

Università di Genova

Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali

Corso di Laurea Magistrale in Scienze Geologiche

Anno Accademico: 2024/2025



**Università
di Genova**

**Evoluzione mineralogica e metamorfica delle peridotiti
serpentinizzate affioranti presso la località di Acquasanta (GE)**

Mineralogical and metamorphic evolution of serpentinized
peridotites outcropping in the Acquasanta area (Genoa, Italy)

Candidato: Tomassoni Francesco

Relatori: Prof. Scambelluri Marco

Prof. Marescotti Pietro

Dott. Locatelli Michele

SOMMARIO

CAPITOLO 1	4
<i>Introduzione e Scopo del Lavoro</i>	4
1.1 La serpentinizzazione delle peridotiti di mantello, caratteristiche generali	4
1.1.1 Processo di Serpentinizzazione	4
1.1.2 Mineralogia del serpentino e Stabilità delle fasi	5
1.1.3 Ambienti di serpentinizzazione	8
1.1.4 Serpentinizzazione: reazioni di idratazione	16
1.1.5 Tessiture principali	18
1.1.6 Implicazioni fisiche della serpentinizzazione	20
1.1 Scopo del lavoro	23
CAPITOLO 2	25
<i>Metodologie d'indagine e Tecniche Analitiche</i>	25
2.1 Spettroscopia Raman	25
2.2 Analisi microstrutturale e composizionale dei minerali: microscopio elettronico a scansione (SEM) e microscopio elettronico a scansione a emissione di campo (FE-SEM)..	28
CAPITOLO 3	30
<i>Inquadramento geologico</i>	30
3.1 Le Alpi Occidentali nel contesto della Catena Alpina.....	30
3.2 Le Ofioliti Liguri: Massiccio di Voltri.....	37
Condizioni Pressione Temperatura del metamorfismo.....	39
3.3 Area di studio: il settore dell'Unità di Acquasanta	41
CAPITOLO 4	45
<i>Risultati</i>	45
4.1 Area di studio.....	45
4.2 Petrografia e Microstrutture.....	47
4.3 Petrografia delle inclusioni fluide	75
CAPITOLO 5	78
<i>Analisi composizionale dei minerali (SEM-EDS, FEG-SEM) e Inclusioni fluide</i>	78
5.1 Minerali: Spettroscopia Raman e composizione elementi maggiori	78
5.2 Spettroscopia Raman delle inclusioni fluide.....	99
CAPITOLO 6	101
<i>Discussioni e Conclusione</i>	101
6.1 Evoluzione e paragenesi di mantello	102
6.2 Evoluzione metamorfica	106

6.3 Caratterizzazione dei fluidi	111
6.4 Conclusione	112
<i>BIBLIOGRAFIA</i>	114
<i>RINGRAZIAMENTI</i>	123
<i>APPENDICE</i>	124

CAPITOLO 1

Introduzione e Scopo del Lavoro

1.1 La serpentinizzazione delle peridotiti di mantello, caratteristiche generali

1.1.1 Processo di Serpentinizzazione

La serpentinizzazione è il processo di idratazione e trasformazione metasomatica delle peridotiti di mantello, fondamentale per l'evoluzione della litosfera, che coinvolge principalmente rocce come lherzoliti, harzburgiti e/o duniti. Questo processo comporta la formazione di minerali idrati del gruppo del serpentino (lizardite, crisotilo, antigorite) insieme a brucite, magnetite, clorite e altri fillosilicati. Il processo non determina solo una variazione mineralogica, ma agisce come un sistema complesso che modifica pervasivamente le proprietà fisiche delle rocce coinvolte. Infatti, in primo luogo si ha una variazione della densità e della reologia delle rocce interessate, dato che le nuove associazioni mineralogiche consistono in fasi idrate, sensibilmente meno dense e rigide rispetto ai precursori anidri. La presenza di acqua, sia incorporata strutturalmente sia libera, influenza inoltre la risposta meccanica e sismica del nuovo sistema (Evans 2004; Evans et al., 2013; Dechamps et al., 2013). Oltre alle variazioni fisiche, la serpentinizzazione esercita un controllo primario sulla geochimica globale e sul bilancio redox della litosfera, influenzando profondamente lo stato di ossidazione locale e la mobilizzazione degli elementi volatili. Le serpentiniti rappresentano inoltre serbatoi naturali che giocano un ruolo fondamentale nel ciclo dell'acqua terrestre (Rupke et al., 2004; Scambelluri e Tonarini, 2012; Schrenk e Brazelton, 2013; Evans et al., 2013; Cannaò, 2015; Scambelluri, 2019).

1.1.2 Mineralogia del serpentino e Stabilità delle fasi

I minerali del gruppo del serpentino $[\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4]$ appartengono alla sottoclasse dei fillosilicati. La loro struttura è composta dalla sovrapposizione di due strati strutturali distinti: uno strato tetraedrico (T) in cui lo ione coordinante è il Si^{4+} uno strato ottaedrico (O) in cui lo ione coordinante è principalmente il Mg^{2+} (Wicks, F. J., & Whittaker, E. J. W. 1975; Mellini, 1982; Evans et al, 2013). Questa struttura può ospitare diverse sostituzioni isomorfe in entrambi i poliedri di coordinazione: il Si^{4+} nel sito tetraedrico può essere parzialmente sostituito da Al^{3+} e Fe^{3+} , mentre il sito ottaedrico può accogliere, oltre al Mg, il Fe^{2+} e altri ioni metallici in traccia come Cr^{3+} , Ni^{2+} e Mn^{2+} . I minerali del serpentino sono rappresentati da tre polimorfi principali: lizardite, antigorite e crisotilo (Figura 1.1). I tre polimorfi sono dovuti alle diverse modalità con cui sono risolte le discrepanze dimensionali fra lo strato ottaedrico e quello tetraedrico (Wicks, F. J., & Whittaker, E. J. W. 1975; Mellini, 1982). La lizardite presenta i fogli TO disposti planarmente come la maggior parte dei fillosilicati e il *misfit* dimensionale è compensato da vicarianze di ioni sia nel sito ottaedrico sia in quello tetraedrico. Nel crisotilo si verifica la curvatura degli strati TO che si avvolgono su sé stessa a formare una spirale; questo incurvamento è responsabile della struttura fibrosa (asbestiforme) del crisotilo. L'antigorite forma una struttura corrugata a seguito dell'inversione di polarità (*reversal*) dei "pacchetti" strutturali TO (Brindley, G. W. & Zussman, J., 1956; Wicks, F. J., & Whittaker, E. J. W. 1975).

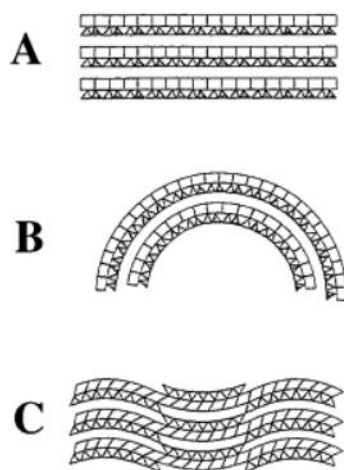


Figura 1.1: Polimorfi del serpentino A) lizardite, B) crisotilo, C) antigorite. Struttura cristallina (Mével, 2003).

I tre polimorfi del gruppo del serpentino sono stabili in diverse condizioni di pressione e temperatura. Lizardite e crisotilo rappresentano le fasi stabili a basse temperature fino a circa 300 °C (Figura 1.2; Evans et al, 2013; Schwartz et al., 2013); oltre questa soglia, la transizione verso l'antigorite segna l'ingresso della roccia in un regime metamorfico di grado superiore. Come dimostrato da molteplici lavori (Ulmer e Trommsdorff, 1995; Scambelluri et al., 1995; Rüpke et al., 2004; Evans et al., 2013), l'antigorite mostra un ampio campo di stabilità potendo persistere, in presenza di gradienti molto freddi, fino a temperature di 500-600°C e profondità di circa 200 km (Ulmer e Trommsdorff, 1995). Questo permette alle serpentiniti di trasportare acqua strutturale fino a profondità elevate all'interno del mantello.

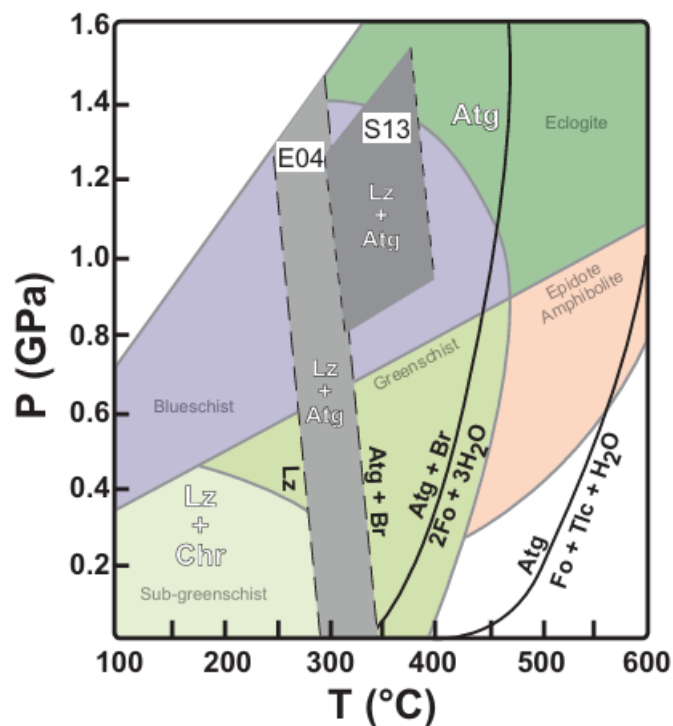
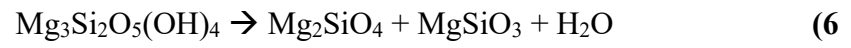


Figura 1.2: Diagramma di stabilità delle fasi dei minerali del serpentino. E04 (Evans, 2004) e S13 (Schwartz et al., 2013) indicano la coesistenza di lizardite e antigorite (Lz + Atg). Lz, lizardite; Chr, crisotilo; Atg, antigorite; Fo, forsterite; Br, brucite; Tlc, talco (Cannaò, 2015).

Il superamento della curva di stabilità dell'antigorite innesca la reazione di disidratazione (6; Ulmer e Trommsdorff, 1995) che produce associazioni anidre (olivina + enstatite) liberando acqua.



antigorite = olivina + enstatite + acqua

1.1.3 Ambienti di serpentinizzazione

La serpentinizzazione avviene in molteplici contesti geodinamici (fig. 1.3), caratterizzati da differenti condizioni di pressione e temperatura, velocità di interazione fluido-roccia e tipologie di fluidi che inducono il processo. La reazione è stata ampiamente documentata in vari ambienti tettonici, tra cui: le dorsali oceaniche, le faglie trasformi, le zone di *outer-rise* e le zone di subduzione (sia all'interno del cuneo di mantello che nella placca subducente) e nei complessi ofiolitici in contesti orogenici continentali (Hattori e Guillot, 2007; Scambelluri e Tonarini, 2012; Deschamps et al., 2013; Schrenk e Brazelton, 2013; Cannà, 2015).

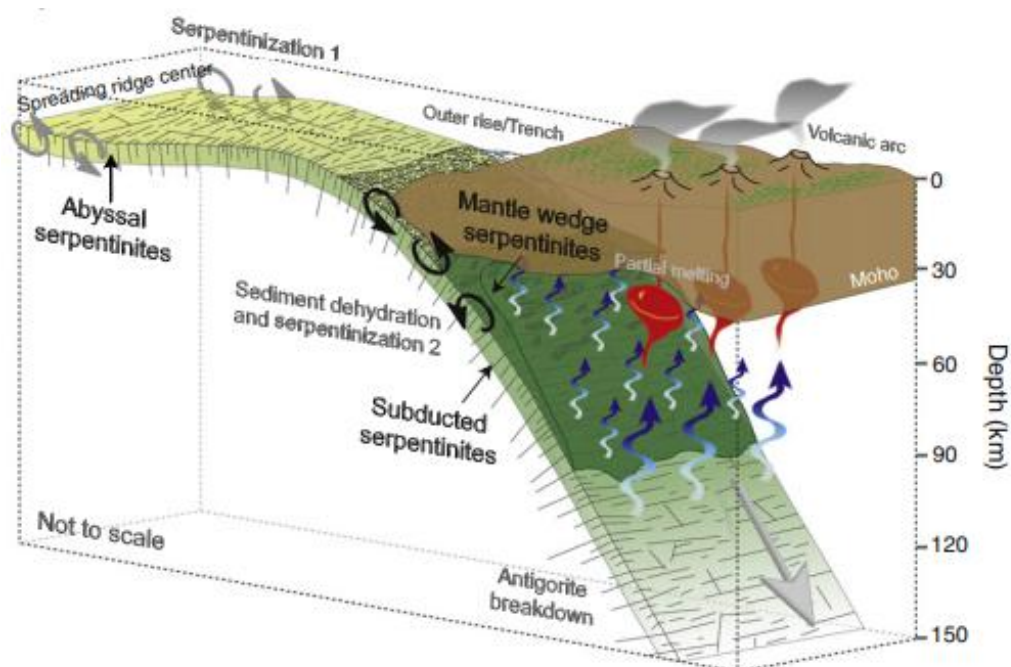


Figura 1.3: Figura schematica rappresentativa i differenti ambienti geodinamici di serpentinizzazione: pianie abissali, zone di *outer-rise* e le zone di subduzione (subdotte e nel cuneo di mantello) (Dechamps et al., 2013).

Dorsali oceaniche e processi di serpentinizzazione abissale

La **serpentinizzazione abissale** avviene nelle dorsali medio-oceaniche a lenta e ultra-lenta espansione (es. Dorsale Medio-Atlantica). In questi domini, l'estensione tettonica prevale sull'apporto magmatico, favorendo lo sviluppo di faglie distensive profonde che esumano il mantello litosferico direttamente sul fondale. Tali strutture permettono la penetrazione dell'acqua marina e l'innesco di reazioni di idratazione tra 200 e 400 °C (Morishita et al., 2009; Evans, 2013; Cannà, 2015). In questo

ambiente si sviluppano sistemi idrotermali profondamente diversi per genesi e chimismo. Da un lato si trovano i classici Black Smokers, situati in prossimità dell'asse della dorsale; questi sono alimentati dal calore magmatico e caratterizzati da fluidi acidi, ad alta temperatura e ricchi di metalli.

Dall'altro, troviamo i sistemi di circolazione off-axis (esempio emblematico il campo idrotermale di Lost City) dove l'attività è sostenuta non dal magma, ma dal calore esotermico rilasciato dalle reazioni di serpentinizzazione stesse. Questo processo produce fluidi alcalini (pH 9-11) a temperature più moderate (<100°C), estremamente ricchi di H₂ e CH₄ abiotico, che alimentano ecosistemi chemiosintetici complessi e portano alla formazione di imponenti camini di carbonato di calcio (Kelley et al., 2005; Denny et al., 2016; Debret et al., 2024). Un altro sito fondamentale per la serpentinizzazione, che agisce poco prima dell'ingresso della placca nella fossa, è rappresentato dalle cosiddette bend faults (faglie di flesso).

Quando la litosfera oceanica inizia il percorso di subduzione, la forza gravitazionale e la resistenza meccanica ne causano l'incurvamento, generando una flessione nella zona di *outer-rise* (Fig. 1.3). Il processo di piegamento induce sforzi estensionali che fratturano la parte superiore della placca, creando un sistema di faglie normali (le *bend faults*) che tagliano l'intera sezione crostale fino a raggiungere il mantello litosferico, talvolta superando i 20-30 km di profondità sotto il Moho (fig. 1.3). Queste fratture funzionano come condotti permeabili, permettendo all'acqua marina di penetrare massivamente e trasformare le peridotiti anidre in serpentiniti prima della subduzione (Ranero et al., 2003).

Le dorsali oceaniche rappresentano complesse strutture geologiche che si snodano per oltre 65.000 chilometri, segnando i margini divergenti dove la risalita dell'astenosfera alimenta la formazione di nuova litosfera. Tuttavia, la stratigrafia della litosfera oceanica (come nel caso della Tetide) presenta differenze sostanziali rispetto al modello stratificato "tipo Pacifico". Come illustrato da Rampone & Hofmann (2012) (Figura 1.4), i bacini a espansione lenta e ultra-lenta (*slow-spreading ridges*, es. Dorsale Medio-Atlantica) mostrano una struttura discontinua dove l'estensione tettonica prevale sull'apporto magmatico.

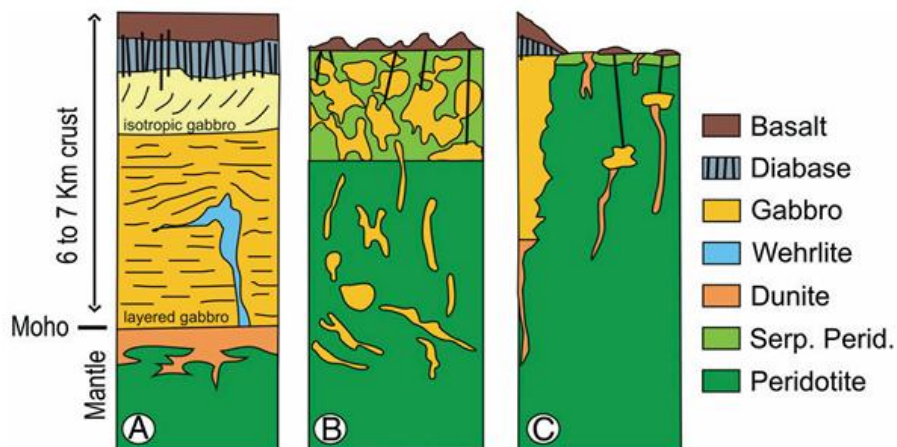


Figura 1.4: Modello di una crosta oceanica nelle dorsali oceaniche a veloce (A), lenta (B) e ultra-lenta (C) espansione presentato da Rampone e Hoffmann (2012).

In questi contesti, l'azione di faglie distensive profonde e permette l'esposizione direttamente sul fondale oceanico delle peridotiti mantelliche -herzoliti e harzburgiti- (Figura 1.5; McCaig et al., 2007; Cannat et al., 2014). Questa peculiare architettura, caratterizzata da una crosta basaltica ridotta o assente, facilita la penetrazione dell'acqua marina in profondità e l'innescare di processi di serpentinizzazione pre-subduzione a temperature medie comprese tra 200 e 400 °C (Morishita et al., 2009; Evans, 2013; Cannaò, 2015; Debret et al., 2024).

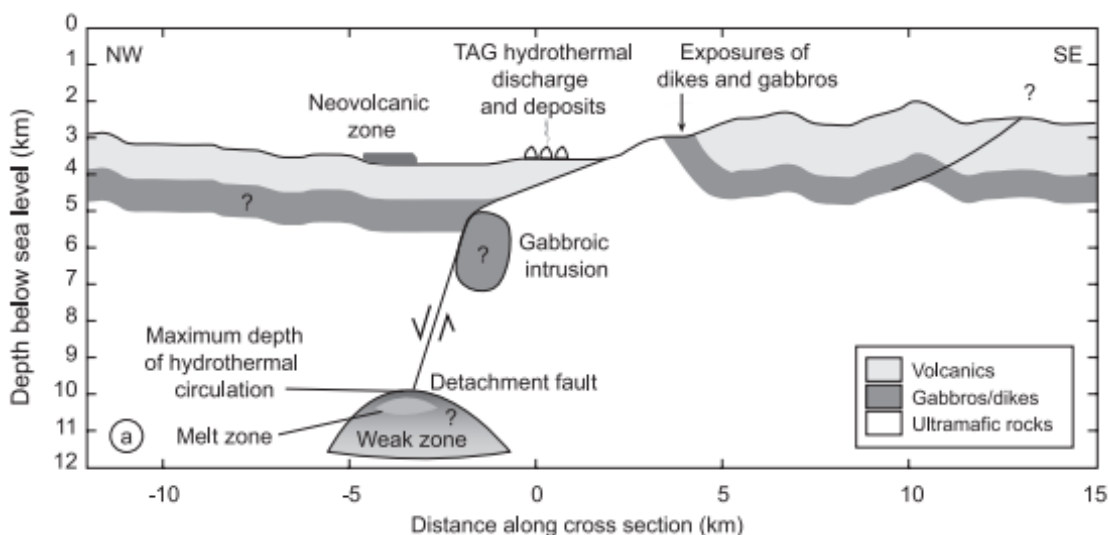


Figura 1.5: Sezione geologica in scala del sistema idrotermale TAG (Trans-Atlantic Geotraverse), situato lungo la Dorsale Medio-Atlantica (26N). Lo schema illustra l'azione di una faglia di distacco (detachment fault) che penetra profondamente nella litosfera, permettendo l'esposizione diretta delle rocce del mantello (rocce ultramafiche) sul fondale oceanico e guidando la circolazione idrotermale fino a una profondità di circa 10 km (McCaig, 2007).

Dal punto di vista geochimico, la serpentinizzazione in questi contesti agisce come uno dei motori più potenti del pianeta, capace di alterare lo stato redox della litosfera. Il cuore del processo risiede nell'ossidazione del ferro (da Fe^{2+} a Fe^{3+}) contenuto nei silicati primari: la sua conversione in magnetite libera idrogeno molecolare (H_2) attraverso la riduzione dell'acqua. Come documentato a Lost City, la produzione massiva di H_2 alimenta complessi ecosistemi chemiosintetici e favorisce la sintesi abiotica di composti organici, tra cui il metano (CH_4), attraverso reazioni di tipo Fischer-Tropsch (vedi reazioni: 3-5; Proskurowski et al., 2008; Denny et al., 2016). In questi sistemi idrotermali, si vengono a formare imponenti edifici colonnari (camini) a composizione carbonatico-brucitica. La loro genesi è riconducibile alla precipitazione autigena che occorre all'interfaccia tra fluidi alcalini iper-ridotti e l'acqua marina circostante, caratterizzata da elevate attività di specie carbonatiche (HCO_3^-). Oltre alla rilevanza petrogenetica, tali siti sono investigati come analoghi terrestri per lo studio dei processi di abiogenesi e per la modellizzazione dell'origine della vita in contesti astrobiologici (Evans, 2013). Contestualmente, la cristallizzazione della magnetite funge da fondamentale tampone redox (*redox buffer*), regolando la fugacità di ossigeno e, di conseguenza, la speciazione delle fasi carboniose e la mobilità geochimica degli elementi di transizione (Fe, S, Ni, Co). Questo complesso equilibrio chemio-dinamico definisce l'architettura chimica e il potenziale metallogenico dei fondali oceanici interessati da processi di serpentinizzazione (Bonnemains et al., 2016).

Zone di subduzione

Ai margini di placca convergenti, **la subduzione** è il processo geodinamico che trascina in profondità nel mantello terrestre le placche oceaniche insieme a porzioni di litosfera continentale. L'aumento di densità delle placche subdotte (slab), indotto dalla ricristallizzazione metamorfica delle rocce mafiche e ultramafiche, rappresenta il motore principale (slab pull) necessario alla trazione in subduzione delle placche (Figura 1.6; Stern, 2002). La convergenza delle placche può evolversi fino alla collisione continentale, con la conseguente esumazione di scaglie tettoniche di materiale subdotto. Questi frammenti registrano tramite le loro paragenesi mineralogiche evidenze dirette della loro storia evolutiva.

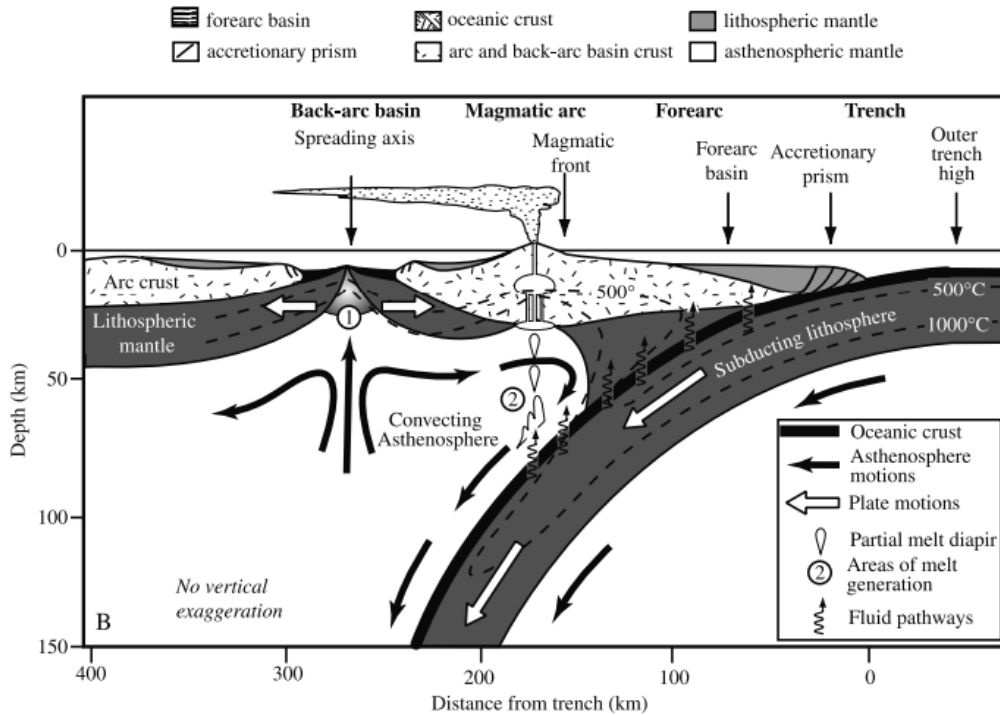


Figura 1.6: sezione schematica di una zona di subduzione di 150Km di profondità. Vengono mostrate le principali unità morfo-tettoniche e le loro interazioni (Stern, 2002).

Le zone di subduzione si estendono globalmente per circa 55.000 Km e costituiscono i sistemi geodinamici fondamentali per il riciclo nel mantello di materiale idrato. Come rappresentato in Figura 1.6, l'architettura di questi sistemi comprende una serie di unità morfo-tettoniche e prodotti geologici distinti. Il fattore principale che controlla questa configurazione è l'età della litosfera oceanica: una litosfera vecchia e densa tende ad affondare più verticalmente, favorendo la formazione di fosse profonde e l'apertura di bacini di retroarco (back-arc basins) per estensione della placca superiore. Al contrario, una litosfera giovane e più calda oppone maggiore resistenza al seppellimento, portando spesso a regimi compressivi nella placca superiore (Stern, 2002; Cannàò, 2015). In superficie, l'interazione tra le placche genera dunque la fossa, seguita dal complesso di accrezione (dove i sedimenti vengono raschiati dalla placca subducente) e dall'avanfossa (forearc); nella placca superiore la risalita di magmi alimentata dalla deidratazione della placca in subduzione porta alla formazione dell'arco vulcanico. Questo costante degassamento magmatico ha controllato, e controlla tuttora, l'evoluzione dell'atmosfera terrestre e il mantenimento della Terra come pianeta geologicamente vivo. In questo contesto, le zone di subduzione possono essere interpretate come “fabbrica di subduzione”

(Subduction Factory; Figura 1.7; Tatsumi, 2005): un sistema geodinamico complesso che riceve materiali in ingresso (input), i quali vengono processati attraverso reazione metamorfiche e chimiche ad alta pressione, e restituisce prodotti in uscita (output) sotto forma di magmi d'arco, nuova crosta continentale e fluidi volatili che alimentano l'atmosfera.

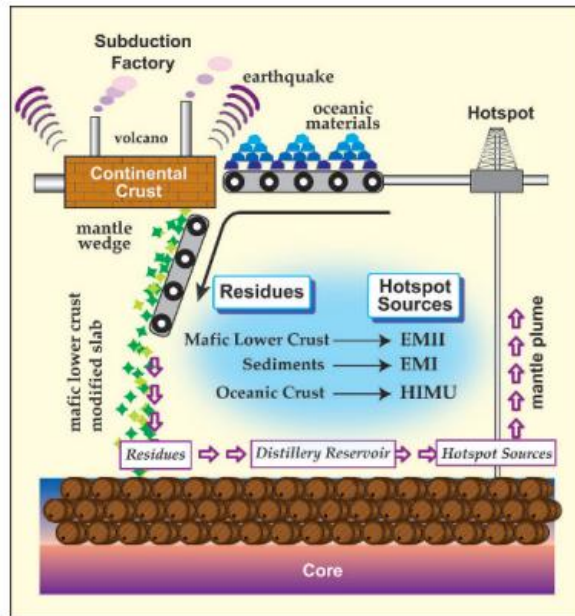


Figura 1.7: Schema rappresentativo del subduction factory concept presentato da Tatsumi (2005). I sedimenti oceanici, la crosta oceanica, la litosfera di mantello e i materiali nel cuneo vengono portati in subduzione dove sono processati e alimentano il magmatismo d'arco e la crosta continentale. I materiali residui sono riciclati nel mantello profondo come anomalie geochimiche e generano la sorgente per il vulcanismo legato agli hotspot.

Durante la discesa, le rocce nella placca subducente seguono percorsi P-T che dipendono strettamente dallo stato termico della litosfera e dalla velocità di convergenza. Sebbene prevalentemente seguano percorsi di Alta Pressione e Bassa Temperatura (HP-LT), con gradienti che geotermici che variano da circa 5-10° C/Km in contesti freddi fino a 20° C/Km (Peacock, 1996; van Keken et al, 2011). In questo contesto termico, le trasformazioni metamorfiche interessano una litosfera oceanica dalla struttura eterogenea. Essa è costituita da uno strato superiore di sedimenti oceanici, che poggiano su una crosta mafica formata da basalti e gabbri. Il mantello litosferico è composto principalmente da peridotiti (herzoliti e harzburgiti). Durante l'espansione del fondale oceanico e l'ingresso in fossa, l'interazione idrotermale e la serpentinizzazione modificano profondamente la mineralogia di basalti, gabbri e

peridotiti, rendendoli i principali reservoir di acqua e traccianti chimici (come B e Li) della placca subducente (Cannaò, 2015).

Su scala globale, la serpentinizzazione costituisce il principale meccanismo di incorporazione dell'acqua nella litosfera oceanica, trasformando rocce anidre in un serbatoio capace di trasportare grandi volumi di H₂O nel mantello profondo durante la subduzione. Secondo Rüpke et al. (2004) e Cannaò (2015), l'efficienza di questo trasporto è cruciale per il bilancio dei volatili: la successiva disidratazione dell'antigorite a profondità sub-arco rilascia fluidi arricchiti in elementi mobili (come il Boro), che abbassano la temperatura di solidus del mantello sovrastante e innescano la fusione parziale necessaria per la genesi dei magmi d'arco (Scambelluri e Tonarini, 2012). Come recentemente sottolineato da Ressico (2025), l'evoluzione redox legata a questi fluidi profondi permette di tracciare gli scambi geochimici tra placca e mantello, definendo il ruolo della serpentinite come interfaccia reattiva fondamentale per i cicli biogeochimici globali.

L'impatto della serpentinizzazione nel *mantle wedge* ha profonde implicazioni geodinamiche e magmatiche. L'idratazione del mantello ne riduce drasticamente la viscosità e la densità, facilitando il disaccoppiamento meccanico tra le placche e influenzando lo stile deformativo dell'interfaccia di subduzione (Cannaò, 2015). Inoltre, la successiva disidratazione dell'antigorite, dovuta al superamento del campo di stabilità (Vedi: Figura 1.3-1.6; reazione 6), a profondità maggiori rilascia volumi significativi di fluidi nel mantello caldo sottostante l'arco vulcanico; questo processo abbassa la temperatura di solidus delle peridotiti, innescando la fusione parziale necessaria per la genesi dei magmi d'arco (Ulmer e Trommsdorff, 1995; Scambelluri e Tonarini, 2012).

I **complessi ofiolitici** rappresentano un contesto geodinamico essenziale per lo studio della serpentinizzazione, in quanto costituiscono frammenti di mantello oceanico e porzioni di litosfera oceanica obdotta, ora esposti nelle catene montuose come le Alpi, gli Appennini e l'Oman. Questi affioramenti permettono di analizzare direttamente l'intera evoluzione del processo di serpentinizzazione e attraverso l'identificazione di tessiture pseudomorfe relitte (mesh e bastiti) è possibile ricostruire la storia metasomatica del protolite originario, come dimostrato dagli studi sulle ofioliti liguri (Rampone e Hofmann, 2012).

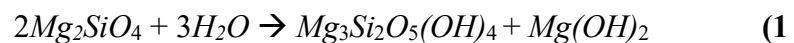
Esempio emblematico è il complesso ofiolitico di Semail, in Oman, un esteso e preservato frammento di litosfera oceanica (Boudier e Nicolas, 1985). In questo

contesto, la serpentinizzazione non è solo un processo relitto legato alla genesi oceanica, ma è tuttora attiva, alimentata dalla circolazione di acque meteoriche che reagiscono con le peridotiti del mantello (Neal e Stanger, 1985; Kelemen et al., 2011). I numerosi studi su questo complesso ofiolitico, supportati dai risultati dell'Oman Drilling Project (Beinlich. et al., 2020), inoltre, sono cruciali per comprendere il sequestro naturale di CO₂ tramite mineralizzazione dei silicati, rendendo l'Oman un laboratorio naturale unico per lo studio delle dinamiche geochimiche globali.

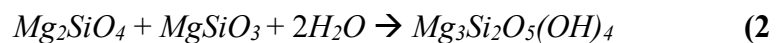
1.1.4 Serpentinizzazione: reazioni di idratazione

Come accennato precedentemente, il processo di serpentinizzazione avviene per idratazione delle peridotiti ad opera di un fluido acquoso. I minerali del serpentino (lizardite, crisotilo e antigorite) formati per trasformazione dei loro precursori di mantello (olivina, ortopirosseno, clinopirosseno) contengono circa l'11-15 wt% d'acqua all'interno della loro struttura cristallina. I fluidi acquosi che innescano le reazioni di serpentinizzazione si circolano prevalentemente lungo gli spazi intergranulari e intragranulari oltre che nei sistemi di fratture dell'ammasso roccioso. Queste fratture possono avere differenti origini: termica (per raffreddamento), tettonica o per espansione di volume, dato che la densità dei minerali del serpentino è inferiore a quella di olivina e pirosseni (Evans, 2004; Seyfried et al., 2007; Evans, 2010; Cannà, 2015).

La reazione più comune ed efficace coinvolge l'olivina forsteritica; dalla reazione ideale (1) risulta evidente come la serpentinizzazione della forsterite ideale (For_{100}) porta alla formazione di serpentino e brucite. Le rocce di mantello contengono inoltre quantità significative di pirosseni; la reazione ideale (2) illustra la reazione di serpentinizzazione dell'enstatite associata a forsterite (Forst & Beard, 2007; Seyfried et al., 2007; Evans et al., 2013).



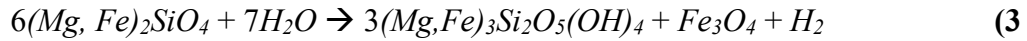
forsterite + acqua \rightarrow serpentino + brucite



olivina + ortopirosseno + acqua \rightarrow serpentino

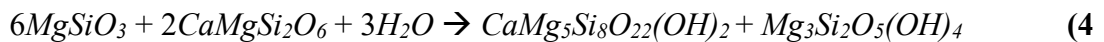
Tuttavia, la composizione naturale delle olivine delle peridotiti non corrisponde ad una fase pura, ma ad una soluzione solida forsterite-fayalite. Nella reazione (3) viene descritta la reazione di serpentinizzazione dell'olivina, considerata come miscela solida (Forsterite-Fayalite), di composizione For_{89-92} ; tale reazione è accompagnata dall'ossidazione del ferro (da Fe^{2+} a Fe^{3+}) e dalla formazione di magnetite con rilascio di idrogeno molecolare (H_2). Si tratta di un processo "ossido-riduttivo" durante il

quale l'ossidazione della roccia, con formazione di magnetite (Fe_3O_4), genera un fluido riducente, dovuto all'estrazione dell'ossigeno dalle molecole d'acqua che porta a un crescente aumento dell'idrogeno residuo a formare idrogeno molecolare (H_2) (Forst & Beard, 2007; Seyfried et al, 2007; Evans et al., 2013).



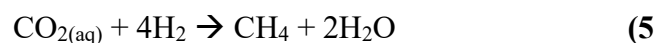
olivina + acqua \rightarrow serpentino + magnetite + idrogeno molecolare

In funzione dell'associazione mineralogica coinvolta nei processi di serpentinizzazione, oltre al serpentino, alla brucite e alla magnetite possono formarsi altri minerali; ad esempio, la reazione (4) illustra la formazione di tremolite (anfibolo calcico) durante la serpentinizzazione di ortopirosseno e clinopirosseno (reazione non bilanciata). Altre fasi subordinate (e.g., clorite e spinelli) si possono formare durante la serpentinizzazione (Cannaò, 2015)



ortopirosseno + clinopirosseno + acqua \rightarrow tremolite + serpentino

Anche nei contesti di alta pressione e temperatura, quali ad esempio le zone di subduzione (fino a 40-80 km di profondità) la serpentinizzazione genera condizioni fortemente riducenti, con conseguente produzione di idrogeno molecolare (H_2), che favorisce la conversione abiotica di carbonio disciolto (DIC – Carbonio Inorganico Disciolto) in metano (CH_4) mediante, ad esempio, la reazione (5) (Schrenk e Brazelton, 2013; Etiope e Whiticar, 2019; Vitale Brovarone et al., 2020; Olivieri, 2025).



anidride carbonica + idrogeno \rightarrow metano + acqua

1.1.5 Tessiture principali

Le trasformazioni mineralogiche legate alla serpentinizzazione si manifestano attraverso lo sviluppo di tessiture e strutture caratteristiche. Una delle più comuni è la tessitura a maglie (mesh texture, Fig. 1.8a), tipica della serpentinizzazione pseudomorfa dell'olivina (Evans et al., 2013). In questo processo, il serpentino cresce lungo il reticolo di fratture dell'olivina, generando una maglia che si sviluppa simmetricamente alle pareti delle microfratture e concentricamente rispetto ai nuclei di olivina.

Nelle rocce non completamente serpentinizzate è possibile osservare, all'interno delle maglie del reticolo, un nucleo relitto di olivina non ancora trasformata; la magnetite precipitata dalla reazione tende a concentrarsi al centro delle fratture o lungo i bordi delle maglie (Figura 1.8). Un'altra tessitura pseudomorfa tipica è la tessitura a clessidra (*hourglass texture*), in cui il serpentino nuclea lungo specifiche direzioni cristallografiche dell'olivina, generando domini triangolari che riflettono l'anisotropia strutturale del cristallo originario (Wicks et al., 1977).

L'alterazione dei pirosseni (sia orto- sia clinopirosseni) dà origine alla caratteristica tessitura pseudomorfa denominata bastite (Figura 1.8b; Evans et al., 2013). In questo caso, la serpentinizzazione si sviluppa a partire dai piani di sfaldatura del pirosseno e procede verso l'interno del cristallo fino a occuparne l'intero volume, mantenendo inalterate sia la morfologia esterna sia la traccia dei piani di clivaggio. Rispetto alle tessiture derivate dall'olivina, le bastiti presentano generalmente contenuti più elevati in Al e Cr, riflettendo la composizione del protolite pirossenico (Wicks & Plant, 1979).

Oltre alle forme pseudomorfe, nelle serpentiniti sono comuni tessiture non pseudomorfe legate alla crescita sin- o post-deformativa. Tra queste, la tessitura interlocking è caratterizzata da aggregati equigranulari di serpentino reciprocamente incastrati, indicativi di ricristallizzazione pervasiva. La tessitura interpenetrating mostra invece cristalli allungati o lamellari che si intersecano con orientazioni variabili, spesso associati a crescita fibrosa di crisotilo o lizardite (O'Hanley, 1996; Wicks & Whittaker, 1977).

Durante gli eventi deformativi, la serpentinizzazione può produrre strutture quali vene, reticoli di fratture riempite e bande di taglio. In questi contesti, i minerali serpentinici nucleano sin-cinematicamente lungo piani di debolezza, sviluppando orientazioni preferenziali e tessiture *foliated* o *ribbon-like* (O’Hanley, 1996; Evans, 2004; Evans et al., 2013).

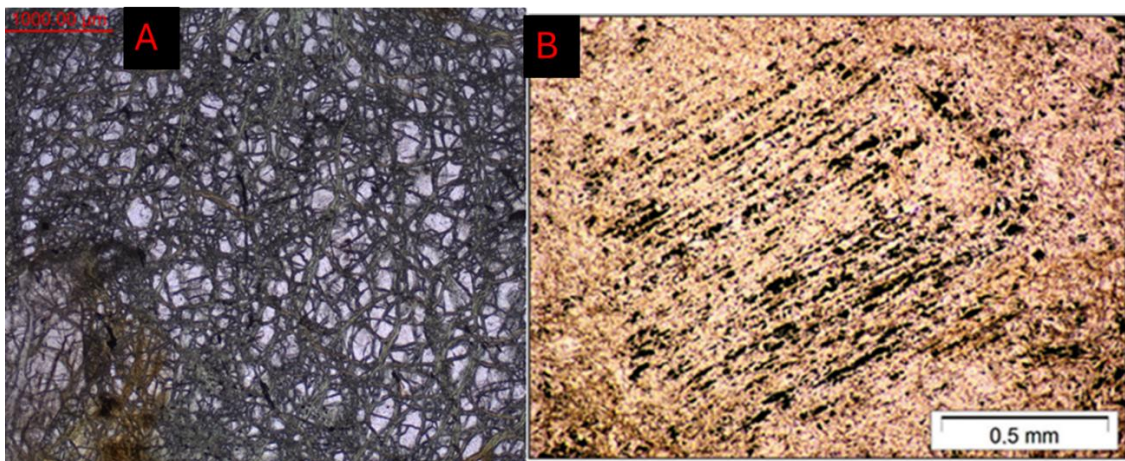


Figura 1.8: A) tessitura a maglie sviluppatasi per pseudomorfo di serpentino su olivina forsteritica, rappresentativa dei campioni analizzati nel seguente lavoro di tesi. B) tessitura bastitica sviluppatasi per pseudomorfo su pirosseno modificata da Fornasaro et al., 2023.

1.1.6 Implicazioni fisiche della serpentinizzazione

Le reazioni sopra descritte causano la progressiva sostituzione dell'olivina e dei pirosseni costituenti le rocce di mantello con i minerali del gruppo del serpentino (oltre a brucite e magnetite). Uno degli effetti più rilevanti di questa trasformazione mineralogica riguarda l'aumento di volume della roccia (stimato tra il 30% e il 40%, Evans et al, 2013; Dechamps et al, 2013), accompagnato dalla progressiva fratturazione della roccia. Come evidenziato da Evans (2013), questo meccanismo garantisce il mantenimento e lo sviluppo di una permeabilità reattiva e la prosecuzione del processo anche in assenza di stress tettonici esterni. Il mantenimento della permeabilità in un sistema che tende all'espansione volumetrica è spiegato dal concetto di pressione di cristallizzazione. Secondo Kelemen e Hirth (2012), lo sforzo generato dalla crescita dei nuovi minerali del serpentino può superare la pressione di confinamento litostatica, innescando il cosiddetto "reaction-induced cracking". Questo processo di micro-fratturazione continua permette al fluido di accedere a porzioni di roccia fresca, impedendo che la precipitazione dei minerali sigilli completamente il sistema e rendendo la serpentinizzazione un processo autosostenuto capace di propagarsi su scala chilometrica.

Queste intense trasformazioni concorrono alla diminuzione di densità da $\approx 3.3 \text{ g/cm}^3$ dei protoliti di mantello a $\approx 2.7 \text{ g/cm}^3$ per le serpentiniti (Bonnemains et al., 2016); ciò comporta, insieme alle altre caratteristiche descritte (e.g. la struttura cristallina; paragrafo 1.1.4), un cambiamento significativo nel comportamento reologico, provvedendo ad una diminuzione di resistenza e a variazioni negli stili deformativi, favorendo la spinta di galleggiamento isostatico delle porzioni di mantello serpentinizzato e influenzando la dinamica delle placche e i processi di esumazione (Hermann et al., 2000; Hacker et al., 2003; Hattori e Guillot, 2003). In particolare, la viscosità del serpentino risulta essere ordini di grandezza inferiore a quella dell'olivina (Hilaret et al., 2007), permettendo alle serpentiniti di agire come orizzonti di scollamento duttili che facilitano il disaccoppiamento tettonico tra le placche (Escartín et al., 1997; Guillot e Hattori, 2013;). Studi più recenti (Gasc, et al., 2017) hanno inoltre evidenziato come le proprietà reologiche siano strettamente connesse agli stati di idratazione e disidratazione, influenzando, nelle zone di subduzione, la transizione tra deformazione asismica e sismicità profonda. Queste peculiarità fisiche e meccaniche si riflettono in un netto abbassamento delle velocità

delle onde P e S e dall'insorgenza di un'elevata anisotropia sismica (Hacker et al., 2003; Deschamps et al., 2013; Scambelluri et al., 2019). Come evidenziato da Evans (2013), tali variazioni permettono di individuare aree ricche in fluidi, presumibilmente corpi serpentinitici, tramite tomografia sismica, fungendo da indicatori chiave (*proxy*) per mappare la presenza di fluidi e il grado di idratazione del mantello profondo. In sintesi, la serpentinite agisce come un 'lubrificante' tettonico la cui distribuzione spaziale definisce l'architettura termomeccanica dei margini di placca.

Inoltre, la formazione di magnetite riveste un ruolo cruciale, comportando variazioni della suscettibilità magnetica, dipendente dalle condizioni termiche e chimiche del sistema (Bonnemains et al. 2016). La produzione di questo ossido non è solo un indicatore di alterazione, ma riflette anche l'evoluzione delle condizioni redox del processo (Ressico, 2025). Con l'incremento della serpentinnizzazione e il variare del potenziale ossidoriduttivo, la precipitazione della magnetite e il concomitante rilascio di idrogeno generano le condizioni fortemente riducenti necessarie alla sintesi abiotica di metano e altri idrocarburi in diversi ambienti geodinamici (Schrenk e Brazelton, 2013; Evans, 2013; Brovarone et al., 2020; Olivieri, 2025). L'importanza della magnetite risiede anche nella sua impronta geofisica: la correlazione tra il grado di serpentinnizzazione e l'aumento della suscettibilità magnetica permette di mappare l'estensione dell'idratazione del mantello tramite anomalie magnetiche. Lavori sperimentali come quelli di Malvoisin et al. (2012) hanno dimostrato che il monitoraggio del segnale magnetico può essere utilizzato per quantificare la velocità di avanzamento del fronte di reazione in tempo reale.

In conclusione, la serpentinnizzazione delle peridotiti di mantello si configura come un processo geodinamico e geochimico di portata globale, capace di collegare in modo sistematico il mantello, l'idrosfera, la biosfera e la tettonica delle placche. Attraverso una profonda trasformazione della mineralogia ultramafica, questo fenomeno altera drasticamente i parametri fisici della litosfera, riducendone la densità e modificandone il comportamento reologico, rendendola un elemento chiave nella localizzazione della deformazione tettonica.

Tali variazioni non hanno solo riflessi meccanici, ma sono tracciabili attraverso metodi geofisici che permettono di mappare l'idratazione profonda. Dal punto di vista

geochimico, la serpentinizzazione agisce come un fondamentale regolatore dello stato redox e del ciclo dell'acqua, facilitando il trasporto di volatili verso il mantello profondo e influenzando direttamente la genesi dei magmi negli archi vulcanici attraverso il rilascio di fluidi durante la subduzione. Infine, la contestuale produzione di idrogeno molecolare e la promozione di reazioni abiogeniche per la sintesi di idrocarburi pongono questo processo al centro dei modelli bioenergetici, confermando il suo ruolo indispensabile nel sostenere la vita in ambienti estremi e nel modellare l'evoluzione del nostro pianeta.

Inoltre, l'interazione tra litosfera oceanica e fluidi non si limita all'idratazione dei silicati, ma coinvolge attivamente il ciclo del carbonio. Un aspetto cruciale riguarda la serpentinizzazione in presenza di complessi carbonatici (es. sedimenti pelagici o carbonati idrotermali): in tali ambienti, la riduzione della CO_2 durante l'ossidazione del ferro ferroso dell'olivina può portare alla formazione di metano (CH_4) e altri idrocarburi leggeri tramite reazioni di tipo Fischer-Tropsch (FTT) (Berndt et al, 1996; Kelemen e Matter, 2008). Parallelamente, si osserva il processo di carbonatazione delle serpentiniti (o listvenitizzazione). In questo caso, fluidi ricchi di CO_2 reagiscono con le serpentiniti preesistenti per formare associazioni a magnesite e quarzo (o talco), agendo come un importante pozzo di assorbimento del carbonio nel mantello superficiale (Kelemen e Matter, 2008; Falk e Kelemen, 2015).

1.1 Scopo del lavoro

Questa tesi si propone di investigare in dettaglio l'evoluzione mineralogica e petrografica delle peridotiti serpentinizzate affioranti presso la località di Acquasanta (GE). L'area di studio ricade all'interno del Massiccio di Voltri, un complesso meta-ofiolitico appartenente al settore orientale delle Alpi Liguri interpretato, come un relitto della litosfera oceanica del dominio ligure-piemontese.

L'interesse scientifico per quest'area risiede nella sua peculiare collocazione strutturale: essa si situa infatti in una complessa zona di transizione tra l'Unità Palmaro-Caffarella e l'Unità Voltri (Chiesa et al., 1975; Scambelluri et al., 1995; Crispini e Capponi 2001; Capponi et al., 2016). Di particolare rilievo è il rinvenimento ad Acquasanta di peridotiti che conservano relitti della paragenesi primaria di mantello, una caratteristica non comune all'interno delle serpentiniti ad antigorite dell'Unità Voltri, che circondano l'area e mostrano contatti con i Calcescisti del Turchino.

Il presente lavoro intende quindi colmare le lacune conoscitive su questo specifico settore, mettendolo in relazione con le dinamiche geodinamiche interne al Massiccio di Voltri. La rilevanza del sito di Acquasanta emerge dal confronto con il panorama regionale: nel Massiccio di Voltri, infatti, la preservazione di paragenesi di mantello è una caratteristica quasi esclusiva dell'Unità Erro-Tobbio e dell'areale di Sassello (ad esempio gli affioramenti in località Ponte Erro, della Foresta della Deiva e gli sferoidi lherzolitici del Lago dei Gulli).

Inoltre, un ulteriore e fondamentale motivo che ha spinto l'indagine in questo settore è legato alla presenza nella zona di Acquasanta di sorgenti iperalcaline (acque a composizione Ca-OH), siti d'elezione per lo studio della produzione di metano (CH_4) di origine abiotica. Come evidenziato dai lavori di Boschetti et al. (2013) e Etiope e Whiticar (2019), la serpentinizzazione delle peridotiti di Acquasanta è un processo tuttora attivo che favorisce reazioni chimiche (come la *Fischer-Tropsch Type*) capaci di generare gas idrogeno e metano indipendentemente da processi biologici.

Il rinvenimento di queste rocce ultrafemiche presso Acquasanta permette quindi di ricostruire una storia evolutiva polifasica di grande interesse. Attraverso lo studio di questi litotipi, è possibile documentare i diversi stadi evolutivi, dalle condizioni di equilibrio di mantello fino alla subduzione e alla definitiva riesumazione che hanno coinvolto questo specifico lembo di litosfera oceanica.

