

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

Corso di laurea *Magistrale* in Geologia e Geologia Tecnica



CARATTERIZZAZIONE PETROGRAFICA DELLE LITOLOGIE OCEANICHE
ASSOCIATE ALLE MINERALIZZAZIONI A SOLFURI MASSIVI NELLA
ZONA PIEMONTESE DEL COLLE DELLA BORRA (VAL SOANA, ALPI
OCCIDENTALI)

Relatore: PROF. PAOLO NIMIS

Correlatore: PROF.SSA SILVANA MARTIN
PROF.SSA PAOLA TARTAROTTI

Laureanda: ALESSIA MODESTI
matricola N. 1234250

A.A. 2020/2021

ABSTRACT	pag. 1
Capitolo 1 INTRODUZIONE	pag. 3
1.1 SCOPO	pag. 4
1.2 METODI	pag. 8
Capitolo 2 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	pag. 9
Capitolo 3 INQUADRAMENTO GEOLOGICO	pag. 10
3.1 INQUADRAMENTO DELLE ALPI OCCIDENTALI	pag. 10
3.1.1 IL SISTEMA AUSTROALPINO	pag. 13
3.1.2 I MASSICCI CRISTALLINI INTERNI	pag. 17
3.1.3 LA ZONA OFIOLITICA PIEMONTESE	pag. 20
3.1.4 OSSERVAZIONI	pag. 24
3.2 GEOLOGIA DELL'ALTA VAL SOANA: FALDA DEL GRAN PARADISO, ZONA PIEMONTESE, ZONA SE- SIA-LANZO	pag. 26
3.2.1 FALDA DEL GRAN PARADISO	pag. 27
3.2.2 ZONA PIEMONTESE	pag. 28
3.2.3 LEMBO DEL SANTANEL E LA ZONA SESIA- LANZO	pag. 31
3.3 ASSETTO STRUTTURALE DELL'ALTA VAL SOANA	pag. 32
Capitolo 4 DESCRIZIONE DELL'AREA IN STUDIO	pag. 37
4.1 LA SEQUENZA DEL COLLE DELLA BORRA	pag. 37
4.2 ASPETTI STRUTTURALI	pag. 42

Capitolo 5	I LITOTIPI	pag. 45
5.1	MICASCISTI A GRANATO-CLORITOIDE	pag. 45
5.2	MICASCISTI A GRANATO-TITANITE	pag. 50
5.3	MICASCISTI A TITANITE	pag. 55
5.4	CALCESCISTI	pag. 57
5.5	MARMI	pag. 62
5.6	QUARZITI	pag. 65
5.7	METABASITI	pag. 68
5.8	METABASITI A GRANATO	pag. 72
5.9	CLORITOSCISTI	pag. 76
5.10	ROCCE METASOMATICHE	pag. 79
Capitolo 6	ANALISI CHIMICHE	pag. 91
Capitolo 7	OSSERVAZIONI SULL'UNITA METAMORFICA DEL COLLE DELLA BORRA	pag. 112
7.1	FASI DEFORMATIVE ED EVOLUZIONE META- MORFICA	pag. 112
7.2	CONDIZIONI METAMORFICHE	pag. 117
7.3	METASOMATISMO CALCICO	pag. 120
7.4	IDENTIFICAZIONE E ORIGINE DELL'UNITA	pag. 122
Capitolo 8	CONCLUSIONI	pag. 129
Capitolo 9	BIBLIOGRAFIA	pag. 133

ABSTRACT

The study area is located at Colle della Borra (2.578 m), within the Piemonte Zone, where new detailed observations on the geological context and on lithologies associated with massive sulphide mineralization were made. The meta-ophiolite exposed at Colle della Borra, consisting of abundant calcschists and micaschists with metabasites, quartzites, marbles, chloriteschists and metasomatic metagabbros, have long been considered to be of Combin type, belonging to the greenschist-facies Colle della Rosa-Dondena tectonic Unit (CRD), interposed between two eclogitic-facies ophiolitic units.

In this work, garnet-chloritoid-, garnet-titanite-bearing phengitic leaden micaschists and lawsonite-bearing calcschists preserving an old schistosity, have been investigated in detail. The high-pressure tectono-metamorphic evolution of meta-ophiolites in the study area has been qualitatively constrained based on the comparison with analogous parageneses in Grt-Cld-bearing micaschists along the Western Alps. This comparison suggests the presence of relict eclogitic-facies metamorphic imprint in this area. Three main metamorphic stages have been recognized: 1) D1 phase which developed during prograde path of the Alpine subduction producing the S1 foliation (S1 relict foliation is documented by the occurrence of rootless isoclinal folds); 2) the D2 phase which started at the metamorphic HP peak producing the S2 foliation and then developed during exhumation under blueschist- to greenschist-facies conditions (S2 pervasive plane-parallel foliation is marked by eclogite-facies mineral assemblages partly retrogressed; 3) D3 (without foliation) which represents the late stage that locally developed an incipient crenulation cleavage; all the D2 structures were overprinted by D3 larger folds.

Considering the abundant relicts of lawsonite completely replaced by zoisite + phengite (partly recrystallized into Fe-epidote and paragonite) in the calcschists, an origin from fluid-rock interaction and Ca-metasomatism in the subduction environment is inferred for this lithology. The presence of lawsonite relicts is a clear evidence of the intense process of Ca-metasomatism along the subduction channel during prograde evolution. The lawsonite breakdown is testified by Ca-rich garnet rims in the micaschists.

The ophiolitic sequence shows both a continental affinity (calcschists and micaschists) and an oceanic affinity (presence of VMS mineralisation and metabasites) and can be interpreted to reflect an original ocean-continent-transition (OCT) zone. The sequence

probably derived from a slow-ultraslow-spreading-ridge segment affected by hydrothermal fluid circulation (testified by presence of VMS deposit) and by intense tectonic activity, near a continental margin.

The presence of high-pressure mineral assemblages in the meta-ophiolites of the Colle della Borra sequence suggests they do not represent a greenschist-facies CRD slice, but rather the top portion of the eclogite metasedimentary cover of the Zermatt-Saas ophiolites, which are exposed about 150 meters downstream towards Campiglia. Consequently, the sequence of Colle della Borra calls for reconsidering the tectono-metamorphic evolution of the entire CRD and of all ophiolitic units described in the Upper Soana valley (Piamprato and Campiglia valleys). This study marks the starting point for further studies in this area, which could help to overcome the limits imposed by mineralogical associations. A modern approach to the study of ophiolites in this area has to combine the geological data with both the deformation distribution, the paleogeographic reconstruction and the metasomatic processes that occurred during subduction.

1. INTRODUZIONE

Questo lavoro svolto in alta Val Soana (Piemonte) è dedicato alla caratterizzazione petrografica delle litologie oceaniche associate alla mineralizzazione a solfuri massivi del Colle della Borra (2.578 m) nella valle di Piamprato. Lo studio di seguito sviluppato si concentra in particolare sugli aspetti geologici e litologici e si propone di descrivere dettagliatamente gli aspetti petrografici e strutturali che interessano i litotipi associati al giacimento. Il lavoro sul terreno è stato svolto in collaborazione con il collega Francesco Gosio, il quale ha sviluppato nella sua tesi la caratterizzazione minero-petrografica della mineralizzazione a solfuri massivi.

Il versante destro del vallone di Piamprato rientra nel Parco Nazionale del Gran Paradiso, ciò ha richiesto l'obbligo di un'autorizzazione fornitaci dal Parco stesso per effettuare il lavoro di rilevamento e campionatura degli affioramenti. Al riguardo, ringraziamo per la disponibilità fornitaci nello svolgere il nostro lavoro in un ambiente così incontaminato e immersi all'interno di un patrimonio naturalistico straordinariamente bello.

Nonostante le fitte e repentine nebbie che interessano la valle, le difficoltà nel raggiungere gli affioramenti fuori sentiero e il notevole dislivello altimetrico con cui abbiamo dovuto fare i conti per numerosi giorni, l'esperienza di rilevamento nel vallone della Borra si è rivelata estremamente interessante e speciale anche grazie all'incontro con numerosissimi animali selvatici e fiori alpini che hanno rallegrato e alleggerito i momenti di lavoro sul terreno.

Ringraziamo il Prof. Paolo Nimis per averci introdotti a questo stimolante lavoro e per averci accompagnati in un primo sopralluogo sul terreno insieme alla Prof.ssa Paola Tartarotti, la quale nonostante la distanza non ha mai fatto mancare la sua disponibilità durante l'intero lavoro. Un ringraziamento speciale alla Prof.ssa Silvana Martin che con le sue conoscenze e il suo entusiasmo ha arricchito dal punto di vista scientifico e umano il nostro percorso.

1.1 SCOPO

Questo lavoro si propone di caratterizzare un'unità metamorfica ad impronta di alta pressione e intensamente retrocessa, collocata all'interno di un contesto ofiolitico che si estende da ovest a est, dal margine orientale del massiccio del Gran Paradiso fino al Dominio Austroalpino. L'unità è costituita prevalentemente da una sequenza di calcescisti, micascisti, marmi e quarziti con intercalate metabasiti. Interposta tra micascisti a letto e cloritoscisti a tetto è presente una mineralizzazione a solfuri massivi. Questa unità verrà qui nominata come unità del Colle della Borra.

Nel contesto alpino occidentale non è chiaro a quale dominio strutturale essa appartenga. Alcuni autori la associano alla Zona Piemontese di tipo Combin (BATTISTON *et al.*, 1984; BENCIOLINI *et al.*, 1984). Tale ipotesi sembra però discordante con le osservazioni emerse durante il lavoro, le quali hanno evidenziato la presenza di associazioni metamorfiche di alta pressione.

Il ritrovamento di associazioni di alta pressione-bassa temperatura apre a differenti scenari circa l'origine delle rocce studiate. La vicinanza di questa unità con differenti domini geologici fornisce inoltre alcuni spunti di riflessione. Questa unità affiora in prossimità del margine continentale del Sesia-Lanzo e del Lembo del Santanel (DAL PIAZ *et al.*, 1972; GASCO *et al.*, 2009; FASSMER *et al.*, 2016; ASSANELLI *et al.*, 2020), del Massiccio del Gran Paradiso (LE BAYON & BALLEVRE, 2006; GASCO *et al.*, 2009; GASCO & GATTIGLIO, 2010) affiorante nella contigua valle di Campiglia (BENCIOLINI *et al.*, 1984), e dell'unità metaofiolitica di alta pressione Zermatt-Saas ampiamente diffusa nelle valli di Campiglia e Piamprato (BENCIOLINI *et al.*, 1984; BATTISTON *et al.*, 1984). Se interpretiamo questa unità (l'unità del Colle della Borra) come ofiolitica, è opportuno tenere in considerazione l'abbondanza di calcescisti nella sequenza; ciò implica la vicinanza a una fonte di materiale terrigeno come un margine continentale, presumibilmente dell'Adria.

Molti autori documentano la presenza di coperture metamorfiche sopraofiolitiche lungo le Alpi Occidentali. Queste sequenze di copertura includono quarziti, derivate da radiolariti, marmi e metapeliti, oltre che calcescisti (MARTIN & TARTAROTTI, 1989; LAGABRIELLE, 1994; BURRONI *et al.*, 2003; PRINCIPI *et al.*, 2004; TARTAROTTI *et al.*, 2017; 2021). Le coperture presenti nell'unità Colle della Borra sembrano

corrispondere all'originaria successione stratigrafica rovesciata quarziti-marmi-calcescisti, simili a quelle osservate nel vallone di St. Marcel (TARTAROTTI, 1988), a quelle Liguridi (BONATTI *et al.*, 1976; BARRET, 1982; BURRONI *et al.*, 2003; PRINCIPI *et al.*, 2004; ELTER *et al.*, 2005) e nelle Alpi Cozie (LAGABRIELLE *et al.*, 1982). Nelle quarziti, la presenza di piccoli granati birifrangenti, probabilmente a Mn, ricorda altri depositi idrotermali a Mn distribuiti nelle Alpi (GRIFFIN & MOTTANA, 1982; TUMIATI *et al.*, 2010) e nei complessi ofiolitici dell'Appennino (BONATTI *et al.*, 1976), e riconosciuti negli odierni fondali oceanici (BONATTI *et al.*, 1976).

Alla luce dello scenario messo in evidenza, è opportuno considerare che l'intero contesto geologico in cui ci troviamo appare totalmente scompaginato rispetto agli originali assetti paleogeografici. L'intensa deformazione alpina ha indotto scollamenti e trasposizioni, per cui non si può escludere che l'unità in studio contenga scaglie di sequenze litostratigrafiche di diversa pertinenza. Le diverse tipologie di metasedimenti che costituiscono il ricoprimento ofiolitico potrebbero riflettere cambiamenti delle condizioni dell'ambiente sedimentario nel tempo e percorsi differenti durante l'evoluzione metamorfica. Spesso la deformazione alpina ha consentito la giustapposizione di unità differenti con percorsi autonomi ma che oggi rinveniamo adiacenti (DAL PIAZ *et al.*, 1972; TARTAROTTI *et al.*, 2017) e nel caso dell'unità Colle della Borra anche stratigraficamente rovesciati.

La caratterizzazione petrografica delle litologie rivela inoltre un solido sostegno allo studio del giacimento a solfuri incluso nella sequenza. Nelle Alpi Occidentali sono presenti numerosi depositi a solfuri massivi all'interno di sequenze ofiolitiche; questi vengono descritti come prodotti di attività idrotermale tipici di ambiente oceanico (NATALE, 1966; ZUCCATO 1970; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; NATALE & VISSETTI, 1980; MARTIN *et al.*, 2008; FANTONE *et al.*, 2014) e quindi riferibili ai processi vulcanogenici che producono i giacimenti a solfuri massivi vulcanogenici (VMS; RIDLEY, 2013). Tali depositi idrotermali erano presenti sul fondale dell'Oceano giurassico Ligure-Piemontese che è stato successivamente coinvolto nel ciclo orogenico alpino cretaciceno-ozoico. Durante la subduzione il metamorfismo ha indotto trasformazioni di composizione, struttura e forma nella mineralizzazione obliterando le caratteristiche primarie

del giacimento, tra cui la classica struttura stratiforme. La presenza di una fase mineralizzata relitta tende a scomparire gradualmente all'aumentare del grado metamorfico (NATALE, 1966; 1969); a tal proposito, il ritrovamento di caratteri di alto grado nelle rocce incassanti risulta fondamentale per l'interpretazione del giacimento.

La correlazione tra i caratteri microstrutturali e metamorfici delle rocce incassanti la mineralizzazione e della mineralizzazione stessa può fornire un sostegno all'ipotesi di una comune storia metamorfica e quindi di un'origine primaria della mineralizzazione. Lo studio delle litologie oceaniche risulta inoltre necessario per definire la posizione stratigrafica del giacimento. Infatti, in numerosi giacimenti di tipo VMS delle Alpi Occidentali, le mineralizzazioni idrotermali a solfuri si trovano all'interno di metabasiti o all'interfaccia tra metabasiti e metasedimenti (Memoria illustrativa della carta mineraria l'Italia 1:1.000.000, ZUCCHETTI, 1975), riflettendo così la posizione originaria nella quale è avvenuta loro formazione.

Lo studio delle rocce ofiolitiche è utile per ricostruire la geodinamica delle catene collisionali in quanto rappresentano dei relitti di litosfera oceanica coinvolti nei processi di subduzione-esumazione. Nel caso alpino, le metaofioliti preservano traccia della lunga e complessa storia tettonica alpina che ha coinvolto i relitti del bacino Ligure-Piemontese che separava l'Europa e l'Adria a seguito del *rifting* giurassico (DEWEY *et al.*, 1989; FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996; STAMPFLI *et al.*, 1998; BARNES *et al.*, 2014; EPIN *et al.*, 2017, GHIGNONE *et al.*, 2020). Analoga interpretazione è stata fornita anche per le ofioliti Liguridi e della Corsica (PRINCIPI *et al.*, 2004; SACCANI *et al.*, 2015). Numerosi studi correlano gli ambienti dei moderni oceani e le rocce oceaniche antiche esumate (POGNANTE *et al.*, 1986; PRINCIPI *et al.*, 2004; EPIN *et al.*, 2017; COLTAT *et al.*, 2020). Gli studi di geochimica isotopica hanno evidenziato che le caratteristiche isotopiche delle metaofioliti alpine sono compatibili con quelle di rocce oceaniche attuali e permettono di considerare le ofioliti delle Alpi come una testimonianza preservata del sistema oceanico giurassico (COLTAT *et al.*, 2020). Alcuni autori ritengono che le dimensioni e le caratteristiche della Tetide Alpina siano comparabili a quelle dell'attuale Oceano Atlantico. Le ofioliti mostrano infatti una firma MORB compatibile con un processo di *rifting* (PFEIFER *et al.*, 1989). A sostegno del confronto tra le ofioliti alpine e gli oceani attuali a bassa velocità di espansione, numerosi progetti di ricerca

lungo la Dorsale-Medio-Atlantica (*Deep Sea Drilling Project* e *Ocean Drilling Program*) hanno permesso di verificare la presenza di affioramenti sul fondale costituiti da peridotiti serpentizzate e gabbri a contatto con i sovrastanti basalti lungo una superficie di *non-conformity* (TRICART & LEMOINE, 1983; LAGABRIELLE & CANNAT; 1990; PRINCIPI *et al.*, 2004), e infine sedimenti di copertura. Tali affioramenti sono stati rinvenuti lungo segmenti di dorsale, lontano dalle zone di frattura (KARSON *et al.*, 1987; MEVEL *et al.*, 1991; COLTAT *et al.*, 2020). Nonostante la marcata deformazione alpina, la combinazione delle analisi geologiche e geofisiche ha permesso di ricomporre l'evoluzione del bacino Ligure-Piemontese. Le strutture di tipo estensionale lungo le Alpi permettono di ricostruire la cinematica del *rifting* della Tetide (FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996; EPIN *et al.*, 2017; COLTAT *et al.*, 2020); strutture che sono state ripetutamente riattivate durante l'evoluzione tettono-metamorfica polifasica (FESTA *et al.*, 2020; BALLEVRE *et al.*, 2018; BALESTRO *et al.*, 2018).

1.2 METODI

Nel settembre 2020 è stato svolto il rilevamento geologico al Colle della Borra (2.578 mt) per lo studio dei litotipi associati alla mineralizzazione. Il lavoro di rilevamento si è basato sulla cartografia della valle di Piamprato prodotta da BATTISTON (1982/83), MARCHI (1982/83), TARTAROTTI (1982/83) e BENCIOLINI (1982/83). L'esame petrografico al microscopio di una cinquantina di sezioni sottili rappresentative dei principali litotipi raccolti ha consentito di definire le fasi mineralogiche e le caratteristiche microstrutturali. Su alcuni campioni significativi sono state svolte delle analisi microchimiche al SEM del Dipartimento di Geoscienze di Padova e alla microsonda del Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio" di Milano. Il SEM di Padova dispone di una macchina CamScan 2500 MX; le analisi sono state svolte in modalità EDS e BSE. Alla microsonda SuperProbe JEOL JXA-8200 del Dipartimento di Milano sono stati analizzati circa 400 punti e sono state prodotte delle mappe elementari di alcuni granati per i principali elementi (Mg, Al, K, Mn, Ca, Na, Si, Fe, Ti). Si è lavorato sia in EDS (Fe, Si, Na, Cr, Ti) che in WDS (Mg, Al, K, Mn, Ca). Le condizioni sperimentali per le analisi quantitative sono: accelerazione del fascio 15 kV e corrente di 5 nA. Le condizioni per le mappe chimiche sono: 15 kV e corrente di 100 nA. Gli standard usati sono: omfacite per Na, grossularia per Al, Si e Ca, ilmenite per Ti, rodocrosite per Mn, k-feldspato per K, olivina per Mg, fayalite per Fe; Cr elemento puro.

La sezione geologica presentata nell'inquadramento geologico al paragrafo 3.3 è stata realizzata mediante il software Inkscape, mentre per la gestione della cartografia informatizzata e per la georeferenziazione è stato utilizzato il software QGis. Il profilo topografico è stato estratto dai dati DEM Tinitaly, con risoluzione spaziale di 10 m.

2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

La Val Soana (TO) è situata nelle Alpi Graie piemontesi lungo il confine tra Piemonte e Valle d'Aosta. La valle di Piamprato, in alta Val Soana, prende il nome dalla omonima frazione a 1.550 m. Confina a nord con la valle di Champorcher tramite il Colle Larissa a 2.584 m, a est con la Valchiusella e a ovest con la valle di Campiglia.

L'area di mio interesse riguarda il versante destro idrografico della vallata di Piamprato, più precisamente il Colle della Borra a 2.578 m. Il Colle affaccia sulla contigua valle di Campiglia e permette di apprezzare verso ovest il vicino margine nordorientale del massiccio del Gran Paradiso, a nord la Cima Rosa dei Banchi (3.164 m) e verso est le creste del Monte Marzo (2.756 m).



Figura 2 – Collocazione geografica dell'area in studio, marcata dal segnapunto rosso. Immagine satellitare Google Earth.

3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

3.1 INQUADRAMENTO DELLE ALPI OCCIDENTALI

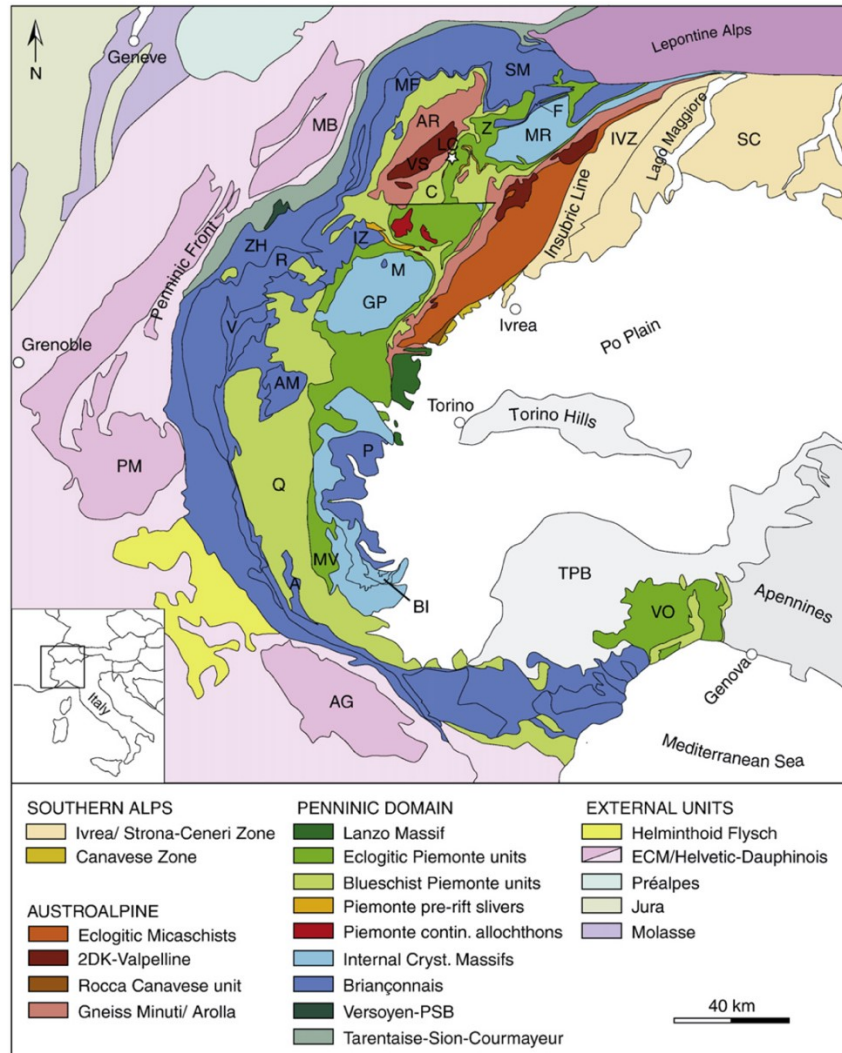


Figura 3 – Mappa tettonica della Alpi Occidentali estratta da BELTRANDO *et al.*, (2010). A: Zona di Acceglio; AG: Massiccio dell'Argentera; AM: Massiccio d'Ambin; AR: Serie di Arolla; BI: Unità UHP Brossasco-Isasca; C: Zona Combin; ECM: Massicci Cristallini Esterni; F: Zona di Furgg; GP: Massiccio del Gran Paradiso; IVZ: Zona Ivrea; IZ: Zona Interna; LC: Unità UHP Lago di Cignana; M: Unità del Money; MB: Massiccio del Monte Bianco; MF: Mont Fort Unit; MR: Massiccio del Monte Rosa; MV: Massiccio del Monviso; P: Unità del Pinerolo; PM: Massiccio del Pelvoux; Q: Queyras Schistes Lustrés; R: Massiccio del Rutor; SL: Serie dei Laghi; SM: Siviez-Mischabel; TPB: Bacino Piemontese Terziario; VA: Vanoise; VO: Massiccio di Voltri; VS: Serie di Valpelline; ZH: Zona dell'Houillère; ZS: Zona Zermatt-Saas. La stella indica la posizione dell'unità UHP del Lago di Cignana.

Le Alpi sono un orogene a doppia vergenza (MARRONI & PANDOLFI, 2007; SACCANI *et al.*, 2015) sviluppatosi dalla convergenza tra Europa e Adria a partire dal Cretaceo Superiore (FROITZHEIM *et al.*, 1994; KLEY & VOIGT, 2008). Nelle Alpi

Occidentali, le differenti associazioni litologiche e facies metamorfiche permettono di distinguere tre grandi aree, una interna (geograficamente interna all'arco alpino occidentale), una esterna (geograficamente esterna all'arco alpino occidentale) e una zona assiale della catena, separata dalla prima dal Lineamento Periadriatico e dalla seconda dal Fronte Pennidico (BELTRANDO *et al.*, 2010).

L'area interna rappresenta il paleo-margine Adriatico (la porzione di catena sudvergente) costituito dal Sudalpino. Del Sudalpino fanno parte la Zona del Canavese e la Zona di Ivrea/Strona-Ceneri. Questi domini preservano l'intera sequenza di crosta continentale, ricoperta da sedimenti vulcanici permiani e sedimenti meso-cenozoici (BELTRANDO *et al.*, 2010; RODA *et al.*, 2020).

La zona esterna della catena è conosciuta come Dominio Elvetico-Delfinese. Le falde gravitative dei Flysch a Helmitoidi, il basamento ercinico dei Massicci Esterni, le Molasse (successive allo sviluppo dell'orogene), le Prealpi svizzere (coperture sedimentarie di ricoprimento distaccatesi dalle rispettive Unità Pennidiche) e il Massiccio del Jura costituiscono insieme il paleo-margine Europeo. I Massicci Cristallini Esterni, da nord a sud sono: M. Bianco, Aiguilles Rouges, Belledonne, Pelvoux e Argentera. Questi hanno registrato condizioni metamorfiche in facies scisti verdi (pressione tra i 0.3 e 0.5 GPa e temperatura tra i 150 e i 300°C, BELTRANDO *et al.*, 2010).

La zona assiale della catena si estende dal Lineamento Periadriatico o Linea Insurbica ad est (che la separa dal Sudalpino) fino al Fronte Pennidico ad ovest (che la separa dalla zona esterna della catena). Si tratta di un'area molto eterogenea che ha subito il metamorfismo alpino in condizioni da scisti verdi a eclogitiche e che comprende porzioni provenienti da zone paleogeograficamente diverse. La zona assiale comprende l'Austroalpino (Sesia-Lanzo, Dente Blanche), il Brianzonese, il Massiccio Ultrabasico di Lanzo (rocce serpentinitiche lherzolitico-feldspatiche, antigoritiche e filoni rodingitici (SPALLA *et al.*, 1983; BELTRANDO *et al.*, 2010)), le Unità della Zona Piemontese e i Massicci Cristallini Interni i quali rientrano nelle Unità Pennidiche superiori (BELTRANDO *et al.*, 2010; MANZOTTI *et al.*, 2014).

Il grado metamorfico alpino progressivamente diminuisce dall'esterno verso l'interno della catena (ERNST, 1971). La suddivisione tra le unità Alpine e l'attribuzione di ciascuna di esse ad una posizione paleo-geografica resta tuttavia in continua evoluzione sulla base delle recenti scoperte e tecniche di datazione.

L'originario assetto litologico e strutturale della crosta continentale pennidica, di quella austroalpina e di quella oceanica interposta alle prime due, è stato rielaborato da due eventi tettono-metamorfici alpini: un primo evento cretacico pre-collisionale con carattere polifasico di alta pressione e bassa temperatura "eo-alpino" seguito da un secondo evento caratterizzato da una riequilibrio in facies scisti verdi sovrapposta alla paragenesi eo-alpine e da una nuova scistosità regionale sovrapposta a quella di alta pressione (DAL PIAZ *et al.*, 1972). Il metamorfismo eo-alpino è stato interpretato come marker del processo di subduzione (ERNST, 1973) che nelle Alpi occidentali ha coinvolto la litosfera oceanica Piemontese subdotta sotto la placca Adriatica (Apula), insieme ad altre unità del Dominio Pennidico (Massicci Cristallini del Monte Rosa-Gran Paradiso-Dora Maira) (ELTER 1972; DAL PIAZ, 1999) e del Dominio Austroalpino.

Di seguito vengono descritti i caratteri principali di quelle unità che costituiscono l'inquadramento dell'area in studio, con particolare attenzione alla Zona Sesia-Lanzo e al Lembo del Santanel, al Massiccio del Gran Paradiso e alle Unità ofiolitiche piemontesi.

3.1.1 IL SISTEMA AUSTROALPINO

L'Austroalpino affiora al tetto della Zona Piemontese. Comprende la Zona Sesia-Lanzo, i *klippen* non eclogitici del Dent Blanche, Mt. Mary e Pillonet, e affiora intercalato tettonicamente tra le ofioliti piemontesi, con i *klippen* (“inferiori”) eclogitici del Mt. Emilius, Glacier-Rafray, Tour Ponton, Santanel, Acque Rosse, Chatillon-St. Vincent e Grun.

La Zona Sesia-Lanzo è la porzione Austroalpina più estesa e anche la zona più orientale nell'area assiale della catena alpina. Appare come un corpo allungato NE-SW che si estende per un centinaio di chilometri seguendo a est la Linea del Canavese che la separa dalla zona di Ivrea-Verbanò; a sud è delimitata dal Massiccio ultrabasico di Lanzo e ad ovest dalla Zona Piemontese. L'evoluzione Alpina del Sesia è caratterizzata da relitti in facies scisti blu-eclogitici del metamorfismo progrado, seguiti da un'impronta in facies scisti blu associati alla fase di decompressione (CASTELLI, 1991; POGNANTE, 1991; BOUSQUET *et al.*, 2008) e da un'ultima fase in scisti verdi (DAL PIAZ *et al.*, 1972; COMPAGNONI *et al.*, 1977).

È un'unità composita, in cui il basamento continentale Paleozoico è dominante e polimetamorfico, con coperture sedimentarie permo-mesozoiche e dai sedimenti vulcanici Oligocenici post-metamorfici. È costituita da quattro complessi: il dominante Complesso dei Micascisti Eclogitici, il Complesso degli Gneiss Minuti, la II Zona Dioritico-Kinzigitica (IIDK) (DAL PIAZ *et al.*, 1971; 1972; SPALLA *et al.*, 1983; INGER *et al.*, 1996; BELRANDO *et al.*, 2010; ASSANELLI *et al.*, 2020; RODA *et al.*, 2020) e la Zona di Rocca Canavese (RODA *et al.*, 2020).

Il Complesso dei Micascisti Eclogitici mostra paragenesi eclogitiche; costituisce la parte più orientale della Zona Sesia-Lanzo, nell'area più “interna” dell'arco alpino. È costituito da ortoscisti e parascisti granatiferi, quarziti micacee, marmi, eclogiti e glaucofaniti (a lawsonite soprattutto nel settore meridionale). Il litotipo più diffuso è rappresentato da micascisti granatiferi a omfacite-granato-miche bianche-quarzo ± glaucofane-cloritoide-epidoti-cianite. Abbondanti parascisti con relitti di alta pressione si rinvengono nell'area del M. Mucrone associati ad eclogiti e a lenti di metabasiti (COMPAGNONI & MAFFEO, 1973). I micascisti appaiono simili a quelli della IIDK (DAL PIAZ *et al.*, 1972). Anche i marmi sono abbondanti e si distribuiscono in intercalazioni dentro i micascisti. Il metamorfismo di alta pressione dei Micascisti Eclogitici del Sesia è stato datato

tra i 70-65 Ma (BELTRANDO *et al.*, 2010; RODA *et al.*, 2020). Il successivo evento in scisti verdi, nei Micascisti Eclogitici per niente pervasivo, è antecedente all'intrusione del plutone di Biella e Traversella con il relativo metamorfismo di contatto (DESMONS *et al.*, 1999; BELTRANDO *et al.*, 2010; ZANONI, 2016). Le condizioni P-T di picco nei Micascisti Eclogitici variano tra i 15 e i 20 kbar e $550\pm 50^\circ\text{C}$ (COMPAGNONI *et al.*, 1977) mentre il metamorfismo in scisti verdi è stimato sui $450\text{-}500^\circ\text{C}$ e $P < 13$ kbar (INGER *et al.*, 1996). Una rappresentazione P-T dell'evoluzione metamorfica della Zona Sesia-Lanzo è fornita da INGER *et al.*, (1996), da dove è stata estratta la *Figura 3.1.1*.

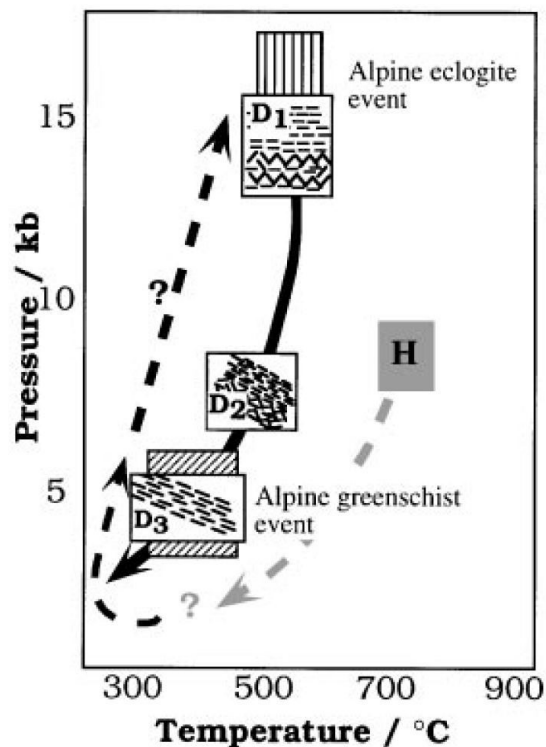


Figura 3.1.1 – Estratta da INGER et al., (1996). Evoluzione della Zona Sesia-Lanzo: la traiettoria grigia (H) indica la storia metamorfica Varisica, la traiettoria nera indica quella Alpina. L'evoluzione alpina è costituita da una fase eclogitica (ornamentazioni verticali) associata ad una fase deformativa D₁ e da una fase in scisti verdi (ornamentazioni diagonali) associata ad una fase deformativa di ricristallizzazione D₂. Tra le due, una fase deformativa di transizione D₂ indica una parziale sovrapposizione in scisti verdi. La D₃ è da considerarsi valida unicamente per il Complesso degli Gneiss Minuti e non per i Micascisti Eclogitici, i quali non subiscono la medesima e intensa ricristallizzazione dei primi.

Negli Gneiss Minuti prevalgono le paragenesi in facies scisti verdi sovrapposte a quelle di alta pressione; il Complesso è distribuito lungo la porzione più occidentale del Sesia, in posizione più “esterna”. È costituito in prevalenza da gneiss e scisti albitici a grana minuta. Una limitata e irregolare porzione affiora anche nei pressi della Linea del

Canavese (DAL PIAZ *et al.*, 1972). Il limite tra questi due complessi non è netto; le associazioni di alta pressione che si riconoscono nella porzione più interna vengono progressivamente sostituite dalle paragenesi in facies scisti verdi spostandosi verso la porzione più esterna. Solo in una sottile fascia di transizione estesa longitudinalmente tra la Val d'Ayas e Lanzo, spesso poche centinaia di metri, si riconosce la sovrapposizione dei due eventi metamorfici (DAL PIAZ *et al.*, 1972; INGER *et al.*, 1996).

La zona IIDK rappresenta lembi isolati di crosta profonda e affiora in modo discontinuo. La sua massima estensione si rinviene tra la Val Sesia e la Valle di Gressoney (DAL PIAZ *et al.*, 1971). È costituita da metapeliti e metabasiti con impronta di alta pressione (COMPAGNONI, 1977; BELTRANDO *et al.*, 2010). Litologicamente, la IIDK è equivalente alla Serie di Valpelline (la quale si sovrappone alla Serie di Arolla nella Dent Blanche) tanto che in letteratura l'Unità Dent Blanche è stata a volte considerata come una continuazione verso ovest della Zona Sesia-Lanzo, separata da quest'ultima a causa dell'erosione. L'analogia litologica, metamorfica e temporale tra la Zona Sesia-Lanzo (SLZ) e la Dent Blanche (DB) si osserva nel basamento Varisico con sovraimpronta termica Permiana (la IIDK nella SLZ e la Serie di Valpelline nella DB), nella analoga crosta continentale (Micascisti Eclogitici + Gneiss Minuti nella SLZ e Gneiss Arolla nella DB) e nella presenza dei gabbri Permiani (Biella e Traversella nella SLZ) (PLEUGER *et al.*, 2007).

La zona di Rocca Canavese è un'unità con estensione limitata interposta tra i Micascisti Eclogitici e la zona del Canavese lungo il margine sud-est del Sesia in prossimità della linea del Canavese. Consiste in un *mélange* di frammenti mantellici e crostali tra cui metabasiti, metagabbri, serpentiniti e metapeliti. Il metamorfismo in facies di media-alta pressione è riequilibrato in facies scisti blu (BELTRANDO *et al.*, 2010; RODA *et al.*, 2020).

Il Lembo del Santanel è una porzione di Austroalpino intercalato tra le ofioliti piemontesi. Nel Santanel dominano gneiss minuti albitico-fengitici e micascisti granatiferi ad albite, clorite, epidoto e relitti di glaucofane. L'impronta metamorfica eclogitica è documentata da micascisti eclogitici fortemente retrocessi (MARCHI, 1982/83; BATTISTON *et al.*, 1984; VENTURINI, 1995). Il Lembo del Santanel affiora in alta Val Soana e il rapporto con il continuo margine austroalpino del Sesia-Lanzo verrà discusso successivamente (paragrafo 3.2.3).

3.1.2 I MASSICCI CRISTALLINI INTERNI

I Massicci Interni rappresentano il paleo-margine europeo il cui basamento Varisico in facies anfibolitica, intruso da abbondanti granitoidi porfirici permiani, è stato variabilmente sovrascritto dall'impronta alpina, da eclogitica a scisti verdi (BROUWER *et al.*, 2002; LE BAYON & BALLEVRE, 2004; 2006; BELTRANDO *et al.*, 2010; GASCO *et al.*, 2013). Sopra il basamento permangono discontinui e sottili relitti della copertura mesozoica. I Massicci rappresentano un dominio di transizione tra il Brianzonese e le Unità ofiolitiche piemontesi.

Il Gran Paradiso e il M. Rosa sono dei massicci relativamente omogenei invece il Dora-Maira è caratterizzato da una porzione simile ai Massicci Esterni del Monte Bianco e delle Aiguilles Rouges a nord, dall'Argentiera e dall'unità Brossasco-Isasca a sud, la quale è caratterizzata da differenti impronte metamorfiche. Questa, posizionata strutturalmente sopra l'Unità del Pinerolo e sotto le coperture di dolomiti e marmi della Dora, ha registrato condizioni di ultra alta pressione superiori ai 4.0 GPa (HERMANN, 2003).

Il Massiccio del Gran Paradiso si presenta strutturalmente come una grande cupola allungata in direzione NE-SW e caratterizzata da pieghe chilometriche tardo-alpine. Questa, lungo tutto il suo perimetro, risulta sovrascorsa dalla Zona Piemontese che ad est la separa dal Dominio Austroalpino. La storia metamorfica del Gran Paradiso ha registrato il metamorfismo anfibolitico Varisico, il metamorfismo di contatto Permiano, il metamorfismo eclogitico alpino e quello anfibolitico/scisti verdi tardo-alpino (RING *et al.*, 2005, MANZOTTI *et al.*, 2014).

Il Massiccio è costituito da due unità: l'Unità del Money e l'Unità del Gran Paradiso (COMPAGNONI *et al.*, 1974; BROUWER *et al.*, 2002; MANZOTTI *et al.*, 2014).

Nel Gran Paradiso il litotipo più diffuso è rappresentato dagli gneiss occhiadini che derivano da granitoidi porfirici permiani intrusi negli gneiss minuti i quali hanno preservato l'aureola di contatto (TARTAROTTI, 1982/83; BERTRAND *et al.*, 2005; LE BAYON & BALLEVRE, 2006; MANZOTTI *et al.*, 2014). Gli gneiss minuti, polimeta-morfici, sono metasedimenti contenenti livelli e lenti di metabasiti, entrambi con impronta metamorfica di alta pressione alpina. Datazioni su gneiss occhiadini hanno testimoniato l'età post-varisica dell'attività magmatica, a 269 ± 6 (BERTRAND *et al.*, 2000) e 290-270 Ma (RING *et al.*, 2005).

L'Unità del Money è strutturalmente più bassa dell'Unità del Gran Paradiso e affiora in Valnontey e in Valleile, due valli con direzione N-S profondamente incise (2300 metri) nella settore settentrionale del Massiccio. L'unità è costituita, dal basso verso l'alto, dagli ortogneiss leucocratici dell'Erfault, seguiti da una spessa sequenza di meta-sedimenti composta da metaconglomerati e micascisti grafitici, paragneiss, anfiboliti e ortogneiss a biotite e anfibolo. L'impronta dei metasedimenti è esclusivamente alpina e la determinazione del picco P-T è ancora incerta, come nell'equivalente Unità del Pine-rolo nel Massiccio Dora-Maira dove i relitti di alta pressione sono scarsi (AVIGAD *et al.*, 2003; LE BAYON & BALLEVRE, 2004; 2006). La deposizione della sequenza vulcanico-sedimentaria è stata datata Permo-Carbonifera con U-Pb in zirconi (LE BAYON & BALLEVRE, 2004; 2006; MANZOTTI *et al.*, 2014). L'accoppiamento dell'Unità del Money con l'Unità del Gran Paradiso è visibile in entrambi i fianchi della Valnontey. Secondo MANZOTTI *et al.*, (2014) tale accoppiamento è avvenuto durante la quarta fase (D₄) della storia deformativa, delle sei identificate dagli autori (in disaccordo con la precedente interpretazione di LE BAYON & BALLEVRE, 2006). Durante questa fase si sviluppò una scistosità parallela ai contatti litologici; questa venne successivamente deformatata dalla quinta fase deformativa (D₅) in facies anfibolitica durante il quale si sviluppa la struttura regionale a duomo del Gran Paradiso.

Il contatto tettonico tra l'Unità del Gran Paradiso e la soprastante Zona Piemontese è ben visibile nella parte nordoccidentale del massiccio. Tra le due è presente una sottile copertura metasedimentaria permo-mesozoica costituita da duplicazioni di marmi dolomitici e calcescisti con associate carnirole brecciate, formatesi a partire da anidriti e dolomiti. Tali coperture triassiche hanno favorito lo scorrimento delle unità oceaniche sopra quelle continentali. Nella parte più occidentale del massiccio le coperture si rinvengono decisamente più potenti che verso ovest dove lo spessore progressivamente decresce (LE BAYON & BALLEVRE, 2004; 2006).

