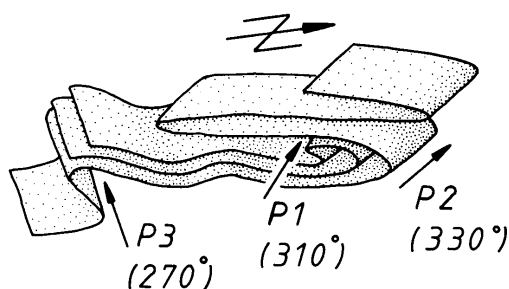


Figure 2.2.9: représentation schématique des plis P1, P2 et P3 (d'après Vannay et Alleman, 1990).

La première phase de plissement P1 donne des plis synschisteux (S1) d'axe NW-SE.

La phase P2 donne également des plis synschisteux (S2) d'axe NW-SE à NE-SW. S2 a pour effet de crénuler S1. Mais en dehors des charnières, les schistosités surfaces axiales de ces plis P1 et P2 sont parallèles (figure 2.2.9). On parle alors de Sp comme étant la schistosité principale, c'est-à-dire, S1+S2. Sur l'affleurement de Perrères, S1 n'a été observée que sous forme de schistosité crénulée.

La phase P3 est caractérisée par des plis fermés à direction axiale E-W à NE-SW. Elle replisse la foliation Sp et est responsable à certains endroits d'une crénulation grossière de cette dernière.

La phase P4 donne des plis ouverts d'axe NW-SE et NE-SW. Elle ondule la schistosité Sp. Dans la serpentinite, elle peut s'observer sous forme de plis à flancs droits (plis en chevrons).

Les filons sont concordants à la foliation principale Sp, mais tous n'ont pas subi les phases P3 et P4.

Le stéréonet de la figure 2.2.10 reprend les pôles des schistosité Sp mesurées sur le terrain, ainsi que les pôles des allures des filons dans la serpentinite. Ces pôles ont tendance à s'aligner selon un grand cercle, témoignant ainsi que Sp a été replissée par une phase ultérieure. Deux pôles des attitudes des filons sortent du nuage de points, l'un à l'ouest et l'autre au nord. Vraisemblablement sont-ils associés aux phases P3 et P4, témoignant ainsi du fait que ces filons ont été soumis aux phases P3 et P4. Malheureusement, le nombre réduit des mesures ne nous permet pas de tirer de telles conclusions.

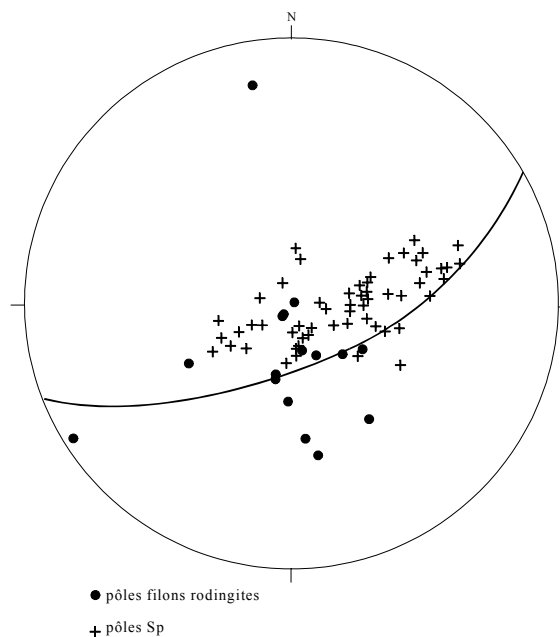


Figure 2.2.10: projection stéréographique des pôles des plans de la schistosité principal (Sp) et des allures des filons de rodingite à l'affleurement de Perrères.

2.2.2.2. Au sein des rodingites

Les rodingites étant plus compétentes que les serpentinites, elles n'ont pas toujours enregistré les déformations de la même façon que ces dernières. Ce fait est accentué par l'hétérogénéité de la roche: aux endroits riches en chlorite, la déformation sera plus marquée qu'ailleurs. C'est pourquoi nous avons analysé de manière séparée la cristallisation de chaque phase minérale par rapport à la déformation.

- La chlorite: elle souligne la foliation Sp. Dans les charnières des plis S2, elle recrystallise sous forme polygonale (figure 2.2.11) et/ou de manière anarchique, c'est-à-dire de manière sécante sur les autres grains.

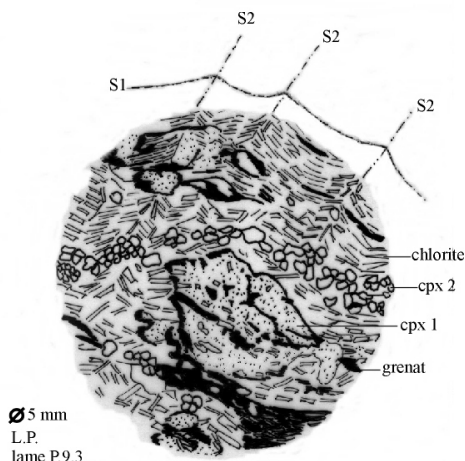


Figure 2.2.11: croquis illustrant la crénulation de S1 par S2 au sein d'un filon de rodingite et la recrystallisation polygonale de la chlorite.

- Le clinopyroxène 2: il cristallise sous forme de deux habitus: un prismatique (assez rare dans les filons) et un trapu. Le clinopyroxène prismatique souligne la Sp. Dans les charnières S2, il recrystallise de manière polygonale. Le clinopyroxène trapu se dispose en fins lits. Ceux-ci ondulent en suivant la crénulation (figure 2.2.11).
- Le grenat se dispose en traînées parallèles à Sp. On le retrouve parfois dans le plan du clivage de crénulation.
- Le clinopyroxène 1: c'est la phase minérale la moins stable. Les grains sont tout à fait déformés et en voie de remplacement par le grenat, la chlorite et le clinopyroxène 2. Ces grains sont traversés par S1 et S2.
- L'épidote souligne Sp, mais cristallise également de manière anarchique, c'est-à-dire de manière sécante sur toutes les autres phases, représentant alors

l'une des phases qui se forme le plus tardivement, autrement que par recristallisation.

- La vésuvianite: c'est la phase la plus tardive (contemporaine de l'épidote "anarchique").

Notons encore que, d'une manière générale, les filons de rodingite sont concordants à la Sp.

2.2.2.3. Au sein de la serpentinite

Dans la serpentinite sensu stricto (c'est-à-dire en dehors des lits de diopside –voir ci-dessous), les relations cristallisation – déformation sont les suivantes:

- la serpentine: elle marque la foliation S1 et recristallise de manière polygonale dans les clivages de crénulation,
- les opaques: ils se disposent en traînées parallèles à S1 (crénulées par S2) (figure 2.2.12).

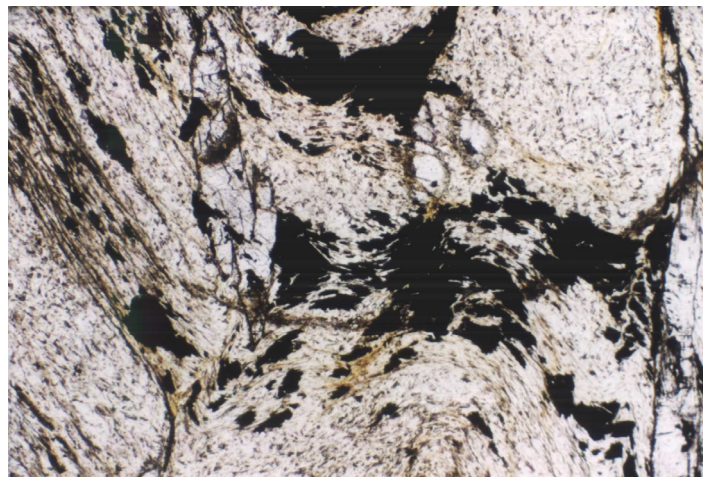


Figure 2.2.12: lame mince dans la serpentinite de Perrères dans laquelle on peut observer la disposition des oxydes en traînées parallèles à S1 (photo prise en lumière naturelle, 1 cm = 100 microns).

- les clinopyroxènes prismatiques: de grands grains de clinopyroxène prismatiques se disposent parallèlement au plan de crénulation et ceci toujours dans le clivage de crénulation (figure 2.2.13). Ils semblent associés à de fines fractures situées au niveau du clivage de crénulation par lesquelles un fluide calcique a pu percoler.

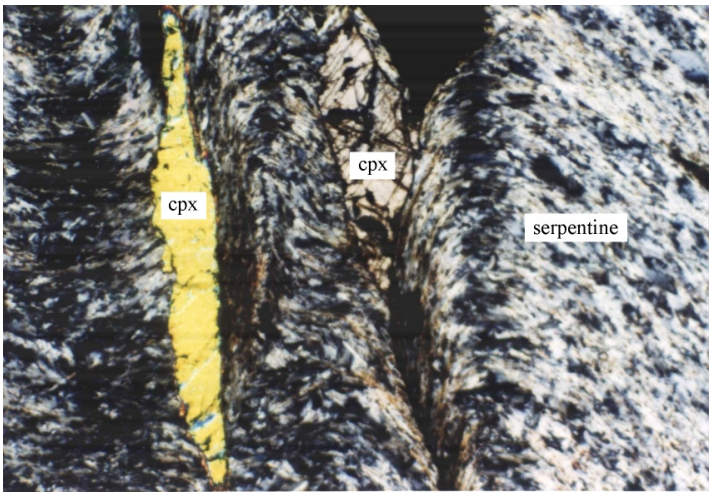


Figure 2.2.13: lame mince dans laquelle on peut observer la disposition du clinopyroxène prismatique dans le plan de crénulation (lame p.s.c., photo prise en lumière polarisée, 1cm = 100 microns).

Comme déjà signalé, au sein de la serpentinite se retrouvent fréquemment des petits lits centimétriques de pyroxènes. Nous parlons de diopsidite. Ceux-ci sont de très bons marqueurs de la déformation (cfr. figure 2.2.1).

Nous n'avons pas pu déterminer l'origine de cette diopsidite au sein de la serpentinite.

Le tableau ci-dessous résume les relations cristallisations – déformations.

	P - 1	P1	P2	P+2 (P3 ou P4?)
clinopyroxène 1				
clinopyroxène 2		?	?	
chlorite				
grenat		?		
épidote				
vésuvianite				
opaque				
serpentine				?

Tableau 2.2.2: tableau résumant le timing de la cristallisation par rapport aux différentes phases de plissement: P-1: associée(s) au métamorphisme de HP; P1 et P2: associées au faciès schistes verts; P+2: déformations tardives.

D'après Vannay (communication personnelle), les plissements P1 et P2 sont plus ou moins associés au faciès schistes verts. Les ophiolites ont subi le métamorphisme de HP auquel était très probablement associé une ou plusieurs phases de déformation (symbolisée par P-1). Aucune trace de celle(s)-ci n'a (ont) été retrouvée(s) dans les rodingites, ni dans les serpentinites. De même, les ophiolites des Alpes occidentales ayant été fortement tectonisées et métamorphosées, elles ne constituent pas des objets appropriés pour une étude structurale visant la reconstitution de leur position et orientation en milieu océanique (Nicolas, 1989).

2.2.3. Minéralogie

2.2.3.1. Grenats

Les grenats ont été analysés sur base de 24 oxygènes, suivant la méthode de Droop (1987). Les résultats des analyses ainsi que la répartition des cations dans les différents sites cristallographiques sont repris dans l'annexe 5, page 229.

Dans un diagramme ternaire andradite-grossulaire-(uvarovite+almandin)² (figure 2.2.14) reprenant les résultats des analyses des grenats du site de Perrères, nous constatons que les compositions de ceux-ci y sont assez dispersées. Deux tendances semblent néanmoins se dégager:

- la première correspond aux analyses des grenats ayant une teneur en chrome non négligeable. Dans l'échantillon P.0.1, les analyses 290, 296 et 307 ont été faites dans de gros grains de grenat vert qui renferment des inclusions de chromite. Les points d'analyse cités ci-dessus ont été faits à proximité de ces inclusions. Les analyses 292, 293, 295, 300 et 308 ont été faites dans des petits grains de grenat vert en chapelet.

Dans l'échantillon P.9.5, les analyses 148 et 156 ont été faites dans des grains de grenat vert, en bordure d'une inclusion de chromite. Les analyses 149, 151 et 155 correspondent à des points allant de l'intérieur d'un grain de grenat vers l'extérieur de ce grain. On constate ainsi que la teneur en Cr diminue de l'intérieur du grain vers l'extérieur du grain.

² bien qu'entre l'uvarovite et l'almandin il n'y ait pas de solution solide, c'est de pratique chez certains auteurs (Evans et al (1979), Dal Piaz *et al.* (1980), Rösli (1988), Venturini (1995)) de regrouper ces deux termes pour une raison de visualisation des résultats.

Dans l'échantillon P.12.4, les analyses 189 et 192 correspondent à des points au sein d'un grenat vert renfermant une inclusion de chromite.

Pour rappel, les grains riches en uvarovite se trouvent chaque fois à l'interface entre la couronne chloritique et le centre du filon.

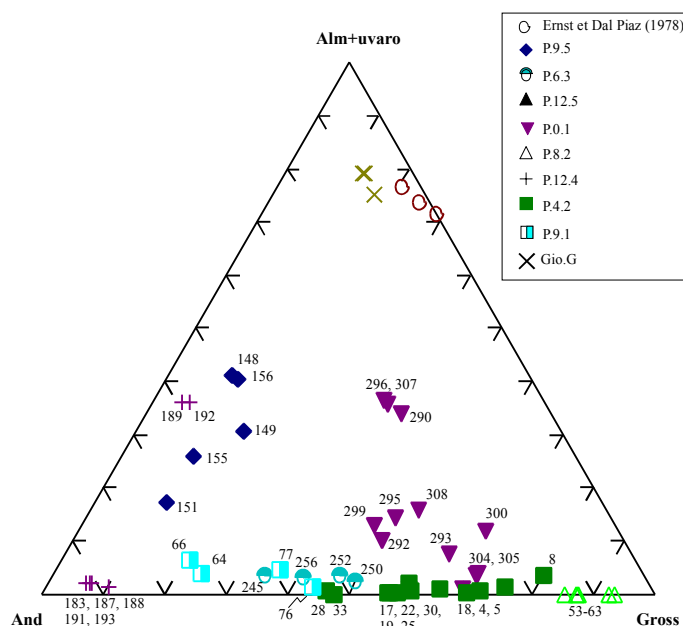


Figure 2.2.14: classification ternaire des grenats du site de Perrères (voir texte pour discussion).

- la seconde tendance correspond aux analyses des grenats dont la composition tombe sur le joint grossulaire-andradite. Nous constatons que la composition des grenats varie d'un filon à l'autre et même parfois au sein d'un même filon. Ainsi, les analyses 304 et 305 de l'échantillon P.0.1 sont caractérisées par une teneur en Cr plus faible et tombant pratiquement sur le joint andradite-grossulaire. Elles correspondent à des grains de grenat incolore baignant dans la masse de chlorite.

Dans l'échantillon P.8.2, la composition du grenat tourne autour de gross_{0,9}-and_{0,1} (analyses 53 à 63).

Dans l'échantillon P.12.4, outre les deux analyses citées ci-dessus, les autres points (183 à 193) ont été faits dans le grenat de la matrice. Ils indiquent qu'il s'agit d'un grenat riche en andradite (gross_{0,10}-and_{0,90}).

Les grenats de l'échantillon P.4.2 présentent une composition relativement étalée entre gross_{0.45}-and_{0.55} (points 28 et 33) et gross_{0.80}-and_{0.20} (analyse 8), le grenat le plus riche en andradite se trouvant dans une fracture de clinopyroxène 1.

Dans l'échantillon P.6.3, les analyses montrent que le grenat a une composition qui varie de gross_{0.35}-and_{0.65} à gross_{0.50}-and_{0.50}. Ces analyses ont été faites dans un grenat ayant complètement remplacé un clinopyroxène 1 (pseudomorphose).

Dans l'échantillon P.9.1 enfin, les analyses 64 et 66 (gross_{0.25}-and_{0.75}) ont été faites dans une pseudomorphose de clinopyroxène 1. Les analyses 76 et 77 (gross_{0.40}-and_{0.60}) ont été faites dans le grenat en chapelet crénelé par S2.

En guise de comparaison ont été insérées dans ce diagramme les analyses des grenats de l'échantillon de métagabbro éclogitisé (Gio.G) du massif de Voltri ainsi que les analyses de grenat provenant d'éclogites et de métagabbros du Haut-Valtournanche (Ernst et Dal Piaz, 1978). Comme le montre la figure 2.2.14, ces grenats sont riches en almandin (alm_{0.70}-gross_{0.30} à alm_{0.80}-gross_{0.20}).

2.2.3.2. Pyroxènes

Les pyroxènes ont été recalculés sur base de 6 oxygènes. Les résultats des analyses sont repris dans l'annexe 5, pages 210 et 214.

Sur base texturale, deux générations de pyroxènes ont été mises en évidence. Pour rappel, la première génération consiste en des grains reliques parfois centimétriques de clinopyroxène magmatique. Ce clinopyroxène 1 n'est pas stable: il est soit rogné par de la chlorite et du grenat et/ou des grains de clinopyroxène 2 (texture coronitique), soit en voie de remplacement par le grenat (pseudomorphose). La seconde génération de pyroxène consiste en de petits grains prismatiques (et/ou trapus, suivant la section qu'ils présentent) de clinopyroxène. Ils se disposent souvent en plages ou en lits, ainsi que dans les fractures ou en bordure des grands grains de clinopyroxène 1.

D'un point de vue composition, ces deux générations de pyroxène se confondent. En effet, comme le montre la figure 2.2.15, tous les résultats des analyses se confinent dans la zone du diopside ou juste à la limite de celle-ci. Toute trace d'augite a disparu, contrairement au site de Vara dans le massif de Voltri.

La compositions du pyroxène de l'échantillon Gio.G du massif de Voltri, ainsi que celle des pyroxènes de trois échantillons de métagabbro et éclogites du Haut-Valtournanche (Ernst et Dal Piaz, 1978) sont différentes de la composition des

pyroxènes des rodingites. Ces pyroxènes sont plus riches en sodium: il s'agit d'omphacite et d'aegyrine augitique.

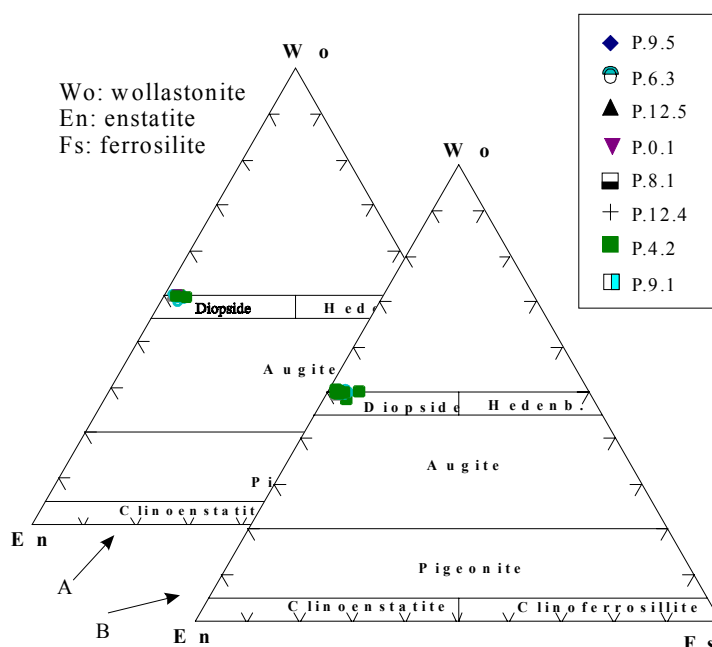


Figure 2.2.15: classification ternaire des pyroxènes de Perrères: A: CPX 1; B: CPX 2.

2.2.3.3. Chlorites

Les chlorites ont été recalculées sur base de 28 oxygènes (résultats en annexe 5, page 204).

Sur base de la classification proposée par Deer, Howie et Zussman (1992), les chlorites du site de Perrères ont une composition assez homogène, riche en clinochlore (de clinochlore_{0.95}-chamosite_{0.05} à clinochlore_{0.99}-chamosite_{0.01}), tant au sein des filons qu'en bordure de ceux-ci (figure 2.2.16). Sur base de la classification de Hey (1954) (figure 2.2.17), une légère différence est à faire entre les chlorites au contact de la roche encaissante (échantillons P.9.5 et P.12.4) ainsi que celles au sein de la diopside et celles du centre des filons. En effet, les premières sont des penninites, tandis que les secondes sont des clinochlores. Au sein même des filons rodingitiques, il n'y a pas de variation de composition.

En guise de comparaison, la figure 2.2.17 contient également les résultats de trois analyses de chlorite provenant d'un métagabbro et de deux éclogites de la région du Haut-Valtournanche (Ernst et Dal Piaz, 1978). Ces résultats tombent dans le

domaine de la ripidolite. Selon les auteurs, la teneur en fer de ces chlorites dépend de la composition globale de la roche.

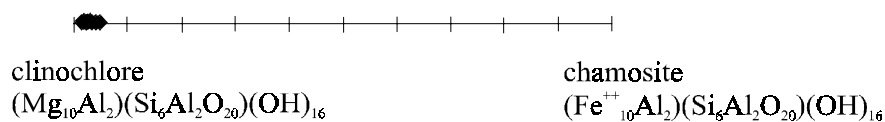


Figure 2.2.16: classification des chlorites de Perrères sur base du modèle de Deer, Howie et Zussman (1992).

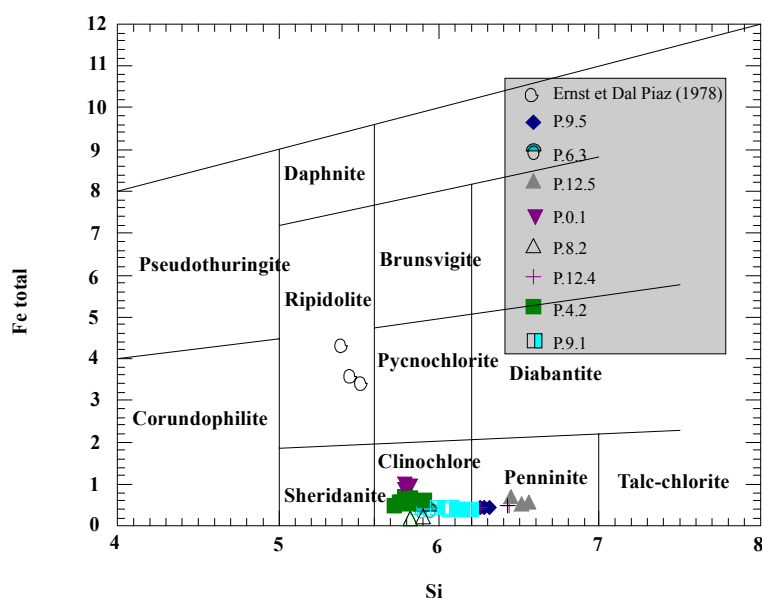


Figure 2.2.17: classification des chlorites de Perrères sur base du modèle de Hey (1954).

2.2.3.4. Oxydes

Les oxydes ont été recalculés sur base de 32 oxygènes. Les résultats des analyses sont présentés dans l'annexe 5 (page 234).

Au sein des filons de rodingite étudiés, les oxydes n'ont été observés que dans la bordure chloritique de certains filons (échantillons P.9.5, P.12.4 et P.0.1). Dans tous les cas, il s'agit de chromite. Dans les échantillons P.9.5 et P.0.1, ces chromites se trouvent inmanquablement en inclusion dans le grenat riche en uvarovite.