Pertanto, lo studio delle peridotiti di Acquasanta assume una tripla valenza:

- permette di ricostruire la storia evolutiva polifasica di peridotiti di mantello solo parzialmente serpentinite, che preservano i diversi stadi evolutivi di una lunga storia geologica a partire dalle condizioni di mantello, alle condizioni oceaniche, fino alla subduzione e alla definitiva esumazione.
- permette l'analisi del grado di serpentinitizzazione e delle microstrutture fornendo dati essenziali per comprendere i meccanismi di interazione acqua-roccia che alimentano le emissioni di gas abiotico documentate in letteratura.
- permette la caratterizzazione dei fluidi prodotti attraverso lo studio delle inclusioni fluide preservate all'interno dei minerali

Per raggiungere tali obiettivi, il lavoro adotta un approccio multidisciplinare che integra l'analisi petrografica e microstrutturale in microscopia ottica ed elettronica (SEM-EDS) con la spettroscopia Raman. Quest'ultima tecnica risulta fondamentale per la distinzione dei polimorfi del serpentino e per la caratterizzazione delle inclusioni fluide.

Le analisi Raman sono state condotte presso i laboratori del DISTAV (Università di Genova) e presso i laboratori dell'Università di Bologna, in collaborazione con il Prof. Alberto Vitale Brovarone, la cui esperienza nello studio dei processi di interazione fluido-roccia e della genesi di idrocarburi abiotici ha rappresentato un supporto fondamentale per il riconoscimento delle inclusioni fluide rinvenute nei campioni analizzati.

CAPITOLO 2

Metodologie d'indagine e Tecniche Analitiche

In seguito al campionamento delle peridotiti serpentinite affioranti nella località di Acquasanta sono state eseguite analisi petrografiche e microstrutturali di sezioni sottili di queste rocce. Per il riconoscimento delle fasi mineralogiche costituenti i campioni e per la distinzione tra i differenti polimorfi del serpentino è stata utilizzata la spettroscopia Raman. In prima battuta lo studio delle microstrutture e delle tessiture è stato effettuato attraverso microscopia ottica, successivamente studiate nel dettaglio al microscopio elettronico a scansione (SEM). Tale strumento è stato inoltre impiegato per la caratterizzazione chimica degli elementi maggiori e minori dei minerali costituenti le rocce.

2.1 Spettroscopia Raman

La spettroscopia Raman, realizzata tramite la micro-Raman Horiba-Jobin Yvon Xplora-Plus operativo presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Ambiente e della Vita dell'Università di Genova (Figura 2.1). Si tratta di una tecnica che utilizza la diffusione (scattering) anelastica della luce visibile generata dall'interazione tra luce LASER incidente e le vibrazioni atomiche del materiale irradiato. I modi vibrazionali dipendono dalla struttura cristallina del materiale per la spettroscopia Raman risulta una tecnica adeguata a identificare le diverse fasi mineralogiche.



Figura 2.1: Spettrometro Raman presso il DISTAV, dipartimento di scienza della terra, dell'ambiente e della vita. Università degli Studi di Genova.

Quando un fotone incidente interagisce con un reticolo cristallino o con una molecola, può essere diffuso elasticamente o anelasticamente. Nella maggior parte dei casi si ha diffusione elastica (Rayleigh), in cui l'energia del fotone diffuso è uguale a quella del fotone incidente. Nel caso della diffusione anelastica, invece, il fotone diffuso subisce una variazione di energia, dando luogo all'effetto Raman. Per quanto riguarda la diffusione elastica (Rayleigh) non si assiste a cambiamenti di energia della luce diffusa rispetto a quella della luce incidente (uguale lunghezza d'onda e frequenza). Invece, per la diffusione anelastica si verificano due fenomeni fisici: la diffusione per perdita di energia (**Stokes**), in cui il fotone diffuso ha energia minore del fotone incidente, poiché parte dell'energia viene trasferita al sistema vibrante; e la diffusione per aggiunta di energia (**anti-Stokes**), in cui il fotone diffuso ha energia maggiore, poiché il sistema si trovava già in uno stato vibrazionale eccitato (Figura 2.2).

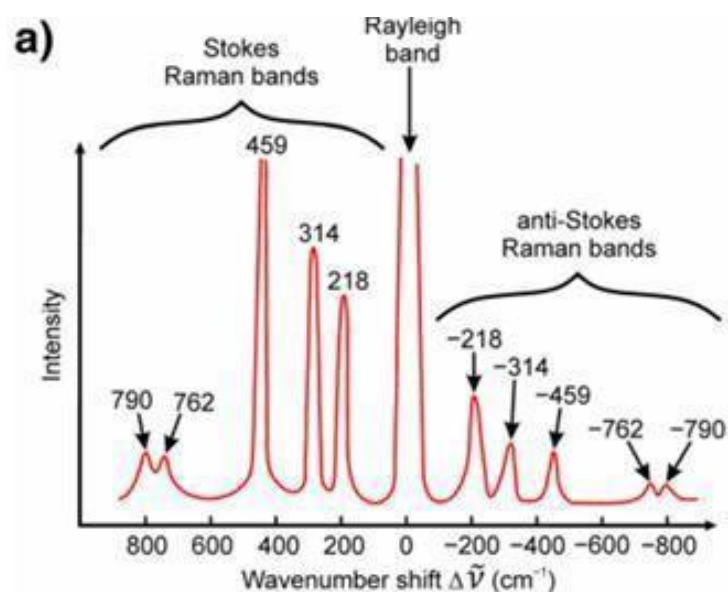


Figura 2.2: esempio di spettro raman nel quale vengono evidenziate la diffusione elastica (Rayleigh) e la diffusione anelastica (Stokes e Anti-Stokes). Figura presa da Robin R. Jones et al

Lo spettro Raman spontaneo classico è quello osservato per la prima volta da Raman e Krishnan (1928) nel tetracloruro di carbonio, dove alle linee Rayleigh intense si aggiungono bande più deboli corrispondenti ai modi vibrazionali della molecola, cioè le vibrazioni caratterizzate da moti degli atomi con una particolare frequenza, fase e simmetria, la quale intensità si può osservare in

ordinata in uno spettro Raman, mentre in ascissa viene evidenziato il wavenumber o numero d'onda che indica l'energia vibrazionale espressa in cm^{-1} . Perciò i picchi visualizzati in uno spettro Raman corrispondono a modi vibrazionali specifici dei materiali analizzati.

Infine, dal punto di vista sperimentale, la spettroscopia Raman è oggi realizzata con configurazioni confocali: un laser monocromatico (ad esempio 532 nm) focalizzato sul campione mediante un obiettivo ad alta apertura numerica, un sistema ottico con fenditura/pinhole per isolare la luce proveniente dal fuoco e uno spettrometro accoppiato a un rivelatore CCD per acquisire lo spettro. In questa configurazione, si osservano i deboli segnali Raman spontanei insieme alla forte radiazione Rayleigh, che viene filtrata tramite filtri notch o edge ad alta efficienza (Figura 2.3). La calibrazione dello strumento avviene mediante l'uso di un wafer di silicio, di cui è ben noto il picco Raman (520.5 cm^{-1}).

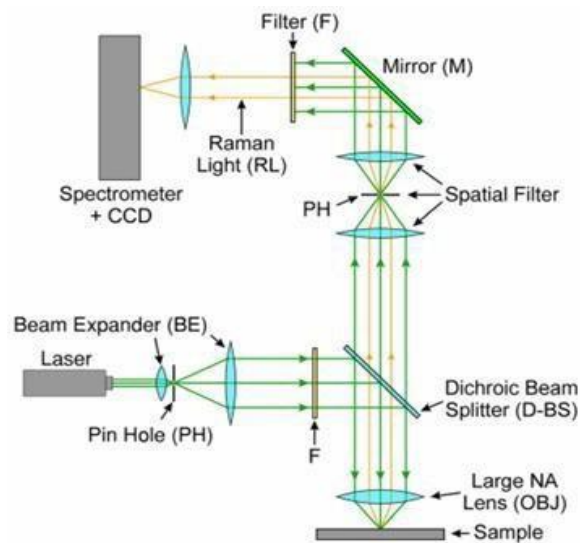


Figura 2.3: componenti costituenti della spettrometria Raman: laser monocromatico, sistema ottico con fenditura e uno spettrometro accoppiato ad un rivelatore CCD. Figura presa da Robin R. Jones et al.

2.2 Analisi microstrutturale e composizionale dei minerali: microscopio elettronico a scansione (SEM) e microscopio elettronico a scansione a emissione di campo (FE-SEM)

Lo studio delle microstrutture e l'analisi chimica delle fasi mineralogiche presenti nei campioni studiati sono stati eseguiti mediante la microscopia elettronica a scansione (scanning electron microscope SEM) accoppiata EDS. Analisi microstrutturali ad alta risoluzione e a scala da micrometrica a nanometrica sono state condotte mediante gli strumenti utilizzati sono situati presso il DISTAV, Dipartimento delle Scienze della Terra, dell'Ambiente e della Vita dell'Università degli studi di Genova (Figura 2.4).



Figura 2.4: Microscopio elettronico a scansione (EDS) presso il Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e della Vita dell'Università di Genova

Il funzionamento del SEM si basa sull'emissione di un fascio di elettroni con un'energia compresa fra 2 e 40 keV, l'interazione tra il fascio e gli atomi costituenti il campione analizzato genera diversi segnali (elettroni secondari, elettroni retrodiffusi, raggi X, ecc.) raccolti da appositi rilevatori e trasformati in immagini o dati analitici. Il SEM è costituito da un filamento, solitamente in tungsteno, che funge da sorgente di elettroni; delle lenti elettromagnetiche per focalizzarlo situate all'interno di una colonna sottovuoto; la camera d'analisi ed infine il detector formato da una coppia di piastre posizionate attorno al fascio

elettronico. Per quanto riguarda il FEG-SEM (field emission scanning electron microscope; Figura 2.5) il principio di funzionamento è lo stesso del SEM (di cui sopra), ma è un avanzato microscopio elettronico a scansione che utilizza una sorgente di elettroni ad emissioni di campo con la quale si ha la produzione di un fascio di elettroni che permette di ottenere immagini ad altissima risoluzione. L'EDS è una configurazione analitica del SEM che sfrutta i raggi X caratteristici emessi dagli atomi del campione colpiti dal fascio di elettroni e questo permette di individuare gli elementi chimici presenti e le loro proporzioni. Il SEM può arrivare a ingrandimenti di circa 1.000.000x con una risoluzione fino al nanometro. (Asif Ali, Ning Zhang and Rafael M. Santos, 2023).

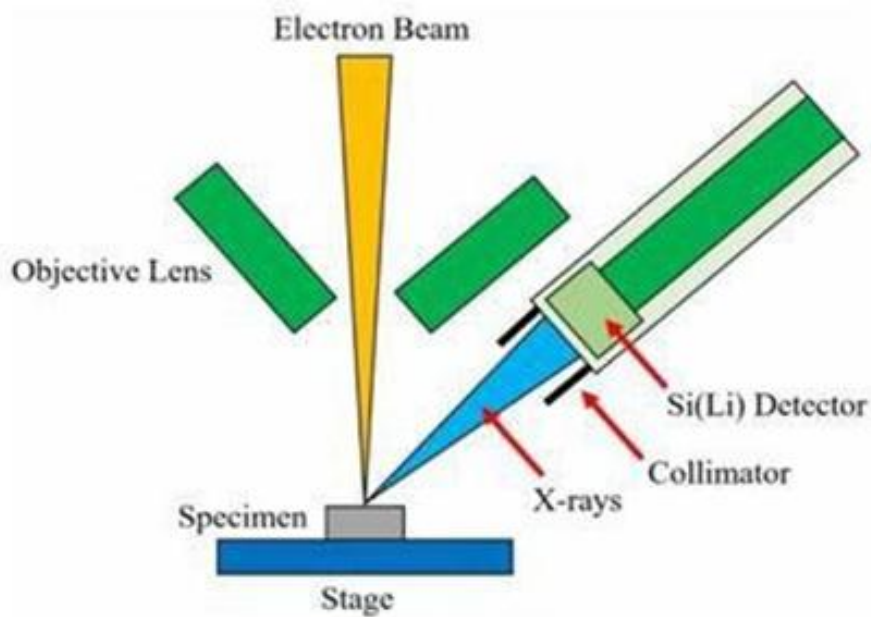


Figura 2.5: Diagramma schematico dello spettrometro a energia-dispersiva (EDS) che sfrutta i raggi X per il riconoscimento degli elementi chimici e delle loro proporzioni costituenti il campione. Immagine presa da: Asif Ali, Ning Zhang and Rafael M. Santos, 2023

CAPITOLO 3

Inquadramento geologico

3.1 Le Alpi Occidentali nel contesto della Catena Alpina

L'**orogene alpino** è una cintura collisionale formatasi nell'area mediterranea in seguito alla convergenza cretacica tra le placche africana ed europea e alla conseguente chiusura dell'oceano Giurassico della Tetide ligure, posto tra di esse (Dal Piaz et al., 2003). In base alla direzione dei trasporti tettonici, le Alpi sono suddivise in tre domini principali, separati da contatti tettonici a direzione E–W (Linee Insubrica e Fronte Pennidico; Dal Piaz et al., 2003; Rosenbaum e Lister, 2005).

La cintura a vergenza europea (a nord della Linea Insubrica) è costituita da unità continentali e oceaniche di età compresa tra il Cretacico e il Neogene. Essa è ulteriormente suddivisa in una zona Interna (Alpi Penniniche) e una zona Esterna (Dominio Elvetico e massicci cristallini esterni). Le Alpi Meridionali rappresentano invece una cintura a pieghe e sovrascorrimenti a vergenza africana, sviluppatasi nel Neogene sotto condizioni metamorfiche di basso grado fino alla facies a scisti verdi. Una sintesi geologica delle Alpi è riportata in Figura 3.1, corredata da una sezione attraverso le Alpi Occidentali.

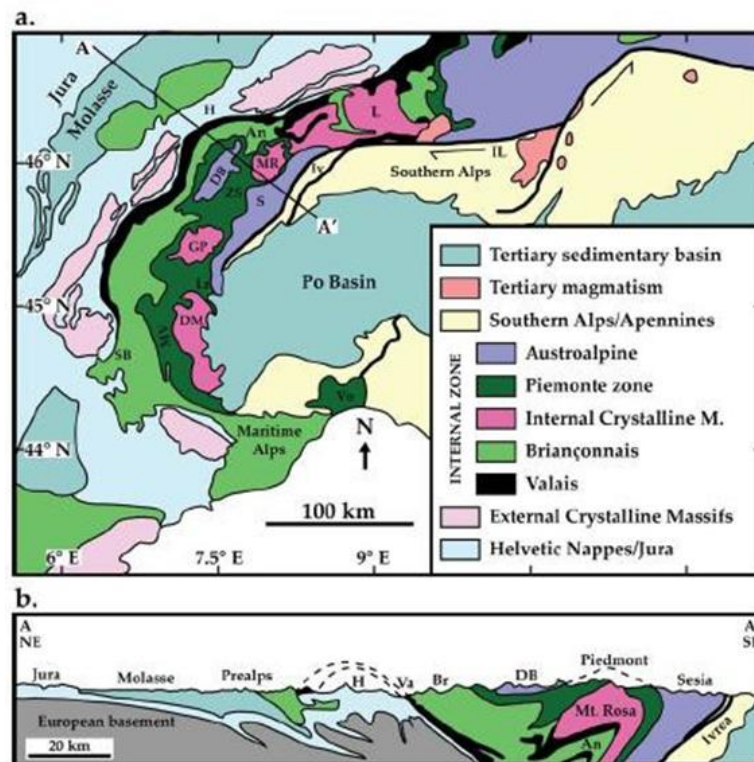


Figura 3.1: Map of the Western Alps, modified after Dal Piaz (1999); Polino et al. (1990); Rosenbaum and Lister (2005). b) cross section of the Western Alps, modified after Dal Piaz et al. (2003); Rosenbaum and Lister (2005). An, Antrona; DB, Dent Blanche; DM, Dora Maira; GP, Gran Paradiso; H, Helvetic nappes; IL, Insubric Line; Iv, Ivrea; L, Lepontine; MR, Monte Rosa; MV, Monviso; P, Prealps; S, Sesia; SB, Sub-Briançonnais; Va, Valais; Vo, Voltri; ZS, Zermatt-Saas.

Le Alpi occidentali sono costituite da tre domini principali

1. *Dominio Sud-Alpino*, a sud della linea insubrica
2. *Dominio Pennidico*, tra linea insubrica e Fronta Pennidico
3. *Dominio Elvetico*, a nord del Fronte Pennidico

Dominio Sud-Alpino

La cintura alpina a vergenza africana (Alpi Meridionali) corrisponde al continente Africano ed è costituito da:

1. rocce metamorfiche varisiche (in facies anfibolitica fino a granulitica; Frey et al., 1999) e corpi mantellici di origine varisica (zona di Ivrea), successivamente intrusi da corpi magmatici permiani (Schuster e Stüwe, 2008);
2. una sequenza carbonatica mesozoica che ricopre il basamento cristallino pre-alpino;

3. Corpi intrusivi Terziari, quale il plutone dell'Adamello ed i corpi minori esposti lungo la linea insubrica

4. sedimenti terziari della Pianura Padana (Figura 3.1).

Queste rocce sono in gran parte sfuggite al metamorfismo alpino e registrano deformazione duttile-fragile e solo localmente accompagnata da metamorfismo di tipo Barroviano (Schuster & Stüwe, 2008). Le Alpi Meridionali sono separate dalle Alpi Penniniche dalla Linea Insubrica, una zona di taglio polifasica attiva nel Terziario (~32–16 Ma; Steck e Hunziker, 1994).

Il dominio Pennidico comprende:

- Zona Interna:

Consiste in un complesso di terrani continentali ed ofioliti che, da est verso ovest, includono l'Austroalpino, le ofioliti della Zona Piemontese, le unità di basamento continentale interno (Dora-Maira, Gran Paradiso, Monte Rosa), il sistema di falde brianzonesi, le falde del Basso Penninico (finestra Ossola–Ticino e zona del Vallese) e i klippen prealpini di pertinenza africana sovrascorsi sul Dominio Elvetico (Schmid et al., 2004; Olivier A. Pfiffner, 2014).

- Zona Esterna:

Costituita da basamento cristallino Varisico (Massicci Cristallini Esterni) con copertura sedimentaria mesozoica–cenozoica (nappen elvetiche/delfinesi; Von Raumer, 1998). La zona Esterna ha subito un'intensa deformazione alpina, con piegamento del basamento e sovrascorrimento della copertura elvetica (Schmid e Kissling, 2000), avvenuti tra tardo Eocene, Miocene e Pliocene (Trümpy, 1980).

Zona interna - L'Austroalpino occidentale: frammenti della placca africana

Il dominio Austroalpino si trova al tetto dell'edificio penninico a falde. Per le sue affinità con le successioni sedimentarie delle Alpi Meridionali, è generalmente considerato come la porzione settentrionale della placca africana. L'Austroalpino viene suddiviso in un settore Orientale e uno Occidentale. L'Austroalpino Orientale comprende una pila di falde di basamento e metasedimenti che si estendono dal confine svizzero–austriaco fino al bacino pannonico. L'Austroalpino Occidentale è

suddiviso in **due settori**:

1. **la Dent Blanche** (inclusi Monte Mary e Pillonet) e la Zona Sesia–Lanzo, che sovrascorrono la Zona Piemonte e registrano un metamorfismo in facies a scisti blu fino a eclogite del Cretacico superiore (Compagnoni, 1977; Rubatto et al., 1999; Beltrando et al., 2010);
2. **il Monte Emilius e altri frammenti minori**, equilibrati in facies eclogitica durante l’Eocene, tettonicamente inseriti tra la Combin e la Zermatt–Saas, entrambe appartenenti alle ofioliti piemontesi (Pennacchioni, 1996).

L’attuale disposizione delle nappe deriva da processi di esumazione e sovrascorrimento successivi all’Eocene (Dal Piaz et al., 2003).

Zona interna – ofioliti, unità di basamento continentale e sistema di falde Brianzonesi: dalla Tetide alla crosta europea

La catena alpina si è formata a seguito della convergenza tra Adria e la placca europea. Dal Cretaceo Superiore (Rosenbaum e Lister, 2005; Rosenbaum et al., 2002), al di sotto della placca Adria in movimento verso nord, sono state progressivamente sudbotte unità oceaniche e continentali (Tetide, Austroalpino, Brianconese) e le microplacche poste tra Europa e Africa.

Il Dominio Penninico comprende tutte le falde continentali e oceaniche attribuite al margine continentale europeo distale e all’oceano mesozoico; le principali condizioni di pressione e temperatura registrate dai suddetti domini al picco della subduzione alpina sono riportate in Figura 3.2. Il Dominio Penninico delle Alpi Occidentali include:

- la zona ofiolitica piemontese:

La Zona Piemontese delle Alpi Occidentali rappresenta un residuo di questo antico oceano e della sua copertura sedimentaria. In generale, comprende grandi falde di crosta oceanica (metagabbri, metabasalti e serpentiniti intercalati da metasedimenti) metamorfosati in facies eclogitica, sormontati da calcescisti intercalati a metasedimenti quarzosi in facies a scisti blu (Agard et al., 2001). L’oceano piemontese era situato tra il dominio adriatico (Austroalpino occidentale) e il Brianconese ed è stato sepolto a condizioni di facies eclogitica durante l’Eocene (45–

44 Ma; Rubatto et al., 1998; Rubatto e Hermann, 2003). Indipendentemente dall'impronta metamorfica, le nappe piemontesi sono correlate alle Liguridi Esterne e Interne dell'Appennino settentrionale

- i massicci cristallini interni (Dora-Maira, Gran Paradiso, Monte Rosa);

I Massicci Cristallini Interni (Dora-Maira, Gran Paradiso, Monte Rosa) sono costituiti da rocce di basamento ercinico pre-triassico e da una copertura metasedimentaria paleozoica superiore–mesozoica inferiore. Il basamento comprende rocce metamorfiche intruse da granitoidi paleozoici superiori. La successione sedimentaria inizia con depositi clastici paleozoici superiori, seguiti da sequenze carbonatiche triassiche–giurassiche. Queste nappe registrano un metamorfismo alpino pervasivo, variabile da condizioni ultrahigh-pressure con coesite a condizioni più basse di facies a scisti blu e verdi. Le condizioni HP–UHP (coesite nelle rocce bianche della Dora-Maira; Chopin, 1984) risalgono al limite Eocene–Oligocene (~35 Ma; Duchêne et al., 1997; Gebauer, 1999; Rubatto e Gebauer, 2000). La loro origine rimane dibattuta: potrebbero rappresentare (a) il margine europeo distale (Gebauer, 1999), (b) fette crostali del Brianconese (Michard e Martinotti, 2002) o (c) porzioni dell'Austroalpino (Polino et al., 1990; Stampfli et al., 1998).

- il sistema di falde Brianzonese;

Il sistema di falde Brianzonese consiste in basamento Varisico intercalato con sedimenti continentali permocarboniferi e una copertura mesozoica. Il dominio Brianzonese, che viene ascritto ad una porzione iperestesa del margine europeo durante l'apertura del bacino Liguro-Piemontese, fu deformato e riequilibrato in facies di basso grado fino a scisti verdi durante l'Eocene (Gebauer, 1999; Michard e Martinotti, 2002; Stampfli et al., 1998).

- la zona del Vallese.

La zona Vallese rappresenta la porzione più esterna del dominio penninico ed è costituita da flysch in scisti blu e metaofioliti. È generalmente interpretata come un residuo di un bacino mesozoico situato lungo il margine europeo distale (Beltrando et al., 2012)..

Dominio Elvetico

Il Dominio Elvetico costituisce la porzione più esterna e settentrionale della catena alpina. Da un punto di vista geodinamico, esso identifica il margine continentale passivo della placca europea che, durante il Mesozoico, delimitava a Nord il bacino oceanico della Tetide, specificamente il settore Ligure-Piemontese (Trümpy, 1960; Schmid et al., 2004).

Nel Triassico, con la frammentazione del supercontinente Pangea, mentre il Dominio Austroalpino e quello Sudalpino costituivano il margine della placca Adria, l'Elvetico rappresentava la piattaforma stabile dell'Europa (Dal Piaz et al., 2003). Durante il Giurassico e il Cretaceo, l'area fu caratterizzata da una subsidenza differenziata (Pfiffner, 2014) che portò alla formazione di:

1. **Massicci Cristallini Esterni:** zone di "alto" strutturale dove affiora il basamento ercinico (composto prevalentemente da graniti e gneiss), come i massicci del Monte Bianco, dell'Aar-Gottardo, del Pelvoux e dell'Argentera.
2. **Bacini Sedimentari:** zone di "basso" dove si accumularono potenti successioni sedimentarie. Queste sono dominate da facies di piattaforma carbonatica poco profonda, come i calcari a nummuliti e i calcari urgoniani, che passano lateralmente a depositi di scarpata e di bacino più profondi, tipicamente marne e flysch (Masson et al., 1980).

Durante la collisione tra la placca continentale europea e la microplacca Adria (fase Alpina propriamente detta, a partire dal Cenozoico), il Dominio Elvetico è stato intensamente deformato. Rimanendo in una posizione più esterna rispetto ai domini interni, esso è stato coinvolto principalmente nelle fasi tardo-collisionali dell'orogenesi (Schmid et al., 2004).

La risposta alla compressione ha portato al distacco della copertura sedimentaria dal suo basamento cristallino, originando le cosiddette Falde Elvetiche. Queste unità si sono messe in posto verso Nord nelle Alpi Centrali e verso Ovest nelle Alpi Occidentali, sovrascorrendo l'avanpaese europeo, rappresentato dal settore del Giura e dal bacino della Molassa (Pfiffner, 2014). Il metamorfismo in questo dominio è generalmente di grado da molto basso a basso, raggiungendo al massimo la facies a scisti verdi nelle unità più interne (Trümpy, 1980).

La zona di studio trattata in questa tesi appartiene alle ofioliti piemontesi del dominio penninico (Alpi Occidentali). Le sezioni seguenti di questo capitolo approfondiscono in dettaglio Massiccio di Voltri nell'ambito delle Alpi Liguri (Sezione 3.2).

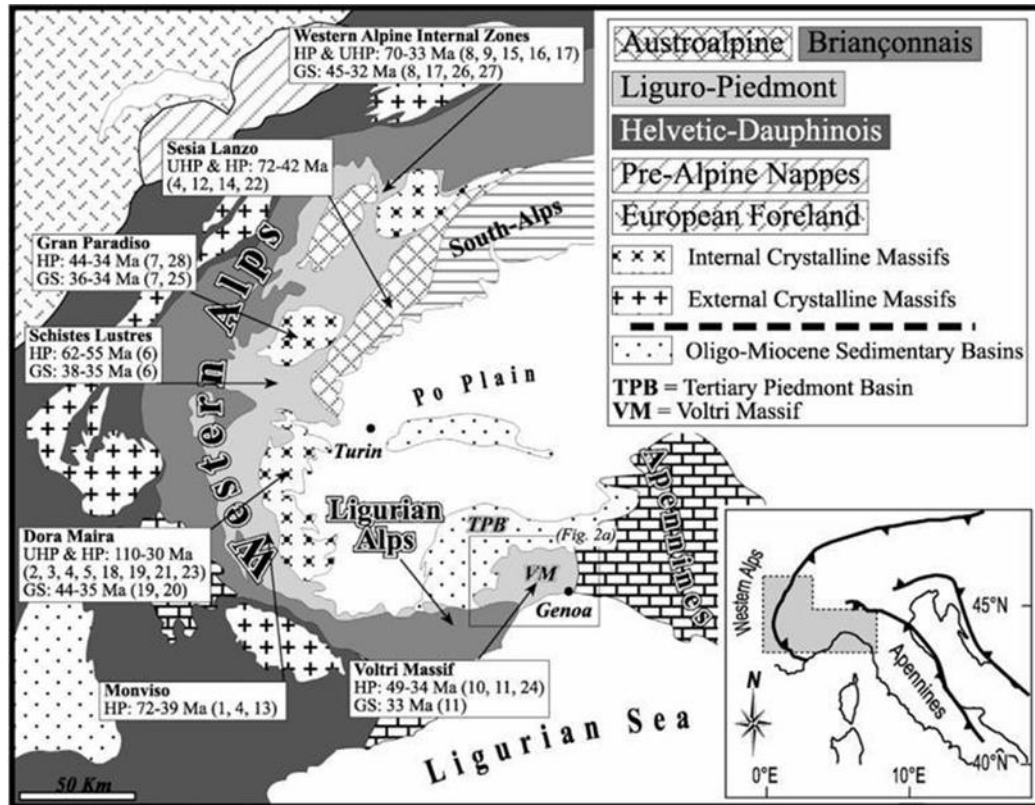


Figura 3.2: Mappa Tettonica delle Alpi con la quale vengono evidenziati i dati geocronologici e i domini paleogeografici, descritti in legenda, nei quali ricadono. In particolare, viene evidenziata l'area delle Alpi Occidentali nella quale ricade il Massiccio di Voltri (VM). Vignaroli et al, 2010

3.2 Le Ofioliti Liguri: Massiccio di Voltri

Il massiccio di Voltri è un complesso meta-ofiolitico appartenente alle Alpi Liguri e rappresenta un residuo del dominio oceanico ligure-piemontese, subdotto durante la convergenza tra le placche Europa e Adria (Chiesa et al., 1975, Vanossi et al., 1984, Capponi e Crispini, 2008). Limitato ad est dalla zona di Sestri-Voltaggio, a ovest poggia sul basamento continentale di Savona delle Alpi Occidentali mentre a nord è limitato dai sedimenti terziari del Bacino Piemontese. Esso è costituito da unità ofiolitiche costituite da serpentiniti, eclogiti associate, lherzoliti serpentinite e metasedimenti (Capponi e Crispini, 2008). Queste rocce sono state interpretate come materiali di origine oceanica coinvolti nei processi orogenici alpini e registrano un'evoluzione strutturale e metamorfica complessa: dall'alterazione oceanica, alla subduzione, fino agli eventi di collisione e successiva esumazione (ad es. Cimmino et al., 1979, 1981; Hermann et al., 2000; Crispini e Capponi, 2007).

Il Massiccio di Voltri è costituito da unità tettono-metamorfiche appartenenti all'oceano ligure-piemontese giurassico. Le principali litologie derivano dalla crosta oceanica e dalla sua copertura sedimentaria, nonché da porzioni del mantello superiore subcontinentale. Sono inoltre presenti piccole porzioni di sedimenti di margine continentale con probabile affinità pre-piemontese o piemontese (Capponi e Crispini, 2008). Storicamente, il Massiccio di Voltri è stato suddiviso in sei unità elementari sulla base di caratteristiche petrografiche e relazioni tettoniche (Chiesa et al., 1975):

- Beigua, San Luca–Colma e Ponzema;
- Erro–Tobbio;
- Ortiglieto;
- Voltri–Rossiglione e Alpicella;
- Palmaro–Caffarella;
- Varazze.

Tuttavia, studi successivi dagli anni '80 hanno mostrato che tale suddivisione non è coerente (Capponi et al., 1986; Capponi, 1987, 1991; Capponi e Crispini, 1997; Crispini e Frezzotti, 1998; Capponi e Crispini, 2008), evidenziando che, salvo pochi casi, le distinzioni nell'evoluzione tettonometamorfica tra queste unità non sono significative.

Il Beigua, San Luca–Colma e Ponzema consiste in gran parte di rocce ultramafiche subordinate a eclogiti e metagabbri, mentre l'Erro–Tobbio è costituito da lherzoliti e peridotiti serpentinite, con quantità minori di metagabbri eclogitici. La principale differenza tra queste unità riguarda il grado di serpentinizzazione delle peridotiti di mantello: nel Beigua e nel Ponzema la serpentinizzazione è molto intensa, al punto da cancellare quasi completamente le caratteristiche del protolite mantellare. Per questo motivo le serpentiniti del Beigua sono interpretate come una porzione di mantello oceanico subdotto (es. Piccardo, 2013).

Al contrario, **le peridotiti dell'Erro–Tobbio** sono meno serpentinizzate e conservano abbondanti resti delle associazioni mantelliche (Piccardo e Vissers, 2007), con origine nel mantello adriatico subcontinentale (Ernst e Piccardo, 1979; Hoogerduijn Strating et al., 1993; Vissers et al., 1991). Questo mantello sarebbe poi risalito in prossimità della superficie dell'oceano Tetide e, secondo Scambelluri e Tonarini (2012), sarebbe stato successivamente subdotto in facies eclogitica come porzione di mantello di hanging-wall della zona di subduzione.

Le sequenze metasedimentarie contenute nelle unità Ortiglieto, Voltri–Rossiglione e Alpicella sono costituite da proporzioni variabili di calcescisti, micascisti, quarziti e marmi che hanno subito metamorfismo ad alta pressione con picco in facies eclogitica (Cimmino e Messiga, 1979). Tutte queste unità condividono una storia metamorfica P–T simile a quella delle rocce ultramafiche e mafiche precedentemente descritte.

L'unità Palmaro–Caffarella è composta da rocce ultramafiche ed ultramafiche intercalate da metasedimenti, ma mostra un picco metamorfico inferiore (circa 400 °C e 1,3 GPa; Cortesogno et al., 1977; Cabella et al., 1994), corrispondente a condizioni di facies a scisti blu. Esiste pertanto una chiara distinzione rispetto alle altre unità del Massiccio del Voltri.

L'unità di Varazze non mostra un picco metamorfico ad alta pressione. Le condizioni di scisti verdi registrate dalle rocce ultramafiche e mafiche di questa unità sembrano essere relative al picco metamorfico, e non a processi di riequilibrio retrograda come nelle altre unità: probabilmente queste rocce non sono state coinvolte in eventi di subduzione.

In epoca più recente, Capponi e Crispini (2008) hanno ridefinito le unità tettono-metamorfiche del Massiccio del Voltri sulla base di nuove evidenze stratigrafiche, metamorfiche e strutturali. Gli autori hanno raggruppato tutte le unità eclogitiche in un'unica "unità del Voltri", mantenendo distinte la Palmaro-Caffarella (in facies a scisti blu) e la Varazze (in facies a scisti verdi). Hanno inoltre riconosciuto una nuova unità tettono-metamorfica, l'unità Angassino-Terma, caratterizzata da condizioni ad alta pressione ma con probabile derivazione paleogeografica distinta.

Condizioni Pressione Temperatura del metamorfismo

Diversi studi hanno evidenziato che il Massiccio di Voltri ha raggiunto condizioni metamorfiche di 18-22 kbar e 500-600°C (Scambelluri, 1995; Federico et al., 2004) rappresentato in Figura 8; caratterizzate, in seguito, da un'evoluzione retrograda causata da sollevamento ed esumazione, con una transizione da condizioni di facies scisti blu a facies scisti verdi (Messiga e Scambelluri, 1991). Ulteriori studi di Scambelluri et al, 1995 hanno osservato, nell'unità Erro-Tobbio, relitti di peridotiti mantelliche postdatati da miloniti ad antigorite. In una fase successiva, la disidratazione parziale della serpentinite e rilascio di fluido durante la formazione di olivina hanno favorito il passaggio da deformazione duttile a fragile. Le associazioni mineralogiche e le strutture osservate sono state interpretate come il risultato della subduzione alpina prograda. Inoltre, durante l'overprint eclogitico a pressioni di 20-25 kbar e temperature di 500-650°C indicato dall'associazione mineralogica presente, l'antigorite è rimasta stabile confermando la capacità delle serpentiniti di trasportare acqua ad elevate profondità.

Pochi studi hanno trattato l'evoluzione metamorfica dei metasedimenti (Unità Voltri-Rossiglione e Palmaro-Caffarella). Tuttavia, l'occorrenza di domini a basso strain con relitti di granato, paragonite, anfibolo e zoisite hanno permesso di stimare condizioni di picco con temperature comprese fra i 450-550°C e pressioni di 12-18 kbar (Vignaroli et al., 2010).

L'unità Beigua è costituita da un'associazione mineralogica antigorite + Tlclinohumite + diopside + clorite \pm tremolite indicativa di un metamorfismo eclogitico a bassa temperatura, pertanto, HP-LT (High pressure-Low Temperature). Rubatto e Scambelluri (2003) hanno stabilito condizioni P-T di picco di 12-15 kbar e 450-500 °C. L'associazione mineralogica è coerente con quella osservata nell'unità Erro-Tobbio ma a condizioni meno spinte, suggerendo quindi una differenza di profondità all'interno dello stesso sistema di subduzione.

Il ritrovamento della coesite come inclusione solida all'interno dei granati nelle eclogiti dell'Unità Voltri (A. Alismo, 2025; Tesi Triennale, DISTAV-UNIGE) identifica la presenza di porzioni di crosta oceanica, Sub-unità interne al Voltri, caratterizzate da un differente metamorfismo. Mentre gran parte dell'unità è contraddistinta da un metamorfismo in facies eclogitica di alta pressione (HP), alcune scaglie tettoniche (sub-unità) hanno seguito un percorso P-T differente e sono state subdotte a profondità maggiori rappresentate dal metamorfismo di ultra alta pressione (UHP) marcato dalla coesite.

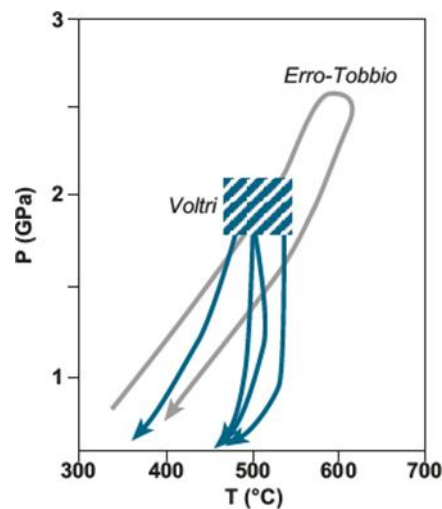


Figura 3.3: percorso P-T rappresentativo dell'unità Voltri ed Erro-Tobbio. L'unità Erro-Tobbio raggiunge pressioni e temperature molto elevate (600°C-2,5GPa), mentre l'unità Voltri raggiunge 2GPa e 500°C, con percorsi retrogradi differenti.

3.3 Area di studio: il settore dell'Unità di Acquasanta

Il settore Sud-Orientale dell'Unità Voltri è caratterizzato dalla presenza di sorgenti idrotermali la cui principale caratteristica consiste nel rilascio di metano abiotico sia da parte di sorgenti lungo il torrente Branega, sia in corrispondenza delle terme del paese di Acquasanta (Cipolli et al., 2004; Boschetti et al., 2013). Gli studi geochimici disponibili indicano che in queste località i processi di produzione di metano abiotico sono analoghi a quelli che avvengono in Oman, in Turchia e nel sistema idrotermale abissale di Lost City (Proskurowski, G., et al. 2008; Etiope et al., 2011; Etiope e Whiticar, 2019). In questi casi di studio, la produzione di metano abiotico e l'assenza di CO₂ sono attribuiti alla serpentinizzazione delle peridotiti di mantello in ambienti continentali e oceanici in seguito dell'infiltrazione di acque meteoriche o di acque oceaniche, e alla loro interazione con le ultramafiti di mantello.

Il Massiccio di Voltri e il settore di Acquasanta sono caratterizzati dalla esposizione di ultramafiti: lo scopo del campionamento e dell'analisi petrologica prodotti in questa tesi è di verificare se l'interazione tra fluidi acquosi e peridotiti di mantello di questo settore del Massiccio di Voltri possa produrre metano e idrogeno, analogamente a quanto descritto per altri massicci ofiolitici alpini (Vitale Brovarone et al., 2017; Vitale Brovarone et al., 2020; Ressico et al., 2025).

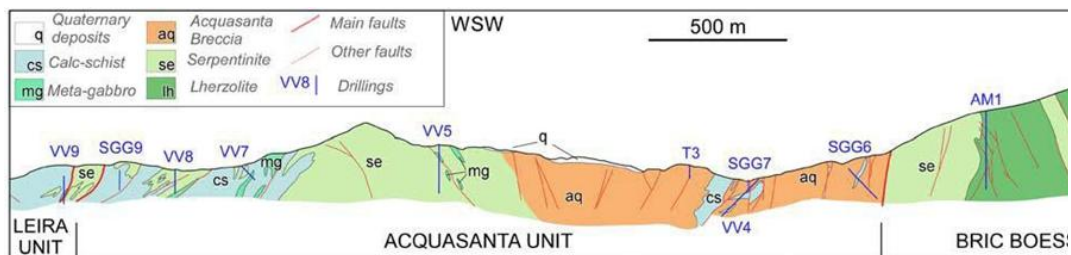
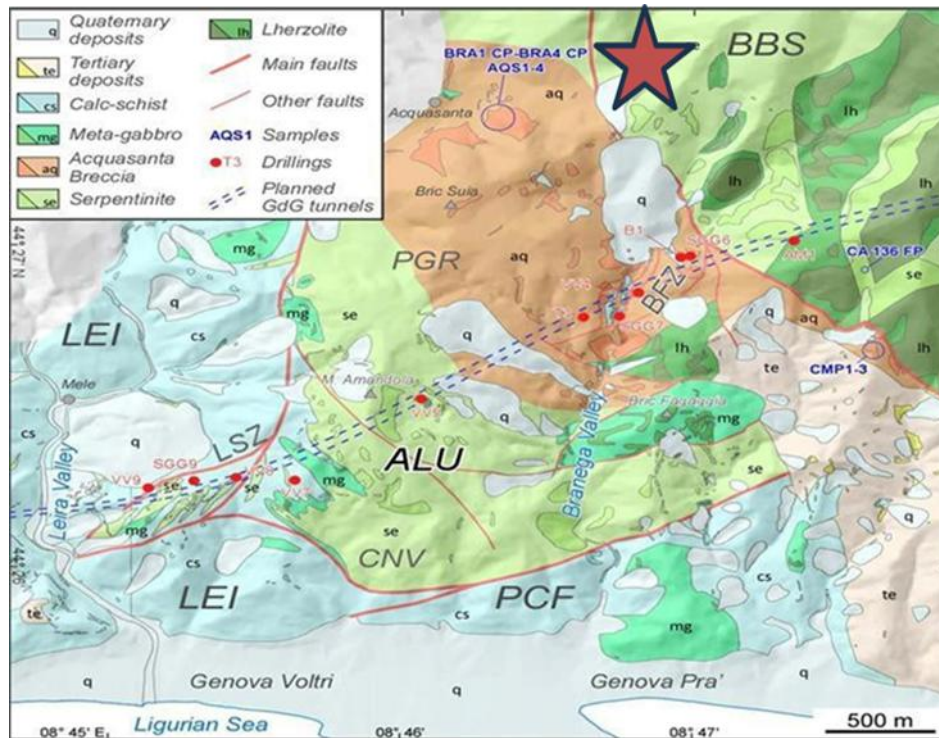


Figura 3.4: Sopra: Carta geologica della parte occidentale del massiccio di Voltri, da Barale et al 2023. LEI: Unità Leira; ALU: Unità Litotettonica Acquasanta; CNV: Sub-Unità Canova; PGR: Sub-Unità Pian Grande; BBS: Unità Bric Boessa; PCF: Unità tettono-metamorfica Palmaro-Caffarella; LSZ: Leira Shear Zone Leira; BFZ: Zona di Faglia Brangea. **Sotto:** la sezione geologica è derivata dalla traccia progettuale del tunnel della gronda. Ne consegue che BFZ è una zona di taglio ad andamento NW-SE che separa ACQUASANTA U. da BRIC BOESSA U., mentre la LSZ (potrebbe) essere uno splay NNE-SSW della zona di taglio quasi N-S che separa ACQUASANTA U. da LEIRA U.

Nel settore dell'Acquasanta il **Massiccio di Voltri** è costituito da meta-ofioliti e meta-sedimenti (calcescisti di Turchino) corrispondenti all'Unità Voltri-Rossiglione (Chiesa et al., 1975; Vignaroli et al. 2010), rappresentati in Fig. 3.4a come Unità Leira (LEI). In questo settore (Fig. 3.4a, b), l'Unità di Voltri è delimitata a est e a sud dall'Unità Palmaro-Caffarella (PCF in Fig. 3.4a; Capponi e Crispini, 2008), costituita dagli stessi litotipi ma caratterizzata da metamorfismo in facies di scisti blu (ad es., Chiesa et al., 1975; Capponi et al., 2016) raggiunto durante l'Eocene medio (43–41 Ma; Federico et al., 2005).

Nel dettaglio, **il settore di Acquasanta** è stato suddiviso in sotto-unità litotettoniche omogenee, separate tra loro da faglie o zone di taglio che post-datano la principale foliazione regionale in facies scisti verdi (Botta et al., 2020; Barale et al., 2023). Si tratta quindi di un assetto tettonico e litologico acquisito negli stadi finali e più superficiali del ciclo orogenico alpino. In questo settore, oltre alle principali unità tettono-metamorfiche di Voltri e Palmaro-Caffarella, è stata identificata l'Unità litotettonica di Acquasanta (ALU), costituita dalle sotto-unità minori interne di Pian Grande e Canova, le Zone di taglio di Leira (LSZ) e del Branega (BFZ) oltre alle unità tettoniche di Bric Boessa (BBS) e Leira (LEI) (Fig. 3.4a; Botta et al., 2020; Barale et al., 2023).

L'ALU è costituita da scaglie di metabasiti, calcescisti, micascisti e serpentiniti massive o brecciate ed è suddivisa in due sotto-unità: Pian Grande (PGR) a nord e Canova (CNV) a sud, separate da faglie post-metamorfiche ad andamento ENE–WSW e prevalente scorrimento orizzontale e NW–SE a carattere transtensionale. La sottounità PGR è dominata da serpentiniti, dominate dal litotipo distinto come Breccia di Acquasanta, che verso il margine orientale dell'ALU mostra una progressiva cataclasizzazione legata alla deformazione lungo la BFZ. La sotto-unità CNV è invece caratterizzata da serpentiniti massicce, con rari interstrati di breccia di Acquasanta nella porzione occidentale e metabasiti in quella orientale, ed è delimitata a sud da un contatto tettonico E-NE che costituisce il confine meridionale dell'Unità di Voltri con l'unità tettono-metamorfica di Palmaro-Caffarella. (Botta et al, 2020; Barale et al, 2023).

L'Unità Litotettonica di Acquasanta (ALU) si estende per circa cinque chilometri quadrati - dal fianco orientale della Valle di Branega a est, verso il settore di Acquasanta a ovest (Fig. 3.4a) - ed è principalmente costituita dalla Breccia di Acquasanta (Barale et al., 2023). È delimitata da due principali contatti tettonici su scala chilometrica, definiti sulla base della loro posizione strutturale all'interno della pila tettonica: il contatto superiore, LSZ, la separa dai calcescisti di Turchino dell'Unità di Leira, mentre il contatto inferiore - indicato come BFZ - la separa dalle meta-ofioliti dell'Unità Tettonica di Bric Boessa (Fig. 3.4A; Botta et al, 2020; Barale et al, 2023).

La LSZ è una zona di taglio duttile–fragile con direzione circa NNE-SSW (Fig. 3.4) che separa scaglie tettoniche di calcescisti, metagabbri e serpentiniti foliate, di dimensioni dell'ordine delle centinaia di metri, dal corpo principale di serpentinite

dell'unità tettonica di Canova (Fig. 3.4a). Essa si è formata durante le prime fasi dell'evoluzione metamorfica retrograda in condizioni da duttile a semi-fragile e, nonostante una significativa riattivazione tardiva, preserva parzialmente l'assetto originario di una zona di taglio duttile in facies scisti verdi (Capponi e Crispini, 2008). Sviluppata ad est dell'ALU, la BFZ rappresenta invece una zona di taglio dominata da processi di deformazione fragili associati a sistemi di faglia. Potente alcune centinaia di metri, coinvolge scaglie ripetute di serpentiniti e calcescisti ed è caratterizzata da rocce di faglia a dominante struttura cataclastica. Sebbene gli indicatori cinematici siano limitati, la geometria complessiva e le strutture mesoscopiche indicano una cinematica prevalentemente transpressiva, parzialmente riattivata in regime estensionale (Botta et al, 2020; Barale et al, 2023).

CAPITOLO 4

Risultati

4.1 Area di studio

Allo scopo di comprendere i processi tettonici e metamorfici che hanno interessato il Massiccio di Voltri, il lavoro è stato incentrato su peridotiti serpentinite poco studiate che affiorano nel settore meridionale del Massiccio; presso la località di Acquasanta, nell'entroterra del ponente genovese (Figura 4.1). È stata selezionata un'area dove affiorano peridotiti serpentinite che rappresentano i potenziali protoliti della breccia di Acquasanta, in modo da poter ricostruire in dettaglio i processi di serpentinitizzazione registrati da queste rocce. L'area di campionamento è rappresentata dalla stella riportata in Figura 4.1. Considerata la folta copertura boschiva che caratterizza questo areale, il campionamento è stato eseguito all'interno di cave dismesse (e.g. Cava di Bielenite – termine desueto per indicare websteriti ricche in olivina). A causa della pericolosità delle cave campionate, le cui pareti scaricano frammenti di roccia), non è stato eseguito uno studio di terreno di dettaglio. La localizzazione dei campioni di peridotiti parzialmente serpentinite è la seguente: Lat 44° 28' 0.26'' N e Long 8° 46' 46.74'' E. Dal punto di vista macroscopico le rocce presentano una struttura massiva senza foliazioni e sono caratterizzate da una diffusa alterazione meteorica e da un grado di serpentinitizzazione variabile, nonostante il quale è stato possibile riconoscere cristalli di olivina e pirosseno.