Le associazioni eclogitiche alpine sono state descritte in diverse litologie all'interno dell'Unità del Gran Paradiso. Le condizioni P-T minime stimate per l'evento eclogitico sono pari a 12-14 kbar e 500-550°C da associazioni granato-onfacite in rocce basiche (BROUWER *et al.*, 2002). La testimonianza di facies eclogitica non è ristretta unicamente alle rocce basiche, infatti, associazioni eclogitiche sono state osservate anche nei paragneiss del Gran Paradiso. Un esempio di paragenesi di alta pressione nelle rocce

gneissiche e pelitiche è dato dai micascisti a Grt-Cld che affiorano in Valnontey e Valleile, nei quali cloritoide e fengite testimoniano una scistosità eclogitica relitta (LE BAYON & BALLEVRE, 2006). Ulteriori stime P-T sono state ottenute da pseudosezioni su micascisti. Queste hanno dato come risultato 21-23 kbar e 540-570° (MEFFAN-MAIN *et al.*, 2004) e 25-27 kbar e 515-600° (GASCO *et al.*, 2010). Pseudosezioni sugli gneiss minuti hanno dato come risultato 18-20 kbar e 480-490° (LE BAYON & BALLEVRE, 2006).

Il ritrovamento di coesite nell'Unità Brossasco-Isasca (sud della Dora), interposta strutturalmente tra la sottostante unità del Pinerolo e le soprastanti dolomiti e marmi della Dora-Maira (BELTRANDO *et al.*, 2010), indica condizioni di UHP superiori ai 4.0 GPa (HERMANN, 2003). La riequilibrio in scisti verdi è stata stimata tra i 4-6 kbar e 500-550° (COMPAGNONI & LOMBARDO, 1974; BATTISTON *et al.*, 1984; BENCIOLINI *et al.*, 1984; BROUWER *et al.*, 2002) e tra i 7-11 kbar e 520-540° (LE BAYON & BALLEVRE, 2006).

L'età del metamorfismo alpino del Gran Paradiso è argomento di dibattito; il picco di alta pressione è stato datato 38-33 Ma (BELTRANDO *et al.*, 2010), ca. 42 Ma (MANZOTTI *et al.*, 2018), 43±0.5 Ma con Rb-Sr su miche per il metamorfismo eclogitico e 34-38 Ma per quello in scisti verdi (MEFFAN-MAIN *et al.*, 2004; LE BAYON & BALLEVRE, 2006). Datazioni U-Pb hanno fornito età di 37.4±0.9 Ma su monazite per la fase progradata di alta pressione e 33.7±1.6 Ma allanite (MANZOTTI *et al.*, 2014 e relativa bibliografia). La fase di esumazione associata al progressivo raffreddamento è stata datata con le tracce di fissione in zircone a 30±1 Ma e 225±25°C e in apatite a 20±24 Ma e 100±20°C (HURFORD & HUNZIKER, 1989). Tali datazioni, seppur piuttosto variabili, permettono di ricostruire un evento in alta pressione durante l'Eocene Medio, un evento di esumazione durante l'Eocene Superiore e un raffreddamento finale nell'Oligocene Inferiore.

3.1.3 LA ZONA OFIOLITICA PIEMONTESE

La Zona ofiolitica Piemontese comprende relitti litosferici dell'Oceano Ligure-Piemontese, smembrati dall'evoluzione polifasica alpina durante la collisione tra Africa ed Europa (MARTIN *et al.*, 1994; BELTRANDO *et al.*, 2010; REBAY *et al.*, 2018; BALESTRO *et al.*, 2019; LUONI *et al.*, 2020). Essa è stata traslata sulla crosta continentale paleoeuropea e a sua volta sovrascorsa dalla crosta continentale paleoafricana. La Zona Piemontese, anche definita in passato come Complesso Mesozoico dei Calcescisti con Pietre Verdi (DAL PIAZ *et al.*, 1972; SPALLA *et al.*, 1983, BATTISTON *et al.*, 1984), si estende abbondantemente lungo le Alpi Occidentali tra la Dora Baltea e il Vallese. In Valle d'Aosta separa senza legami stratigrafici il ricoprimento pennidico del Gran Paradiso e del Monte Rosa dai *klippen* nordorientali austroalpini come Dent Blanche, Mont Mary, Mont Emilius e Pillonet. Verso oriente si riduce sempre più mentre verso sud, nelle Alpi Cozie, le ofioliti piemontesi si rinvengono con grande estensione sovrapposte all'Unità Pennidica interna Dora Maira e alle sequenze Brianzoni.

Si tratta di un'unità tettonica composta e sulla base delle associazioni litologiche e metamorfiche è suddivisibile in almeno due principali elementi strutturali:

- a) Unità superiore o di tipo Combin che rappresenta le sequenze ofiolitiche e sopra-ofiolitiche di copertura del margine passivo e costituisce il substrato tettonico dei lembi austroalpini superiori;
- b) Unità inferiore o di tipo Zermatt-Saas che rappresenta le successioni ofiolitiche a stretta affinità oceanica e le successive coperture sopraofiolitiche.

Il Combin comprende sedimenti (*flysch*) carbonatici e terrigeni derivanti dal settore esterno del bacino piemontese, a substrato continentale, assottigliatosi e progressivamente laceratosi nel Giurassico. È costituito da calcescisti di possibile età cretacea con alternanze di serpentiniti, metabasiti e metagabbri; Mn-quarziti e marmi di probabile età giurassica dei protoliti (MARTIN *et al.*, 1994; GASCO *et al.*, 2013). Sono presenti alcuni relitti in facies scisti blu ma l'impronta metamorfica dominante è in facies scisti verdi ed è datata 36-40 Ma (GOUZU *et al.*, 2016). Le condizioni P-T in facies scisti blu variano tra i 12-13 kbar e T 425-475°C e 15 kbar e T 500°C (GHIGNONE *et al.*, 2020). Ammesso

che il termine Combin coniato da Argand sia ormai quasi superato, esso è ancora utile per definire un sistema costituito da varie scaglie tettoniche che, nonostante le eterogeneità composizionali si è evoluto in modo unitario dal punto di vista metamorfico.

L'Unità Zermatt-Saas occupava in origine il settore interno del bacino piemontese caratterizzato da substrato serpentinitico, gabbri e da sequenze ridotte di sedimenti. Questa unità comprende associazioni ofiolitiche tipiche di litosfera oceanica e il litotipo dominante sono serpentini spesso associate a rodingiti e oficalci (LI *et al.*, 2004; BUCHER *et al.*, 2005; ZANONI *et al.*, 2016; ASSANELLI *et al.*, 2020). I corpi mafici e ultramafici a volte conservano tessiture primarie come pillow lava (BELTRANDO *et al.*, 2010). Le coperture metasedimentarie comprendono calcescisti, Mn-quarziti e marmi impuri. L'impronta metamorfica è eclogitica e le condizioni di picco P-T stimate variano da 18-24 kbar e 490-610°C (MARTIN *et al.*, 2008) a 22-25 kbar e 520-560°C (ANGIBOUST *et al.*, 2009) a 25-30 kbar e 550-600°C (BUCHER *et al.*, 2005). L'impronta eclogitica è testimoniata anche dalla presenza di associazioni di UHP nelle quarziti al Lago di Cignana (RUBATTO *et al.*, 1998) che indicano condizioni tra i 26-28 kbar e 590-630° (REINECKE, 1991; 1998) e $P > 3.2$ kbar, 590-605°C (GROPPO *et al.*, 2009) e dalla scoperta di microdiamanti all'interno dei metasedimenti (FREZZOTTI *et al.*, 2011), nonché nelle serpentiniti della Valtournanche (LUONI *et al.*, 2019). Le paragenesi che si osservano nelle metaofioliti dell'Unità Zermatt, così come le condizioni di picco metamorfico, sono simili a quelle descritte per le metaofioliti del Monviso, 26-27 kbar e ca. 550°C nell'Unità del Lago Superiore (ANGIBOUST *et al.*, 2012).

Il metamorfismo eclogitico è stato datato tra i 48-42 Ma (BELTRANDO *et al.*, 2010) e i 43-51 Ma (LAPEN *et al.*, 2003; GOUZU *et al.*, 2016). Anche l'Unità Zermatt, così come l'unità Combin, subisce una riequilibrio in facies scisti verdi datata 36-42 Ma (BELTRANDO *et al.*, 2009; GOUZU *et al.*, 2016) in condizioni P-T pari a 3.9-9.4 kbar e 381-528°C (ANGIBOUST *et al.*, 2009).

Le rocce della Zona Piemontese mostrano in varia misura tracce di trasformazioni avvenute sul fondale oceanico come la serpentizzazione di peridotiti di mantello e sviluppo di associazioni idrotermali a solfuri, ossidi, idrossidi e a Mn, disseminate o massicce, e spesso sviluppate lungo l'interfaccia tra metabasiti e coperture sopraofiolitiche.

Le Unità di tipo Combin e Zermatt affiorano in Valle d'Aosta sia a nord che sud della faglia Aosta-Ranzola. A nord, si riconoscono chiaramente le caratteristiche

stratigrafiche e metamorfiche distinte delle due unità, le quali risultano separate da una scaglia tettonica di copertura continentale permo-triassica, l'Unità Pancherot-Cime Bianche. A sud della faglia invece, la situazione è più complessa e caotica tanto che alcuni autori ipotizzano la presenza di una sequenza ofiolitica unicamente di tipo Zermatt (BALLEVRE *et al.*, 1986). Il metamorfismo eclogitico che caratterizza l'unità di tipo Zermatt ha evidenziato valori leggermente differenti fra le porzioni a nord e a sud della faglia; infatti, nel primo caso i valori di temperatura appaiono più elevati che nel secondo caso (ERNST & DAL PIAZ, 1978).

Le Unità Combin e Zermatt sono sovrapposte nonostante una netta differenziazione paragenetica. La prima unità è priva di relitti eclogitici anche nelle zone meno deformate, la seconda mostra sempre relitti eclogitici anche nelle zone estremamente deformate. Le due unità, nonostante la relativa regolarità della superficie di contatto, indicano di essersi comportate come due elementi autonomi sovrapposti. In particolare, l'Unità di tipo Combin, durante la fase di subduzione, si sarebbe comportata in modo disarmonico (DAL PIAZ *et al.*, 1972). Mentre l'Unità di tipo Zermatt nel corso della subduzione ha raggiunto condizioni eclogitiche, l'Unità del Combin rimaneva, durante tutta l'evoluzione eoalpina, a livelli poco profondi non sufficienti per sviluppare paragenesi eclogitiche. Durante l'esumazione, l'unità è stata progressivamente trascinata verso la superficie dalle Unità Pennidiche in risalita subendo una traslazione molto maggiore dell'Unità Zermatt, probabilmente a causa della maggiore plasticità dovuta alla presenza di una sequenza carbonatica poco metamorfosata (DAL PIAZ *et al.*, 1972).

Il contatto tra l'Unità Zermatt-Saas e l'Unità Combin coincide con un salto di piccolo metamorfico, da pressioni pari a 25-30 kbar per l'unità inferiore (Zermatt) e pressioni pari a 12-13 kbar per l'unità superiore (Combin). Il *gap* di pressione tra la facies eclogitica e quella in scisti blu nella Zona Piemontese, particolarmente visibile in Valtournenche, è pari a ca. 1.4-1.7 kbar (PLEUGER *et al.*, 2007; BELTRANDO *et al.*, 2010) e viene spiegato dalla natura tettonica tra le due Unità, di età 36-35 Ma descritto come Faglia del Combin (PLEUGER *et al.*, 2007; BELTRANDO *et al.*, 2010; BALLEVRE & MERLE, 1993). Complicanze metamorfiche analoghe si rinvennero tra il Dominio Vallesano in facies scisti blu e la Zona dell'Houillère in facies scisti verdi; tra questi esiste un *gap* di pressione pari a 10-14 kbar. Così come per l'Unità Brossasco-Isasca e la restante Dora-Maira dove il *gap* supera 20 kbar (BELTRANDO *et al.*, 2010).

Nelle Alpi Occidentali, sono state riconosciute altre *shear zones* simili alla Faglia del Combin. Nella Valle dell'Orco, il contatto tra il Complesso degli Gneiss Minuti del Sesia-Lanzo e le metaofioliti di tipo Combin è marcato da rocce milonitiche e prende il nome di *Orco Shear Zone* (GASCO *et al.*, 2009). Il contatto, marcato da rocce in facies scisti verdi, rappresenta il limite tra le rocce inferiori eclogitiche del Gran Paradiso + Zermatt e le rocce superiori con picco in facies scisti blu del Combin + Sesia-Lanzo (Figura 3.1.3). Il contatto tra le due porzioni, di importanza regionale, è stato datato 37.5 ± 1 in Val Soana (INGER *et al.*, 1996). Analogamente, la *Gressoney Shear Zone*, nella Valle d'Aosta settentrionale, rappresenta il contatto tettonico tra l'Unità Sesia-Lanzo in facies scisti blu e le soprastanti metaofioliti Zermatt-Saas (REDDY *et al.*, 1999).

Il comune *setting* litostratigrafico che caratterizza tali *shear zones* suggerisce che si tratti della medesima struttura che affiora in luoghi diversi (GASCO *et al.*, 2009).

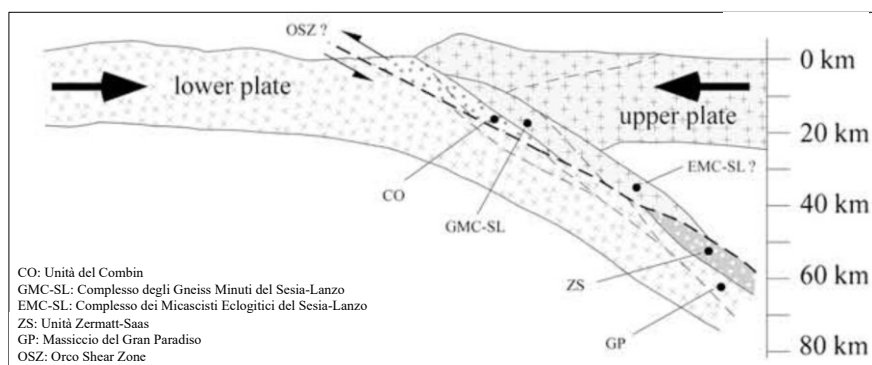


Figura 3.1.3 – Figura estratta da GASCO *et al.*, (2009). Rappresentazione della storia strutturale nella Valle dell'Orco in sezione ovest-est. La porzione inferiore costituita da GP + ZS raggiunge condizioni metamorfiche più alte rispetto alla porzione superiore GMC-SL + CO.

3.1.4 OSSERVAZIONI

In passato era diffusa l'idea che il processo di subduzione-esumazione si svolgesse essenzialmente in due stadi. Si pensava che la subduzione delle unità in alta pressione fosse avvenuta simultaneamente, prima di essere sottoposte ad una esumazione e riequilibrio in scisti verdi. Grazie alle numerose applicazioni geocronologiche e termodinamiche, oggi sappiamo che il metamorfismo di alta pressione nelle unità alpine è un processo diacrono (BELTRANDO *et al.*, 2010; TARTAROTTI *et al.*, 2019a); le unità quindi, pur presentando analoghe associazioni di facies, sono state sottoposte in tempi diversi al metamorfismo orogenico, in un intervallo Cretaceo-Eocene-Oligocene (DUCHENE *et al.*, 1997; RUBATTO *et al.*, 1998) e sono state tutte sottoposte ad una rapida esumazione, come conferma la presenza di eclogiti ben preservate (DAL PIAZ *et al.*, 1972). Tuttavia, recentemente, gli studi petrografici del Complesso dei Micascisti Eclogitici nella Zona Sesia-Lanzo, hanno portato a descrivere cicli multipli di subduzione-esumazione alpina, suggerendo che singole unità potrebbero aver subito individualmente processi metamorfici multipli durante l'orogenesi (BELTRANDO *et al.*, 2007). Tali cicli multipli di subduzione-esumazione sarebbero da imputare all'alternanza di brevi deformazioni estensionali e compressive (BELTRANDO *et al.*, 2007; 2008).

È interessante osservare come, nonostante in letteratura sia quasi sempre condivisa l'idea di due principali stadi metamorfici (un primo di alta pressione seguito da un secondo stadio in bassa pressione), la stima del picco metamorfico è evoluta nel tempo da valori più bassi a valori maggiori, modificando di conseguenza i *PTpath* relativi alle diverse unità come si può osservare dalla *Figura 3.1.4* estratta da BELTRANDO *et al.*, (2010). Tali modifiche sono da imputare al miglioramento dei termo-barometri nel tempo, ma anche alle recenti scoperte di associazioni di UHP come nel caso del Lago di Cignana e Brossasco-Isasca (REINECKE, 1991; GROPPPO *et al.*, 2009; LUONI *et al.*, 2019).

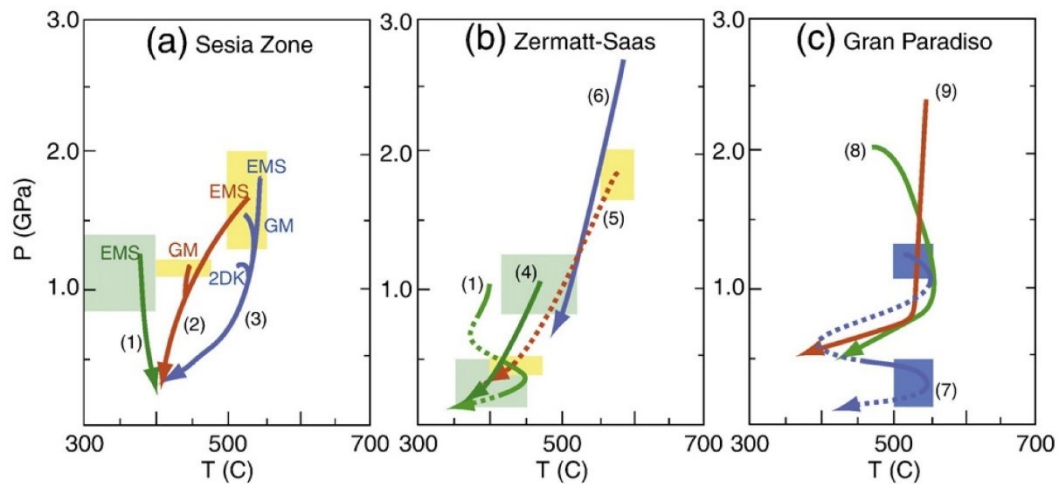


Figura 3.1.4 – Immagine estratta da BELTRANDO *et al.*, (2010). Si può osservare come nel tempo le stime di alta pressione si siano spostate verso valori più alti, per il Sesia (a), lo Zermatt (b) e il Gran Paradiso (c). (1) Bocquet, 1974; (2) Pognante, 1989; (3) Konrad-Schmolke *et al.*, 2006; (4) Ernst and Dal Piaz, 1978; (5) Cartwright and Barnicoat, 2002; (6) Bucher *et al.*, 2005; (7) Borghi *et al.*, 1996; (8) Le Bayon *et al.*, 2006; (9) Gabudianu Radulescu *et al.*, 2009.

Dalle recenti tecniche di datazione risultano degli intervalli di età ben definite associate all'evento di alta per ciascuna unità delle Alpi Occidentali. I Micascisti Eclogitici del Sesia hanno dato età di picco ca. a 70 Ma; nel Massiccio ultrabásico di Lanzo si sono ottenute età di ca. 55 Ma; 48-42 Ma per le ofioliti della Zona Piemontese, 38-33 Ma per il picco di alta pressione del massiccio del Gran Paradiso (BELTRANDO *et al.*, 2010 e relativa bibliografia).

3.2 LA GEOLOGIA DELL'ALTA VAL SOANA: FALDA DEL GRAN PARADISO, ZONA PIEMONTESE, ZONA SESIA-LANZO

Le unità metamorfiche della Val Soana, da ovest verso est e in successione strutturale dal basso verso l'altro, sono nell'ordine:

- Falda del Gran Paradiso;
- Zona Piemontese;
- Lembo del Santanel e Zona Sesia-Lanzo.

Queste rappresentano rispettivamente frammenti trasposti del margine continentale passivo della placca europea, del bacino oceanico Ligure-Piemontese e del margine passivo della placca africana (BELTRANDO *et al.*, 2007; 2010). La Falda del Gran Paradiso e la Zona Piemontese rientrano all'interno del Dominio Pennidico. Il Lembo del Santanel e la Zona Sesia-Lanzo appartengono al Dominio Austroalpino.

3.2.1 FALDA DEL GRAN PARADISO

Il Gran Paradiso affiora alla testata e lungo tutto il versante destro della contigua valle di Campiglia e nella porzione più bassa del suo versante sinistro (*Figura 3.3.2*). I principali litotipi sono parascisti e ortoderivati con subordinate metabasiti. I caratteri mineralogici e strutturali variano sensibilmente in rapporto alla differente rielaborazione tettonico-metamorfica alpina. Tra i parascisti prevalgono i tipi con pervasiva sovraimpronta in facies scisti verdi. Fra questi sono descritti scisti ad albite pecilitica, mica bianca, clorite ed epidoto e scisti ad albite pecilitica, biotite ed epidoto, entrambi a piccoli granati e quantità minori di anfibolo calcico, carbonato e solfuri. Non mancano testimonianze dell'evento eo-alpino di alto grado, rappresentato da micascisti granatiferi a mica bianca, clorite e cloritoide con intercalazioni di quarziti a granato. Tra gli ortoderivati, nella valle di Campiglia, sono presenti gneiss occhiadini e altri metagranitoidi a tessitura variabile, da massici a foliati, gneiss "fettucciati" a grana fine e migmatiti (TARTAROTTI, 1982/83; BATTISTON *et al.*, 1984; BENCIOLINI *et al.*, 1984).

3.2.2 ZONA PIEMONTESE

La Zona Piemontese affiora largamente nella valle di Piamprato e in minor misura in quella di Campiglia (*Figure 3.3.1 e 3.3.2*). In particolare, sono state distinte cinque unità ofiolitiche, derivate da un ambiente paleogeografico complesso e che costituiscono un sistema tettonico composito. Tra queste unità alcune sono associabili al tipo Combin altre al tipo Zermatt-Saas sulla base della loro impronta metamorfica. L'Unità Ofiolitica Inferiore insieme all'Unità a Scaglie Serpentiniche e all'Unità del M. Nero hanno affinità oceanica e testimoniano condizioni metamorfiche eclogitiche (12 kbar e 450-550°C; BENCIO LINI *et al.*, 1984; 1989; BOCCHIO *et al.*, 2000); sono quindi riferibili alle ofioliti di tipo Zermatt. L'Unità Colle della Rosa-Dondena e del M. Facciabella sono costituite da dominanti calcescisti e hanno impronta metamorfica in facies scisti verdi; sono quindi riferibili alle ofioliti di tipo Combin (BATTISTON *et al.*, 1984; BENCIO LINI *et al.*, 1984).

Le cinque unità tettoniche ofiolitiche distinte nelle valli di Piamprato e Campiglia (BATTISTON *et al.*, 1984; BENCIO LINI *et al.*, 1984) in ordine strutturale dal basso verso l'alto sono:

- I. Unità Ofiolitica Inferiore;
- II. Unità a Scaglie Serpentiniche;
- III. Unità Colle della Rosa-Dondena;
- IV. Unità del Monte Nero;
- V. Unità dei calcescisti del Monte Facciabella-Colle delle Barre.

I. L'Unità Ofiolitica Inferiore, direttamente sovrascorsa sulla crosta continentale del Gran Paradiso, è costituita da metagabbri e metabasiti indifferenziate generalmente basaltiche. Tra i metagabbri prevalgono i termini più ricchi in Mg i quali, nella loro varietà più massiccia presentano ancora riconoscibili i siti occupati da pirosseni e plagioclasti magmatici sostituiti da anfiboli e zoisite pseudomorfici. Le varietà più evolute mostrano invece associazioni ad actinolite, albite, Fe-epidoto, clorite \pm fuchsite \pm carbonato con tessiture da fibroso-lamellari a scistose. All'interno di queste ultime varietà si rinven- gono

bande Fe-gabbriiche con la classica associazione eclogitica ad omfacite-granato-rutilo. Le metabasiti presentano grana fine e associazioni tipiche di facies scisti verdi ad actinolite, clorite, epidoto e albite con relitti di granato e anfibolo sodico. A queste vi si associano sottili e sporadiche sequenze sedimentarie quali quarziti micaceo-granatifere ad anfibolo, calcescisti a minerali opachi, filladi a cloritoide e scisti quarzoso-cloritici ad albite ed epidoto. Questi paraderivati vengono interpretati come scaglie totalmente scollate di un'originaria copertura sopraofiolitica.

II. L'Unità a Scaglie Serpentinitiche affiora al di sopra dell'Unità Ofiolitica Inferiore ed è costituita da serpentiniti antigoritiche in corpi lenticolari con tessitura da massiccia, a scistoso-laminata, a milonitica. Le varietà più massicce contengono noduli di titanclinohumite, olivina e diopside, caratteri riferibili all'evento eo-alpino. Nelle varietà più evolute invece si rinvencono livelli a scisti actinolitici, talcoscisti e scisti cloritici soprattutto in prossimità delle principali discontinuità tettoniche. Infine, alle serpentiniti si rinvencono associati dei metagabbri analoghi a quelli dell'Unità Inferiore ed eclogiti in sottili scaglie tettoniche.

III. Nell'Unità Colle della Rosa-Dondena prevalgono calcescisti seguiti da prasiniti indifferenziate. I calcescisti, a dominanza largamente carbonatica, si presentano prevalentemente di color grigio-nocciola con tessitura massiccia dove la scistosità risulta tenue e discontinua, mentre le varietà meno carbonatiche si presentano color grigio-plumbeo e mostrano caratteri di tipo filladico con una scistosità più marcata e penetrativa. Il passaggio tra le differenti varietà più o meno filladiche è sempre graduale. Sono presenti anche subordinati scisti a granato e rare quarziti. Le intercalazioni stratoidi di metabasiti presentano struttura prasinitica e tipica associazione ad albite, clorite, epidoto e actinolite. Minori intercalazioni di gneiss albitici appaiono come una varietà prasinitica, caratterizzata da un colore sensibilmente più chiaro sulle classiche tonalità grigio-verdi e porfiroblasti albitici dominanti. L'Unità presenta caratteri metamorfici di facies scisti verdi e non si rinvencono relitti di alta pressione. Da notare un piccolissimo *klippe* rappresentato dagli ultimi 150 m della cima Rosa dei Banchi costituito da filladi a granato e cloritoide riferibili all'Unità eclogitica del Monte Nero (BENCIOLINI *et al.*, 1984).

IV. L'Unità del Monte Nero si presenta come un'intercalazione di dominanti metabasiti basaltiche, eclogiti e glaucofaniti granatifere seguite da serpentiniti antigoritiche, cloritoscisti, coperture sopraofiolitiche e metagabbri. Per quanto riguarda le coperture

sopraofiolitiche sono descritte quarziti a granato manganesifero e piemontite, micascisti granatiferi a cloritoide e classici calcescisti in facies più carbonatiche e in altre più pelitiche. In generale, i relitti eclogitici sono diffusi e i caratteri litologici e metamorfici risultano analoghi a quelli dell'Unità Ofiolitica Inferiore apparendo quindi come una probabile duplicazione di questa.

V. L'unità del Monte Facciabella-Colle delle Barre rappresenta l'elemento ofiolitico sommitale interposto tra l'unità del Monte Nero e la sovrastante Zona Sesia-Lanzo. Esso è costituito prevalentemente da calcescisti, da varietà a dominanza carbonatica a varietà più filladiche. Si associano poi intercalazioni di metabasiti prasinitiche, anfiboliti albitiche e metagabbri in facies scisti verdi, le quali mostrano caratteri litostratigrafici e metamorfici analoghi a quelli dell'unità Colle della Rosa-Dondena facendo supporre la comune evoluzione tettono-metamorfica.

3.2.3 LEMBO DEL SANTANEL E ZONA SESIA-LANZO

In alta Val Soana le porzioni Austroalpine affioranti riguardano: i micascisti eclogitici del Lembo del Santanel insieme all'area più occidentale del Sesia ad impronta scisti verdi (DAL PIAZ *et al.*, 1972; BATTISTON *et al.*, 1984). Entrambe affiorano sul versante sinistro della valle di Piamprato (*Figura 3.3.2*) e sovrascorrono sulla Zona Piemontese. Più in particolare, il Sesia affiora sulle alte creste mentre il Santanel si rinviene a quote inferiori. Quest'ultimo si presenta con un assetto strutturale articolato in due profonde sinformi separate da porzioni ofiolitiche a impronta eclogitica (Unità del Monte Nero). Per quanto riguarda l'evoluzione metamorfica, pur essendo la Zona Sesia-Lanzo e il Lembo del Santanel estremamente vicine tra loro, mostrano caratteri molto differenti. Infatti, nel primo caso il metamorfismo in facies scisti verdi e una nuova scistosità si sovrappongono alle paragenesi eo-alpine di alta pressione e quindi le rocce mostrano una pervasiva impronta di retrocessione escludendo possibili associazioni eclogitiche preservate; nel secondo caso invece, le rocce mostrano delle tracce dell'evento eo-alpino di alta pressione e bassa temperatura. Tali caratteri distintivi portano a presupporre traiettorie diversificate durante l'evento compressionale (BATTISTON *et al.*, 1984). Per ciò che riguarda i litotipi affioranti della Zona Sesia-Lanzo nell'area di Piamprato sono descritti dominanti gneiss minuti chiari albitico-fengitici talora a biotite e clorite, gneiss albitico-cloritico-epidotici a scarsa mica bianca e gneiss microocchiadini e occhiadini. I litotipi riferibili al Lembo del Santanel sono molto vari; dominano gneiss minuti albitico-fengitici e micascisti granatiferi ad albite, clorite, epidoto e relitti di glaucofane.

3.3 ASSETTO STRUTTURALE DELL'ALTA VAL SOANA

In alta Val Soana l'assetto strutturale è così disposto: alla base della sequenza affiora la Falda del Gran Paradiso in contatto tettonico con la sovrastante Zona Piemontese di tipo Zermatt; successivamente affiorano le ofioliti di tipo Combin, sovrascorse dalla Zona Sesia-Lanzo (Complesso degli Gneiss Minuti). All'interno delle ofioliti di tipo Zermatt si intercalano due scaglie Austroalpine appartenenti al Lembo del Santanel. Tale assetto strutturale caratterizza tutto il margine orientale del Gran Paradiso dalla Val di Tesso alla Val Soana (BATTISTON *et al.*, 1984; BENCIOLINI *et al.*, 1984; GASCO *et al.*, 2009; GASCO & GATTIGLIO, 2010; ASSANELLI *et al.*, 2020). La Valle dell'Urter, sul fianco settentrionale del Gran Paradiso, mostra invece una sequenza strutturalmente più complessa. Tra la Falda del Gran Paradiso a sud e l'Austroalpino a nord (Tour Ponton e Acque Rosse) affiorano il "Fasceaux de Cogne", l'Unità oceanica del Broillot e L'Unità di *mélange* di Bardoney (BELTRANDO *et al.*, 2008; LOPRIENO & ELLERO, 2014).

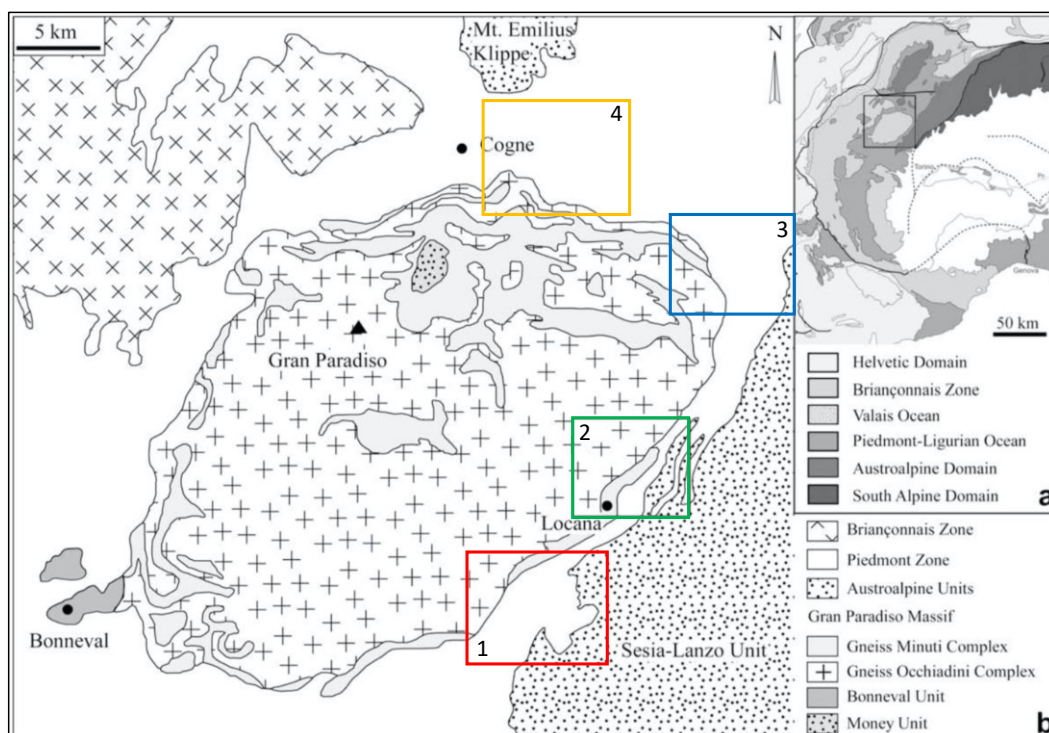


Figura 3.3.1 – I riquadri in figura si riferiscono alle aree studio di 1) ASSANELLI *et al.*, (2020); 2) GASCO *et al.*, (2009), GASCO & GATTIGLIO, (2010); 3) BATTISTON *et al.*, (1984), BENCIOLINI *et al.*, (1984); 4) BELTRANDO *et al.*, (2008), LOPRIENO & ELLERO, (2014). Figura tratta da GASCO *et al.*, (2009) e modificata.

In tutti i settori elencati (*Figura 3.3.1*) si riconoscono tre fasi deformative principali: una D₁ (pre-D₁ per GASCO *et al.*, 2009) marcata da associazioni in facies eclogitica per il Gran Paradiso e lo Zermatt, e in facies scisti blu per il Combin e Sesia-Lanzo; una D₂ di retrocessione (D₁ per GASCO *et al.*, 2009) in condizioni di media pressione da facies anfibolitica a scisti verdi e un'ultima fase post-D₂ tardiva in facies scisti verdi (BATTISTON *et al.*, 1984; LE BAYON & BALLÈVRE, 2006; BELTRANDO *et al.*, 2008; GASCO *et al.*, 2009; LOPRIENO & ELLERO, 2014; ASSANELLI *et al.*, 2020). Tali deformazioni sono osservabili sia nelle rocce ad affinità oceanica che continentale.

La fase D₁ è scistogena (S₁) e si manifesta alla mesoscala con pieghe isoclinali interne alle singole unità e alla microscala con pieghe isoclinali sradicate dalla successiva D₂, la quale tende inoltre a riorientare gli assi delle pieghe D₁ lungo la nuova scistosità S₂.

La D₂ sviluppa una scistosità (S₂) pervasiva a scala regionale, da sud a nord rispettivamente immergenti: verso NE (ASSANELLI *et al.*, 2020), verso SE (GASCO *et al.*, 2009), verso E (BATTISTON, 1983) e verso N (LE BAYON & BALLÈVRE, 2006; BELTRANDO *et al.*, 2008; LOPRIENO & ELLERO, 2014) con inclinazione variabile da 25° a 80°. La D₂ ripiega i contatti tettonici fra le unità, sviluppando pieghe da serrate a isoclinali, talvolta rovesciate, a tutte le scale.

La deformazione post-D₂ è costituita a sua volta da diverse fasi in riferimento ai vari modelli interpretativi di ciascun autore; in generale è condivisa l'idea che si tratti di una fase tardiva e non scistogena. Questa può produrre ampie pieghe aperte, pieghe a scatola, pieghe di tipo *chevron*, crenulazioni o locali ondulazioni, a seconda della collocazione geografica, del litotipo nel quale si sviluppa e della sua posizione strutturale.

Viene proposta una sezione geologica dell'alta Val Soana (la cui traccia si osserva in *Figura 3.3.2*) in modo tale da ottenere una visione più immediata della disposizione delle unità e semplificare la comprensione dal punto di vista geologico-strutturale. Questa è stata ottenuta utilizzando i dati geologici di BATTISTON *et al.* (1984), BENCIOLINI *et al.* (1984), LE BAYON & BALLÈVRE (2006), BELTRANDO *et al.* (2008), GASCO *et al.* (2009), GASCO & GATTIGLIO (2010), MANZOTTI *et al.* (2014), LOPRIENO & ELLERO (2014), TARTAROTTI *et al.*, 2019a, ASSANELLI *et al.* (2020). La sezione geologica è basata inoltre sui dati del rilevamento (1981/82) a scala 1:10.000 nelle valli

di Piamprato e Campiglia svolto da BATTISTON, MARCHI, TARTAROTTI e BENCIOLINI e sui fogli geologici, a scala 1:100.000, 041 Gran Paradiso e 042 Ivrea.

La sezione è un tentativo di interpretare, pur con numerosi limiti, la complicata geologia che interessa l'alta Val Soana; l'assetto proposto per la valle di Piamprato, infatti, non corrisponde probabilmente alla reale complessità strutturale che caratterizza l'area.

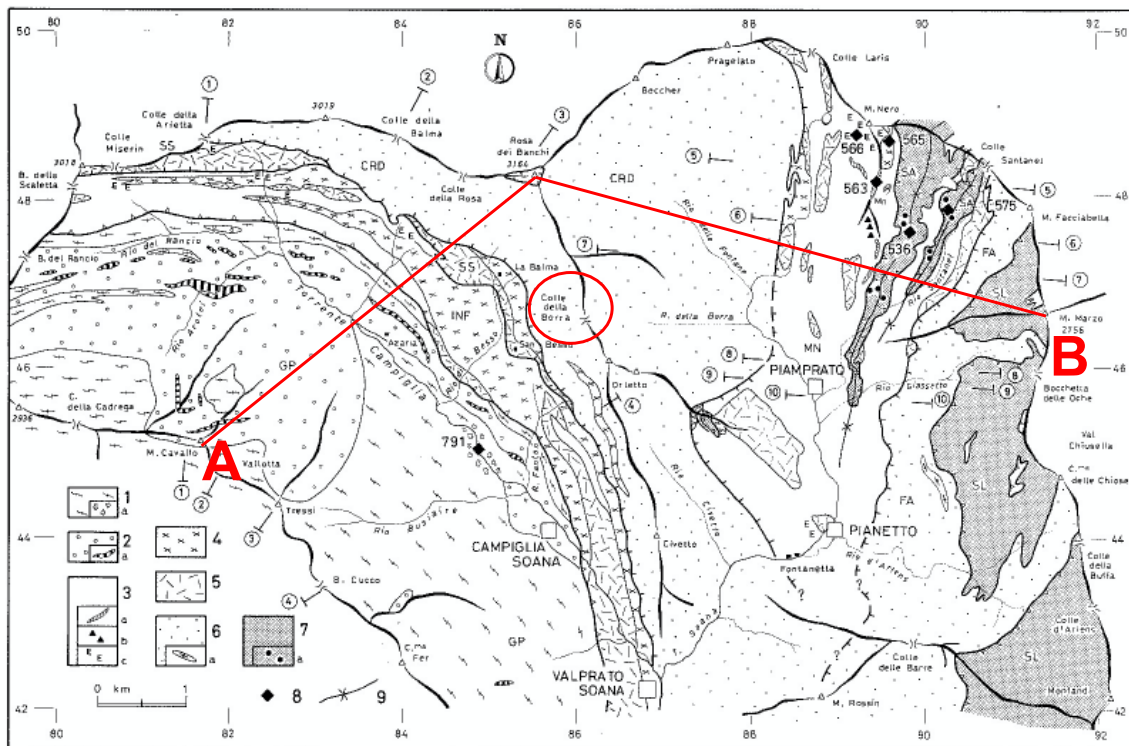


Fig. 2 - Schema geologico e strutturale dei valloni di Campiglia e Piamprato Soana, da un rilevamento inedito alla scala 1 : 10.000. A) Falda pennidica del Gran Paradiso (GP): 1) gneiss occhiadini e locali metagraniti; 1a) breccie magmatiche; 2) parascisti: micascisti e gneiss minuti albitici; 2a) associate metabasiti con associazioni eclogitiche più o meno retrocesse; B) Zona piemontese: unità ofiolitica inferiore (INF), eclogitica; zona a scaglie serpentinitiche (SS), eclogitica; unità Colle della Rosa-Dondena (CRD), scisti verdi; unità del Monte Nero (MN), eclogitica; calcescisti del M. Facciabella-Colle delle Barre (FA), scisti verdi; litologie: 3) coperture sopra-ofiolitiche e metabasalti (dominanti); 3a) quarziti, localmente a piemontite e spessartina (Mn); 3b) glaucofaniti ± a epidoto e carbonato con strutture a cuscini e brecciate; 3c) maggiori e meglio preservati corpi eclogitici, da basalti e Fe-gabbri; 4) metagabbri; 5) serpentiniti e locali cloritoscisti; 6) calcescisti con locali intercalazioni stratiformi di prasiniti, ovarditi e gneiss albitici; 7) metagabbri nei precedenti; C) Unità austroalpine: lembo del Santanel (SA) e Zona Sesia-Lanzo (SL): 7) cristallino pretriassico indifferenziato; 7a) relitti metamorfici prealpini nel Santanel; 8) ubicazione dei campioni analizzati; 9) strutture sinformali dei due lobi del Santanel. La traccia dei profili seriati di fig. 3 è indicata con i numeri cerchiati.

Figura 3.3.2 - Carta geologica schematizzata delle valli di Campiglia e Piamprato tratta da BATTISTON et al., (1984). In rosso la traccia della sezione geologica realizzata. Cerchiata in rosso, la posizione del Colle della Borra, collocato dagli autori all'interno dell'unità ofiolitica Colle della Rosa-Dondena.

Nella valle di Campiglia il contatto tra il Gran Paradiso e l'Unità Ofiolitica Inferiore è stato rappresentato in sezione (Figura 3.3.3) netto e regolare così come i

sovrascorrimenti tra le singole unità ofiolitiche (BATTISTON *et al.*, 1984). Nella contigua valle di Piamprato invece, la ricostruzione dell'assetto strutturale nell'appilamento delle unità risulta complicata a causa di numerose pieghe e duplicazioni. Qui i contatti tettonici tra le unità subiscono delle deformazioni dettate dalla presenza di un sistema di sinformi e antiformali chilometriche, serrate, rovesciate e immergenti ad est, riferite alla fase D₂. Queste postdatano le pieghe isoclinali (S₁) situate all'interno delle singole unità tettoniche. Le pieghe sinformi e antiformali della S₂ sono infine interessate da pieghe aperte tardive (post-D₂).

Per quanto riguarda l'evoluzione dell'appilamento delle unità nella valle di Piamprato si possono distinguere due coppie di unità tettoniche ad impronta eoalpina eclogitica ciascuna caratterizzata dalla giustapposizione di una porzione continentale e di una oceanica, accoppiate in una fase precoce dell'evoluzione compressionale (pre-D₂). La prima coppia comprende la Falda Pennidica del Gran Paradiso e l'Unità Ofiolitica Inferiore insieme all'Unità a Scaglie Serpentinistiche; la seconda comprende il Lembo del Santanel e l'Unità ofiolitica del Monte Nero. Le due coppie sono separate dall'Unità, scollata, Colle della Rosa-Dondena, descritta in facies scisti verdi. La pila viene sovrascorsa da una coppia sommitale ad impronta scisti verdi costituita anch'essa da una porzione continentale e una oceanica, quali la Zona Sesia-Lanzo e l'Unità del Monte Facciabella-Colle delle Barre. Data la presenza di unità eclogitiche alternate ad unità non eclogitiche, lo sviluppo della pila di unità è il risultato di un forte raccorciamento crostale durante l'evento collisionale (BATTISTON *et al.*, 1984; BENCIOLINI *et al.*, 1984) e la diversa storia metamorfica dimostra che esse hanno seguito traiettorie cinematiche indipendenti prima del loro accoppiamento finale avvenuto in facies scisti verdi (D₂).