Remarquons que les analyses de chromite clôturent assez bas (92% à 98%). Une explication plausible pourrait être la présence d'une certaine fraction de ZnO, oxyde non analysé. Dans la serpentinite ainsi que dans les petits lits de diopsidite (échantillons P.s.c et P.12.5), les oxydes analysés ont une composition de magnétite.

2 . 2 . 3 . 5 . E p i d o t e s

Les épidotes analysées ont été recalculées sur base de 13 O et 1 OH (résultats repris dans l'annexe 5, page 222). Elles appartiennent à la série clinozoïsite – épidote.

2.3. Monte Avic

2.3.1. Introduction

Les échantillons de rodingite du Monte Avic ont été récoltés au Col de Raye-Chevrere (altitude de 2700 mètres), au nord du Mont Iverta et au sud-ouest du Mont Avic (carte technique régionale de la Vallée d'Aoste (échelle 1:10000) – Mont Avic). Par manque de données de terrain, les observations et les différents résultats des analyses obtenus pour ce site sont présentés en guise de comparaison aux autres sites, sans en pousser la discussion et l'interprétation.

2.3.2. Pétrographie

2.3.2.1. serpentinite

La serpentinite du Monte Avic constitue la roche encaissante des filons que nous avons échantillonnés. Tartarotti et Martin (1991) lui suggèrent une lherzolite comme protolithe. Quelques reliques de clinopyroxène sont encore observables. Les orthopyroxènes ont été complètement remplacés par du talc ou de l'antigorite. L'olivine a soit recristallisé, soit a été remplacée par de la clinohumite titanifère (minéral témoin de haute pression).

2.3.2.2. rodingites

Au Monte Avic, deux filons rodingitiques à textures différentes ont été échantillonnés.

Le premier filon a une granulométrie fine (taille moyenne des grains $\leq 0.2\text{mm}$) et homogène.

Comme pour les filons précédemment décrits, ce filon est bordé d'une couronne chloritique. Dans ce cas-ci, elle est relativement fine (2 à 3 cm). La transition entre cette couronne chloritique et le centre du filon est nette.

D'un point de vue minéralogique, le filon est composé d'une matrice de grenat et chlorite dans laquelle baignent des petits grains de clinopyroxène secondaire, ainsi

que quelques grains de clinopyroxène de première génération (origine magmatique) dont la taille est plurimillimétrique. Contrairement aux reliques de clinopyroxène 1 des autres sites, le clinopyroxène 1 du Monte Avic est "blindé" par rapport à une pseudomorphose du grenat (c'est-à-dire que nous n'avons jamais observé de pseudomorphose du clinopyroxène 1 par le grenat). Il est néanmoins corrodé par le grenat, la chlorite et le clinopyroxène 2, ce qui lui confère une texture coronitique. La vésuvianite se développe tardivement sur les autres phases minérales, ce sous forme de grains prismatiques dont la taille peut atteindre 1 mm. Par endroits, elle est tout à fait prépondérante.

Ce filon est déformé. L'échantillonnage n'ayant pas été fait de manière détaillée, nous n'avons pas fait d'étude cristallisation-déformation. Le seul fait évident qui apparaît est que la vésuvianite s'est formée pendant et/ou après la dernière phase de déformation enregistrée par la rodingite.

Le deuxième type de filon échantillonné a une granulométrie beaucoup plus grossière. On parlera de "texture pegmatitique". Ce terme est surtout appliqué pour les grains de clinopyroxène 1 dont la taille peut atteindre 3 à 4 cm. Ces grains sont déformés et fracturés. En bordure et dans les fractures, ils sont rognés par le clinopyroxène 2 et la chlorite. Le grenat s'infiltre également au sein des fractures. Toutefois, nous n'avons pas observé de pseudomorphose du clinopyroxène 1 par le grenat. L'épidote se développe sous forme de grains prismatiques dont la taille peut atteindre 3 millimètres.

La figure 2.3.1 montre combien cette roche est hétérogène et déformée.

Deux phases de plissements y sont observées (S1 et S2 sur la figure). S1 s'observe surtout au sein des reliques de clinopyroxène 1. Cette première phase est soulignée par la chlorite, le clinopyroxène et le grenat. Ces trois minéraux sont aussi marqueurs de la foliation S2, ainsi que l'épidote. Cette dernière se développe aussi dans des veinules sécantes à S2.

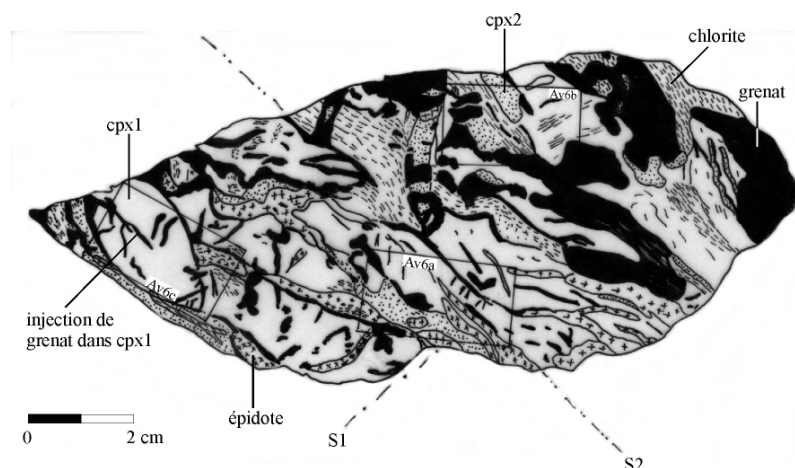


Figure 2.3.1: croquis d'une coupe dans l'échantillon AV6 illustrant l'hétérogénéité de la roche (site du Monte Avic, filon à texture "pegmatitique").

2.3.2.3. métabasite (éch. AVMg)

A proximité des deux filons échantillonnés, nous avons prélevé un échantillon de métabasite de couleur vert clair. Sur base de sa texture qui ressemble à celle d'une roche gabbroïque, nous pensons que cette roche aurait pu être à l'origine une roche basique de la famille des gabbros, sans toutefois aucune certitude. Des domaines à plagioclase, centimétriques et blancs, sont conservés. Ils sont entourés et rognés par des baguettes d'amphibole, d'épidote et des lamelles de chlorite et de muscovite. Ces baguettes et lamelles n'ont aucune orientation particulière. De rares grains de sphène sont observables.

2.3.3. Minéralogie

2.3.3.1. Grenats

Les analyses ont été recalculées sur base de 24 oxygènes. Les résultats sont repris dans l'annexe 5, page 232. Le contenu en Fe^{++} et Fe^{+++} a été recalculé d'après la méthode de Droop (1987) (voir annexe 4, page 195).

Les grains de grenat des filons du Monte Avic appartiennent à la série grossulaire-andradite. Comme le montre le diagramme de la figure 2.3.2, ceux du filon à granulométrie fine sont plus riches en andradite (composition qui varie de gross_{0,20} – and_{0,80} à gross_{0,35} – and_{0,65}). Par contre, ceux du filon à texture pegmatitique sont plus riches en grossulaire (gross_{0,85} – and_{0,15}) et légèrement plus riches en almandin. Au Monte Avic, la composante uvarovite est très faible, voire nulle.

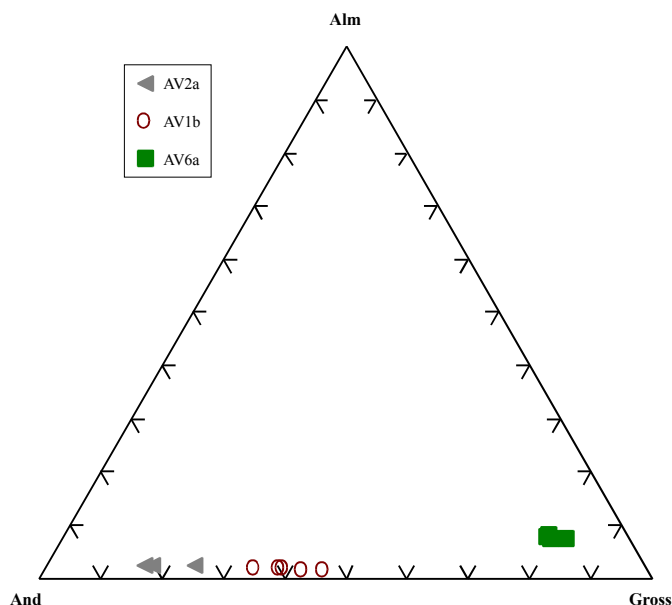


Figure 2.3.2: classification ternaire du grenat du Monte Avic: AV1b et AV2a = filon à granulométrie fine; AV6a = filon à texture "pegmatitique".

2.3.3.2. Pyroxènes

Les analyses ont été recalculées sur base de 6 oxygènes. Les résultats de ces analyses ainsi que la répartition des cations dans les différents sites se trouvent dans l'annexe 5, page 211 et 218.

La composition des grains de pyroxène analysés, toutes générations confondues, est celle d'un diopside pur (figure 2.3.3). Aucune zonation dans le clinopyroxène de première génération n'a été observée.

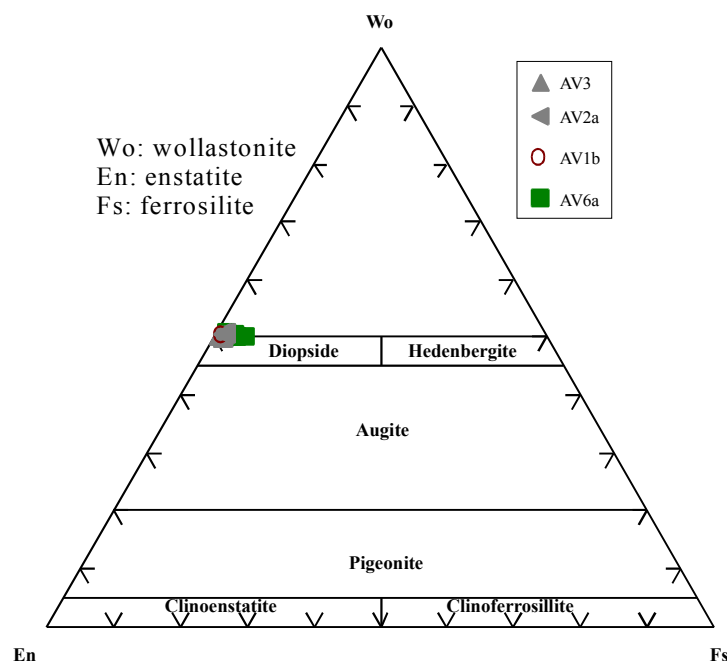


Figure 2.3.3: classification ternaire du pyroxène du Monte Avic. Les compositions des générations 1 et 2 sont tout à fait homogènes.

2.3.3.3. Chlorites

Les résultats des analyses (recalculées sur base de 14 oxygènes) sont repris en annexe 5 (page 206).

Que ce soit suivant la méthode de Hey (1954) ou suivant celle de Deer, Howie et Zussman (1992), la chlorite analysée a une composition qui tombe dans le domaine du clinochlore. Aucune différence de composition ne s'est marquée entre la chlorite de la couronne chloritique et celle du centre des filons.

Soulignons ici que les chlorites des différents sites (Vara, La Carta, Perrères et M^t Avic) sont toutes du même type, c'est à dire des chlorites riches en Mg (clinochlore).

Quant à la chlorite de la metabasite, elle tombe dans le domaine de la sheridanite suivant Hey (1954), mais néanmoins fort proche de la limite du domaine du clinochlore. D'après Deer, Howie et Zussman (1992), on observe que cette même chlorite est très légèrement plus riche en Fe^{++} que celle des filons de rodingite.

2.3.3.4. Amphiboles

Les amphiboles ont été recalculées sur base de 23 oxygènes. Les résultats, ainsi que la répartition des cations dans les différents sites sont repris en annexe 5 (page 199).

Au Monte Avic, aucune amphibole ne s'est développée au sein des filons de rodingite. Les résultats repris dans le diagramme de la figure 2.3.4 sont ceux des analyses effectuées dans la metabasite. Il s'agit d'amphiboles calciques et plus particulièrement de tremolite.

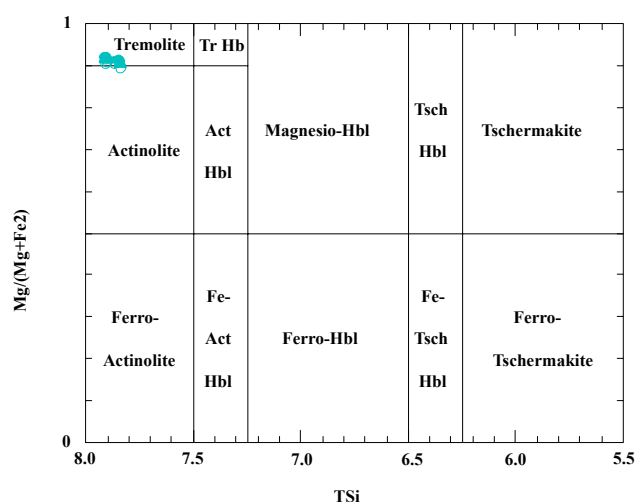


Figure 2.3.4: classification des amphiboles de la metabasite du Monte Avic ((Na+K)_A < 0.5; Ti < 0.5).

2.3.3.5. Epidotes

Les analyses des épidotes ont été recalculées sur base de 13 oxygènes. Les résultats sont repris dans l'annexe 5, page 222. Tout comme dans les autres sites étudiés, les épidotes du filon à texture pegmatitique ainsi que celle de l'échantillon de metabasite, appartiennent à la série épidote – clinozoïsite. Aucune zonation n'a été mise en évidence au sein des grains d'épidote.

2.3.3.6. Vésuvianites

Les résultats des analyses (recalculées sur base de 36 oxygènes) de la vésuvianite sont repris dans le tableau en annexe 5 (page 239).

2.3.3.7. Feldspaths

Le feldspath n'a été observé qu'au sein de l'échantillon de métabasite. Le diagramme de la figure 2.3.5 montre qu'il s'agit d'albite pure.

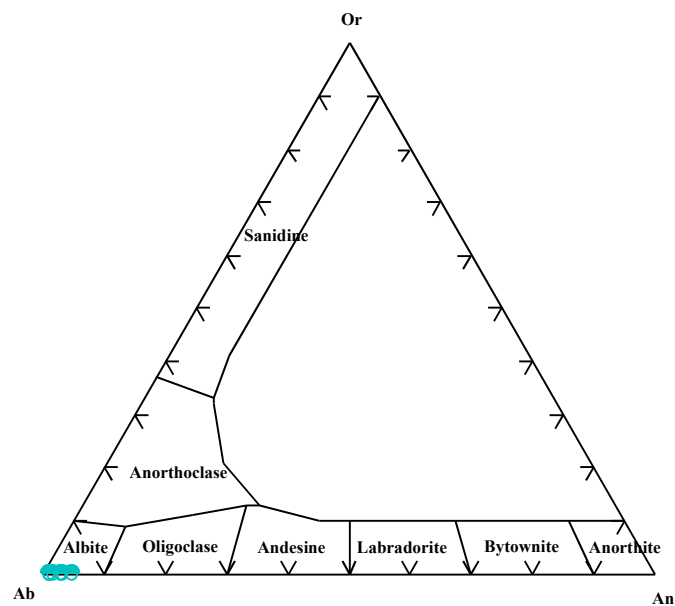


Figure 2.3.5: classification des feldspaths de l'échantillon de métabasite du Monte Avic.

2.4. Echantillons des zones fractures équatoriales de la ride médio-Atlantique (P7003-17, P6707-33M)

2.4.1. Introduction

Deux échantillons de "rodingite fraîche", prélevés par sondage au cours d'une campagne O.D.P. sur le fond de l'océan Atlantique, au niveau des fractures Vema (latitude 10°N, longitude 40°W) et Romanche (latitude 0°, longitude 20°W) (figure 2.4.1) nous ont été cédés par le Professeur Honnorez de l'université de Strasbourg.

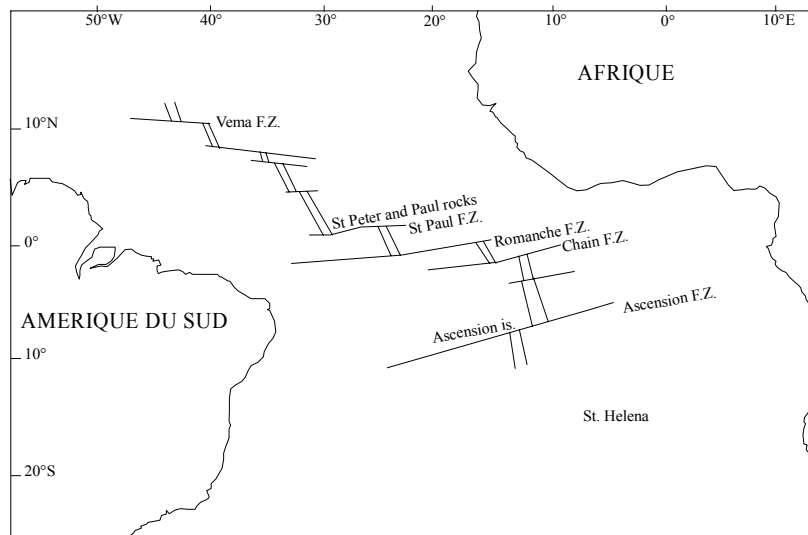


Figure 2.4.1: carte simplifiée de la ride médio-Atlantique (d'après Honnorez et Kirst, 1975)

2.4.2. Pétrographie

2.4.2.1. Le protolithe

Le protolithe de ces rodingites est une gabbronorite. Nous ne disposons malheureusement pas d'un échantillon de ce protolithe. Néanmoins, une description sommaire de cette roche se trouve dans Honnorez et Kirst (1975). Il s'agit d'une roche brun foncé et grossièrement grenue. Les minéraux constitutifs sont:

- l'hypersthène: les cristaux peuvent atteindre 5 millimètres ,
- l'augite diopsidique: elle présente un clivage de diallage et une texture cataclastique, mais a néanmoins un aspect "propre", non "poussiéreux",
- le plagioclase (75 à 82 % An), maclé polysynthétiquement.

Notons que les pyroxènes sont légèrement altérés en bordure de grains et dans des fractures par un mélange d'actinolite verte et de minéraux opaques.

A proximité de la rodingite, des veines de prehnite peuvent recouper la gabbronorite. Cette prehnite semble dériver du plagioclase adjacent à la veine. A proximité de la veine de prehnite, le plagioclase devient moins calcique ($< 20\% \text{ An}$) et présente un début d'altération en prehnite et en "paragrenat". Honnorez et Kirst (1975) définissent le "paragrenat" comme étant une phase presque isotrope, microcristalline et de transition entre la prehnite ($\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})(\text{Al Si}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$) et l'hydrogrenat ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{SiO}_4)_{1-m}(\text{OH})_{4m}$).

2.4.2.2. L'échantillon P 7 0 0 3 - 1 7

Macroscopiquement, cet échantillon présente une texture porphyroblastique et une couleur plutôt bigarrée: des grains centimétriques vert olive de clinopyroxène, ainsi que des grains plurimillimétriques d'oxyde baignent dans une matrice formée par un assemblage de plages blanches et vert kaki. Au microscope, il apparaît que les plages blanches sont constituées de prehnite microcristalline et très rarement d'enclaves de plagioclase. Le plagioclase, dont la taille des grains est en moyenne de 100 microns, ne présente pas de macles polysynthétiques. Il se fait remplacer par la prehnite. Les plages vert kaki sont constituées de feuillets de chlorite disposés souvent en éventail. Notons encore que les grains de clinopyroxène présentent tous le clivage du diallage et qu'ils subissent un début de remplacement par l'association prehnite-hydrogrenat. Ce dernier est brun clair en lumière naturelle et isotrope en lumière polarisée (figure 2.4.2).

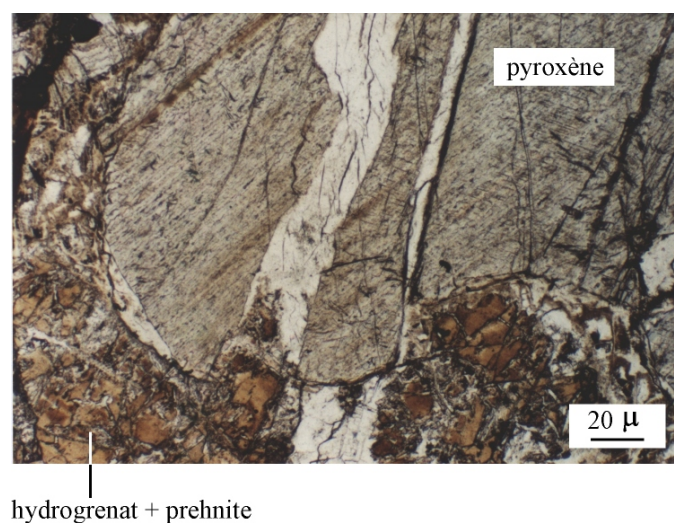


Figure 2.4.2: photo illustrant l'association de l'hydrogrenat et de la prehnite, formant ce que Honnorez et Kirst (1975) appellent le "paragrenat" (échantillon P7003-17).

2 . 4 . 2 . 3 . L ' é c h a n t i l l o n P 6 7 0 7 - 3 3 M

Il est d'aspect plus foncé que l'échantillon P7003-17, bien que présentant une alternance de grandes plages blanches de prehnite avec des plages gris foncé. Celles-ci sont composées d'une mosaïque de grains de clinopyroxène centimétriques, entourés d'ilménite et d'amphibole ocre pléochroïque (figure 2.4.3). Outre cela, cet échantillon contient de l'hydrogrenat qui se présente sous la forme d'un amas noirâtre quasi anisotrope, sans développement de forme cristalline.

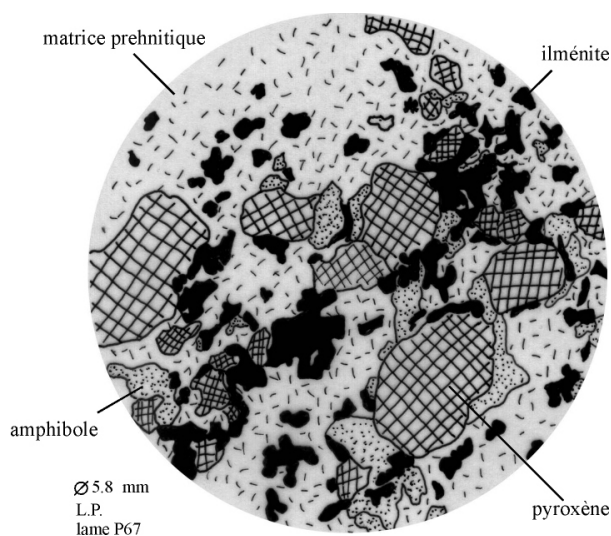


Figure 2.4.3: croquis illustrant un détail de l'échantillon P6707-33M.

2.4.3. Minéralogie

2.4.3.1. Pyroxènes

Les résultats des analyses ont été recalculés sur base de 6 oxygènes. Les compositions chimiques des pyroxènes sont reprises dans l'annexe 5, page 220.

Le pyroxène analysé dans l'échantillon P7003-17 a une composition de diopside légèrement augitique (figure 2.4.4). Il ne présente pas de zonation. Quant aux analyses des pyroxènes de l'échantillon P6707-33M, nous observons deux types de compositions (figure 2.4.4):

- le premier qui est grosso-modo semblable à celui du pyroxène de l'échantillon P7003-17, c'est-à-dire un diopside augitique,
- le second est augitique.