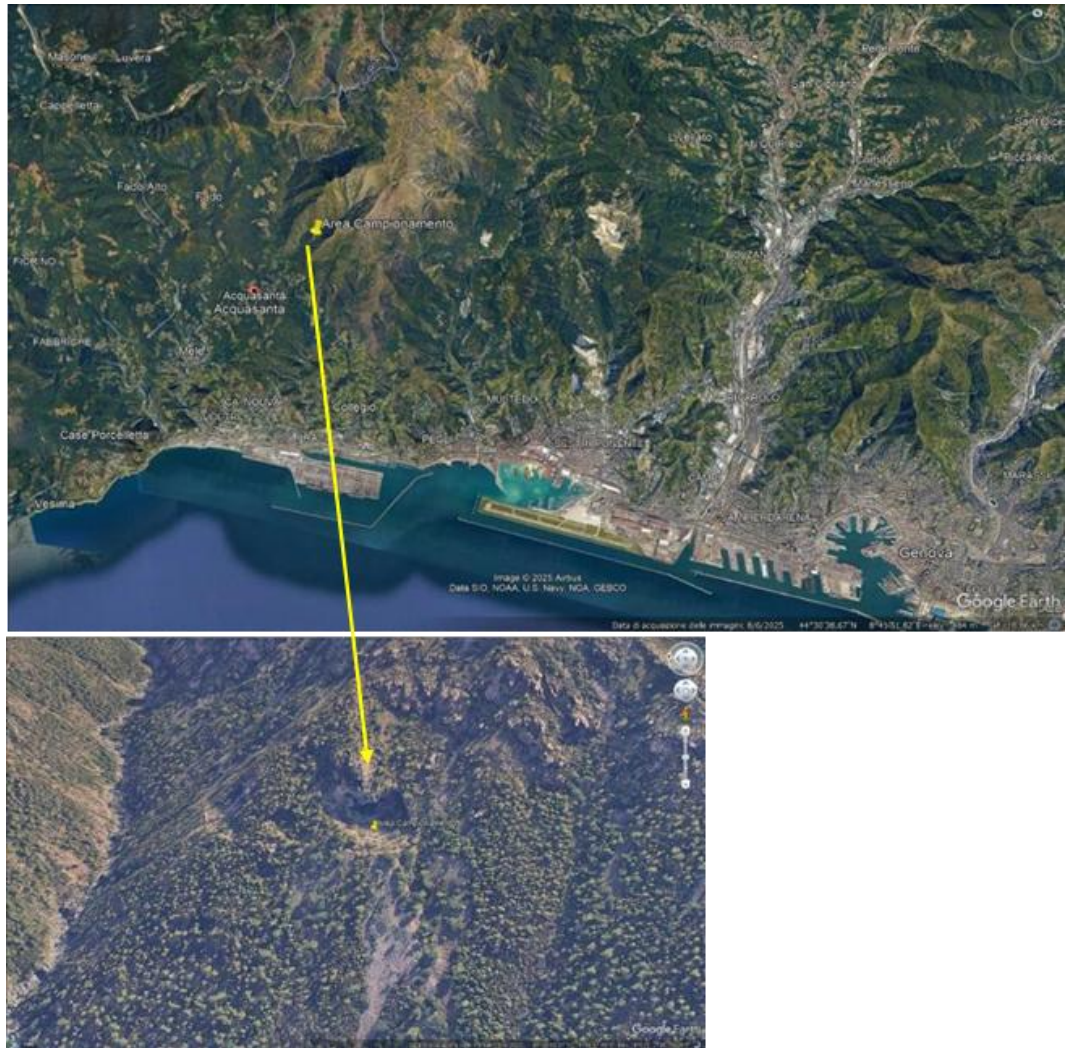


Figura 4.1: Immagine ritagliata da Google Earth Pro, si osservano la città metropolitana di Genova a sud-est; la località di Voltri a sud-ovest e sopra di essa la località di Acquasanta dove sono state raccolti i campioni del seguente lavoro. Con il segnaposto si evidenzia la cava di bismuto situata a Nord di Acquasanta dalla quale sono state campionate le rocce alle coordinate: Lat $44^{\circ} 28' 0.26''$ N e Long $8^{\circ} 46' 46.74''$ E.

4.2 Petrografia e Microstrutture

Lo studio petrografico è stato eseguito su campioni di peridotiti e metaperidotiti serpentizzate utilizzando sezioni sottili di spessore variabile da 30 a 100 μm . In seguito allo studio al microscopio ottico, sono state selezionate quattro sezioni analizzate approfonditamente mediante tecniche Raman e mediante la microscopia elettronica (SEM), basandosi sul grado di ricristallizzazione e deformazione delle rocce analizzate. Particolare attenzione è stata dedicata all'analisi e allo studio delle inclusioni fluide all'interno delle olivine di mantello ancora preservate in queste rocce.

I campioni selezionati hanno sigla identificativa AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3, e rappresentano peridotiti parzialmente serpentizzate con differenti gradi di deformazione. AB1.1-AB1.2-AB2.1 hanno un aspetto massivo, mentre AB2.3 è foliata; in queste rocce è possibile osservare diversi stadi di evoluzione attraverso le generazioni di serpentino presenti sostituendo le vecchie paragenesi di mantello ancora preservate. Qui di seguito vengono descritti i suddetti campioni.

Campione AB1.1

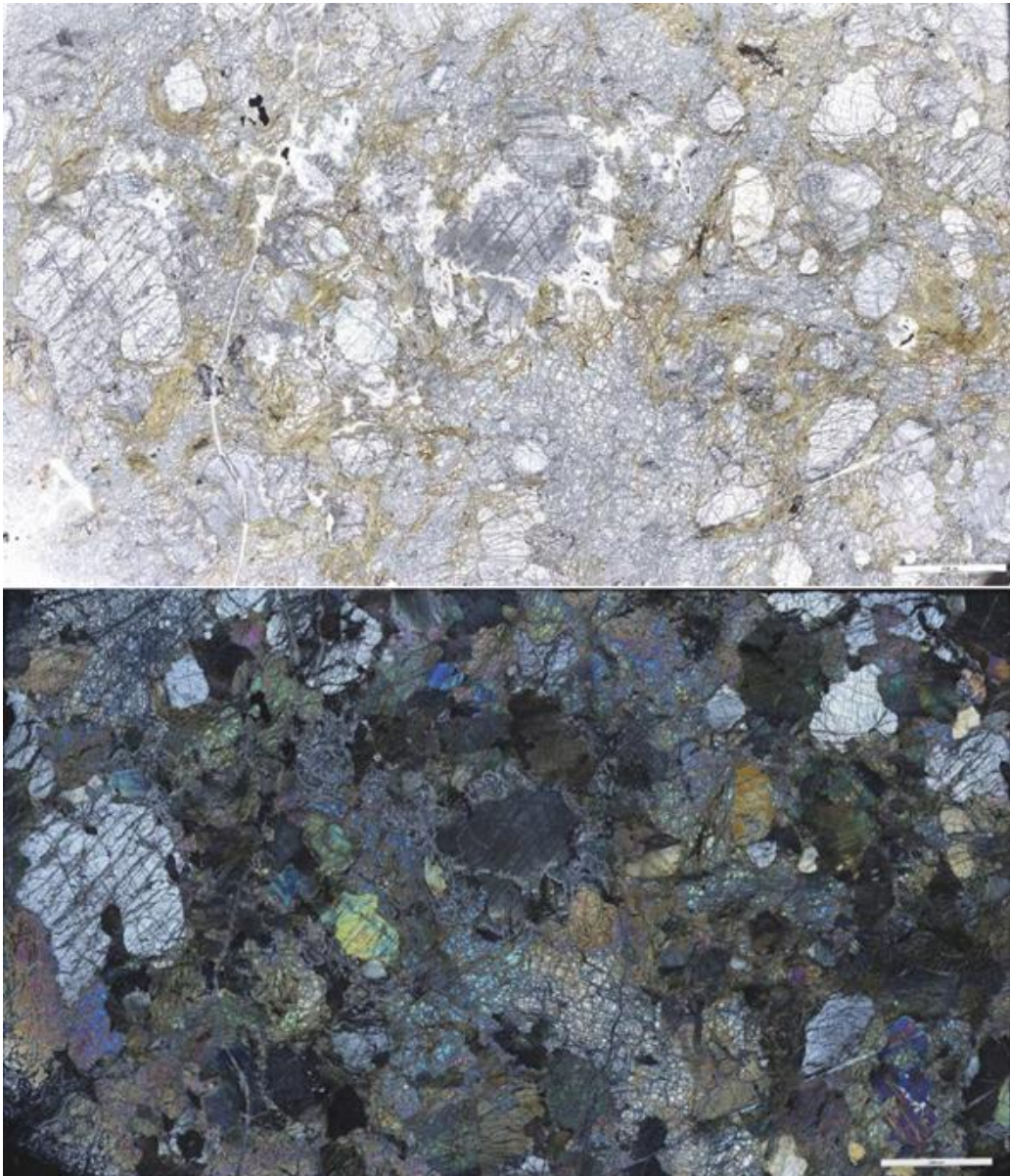


Figura 4.2: Foto panoramica della sezione AB1.1 a nicols paralleli e nicols incrociati. La sezione presenta una struttura massiva non foliata nella quale sono osservabili i minerali di mantello ancora preservati: olivina, minerale opaco e pirosseni facilmente distinguibili. Come si osserva in figura la roccia presenta un basso grado di serpentinizzazione che interessa l'intero volume andando a formare dei network visibili alla scala millimetrica. La scala in basso a destra indica 5000 μ m

La roccia presenta una struttura massiva (Figura 4.2), all'interno della quale sono ancora distinguibili i relitti dei minerali costituenti la paragenesi di mantello: olivina forsteritica, clinopirosseno (diopside), ortopirosseno (enstatite) e spinello. I minerali sono stati riconosciuti grazie alle loro caratteristiche ottiche, dagli spettri Raman e dalle analisi chimiche presentate nel Capitolo 5.

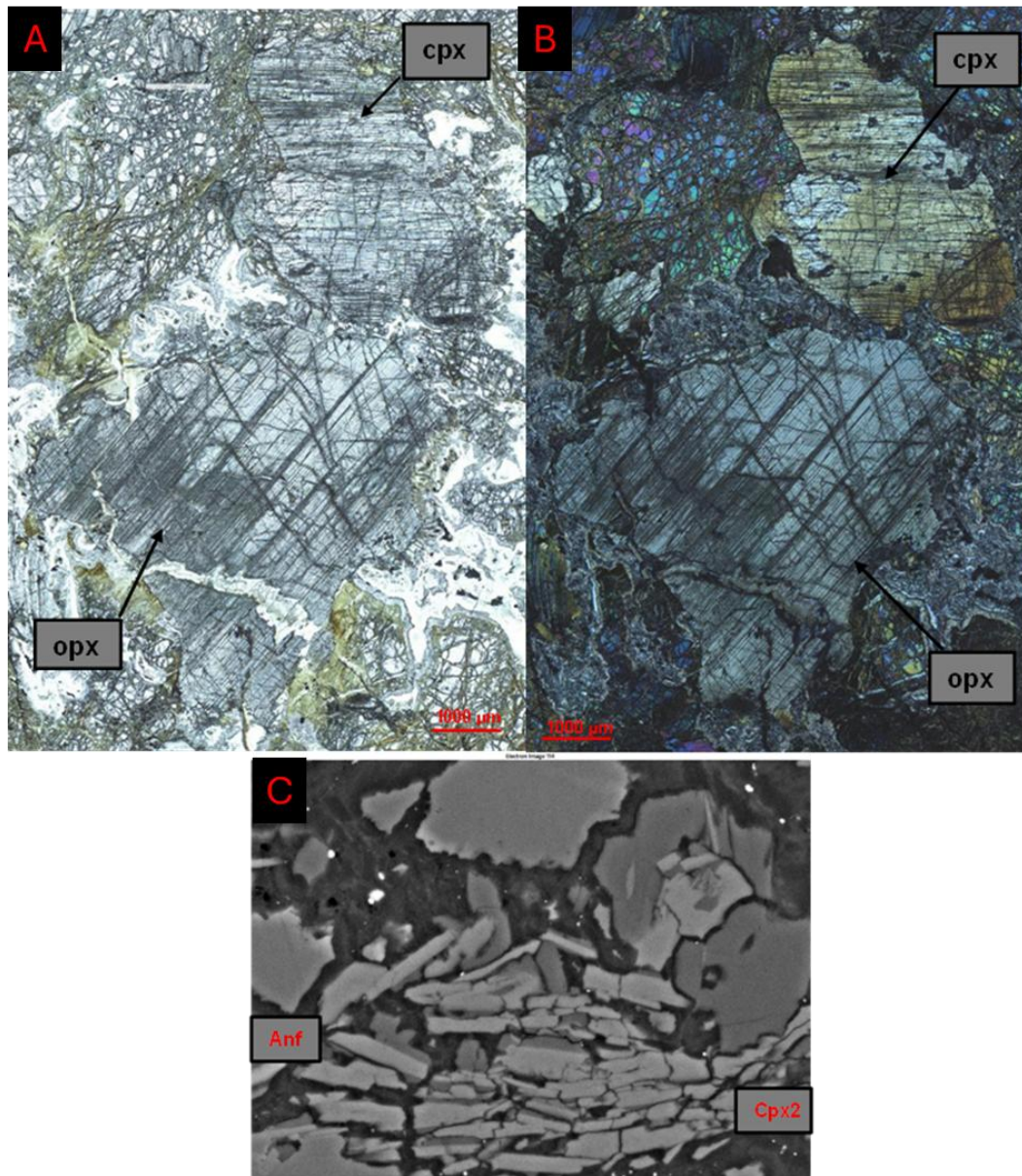


Figura 4.3: immagini a nicols paralleli (A) ed incrociati (B) rappresentative di un ortopirosseno (opx), e di un clinopirosseno (cpx). Minerali di dimensioni millimetriche rappresentativi la paragenesi di mantello. Si osserva che c'è un principio di serpentinizzazione lungo le sfaldature e le fratture interne a questi due minerali. C) immagine in back scatter ottenuta al FEG-SEM rappresentativa della sostituzione di clinopirosseno metamorfico (Cpx2), che si presenta chiaro rispetto all'anfibolo (anf).

Il clinopirosseno e l'ortopirosseno sono ancora ben preservati (Figura 4.3); a nicols paralleli i cristalli appaiono trasparenti e scarsamente pleocroici, a nicols incrociati i pirosseni sono distinguibili dai diversi colori di interfrenza (più elevati per il clinopirosseno e più bassi per l'ortopirosseno) e dai differenti angoli di estinzione. In questi minerali la serpentinizzazione è iniziata dai bordi dei cristalli e dai piani di sfaldatura interni ad essi (Figura 4.3). La microscopia ottica

ed elettronica ha evidenziato una serie di sostituzioni multiple del pirosseno di mantello: una prima pseudomorfo da parte di diopside (Cpx 2) è stata seguita dallo sviluppo di tremolite (Figura 4.3).

Il minerale opaco appartenente al gruppo dello spinello è un minerale cromifero: picotite (Pic) (Figura 4.4). Lo spinello è circondato da corone e pseudomorfo a clorite (Chl) che si presenta incolore disposta a raggiera, con bassi colori di birifrangenza con estinzione ondulata.

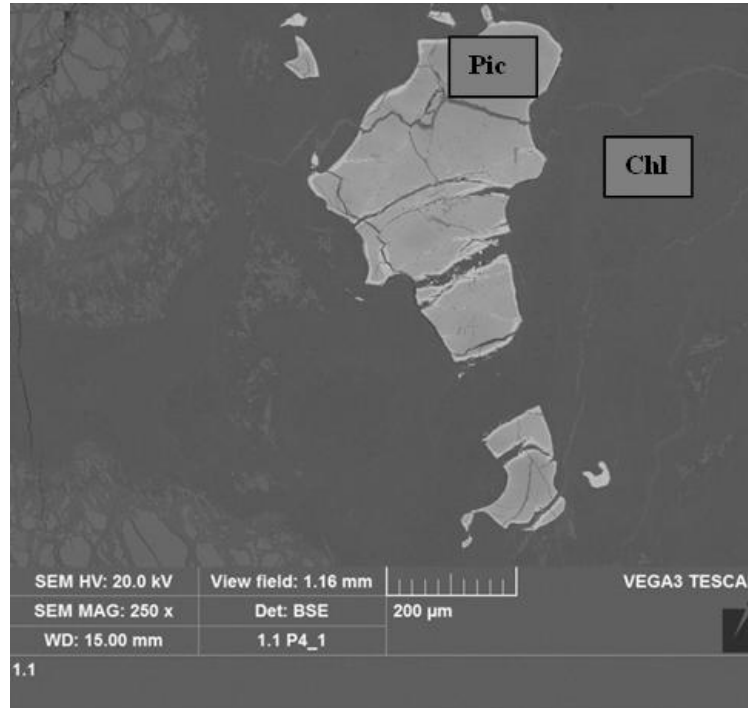


Figura 4.4 immagine al microscopio elettronico in Back Scatter rappresentante un minerale opaco, distinguibile dall'elevato grado di riflessione; dalle analisi chimiche è emerso che è uno spinello cromifero (Picotite: Pic) circondato da clorite (Chl) che lo sostituisce.

Il campione AB1.1 presenta inoltre plaghe di forma irregolare caratterizzate da cuori torbidi, che costituiscono pseudomorfo a grana finissima non risolvibili al microscopio ottico, circondate da bordi trasparenti a clorite (Figura 4.5). A contatto con l'olivina di mantello queste plaghe possono sviluppare corone di tremolite, di colore grigio chiaro a basso rilievo che presenta elevata birifrangenza. Analizzati in microscopia elettronica ad alta risoluzione, i cuori torbidi all'interno di queste plaghe risultano costituiti da granato. Le pseudomorfo possono sostituire originario plagioclasio che impregnava le peridotiti di mantello.

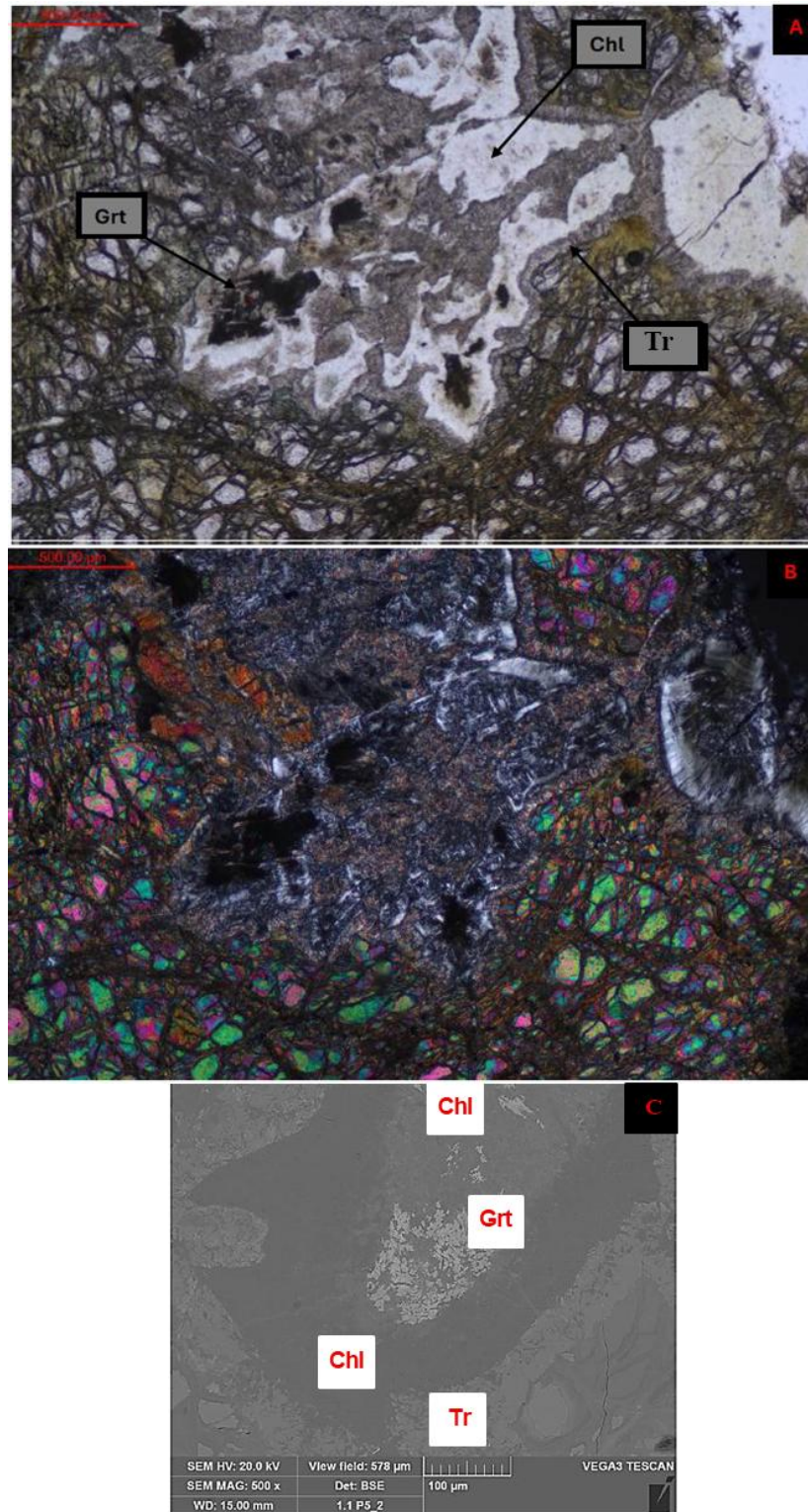


Figura 4.5: immagini a nicols paralleli (A) ed incrociati (B) rappresentative di un vecchio sito del plagioclasio completamente sostituito da nuova associazione mineralogica. Al bordo e talvolta al centro presenta Tremolite (Tr), minerale ad elevati colori di birifrangenza. Al cuore vi è granato (Grt), minerale scuro, distinto grazie alla spettroscopia raman e alle analisi chimiche eseguite su di esso. Il minerale incolore che contorna il granato è clorite (Chl). C) foto in back scatter al FEG-SEM del vecchio sito del plagioclasio nel quale si evidenziano 3 differenti minerali: granato centrale ad elevata riflettività (Grt); contornato da clorite che si presenta in due differenti grigi (chiaro e scuro; Chl); ed infine tremolite (Tr) che corona l'area.

L'olivina di mantello (Ol 1; Figura 4.6) si presenta incolore e ad alto rilievo, fratturata e con elevati colori di birifrangenza. Presenta una prima sostituzione da parte di serpentino (S1a) sviluppatosi secondo tessitura a maglie. La tessitura a maglie (Figura 4.6 - 4.7) è costituita da vene multiple di serpentino S1a (risultato lizardite in seguito all'analisi Raman, vedi capitolo 5) con al cuore cristalli allungati di magnetite.

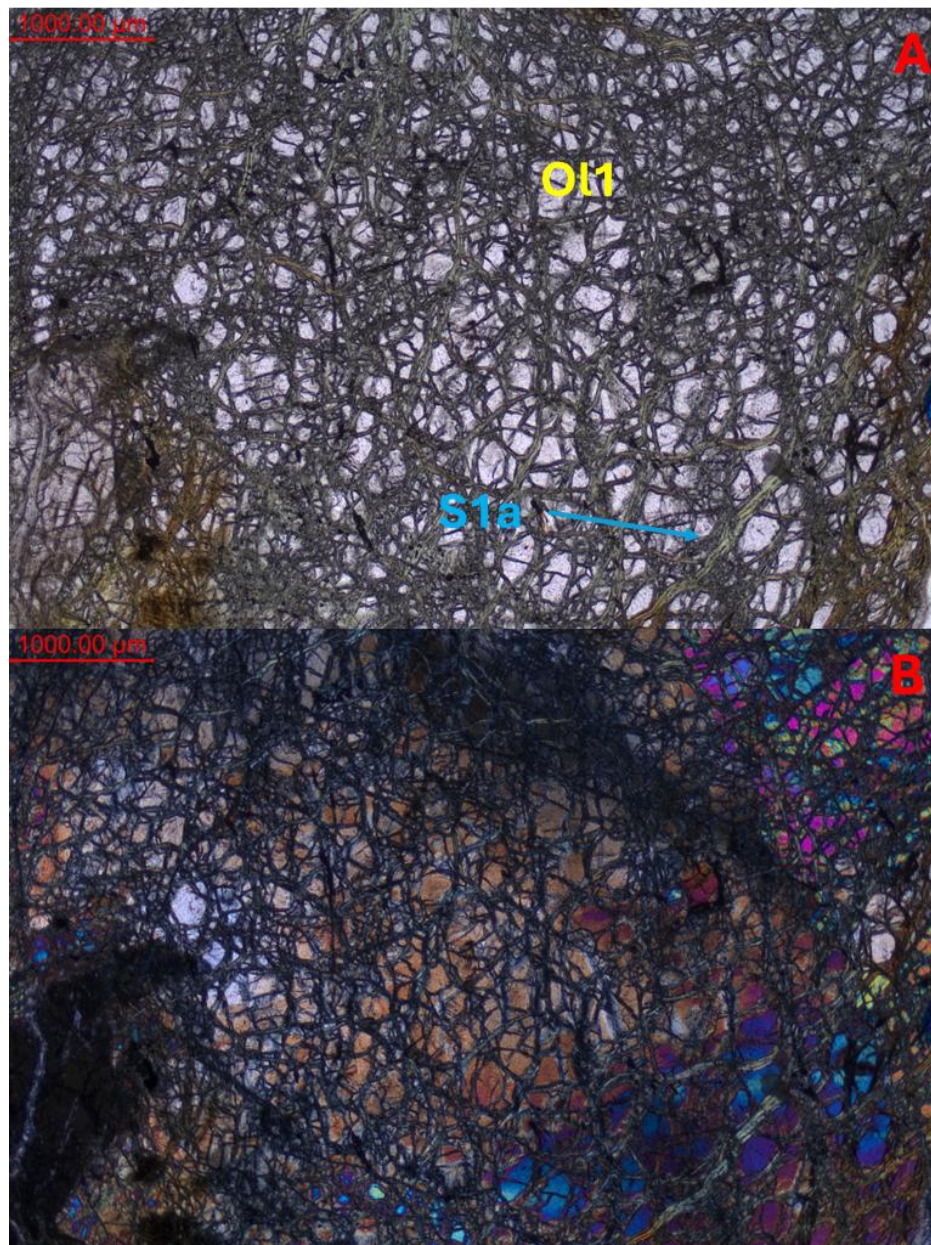


Figura 4.6: immagine a nicols paralleli (A) ed incrociati (B) rappresentativa l'olivina di mantello (Ol 1), si presenta incolore ad alto rilievo con elevati colori di birifrangenza. Risulta molto fratturata lungo le quali è iniziata la serpentizzazione (S1a), in queste maglie il serpentino di colore verdastro è Lizardite, riconosciuta grazie alla spettroscopia Raman. Al cuore di queste maglie a serpentino si ha un minerale opaco, magnetite, evidenziato dalle analisi chimiche.

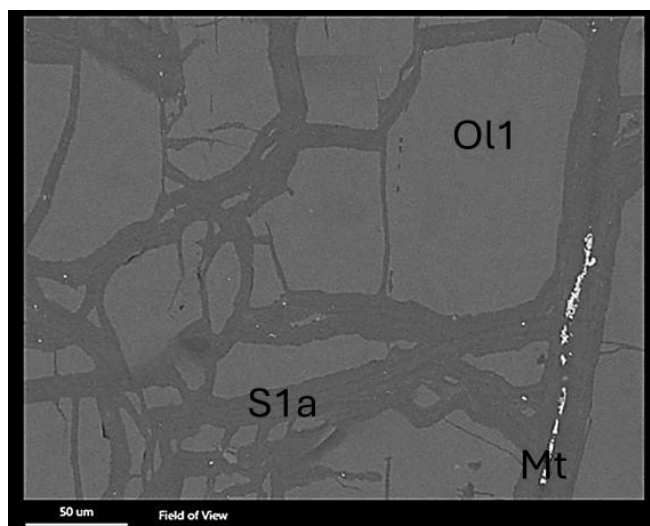
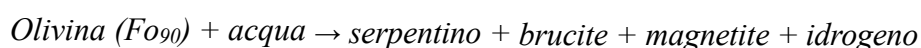
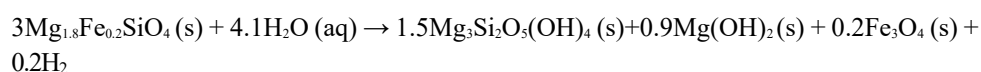


Figura 4.7: foto scattata al microscopio elettronico in back scatter. Particolare della tessitura a maglie nella quale si ha la sostituzione statica per pseudomorfosi del serpentino sull'olivina, presenta al cuore, sporadicamente, minerali opachi (magnetite) ad alta riflettività. Si osserva che all'interno della tessitura a maglie si hanno più stadi di serpentizzazione ed apertura. Ol1: olivina di mantello; Mt: magnetite; S1a: lizardite

Tale struttura è rappresentativa della reazione di idratazione dell'olivina, con la quale il serpentino sostituisce staticamente l'olivina e conseguente precipitazione della magnetite, minerale opaco al centro delle maglie, con inizio a 200°C e pressioni di 500bar con produzione di H₂(aq) (massima a 300°C) (Seyfried et al, 2007):



Le olivine di mantello e (Ol1) e le maglie a serpentino S1a (lizardite) + magnetite mostrate nelle Figure 4.6, 4.7 sono tagliate da strutture lineari caratterizzate dalla presenza di cristalli di olivina microcristallina dagli elevati colori di birifrangenza e con differenti orientazioni cristallografiche (Ol2; Figura 4.8). La presenza di olivina in queste strutture è stata inoltre confermata dalla spettroscopia Raman e dalle analisi chimiche. L'olivina Ol2 microcristallina presente nelle strutture di Figura 4.8 è sostituita da serpentino di seconda generazione (S2a) incolore ed aghiforme differente rispetto a quello presente nella tessitura a maglie dell'olivina (Figura 4.8A, B). In base alle analisi Raman e composizionali (vedi capitolo 5) il serpentino S2a corrisponde ad antigorite.

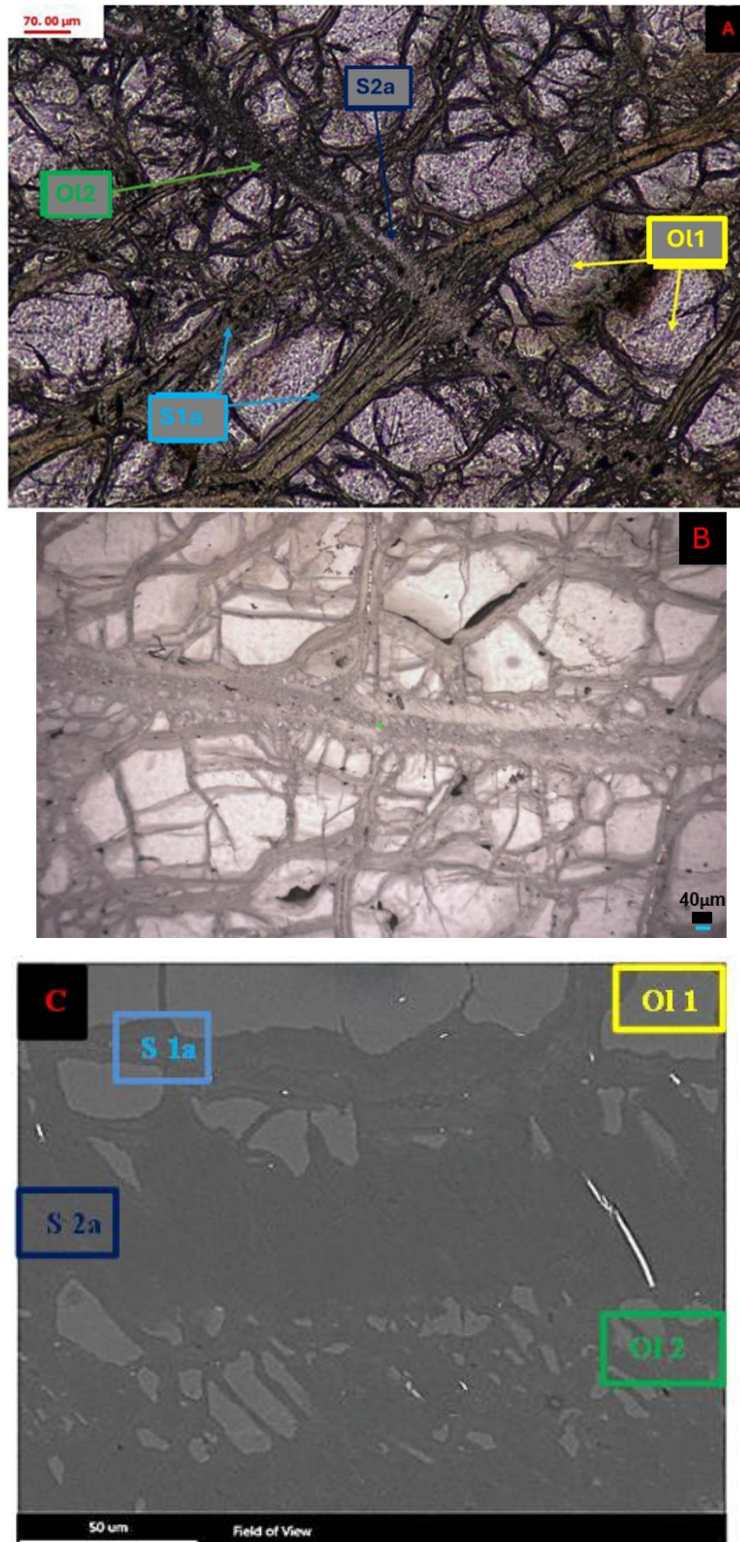


Figura 4.8: **A)** immagine rappresentativa di una frattura di seconda generazione costituita da serpentino S2a incolore aghiforme con al cuore olivina microcristallina O12 che taglia l'olivina di mantello O11 e la tessitura a maglie su di essa costituita da serpentino S1. **B)** particolare di Fig. 4.8A presa in luce riflessa ad ingrandimenti maggiori, rappresentativa della stessa frattura di seconda generazione costituita da serpentino e olivina microcristallina che tagliano l'olivina di mantello e la tessitura a maglie su di essa. Si osserva che all'interno delle maglie e della frattura di seconda generazione sono presenti diverse generazioni di serpentino distinguibili dal grado di riflessione della luce. **C:** scattata al microscopio elettronico in back scatter, particolare della Figura 4.8B nella quale si osserva l'olivina 2 al centro dell'immagine, immersa in fratture costituite da antigorite.

Il serpentino 2 sostituisce l'olivina 2, rappresentando quindi uno stage tessiturale evolutivo distinto. Le fratture ad O12 e S2a che tagliano la tessitura mantellica del campione AB1.1 sviluppano lunghezze di svariati millimetri. In particolare, le fratture sono distinguibili per la presenza (linee rosse in figura 4.6) o l'assenza di olivina O12 associata a serpentino S2a.

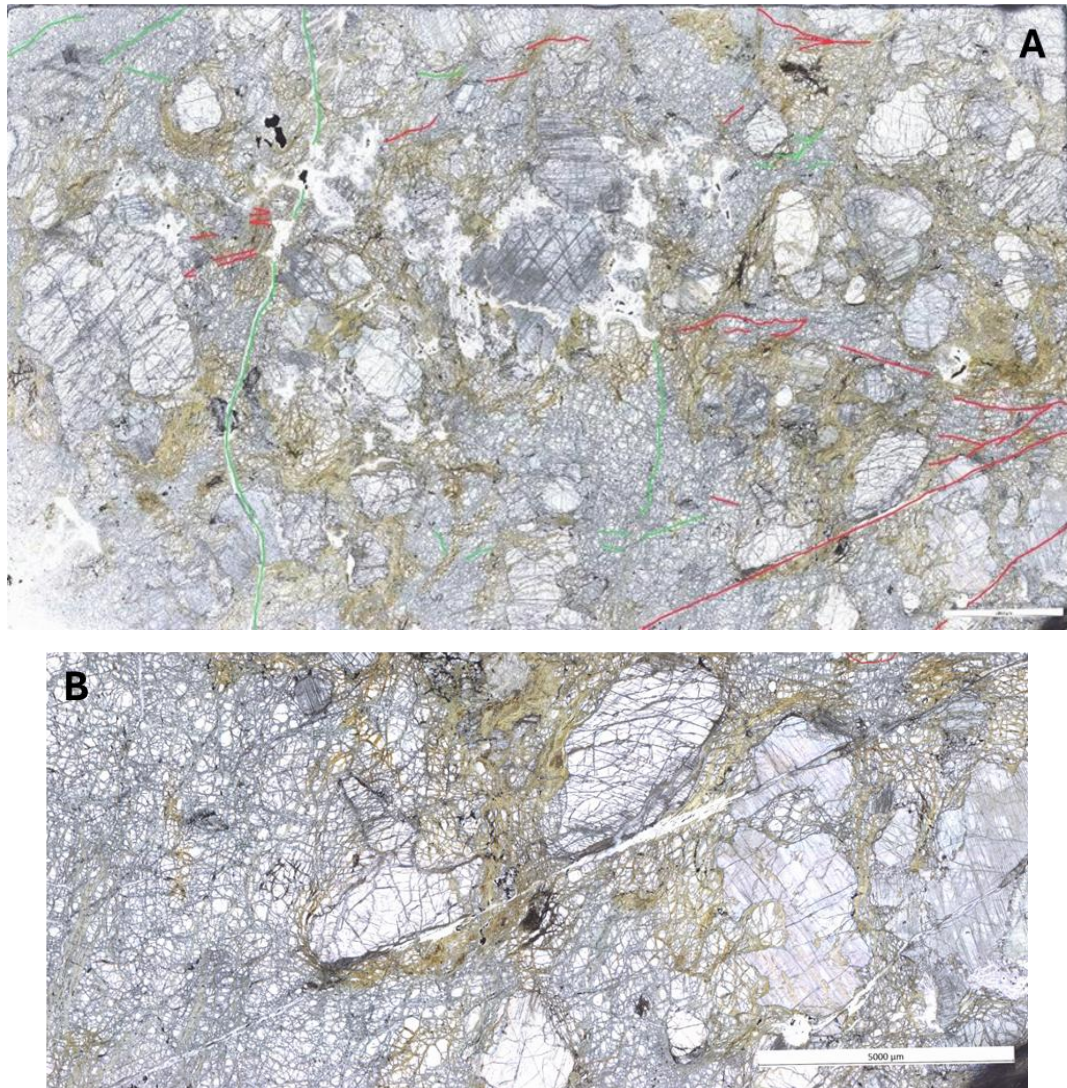


Figura 4.9: A) L'immagine mostra la sezione AB1.1 caratterizzata da una fitta rete di fratture le quali secondo la loro disposizione geometrica formano angoli caratteristici dei sistemi di fratture coniugate. Sono state evidenziate tramite colori diversi per distinguerne la presenza di olivina microcristallina (O1 2; linee rosse) o l'assenza (linee verdi). **B)** L'immagine mostra un particolare della sezione AB1.1. Si osserva la dislocazione del pirosseno di mantello ad opera di una struttura lineare. All'interno di questa struttura è presente serpentino S2a (antigorite) e olivina 2 sporadicamente.

Come rappresentato in Figura 4.9 si è osservato che l'olivina microcristallina (O1 2) è orientata lungo set di fratture che, secondo la loro disposizione geometrica, formano angoli caratteristici dei sistemi di fratture coniugate.

Campione AB1.2



Figura 4.10: *Panoramica della sezione AB1.2 a nicols paralleli e a nicols incrociati. La roccia presenta un grado di deformazione avanzato, non presenta foliazione preferenziale. All'interno della sezione sono ancora distinguibili i minerali di mantello: olivina e minerale opaco (spinello), mentre i pirosseni non sono più distinguibili. La scala in basso a destra indica 5000 μ m.*

La roccia presenta una struttura massiva, priva di foliazione preferenziale (Figura 4.10). All'interno della sezione sono ancora distinguibili i relitti dei minerali di mantello rappresentati da olivina forsteritica e spinello, mentre ortopirosseno e clinopirosseno non risultano più osservabili in microscopia ottica. I minerali sono stati riconosciuti grazie alle loro caratteristiche ottiche, dagli spettri Raman e dalle analisi chimiche presentate nel Capitolo 5.

In sezione sono presenti minerali fortemente alterati che potrebbero essere bastiti, ovvero pseudomorfofosi dei pirosseni sostituiti da minerali del gruppo del serpentino. Le analisi chimiche al microscopio elettronico hanno evidenziato che tali minerali rappresentano un clinopirosseno, sostituito per pseudomorfofosi da anfibolo calcico e immerso in clorite e serpentino (Figura 4.11).

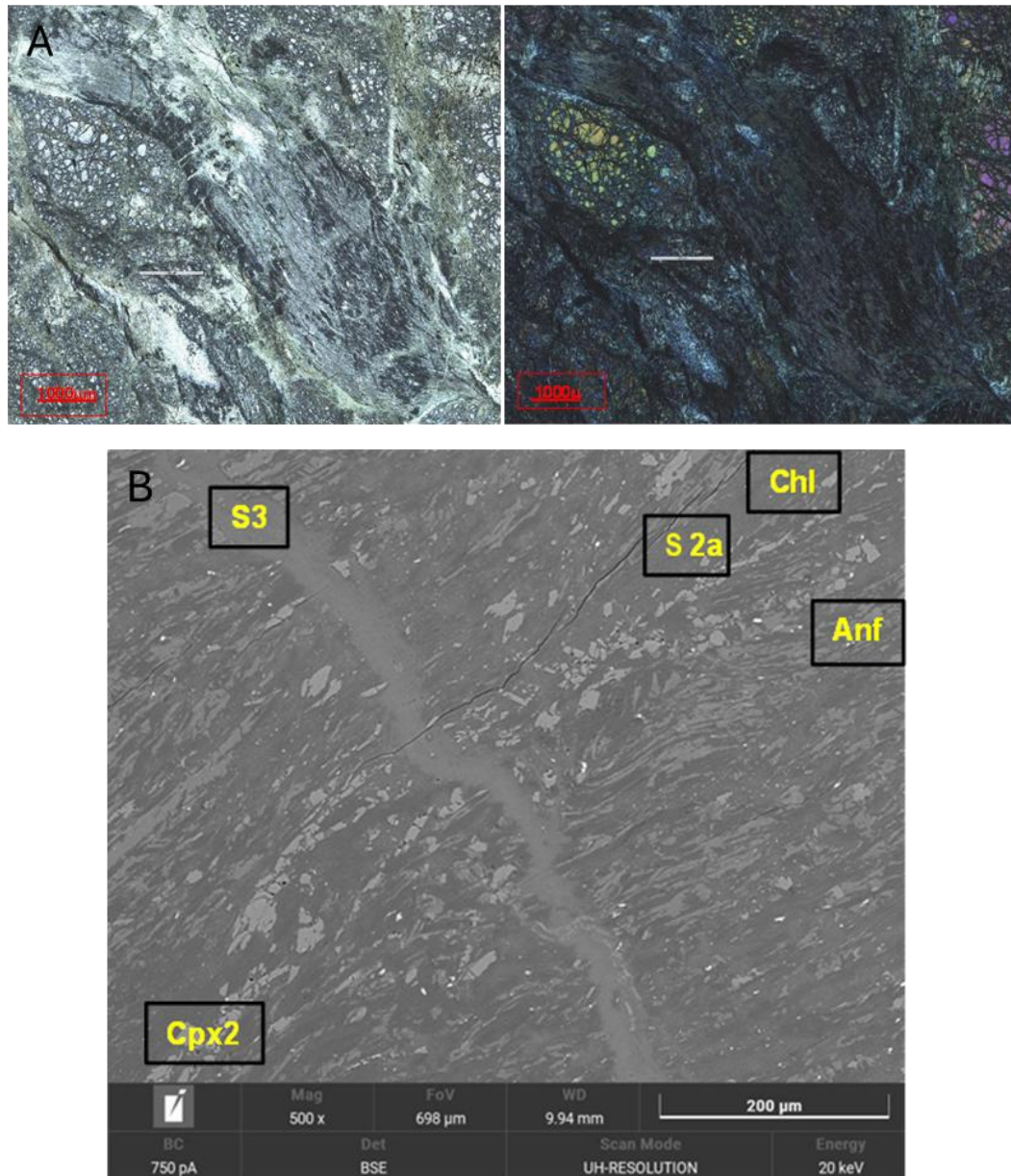


Figura 4.11: **A)** immagini a nicols paralleli e nicols incrociati, rappresentative di una bastite, derivante dalla pseudomorfofosi di minerali del gruppo del serpentino sui pirosseni. **B)** foto scattata al FEG-SEM in back scatter. Foto rappresentativa di una vena di terza generazione costituita da minerale del gruppo del serpentino (S3) che taglia una bastite. Dalle analisi chimiche sui minerali interni alla bastite è emerso che i minerali più chiari sono clinopirosseni metamorfici (Cpx2), quelli grigio chiaro aventi stessa morfologia sono anfiboli (Anf), che sostituiscono i pirosseni per pseudomorfofosi; infine, si hanno clorite (Chl) e serpentino (S2), i minerali grigio scuro in cui sono immersi, la Clorite si presenta più scura.

I minerali opachi sono contornati da corone di clorite che si presenta incolore e disposta a raggiera, con bassi colori di birifrangenza con estinzione ondulata. Inoltre, grazie alla microscopia elettronica sono stati rinvenuti solfuri al centro del minerale cromifero (Figura 4.12).

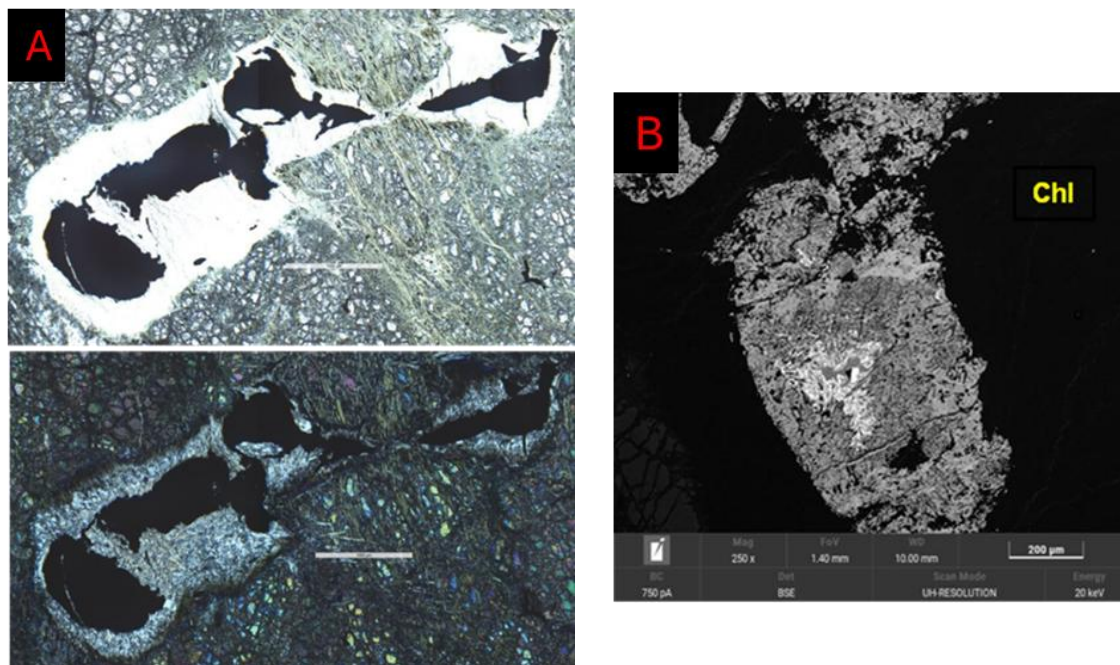


Figura 4.12: *A)*, immagini rappresentative minerale opaco a nicols paralleli e nicols incrociati. Il minerale fa parte dell'associazione mineralogica di mantello ancora ben preservato all'interno della roccia risulta circondato da minerale incolore, disposto a raggiera con bassi colori di birifrangenza. *B)* scattata al FEG-SEM in back scatter, rappresenta un minerale opaco appartenente al gruppo dello spinello il quale mostra al centro minerali a più alta riflettività. Dalle analisi chimiche è emerso che la differenza nella scala di grigi interni al minerale opaco è data da differenze composizionali del minerale cromifero, mentre il minerale ad elevata riflettività rappresenta un solfuro. Il minerale che contorna lo spinello è clorite (Chl).

L'olivina di mantello (Ol 1; Figura 4.13) appare fortemente fratturata, ad alto rilievo e con elevati colori di birifrangenza. Su di essa si sviluppa una tessitura a maglie poligonali, costituita da serpentino verde chiaro S1a (risultato lizardite in seguito all'analisi Raman, vedi capitolo 5) che presenta al cuore cristalli allungati di magnetite. Le zone più giallastre del serpentino sono probabilmente attribuibili a fenomeni di ossidazione/alterazione.

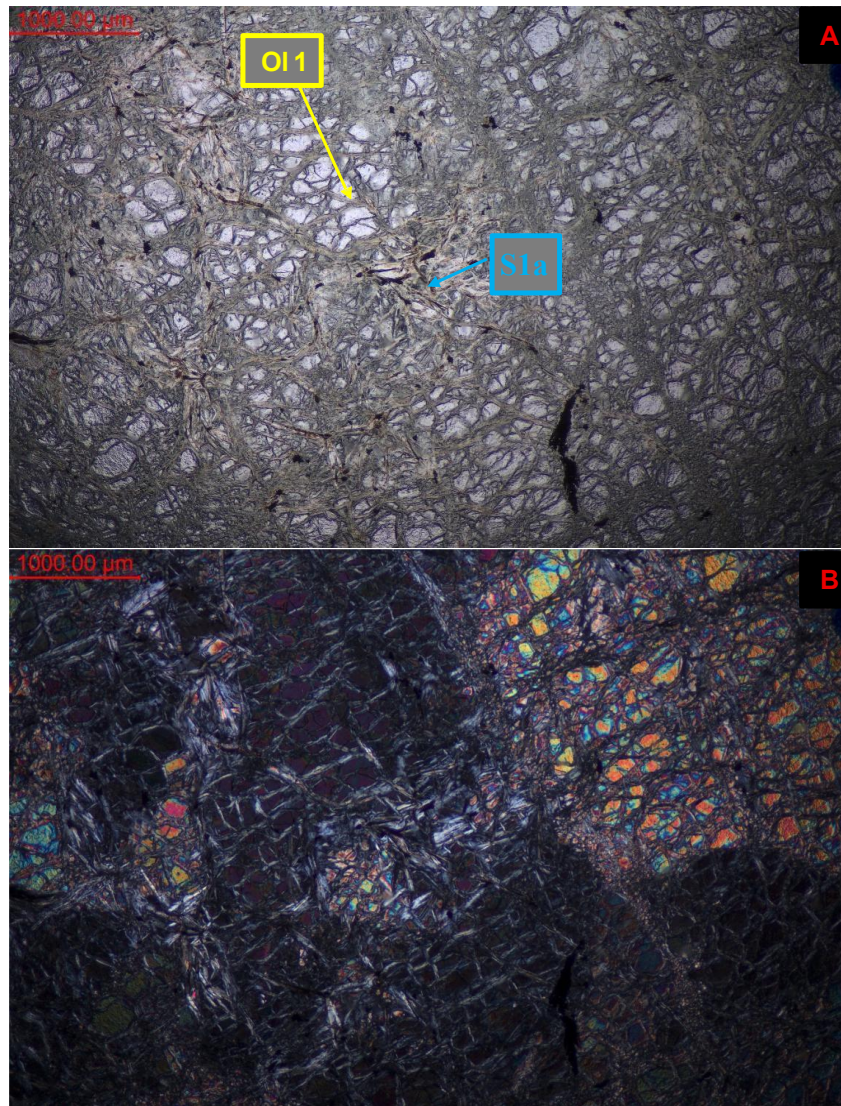


Figura 4.13: foto a nicols paralleli (A) ed incrociati (B) rappresentanti la tessitura a maglie poligonali sviluppatesi sull'olivina di mantello (Ol 1), sostituita da serpentino di colore verdastro (S1) che presenta al cuore magnetite (il minerale opaco). Le aree più giallastre delle maglie sono probabilmente dovute ad ossidazione/alterazione del minerale.

Queste strutture sono rappresentative della reazione di idratazione dell'olivina descritta per il campione AB1.1 secondo quanto descritto da Seyfried et al, 2007. Le olivine di mantello (Ol 1) e le maglie a serpentino S1a (Lizardite) + magnetite mostrate nella Figura 4.14 sono tagliate da strutture lineari caratterizzate dalla presenza di olivina microcristallina dagli elevati colori di birifrangenza e con differenti orientazioni cristallografiche (Ol 2; Figura 4.14), la presenza di questa olivina è stata confermata dalle analisi chimiche e dalla spettroscopia Raman (v. capitolo 5). L'olivina di Figura 4.14 mostra estinzione continua, indicando che si trattava originalmente di un unico cristallo tagliato dalle strutture a olivina Ol2.