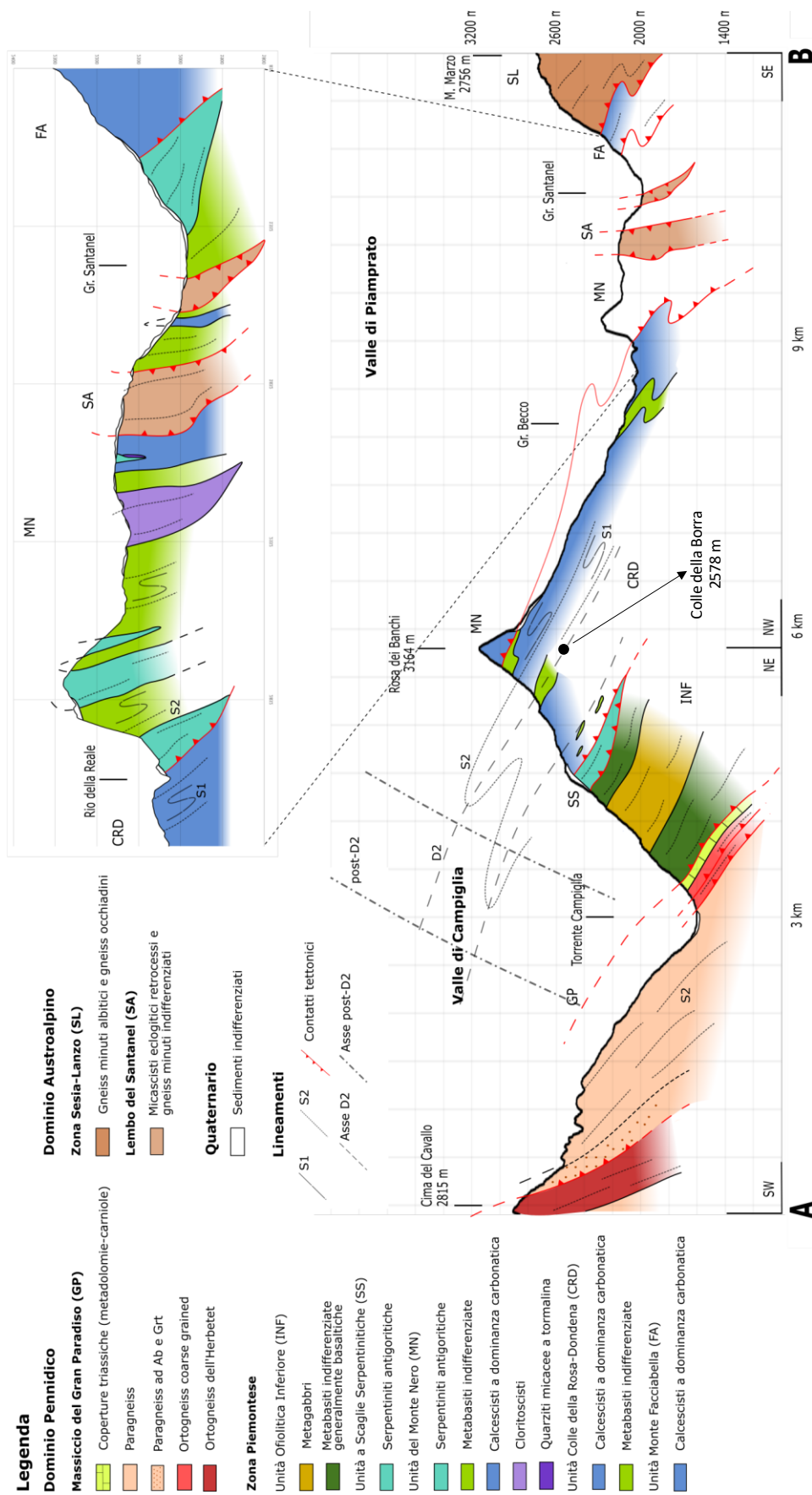


Figura 3.3.3 – Sezione geologica informatizzata e legenda. Colle della Borra non si posiziona lungo la traccia ma, come si può notare in Figura 3.3.2, si posiziona lungo la cresta che dalla cima Rosa dei Banchi si sviluppa verso sud.

4. DESCRIZIONE DELL'AREA IN STUDIO

4.1 LA SEQUENZA DEL COLLE DELLA BORRA

Il Colle della Borra è raggiungibile dalla frazione di Piamprato (1.551 m). Percorrendo un sentiero si sale all'alpeggio Alpe Vandilliana (1881 m). Qui, entrati nel vallone della Borra si risale fino al Colle (2.578 m) nei cui pressi si rinvennero i ruderi della vecchia miniera a ferro e rame attiva nella prima metà del '900. Il Colle offre un'ottima veduta sulla testata del Ciardoney e sulla vallata di Campiglia e di Piamprato. L'itinerario di ascesa è costeggiato in direzione est/nord-est da una estesa cresta rocciosa che fiancheggia il sentiero negli ultimi 500-600 m verso il Colle. Proprio lungo questa cresta rocciosa sono stati osservati numerosi affioramenti e sono stati raccolti alcuni campioni di calcescisti, metabasiti, metabasiti a granato e cloritoscisti (*Figura 4.1.2*).

Dal Colle è possibile proseguire fuori sentiero in direzione nord, lungo il crinale spartiacque tra le due contigue valli, mantenendo un'ottima veduta sulla cima Rosa dei Banchi (3.164 m). Sul percorso sono esposti i litotipi studiati.

Più in dettaglio, lungo il crinale si osserva un'alternanza, caratterizzata da transizioni graduali, tra i diversi litotipi che si susseguono sviluppando una sequenza litostratigrafica continua, che si può osservare nella colonna stratigrafica in *Figura 4.1.1*.

Il primo litotipo che si incontra in corrispondenza del Colle è rappresentato da calcescisti. Risalendo il crinale verso nord si incontrano, a quota circa 2600 m, dei micascisti a granato e cloritoide che gradualmente sfumano nei successivi calcescisti. Di seguito si rinviene un livello spesso pochi metri di metabasiti le quali mostrano un contatto abbastanza netto (*Figura 4.1.4*) con i sovrastanti calcescisti caratterizzati da evidenti relitti centimetrici di lawsonite. All'interno dei calcescisti si è campionato inoltre un livello micaceo a granato. Il contatto è sottolineato da cloritoscisti che affiorano in maniera discontinua e con spessore variabile, da pochi centimetri a ca. 1 metro.

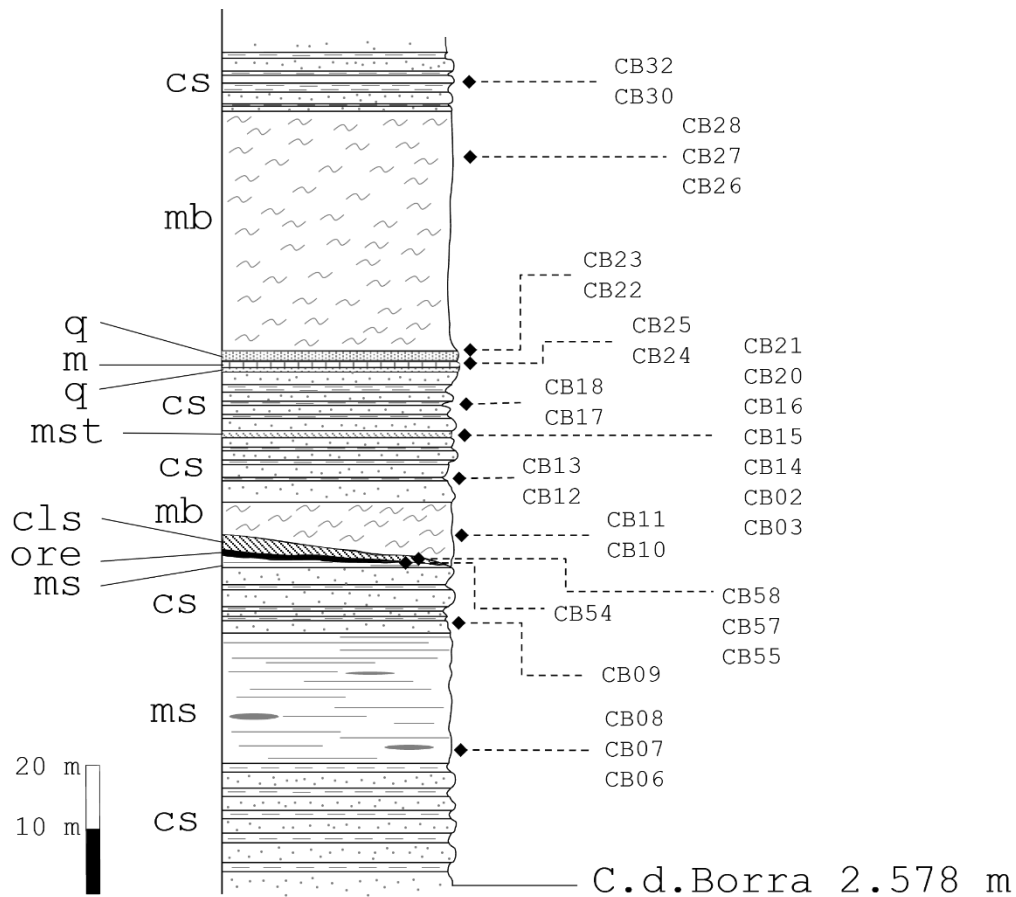


Figura 4.1.1 – Colonna stratigrafica a scala 1:1000 della sequenza osservata dal Colle della Borra risalendo il crinale verso nord. È riportata l'ubicazione dei campioni raccolti (CB). Le litologie sono: "cs" calcescisti; "ms" micascisti; "ore" mineralizzazione; "cls" cloritoscisti; "mb" metabasiti; "mst" rocce metasomatiche; "q" quarziti; "m" marmi,

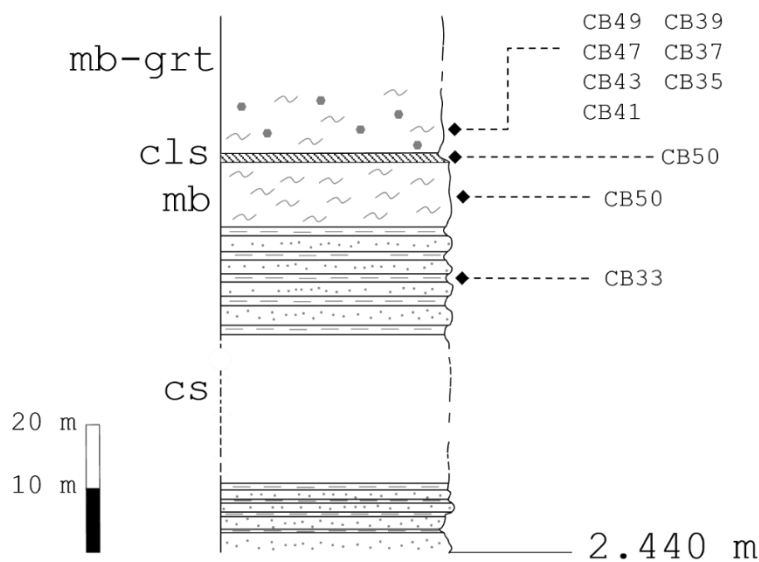


Figura 4.1.2 – Colonna stratigrafica a scala 1:1000 della sequenza osservata lungo la cresta che costeggia il sentiero di ascesa al Colle. È riportata l'ubicazione dei campioni (CB). Le litologie sono: "cs" calcescisti; "mb" metabasiti; "cls" cloritoscisti; "mb-grt" metabasiti a Grt.



Figura 4.1.3 – Tipico aspetto in affioramento di calcescisti con abbondanti strati carbonatici color nocciola alternati a strati micacei.



Figura 4.1.4 – Contatto tra metabasiti sotto e calcescisti soprastanti.

Proseguendo lungo il crinale, all'interno dei calcescisti si rinvennero sottili intercalazioni di rocce dall'aspetto molto eterogeneo che a seguito dell'analisi al microscopio sono state inserite nella categoria di rocce metasomatiche. A quota 2.660 m, uno sperone di roccia segna il passaggio tra i calcescisti e una sequenza con alternanza di livelli, di spessore inferiore al metro, di quarziti, marmi e poi ancora quarziti seguita infine da metabasiti (Figura 4.1.5). Questo ultimo contatto risulta irregolare e in alcune porzioni dell'affioramento caratterizzato dalla presenza di una breccia a cemento quarzoso-carbonatico. Il contatto fra calcescisti e quarziti invece non è netto ma graduale.



Figura 4.1.5 – In affioramento dal basso verso l'alto: quarzite, marmo, quarzite e metabasite. Questo ultimo contatto è interessato dalla presenza di un livello brecciato. Tale livello si sviluppa anche all'interno delle metabasiti con spessore variabile, da pochi centimetri a qualche decina di centimetri.

La mineralizzazione massiva a solfuri non si osserva mai in posto in quanto il giacimento è oramai esaurito. Tuttavia, in vicinanza del Colle si rinviene la vecchia discarica mineraria e sono ancora visibili brevi gallerie estrattive. Queste ultime si collocano all'interfaccia tra i micascisti a granato-cloritoide e i cloritoscisti, in questo caso molto più potenti (1.5 m) rispetto a come affiorano lungo il crinale del Colle. La sequenza si mostra

come una successione rovesciata dove il livello a cloritoscisti rappresenta una zona di taglio milonitica (Figura 4.1.6).



Figura 4.1.6 – Contatto tra micascisti a Grt-Cld sotto e cloritoscisti sopra, fotografato in corrispondenza dell'entrata di una vecchia galleria estrattiva. All'interfaccia si imposta la mineralizzazione.

Altre tracce di mineralizzazione sono presenti lungo la cresta di rocce che fiancheggia il sentiero che sale al Colle. In un primo sito si sono campionate metabasiti a granato dall'aspetto molto scuro disseminate di solfuri. In un altro sito, sempre lungo la cresta, tracce di attività di prospezione e di carbonati di Cu suggeriscono una limitata presenza di mineralizzazioni al contatto tra micascisti e metabasiti a granato. Tuttavia, non sono stati rinvenuti campioni mineralizzati.

La mineralizzazione massiva a solfuri del Colle della Borra è stata caratterizzata in dettaglio nella tesi del collega Francesco Gosio (GOSIO, 2021).

4.2 ASPETTI STRUTTURALI

In numerosi affioramenti si rinvennero pieghe isoclinali riferibili ad una prima fase deformativa progradata, la quale ha sviluppato una scistosità (S_1) con micropieghe isoclinali riconoscibili all'interno delle singole litologie. Queste pieghe si rinvennero principalmente all'interno dei calcescisti e delle metabasiti. La scistosità principale pervasiva (S_2) che interessa l'intera sequenza del Colle della Borra risulta piano-parallela e immergente verso est con una inclinazione tra 20° e 30° (Figura 4.2.1).

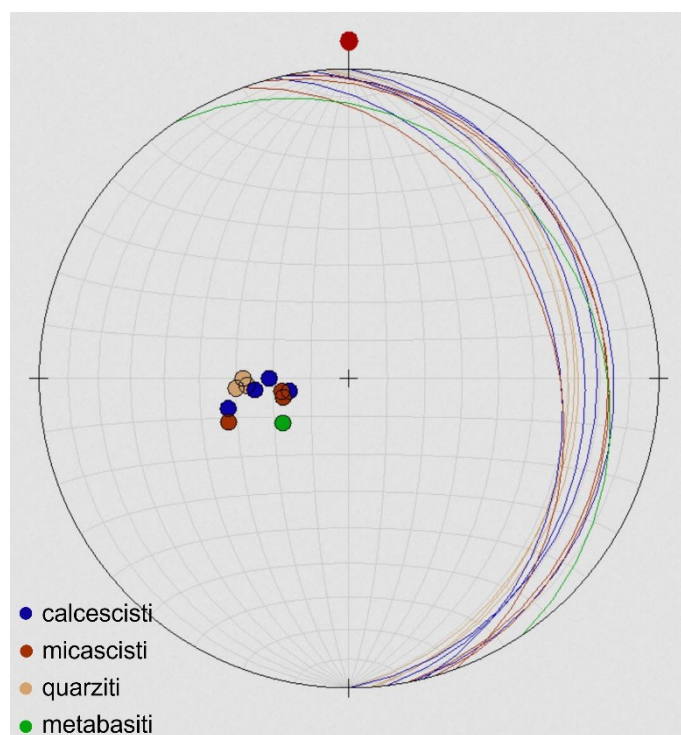


Figura 4.2.1 – Foliazioni S_2 (piani e poli) su calcescisti, micascisti, quarziti e metabasiti raccolte lungo il crinale, dal Colle verso nord.

A chiudere la storia deformativa si osserva infine un'ultima fase che definisce blande ondulazioni locali e crenulazioni della foliazione S_2 particolarmente visibili in micascisti, calcescisti (Figura 4.2.5) e cloritoscisti.



Figura 4.2.2 – Contatto tra metabasiti sotto e calcescisti sopra. In questi ultimi sono presenti evidenti pieghe isoclinali riferibili probabilmente alla prima fase deformativa. A supporto di tale ipotesi si noti come nella parte alta dell'affioramento la scistosità principale, immergente ad est, assuma un andamento piano e parallelo non interessato da pieghe, riferibile ad un secondo stadio deformativo.



Figura 4.2.3 – Nei calcescisti in figura, i siti relitti di lawsonite appartengono ad una scistosità relitta S_1 definita da una piega isoclinalle.



Figura 4.2.4 – Evidenti pieghe isoclinali all'interno di metabasiti.



Figura 4.2.5 – Crenulazioni in calcescisti rinvenute in corrispondenza del Colle.

5. I LITOTIPI

5.1 MICASCISTI A GRANATO – CLORITOIDE

CAMPIONI CB06, CB07, CB08, CB53, CB54

Macroscopicamente queste rocce si presentano scure e omogenee, a grana molto fine e intensamente foliate con evidenti crenulazioni. La scistosità è evidenziata dall'abbondanza di minerali micacei e dalla presenza di sottili vene di quarzo di spessore da millimetrico fino a raggiungere il paio di centimetri. Sono presenti porfiroblasti millimetrici di granato che nel campione CB53 raggiungono il centimetro. Microscopicamente la struttura lepidoblastica è conferita dall'abbondante presenza di mica bianca che marca sia la scistosità principale (S_2) tendenzialmente parallela e ondulata, che quella relitta (S_1) (*Figura 5.1.1*). Entrambe vengono marcate inoltre dall'abbondante contenuto di grafite che permette un'immediata identificazione della scistosità anche a nicol paralleli. Questa conferisce alla roccia un colore molto scuro, plumbeo, sia macroscopicamente che microscopicamente. La S_2 marca domini nei quali è ancora riconoscibile la foliazione S_1 con numerosissime pieghe sradicate definite sempre da mica bianca e talvolta anche da cloritoide (*Figura 5.1.2*). È possibile anche definire una deformazione successiva a quella che ha originato la scistosità principale, poiché in quest'ultima si possono osservare delle blande ondolazioni, evidenti in alcune lenti fibrose di clorite.

I tipi minerali presenti in ordine di abbondanza sono quarzo, mica bianca, clorite, cloritoide, granato (*Tabella 5.1*).

Il quarzo è presente in lenti e bande policristalline (queste con cristalli a grana maggiore) che talora attraversano l'intera sezione. Seguono la scistosità principale e i cristalli si presentano nella classica struttura granoblastica con estinzione ondulata.

La mica bianca, incolore, è tra gli elementi dominanti e marca sempre la scistosità. Si riconoscono due diverse generazioni: una primaria in cristalli di dimensioni ridotte e una secondaria in singoli cristalli lamellari o festoni di dimensioni spesso significative. Da analisi BSE ed EDS svolte al SEM è stato possibile riconoscere due varietà di mica altrimenti non distinguibili al solo microscopio elettronico: una arricchita in sodio (si tratta di un termine di tipo paragonite), un'altra a potassio (si tratta di fengite).

La clorite, presente in quantità minore rispetto alla mica bianca e al quarzo, ha colore tipico verdastro pleocroico e colori di interferenza anomali sui toni del blu-viola, suggerendo una maggiore quantità in ferro. I cristalli associati alla mica bianca e al quarzo sono disposti in lenti fibrose o in singole lamelle. Spesso le lenti fibrose seguono la scistosità principale risultando leggermente ondulate da una deformazione successiva. Si segnala inoltre un'alterazione di limitate lenti di clorite, il più delle volte associate a fratture, che comporta una variazione di colore a nicol paralleli, specialmente ai bordi, sui toni del bruno-aranciato e colori di interferenza anch'essi bruni.

Il cloritoide, abbondante, si presenta in cristalli tendenzialmente incolore di dimensioni variabili con medio-alto rilievo, semi-prismatici allungati e più raramente con morfologie irregolari tozze e tondeggianti. I cristalli sono pleocroici sulle tonalità dell'azzurro e giallo tenue e i colori di interferenza sono normali, sui toni del grigio. Rari cristalli presentano geminazione con pleocroismo azzurro e giallo pallido dei due individui. I cristalli generalmente sono allungati secondo la scistosità principale S_2 , ma sono stati rinvenuti anche individui nella S_1 , infatti, all'interno dei domini relitti il cloritoide risulta piegato in corrispondenza della cerniera di pieghe sradicate S_1 . Questo, come verrà discusso in seguito, suggerisce probabilmente una lunga storia evolutiva di queste rocce in alta pressione. I cristalli si trovano sia associati ai lepidoblasti fillosilicatici, o più raramente ai bordi delle lenti di quarzo o come inclusi in granato.

Il granato è presente in rari porfiroblasti, di dimensioni molto maggiori del cloritoide, parzialmente o totalmente sostituiti da sericite (*Figura 5.1.3*). La S_2 avviluppa i porfiroblasti generando ombre di pressione dove cristallizzano clorite, mica bianca, quarzo e opachi. Come inclusi si trovano cristalli di cloritoide, rutilo, quarzo, tormalina e opachi.

In quantità accessoria si rinviene: rutilo, presente in piccoli e rari cristalli semi-tondeggianti dispersi nella matrice e come inclusi nel granato e nel cloritoide con morfologie aciculari e sempre di dimensioni abbastanza ridotte, tormalina associata alla mica bianca e spesso in sezione basale e infine opachi. La grandissima quantità di grafite, tuttavia, rende l'individuazione degli opachi spesso complessa. Associati alla clorite si rinengono pochi cristalli di dimensioni da piccole a medie, incolore e con alone pleocroico nero, si tratta di zirconi.

Le due sezioni CB53 e CB54 essendo state campionate in differenti affioramenti si discostano per alcune particolarità ma restano tuttavia riconducibili a questo litotipo. Entrambe le sezioni presentano una quantità non accessoria di tormalina concentrata il più delle volte nei livelli scistosi di mica bianca primaria (*Figura 5.1.4*) ma rinvenuta anche come incluso in granato e cloritoide. I cristalli hanno dimensioni piccole con alcuni individui più apprezzabili che raggiungono all'incirca i 150 μm . Si rinvencono sia sezioni prismatiche che basali, queste ultime spesso zonate. I colori sono tenui sui toni del verde e marrone. La sezione CB53, inoltre, si caratterizza per l'abbondanza di granati, per le dimensioni maggiori di questi e per la presenza di un unico cristallo di cloritoide. La sezione CB54 invece, all'interno di una banda di quarzo, presenta una lente di dimensioni notevoli costituita da un aggregato di cristalli fibroso-lamellari di fengite con associati piccoli epidoti ferriferi prismatici; in questa sezione si rinviene in quantità accessoria anche apatite.

	Campione	Qz	Ph	Chl	Cld	Grt	Pg	Ep	Tur	Rt	Ap	Zrn	Op
Micascisti a Grt-Cld	CB06	50	25	15	5	-	?	-	-	-	-	-	✓
	CB07	20	50	20	6	1	?	-	✓	✓	-	✓	✓
	CB08	40	33	20	5	1	?	-	✓	✓	-	-	✓
	CB53	45	40	10	✓	3	1	-	✓	✓	-	-	✓
	CB54	45	30	15	5	1	1	<1	✓	✓	✓	✓	✓

Tabella 5.1 – Composizione modale in % delle fasi minerali nei micascisti a Grt-Cld stimata dall'osservazione al microscopio ottico in luce trasmessa. Gli spazi occupati dalla spunta indicano la presenza in quantità accessoria della fase, gli spazi occupati dal punto di domanda indicano l'incertezza sulla presenza della fase e gli spazi occupati dal tratto orizzontale indicano l'assenza della fase.

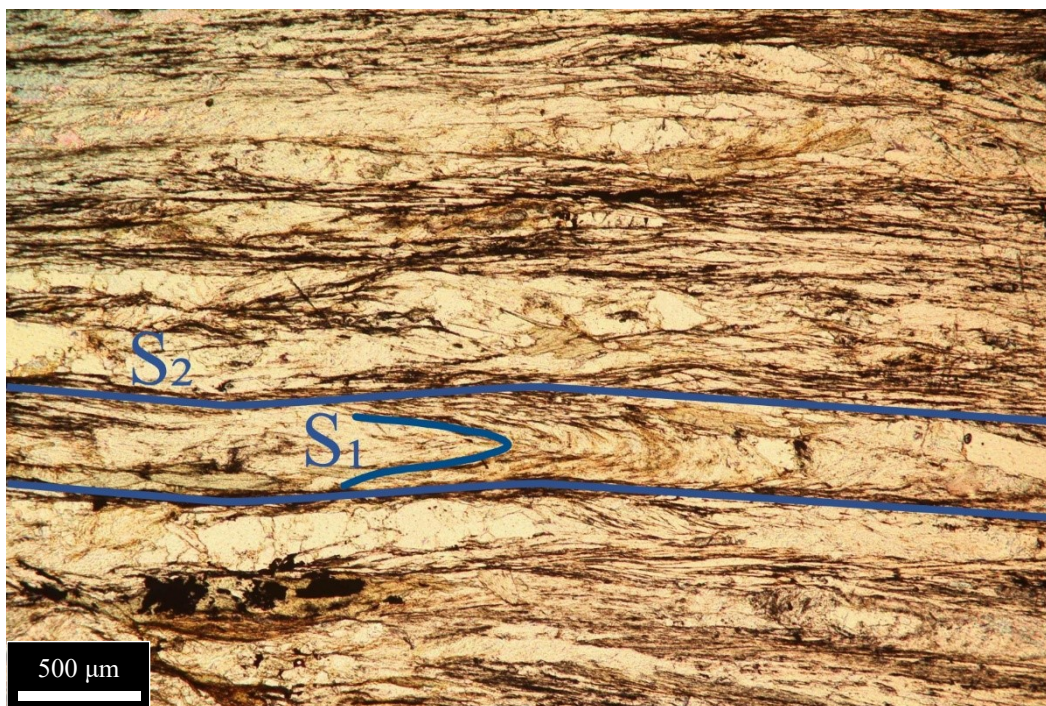


Figura 5.1.1 – Viene evidenziata in blu la scistosità principale S_2 piano-parallela blandamente ondulata che isola domini nei quali è preservata la scistosità S_1 con pieghe isoclinali sradicate. Ingrandimento 5X, sezione CB08.



Figura 5.1.2 – Cristalli di cloritoide definiscono una piega relitta sradicata appartenente alla scistosità S_1 . Appena sotto, altri cristalli di cloritoide seguono la scistosità principale S_2 . Ingrandimento 5X, sezione CB06.



Figura 5.1.3 – Granato avvolto dalla scistosità principale S_2 e completamente sostituito da sericite. Si distinguono inclusi due cristalli allungati di cloritoide. Ingrandimento 5X, sezione CB07.



Figura 5.1.4 – Abbondanza di cristalli di tormalina associata ai livelli micacei caratterizzati da una fitta scistosità. Ingrandimento 10X, sezione CB53.

5.2 MICASCISTO A GRANATO – TITANITE CAMPIONE CB13

La roccia si presenta macroscopicamente ben foliata e compatta. Spiccano abbondanti minerali neri di forma circolare con diametro massimo di 2-3 mm, si tratta di granato. Microscopicamente la struttura eteroblastica è caratterizzata da una matrice composta da mica bianca, quarzo, clorite e da porfiroblasti di granato e titanite (*Tabella 5.2*). Generalmente, associati alla clorite sono inoltre presenti cristalli di epidoto di dimensioni variabili, da molto piccoli a paragonabili alle titaniti. La scistosità principale (S_2) è marcata principalmente dai minerali lamellari quali mica bianca, abbondante in sezione, e clorite. Questa scistosità va a creare dei domini all'interno dei quali è ancora visibile la scistosità relitta (S_1) con piccole pieghe isoclinali sradicate. Si può definire anche una terza fase deformativa che crea blande ondulazioni della S_2 . Relativamente alla scistosità bisogna sottolineare come all'interno dei porfiroblasti di granato sono ben evidenti diverse scistosità relitte (*Figura 5.2.4*) all'interno dei vari livelli concentrici del cristallo marcate da micro-inclusioni di colore scuro non risolvibili al microscopio che sviluppano delle striature nerastre.

La mica bianca, con alti colori di interferenza, è presente in due diverse generazioni, una primaria in cristalli di piccole dimensioni e una secondaria in singoli cristalli o aggregati lamellari di dimensioni variabili ma maggiori rispetto alla prima. L'orientazione della seconda generazione di mica è variabile, anche se generalmente non si dispone secondo scistosità, in particolare quando associata al quarzo dove si sviluppano lamelle anche incrociate fra loro.

Il quarzo è abbondante e si trova in lenti e bande policristalline di dimensioni variabili. Si presenta con struttura classica granoblastica ed estinzione ondulata. La taglia dei cristalli è variabile anche all'interno delle singole lenti, ma in alcune porzioni si osserva grana decisamente più minuta.

Il granato è porfiroblastico, ben preservato e molto abbondante. Le dimensioni sono variabili. Questi granati risultano essere molto particolari per via delle loro strutture concentriche e porzioni molto torbide concentrate principalmente nel livello più interno del cristallo. In alcuni individui queste porzioni interne sono completamente torbide, in altri si sviluppano in maniera più irregolare. Spesso queste striature nerastre tendono a

sottolineare una vecchia scistosità. Dall'osservazione al SEM di tali striature è emerso come queste siano micro-inclusioni, probabilmente fluide, le quali hanno lasciato delle micro-cavità all'interno dei cristalli. Il livello più esterno invece è quasi sempre limpido, così come lo sono anche gli individui più piccoli. Le inclusioni sono scarse e rappresentate principalmente da quarzo e qualche lamella di mica bianca. I cristalli sono ben preservati e solamente un singolo individuo è parzialmente sostituito da clorite. Le ombre di pressione sono costituite principalmente da abbondante quarzo, clorite e mica bianca.

La clorite si trova sia dispersa casualmente in tutta la sezione in lamelle di piccole dimensioni sia in lenti fibrose associate all'epidoto e allungate secondo la scistosità principale. Il colore è verde leggermente pleocroico, mentre a nicol incrociati ha colori di interferenza anomali scuri, principalmente sul verde-marrone anche se in certe porzioni vi sono sfumature blu-viola.

La titanite è molto abbondante in individui generalmente allungati con morfologie spesso irregolari di dimensioni significative, talora paragonabili a quelle dei granati di medie dimensioni. Il rilievo è alto e il colore a nicol paralleli è marroncino chiaro dove visibile poiché, come nei granati, sono presenti aloni e striature molto torbide. I cristalli sono generalmente ben preservati e presentano pleocroismo lieve sui toni del marrone. Alcuni includono cristalli di rutilo.

L'epidoto è per lo più associato alla clorite (*Figura 5.2.2*) e si presenta in cristalli generalmente piccoli anche se si segnalano alcuni individui di maggiori dimensioni. Così come le lenti cloritiche alle quali sono associati, tendono a disporsi seguendo la scistosità principale. Si distinguono dei cristalli più allunganti prismatici, da cristalli più piccoli e tozzi. Tendenzialmente i primi hanno colori di interferenza anomali sui toni del blu, quelli più tozzi sul giallo. A nicol paralleli invece sono entrambi incolore e con rilievo medio. Alcuni cristalli presentano estinzione retta altri inclinata. Questo dovrebbe suggerire la presenza delle due varietà di epidoto: zoisite (ortorombico) e Fe-epidoto (monoclino). Molti cristalli sono mal preservati e parzialmente riassorbiti. Si rinvencono anche alcuni piccoli epidoti inclusi nei rari cristalli di albite.

L'albite è presente in pochissimi cristalli allungati generalmente associati a clorite e di modeste dimensioni. Fa eccezione un cristallo di dimensioni maggiori (peciloblasto) con inclusi di epidoto e mica bianca.

Tra i minerali accessori si rinvencono rare tormaline di colore verde.

Miscascisto a	Campione	Ph	Qz	Grt	Chl	Tit	Ep	Ab	Rt	Tur
Grt-Tit	CB13	40	28	14	10	4	3	<1	✓	✓

Tabella 5.2 - Composizione modale in % delle fasi minerali nel miscascisto a Grt-Tit stimata dall'osservazione al microscopio ottico in luce trasmessa. Gli spazi occupati dalla spunta indicano la presenza in quantità accessoria della fase.

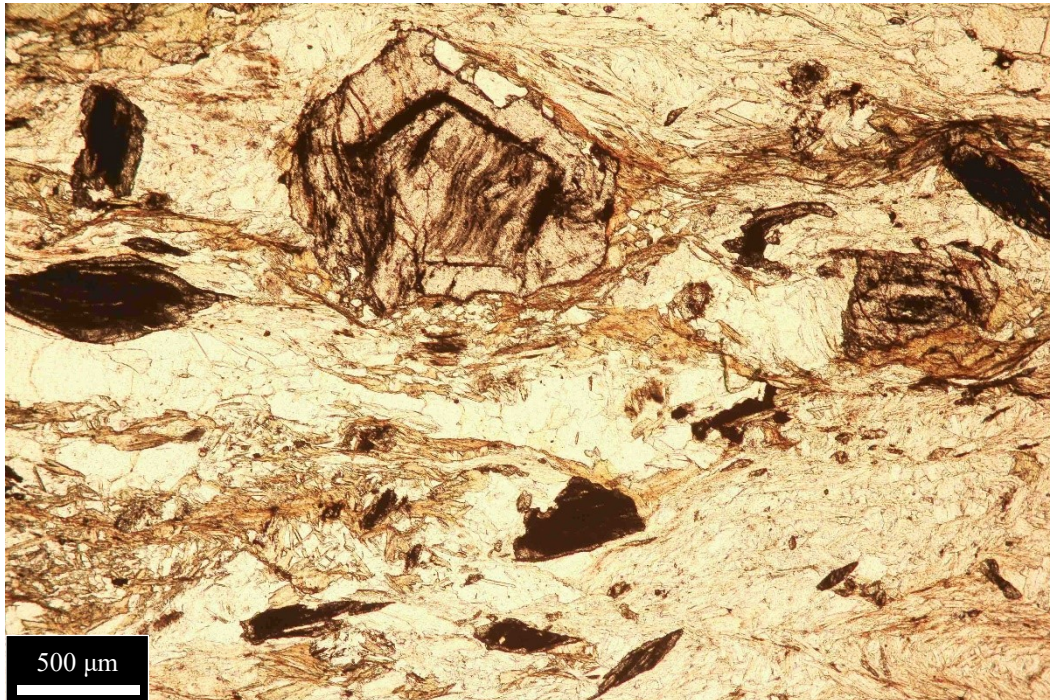


Figura 5.2.1 – Si noti la scistosità della porzione più interna del granato marcata da striature torbide. Anche le abbondanti titaniti sono interessate da una torbidità interna. Ingrandimento 5X, sezione CB13.



Figura 5.2.2 – Un granato di notevoli dimensioni permette di apprezzare il suo nucleo torbido. Al contorno, numerosi epidoti immersi in una banda cloritica contribuiscono a evidenziare la scistosità. Ingrandimento 5X, sezione CB13.

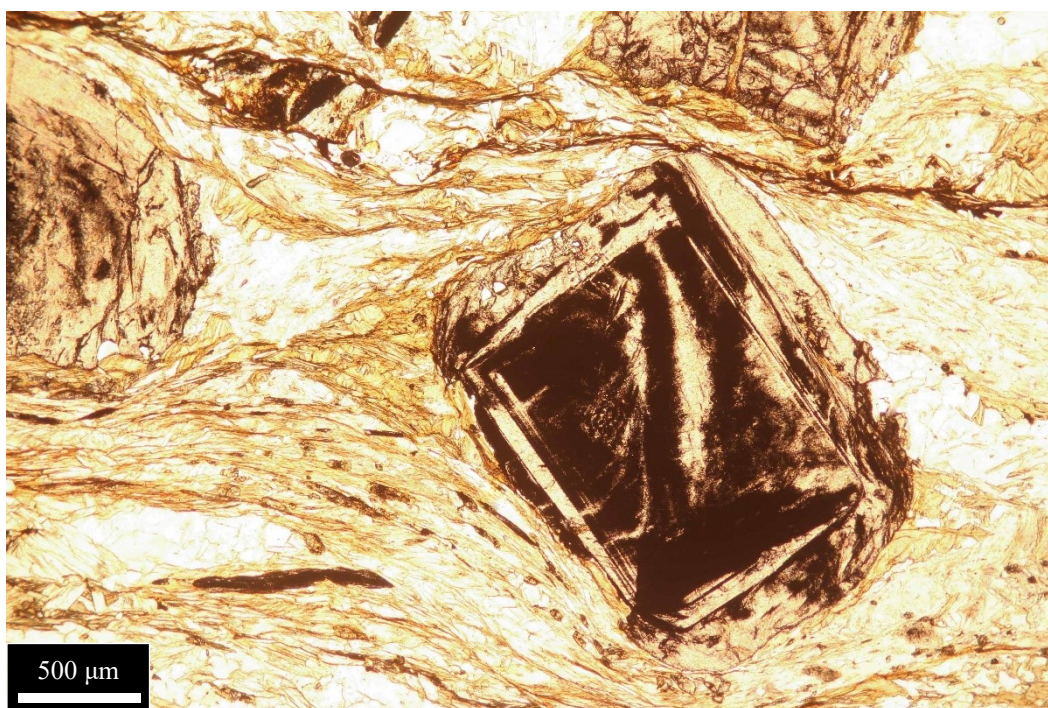


Figura 5.2.3 – Un tipico granato torbido che caratterizza questo litotipo. Ingrandimento 5X, sezione CB13.

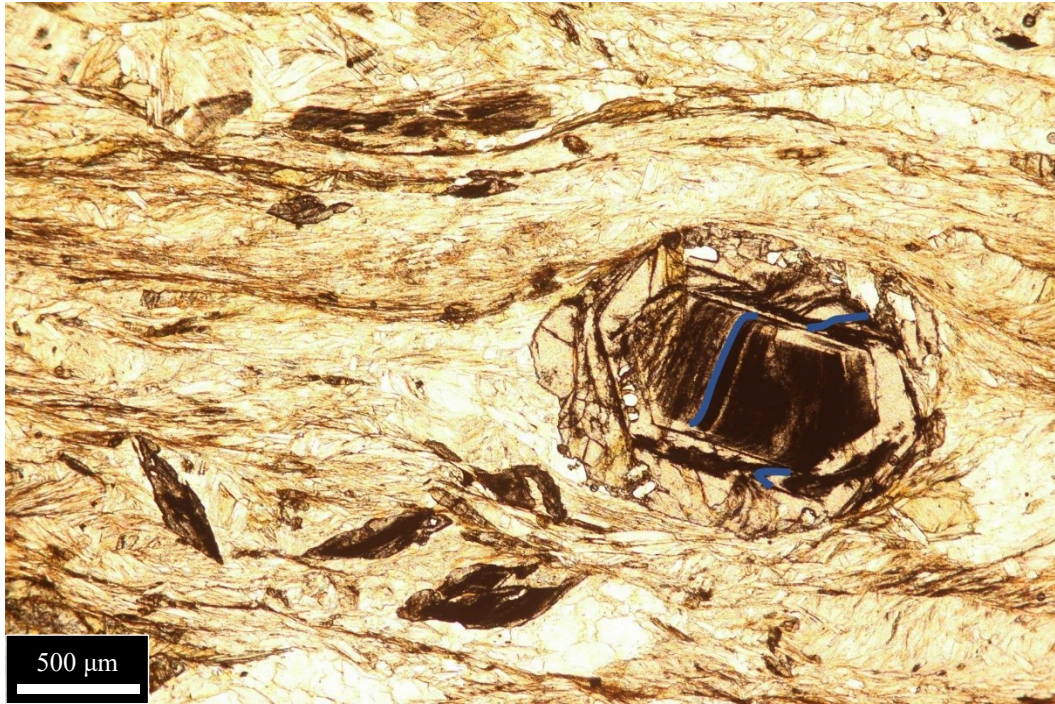


Figura 5.2.4 – Sono evidenziate in blu le diverse scistosità dettate dalle striature torbide all'interno del granato. Al contorno è evidente la scistosità principale S_2 . Ingrandimento 5X, sezione CB13.

5.3 MICASCISTO A TITANITE CAMPIONE CB32

La roccia si presenta macroscopicamente ben foliata, a grana fine e di colore scuro. Il minerale dominante è la mica bianca (*Tabella 5.3*) che conferisce una significativa scistosità. Si notano inoltre dei piccoli siti mineralizzati a solfuri. Microscopicamente la struttura lepidoblastica è conferita alla dominanza di mica bianca. È evidente una pervasiva scistosità molto fitta piano parallela con una blanda ondulazione prodotta da una successiva deformazione. La mica bianca primaria che marca questa fitta scistosità è a grana finissima e non permette la discriminazione delle varie lamelle. La scistosità è inoltre marcata dalla presenza di materiale torbido andato a depositare presumibilmente durante un evento tardivo poiché interessa indistintamente tutti i minerali in intere bande della sezione, in maniera più o meno pervasiva. Da segnalare che la gran parte delle lenti di quarzo non sono interessate da questa “patina” nerastra. A differenza degli altri mica-scisti non ci sono evidenze di scistosità relitta S_1 .

La mica bianca è il minerale dominante e si presenta in due generazioni, una primaria a grana finissima e una tardiva in cristalli di dimensioni chiaramente maggiori e orientata spesso casualmente rispetto alla scistosità principale. Gli individui della seconda generazione sono presenti in singole lamelle o aggregati con i classici alti colori di interferenza.

Il quarzo si trova in lenti policristalline di dimensioni e grana variabile. Tali lenti seguono sempre la scistosità principale e sono blandamente ondulate dall’ultima fase formativa.

La clorite si presenta in tozze lamelle e aggregati fibrosi, tendenzialmente associati alle lenti di quarzo. Ha colore verde tenue e presenta leggero pleocroismo sui toni del verde. Il colore di interferenza è anomalo grigiastro.

La titanite è abbondante e si presenta in cristalli con varie morfologie spesso allungate o pseudo-losanghe. Ha alto rilievo e colore marroncino chiaro. L’orientazione dei cristalli è abbastanza casuale, spesso questi infatti non seguono la scistosità.

L’epidoto e l’albite sono presenti in piccoli e sporadici cristalli dispersi nella matrice. Gli epidoti sono rintracciabili nella matrice micacea grazie agli altri colori di interferenza e il medio-alto rilievo.

Come minerali accessori si segnalano abbondanti tormaline e opachi.

Miscascisto a Tit	Campione	Ph	Qz	Chl	Tit	Ep	Ab	Tur	Op
	CB32	55	25	15	3	✓	✓	✓	✓

Tabella 5.3 - Composizione modale in % delle fasi minerali nel miscascisto a Tit stimata dall'osservazione al microscopio ottico in luce trasmessa. Gli spazi occupati dalla spunta indicano la presenza in quantità accessoria della fase.