La question est de savoir pourquoi il existe une différence de composition entre ces deux pyroxènes qui pétrographiquement sont semblables? Une hypothèse plausible pourrait être que les grains à composition augitique sont situés à proximité du protolithe (pour rappel, Honnorez et Kirst (1975) parlent de restites de gabbronorite pour l'échantillon P6707-33M), tandis que les grains à composition plus riche en diopside seraient au sein de la roche transformée. Comme déjà signalé plus haut, nous ne disposons pas d'échantillon du protolithe et ne connaissons pas la

position de notre échantillon par rapport à ce protolithe. Dès lors, cette hypothèse ne peut être vérifiée.

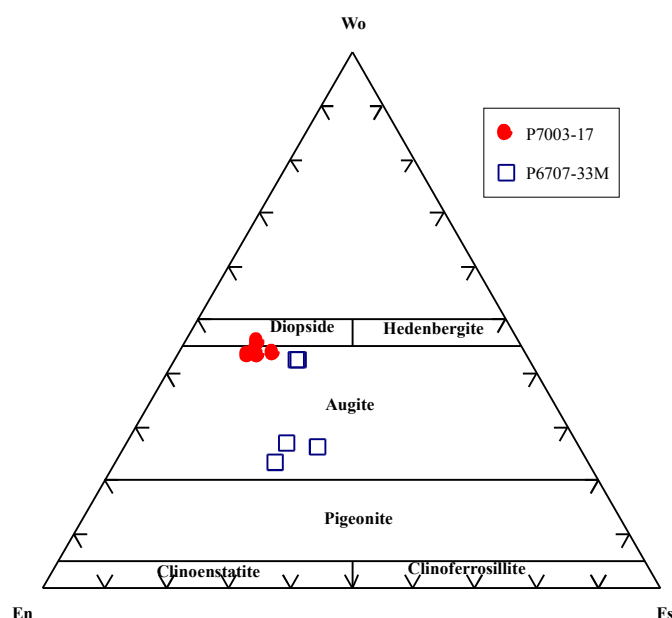


Figure 2.4.4: classification ternaire des pyroxènes des échantillons des zones fractures médio-Atlantique (wo: wollastonite; En: enstatite; Fs: ferrosilite).

2.4.3.2. Chlorites

Les analyses des chlorites ont été recalculées sur base de 14 oxygènes. Les compositions chimiques des chlorites se trouvent en annexe 5 (page 207). Comme le montre le diagramme de la figure 2.4.5, du point de vue de la classification de Deer, Howie et Zussman (1992), nous avons affaire à une chlorite magnésienne: les résultats des analyses s'échelonnent entre 91 et 98 % de clinochlore. Selon la classification de Hey (1954), les résultats pour l'échantillon P7003-17 se trouvent à cheval entre la diabantite et la penninite. Pour l'échantillon P6707-33M, l'analyse d'une chlorite nous donne comme résultat la composition d'une brungsivite (figure 2.4.6).

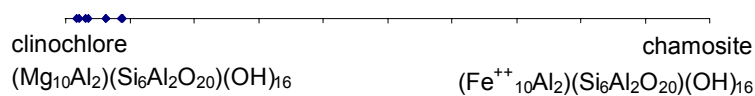


Figure 2.4.5: classification des chlorites des échantillons des zones fractures suivant la méthode de Deer, Howie et Zussman (1992).

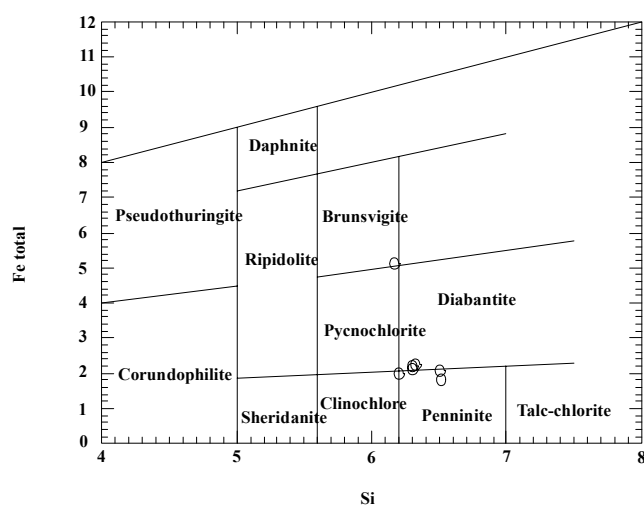


Figure 2.4.6: classification des chlorites des échantillons des zones fractures suivant la méthode de Hey (1954).

2.4.3.3. Amphiboles

Les résultats des analyses des amphiboles ont été recalculés sur base de 23 oxygènes. Ils sont repris dans l'annexe 5 (page 199).

La composition de l'amphibole observable dans l'échantillon P6707-33M est assez homogène: il s'agit d'une amphibole magnésienne, de type hornblende.

Pour rappel, cette amphibole est observable dans ou en bordure du clinopyroxène.

2.4.3.4. Prehnite

Les résultats des analyses de la prehnite ont été recalculés sur base de 22 oxygènes et se trouvent dans l'annexe 5 (page 237).

2.4.3.5. Ilménite

Les résultats des analyses se trouvent dans l'annexe 5 (page 234).

2.4.3.6. Hydrogrenat

Le tableau 2.4.1 reprend les analyses brutes de ce que nous avons cru être de l'hydrogrenat. Nous n'avons rien pu tirer de ces analyses, aucune formule de structure ne pouvant s'en dégager. Il se peut que les analyses aient été faites dans ce que Honnorez et Kirst (1975) appellent le "paragrenat". Comme ces derniers n'ont pas publié de résultats, nous n'avons pu comparer les nôtres.

n° an.	265	279	285
lame	P67	P67	P67
SiO ₂	38.26	34.52	38.24
TiO ₂	0.05	0.22	0.08
Al ₂ O ₃	22.94	10.19	8.63
FeO	0.59	28.75	19.66
MnO	0.02	0.25	0.28
MgO	0.63	11.74	15.05
CaO	26.97	5.27	8.99
Na ₂ O	0.14	0.15	0.14
K ₂ O	0.02	0.05	0.06
Total	89.62	91.14	91.13

Tableau 2.4.1: analyses à la microsonde du "paragrenat" des échantillons des zones fractures médio-Atlantique.

Géochimie

3.1. Eléments majeurs

3.1.1. Bilans de transfert de matière

Au cours de la transformation du gabbro primaire en rodingite, un certain nombre d'éléments chimiques sont ajoutés ou retirés. Les bilans de "transfert de matière" effectués dans cette étude ont pour but de qualifier ces échanges de matière, voire de les quantifier dans la mesure du possible. Ils sont basés initialement sur la méthode de Gresens (1967), de laquelle découlent des méthodes alternatives graphiques permettant une meilleure visualisation du processus.

3.1.1.1. Méthode

L'argument fondamental de Gresens est que certains éléments semblent être immobiles durant le processus d'altération. Si on parvient à mettre en évidence ces éléments, on peut alors déterminer tout changement de volume et calculer les pertes et gains des autres composants, en supposant que le facteur de changement de volume est commun au comportement de tous les éléments. Ainsi:

- soit le protolithe A et la roche transformée B,
- on peut dire que la variation ΔC_i d'un élément i au cours du processus est donnée par la relation

$$\Delta C_i = 100 * \left(f_v * \frac{\rho^B}{\rho^A} * C_i^B - C_i^A \right)$$

où:

ΔC_i = perte ou gain de l'élément i lors de la transformation de la roche A en B,

$\rho^{A,B}$ = densité du protolithe A et de la roche transformée B, mesurée en pesant l'échantillon dans l'air et dans l'eau (la méthode utilisée pour déterminer la densité d'un échantillon est expliquée en annexe, p 189),

$C_i^{A,B}$ = la concentration de l'élément i dans le protolithe A et dans la roche transformée B, données obtenues par analyse chimique,

f_v = le facteur de volume, c'est à dire le rapport entre le volume final et le volume initial de la masse de la roche. f_v constitue une autre inconnue dans l'équation.

Cette équation de Gresens met donc en relation les variations de composition et de volume qui interviennent entre deux roches au cours d'un processus de transformation.

Pour les éléments immobiles, le ΔC_i est égal à zéro et l'équation peut ainsi être résolue pour déterminer le f_v . Une fois f_v connu, l'équation peut être résolue pour déterminer les ΔC_i des autres éléments. Notons encore qu'il est parfois possible d'avoir une estimation de f_v sur le terrain par le biais de mesures d'éléments structuraux et texturaux.

3.1.1.2. Méthode graphique permettant de résoudre l'équation de Gresens

Il existe plusieurs méthodes graphiques permettant de résoudre l'équation de Gresens (1967). Nous avons choisi d'utiliser la méthode dite des "isocons", proposée par Grant (1986), qui se base sur une version réarrangée de l'équation de Gresens (1967).

Diagrammes isocons

La méthode consiste à réarranger l'équation de Gresens en une relation linéaire entre la concentration d'un élément dans le protolithe et la concentration du même élément dans la roche altérée. Cette méthode graphique est basée sur l'équation suivante:

$$C_i^B = \frac{M^A}{M^B} * (C_i^A + \Delta C_i)$$

où:

$C_i^{A,B}$ = la concentration de l'élément i dans le protolithe A et dans la roche transformée B

M^B = la masse de l'échantillon altéré

M^A = la masse de l'échantillon non altéré

ΔC_i = la variation de la concentration de l'élément i.

Cette équation est en fait une réorganisation de l'équation de Gresens vu que:

$$\frac{M^B}{M^A} = \frac{V^B}{V^A} * \frac{\rho^B}{\rho^A} = f_v * \frac{\rho^B}{\rho^A}$$

Pour chaque élément, il y a une équation de ce type dans laquelle le rapport M^A/M^B est constant. Pour déterminer ce rapport inconnu, il suffit d'introduire dans un graphique les différentes C_i^B en fonction des C_i^A .

Les éléments immobiles génèrent alors une droite passant par l'origine et dont la pente correspond au rapport M^A/M^B . Cette droite, pour laquelle $\Delta C_i = 0$, est appelée droite "isocon" ou droite "d'isocomposition" ou encore droite "d'égale concentration géochimique". Son équation est la suivante:

$$C_i^B = \frac{M^A}{M^B} * C_i^A$$

A partir de cela, les gains ou pertes relatives des éléments sont donnés par leur déplacement par rapport à l'isocon.

Voyons cela par un exemple graphique (figure 3.1.1):

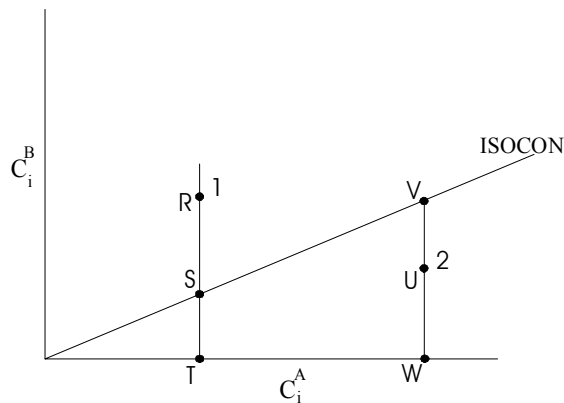


Figure 3.1.1: exemple de diagramme isocon.

Le secteur situé au-dessus de l'isocon représente les variations de concentration positives ou gains en éléments. Par contre, le secteur situé sous l'isocon représente les variations de concentration négatives ou pertes en éléments. Pour rappel, l'isocon est générée par les éléments immobiles.

Soit l'élément 1 dans le secteur des gains. Le pourcentage de gain de l'élément 1 est déterminé comme suit:

$$\frac{\Delta C_1}{C_1^A} = \frac{RS}{ST} * 100$$

De même, dans le secteur des pertes, la proportion d'élément 2 perdue est donnée par:

$$\frac{\Delta C_2}{C_2^A} = \left(-\frac{UV}{VW}\right) * 100$$

Il est à noter que si la concentration d'un élément est trop élevée ou trop basse par rapport à l'échelle du graphique choisie, on peut adapter cette concentration à l'échelle en la multipliant ou en la divisant par un facteur approprié.

Le facteur de volume peut être estimé à partir de la droite isocon. En effet:

- la pente de cette droite est égale au rapport $\frac{M^A}{M^B}$
- et le $fv = \frac{M^B}{M^A} * \left(\frac{\rho^A}{\rho^B}\right)$.

Une fois ce fv déterminé, les gains et pertes des éléments peuvent être calculés en introduisant ce facteur de volume dans l'équation de Gresens.

3.1.1.3. Résultats

Les concentrations des éléments majeurs de tous les échantillons utilisés pour établir le bilan de transfert de matière ont été obtenues par analyses XRF. Les éléments en trace et terres rares des échantillons Gio.G, Va4, Va5, LC9, LC11ag, LC14 et LC 15 (massif de Voltri) ont été obtenus par analyses ICPMS. Les éléments en trace des échantillons du Valtournanche et du Mont Avic ont été obtenus par analyses XRF. Les résultats de ces analyses sont repris en annexe (page 240).

3.1.1.3.1. *Limites de la méthode dans le cas des rodingites*

L'étude des bilans de transfert de matière par la méthode de Gresens et ses dérivées s'applique parfaitement aux roches métasomatiques dont le protolithe est connu sans aucune ambiguïté. En effet, sur des roches comme des skarns ou des fénites, cette étude permet de déterminer les gains ou les pertes de matière tout le long de la colonne métasomatique et ce par rapport au protolithe, voire d'une zone métasomatique à une autre, pour autant que les zones soient homogènes.

Dans l'étude qui nous occupe, cette certitude quant au protolithe constitue un obstacle majeur, étant donné que dans les filons de rodingite étudiés, il ne subsiste plus de protolithe à l'état pur. Dès lors, l'application de la méthode de Gresens et de ses dérivées aux rodingites du Massif de Voltri, Monte Avic et Valtournanche n'a été faite que dans le but de montrer les grandes tendances en gains et en pertes de matière durant la rodingitisation, et ce par rapport à d'hypothétiques protolithes. De plus, les rodingites sont des roches montrant une grande hétérogénéité minéralogique, contrairement à des roches de type skarns qui sont généralement bien zonées. Ceci peut également biaiser les résultats.

Dès lors, nous insistons bien sur le fait que les résultats présentés ci-dessous sont à considérer avec beaucoup de prudence et ne dépassent pas l'état d'hypothèse.

En ce qui concerne les protolithes choisis pour cette étude, nous avons tenté de nous rapprocher le plus près possible de ce qui pourrait être la réalité, en nous basant sur des critères de terrain et des critères texturaux, comme expliqué ci-dessous.

3.1.1.3.2. *Massif de Voltri*

A La Carta, certains filons sont caractérisés par une texture éclogitique semblable à celle d'un gabbro éclogitisé situé tout près du site rodingitique (échantillon Gio.G). Nous posons d'ailleurs l'hypothèse que les filons de rodingite constituent des apophyses du massif éclogitique et que ces apophyses ont subi le processus de rodingitisation. C'est pourquoi ce gabbro éclogitisé a été considéré comme protolithe des filons de La Carta et de Vara. En guise de comparaison, nous avons considéré comme autre protolithe hypothétique un méta-gabbro riche en Fe ("P.L." dans le tableau 3.1.1) affleurant à proximité du site de Vara et dont les analyses ont été publiées dans la littérature (*in "G.L.O.M.-Gruppo di Lavoro sulle Ofioliti Mediterranee, Field excursion guidebook, Vith ophilitite field conference, Italy, 20 June-5 July 1980"*, p144). Dans les deux cas, il s'agit donc d'éclogites (méta-gabbros riches en fer) dont la composition du protolithe initial n'est plus disponible. Mais, d'après Piccardo (communication personnelle), la composition de ces éclogites est

très proche de celle du gabbro initial car le processus de transformation se fait dans un système fermé.

	P.L. → Vg4	P.L. → Vg5	P.L. → Vg6	Gf.G → Vg4	Gf.G → Vg5	Gf.G → Vg6	P.L. → LC6	P.L. → LC9	P.L. → LC14	P.L. → LC15	Gf.G → LC6	Gf.G → LC9	Gf.G → LC14g	Gf.G → LC14	Gf.G → LC15
SiO ₂	-0.41	-0.41	-0.22	-0.60	-0.51	-0.34	-0.46	-0.44	-0.33	-0.59	-0.67	-0.66	-0.21	-	-0.39
TiO ₂	-0.04	-0.22	-0.27	-	-	-	-	-	-0.84	-0.88	-	-	-	-0.5	-2.66
Al ₂ O ₃	-	-	-	-0.5	-0.36	-0.35	-	-	-	-	-0.55	-0.62	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	+0.16	+0.34	-0.55	-0.46	-0.15	-	-	-0.21	-
MgO	+0.22	+1.8	+2.05	-0.45	+0.48	+0.64	+1.62	+1.04	-	-	-	-0.22	-0.41	-	-
CaO	+0.95	-0.36	+0.29	-0.17	+0.17	+0.71	-0.14	+0.56	+0.82	-0.2	+0.48	+0.12	+2.86	+0.83	+0.11
Ba	-0.79	0.891										-0.49	-0.35	+22.5	-0.63
Sr												-0.93	-0.91	-0.33	-0.95
Zr	-	+0.70										+1.39	+2.13	+1.5	-
Nb												+2.37	+3.67	-0.32	
Pb												-0.57	-0.62	+1.37	-0.36
Ga	-0.72	-0.57										-0.67	-0.29		-0.52
Zn	-0.44	-											-0.28		
Cu	-0.64	-													
V	-	+0.23										-0.86	-0.50	-	-0.49
Hf															
Cs															
Ta															
Co	-0.33	-0.31													
La	-0.87	-0.87										+3.84	+7.5	-	-
Ce	-0.80	-0.79													
Pr	-0.72												+4.33	-	-
Nd	-0.55	-0.73													
Sm												+2.67	+4.00	-	-
Eu	-0.28	-0.91										+0.86	+1.94	-0.19	-
Gd	+0.38	-0.60													
Tb												+5.4	+4.62	-	-
Dy												+4.92	+5.56	+1.09	-0.43
Er	-0.1	-0.58										+4.33	+4.67	+1.12	+0.18
Tm															
Yb													+3.25	+0.96	+0.22

Tableau 3.1.1: gains et pertes des éléments majeurs et en traces calculés pour le massif de Voltri par la méthode isocon. -: immobile.

Le tableau ci-dessus reprend les différents résultats. Ceux-ci sont exprimés en terme de $\Delta C_i / C_i^A$. Les alcalis ne sont pas repris dans le tableau car ils sont immanquablement lessivés. Les résultats présentés dans ce tableau sont assez hétéroclites en fonction du protolithe considéré et en fonction des différents endroits des filons considérés. Néanmoins, d'une manière globale, les grandes tendances qui pourraient s'en dégager sont:

- éléments immobiles: Fe, Ti, (Al)
- éléments ajoutés: Ca, (Mg)
- éléments retirés: Si, (Ti), (Mg)

Au niveau des traces, aucune tendance générale ne peut être dégagée.

Le diagramme de la figure 3.1.2 est exemplatif. Il n'est pas représentatif de toutes les grandes tendances que nous venons de citer (notamment en ce qui concerne l'Al et le Mg).

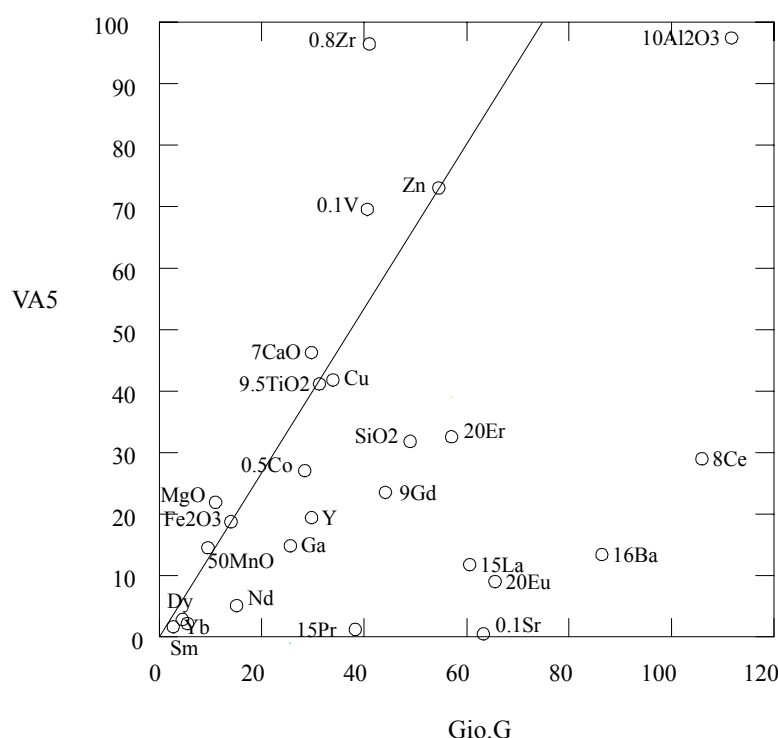


Figure 3.1.2: exemple de diagramme isocon dans le cas de la transformation en rodingite d'une roche dont la composition serait semblable à celle de l'échantillon Gio.G.

3.1.1.3.3. Val d'Aoste

Valtournanche

Deux méta-gabbros ont été envisagés comme protolithes des rodingites du site de Perrères. Le premier est issu de la littérature (Ernst, 1981, échantillon n°3, N-Valtournanche). Avec ce protolithe, aucune droite isocon n'a pu être mise en évidence. Le deuxième a été récolté au Mont Avic. Il s'agit d'un méta-gabbro riche en Mg. Sur base des résultats XRF, il semble en effet que le protolithe des filons de Perrères soit un magnésio-gabbro: en effet, les teneurs en TiO_2 de ces filons sont très basses ($< 1\%$ poids). Or le Ti est généralement considéré comme un élément immobile lors des processus métasomatiques (tout comme il l'a été considéré à Voltri).

Les principales caractéristiques de cette transformation seraient les suivantes

- éléments immobiles: Al, Fe, (Mg)
- éléments ajoutés: Ca, Mg (l'accroissement en Mg semblerait plus important dans les couronnes chloritiques des filons), Ni, Zn
- éléments retirés: Si, K, Na, Ga, Sr.

	per1.4 .A1	per1.4 .A2	per 15.1	per1.5	per4.3	per4.4	per4.5	per4.6	per4.7	per4.8	per8.a	per8.b	per8.c
SiO_2	-	-0.57	-	-	-0.20	-0.30	-0.25	-0.29	-0.25	-0.35	-0.35	-0.35	-0.29
TiO_2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Al_2O_3	-	-0.33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe_2O_3	0.35	-	1.00	0.27	-	0.23	-	-	-	-	-	-	-
MnO	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
MgO	0.40	-	0.25	0.42	-	-	0.10	0.10	0.43	1.13	1.22	0.21	-
CaO	2.72	-	3.16	2.00	2.64	2.20	2.30	2.06	1.60	-0.80	-0.87	1.75	2.33
Co	0.20	-0.15	0.26	↘	0.18	↘	0.08	-	0.38	-0.11	0.15	0.05	-0.05
Ni	0.67	0.19	0.30	1.00	0.95	0.67	0.58	0.62	0.60	0.63	0.78	0.61	0.60
Ga	↘	-0.53	-0.09	↘	↘	↘	-0.32	↘	-0.31	-0.35	-0.43	-0.30	↘
Sr	-0.05	-0.83	1.70	-0.50	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘
Zn	2.11	0.41	1.44	23.2	3.00	2.26	2.04	2.08	2.40	3.60	4.56	4.00	2.70

Tableau 3.1.2: gains et pertes des éléments majeurs et en traces calculés pour le site de Perrères par la méthode isocon, à partir du protolithe AVMg. ↘: lessivé; -: immobile; *: concentrations quasi nulles.