All'interno di queste strutture lineari l'olivina 2 viene sostituita da serpentino di seconda generazione (S1b, lizardite) che corona l'olivina microcristallina, a sua volta sostituito da nuovo serpentino interstiziale (S2a, antigorite; Figura 4.15A); rispetto all'olivina il serpentino è subordinato in termini di abbondanza.

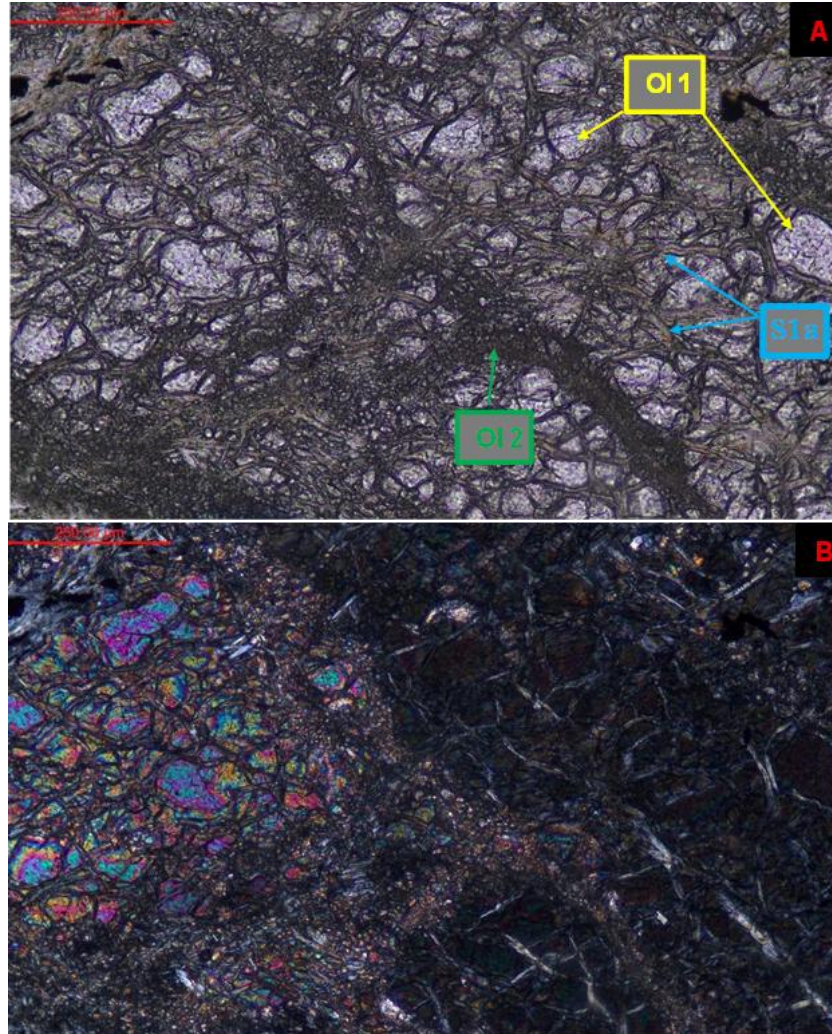


Figura 4.14: foto a nicols paralleli (A) ed incrociati (B) rappresentanti la tessitura a maglie poligonali sviluppatesi sull'olivina di mantello (Ol 1), sostituita da serpentino di colore verdastro (S1) che presenta al cuore magnetite (il minerale opaco). Le aree più giallastre delle maglie sono probabilmente dovute ad ossidazione/alterazione del minerale.

Le fratture contenenti olivina microcristallina Ol 2 sostituita dai serpentini S1b e S2a sono a loro volta tagliate da una terza generazione di vene costituite da serpentino S3, incolore con abito prismatico/aghiforme S3, prive di olivine al cuore; le analisi Raman hanno messo in luce una natura mista Antigorite-Lizardite. Nell'immagine 4.15B si riconoscono le tre strutture principali: la tessitura a maglie S1, la frattura contenente Ol 2 e la frattura tardiva in serpentino S3 (Figura 4.15).

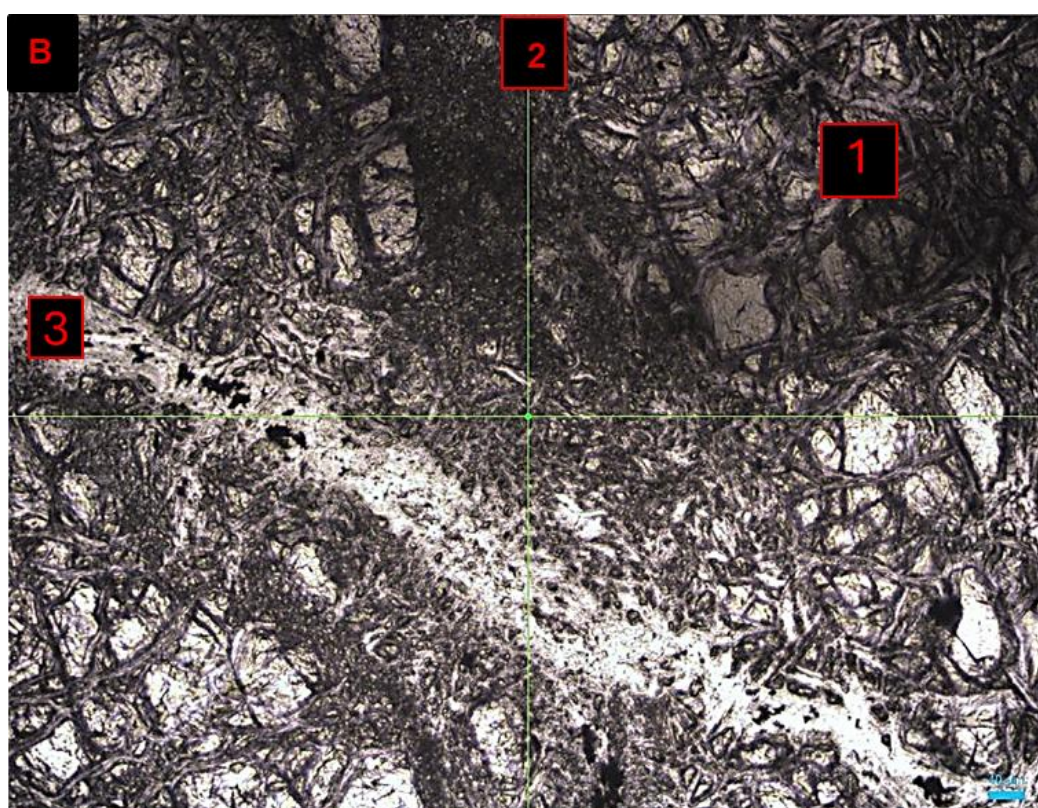
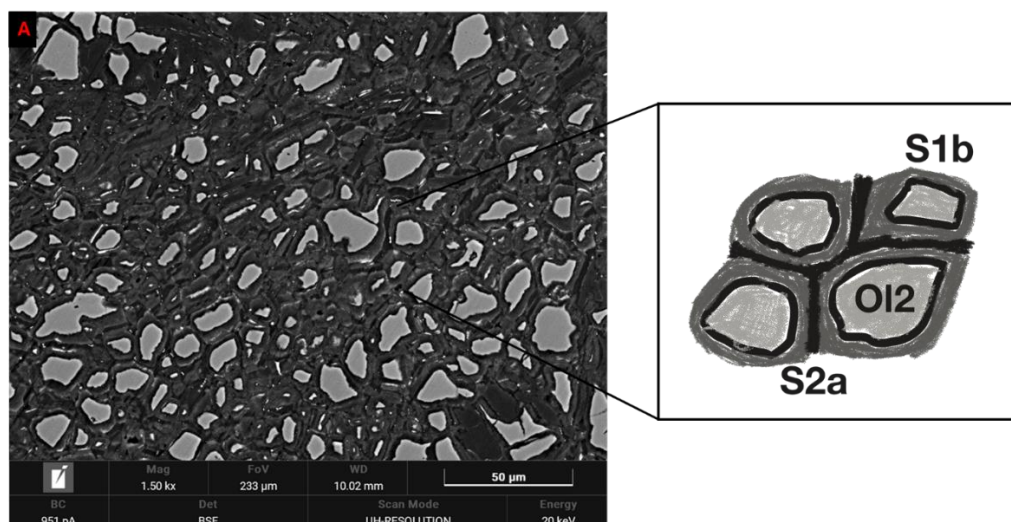


Figura 4.15: *A) foto scattata al FEG-SEM in back scatter, si può osservare nella parte inferiore destra della foto l'olivina 1 sostituita dal serpentino (S1) costituente le maglie. Nella parte superiore sinistra l'olivina 2 immersa nel serpentino (S2) rappresentativa le vene che tagliano l'olivina di mantello e il serpentino (S1). B) particolare in luce riflessa della frattura di terza generazione costituita da serpentino bianco aghiforme che taglia le strutture precedenti. Si evidenzia la tessitura a maglie poligonali sviluppatesi sull'olivina di mantello (S1a); la frattura contenente olivina microcristallina di seconda generazione (S2a) e la frattura di terza generazione (S3) che taglia queste strutture. La scala in basso a destra indica 40 µm*

Il serpentino S1b che sostituisce l'olivina 2 rappresenta uno stage tessiturale distinto, queste strutture (Ol 2 e S2) tagliano i minerali di mantello formando strutture lineari all'interno del campione AB1.2 come evidenziato dalle linee rosse in Figura 4.16. Queste strutture possono rappresentare iniziali fratture riempite da olivina cataclastica.

In sezione si è osservato che le strutture contenenti olivina microcristallina Ol 2 sono orientate ed organizzate secondo disposizioni geometriche che si intersecano con angoli regolari, configurando una rete di fratture tipica dei sistemi di fratture coniugate (Figura 4.16).



Figura 4.16: L'immagine mostra la sezione AB1.2 caratterizzata da una fitta rete di fratture, in evidenza vengono mostrate quelle contenenti olivina microcristallina (Ol 2). Si osserva che queste fratture secondo la loro disposizione geometrica formano angoli caratteristici dei sistemi di fratture coniugate. La scala in basso a destra indica 5000 μ m

Campione AB2.1

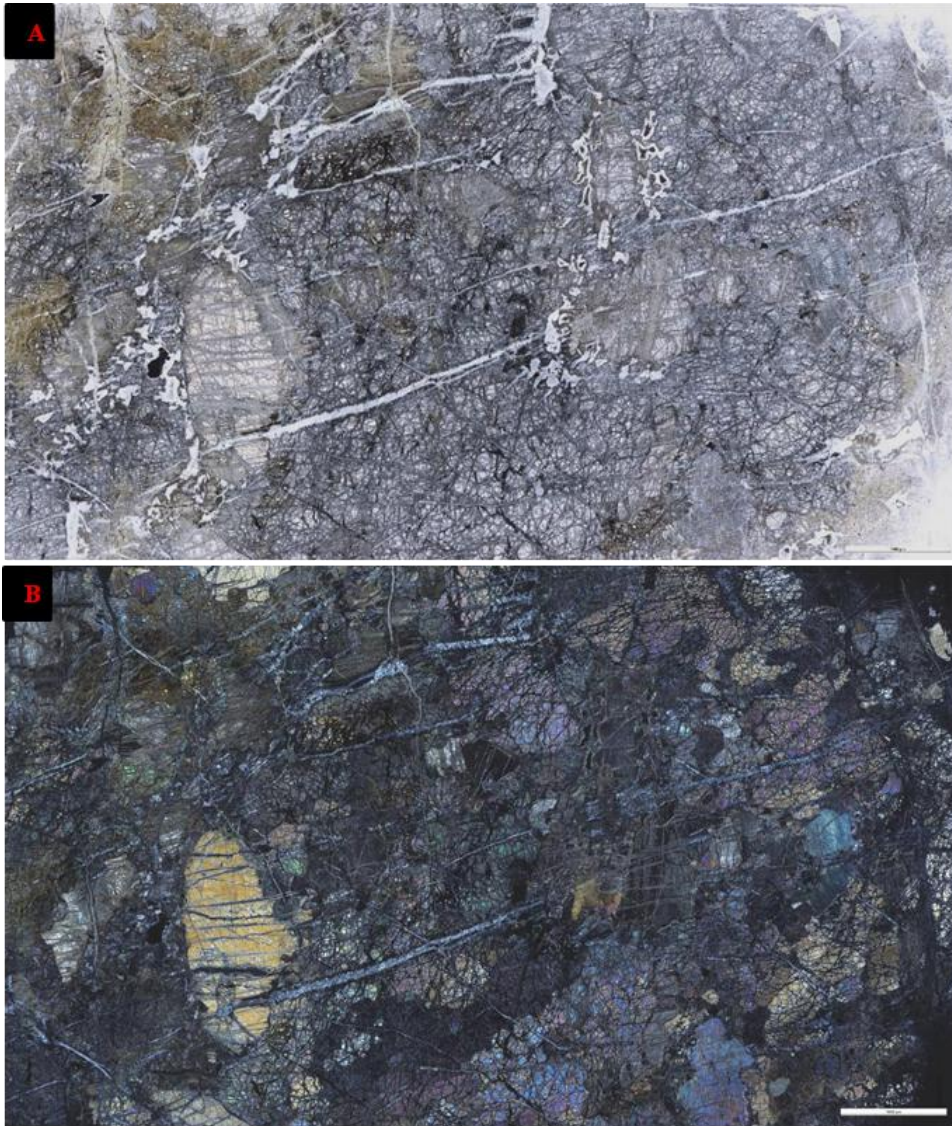


Figura 4.17: foto panoramiche a nicols paralleli (A) e nicols incrociati (B) rappresentanti la sezione AB2.1. La roccia presenta una struttura massiva non foliata all'interno della quale è visibile l'associazione mineralogica di mantello: olivina, ortopirosseno, clinopirosseno e minerali opachi del gruppo dello spinello. Sono inoltre presenti aree rappresentative del vecchio sito del plagioclasio, il quale risulta completamente sostituito da nuovi minerali. In sezione si evidenziano molteplici sistemi di fratture costituiti da minerali del gruppo del serpentino (S2a-S3). La scala in basso a destra indica 5000 μ m.

La sezione mostra una struttura massiva non foliata, all'interno della quale è ben riconoscibile la paragenesi di mantello relitta, composta da olivina, ortopirosseno, clinopirosseno e minerali opachi, appartenenti al gruppo dello spinello. Sono inoltre presenti aree corrispondenti ai vecchi siti del plagioclasio, completamente sostituiti da nuovi minerali. In sezione è evidente anche una fitta rete di fratture costituite da minerali del gruppo del serpentino (Figura 4.17).

Il clinopirosseno di mantello di dimensioni millimetriche è ancora ben riconoscibile, risulta fortemente fratturato e mostra serpentinizzazione lungo le sfaldature e le fratture. All'interno delle fratture si osservano anfibolo e serpentino, il primo caratterizzato da elevata birifrangenza, mentre il secondo risulta chiaro e a bassi colori d'interferenza (Figura 4.18A-B). A sinistra del clinopirosseno è visibile un vecchio sito del plagioclasio completamente sostituito. All'interno di queste plaghe irregolari sono stati osservati cuori torbidi, costituiti da pseudomorfosi a grana finissima non risolvibili al microscopio ottico, circondati da bordi trasparenti a clorite. A contatto con l'olivina di mantello queste plaghe possono sviluppare corone di tremolite, di colore grigio chiaro a basso rilievo che presenta elevata birifrangenza. Analizzati in microscopia elettronica e tramite spettroscopia Raman i cuori torbidi sono costituiti da granato (Figura 4.18C).

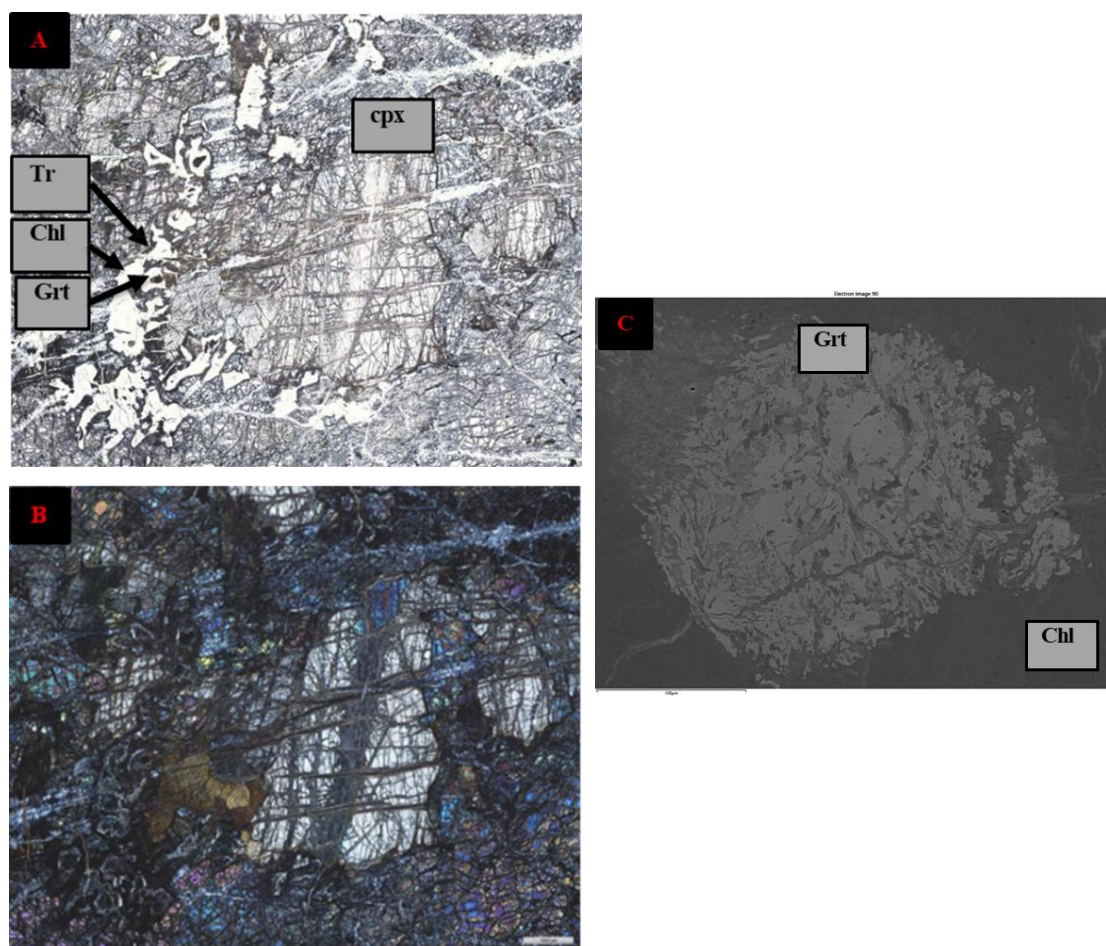


Figura 4.18: foto a nicols paralleli (A) ed incrociati (B) rappresentativa un clinopirosseno fortemente fratturato. Lungo le sfaldature e le fratture si ha un principio di serpentinizzazione che interessa l'intero minerale, oltre al quale si ha anche anfibolo. A sinistra del pirosseno si osserva un vecchio sito del plagioclasio completamente sostituito da nuovi minerali: il minerale scuro centrale è granato (Grt) contornato da clorite (Chl), queste aree sono coronate da tremolite (Tr). C) foto scattata al FEG-SEM in back-scatter; particolare del granato rinvenuto al centro delle plaghe. I diversi grigi mostrano granato e clorite associati al centro dell'immagine circondati da clorite.

L'ortopirosseno di mantello è attraversato da molteplici sistemi di fratture (Figura 4.19). Le analisi chimiche indicano che il minerale è stato sostituito ad anfibolo, a sua volta sostituito da serpentino. Le fratture che attraversano il pirosseno sono costituite da serpentino di seconda generazione S2a risultato Antigorite dalle analisi spettroscopiche (v. capitolo 5), ulteriormente tagliato da una terza generazione di serpentino S3 il quale presenta calcite al cuore e uno spettro Raman misto di Antigorite e Lizardite.

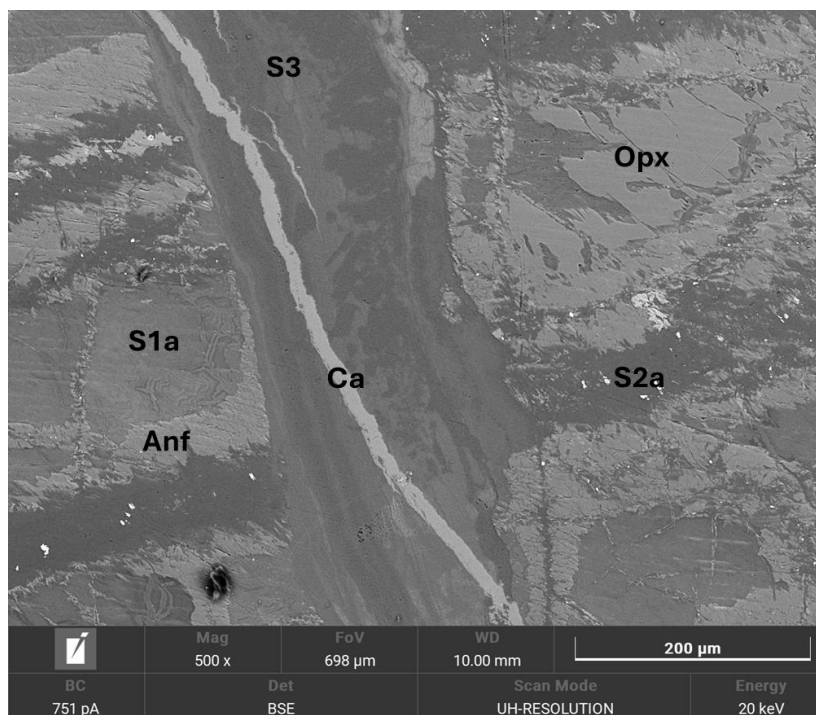


Figura 4.19: foto scattata al FEG-SEM in back scatter. A) foto rappresentativa dell'ortopirosseno di mantello (Opx) tagliato da plurimi sistemi di fratture. Le analisi chimiche hanno evidenziato che l'ortopirosseno viene sostituito da anfibolo (Anf) sostituito a sua volta da serpentino. Inoltre, le fratture che tagliano il pirosseno sono costituite da serpentino (S2a) tagliate da una terza generazione di serpentino (S3) che presenta al cuore calcite (Ca).

L'olivina di mantello Ol 1 si presenta incolore ad alto rilievo, fratturata con elevati colori di birifrangenza. Presenta una prima sostituzione da parte di serpentino S1a che si sviluppa come tessitura a maglie poligonali con al cuore minerali opachi allungati caratterizzati da magnetite; questa sostituzione viene descritta dalla reazione di idratazione dell'olivina di Seyfried et al, 2007. La spettroscopia Raman ha evidenziato che il serpentino S1a è Lizardite (v. capitolo 5). Inoltre, in sezione sono evidenti fratture che tagliano l'olivina Ol1 e la tessitura a maglie su di essa S1a (Figura 4.20), il minerale che costituisce queste fratture è un serpentino incolore

di seconda generazione S2a con aspetto fibroso ben visibile a nicols incrociati risultato Antigorite dagli spettri Raman diagnostici; al cuore di queste fratture non è presente olivina microcristallina (Ol 2). Come evidenziato in Figura 4.21 le strutture a S2a sono tagliate da nuove vene a serpentino S3 che presentano un'analisi mista Antigorite/Antigorite-Lizardite dagli spettri Raman.

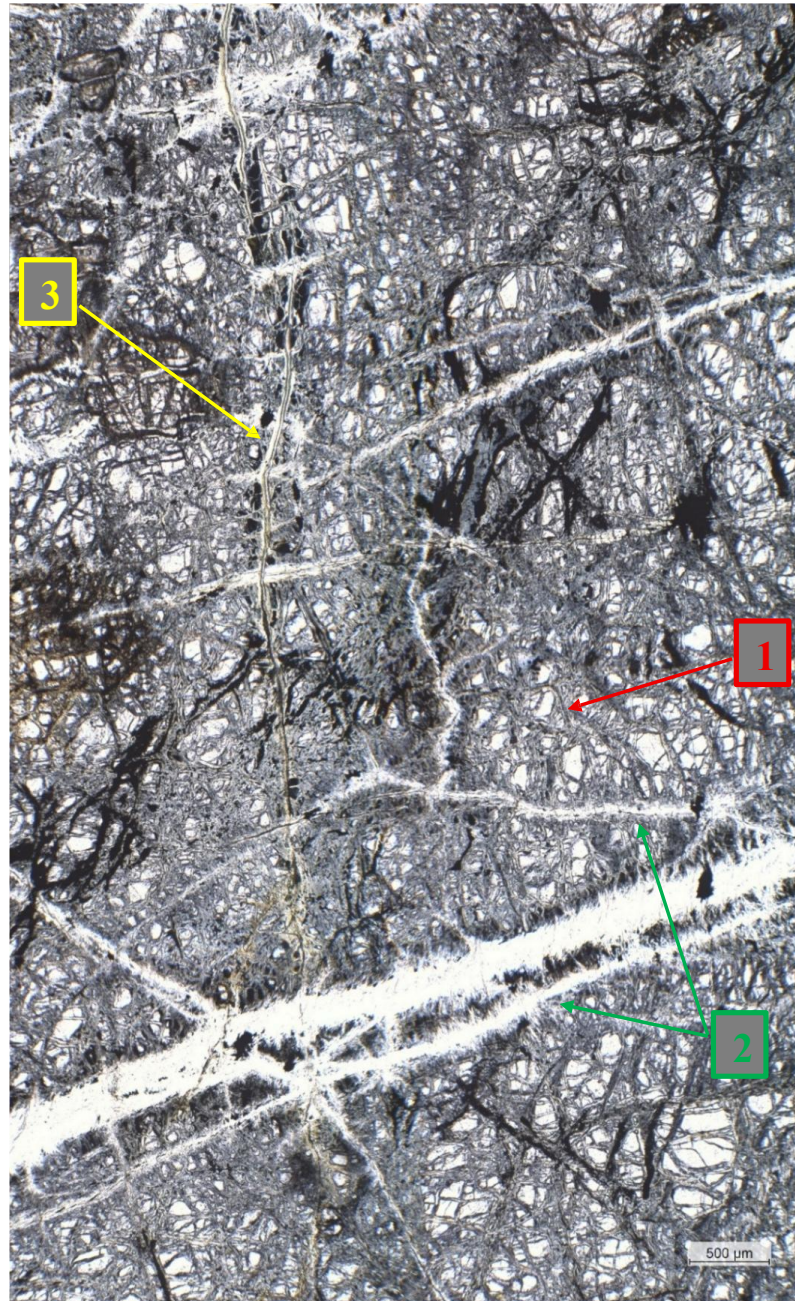


Figura 4.20 nell'immagine si possono osservare: 1) la tessitura a maglie S1a sull'olivina di mantello (O11) contenente al cuore minerali opachi dovuti alla precipitazione della magnetite; freccia rossa. 2) fratture coniugate (orizzontali/diagonali) contenenti serpentino incolore (S2a), aghiforme e con bassi colori di birifrangenza al cuore di esse si evidenzia olivina microcristallina, freccia verde. 3) fratture di terza generazione costituite da serpentino incolore (S3) con al cuore calcite che tagliano la tessitura a maglie e la seconda generazione di fratture, descritte al punto 2, freccia gialla.

La sezione AB2.1 mostra una fitta rete di fratture che si organizzano geometricamente in sistemi coniugati, riconoscibili dagli angoli regolari di intersezione. Queste fratture evidenziate dalle linee rosse (Figura 4.21) indicano le fratture di seconda generazione all'interno delle quali negli altri campioni è stata rinvenuta olivina microcristallina (Ol2); in questa sezione probabilmente completamente sostituita dall'antigorite costituente queste fratture.



Figura 4.21: *L'immagine mostra la sezione AB2.1 caratterizzata da una fitta rete di fratture si osserva che queste fratture secondo la loro disposizione geometrica formano angoli caratteristici dei sistemi di fratture coniugate. La scala in basso a destra indica 5000 μ m.*

Campione AB2.3

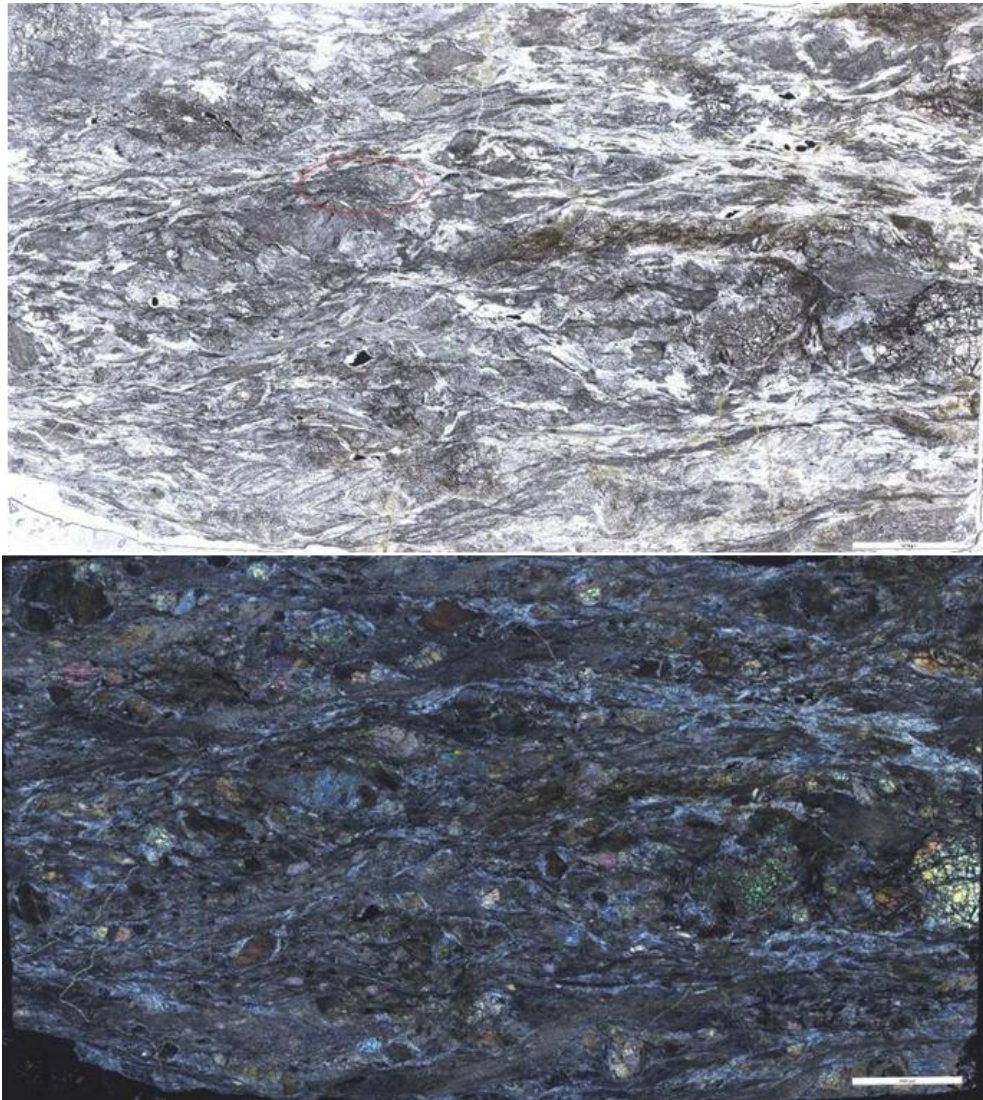


Figura 4.22: foto panoramica rappresentativa della sezione AB2.3 a nicols paralleli ed incrociati. Si osserva un grado di deformazione e serpentinizzazione più avanzato ed una foliazione preferenziale lungo la quale si sono sviluppati minerali del gruppo del serpentino. Lungo questa foliazione sono stati rinvenuti, come relitti, minerali di mantello: olivina, ortopirosseno e clinopirosseno, minerali opachi del gruppo dello spinello.

La sezione AB2.3 evidenzia un grado di deformazione e serpentinizzazione più avanzato rispetto agli altri campioni. È presente una foliazione preferenziale, lungo la quale si sono sviluppati minerali del gruppo del serpentino. Nonostante ciò, sono ancora riconoscibili relitti dei minerali di mantello, quali olivina, ortopirosseno, clinopirosseno e spinello (Figura 4.22).

I pirosseni sono ancora distinguibili (Figura 4.23), a nicols paralleli i cristalli appaiono trasparenti e scarsamente pleocroici; a nicols incrociati sono distinguibili dai diversi colori di interferenza (più elevati per il clinopirosseno e più bassi per

l'ortopirosseno) e dai differenti angoli di estinzione. In questi minerali la serpentinizzazione è iniziata dai bordi dei cristalli e lungo sfaldature. La microscopia ottica ed elettronica ha evidenziato sostituzione del clinopirosseno di mantello (Cpx1) per pseudomorfo da parte di clinopirosseno metamorfico (Cpx2) il quale a sua volta viene sostituito da anfibolo tremolitico (Figura 4.23, vedi capitolo 5).

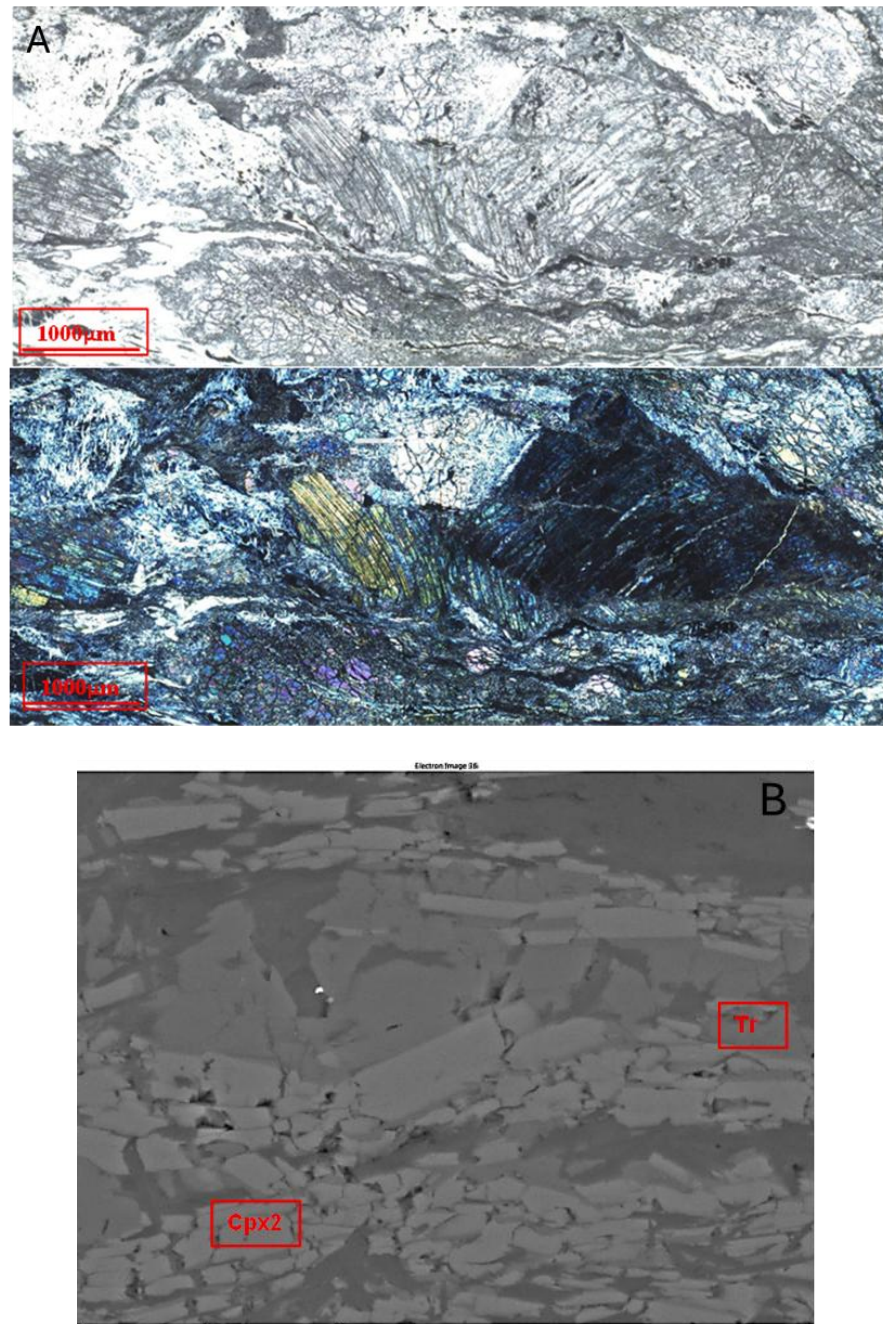


Figura 4.23: A) foto a nicols paralleli e incrociati rappresentanti due pirosseni che si presentano incolore e ad elevati colori di birifrangenza, altamente deformati (vedi sfaldature) a causa del regime vigente. Si evidenzia il grado di serpentinizzazione lungo le sfaldature e le fratture che interessano i due minerali. B) foto scattata al FEG-SEM in back-scatter. L'immagine mostra clinopirosseno microcristallino (Cpx 2) rinvenuto lungo la foliazione sostituito per pseudomorfo da anfibolo tremolitico (Tr).

In sezione, diversamente dalle altre, non sono visibili le plaghe rappresentative i vecchi siti del plagioclasio. I minerali opachi appartenenti al gruppo dello spinello sono minerali cromiferi (Figura 4.24, v. capitolo 5). Lo spinello risulta contornato da clorite incolore, ad estinzione ondulata a bassi colori di interferenza che lo sostituisce.

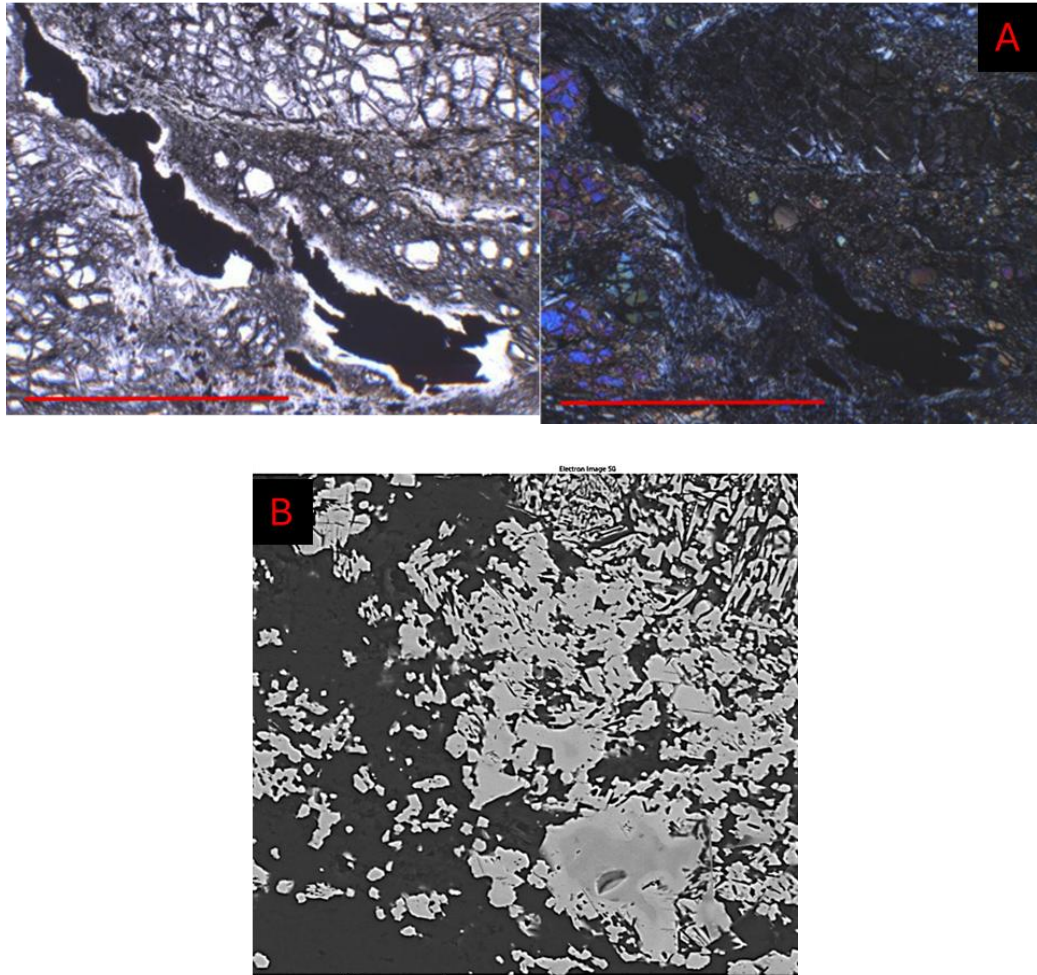


Figura 4.24: *A) foto a nicols paralleli ed incrociati rappresentative di un minerale opaco appartenente al gruppo dello spinello e contornato da clorite, minerale incolore ad estinzione ondulata a bassi colori di birifrangenza. La linea rossa indica 500 μ m B) foto scattata al FEG-SEM in back scatter. La scala in basso a sinistra indica 50 μ m. Foto rappresentante un minerale opaco appartenente al gruppo dello spinello, le analisi chimiche hanno evidenziato essere un minerale cromifero.*

L'olivina di mantello (Ol 1, Figura 4.25A) si presenta incolore, ad alto rilievo, fratturata e con elevati colori di birifrangenza. L'olivina di mantello, rinvenuta a relitti all'interno della foliazione a serpentino, presenta una prima sostituzione da parte di serpentino S1a risultato lizardite dalla spettroscopia Raman (v. capitolo 5). Processo descritto dalla reazione di idratazione dell'olivina di Seyfried et al, 2007.

L'olivina di mantello (Ol 1) e le maglie a serpentino S1a (lizardite) + magnetite sono tagliate da strutture caratterizzate dalla presenza di cristalli di olivina microcristallina (Ol 2; Figura 4.25A), confermata dalle analisi chimiche e dalla spettroscopia Raman. Sostituito l'olivina 2 è stato osservato, serpentino di seconda generazione (S2a) costituente la foliazione e che taglia le strutture precedenti, tale serpentino corrisponde ad antigorite (osservato alla spettroscopia Raman, v. capitolo 5). Le nuove strutture ad Ol 2 e serpentino S2a vengono a loro volta tagliate da fratture tardive di terza generazione che tagliano la foliazione perpendicolarmente, costituite da serpentino (S3) che presenta una natura mista fra i politipi Lizardite e Antigorite; esso presenta crescita perpendicolare alle pareti della frattura, di colore giallo ocra e a bassi colori di interferenza, con estinzione non omogenea ad indicare la presenza di più cristalli interne ad esse (Fig 4.25B).

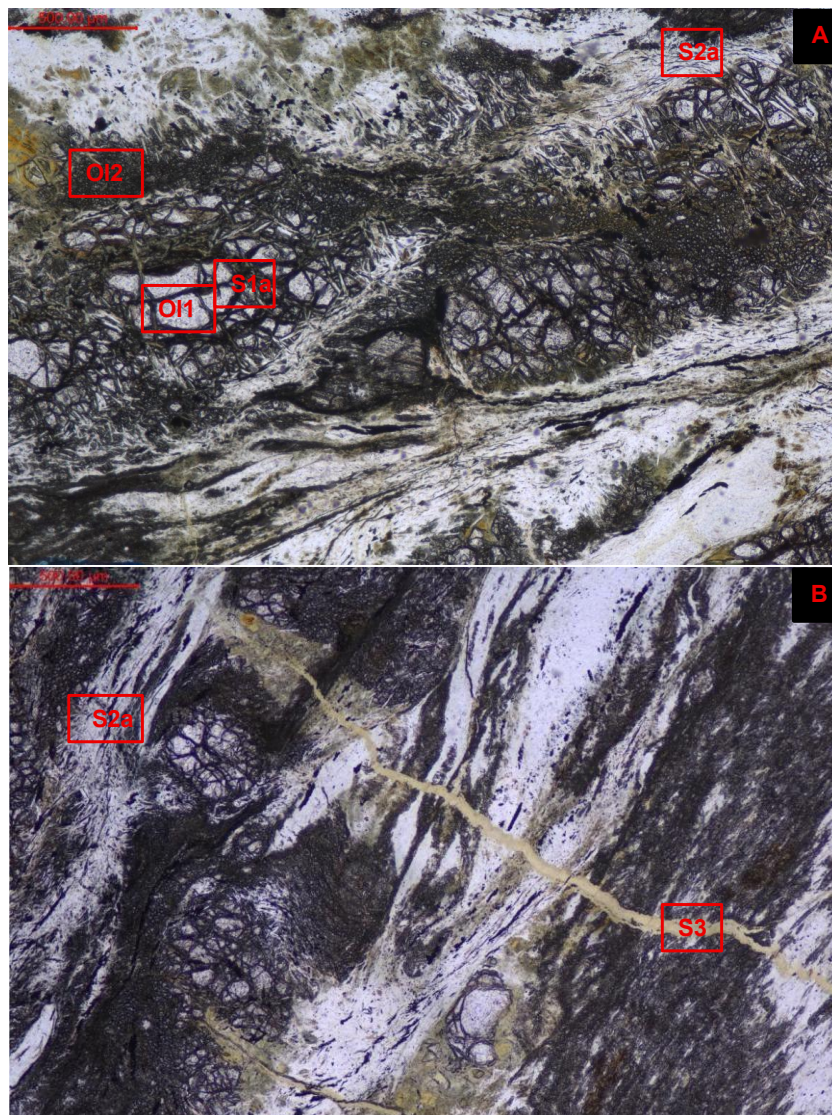


Figura 4.25: *A) immagine rappresentativa di relitti di olivina di mantello (O1) che presentano tessitura a maglie, costituita da serpentino verdastro (S1) con al cuore minerale opaco. L'olivina di mantello è tagliata da strutture ad olivina microcristallina (O12). Entrambe queste strutture seguono la foliazione e vengono sostituite da un serpentino incolore aghiforme di seconda generazione (S2) che costituisce la foliazione. B) Particolare di una frattura di terza generazione (S3) che taglia le altre strutture perpendicolarmente alla foliazione.*

Inoltre, in Figura 4.26 scattata al FEG-SEM in back-scatter si osserva che l'olivina di seconda generazione presenta una differenza composizionale evidenziata dalla diversa tonalità di grigio (uno più scuro ed uno più chiaro). Dalle analisi chimiche è emerso che l'olivina 2 viene sostituita a partire dai bordi dei cristalli da olivina di terza generazione O13 (grigio più chiaro) che mostra un progressivo arricchimento in Fe (vedi capitolo 5) rispetto all'olivina precedente.

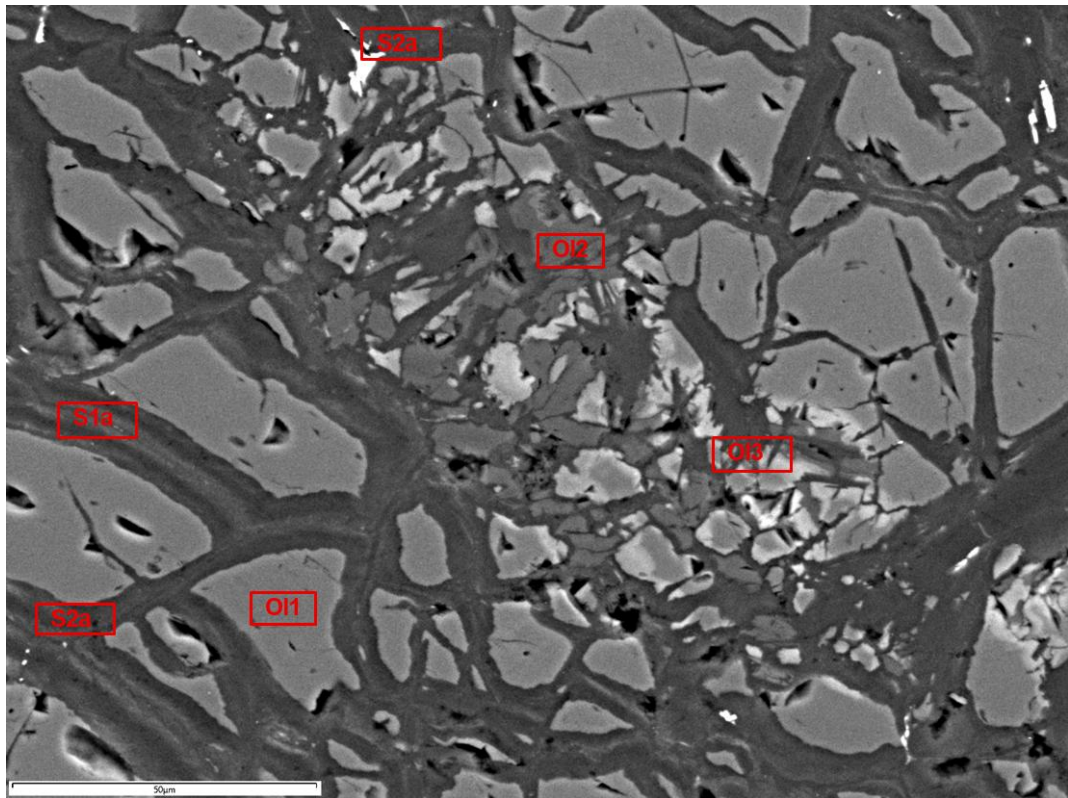


Figura 4.26: *foto scattate al FESEM in back scatter. La scala indica 50µm. In foto sono evidenziate l'olivina di mantello (O1) sostituita da serpentino (S1a) costituente le maglie, che presenta differente colorazione nella scala di grigi dovuta a variazioni di rapporto Fe-Mg. Al centro della foto si evidenzia olivina di seconda generazione (O12) che presenta, dalle analisi chimiche, anomalie composizionali (si osservano differenze nella scala di grigi) che indicano un aumento del ferro (O13). Inoltre, si osserva un nuovo stadio di serpentizzazione all'interno delle maglie con la formazione di antigorite (S2a).*

Dallo studio delle quattro sezioni sottili analizzate (AB1.1, AB1.2, AB2.1 e AB2.3) è emerso che le rocce corrispondono a Lherzoliti e presentano un insieme coerente di caratteristiche petrografiche che ne descrivono l'evoluzione strutturale e mineralogica. In tutte le sezioni è riconoscibile, con grado variabile, la paragenesi di mantello originaria, composta principalmente da olivina forsteritica (Ol 1), clinopirosseno, ortopirosseno, spinello cromifero e plagioclasio. L'olivina mantellica mostra sistematicamente la tessitura a maglie poligonali dovuta alla sostituzione da parte di serpentino di prima generazione lizarditico (S1a), con magnetite al cuore, a testimonianza della serpentizzazione statica iniziale. A questa si sovrappongono nuove strutture che tagliano quelle precedenti costituite da Olivina 2, di composizione Forsteritica, sostituita da serpentino di seconda generazione S2a (antigorite), il serpentino 1b (lizardite) che corona l'olivina microcristallina (Ol2) è ben evidente nella sola sezione AB1.2. Infine, sono presenti delle fratture tardive di terza generazione di serpentino S3 che tagliano tutte le strutture precedenti, le quali mostrano una natura mista fra i politipi Lizardite e Antigorite.