5.4 CALCESCISTI

CAMPIONI CB09, CB12, CB17, CB18, CB19, CB30, CB33

Le rocce si presentano foliate e grana medio-fine. Sono presenti evidenti intercalazioni carbonatiche da millimetriche a centimetriche con livelli micacei crenulati. Le prime appaiono di color nocciola mentre i secondi di colore più scuro tendente al grigio-nero. I diversi campioni mostrano variabilità nella densità delle intercalazioni.

Tutti i campioni presentano come associazione mineralogica fondamentale carbonato, quarzo, mica bianca e clorite (*Tabella 5.4*). Questi tipi minerali si rinvencono in rapporto variabile, ma non tale da permettere una suddivisione dei calcescisti in diverse sottocategorie. In corrispondenza dei livelli micacei, in molte sezioni si notano siti allungati scuri a pseudo-losanga la cui forma originaria è pressoché irricognoscibile. Le dimensioni di questi superano anche il centimetro; si tratta di relitti di lawsonite (*Figura 5.4.1, 5.4.2*) completamente sostituita da epidoti, o in altri casi da epidoti, mica bianca, quarzo e in minor misura da carbonato e opachi. I relitti sono ben distinguibili anche macroscopicamente per via della differenza di competenza di questi siti rispetto alla matrice micacea circostante. Tali siti in affioramento si rinvencono anche nella scistosità S_1 e definiscono l'andamento delle pieghe isoclinali, come si può apprezzare in *Figura 4.2.3*.

Microscopicamente i campioni mostrano una struttura eteroblastica. La scistosità viene definita dall'orientazione dei letti fillosilicatici di mica bianca e clorite e dalla disposizione in sottili bande discontinue dei minerali opachi; in minor misura anche dallo stiramento del carbonato. Questa scistosità principale, piana, risulta blandamente ondulata da una fase deformativa più tardiva. Solo in limitati domini, definiti dalla scistosità principale, si riesce ancora a distinguere una scistosità primaria relitta definita da finissime lamelle di mica bianca, spesso con evidenti pieghe isoclinali sradicate. In generale, tutti i campioni analizzati, presentano una componente nerastra e pervasiva che spesso "sporca" gran parte della sezione. Questa, data probabilmente dall'abbondanza di grafite, aiuta a evidenziare la scistosità ma al contempo si sovrappone a gran parte dei tipi minerali rendendone difficile la determinazione e lo studio. In particolare, in alcuni casi, si riscontra una maggior presenza di questa componente scura in corrispondenza o nei pressi di livelli fillosilicatici piuttosto che carbonatici.

Il carbonato è sempre la componente dominante ad eccezione della sezione CB17 che invece vede il quarzo come minerale più abbondante. Il carbonato si presenta in due differenti varietà: una a granoblasti con contorni poligonali, incolori, che creano una struttura pavimentoso-massiccia; l'altra con aspetto bruno più o meno scuro e con una struttura più irregolare nella quale i singoli cristalli a nicol paralleli sono difficilmente riconoscibili. Da analisi al SEM entrambe le varietà di carbonato risultano essere calcite; tuttavia, in definitiva, non si può escludere che la varietà di colore più scuro possa trattarsi di una sostituzione Mg-Fe in dolomite poi alterata o di termini ankeritici particolarmente ricchi in Fe. Le varietà si rinvencono ambedue in tutte le sezioni ma in rapporto estremamente variabile. In generale il carbonato si dispone in maniera ordinata a bande impure, discontinue e alternate a livelli filladici e a quarzo. Talvolta invece si dispone in modo più disordinato e disperso omogeneamente nell'intera sezione.

La mica bianca si rinviene in livelli lepidoblastici più o meno discontinui, generalmente in cristalli di piccole dimensioni che a volte conservano relitti di una vecchia scistosità o in individui isolati tra i granoblasti carbonatici. Sono evidenti, inoltre, dei cristalli di maggiori dimensioni orientati talvolta secondo la scistosità principale, talvolta casualmente, associabili ad una cristallizzazione tardiva e statica. Entrambe le generazioni presentano cristalli incolori e colori vivaci a nicol incrociati. In generale, associata alla mica bianca si rinviene clorite. Da analisi SEM, come per i micascisti, si rinvencono due varietà di mica bianca: una a Na (paragonite) e una a K (fengite).

Il quarzo si presenta in lenti e bande policristalline allungate e lievemente ondulate, così come i livelli fillosilicatici, ma anche in grani singoli dispersi in tutta la sezione, ben visibili quando sono isolati tra i granoblasti carbonatici. La dimensione dei singoli cristalli è abbastanza variabile anche all'interno della singola sezione.

La clorite, subordinata rispetto alla mica bianca, forma insieme ad essa letti fillosilicatici. Le dimensioni sono generalmente minute e i cristalli si presentano con aspetto fibroso. Tuttavia, non mancano lepidoblasti di maggiori dimensioni isolati. Il colore e il pleocroismo sono sui toni del verde pallido e a nicol incrociati il colore varia dal grigio al verde scuro. Il contenuto di clorite è variabile da sezione a sezione.

Gli epidoti sono presenti generalmente in piccole quantità escluse le sezioni che presentano siti di ex-lawsonite dove l'epidoto è pseudomorfo e si rinviene in quantità maggiori. In generale si tratta di individui incolori di piccole-medie dimensioni, non

pleocroici e con colori di interferenza vivaci, alcuni sui toni del blu. I cristalli nella matrice presentano per lo più estinzione inclinata in sezione prismatica, anche se si segnalano cristalli più allungati con estinzione retta a volte associati alla mica bianca della vecchia scistosità. Si tratta probabilmente di epidoti della serie zoisite-clinozoisite anche se le ridotte dimensioni non hanno permesso di effettuare determinazioni ottiche. Anche gli epidoti pseudomorfi mostrano sia estinzione retta che inclinata in sezione prismatica. In sezione CB09 sono stati rinvenuti epidoti pseudomorfi su lawsonite ben preservati e da determinazioni ottiche sono stati definiti come zoisiti, vista la loro estinzione retta in sezione prismatica.

L'albite, presente solo in sezione CB19, si mostra in peciloblasti di dimensioni notevoli. Gli inclusi sono lamelle di mica bianca e clorite, epidoto, carbonato, titanite, opachi e quarzo. In alcuni cristalli si nota una scistosità relitta, marcata da granulazioni scure (opachi), discordante rispetto a quella principale.

Tra gli accessori si segnala abbondante titanite in cristalli di dimensioni variabili, talora paragonabili in dimensione agli epidoti, e spesso torbidi. A volte questa viene sviluppata come porfiroblasto dalla mica bianca nella scistosità relitta. In molte sezioni la titanite è ormai sostituita completamente da rutilo e dalle analisi chimiche si è osservata mica fengitica inclusa, assieme al rutilo nella titanite della *Figura 5.4.3*. Il rutilo è presente anche come incluso all'interno dell'epidoto. Sono presenti poi tormaline, localizzate soprattutto nei livelli filladici, e opachi dispersi.

	Campione	Cc	Qz	Ph	Chl	Ab	Ep	Pg	Tit	Rt	Tur	Op
	CB09	50	35	15	-	-	3	?	-	-	-	✓
	CB12	45	35	15	3	-	1	?	<1	✓	-	✓
	CB17	25	40	25	5	-	3	?	<1	✓	✓	✓
Calcescisti	CB18	30	30	30	5	-	1	?	<1	✓	✓	✓
	CB19	40	30	20	5	3	✓	?	<1	✓	-	✓
	CB30	40	30	20	5	-	3	?	<1	✓	-	✓
	CB33	40	25	20	10	-	3	1	<1	✓	✓	✓

Tabella 5.4 - Composizione modale in % delle fasi minerali nei calcescisti stimata dall'osservazione al microscopio ottico in luce trasmessa. Gli spazi occupati dalla spunta indicano la presenza in quantità accessoria della fase, gli spazi occupati dal punto di domanda indicano l'incertezza sulla presenza della fase e gli spazi occupati dal tratto orizzontale indicano l'assenza della fase.

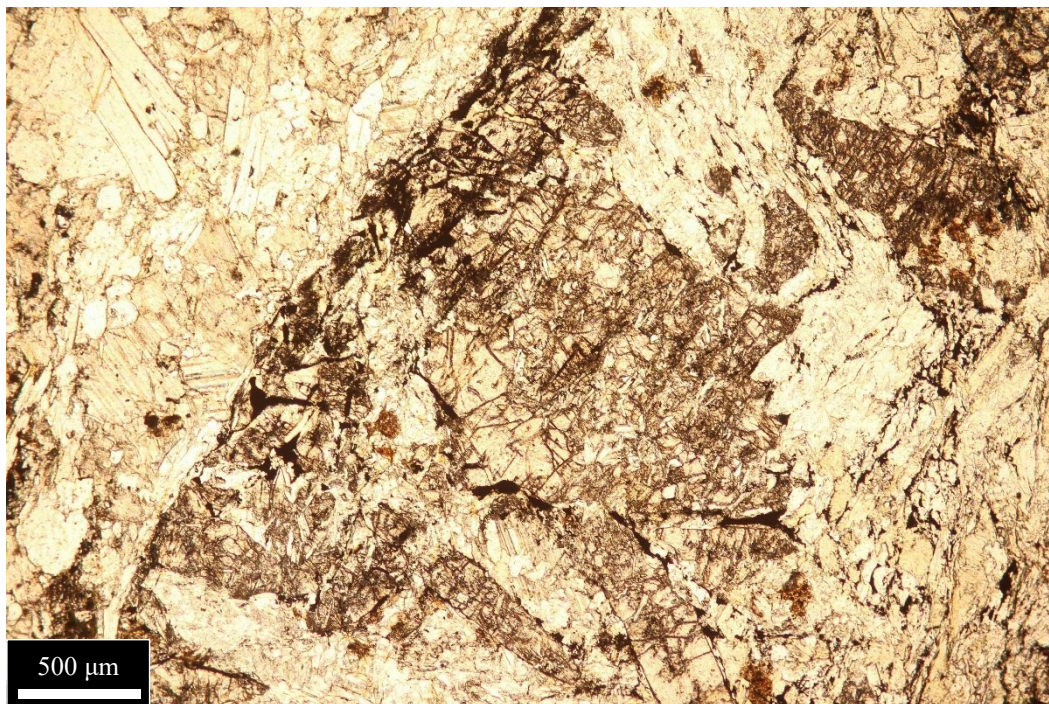


Figura 5.4.1 – Si distingue chiaramente la morfologia a losanga del sito relitto di lawsonite. I minerali ad alto rilievo che costituiscono gran parte della sostituzione sono epidoti. Ingrandimento 5X, sezione CB09.

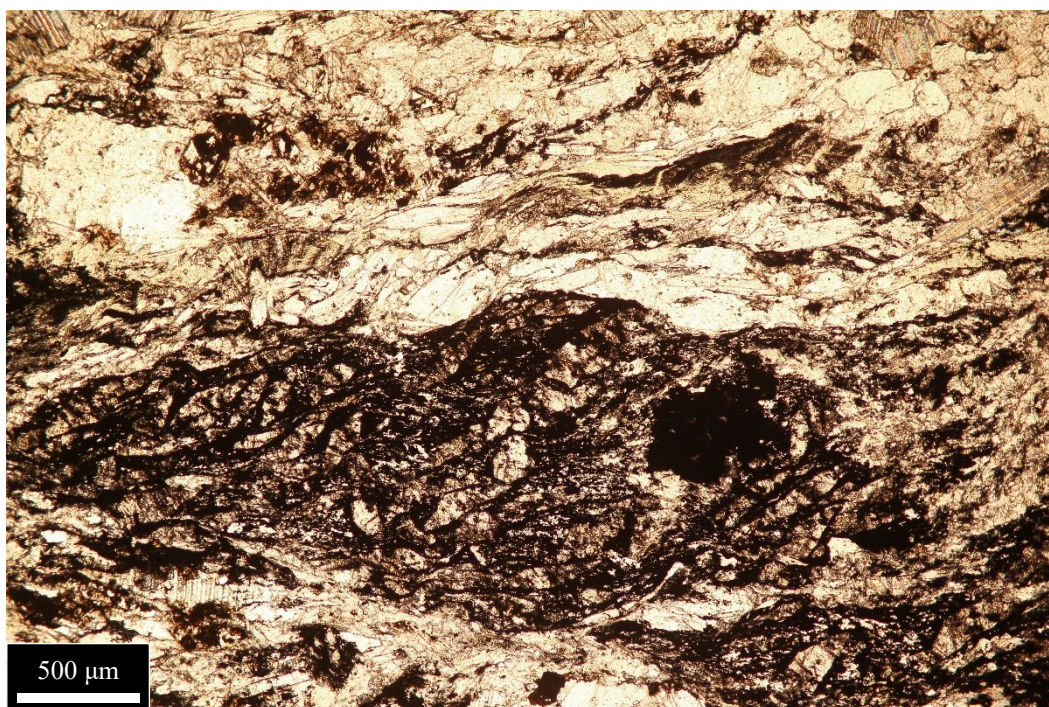


Figura 5.4.2 – La porzione più scura rappresenta un relitto di lawsonite sostituita completamente da epidoti. Al contorno, clorite, carbonato e mica bianca costituiscono gran parte della matrice. Ingrandimento 5X, sezione CB33.

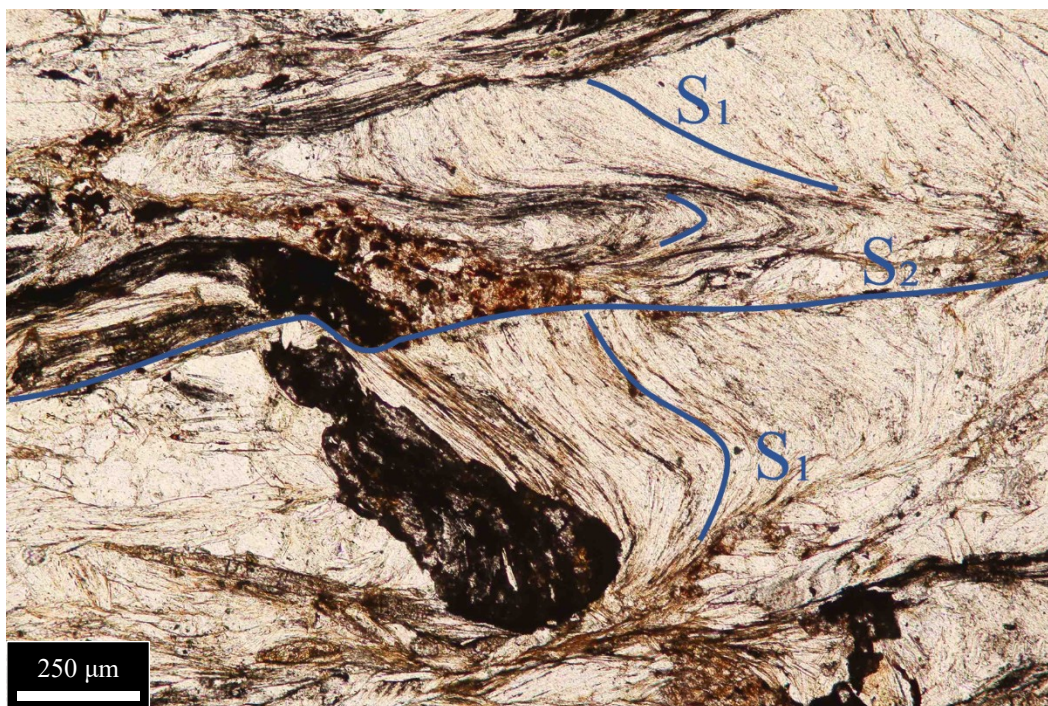


Figura 5.4.3 – Livello micaceo all'interno di un calcescisto. Come nel caso dei micascisti, anche qui la scistosità principale S_2 marca dei domini nei quali è preservata una scistosità relitta S_1 (entrambe evidenziate in blu). Associato alla S_1 si rinviene un cristallo scuro di titanite. Il cristallo allungati a sinistra della titanite è un epidoto. Ingrandimento 10X, sezione CB33.

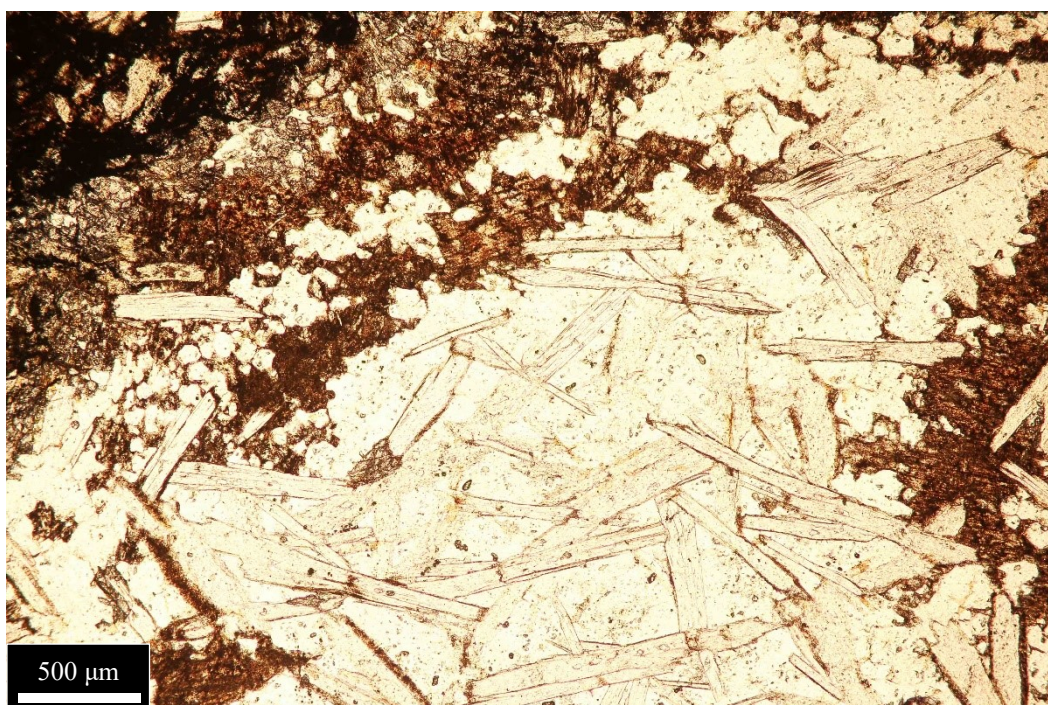


Figura 5.4.4 – Cristalli di mica bianca cresciuti staticamente appartenenti ad una fase tardiva. Al contorno si nota la varietà brunastra di carbonato. Ingrandimento 5X, sezione CB30.

5.5 MARMI

CAMPIONI CB24, CB25

Le rocce si presentano massicce con grana media. La foliazione piano-parallela è evidenziata dalla presenza di livelletti micacei discontinui che si intercalano a porzioni carbonatiche conferendo al marmo un aspetto impuro. Microscopicamente la struttura si presenta eteroblastica e la scistosità principale è definita dall'allungamento dei cristalli di calcite, minerale dominante nella sezione, dall'allungamento dei peciloblasti di albite ed è ulteriormente marcata dalle varie bande di fillosilicati. Tali bande, prevalentemente composte da mica bianca e in minor misura da clorite, hanno un andamento blandamente ondulato. I tipi minerali presenti sono carbonato, quarzo, mica bianca, albite, epidoti e clorite (*Tabella 5.5*).

Il carbonato (calcite), sempre dominante, costituisce più del 60% della roccia. Si presenta granoblastico a contorni poligonali e definisce una struttura pavimentosa-massiccia. I granoblasti sono incolore e con numerose lamelle di geminazione.

Il quarzo, abbondante, si osserva sia in lenti policristalline allungate secondo la scistosità, sia in piccoli aggregati o più raramente in singoli individui fra i granoblasti carbonatici.

La mica bianca si presenta in livelli discontinui di lepidoblasti e in singole lamelle sia ai bordi dei granoblasti di carbonato sia inclusa al loro interno.

L'albite è presente in peciloblasti anche di dimensioni considerevoli sempre associati a bande cloritiche molto sottili. Tra gli inclusi sono dominanti gli epidoti, ma si osserva anche carbonato, mica bianca, clorite, titanite e tormalina. In alcuni peciloblasti la scistosità definita dagli inclusi è discorde con la scistosità principale che si osserva nella matrice a causa della rotazione del peciloblasto albitico durante una fase deformativa successiva.

L'epidoto è abbondante e si trova come incluso in albite, fra i granoblasti di carbonato e associato ai livelli micacei e cloritici. L'epidoto nell'albite si presenta sia in cristalli più tozzi e prismatici di dimensioni apprezzabili, tuttavia troppo minuti per eseguire determinazioni ottiche, sia in minutissimi individui. I colori di interferenza sono intensi e principalmente giallastri. Nella matrice carbonatica e associati ai fillosilicati i cristalli sono del tutto paragonabili a quelli inclusi nell'albite, sia per dimensione che per colore.

In sezione CB25 si notano porzioni di sezione molto scure che conferiscono un aspetto “macchiato” alla roccia. In queste porzioni sono abbondanti epidoti di maggiori dimensioni associati a mica bianca e quarzo. Potrebbe trattarsi di siti, ormai con morfologia irriconoscibile, di ex lawsonite e quindi la roccia documentare una transizione verso i calcescisti. Tali epidoti sono incolore e generalmente si presentano in sezioni prismatiche allungate. I colori di interferenza sono principalmente grigi con qualche individuo blu intenso; gran parte di questi cristalli presenta estinzione retta. Queste caratteristiche portano a definire tali epidoti come zoisiti.

La clorite si dispone in sottili livelli fibrosi e lamellari associati alla mica bianca. Il colore e il pleocroismo è verde pallido e il colore di interferenza marrone chiaro.

I minerali accessori sono opachi, tormaline e titaniti.

	Campione	Cb	Qtz	Mb	Ab	Ep	Chl	Tit	Tur	Op
Marmi	CB24	65	15	15	1	2	1	✓	✓	✓
	CB25	65	20	10	-	3	-	✓	✓	✓

Tabella 5.5 - Composizione modale in % delle fasi minerali nei marmi stimata dall'osservazione al microscopio ottico in luce trasmessa. Gli spazi occupati dalla spunta indicano la presenza in quantità accessoria della fase gli spazi occupati dal tratto orizzontale indicano l'assenza della fase.

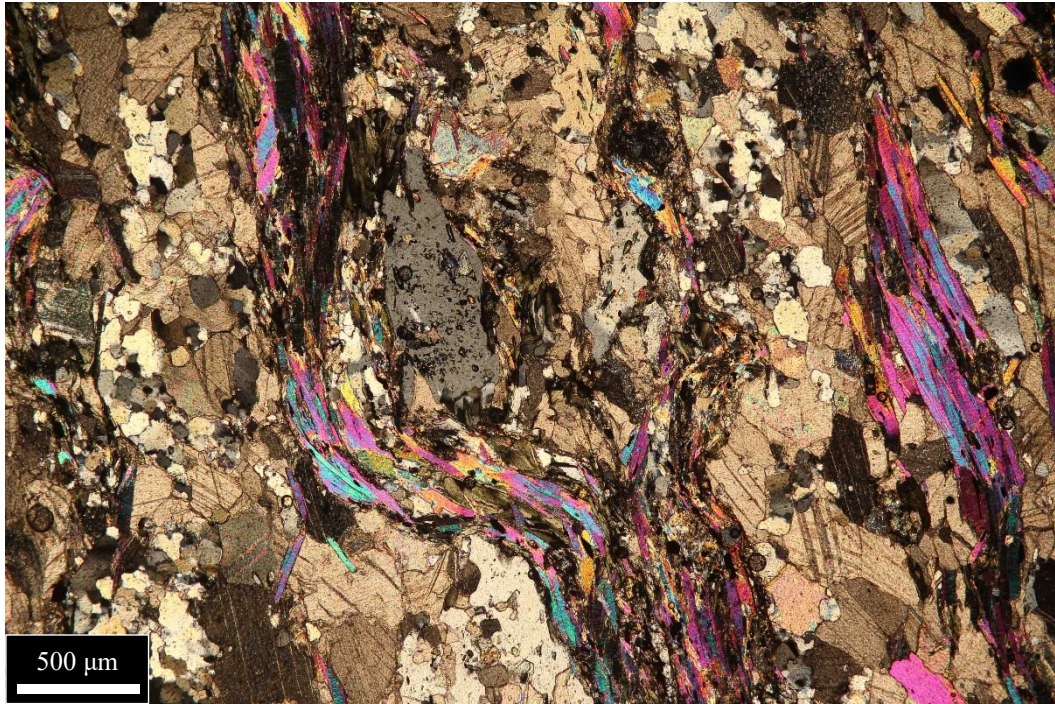


Figura 5.5.1 – Livelli blandamente ondulati costituiti da minerali fillosilicatici conferisce un carattere impuro a questi marmi e ne definisce la scistosità. Al centro della foto si trova un peciloblasto albitico, in queste rocce frequentemente associato ai fillosilicati. Ingrandimento 5X a nicol incrociati, sezione CB24.

5.6 QUARZITI

CAMPIONI CB01, CB22, CB23, CB43

Le rocce appaiono ben foliate, omogenee e a grana fine. Il colore complessivo è scuro nonostante l'intercalazione di fitti e sottili livelli paralleli di quarzo di tonalità di colore differenti, dal grigio chiaro, al verde scuro, al grigio scuro. Microscopicamente si osserva una struttura eteroblastica e le rocce risultano composte per oltre il 70% da quarzo (*Tabella 5.6*). La scistosità piana o leggermente ondulata è marcata da sottili livelli discontinui di lepidoblasti di fillosilicati, i quali definiscono dei domini più o meno sottili e stirati a quarzo. Anche l'orientazione di epidoti e opachi contribuisce ad evidenziarne la scistosità.

I cristalli di quarzo hanno dimensioni abbastanza omogenee, si presentano con bordi irregolari e la tipica estinzione ondulata.

La mica bianca forma livelli lepidoblastici allungati che sottolineano la scistosità principale e talora si rinviene anche in singole lamelle immerse nella matrice quarzosa.

La clorite, spesso associata alla mica bianca, ha colore verde, pleocroico e colore di interferenza marrone chiaro. Anch'essa come la mica bianca si rinviene anche in singole lamelle nella matrice.

Gli epidoti sono abbondanti ma in minutissimi cristalli, color giallo tenue e lievemente pleocroici, spesso in sezione prismatica allungata. I colori di interferenza sono vivaci e a volte zonati. Dovrebbe trattarsi di termini ferriferi.

Il carbonato si presenta in granoblasti a contorni poligonali e si dispone in piccole lenti o bande policristalline.

L'albite è presente solo in sezione CB22 come singolo peciloblasto con inclusioni abbondanti di opachi, epidoto e mica bianca. Si segnala nella stessa sezione la presenza di piccolissimi cristalli di granato, in parte birifrangenti. La presenza di questi granati solo in tale sezione dovrebbe essere attribuita alla collocazione del campione, raccolto appena sotto una breccia a cemento quarzoso-carbonatico.

Tra i minerali accessori vi sono abbondanti opachi talora euedrali, lamelle minute di biotite e tormalina.

Sono state campionate altre due rocce (CB01, CB43) contenenti livelli di quarzite. Queste rocce, anche se non in posto, risultano tuttavia interessanti da citare per le loro

particolarità. Tali rocce contengono livelli centimetrici di quarzite intercalati con livelli ben marcati, anch'essi centimetrici, di altri litotipi. La sezione CB01 vede una sequenza di marmo, quarzite, prasinite e micascisto; la sezione CB43 una sequenza di marmo, quarzite e metabasite a granato. I vari livelli litologici non si discostano dai litotipi descritti nelle rispettive tipologie, ad eccezione della quarzite. Quest'ultima in sezione CB01 è simile a quella sopra descritta con l'aggiunta di granati di piccole dimensioni caratterizzati da inclusioni, talvolta con distribuzione concentrica, di lamelle di minerali opachi. La quarzite in sezione CB43 presenta anch'essa piccoli granati con numerose inclusioni di quarzo. Molti di questi sono conservati, altri parzialmente o completamente sostituiti da clorite. Inoltre, in quest'ultima quarzite si fa notare la quasi assenza di mica bianca e la totale assenza di epidoti.

	Campione	Qz	Ph	Chl	Ep	Grt	Cb	Ab	Tur	Bt	Op
Quarziti	CB22	85	5	5	2	<1	<1	✓	✓	✓	✓
	CB23	65	5	5	2	-	20	-	✓	-	✓

Tabella 5.6 – Composizione modale in % delle fasi minerali nelle quarziti stimata dall'osservazione al microscopio ottico in luce trasmessa. Gli spazi occupati dalla spunta indicano la presenza in quantità accessoria della fase e gli spazi occupati dal tratto orizzontale indicano l'assenza della fase.

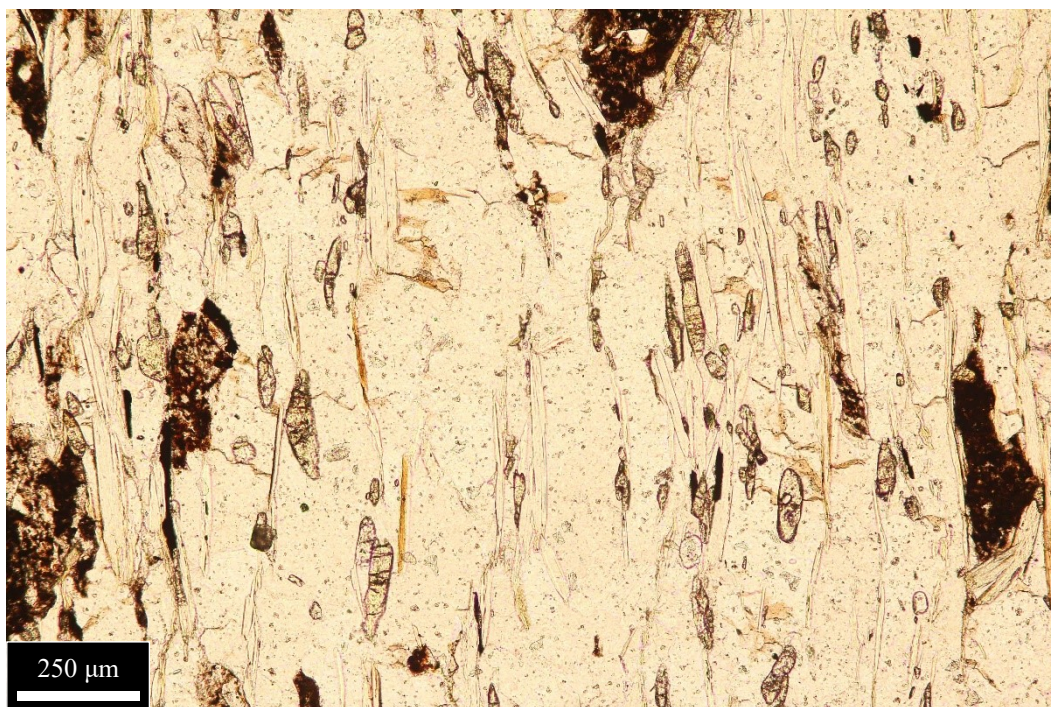


Figura 5.6.1 – Lepidoblasti fillosilicatici, cristalli di epidoto con rilievo medio-alto e minerali opachi. Insieme, questi, definiscono la scistosità di tali rocce. Ingrandimento 10X, sezione CB23.

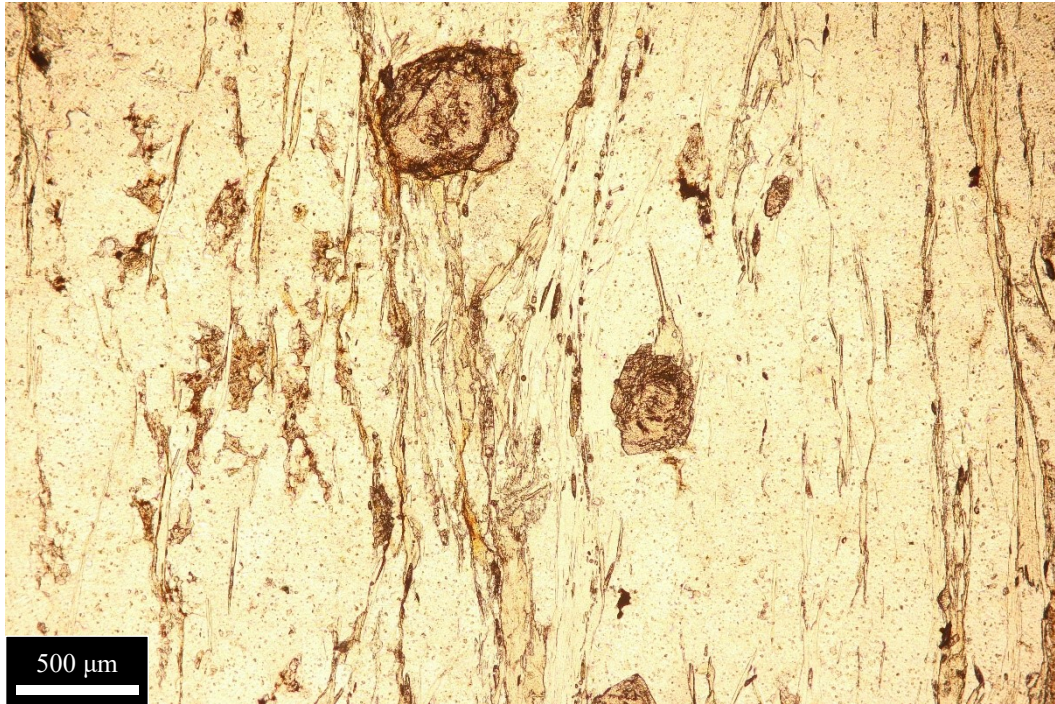


Figura 5.6.2 – Granati in matrice quarzosa. Ingrandimento 5X, sezione CB01.

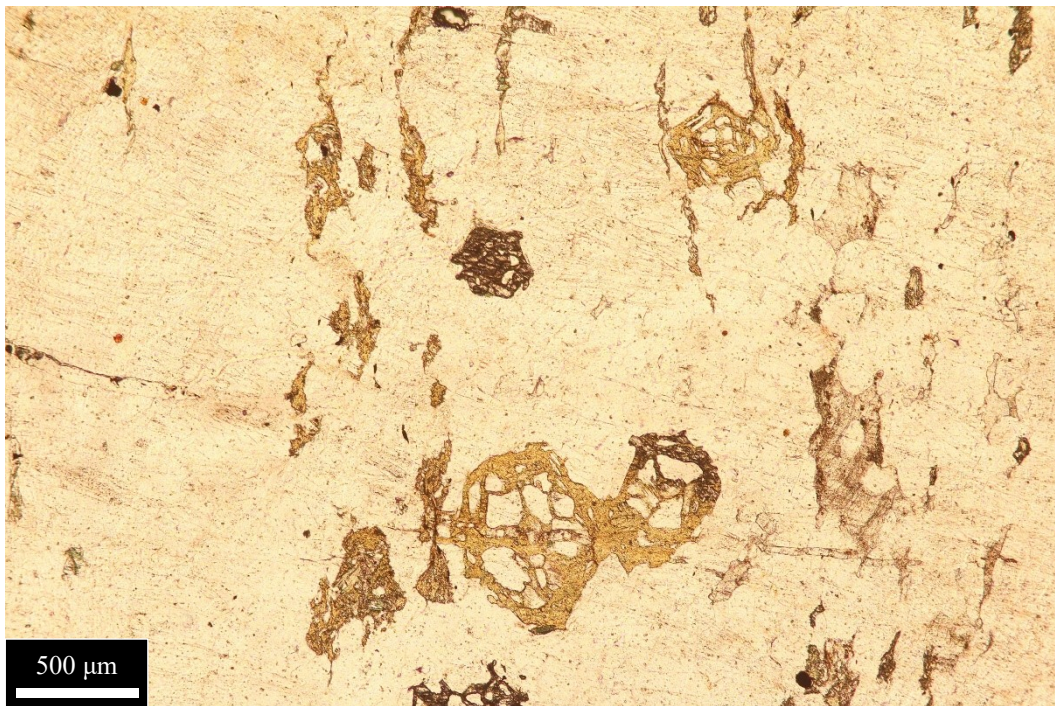


Figura 5.6.3 – Granati totalmente sostituiti da clorite, altri parzialmente preservati. In entrambi i casi si notano abbondanti inclusioni di quarzo. Ingrandimento 5X, sezione CB43.

5.7 METABASITI

CAMPIONI CB10, CB11, CB26, CB27, CB29, CB50

Le rocce si presentano omogenee a grana grossolana, con minerali tipici di una roccia prasinitica. La foliazione nei campioni è poco marcata anche se alla scala dell'affioramento la scistosità è ben riconoscibile. Macroscopicamente le rocce hanno un colore verde conferito dall'abbondante clorite e si riconoscono granuli grigiastri di albite. Microscopicamente la struttura appare eteroblastica data la crescita significativa di porfiroblasti di albite pecilitica. La scistosità principale blandamente ondulata è data principalmente dalla disposizione allineata delle fibre cloritiche e più raramente dal leggero allungamento dei peciloblasti di albite. A marcare la scistosità aiutano anche dei filari di piccoli cristalli di titanite all'interno della matrice cloritica. Si segnala il campione CB11 che, come già evidente macroscopicamente, presenta una scistosità della matrice cloritica molto più marcata e uno stiramento ben evidente dell'albite. I tipi minerali presenti sono albite e clorite dominanti, epidoti, anfiboli, titaniti e in quantità subordinata carbonato.

L'albite si presenta in porfiroblasti pecilitici con inclusioni di epidoto, anfibolo, titanite, carbonato e clorite. L'abbondanza dei minerali inclusi varia da sezione a sezione. I colori di interferenza sono bassi, sui toni del grigio, giallo pallido e aranciato. Qualche cristallo presenta estinzione ondulata.

La clorite è sempre un componente fondamentale della roccia pur essendo in percentuale variabile rispetto all'albite. L'abito è fibroso, il colore varia sui toni del verde pallido e il pleocroismo è molto lieve. Il colore di interferenza è grigio chiaro.

L'epidoto si presenta in cristalli di dimensioni molto variabili, da minuti cristalli a rari cristalli di dimensioni più significative con abito prismatico allungato. È associato sia alla matrice cloritica che come incluso nei porfiroblasti di albite. I cristalli sono incolore, non pleocroici e con alto rilievo. I colori di interferenza spaziano su una vasta gamma di colori, da un blu acceso a tenue, dal giallo al viola. L'estinzione è inclinata, si tratta quindi di clinozoisite o epidoto ferrifero. Su alcuni individui con colore di interferenza bluastrò e di dimensioni significative è stata eseguita la determinazione del segno ottico, che è risultato positivo e considerando l'estinzione inclinata e l'alto 2V si può affermare si tratti di clinozoisite.

L'anfibolo si rinviene in minutissimi cristalli lamellari e aciculari sia nella matrice sia come incluso nell'albite. Gli individui sono incolore e con colori di interferenza vivaci. Appaiono non pleocroici ma la ridotta dimensione rende difficile l'analisi, tuttavia dovrebbe trattarsi della famiglia tremolite-actinolite. Tendenzialmente si presentano in aggregati che seguono la scistosità. I cristalli nella matrice cloritica contribuiscono a evidenziare la scistosità principale, mentre i cristalli inclusi nei porfiroblasti di albite testimoniano una vecchia scistosità precedente allo sviluppo tardivo di albite.

Il carbonato è sempre subordinato e si manifesta in singoli cristalli o in aggregati. Si rinviene sia nella matrice che come incluso minuto nell'albite. I cristalli sono incolore e a nicol incrociati risultano color grigio-nocciola.

Si rinviene abbondante titanite. Questa è presente in piccoli individui che spesso marcano la scistosità principale quando associati alla matrice cloritica. All'interno dei porfiroblasti di albite invece i cristalli risultano orientati casualmente. Talvolta gli individui si dispongono in aggregati a seguire i limiti granulari tra i cristalli di albite e tra albite e clorite. I cristalli mostrano i classici colori chiari brunastri e leggermente pleocroici.

In quantità variabile sono presenti opachi, da scarsi ad abbondanti.

Alcuni aspetti da segnalare riguardano i campioni della serie CB26-CB27-CB29 che, sovrimposta alla classica struttura prasinitica sopra descritta, presentano una struttura pervasiva a bande più o meno marcate che ne determinano la nuova scistosità, ben visibili anche macroscopicamente sul terreno. In tali bande cristallizzano alternatamente minutissimi cristalli di clorite (bande più scure) ed epidoto (bande più chiare). Questa serie, a causa dell'abbondanza di piccolissimi cristalli, risulta di difficile studio (*Figura 5.7.3*), tuttavia, è possibile determinare la clorite come minerale più abbondante. Questa si presenta con un pleocroismo più marcato rispetto alla stessa descritta sopra e colori di interferenza sui toni del bruno. Da notare che il campione CB26, in particolare, mostra una porzione dove sono concentrati minerali di epidoto color giallo intenso e pleocroico con segno ottico negativo, probabilmente Fe-epidoti. Infine, in questa serie sono presenti molti più opachi idiomorfi (solfuri) e di maggiori dimensioni mentre gli inclusi nell'albite sono apparentemente meno abbondanti, o più semplicemente meno visibili.

	Campione	Ab	Chl	Ep	Amp	Cb	Tit	Op
Metabasiti	CB10	55	30	5	5	2	3	✓
	CB11	45	35	5	5	2	3	✓
	CB26	35	50	5	?	5	3	1
	CB27	30	60	5	?	1	-	✓
	CB29	30	60	5	?	1	-	✓
	CB50	45	45	2	5	3	-	-

Tabella 5.7 - Composizione modale in % delle fasi minerali nelle metabasiti stimata dall'osservazione al microscopio ottico in luce trasmessa. Gli spazi occupati dalla spunta indicano la presenza in quantità accessoria della fase, gli spazi occupati dal punto di domanda indicano l'incertezza sulla presenza della fase e gli spazi occupati dal tratto orizzontale indicano l'assenza della fase.

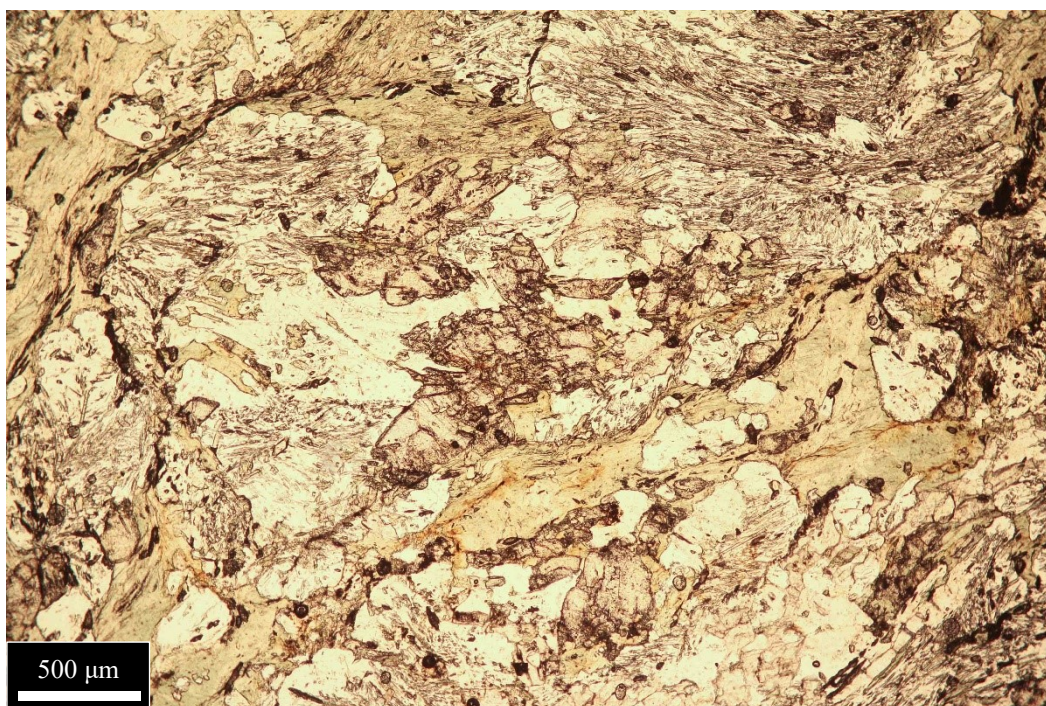


Figura 5.7.1 – Classica struttura prasinitica con peciloblasti di albite contenenti principalmente epidoti di dimensioni anche apprezzabili e finissimi anfiboli. Al contorno, la matrice cloritica definisce la scistosità. Ingrandimento 5X, sezione CB10.