Le tableau 3.1.2 ci-dessus reprend tous les résultats (exprimés en terme de $\Delta C_i / C_i^A$). Les alcalis ne sont pas repris, étant complètement lessivés.

La figure 3.1.3 est exemplative.

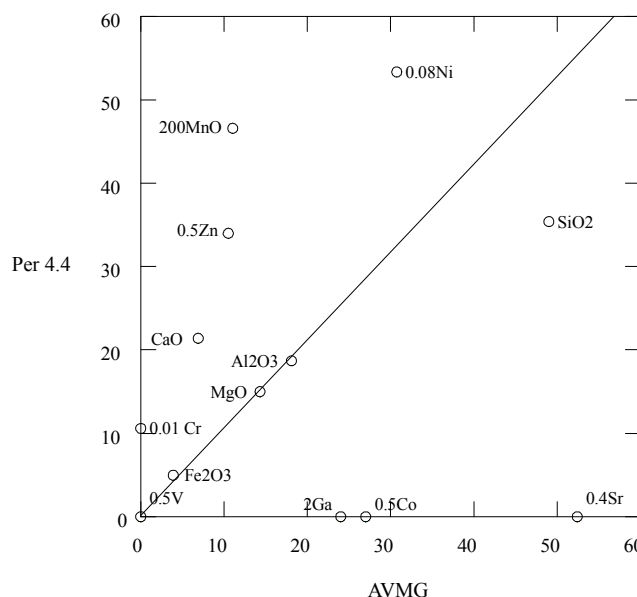


Figure 3.1.3: exemple de diagramme isocon dans le cas de la transformation en rodingite d'une roche dont la composition serait semblable à celle de l'échantillon AVMG.

Au niveau du détail, les échantillons Per 4.8 et Per8.a montrent une perte en Ca. Ces échantillons ont été prélevés dans les bordures chloritiques des filons. Dans ces mêmes bordures, le Mg montre des gains bien plus importants que dans les reste des filons. Quant à l'échantillon Per15.1, il représente une coupe complète d'un filon d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, couronnes chloritiques y comprises. Cet échantillon a été totalement broyé. La poudre obtenue a été bien mélangée, puis soumise à un cartage et enfin à l'analyse XRF. Il s'agit donc d'une analyse d'un filon pris dans sa totalité. Au niveau du transfert de matière, les résultats obtenus montrent les mêmes tendances que celles citées ci-dessus.

Monte Avic

Pour établir le bilan de transfert de matière au Mt Avic, le protolithe utilisé est le méta-gabbro riche en Mg prélevé au Mt Avic, c'est-à-dire le même échantillon utilisé comme protolithe pour les bilans du Valtournanche.

Pour rappel, deux types de filons ont été échantillonnés au Mont Avic: l'un à texture finement grenue (échantillon AV2), l'autre à texture "pegmatitique"

(échantillons AV4-5-6). Les résultats obtenus ne sont pas similaires pour les deux types de filon:

pour le filon à texture fine, les tendances sont:

- éléments immobiles: Al, Fe
- éléments ajoutés: Ca, Mn, Zn
- éléments retirés: Si, Ti, Mg, Ga, Ni, Sr, Cr,

pour le filon à texture "pegmatitique", les tendances sont:

- éléments immobiles: Al, Si
- éléments ajoutés: Ca, Mn, Ti, Fe, Mg (dans les bordures), Cr, Ni, Zn, Ga (dans le cœur du filon)
- éléments retirés: Mg (dans le cœur du filon), Ga, Sr, Cr (dans le cœur).

Le tableau 3.1.3 ci-dessous reprend tous les résultats (exprimés en termes de $\Delta C_i / C_i^A$). Les alcalis ne sont pas repris, étant complètement lessivés.

	AVMg - AV2	AVMg – AV4	AVMg – AV5	AVMg – AV6
SiO ₂	-0.19	-	-	-
TiO ₂	-0.76	5.37	9.63	7.14
Al ₂ O ₃	-	-	0.19	-
Fe ₂ O ₃	-	0.38	1.36	0.44
MnO	1.7	0.46	5.86	1.6
MgO	-0.42	-0.19	-	-
CaO	4.67	3.06	5.62	3.67
Ga	-	0.15	-	-0.27
Ni	-0.43	0.45	0.47	0.93
Sr	-0.83	-0.5	-	-
Cr	-0.78	-	0.14	0.63
Zn	0.91	0.28	0.57	0.36

Tableau 3.1.3: gains et pertes des éléments majeurs et en traces calculés pour le site du Mt Avic par la méthode isocon, à partir du protolithe AVMg. -: immobile

3.1.1.3.4. Echantillons des zones fractures équatoriales de la ride médio-Atlantique

Ne possédant pas le protolithe de ces roches, nous n'avons pas pu établir de bilan de transfert de matière.

3.1.2. Diagrammes ACF

Les données obtenues par analyse chimique (fluorescence-X) sur roches totales (annexe 6 p. 240) de tous les sites confondus ont été reportées dans un diagramme ACF (figure 3.1.4). Ce diagramme reprend également 3 analyses de rodingites provenant de la vallée Anzasca (antiforme de Vanzome, Alpes Penniniques). Ces rodingites présentent une minéralogie semblable aux rodingites faisant l'objet de ce travail, à savoir du grossulaire, du diopside, de l'épidote (pistachite, clinozoïsite et zoïsite), ainsi que de la chlorite (Laduron, 1976).

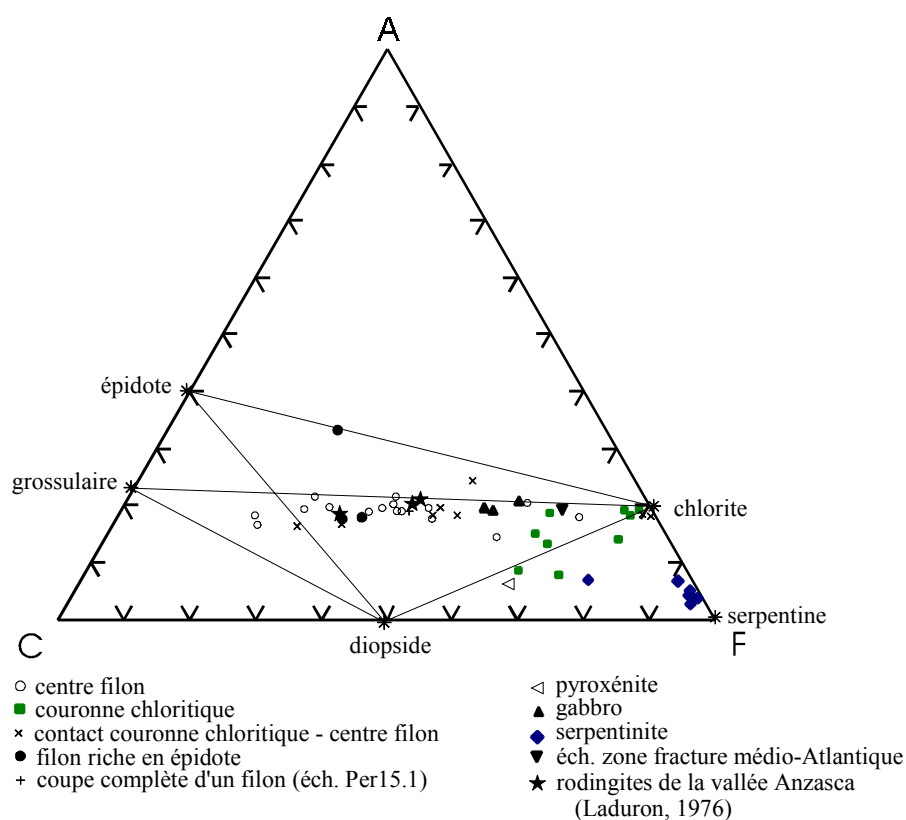


Figure 3.1.4: projection dans un diagramme ACF des compositions en roches totales des échantillons de rodingites en provenance des différents sites, ainsi que celles des rodingites de la vallée Anzasca (Laduron, 1976) et celles de métagabbros (échantillons AVMg, Gio.G, Gernst81).

Les pôles A-C-F représentent respectivement et en proportions moléculaires (Philpotts, 1990):

- $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$;
- CaO ;
- $\text{FeO} + \text{MgO}$.

En ce qui concerne le fer, les teneurs obtenues par fluorescence-X sont exprimées sous forme trivalente. Ne disposant pas des proportions fer ferreux – fer ferrique dans nos roches, nous nous sommes basée sur celles analysées dans les rodingites de la vallée Anzasca (Laduron, 1974). Celles-ci sont en moyenne de 48.8% de fer ferreux et de 51.2% de fer ferrique, ce que nous avons arrondi à 50% - 50%. Ceci est en accord avec la minéralogie présente.

Sur ce diagramme, les analyses des centres des filons (cercles ouverts) ou du contact du filon avec la bordure chloritique (croix de St André), des gabbros (échantillons Gio.G, AVMg et données de 2 gabbros de la littérature tirées de Ernst *et al.* (1981) représentés par des triangles pleins), ainsi que celles des rodingites de la vallée Anzasca et celles des échantillons des zones fractures médio-Atlantique tombent dans un triangle dont deux des pôles sont le diopside et la chlorite et dont le troisième est soit le grossulaire, soit la clinozoïsite. L'analyse d'une coupe complète à travers un filon (échantillon Per15.1) tombe dans le même domaine. Les analyses des bordures chloritiques se retrouvent à proximité du joint diopside – chlorite et celles des serpentinites quasiment sur le pôle serpentine.

Dans l'hypothèse où les rodingites seraient issues d'une transformation métasomatique d'une roche gabbroïque, le diagramme de la figure 3.1.5 illustre l'évolution de cette transformation: au plus la rodingite est riche en épidote, au plus la composition initiale est enrichie en fer ferrique (et en calcium); au plus la rodingite est riche en grenat et diopside, au plus la composition initiale est enrichie en calcium; lorsqu'on passe du domaine des gabbros aux domaines des bordures chloritiques et des serpentinites, on note une augmentation en magnésium et en fer ferreux.

Ce type de diagramme montre donc qu'au niveau des compositions en roches totales, la transformation rodingitique ne s'est pas faite de manière isochimique.

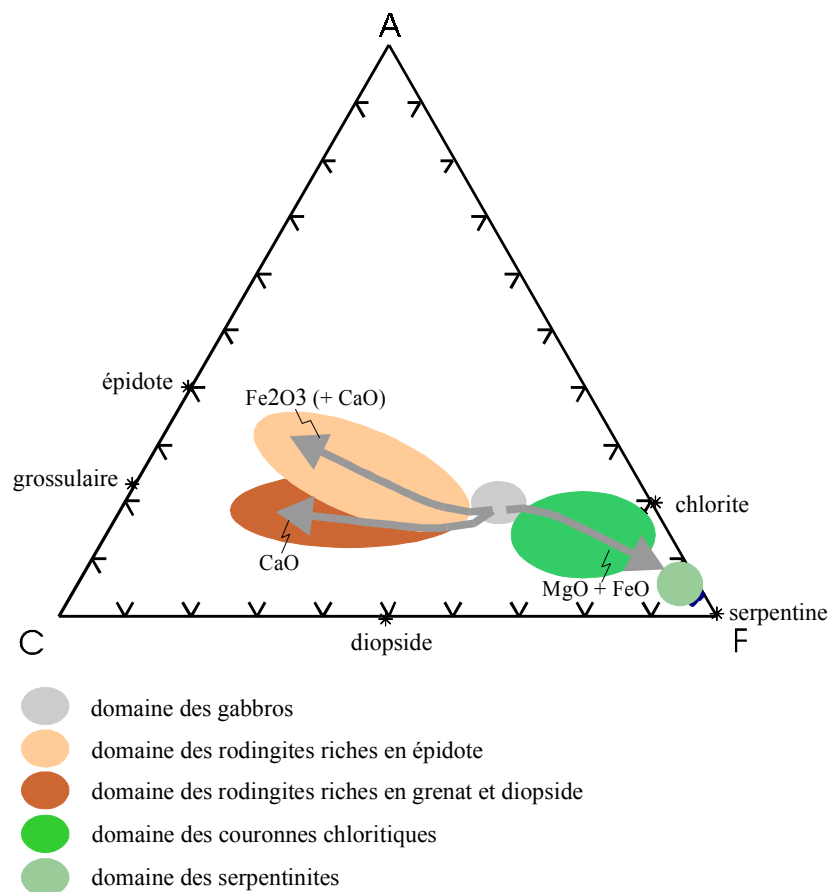


Figure 3.1.5: projection dans un diagramme ACF des différents domaines de composition illustrant les évolutions de compositions au cours de la transformation rodingitique à partir d'une roche gabbroïque.

3.2. Eléments en traces.

Pour les roches totales, les terres rares et éléments en traces ont été analysés par ICPMS aux laboratoires associés de Géologie, Pétrologie et Géochimie (LA GPG) de l'Université de Liège (hormis les échantillons AV4 et AV6 qui ont été analysés au MRAC). Certains éléments en traces ont également été analysés par XRF au CAFX de Louvain-la-Neuve.

Les terres rares et éléments en traces des clinopyroxènes, grenat, épidote et apatite ont pu être analysés *in situ* par ICPMS couplée à un dispositif laser au département de Géologie et Minéralogie du Musée Royal de l'Afrique Centrale (MRAC) chez le professeur André (résultats dans l'annexe 7, page 244).

3.2.1. Introduction

Pour rappel, l'étude pétrographique des rodingites étudiées a permis de mettre en évidence une succession paragénétique qui peut se résumer de la manière suivante:

- *minéraux primaires*:

- le clinopyroxène 1 ou "clinopyroxène magmatique", qui n'a plus de magmatique que la texture car du point de vue chimique, il a été transformé en diopside,
- l'apatite, dans le massif de Voltri uniquement,
- les oxydes:
 - à Vara, il s'agit essentiellement d'ilménite,
 - à La Carta, il s'agit de magnétite peu chromifère,
 - à Perrères, il s'agit de chromite,
 - au Monte Avic, toute trace d'oxyde dans les filons de rodingite a disparu.

- *minéraux rodingitiques*:

- le grenat: il se développe soit sous forme d'une matrice (pouvant également renfermer de la chlorite), soit en pseudomorphose du clinopyroxène 1, soit en remplacement des oxydes. D'un point de vue composition, il s'agit d'un grossulaire-andradite et/ou d'un grossulaire-almandin (à Voltri),

- le clinopyroxène 2: il se développe soit au sein de la matrice, soit en bordure et/ou dans les fractures des grains de clinopyroxène 1. Il s'agit d'un diopside pur,
- la chlorite (clinochlore),
- l'épidote et la vésuvianite, qui sont les deux phases les plus tardives mais jamais observées ensemble dans un même filon. Elles se développent à partir des autres phases citées ci-dessus.
- Accessoirement, on note dans le massif de Voltri des carbonates, du sphène, de l'albite et de l'amphibole.

Cette étude pétrographique a également mis en évidence un parallélisme entre la texture éclogitique (texture de corona) observée dans l'échantillon Gio.G et la texture observée au sein des filons de rodingite. Ce parallélisme entre ces textures de roches différentes nous a amené à émettre l'hypothèse que les rodingites pourraient s'être développées à partir d'une éclogite.

Ainsi, les buts de cette étude géochimique sont:

- de voir si les paragenèses à l'équilibre mises en évidence par l'observation pétrographique sont vérifiées,
- de vérifier l'hypothèse d'un protolithe éclogitique,
- d'essayer de retrouver la région source des magmas à l'origine des roches primaires des rodingites,

Pour tenter de répondre à ces questions, nous avons réalisé pour trois sites différents un profil d'analyses à travers une tranche de filon:

- à La Carta (massif de Voltri), la coupe transversale est représentée par les échantillons LC11c - LC10a – LC11ag,
- à Perrères (Valtournanche), le profil a été fait dans le filon Per1 (échantillons Per1.1 a-b-c-d),
- au Monte Avic, les analyses ont été faites dans la couronne chloritique et le centre du filon à texture grossière du Mont Avic (échantillons AV4 et AV6),
- de même, l'échantillon d'éclogite (Gio.G) du massif de Voltri a été analysé en vue de comparer les résultats y obtenus avec ceux des rodingites.

Deux remarques sont encore à faire ici concernant les analyses *in situ* des minéraux:

- étant donné que d'une part, pour des raisons de précision, il a fallu réaliser une ablation laser sur une profondeur de plus de 100 microns et que d'autre part les minéraux des rodingites sont fort riches en inclusions, il n'a pas été évident, au moment de l'analyse, de contourner le problème d'inclusions et d'avoir dans tous les cas la certitude d'analyser le minéral souhaité. Nous avons donc dû écarter de nombreuses analyses représentant des analyses mixtes.

- le cérium a présenté des comportements erratiques au cours des analyses. Cet élément est à considérer avec beaucoup de précautions.

3.2.2. Résultats

Les conditions analytiques concernant la méthode d'analyse par ablation laser sont reprises dans le chapitre 1 "conditions de travail".

3.2.2.1. Roches totales

La figure 3.2.1 reprend les résultats d'analyses en roches totales des terres rares normalisées¹ par rapport aux chondrites des différents sites.

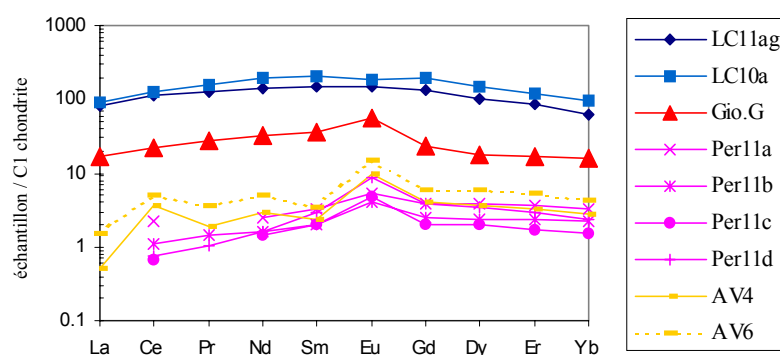


Figure 3.2.1: profils des terres rares des roches totales normalisées par rapport aux chondrites

Si d'une manière générale les profils sont relativement plats et caractéristiques de tholélites océaniques (Frey *et al.*, 1968), trois catégories d'objets sont néanmoins

¹ Les valeurs de normalisation ont été tirées de Sun et Mac Donnough (1989), ainsi que de Taylor et Mac Lennan (1985). Elles sont données en annexe, page 249.

distinguable: les roches de La Carta (massif de Voltri) avec des valeurs en terres rares normalisées de l'ordre de 100, l'éclogite Gio.G, également du massif de Voltri, avec des valeurs en terres rares normalisées > 10 et une légère anomalie positive en Eu et enfin, les roches de Perrères (Valtournanche) et du Monte Avic avec des valeurs en terres rares normalisées nettement plus faibles (proches de 1) et une anomalie positive en Eu bien marquée. Les profils normalisés par rapport au manteau primordial (figure 3.2.2) montrent aussi ces trois catégories d'objets. Au vu de ces profils et par analogie aux profils publiés dans Sun et Mac Donnough (1989), nous pensons que la région source de ces trois types de liquides est comparable à celle des MORB (mid-ocean ridge basalts).

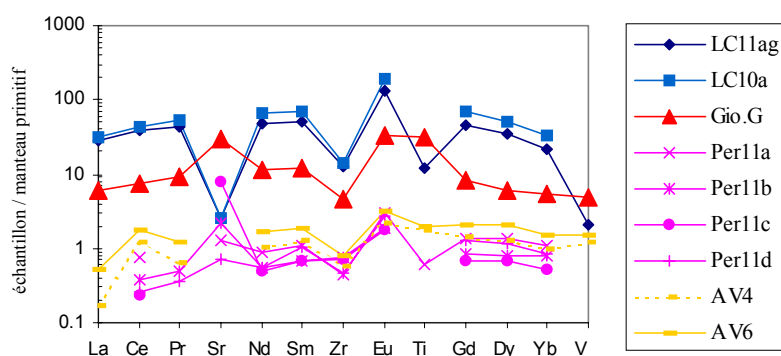


Figure 3.2.2: profils normalisés par rapport au manteau primordial (roches totales).

3.2.2.2. Minéraux.

3.2.2.2.1. La Carta

La figure 3.2.3 reprend les valeurs normalisées des terres rares pour le grenat, le clinopyroxène 1 et l'épidote de La Carta. Dans ce filon, aucun clinopyroxène 2 n'a pu être analysé, ceci étant dû au fait que les grains de clinopyroxène 2 sont de très petite taille (de 40 à 60 μ) et disposés au sein de la matrice chloritique. Dès lors, les tirs au laser ont à la fois atteint du clinopyroxène 2 et de la chlorite, biaisant les résultats.

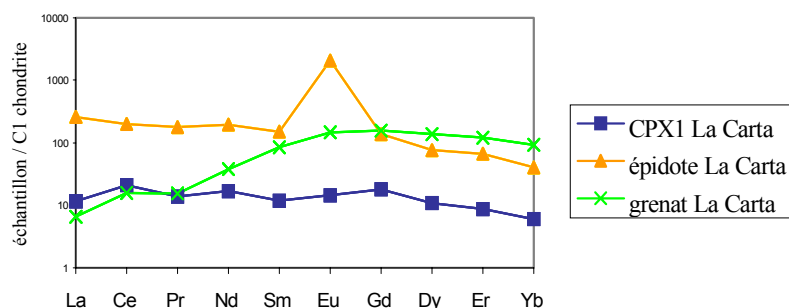


Figure 3.2.3: profils pour le site de La Carta des terres rares normalisées par rapport aux chondrites

Le clinopyroxène 1 montre un profil plat, avec des valeurs normalisées proches de 10. Le profil du grenat est typique de ce minéral, à savoir un déficit en terres rares légères et une concentration élevée en terres rares lourdes (Rollinson, 1994). Le profil de l'épidote présente une anomalie positive en europium bien marquée. Cette anomalie n'est pas observable dans les autres minéraux. Or, comme l'a montré l'étude pétrographique, l'épidote constitue la phase la plus tardive observée qui se développerait à partir du grenat (et ± du clinopyroxène ± de la chlorite). Ne possédant pas de données exploitables sur la chlorite, nous ne pouvons pas dire si celle-ci est riche en Eu. D'autre part, James et Elderfield (1996) ont montré l'importance de l'influence sur les concentrations en terres rares que pouvait provoquer le passage d'un fluide dans un environnement. Nous émettons ainsi l'hypothèse que cette anomalie pourrait être due au passage d'un fluide métamorphique.

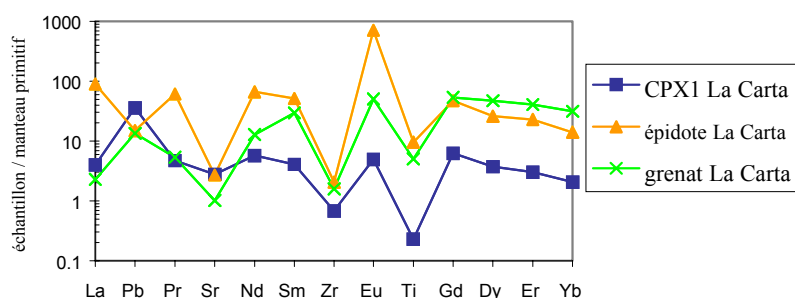


Figure 3.2.4: profils pour le site de La Carta des éléments normalisés par rapport au manteau primordial

Les profils des éléments normalisés par rapport au manteau primordial (figure 3.2.4) de ces trois minéraux sont en dents de scie et, à l'exception des terres rares légères, assez semblables pour le grenat et l'épidote.