Un aspetto ricorrente nelle sezioni AB1.1 e AB2.1 è la presenza di aree rappresentative dei siti del plagioclasio, ora sostituiti da una nuova paragenesi metamorfica costituita da pseudomorfo di anfibolo tremolitico lungo i bordi, clorite spesso abbondante e granato, che si presenta scuro, al centro. I pirosseni sono variamente interessati da processi di sostituzione, in alcune delle sezioni analizzate clinopirosseno e ortopirosseno risultano ancora riconoscibili, mentre nella sezione AB1.2 essi sono completamente trasformati in aggregati bastitici o in anfibolo calcico di nuova formazione.

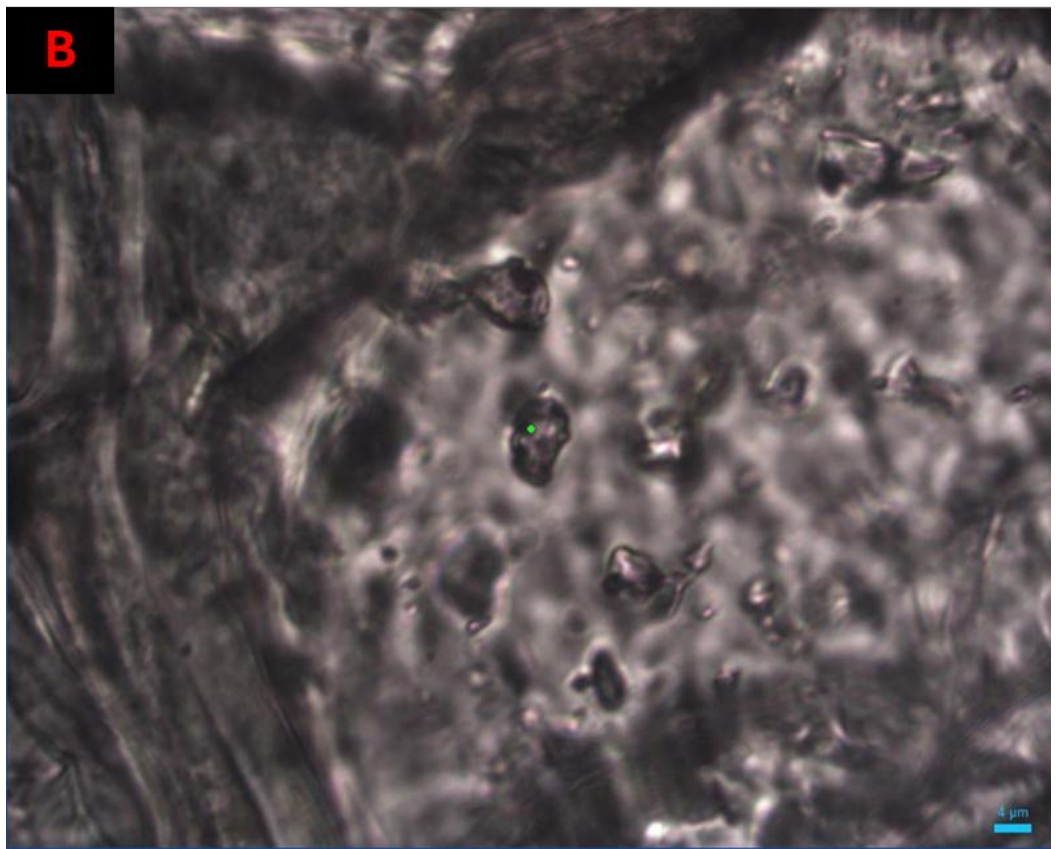
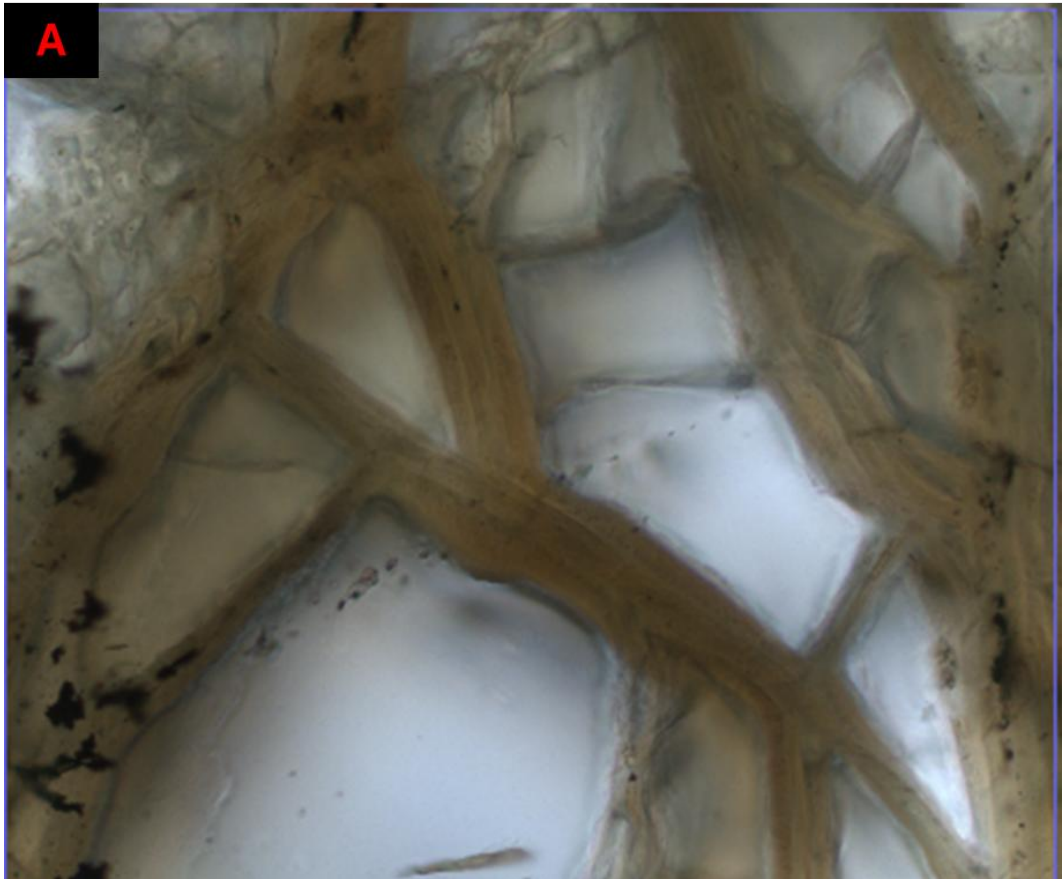
Le quattro sezioni mostrano inoltre un incremento progressivo del grado di deformazione. AB1.1 e AB2.1 presentano strutture massicce e paragenesi mantellare ben conservata; AB1.2 mostra già un'evoluzione più avanzata, con maggiore alterazione dei pirosseni e presenza diffusa di bastiti; AB2.3 è la sezione più deformata e foliata, con evidente riorganizzazione mineralogica e strutturale. In tutte le sezioni si osserva una rete di fratture e vene mineralizzate che tagliano i minerali primari e le loro pseudomorfo. All'interno di queste fratture, in maniera sporadica, è stata rinvenuta olivina microcristallina (Ol2), associata al serpentino fibroso (S2a). Tali fratture si organizzano in sistemi con

orientazioni preferenziali che si intersecano con angoli regolari, formando geometrie riconducibili a sistemi di fratture coniugate.

Nel complesso, le quattro sezioni descrivono un percorso petrologico caratterizzato da: preservazione parziale della paragenesi di mantello, diversi stadi e generazioni di serpentinizzazione, formazione di nuove fasi metamorfiche legate alla sostituzione dei pirosseni e del plagioclasio, sviluppo di tessiture deformative progressivamente più intense e formazione di sistemi di fratture che localizzano la cristallizzazione di olivina microcristallina.

4.3 Petrografia delle inclusioni fluide

Il dettagliato studio petrografico dei campioni AB1.1, AB1.2, AB2.1 e AB2.3 ha permesso di identificare numerose inclusioni fluide (FI) all'interno di cristalli di olivina di mantello (O11). Tali cristalli sono caratterizzati da ampi domini che preservano l'olivina 1, separate da vene a lizardite (S1a) disposte secondo strutture a maglie (mesh; Figs. 4.6, 4.14, 4.20; 4.26). In questi domini, le FI mostrano geometrie variabili da irregolari sino ad arrotondate, con dimensioni generalmente inferiori ai 10 μm (Fig. 4.27A-B-C). Le inclusioni sono generalmente bifase (gas + solido) e presentano una fase dominante di colore grigio scuro con associati cristalli figli di magnetite (Fig. 4.27B). Da un punto di vista tessiturale, le inclusioni sono prevalentemente disposte lungo allineamenti che corrispondono a fratture che tagliano i cristalli di olivina (Fig. 4.27A). Si tratta pertanto di inclusioni secondarie, spazialmente associate allo sviluppo del serpentino. Nel caso di Fig. 4.27A, il serpentino a maglie è costituito da lizardite associata a magnetite, corrispondente al serpentino 1. Simili inclusioni sono inoltre state osservate nell'olivina 1 circondata da serpentino 2. Sono state inoltre osservate inclusioni isolate all'interno del cristallo (Fig. 4.27C). Come indicato dalle analisi in spettroscopia Raman, le FI bifasiche, solido + fluido, contengono quantità variabili di $\text{CH}_4 \pm \text{H}_2 \pm \text{Brucite} \pm \text{Serpentino}$, (v Capitolo 5.2). Inoltre, molte delle inclusioni analizzate sono risultate prive della fase gassosa. Nonostante la perdita del fluido, le inclusioni mantengono la morfologia originale, di cui sopra, non mostrando geometrie ed evidenze di decrepitazione.



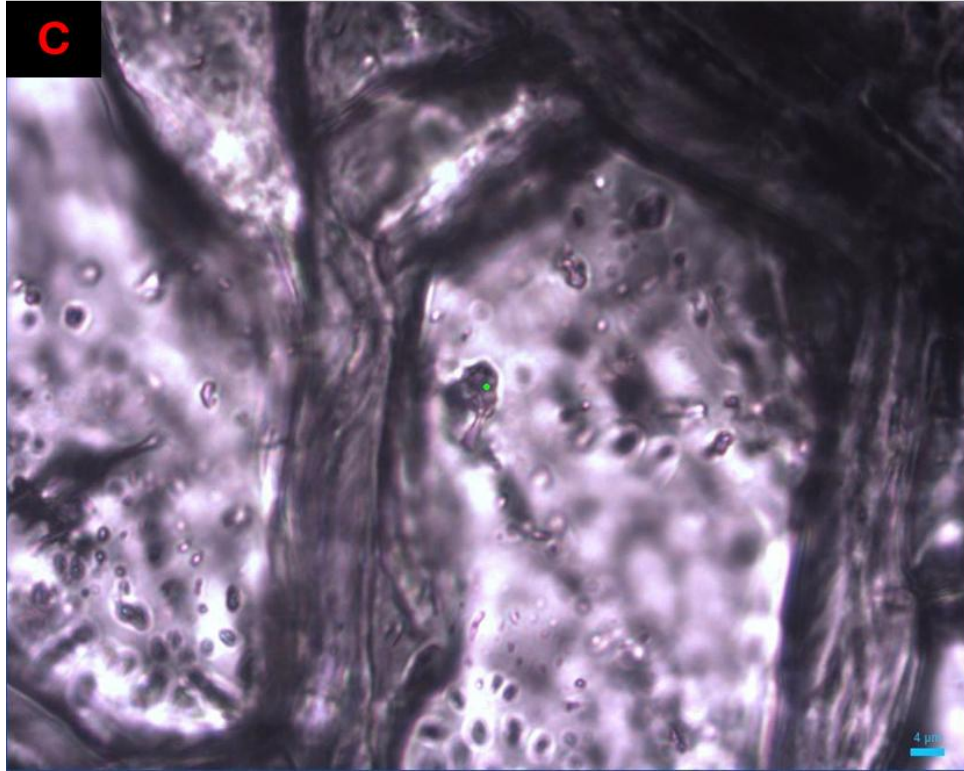


Figura 4.27: **A)** Olivina di mantello che presenta tessitura a maglie: i bordi poligonali dei granuli sono sostituiti da lizardite, mentre i nuclei conservano l'abito dell'olivina primaria. Lungo le zone serpentinate si osservano allineamenti di micro-inclusioni fluide (FI) bifase che attraversano il cristallo di olivina, associate al serpentino presente nelle maglie. **B)** Inclusione fluida (FI) intracristallina in olivina di mantello, con morfologia arrotondata-subeudrale e dimensioni $<10\ \mu\text{m}$. L'inclusione mostra elevato rilievo, tonalità grigio scura e una microarea nera interna. È visibile il punto di raccolta Raman (spot verde) utilizzato per l'analisi composizionale. **C)** Inclusione fluida (FI) ospitata in olivina, localizzata lungo un trail associato alla lizardite della tessitura a maglie. L'inclusione è, ad alto rilievo e di dimensioni micrometriche ($<10\ \mu\text{m}$). Evidente lo spot Raman (verde) eseguito sulla cavità fluida.

CAPITOLO 5

Analisi composizionale dei minerali (SEM-EDS, FEG-SEM) e Inclusioni fluide

5.1 Minerali: Spettroscopia Raman e composizione elementi maggiori

La caratterizzazione mineralogica dei campioni AB1.1, AB1.2, AB2.1 e AB2.3, inizialmente eseguita tramite microscopia ottica ed elettronica (SEM-FESEM), è stata integrata mediante la spettroscopia Raman e l'analisi puntuale dei minerali costituenti le sezioni suddette.

Le composizioni in elementi maggiori dei minerali sono state ottenute utilizzando microscopia elettronica SEM-EDS e FEG-SEM (vedi dettagli capitolo 2). Gli spettri Raman sono stati ottenuti utilizzando il laser verde a 532 nm, nel range da 50 a 1300 cm^{-1} con tempi di acquisizione di 40s a 3 accumulazioni, per i minerali con cui sono stati usati parametri differenti verrà specificato. Gli spettri Raman identificativi dei serpentini costituenti i campioni analizzati sono riportati nelle Figure 5.4 a 5.5 del presente capitolo.). L'intero dataset delle analisi chimiche è riportato nell'appendice A, dove tali analisi sono state distinte per tipo di minerale. Le formule sono state ricalcolate sulla base dei cationi costituenti i minerali analizzati, verificandone in seguito l'elettroneutralità e l'occupanza dei siti cristallografici specifici delle fasi mineralogiche. Una selezione di analisi rappresentative dei principali minerali costituenti i campioni analizzati è riportata nelle Tabelle 5.1 a 5.7 del presente capitolo.

- **Pirosseni: composizione elementi maggiori**

I dati chimici dei pirosseni mostrano caratteristiche coerenti con quanto descritto in letteratura per i pirosseni di mantello delle peridotiti dell'Unità Erro-Tobbio (Scambelluri et al 1991; Rampone et al., 2005; Borghini et al., 2007; Piccardo e Visser, 2007; Padovano et al., 2015; Vedi tabella 5.1). In base all'analisi petrografica e microstrutturale dei campioni studiati, sono state riconosciute due generazioni di clinopirosseno: cpx1 di mantello e cpx2, metamorfico, in sostituzione del cpx1. I clinopirosseni 1 di mantello mostrano tenori elevati di Ca e Al (Figura 5.1B-C), compatibili con composizioni diopside-augite (Tabella 5.1). Diversamente, il cpx 2, metamorfico mostra tenori maggiori di Mg ed inferiori di Al e Ca (Figura 5.1B-C). Gli ortopirosseni (opx) mostrano un contenuto in FeO pari a 6-8 wt%, in accordo con composizioni di enstatite riportate in letteratura (Borghini et al, 2007).

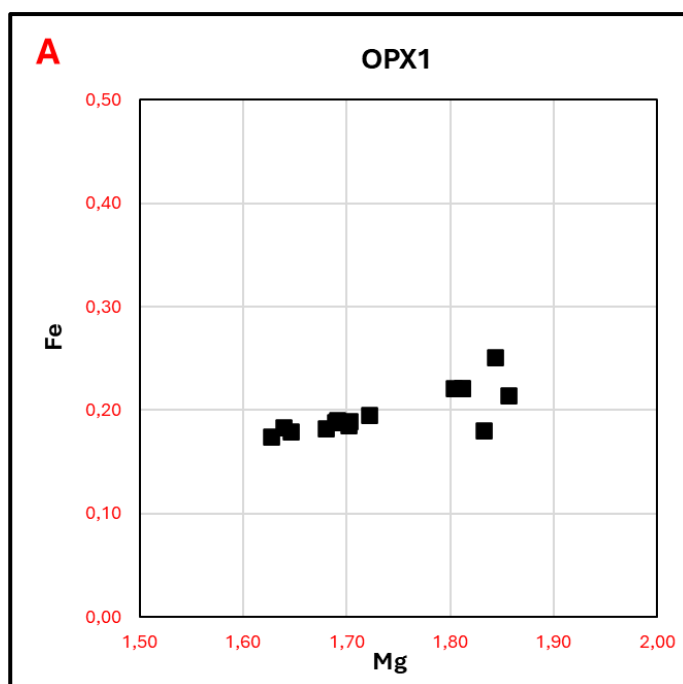
Gli ortopirosseni mostrano valori di Mg variabili non correlati ad un aumento o una diminuzione in Fe (Vedi Figura 5.1A), e presentano una composizione variabile che rimane all'interno del campo delle Enstatite coerenti con i pirosseni di Mantello rinvenuti nelle peridotiti Liguri.

Dalle Figure 5.1B-C si evidenzia la presenza di due popolazioni di clinopirosseno: una più calcica e alluminifera (Cpx1; Figure 5.1B-C) e una più magnesiaca (Cpx2; Figure 5.1B-C).

Tabella 5.1 *Analisi in microscopia elettronica rappresentative dei pirosseni di mantello (Opx1-Cpx1) e dei pirosseni metamorfici (Cpx2) dei campioni Ab1.1-AB1.2-AB2.3*

Campioni AB1.1-AB1.2-AB2.3						
	Opx1		Cpx1		Cpx2	
	enstatiti		augiti-diopsidi			
SiO2	57,10	58,06	49,67	49,77	57,06	58,57
TiO2	0,00	0,00	0,47	0,39	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,00	6,70	6,66	0,27	0,15
Cr2O3	0,00	0,00	1,37	1,29	0,00	0,00
FeOtot	7,66	6,33	3,41	3,42	3,40	2,95
MgO	35,10	36,01	16,38	16,06	23,66	23,83
MnOtot	0,23	0,16	0,00	0,00	0,00	0,12
CaO	0,00	0,00	21,57	22,01	12,49	10,69
Na2O	0,00	0,00	0,43	0,39	0,52	2,48
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Totale	100,09	100,55	100,00	99,99	97,40	98,79
Formule ricalcolate sulla base di 4 cationi						
Si	1,97	1,98	1,80	1,81	2,08	2,07
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,29	0,29	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00
Fe2+tot	0,22	0,18	0,10	0,10	0,10	0,09
Mg	1,80	1,83	0,89	0,87	1,28	1,26
Mn2+tot	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,84	0,86	0,49	0,41
Na	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,17
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Somma cariche	11,94	11,96	11,93	11,93	12,13	11,98
Sito X-Y	2,03	2,02	2,01	2,03	1,91	1,93
Sito Z	1,97	1,98	1,99	2,01	2,09	2,07
AL(Z)	0,00	0,00	0,17	0,19	0,00	0,00
AL (Y)	0,00	0,00	0,11	0,13	0,00	0,00

La popolazione Cpx1 mostra valori relativamente elevati di Ca e Al, con composizioni coerenti con quanto osservato da Rampone et al. (2005) nei loro studi su peridotiti dell'Erro-Tobbio, verifica eseguita anche tramite gli elementi Cr e Al (Figura 5.1D) i quali mostrano un trend coerente con quanto osservato da Borghini et al (2007) (Vedi capitolo 6). La seconda popolazione, Cpx2, è stata rinvenuta come frammenti microcristallini isolati (Campione AB1.1) e all'interno della foliazione (Campione AB2.3). Questi clinopirosseni mostrano composizioni variabili, caratterizzate da un arricchimento in Mg, una diminuzione in Ca e una quasi totale assenza di Al; mentre alcuni presentano composizione simile a quelli di mantello (Cpx1).



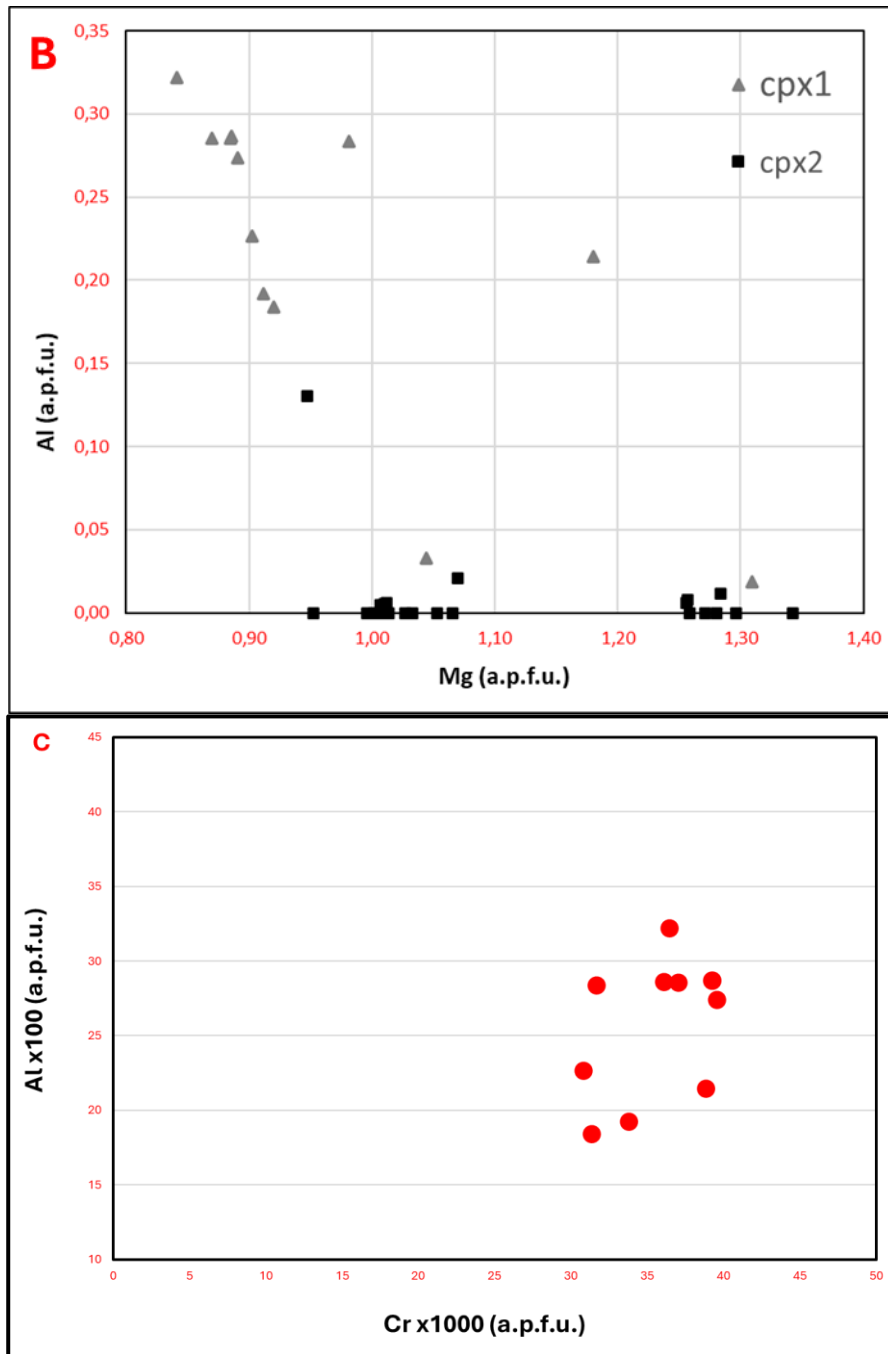


Figura 5.1: Diagrammi binari delle variazioni composizionali dei pirosseni nei Campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3. A) variazione dei contenuti di Mg vs Fe (espressi in apfu) negli ortopirosseni di mantello. La distribuzione evidenzia il grado di sostituzione ferro-magnesiaca nella struttura cristallina. B) variazione dei contenuti di Mg vs Al (espressi in apfu), Cpx1 indica il clinopirosseno di mantello, Cpx2 indica il pirosseno metamorfico; la variazione è rispecchiata dalla concentrazione di Al e Mg nei due minerali. C) Diagramma binario degli elementi Cr e Al, espressi in a.p.f.u., dei clinopirosseni di mantello (Cpx1). Si evidenzia una distribuzione da 30 a 40 a.p.f.u. per il Cromo, variazioni di 0,01 a.p.f.u., e da 18 a 32 per l'Alluminio, variazioni di 0,2 a.p.f.u.

- **Olivine: composizione elementi maggiori**

Come evidenziato nella descrizione petrografica e microstrutturale dei campioni AB1.1, AB1.2, AB2.1 e AB2.3, sono state complessivamente distinte tre generazioni di olivina: olivina 1 di mantello, olivina 2 microgranulare in fratture, olivina 3 visibile in corrispondenza delle zone a olivina 2 utilizzando microscopia elettronica ad alta definizione (FESEM). I dati chimici rappresentativi delle Olivine 1-2 (Tabella 5.2; Figura 5.2) sono caratterizzate da elevato Mg# (Mg/Fe+Mg) variabile da 0,85 a 0,90 di conseguenza le olivine sono classificabili come forsteriti (Fo₈₅₋₉₀). Tali olivine mostrano composizioni analoghe a quanto riportato in letteratura per le olivine di mantello delle peridotiti dell'Unità Tettonica Erro-Tobbio (Scambelluri et al, 1991; Hoogerduijn Strating et al, 1993; Borghini et al, 2007; Vedi Tabella 5.2). Differentemente, le olivine 3 metamorfiche mostrano una differenza composizionale legata all'aumento del contenuto in Fe e una significativa diminuzione del Mg# da valori 0,90 (Ol1-Ol2) sino a valori 0,70 (Ol3) e pertanto queste olivine sono classificabili come fayalite (Fo₆₅₋₇₇).

Tabella 5.2: Analisi in microscopia elettronica delle olivine di mantello (Ol 1-Ol 2) e quella metamorfica (Ol 3) rinvenute nei Campioni AB1.1-AB1.2-AB2.3

	AB1.1 p1-1 Spot1	AB1.1 p1-1 fesen Spec 289	AB1.2 p1-1bis fe: Spec 183	AB1.1 p1-2 Spot 6	AB1.2 p4-2 fesen Spec 176	AB2.3 p2-1 5000 99	AB2.3 p2-1 5000 86	p2-1 5000 94	p2-4 121
Campioni AB1.1-AB1.2-AB2.3									
	Ol 1	Ol 1	Ol 1	Ol 2	Ol 2	Ol 2	Ol 3	Ol 3	Ol 3
SiO₂	40,91	40,51	40,18	40,90	40,45	40,72	38,03	38,16	38,75
TiO₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO_{tot}	9,70	11,06	10,51	10,68	10,79	13,34	28,05	23,36	23,30
MgO	49,05	48,08	48,33	49,09	48,46	46,39	33,98	37,28	38,30
MnO_{tot}	0,00	0,00	0,16	0,22	0,17	0,17	1,09	0,75	0,58
NiO	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,10	0,12	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,00	0,00	0,37	0,00	0,32	0,36	0,23	0,19	0,00
Totale	100,01	99,65	99,55	100,89	100,19	101,12	101,48	99,85	100,93
Formule ricalcolate sulla base di 3 cationi									
Si	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	1,01	1,01	1,03	1,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺ tot	0,20	0,23	0,22	0,22	0,22	0,28	0,62	0,62	0,50
Mg	1,79	1,77	1,78	1,78	1,77	1,71	1,34	1,30	1,48
Mn²⁺ tot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01
Ni	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Somma cariche	8,01	8,00	7,99	7,99	7,99	8,04	8,03	8,06	8,01
Mg#	0,90	0,89	0,89	0,89	0,89	0,86	0,68	0,68	0,75

Nel grafico Mg# - Fe (Figura 5.2) le olivine definiscono due domini composizionali distinti: le popolazioni di mantello Ol 1 e Ol 2 mostrano valori di Mg# elevati (circa 0,84-0,90) e contenuti relativamente bassi in Fe, descrivendo una tendenza lineare con dispersione molto limitata; per quanto riguarda le olivine metamorfiche Ol 3 risultano nettamente più ferrifere (Fe variabile 0,45-0,70) e presentano un Mg# più basso.

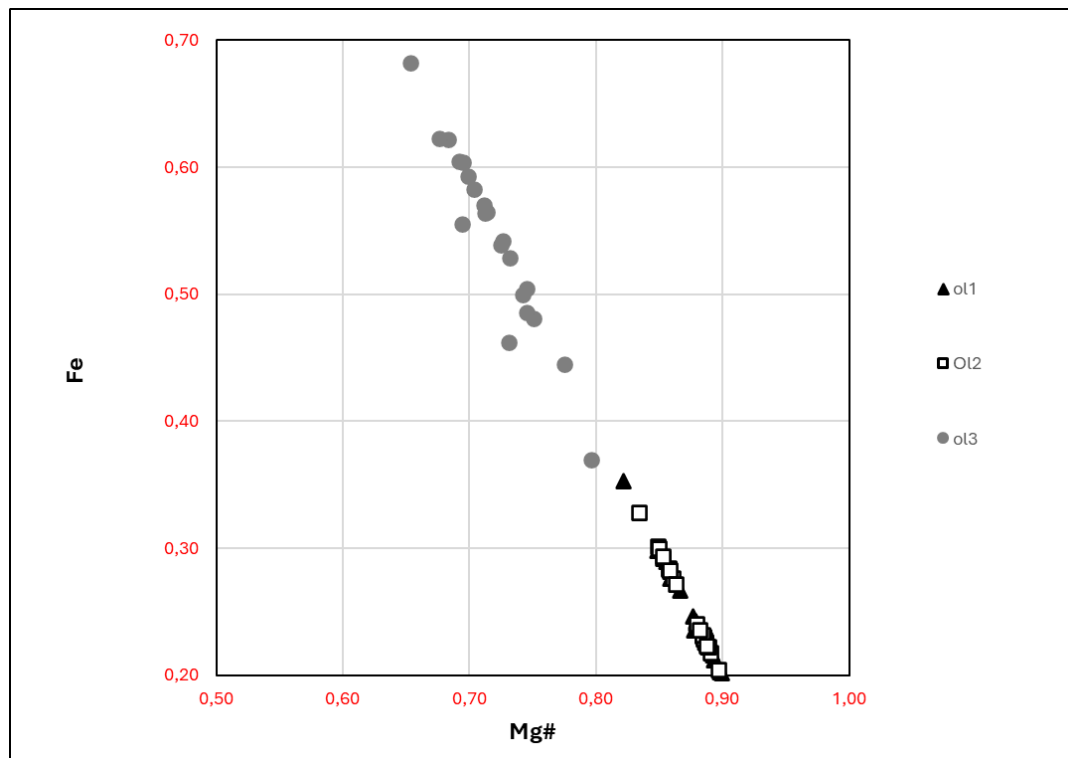


Figura 5.2: grafico delle composizioni delle olivine (esprese in apfu) dei campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3. Il grafico mostra una variazione lineare inversa fra l'Mg# dato dal rapporto Mg/Mg+Fe e il contenuto in Fe di questi minerali.

- **Spinelli: composizione elementi maggiori**

I minerali appartenenti al gruppo degli spinelli sono stati analizzati unicamente tramite microscopia elettronica. In tabella 5.3 sono riportate le composizioni chimiche di questi minerali analizzati in differenti domini tessiturali della roccia: spinelli primari di mantello, spinelli associati al serpentino S1 lungo la tessitura a maglie, spinelli associati a serpentino S2 rinvenuti lungo la foliazione presente nel campione AB2.3, ed infine, spinelli associati a serpentino S3, analizzati all'interno delle fratture di ultima generazione. I dati chimici mostrano ampie variazioni nei contenuti di Fe^{3+} - Cr^{3+} - Al^{3+} , indicando la presenza di più generazioni di spinelli. I dati risultano coerenti con le analisi composizionali, documentate in letteratura per quanto riguarda le rocce del Massiccio di Voltri mostrando lievi variazioni, nell'ordine del 2-5% wt, di Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO_{tot} e MgO (Rampone et al., 2005; Borghini et al., 2007; Piccardo e Visser, 2007; Padovano et al., 2015; Fornasaro et al, 2023).

Tabella 5.3: Analisi in microscopia elettronica degli spinelli rinvenuti nei Campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3

Campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3							
	Primario di Mantello		Associato a S1		Associato a S2		Associati a S3
	Picotite		Magnetite		Ferro-Chromite		Magnetite
SiO₂	0,00	0,00	0,32	1,82	1,25	0,29	1,70
TiO₂	0,53	0,73	0,40	0,00	0,00	1,16	0,00
Al₂O₃	28,27	26,97	31,60	0,00	0,00	3,04	0,00
Cr₂O₃	33,68	33,42	29,00	0,00	0,00	34,77	0,00
FeO_{tot}	25,72	28,99	25,29	94,79	96,33	56,50	89,42
MgO	10,10	7,60	10,09	3,39	2,42	1,28	2,59
MnO_{tot}	1,17	1,54	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00
CaO	0,33	0,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V₂O₅	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	1,16	0,00
NiO	0,20	0,27	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,49	0,00
somma	100,00	100,00	98,73	100,00	100,00	99,69	93,71
Formula ricalcolata sulla base di 3 cationi							
Si	0,00	0,00	0,01	0,06	0,04	0,01	0,13
Ti	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00
Al	1,01	0,99	1,14	0,00	0,00	0,13	0,00
Cr	0,81	0,82	0,70	0,00	0,00	0,99	0,00
Fe³⁺	0,17	0,18	0,14	1,94	1,96	0,83	1,87
Fe²⁺	0,49	0,57	0,51	0,82	0,87	0,87	0,70
Mg	0,46	0,35	0,46	0,18	0,13	0,07	0,30
Mn²⁺tot	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Ca	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V₂O₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Ni	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00
Somma cariche	8,01	8,02	8,03	8,06	8,04	8,18	8,13
Sito X 2+ 1 catione	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
sito Y 3+ 2 cationi	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

I minerali sono stati classificati secondo i campi composizionali proposti da Gargiulo et al., (2013), visibili in Figura 5.3 evidenziati con differenti colori all'interno dei quali rientrano le analisi eseguite. Questi minerali presentano una marcata dispersione composizionale (Figura 5.3) che riflette un progressivo arricchimento in Fe^{3+} nei siti ottaedrici (B), secondo la formula generale degli spinelli AB_2O_4 dove i cationi che occupano il sito A a coordinazione tetraedrica sono bivalenti mentre quelli che occupano il sito B a coordinazione ottaedrica sono trivalenti. L'arricchimento in Fe^{3+} è coerente con quanto documentato dal trend degli spinelli delle serpentiniti del Massiccio di Voltri (Erro-Tobbio, Fornasaro et al, 2023; linea viola tratteggiata in Figura 5.3), dove gli spinelli primari di mantello vengono sostituiti progressivamente da Cr-magnetite e magnetite, trend evidenziato dalla linea tratteggiata nera.

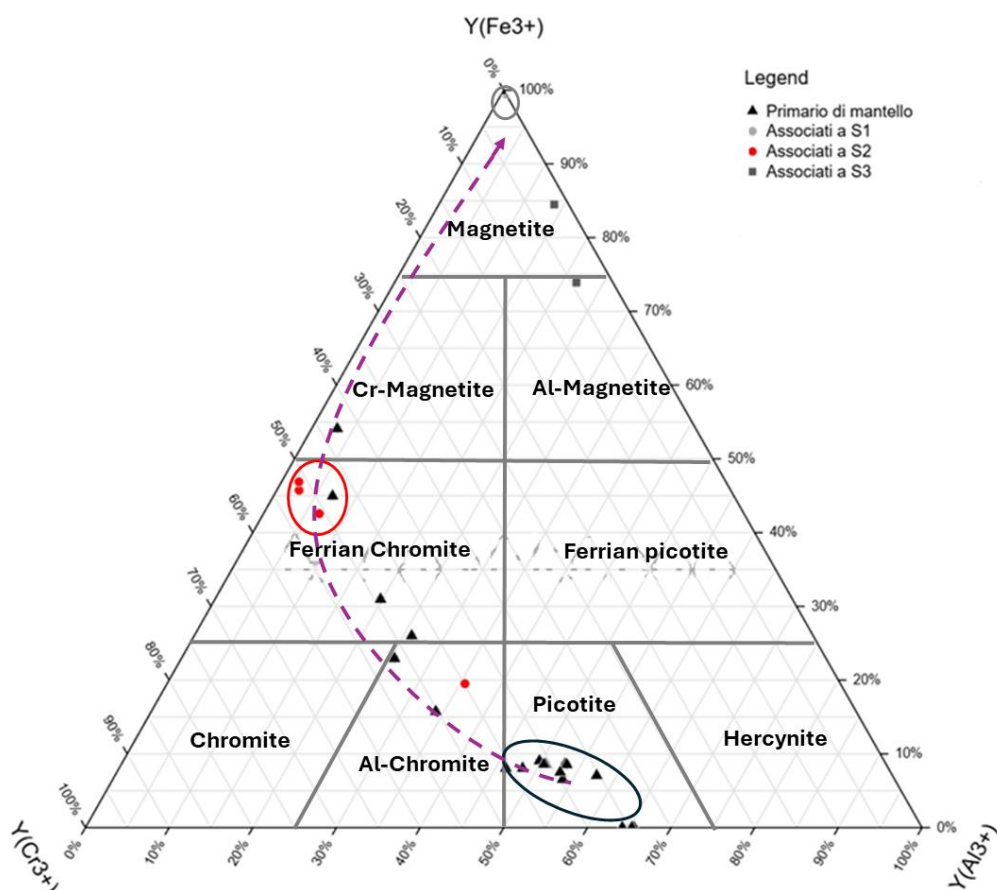


Figura 5.3: grafico ternario con al vertice gli elementi trivalenti costituenti il sito ottaedrico Y degli spinelli: Fe, Al, Cr. In legenda vengono riportate le aree dove sono stati analizzati gli spinelli costituenti i campioni peridotitici AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3 I campi sono stati utilizzati per delimitare i cluster principali in cui ricadono le analisi descritte in legenda.

È inoltre stata osservata la variazione di Titanio (Ti) rispetto al Cromo number (Cr#: Cr/Cr+Al) per gli spinelli primari di mantello ricadenti nel campo della picotite (Figura 5.3).

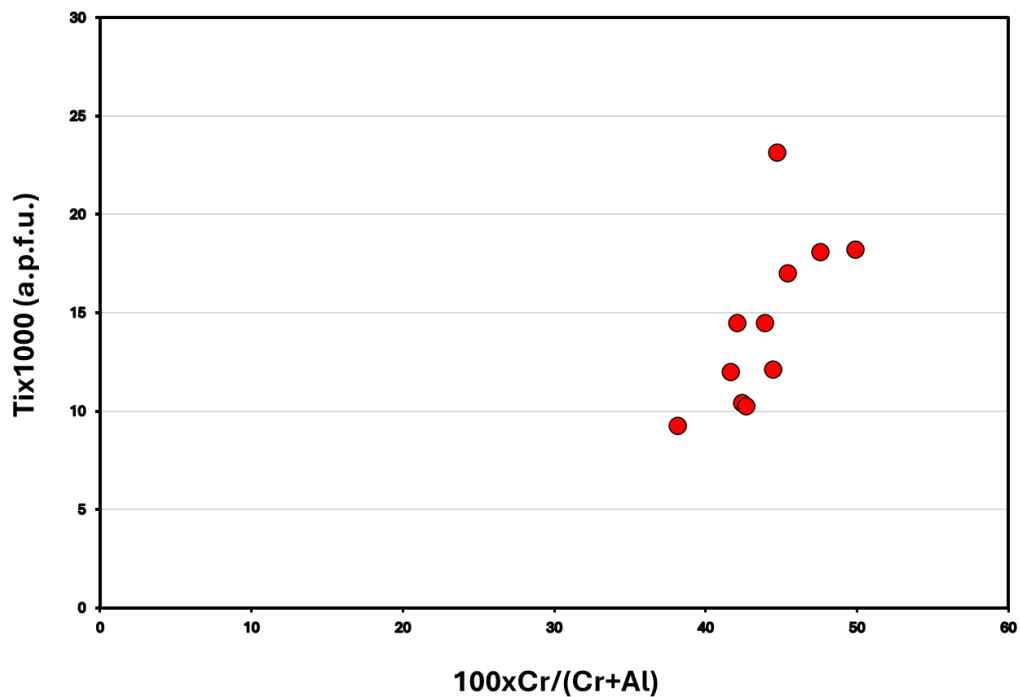


Figura 5.3: *diagramma binario di Ti (a.p.f.u.) vs Cr# (Cr/Cr+Al) nel quale vengono presentate le variazioni di questi elementi nei clinopirosseni di mantello (Cpx1).*

- **Serpentini: Analisi Raman**

Di seguito vengono riportati gli spettri Raman rappresentativi delle varie generazioni di minerali del serpentino caratteristiche di queste rocce, in modo da distinguere i diversi politipi. Sebbene le analisi chimiche puntuali (Tabella 4.4) permettano di definire la stechiometria generale non risultano spesso sufficienti per una discriminazione univoca tra lizardite, antigorite e crisotilo, a causa della loro sovrapposizione composizionale. Per tale scopo la micro-spettroscopia Raman risulta fondamentale per la loro distinzione dato che è estremamente sensibile alle variazioni dei legami chimici indotte dalle diverse architetture cristalline (piana nella Lizardite, tubolare nel Crisotilo e ondulata nell'Antigorite) (Auzende et al, 2004; J. R. Petriglieri et al, 2015).

I serpentini sono stati contraddistinti con un numero ad indicare la relazione petrografica con gli altri minerali: S1a situato all'interno della tessitura a maglie sostituite l'olivina 1 di mantello; S1b serpentino rinvenuto nelle fratture a olivina 2 sostituito da S2a rinvenuto nelle fratture a olivina 2 e nelle maglie; S3 serpentino che taglia le strutture precedenti costituite da olivina 2 e serpentino 1b e 2a. Le analisi eseguite rientrano nel range 50-1300 cm^{-1} con tempi di acquisizione di 60s a 3-4 accumulazioni; per quanto riguarda invece il range che contraddistingue la presenza di radicali OH nei minerali del serpentino (3500-3800 cm^{-1}) sono stati utilizzati tempi di acquisizione di 10s a 10 accumulazioni; tutte le analisi sono state eseguite utilizzando il Laser verde a 532 nm. Gli spettri acquisiti sono stati confrontati con i dati presenti in letteratura (J. R. Petriglieri et al, 2015; Groppo et al, 2006) e con il database RRUFF.

I minerali del gruppo del serpentino mostrano una notevole somiglianza nel range 100-1300 cm^{-1} con i picchi a 230, 380 e 685 cm^{-1} ; solo l'antigorite mostra un picco a 1045 cm^{-1} . Però i picchi diagnostici che hanno permesso di distinguere i diversi litotipi sono nel range degli OH compreso fra 3500 e 3800 cm^{-1} , la lizardite presenta una campana con due picchi distinti a 3680 e 3700 cm^{-1} mentre l'antigorite a 3660 e 3695 cm^{-1} .

Le Figure di seguito riportate mostrano gli spettri Raman caratteristici dei minerali del serpentino analizzati nei campioni AB1.1, AB1.2, AB2.1, AB2.3. Le Figure 5.4A-B presentano, rispettivamente, lo spettro Raman del serpentino 1a rinvenuto all'interno della tessitura a maglie e del serpentino 1b rinvenuto nelle fratture a olivina 2 nel campione AB1.2. I picchi relativi hanno evidenziato che è Lizardite. Lo spettro Raman del serpentino 2, riportato in Figura 5.5A, interno alle fratture a olivina 2, mostra i picchi relativi caratteristici dell'Antigorite. La Figura 5.5B mostra lo spettro Raman del serpentino 3 che taglia le strutture a olivina 2 e serpentino 2, i picchi relativi evidenziano che è lizardite, però spettri subordinati presentano i picchi tipici dell'antigorite

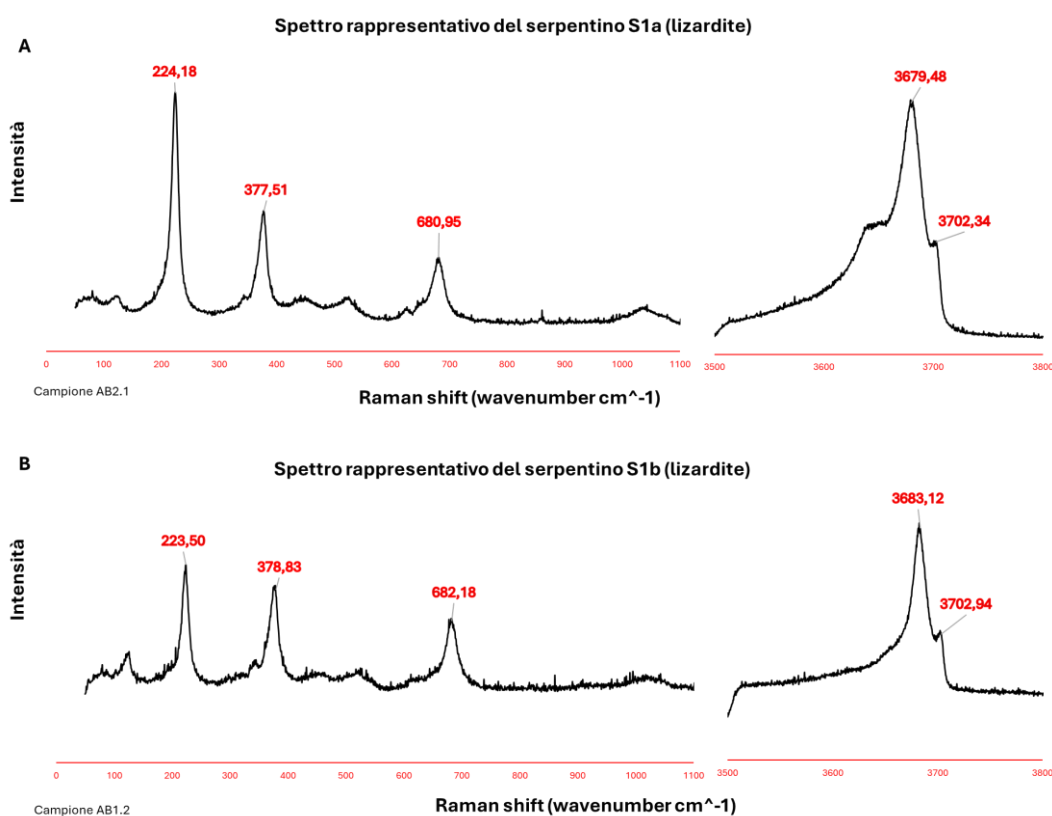


Figura 5.4: A) spettro Raman caratteristico del serpentino rinvenuto nella tessitura a maglie (S1a) B) spettro Raman caratteristico del serpentino rinvenuto nelle fasce cataclastiche ad olivina microcristallina (O12). Il confronto con il database RRUFF e con la letteratura ha evidenziato che entrambi gli spettri sono rappresentativi della lizardite.

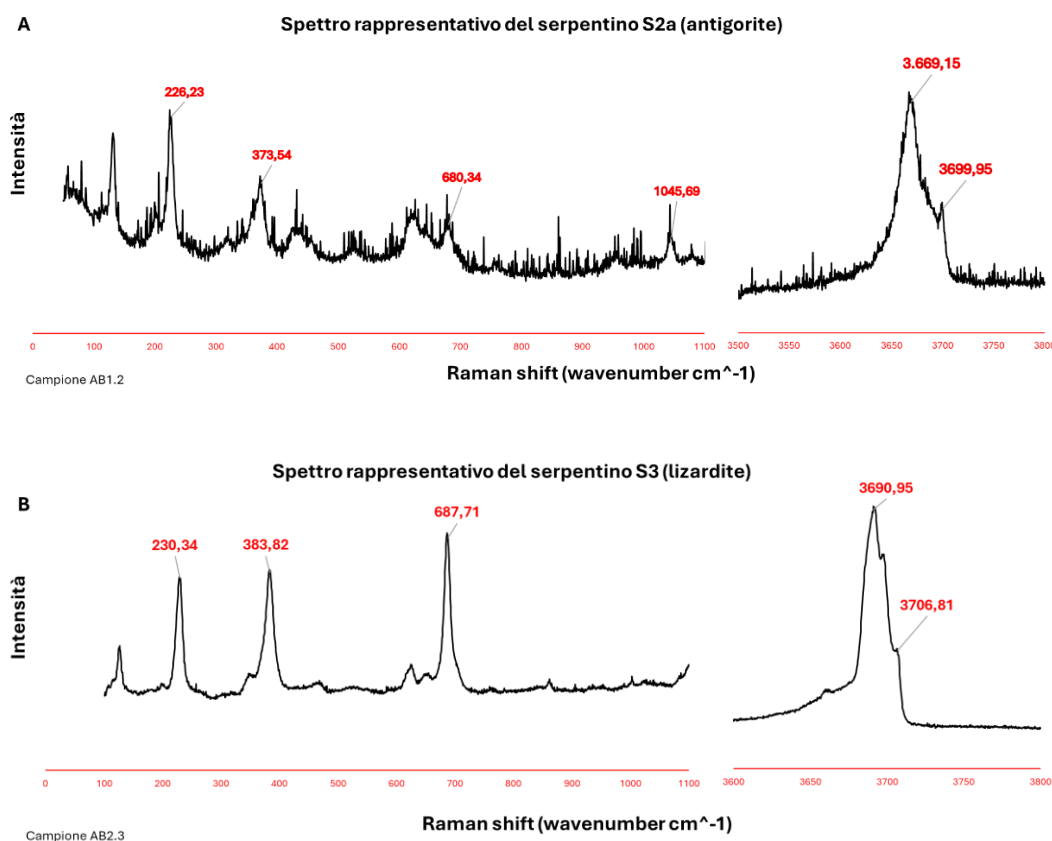


Figura 5.5: A) Spettro Raman caratteristico del serpentino 2 (S2a) rinvenuto nelle fratture a Olivina 2 che tagliano la tessitura a maglie. Il confronto con il database RRUFF e con la letteratura ha evidenziato che è Antigorite. B) Spettro Raman caratteristico del serpentino 3 (S3) rinvenuto nelle fratture tardive di ultima generazione che tagliano tutte le strutture precedenti, i picchi che mostra sono compatibili con la Lizardite (3680 e 3703 cm^{-1}).