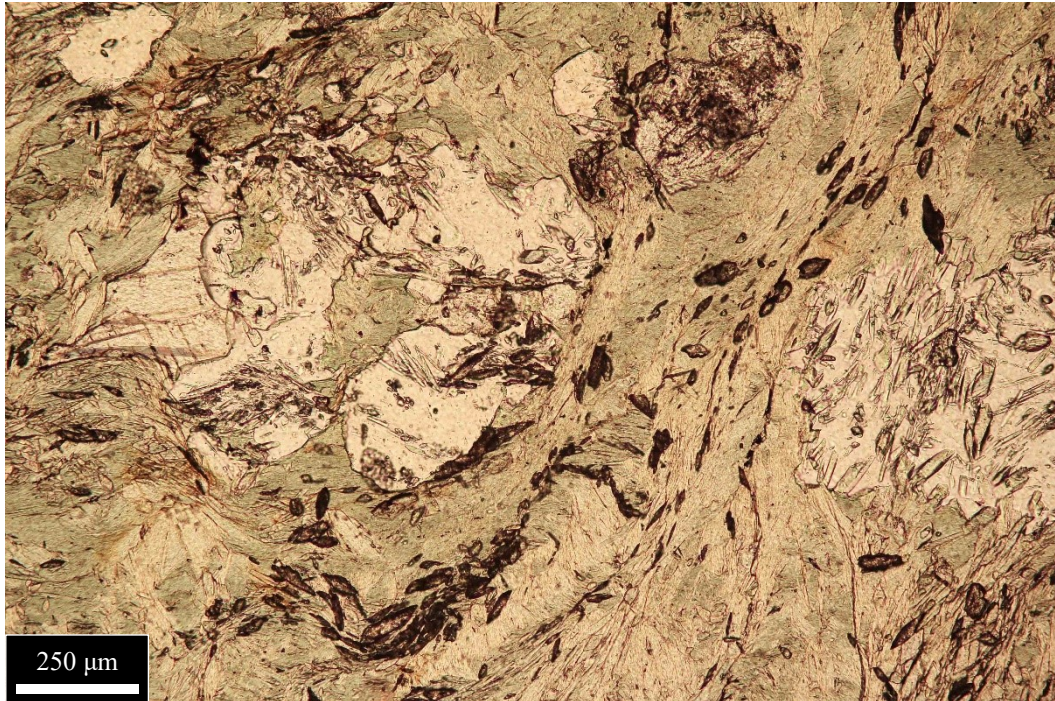


Figura 5.7.2 – Piccoli cristalli di titanite disposti in filari e associati alla matrice cloritica. A questo ingrandimento si apprezzano meglio le finissime lamelle di anfibolo. Ingrandimento 10X, sezione CB10.



Figura 5.7.3 – Si osserva la dimensione minuta dei cristalli delle metabasiti CB26-CB27-CB29. I minerali di dimensione minuta sembrano sovrainporsi alla sottostante classica struttura prasinitica ormai quasi irricognoscibile. Tuttavia, si possono apprezzare abbondanti opachi idiomorfi. Ingrandimento 5X, sezione CB26.

5.8 METABASITI A GRANATO

CAMPIONI CB34, CB35, CB37, CB41, CB43, CB47, CB49, CB51

Queste rocce si presentano massicce e molto scure risultando così all'aspetto completamente differenti dalle sopra descritte metabasiti. La grana e la foliazione sono caratteri molto variabili in ciascun campione. Si osservano rocce da grana fine a media e la foliazione può essere ben evidente o totalmente assente. In molti campioni macroscopicamente si riconoscono porzioni color marrone-rossastro dovute all'alterazione di solfuri abbondantemente presenti nella roccia e anch'essi riconoscibili ad occhio nudo. Microscopicamente si osserva una struttura di tipo eteroblastico e una scistosità principale dettata dalle bande cloritiche e in parte dallo stiramento degli aggregati di opachi i quali risultano molto abbondanti. Queste metabasiti sono state distinte dalle metabasiti classiche, oltre che per la presenza di granato, per la diversità tessiturale dovuta ad una netta abbondanza di clorite rispetto all'albite e per la diversa morfologia di quest'ultima. L'albite, infatti, non si presenta in cristalli pecilitici ma in cristalli di taglia minore privi o quasi privi di inclusi. I tipi minerali più abbondanti sono clorite e albite, in minor misura si rinviene carbonato, epidoto e granato (*Tabella 5.8*).

La clorite è il minerale più abbondante e compone gran parte della matrice. L'abito è fibroso, il colore verde pallido e il pleocroismo sui toni del verde più intenso. I colori di interferenza spaziano dal viola intenso al blu verdognolo. Da notare che al bordo dei granati la clorite tende ad assumere invece un colore di interferenza sul giallo-verde.

L'albite è presente in dimensioni molto variabili. Tenzialmente si sviluppa in piccoli individui sia indeformati tondeggianti che stirata nelle porzioni di matrice più alterata. Più raramente riesce a svilupparsi in porfiroblasti come nelle classiche prasiniti. Le inclusioni si rinvengono in quantità decisamente minori e sono costituite da epidoti, anfiboli actinolitici, clorite e opachi.

Il carbonato, più abbondante rispetto alle classiche prasiniti, è presente in aggregati policristallini e più raramente in singoli individui. Da segnalare in sezione CB47 alcune plaghe carbonatiche con associati dei cristalli di mica bianca.

L'epidoto, oltre ad essere presente in piccoli cristalli inclusi nell'albite, è presente in singoli individui parzialmente riassorbiti di dimensioni anche significative nella matrice cloritica. A nicol paralleli sono incolore e non presentano pleocroismo. I colori di

interferenza sono molto accesi e variano anche all'interno dei singoli cristalli, con toni gialli, arancioni, verdi, blu e viola. Visto il parziale riassorbimento dei cristalli è stato difficile trovare individui adatti per stabilire l'identità dei vari epidoti e svolgere determinazioni ottiche. Tuttavia, gran parte degli epidoti presenta estinzione inclinata e potrebbe quindi trattarsi di clinozoisite o epidoto ferriero.

Il granato porfiroblastico è di dimensioni variabili, da cristalli più piccoli a grossi individui. Sono presenti sia cristalli ben preservati che fortemente fratturati e in alcuni casi molto smembrati. Solo in alcuni si evidenzia una parziale alterazione e sostituzione da parte della clorite in corrispondenza di fratture. Le morfologie sono variabili, dalle classiche forme sub-tondeggianti a prismatiche. Alcuni individui mostrano degli inclusi di ilmenite, rutilo, carbonato e quarzo.

Il quarzo è praticamente assente ad eccezione di una piccola lente policristallina associata a carbonato e opachi in sezione CB49. In sezione CB51 invece è presente abbondante quarzo in diverse vene intercalate nella metabasite, ma si tratta di una roccia campionata a contatto con una vena di quarzo in corrispondenza della mineralizzazione. In questa sezione, inoltre, i granati risultano totalmente sostituiti.

Tra i minerali accessori vi sono abbondanti opachi, anche di notevoli dimensioni e con diverse morfologie, da tozzi euedrali a lamellari, a irregolari. Sono presenti anche abbondanti cristalli semi-opachi di colore aranciato, si tratta di sfalerite.

In sezione CB43 sono stati rinvenuti pochi individui di stilpnomelano in aggregati aciculari di colore giallo e pleocroismo nero. Il colore di interferenza è giallo-marrone con estinzione retta. Questa sezione, tuttavia, è solo in parte costituita da metabasite, in quanto la restante porzione è costituita da una banda di quarzite e da marmo, descritte nei rispettivi litotipi.

	Campione	Chl	Ab	Cb	Ep	Grt	Qz	Ph	Amp	Ms	Op
	CB34	45	40	5	5	-	-	-	1	-	✓
	CB35	50	40	5	2	1	-	-	<1	-	✓
Metabasiti a	CB37	45	45	5	2	2	-	-	-	-	✓
Grt	CB41	35	45	10	3	2	-	-	-	-	✓
	CB47	44	43	-	3	3	<1	3	-	✓	✓
	CB49	50	40	3	1	3	<1	-	-	-	✓

Tabella 5.8 - Composizione modale in % delle fasi minerali nelle metabasiti a Grt stimata dall'osservazione al microscopio ottico in luce trasmessa. Gli spazi occupati dalla spunta indicano la presenza in quantità accessoria della fase e gli spazi occupati dal tratto orizzontale indicano l'assenza della fase.

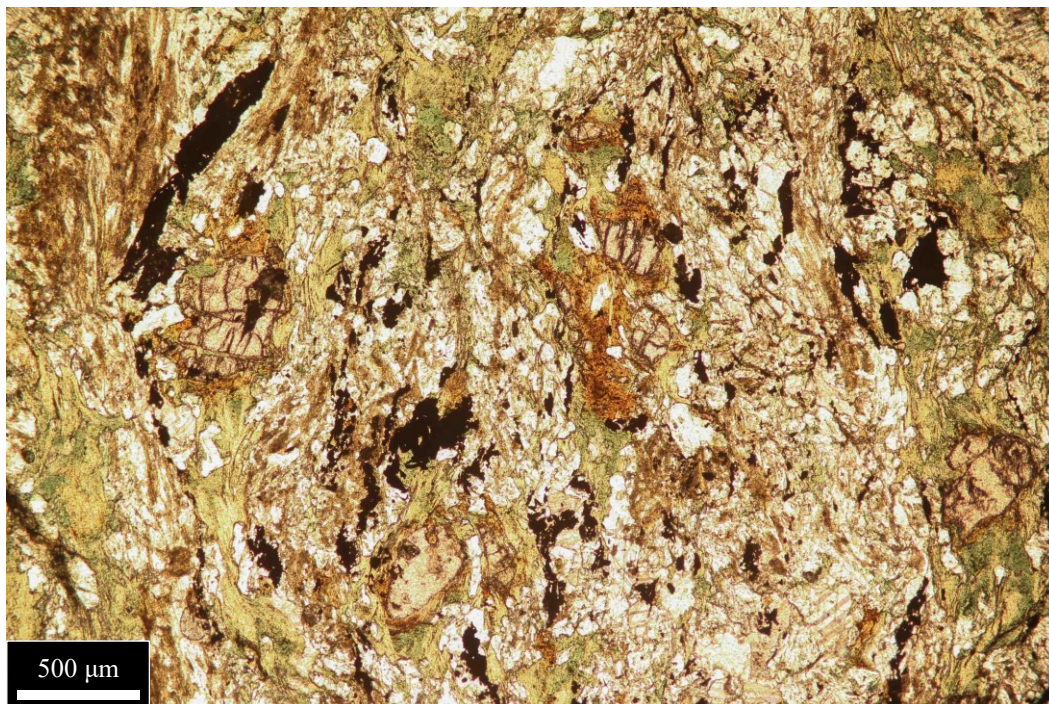


Figura 5.8.1 – Si distingue una tessitura differente rispetto alle precedenti metabasiti. Qui l'albite non si presenta nei tipici peciloblasti ma in cristalli generalmente più minuti e privi o quasi privi di inclusioni. Si noti l'abbondante presenza di minerali opachi. Ingrandimento 5X, sezione CB37.

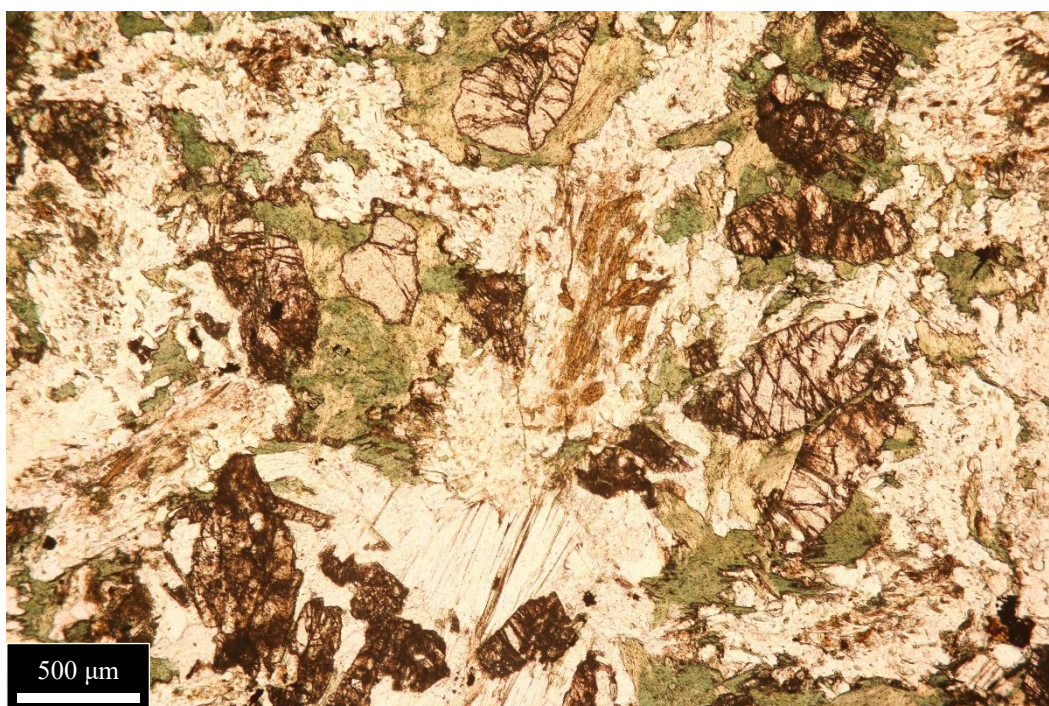


Figura 5.8.2 – Alcuni epidoti e due individui di granato ancora preservati nella parte centrale-alta dell'immagine. Al contorno, clorite, albite e mica bianca completano la matrice di questa roccia. Ingrandimento 5X, sezione CB47.

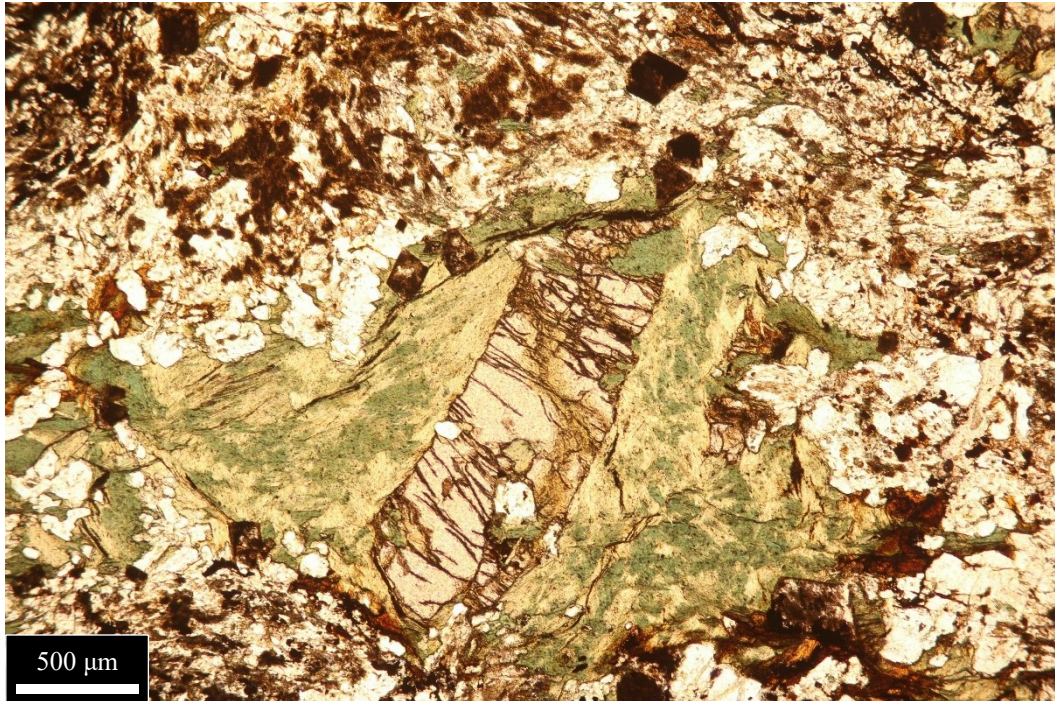


Figura 5.8.3 – Un granato di particolare morfologia contornato da clorite. Ingrandimento 5X, sezione CB47.

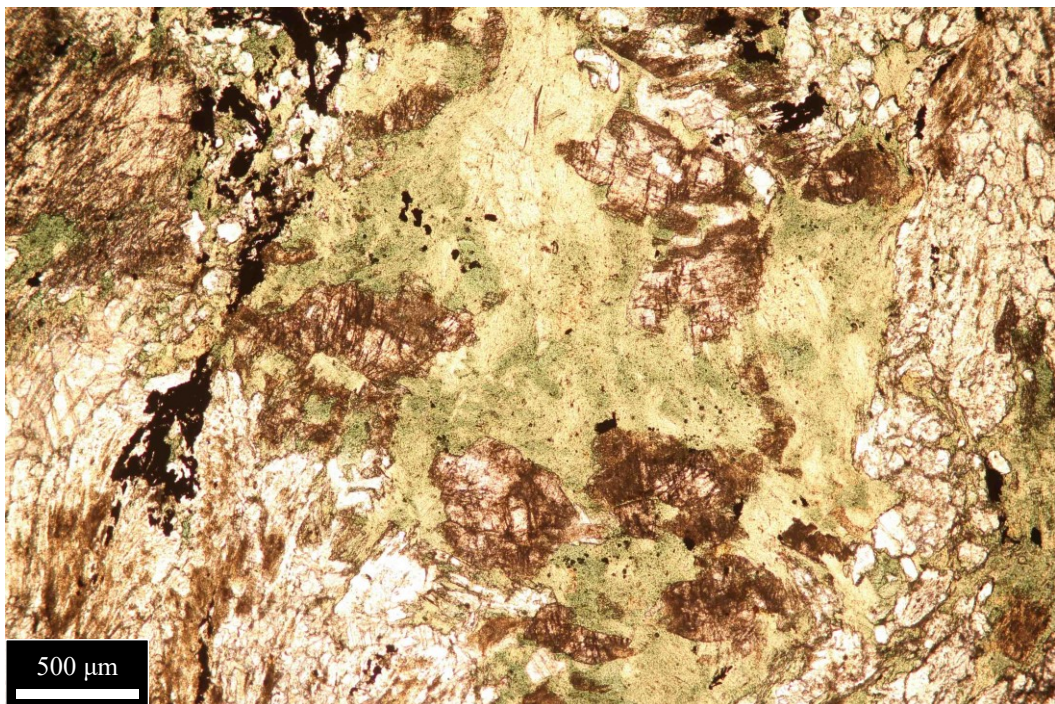


Figura 5.8.4 – Epidoti parzialmente riassorbiti. Ingrandimento 5X, sezione CB37.

5.9 CLORITOSCISTI

CAMPIONI CB44, CB55, CB57, CB58

Le rocce si presentano omogenee e molto scistose, di aspetto milonitico e facilmente sfaldabili. Si tratta di rocce a grana fine e con crenulazioni intense. Il colore grigio-verdastro perlaceo è conferito dalla clorite la quale compone ca. il 95% della roccia. La scistosità è riconoscibile alla vista microscopica e appare ben marcata e variabilmente crenulata da una successiva fase deformativa. La scistosità è dettata dalla clorite ma, a marcare ulteriormente tale struttura, sono presenti cristalli di titanite e opachi, talora disposti in filari a seguire la scistosità e ripiegati dall'ultima fase deformativa.

La clorite ha colori e pleocroismo sui toni del verde più o meno intenso. I colori di interferenza vanno dal verde-grigio in alcune sezioni al viola-blu per altre, suggerendo differenti contenuti in ferro.

La titanite si presenta in cristalli di varie dimensioni, spesso idiomorfa in cristalli a losanga. Il colore è molto chiaro sui toni del marroncino. Molti cristalli sono sostituiti parzialmente da rutilo (sezioni CB44, CB58) o totalmente (sezione CB55) da aggregati di opachi fini e lamellari, si tratta di ilmenite.

L'albite è presente generalmente in piccoli cristalli isolati nella matrice. Si rinven-
gono tuttavia anche cristalli di dimensioni porfiroblastiche con numerosi inclusi di epidoto, clorite, titanite.

Il quarzo è scarsamente presente e si rinviene in lenti di aggregati policristallini di dimensioni variabili, a volte associati ad albite. Tali lenti affusolate seguono la scistosità. In sezione CB57 è presente una lente con associato abbondante rutilo.

L'epidoto, anch'esso molto raro, è presente in piccolissimi cristalli dispersi nella matrice o inclusi nell'albite. I primi presentano lieve pleocroismo giallo e colori di interferenza molto accesi sui toni del blu. Visto il pleocroismo e l'estinzione inclinata dovrebbe trattarsi di epidoto ferrifero anche se, per via della taglia minuta dei cristalli, non si sono potute effettuare ulteriori determinazioni ottiche. Si rinven-
gono anche cristalli di epidoto di color marrone, pleocroismo marrone-rossiccio e con alone pleocroico scuro sulla clorite; potrebbe trattarsi di individui ricchi in terre rare.

Gli opachi sono abbondanti con grana molto variabile, da minutissimi individui a cristalli di pari dimensioni delle titaniti. Le morfologie sono anch'esse variabili, da irregolari a ben definite tozze o lamellari. Da analisi SEM si definisce ilmenite e pirite.

Si nota anche la presenza di sfalerite, spesso associata agli opachi.

In sezione CB44 si rinvencono un paio di cristalli di dimensioni apprezzabili, di color grigio-verde pleocroico e colori di interferenza sul grigio. Sono presenti evidenti zonature di colore più chiaro. Da determinazioni ottiche è stato osservato il carattere uniassico negativo che porta a definirli come grandi cristalli di tormalina.

	Campione	Chl	Tit	Ab	Qz	Ep	Tur	Rt	Op
Cloritoscisti	CB44	95	3	✓	-	-	✓	✓	✓
	CB55	95	-	✓	✓	-	-	✓	✓
	CB57	90	3	1	✓	✓	-	✓	✓
	CB58	95	3	-	✓	-	-	✓	✓

Tabella 5.9 – Composizione modale in % delle fasi minerali nei cloritoscisti stimata dall'osservazione al microscopio ottico in luce trasmessa. Gli spazi occupati dalla spunta indicano la presenza in quantità accessoria della fase e gli spazi occupati dal tratto orizzontale indicano l'assenza della fase.

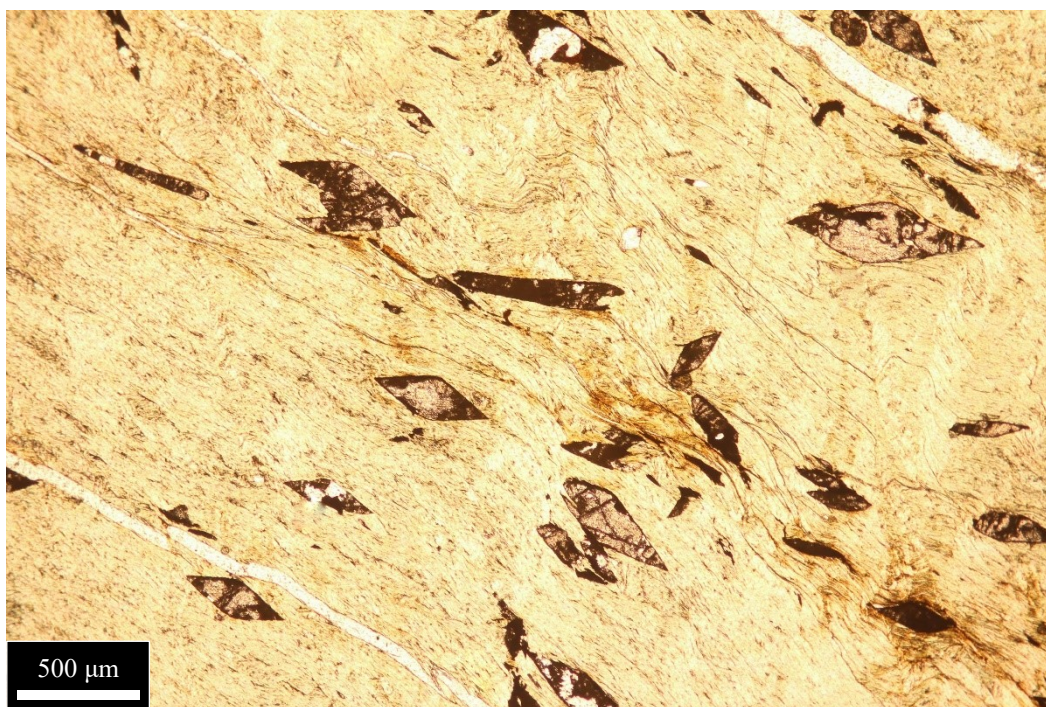


Figura 5.9.1 – Titaniti orientate secondo la scistosità principale. Ingrandimento 5X, sezione CB44.



Figura 5.9.2 – Struttura a sottili letti che caratterizza questi cloritoscisti, con una scistosità ben marcata e crenulata. I cristalli di titanite qui appaiono quasi completamente sostituiti da rutilo. Ingrandimento 5X, sezione CB44.



Figura 5.9.3 – Porfiroblasto di albite con numerose inclusioni. Ingrandimento 5X, sezione CB57.

5.10 ROCCE METASOMATICHE

CAMPIONI CB02, CB03, CB14, CB15, CB16, CB20, CB21, CB39

Di seguito si descrivono delle rocce appartenenti ad un piccolo affioramento. Nel medesimo campione si rinvengono domini più o meno estesi caratterizzati da associazioni mineralogiche distinte. Macroscopicamente tutti i campioni appaiono eterogenei e caotici con grana da media a grossolana. Già da una prima osservazione, i vari domini risultano distinguibili grazie alle variazioni cromatiche. A seguito di analisi al microscopio se ne deduce che i colori biancastri con sfumature verdognole sono attribuibili alla presenza di carbonato ed epidoto, colori grigiastri con sfumature verdognole sono conferiti da albite, epidoto e anfibolo, le porzioni verdi variabilmente scistose sono attribuibili alla dominanza di actinoliti. Associate a tutti i domini si rinvengono aree più scure, nettamente scistose, caratterizzate dalla presenza di clorite.

A seguito di una dettagliata analisi al microscopio ottico delle sezioni sottili, i domini che si sono distinti sono:

- I. carbonato dominante ed epidoto con subordinati anfiboli, albite, clorite e mica bianca;
- II. albite peciloblastica ed epidoto dominanti con subordinato anfibolo, carbonato, clorite e mica bianca;
- III. scisto actinolitico dominante con subordinati epidoti ferriferi, mica bianca cromifera e clorite;
- IV. anfibolo dominante e subordinata clorite.

Analizzando le sezioni si sono distinte anche delle zone di transizione talvolta graduali e talvolta nette tra i domini. Per quanto riguarda la presenza di opachi è da ritenersi quasi nulla in tutti i campioni.

Qui di seguito si descrivono in dettaglio i vari domini.

I. Il carbonato, quasi certamente calcite, va a costituire la matrice e si presenta in aggregati policristallini a estensione variabile e con dimensione dei singoli cristalli che spazia su un ampio intervallo granulometrico. Alcuni individui hanno dimensioni decisamente notevoli rispetto al classico carbonato osservato in calcescisti e marmi. Le lamelle di geminazione sono molto evidenti e nette sia in luce parallela che incrociata dove portano a estinzioni selettive.

L'epidoto si distribuisce sia in singoli individui nel carbonato sia in agglomerati creando aree esclusivamente a epidoto. Anche all'interno del carbonato, tuttavia, la concentrazione di cristalli di epidoto cambia, da zone dove si ha una grande abbondanza di cristalli a zone con carbonato quasi puro. Le dimensioni sono estremamente variabili da piccoli individui a cristalli di dimensioni davvero notevoli. I cristalli sono incolore e con pleocroismo assente a nicol paralleli, mentre a nicol incrociati presentano colori di interferenza molto vivaci di primo e secondo ordine. Molto comuni sono le zonature, spesso irregolari, ma volte meglio definite con colore giallo al nucleo e blu-viola alla periferia o viceversa in altri casi. Sono state eseguite molte determinazioni ottiche date le notevoli dimensioni dei cristalli. Il risultato di queste ha permesso di definire con certezza la presenza sia di individui con segno ottico positivo (serie zoisite-clinozoisite) che negativo (Fe-epidoti). Tra i primi si osservano sia clinozoisiti con estinzione inclinata in sezione prismatica, sia zoisiti con estinzione retta. Sono presenti anche epidoti inclusi nell'albite ma di dimensioni molto più ridotte rispetto al resto della sezione. In sezione CB03 si nota una zona di transizione con il dominio III in cui si osserva una concentrazione di grandi zoisiti, con il tipico colore grigiastro, a formare quasi una struttura granoblastica. A questa zona si associano anche anfiboli di dimensioni significative.

L'anfibolo si rinviene in cristalli molto allungati sia di piccole-medie dimensioni che rari individui di dimensioni più significative. Si distinguono anfiboli associati strettamente al carbonato e anfiboli in corrispondenza della zona di transizione (sopra descritta) con il dominio III. I primi generalmente si dispongono in singoli cristalli prismatico-aciculari nel carbonato, ma non mancano aggregati che vanno a formare festoni. A nicol paralleli i cristalli sono di color verde pallido e mostrano un tenue pleocroismo con sfumature verdi-azzurre. I colori di interferenza sono prevalentemente rosa e verde del terzo ordine. Il segno ottico determinato su un unico individuo ha dato risultato negativo e considerata la presenza di pleocroismo e un c/γ' caratteristico pari a 13° si può dedurre si tratti di ferro-actinolite. I secondi, in sezione CB03 associati alla zona di transizione, appaiono di dimensioni maggiori e con morfologie variabili ma per lo più allungate. Si rinvencono sia piccole lamelle, a volte anche aggregate, sia grossi cristalli disposti casualmente nell'intera zona. I cristalli sono incolore e non pleocroici e a nicol incrociati mostrano toni accesi del primo e secondo ordine, spaziando dal giallo-arancione al viola,

all'azzurro. Sono state eseguite determinazioni ottiche su vari individui e il segno ottico risultante è negativo. Vista l'assenza di pleocroismo dovrebbe trattarsi di tremolite.

L'albite si presenta in peciloblasti anche di notevoli dimensioni contenenti epidoto, anfibolo, carbonato, titanite torbida e mica bianca in piccole lamelle. Si rinvennero 4-5 cristalli con geminazione di tipo albite sui quali è stato determinato un contenuto in anortite pari al 5-6%.

La clorite, con abito da fibroso a lamellare, si presenta incolore o leggermente nocciola chiaro. A nicoli incrociati assume colore principalmente bianco o grigio-giallastro. In alcune aree si dispone a bande scistose più o meno continue, più spesso invece va semplicemente ad occupare gli interstizi più o meno estesi fra i vari cristalli. A volte si rinvennero anche singole lamelle nei granoblasti di carbonato. Spesso associata alla clorite, ma non solo, sono presenti alcune lamelle di mica bianca, a volte aggregate fra loro. Si segnala in sezione CB15 una banda più spessa con associati epidoti molto smembrati e ridotti in finissimi cristalli che vengono trasposti lungo la scistosità.

Come accessori si rinvennero abbondanti titaniti di dimensioni variabili: da piccoli cristalli disposti in filari lungo la scistosità nella clorite, a cristalli di medie dimensioni dispersi nel carbonato o nell'albite. Gli opachi sono decisamente scarsi.

Nella sezione CB20 si segnala come particolarità la presenza di un cristallo prismatico centimetrico e boudinato sostituito interamente da epidoto, mica bianca (sia muscovite che paragonite), abbondante titanite. Qui è stato rinvenuto al SEM anche un cristallo di plagioclasio. Tale sito inoltre è diviso in due metà: una parte limpida, nella quale sono ben visibili tutti i minerali pseudomorfi, un'altra invece ricoperta da striature nere pervasive che si sovrimpongono a tutti i minerali.

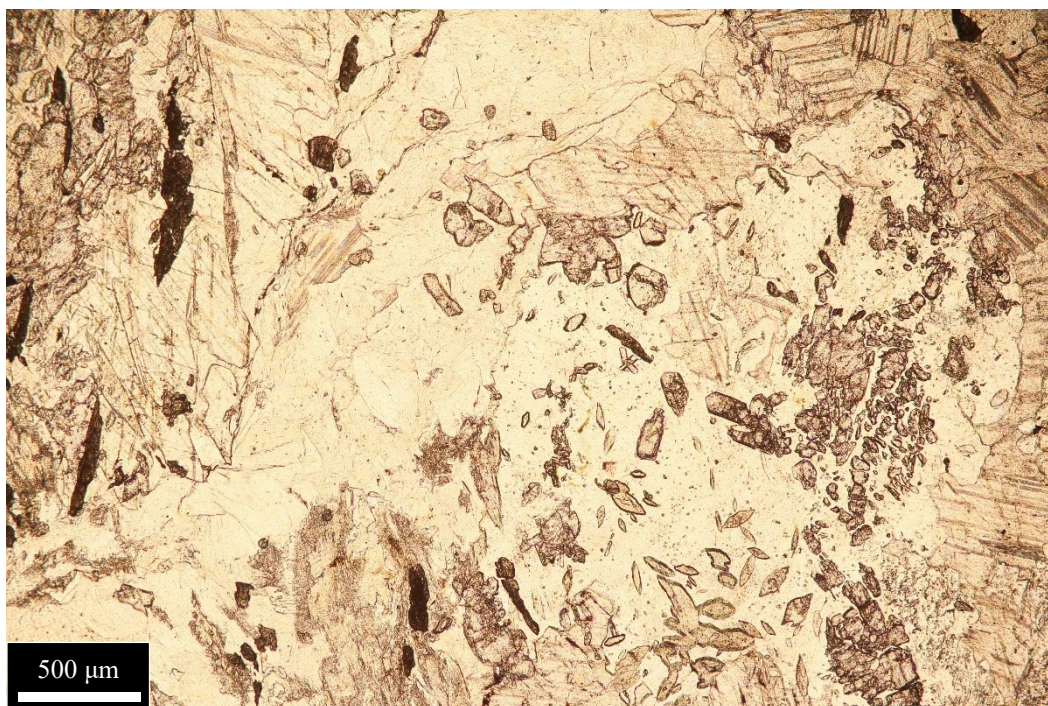


Figura 5.10.1 – In figura si possono ritrovare gran parte dei tipi minerali che costituiscono il dominio I. Ai lati il carbonato, che contorna un livello cloritico con un peciloblasto di albite, epidoti e anfiboli. Ingrandimento 5X, sezione CB03.



Figura 5.10.2 – La medesima fotografia a nicol incrociati.

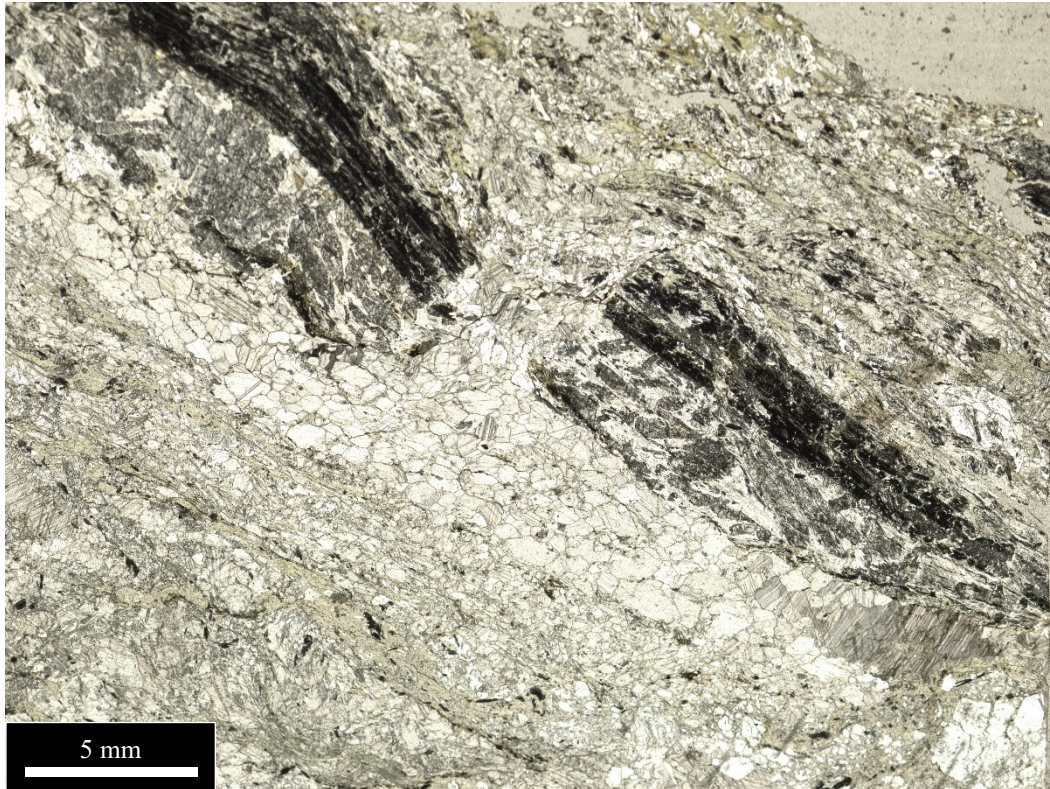


Figura 5.10.3 – Scansione dell'intera sezione CB20 che mostra la struttura boudinata di un relitto di lawsonite interessato da striature nerastre.

II. L'albite è l'elemento dominante e si rinviene in grandi cristalli che vanno a costituire l'intera matrice di questo secondo dominio. Alcuni cristalli hanno aspetto limpido, altri pecilitico date le numerose inclusioni di anfibolo aciculare molto minuto.

L'epidoto, altro elemento dominante, si rinviene in numerosissimi cristalli di dimensioni notevolmente variabili, da molto minuti a grandi. I cristalli sono dispersi abbastanza omogeneamente nella matrice albitica, anche se vi sono delle zone nelle quali sono più concentrati creando una struttura pseudo-granoblastica. Le morfologie variano da prismatiche allungate a tozze e tondeggianti. Tutti gli individui sono incolore, non pleocroici e con colori di interferenza variabili dal primo al secondo al terzo ordine. Le numerose determinazioni del segno ottico hanno sempre dato esito negativo; gli epidoti in questione quindi sono ferriferi, nonostante l'assenza di colore e pleocroismo. Tra le inclusioni negli epidoti si trova carbonato e titanite.

L'anfibolo è presente in pochi cristalli prismatico-aciculari di colore verdognolo pleocroici sul verde bluastrò. Si tratta dei medesimi anfiboli ferro-actinolitici presenti nel dominio I.

La clorite e la mica bianca sono subordinate e si dispongono in piccoli aggregati di fibre sia fra i cristalli di albite che come inclusi in essi.

Il carbonato è molto scarso e presente solo in singoli individui, generalmente di piccole dimensioni, fra i cristalli di albite e come incluso.

Tra gli accessori vi sono abbondanti titaniti con inclusi di carbonato, pirite e clorite, che insieme ai cristalli di epidoto e anfibolo tendono a orientarsi seguendo la scistosità definita dalle bande cloritiche contigue a questo dominio II.



Figura 5.10.4 – Numerosi epidoti immersi nella matrice albitica. Uno di questi include al nucleo un cristallo di titanite. Ingrandimento 5X, sezione CB14.

III. L’anfibolo è l’elemento dominante. Si presenta con morfologia lamellare creando una scistosità che evidenzia la presenza di belle pieghe *kink*. I lepidoblasti hanno dimensioni variabili da minute a medie. I cristalli sono incolore e a nicol incrociati hanno colori vivaci del primo e secondo ordine. Si tratta di actinoliti.

L’aspetto scistoso e la presenza di pieghe sono conferiti anche dalla mica bianca che forma aggregati fibroso-lamellari sia minuti con piccoli cristalli, che di notevoli dimensioni con cristalli più grandi. Le fibre sono incolore e con colori di interferenza all’incirca del terzo ordine. Si è potuta constatare la presenza di cromo; $\text{Cr}_2\text{O}_3=1.67\%$ da analisi

EMPA. Associata alla mica bianca si rinviene anche clorite del tutto simile a quella presente nelle altre porzioni.

Dispersi nei lepidoblasti di anfibolo e spesso associati alla mica bianca e alla clorite si rinvengono bellissimi epidoti, con morfologia irregolare, anche di dimensioni davvero notevoli. Questi sono da incolore a giallo tenue con pleocroismo giallo molto acceso e intenso. I colori di interferenza sono vari dal secondo al terzo ordine. Si nota inoltre che gli individui con pleocroismo più intenso hanno birifrangenza più alta. L'estinzione è inclinata e il segno ottico è negativo; si tratta quindi di epidoti ferriferi, conferma ottenuta anche a seguito di analisi chimiche, le quali hanno anche rivelato (come per la mica bianca) la presenza di cromo; di $\text{Cr}_2\text{O}_3=1.45\%$ da analisi EMPA.

Come accessori sono presenti rari opachi molto minuti e titaniti le quali, a seguito dell'osservazione al SEM hanno evidenziato inclusioni di rutilo e zirconi.

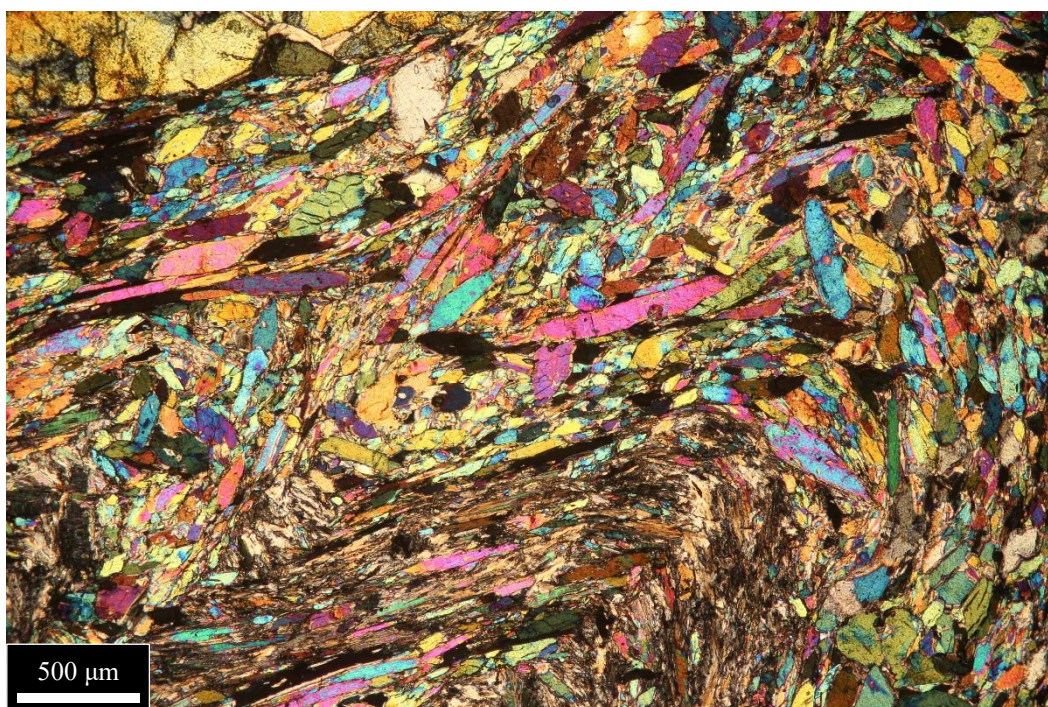


Figura 5.10.5 – Dominio III costituito da cristalli di anfibolo i quali definiscono il ripiegamento della scistosità. Ingrandimento 5X nicol incrociati, sezione CB16.