3.2.2.2.2. *Perrères*

D'une manière générale, les concentrations en terres rares et éléments en traces dans les minéraux de Perrères (figure 3.2.5) sont plus faibles d'un facteur 10 et même parfois d'un facteur 100 par rapport à La Carta, ce qui correspond bien à la teneur plus faible des terres rares dans la roche totale. La figure 3.2.5 reprend les valeurs normalisées des terres rares du clinopyroxène 1, du grenat, du clinopyroxène 2 et de l'épidote au sein de la rodingite, ainsi que celles du clinopyroxène 2 des petites bandes diopsidiques que l'on retrouve au sein de la serpentinite à proximité des filons de rodingite. Pour rappel, ces petites bandes sont composées à 90% de clinopyroxène 2 (diopside) et à 10% de magnétite non chromifère (voir chapitre 2.2).

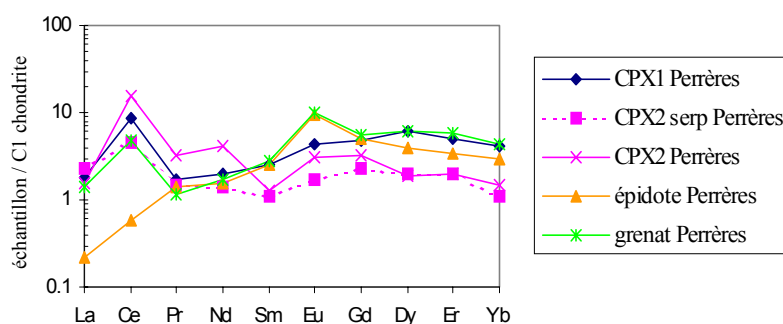


Figure 3.2.5: profils pour le site de Perrères des terres rares normalisées par rapport aux chondrites.

Hormis pour le La, le Dy, l'Er et l'Yb, le grenat et l'épidote ont un profil tout à fait comparables, avec une anomalie positive en Eu.

Le clinopyroxène 2 de la rodingite et celui des petits lits de diopsidite ont des profils légèrement différents, le clinopyroxène 2 de la rodingite étant plus riche en terres rares légères. Ils présentent cependant tous les deux un appauvrissement en terres rares lourdes (rapport (Gd_N/Yb_N) de 2.035 et 2.216 respectivement) par rapport à la valeur de 1.169 dans le clinopyroxène 1.

En ce qui concerne les profils normalisés par rapport au manteau primordial (figure 3.2.6), on constate que le clinopyroxène 1 et le grenat présentent un même profil, sauf pour le Sr et l'Eu: le clinopyroxène 1 est plus riche en Sr et plus pauvre

en Eu que le grenat. Le profil de l'épidote se situe entre celui du grenat et celui du clinopyroxène 2, sauf pour le Sr dont la présence est très marquée dans l'épidote.

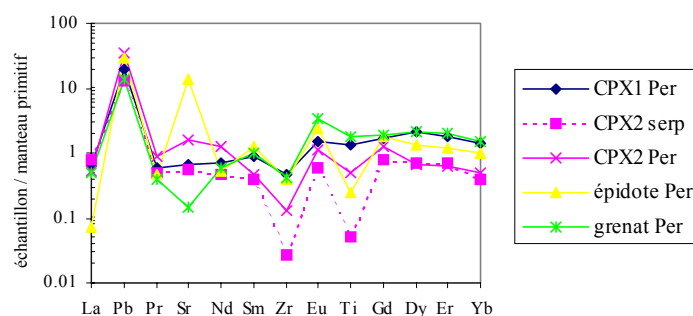


Figure 3.2.6: profils pour le site de Perrères des éléments normalisés par rapport au manteau primordial.

3.2.2.2.3. Monte Avic

Les concentrations des éléments analysés dans les minéraux du Monte Avic sont du même ordre de grandeur que celles de Perrères, à l'exception du clinopyroxène 1 qui est un peu plus riche en terres rares lourdes (figures 3.2.7 et 3.2.8).

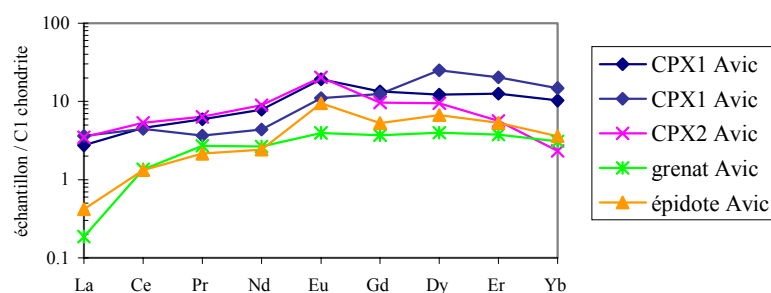


Figure 3.2.7: profils pour le site du Monte Avic des terres rares normalisées par rapport aux chondrites.

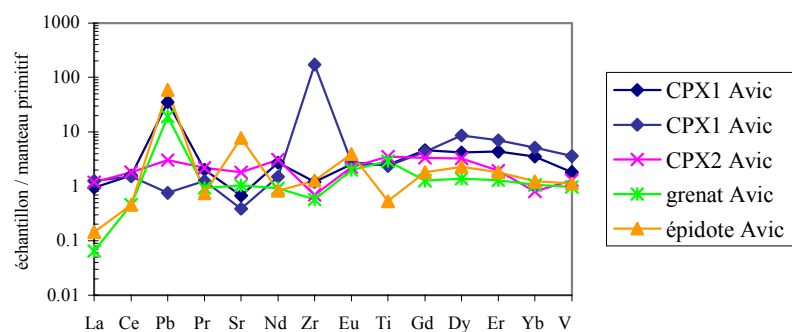


Figure 3.2.8: profil pour le site du Monte Avic des éléments en traces normalisés par rapport au manteau primordial

3.2.2.3. Discussion

3.2.2.3.1. Nature des roches primaires

L'étude des éléments en traces sur roches totales nous a permis de mettre en évidence trois types d'objets différents en ce qui concerne les terres rares et éléments en traces:

- les rodingites de La Carta, présentant des profils de terres rares plats avec des valeurs relativement élevées,
- l'éclogite Gio.G, dont l'allure du profil est tout à fait semblable à celles des profils des éclogites en général (Ernst *et al.*, 1983),
- les rodingites de Perrères, avec des valeurs en terres rares normalisées faibles et un profil caractérisé par une anomalie positive en Eu.

Le diagramme binaire de la figure 3.2.9 reprend les valeurs normalisées du Pr dans la roche totale en fonction de celles dans le clinopyroxène 1 (les valeurs dans le clinopyroxène 2 ont été ajoutées à titre indicatif). Les points ainsi obtenus pour La Carta, Vara (massif de Voltri), Monte Avic et Perrères (Val d'Aoste) s'alignent suivant une exponentielle, l'éclogite Gio.G étant quant à elle isolée. L'alignement sur

cette courbe montre que les caractères différents des évolutions des liquides primaires se retrouvent dans les clinopyroxène 1 (et également le clinopyroxène 2.).

Ainsi, on peut en déduire que le clinopyroxène 1 a gardé la même composition en terres rares et éléments en traces depuis sa formation, de même que les rodingites ont gardé la même composition en terres rares et éléments en traces que celle de leur magma parental ou du moins que leur protolithe initial. Ceci nous amène à dire que la/les transformation(s) aurai(en)t eu lieu de manière isochimique du point de vue des terres rares et des éléments en traces, ce qui n'est pas le cas pour les éléments majeurs (cfr chapitre 3.1).

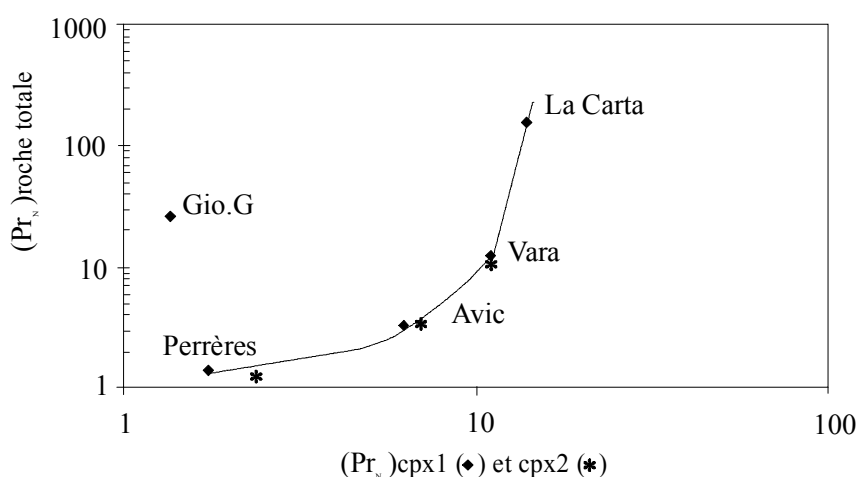


Figure 3.2.9: évolution du Pr_N dans le clinopyroxène 1 et le clinopyroxène 2 par rapport au Pr_N dans la roche totale.

Bien que, au niveau des terres rares, ces roches semblent donc appartenir à trois catégories différentes, il semble que le liquide à l'origine soit pour chacune un liquide de type MORB (Sun et Mac Donnoug, 1989). En vue d'essayer de caractériser le/les types de roche(s) primaire(s) à l'origine des rodingites étudiées, nous avons comparé nos données avec celles de gabbros (au sens large du terme) "frais" prélevés lors de la campagne Leg 153 de "l'Ocean Drilling Program" dans la zone fracture de KANE (23.5 °N, 45°W) (Barling, Hertogen et Weis, 1997). La figure 3.2.10 reprend les profils des terres rares de ces différentes roches analysées.

Selon Barling, Hertogen et Weis (1997), les variations de concentrations en terres rares de ces roches sont dues à la minéralogie de cumulat de ces roches (les lithologies varient de cumulats troctolitiques (transformations précoces) et de

gabbros *sensu stricto* à des gabbros riches en oxydes, en passant par des gabbroonorites.

Sur la figure 3.2.10, le point **a** reprend les profils en terres rares de cumulats troctolitiques et de gabbros (*s.s.*). Les troctolites sont caractérisées par de faibles concentrations en terres rares et un profil relativement plat avec une large anomalie positive en europium (cette dernière reflétant une présence marquée de plagioclase dans ces roches). Les gabbros *sensu stricto* montrent quant à eux une concentration en terres rares un peu plus élevée, un appauvrissement en terres rares légères plus marqué et une anomalie positive en europium moins marquée que dans les cumulats troctolitiques précoces, traduisant la présence de clinopyroxène (les clinopyroxènes ayant une plus grande affinité pour les terres rares légères).

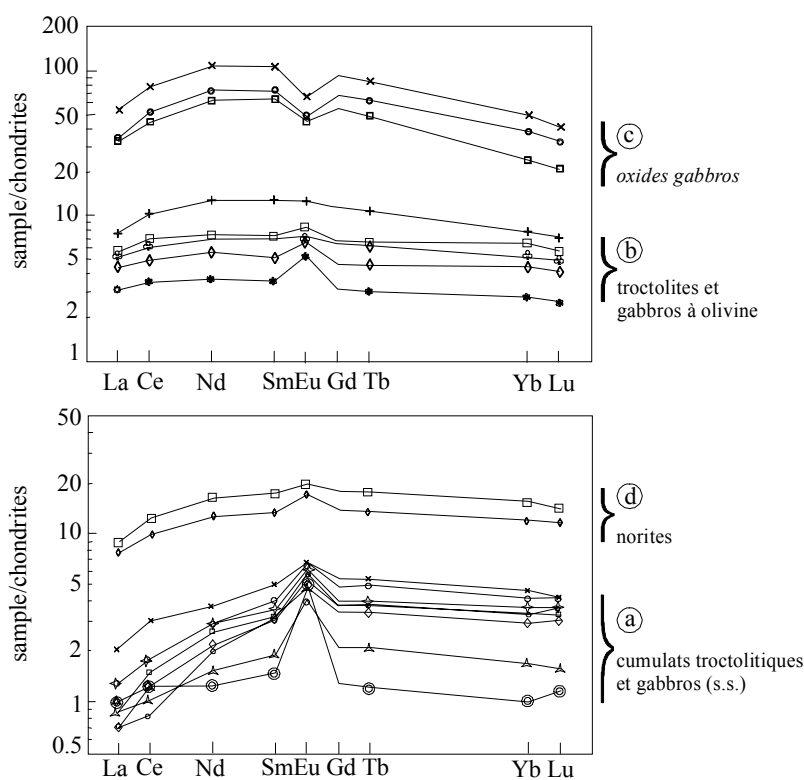


Figure 3.2.10: profils des terres rares normalisés par rapport aux chondrites des roches prélevées dans la zone fracture de KANE (ride médio-Atlantique). Données de Barling, Hertogen et Weis (1997).

Le point **b** reprend les profils en terres rares de troctolites et gabbros à olivine. Ces roches ont une concentration en terres rares plus élevée qu'en **a** et une anomalie positive en europium moins marquée.

En **c** se retrouvent des gabbros évolués riches en oxydes dans lesquels les concentrations en terres rares sont extrêmement hautes, avec une anomalie négative en europium. Ce type de roche reflète une évolution magmatique longue et plus avancée que pour les roches en **a**, **b**, et **d**. Selon les auteurs, l'apatite présente dans ces roches contribue considérablement à l'enrichissement en terres rares.

En **d** se retrouvent deux échantillons de gabbro-norites peu évolués. Selon Barling, Hertogen et Weis (1997), leurs compositions en terres rares ressemblent à celle d'un liquide (sous-entendu parental) de type MORB.

Ainsi donc, en acceptant que les terres rares des rodingites soient restées immobiles depuis le stade océanique et en se référant aux résultats des analyses faites sur les roches de la zone fracture de Kane, nous pouvons constater que les concentrations en terres rares des rodingites de Perrères et du Monte Avic (figure 3.2.1) sont comparables à celles des cumulats troctolitiques et des gabbros (*sensu stricto*) du point **a** de la figure 3.2.10. L'anomalie positive en europium que nous constatons pourrait être due, à l'instar des roches du point **a** de la figure 3.2.10, à une présence marquée de plagioclase.

Les concentrations en terres rares de l'éclodite Gio.G sont celles qui correspondent le plus à celles des gabbro-norites du point **d** de la figure 3.2.10 et qui sont dès lors comparables aux concentrations rencontrées dans un liquide MORB.

Quant aux profils des rodingites de Voltri, ils sont semblables à ceux des gabbros riches en oxydes de point **c** de la figure 3.2.10 et constitueraient dès lors le matériel le plus évolué.

3.2.2.3.2. *Equilibre grenat-clinopyroxène 2*

La présente étude a permis de confirmer l'équilibre entre le grenat et le clinopyroxène 2 déjà observé pétrographiquement. Mazzucchelli *et al.* (1992) ont étudié l'équilibre entre un clinopyroxène et un grenat dans des roches gabbroïques (du faciès granulitique) de la zone Ivrea Verbano (Alpes orientales). Ils ont montré qu'à l'équilibre, les terres rares légères se concentrent préférentiellement dans le clinopyroxène et, qu'au contraire, les terres rares lourdes se retrouvent dans le grenat. Pour ce faire, ils ont calculé les coefficients de partage (K_d) entre ces deux

minéraux. Le coefficient de partage d'un élément i entre deux phases A et B est donné par la relation:

$$K_d = C_i^B / C_i^A \quad \text{où } C \text{ est la concentration de l'élément } i \text{ en ppm ou en pourcentage poids et pour autant que la solution solide soit idéale.}$$

La figure 3.2.11 reprend la moyenne des résultats de Mazzucchelli *et al.* (1992) et les moyennes des résultats de la présente étude, ainsi que les résultats de K_d entre des clinopyroxènes et grenats du manteau, c'est-à-dire des clinopyroxènes et grenats dans des lherzolites, webstérites et clinopyroxénites provenant de la province volcanique de Vitim en Sibérie. Ces roches ont subi des pressions de l'ordre de 1.5 à 2.5 Gpa et des températures de l'ordre de 850 à 1200 °C (André et Ashchepkov, 1996). En abscisses sont reprises les terres rares classées par nombre atomique croissant et en ordonnées les K_d des terres rares entre le clinopyroxène (cpx) et le grenat (grt). Les pentes des courbes relatives aux rodingites sont plus faibles que celle relative aux roches granulitiques de la zone d'Ivrea Verbano ainsi que celles relatives aux roches du manteau, mais la tendance est toutefois comparable (les fractionnements sont plus marqués dans les roches ayant subi des pressions et températures très élevées que dans les rodingites).

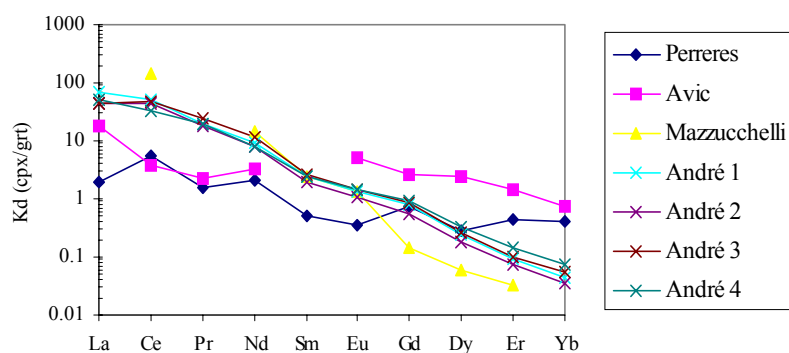


Figure 3.2.11: répartition des coefficients de partage entre le grenat et le clinopyroxène (2 pour les rodingites) des roches gabbroïques de la zone Ivrea Verbano (Mazzucchelli *et al.*, 1992), des roches mantelliques (André et Ashchepkov, 1996) et des rodingites des sites de Perrères et du Monte Avic.

En se référant aux conclusions de Mazzucchelli *et al.* (1992), nous pouvons dire que les K_d entre le clinopyroxène 2 et le grenat des rodingites montrent que ces deux minéraux sont à l'équilibre.

3.2.2.3.3. Nature du protholite: éclogite ou gabbro?

Un des problèmes majeurs rencontrés dans l'étude des rodingites faisant l'objet de ce travail est la question du protolithe, toute trace de celui-ci au sein des filons ayant disparu. Une des hypothèses proposée lors de l'amorce de ce travail est que les rodingites se soient formées à partir d'une éclogite. Dans le massif de Voltri, nous avons pu mettre en évidence dans les roches de La Carta une texture tout à fait semblable à celle d'une éclogite voisine (échantillon Gio.G).

La présente étude géochimique a montré que cette hypothèse n'est pas correcte:

- tout d'abord, si comme nous l'avons dit, la/les transformations a/ont eu lieu de manière isochimique, les clinopyroxène et grenat de l'éclogite (Gio.G Cpx et Gio.G grenat sur la figure 3.2.12) devraient avoir des signatures géochimiques analogues à ceux de la rodingite, ce qui n'est pas le cas (fig.3.2.12).

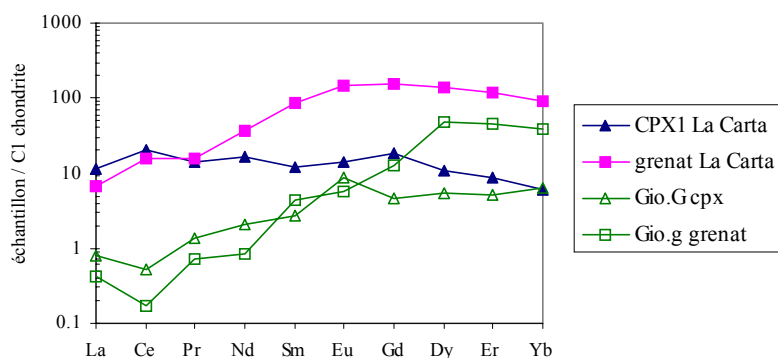


Figure 3.2.12: profils des terres rares normalisés par rapport aux chondrites dans les grenat et clinopyroxène du filon de La Carta et de l'éclogite Gio.G.

- d'autre part, le clinopyroxène 1 de la rodingite présente un profil plat, qui n'est pas celui d'un pyroxène en équilibre avec un grenat. En effet, si c'était le cas, le profil du clinopyroxène serait beaucoup plus appauvri en terres rares lourdes, le grenat ayant tendance à piéger ces dernières de manière préférentielle (Rollinson, 1994). De plus, les observations pétrographiques montrent bien que le clinopyroxène

1 est antérieur au grenat, ce dernier remplaçant complètement ou partiellement ce clinopyroxène. Enfin, comme l'a montré l'analyse chimique des éléments majeurs, le clinopyroxène 1 est complètement "diopsidisé".

Ceci nous amène à conclure que le protolithe de la rodingite ne peut être une élogite et que la diopsidisation du clinopyroxène 1 s'est faite avant l'apparition du grenat, le grenat remplaçant souvent le clinopyroxène 1.

Le protolithe des rodingites est donc très probablement une roche de type gabbroïque.

3.2.2.3.4. *Epidote*

Pour les sites de Perrères et du Monte Avic, les profils de l'épidote présentent une grande similarité avec ceux du grenat, à quelques exceptions près. A Perrères, ces deux minéraux sont caractérisés par une anomalie positive en europium bien marquée. Cette anomalie pourrait être causée dans une première phase par la déstabilisation du plagioclase magmatique avec formation du grenat. Dans une phase ultérieure, le grenat ($\pm$ le clinopyroxène $\pm$ la chlorite) donne(nt) l'épidote. Pour rappel, d'un point de vue pétrographique, il s'avère que l'épidote est l'une des phases les plus tardives, ce qui est confirmé par la géochimie.

En ce qui concerne les concentrations en Sr, on constate, pour les sites de Perrères et du Monte Avic, que les concentrations en Sr sont plus élevées dans l'épidote que dans le grenat. Le Sr étant un élément assez mobile, nous supposons que son enrichissement dans l'épidote doit être dû au passage d'un fluide riche en Sr.

A La Carta, bien que l'observation pétrographique montre que l'épidote est là aussi un des derniers minéraux à se développer, l'étude géochimique ne montre pas la relation directe avec le grenat. Dans ce cas-ci, comme nous l'avons dit plus haut, il semble que le fluide métamorphique ait joué un rôle prépondérant (James *et al.*, 1996). Ce fluide serait moins riche en Sr que les fluides des sites de Perrères et du Monte Avic (figures 3.2.4, 3.2.6, 3.2.8).

3 . 2 . 2 . 4 . C o n c l u s i o n s

L'étude géochimique des éléments en traces et terres rares a tout d'abord permis d'avoir une idée quant à la région source des liquides originaux des rodingites, à savoir les rides médio-océaniques (liquides basaltiques). Les différents liquides primaires des différents sites ont suivi une évolution différente.

Cette étude a ensuite permis de démentir l'hypothèse d'un protolithe éclogitique pour les rodingites.

Enfin, elle a permis d'établir un modèle en trois phases:

a) la première phase est représentée par le clinopyroxène 1 à texture magmatique. Ce clinopyroxène 1 ne présente pas d'appauvrissement en terres rares lourdes et ne semble pas être lié à un grenat. Ce clinopyroxène magmatique a été diopsidisé, mais ce changement de composition au niveau des éléments majeurs ne semble pas avoir affecté le contenu en terres rares et éléments en traces.

b) La seconde phase est marquée par l'apparition du grenat et du clinopyroxène 2.

c) La troisième phase est caractérisée par l'apparition de l'épidote. Celle-ci s'est vraisemblablement développée à partir du grenat et du clinopyroxène.

Au niveau des terres rares et éléments en traces, toutes ces transformations se sont déroulées globalement de manière isochimique, mis à part pour l'épidote de La Carta où l'action d'un fluide (métamorphique) a été mise en exergue.

Enfin, nous n'avons constaté aucune variation de composition pour les terres rares et éléments en traces d'une bordure à l'autre d'un même filon.