- Serpentine: composizione elementi maggiori

Nella tabella 5.4 sono riportate le analisi rappresentative in microscopia elettronica dei minerali del gruppo del serpentino (S1a, lizardite; S1b, lizardite; S2a, antigorite; S3, composizione mista lizardite-antigorite) identificati nei campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3. Le formule sono state ricalcolate sulla base di 5 cationi secondo la formula generale dei minerali del gruppo del serpentino ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) in accordo con la metodologia standard adottata per questi minerali. Il sito tetraedrico (Si^{4+}) oscilla tra 1.80 e 2.06 a.p.f.u., mentre il sito ottaedrico (somma di Mg, Fe, Al) si mantiene prossimo al valore ideale di 3. I totali analitici risultano coerenti con il contenuto d'acqua strutturale (gruppi OH) tipico del serpentino. Le analisi chimiche mostrano lievi variazioni composizionali nel contenuto in SiO_2 e nell'Al, mentre il FeO_{tot} , presenta ampia variabilità (dal 3% al 13%).

Tabella 5.4: Analisi in microscopia elettronica dei Serpentine nei Campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3

Campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3									
	S1a		S1b		S2a		S3		
	Lizardite		Lizardite		Antigorite		Lizardite-antigorite		
SiO ₂	37,00	38,77	37,83	37,34	44,41	43,08	40,23	39,90	40,97
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	1,35	1,90	1,73	0,00	0,00	1,99	0,65	1,04	0,15
Cr ₂ O ₃	0,00	0,12	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO tot	10,01	4,74	13,15	7,51	3,07	4,06	8,10	13,20	12,17
MgO	31,69	34,86	30,11	40,06	41,29	39,42	35,04	33,35	32,22
MnO tot	0,32	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,31
NiO	0,20	0,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,42	0,00	0,00	0,23	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00
Totale	80,99	81,20	83,33	85,14	88,95	88,75	84,23	87,78	85,82
Formula ricalcolata sulla base di 5 cationi									
Si	1,94	1,98	1,97	1,80	2,04	2,00	2,04	2,06	2,06
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,08	0,11	0,11	0,00	0,00	0,11	0,14	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺ tot	0,44	0,20	0,57	0,30	0,12	0,16	0,20	0,54	0,51
Mg	2,48	2,66	2,33	2,88	2,83	2,72	2,61	2,38	2,41
Mn ²⁺ tot	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Ni	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
K	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Somma cariche	13,94	14,09	14,05	13,81	14,08	14,09	14,22	14,15	14,12
sito tetraedrico	1,94	1,99	1,97	2,00	2,04	2,00	2,04	2,06	2,06
sito ottaedrico	3,06	3,01	3,03	3,00	2,96	3,00	2,96	2,96	2,94

In Figura 5.6A vengono presentati i valori di Mg# vs Al (a.p.f.u.) rappresentativi dei minerali del serpentino (S1a, S2a e S3). Questi elementi presentano ampia variazione composizionale con valori di Al da 0 a 0,30 (a.p.f.u.) e Mg# che varia da 0,80 a 0,96; pertanto non si osservano evidenti differenze fra i serpentine delle varie generazioni. Il diagramma binario in Figura 5.6B presenta le variazioni composizionali di Fe³⁺ (a.p.f.u.) vs Mg# (Mg/Fe+Mg) dei serpentine S1b e S2a rinvenuti nelle fratture a olivina 2. Nel diagramma si osserva che l'antigorite (S2a) prevalentemente presenta valori minori di Fe³⁺ da 0 a 0,20 (a.p.f.u.) rispetto alla lizardite S1b che nonostante alcuni valori bassi (0,02 a.p.f.u.) la maggior parte delle analisi ricade al di sopra dello 0,15 a.p.f.u.

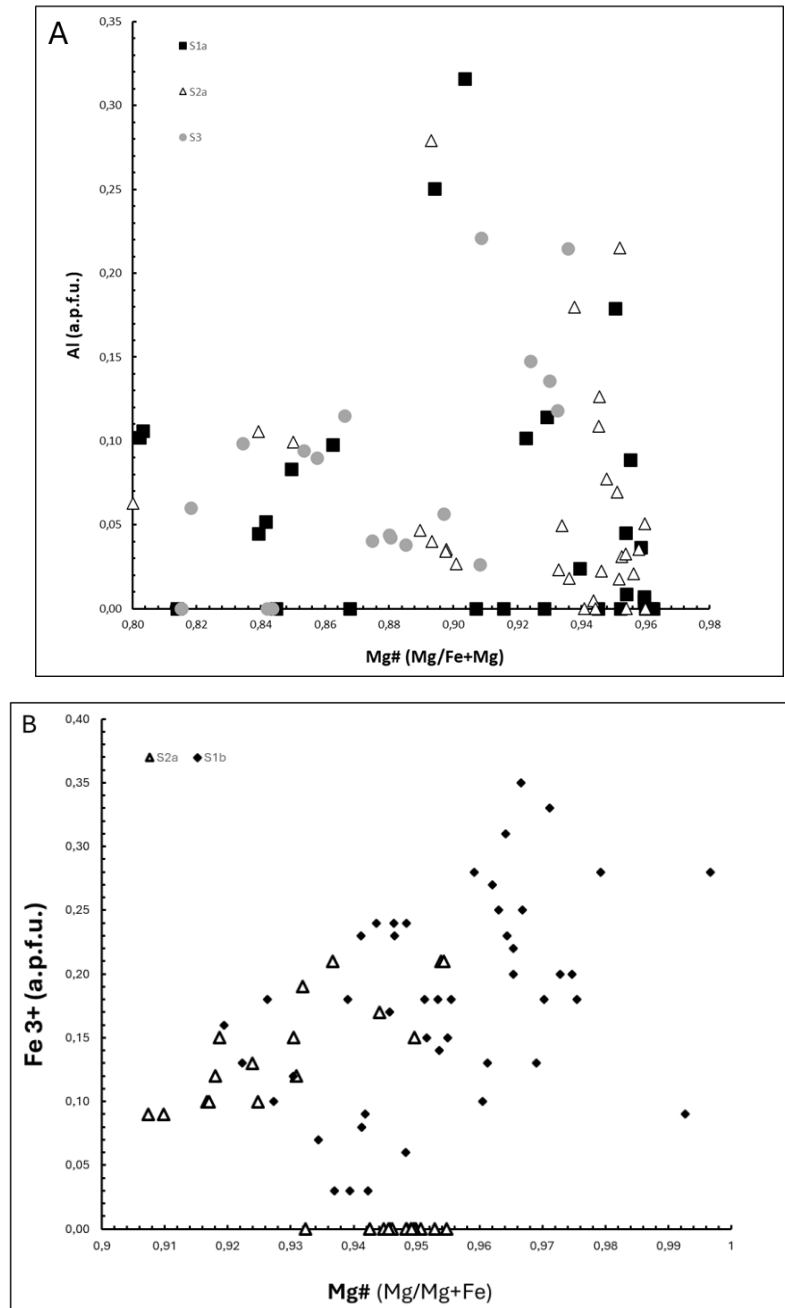


Figura 5.6: A) diagramma binario Mg# (Mg/Fe+Mg) vs Al rappresentativo delle variazioni composizionali dei minerali del gruppo del serpentino. Le tre generazioni di serpentino S1 (Lizardite), S2 (Antigorite), S3 (Antigorite/Antigorite-Lizardite) sono state discriminate utilizzando differenti simbologie visibili in legenda. B) Diagramma binario Mg# (Mg/Fe+Mg) vs Fe³⁺ rappresentativo i serpentini S1b e S2a rinvenuti nelle fratture a olivina 2.

- **Granati: composizione elementi maggiori**

La tabella 5.5 riporta le composizioni chimiche rappresentative dei granati analizzati nei campioni AB1.1 e AB2.1, rinvenuti in pseudomorfo su ex plagioclasti. I granati presentano composizioni dominate dalle componenti grossularia e almandino (Vedi Figura 5.7). La formula generale dei granati sulla quale sono state ricalcolate le analisi è $X_3^{2+}Y_2^{3+}(SiO_4)_3$ dove il sito X può essere occupato da Ca, Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} ; mentre per il sito Y Al, Fe^{3+} e Cr prevalentemente. Le formule chimiche ricalcolate sulla base di 8 cationi mostrano una piena occupazione del sito X da parte di Ca, Fe^{2+} e Mg, e del sito Y quasi esclusivamente da Al.

Tabella 5.5: Analisi in microscopia elettronica dei granati rinvenuti nei Campioni AB1.1-AB2.1.

Campioni AB1.1-AB2.1						
Granati vecchio sito plagioclasio						
SiO2	38,67	38,67	38,49	38,55	37,54	40,27
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	22,45	22,56	22,23	22,57	22,26	23,34
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOtot	16,46	15,02	15,44	16,22	25,46	14,81
MgO	3,34	1,70	1,78	4,47	1,65	2,98
MnOtot	0,78	2,84	2,85	1,27	1,10	0,98
CaO	18,43	20,36	19,75	16,92	11,99	21,41
V2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Totale	100,13	101,15	100,54	100,00	100,00	103,79
Formula calcolata sulla base di 8 cationi e sull'occupanza dei siti X e Y						
Sito X 2+						
Fe 2+	1,06	0,96	0,99	1,04	1,68	0,91
Mg	0,38	0,19	0,20	0,51	0,19	0,33
Mn2+(tot)	0,05	0,18	0,19	0,08	0,07	0,06
Ca	1,51	1,67	1,63	1,39	1,01	1,69
Totale X 2+	3,00	3,01	3,02	3,02	2,96	3,00
Sito Y 3+						
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,03	2,03	2,02	2,03	2,07	2,03
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe 3+	0,00	0,00	0,00	0	0	0
Totale Y 3+	2,03	2,03	2,02	2,03	2,07	2,03
Somma cariche	23,96	23,95	23,95	23,93	24,00	23,98
Spessartina	0,02	0,06	0,06	0,03	0,02	0,02
Almandino	0,35	0,32	0,33	0,34	0,57	0,31
Grossularia	0,50	0,55	0,54	0,46	0,34	0,57
Piropo	0,13	0,06	0,07	0,17	0,07	0,11
somma	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

In figura 5.7 è riportato il diagramma ternario Almandino, Grossularia e Piropo costruito a partire dalle componenti molari dei granati analizzati. I dati si distribuiscono prevalentemente lungo l'asse Almandino-Grossularia, indicando una composizione dominata da Fe^{2+} e Ca, mentre il Mg (Piropo) risulta subordinato. In tutte le analisi il sito ottaedrico Y risulta occupato quasi esclusivamente da Al.

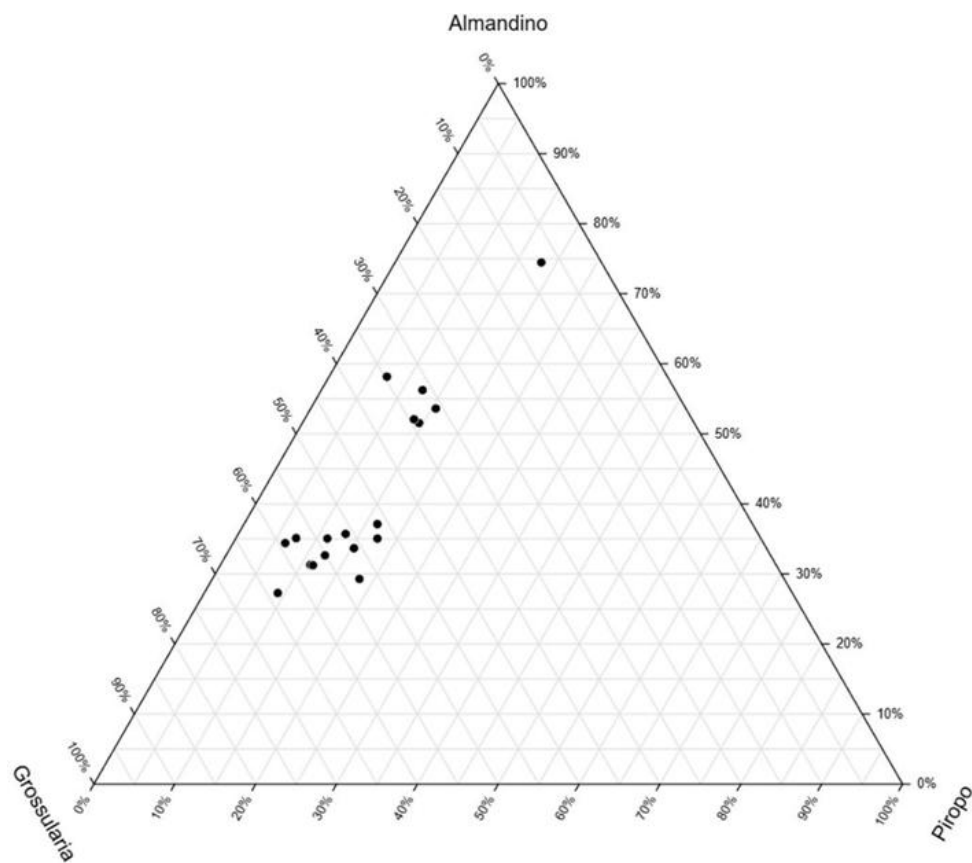


Figura 5.7: diagramma ternario Almandino-Piropo-Grossularia rappresentativo dei granati analizzati nei campioni AB1.1-AB2.1. Si osserva che la popolazione di granati ha una composizione che ricade lungo l'asse almandino-grossularia.

- **Cloriti: composizione elementi maggiori**

La tabella 5.6 riporta le composizioni chimiche delle cloriti analizzate nei campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3. Questi minerali sono stati ricalcolati sulla base di 10 cationi secondo la formula generale $X_{4-6}Y_4O_{10}(OH)_8$ dove il sito X viene occupato da Al, Fe, Li, Mg, Ni, Zn; mentre il sito Y da Al, Si, B e Fe. Sono state suddivise in base al dominio tessiturale: pseudomorfiche su spinello; pseudomorfiche su plagioclasio; all'interno delle bastiti, descritte per il campione AB1.2. Le cloriti pseudomorfiche su spinello e rinvenute all'interno delle bastiti mostrano composizioni magnesiache con tenori di Si più elevati e contenuti di Al più bassi rispetto ai dati osservati da Vignaroli et al, 2010. Le cloriti pseudomorfiche sui granati presentano un arricchimento in Fe e Al nel sito ottaedrico (X, nella formula generale) spostandosi perciò da clinocloro a chamosite (Vedi Figura 5.8).

Tabella 5.6: Analisi in microscopia elettronica delle cloriti rinvenute nei Campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3

	Campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3					
	Associati a:					
	spinello	granato		pirosseno		
	Chlinocloro	Chlinocloro-Chamosite		Chlinocloro		
SiO ₂	31,12	30,80	21,75	31,95	34,35	34,48
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	13,02	15,73	26,46	17,58	12,20	12,40
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	1,79	1,59
FeO _{tot}	3,26	4,01	24,87	5,67	3,10	3,45
MgO	32,61	32,13	12,47	29,08	33,79	34,11
MnO _{tot}	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,35	0,13	0,00	0,00
V ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,98	0,00	0,00
NiO	0,25	0,12	0,00	0,00	0,15	0,15
Totale	80,26	82,79	86,22	85,39	85,38	86,18
Formula ricalcolata sulla base di 10 cationi						
Si	3,18	3,06	2,34	3,15	3,33	3,31
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,57	1,84	3,35	2,04	1,39	1,40
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,12
Fe _{2+tot}	0,28	0,33	2,24	0,47	0,25	0,28
Mg	4,96	4,76	2,00	4,27	4,88	4,88
Mn _{2+tot}	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
Ni	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
somma cariche	27,92	27,96	28,03	28,52	28,19	28,14
Sito X	6,00	6,00	6,00	6,00	5,99	5,99
Sito Y	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al (Y)	0,82	0,94	1,66	0,85	0,67	0,69
AL (X)	0,74	0,90	1,69	1,19	0,72	0,71

Le cloriti sono state ricalcolate sulla base di 10 cationi secondo la formula generale descritta precedentemente. In Figura 5.8 è riportato un diagramma ternario Fe-Mg-Al rappresentativo delle variazioni composizionali del sito X ottaedrico delle cloriti analizzate. I dati mostrano una distribuzione composizionale che si concentra nei pressi del vertice del Mg, composizione del clinocloro, mentre le cloriti pseudomorfiche sul plagioclasio mostrano un arricchimento in Fe nel sito X, verso il campo della chamosite.

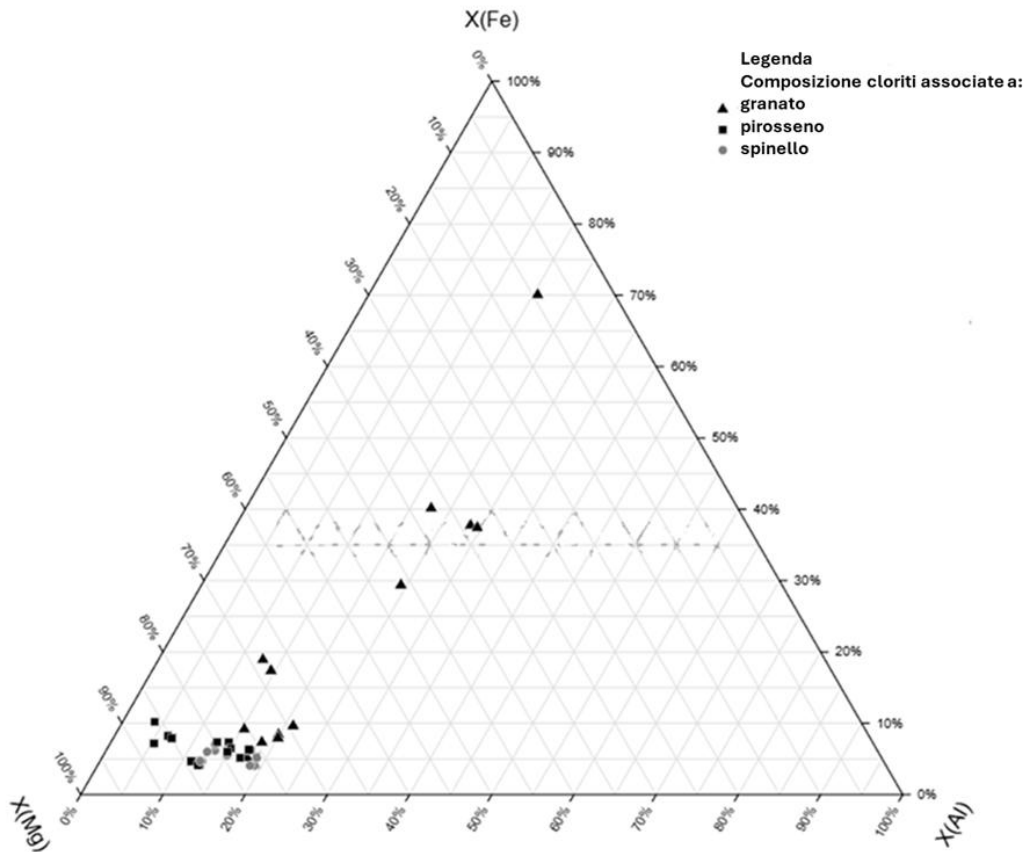


Figura 5.8: diagramma ternario Mg-Fe-Al costituenti il sito X ottaedrico delle cloriti analizzate nei campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3. Come descritto in legenda sono state distinte tre popolazioni di cloriti sulla base dell'associazione con differenti minerali quali granato, pirosseno e spinello.

- **Anfiboli: composizione elementi maggiori**

La Tabella 5.7 riporta le composizioni chimiche rappresentative degli anfiboli analizzati nei campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3, distinti in base al dominio tessiturale (associati a granato, spinello o pirosseno). Le formule sono state ricalcolate sulla base di 15 cationi secondo la formula generale $W_{0-1} X_2^{[VI-VIII]} Y_5^{[VI]}$ $[(Z_4O_{11})^{[IV]}(OH)]_2$ consentendo la ripartizione degli elementi nei siti cristallografici X, Y e Z. Gli elementi principali che occupano il sito X sono Na, Ca, Li, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg; mentre il sito Y è occupato da Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ti, Fe^{3+} , Al; infine, all'interno del sito Z si hanno Si e Al. Le analisi mostrano elevati contenuti di Ca nel sito X e valori di Na subordinati indicando che prevalentemente appartengono agli anfiboli calcici/sodico-calcici.

Tabella 5.7: *Analisi in microscopia elettronica degli anfiboli rinvenuti nei Campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3*

	Campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3							
	Associati a:							
	spinello		granato		pirosseno			
	tremolite		tremolite		tremolite			
SiO2	56,92	56,92	58,17	52,47	58,89	57,85	58,53	
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al2O3	1,15	1,15	0,56	2,24	0,00	0,46	0,14	
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,79	0,00	0,20	0,00	
FeOtot	2,76	2,76	2,48	3,68	2,22	1,86	2,61	
MgO	23,98	23,98	25,07	25,17	24,23	25,08	23,64	
MnOtot	0,00	0,00	0,20	0,17	0,00	0,00	0,00	
CaO	12,48	12,48	11,12	10,37	12,32	12,67	12,76	
Na2O	0,53	0,53	1,14	0,94	0,65	0,00	0,28	
NiO	0,24	0,24	0,22	0,20	0,00	0,00	0,00	
Totale	98,06	98,06	98,96	96,03	98,31	98,12	97,96	
	Formula ricalcolata sulla base di 15 cationi							
Si	7,79	7,79	7,82	7,19	8,01	7,81	7,96	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,19	0,19	0,09	0,36	0,00	0,07	0,02	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,02	0,00	
Fe3+	0,14	0,14	0,13	0,42	0,11	0,10	0,30	
Mg	4,89	4,89	5,02	5,14	4,91	5,05	4,79	
Mn2+tot	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	
Ca	1,83	1,83	1,60	1,52	1,80	1,83	1,86	
Na2O	0,14	0,14	0,30	0,25	0,17	0,00	0,07	
Ni	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	
Somma cariche	45,76	45,76	45,55	45,04	45,96	45,94	45,86	
Sito X	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,93	2,00	
Sito Y	5,03	5,03	5,07	5,37	4,99	5,07	5,02	
Sito Z	7,97	7,97	7,91	7,63	8,01	7,89	7,98	
X Mg2+	0,03	0,03	0,10	0,23	0,03	0,10	0,07	
Y Mg2+	4,86	4,86	4,92	4,91	4,88	4,95	4,72	

Gli anfiboli sono stati suddivisi in tre diverse popolazioni differenziandole per sito tessiturale (associati a spinello, associati a granato, e associazioni col pirosseno; Figura 5.9). Queste popolazioni sono state rappresentate in un diagramma binario Na vs Ca (espressi in apfu), costituenti il sito X per poterne distinguere la natura calcica o sodico-calcica. È stato osservato che gli anfiboli pseudomorfi sui pirosseni presentano composizione variabile da sodico-calcici (ricchi in Na) a calcici (ricchi in Ca). Gli anfiboli pseudomorfi nelle corone del sito occupato da ex-plagioclasio e associati agli spinelli si concentrano nel campo ad elevati valori di Ca per cui sono anfiboli calcici. Al fine di classificare questi minerali, si è adottato un diagramma binario Si a.p.f.u. vs Mg# ($Mg/Mg+Fe^{2+}$) (Figura 5.9; Leake et al, 1997). I risultati evidenziano che la maggior parte dei dati ricade nel campo della tremolite, con valori di Si compresi fra 7,6 e 8 apfu e un Mg# stabilmente superiore a 0,9.

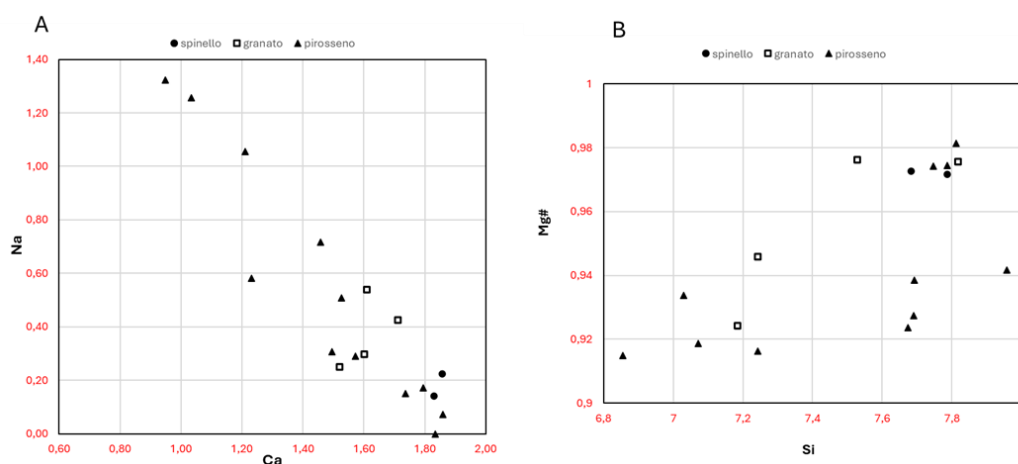
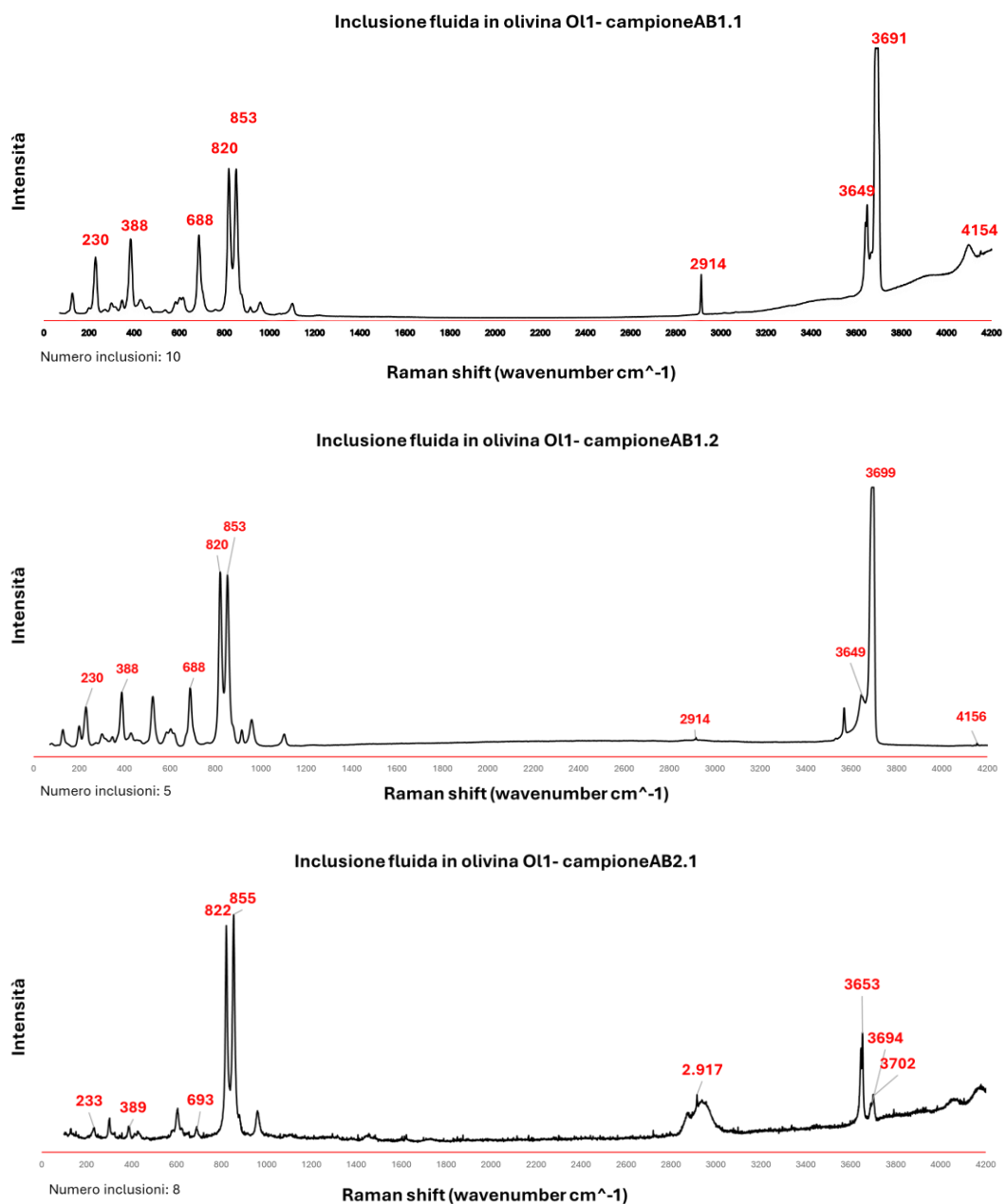


Figura 5.9: A) Diagramma Ca vs Na nel quale vengono mostrati i differenti siti tessiturali (spinello, corona del vecchio sito del plagioclasio e associati ai pirosseni) nei quali sono stati analizzati gli anfiboli. B) Diagramma binario Si (apfu) vs Mg# ($Mg/Mg+Fe^{2+}$) utilizzato per poter classificare gli anfiboli secondo Leake et al, 1997.

5.2 Spettroscopia Raman delle inclusioni fluide

La spettroscopia Raman è stata utilizzata per determinare a livello qualitativo e quantitativo la composizione delle inclusioni fluide (FI) descritte nella sezione 4.3. Gli spettri Raman delle inclusioni misurate nei campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3 sono presentati in Figura 5.10. Le principali difficoltà analitiche sono state rappresentate dalle dimensioni ridotte delle inclusioni ancora contenenti fluidi e dalla presenza di numerose inclusioni deidratate o essiccate.



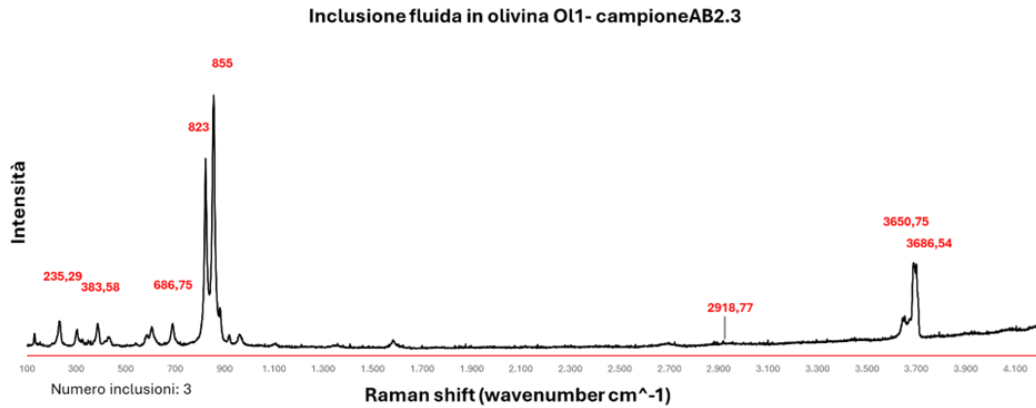


Figura 5.10: Spettri Raman rappresentativi delle inclusioni fluide (FI) ospitate nell'olivina di mantello (O11) nei campioni AB1.1-AB1.2-AB2.1-AB2.3. Gli spettri mostrano la coesistenza di una fase gassosa dominata da metano (CH_4 , picco principale a circa 2917 cm^{-1}) e, localmente, idrogeno molecolare ($\text{H}_2 \approx 4150 \text{ cm}^{-1}$). Le fasi solide sono caratterizzate dalla presenza di serpentino (picchi a $\approx 230, 370$ e 680 cm^{-1}) e brucite (con picco caratteristico a 3650 cm^{-1}). Le bande dell'olivina, minerale ospitante le inclusioni, sono visibili in tutti gli spettri e presentano i picchi caratteristici a 820 e 850 cm^{-1} .

Dagli spettri presentati in Figura 5.10 si identifica il segnale del minerale ospitante le inclusioni, l'olivina, caratterizzata dal doppio picco diagnostico dovuto allo stretching simmetrico e asimmetrico del legame Si-O, con i picchi centrati a circa 820 e 855 cm^{-1} (Kolesov e Geiger, 2004). All'interno dell'inclusione invece sono state rinvenute diverse fasi sia gassose che solide:

- fasi volatili: il componente dominante, rinvenuto in tutte le inclusioni analizzate, è il metano (CH_4), identificato tramite la banda di vibrazione simmetrica (ν_1) a circa 2917 cm^{-1} . In alcune inclusioni è stata riscontrata la presenza di idrogeno molecolare (H_2), confermato dal picco di stretching vibratorio a circa 4150 cm^{-1} (Brovarone et al., 2020; Olivieri, 2025).
- fasi solide: all'interno delle inclusioni sono state identificate fasi mineralogiche come la brucite ($\text{Mg}(\text{OH})_2$) identificata al picco caratteristico a circa 3650 cm^{-1} (Duffy et al., 1995). Osservata anche la presenza di serpentino, i cui modi vibrazionali principali sono a $230, 370$ e 680 cm^{-1} , distinguendo il politipo dalla banda degli ossidrili (OH) intorno a 3690 cm^{-1} (Petriglieri et al., 2015; Schwartz et al., 2013). Questo è stato identificato come lizardite (vedi figura 5.4 per confronto).

CAPITOLO 6

Discussioni e Conclusione

Lo studio dell'evoluzione mineralogica e petrografica delle peridotiti affioranti presso il settore di Acquasanta (GE), interno al Massiccio di Voltri, nasce dall'esigenza di colmare le lacune conoscitive relative a questo specifico dominio delle Alpi liguri. La ricerca si è focalizzata su campioni di peridotite parzialmente serpentizzata che preservano paragenesi relitte di mantello e che registrano una storia alpina post-oceanica sinora poco investigata. Ciò ha permesso di ricostruire la storia evolutiva polifasica delle rocce di mantello affioranti nei dintorni del settore di Acquasanta, documentando le condizioni di equilibrio e gli episodi evolutivi, a partire dall'evoluzione di mantello sino alla subduzione e alla definitiva esumazione di questo specifico lembo di litosfera oceanica.

L'utilizzo di un approccio multidisciplinare che ha integrato la microscopia ottica ed elettronica implementati con la spettroscopia Raman ha permesso di definire gli step evolutivi, le composizioni di fluidi e minerali e la possibile produzione di fluidi a idrogeno e metano in questi sistemi ultrafemici. Il confronto con le peridotiti dell'unità Erro-Tobbio ha inoltre fornito un solido termine di paragone per validare l'evoluzione mantellica delle rocce analizzate. Infine, l'indagine microstrutturale e la caratterizzazione del grado e dei processi di serpentizzazione sono state determinanti per comprendere i meccanismi di interazione acqua-roccia.

Tale ricostruzione ha permesso, infine, di contestualizzare la genesi dei fluidi a idrogeno e metano individuati all'interno di inclusioni secondarie, chiarendo in quali condizioni geodinamiche si siano formati i precursori dei gas abiotici che oggi alimentano il circuito idrotermale di Acquasanta.

6.1 Evoluzione e paragenesi di mantello

I campioni selezionati ed analizzati (AB1.1, AB1.2, AB2.1, AB2.3) provenienti da affioramenti vicini tra loro (vedi localizzazione; capitolo 3), corrispondono a peridotiti parzialmente serpentinizzate che presentano differenti gradi di deformazione e alterazione. Tali campioni mostrano strutture da indeformate (AB1.1, AB1.2) a variabilmente deformate (AB2.1, AB2.3) e mantengono i relitti della originaria paragenesi di mantello, costituita da olivina (O11), clinopirosseno (Cpx1), ortopirosseno (Opx1), spinello (Sp) e plagioclasio, pseudomorficamente sostituito dall'associazione clorite+granato, di composizione grossularia-almandino. La composizione chimica in elementi maggiori degli spinelli e dei clinopirosseni (Cpx1) primari di mantello (v. capitolo 5) è coerente, seppur mostrando lievi variazioni, con quanto riportato nei dati presenti in letteratura sulle peridotiti di Erro-Tobbio (Rampone et al., 2005; Borghini et al., 2007; Piccardo e Visser, 2007; Padovano et al., 2015). Questa coerenza è stata riscontrata anche tramite le analisi degli elementi minori come visibile in Figura 6.1, che riporta i campi composizionali degli spinelli e dei clinopirosseni delle peridotiti dell'Unità Erro-Tobbio proposti da Rampone et al (2005) e Borghini et al (2007).

Le peridotiti dell'Unità Erro-Tobbio analizzate da Rampone et al (2005) sono caratterizzate da protoliti corrispondenti da peridotiti a spinello, che mostrano originarie tessiture granulari a grana grossolana (0,5–1 cm), costituite da un'associazione di olivina, ortopirosseno, clinopirosseno e spinello. In questi campioni, lo spinello si rinviene spesso in aggregati simplectitici con l'ortopirosseno ai bordi dei porfiroclasti. Durante la risalita da ambienti di mantello verso ambienti oceanici più superficiali, queste rocce evolvono sia strutturalmente in tettoniti e miloniti, dove i minerali appaiono allungati e l'olivina mostra marcata estinzione ondulata. L'evoluzione petrologica di queste rocce di mantello è inoltre caratterizzata dal passaggio da condizioni di stabilità dello spinello alle peridotiti a condizioni di stabilità del plagioclasio la cui cristallizzazione può essere avvenuta sia attraverso reazioni di subsolidus, evidenziate dalla formazione di sottili bordi attorno allo spinello, sia mediante impregnazione della peridotite da parte di fusi silicatici che cristallizzano il plagioclasio. Nei campioni analizzati le pseudomorfofisi su plagioclasio sono caratterizzate da plaghe a clorite che contengono cuori di granato, riconducibili sia a originarie strutture di ricristallizzazione metamorfica dello

spinello in plagioclasio, sia ad impregnazioni da parte di fusi silicatici con cristallizzazione di plagioclasio magmatico.

Informazioni riguardo all'origine del plagioclasio nei campioni studiati sono fornite dall'esame di Figura 6.1. Rampone et al. (2005) hanno definito i campi di riferimento composizionale dei minerali costituenti le peridotiti che hanno subito trasformazioni metamorfiche durante l'esumazione, passando da peridotiti a spinello a peridotiti a plagioclasio per reazioni di subsolidus. In questo contesto, i dati definiscono i caratteri composizionali di evoluzione di facies, evidenziata dal trend in Figura 6.1A, che mostra come gli spinelli delle peridotiti a spinello (campo grigio) presentino valori di Cr# (Cr/Cr+Al) e Ti (a.p.f.u.) relativamente bassi (Cr#: 10-20 wt%; Ti x1000: 0-6 a.p.f.u.), mentre gli spinelli delle peridotiti a plagioclasio (campo delimitato dalla linea nera), a seguito delle trasformazioni, mostrano un arricchimento in Cr# e Ti (Cr#: 38-48 wt%; Ti x1000: 10-17 a.p.f.u.). Successivamente, lo studio di Borghini et al. (2007) si è focalizzato sulle peridotiti di mantello dell'unità Erro-Tobbio che, a differenza dei protoliti di mantello non alterati analizzati da Rampone et al. (2005), sono caratterizzate da un'intensa fase di impregnazione magmatica (melt impregnation) avvenuta durante l'esumazione litosferica (campo tratteggiato in Fig. 6.1). Le peridotiti sono costituite principalmente da lherzoliti povere in clinopirosseno e harzburgiti parzialmente serpentinizzate, e mostrano un'originaria equilibratura nel campo di stabilità dello spinello.

Il diagramma di Figura 6.1 riporta le composizioni in elementi minori (cromo, alluminio e titanio) delle peridotiti analizzate da Rampone et al. (2005) e di Borghini et al. (2007) evidenziando come gli spinelli di mantello costituenti le peridotiti interessate dal processo di ricristallizzazione di subsolidus e l'impregnazione di plagioclasio presentino un aumento progressivo in Cr (Cr#: 45-50 wt%), e Ti (Ti x1000: 20-25 a.p.f.u.). A partire dagli spinelli di mantello iniziali (Fig. 6.1A, campo grigio) i valori più alti in Cr e Ti appartengono agli spinelli in rocce di mantello interessate da impregnazione a plagioclasio. Analogamente, i clinopirosseni delle peridotiti impregnate studiate da Borghini et al (2007) subiscono una diminuzione di Alluminio molto più marcata rispetto ai valori osservati da Rampone et al. (2005), causata dalla reazione chimica con fusi saturi in silice che consumano l'alluminio dei minerali primari per cristallizzare nuovo ortopirosseno e plagioclasio.

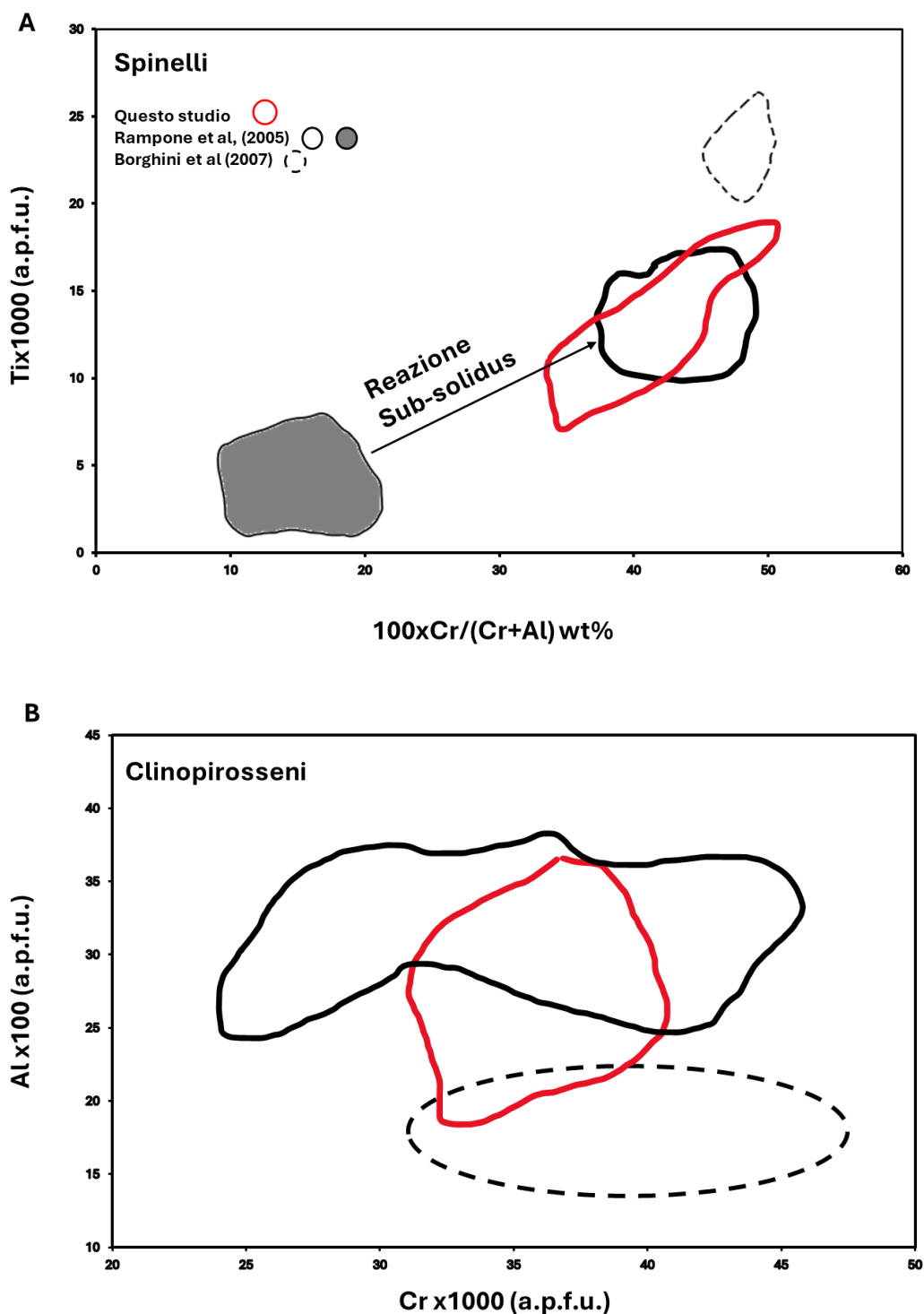


Figura 6.1: A) Diagramma binario Cr# ($Cr/Cr+Al$) vs Ti (a.p.f.u.) che mette in relazione l'evoluzione composizionale dello spinello presente nei campioni analizzati in questo lavoro di Tesi (campo delimitato dalla linea rossa) con i campi composizionali definiti per gli spinelli dell'Unità Erro-Tobbio delle peridotiti di mantello studiate da Rampono et al (2005): il campo grigio indica le peridotiti a spinello, mentre il campo delimitato dalla linea nera indica le peridotiti a plagioclasio. Il campo tratteggiato indica gli spinelli delle peridotiti di mantello analizzate da Borghini et al, (2007). B) Diagramma binario di Cr vs Al (a.p.f.u.) che mette in relazione i campi composizionali dei clinopirosseni analizzati nelle rocce del presente lavoro di tesi (campo delimitato dalla linea rossa) con quelli analizzati da Rampono et al (2005) (campo delimitato dalla linea nera). Il campo tratteggiato indica i clinopirosseni analizzati da Borghini et al (2007).

Pertanto, i campi composizionali definiti da Rampone et al (2005) e Borghini et al (2007) sono stati utilizzati in Figura 6.1 come base di confronto per le analisi sugli elementi minori effettuate sui campioni di Acquasanta. Le composizioni degli spinelli analizzati in questo lavoro di tesi (Fig. 6.1A, campo rosso) ricadono prevalentemente nel campo degli spinelli dell'unità Erro-Tobbio definiti da Rampone et al. (2005) (campo delimitato dalla linea nera). In particolare, i campioni di Acquasanta presentano contenuti di Titanio e Cr# simili, seppure con leggere variazioni, a quelli descritti da Rampone et al (2005) rappresentativi le peridotiti a plagioclasio derivanti da reazioni di subsolidus e che si estendono verso il campo definito da Borghini et al (2007) per gli spinelli di impregnazione.

In Figura 6.1B i campi composizionali di Al vs Cr a.p.f.u. dei clinopirosseni analizzati nel presente lavoro di Tesi (campo delimitato dalla linea rossa) mostrano sia una piena sovrapposizione con il campo rappresentativo i clinopirosseni delle peridotiti a spinello e a plagioclasio analizzate da Rampone et al (2005), sia una parziale sovrapposizione con il campo definito da Borghini et al (2007) per le peridotiti impregnate a plagioclasio.

Pertanto, vista la coerenza mostrata negli elementi maggiori e in quelli minori le rocce del seguente studio (AB1.1, AB1.2, AB2.1, AB2.3) possono essere paragonabili alle peridotiti a plagioclasio dell'Unità Erro-Tobbio, definite da Rampone et al (2005) e Broghini et al (2007). Questa affinità suggerisce che le peridotiti parzialmente serpentizzate affioranti ad Acquasanta abbiano subito evoluzione tettono-metamorfica comparabile a quella delle peridotiti dell'unità Erro-Tobbio.

6.2 Evoluzione metamorfica

La complessità della storia evolutiva dei campioni analizzati è ampiamente registrata dalle tessiture e microstrutture delle rocce analizzate. Sono stati osservati stadi multipli di serpentinizzazione con relazioni tessiture complesse: inizialmente si osserva lo sviluppo di sistemi di fratture e vene che hanno comportato in più fasi la formazione di serpentino a spese dell'olivina secondo la tessitura a mesh (serpentino S1a, Fig. 4.6-4.7), seguiti da un secondo evento che innescano la cristallizzazione di serpentino lungo fasce cataclastiche di spessore submillimetrico (serpentino S1b e S2a, Fig.4.15), infine, la fratturazione della roccia con lo sviluppo di vene sub-parallele di spessore millimetrico costituite da serpentino S3. Non solo l'olivina mantellica è stata coinvolta in questi processi di idratazione ma anche altri minerali costituenti la paragenesi tipica di mantello come il plagioclasio sostituito pseudomorficamente da clorite e granato, avente composizione grossularia-almandino; il clinopirosseno di mantello riequilibrato in nuovo clinopirosseno ed in seguito in anfibolo calcico di composizione tremolitica ed infine lo spinello coronato da clorite.

6.2.1 Serpentinizzazione oceanica dell'olivina

Dallo studio tessiturale e microstrutturale il primo stadio di alterazione è rappresentato dalla serpentinizzazione statica dell'olivina di mantello (O11). La serpentinizzazione si sviluppa sistematicamente come maglie poligonali (mesh) con magnetite (Mt) al cuore delle maglie (figura 4.6, 4.7, 4.13, 6.2A). La precipitazione di magnetite è coerente con le reazioni ossido-riduttive, da ferro Fe^{2+} a Fe^{3+} , che accompagnano la serpentinizzazione (v. capitolo 1). Gli spettri Raman (Figura 6.1A) indicano che il serpentino costituente le maglie è lizardite (S1a; v. capitolo 5) coerente con le condizioni di bassa temperatura ($<300^{\circ}C$) tipiche dell'alterazione oceanica.

6.2.2 Serpentinizzazione in subduzione

A scala della sezione si osserva che l'olivina O11 e le strutture mesh a S1a + mt sono tagliate da fasce cataclastiche di spessore sub-millimetrico (costituite principalmente da O12, Fig. 4.8-4.13), che tagliano il campione formando tra loro angoli coniugati (Figura 4.9, 4.16, 4.21). Si tratta molto probabilmente di fratture che hanno interessato i cristalli di olivina mantellica O11 (caratterizzati da granulometria maggiore rispetto ad O12; Fig. 4.13) e che localmente dislocano anche clinopirosseni di mantello, come evidenziato in Figura 4.9 (campione AB1.1).

L'olivina 2 rinvenuta all'interno di queste fratture presenta la stessa composizione chimica dell'olivina di mantello (v. capitolo 5): è quindi possibile interpretare questi granuli di olivina come micro-clasti derivanti da cataclasi e conseguente riduzione di grana dell'olivina O11. Nel campione AB1.2, l'olivina O12 presenta bordi di reazione a serpentino che circondano interamente i singoli granuli di olivina O12 (Fig. 4.15). Si tratta di bordi di reazione simili a corone: sono presenti due differenti layers a serpentino, rappresentativi di due differenti generazioni. La spettroscopia Raman su queste corone a due layers ha messo in luce la presenza sia di lizardite (serpentino S1b) che di antigorite (serpentino S2a; figura 6.1B). A complemento di questa informazione, la microscopia elettronica ha permesso di distinguere i due serpentini su base cromatica (intensità scala di grigi) e tessiturale (Figura 4.15): il layer più interno e più chiaro (arricchito in ferro trivalente, v. capitolo 5) che avvolge i granuli di olivina O12 corrisponde a lizardite generazione S1b che viene postdatata dalla cristallizzazione di un layer più esterno di colore più scuro, composto da antigorite (serpentino S2a; Fig. 6.2B). La presenza del layer interno a lizardite (serpentino S1b), che circonda l'olivina O12 suggerisce che la crescita del serpentino S1b è posteriore alla fratturazione e riduzione di grana dell'olivina ed è legata a infiltrazione di fluidi acquosi a permanente stabilità della lizardite. La fratturazione è quindi possibilmente avvenuta in condizioni anidre, contribuendo alla creazione di una permeabilità tettonica e di una nuova via d'accesso per l'ingresso di fluidi nel sistema che hanno portato all'idratazione dell'olivina nel campo di stabilità della lizardite.