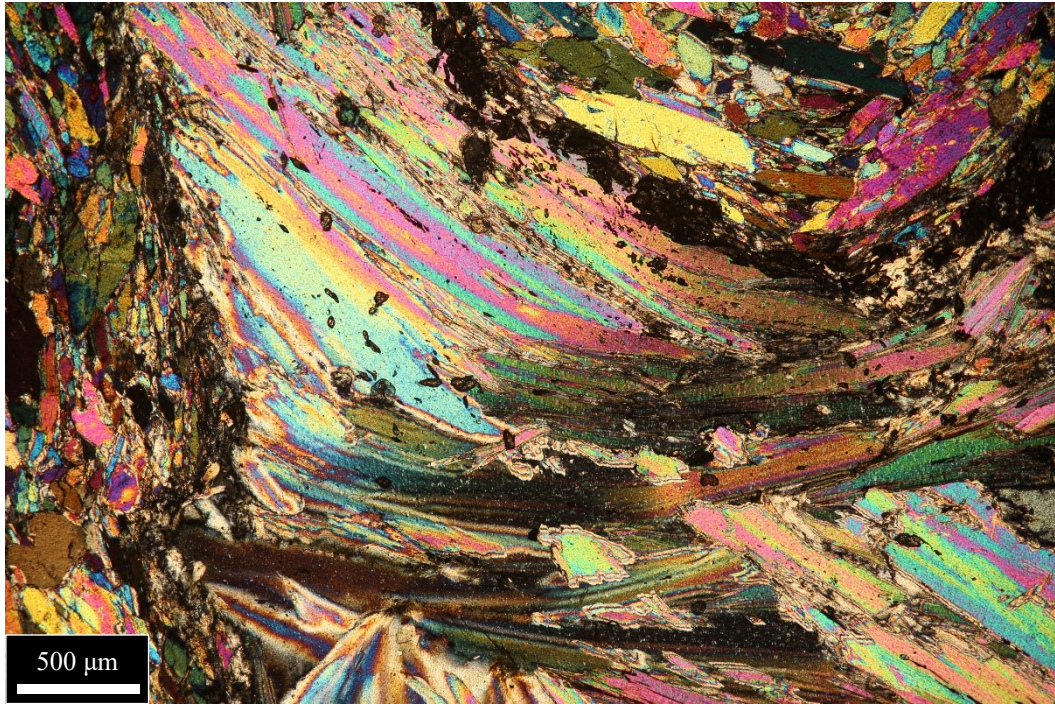


Figura 5.10.6 – Piega costituita da mica bianca cromifera immersa nella matrice actinolitica. Ingrandimento 5X nicol incrociati, sezione CB16.

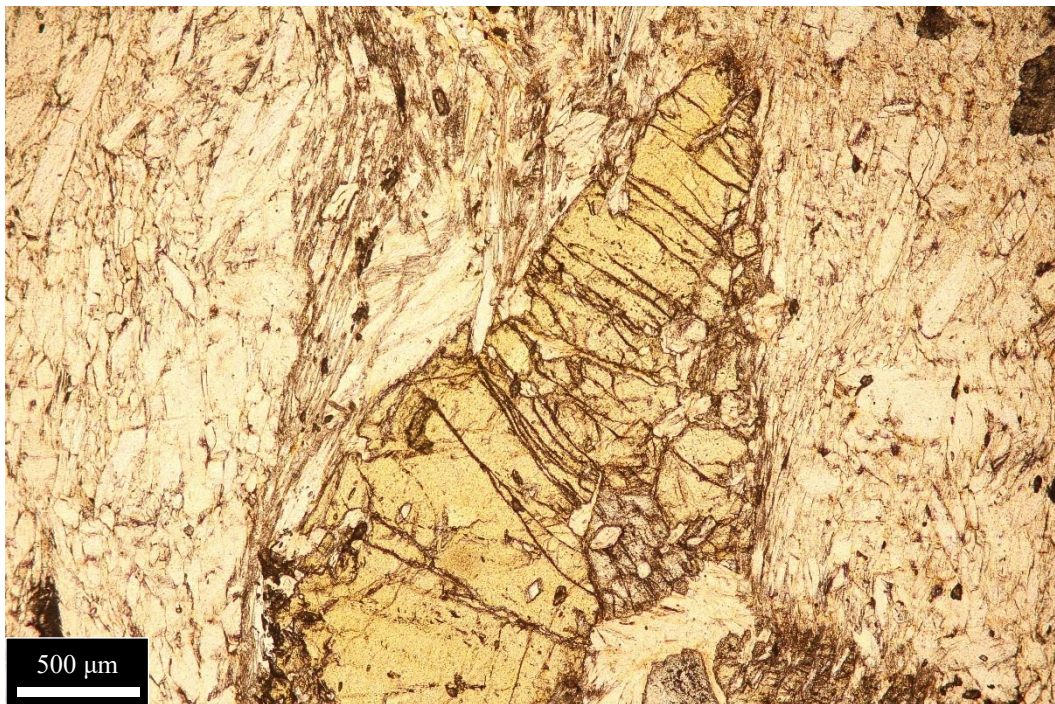


Figura 5.10.7 – Cristallo di epidoto di notevoli dimensioni associato a clorite (a contatto con l'Ep (a contatto con l'Ep in basso a destra) e mica bianca cromifera (a contatto con l'Ep in alto a sinistra). Si noti l'intensa tonalità giallastra-verde pleocroica dell'epidoto dovuta probabilmente alla presenza di Cr. Ai bordi la matrice actinolitica. Ingrandimento 5X, sezione CB16.

IV. L'anfibolo è dominante e si presenta in grandi cristalli, visibili anche macroscopicamente, i quali creano una struttura granoblastica massiccia. Si rinvengono sia in sezione basale con le caratteristiche tracce di sfaldatura a 120° , che prismatica-aciculare allungata. I colori di interferenza sono vivaci di primo e secondo ordine. Il segno ottico determinato su diversi individui ha evidenziato il carattere negativo. Vista l'assenza di colore e pleocroismo e un c/γ' medio di 15° si può affermare si tratti di tremolite.

Subordinata si rinviene clorite in fibre e lamelle che occupano i pochi interstizi fra i cristalli di anfibolo. A nicol paralleli è incolore e a nicol incrociati assume tonalità bianche e grigie. Come accessori si rinvengono rarissimi opachi.

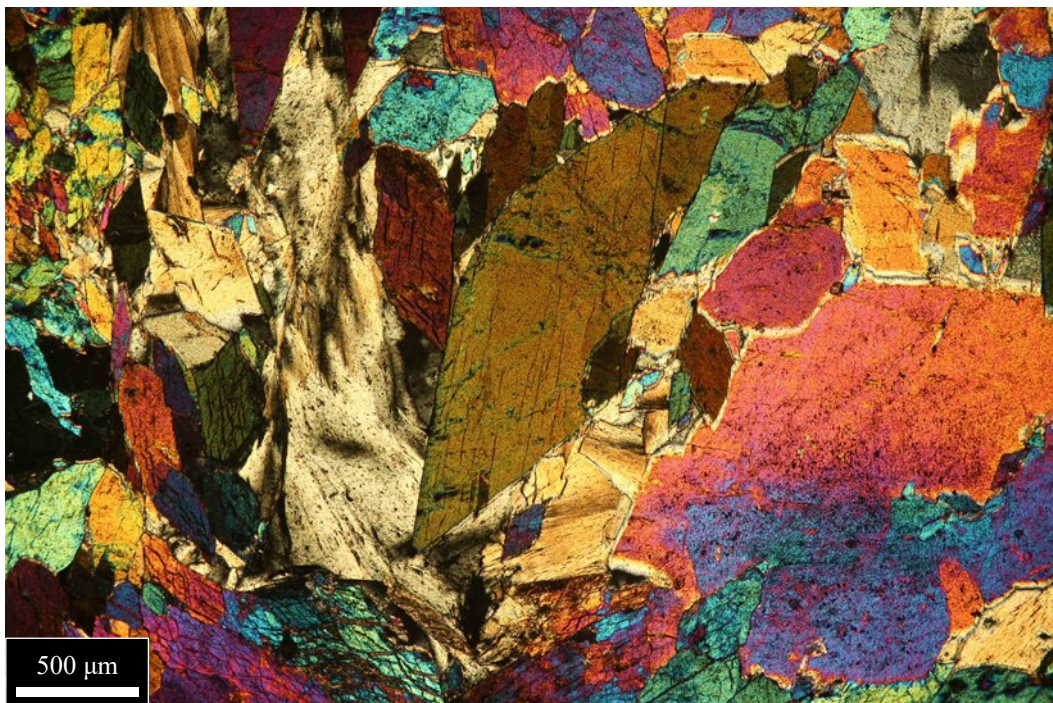


Figura 5.10.8 – In figura si può osservare come l'anfibolo si sviluppi in cristalli di notevoli dimensioni. Fra questi individui, negli interstizi, si rinviene clorite con tonalità grigio-nocciola. Ingrandimento 5X, sezione CB21.

A differenza delle rocce appena descritte, il campione CB39 non è stato campionato in posto, ma è stato rinvenuto in prossimità delle metabasiti a granato. È sembrato opportuno inserire la sua descrizione in questo litotipo in quanto tale roccia ricorda i campioni sopra descritti ma caratterizzata da una significativa alterazione. La roccia si presenta con un aspetto estremamente caotico tanto che non si riescono a discriminare con chiarezza i differenti domini che la compongono. Di conseguenza, ci si limita qui a descrivere la sezione nella sua interezza.

Si notano due frastagliate bande cloritiche che attraversano l'intera sezione chiudendosi ad una delle estremità creando una forma geometrica ad occhio. La clorite ha colore e pleocroismo sui toni del verde e a nicol incrociati appare viola-blu. Nella porzione interna a tali bande cloritiche si rinviene dominanza di epidoti e carbonato. Si tratta di epidoti soggetti a una pervasiva sostituzione e alterazione. Si riconoscono poi dei piccoli domini carbonatici policristallini, alcune disperse lamelle di mica bianca e alcuni cristalli di albite. Sempre in quest'area è presente una lente albitica abbastanza grande che include epidoti e diversi granati ben preservati.

Al di fuori delle due bande cloritiche si rinviene ancora carbonato in aggregati policristallini, epidoti di diverse dimensioni, clorite in lamelle e in aggregati, albite in individui dispersi di dimensioni molto variabili e poi quarzo e anfiboli. Anche qui si ritrova una pervasiva sostituzione e alterazione; talvolta si riconosce il fronte di sostituzione negli individui più grandi di epidoto ma più frequentemente questi risultano totalmente sostituiti tanto che perdono completamente gli alti colori d'interferenza loro caratteristici e assumono tonalità color nocciola sia in luce parallela che incrociata. A sua volta, tale sostituzione sembra essere seguita da una fase cloritica che la sovrasta. Tuttavia, data la grande caoticità nella disposizione dei cristalli e la pervasiva sostituzione, la sezione risulta di difficile descrizione e interpretazione. Infine, nell'intera sezione si rinvengono numerosi opachi.

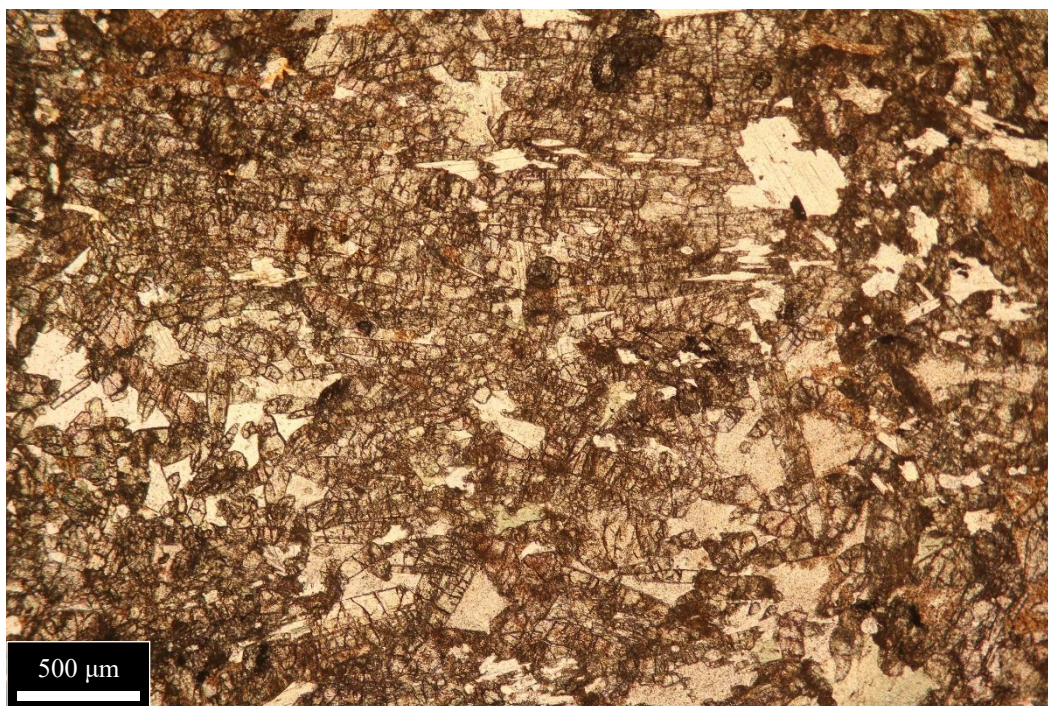


Figura 5.10.9 – Aggregato di epidoti che ricorda le zone particolarmente ricche di cristalli del dominio II delle rocce prima descritte. Ingrandimento 5X, sezione CB39.

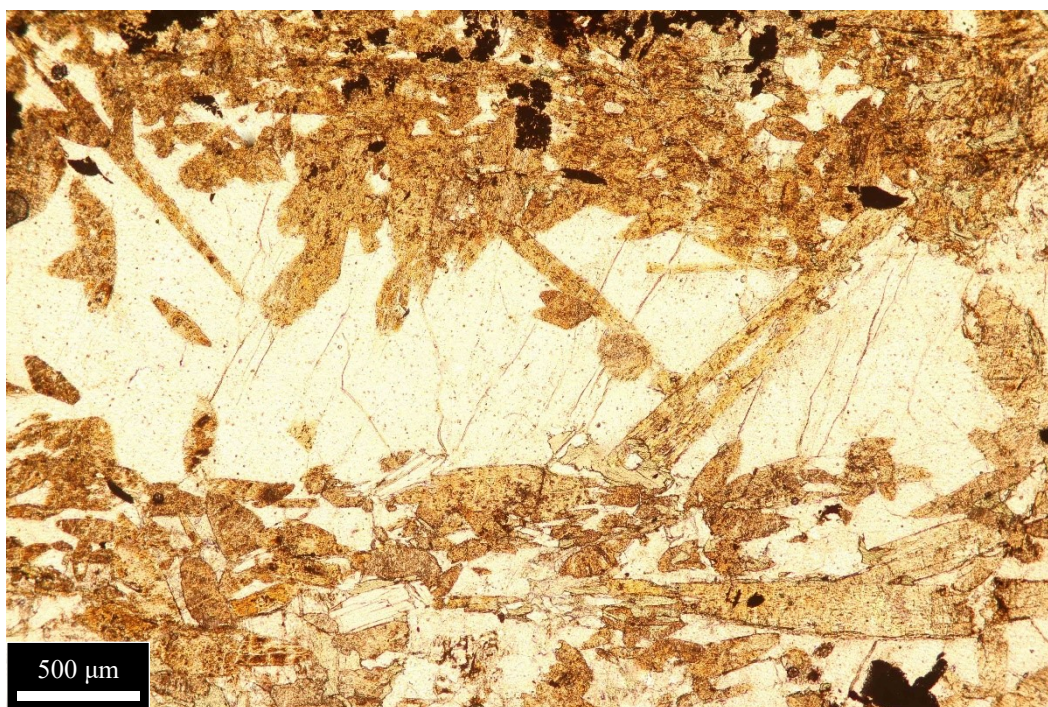


Figura 5.10.10 – Lente quarzosa con associati epidoti completamente sostituiti. Ingrandimento 5X, sezione CB39.

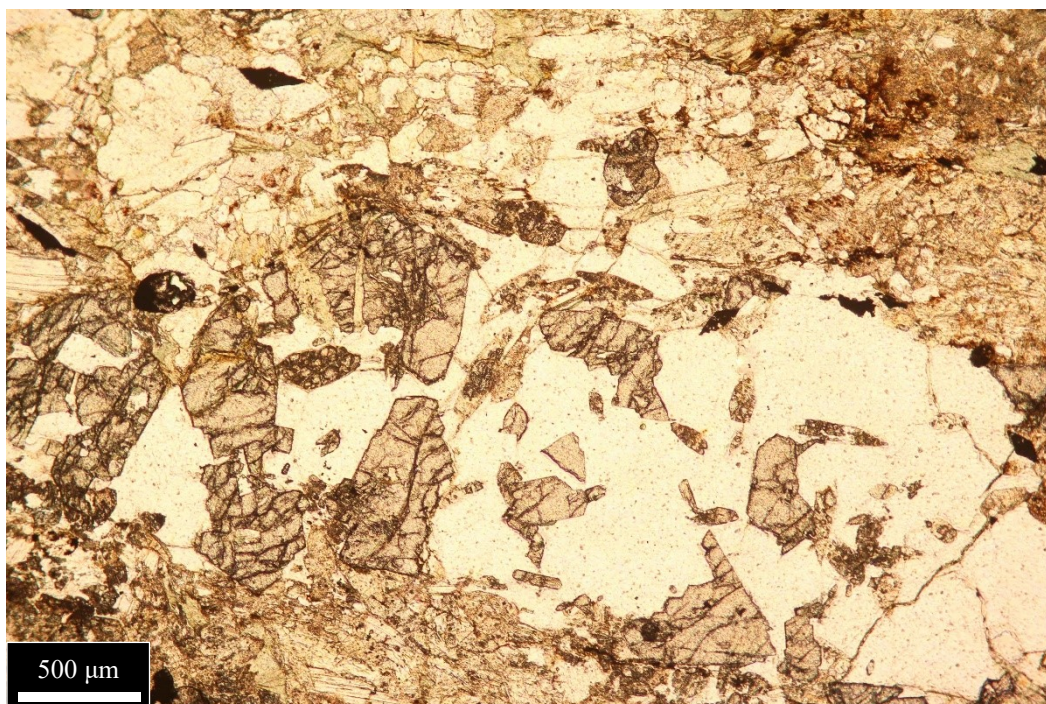


Figura 5.10.11 – Lente albitica con associati granati ben conservati. Ingrandimento 5X, sezione CB39.

	Campione	Cb	Ab	Ep	Amp	Tit	Mb	Chl	Rt	Zrn	Qz	Grt	Op
Metasomatiche	CB02	70	1	1	15	✓	<1	10	?	?	-	-	✓
	CB03	45	5	20	20	✓	<1	5	?	?	-	-	✓
	CB14	2	40	35	5	✓	<1	15	-	?	-	-	✓
	CB15	65	1	3	10	✓	<1	10	?	?	-	-	✓
	CB16	-	-	2	92	✓	3	1	✓	✓	-	-	✓
	CB20	85	1	5	✓	✓	3	2	?	?	-	-	✓
	CB21	-	-	-	95	-	-	3	-	-	-	-	✓
	CB39	20	15	10	?	✓	3	25	?	?	25	<1	✓

Tabella 5.10 - Composizione modale in % delle fasi minerali nelle rocce metasomatiche stimata dall'osservazione al microscopio ottico in luce trasmessa. Gli spazi occupati dalla spunta indicano la presenza in quantità accessoria della fase, gli spazi occupati dal punto di domanda indicano l'incertezza sulla presenza della fase e gli spazi occupati dal tratto orizzontale indicano l'assenza della fase.

6. ANALISI CHIMICHE

Di seguito sono riportati i risultati delle analisi svolte in microsonda di alcuni minerali scelti in diversi litotipi (*Figura 6.1*).

Per la maggior parte dei litotipi analizzati si sono scelti dei valori medi dei tanti punti analisi svolti, i quali non mostravano significative variazioni composizionali.

In molte analisi è stata associata la sigla “S₁” e “S₂” nell’intestazione, in riferimento alle scistosità a cui i cristalli analizzati appartenevano, oppure l’indicazione “nucleo”, “bordo interno” e “periferia” in riferimento alla posizione dei punti all’interno dei cristalli di granato. Il significato delle scistosità e della divisione in aree dei granati verrà discusso nel capitolo seguente.

Il limite di rilevabilità in wt% valido per tutte le analisi è: 0.024 (Na), 0.015 (Al), 0.029 (Ti), 0.029 (Mn), 0.017 (K), 0.019 (Mg), 0.019 (Si), 0.035 (Cr), 0.023 (Fe), 0.015 (Ca). All’interno delle tabelle gli spazi occupati dal tratto orizzontale si riferiscono a valori inferiori al limite di rilevabilità.

Insieme ai risultati delle analisi quantitative sui granati, vengono riportati anche due grafici che mostrano l’andamento degli interi transetti svolti nei campioni CB54 e CB13. Sono inserite anche le mappe chimiche dei granati nei campioni CB13 e CB49 (*Figura 6.6*) in modo tale da avere un immediato confronto tra i valori numerici e le mappe elementari.

LITOTIPO	CAMPIONE	ANALISI	LITOTIPO	CAMPIONE	ANALISI	LITOTIPO	CAMPIONE	ANALISI
Misciscisto a Grt-Cld	CB54	Mica bianca Paragonite Granato Cloritoide Clorite Epidoto	Calcescisto	CB33	Mica bianca Paragonite Clorite Epidoto Titanite	Metabasite a Grt	CB47	Mica bianca Paragonite Granato Clorite Epidoto Albite
Misciscisto a Grt-Tit	CB13	Mica Bianca Granato Clorite Epidoto Titanite	Scisto actinolitico (rocce metasomatiche)	CB16	Mica bianca Clorite Epidoto Anfibolo	Metabasite a Grt	CB49	Granato Clorite Albite

Figura 6.1 – Tabella con le fasi analizzate di ciascuna sezione.

MICA BIANCA FENGITICA

In *Tabella 6.1* sono riportate le analisi su mica bianca svolte in un micascisto a Grt-Cld (CB54), in un micascisto a Grt-Tit (CB13), in un calcescisto (CB33), nello scisto actinolitico (CB16) della serie di rocce metasomatiche e in una metabasite a Grt (CB47). Il calcolo della formula strutturale è stato effettuato sulla base di 11 O.

In generale, le analisi evidenziano un contenuto in Si particolarmente alto, riferibile a un termine fengitico, all'interno della soluzione solida muscovite-aluminoceladonite-ferro-aluminoceladonite (RIEDER *et al.*, 1999). Nella tabella viene riportato anche il valore massimo di Si (in c.p.f.u.) riscontrato all'interno dello stesso gruppo di punti analisi su cui si è ricavato il valore medio.

I contenuti di Na risultano piuttosto bassi.

La mica bianca nel campione CB16 mostra un contenuto di Cr superiore alle altre miche analizzate, si tratta di un termine fengitico arricchito in Cr (*Figura 5.10.6*).

	Micasisto a Grt-Cld CBS4				Micasisto a Grt-Tir CB13				Calcescisto CB33				Scisto actinolitico CBI6		Metabasite a Grt CB37
	S ₁ A2(9-18)	S ₂ A2(10-13)	dentro Grt A1(5-6,26,30)	lente A1(5-8)	S ₁ A1(1-6)	S ₂ A1(7,9,11)	S ₂ A2(15-16)	S ₁ A2(8-19)	S ₂ A2(34-41)	dentro exLws A1(21-26)	dentro Tir in S ₁ A2(1-2)	A1(1-9) A2(1-5)	A1(14-19)		
Na ₂ O	0.41	0.47	0.58	0.33	0.35	0.06	0.04	0.29	0.31	0.43	0.30	0.41	0.10		
MgO	2.49	1.85	1.11	2.79	2.37	2.88	2.82	2.83	2.59	2.52	2.39	3.29	2.60		
Al ₂ O ₃	28.69	30.75	34.06	28.46	29.28	23.86	23.87	27.15	28.28	29.59	27.85	26.63	24.91		
SiO ₂	50.11	48.80	48.15	51.45	49.57	52.44	52.25	51.03	50.13	49.80	50.04	50.20	49.71		
K ₂ O	9.80	9.68	9.97	9.60	10.76	10.64	10.93	9.90	9.99	9.78	9.90	10.37	10.58		
CaO	-	-	0.02	0.02	-	-	-	-	-	-	0.07	-	-		
TiO ₂	0.22	0.30	0.09	0.21	0.24	0.17	0.22	0.19	0.17	0.19	0.50	0.16	0.23		
Cr ₂ O ₃	-	0.05	0.04	-	-	0.04	0.04	-	-	0.05	-	1.67	-		
MnO	-	-	0.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
FeO	2.68	2.83	1.82	2.94	2.67	4.92	4.92	3.16	2.79	2.17	3.42	1.81	5.25		
Tot.	94.38	94.73	95.90	95.79	95.23	95.00	95.09	94.54	94.26	94.54	94.46	94.53	93.38		
K	0.84	0.83	0.84	0.81	0.92	0.92	0.94	0.85	0.86	0.83	0.85	0.90	0.94		
Na	0.05	0.06	0.07	0.04	0.04	0.01	0.00	0.04	0.04	0.06	0.04	0.05	0.02		
	0.89	0.89	0.91	0.85	0.96	0.93	0.95	0.89	0.90	0.89	0.89	0.95	0.96		
Al ^{VI}	1.63	1.70	1.82	1.61	1.63	1.45	1.44	1.57	1.62	1.66	1.59	1.50	1.47		
Fe ²⁺	0.15	0.16	0.10	0.16	0.15	0.28	0.28	0.18	0.16	0.12	0.19	0.10	0.31		
Mg	0.25	0.18	0.11	0.27	0.24	0.29	0.28	0.28	0.26	0.25	0.24	0.35	0.27		
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00		
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01		
	2.04	2.06	2.04	2.06	2.03	2.03	2.02	2.05	2.04	2.05	2.04	2.06	2.06		
Si	3.36	3.27	3.17	3.40	3.32	3.5469	3.538	3.43	3.37	3.33	3.37	3.40	3.44		
Al ^{IV}	0.64	0.73	0.83	0.60	0.68	0.45	0.46	0.57	0.63	0.67	0.63	0.60	0.66		
	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.10		
Tot.	6.94	6.94	6.95	6.91	6.99	6.95	6.97	6.93	6.94	6.94	6.93	7.01	7.12		
Si _{max}	3.47	3.33	3.20	3.41	3.41	3.57	3.55	3.55	3.42	3.42	3.39	3.43	3.48		

Tabella 6.1 – Analisi su mica bianca fengitica svolte in cinque diversi campioni.

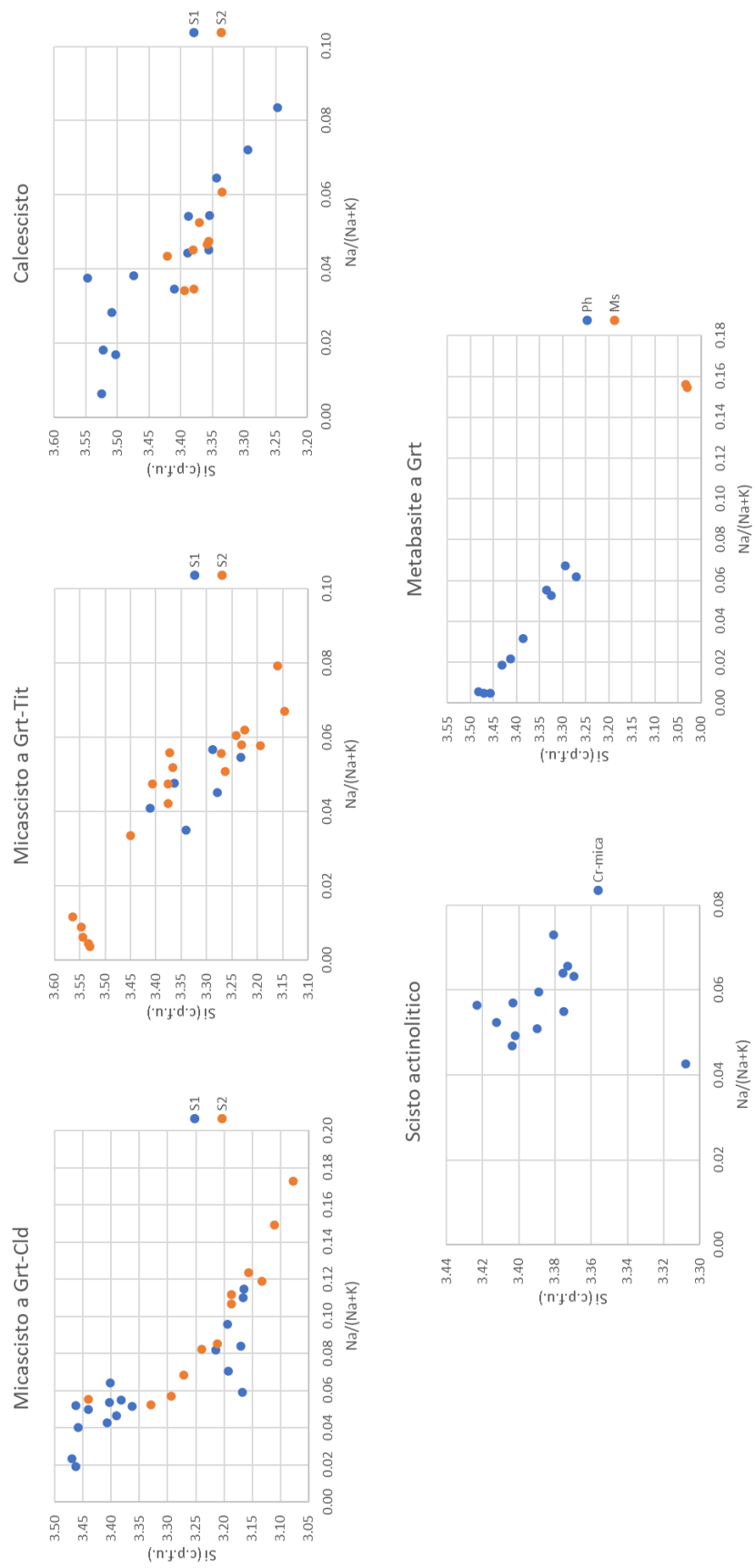


Figura 6.2 – Nei grafici si mette in relazione il contenuto in Si e l' X_{Na} delle fengite nei vari campioni analizzati. Per i micascisti e i calcescisti sono riportati i valori sia in S₁ che in S₂. Nel grafico relativo alla metabasite a Grt sono riportati anche dei valori di Ms.

PARAGONITE E MUSCOVITE

In *Tabella 6.2* sono riportate le analisi su paragonite svolte in un micascisto a Grt-Cld (CB54), in un calcescisto (CB33) e le analisi su muscovite svolte in una metabasite a Grt (CB47). Il calcolo della formula strutturale è stato effettuato sulla base di 11 O.

Tra le analisi nel micascisto, alcune paragoniti sono state analizzate al nucleo e alla periferia degli stessi cristalli e se ne è riportata la media dei valori. Nel calcescisto si è analizzata una paragonite situata all'interno di un sito di ex-lawsonite sostituito.

Nel campione CB54, la componente X_{Na} ($= [Na/(Na + K)]$) al nucleo dei cristalli è pari a 0.96, leggermente superiore a quella calcolata alla periferia, pari a 0.91. L' X_{Na} della paragonite nel campione CB33 è pari a 0.94.

Nel campione CB47 la mica bianca evidenzia concentrazioni di Si=3.03 c.p.f.u., in linea con i valori in Si propri di un termine muscovitico (3.0-3.1 c.p.f.u.) (RIEDER *et al.*, 1999).

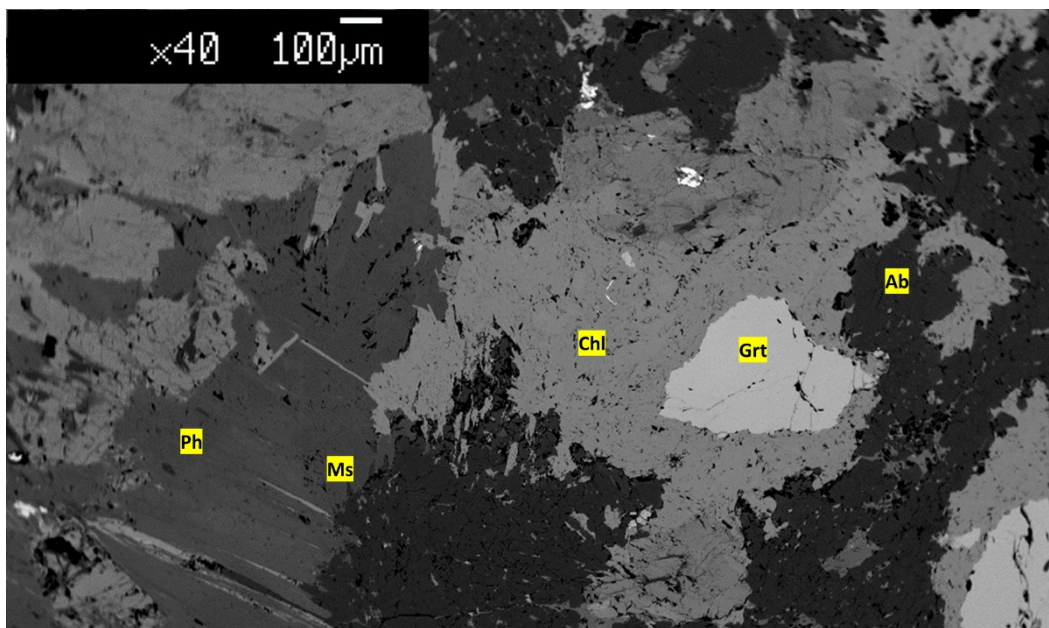


Figura 6.3 – Immagine BSE, campione CB47. Ph: fengite in Tabella 6.1; Ms: muscovite in Tabella 6.2; Grt: granato in Tabella 6.4; Chl: clorite in Tabella 6.6; Ab: albite in Tabella 6.10. Vedi anche Figura 5.8.2.

	Paragonite			Calcescisto CB33	Muscovite	
	Micascisto a Grt-Cld CB54				dentro exLws A1(13-20) A2(27-29)	Metabasite a Grt CB47
	S ₂ nucleo A1(1,3)	S ₂ periferia A1(2,4)	S ₂ A3(5-8)			A1(24-25)
Na ₂ O	7.25	6.78	7.03	7.14	1.17	
MgO	0.08	0.19	0.17	0.15	0.63	
Al ₂ O ₃	39.96	38.78	39.29	39.41	34.88	
SiO ₂	46.91	47.34	46.89	46.67	44.28	
K ₂ O	0.48	1.00	0.74	0.72	9.65	
CaO	0.17	0.12	0.07	0.17	-	
TiO ₂	-	0.04	-	-	0.10	
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	
Mno	-	-	-	-	0.03	
FeO	0.22	0.44	0.33	0.33	2.42	
Tot.	95.06	94.69	94.52	94.60	93.15	
K	0.04	0.08	0.06	0.06	0.85	
Na	0.90	0.84	0.88	0.89	0.16	
	0.94	0.93	0.94	0.95	1.01	
Al ^{VI}	2.00	1.97	1.99	1.99	1.85	
Fe ²⁺	0.01	0.02	0.02	0.02	0.14	
Mg	0.01	0.02	0.02	0.02	0.07	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
	2.02	2.02	2.02	2.03	2.07	
Si	2.99	3.04	3.01	3.00	3.03	
Al ^{IV}	1.01	0.96	0.99	1.00	0.97	
	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	
Tot.	6.96	6.94	6.96	6.98	7.08	

Tabella 6.2 – Analisi su paragonite e muscovite svolte in un micascisto, un calcescisto e una metabasite a Grt.

GRANATO

In *Tabella 6.3* sono riportate alcune analisi svolte su un granato del micascisto a Grt-Cld CB54 e su un granato del micascisto a Grt-Tit CB13 osservabile in *Figura 5.2.4*. Le formule strutturali sono state calcolate sulla base di 12 O. La ripartizione di Fe²⁺ e Fe³⁺ è stata eseguita in base alle esigenze di saturazione dei raggruppamenti cationici.

Nel campione CB54 si è distinto un nucleo, un bordo interno e una periferia; nel campione CB13 si è distinto un nucleo e un bordo. Per ciascuna delle porzioni riconosciute si sono inseriti alcuni punti analisi. Per completezza, in *Figura 6.5*, i due grafici mostrano le concentrazioni per tutti i punti del transetto del campione CB54 e CB13.

Il granato del campione CB54 mostra un arricchimento blando e discontinuo nella componente almandino e più marcato in grossularia e piropo dal nucleo al bordo interno controbalanciato da un impoverimento in spessartina (Alm_{51.59-55.49} Grs_{23.54-30.03} Py_{2.65-3.98} Spe_{19.34-13.01}). Dal bordo interno alla periferia avviene un aumento in spessartina e una diminuzione in grossularia mentre almandino e piropo continuano a crescere.

Il granato del campione CB13 mostra un arricchimento nella componente almandino, grossularia e piropo dal nucleo alla periferia controbalanciato da un impoverimento in spessartina (Alm_{46.20-67.40} Grs_{12.84-34.06} Py_{0.75-3.84} Spe_{37.88-3.21}). Questo andamento si osserva chiaramente anche nel diagramma ternario Grs-Spe-Alm in *Figura 6.4*.

Entrambi i campioni evidenziano una zonatura chimica, nel campione CB13 più marcata.

In *Tabella 6.4* sono riportate le analisi svolte su due granati di due diverse metabasiti a Grt (CB47 e CB49). Il granato del campione CB47 scelto per svolgere l'analisi si può osservare nel bordo superiore della *Figura 5.8.2*.

Tra i molti punti dei transetti, si sono scelti dei valori indicativi della composizione dei cristalli.

Nel campione CB47 la componente di almandino è pari a 68%, quella di grossularia varia tra 23-24%, quella di spessartina tra 4-8%, quella di piropo è pari a 2% e di andradite a 1-2%. Il granato non mostra significative variazioni composizionali, tuttavia, è possibile distinguere valori leggermente diversi soprattutto per la componente spessartina e grossularia. Un valore particolarmente alto in spessartina pari a 8.31% si osserva nel campione CB47 (un punto centrale nel cristallo).

Nel campione CB49 la componente di almandino varia tra i 72-73%, di grossularia tra i 21-22%, di spessartina è pari a 1%, di piropo 3% e di andradite 2%. Non si osservano variazioni composizionali.

A seguito dei risultati delle analisi quantitative, in *Figura 6.6*, si possono osservare le mappe chimiche svolte sul granato del campione CB13 e sul granato del campione CB49. Sono stati riportati solo gli elementi relativi alle componenti almandino, spessartina, grossularia e piropo (rispettivamente Fe, Mn, Ca, Mg).

Dalle mappe del granato del campione CB13 (micascisto a Grt-Tit) si distinguono almeno tre aree concentriche. La variazione maggiore si osserva per il Mn.

Il granato del campione CB49 (metabasite a Grt) è un granato ricco in Fe e Ca e povero in Mn e Mg. È privo delle marcate zonature composizionali osservate nel campione precedente. Tuttavia, si nota che dal centro al bordo del cristallo, il Mn e il Ca diminuiscono mentre il Mg aumenta. Il Fe invece non mostra zonature.

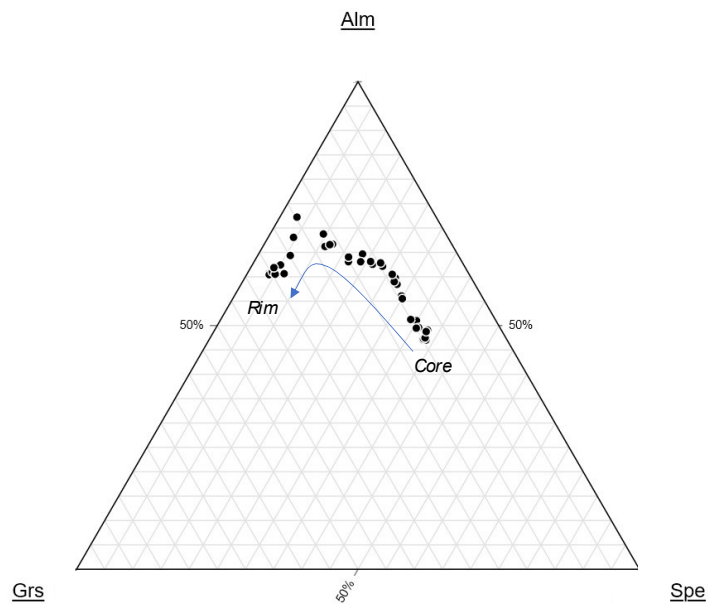


Figura 6.4 – Diagramma ternario Grs-Spe-Alm per il granato del campione CB13. Si riconosce una chiara zonatura composizionale dettata da un nucleo ("core") manganesifero e una periferia ("rim") ricca in componente almandino e grossularia.

	Micasisto a Grt-Cld CB54					Micasisto a Grt-Tit CB13							
	rim		inner-rim			core		rim			core		
	A2(1)	A2(4)	A2(6)	A2(9)	A2(12)	A2(21)	A2(22)	A1(2)	A1(4)	A1(6)	A1(15)	A1(19)	A1(21)
SiO ₂	37.82	37.44	38.03	37.67	37.38	37.39	37.48	38.18	38.19	38.05	37.48	37.33	37.19
TiO ₂	0.11	0.13	0.10	0.06	0.05	-	-	0.06	0.13	0.07	0.19	0.17	0.30
Al ₂ O ₃	21.68	21.87	21.55	21.75	21.62	21.71	21.76	21.84	21.61	21.78	21.36	21.26	21.06
FeO	26.07	25.73	24.75	25.55	24.64	24.48	24.23	27.53	28.18	30.88	26.81	22.45	21.07
MnO	8.31	6.21	5.84	7.03	8.19	8.42	8.49	1.72	2.15	1.95	11.92	16.32	16.46
MgO	0.62	0.78	0.72	1.01	0.77	0.66	0.67	0.87	0.91	0.69	0.31	0.25	0.22
CaO	8.02	9.98	10.84	8.69	9.19	8.68	8.95	12.52	11.53	9.71	5.24	4.85	4.99
Na ₂ O	0.05	-	-	-	-	0.06	0.10	-	0.03	-	-	-	0.03
K ₂ O	-	-	0.01	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	0.07	-	0.04	-	0.04	-	-	-	-	-	0.06
Tot.	102.69	102.15	101.91	101.78	101.88	101.40	101.71	102.71	102.73	103.14	103.31	102.62	101.39
Si	2.98	2.95	2.99	2.97	2.96	2.97	2.96	2.97	2.97	2.97	2.96	2.97	2.99
Al ^{IV}	0.02	0.05	0.01	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01
	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al ^{VI}	1.99	1.98	1.98	2.00	1.97	2.00	1.99	1.97	1.96	1.97	1.96	1.97	1.98
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02
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
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.00
	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Fe ²⁺	1.71	1.68	1.62	1.69	1.61	1.63	1.61	1.77	1.81	2.00	1.74	1.47	1.42
Mn	0.55	0.41	0.39	0.47	0.55	0.57	0.57	0.11	0.14	0.13	0.80	1.10	1.12
Mg	0.07	0.09	0.08	0.12	0.09	0.08	0.08	0.10	0.11	0.08	0.04	0.03	0.03
Ca	0.68	0.84	0.91	0.73	0.78	0.74	0.76	1.04	0.96	0.81	0.44	0.41	0.43
	3.01	3.03	3.01	3.01	3.03	3.01	3.01	3.02	3.02	3.02	3.02	3.02	2.99
Total	8.01	8.03	8.00	8.01	8.02	8.01	8.01	8.02	8.01	8.02	8.02	8.01	8.00
Alm	56.22	54.27	53.64	55.49	52.04	53.40	52.57	57.65	59.33	65.60	56.85	48.07	47.27
Spess	18.61	14.05	13.01	15.81	18.56	19.08	19.19	3.82	4.77	4.34	26.94	37.03	37.49
Gross	22.39	27.83	30.03	24.72	25.20	24.86	25.46	33.93	30.94	26.41	13.46	12.84	14.17
Py	2.45	3.12	2.81	3.98	3.06	2.65	2.65	3.39	3.55	2.71	1.23	0.98	0.86
Andr	0.33	0.69	0.29	0.00	1.01	-	-	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.21
Uvar	-	-	0.22	-	0.14	-	0.12	-	-	-	-	-	0.00

Tabella 6.3 – Analisi su granato nel micasisto a Grt-Cld CB54 e sul micasisto a Grt-Cld CB13. La sigla “core” indica il nucleo del cristallo, la sigla “inner-rim” indica il bordo interno e la sigla “rim” la periferia.