Thermobarométrie

4.1. Le couple grenat-clinopyroxène

Etant donné que les analyses des terres rares et éléments en traces, ainsi que l'étude pétrographique nous ont permis de mettre en évidence un équilibre entre le grenat et le clinopyroxène 2, nous avons tenté d'utiliser le géothermomètre proposé par Ellis et Green (1979) afin d'estimer la température de formation de ces deux minéraux. Ces auteurs ont étudié expérimentalement pour des éclogites basaltiques les effets de variation de composition du grenat et du clinopyroxène sur le K_d (coefficient de partage). Ils ont ainsi déterminé que le K_d est une fonction de la pression (P), de la température (T) et du composant grossulaire dans le grenat. Ils ont dérivé la relation suivante:

$$T(^{\circ} K) = \frac{3104 * X_{Grt}^{Ca} + 3030 + 10.86 * P}{\ln K_d + 1.9034}$$

où:

T = température en degrés Kelvin

P = pression en kbars

X_{Grt}^{Ca} = composant grossulaire dans le grenat

$$K_d = \frac{(X_{grt}^{Fe^{++}})}{(X_{grt}^{Mg})} * \frac{(X_{cpx}^{Mg})}{(X_{cpx}^{Fe^{++}})}$$

Dans un premier temps, nous avons appliqué ce géothermomètre aux paires grenat-omphacite de l'éclogite échantillonnée dans le massif de Voltri (échantillon Gio.G). Le tableau 4.1.1 reprend les différents résultats.

échantillon	n° analyses	$\left(\frac{X^{Fe^{++}}}{X^{Mg}}\right)_{Grt}$	$\left(\frac{X^{Mg}}{X^{Fe^{++}}}\right)_{Omp}$	X^{Ca}_{Grt}	K_d	P(Kbars)	T (°K)	T (°C)
Gio.G	123-122	11.220	2.614	0.202	29.339	13	719	446
Gio.G	127-126	39.170	2.156	0.238	84.441	13	616	343
Gio.G	130-129	18.161	2.420	0.231	43.956	13	683	410
Gio.G	131-132	11.430	3.042	0.236	34.776	13	715	442
Gio.G	136-134	11.197	3.131	0.190	35.056	13	688	415
Gio.G	141-140	15.122	2.305	0.193	34.854	13	691	418

Tableau 4.1.1: Résultats des déterminations de températures pour une pression de 13 kbars

Ces valeurs (dont la moyenne = $412 \pm 70^\circ\text{C}$) correspondent bien aux données de la littérature pour la phase éclogitique (Messiga et Scambelluri, 1991) qui sont de $430 \pm 30^\circ\text{C}$ (pour des pressions de l'ordre de 13kbars) ainsi qu'aux données obtenues par Liou *et al.* (1998) dans le même massif éclogitique qui sont de $425 \pm 75^\circ\text{C}$.

Dans un second temps, nous avons appliqué ce géothermomètre aux différentes paires grenat-clinopyroxène des rodingites. Les résultats obtenus sont tout à fait erratiques et donnent des valeurs de température variant de 350 à 1200°C . Ceci n'est pas surprenant, le géothermomètre de Ellis et Green (1979) n'étant applicable qu'aux paragenèses de péridotites à grenat et d'éclogites de composition variées (Fabries, 1984).

Evans et Trommsdorf (1979) ont pu estimer des températures pour la suite métarodingitique de Cima di Gagnone, dans les Alpes Lepontines (Suisse) en se basant sur le géothermomètre de Ganguly (1978). Ils ont obtenu des résultats de 785°C , 806°C et 817°C pour des pressions de respectivement 10, 20 et 25 kbars. Ils en ont ainsi déduit que les rodingites de cette région se sont formées avant la phase éclogitique et ont été ensuite affectées par l'événement éclogitique régional.

Nous avons également essayé d'appliquer le géothermomètre proposé par Ganguly (1978) aux rodingites faisant l'objet de ce travail. Ce géothermomètre est en effet plus approprié pour des pyroxènes pauvres en soude. Il est basé sur la relation suivante:

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{4801 + 11.07 * P + 1586 * X_{grt}^{Ca} + 1308 * X_{grt}^{Mn}}{\ln K_d + 2.939}$$

où:

T = température en degrés Kelvin

P = pression en kbars

X_{Grt}^{Ca} = composant grossulaire dans le grenat

X_{grt}^{Mn} = composant spessartine dans le grenat

$$K_d = \frac{(X_{grt}^{Fe^{++}})}{(X_{grt}^{Mg})} * \frac{(X_{cpx}^{Mg})}{(X_{cpx}^{Fe^{++}})}$$

Les résultats (repris dans le tableau 4.1.2, pour des pressions de 13 et 5 kbars) donnent globalement des valeurs légèrement moindres que celles obtenues avec le géothermomètre de Ellis et Green (1979), mais étalées sur une large gamme de températures.

Malgré le fait que ce géothermomètre surestime systématiquement les températures, souvent de plus de 100°C (Fabries, 1984), cette grande variation de température au sein d'un même site, voire d'un même filon, nous pousse à considérer ces résultats avec une très grande prudence. C'est pourquoi nous avons essayé d'obtenir une estimation des conditions de température et pression existantes au moment de la formation des grenats et des clinopyroxènes 2 avec le recours de la microthermométrie, c'est-à-dire l'étude des inclusions fluides.

échantillon ns	n° analyse	$X_{\text{grt}}^{\text{Mn}}$	$X_{\text{grt}}^{\text{Ca}}$	$\left(\frac{X_{\text{grt}}^{\text{Fe++}}}{X_{\text{grt}}^{\text{Mg}}}\right)_{\text{Grt}}$	$\left(\frac{X_{\text{grt}}^{\text{Mg}}}{X_{\text{grt}}^{\text{Fe++}}}\right)_{\text{Apx}}$	K_d	P (kb)	T (°C) Ellis and Green	T (°C) Ganguly	P	T (°C) Ganguly
VARA											
Va4c2	250-247	0.008	0.289	9.339	3.974	37.111	13	464	553	5	539
Va4a	253-252	0.009	0.727	11.267	5.783	65.161	13	620	585	5	573
Va4a	260-259	0.007	0.895	9.259	8.969	83.044	13	668	593	5	581
Va4a	261-259	0.021	0.442	21.524	8.969	193.061	13	361	419	5	408
Va4a	262-264	0.044	0.495	24.546	6.744	165.540	13	398	446	5	435
Va4a	263-264	0.005	0.901	13.921	6.744	93.884	13	653	580	5	568
Va4a	268-267	0.010	0.898	7.825	4.827	37.776	13	803	698	5	685
LA CARTA											
Le11b	25-22	0.023	0.202	8.000	7.530	60.243	13	756	650	5	638
LC11b	29-19	0.047	0.238	4.519	5.733	25.904	13	898	766	5	753
MONT AVIC											
AV1b	2-1	0.026	0.231	3.105	53.444	165.959	13	605	533	5	522
AV1b	3-4	0.028	0.236	4.000	36.769	147.077	13	620	545	5	534
AV1b	8-9	0.027	0.190	4.143	64.467	267.076	13	549	488	5	478
AV2a	77-76	0.025	0.193	4.563	241.000	1099.563	13	420	379	5	370
AV2a	80-81	0.014	0.969	6.583	80.000	526.667	13	482	431	5	421
AV2a	86-85	0.027	0.924	11.571	318.667	3687.429	13	338	308	5	300
AV6a	115-114	0.012	0.963	4.415	32.655	144.176	13	596	534	5	523
AV6a	122-121	0.015	0.962	3.423	16.764	57.374	13	725	638	5	625
AV6a	128-127	0.015	0.962	1.823	56.000	102.088	13	633	567	5	556
AV6a	135-133	0.005	0.966	4.400	42.636	187.600	13	562	507	5	496
PERRERES											
P.0.1	293-294	0.005	0.965	2.870	12.556	36.029	13	855	724	5	710
P.0.1	304-303	0.003	0.969	2.511	23.692	59.500	13	741	644	5	632
P.0.1	310-309	0.005	0.904	1.265	17.453	22.083	13	959	804	5	789
P.4.2	25-24	0.006	0.892	0.451	45.476	20.509	13	984	819	5	804
P.9.5	156-154	0.007	0.885	0.230	50.000	11.475	13	1157	937	5	920

Tableau 4.1.2: Résultats des calibrages de températures pour une pression de 13 et 5 kbars

4.2. Les inclusions fluides

4.2.1. Introduction

Dans beaucoup de minéraux des roches (en premier lieu dans le quartz), se trouvent des inclusions fluides, témoins précieux de phases volatiles ayant été en contact avec le minéral à un moment quelconque de son histoire. Leur découverte est aussi ancienne que la pétrographie et, au 18^{ème} siècle, elles servaient de support aux théories des Neptunistes. Vers le milieu du 19^{ème} siècle, Sorby (1858) définissait les bases de leur étude en des termes ayant conservé une surprenante actualité. Mais pour des raisons historiques confuses, les bases mêmes de l'enseignement des inclusions ont disparu des programmes de minéralogie et pétrographie de la plupart des pays occidentaux vers le début du 20^{ème} siècle. Les inclusions ont été reléguées à un rang très accessoire de la métallogénie et, sans l'acharnement de quelques isolés au premier rang desquels on peut citer E. Roedder, il est probable que la science des inclusions n'intéresserait plus guère aujourd'hui que les historiens.

A notre connaissance, très peu d'études des inclusions fluides dans les rodingites ont été faites jusqu'à présent. Schandl, O'Hanley et Wicks (1990 et 1992) ont utilisé les inclusions fluides des rodingites de la mine d'asbeste de Bowman dans la chaîne archéenne d'Albitibi (Ontario, Canada) comme géothermomètre de la serpentinitisation. Ils ont fait leur étude sur des inclusions primaires au sein du diopside et ont pu déterminer que le diopside s'était formé sous des conditions de température de l'ordre de 290°C (pour une pression de 1 kbar) à partir d'un fluide à très faible salinité (0 à 4 % poids NaCl). Ces mêmes auteurs ont ensuite étudié les inclusions fluides primaires dans les clinozoïsite, grossulaire et diopside des rodingites de la serpentinite de Cassiar (*British Columbia*). Les résultats y obtenus sont une salinité de 4 à 10 %poids NaCl et une température d'homogénéisation de 276 ± 29 °C.

4.2.2. Etude pétrographique des inclusions fluides

Avant d'entamer les mesures microthermométriques, il est impératif d'étudier consciencieusement la pétrographie des inclusions fluides. Ainsi, une première étape sur lames minces simples permet de mettre en évidence le ou les minéraux renfermant des inclusions fluides adéquates pour une étude microthermométrique. Celle-ci se fera alors sur des lames polies double face d'une épaisseur de 100 à 150 μm .

Les principaux éléments à prendre en compte et à décrire lors de l'observation au microscope optique sont les suivants (Roedder, 1984):

- la position des inclusions fluides au sein du cristal hôte,
- la taille des inclusions fluides,
- la reconnaissance des phases en présence (liquide $\pm$ vapeur $\pm$ solide),
- l'estimation des proportions liquide – vapeur.

Ces observations permettent de mettre en évidence le caractère primaire ou secondaire des inclusions, de diagnostiquer la présence de minéraux fils et de constater s'il y a eu intervention de processus ayant modifié le contenu ou l'apparence initiale de l'inclusion.

Les inclusions fluides peuvent être d'origine primaire, secondaire, pseudosecondaire ou encore d'origine inconnue. Roedder (1984), dans son livre consacré aux inclusions fluides, décrit les différentes caractéristiques de ces inclusions fluides dites normales et donne toute une série de critères permettant de les reconnaître optiquement.

Les inclusions fluides primaires sont des inclusions qui se sont formées pendant la croissance du cristal hôte. Au cours de celle-ci, la surface de croissance du minéral est loin d'être parfaite. Les imperfections vont être englobées par le cristal qui continue sa croissance, laissant ainsi une vacuole hermétique au sein du cristal. Cette vacuole a piégé une petite quantité du fluide présent (Goldstein et Reynolds, 1994). Ces inclusions enregistrent donc les conditions existantes durant la période de croissance du minéral. Elles sont généralement identifiées par leurs relations avec la zonation de croissance du cristal et apparaissent souvent isolées et distribuées au hasard dans un "espace tridimensionnel".

Les inclusions fluides secondaires sont formées postérieurement à la croissance du cristal. Elles sont souvent associées à des fractures ou zones de cisaillement dans le minéral. Ces inclusions fluides, dont la taille est souvent inférieure à celle des

inclusions fluides primaires, se présentent en bandes de plusieurs individus alignés dans des zones planaires liées aux fractures. La composition du fluide piégé par ces inclusions est différente de celle du fluide à partir duquel le cristal s'est formé.

Les inclusions fluides pseudosecondaires sont en quelque sorte des inclusions fluides primaires présentant les caractéristiques des inclusions fluides secondaires. Elles se développent en effet lors de la croissance du minéral (d'où leur caractère primaire) mais sont liées à des phénomènes de cicatrisation de fractures formées pendant la croissance du cristal. Elles se présentent donc, à l'instar des inclusions fluides secondaires, alignées le long de fractures. Pour les distinguer des inclusions fluides secondaires, il faut pouvoir observer des zones de croissance dans le cristal: les inclusions fluides secondaires recoupent ces zones de croissance, alors que les inclusions fluides pseudosecondaires "s'arrêtent" brusquement aux limites des zones de croissance (Goldstein et Reynolds, 1994) (figure 4.2.1).

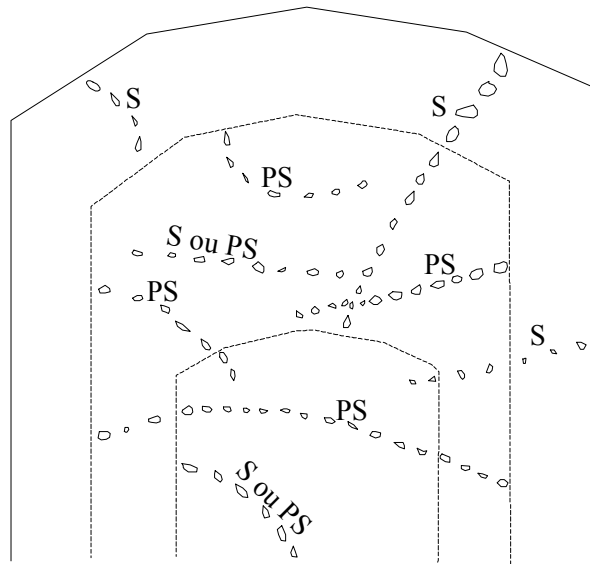


Figure 4.2.1: croquis illustrant la distinction entre les inclusions fluides secondaires (S) et pseudosecondaires (PS) (d'après Goldstein et Reynolds, 1994).

Notons encore l'existence d'inclusions solides, appelées "minéraux fils". Les minéraux fils sont des phases solides qui ont cristallisé à partir du fluide piégé dans une inclusion, lorsque ce fluide atteint la saturation pour cette phase particulière. Il ne faut pas confondre ces minéraux fils avec des phases minérales "captives", c'est-à-dire des phases solides incorporées accidentellement avec une portion de fluide. Il

existe des éléments permettant de les distinguer. Pour en savoir plus, nous renvoyons le lecteur au manuscrit de Shepherd *et al.* (1985).

Avant de commencer une étude d'inclusions fluides, il est nécessaire de s'assurer que certaines conditions soient remplies (Goldstein et Reynolds, 1994). Il faut que les inclusions se soient comportées en système chimiquement clos, que rien n'ait été ajouté ou extrait de l'inclusion après le piégeage et que le volume de l'inclusion soit resté constant. Plusieurs processus peuvent engendrer des modifications de composition, de forme et de volume. Citons par exemple les phénomènes de fuite ("*leakage*") liés à la présence des inclusions à proximité de zones de faiblesse, ainsi que les phénomènes d'étranglement ("*necking down*") affectant des inclusions de grande taille qui sous l'effet de rééquilibration vont se diviser en inclusions plus petites et plus régulières. Pour mettre en évidence de tels mécanismes, il faut procéder à une vérification d'un rapport de phases liquide/vapeur pour des inclusions d'une même génération: pour des inclusions de tailles différentes, il faut que le rapport soit constant.

Une première observation des lames minces polies simples a permis de mettre en évidence:

- qu'aucune inclusion n'a pu être étudiée dans les échantillons des rodingites des sites de La Carta, Perrères et Mont Avic, ainsi que dans l'éclogite Gio.G. En effet, soit les inclusions y sont trop petites, soit les minéraux ne sont pas suffisamment transparents pour permettre l'observation des inclusions.

- la présence d'inclusions au sein du grenat de deuxième génération d'un échantillon du site de Vara. Dans ce grenat, les inclusions ont tendance à se concentrer dans le cœur des cristaux. Elles se présentent de manière isolée ou en petits groupes de 5 à 10 individus répartis de manière aléatoire au sein du cristal. Ces observations indiquent qu'il s'agit très certainement d'inclusions fluides primaires. Leur morphologie est variable et assez irrégulière.

4.2.3. Etude microthermométrique des inclusions fluides.

4.2.3.1. Introduction

Après avoir décrit les inclusions fluides, les mesures microthermométriques proprement dites peuvent être entamées.

Les renseignements que l'on peut obtenir via la microthermométrie sont des indications concernant la composition du fluide (essentiellement la salinité du fluide, mais aussi la présence d'ions en solution, ...) et la température minimale de formation de l'inclusion. De plus, si l'on couple ces données à un géothermobaromètre indépendant, il est possible d'estimer la température et la pression de piégeage de l'inclusion.

Les données concernant la composition de la phase fluide sont obtenues via la température de début de fusion ($T_{\text{eutectique}}$) et la température de fin de fusion (l'inclusion étant préalablement gelée). La salinité du fluide peut être obtenue de manière approximative via la température de fin de fusion car plus la salinité est importante, plus la température de fin de fusion de la glace est basse.

La température de début de fusion correspond quant à elle à la température à laquelle le premier solide fond complètement et est déterminée par la nature des ions dominants de la phase fluide. Par exemple, la température eutectique pour le système NaCl-H₂O est de -21.2°C. Si du CaCl₂ est également présent, la température eutectique est plus basse et se situe aux environs de -52°C (Goldstein et Reynolds, 1994). Il est souvent difficile de déterminer avec précision la température de première fusion et la température observée constitue dès lors plutôt une indication qu'une réelle contribution à la détermination de la composition de la phase fluide.

La température minimale de formation de l'inclusion (sous-entendue primaire) et donc du minéral hôte est obtenue via la température d'homogénéisation (T_h) qui correspond à la température à laquelle l'isochore (c'est-à-dire la droite qui représente le cheminement de l'inclusion dans l'espace P-T) intersecte la courbe liquide-vapeur (L-V). Le diagramme de la figure 4.2.2 illustre le cas d'un système simple à un constituant (H₂O). Par le point A situé à une pression et température données passe une isochore caractéristique de l'inclusion formée en ce point aux conditions P1 et T1. Lors du refroidissement naturel de la roche, le fluide suit le trajet P, T défini par cette isochore. Au moment où l'isochore croise la courbe L-V, il y a démixtion au sein du fluide et une bulle de vapeur apparaît au sein du liquide. L'homogénéisation se fait donc à une température (T_h) qui dépend du volume spécifique de la phase fluide (Crawford, 1981). La température continuant à baisser, l'inclusion suit la courbe L-V, le volume occupé par la phase vapeur augmentant durant ce trajet, jusqu'à la température ambiante actuelle ($\pm 25.5^\circ\text{C}$) (Burruss, 1981).

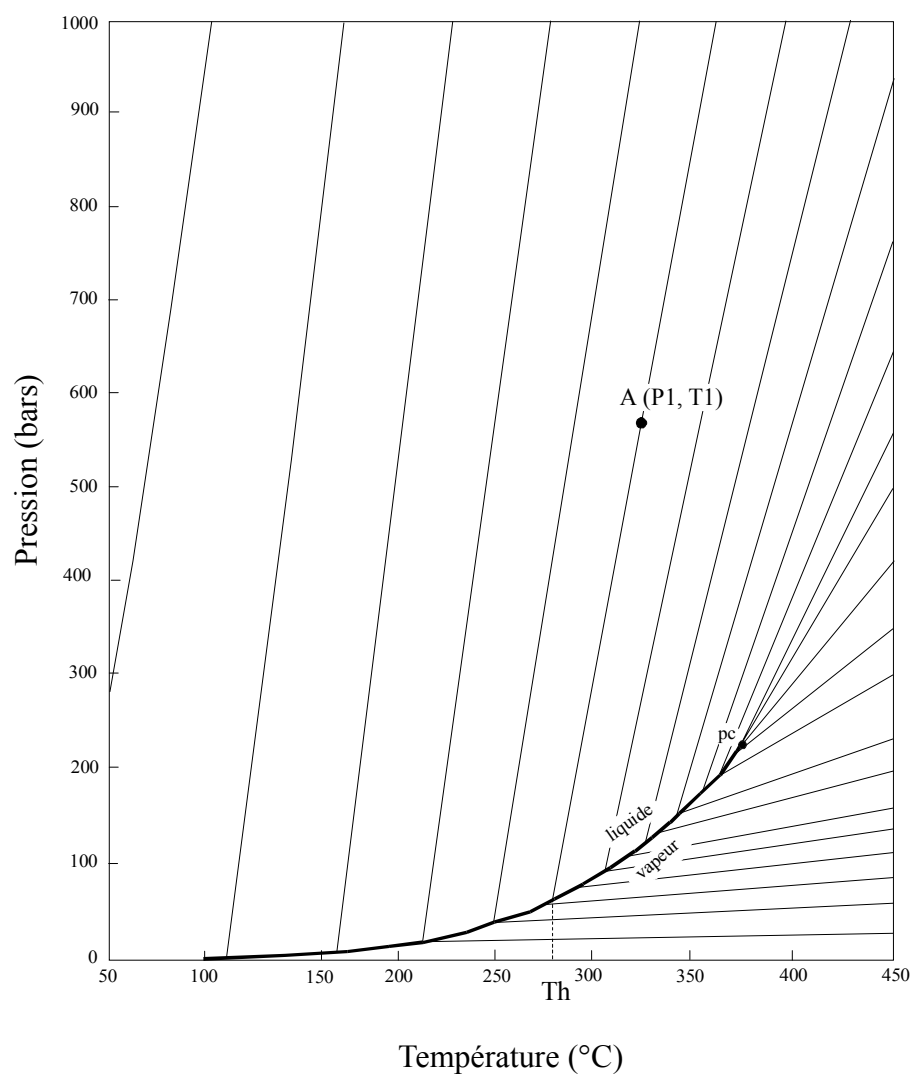


Figure 4.2.2: Représentation du diagramme de phase du système H_2O .

T_h : température d'homogénéisation de l'inclusion piégée en (P1, T1)

Pc: point critique

4.2.3.2. Résultats

Les mesures sur les inclusions fluides des grenats des rodingites de Vara ont été faites dans un intervalle de température de -120°C à 400°C sur une platine LINKAM THM 600 de la Vrije Universiteit, Amsterdam, chez le professeur J. Touret.

Les températures de début et de fin de fusion obtenues pour l'échantillon Va4a sont reprises dans le tableau ci-dessous.

T. de début de fusion (°C)	T. de fin de fusion (°C)
-22	-4
-21	-4.4
-17	-3
-20	-2
-19	-3.2
-20	-4
-17	-3.8
-22	-3.9
-22.5	-3.5
-23.3	-4.4

Tableau 4.2.1: températures de début et de fin de fusion observées dans les inclusions du grenat de l'échantillon Va4a

Les températures de début de fusion sont très proches de -21.2°C, température de l'eutectique stable du système NaCl-H₂O (figure 4.2.3). Les températures de fin de fusion se situent entre -2 et -4.4°C, ce qui correspond à de faibles salinités de l'ordre de 3.39 à 7.02 %poids NaCl (tableau 4.2.2).