L'antigorite interstiziale S2a non solo sostituisce la lizardite S1b, ma si presenta nella riapertura delle maglie a lizardite S1a (Figura 4.26, 6.2B). Ciò suggerisce che le rocce sono entrate nel campo di stabilità dell'antigorite superando i 300-350°C. In associazione all'antigorite interstiziale S2a nel campione AB2.3 è stata osservata,

localmente, la presenza di bordi più chiari che contornano l'olivina di mantello (O11) e l'olivina microcristallina (O12) (figura 4.26). La differente risposta cromatica, nella scala di grigi, è data da un arricchimento in ferro riscontrato in questi bordi; infatti, risulta chimicamente diversa dall'olivina di mantello (O11) e dall'olivina microcristallina (O12) (F_{085-90}). Questa nuova generazione di olivina (O13) è interpretabile come olivina metamorfica (O13); avente composizione F_{065-77} (V. capitolo 5). L'olivina metamorfica è stata osservata solamente lungo le fratture contenenti l'O12, associata con l'antigorite S2a; perciò, è probabile che la ricristallizzazione dell'olivina metamorfica sia avvenuta contemporaneamente all'ingresso di fluidi che hanno permesso la ricristallizzazione dell'antigorite in sostituzione della lizardite. Queste trasformazioni sono interpretabili come il risultato di un riequilibrio metamorfico successivo alla serpentizzazione oceanica e sono coerenti con un overprint metamorfico sviluppatosi durante le fasi di subduzione e collisione alpina che hanno interessato le unità ofiolitiche del Massiccio di Voltri. Nei campioni AB1.2, AB2.1, AB2.3 fratture tardive costituite da serpentino (generazione S3) tagliano tutte le strutture precedenti, incluse la tessitura a maglie e le fratture a olivina microcristallina (figura 4.15, 4.19, 4.25, 6.2C). Queste fratture di ultima generazione mostrano accrescimenti perpendicolari alle pareti e locali nuclei di calcite (figura 4.19). La spettroscopia Raman ha evidenziato che queste fasi presentano una natura mista tra i politipi lizardite e antigorite, testimoniando l'ultimo stadio dell'evoluzione strutturale delle rocce analizzate, indicando un regime fragile presumibilmente all'interno del campo di stabilità della lizardite, interpretabili come eventi tardivi avvenuti durante l'esumazione.

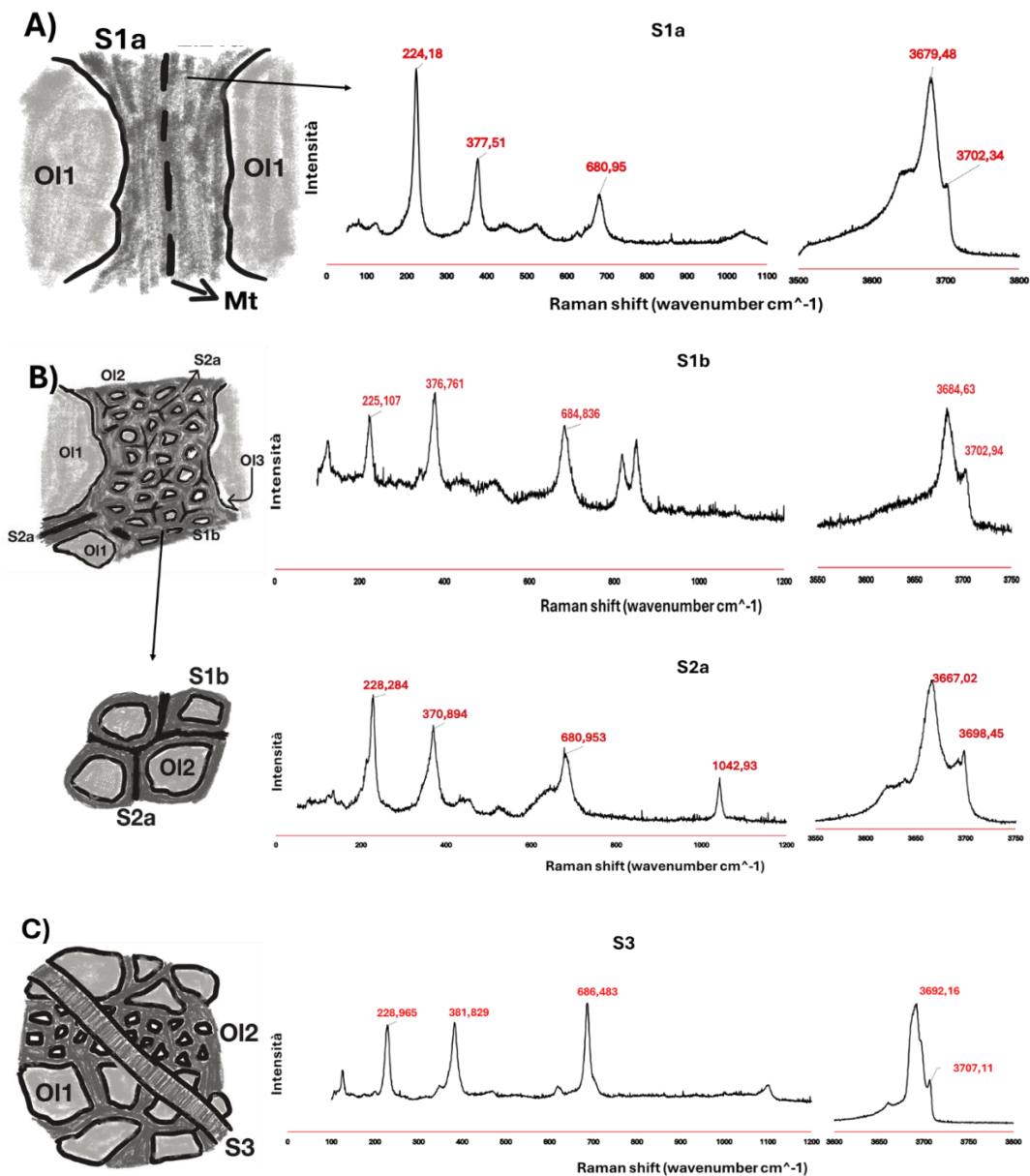


Figura 6.2: schema rappresentativo degli stadi di serpentizzazione riscontrati nelle sezioni analizzate. *A)* primo stadio di serpentizzazione: formazione di lizardite (S1a) secondo la tipica tessitura a maglie a spese dell'olivina di mantello (OI1) con precipitazione di magnetite (Mt) al cuore; a destra viene presentato un tipico spettro Raman della lizardite analizzata in queste strutture. *B)* secondo e terzo stadio di serpentizzazione: sovracrescita statica a formare un anello attorno all'olivina microcristallina (OI2) da parte di lizardite (S1b); in seguito, formazione di antigorite interstiziale (S2a) sostituisce la lizardite S1a e S1b; a destra viene presentato un tipico spettro Raman della lizardite e dell'antigorite analizzate in queste strutture. *C)* ultimo stadio di serpentizzazione: formazione di vene tardive che tagliano l'intera sezione, vene costituite da serpentino (S3) che però presenta una natura mista fra i politipi lizardite e antigorite, situazionalmente presentano al cuore calcite; a destra viene presentato un tipico spettro Raman del serpentino analizzato in queste strutture.

6.2.3 Evoluzione metamorfica delle altre fasi mineralogiche

L'evoluzione metamorfica delle rocce analizzate è stata registrata anche dalle fasi accessorie, dai pirosseni e dagli spinelli. In particolare, nei campioni AB1.1 e AB2.1 il plagioclasio originario della paragenesi di mantello è completamente sostituito da un'associazione metamorfica costituita da anfibolo calcico (tremolite) + clorite + granato (grossularia-almantino) (figura 4.5, 4.18; v. capitolo 5). Questa associazione indica condizioni di idratazione delle rocce in facies scisti verdi, caratterizzata dalla stabilità di clorite e anfibi calcici.

Nei campioni AB1.1, AB1.2 e AB2.3 si è osservato che il clinopirosseno di mantello (Cpx1) di composizione augitica ha ricristallizzato in nuovo clinopirosseno (diopside, Cpx2), che rappresenta una fase di riequilibrio metamorfico rispetto al pirosseno primario. In uno stadio successivo, il clinopirosseno metamorfico (Cpx2) viene sostituito da anfibolo calcico (tremolite, figura 4.3, 4.11, 4.23) testimoniando un'ulteriore interazione fluido-roccia subita da queste rocce. La formazione di tremolite a spese del clinopirosseno rappresenta una reazione tipica dei processi di idratazione e suggerisce condizioni compatibili con la facies scisti verdi.

Infine, anche lo spinello di mantello, identificato come picotite (v. capitolo 5), risulta circondato da clorite pseudomorfa che si sviluppa lungo i bordi dei cristalli originari (Figura 4.4, 4.12, 4.24). Questa relazione tessiturale suggerisce che lo spinello sia stato coinvolto nei processi di riequilibrio metamorfico che hanno interessato la roccia, con la formazione di fasi idrate a seguito della circolazione di fluidi durante le fasi metamorfiche successive alla serpentizzazione iniziale.

6.3 Caratterizzazione dei fluidi

Il sito di Acquasanta è stato identificato da Boschetti et al (2013) ed Etiope e Whiticar (2019) come un caso esemplare di sintesi di metano abiotico a bassa temperatura (<60-100°C). L'origine abiotica del gas in questo sito è supportata da evidenze isotopiche, quali i valori elevati di $\delta^{13}\text{C}$ (intorno a -9‰) e l'assenza di radiocarbonio (^{14}C), che indicano una sorgente di carbonio inorganico e fossile, escludendo i processi biologici moderni. Tuttavia, a differenza di altri siti, le sorgenti iperalcaline di Acquasanta mostrano un'insolita assenza di idrogeno libero (H_2) associata ad alte concentrazioni di CH_4 abiotico. Ciò ha portato i ricercatori a ipotizzare che il metano non si formi necessariamente nell'acqua sorgente, con cui è in disequilibrio chimico, ma che possa essere prodotto e intrappolato all'interno del sistema roccioso attraverso reazioni di tipo Fischer-Tropsch (FTT) in fase gassosa o durante l'idratazione dei minerali primari (Etiope e Whiticar, 2019). Questi autori tendono ad escludere che il rilascio meccanico di antiche inclusioni fluide possa rappresentare l'unica fonte del metano misurato in superficie, poiché i flussi gassosi osservati nelle sorgenti di Acquasanta risultano troppo elevati per essere sostenuti esclusivamente dalla fratturazione dei cristalli, perciò, lo studio di tali micro-cavità nel Gruppo di Voltri rimane fondamentale.

Le analisi condotte in questo studio hanno infatti confermato la presenza di inclusioni fluide (FI) ospitate all'interno di cristalli di olivina di mantello (O11) disposte lungo allineamenti (*trail*). Questi allineamenti non sono semplici fratture aperte, ma sono spazialmente associati allo sviluppo del serpentino S1a (lizardite) che forma la tipica tessitura a maglie (*mesh*) della roccia. Petrograficamente, queste FI sono classificate come secondarie poiché la loro formazione è legata ai processi di serpentinizzazione che hanno interessato l'olivina primaria. La spettroscopia Raman conferma la natura bifasica (solido + fluido) delle inclusioni, rivelando una fase gassosa dominata da metano (CH_4) e idrogeno (H_2) in equilibrio con fasi solide di brucite e lizardite.

La determinazione della firma isotopica e la quantificazione del gas stoccato nelle inclusioni fluide delle peridotiti di Acquasanta permetterebbero un confronto diretto con le emissioni studiate da Boschetti et al. (2013) ed Etiope e Whiticar (2019). Tale approccio consentirebbe di valutare l'affinità genetica tra il gas intrappolato e quello libero, stabilendo se le inclusioni rappresentino la sorgente primaria dei flussi

superficiali o se costituiscono unicamente un archivio fossile di processi di sintesi indipendenti.

6.4 Conclusioni

In conclusione, lo studio petrografico, microstrutturale e mineralogico delle peridotiti serpentinizzate affioranti nell'area di Acqusanta ha permesso di ricostruire una storia evolutiva polifasica che coinvolge diversi stadi di alterazione e riequilibrio metamorfico delle rocce analizzate. Il percorso evolutivo ha avuto inizio in ambiente mantellico con caratteristiche comparabili alle peridotiti a plagioclasio dell'Unità Erro-Tobbio, successivamente le rocce hanno subito una prima serpentinizzazione a lizardite (S1a) in ambiente oceanico. L'ingresso in subduzione ha sancito una progressiva evoluzione che probabilmente registra la fratturazione delle peridotiti con formazione di O12 clastica all'interno di sistemi di microfratture coniugate. L'apertura di questa nuova porosità tettonica ha consentito l'infiltrazione di fluidi acquosi (e carbonici) che ha permesso la creazione di bordi di (i) lizardite (S1b a spese dei microclasti di O12) e successivamente di (ii) bordi e vene di antigorite. Lo stadio finale di interazione fluido roccia e la formazione di lizardite (S3) indica che i campioni analizzati hanno registrato un processo di continua idratazione delle peridotiti: la classica formazione di vene e olivina metamorfica per disidratazione del serpentino (Scambelluri et al, 1995) non è stata osservata nel caso dei campioni qui analizzati, se non in maniera estremamente localizzata nel campione AB2.3. In parallelo, l'interazione fluido-roccia ha interessato anche gli altri minerali costituenti la paragenesi di mantello, come evidenziato dallo sviluppo di corone di tremolite ai bordi degli spinelli; dalla pseudomorfosi a clorite, anfibolo tremolitico e granato (grossularia-almandino) sul plagioclasio e dalla pseudomorfosi di tremolite sul clinopirosseno metamorfico. Tramite lo studio mineralochimico dei minerali costituenti, si potrebbe eseguire una modellizzazione termodinamica volta alla ricostruzione delle condizioni P-T raggiunte dalle rocce definendo gli stadi evolutivi

che ne hanno caratterizzato la storia tettonica e metamorfica, progradata e retrogradata, fino all'esumazione.

Parallelamente, la spettroscopia Raman ha consentito di caratterizzare le inclusioni fluide derivanti dalla serpentinizzazione oceanica (S1a), rivelando una fase gassosa composta da metano (CH₄) e idrogeno molecolare (H₂) in equilibrio con le fasi solide brucite e lizardite. Sebbene le evidenze raccolte suggeriscano un legame tra questi processi e le emissioni locali, ulteriori studi isotopici risulterebbero determinanti per stabilire l'affinità tra il gas intrappolato nelle inclusioni e quello libero analizzato da Boschetti et al (2013) ed Etiope e Whiticar (2019).

BIBLIOGRAFIA

- Ali, A., N. Zhang, and R.M. Santos. 2023. *Mineral Characterization Using Scanning Electron Microscopy (SEM): A Review of the Fundamentals, Advancements, and Research Directions*. *Applied Sciences*, 13(23), 12600
- Agard, P., Jolivet, L., & Goffe, B. (2001). Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustres Complex; implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps. *Bulletin de la Société géologique de France*, 172(5), 617-636.
- Alismo, A. 2025. *Investigation of solid inclusion in the Voltri Unit's eclogites and thermobarometry implications*.
- Auzende, A.L., I. Daniel, B. Reynard, C. Lemaire, and F. Guyot. 2004. *High-pressure behaviour of serpentine minerals: a Raman spectroscopic study*.
- Barale, L., F. Piana, C. Avataneo, S. Botta, G. Capitani, R. Cossio, I. Marcelli, et al. 2023. *Syn-exhumation pervasive brittle deformation In the voltri (nw italy) serpentinite: The chrysotile-cemented acquasanta breccia*.
- Beinlich, A., O. Plümper, E. Boter, I.A. Müller, F. Kourim, M. Ziegler, Y. Harigane, R. Lafay, and P.B. Kelemen. 2020. *Ultramafic Rock Carbonation: Constraints From Listvenite Core BT1B, Oman Drilling Project*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(6), e2019JB019060.
- Beltrando, M., Rubatto, D., & Manatschal, G. (2010). From passive margins to orogens: The link between ocean-continent transition zones and (ultra) high-pressure metamorphism. *Geology*, 38(6), 559-562.
- Beltrando, M., Frasca, G., Compagnoni, R., & Vitale-Brovarone, A. (2012). The Valaisan controversy revisited: Multi-stage folding of a Mesozoic hyper-extended margin in the Petit St. Bernard pass area (Western Alps). *Tectonophysics*, 579, 17-36.
- Berndt, M. E., Allen, D. E., & Seyfried Jr, W. E. (1996). Reduction of CO₂ during serpentinization of olivine at 300 C and 500 bar. *Geology*, 24(4), 351-354.
- Bonnemains, D., J. Carlut, J. Escartin, C. Mevel, M. Andreani, and B. Debret. 2016. *Magnetic signatures of serpentinization at ophiolite complexes*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(8), 2969-2986
- Borghini, G., E. Rampone, L. Crispini, R. De Ferrari, and M. Godard. 2007. *Origin and emplacement of ultramafic–mafic intrusions in the Erro-Tobbio mantle peridotite (Ligurian Alps, Italy)*.
- Borsi, L., Cabella, R., Gaggero, L., & Lucchetti, G. (1994). V-rich Ca-Na clinopyroxenes in eclogitized Fe-gabbros from the Voltri Group (Ligurian Alps, Northern Italy). *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte*, 403-415.
- Boschetti, T., G. Etiope, and L. Toscani. 2013. *Abiotic methane in the hyperalkaline springs of Genova, Italy*. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7, 248-251.
- Botta, S., C. Avataneo, L. Barale, R. Compagnoni, R. Cossio, I. Marcelli, F. Piana, S. Tallone, and F. Turci. 2020. *Petrofacies for the prediction of NOA content in rocks: application to the "Gronda di Genova" tunneling project*.
- Boudier, F., & Nicolas, A. (1985). Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth and Planetary Science Letters*, 76(1-2), 84-92

- Cannò, E., M. Scambelluri, S. Agostini, S. Tonarini, and M. Godard. 2016. *Linking serpentinite geochemistry with tectonic evolution at the subduction plate-interface: The Voltri Massif case study (Ligurian Western Alps, Italy)*.
- Cannò, Enrico. 2014. *Light elements, stable and radiogenic isotopes (B, O, Sr, Pb) in ultramafic/mafic rocks as tracers of mass transfer along the slab-mantle interface in subduction zones*.
- Capponi, G., Scambelluri, M., & Tallone, S. (1986). Distinzione di fasi tettoniche al contatto tra le Unità Ponzema, Voltri-Rossiglione e la Falda Erro-Tobbio, Gruppo di Voltri, Alpi Liguri. *Ofioliti*, 11, 221-234.
- Capponi, G., & Crispini, L. (2008). *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 213-230 Genova*. APAT - Regione Liguria, SystemCart, Roma, 142 pp
- Capponi, G., L. Crispini, L. Federico, and C. Malatesta. 2016. *Geology of the Eastern Ligurian Alps: a review of the tectonic units. Italian Journal of Geosciences*, 135(1), 157-169
- Cimmino, F., & Messiga, B. (1979). I CALCECISTI DEL GRUPPO DI VOLTRI (LIGURIA OCCIDENTALE): LE VARIAZIONI COMPOSIZIONALI DELLE MICHE BIANCHE IN RAPPORTO ALLA EVOLUZIONE TETTONICO-METAMORFICA ALPINA.
- Cipolli, F., Gambardella, B., Marini, L., Ottonello, G., & Zuccolini, M. V. (2004). Geochemistry of high-pH waters from serpentinites of the Gruppo di Voltri (Genova, Italy) and reaction path modeling of CO₂ sequestration in serpentinite aquifers. *Applied Geochemistry*, 19(5), 787-802.
- Chavagnac, V., C. Monnin, G. Ceuleneer, C. Boulart, and G. Hoareau. 2013. *Characterization of hyperalkaline fluids produced by low-temperature serpentinitization of mantle peridotites in the Oman and Ligurian ophiolites*.
- Chiesa, S., Cortesogno, L., Forcella, F., Galli, M., Messiga, B., Pasquarè, G., ... & Rossi, P. M. (1975). Assetto strutturale ed interpretazione geodinamica del Gruppo di Voltri. *Bollettino della Società geologica italiana*, 94(3), 555-581.
- Chopin, C. (1984). Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(2), 107-118.
- Compagnoni, R. (1977). The Sesia-Lanzo Zone: high pressure-low temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 33, 335-378.
- Connolly, J.A.D., and D.M. Kerrick. 1987. *An algorithm and computer program for calculating composition phase diagrams*.
- Cortesogno, L., Ernst, W. G., Galli, M., Messiga, B., Pedemonte, G. M., & Piccardo, G. B. (1977). Chemical petrology of eclogitic lenses in serpentinite, Gruppo di Voltri, Ligurian Alps. *The Journal of Geology*, 85(3), 255-277.
- Cortesogno, L., and M. Vanossi. 1984. *Introduzione alla geologia delle Alpi Liguri*.
- Crispini, Laura, and Giovanni Capponi. 2001. *Tectonic Evolution Of The Voltri Group And Sestri Voltaggio Zone (Southern Limit Of The Nw Alps): A Review. Ofioliti*, 26(2a), 161-164

- Crispini, L., & Capponi, G. (1997). Quartz fabric and strain partitioning in sheath folds: an example from the Voltri Group (Western Alps, Italy). *Journal of Structural Geology*, 19(9), 1149-1157.
- Crispini, L., & Frezzotti, M. L. (1998). Fluid inclusion evidence for progressive folding during decompression in metasediments of the Voltri Group (Western Alps, Italy). *Journal of Structural Geology*, 20(12), 1733-1746.
- Dal Piaz, G.V., A. Bistacchi, and M. Massironi. 2003. *Geological outline of the Alps. Episodes Journal of International Geoscience*, 26(3), 175-180
- Debret, B., Andreani, M., & Godard, M. (2024). A review of abyssal serpentinite geochemistry and geodynamics. *Earth-Science Reviews*, 258, 104910.
- Deschamps, Fabien, et al. "Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review." LITHOS 178 (2013): 96-127.
- Denny, A.R., D.S. Kelley, and G.L. Früh-Green. 2016. *Geologic evolution of the Lost City Hydrothermal Field. Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(2), 375-394
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J. M., & Albarede, F. (1997). The Lu–Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387(6633), 586-589.
- Duffy, T.S., J. Shu, H. Mao, and R.J. Hemley. 1995. *Single-Crystal X-ray Diffraction of Brucite to 14 GPa*.
- Ernst, W. G., & Piccardo, G. B. (1979). Petrogenesis of some Ligurian peridotites—I. Mineral and bulk-rock chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(2), 219-237.
- Escartin, J., G. Hirth, and B. Evans. 1997. *Nondilatant brittle deformation of serpentinites: Implications for Mohr-Coulomb theory and the strength of faults*. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 102, NO. B2, PAGES 2897-2913
- Etiopé, G., and M.J. Whitticar. 2019. *Abiotic methane in continental ultramafic rock systems: Towards a genetic model. Applied Geochemistry*, 102, 139-152
- Evans, B. W. (2004). *The Serpentinite Multisystem Revisited: Chrysotile Is Metastable*. INTERNATIONAL GEOLOGY REVIEW, 46(6), 479–506.
- Evans, B. W. (2010). Lizardite versus antigorite serpentinite: Magnetite, hydrogen, and life (?). *Geology*, 38(10), 879-882.
- Evans, Bernard W, Keiko Hattori, and Alain Barronet. 2013. *Serpentinite: What, Why, Where?* ELEMENTS 9.2 (2013): 99-106
- Falk, E.S., and P.B. Kelemen. 2015. *Geochemistry and petrology of listvenite in the Samail Ophiolite, Sultanate of Oman: Complete carbonation of peridotite during ophiolite emplacement. Geochimica et Cosmochimica Acta*, 160, 70-90
- Federico, L., G. Capponi, L. Crispini, and M. Scambelluri. 2004. *Exhumation of alpine high-pressure rocks: insights from petrology of eclogite clasts in the Tertiary Piedmontese basin (Ligurian Alps, Italy)*.
- Federico, L., Capponi, G., Crispini, L., Scambelluri, M., & Villa, I. M. (2005). ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating of high-pressure rocks from the Ligurian Alps: evidence for a continuous subduction–exhumation cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(3-4), 668-680.
- Federico, L., Crispini, L., Scambelluri, M., & Capponi, G. (2007). Different PT paths recorded in a tectonic mélange (Voltri Massif, NW Italy): implications for the exhumation of HP rocks. *Geodinamica Acta*, 20(1-2), 3-19.

- Fornasaro, Silvia, Paola Comodi, Laura Crispini, Cristina Malatesta, Azzurra Zucchini, and Pietro Marescotti. 2019. *Potentially toxic elements distribution in the serpentinized and deformed ultramafic rocks from the Voltri Massif (NW, Italy)*.
- Fornasaro, Silvia, Paola Comodi, Laura Crispini, Sandro Zappatore, Azzurra Zucchini, and Pietro Marescotti. 2023. *Trace and ultratrace elements in spinel subgroup minerals of ultramafic rocks from the Voltri Massif (NW Italy): the influence of microstructure and texture*. *European Journal of Mineralogy*, 35(6), 1091-1109.
- Frey, M., & Ferreiro Mählmann, R. (1999). Alpine metamorphism of the Central Alps. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 79(1), 135-154.
- Frost, B. R., & Beard, J. S. (2007). On silica activity and serpentinization. *Journal of petrology*, 48(7), 1351-1368.
- Gargiulo, M. F., Bjerg, E. A., & Mogessie, A. (2013). Spinel group minerals in metamorphosed ultramafic rocks from Río de Las Tunas belt, Central Andes, Argentina. *Geologica Acta*, 133-148.
- Gasc, J., Hilairet, N., Yu, T., Ferrand, T., Schubnel, A., & Wang, Y. (2017). Faulting of natural serpentinite: Implications for intermediate-depth seismicity. *Earth and Planetary Science Letters*, 474, 138-147
- Gebauer, D. (1999). Alpine geochronology of the Central and Western Alps: new constraints for a complex geodynamic evolution. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 79(1), 191-208.
- Giglio, Mattia. 2016. *Alpine Serpentinite Geochemistry: a Key to Unravel Subduction Accretion at the Plate Interface*.
- Groppo, C., C. Rinaudo, S. Cairo, D. Gastaldi, and R. Compagnoni. 2006. *Micro-Raman spectroscopy for a quick and reliable identification of serpentine minerals from ultramafics*.
- Hacker, B.R., G.A. Abers, and S.M. Peacock. 2003. *Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1)
- Hacker, B.R., S.M. Peacock, G.A. Abers, and S.D. Holloway. 2003. *Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions?* *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1)
- Hattori, K.H., and S. Guillot. 2007. *Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(9).
- Hattori, K.H., and S. Guillot. 2003. *Volcanic fronts as a consequence of serpentinite dehydration in the fore-arc mantle wedge*. *Geology*, 31(6), 525-528.
- Hermann, J., O. Müntener, and M. Scambelluri. 2000. *The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust*. *Tectonophysics*, 327(3-4), 225-238.
- Hilairet, N., B. Reynard, Y. Wang, I. Daniel, S. Merkel, N. Nishiyama, and S. Petitgirard. 2007. *High-Pressure Creep of Serpentine, Interseismic Deformation, and Initiation of Subduction*.
- Huber, K. 2024. *Serpentinite Dehydration in Subduction Zones: A Multiscale Process*.

- Jones, R.R., D.C. Hooper, L. Zhang, D. Wolverson, and V.K. Valev. 2019. *Raman Techniques: Fundamentals and Frontiers*. *Nanoscale research letters*, 14(1), 231
- Kelemen, P.B., and G. Hirth. 2012. *Reaction-driven cracking during retrograde metamorphism: Olivine hydration and carbonation*.
- Kelemen, P.B., and J. Matter. 2008. *In situ carbonation of peridotite for CO₂ storage*. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(45), 17295-17300
- Kelemen, P.B., J. Matter, E.E. Streit, J.F. Rudge, W.B. Curry, and J. Blusztajn. 2011. *Rates and Mechanisms of Mineral Carbonation in Peridotite: Natural Processes and Recipes for Enhanced, in situ CO₂ Capture and Storage*. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39(1), 545-576
- Kelemen, P. B., & Hirth, G. (2012). Reaction-driven cracking during retrograde metamorphism: Olivine hydration and carbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 345, 81-89.
- Kelley, D.S., J.A. Karson, G.L. Früh-Green, D.R. Yoerger, T.M. Shank, D.A. Butterfield, J.M. Hayes, et al. 2005. *A Serpentinite-Hosted Ecosystem: The Lost City Hydrothermal Field*. *Science*, 307(5714), 1428-1434
- Kendrick, M.A., M. Scambelluri, M. Honda, and D. Phillips. 2011. *High abundances of noble gas and chlorine delivered to the mantle by serpentinite subduction*.
- Klein, F., W. Bach, N. Jöns, T. McCollom, B. Moskowicz, and T. Berquò. 2009. *Iron partitioning and hydrogen generation during serpentinization of abyssal peridotites from 15°N on the Mid-Atlantic Ridge*.
- Kolesov, B.A., and C.A. Geiger. 2004. *A Raman spectroscopic study of Fe–Mg olivines*.
- Lewczuk, B., and N. Szyrnska. 2021. *Field-Emission Scanning Electron Microscope as a Tool for Large-Area and Large-Volume Ultrastructural Studies*.
- Malvoisin, B., J. Carlut, and F. Brunet. 2012. *Serpentinization of oceanic peridotites: 1. A high-sensitivity method to monitor magnetite production in hydrothermal experiments*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1).
- Masson, H., Société helvétique des sciences naturelles. Commission géologique, Herb, R., Steck, A., & Ayrton, S. N. (1980). *Helvetic Alps of Western Switzerland*. Wepf and Company.
- McCaig, A. M., Delacour, A., Fallick, A. E., Castelain, T., & Früh-Green, G. L. (2010). Detachment fault control on hydrothermal circulation systems: Interpreting the subsurface beneath the TAG hydrothermal field using the isotopic and geological evolution of oceanic core complexes in the Atlantic. *Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges*, *Geophys. Monogr. Ser*, 188, 207-240.
- Mellini, M. 1982. *The crystal structure of lizardite 1T: hydrogen bonds and polytypism*. *AMERICAN MINERALOGIST* 67.5-6 (1982): 587-598.
- Meltzer, A., and R. Kessel. 2025. *Modeling clinopyroxene-liquid trace element partition coefficients in the upper mantle: pioneering a machine learning approach*.
- Mével, Catherine. "Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges." *COMPTEs RENDUS GEOSCIENCE* 335.10-11 (2003): 825-852.
- Michard, A., & Martinotti, G. (2002). The Eocene unconformity of the Briançonnais domain in the French—Italian Alps, revisited (Marguareis massif, Cuneo); a hint for a Late Cretaceous—Middle Eocene frontal bulge setting. *Geodinamica Acta*, 15(5-6), 289-301.

- Molli, G., L. Crispini, M. Malusà, P. Mosca, F. Piana, and L. Federico. 2010. *Geology of the Western Alps-Northern Apennine junction area: a regional review*.
- Morishita, T., K. Hara, K. Nakamura, T. Sawaguchi, A. Tamura, S. Arai, K. Okino, K. Takai, and H. Kumagai. 2009. *Igneous, Alteration and Exhumation Processes Recorded in Abyssal Peridotites and Related Fault Rocks from an Oceanic Core Complex along the Central Indian Ridge*. *Journal of Petrology*, 50(7), 1299-1325.
- Neal, C., & Stanger, G. (1985). Past and present serpentinisation of ultramafic rocks; an example from the Semail Ophiolite Nappe of Northern Oman. In *The chemistry of weathering* (pp. 249-275). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Nicolas, A., Hirn, A., Nicolich, R., & Polino, R. (1990). Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. *Geology*, 18(7), 587-590.
- O'Hanley, D. S. (1996). Serpentinities: records of tectonic and petrological history. (*No Title*).
- Olivieri, O.S. 2025. *Characterization of H₂ and hydrocarbons trapped in exhumed metamorphic rocks: origin and fluxes of energy sources in subduction zones*.
- Padovano, M., G.B. Piccardo, and R.L.M. Visser. 2015. *Tectonic and magmatic evolution of the mantle lithosphere during the rifting stages of a fossil slow – ultraslow spreading basin: insights from the Erro – Tobbio peridotite (Voltri Massif, NW Italy)*.
- Peacock, S. M. (1996). Thermal and petrologic structure of subduction zones. *Subduction: top to bottom*, 96, 119-133.
- Pennacchioni, G. (1996). Progressive eclogitization under fluid-present conditions of pre-Alpine mafic granulites in the Austroalpine Mt Emilius Klippe (Italian Western Alps). *Journal of Structural Geology*, 18(5), 549-561.
- Petriglieri, J.R., E. Salvioli-Mariani, L. Mantovani, M. Tribaudino, P.P. Lottici, C. Laporte-Magoni, and D. Bersani. 2015. *Micro-Raman mapping of the polymorphs of serpentine*.
- Pfiffner, O. A. (2014). *Geology of the Alps*. John Wiley & Sons.
- Piccardo, G.B., and R.L.M. Vissers. 2007. *The pre-oceanic evolution of the Erro-Tobbio peridotite (Voltri Massif, Ligurian Alps, Italy)*.
- Piccardo, G.B., E. Rampone, A. Romairone, M. Scambelluri, P. Elter, N. Malaspina, G. Molli, R. Tribuzio, and R.L.M. Vissers. 2004. *The oceanic lithosphere of the Jurassic Ligurian Tethys: formation and subduction*.
- Piccardo, Giovanni B., Othmar Müntener, and Alberto Zanetti. 2004. *Alpine-Apennine Ophiolitic Peridotites: New Concepts On Their Composition And Evolution*.
- Piccardo, G. B. (2013). Subduction of a fossil slow–ultraslow spreading ocean: a petrology-constrained geodynamic model based on the Voltri Massif, Ligurian Alps, Northwest Italy. *International Geology Review*, 55(7), 787-803.
- Proskurowski, G., M.D. Lilley, J.S. Seewald, G.L. Früh-Green, E.J. Olson, J.E. Lupton, S.P. Sylva, and D.S. Kelley. 2008. *Abiogenic Hydrocarbon Production at Lost City Hydrothermal Field*. *Science*, 319(5863), 604-607
- Raman, C. V., & Krishnan, K. S. (1928). The negative absorption of radiation. *Nature*, 122(3062), 12-13.
- Rampone, E., and A.W. Hofmann. 2012. *A global overview of isotopic heterogeneities in the oceanic mantle*. *Lithos*, 148, 247-261.

- Rampone, E., G. Borghini, M. Godard, B. Ildefonse, L. Crispini, and P. Fumagalli. 2016. *Melt/rock reaction at oceanic peridotite/gabbro transition as revealed by trace element chemistry of olivine.*
- Rampone, E., A. Romairone, W. Abouchami, G.B. Piccardo, and A.W. Hofmann. 2005. *Chronology, Petrology and Isotope Geochemistry of the Erro–Tobbio Peridotites (Ligurian Alps, Italy): Records of Late Palaeozoic Lithospheric Extension.*
- Ranero, C. R., Phipps Morgan, J., McIntosh, K., & Reichert, C. (2003). Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature*, 425(6956), 367-373.
- Ressico, F. 2025. *Geochemical record and Fe redox evolution of High-Pressure serpentinization.*
- Ronald Frost, B., and J.S. Beard. 2007. *On Silica Activity and Serpentinization.*
- Roumejon, S., and M. Cannat. 2014. *Serpentinization of mantle-derived peridotites at mid-ocean ridges: Mesh texture development in the context of tectonic exhumation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(6), 2354-2379
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359(1-2), 117-129.
- Rosenbaum, G., & Lister, G. S. (2005). The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Science Reviews*, 69(3-4), 281-306.
- Rubatto, D., Gebauer, D., & Fanning, M. (1998). Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt–Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(3), 269-287.
- Rubatto, D., Gebauer, D., & Compagnoni, R. (1999). Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia–Lanzo Zone (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 167(3-4), 141-158.
- Rubatto, D., & Gebauer, D. (2000). Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps. In *Cathodoluminescence in geosciences* (pp. 373-400). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Rubatto, D., & Hermann, J. (2003). Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 67(12), 2173-2187.
- Rubatto, D., and M. Scambelluri. 2003. *U-Pb dating of magmatic zircon and metamorphic baddeleyite in the Ligurian eclogites (Voltri Massif, Western Alps).*
- Rüpke, L.H., J.P. Morgan, M. Hort, and J.A.D. Connolly. 2004. *Serpentine and the subduction zone water cycle.* EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS 223.1-2 (2004): 17-34
- Scambelluri, M., and P. Philippot. 2000. *Deep fluids in subduction zones.*
- Scambelluri, M., and S. Tonarini. 2012. *Boron isotope evidence for shallow fluid transfer across subduction zones by serpentinized mantle.* GEOLOGY 40.10 (2012): 907-910
- Scambelluri, M., E. Cannò, and M. Gilio. 2019. *The water and fluid-mobile element cycles during serpentinite subduction. A review.* EUROPEAN JOURNAL OF MINERALOGY 31.3 (2019): 405-428

- Scambelluri, Marco, O. Müntener, J. Hermann, G.B. Piccardo, and V. Trommsdorff. 1995. *Subduction of water into the mantle: History of an Alpine peridotite*. *Geology*, 23(5), 459-462.
- Scambelluri, Marco, E.H. Hoogerdujin Strating, G.B. Piccardo, R.L.M. Vissers, and E. Rampone. 1991. *Alpine olivine- and titanian clinohumite-bearing assemblages in the Erro-Tobbio peridotite (Voltri Massif, NW Italy)*.
- Scambelluri, Marco, O. Müntener, L. Ottolini, T.T. Pettke, and R. Vannucci. 2004. *The fate of B, Cl and Li in the subducted oceanic mantle and in the antigorite breakdown fluids*.
- Scambelluri, Marco, G.B. Piccardo, P. Philippot, A. Robbiano, and L. Negretti. 1997. *High salinity fluid inclusions formed from recycled seawater in deeply subducted alpine serpentinite*.
- Schmid, S. M., & Kissling, E. (2000). The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19(1), 62-85.
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E., & Schuster, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97(1), 93-117.
- Schrenk, M.O., W.J. Brazelton, and S.Q. Lang. 2013. *Serpentinization, Carbon, and Deep Life*. REVIEWS IN MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY 75.1 (2013): 575-606
- Schwartz, S., S. Guillot, B. Reynard, R. Lafay, B. Debret, C. Nicollet, P. Lanari, and A.L. Auzende. 2013. *Pressure-temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites*. *Lithos* 178 (2013): 197-210
- Schuster, R., & Stüwe, K. (2008). Permian metamorphic event in the Alps. *Geology*, 36(8), 603-606.
- Seyfried Jr, W.E., D.I. Foustoukos, and Q. Fu. 2007. *Redox evolution and mass transfer during serpentinization: An experimental and theoretical study at 200°C, 500 bar with implications for ultramafic-hosted hydrothermal systems at Mid-Ocean Ridges*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(15), 3872-3886.
- Stampfli, G. M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T., & Borel, G. (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296(1-2), 159-204.
- Steck, A., & Hunziker, J. (1994). The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps—compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics*, 238(1-4), 229-254.
- Stepanov, A.S. 2021. *A review of the geochemical changes occurring during metamorphic devolatilization of metasedimentary rocks*.
- Stern, R. J. 2002. *Subduction zones*. *Reviews of geophysics*, 40(4), 3-1.
- Strating, E. H., Rampone, E., Piccardo, G. B., Drury, M. R., & Vissers, R. L. M. (1993). Subsolidus emplacement of mantle peridotites during incipient oceanic rifting and opening of the Mesozoic Tethys (Voltri Massif, NW Italy). *Journal of Petrology*, 34(5), 901-927.
- Tatsumi, Y. 2005. *The subduction factory: How it operates in the evolving Earth*. *GSA today*, 15(7), 4
- Trümpy, R. (1960). Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 71(6), 843-907.
- Trümpy, R., Bernoulli, I., Grunenfelder, M., Koeppel, V., Müller, S. T., & Trommsdorff, V. (1980). *Geology of Switzerland. A: an outline of the geology of Switzerland*.

- Ulmer, P., and V. Trommsdorff. 1995. *Serpentine Stability to Mantle Depths and Subduction-Related Magmatism*. *Science* 268.5212 (1995): 858-861
- Vanossi, M., Corte Sogno, L., Galbiati, B., Messiga, B., Piccardo, G., & Vannucci, R. (1984). Geologia delle Alpi Liguri: dati, problemi, ipotesi. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 28, 5-75.
- Van Keken, P.E., B.R. Hacker, E.M. Syracuse, and G.A. Abers. 2011. *Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B1)
- Vignaroli, G., F. Rossetti, D. Rubatto, T. Theye, F. Lisker, and D. Phillips. 2010. *Pressure-temperature-deformation-time (P-T-d-t) exhumation history of the Voltri Massif HP complex, Ligurian Alps, Italy*.
- Vissers, R. L. M., Drury, M. R., Strating, E. H., & Wal, D. V. D. (1991). Shear zones in the upper mantle: a case study in an Alpine Iherzolite massif. *Geology*, 19(10), 990-993.
- Vitale Brovarone, A., I. Martinez, A. Elmaleh, R. Compagnoni, C. Chaduteau, C. Ferraris, and I. Esteve. 2017. *Massive production of abiotic methane during subduction evidenced in metamorphosed ophiicarbonates from the Italian Alps*. *Nature Communications*, 8(1), 14134.
- Vitale Brovarone, A., D.A. Sverjensky, F. Piccoli, F. Ressico, D. Giovannelli, and I. Daniel. 2020. *Subduction hides high-pressure sources of energy that may feed the deep subsurface biosphere*. *Nature Communications*, 11(1), 3880
- Von Raumer, J. F. (1998). The Palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. *Geologische Rundschau*, 87(3), 407-435.
- Wicks, F.J., and E.J.W. Whittaker. 1975. *A reappraisal of the structures of the serpentine minerals*. *THE CANADIAN MINERALOGIST* 13.3 (1975): 227-243
- Wicks, F. J., Whittaker, E. J. W., & Zussman, J. (1977). An idealized model for serpentine textures after olivine. *The Canadian Mineralogist*, 15(4), 446-458.
- Wicks, F. J., & Plant, A. G. (1979). Electron microprobe and X-ray microbeam studies of serpentine textures. *Canadian Mineralogist*, 17(4), 785-830.
- Zussman, J., and G. W. Brindley. "Serpentines with 6-layer ortho-hexagonal cells." (1957): 666-670.

RINGRAZIAMENTI

Desidero esprimere la mia più sincera gratitudine ai miei relatori: Prof. Marco Scambelluri e Prof. Pietro Marescotti; e al mio correlatore Dott. Michele Locatelli dell'Università di Genova per la guida scientifica, la disponibilità e il costante supporto dimostrati nel corso dello sviluppo di questo lavoro di tesi. I loro suggerimenti, le osservazioni critiche e gli stimoli forniti durante tutte le fasi della ricerca sono stati fondamentali per la realizzazione e l'approfondimento di questo studio.

Un ringraziamento particolare va al professor Alberto Vitale Brovarone per la disponibilità e il prezioso contributo offerto nel riconoscimento e nella caratterizzazione delle inclusioni fluide presso i laboratori dell'Università di Bologna. La sua competenza e il suo supporto mi hanno permesso di poter ampliare le mie conoscenze aiutandomi a svolgere parte significativa di questo lavoro.

Desidero inoltre ringraziare i tecnici di laboratorio per il confronto scientifico, la collaborazione e il clima di condivisione che hanno contribuito a rendere più stimolante e piacevole il percorso di ricerca.

Un ringraziamento speciale è infine rivolto alla mia famiglia e ai miei amici per il sostegno costante, la pazienza e l'incoraggiamento dimostrati durante tutto il mio percorso universitario.

APPENDICE

- Olivine

	O11	O11	O11	O11	O11	O11	O11	O11	O11	O11	O11	O11	O11	O12	O12	O12
SiO2	40,91	40,92	40,76	40,44	40,52	41,15	41,05	40,16	40,51	40,68	40,75	40,87	40,90	41,17		
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Al2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
FeOtot	9,70	9,91	10,29	11,00	17,14	13,20	14,35	11,72	11,06	10,84	10,75	9,97	10,68	11,18		
MgO	49,05	48,87	48,16	48,11	44,28	44,94	44,94	47,70	48,08	47,93	47,93	48,91	49,09	49,03		
MnOtot	0,00	0,00	0,22	0,15	0,44	0,29	0,30	0,19	0,00	0,25	0,20	0,00	0,22	0,16		
NiO	0,35	0,30	0,20	0,42	0,19	0,19	0,14	0,34	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00		
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37		
Totale	100,01	100,00	99,63	100,12	102,57	99,77	100,78	100,11	99,65	99,70	99,63	99,99	100,89	101,91		
Formula ricalcolato sulla base di 4 cationi																
Si	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,03	1,02	0,99	1,00	1,01	1,01	1,00	1,00	0,99		
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Fe2+tot	0,20	0,20	0,21	0,23	0,35	0,28	0,30	0,24	0,23	0,22	0,22	0,20	0,22	0,23		
Mg	1,79	1,78	1,77	1,76	1,63	1,68	1,67	1,75	1,77	1,77	1,77	1,78	1,78	1,77		
Mn2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00		
Ni	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Ca	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00		
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01		
Somma cariche	8,01	8,00	8,01	7,98	7,99	8,05	8,03	7,96	8,00	8,01	8,01	8,00	7,99	7,98		

Campione AB1.1

Campione AB1.2

	011	011	011	011	011	011	011	011	011	012	012	012	012	012	012	012	012	012	012	
SiO2	40,63	43,34	40,19	40,60	40,86	39,69	40,18	42,03	43,92	40,53	40,33	40,44	40,33	40,41	40,60	40,34	40,36	40,45	39,72	39,88
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOtot	9,83	9,62	11,93	11,67	10,60	11,64	10,51	11,74	11,64	11,18	11,13	11,18	10,95	11,06	11,07	11,22	11,41	10,79	10,54	11,52
MgO	49,16	46,69	47,64	47,87	49,17	47,50	48,33	48,10	46,88	47,91	48,07	47,89	48,32	48,24	47,90	48,11	47,93	48,46	46,77	47,19
MnOtot	0,00	0,00	0,16	0,15	0,15	0,20	0,16	0,14	0,19	0,16	0,18	0,17	0,16	0,00	0,18	0,19	0,17	0,17	0,17	0,17
CaO	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,38	0,35	0,00	0,30	0,37	0,33	0,37	0,31	0,30	0,21	0,29	0,32	0,25	0,29	0,24	0,26	0,33	0,32	0,31	0,35
somma	100,00	100,00	100,25	100,59	101,15	99,36	99,55	102,32	102,93	99,99	100,00	100,00	100,01	100,00	99,99	100,12	100,20	100,19	97,51	99,21
Formula ricalcolata sulla base di 4 cationi																				
Si	1,00	1,07	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	1,02	1,06	1,00	0,99	1,00	0,99	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+tot	0,20	0,20	0,25	0,24	0,22	0,24	0,22	0,24	0,24	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,24	0,22	0,22	0,24
Mg	1,80	1,72	1,75	1,75	1,78	1,76	1,78	1,74	1,69	1,76	1,77	1,76	1,77	1,77	1,76	1,77	1,76	1,77	1,76	1,75
Mn2+tot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Formula caric	7,99	8,14	7,98	8,00	7,99	7,97	7,99	8,04	8,13	8,00	7,99	8,00	7,99	7,99	8,00	7,99	7,99	7,99	8,01	7,99

Campione AB2.3

	O11	O11	O11	O11	O11	O12	O12	O12	O12	O12	O12	O12	O12	O12	O12
SiO2	40,17	39,89	40,32	39,89	39,75	39,70	40,50	39,35	39,77	40,72	39,98	40,32	40,38	39,44	40,07
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOtot	13,58	13,82	12,86	13,23	13,23	13,80	13,73	13,34	14,28	13,34	13,53	14,37	13,04	15,20	14,08
MgO	46,42	45,79	46,75	45,83	45,81	45,11	46,39	45,11	45,00	46,39	46,06	45,56	46,32	42,90	45,80
MnOtot	0,18	0,19	0,21	0,21	0,17	0,20	0,23	0,20	0,26	0,17	0,18	0,24	0,20	0,26	0,26
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,39	0,40	0,41	0,39	0,36	0,35	0,40	0,41	0,35	0,36	0,35	0,35	0,37	0,29	0,35
somma	100,74	100,09	100,55	99,55	99,32	99,16	101,25	98,41	99,66	101,12	100,10	100,84	100,30	98,09	100,56
Si	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,01	1,02	1,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+tot	0,28	0,29	0,27	0,28	0,28	0,29	0,28	0,28	0,30	0,28	0,28	0,30	0,27	0,33	0,29
Mg	1,72	1,71	1,73	1,72	1,72	1,70	1,71	1,71	1,69	1,71	1,71	1,69	1,72	1,65	1,70
Mn2+tot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
rima caric	8,02	8,02	8,03	8,03	8,02	8,03	8,02	8,04	8,03	8,04	8,02	8,03	8,03	8,05	8,02