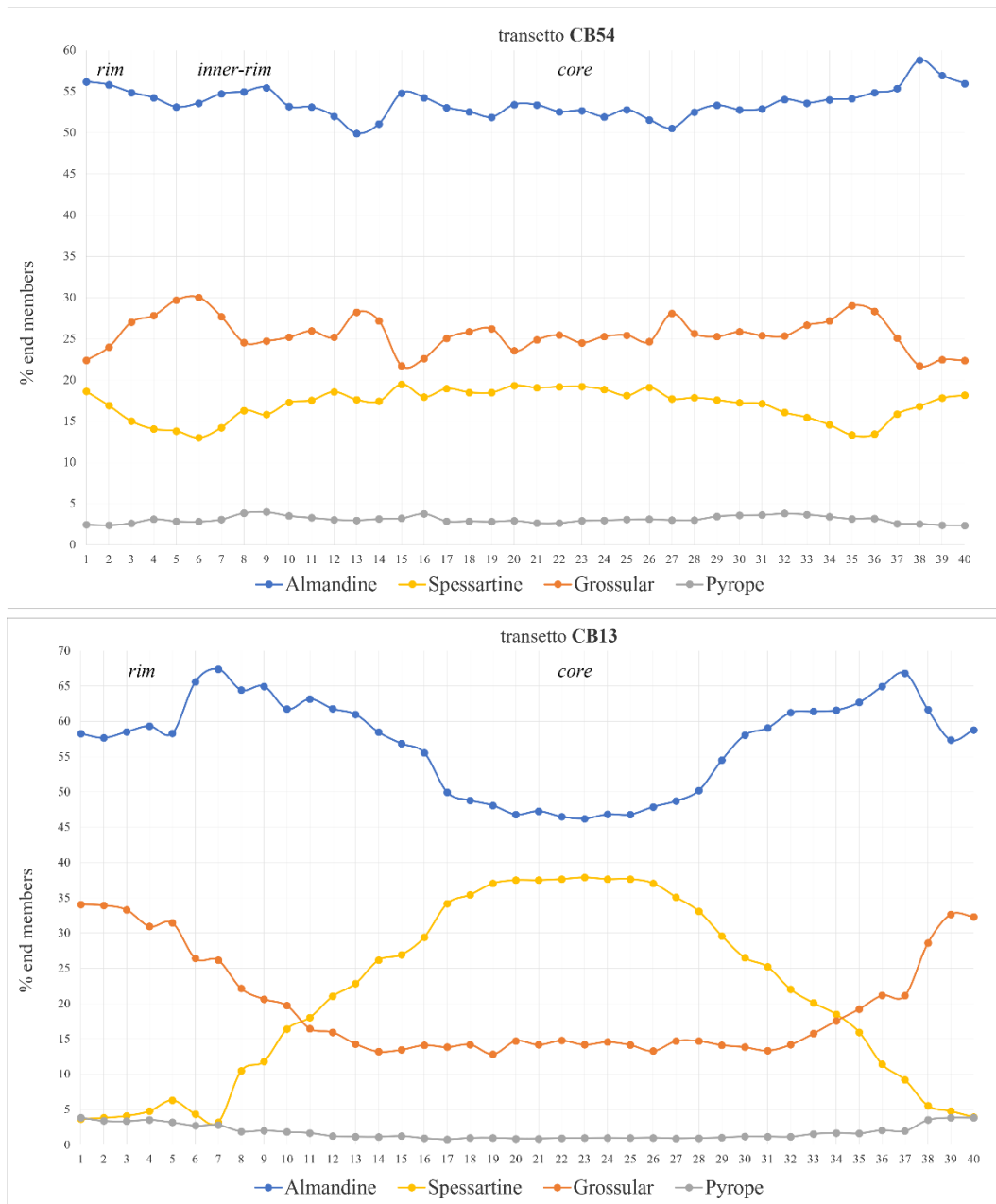
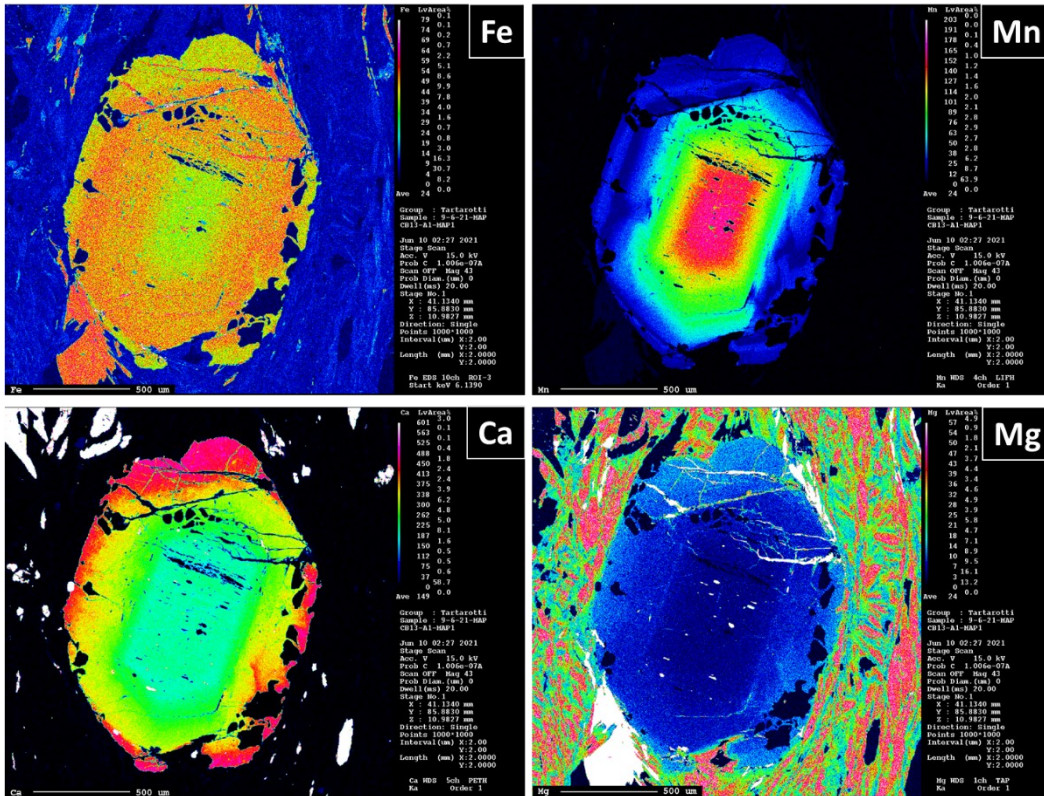


Figura 6.5 – Transetti sui granati dei campioni CB54 e CB13. La sigla “core” indica il nucleo del cristallo, la sigla “inner-rim” indica il bordo interno e la sigla “rim” la periferia.

	Metabasite a Grt CB47			Metabasite a Grt CB49					
	Al(1,3,5)			L1(5,10,20,30,35)				L230	
SiO ₂	36.36	36.40	36.68	36.93	37.02	37.16	37.07	37.74	37.25
TiO ₂	0.06	0.03	0.03	0.09	0.05	0.06	0.23	0.07	0.10
Al ₂ O ₃	21.35	21.59	21.26	21.13	21.17	21.12	21.31	21.40	21.51
FeO	32.28	31.94	31.59	33.89	33.79	33.64	34.07	34.39	33.88
MnO	1.83	3.57	1.79	0.61	0.65	0.63	0.61	0.46	0.51
MgO	0.59	0.38	0.44	0.76	0.70	0.69	0.75	0.84	0.76
CaO	8.51	7.46	8.83	8.08	8.16	8.37	7.85	7.91	8.42
Na ₂ O	-	0.04	0.05	-	-	-	0.03	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	0.07	-	-	-	-	-	0.05	0.05
Tot.	100.99	101.49	100.68	101.49	101.54	101.68	101.93	102.86	102.48
Si	2.92	2.92	2.95	2.95	2.95	2.96	2.95	2.97	2.94
Al ^{IV}	0.08	0.08	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.03	0.06
	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al ^{VI}	1.95	1.96	1.97	1.94	1.95	1.94	1.95	1.96	1.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.04	0.03	0.03	0.05	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04
	1.99	2.00	2.00	1.99	1.99	1.99	2.00	2.00	2.00
Fe ²⁺	2.12	2.12	2.10	2.22	2.21	2.19	2.23	2.23	2.20
Mn	0.12	0.24	0.12	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03
Mg	0.07	0.05	0.05	0.09	0.08	0.08	0.09	0.10	0.09
Ca	0.73	0.64	0.76	0.69	0.70	0.71	0.67	0.67	0.71
	3.05	3.05	3.03	3.04	3.04	3.03	3.03	3.02	3.04
Total	8.05	8.04	8.03	8.03	8.03	8.03	8.03	8.02	8.03
Alm	68.23	68.16	68.26	72.10	72.09	71.66	72.89	73.19	71.60
Spess	4.26	8.31	4.13	1.39	1.49	1.44	1.39	1.03	1.16
Gross	22.77	20.39	24.38	21.02	21.41	21.82	20.88	20.60	22.16
Py	2.43	1.57	1.81	3.07	2.80	2.77	3.03	3.32	3.03
Andr	2.30	1.34	1.40	2.43	2.21	2.32	1.72	1.69	1.89
Uvar	-	0.23	-	-	-	-	-	0.16	0.17

Tabella 6.4 – Analisi sui granati delle metabasiti CB47 e CB49.

Granato CB13



Granato CB49

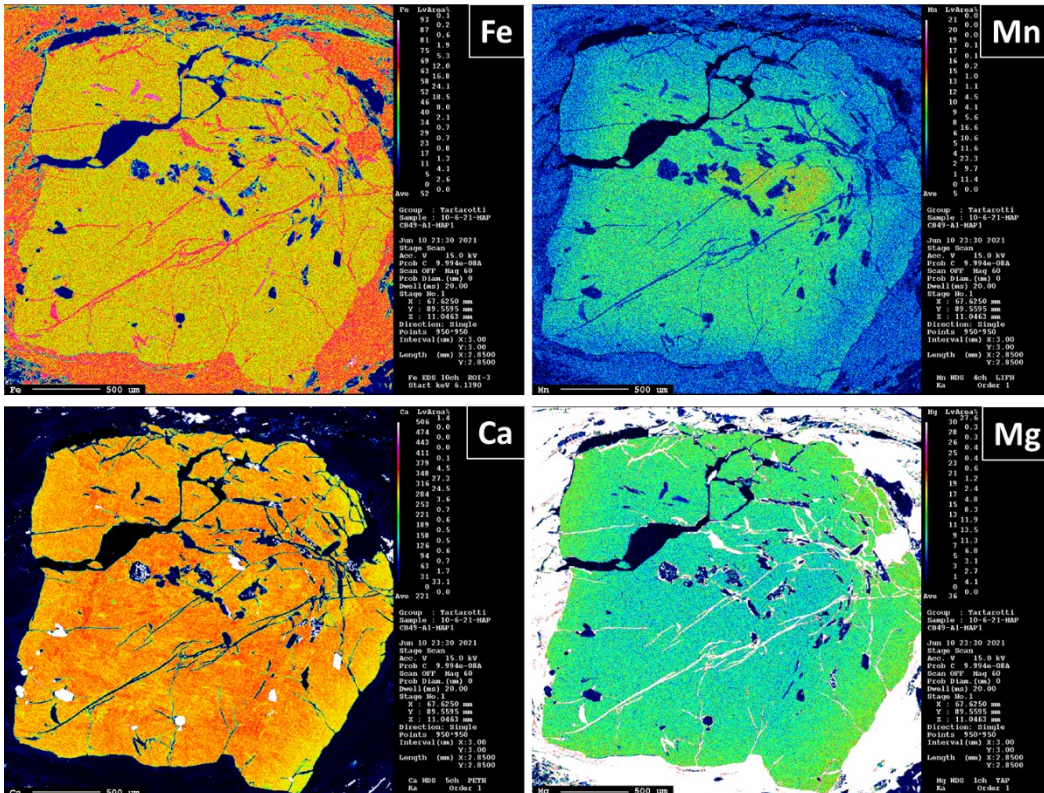


Figura 6.6 – Mappe elementari dei granati nei campioni CB13 e CB49.

CLORITOIDE

In *Tabella 6.5* sono riportati i risultati delle analisi svolte su cristalli di cloritoide appartenenti al micascisto a Grt-Cld CB54. La formula strutturale è stata calcolata sulla base di 12 O. La ripartizione Fe^{2+} e Fe^{3+} è stata calcolata come differenza a 4 di Al.

Due cristalli inclusi nel granato davano risultati del tutto analoghi quindi si è scelto di proporre uno che fosse la media tra tutti.

È stato analizzato anche un cristallo nella matrice (S_2).

Il confronto tra il cloritoide incluso nel granato e quello nella matrice non ha evidenziato differenze. Il valore X_{Mg} ($X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe^{2+})$) sia del cloritoide nel granato sia di quello nella matrice è pari a 0.14.

Micascisto a Grt-Cld CB54		
	dentro Grt	S_2
	Al(1-4) A2(27-32)	A(18-21)
SiO ₂	24.32	24.49
TiO ₂	-	-
Al ₂ O ₃	41.53	41.65
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02
FeO	24.67	24.66
Mno	1.02	0.94
MgO	2.21	2.24
CaO	0.02	-
Na ₂ O	-	-
K ₂ O	-	-
Tot.	93.79	94.00
Fe ²⁺	1.69	1.68
Mg	0.27	0.27
Mn	0.07	0.07
	2.03	2.02
Al	4.03	4.01
Fe ³⁺	0.01	0.01
Ti	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00
	4.04	4.02
Si	2.00	2.00
Tot.	8.07	8.03

Tabella 6.5 – Analisi svolte su cristalli di cloritoide nel micascisto a Grt-Cld CB54.

CLORITE

In *Tabella 6.6* sono riportate le analisi svolte sulle cloriti nei diversi litotipi: micascisto a Grt-Cld (CB54), micascisto a Grt-Tit (CB13), calcescisto (CB33), scisto actinolitico della serie di rocce metasomatiche (CB16) e metabasite a Grt (CB47 e CB49). La formula strutturale è stata calcolata sulla base di 28 O. La ripartizione Fe^{2+} e Fe^{3+} è stata fatta sulla base del totale dei cationi.

La clorite all'interno della metabasite a Grt CB47, sulla quale si è svolta l'analisi, si può osservare in *Figura 5.7.2*, nel bordo superiore nell'immagine insieme ad un granato (lo stesso granato su cui si è svolta l'analisi in *Tabella 6.4*).

Alcune cloriti sono state analizzate al centro e al bordo dei cristalli ma non avendo riscontrato nessuna variazione composizionale si sono considerati i valori medi.

Il valore X_{Mg} ($Mg/Mg+Fe^{2+}$) nel campione CB54 varia da 0.38 a 0.41, nel campione CB13 è pari a 0.5, nel campione CB16 è pari a 0.76, nel campione CB47 e CB49 è pari a 0.35 a 0.4 rispettivamente.

La clorite nei micascisti, nel calcescisto e nelle metabasiti è meno magnesifera rispetto a quella nello scisto actinolitico, decisamente più ricca in Mg.

Si noti l'arricchimento in cromo della clorite all'interno dello scisto actinolitico; si tratta di una clorite a contatto con epidoto ricco anch'esso in Cr e actinolite e si può osservare in *Figura 5.10.7*.

	Micascisto a Grt-Cld		Micascisto a Grt-Tit	Calcescisto	Scisto actinolitico	Metabasite a Grt	
	S ₂ CB54 A1(22-24)	S ₂ CB54 A3(19-22)	S ₂ CB13 A2(17-20)	S ₂ CB33 A2(20-23)	CB16 A2(3, 6-10)	CB47 A1(10-13)	CB49 A1(1-5, 14-16)
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	0.03
MgO	10.74	11.35	14.77	15.59	23.73	9.65	11.90
Al ₂ O ₃	22.87	22.93	20.28	21.70	20.62	22.35	19.97
SiO ₂	23.74	24.23	26.12	25.95	28.16	22.85	25.55
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	0.03
CaO	0.03	-	0.03	-	0.02	0.02	0.04
TiO ₂	0.07	-	0.04	0.04	0.04	0.07	0.08
Cr ₂ O ₃	0.05	-	-	-	0.67	-	0.09
Mno	0.53	0.56	0.52	0.18	0.17	0.26	0.22
FeO	30.77	29.52	26.88	25.20	13.16	32.59	31.28
Tot.	88.79	88.79	88.79	88.79	88.79	88.79	88.79
Mg	3.41	3.58	4.59	4.78	7.00	3.14	3.76
Fe ²⁺	5.48	5.22	4.68	4.34	2.18	5.92	5.55
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Al ^{VI}	2.79	2.83	2.42	2.60	2.38	2.72	2.41
altri	0.26	0.25	0.25	0.18	0.28	0.21	0.22
	11.93	11.88	11.94	11.89	11.84	12.00	11.94
Si	5.05	5.12	5.44	5.34	5.57	4.98	5.42
Al ^{IV}	2.95	2.88	2.56	2.66	2.43	3.02	2.58
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Tot.	19.93	19.88	19.94	19.89	19.84	20.00	19.94

Tabella 6.6 – Analisi su clorite svolte in diversi campioni.

EPIDOTO

In *Tabella 6.7* sono riportate le analisi svolte sugli epidoti nelle diverse litologie. La formula strutturale è stata calcolata sulla base di 12.5 O.

Nel micascisto a Grt-Cld CB54 sono stati analizzati due epidoti immersi in una lente di fengite che non hanno evidenziato né differenze composizionali tra di loro né zonature, si è scelto quindi di inserire un valore medio tra i risultati ottenuti.

Nel micascisto a Grt-Tit CB13 è stato analizzato un epidoto nella matrice (S₂).

Nel calcescisto CB33 è stato analizzato un epidoto (pseudomorfo) in un sito relitto di lawsonite e un epidoto nella matrice.

Nello scisto actinolitico CB16 è stato analizzato un epidoto di grandi dimensioni associato a mica bianca cromifera (vedi *Tabella 6.1*) e clorite. Tale epidoto può essere osservato in *Figura 5.10.7*, associato a mica bianca cromifera e clorite. Si tratta di un cristallo arricchito in cromo.

Nella metabasite a Grt CB47 è stato analizzato l'epidoto osservabile in *Figura 5.8.2* (l'epidoto più grande e più limpido nella parte destra dell'immagine). Dall'osservazione al SEM in BSE si sono osservate delle zonature chiare e scure successivamente analizzate in microsonda. Le zonature chiare mostrano un contenuto superiore in ferro e minore in calcio e alluminio, rispetto alle zonature scure.

Gli epidoti analizzati sono termini tutti ferriferi.

	Micascisto a Grt-Cld CB54	Micascisto a Grt-Tit CB13	Calcescisto CB33		Scisto actinolitico CB16	Metabasite a Grt CB47		
	A1(16-21)	S ₂ A2(7-12)	dentro exLws A1(1-5)	S ₂ A2(30-33)	A2(18-21, 22-25)	A1 L1	zonat. chiara A1(26-29)	zonat. scura A1(32)
SiO ₂	37.85	39.19	38.57	38.60	38.71	37.19	34.89	38.00
TiO ₂	0.15	0.17	0.15	0.14	0.17	0.14	0.13	0.11
Al ₂ O ₃	27.04	28.79	28.27	28.11	27.82	26.86	23.77	28.83
Cr ₂ O ₃	-	-	0.05	0.05	1.45	-	-	-
FeO	7.57	5.97	6.97	7.07	5.14	8.51	10.17	6.16
Mno	0.30	0.09	0.46	0.24	0.18	-	0.03	0.05
MgO	0.06	0.06	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	-
CaO	22.20	24.28	23.46	23.49	24.43	23.27	20.20	23.57
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	0.02	0.03	0.02	-	-	-	-
Tot.	95.17	95.17	95.17	95.17	95.17	95.17	95.17	95.17
Ca	1.88	1.99	1.95	1.96	2.03	2.01	1.86	1.99
Fe ²⁺	0.03	0.00	0.05	0.04	0.00	0.13	0.14	0.09
Mn	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
	1.94	2.01	2.03	2.01	2.04	2.15	2.01	2.09
Al	2.53	2.60	2.59	2.58	2.54	2.55	2.41	2.68
Fe ³⁺	0.47	0.38	0.41	0.42	0.33	0.44	0.59	0.32
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
	3.01	2.99	3.01	3.01	2.97	3.01	3.01	3.01
Si	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Tot.	7.95	7.99	8.04	8.02	8.02	8.15	8.02	8.09

Tabella 6.7 – Analisi su epidoto svolte in diverse litologie.

TITANITE

In *Tabella 6.8* sono riportate le analisi svolte su una titanite nel micascisto a Grt-Tit CB13, una titanite nello scisto actinolitico CB16 e due titaniti nel calcescisto CB33. La formula strutturale è stata calcolata sulla base di 5 O.

Nel calcescisto è stata analizzata una titanite rinvenuta all'interno del sito di Lw completamente sostituito. Si tratta di una titanite molto riassorbita come si può vedere dalla *Figura 6.7*. Sempre nel calcescisto è stata analizzata una titanite rinvenuta all'interno di un dominio meno deformato (S_1), associato a mica bianca fengitica. Tale titanite contiene inclusioni di mica bianca come si vede dalla *Figura 6.8*. La mica nelle inclusioni è stata analizzata in microsonda e i risultati sono riportati in *Tabella 6.1*. Questa titanite si può inoltre osservare in *Figura 5.4.3*.

Tutte le titani analizzate contengono rutilo incluso.

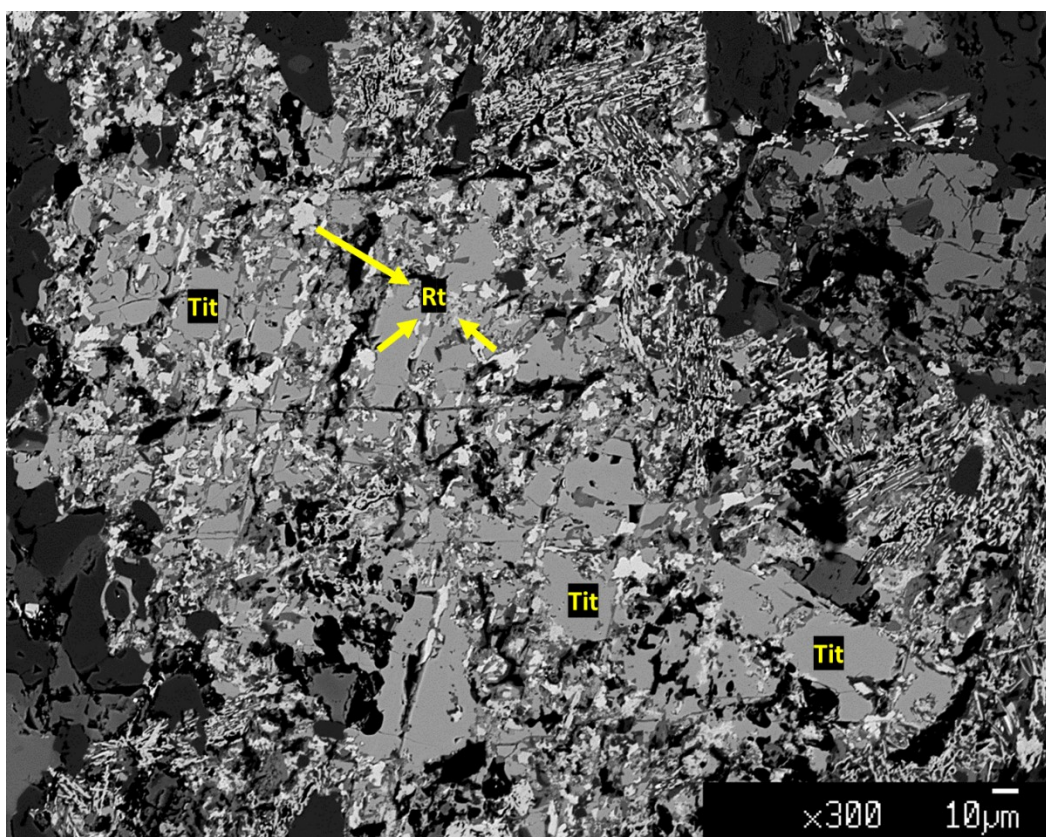


Figura 6.7 – Titanite (Tit) analizzata, all'interno del sito di ex-Lws nel calcescisto CB33. Si noti l'abbondante presenza di rutilo (Rt) incluso. Immagine BSE.

	Micascisto a Grt-Tit CB13	Scisto actinolitico CB16	Calcescisto CB33	
	S ₂ A2(1-6)	A1(10-11)	dento exLws A1(6-9)	S ₁ A2(4-7)
SiO ₂	31.04	30.76	30.70	30.71
TiO ₂	38.08	38.02	36.17	36.53
Al ₂ O ₃	1.71	0.54	3.41	3.13
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-
FeO	0.35	0.15	0.29	0.28
Mno	0.03	-	0.07	0.08
MgO	0.02	-	-	-
CaO	29.43	28.82	29.17	28.99
Na ₂ O	0.05	0.05	0.06	0.06
K ₂ O	0.04	-	-	-
Tot.	100.75	100.75	100.75	100.75
Ca	1.02	1.00	1.02	1.01
Ti	0.92	0.93	0.89	0.89
Al	0.06	0.02	0.13	0.12
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00
	0.99	0.96	1.02	1.01
Si	1.00	1.00	1.00	1.00
Tot.	3.00	2.96	3.04	3.03

Tabella 6.8 – Analisi su cristalli di titanite svolte nel micascisto CB13, nello scisto actinolitico CB16 e nel calcescisto CB33.

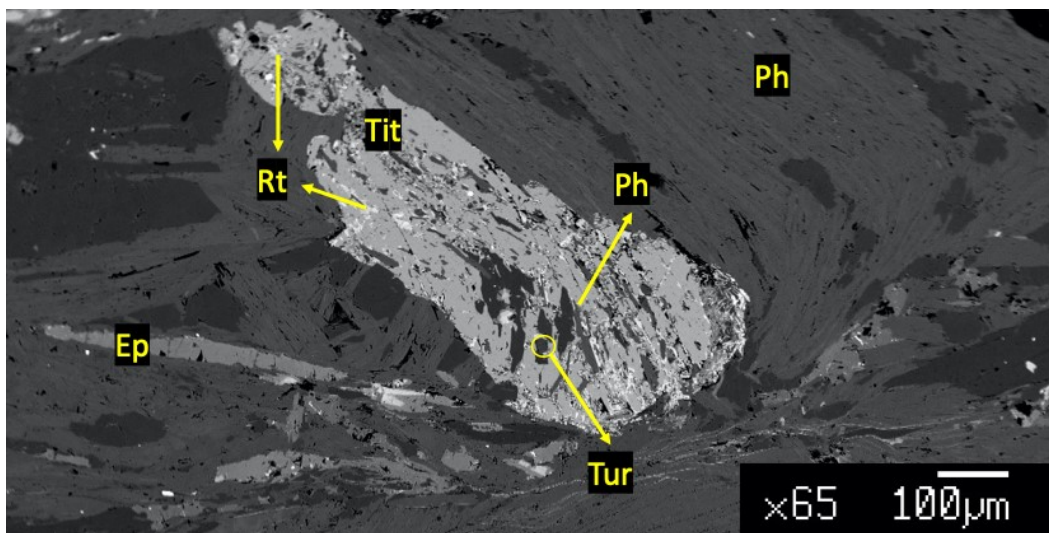


Figura 6.8 – Calcescisto CB33. Cristallo di Tit con inclusioni di Ph, Rt, Tur. Le analisi sugli Ep allungati a sinistra si trovano in Tabella 6.7 e quelle sulla Ph a destra in Tabella 6.1. Immagine BSE.

ANFIBOLO

In *Tabella 6.9* sono riportate le analisi svolte sul campione CB16, scisto actinolitico della serie di rocce metasomatiche. Il calcolo della formula strutturale è stato fatto sulla base di 23 O. La differenziazione tra Fe^{2+} e Fe^{3+} è stata calcolata assumendo un totale di 13 cationi.

Si tratta di un campione costituito quasi esclusivamente da anfibolo (vedi sezione III in Capitolo 5.10). I diversi punti analisi non hanno evidenziato differenze composizionali e zonature, si è scelto quindi di riportare un valore medio indicativo della composizione dei cristalli. Il valore di X_{Mg} ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) è pari a 0.83, si tratta di un termine actinolitico ($0.9 < X_{Mg} > 0.5$), intermedio nella serie tremolite-ferro-actinolite.

Scisto actinolitico CB16 A2(12-17)	
SiO ₂	56.38
TiO ₂	0.04
Al ₂ O ₃	1.73
FeO	6.81
MnO	0.19
MgO	19.14
CaO	12.50
Na ₂ O	0.52
K ₂ O	0.06
Cr ₂ O ₃	0.17
Tot.	99.73
Ca	1.87
Na	0.14
K	0.01
	2.02
Al ^{VI}	0.16
Cr	0.02
Ti	0.00
Fe ³⁺	0.04
Fe ²⁺	0.76
MnO	0.02
Mg	3.99
	4.99
Si	7.88
Al ^{IV}	0.12
	8.00
Tot.	15.02

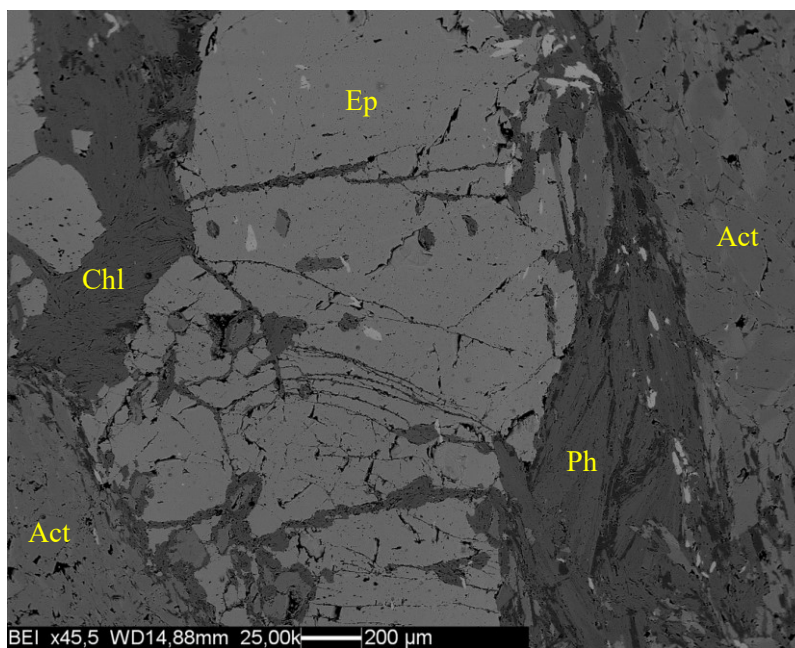


Figura 6.9 - Campione CB16. Act: actinolite in *Tabella 6.9*; Chl: clorite in *Tabella 6.6*; Ph: fengite in *Tabella 6.1*; Ep: epidoto in *Tabella 6.7*. Immagine BSE.

Tabella 6.9 – Analisi su anfibolo svolte nello scisto actinolitico CB16.

ALBITE

In *Tabella 6.10* sono riportate le analisi svolte su cristalli di albite in entrambi i campioni di metabasite a Grt, CB47 e CB49. La formula strutturale è stata calcolata sulla base di 8 O.

Nel campione CB47, l'albite è parte della matrice (*Figura 5.8.2*). La componente albitica è pari al 98.57%

Nel campione CB49, l'albite si trova in prossimità del granato su cui sono state svolte le analisi osservabili in *Tabella 6.4* e in *Figura 6.6*. La componente albitica è pari al 98.65%.

	Metabasite a Grt	
	CB47	CB49
	Al(6-9)	Al(6-9, 10-13)
Na ₂ O	11.56	11.49
MgO	-	-
Al ₂ O ₃	19.86	19.84
SiO ₂	65.00	67.54
K ₂ O	0.04	0.04
CaO	0.24	0.25
TiO ₂	-	-
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01
Mno	-	-
FeO	0.17	0.23
Tot.	96.86	99.39
Na	1.01	0.98
Ca	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.01	0.01
	1.03	1.00
Si	2.94	2.97
Al	1.06	1.03
	4.00	4.00
Tot.	5.03	5.00
Ab%	98.65	98.57
An%	1.13	1.18
Or%	0.22	0.25

Tabella 6.10 – Analisi su cristalli di albite nella metabasite CB47 e CB49.

7. OSSERVAZIONI SULL'UNITÀ METAMORFICA DEL COLLE DELLA BORRA

7.1 FASI DEFORMATIVE ED EVOLUZIONE METAMORFICA

Le associazioni mineralogiche e i caratteri microstrutturali osservati nelle rocce della sequenza metamorfica del Colle della Borra documentano come il metamorfismo alpino si sia sviluppato in differenti eventi deformativi i quali, nelle rocce, hanno lasciato traccia di condizioni metamorfiche distinte e in misura variabile nei diversi litotipi. In assenza di dati quantitativi P-T per la stima delle condizioni metamorfiche, lo schema evolutivo di seguito proposto è il risultato delle osservazioni sul terreno, dell'elaborazione dei dati microstrutturali e microchimici e del confronto (paragrafo 7.2) con litotipi caratterizzati da paragenesi mineralogiche analoghe rinvenuti in letteratura.

Le fasi deformative riconosciute sono:

- I. una fase D_1 scistogena (S_1 -relitta) relativa all'evoluzione progradata;
- II. una fase D_2 scistogena (S_2 -principale), in prossimità del picco metamorfico e sviluppata poi durante tutta la retrocessione;
- III. una fase D_3 non scistogena, tardiva relativa all'esumazione.

I. La fase D_1 si osserva nei micascisti a Grt-Cld, nei micascisti a Grt-Tit e nei calcescisti.

Nei micascisti a Grt-Cld la S_2 evidenzia domini in cui è preservata la S_1 , la quale è riconoscibile nelle pieghe isoclinali sradicate con gli assi di piega orientati in accordo con la scistosità principale. La S_1 è marcata da cristalli di fengite e cloritoide (*Figura 5.1.1 e 5.1.2*). Nel campione CB54 è presente una microstruttura ("*microlithon type*") preservata riferibile all'evoluzione progradata. È una lente costituita da cristalli di fengite di grandi dimensioni ed epidoti (*Figura 7.1*), entrambi disposti trasversalmente rispetto alla successiva scistosità. Ai bordi della lente si riconosce come la mica fengitica venga troncata da cristalli di paragonite orientati secondo S_2 . Associata a tale livello, una banda microcristallina di quarzo consente di riconoscere la vecchia tessitura. Infatti, in alcuni cristalli di quarzo si riconoscono microstrutture di *recovery* con distinzione di microdomini

mediante estinzione settoriale dei cristalli. L'orientazione dei piani è uguale all'orientazione delle miche fengitiche.

La paragenesi che definisce la fase D_1 è data da $\text{Grt}_{\text{nucleo}} + \text{Cld} + \text{Ph} + \text{Ep} + \text{Chl} + \text{Qz}$. L'evento progrado nei granati è segnato dall'aumento della componente almandino e piropo dal nucleo al bordo interno e dalla diminuzione della componente spessartina ($\text{Alm}_{51.59-55.49} \text{Gr}_{23.54-30.03} \text{Py}_{2.65-3.98} \text{Spe}_{19.34-13.01}$) (Figura 6.5), andamento descritto più volte in letteratura (KONRAD-SCHMOLKE *et al.*, 2006; LE BAYON *et al.*, 2006; WEBER & BUCHER, 2015; MASSONNE & LI, 2020). Il nucleo del granato è in equilibrio tessiturale con il cloritoide ($X_{\text{Mg}}=0.14$) e con la fengite ($\text{Si}_{\text{max}}=3.20$ c.p.f.u.) inclusi in esso. Il contenuto di Si (da 3.16 a 3.47 c.p.f.u.) nella fengite in S_1 testimonia l'incremento di pressione durante il cammino progrado.

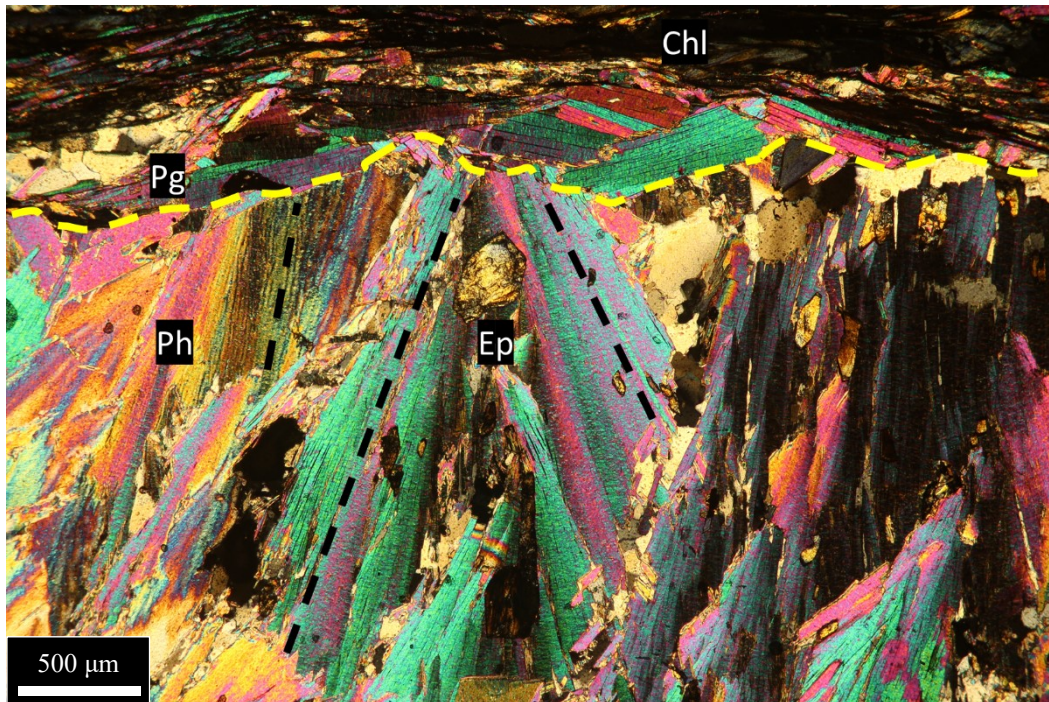


Figura 7.1 – Lente di fengite con epidoti, entrambi orientati trasversalmente rispetto alla S_2 . Al bordo superiore, paragonite e clorite sono orientate secondo la S_2 . Il tratteggio giallo indica la S_2 mentre quello nero indica l'orientazione dei cristalli di fengite. Ingrandimento 5X, sezione CB54.

Nei micascisti a Grt-Tit la S_2 definisce domini in cui è preservata la S_1 , marcata da fengite che talvolta sviluppa pieghe isoclinali sradicate. Anche le micro-inclusioni all'interno dei granati seguono una vecchia scistosità. Questa scistosità relitta può essere

associata ad una S_1 , o addirittura ad una pre- S_1 vista la presenza di un'ulteriore scistosità più esterna rispetto a quella del nucleo (*Figura 5.2.4*).

La paragenesi che definisce la fase D_1 è data da $Grt_{nucleo} + Ph + Tit + Qz$. Anche qui, come per i micascisti precedentemente descritti, ma in maniera più marcata, l'evento progrado nei granati è segnato dall'aumento della componente almandino, piropo e grossularia dal nucleo alla periferia e da una significativa diminuzione della componente spessartina ($Alm_{46.20-67.40} Grs_{12.84-34.06} Py_{0.75-3.84} Spe_{37.88-3.21}$) (*Figura 6.5*). Il contenuto crescente in Si della fengite in S_1 (da 3.24 a 3.41 c.p.f.u.) indica l'aumento di pressione durante l'evoluzione progradata. La titanite, nonostante non si rinvenga in S_1 , è stata inserita nella paragenesi progradata sulla base della microstruttura pre-cinematica rispetto alla S_2 .

Nei calcescisti la S_2 definisce domini in cui è preservata la S_1 , marcata da cristalli di fengite e titanite pre-cinematica (*Figura 5.4.3*). Siti di ex-lawsonite si osservano in affioramento all'interno di pieghe isoclinali appartenenti alla S_1 (*Figura 4.2.3*), prevalentemente concentrati in corrispondenza delle cerniere di piega.

La paragenesi che definisce la fase D_1 è data da $Ph + Lws + Tit + Qz$. Il contenuto crescente in Si della fengite (da 3.25 a 3.55 c.p.f.u.) in S_1 testimonia le condizioni prograde. La titanite è stata inserita nella paragenesi progradata in quanto si rinviene in S_1 con inclusioni di fengite (quest'ultima con un contenuto in $Si_{max}=3.39$ c.p.f.u.) (*Figura 6.8*).

II. La fase D_2 è pervasiva e genera una scistosità piano-parallela che rappresenta la scistosità principale in tutta la sequenza del Colle della Borra. Si tratta di una fase deformativa il cui sviluppo è iniziato in prossimità del picco metamorfico ed è proseguito durante tutta la retrocessione. Si tratta quindi di una scistosità caratterizzata da una lunga storia di evoluzione metamorfica dopo la quale nessuna nuova foliazione si è sviluppata durante l'esumazione. L'evento di retrocessione nei micascisti e calcescisti è poco marcato rispetto alle metabasiti, nelle quali non si rinviene nessun relitto di alta pressione, ma unicamente tipiche associazioni di facies scisti verdi come clorite, albite, actinolite, titanite ed epidoto.

Nei micascisti a Grt-Cld la paragenesi relativa al picco metamorfico è data da $Grt_{bordo-interno} + Cld + Ph + Rt + Chl + Qz$. Il picco metamorfico è segnato nei granati dal contenuto più alto in piropo (3.98% per il campione CB54). Il rutile, incluso sia nel granato che nel cloritoide ($X_{Mg}=0.14$) testimonia il raggiungimento di relativamente alta

pressione durante l'evoluzione metamorfica. I valori variabili di contenuto in Si nella mica bianca in S_2 (da 3.08 a 3.44 c.p.f.u.) indicano la crescita della mica fengitica in condizioni di alta pressione e di quella muscovitica durante la fase di retrocessione. L'impronta della retrocessione impostata sulla S_2 è segnata anche dalla crescita di cristalli di paragonite disposti secondo la S_2 . Inoltre, alcuni cristalli di cloritoide mostrano bordi sostituiti da muscovite e paragonite.

Nei micascisti a Grt-Tit la paragenesi di picco metamorfico è data da $Grt_{periferia} + Ph + Rt + Ep + Chl + Qz$. Il picco metamorfico è segnato nei granati dai contenuti più alti in piropo (2.81-3.84%, campione CB13) e dai valori più bassi in spessartina (3.20-3.65%) osservati alla periferia. Come nel caso precedente, anche qui si osservano contenuti variabili in Si nella mica bianca in S_2 (da 3.15 a 3.57 c.p.f.u.). La mica bianca con un più basso contenuto in Si e i rari cristalli di albite testimoniano l'impronta di retrocessione.