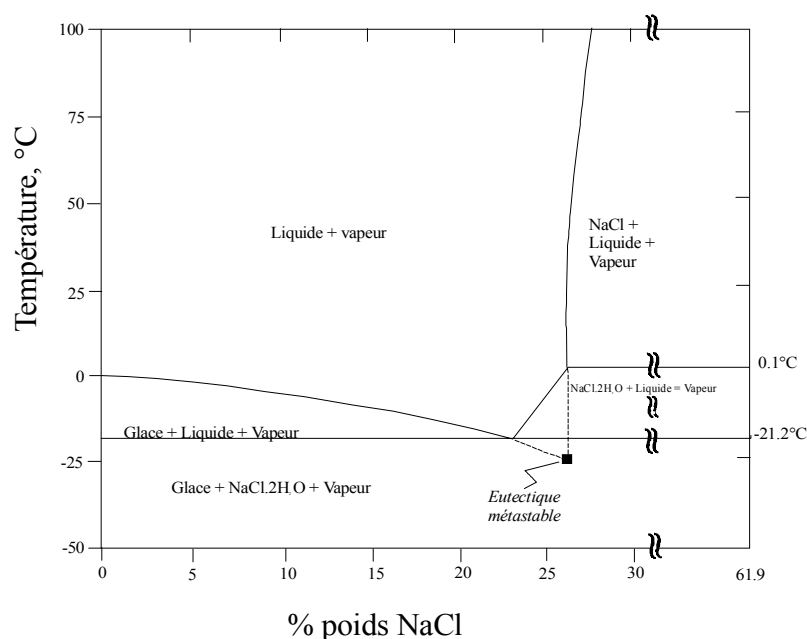


Figure 4.2.3: Diagramme T-X pour les portions de faibles salinité et température du système H_2O -NaCl, d'après Goldstein et Reynolds (1994).

FDP*	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
0.	0.00	0.18	0.35	0.53	0.71	0.88	1.05	1.23	1.40	1.57
1.	1.74	1.91	2.07	2.24	2.41	2.57	2.74	2.90	3.06	3.23
2.	3.39	3.55	3.71	3.87	4.03	4.18	4.34	4.49	4.65	4.80
3.	4.96	5.11	5.26	5.41	5.56	5.71	5.86	6.01	6.16	6.30
4.	6.45	6.59	6.74	6.88	7.02	7.17	7.31	7.45	7.59	7.73
5.	7.86	8.00	8.14	8.28	8.41	8.55	8.68	8.81	8.95	9.08
6.	9.21	9.34	9.47	9.60	9.73	9.86	9.98	10.11	10.24	10.36
7.	10.49	10.61	10.73	10.86	10.98	11.10	11.22	11.34	11.46	11.58
8.	11.70	11.81	11.93	12.05	12.16	12.28	12.39	12.51	12.62	12.73
9.	12.85	12.96	13.07	13.18	13.29	13.40	13.51	13.62	13.72	13.83
10.	13.94	14.04	14.15	14.25	14.36	14.46	14.57	14.67	14.77	14.87
11.	14.97	15.07	15.17	15.27	15.37	15.47	15.57	15.67	15.76	15.86
12.	15.96	16.05	16.15	16.24	16.34	16.43	16.53	16.62	16.71	16.80
13.	16.89	16.99	17.08	17.17	17.26	17.34	17.43	17.52	17.61	17.70
14.	17.79	17.87	17.96	18.04	18.13	18.22	18.30	18.38	18.47	18.55
15.	18.63	18.72	18.80	18.88	18.96	19.05	19.13	19.21	19.29	19.37
16.	19.45	19.53	19.60	19.68	19.76	19.84	19.92	19.99	20.07	20.15
17.	20.22	20.30	20.37	20.45	20.52	20.60	20.67	20.75	20.82	20.89
18.	20.97	21.04	21.11	21.19	21.26	21.33	21.40	21.47	21.54	21.61
19.	21.68	21.75	21.82	21.89	21.96	22.03	22.10	22.17	22.24	22.31
20.	22.38	22.44	22.51	22.58	22.65	22.71	22.78	22.85	22.91	22.98
21.	23.05	23.11	23.18							

Tableau 4.2.2: Table des salinités (%poids NaCl) (d'après Goldstein et Reynolds (1994)). (*FDP est la valeur absolue de la température de fin de fusion en °C)

En ce qui concerne les températures d'homogénéisation, nous ne disposons que de peu de résultats, ceci à cause du phénomène de "décrépitation". La décrépitation est due à un phénomène de surpression dans l'inclusion intervenant lors du trajet de celle-ci le long de l'isochore. En effet, la pression dans une inclusion peut fort varier en fonction de la composition et de la densité du fluide, ainsi que de la température (Roedder, 1984). Tant que l'inclusion suit la courbe L-V (figure 4.2.2), la pression n'augmente pas trop, mais dès que l'on se déplace le long de l'isochore, la pression s'élève. Elle s'élèvera d'autant plus que la pente de l'isochore est grande. Si la pression dans l'inclusion devient plus grande que la pression à l'extérieur de l'inclusion, le minéral hôte va finir par se fracturer pour "relâcher de la pression".

Les T_h obtenues sont les suivantes: 246°C, 236°C, 235°C, 230°C.

En remplaçant ces valeurs dans un diagramme P-T et en les couplant au cheminement P-T établi pour les roches éclogitiques du massif de Voltri par Messiga et Scambelluri (1991), on peut obtenir une grossière caractérisation du fluide. En effet, les inclusions "se forment" au moment où le cheminement P-T et l'isochore se rencontrent (Touret, communication personnelle).

Les résultats ainsi obtenus sont une pression comprise entre 2 et 3 kbar et une température de l'ordre de 360 à 400°C (figure 4.2.4.), ce qui correspond aux conditions du faciès schistes verts.

4.2.3.3. Conclusions

Le fluide caractérisé par cette étude est donc un fluide tardif. Il paraît vraisemblable que les fluides plus anciens aient disparu par décrépitation des inclusions lors des événements de subduction et de remontée (Scambelluri, 1992). Les résultats de la présente étude concordent assez bien avec ceux obtenus lors de l'étude des inclusions fluides piégées dans la vésuvianite de la rodingite de Bellecome (Val d'Aoste, Italie) par Compagnoni *et al.* (1998). Ces auteurs ont mis en évidence des températures d'homogénéisation de $285.4^\circ\text{C} \pm 17^\circ\text{C}$ et une salinité de l'ordre de 12% poids NaCl. Il s'agit également dans ce cas d'un fluide contemporain du faciès schistes verts. Vallis et Scambelluri (1996) ont montré que les fluides piégés sous des conditions de HP dans les inclusions de clinopyroxènes d'éclogites du massif de Voltri ont été recyclés en vase clos lors de la rétrogression en faciès schistes verts. Néanmoins, des zones de cisaillement qui se sont développées pendant l'exhumation des roches de haute pression ont constitué des chenaux pour des fluides externes. Ceci a eu pour conséquence la coexistence de différents régimes de fluides durant la remontée des roches éclogitiques. Ces auteurs ont également étudiés les inclusions fluides piégées dans les clinopyroxènes de

rodingites de la même région. Ils ont obtenu des valeurs de température d'homogénéisation de l'ordre de 300°C et une salinité allant de 1 à 7 %poids NaCl.

A notre connaissance, peu d'études sur les inclusions fluides contenues dans les minéraux des rodingites ont été faites jusqu'à ce jour. Comme déjà dit plus haut, Schandl *et al.* (1990, 1992) ont étudié les inclusions fluides des pyroxènes des rodingites de la *Bowman Asbestos Mine (Archean Albitibi greenstone belt, Ontario, Canada)* ainsi que celles des clinozoïsité, grossulaire et diopside de la serpentinite de Cassiar (*British Columbia*) d'âge mésozoïque. Ils ont obtenu des températures d'homogénéisation de l'ordre de 300°C. Selon ces auteurs, la rodingitisation dans l'Archéen ne semble pas différer des exemples phanérozoïques.

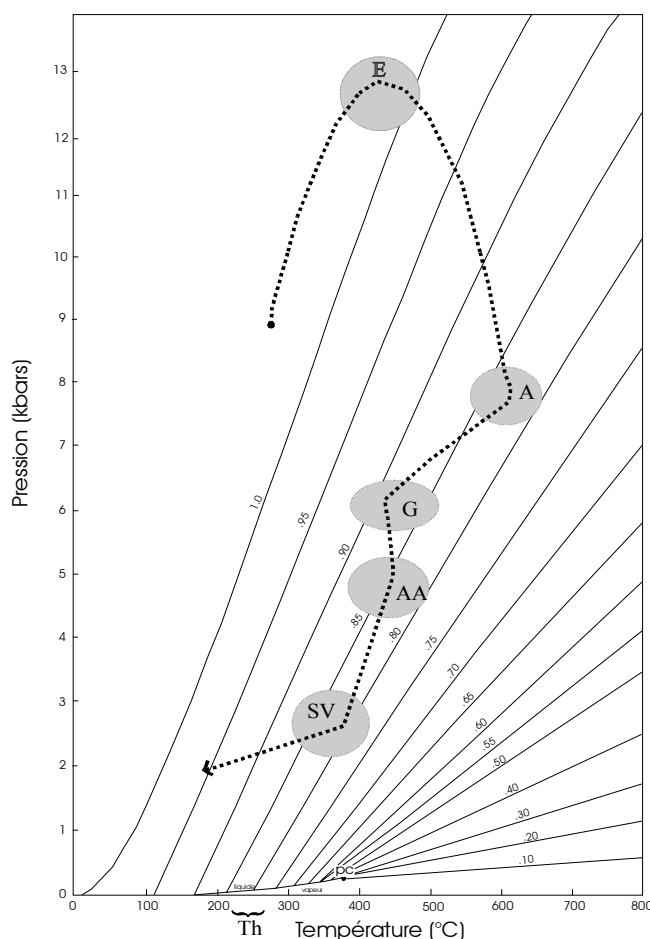


Figure 4.2.4: Diagramme P-T reprenant les résultats obtenus par l'étude des inclusions fluides et le cheminement P-T des roches éclogitiques du massif de Voltri.

E: phase éclogitique, A: phase amphibolitique, G: phase glaucophanique, AA: phase albite-amphibolite, SV: phase schistes verts.

Géochimie isotopique

5.1. Géochimie isotopique

5.1.1. Introduction

La géochimie isotopique est un outil pétrogénétique important fournissant de précieuses informations sur la région source dont est issu un magma, de même que sur les processus d'évolution magmatique.

A notre connaissance, très peu de travaux sur la géochimie isotopique du Sr des rodingites ont été mis en œuvre. Rösli (1991) a mesuré les rapports isotopiques du Sr et du Pb dans des rodingites des massifs ophiolitiques de Lanzo (Alpes occidentales, Italie) et de Bracco (Ligurie, Italie). Elle a ainsi mis en évidence:

- une signature MORB,
- que les fluides impliqués dans la rodingitisation correspondent à de l'eau océanique ayant préalablement eu un échange avec des roches magmatiques.

Comme décrit dans le chapitre concernant la pétrographie des rodingites, le clinopyroxène 1 constitue une relique magmatique. Nous avons mis en évidence que ce clinopyroxène 1 a été complètement diopsidisé. L'étude géochimique des éléments en traces et des terres rares a montré que la diopsidisation n'a pas affecté le contenu en terres rares et éléments en traces de ces cpx1. C'est pourquoi nous avons tenté de mesurer les rapports isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) sur les reliques de clinopyroxènes magmatiques des rodingites, afin d'y retrouver la trace de la région source des liquides dont sont issues les rodingites.

5.1.2. Composition isotopique du Sr et du Nd

Le Sr possède 4 isotopes naturels (^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr , ^{84}Sr), tous stables. Le Rb a quant à lui deux isotopes naturels, le ^{87}Rb radioactif et le ^{85}Rb stable. Le ^{87}Rb se désintègre par émission d'une particule β pour donner du ^{87}Sr stable. L'abondance des isotopes du Sr est donc variable et la composition isotopique précise du Sr dans une roche ou un minéral dépendra de l'âge et du rapport Rb/Sr de cette roche ou de ce minéral (Faure, 1986). Ceci se résume par l'équation suivante:

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_i + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

où

λ = la constante de désintégration du ${}^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$,

t est l'âge de la roche ou du minéral,

$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_i$ est le rapport isotopique initial au moment de la formation de la roche
ou du minéral,

$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}$ est le rapport mesuré au spectromètre de masse,

Le rapport chimique ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$ est calculé à partir des concentrations en Rb et Sr mesurées soit par dilution isotopique, soit par fluorescence-X, soit, comme dans notre cas, par laser-ICPMS.

Le Sm possède 5 isotopes naturels, tandis que le Nd a 7 isotopes stables. Le ${}^{147}\text{Sm}$ et le ${}^{146}\text{Sm}$ se désintègrent par émission d'une particule α pour donner respectivement du ${}^{143}\text{Nd}$ et du ${}^{142}\text{Nd}$ (le ${}^{146}\text{Sm}$ étant lui-même issu de la désintégration du ${}^{150}\text{Gd}$).

La désintégration du ${}^{147}\text{Sm}$ et la croissance du ${}^{143}\text{Nd}$ radiogénique est décrite par la relation

$$\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_i + \frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}} \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

où

λ = la constante de désintégration du ${}^{147}\text{Sm} = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ an}^{-1}$,

t est l'âge de la roche ou du minéral,

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ est le rapport isotopique initial au moment de la formation de la roche ou du minéral,

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est le rapport mesuré au spectromètre de masse,

Le rapport chimique $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ est calculé à partir des concentrations en Rb et Sr mesurées soit par dilution isotopique, soit par fluorescence-X, soit, comme dans notre cas, par laser-ICPMS.

Les inconnues dans l'équation (1) tout comme dans l'équation (2) sont d'une part le rapport initial et d'autre par le temps t . En ce qui concerne ce dernier, nous avons considéré le clinopyroxène 1 comme s'étant formé au niveau de la croûte océanique. Ainsi, t est égal à l'âge de la croûte océanique, c'est à dire l'âge de la nappe ophiolitique piémontaise. Celle-ci s'est formée au début du Mésozoïque (Ernst et Dal Piaz, 1978), c'est à dire dans un laps de temps compris entre 250 et 200 Ma. Pour les calculs, nous avons pris un âge approximatif de 225 Ma. Ainsi, la seule inconnue qui subsiste est le rapport initial. Une fois déterminés, ces rapports initiaux pourront nous renseigner quant à la région source des liquides à l'origine des rodingites, ce par comparaison avec des valeurs publiées dans la littérature (in Faure, 1986).

5.1.3. Préparation des échantillons et analyses

Les échantillons Per1.4 (Perrères, Valtournanche), Va4a (Vara, Massif de Voltri) et AV6 (Mont Avic) ont été choisis pour cette étude en raison de la concentration relativement élevée en clinopyroxène 1 au sein de chacun d'eux.

La séparation des clinopyroxènes 1 de ces trois échantillons s'est faite par liqueurs denses et par séparateur magnétique.

Les mesures ont été effectuées au Département des Sciences de la Terre (Laboratoire de Géochimie isotopique) à l'Université libre de Bruxelles, chez le Professeur Demaiffe. Elles ont été réalisées avec un spectromètre de masse à source solide de type FINNIGAN MAT 260 et VG SECTOR 54.

Comme décrit pétrographiquement, ces clinopyroxènes 1 sont bourrés d'inclusions et ne constituent dès lors pas une population homogène. Cela s'est avéré un

problème majeur pour l'analyse: après "*leaching*"¹, le volume de matière s'est vu réduit considérablement. Il en résulte que les concentrations du Rb, Sr, Sm et Nd n'ont pu être déterminées par dilution isotopique et que seules les compositions isotopiques en Sr et Nd ont pu être mesurées. Ces mesures au spectromètre de masse se sont avérées très difficiles, de manière telle qu'aucune valeur pour le Nd de l'échantillon de Perrères n'a pu être obtenue. Enfin, la précision analytique a été nettement moins bonne que celle obtenue généralement.

5.1.4. Résultats

Les valeurs des concentrations en Rb, Sr, Sm et Nd n'ayant pu être obtenues par dilution isotopique, nous avons utilisé les valeurs mesurées par ICPMS couplée à un dispositif laser (MRAC, Tervuren). Le Rb n'ayant pas été mesuré pour l'échantillon Va4a, nous avons utilisé une valeur obtenue par Rösli (1991). Cette valeur en Rb est très faible (0.0306 ppm), ce qui semble être une caractéristique des rodingites. En effet, lors des mesures des éléments en traces en roches totales, le Rb n'a pas pu être mesuré, étant chaque fois inférieur à la limite de détection (à l'exception des échantillons du Monte Avic). Ainsi, nous considérerons que cette faible concentration en Rb dans les rodingites influencera très peu la correction pour le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial.

Les différents résultats obtenus sont présentés dans le tableau 5.1.1.

¹ le "*leaching*" consiste en une pesée de l'échantillon, suivie de trois lavages successifs: les deux premiers lavages se font à l'HCl 2.5M et 6M respectivement; le troisième lavage se fait à l'HF (5%). Entre chaque lavage, l'échantillon est rincé. Après le dernier rinçage, l'échantillon est à nouveau pesé.

	Va4a	AV6	Per1.4
Rb (ppm)	0.0306	0.41	0.0306
Sr (ppm)	15.503	14.26	14.212
Sm (ppm)	6.826	0.638	0.258
Nd (ppm)	11.521	2.032	0.934
$\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}$	0.0057	0.0062	-
$\frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}}$	0.2684	0.1423	-
$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right) \pm 2\sigma$	0.704113 ± 11	0.704845 ± 24	0.704646 ± 26
$\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right) \pm 2\sigma$	0.513210 ± 50	0.513109 ± 30	/
$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_i$	0.704095	0.704573	0.704626
$\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_i$	0.5128	0.5129	/

Tableau 5.1.1: Données isotopiques Rb-Sr, Sm-Nd pour les échantillons de rodingites Va4a (massif de Voltri), AV6 (Mt Avic) et Per1.4 (Perrères, Valtournanche). Les abondances isotopiques nécessaires pour les calculs sont: ${}^{87}\text{Rb}$: 27.8346%; ${}^{86}\text{Sr}$: 9.87% (Faure, 1986); ${}^{147}\text{Sm}$: 11.24%; ${}^{144}\text{Nd}$: 23.79% (Henderson, 1984). Les poids moléculaires sont: Rb: 85.47; Sr: 87.62; Sm: 150.34; Nd: 144.26.

5.1.5. Discussion

Les résultats ainsi obtenus sont reportés dans un diagramme de corrélation des rapports ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) et ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) des roches basaltiques provenant des rides médio-océaniques (MORB) et de certaines îles océaniques (fig.5.1.1). Les données sont de O'Nions *et al.* (1977), Hawkesworth *et al.* (1979), Zindler *et al.* (1979), Cohen *et al.* (1980), Dosso et Murthy (1980), Jahn *et al.* (1980), White et Hofmann (1982), Cohen et O'Nions (1982) (*in* Faure, 1986).

Le point calculé pour l'échantillon Va4a (Vara, massif de Voltri), tombe sur le "*mantle array*". Les roches qui se disposent le long de cet alignement sont originaires de sources situées dans le manteau supérieur sous des bassins océaniques et ne sont probablement pas contaminées par du matériel crustal (Wilkinson, 1982). L'échantillon Va4a se trouve sur la droite de corrélation (dite *mantle array*), à l'intersection entre les zones délimitées par les roches des îles hawaïennes, des Açores et des îles Kerguelen.

En ce qui concerne l'échantillon AV6, les rapports ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i et ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i calculés ont respectivement pour valeur 0.70458 et 0.5129. La composition isotopique en Sr et Nd de cet échantillon tombe ainsi en dehors du "*mantle array*" et juste au-dessus de la zone des Azores. Cet échantillon présente un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevé. Ceci résulte probablement de l'interaction de la roche avec de l'eau de mer (pour rappel, la composition isotopique en Sr de l'eau de mer est caractérisée par un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ qui équivaut à 0.70906 ± 0.00003 (Faure, 1986)).

Ainsi, pour l'échantillon Va4a, nous pouvons dire que la roche initiale était du type "basalte des îles océaniques". D'après Faure (1986), la source magmatique sous ces bassins océaniques est "enrichie" (par rapport au réservoir chondritique) et a des rapports Rb/Sr et Sm/Nd respectivement plus élevés et plus faibles que ceux de la moyenne terrestre. Cette roche initiale n'aurait pas été contaminée par du matériel crustal et/ou de l'eau océanique. L'échantillon AV6 aurait lui aussi comme roche initiale une roche du type "basalte des îles océaniques", mais cette roche a vraisemblablement été contaminée par de l'eau océanique.

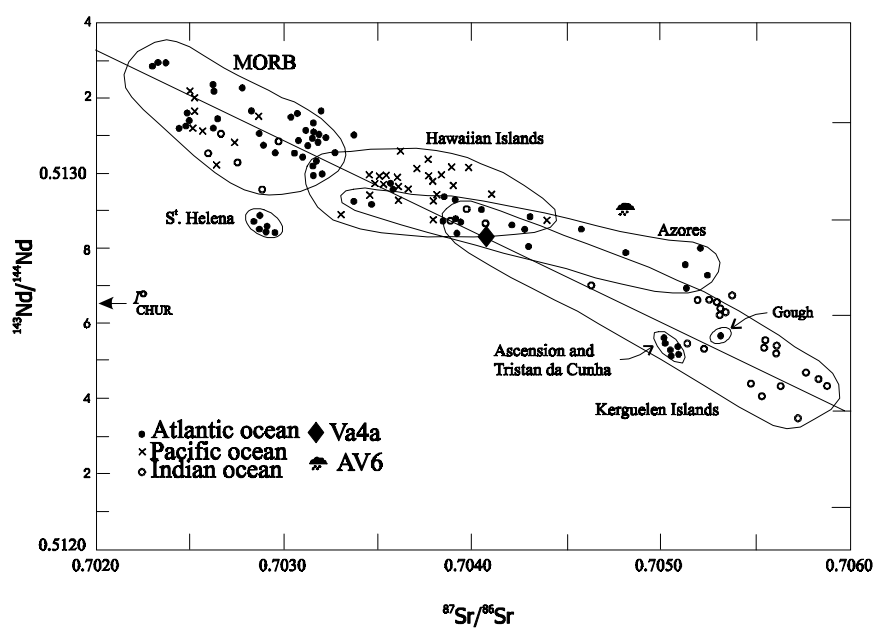


Figure 5.1.1: corrélation des rapports ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) et ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) des roches basaltiques provenant des rides médio-océaniques (MORB) et de certaines îles océaniques (d'après Faure, 1986), ainsi que de l'échantillon Va4a du massif de Voltri et de l'échantillon AV6 du Monte Avic.

Conclusions

Conclusions

L'étude des rodingites de Vara et La Carta (massif de Voltri), de Perrères (Valtournanche) et du Monte Avic dans les Alpes occidentales nous ont permis de mettre en évidence une succession paragénétique dans les filons de rodingites qui peut se résumer comme suit:

- minéraux primaires:

- le clinopyroxène 1 ou "clinopyroxène magmatique", qui n'a plus de magmatisme que la texture car d'un point de vue composition chimique, il a été transformé en diopside,
- l'apatite, uniquement dans les filons du massif de Voltri,
- les oxydes: en fonction des différents sites, leur composition varie:
 - à Vara, il s'agit essentiellement d'ilménite,
 - à La Carta, il s'agit de magnétite peu chromifère,
 - à Perrères, il s'agit de chromite
 - aucun oxyde n'a été observé dans les filons du Monte Avic.