Formula ricalcolata sulla base di 4 cationi

- Serpentini

Lizardite S1a

Formule ricalcolate sulla base di 5 cationi

campione Ab1.1											Campione AB2.1			
S 1a	S 1a	S 1a	S 1a	S 1a	S 1a	S 1a	S 1a	S 1a	S 1a	S 1a	S1a	S1a	S1a	
SiO2	36,06	35,73	37,41	33,75	34,91	36,58	33,39	42,40	36,24	36,23	SiO2	37,77	36,75	36,78
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	TiO2	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,12	0,00	0,00	1,27	1,79	0,41	0,66	0,15	0,08	Al2O3	4,26	5,37	1,62
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	Cr2O3	1,08	1,40	0,00
FeOtot	6,11	6,90	6,46	8,10	9,44	4,47	10,63	3,13	7,88	6,83	FeOtot	7,13	6,36	9,64
MgO	38,56	41,31	39,37	40,60	29,90	32,89	41,62	40,46	41,20	40,92	MgO	33,83	33,43	33,90
MnOtot	0,13	0,00	0,16	0,15	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	MnOtot	0,19	0,12	0,21
NiO	0,33	0,34	0,23	0,16	0,19	0,76	0,11	0,21	0,26	0,29	CaO	0,08	0,71	0,00
CaO	0,00	0,00	0,13	0,28	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	Na2O	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	V2O5	0,00	0,00	0,00
somma	81,19	84,40	83,76	83,04	76,41	76,60	86,44	86,86	85,73	84,35	NiO	0,00	0,00	0,46
formula ricalcolata sulla base di 5 cationi											ZnO	0,00	0,00	0,00
Si	1,87	1,78	1,89	1,72	1,94	1,98	1,66	1,99	1,79	1,81	somma	84,34	84,14	82,61
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Formule ricalcolate sulla base di 5 cationi			
Al	0,00	0,01	0,00	0,00	0,08	0,11	0,02	0,04	0,01	0,00	Si	1,88	1,83	1,88
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Ti	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,20	0,00	0,12	0,00	0,00	Al	0,25	0,32	0,10
Fe3+	0,12	0,13	0,12	0,16	0	0	0,2	0	0,15	0,13	Cr	0,04	0,06	0,00
Mg	2,99	3,07	2,96	3,08	2,48	2,66	3,09	2,84	3,04	3,04	Fe2+	0,30	0,27	0,39
Mn2+tot	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Fe3+	0	0	0,02
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	Mg	2,51	2,49	2,59
Ca	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	Mn2+tot	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Ca	0,00	0,04	0,01
SUM	13,87	13,70	13,90	13,60	13,94	14,09	13,52	14,02	13,74	13,75	Na	0,00	0,00	0,00
Sito tetra	1,99	1,92	2,01	1,88	2,03	2,10	1,88	2,03	1,95	1,94	V	0,00	0,00	0,00
Sito otta	3,01	3,08	2,99	3,12	2,97	2,90	3,12	2,97	3,05	3,06	Ni	0,00	0,00	0,02
											Zn	0,00	0,00	0,00
											Somma carici	14,06	14,04	13,94
											Sito tetra	2,18	2,20	2,00
											Sito otta	2,82	2,80	3,02

campione AB1.2														Campione AB2.3				
S1a	S1a	S1a	S1a	S1a	S1a	S1a	S1a	S1a	S1a	S1a	S1a	S1a	S1a	S1a	S1a	S1a		
SiO2	44,32	39,56	39,50	39,43	40,02	37,49	36,89	41,97	41,73	40,58	38,50	37,83	38,62	44,20	SiO2	35,40	38,06	44,18
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	TiO2	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,72	3,21	1,78	0,90	1,70	1,73	0,00	1,62	Al2O3	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,32	0,22	1,15	0,68	0,15	0,12	0,18	0,00	0,00	Cr2O3	0,00	0,00	0,00
FeOtot	3,46	10,84	6,08	12,85	13,12	10,37	10,83	3,49	5,44	11,40	13,51	13,15	9,40	3,27	FeOtot	10,96	6,44	6,10
MgO	40,15	47,12	39,20	31,69	32,17	31,67	31,75	37,60	36,41	33,95	30,74	30,11	34,61	39,23	MgO	35,88	38,94	37,13
MnOtot	0,00	0,18	0,00	0,28	0,30	0,36	0,27	0,00	0,00	0,18	0,34	0,33	0,24	0,00	MnOtot	0,16	0,00	0,10
CaO	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00	0,12	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	CaO	0,14	0,13	0,13
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Na2O	0,00	0,00	0,00
NiO	0,21	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,16	0,13	0,00	0,00	0,00	0,38	0,21	V2O5	0,00	0,00	0,00
somma	88,97	97,97	85,13	84,36	85,61	80,33	81,06	87,58	86,17	87,16	84,91	83,33	83,33	88,53	NiO	0,20	0,29	0,12
formula ricalcolata sulla base di 5 cationi														ZnO	0,00	0,00	0,00	
Si	2,05	1,73	1,96	2,15	2,02	1,99	1,94	1,98	2,02	1,99	1,96	1,97	1,96	2,06	somma	82,74	83,86	87,76
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	formula ricalcolata sulla base di 5 cationi			
Al	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,18	0,10	0,05	0,10	0,11	0,00	0,09	Si	1,90	1,93	2,11
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	Ti	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,13	0,00	0,07	0,26	0,55	0,46	0,48	0,14	0,22	0,47	0,58	0,57	0,36	0,13	Al	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0	0,18	0,04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,04	0	Cr	0,00	0,00	0,00
Mg	2,77	3,07	2,90	2,57	2,42	2,51	2,49	2,65	2,63	2,48	2,34	2,33	2,61	2,72	Fe2+	0,12	0,05	0,24
Mn2+tot	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	Fe3+	0,1	0,07	0
Ca	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Mg	2,87	2,94	2,64
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Mn2+tot	0,01	0,00	0,00
Ni	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	Ca	0,01	0,01	0,01
mma caric	14,14	13,64	13,97	14,04	14,03	14,00	13,94	14,19	14,17	14,03	14,04	14,05	13,95	14,20	Na	0,00	0,00	0,00
sito tetra 2	2,09	1,91	2,00	2,15	2,02	2,01	2,00	2,21	2,15	2,05	2,07	2,08	2,00	2,14	V	0,00	0,00	0,00
sito otta 3	2,91	3,09	3,00	2,85	2,98	2,99	3,00	2,79	2,85	2,95	2,93	2,92	3,00	2,86	Ni	0,02	0,02	0,01
															Zn	0,00	0,00	0,00
															SUM	14,05	14,02	14,23
															sito tetra	2,00	2,00	2,11
															sito otta	3,02	3,02	2,90

- Anitogorite S2a

Formule ricalcolate sulla base di 5 cationi

	Campione Abt. 2																																
	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a													
SiO2	36.45	38.06	32.41	33.61	33.02	34.66	35.67	36.78	44.03	36.36	34.57	34.87	34.90	34.92	43.08	44.00	43.24	44.96	33.87	32.66	35.31	44.04	44.56	43.82	45.04	43.19	41.40	43.68	42.88	44.86	44.23	44.27	
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al2O3	0.00	0.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.51	0.09	0.38	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.36	1.00	0.30	0.34	1.25	0.43	0.18	0.27	0.16	0.62
Cr2O3	0.00	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeOtot	8.22	7.63	7.47	7.38	8.82	8.01	7.27	9.57	3.91	7.52	8.00	7.61	7.65	8.04	3.99	3.63	3.88	3.45	7.59	8.29	8.06	3.84	3.35	3.61	3.88	4.11	4.96	3.65	4.15	3.68	3.74	3.69	
MnO	37.76	40.46	32.50	34.55	34.68	36.91	34.69	38.00	38.26	35.91	33.71	33.48	33.79	33.36	38.28	38.57	38.23	38.34	32.16	32.49	34.90	39.60	39.69	39.83	40.59	40.05	38.38	38.53	38.18	38.91	38.55	38.27	
MgOtot	0.12	0.11	0.14	0.12	0.15	0.15	0.14	0.00	0.00	0.10	0.00	0.12	0.10	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.11	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.07	0.08	0.00	0.00	0.00	0.10	0.13	0.09	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.27	0.19	0.20	0.50	0.20	0.18	0.00	0.27	0.16	0.24	0.14	0.20	0.14	0.00	0.19	0.00	0.17	0.17	0.49	0.14	0.24	0.24	0.15	0.00	0.23	0.18	0.19	0.18	0.17	0.17	0.00	0.16	0.21
somma	81.82	87.57	72.81	76.16	76.94	79.99	77.86	84.62	87.24	80.25	76.52	76.41	76.71	76.53	87.14	86.68	85.90	87.32	74.25	73.77	78.68	87.91	87.96	88.81	89.69	86.53	86.53	86.63	86.71	87.72	86.94	87.63	
Si	1.79	1.79	1.85	1.83	1.79	1.79	1.90	1.81	2.09	1.88	1.88	1.90	1.90	1.91	2.05	2.09	2.08	2.13	1.91	1.85	1.87	2.06	2.08	2.03	2.07	1.97	1.97	2.08	2.07	2.11	2.10	2.09	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.05	0.02	0.07	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	
Cr	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe3+	0.14	0.15	0.21	0.17	0.19	0.14	0.22	0.20	0.16	0.21	0.24	0.25	0.25	0.28	0.16	0.14	0.16	0.14	0.27	0.24	0.23	0.15	0.13	0.15	0.15	0.14	0.16	0.20	0.15	0.17	0.14	0.15	0.15
Fe2+	0.21	0.15	0.15	0.17	0.21	0.21	0.10	0.19	0.00	0.12	0.12	0.10	0.10	0.09	0.09	0.00	0.00	0.00	0.09	0.15	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.84	2.84	2.77	2.81	2.80	2.84	2.76	2.79	2.71	2.77	2.74	2.73	2.74	2.72	2.71	2.74	2.74	2.71	2.70	2.70	2.76	2.77	2.77	2.75	2.77	2.72	2.72	2.74	2.74	2.73	2.73	2.72	2.72
Mg2+tot	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
SUM	13.79	13.79	13.66	13.83	13.78	13.78	13.91	13.81	14.22	13.88	13.69	13.91	13.88	13.90	14.17	14.21	14.10	14.28	13.91	13.86	13.87	14.14	14.19	14.12	14.16	14.04	14.04	14.19	14.15	14.24	14.22	14.21	
SUM	13.79	13.79	13.66	13.83	13.78	13.78	13.91	13.81	14.22	13.88	13.69	13.91	13.88	13.90	14.17	14.21	14.10	14.28	13.91	13.86	13.87	14.14	14.19	14.12	14.16	14.04	14.04	14.19	14.15	14.24	14.22	14.21	
300 terra	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.87	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.87	2.88	2.90	2.85	3.00	3.00	3.00	2.92	2.90	2.91	2.91	2.93	2.93	2.93	2.93	2.93	2.93	2.93	
300 OTR	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.87	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.87	2.88	2.90	2.85	3.00	3.00	3.00	2.92	2.90	2.91	2.91	2.93	2.93	2.93	2.93	2.93	2.93	2.93	

Campione AB1.1																
	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a
SiO2	43,59	44,41	42,29	41,02	40,27	43,08	41,02	36,60	39,72	37,04	44,23	42,91	40,17	39,22	38,80	35,96
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28
Al2O3	0,94	0,00	0,57	0,63	0,59	1,99	3,86	1,04	0,71	0,53	0,86	1,29	3,21	1,84	2,18	4,78
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,53	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,12
FeOtot	3,08	3,07	3,64	7,62	7,39	4,06	3,44	14,11	8,03	7,14	8,25	3,78	4,51	11,74	3,92	7,40
MgO	41,23	41,29	41,06	37,60	36,38	39,42	38,22	31,70	37,73	37,24	37,35	41,27	38,20	34,40	38,16	34,70
MnOtot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,19	0,07	0,12	0,00	0,14	0,28	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,20	0,13	0,17	0,00	0,22	0,00	0,18	0,26
CaO	0,14	0,18	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,12	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,27	0,19	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
somma	88,98	88,95	87,74	87,14	84,82	88,75	87,07	83,91	86,58	82,15	90,98	89,43	86,57	87,48	83,24	84,50
Si	2,00	2,04	1,97	1,96	1,98	2,00	1,94	1,88	1,91	1,93	2,05	1,96	1,91	1,91	1,91	1,78
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	0,05	0,00	0,03	0,04	0,03	0,11	0,21	0,06	0,04	0,03	0,05	0,07	0,18	0,11	0,13	0,28
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Fe2+	0,12	0,12	0,14	0,30	0,30	0,16	0,14	0,55	0,27	0,10	0,32	0,14	0,18	0,48	0,16	0,31
Fe3+	0	0	0	0	0	0	0	0,06	0,05	0,04	0	0	0	0	0	0
Mg	2,82	2,83	2,85	2,68	2,67	2,72	2,69	2,43	2,71	2,89	2,58	2,81	2,70	2,50	2,80	2,56
Mn2+tot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Ca	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SUM	14,05	14,08	13,96	13,94	13,99	14,09	14,11	13,83	13,86	14,03	14,14	13,97	13,99	13,92	13,94	13,91
Sito tetra	2,05	2,04	2,00	2,00	2,02	2,11	2,17	2,00	2,00	2,00	2,09	2,03	2,09	2,01	2,03	2,12
sito otta	2,95	2,96	3,00	3,00	2,98	2,89	2,83	3,00	3,00	3,00	2,91	2,97	2,91	2,99	2,97	2,88

Campione AB1.2																				
	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a				
SiO2	40,24	36,67	42,01	35,06	34,53	33,80	34,91	34,55	31,00	43,74	39,96	39,34	37,24	35,39	31,91	42,82	42,98	43,61	41,98	34,57
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,88	0,00	1,38	0,08	0,29	0,37	0,37	0,34	0,44	0,64	0,00	0,31	0,00	0,00	0,00	0,71	0,28	0,73	2,11	0,00
Cr2O3	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,82	0,00
FeOtot	4,96	7,48	3,82	8,97	7,93	10,62	8,67	7,03	16,96	3,11	4,05	4,67	8,92	7,84	10,71	3,70	3,76	3,72	3,60	6,55
MgO	39,35	39,18	38,90	38,05	39,41	37,21	38,45	38,87	38,96	39,59	38,57	38,43	35,83	33,93	37,28	37,23	37,45	37,53	38,10	36,28
MnOtot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,22	0,16	0,26	0,00	0,00	0,00	0,16	0,11	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,20	0,24	0,00	0,41	0,28	0,00	0,28	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,28	0,16	0,00	0,18	0,20	0,15	0,15
somma	85,84	83,57	86,11	82,57	82,44	82,22	82,90	81,35	87,62	87,08	82,58	82,75	82,15	77,46	80,48	84,62	84,47	85,77	86,81	77,80
Si	1,93	1,87	2,00	1,83	1,78	1,80	1,81	1,80	1,61	2,06	1,98	1,95	1,98	1,98	1,73	2,09	2,10	2,10	2,00	1,83
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,05	0,00	0,08	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,02	0,04	0,12	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Fe2+	0,18	0,01	0,15	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,12	0,15	0,16	0,16	0,15	0,00	0,15	0,15	0,15	0,14	0,12
Fe3+	0,02	0,13	0	0,16	0,15	0,18	0,17	0,14	0,33	0	0,02	0,03	0,02	0,02	0	0	0	0	0	0,17
Mg	2,81	2,98	2,77	2,97	3,03	2,95	2,97	3,02	3,02	2,78	2,85	2,84	2,84	2,84	3,02	2,71	2,73	2,70	2,70	2,86
Mn2+tot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
mma caric	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Sito tetra	2,00	2,00	2,08	2,00	1,95	2,00	2,00	1,96	1,97	2,10	2,00	2,00	2,00	2,00	1,95	2,13	2,12	2,14	2,15	2,00
Sito otta	3,00	3,00	2,92	3,00	3,05	3,00	3,00	3,04	3,03	2,90	3,00	3,00	3,00	3,05	2,87	2,88	2,86	2,85	2,85	3,00

Campione AB2.1																
	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a
SiO2	41,41	40,24	39,47	38,04	37,01	39,54	38,73	34,52	37,44	34,96	42,30	36,42	43,99	42,88	43,08	
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,21	0,20	0,00	0,09	0,16	0,00	0,13	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	
Al2O3	2,48	4,73	2,30	4,33	4,10	2,40	3,17	3,28	4,46	3,71	2,94	2,61	0,27	1,10	0,53	
Cr2O3	0,33	0,49	0,00	1,20	1,15	0,00	0,00	1,22	1,10	1,21	0,57	1,04	0,00	0,00	0,00	
FeOtot	6,82	6,25	6,72	6,44	6,12	6,83	7,11	5,57	7,34	6,07	4,67	10,72	4,23	4,51	4,36	
MgO	34,89	34,77	35,32	32,65	32,64	35,53	33,65	32,33	33,10	34,28	36,81	31,10	38,09	37,45	37,15	
MnOtot	0,00	0,00	0,13	0,19	0,20	0,16	0,16	0,17	0,16	0,13	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	
CaO	0,00	0,26	0,00	1,31	1,18	0,00	0,07	0,35	0,35	0,33	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
V2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
somma	85,93	86,74	83,94	84,37	82,75	84,46	82,98	77,60	83,95	81,02	87,45	82,50	86,58	85,94	85,12	
Si	2,02	1,94	1,96	1,90	1,89	1,95	1,96	1,86	1,88	1,80	2,01	1,89	2,10	2,07	2,10	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
Al	0,14	0,27	0,13	0,26	0,25	0,14	0,19	0,21	0,26	0,23	0,17	0,16	0,02	0,06	0,03	
Cr	0,01	0,02	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,04	0,05	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	
Fe2+	0,28	0,25	0,28	0,27	0,26	0,28	0,30	0,25	0,31	0,26	0,19	0,47	0,17	0,18	0,18	
Fe3+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Mg	2,54	2,50	2,61	2,44	2,48	2,62	2,54	2,60	2,48							

Campione AB2.3

	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a	S2a
SiO2	42,03	43,54	41,33	40,64	39,90	40,34	41,25	42,69	42,97	42,17
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	3,96	0,46	0,00	0,00	1,04	0,00	0,19	2,41	2,10	0,00
Cr2O3	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOtot	6,40	6,46	11,13	10,76	13,20	12,61	13,61	4,92	4,78	13,19
MgO	35,71	35,93	33,27	32,54	33,35	31,19	30,22	36,67	37,03	32,66
MnOtot	0,00	0,00	0,28	0,24	0,29	0,28	0,24	0,00	0,00	0,25
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61	0,25	0,00	0,10
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,16
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
somma	88,62	86,39	86,01	84,18	87,78	84,42	86,29	86,94	86,88	88,53
Si	1,99	2,11	2,06	2,07	1,95	2,07	2,09	2,04	2,05	2,06
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,22	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,14	0,12	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,25	0,26	0,46	0,46	0,54	0,54	0,58	0,20	0,19	0,54
Fe3+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	2,52	2,60	2,47	2,47	2,43	2,38	2,28	2,61	2,64	2,38
Mn2+tot	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
mma caric	14,24	14,25	14,11	14,13	13,97	14,13	14,21	14,22	14,22	14,15
sito tetra	2,22	2,14	2,06	2,07	2,01	2,07	2,10	2,18	2,17	2,06
sito otta	2,79	2,86	2,94	2,93	2,99	2,93	2,91	2,82	2,83	2,95

- **Lizardite S3**

Formule ricalcolate sulla base di 5 cationi

	Campione AB2.1										Campione AB2.3						
	S3	S3	S3	S3	S3	S3	S3	S3	S3	S3	S3	S3	S3	S3			
SiO2	39,21	38,51	40,00	39,03	40,62	39,17	38,90	34,33	40,23	41,68	41,82	36,21	38,13	40,97	43,46	42,47	41,25
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,94	1,90	0,75	0,71	0,70	1,51	1,57	1,74	0,65	2,60	3,84	1,79	1,65	0,15	2,05	2,47	2,20
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,62	0,44	1,00	1,07	0,00	0,19	0,56	0,00
FeOtot	7,06	9,01	8,42	8,31	8,94	9,81	9,99	20,05	8,10	5,32	4,46	13,74	11,31	12,17	4,56	5,05	11,70
MgO	34,51	32,71	34,65	34,31	35,00	33,14	32,65	30,16	35,04	36,33	36,51	29,48	31,96	32,22	37,55	36,48	32,94
MnOtot	0,15	0,13	0,17	0,13	0,17	0,18	0,19	0,22	0,00	0,00	0,00	0,35	0,27	0,31	0,00	0,00	0,32
CaO	0,06	0,12	0,11	0,10	0,07	0,32	0,29	1,30	0,21	0,00	0,59	0,71	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,14	0,14	0,00	0,19	0,22	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
somma	81,93	82,38	84,10	82,59	85,50	84,13	83,59	87,80	84,23	86,71	87,66	83,61	84,86	85,82	88,00	87,25	86,41
Si	2,00	1,98	2,00	1,99	2,00	1,98	1,98	1,72	2,01	2,01	1,98	1,89	1,93	2,06	2,05	2,03	2,05
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,06	0,12	0,04	0,04	0,04	0,09	0,09	0,10	0,04	0,15	0,21	0,11	0,10	0,01	0,11	0,14	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,04	0,00	0,01	0,02	0,00
Fe2+	0,30	0,39	0,35	0,35	0,37	0,41	0,43	0,18	0,34	0,21	0,18	0,60	0,48	0,51	0,18	0,20	0,49
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,63	2,51	2,58	2,60	2,57	2,49	2,48	2,25	2,61	2,61	2,58	2,29	2,42	2,41	2,64	2,60	2,44
Mn2+tot	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
rima caric	14,06	14,07	14,05	14,02	14,05	14,04	14,05	13,73	14,05	14,20	14,20	13,96	14,03	14,12	14,25	14,25	14,11
sito tetra 2	2,06	2,09	2,05	2,03	2,05	2,07	2,07	2,00	2,05	2,18	2,21	2,05	2,08	2,07	2,17	2,19	2,06
sito otta 3	2,94	2,91	2,95	2,97	2,95	2,93	2,93	3,00	2,95	2,83	2,79	2,96	2,92	2,93	2,84	2,82	2,94

- **Spinelli**
 Formule calcolate sulla base di 3 cationi

	Campione AB1.2					Campione AB2.1					Campione AB2.3				
	Piccotite	Fe-Cromitite	Fe-Cromitite	Fe-Cromitite	Fe-Cromitite	cr	Piccotite	Piccotite	Piccotite	Magnetit	Magnetit	Fe-Cromitite	Fe-Cromitite	Fe-Cromitite	Fe-Cromitite
SiO2	0,32	0,72	0,47	0,25	0,20	0,38	0,23	0,00	0,00	3,44	4,29	1,23	0,00	0,29	0,32
TiO2	0,40	0,40	16,21	0,47	0,45	0,67	0,63	0,47	0,45	1,81	1,43	2,40	0,45	1,16	1,69
Al2O3	31,60	17,20	9,79	18,53	22,12	9,33	12,73	30,75	29,65	0,00	0,00	1,09	18,76	3,04	1,03
Cr2O3	29,00	38,00	29,66	40,40	38,98	34,53	34,93	33,70	32,86	0,00	0,00	33,57	35,05	34,77	33,94
FeOtot	25,29	36,42	36,85	33,58	30,64	49,56	45,81	19,94	22,26	82,23	78,90	54,17	40,49	56,50	58,26
MgO	10,09	4,87	4,55	4,69	5,91	1,89	2,52	14,60	12,79	0,95	1,50	2,63	3,73	1,28	1,02
MnOtot	0,00	0,45	0,83	0,56	0,51	1,02	0,98	0,00	0,00	1,22	1,21	1,22	0,50	1,00	1,23
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,31	1,19	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V2O5	0,21	0,38	0,29	0,41	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,12	0,44	1,16	1,69
NiO	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,99	1,23	0,85	1,27	1,32	0,80	0,88	0,00	0,19	0,00	0,00	0,40	1,50	0,49	0,47
Somma	98,73	99,68	99,49	100,17	100,33	97,77	98,71	99,46	98,20	90,96	88,52	97,83	100,92	99,69	99,65
Si	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,13	0,17	0,05	0,00	0,01	0,01
Ti	0,01	0,01	0,42	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,05	0,04	0,07	0,01	0,03	0,05
Al	1,14	0,67	0,40	0,72	0,84	0,39	0,52	1,07	1,06	0,00	0,00	0,05	0,73	0,13	0,04
Cr	0,70	0,99	0,81	1,05	0,99	0,97	0,96	0,79	0,79	0,00	0,00	0,37	0,92	0,99	0,98
Fe3+	0,14	0,31	0,36	0,21	0,15	0,61	0,52	0,13	0,15	1,81	1,79	0,86	0,40	0,83	0,90
Fe2+	0,51	0,70	0,70	0,71	0,67	0,86	0,82	0,36	0,42	0,85	0,82	0,80	0,73	0,87	0,88
Mg	0,46	0,24	0,23	0,23	0,28	0,09	0,13	0,64	0,58	0,05	0,09	0,14	0,18	0,07	0,06
Mn2+tot	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,04	0,04	0,04	0,01	0,03	0,04
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V2O5	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,04
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07	0,03	0,03
Somma caric	8,03	8,05	8,45	8,45	8,33	8,08	8,09	8,01	8,02	8,19	8,21	8,23	8,25	8,18	8,22
A 2+1 cati	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,03	1,01	1,03	1,04
B 3+2 cat	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	2,02	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,06	2,00	1,98
Sito A 2+1 cat	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,03	1,01	1,03	1,04
Sito B 3+2 cat	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	2,02	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,06	2,00	1,98

Campione AB1.1										Campione AB1.1																													
Magnetiti					Magnetiti					Picotite					Picotite					Magnetiti					Magnetiti														
SiO2	1,82	1,25	1,59	3,04	4,04	SiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	SiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	SiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	SiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	SiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	SiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	TiO2	0,53	0,73	0,65	0,53	TiO2	0,53	0,79	1,26	0,52	TiO2	0,53	0,79	1,26	0,52	0,00	TiO2	0,53	0,79	1,26	0,52	0,00	TiO2	0,53	0,79	1,26	0,52	0,00	TiO2	0,53	0,79	1,26	0,52	0,00
Al2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	Al2O3	28,27	26,97	30,12	29,87	Al2O3	28,27	25,29	1,44	3,04	Al2O3	28,27	25,29	1,44	3,04	27,52	Al2O3	28,27	25,29	1,44	3,04	26,58	Al2O3	28,27	25,29	1,44	3,04	26,58						
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Cr2O3	33,68	33,42	32,57	31,73	Cr2O3	33,68	37,53	29,35	30,55	Cr2O3	33,68	37,53	29,35	30,55	33,12	Cr2O3	33,68	37,53	29,35	30,55	35,90												
FeOtot	94,79	96,33	96,10	79,82	92,18	FeOtot	25,72	28,99	21,83	25,66	FeOtot	25,72	24,01	65,00	38,01	FeOtot	25,72	24,01	65,00	38,01	28,06	FeOtot	25,72	24,01	65,00	38,01	23,99												
MgO	3,39	2,42	2,31	1,88	3,62	MgO	10,10	7,60	13,37	10,86	MgO	10,10	10,98	0,94	8,85	MgO	10,10	10,98	0,94	8,85	8,22	MgO	10,10	10,98	0,94	8,85	11,12												
MnOtot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	MnOtot	1,17	1,54	1,23	1,35	MnOtot	1,17	1,38	1,43	1,65	MnOtot	1,17	1,38	1,43	1,65	1,40	MnOtot	1,17	1,38	1,43	1,65	1,42												
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	NiO	0,20	0,27	0,24	0,00	NiO	0,20	0,00	0,32	0,13	NiO	0,20	0,00	0,32	0,13	0,25	NiO	0,20	0,00	0,32	0,13	0,19												
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	CaO	0,33	0,48	0,00	0,00	CaO	0,33	0,00	0,00	0,71	CaO	0,33	0,00	0,00	0,71	0,45	CaO	0,33	0,00	0,00	0,71	0,00												
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00												
somma	100,00	100,00	100,00	84,74	100,00	somma	100,00	100,00	100,01	100,00	somma	100,00	99,98	99,99	83,59	somma	100,00	99,98	99,99	83,59	100,02	somma	100,00	99,98	99,99	83,59	99,99												
Si	0,06	0,04	0,06	0,13	0,14	Si	0,00	0,00	0,00	0,00	Si	0,00	0,00	0,01	0,01	Si	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	Si	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00												
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Ti	0,01	0,02	0,01	0,01	Ti	0,01	0,02	0,03	0,02	Ti	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	Ti	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02												
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	Al	1,01	0,99	1,05	1,06	Al	1,01	0,92	0,06	0,14	Al	1,01	0,92	0,06	0,14	1,00	Al	1,01	0,92	0,06	0,14	0,96												
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Cr	0,81	0,82	0,76	0,76	Cr	0,81	0,91	0,84	0,95	Cr	0,81	0,91	0,84	0,95	0,81	Cr	0,81	0,91	0,84	0,95	0,87												
Fe3+	1,94	1,96	1,94	1,87	1,85	Fe3+	0,17	0,18	0,17	0,17	Fe3+	0,17	0,16	1,06	0,89	Fe3+	0,17	0,16	1,06	0,89	0,17	Fe3+	0,17	0,16	1,06	0,89	0,16												
Fe2+	0,82	0,87	0,88	0,88	0,81	Fe2+	0,49	0,57	0,37	0,48	Fe2+	0,49	0,46	0,90	0,36	Fe2+	0,49	0,46	0,90	0,36	0,55	Fe2+	0,49	0,46	0,90	0,36	0,45												
Mg	0,18	0,13	0,12	0,12	0,19	Mg	0,46	0,35	0,59	0,49	Mg	0,46	0,50	0,05	0,52	Mg	0,46	0,50	0,05	0,52	0,38	Mg	0,46	0,50	0,05	0,52	0,51												
Mn2+tot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Mn2+tot	0,03	0,04	0,03	0,03	Mn2+tot	0,03	0,04	0,04	0,05	Mn2+tot	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	Mn2+tot	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04												
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Ni	0,00	0,01	0,01	0,00	Ni	0,00	0,00	0,01	0,00	Ni	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	Ni	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01												
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Ca	0,02	0,03	0,00	0,00	Ca	0,02	0,00	0,00	0,06	Ca	0,02	0,00	0,00	0,06	0,03	Ca	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00												
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	K	0,00	0,00	0,00	0,00	K	0,00	0,00	0,00	0,00	K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00												
norma caric	8,06	8,04	8,06	8,13	8,14	Somma caric	8,01	8,02	8,01	8,01	Somma caric	8,01	8,02	8,04	8,02	Somma caric	8,01	8,02	8,04	8,02	8,00	Somma caric	8,01	8,02	8,04	8,02	8,02												
A2+ 1 cati	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	Sito A2+ 1 cati	1,00	1,00	1,00	1,00	Sito A2+ 1 cati	1,00	1,00	1,00	1,00	Sito A2+ 1 cati	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	Sito A2+ 1 cati	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00												
B3+ 2 cati	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	sito B3+ 2 cati	2,00	2,00	2,00	2,00	sito B3+ 2 cati	2,00	2,00	2,00	2,00	sito B3+ 2 cati	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	sito B3+ 2 cati	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00												

- Granati
Formula ricalcolata sulla base di 8 cationi

Campione AB1.1													Campione AB2.1												
SiO2	38,55	38,04	37,54	38,28	38,32	39,49	40,27						SiO2	39,81	38,67	39,10	39,50	39,00	38,67	39,91	38,82	38,49	39,46	38,62	
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al2O3	22,57	22,40	22,26	22,71	21,18	22,73	23,34						Al2O3	22,98	22,45	22,77	22,92	22,69	22,56	21,86	22,30	22,23	22,55	22,53	
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
FeOt	16,22	24,38	25,46	22,38	18,33	12,78	14,81						FeOt	15,56	16,46	25,90	14,97	24,02	15,02	13,44	16,14	15,44	14,30	23,55	
MgO	4,47	3,15	3,15	1,65	3,48	4,36	2,34	2,98					MgO	3,94	3,34	3,55	3,32	4,02	1,70	4,70	2,97	1,78	2,81	3,44	
MnOt	1,27	1,35	1,10	1,43	1,09	0,73	0,98						MnOt	0,88	0,78	1,97	1,01	1,24	2,84	0,66	1,07	2,85	1,63	1,72	
CaO	16,92	10,67	11,99	11,72	16,72	23,71	21,41						CaO	18,49	18,43	9,84	19,93	11,01	20,36	18,74	18,96	19,75	20,26	11,95	
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
somma	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	101,78	103,79						ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Formula calcolata sulla base di 8 cationi e sull'occupazione dei siti X2+ e Y3+													Formula calcolata sulla base di 8 cationi e sull'occupazione dei siti X2+ e Y+3												
Sito X2+													Sito X2+												
Fe 2+	1,04	1,60	1,68	1,46	1,10	0,80	0,91						Fe 2+	0,98	1,06	1,79	0,94	1,54	0,96	0,86	1,04	0,99	0,91	1,51	
Mg	0,51	0,37	0,19	0,40	0,50	0,26	0,33						Mg	0,44	0,38	0,44	0,37	0,46	0,19	0,54	0,34	0,20	0,32	0,39	
Mn2+(tot)	0,08	0,09	0,07	0,09	0,07	0,05	0,06						Mn2+(tot)	0,06	0,05	0,14	0,06	0,08	0,18	0,04	0,07	0,19	0,10	0,11	
Ca	1,39	0,90	1,01	0,98	1,38	1,91	1,69						Ca	1,49	1,51	0,17	1,61	0,90	1,67	1,54	1,56	1,63	1,65	0,98	
Totale X2+	3,02	2,95	2,96	2,93	3,05	3,02	3,00						Totale X2+	2,97	3,00	2,54	2,99	2,98	3,01	2,98	3,00	3,02	2,98	3,00	
Sito Y3+													Sito Y3+												
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	2,03	2,07	2,07	2,08	1,92	2,01	2,03						Al	2,04	2,03	2,22	2,04	2,04	2,03	1,97	2,02	2,02	2,02	2,04	
Fe 3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00						Fe 3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr 3+	0	0	0	0	0	0	0						Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Totale Y3+	2,03	2,07	2,07	2,08	2,00	2,01	2,03						Totale Y3+	2,04	2,03	2,22	2,04	2,04	2,03	1,97	2,02	2,02	2,02	2,04	
rima caric	23,93	24,03	24,00	24,05	23,82	23,95	23,98						Somma caric	24,03	23,96	24,69	23,99	24,01	23,95	24,08	23,98	23,95	24,02	23,96	
Spess													Spess												
alman	0,34	0,54	0,57	0,50	0,36	0,27	0,31						alman	0,33	0,35	0,70	0,32	0,52	0,32	0,29	0,34	0,33	0,30	0,50	
gross	0,46	0,30	0,34	0,33	0,45	0,63	0,57						gross	0,50	0,50	0,07	0,54	0,30	0,55	0,52	0,52	0,54	0,55	0,33	
pirop	0,17	0,12	0,07	0,14	0,16	0,09	0,11						pirop	0,15	0,13	0,17	0,12	0,15	0,06	0,18	0,11	0,07	0,11	0,13	
somma	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00						somma	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	

- **Pirosseni:**

Formule ricalcolate sulla base di 4 cationi

Opx1 → Enstatiti

Cpx1 → Augiti

Cpx2 → Diopside

Campione AB1.1																
	opx1	opx1	opx1	opx1	opx1	opx1	opx1	opx1	opx1	opx1	opx1	opx1	opx1	opx1	opx1	
SiO2	53,65	53,19	53,42	53,36	53,61	53,60	49,74	49,75	49,67	49,77	50,38	49,63	58,71	53,03	56,45	56,12
TiO2	0,33	0,00	0,00	0,00	0,15	0,16	0,50	0,36	0,47	0,39	0,35	0,35	0,00	0,33	0,00	0,00
Al2O3	3,76	4,57	5,00	4,94	4,50	4,56	6,40	6,68	6,70	6,66	6,66	7,51	0,45	3,07	0,00	0,00
Cr2O3	0,90	1,05	0,76	0,76	0,69	0,74	1,38	1,26	1,37	1,29	1,11	1,27	0,25	0,91	0,00	0,00
FeOtot	6,76	6,01	6,60	6,54	6,56	6,42	3,34	3,38	3,41	3,42	4,01	3,33	2,12	3,28	1,94	1,98
MgO	33,43	31,47	32,86	32,81	33,09	33,10	16,47	16,36	16,38	16,06	18,24	15,53	25,01	17,67	20,10	20,25
MnOtot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	1,18	3,72	1,36	1,59	1,40	1,50	21,77	21,76	21,57	22,01	18,93	21,92	12,34	22,36	23,62	23,44
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,41	0,44	0,43	0,39	0,31	0,47	1,12	0,30	0,17	0,12
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00
somma	100,01	100,01	100,00	100,00	100,00	100,08	100,01	99,99	100,00	99,99	99,99	100,01	100,00	100,95	102,43	101,91
Si	1,85	1,84	1,84	1,84	1,85	1,85	1,81	1,80	1,80	1,81	1,82	1,80	2,06	1,91	1,98	1,98
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Al	0,15	0,19	0,20	0,20	0,18	0,19	0,27	0,29	0,29	0,29	0,28	0,32	0,02	0,13	0,00	0,00
Cr	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00
Fe2+tot	0,20	0,17	0,19	0,19	0,19	0,19	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,10	0,06	0,10	0,06	0,06
Mg	1,72	1,63	1,69	1,69	1,70	1,70	0,89	0,88	0,89	0,87	0,98	0,84	1,31	0,95	1,05	1,07
Mn2+tot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,04	0,14	0,05	0,06	0,05	0,06	0,85	0,85	0,84	0,86	0,73	0,85	0,46	0,86	0,89	0,89
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,08	0,02	0,01	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
mma caric	11,90	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,92	11,92	11,93	11,93	11,95	11,95	12,07	11,97	11,96	11,95
Sito X-Y	2,00	2,00	2,00	2,00	2,06	2,06	2,01	2,00	2,01	2,03	1,97	1,90	1,96	2,00	2,02	2,02
Sito tetra	2,00	2,00	2,00	2,00	2,04	2,04	2,00	2,00	1,99	2,01	1,77	1,96	2,21	2,00	2,00	2,00

Campione AB1.2															
	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx2	opx1	opx1	opx1	opx1	opx1
SiO2	54,78	54,80	56,05	55,57	55,11	56,36	55,24	55,99	56,09	57,67	59,80	58,48	57,26	59,07	
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,13	0,50	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,33	0,31	0,00	0,31	0,16	0,55	0,70	0,57	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOtot	1,44	1,51	7,47	1,46	1,56	1,54	1,55	1,38	1,33	7,74	6,52	7,88	9,08	7,97	
MgO	18,83	18,67	36,28	18,58	18,58	19,16	20,14	18,74	18,68	35,45	37,09	36,24	37,33	36,62	
MnOtot	0,00	0,00	0,20	0,00	0,13	0,00	0,00	0,11	0,23	0,16	0,24	0,33	0,23		
CaO	24,53	24,51	0,00	24,46	24,71	24,72	22,89	23,81	24,95	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na2O	0,10	0,07	0,00	0,15	0,00	0,27	0,36	0,24	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
somma	100,01	100,01	100,00	100,53	100,25	102,73	101,38	100,84	101,61	101,09	103,57	102,84	104,00	103,89	
Si	1,98	1,99	1,92	2,01	2,00	1,99	1,97	2,02	2,01	1,97	1,98	1,96	1,90	1,96	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe2+tot	0,04	0,02	0,21	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,22	0,18	0,22	0,25	0,22	
Mg	1,01	1,01	1,86	1,00	1,01	1,01	1,07	1,01	1,00	1,80	1,83	1,81	1,84	1,81	
Mn2+tot	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	
Ca	0,95	0,95	0,00	0,95	0,96	0,94	0,87	0,92	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
mma caric	11,96	12,02	11,85	12,04	12,03	12,01	11,98	12,06	12,03	11,94	11,96	11,92	11,79	11,92	
Sito X-Y	2,02	2,00	2,08	1,99	2,00	2,00	2,01	1,98	1,99	2,03	2,02	2,04	2,10	2,04	
Sito tetra	1,98	2,00	1,92	2,01	2,00	2,00	1,99	2,02	2,01	1,97	1,98	1,96	1,90	1,96	

Campione AB2.1												Campione AB2.3											
	Cpx1	Cpx1	Opx1	Opx1	Opx1	Cpx2	Cpx2		Cpx1	Cpx1	Cpx1	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx2	Cpx2		
SiO2	54,89	53,33	53,55	53,07	54,11	55,39	56,14		50,88	51,92	52,43	53,92	57,06	58,33	59,02	58,09	58,57	59,16	56,21	56,89	57,95	53,24	55,61
TiO2	0,00	0,34	0,17	0,15	0,18	0,00	0,00		0,51	0,56	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	0,77	4,57	4,80	4,82	4,12	0,00	0,00		5,27	4,32	3,99	0,00	0,27	0,14	0,00	0,19	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,19	1,20	0,91	0,91	1,00	0,00	0,00		1,07	1,10	1,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49
FeOtot	1,85	2,93	6,17	6,22	6,17	1,08	0,98		3,53	3,43	3,31	2,18	3,40	3,44	2,90	3,49	2,95	3,30	1,51	3,69	3,28	3,78	1,93
MgO	19,30	17,16	31,79	31,17	31,83	18,02	18,47		16,61	17,10	17,39	18,75	23,66	23,25	23,91	23,23	23,83	23,51	19,20	23,66	25,06	24,31	17,79
MnOtot	0,15	0,00	0,12	0,15	0,12	0,00	0,00		0,13	0,00	0,14	0,12	0,00	0,17	0,00	0,12	0,12	0,00	0,00	0,17	0,16	0,17	0,11
CaO	21,93	21,89	1,86	1,90	2,50	25,82	25,59		21,61	22,11	22,38	22,82	12,49	12,56	12,88	12,60	10,69	12,94	23,67	9,11	6,96	7,50	24,65
Na2O	0,37	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,23	0,22	0,28	0,00	0,52	0,37	0,24	0,38	2,48	0,28	0,00	3,00	4,95	3,68	0,39
V2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
somma	99,05	101,85	99,37	98,39	100,03	100,31	101,18		99,84	100,76	101,50	97,79	97,40	98,26	98,95	98,10	98,79	99,37	100,59	96,52	98,36	92,68	100,97
Si	1,98	1,90	1,90	1,87	1,88	2,00	2,01		1,85	1,87	2,39	1,99	2,08	2,11	2,12	2,11	2,07	2,12	2,02	2,05	2,01	1,97	2,00
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,03	0,19	0,20	0,20	0,17	0,00	0,00		0,23	0,18	0,21	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00		0,03	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe2+tot	0,05	0,09	0,18	0,18	0,18	0,03	0,03		0,11	0,10	0,13	0,07	0,10	0,10	0,09	0,11	0,09	0,10	0,05	0,11	0,10	0,12	0,06
Mg	1,04	0,91	1,68	1,64	1,65	0,97	0,98		0,90	0,92	1,18	1,03	1,28	1,26	1,28	1,26	1,26	1,26	1,03	1,27	1,30	1,34	0,95
Mn2+tot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	0,85	0,84	0,00	0,07	0,09	1,00	0,98		0,84	0,86	0,01	0,90	0,49	0,49	0,50	0,49	0,41	0,50	0,91	0,35	0,26	0,30	0,95
Na	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,02	0,02	0,02	0,00	0,04	0,03	0,02	0,03	0,17	0,02	0,00	0,21	0,33	0,26	0,03
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SUMI	11,98	12,02	12,03	11,98	11,96	12,00	12,01		11,98	11,98	13,04	11,99	12,13	12,21	12,22	12,20	11,98	12,25	12,03	11,89	11,69	11,68	11,98
sho X-Y	1,98	1,90	1,90	1,92	1,95	2,00	1,99		1,91	1,93	1,60	2,01	1,91	1,88	1,88	1,88	1,93	1,88	1,98	1,95	1,99	2,03	2,00
Sho tetra	2,02	2,10	2,10	2,08	2,05	2,00	2,01		2,09	2,07	2,40	1,99	2,09	2,12	2,12	2,12	2,07	2,12	2,02	2,05	2,01	1,97	2,00

- **Cloriti**

Formule ricalcolate sulla base di 10 cationi

Le cloriti hanno composizione clinocloro, quelli associati a granato tendono alla chamosite

	Campione AB1.1																		
	associati a:																		
	spinello	spinello	spinello	spinello	granato	granato	granato	granato	granato	granato	granato	granato	granato	pirosseno	pirosseno	pirosseno	pirosseno	pirosseno	pirosseno
SiO2	31,12	35,60	33,33	30,80	30,97	30,46	32,05	32,84	32,06	30,01	33,47	36,32	37,18	36,41	37,06	38,10	35,96		
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28		
Al2O3	13,02	14,94	13,32	15,73	22,16	18,91	19,64	12,81	14,25	19,70	14,13	6,14	6,92	11,46	6,30	4,25	4,78		
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,08	0,87	1,17	0,69	0,27	1,12		
FeOt	3,26	4,95	4,48	4,01	3,35	6,66	4,08	13,49	12,36	6,10	6,61	6,23	5,81	3,59	5,71	5,19	7,40		
MgO	32,61	35,92	33,87	32,13	34,22	27,17	33,80	27,42	27,23	29,40	30,55	36,08	35,36	36,85	34,54	35,30	34,70		
MnOt	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	0,44	0,53	0,26	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,17	0,00	0,38	0,33	0,40	0,28	0,17	0,20	0,00	0,24	0,00	0,26		
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,14	0,16	0,00	0,13	0,00	0,00		
NiO	0,25	0,18	0,20	0,12	0,21	0,20	0,28	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00		
somma	80,26	91,59	85,20	82,79	90,91	86,01	89,85	87,38	86,76	85,87	85,78	88,16	86,50	89,66	84,67	83,11	84,50		
Si	3,18	3,21	3,22	3,06	2,79	2,98	2,93	3,26	3,19	2,92	3,27	3,62	3,57	3,34	3,64	3,80	3,56		
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02		
Al	1,57	1,59	1,52	1,84	2,35	2,18	2,12	1,50	1,67	2,26	1,63	0,68	0,78	1,24	0,73	0,50	0,56		
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,07	0,08	0,05	0,02	0,09		
Fe2+tot	0,28	0,37	0,36	0,33	0,25	0,55	0,31	1,12	1,03	0,50	0,54	0,49	0,47	0,28	0,47	0,43	0,61		
Mg	4,96	4,82	4,88	4,76	4,59	3,96	4,61	4,05	4,04	4,26	4,45	5,08	5,06	5,04	5,06	5,25	5,13		
Mn2+tot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,04	0,04	0,04	0,03	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03		
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00		
Ni	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00		
somma caric	27,92	28,00	27,96	27,96	27,93	28,18	27,99	27,97	28,01	28,06	28,15	28,01	28,00	27,98	28,04	28,12	27,82		
Sito X	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,13	6,00	6,00	6,00	6,00	6,03	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00		
Sito Y	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00		
Al (V)	0,82	0,79	0,78	0,94	1,21	0,98	1,07	0,74	0,81	1,08	0,73	0,30	0,36	0,57	0,31	0,18	0,33		
Al (X)	0,74	0,79	0,74	0,90	1,14	1,20	1,05	0,75	0,86	1,18	0,90	0,39	0,42	0,66	0,42	0,32	0,23		

campione AB2.3

associati a:

	pirosseno	pirosseno	pirosseno	pirosseno	spinello	pirosseno	pirosseno	pirosseno
SiO2	33,07	31,66	32,52	33,55	31,06	35,45	32,96	33,73
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	16,77	18,30	17,35	14,25	18,27	12,30	15,11	12,61
Cr2O3	0,00	0,00	0,14	0,00	1,76	0,00	0,00	1,45
FeOtot	3,96	4,03	4,83	5,45	3,89	5,53	4,83	4,39
MgO	33,11	31,73	32,38	32,66	32,20	33,52	32,74	32,39
MnOtot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00
CaO	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,19	0,21	0,22	0,00	0,16	0,17	0,21	0,18
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
somma	87,10	86,01	87,44	85,91	87,34	87,10	85,85	84,90
Si	3,13	3,04	3,09	3,24	2,95	3,39	3,18	3,32
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,87	2,07	1,94	1,62	2,05	1,39	1,72	1,46
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,13	0,00	0,00	0,11
Fe2+tot	0,31	0,32	0,38	0,44	0,31	0,44	0,39	0,36
Mg	4,68	4,55	4,58	4,70	4,56	4,77	4,71	4,75
Mn2+tot	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,03	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02	0,03	0,02
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
somma caric	28,20	28,23	28,19	28,10	28,13	28,20	28,13	28,25
Sito X	6,03	6,03	6,03	6,00	6,02	6,02	6,03	6,02
Sito Y	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

- **Anfiboli**

Formula ricalcolata sulla base di 15 cationi
tremoliti

	campione AB1.1					Campione AB1.2		
	associati a:					associati a:		
	spinello	spinello	granato	granato	pirosseno	pirosseno	pirosseno	
SiO2	56,92	57,40	58,17	56,23	58,89	SiO2	57,35	57,85
TiO2	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	TiO2	0,00	0,00
Al2O3	1,15	1,61	0,56	1,89	0,00	Al2O3	1,20	0,46
Cr2O3	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	Cr2O3	0,63	0,20
FeOtot	2,76	2,68	2,48	2,36	2,22	FeOtot	2,47	1,86
MgO	23,98	24,06	25,07	24,42	24,23	MgO	23,91	25,08
MnOtot	0,00	0,10	0,20	0,13	0,00	MnOtot	0,11	0,00
CaO	12,48	12,95	11,12	11,22	12,32	CaO	12,00	12,67
Na2O	0,53	0,86	1,14	2,07	0,65	Na2O	0,58	0,00
NiO	0,24	0,17	0,22	0,15	0,00	NiO	0,00	0,00
somma	98,06	100,01	98,96	98,47	98,31	somma	98,25	98,12
Si	7,79	7,68	7,82	7,53	8,01	Si	7,75	7,81
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	Ti	0,00	0,00
Al	0,19	0,25	0,09	0,30	0,00	Al	0,19	0,07
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	Cr	0,07	0,02
Fe2+tot	0,14	0,13	0,13	0,12	0,11	Fe2+tot	0,13	0,10
Mg	4,89	4,80	5,02	4,87	4,91	Mg	4,81	5,05
Mn2+tot	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	Mn2+tot	0,01	0,00
Ca	1,83	1,86	1,60	1,61	1,80	Ca	1,74	1,83
Na2O	0,14	0,22	0,30	0,54	0,17	Na	0,15	0,00
Ni	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	Ni	0,00	0,00
SUM	45,76	45,56	45,55	44,94	45,96	SUM	45,89	45,94
Sito X	2,00	2,08	2,00	2,15	2,00	Sito X	2,00	1,93
Sito Y	5,03	4,95	5,07	5,01	4,99	Sito Y	4,91	5,07
Sito Z	7,97	7,96	7,91	7,83	8,01	Sito Z	7,94	7,89

campione AB2.1										Campione AB2.3										
associati a:										associati a:										
	pirosseno	pirosseno	pirosseno	pirosseno	pirosseno	granato	granato			pirosseno	pirosseno	pirosseno	pirosseno	pirosseno						
SiO2	48,40	51,28	53,22	53,34	49,34	52,47	53,54			SiO2	58,53	58,87	58,58	58,64	59,76					
TiO2	0,13	0,00	0,11	0,16	0,00	0,00	0,00			TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
Al2O3	5,00	3,18	4,57	4,52	3,03	2,24	3,11			Al2O3	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00					
Cr2O3	0,91	0,91	0,94	0,91	0,84	0,79	0,81			Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
FeOtot	3,86	3,61	6,30	3,62	3,09	3,68	2,40			FeOtot	2,61	3,52	2,80	3,33	2,85					
MgO	23,32	22,16	31,80	22,95	24,47	25,17	23,53			MgO	23,64	23,91	24,17	23,87	24,44					
MnOtot	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,17	0,00			MnOtot	0,00	0,22	0,11	0,11	0,21					
CaO	8,11	10,09	1,37	10,27	9,80	10,37	11,81			CaO	12,76	6,79	8,13	8,62	7,49					
Na2O	2,12	1,86	0,00	2,79	1,11	0,94	1,62			Na2O	0,28	5,24	4,47	4,15	5,04					
V2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,21			V2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
somma	91,85	93,09	98,44	98,56	91,68	96,03	97,03			somma	97,96	98,55	98,26	98,72	99,79					
Si	6,86	7,24	7,11	7,07	7,03	7,19	7,24			Si	7,96	7,67	8,30	7,69	7,69					
Ti	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00			Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
Al	0,83	0,53	0,72	0,71	0,51	0,36	0,50			Al	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00					
Cr	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09			Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
Fe2+tot	0,46	0,43	0,70	0,40	0,37	0,42	0,27			Fe2+tot	0,30	0,38	0,33	0,37	0,31					
Mg	4,92	4,66	6,33	4,53	5,20	5,14	4,75			Mg	4,79	4,65	5,11	4,67	4,69					
Mn2+tot	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00			Mn2+tot	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02					
Ca	1,23	1,53	0,02	1,46	1,50	1,52	1,71			Ca	1,86	0,95	0,02	1,21	1,03					
Na	0,58	0,51	0,00	0,72	0,31	0,25	0,42			Na	0,07	1,32	1,23	1,06	1,26					
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02			V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
SUM	44,55	45,03	45,76	44,66	44,72	45,04	44,97			Somma caric	45,86	44,02	45,38	44,33	44,13					
Sito X	1,81	2,04	0,02	2,18	1,80	1,77	2,14			Sito X	1,93	2,27	1,25	2,27	2,29					
Sito Y	0,46	0,43	0,72	0,40	0,37	0,46	0,29			Sito Y	0,30	0,41	0,35	0,38	0,33					
Sito Z	7,81	7,87	7,93	7,89	7,63	7,63	7,83			Sito Z	7,98	7,67	8,30	7,69	7,69					