- minéraux rodingitiques:

- le grenat: il se développe soit sous forme d'une matrice (pouvant également renfermer de la chlorite), soit en pseudomorphose du clinopyroxène 1, soit en remplacement des oxydes. D'un point de vue composition, il s'agit d'un grossulaire-andradite et/ou d'un grossulaire-almandin (à Voltri),
- le clinopyroxène 2: il se développe soit au sein de la matrice, soit en bordure et/ou dans les fractures des grains de clinopyroxène 1. Il s'agit d'un diopside pur,
- la chlorite: elle est plutôt riche en Mg (clinocllore),
- l'épidote et la vésuvianite, qui sont les deux phases les plus tardives mais jamais observées ensemble dans un même filon. Elles se développent à partir des autres phases citées ci-dessus.
- Accessoirement, on note dans le massif de Voltri des carbonates, du sphène, de l'albite et de l'amphibole.

Nous avons également pu étudier deux échantillons des zones de fractures médio-Atlantiques prélevés lors d'un forage O.D.P. par le Professeur Honnorez dans les fractures Vema et Romanche. Dans ces échantillons, les minéraux primaires sont représentés par le clinopyroxène magmatique et par l'ilménite. La composition du clinopyroxène est celle d'une augite diopsidique. Les minéraux résultant de la transformation rodingitique sont, outre le début de transformation de l'augite en diopside, la chlorite (clinochlore), la prehnite (en remplacement du plagioclase), l'amphibole (de type hornblende) et le "paragrenat" (mélange de prehnite et d'hydrogrossulaire, ainsi dénommé par Honnorez et Kirst (1975)).

Nous avons ensuite (sur base de la méthode proposée par Gresens (1969) et revue par Grant (1986)) tenté d'établir les bilans de transfert de matière qui ont eu lieu entre le protolithe des rodingites et ces dernières lors de la transformation rodingitique. Là, nous nous sommes d'emblée heurtée à un problème majeur qui est la détermination de ce protolithe. En effet, dans les filons de rodingites étudiés, toute trace du protolithe a disparu... Nous avons essayé de contourner cette difficulté en nous rabattant sur d'hypothétiques protolithes afin de pouvoir dégager qualitativement les grandes tendances d'échange de matière durant le processus. Ainsi, nous pouvons suggérer globalement que les concentrations en Fe, Al et Ti restent immobiles durant la transformation, tandis que celles en Ca et Mg augmentent et que celles en Si, Na et K diminuent, les alcalis étant même complètement lessivés. En ce qui concerne les éléments en trace, aucune grande tendance n'a pu être dégagée.

L'étude des terres rares et éléments en traces dans les roches totales et dans les grenats, clinopyroxènes et épidotes des rodingites nous a permis d'établir un modèle séquentiel en trois phases: la première phase est représentée par le clinopyroxène 1 qui semble bien avoir gardé une signature magmatique en ce qui concerne les terres rares; la deuxième phase est caractérisée par l'apparition du grenat et du clinopyroxène 2, ces minéraux étant en équilibre; la troisième phase est marquée par l'apparition de l'épidote qui se développe directement à partir du grenat semble-t-il. En comparant les analyses en roches totales des terres rares dans les rodingites avec celles effectuées dans des roches gabbroïques "fraîches" échantillonnées dans la zone fracture de Kane (ride médio-Atlantique, 23.5 °N, 45°W) (Barling, Hertogen et Weis, 1997), nous pouvons suggérer que le protolithe des rodingites de Perrères et du Monte Avic était des roches du type cumulats troctolitiques et gabbros *sensu stricto*, c'est-à-dire des roches fort évoluées (ou altérées) par rapport à un liquide initial de type MORB. Le protolithe des rodingites du Massif de Voltri était quant à lui un gabbro riche en oxydes, c'est-à-dire une roche très différenciée par rapport à un liquide initial de type MORB.

Lors de l'ébauche de ce travail, deux hypothèses ont été émises concernant l'origine des rodingites: la première, qui est celle admise depuis de nombreuses années, est qu'il y ait eu une première transformation rodingitique de filons gabbroïques au niveau de la croûte océanique, dans un contexte métamorphique de faibles P et T. Cette première phase de rodingitisation serait liée à une phase de serpentinitisation de la péridotite encaissante (métasomatose d'infiltration avec apport de Ca et pertes en Si, K et Na). Ensuite, la péridotite serpentinisée, les filons rodingitiques ainsi que des gabbros non transformés seraient passés, lors des événements obductifs, en faciès métamorphique de haute pression – basse température, ce qui provoquerait l'éclogitisation des gabbros et une transformation éventuelle de la texture des rodingites en une texture coronitique (qui peut être une texture typique de roches de haute pression). Selon Yardley (1989), ce type de texture est typique d'une métasomatose de diffusion.

La deuxième hypothèse est qu'il y ait eu transformation rodingitique d'éclogites lors du métamorphisme régressif. Ces rodingites ainsi formées conserveraient la texture coronitique de leur protolithe.

Nous avons pu mettre en évidence que le clinopyroxène magmatique relique que l'on trouve encore dans les rodingites a été, au niveau des éléments majeurs, complètement diopsidisé. Par contre, au niveau des terres rares et éléments en traces, la transformation de ce clinopyroxène magmatique relique a été faite de manière isochimique. Ainsi, en étudiant les terres rares et éléments en traces des clinopyroxènes, nous avons pu montrer que l'hypothèse II nous apparaît la moins plausible: en effet, les clinopyroxènes magmatiques reliques n'ont pas la même signature géochimique que les clinopyroxènes de l'éclogite étudiée (échantillon Gio.G, massif de Voltri). De même, si le clinopyroxène magmatique relique avait été une omphacite en équilibre avec un almandin dans l'éclogite, son profil serait caractéristique d'un pyroxène en équilibre avec un grenat, c'est-à-dire enrichi en terres rares légères et appauvri en terres rares lourdes. Or, ce n'est pas le cas.

De par leur environnement, nous pouvons dire que les rodingites étudiées sont des roches qui sont passées par un stade de métamorphisme de HP-BT rétro-morphosé au faciès schistes verts. Outre le clinopyroxène 1, les oxydes et l'éventuelle apatite, tous les minéraux observés sont des minéraux formés sous faciès schistes verts. Nous avons montré que la transformation du clinopyroxène 1 en diopside était antérieure à l'apparition du grenat dans la rodingite, c'est-à-dire antérieure au faciès schistes verts. Quand a-t-elle eu lieu exactement, est une question sans réponse. Cette transformation en diopside peut avoir éventuellement été amorcée dans un stade précoce de la rodingitisation car les échantillons des zones fractures médio-Atlantique montrent déjà la présence d'une augite diopsidique. Nous n'excluons pas le fait que cette transformation en diopside se soit faite par à-coups et même

terminée lors du faciès schistes verts. Malheureusement, ceci reste à l'état d'hypothèse car nous ne possédons pas les données nous permettant une telle affirmation.

L'étude des inclusions fluides dans les grenats a montré que celui-ci s'était formé dans des conditions de P-T de l'ordre de 2 à 3 kbars et de 360 à 400°C, ce qui correspond aux conditions du faciès schistes verts. Le grenat et le clinopyroxène 2 étant en équilibre, ainsi que nous l'avons montré par l'étude des terres rares et éléments en traces dans les minéraux, nous en déduisons que le clinopyroxène 2 est également un minéral du faciès schistes verts. L'épidote et la vésuvianite étant les phases les plus tardives, elles se sont formées dans un stade final du faciès schistes verts.

Quant à la chlorite, ses relations avec les autres minéraux montre qu'elle est également contemporaine du faciès schistes verts. Sa disposition en bordure des filons constitue *in fine* la seule zonation métasomatique observable dans les rodingites. Elle marque la frontière entre une roche exclusivement magnésienne qu'est la serpentinite et une roche calco-alumineuse qu'est la rodingite. Il nous paraît donc plausible qu'il y ait eu un processus de diffusion entre ces deux roches: un gradient de potentiel chimique entre le Mg et l'Al peut être à l'origine de l'apparition de la couronne chloritique. En effet, le Mg diffuse vers la rodingite et l'Al vers la serpentinite. Au moment où leurs gradients s'annulent, ils précipitent ensemble et forment ainsi la chlorite au contact entre les deux roches.

Ainsi donc, les rodingites sont des gabbros transformés par métasomatose calcique. Bien qu'elle n'ait jamais été réellement vérifiée, l'hypothèse sur l'origine du calcium qui proviendrait de la serpentinitisation de la péridotite encaissante et surtout de son pyroxène est acceptée. A l'instar de la serpentinitisation (Dal Piaz *et al.*, 1980), nous pensons que la rodingitisation s'est probablement faite par phases successives, la dernière ayant eu lieu en faciès schistes verts.

Au terme de ce travail, une question essentielle reste en suspens: quelles ont été les différentes phases minéralogiques des rodingites entre la phase de rodingitisation au niveau océanique et celle en faciès schistes verts?

Bibliographie

Bibliographie

- André, L., Ashcepkov, I.V., 1996. Acid leaching experiments on the mantle-derived vitim clinopyroxenes: implications for the role of clinopyroxenes in the mantle processes. in D. Demaiffe (Ed.). *Petrology and geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crust. A volume dedicated to Professor Jean Michot*, ULB, MRAC, 321-336.
- Aumento, F. & Loubat, H., 1971. The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. XVI Serpentinized ultramafic intrusions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 631-663.
- Baldelli, C., Dal Piaz, G.V., Lombardo, B., 1985. Ophiolite eclogites from Verres, Val d'Aosta, Western Alps, Italy, *chemical geology*, 50, 87-98.
- Barling, J., Hertogen, J. & Weis, D., 1997. Whole-rock geochemistry and Sr-, Nd-, and Pb-isotopic characteristics of undeformed, deformed and recrystallized gabbros from sites 921, 922 and 923 in the Mark area. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 153, 351-362.
- Best, M.G., 1982. *Igneous and metamorphic petrology*. W.H. Freeman and Company, New York, 630 pp.
- Bezzi, A., Piccardo, G.B., 1969. Studi petrografici sulle formazioni ofiolitiche dell'Appennino Ligure. Nota XII: le rodingiti di Carro (La Spezia). *Boll. Soc. Geol. It.*, 88, 645-687.
- Bilgrami S.A., Howie R.A., 1960, The mineralogy and petrology of a rodingite dike, Hindubagh, Pakistan. *American Mineralogist*, 45, 791-801.
- Burruss, R.C., 1981. Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusions. in Short course in fluid inclusions: application to petrology, *Mineralogical Association*, 39-74.
- Capredi, S., Garuti, G., Rossi, A., 1978. Rodingites from Pindos. Constraints on the "rodingite problem". *N. Jb. Miner. Abh.*, 132, 242-263.
- Coleman, R.G., 1967. Reaction zones and Alpine Ultramafic Rocks of California, Oregon and Washington, *U.S. Geological Survey Bull.*, 1247, 1-49.
- Compagnoni, R., Sandrone, R., 1978. L'età della rodingitizzazione in rapporto agli eventi metamorfici alpini: evidenze petrografiche in filoni di metagabbri rodingitici inclusi in serpentiniti dell'alta Val Pellice. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petr.*, 34, 642-643.

- Crawford, M.L., 1981, Aqueous fluid. in Short course in fluid inclusions: application to petrology. *Mineralogical association of Canada*, 75-100.
- Dal Piaz, G.V., 1967. Le "grenatiti" (rodingiti l.s.) nelle serpentine delle Alpi occidentali italiane. *Mem. della Soc. Geol. It.*, VI, 267-313.
- Dal Piaz, G.V., 1969. Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentine e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane. *Rendiconti della Soc. It. di Mineral. e Petrol.*, XXV, 263-315.
- Dal Piaz, G.V., 1974. Le Métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-pennique (1ère partie). *Boll. Soc. Geol. It.*, 93, 437-468.
- Dal Piaz, G.V., 1974. Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-pennique (2eme partie). *Bull. suisse de Minéralogie et Pétrographie*, 54, 2/3, 400-424.
- Dal Piaz, G.V., Ernst, W.G., 1978. Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil-St Jacques area, Italian Western Alps. *Tectonophysics*, 51, 99-126.
- Dal Piaz, G.V., Di Battistini, G., Gosso, G., Venturelli, G., 1980. Rodingitic gabbro dykes and rodingitic reaction zones in the upper Valtournanche-Breuil area, Piemonte ophiolite nappe, Italian Western Alps. *Arch. Sc. Genève*, 33, 161-179.
- Dal Piaz, G.V., 1999. The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys. *Mem. Sci. Geol. Padova*, vol 51/1, 155-176.
- Dal Piaz, G.V., Cortiana, G., Del Moro, A., Martin, S., Pennacchioni, G., Tartarotti, P., 2001. Tertiary ages and paleostructural inferences of the eclogitic imprint in the Austroalpine outliers and Zermatt-Saas ophiolite, Western Alps. *International Journal of Earth Sciences*, © Springer-Verlag, DOI 10.1007 / s005310000177.
- De, A., 1972. Petrology of dikes emplaced in the ultramafic rocks of Southeastern Quebec and origin of the rodingite. *Geol. Soc. Amer.*, Memoir 132, 489-501.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1962. *Rock Forming Minerals*, vol. 3 Sheet silicates, Longman, London, 266 pp.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992, *Rock Forming Minerals*, Longman, London, 696 pp.
- De Korte K., 2000, Study of microdiamonds from UHP metamorphic rocks of the Kokchetav Massif (Northern Kazakhstan): characterization and genesis. Univ. Gent, unpublished thesis.

- Droop, G.T., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Dubinska, E., 1995. Rodingites of the Eastern part of the Jordanow-Gogolow serpentinite massif, Lower Silesia, Poland. *Canadian Mineralogist*, 33, 585-608.
- Ellis, D.J., Green, D.H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 13-22.
- Ernst W.G., 1981, Petrogenesis of eclogites and peridotites from the Western and Ligurian Alps. *American Mineralogist*, 66, 443-472.
- Ernst, W.G., Dal Piaz, G.V., 1978. Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil-St. Jacques area, Italian Western Alps. *American Mineralogist*, 63, 621-640.
- Ernst, W.G., Rambaldi, E., Piccardo, G.B., 1983. Trace element geochemistry of iron + titanium-rich eclogitic rocks, Gruppo di Voltri, Western Liguria. *Journal of Geology*, 91, 413-425.
- Evans, B.W., Trommsdorff, V., Richter, W., 1979. Petrology of an eclogite-metarodingite suite at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland. *American Mineralogist*, 64, 15-31.
- Faure, G., 1986. Principles of isotope geology. Wiley & Sons, New York, 589 pp.
- Fabries, J., 1984. Utilisation des échanges Fe-Mg en géothermométrie. Application aux roches mafiques et ultramafiques. in Thermométrie et barométrie géologiques, *Société française de minéralogie et cristallographie*, 203-233.
- Franchi, S., 1895. Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotidi e diabasi nelle Alpi Occidentali. *Boll. R. Comit. Geol. ital.*, 26, 181-204.
- Frey, F.A., Haskin, M.A., Poetz, J.A. & Haskin, L.A., 1968. Rare earth abundances in some basic rocks. *Journal of geophysical research*, 73, n°18, 6085-6098.
- Galli, M., Bezzi, A., 1969. Studi petrografici sulla formazione ofiolitica dell'Appennino Ligure. Nota XI: le rodingiti di Bargonasco e di Bargone. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petr.*, 25, 375-397.
- Ganguly, J., 1979. Garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1021-1029.
- Goldstein, R.H. & Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short course* 31, 199 pp.

- Gosso, G., Messiga, 1977. Gruppo ofiolite, escursione as alcuni giacimenti a Cu-Fe e Mn della falda piemontese, Alpi Occidentali: 10-13 ottobre 1977. *Ofioliti*, 2, 241-264.
- Grange L.J., 1927, On the rodingite of Nelson. *New Zealand inst. Transactions*, 58, 160-166
- Grant, J.A., 1986. The Isocon Diagram. A Simple Solution to Gresen's Equation for Metasomatic Alteration. *Econ. Geol.*, 81, 1976-1982.
- Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chem. Geol.*, 2, 47-55.
- Hall, A., Ahmed, Z., 1984. Rare earth contents and origin of rodingites. *Chem der Erde*, 43, 45-56.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineral. Magazine*, 30, 277.
- Honnorez, J.& Kirst P., 1975. Petrology of rodingites from the equatorial mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic signifiante. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 49, 233-257.
- Hoogerduijn Strating, E.H., Piccardo, G.B., Rampone, E., Scambelluri, M.& Vissers, R., 1990. The structure and petrology of the Erro-Tobbio peridotite, Voltri massif, Ligurian Alps. Guidebook for a two-day-excursion with emphasis on processes in the upper mantle. *Ofioliti*, 15 (1), 119-184.
- Hunziker, J.C., 1974. Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 31, 1-55.
- Jaffé, F.C., 1955. Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.*, 35, 1-150.
- James, R.H., Elderfield, H., 1996. Chemistry of ore-forming fluids and mineral formation rates in an active hydrothermal sulfide deposit on the mid-Atlantic Ridge. *Geology*, 24, 1147-1150.
- Laduron, D., 1974?. L'antiforme de Vanzone. Etude pétrologique et structurale dans la valle Anzasca (Province de Novara, Italie). *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, tome XXVIII, 121 pp.
- Laird, J. & Albee, A.L., 1981. High-Pressure Metamorphism in mafic schist from Northern Vermont, *Am. Journal of Science*, 281, 97-126.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Can. Min.*, 16, 501-520.

- Leake, B.E., *et al*, 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new mineral and mineral names. *Mineralogical Magazine*, 61, 295-321.
- Liou, J.G., Zhang, R., Ernst, W.G., Liu, J., Mc Limans, R., 1998. Mineral parageneses in the Piampaludo eclogitic body, Gruppo di Voltri, Western Ligurian Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 78, 317-335.
- Marshall, P., 1911. The geology of the Dun Mountain subdivision, Nelson. *Bull. New Zealand geol. Survey*, 12, 31-35.
- Martin, S., Tartarotti, P., Dal Piaz, G.V., 1994. The Mesozoic ophiolites of the Alps: a review. *Boll. di Geofisica teorica ed applicata*, XXXVI (141-144), 175-220.
- Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., *et al*, 1992. Trace element distribution between clinopyroxene and garnet in gabbroic rocks of the deep crust: an ion microprobe study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 2371-2385.
- Messiga, B., Piccardo, G.B., Ernst, W.G., 1983. High pressure eo-alpin parageneses developed in Mg-metagabbros, Gruppo di Voltri, Western Liguria, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 1-15.
- Messiga, B., Scambelluri, M., 1988. Comparison between two types of coronitic eclogites from the Western Alps: implications for a pre-eclogitic evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68, 225-235.
- Messiga, B., Scambelluri, M., 1991. Retrograde P-T-t path for the Voltri Massif eclogites (Ligurian Alps, Italy): some tectonic implications. *J. metamorphic Geol.*, 9, 93-109.
- Miles, K.R., 1950. Garnatized Gabbros from the Eulaminna District, Mt. Margaret Goldfield. *Bull. geol. Surv. Western Australia*, 103, 108-130.
- Mottana, A., Bocchio, R., 1975. Superferic eclogites of the Voltri Group (Penninic Belt, Apennines). *Contrib Mineral. Petrol.*, 49, 201-210.
- Nicolas, A., 1989. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. *Petrology and Structural Geology*, vol. 4, Kluwer academic publishers, Dordrecht, Boston, London, 367 pp.
- O'Hanley, D.S., Schandl, E.S., Wicks, F.J., 1992. The origin of rodingites from Cassiar, British Columbia, and their use to estimate T and P(H₂O) during serpentinization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 97-108.
- O'Hanley, D.S., 1996. *Serpentinities*. Oxford University Press, New York, Oxford, 277 pp.

- Papike, J.J., Cameron, K.L. & Baldwin, K., 1974, Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geological Survey of America*, Abstracts with programs, 6, 1053-1054.
- Philpotts, A.R., 1989. Petrography of igneous and metamorphic rocks. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, USA, 178 pp.
- Philpotts, A.R., 1990. Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, USA, 498 pp.
- Pipino, G., 1981. Granatiti e rodingiti. *Riv. Mineral. ital.*, 5 (4).
- Reinecke, T., 1991. Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps. *Eur. J. Mineral.*, 3, 7-17.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Rev. Mineral.*, 12, Mineral. Soc. Amer., 644 pp.
- Rollinson, H., 1994. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London, 352pp.
- Rösli, U., 1988. Geochemische und mineralogische Untersuchungen an Metarodingiten., Eidgenössischen technischen Hochschule Zürich, unpublished thesis.
- Rösli, U., Hoernes, S., Köppel, V., 1991. Isotope data of metarodingites and associated rocks from the Lanzo and the Bracco ophiolitic massifs: indications on the evolution of the Alpino-type ultramafic-mafic complex. *Schweiz. mineral. petrogr. mitt.*, 71, 125-141.
- Scambelluri M., 1992, Retrograde fluid inclusions in eclogitic metagabbros from the Ligurian Western Alps, *Eur. J. Mineral.*, 4, 1097-1112
- Scambelluri, M., Rampone, E., 1999. Mg-metasomatism of oceanic gabbros and its control on Ti-clinohumite formation during eclogitization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135, 1-17.
- Sheperd, T., Rankin, A.H. & Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Chapman and Hall, New York, USA, 293 pp.
- Schandl, E., O'Hanley, D.S. and Wicks, F.J., 1989. Rodingites in serpentized ultramafic rocks of the Albiti Greenstone Belt, Ontario. *Canadian Mineralogist*, 27, 579-591.
- Schandl, E.S., O'Hanley, D.S., Wicks, F.J., 1990. Fluid inclusions in rodingite: a geothermometer for serpentinization. *Economic geology*, 85, 1273-1276.

- Sun, S; McDonnough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*, 42, 313-345.
- Tartarotti, P. & Martin, S., 1991. Ultramafic rocks in the Mount Avic eclogitic ophiolites, Italian Western Alps. *Terra abs.*, 3, 7/45.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution, Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Trommsdorff, V. & Evans, B., 1980. High grade rodingites from the Central Alps: metamorphism and geochemistry. *Arch. des Sciences de Genève*, 33, 181-184.
- Trommsdorff, V., Evans, B., Richter, W., 1975. Eklogit/Rodingit-Übergänge in Ultramafititen der Cima-Lunga Serie, *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 55, 572-574.
- Turner, F., Verhoogen, J., 1960. Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw-Hill Book Company, Inc., New-York, 694 pp.
- Vallis, F., Scambelluri, M., 1996. Redistribution of high-pressure fluids during retrograde metamorphism of eclogitic-facies rocks (Voltri Massif, Italian Western Alps). *Lithos*, 39, 81-92.
- Vannay, J.-Cl., Allemann, R., 1990. La zone piémontaise dans le Haut-Valtournanche (Val d'Aoste, Italie). *Eclogae geol. Helv.*, 83/1, 21-39.
- Venturini, G., 1995. Geology, geochemistry and geochronology of the inner central Sesia Zone (Western Alps – Italy). *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, n° 25.
- Vuagnat M., 1967. Quelques réflexions sur les ophistérîtes et les rodingites. *Rend. Soc. Ital. Miner.Petro*, 23, 471-482.
- Weinschenk, E., 1894. Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Gross-Venedigerstockes. I. Über die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentinegesteine. Genetischer Zusammenhang derselben mit den sie begleitenden Minerallagerstätten. *Abhandl. Bayer. Akad. Wiss.*, 18, 651-713.
- Wilkinson, J.F.G., 1982. The genesis of Mid-Ocean Ridge Basalts. *Earth Science Reviews*, 18, 1-57.
- Yardley, B.W., 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman, 248 pp.