Nei calcescisti la S_2 parallelizza i domini meno deformati, compresi i siti di ex-lawsonite. La paragenesi di picco metamorfico è data da $Ph + Zo + Rt + Chl + Qz + Ep_{matrice}$. Il contenuto in Si nella fengite in S_2 varia da 3.34 a 3.42 c.p.f.u. Il rutile si rinvia incluso nell'epidoto della matrice. La zoisite è stata inserita nella paragenesi di picco in quanto, insieme alla fengite ($Si_{max}=3.42$ c.p.f.u.) rappresenta uno pseudomorfo a seguito del *breakdown* della lawsonite. La zoisite si rinvia in siti a losanga meno deformati che preservano la morfologia dell'ex-lawsonite (*Figura 5.4.1*). Nei siti più deformati invece, la morfologia dell'ex-lawsonite è sigmoidale e gli pseudomorfi sono stati sostituiti, durante la retrocessione da Fe-epidoti e paragonite. L'impronta di retrocessione è inoltre segnata da cristalli di paragonite nella matrice.

III. La fase D_3 è una fase tardiva e non scistogena che produce crenulazioni in mica-scisti, calcescisti e cloritoscisti, visibili sia alla scala microscopica che alla scala dell'affioramento (*Figura 4.2.5*). Nei cloritoscisti la fase D_3 è molto più evidente, questo presumibilmente a causa della maggiore predisposizione alla deformazione di questo litotipo. Nello scisto actinolitico (campione CB16) la S_2 è interessata da pieghe disarmoniche dettate dalla diversa durezza dei minerali. L'actinolite sviluppa pieghe *kink* (*Figura 5.10.5*) mentre la mica bianca, relativamente più competente, sviluppa pieghe più aperte.

	D ₁	D ₂	
		picco P-T	retrocessione
Lawsonite	—————		
Zoisite		—————	
Fengite	—————	-----	
Granato	—————	—————	
Cloritoide	—————	—————	
Titanite	—————		—————
Rutilo		—————	
Epidoto	—————	—————	
Muscovite			—————
Paragonite			—————
Albite			—————

Figura 7.2 – Tabella blastesi-deformazione.

7.2 CONDIZIONI METAMORFICHE

L'evoluzione progradiva in condizioni compatibili con la facies scisti blu è documentata dalla presenza di siti di ex-lawsonite. La presenza di zoisite + fengite pseudomorfi testimonia il *breakdown* della lawsonite avvenuto durante la transizione verso condizioni eclogitiche (TARTAROTTI *et al.*, 2019a). L'associazione Grt + Cld + Ph + Rt + Chl + Qz in micascisti a Grt-Cld potrebbe fornire un'ulteriore testimonianza del raggiungimento di alta pressione in facies eclogitica. In assenza di dati P-T quantitativi si è cercato un confronto in letteratura con associazioni del tutto analoghe rinvenute in micascisti. Lungo le Alpi Occidentali, micascisti a Grt-Cld sono stati rinvenuti 1) in ofioliti di tipo Zermatt in Val di Susa (GHIGNONE *et al.*, 2020), 2) nelle metaofioliti della Valle dell'Urtier (BELTRANDO *et al.*, 2008), 3) al Monviso, nei metasedimenti dell'Unità del Lago Superiore (ANGIBOUST *et al.*, 2012), 4) nel Gran Paradiso settentrionale (LE BAYON & BALLEVRE, 2006) e 5) nel massiccio del Dora-Maira a contatto con la Zona Piemontese in Val di Susa (GASCO *et al.*, 2011).

1) In Val di Susa sono stati descritti micascisti a Grt-Cld. L'associazione Grt + Ph + Cld + Rt (+ rari pseudomorfi di Lws) è riferita al metamorfismo eclogitico. Fasi minori sono tormalina, apatite e grafite, in analogia con i micascisti del Colle della Borra. Il granato mostra una diminuzione in componente spessartina (Spe_{26-11}) dal nucleo alla periferia controbilanciata da un aumento di almandino e grossularia ($Alm_{64-74} Grs_{2-12}$). Il contenuto di Si nella fengite varia tra 3.30-3.50 c.p.f.u. e il cloritoide ha un $X_{Mg}=0.08-0.16$. Il rutile localmente sostituisce la titanite. Le pseudosezioni forniscono valori P-T di 25 kbar e 490°C.

2) Nella Valle dell'Urtier sono stati descritti micascisti a Grt + Ph (Si=3.30 c.p.f.u.) + Cld + Rt. Gli autori considerano tale associazione in facies eclogitica vista la presenza di rutile; invece, i micascisti caratterizzati esclusivamente da titanite sono considerati di facies scisti blu.

3) Nei metasedimenti dell'Unità del Lago Superiore del Monviso sono stati descritti micascisti con impronta di alta pressione il cui picco è rappresentato dalla paragenesi Grt + Cld + Ph + Qz ± Chl. I granati hanno un nucleo manganesifero e bordi ferriferi, la fengite ha contenuti in Si=3.06-3.2 c.p.f.u e il cloritoide mostra una zonatura

caratterizzata da un X_{Mg} che varia da 0.08-0.11 nei bordi a 0.21-0.24 al nucleo. Le pseudosezioni forniscono condizioni P-T di picco pari a 24-26 kbar e 500-520°C.

4) Lungo il fianco settentrionale del Gran Paradiso (Valnontey e Valleile) sono stati descritti micascisti a Grt-Cld la cui foliazione eclogitica è preservata in pieghe relitte all'interno di domini marcati dalla foliazione principale. L'associazione eclogitica è data da Grt + Cld + Ph.

5) Nel massiccio del Dora-Maira, in Val di Susa, sono stati descritti micascisti a Grt + Cld + Ph + Rt (incluso in Grt) + Pg + Chl + Qz. La fengite ha un contenuto in Si=3.37-3.52 c.p.f.u. e il cloritoide ha un X_{Mg} =0.12-0.14. La foliazione di alta pressione è conservata in pieghe sradicate relitte. Le condizioni P-T eclogitiche sono pari a 18-20 kbar e 510-520°C.

Un ulteriore caso rinvenuto in letteratura riguarda dei micascisti a Grt-Cld osservati nelle ofioliti di Rasht nella Catena di Albortz in Iran settentrionale (ROSSETTI *et al.*, 2017) le quali testimoniano la subduzione di un ramo della Paleo-Tetide avvenuta nel Carbonifero Inferiore (ca. 350 Ma) con la collisione fra la placca Euroasiatica e Gondwana. L'associazione eclogitica è data da Grt + Ph + Cld + Rt + Qz. Il contenuto di Si nella fengite è pari a 3.39-3.56 c.p.f.u., il cloritoide ha un X_{Mg} =0.16-0.19 e il rutilo si rinviene sia incluso nel granato che nella matrice. Dal nucleo alla periferia del granato, le componenti almandino, piropo e grossularia aumentano mentre la spessartina diminuisce (Alm₆₅₋₇₅ Py₅₋₉ Grs₂₋₁₆ Spe₂₂₋₂). Le condizioni P-T eclogitiche sono pari a 21-23 kbar e 470-510°C.

La presenza di micascisti a Grt-Cld in letteratura ha sempre dato un riscontro di condizioni P-T eclogitiche. Il confronto delle paragenesi e dei dati chimici dei micascisti dell'unità Colle della Borra con quelli sopra descritti non evidenzia ampie differenze.

I micascisti del Colle della Borra sono caratterizzati da un contenuto in Si della fengite (in S₂) fino a 3.44 c.p.f.u., il cloritoide (in S₂) ha un X_{Mg} =0.14 e il granato mostra un arricchimento nella componente almandino (discontinuo), più marcato in grossularia e piropo dal nucleo al bordo interno controbilanciato da un impoverimento in spessartina (Alm_{51.59-55.49} Grs_{23.54-30.03} Py_{2.65-3.98} Spe_{19.34-13.01}). Il granato qui non mostra significative variazioni composizionali a differenza dei casi studio elencati. Probabilmente questo dipende dalla sezione del granato analizzato, in particolare dal taglio non ottimale per

l'osservazione della zonatura. Tuttavia, l'andamento delle componenti è concorde con quelli descritti precedentemente.

Anche il livello di micascisti a Grt-Tit del Colle della Borra mostra valori di Si nella fengite alti, che raggiungono 3.57 c.p.f.u. Il granato qui mostra variazioni composizionali molto più marcate ($\text{Alm}_{46.20-67.40} \text{Grs}_{12.84-34.06} \text{Py}_{0.75-3.84} \text{Spe}_{37.88-3.21}$), compatibili con i granati descritti nei casi studio precedenti.

Alla luce delle considerazioni fatte, le condizioni di alto grado metamorfico dell'unità del Colle della Borra sono testimoniate da micascisti e calcescisti poco retrocessi, i quali mostrano paragenesi diagnostiche che permettono di stimare qualitativamente il picco metamorfico in facies eclogitica.

7.3 METASOMATISMO CALCICO

Durante il metamorfismo progrado è avvenuto un intenso processo di arricchimento di calcio (metasomatismo calcico) testimoniato dai numerosi relitti di lawsonite (*Figura 7.3*), dalla periferia del granato ricco in grossularia e dalla presenza di rocce metasomatiche ricche in minerali calcici come actinoliti ed epidoti. Il metasomatismo a Ca si è sviluppato durante l'intera evoluzione prograda fino al picco metamorfico.

La cristallizzazione prograda della lawsonite indica un regime di subduzione freddo, $\sim 375^{\circ}\text{C}$ (VITALE BROVARONE *et al.*, 2011). Lungo il canale di subduzione, la posizione in cui si sono verificati sia la cristallizzazione della lawsonite che il suo *breakdown* è sensibile alle composizioni delle rocce e può avvenire in un ampio intervallo pressione-temperatura (MARTIN *et al.*, 2014). La stabilità della lawsonite inoltre dipende da molteplici fattori, tra questi la disponibilità di fluidi e in particolare la presenza di CO_2 che in rocce basiche favorisce la sua stabilità fino a condizioni di 4.2 GPa e 730°C (POLI *et al.*, 2009).

La lawsonite contiene $\sim 11\text{-}12$ wt% di acqua (MARTIN *et al.*, 2014), di conseguenza il processo che dà luogo alla sua cristallizzazione è un processo di idratazione. La zoisite pseudomorfa invece ha contenuti d'acqua inferiori (~ 2 wt%) (ENAMI *et al.*, 2004) così come la fengite (~ 4 wt%) (VITALE BROVARONE *et al.*, 2014); ciò implica che le rocce hanno subito un processo di de-idratazione, avvenuto ad un certo stadio del percorso progrado. Il movimento dei fluidi si svolge quindi in due step: un primo processo di idratazione (in cui avviene la cristallizzazione della lawsonite) e uno successivo di de-idratazione (in cui si sviluppano gli pseudomorfi). La cristallizzazione della lawsonite è promossa dall'interazione metasomatica tra i fluidi ricchi in Ca e le rocce durante il percorso progrado fino al picco metamorfico (TARTAROTTI *et al.*, 2019a). I fluidi acquosi possono derivare dal consumo dei sedimenti (~ 7 wt% di acqua) (PLANK & LANGMUIR, 1998) coinvolti nella subduzione che si deidratano a ca. 50 km di profondità, dalla crosta oceanica alterata (~ 2.7 wt% di acqua) (RÜPKE, 2004) de-idratata tra i 100-200 km e dalle serpentiniti (~ 12 wt% di acqua) (SCHMIDT & POLI, 1998) le quali subiscono de-idratazione tra i 120-200 km.

L'unità del Colle della Borra è particolarmente ricca in metasedimenti carbonatici, i quali testimoniano l'abbondanza di Ca lungo il canale di subduzione e promuovono la

formazione di abbondante lawsonite. Simile interpretazione è stata fornita per le rocce “ibride” ultramafiche ricche in lawsonite nel vallone delle Acque Rosse in Valle d’Aosta (TARTAROTTI *et al.*, 2019a) e per le lawsonititi della Corsica, considerate il prodotto del metasomatismo progrado a spese sia di rocce continentali che di metasedimenti (MARTIN *et al.*, 2014; VITALE BROVARONE *et al.*, 2014; PICCOLI *et al.*, 2018)

Il nucleo ricco in Ca del granato (micascisto a Grt-Tit, CB13), associato al picco metamorfico, focalizza l’evento di metasomatismo a Ca legato anche al processo di deidratazione della lawsonite, com’è stato numerose volte interpretato in letteratura (POLI *et al.*, 2009; GROPPPO & CASTELLI, 2010; TARTAROTTI *et al.*, 2019a). Tale influenza chimica è spiegata dall’appartenenza di questo livello micaceo granatifero alla sequenza di calcescisti ricchi in relitti di lawsonite.



Figura 7.3 – Abbondanza di relitti di lawsonite (cristalli scuri) in calcescisti, in prossimità del livello di rocce metasomatiche. Affioramento lungo la cresta che dal Colle della Borra si sviluppa verso nord.

7.4 IDENTIFICAZIONE E ORIGINE DELL'UNITÀ

Alcuni aspetti delle rocce studiate portano a considerare l'ipotesi di un'origine oceanica come la più pertinente. Questi sono: 1) i caratteri primari nella mineralizzazione, 2) la presenza di metagabbri nella sequenza metamorfica, 3) l'alto contenuto in Mn al nucleo dei granati nei micascisti, 4) la presenza di abbondante tormalina, 5) la presenza di una breccia ofiolitica e 6) la litostratigrafia che caratterizza la sequenza.

1) Il ritrovamento di caratteri microstrutturali e geochimici primari nella mineralizzazione, come relitti di pirite colloforme e zonature a Co, testimoniano un'origine idrotermale del giacimento in contesto oceanico (NATALE, 1966; 1969; FANTONE *et al.*, 2014; GOSIO, 2021).

2) La serie di rocce metasomatiche del Colle della Borra è composta da rari relitti di alta pressione come rutilo incluso nelle titaniti e mica bianca fengitica ricca in Cr ($S_{\max}=3.43$ c.p.f.u.). La pervasiva impronta retrograda è caratterizzata dallo sviluppo di albite, actinolite, epidoti, titanite. Le rocce metasomatiche potrebbero derivare da un protolite mafico associato a rocce ultramafiche sottoposto ad un'intensa circolazione di fluidi. All'interno di queste rocce si rinvengono molti epidoti e anfiboli actinolitici, oltre che carbonato, segno che la circolazione di Ca era abbondante. Inoltre, nello scisto actinolitico CB16, l'arricchimento in Cr della mica bianca fengitica e dell'epidoto potrebbe indicare il contributo da parte di fluidi derivanti in parte da serpentiniti (SPANDLER *et al.*, 2011; TARTAROTTI *et al.*, 2019a). Tale ipotesi è supportata dalla vicinanza all'Unità a Scaglie Serpentinitiche affiorante 150-200 metri più a valle sul versante di Campiglia (BENCIOLINI *et al.*, 1984). Tuttavia, la scarsa mobilità del Cr potrebbe far supporre all'interno dei sedimenti la presenza di rari clasti serpentinitici dai quali sarebbe derivato l'arricchimento in Cr. In alternativa, l'ipotesi più convincente sull'origine dell'arricchimento in Cr è la presenza di un protolite Mg-Cr-gabbro in cui i pirosseni sodici cromiferi formati al picco progrado sarebbero stati sostituiti da clorite, epidoto e actinolite. L'ipotesi è supportata dalla totale assenza di quarzo e dall'alto contenuto in Mg della clorite ($X_{Mg}=0.76$). La presenza di metagabbri all'interno della sequenza metamorfica del Colle della Borra testimonierebbe l'origine oceanica dell'unità. Rimane

tuttavia aperta l'ipotesi che possa trattarsi di una scaglia di metagabbri dell'Unità Ofiolitica Inferiore affiorante in associazione con l'Unità a Scaglie Serpentiniche.

I presunti Mg-metagabbri metasomatici del Colle della Borra evidenziano un abbondante contenuto in CaO e un contenuto in SiO₂ basso vista la totale assenza di quarzo e la scarsa albite (l'albite presente è concentrata in una sola porzione). L'arricchimento in CaO e la diminuzione in SiO₂ potrebbero anche essere il prodotto di processi oceanici simili a quelli di rodingitizzazione e serpentizzazione in corrispondenza delle dorsali oceaniche (BARNES & O'NEIL, 1969; JANECKY & SEYFRIED, 1986; IYER *et al.*, 2008). Alcuni autori hanno trovato evidenze di metasomatismo nelle metaofioliti delle Alpi e le hanno imputate ad un'intensa circolazione di fluidi durante la fase di apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese (BARNES *et al.*, 2014; COLTAT *et al.*, 2020). Metagabbri della Val Soana (BOCCHIO *et al.*, 2000) e metagabbri del Monviso (BALESTRO *et al.*, 2019) sono stati infatti interpretati come prodotti di metasomatismo durante processi oceanici. In questo caso, i processi di alterazione pre-alpini avvenuti nella litosfera oceanica assumono un ruolo cruciale nel conferire un'impronta petrografica e geochemica peculiare ai prodotti metamorfici. Inoltre, metagabbri che derivano da protoliti simili possono sviluppare paragenesi metamorfiche differenti sulla base del loro grado di alterazione oceanica (BOCCHIO *et al.*, 2000). L'intensa idratazione e alterazione idrotermale tendono ad influenzare le associazioni mineralogiche di alta pressione e la composizione isotopica delle rocce ofiolitiche (CARTWRIGHT & BARNICOAT, 1999; MARTIN *et al.*, 2008); tuttavia, spesso, nonostante l'intensa deformazione e il metamorfismo cui sono state sottoposte le rocce, si riconoscono ancora tracce di composizione oceanica (PFEIFER *et al.*, 1989; CARTWRIGHT & BARNICOAT, 1999; WIDMER *et al.*, 2000, MARTIN *et al.*, 2008).

Nella sequenza del Colle della Borra, gli intensi processi metasomatici avvenuti durante l'evoluzione metamorfica, testimoniati dagli abbondanti siti di ex-lawsonite nei calcescisti e dal nucleo ricco in calcio dei granati nei micascisti (paragrafo 7.3), suggeriscono che anche per lo sviluppo di metagabbri metasomatici questi processi possano aver svolto un ruolo fondamentale. Tuttavia, questi ultimi sono caratterizzati dall'abbondanza di minerali ricchi in CaO tipici di facies scisti verdi come actinolite, epidoti e titanite. Bisogna quindi prendere in considerazione l'ipotesi che il metasomatismo abbia

interessato anche il percorso retrogrado; infatti, le interazioni fluido-roccia sono processi che possono verificarsi anche durante la decompressione (MILLER *et al.*, 2002).

Le osservazioni fatte permettono quindi di interpretare il metasomatismo dei metagabbri del Colle della Borra come un processo avvenuto durante l'evoluzione metamorfica piuttosto che durante processi oceanici.

3) L'alto contenuto di Mn che si osserva al nucleo dei granati nei micascisti è un'evidenza dell'intensa attività idrotermale oceanica. In contesti idrotermali oceanici, infatti, i sedimenti del fondale si arricchiscono in Mn a seguito della deposizione delle esalazioni dei *vent* idrotermali (USUI & SOMEYA, 1997). Durante il metamorfismo progrado, l'abbondanza di manganese nel sistema porta alla formazione di granati ricchi in componente spessartina al nucleo, fino a 37.88%. Analogamente, in Valle d'Aosta, l'arricchimento in Mn dovuto ad attività idrotermale oceanica è stato descritto per le quarziti della valle di St. Marcel (TARTAROTTI, 1988; MARTIN *et al.*, 2008; TARTAROTTI *et al.*, 2017) e, in particolare, per le quarziti di Praborna (TUMIATI *et al.*, 2010).

4) La tormalina è presente in micascisti e in calcescisti. I micascisti (si vedano i campioni CB53-CB54) posizionati a letto della mineralizzazione a solfuri massivi presentano abbondantissima tormalina. Questa si osserva in S_1 associata ai domini di fengite (*Figura 5.1.4*), inclusa in cristalli di cloritoide in S_2 , nella matrice in S_2 e inclusa nei granati. Nei calcescisti la tormalina è presente inclusa in titanite in S_1 (*Figura 6.8*). La tormalina potrebbe essere pre-metamorfica legata a detritismo sedimentario o ad attività idrotermale oceanica (TAYLOR & SLACK, 1984; MARSCHALL *et al.*, 2008) o sin-metamorfica (BEBOUT & NAKAMURA, 2003) legata ad un arricchimento di boro (MARSCHALL *et al.*, 2008).



Figura 7.4 – Tormalina zonata in un livello micaceo all'interno di un micascisto a Grt-Cld. Ingrandimento 50X, sezione CB53.

Le tormaline di maggiori dimensioni presentano nette zonature in sezione basale (Figura 7.4). La zonatura interna presenta una morfologia cristallina e non arrotondata di conseguenza, l'ipotesi di un'origine da detritismo non è da considerarsi valida. La presenza di tormalina inclusa nella titanite in S_1 indicherebbe una storia lunga della tormalina, sviluppatasi o in un contesto idrotermale marino legato anche alla formazione di solfuri massivi (TAYLOR & SLACK, 1984) o per arricchimento a boro sviluppatosi a partire da uno stadio precoce dell'evoluzione progradata nella zona di subduzione. In questo caso, il nucleo del cristallo zonato potrebbe rappresentare il percorso progrado e il bordo le condizioni di alta pressione, in analogia con ciò che si osserva nei granati. Tuttavia, l'assenza di analisi chimiche non permette di definirne con certezza l'origine.

5) Anche la presenza di un livello brecciato cementato da matrice quarzoso-carbonatica di spessore variabile (da pochi cm a qualche decina di cm) interposto tra quarziti e metabasiti ricorda l'ambiente oceanico originario dell'unità. Il livello (Figura 7.5) mostra un contatto netto con le rocce incassanti, comportandosi come un "boudin" relativamente rigido e piuttosto preservato. In alcuni punti dell'affioramento è possibile seguire il livello all'interno della metabasite soprastante (Figura 4.1.5). In questo caso la metabasite al contatto appare molto alterata. Nonostante non si siano svolte analisi chimiche sul livello brecciato, il confronto con alcune breccie ofiolitiche descritte in letteratura può confermare l'ipotesi che possa trattarsi di una breccia ofiolitica. Nelle sequenze ofiolitiche delle

Falde Liguridi non metamorfosate, nell'area di Bargonasco-Val Graveglia, vengono descritte breccie ofiolitiche interposte tra radiolariti (Mt. Alpe) e basalti pillow (PRINCIPI *et al.*, 2004).



Figura 7.5 – Breccia ofiolitica osservata lungo la cresta che dal Colle della Borra si sviluppa verso nord.

6) I litotipi che costituiscono l'unità del Colle della Borra rispecchiano la tipica sequenza oceanica, che nel caso in studio risulta rovesciata, composta da calcescisti, marmi, quarziti e metabasiti. La sequenza è il risultato metamorfico rispettivamente di vulcaniti basiche, radiolariti, calcari e sedimenti carbonatici misti a terrigeni che costituivano il fondale oceanico. A parte il sottile livello di metagabbri metasomatici, il basamento oceanico costituito da rocce ultrabasiche è assente nella sequenza studiata. Si può rinvenire a valle verso Campiglia dove affiorano abbondanti metagabbri, serpentiniti e subordinate metabasiti (BENCIOLINI *et al.*, 1984).

Appurata l'azione della trasposizione tettonica, i metasedimenti che caratterizzano la sequenza di calcescisti e micascisti potrebbero rappresentare diverse facies sedimentarie. I livelli più micacei intercalati all'interno della sequenza di calcescisti potrebbero corrispondere a sedimenti depositi nel corso di eventi torbiditici. La deposizione alternata di livelli calcarei e pelitici sul fondale rispecchierebbe l'attuale sequenza di calcescisti caratterizzata da livelli centimetrici o decimetrici di marmi intercalati a livelli più

terrigeni. I micascisti contenenti Cld rappresenterebbero, invece, orizzonti caratterizzati da detritismo ofiolitico, origine dell'arricchimento in Mg e Fe dei sedimenti. Tuttavia, è difficile parlare di facies sedimentarie in merito alla sequenza litostratigrafica, infatti queste sono difficilmente riconoscibili a causa della trasposizione dei metasedimenti durante la fase progradata.

Le litologie rinvenute all'interno della sequenza del Colle della Borra testimoniano da un lato l'origine oceanica delle rocce, dall'altro un intenso apporto continentale dato dall'abbondanza di calcescisti e micascisti quarzosi. L'unione delle due evidenze suggerisce una provenienza da un ambiente vicino ad un margine continentale che era a sua volta in stretta prossimità con un tratto di dorsale, dove era in atto un'intensa circolazione di fluidi idrotermali. Analoga interpretazione è stata fornita per il *setting* litostratigrafico delle metaofioliti di Saint-Marcel con le relative mineralizzazioni a Fe-Cu-Mn (MARTIN *et al.*, 2008; TARTAROTTI *et al.*, 2017), per le metaofioliti in facies scisti blu del Queyras con le mineralizzazioni a Cu e Fe nelle Alpi francesi (LAGABRIELLE, 1994; PRINCIPI *et al.*, 2004), per le metaofioliti in facies scisti blu-eclogitiche della Corsica (PRINCIPI *et al.*, 2004; MERESSE *et al.*, 2012; BROVARONE *et al.*, 2014) e per quelle eclogitiche del Monviso (LOMBARDO *et al.*, 1978; ANGIBOUST *et al.*, 2012).

All'interno dell'unità Colle della Borra, la firma oceanica è rappresentata da vulcaniti basiche che formano potenti metabasiti (ca. 30 m in affioramento, vedi *Figura 4.1.1* e *4.1.5*) e dalla presenza della mineralizzazione a solfuri, risultato di un'intensa attività idrotermale oceanica. La presenza della mineralizzazione legata ad un centro di calore magmatico testimonia la vicinanza ad un tratto di dorsale. La firma continentale è invece rappresentata dall'abbondanza di calcescisti e micascisti a stretta affinità terrigena. L'intercalazione di caratteri oceanici e continentali che si osserva nella sequenza potrebbe indicare una deposizione avvenuta durante l'apertura dell'oceano (in una fase *sin-rift*) in un ambiente di tipo *ocean-continent-transition* (OCT) associato ad un'intensa attività tettonica (TARTAROTTI *et al.*, 2021). Tale ipotesi trova corrispondenza nelle strutture tettoniche documentate negli attuali oceani ad espansione lenta (*slow-ultraslow-spreading-oceans*) (CANNAT *et al.*, 2009; ESCARTIN *et al.*, 2017), tra queste, la presenza di faglie a basso angolo (*detachment faults*) che espongono il mantello litosferico oceanico, con associata attività idrotermale oceanica (ESCARTIN *et al.*, 2017).

L'apertura del bacino oceanico della Tetide occidentale è stata interpretata come il risultato di un'espansione lenta; tuttavia, i numerosi modelli di apertura proposti in letteratura forniscono spunti di dibattito al riguardo (MARRONI & PANDOLFI, 2007 e relativa bibliografia). In corrispondenza di un ambiente OCT, nel corso della subduzione, si sarebbe sviluppata una struttura a *mélange* costituita da scaglie ofiolitiche mafiche-ultramafiche e scaglie di rocce sedimentarie (SACCANI *et al.*, 2015). Potrebbe trattarsi del margine continentale dell'Adria, in corrispondenza del quale l'OCT risulta costituito da rocce mantelliche intruse da gabbri e coperte da porzioni alloctone della crosta continentale superiore. Tale assetto strutturale potrebbe essere derivato da una fase finale di apertura dell'oceano caratterizzata da un'estensione litosferica asimmetrica accomodata da un sistema di *detachment faults* (MARRONI & PANDOLFI, 2007).

Nel contesto di *rift* oceanico della Tetide, al M. Avic (a nord-est del Colle della Borra), la presenza di un sistema di faglie a basso angolo che accomodava l'estensione oceanica potrebbe essere all'origine dell'esposizione di potenti porzioni litosferiche oceaniche costituite da peridotiti serpentizzate, attualmente caratterizzate da associazioni mineralogiche di alta pressione (TARTAROTTI *et al.*, 2019b) estese su un'area di ca. 180 km², intruse da Mg-Cr-metagabbri e da dicchi rodingitici (FONTANA *et al.*, 2015).

Nonostante non ci siano abbastanza dati per definire con precisione la posizione paleogeografica dell'area in studio, si può concludere che potrebbe trattarsi di un contesto di *rift* asimmetrico, in cui l'ambiente di tipo OCT permetteva l'unione di porzioni continentali e oceaniche, accompagnato da idrotermalismo e da un'intensa attività tettonica.

La trasposizione tettonica alpina, tuttavia, ha sicuramente giocato un ruolo fondamentale nel giustapporre ambienti deposizionali differenti. L'intercalazione di metabasiti, calcescisti e micascisti che caratterizza unità del Colle della Borra potrebbe essere il risultato quindi di una trasposizione tettonica avvenuta in uno stadio, forse precoce, della convergenza alpina, che ha coinvolto porzioni oceaniche e porzioni continentali. Ad ogni modo non è da escludere una possibile combinazione delle due ipotesi.

8. CONCLUSIONI

Il lavoro svolto al Colle della Borra, lungo il versante destro della valle di Piampato, ha permesso di riesaminare dal punto di vista petrografico le rocce ofiolitiche caratterizzate negli anni '80 (BATTISTON, 1982/1983; MARCHI, 1982/1983; TARTAROTTI, 1982/83; BATTISTON *et al.*, 1984; BENCIOLINI *et al.*, 1984) in vista di una revisione tettonica delle unità.

L'unità metamorfica è costituita da calcescisti, micascisti e metabasiti con livelli di quarziti e marmi e un sottile livello di metagabbri metasomatici. La mineralizzazione a solfuri massivi si imposta tra micascisti a letto e un livello di cloritoscisti milonitici a tetto. Il lavoro sul terreno e le analisi chimiche hanno permesso di verificare la pertinenza ofiolitica dell'unità. I caratteri microstrutturali e microchimici primari della mineralizzazione, il nucleo manganesifero dei granati, la presenza di metagabbri metasomatici e la sequenza stratigrafica tipica di una successione ofiolitica, costituita da metabasiti, quarziti, marmi e calcescisti (rovesciata a seguito della deformazione alpina) sono validi indicatori dell'origine oceanica delle rocce del Colle della Borra.

Le litologie che presentano paragenesi diagnostiche per la stima qualitativa delle condizioni metamorfiche sono i micascisti a Grt-Cld, i micascisti a Grt-Tit e i calcescisti a lawsonite. Le rocce metabasiche invece, più predisposte alla retrocessione, non hanno conservato testimonianze dell'evoluzione prograd e di picco. Sono state riconosciute una fase deformativa prograd D_1 caratterizzata da una scistosità relitta S_1 custodita in domini meno deformati e nella zonatura chimica dei granati e una fase D_2 responsabile della scistosità regionale S_2 . Durante l'evoluzione prograd, le interazioni tra rocce ricche in carbonato, mafiche e ultramafiche hanno promosso le interazioni fluido-roccia (idratazione e disidratazione) (TARTAROTTI *et al.*, 2019a), sviluppando un metasomatismo a Ca che ha portato alla formazione di abbondantissimi siti di lawsonite centimetrici nei calcescisti, grazie ad un'intensa idratazione da parte dei fluidi derivanti dai sedimenti carbonatici. Processi di successiva de-idratazione hanno portato poi alla sostituzione della lawsonite da parte di zoisite + mica bianca, i quali indicano il raggiungimento del picco metamorfico. Il *breakdown* della lawsonite potrebbe corrispondere allo sviluppo di una zonatura ricca in Ca nei granati, i quali presentano un bordo esterno particolarmente ricco in grossularia. La formazione e il *breakdown* di grandi quantità di lawsonite nelle rocce hanno

delle significative ripercussioni su processi meccanici e reologici che avvengono lungo il canale di subduzione (VITALE BROVARONE *et al.*, 2014). È interessante considerare come la differenza positiva di volume che si verifica quando grandi quantità di lawsonite vengono sostituite dagli pseudomorfi possa sviluppare un eccesso di pressione in grado di generare sismi (ABERS *et al.*, 2013). La presenza o meno di lawsonite diventa quindi uno dei fattori da tenere in considerazione nello studio dei terremoti nelle zone di subduzione.

La successiva fase deformativa D_2 , insieme alla S_2 principale piano-parallela che si osserva in tutte le litologie pervasivamente, è una fase di lunga durata che inizia a svilupparsi in corrispondenza del picco metamorfico per poi proseguire durante tutta la fase di retrocessione. Nei tre litotipi diagnostici, le paragenesi di picco sono rispettivamente: Grt + Cld + Ph + Rt + Chl + Qz (micascisti Grt-Cld), Grt + Ph + Rt + Ep + Chl + Qz (micascisti Grt-Tit) e Ph + Zo + Rt + Chl + Qz + Ep (calcescisti). Il confronto con paragenesi analoghe descritte in micascisti a Grt-Cld lungo le Alpi Occidentali suggerisce un picco metamorfico compatibile con la facies eclogitica; tuttavia, la stima quantitativa delle condizioni P-T è un obiettivo che verrà perseguito prossimamente nel tentativo di definire più dettagliatamente l'evoluzione metamorfica dell'unità ofiolitica del Colle della Borra.

Il contesto metamorfico caratterizzato negli anni '80 in Valle d'Aosta meridionale si basava sulla distinzione di due distinte zone ofiolitiche: la Zona Combin e la Zona Zermatt-Saas, la prima in facies scisti blu pervasivamente retrocessa in facies scisti verdi, la seconda in facies eclogitica. L'unità metamorfica del Colle della Borra veniva in passato attribuita alle ofioliti di tipo Combin, più precisamente, all'Unità Colle della Rosa-Dondena (CDR), con impronta di picco metamorfico in facies scisti blu, intensamente retrocessa in facies scisti verdi. A seguito dello studio svolto, la stima qualitativa eclogitica del picco metamorfico, porta a discostarsi dall'interpretazione dei precedenti lavori al Colle della Borra e, considerando l'ipotesi di alta pressione, è possibile un confronto con le ofioliti eclogitiche di tipo Zermatt-Saas. La sequenza ordinata quarziti-marmi-calcescisti che affiora al Colle della Borra potrebbe appartenere alla porzione di copertura del substrato ofiolitico dello Zermatt. La porzione mafica-ultramafica dello Zermatt affiora ca. 150 m più a valle sul versante di Campiglia nell'Unità a Scaglie Serpentiniche (SS) e Ofiolitica Inferiore (INF) e nell'Unità del M. Nero (MN), strutturalmente sopra all'unità Colle della Borra. Alla luce delle associazioni di alta pressione rinvenute viene

meno la presenza della scaglia scollata CDR in scisti verdi interposta tra le porzioni eclogitiche Unità SS+INF e Unità MN; bensì, risulta più verosimile la presenza di un'unica unità ofiolitica di alta pressione con diversi gradi di retrocessione, all'interno della quale la sequenza del Colle della Borra rappresenterebbe la copertura sopraofiolitica. A sostegno dell'ipotesi formulata, la descrizione di micascisti granatiferi a cloritoide tra i paraderivati dell'Unità SS e MN e la descrizione di scisti actinolitici in tutte le unità eclogitiche (BENCIOLINI *et al.*, 1984) induce un inevitabile paragone con le rocce studiate.

Nelle interpretazioni degli anni '80 (BATTISTON, 1982/1983; TARTAROTTI, 1982/83; BATTISTON *et al.*, 1984; BENCIOLINI *et al.*, 1984) è possibile che sia stata sottovalutata l'intensità della retrocessione associata alla ripartizione della deformazione nei differenti litotipi, in particolare nelle metabasiti propense ad una retrocessione più pervasiva di micascisti e calcescisti. Le metabasiti della sequenza infatti, pervasivamente retrocesse, non testimoniano l'evoluzione progradata e il picco metamorfico; tuttavia, l'assenza di elementi tettonici lungo i contatti litologici con calcescisti e micascisti ad impronta eclogitica (stimata qualitativamente), suggerisce che la sequenza sia stata sottoposta ad una comune impronta metamorfica di picco e successivamente, le differenti litologie siano state sottoposte a differenti gradi di retrocessione. Le cinque unità ofiolitiche descritte in alta Val Soana andrebbero quindi riviste con uno sguardo più attento alla ripartizione della deformazione e ai suoi effetti sulla retrocessione.

L'ipotesi di unificare le ofioliti piemontesi che affiorano a sud della faglia Aosta-Ranzola in un'unica unità di tipo Zermatt ad impronta eclogitica è stata proposta in passato da BALLEVRE *et al.*, (1986). Sulla base dei dati raccolti con questa tesi, appare necessario fare un riesame del sistema Combin-Zermatt in chiave moderna, superando i limiti imposti dalle associazioni mineralogiche nelle diverse litologie. Il grado di deformazione potrebbe essere associato alla presenza o meno di fasi in grado di catalizzare le reazioni metamorfiche. Una lettura più moderna delle ofioliti potrebbe tenere in considerazione, oltre che delle distinzioni litologiche dovute a diversi ambienti paleogeografici, della diversa intensità deformativa, dell'influenza petrogenetica dei processi metasomatici che si verificano lungo il canale di subduzione e della loro conseguente influenza sulle reazioni metamorfiche. Infatti, protoliti a firme isotopiche differenti (MARTIN *et al.*, 2014) e processi idrotermali oceanici sono in grado di influenzare le associazioni

mineralogiche di alta pressione (CARTWRIGHT & BARNICOAT, 1999; MARTIN *et al.*, 2008).

Nel tentativo di proporre in questo lavoro un'interpretazione rivisitata della sequenza del Colle della Borra suggerisco una chiave di lettura paleogeografica della sequenza studiata. Da un lato vi è la chiara testimonianza dell'origine oceanica e della vicinanza ad un contesto di dorsale interessato da circolazione idrotermale, testimoniato dalla presenza della mineralizzazione per cui la fonte di calore magmatica dev'essere necessariamente vicina. Dall'altro, gli abbondanti metasedimenti testimoniano la vicinanza di una sorgente prossima ad un margine continentale. L'intercalazione di ortoderivati e paraderivati che caratterizza la sequenza potrebbe indicare una deposizione avvenuta durante l'apertura dell'oceano in prossimità di una dorsale lenta caratterizzata da una geometria asimmetrica, in un ambiente di tipo *ocean-continent-transition* (OCT) caratterizzato da intensa attività tettonica.

9. BIBLIOGRAFIA

Abers, G.A., Nakajima, J., van Keken, P.E., Kita, S. & Hacker, B.R. (2013). Thermal-petrological controls on the location of earthquakes within subducting plates. *Earth and Planetary Science Letters*, 370, 178-187.

Angiboust, S., Agard, P., Jolivet, L. & Beyssac, O. (2009). The Zermatt- Saas ophiolite: The largest (60-km wide) and deepest (c. 70–80km) continuous slice of oceanic lithosphere detached from a subduction zone? *Terra Nova*, 21, 171-180.

Angiboust, S., Langdon, R., Agard, P., Waters, D. & Chopin, C. (2012). Eclogitization of the Monviso ophiolite (W. Alps) and implications on subduction dynamics. *Journal of Metamorphic Geology*, 30, 37-61.

Assanelli, M., Luoni, P., Rebay, G., Roda, M. & Spalla, M.I. (2020). Tectono-Metamorphic Evolution of Serpentinites from Lanzo Valleys Subduction Complex (Piemonte—Sesia-Lanzo Zone Boundary, Western Italian Alps). *Minerals*, 10, 985.

Avigad, D., Chopin, C. & Le Bayon, R. (2003). Thrusting and extension in the Southern Dora Maira ultra-high pressure massif (Western Alps): view from below the coesite-bearing unit. *Journal of Geology*, 111, 57-70.

Balestro, G., Festa, A., Borghi, A., Castelli, D., Gattiglio, M. & Tartarotti, P. (2017). Role of Late Jurassic intra-oceanic structural inheritance in the Alpine tectonic evolution of the Monviso meta-ophiolite Complex (Western Alps). *Geological Magazine*, 155, 233-249.

Balestro, G., Festa, A. & Dilek, Y. (2019). Structural architecture of the western alpine ophiolites, and the Jurassic seafloor spreading tectonics of the alpine Tethys. *Journal of the Geological Society*, 176, 913-930.

Ballèvre, M., Kiénast, J. R., & Vuichard, J. P. (1986). La “nappe de la Dent-Blanche” (Alpes occidentales): Deux unités austroalpines indépendantes. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 79, 57-74.

Ballèvre, M., Manzotti, P. & Dal Piaz, G.V. (2018). Pre-Alpine (Variscan) Inheritance: A Key for the Location of the Future Valaisan Basin (Western Alps). *Tectonics*, 37, 786-817.

Ballèvre, M. & Merle, O. (1993). The Combin Fault: reactivation of a detachment fault. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 73, 205-227.

Barnes, I. & O'Neil, J.R. (1969). The relationship between fluids in some fresh Alpine-type ultramafics and possible modern serpentinitization, western United States. *Geological Society of America Bulletin*, 80, 1948-1960.

Barnes, J.D., Beltrando, M., Lee, C.T.A., Cisneros, M., Loewy, S. & Chin, E (2014). Geochemistry of Alpine serpentinites from rifting to subduction: A view across paleogeographic domains and metamorphic grade. *Chemical Geology*, 389, 29-47.

Barret, T.J. (1982). Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. *Sedimentology*, 29, 353-373.

Battiston, P. (1982/1983). Studio geologico e petrografico sulla falda ofiolitica piemontese nell'alta Val Soana (Piemonte). Tesi di laurea, Università di Padova; A.A. 1982/83.

Battiston, P., Benciolini, L., Dal Piaz, G.V., De Vecchi, GP., Marchi, G., Martin, S., Polino, R. & Tartarotti P. (1984). Geologia di una traversa dal Gran Paradiso alla zona Sesia-Lanzo in alta Val Soana, Piemonte. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 29, 209-232.

Bebut, G.E. & Nakamura, E. (2003). Record in metamorphic tourmalines of subduction-zone devolatilization and boron cycling. *Geology*, *31*, 407-410.

Beltrando, M., Hermann, J., Lister, G.S. & Compagnoni, R. (2007). On the evolution of orogens: pressure cycles and deformation mode switches. *Earth and Planetary Science Letters*, *256*, 372-388.

Beltrando, M., Compagnoni, R. & Lombardo, B. (2010). (Ultra-) High-pressure metamorphism and orogenesis: An Alpine perspective. *Gondwana Research*, *18*, 147-166.

Beltrando, M., Lister, G., Hermann, J., Forster, M. & Compagnoni, R. (2008). Deformation mode switches in the Penninic units of the Urtier Valley (Western Alps): Evidence for a dynamic orogen. *Journal of Structural Geology*, *30*, 194-219.

Beltrando, M., Lister, G., Forster, M., Dunlap, W.J., Fraser, G. & Hermann, J. (2009). Dating microstructures by the ^{40}Ar - ^{39}Ar step-heating technique: deformation–Pressure–Temperature–time history of the Penninic Units of the Western Alps. *Lithos* *113*, 801-819.

Benciolini, L. (1982/83). Studio geologico e petrografico sulla falda piemontese nell'alta Val Soana (Piemonte). Tesi di laurea, Università di Padova; A.A. 1982/83.

Benciolini, L., Martin, S. & Tartarotti, P. (1984). Il metamorfismo eclogitico nel basamento del Gran Paradiso ed in unità piemontesi della valle di Campiglia. *Memorie della Società Geologica Italiana*, *29*, 127-151.

Bertrand, J.M., Pidgeon, R.T., Leterrier, J., Guillot, F., Gasquet, D. & Gattiglio, M. (2000). SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoy and Piemont). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, *80*, 225-248.

Bertrand, J.M., Paquette, J.L. & Guillot, F. (2005). Permian zircon U–Pb ages in the Gran Paradiso massif: revisiting post-Variscan events in the Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 85, 15-29.

Bocchio, R., Benciolini, L., Martin, S. & Tartarotti, P. (2000). Geochemistry of eclogitised Fe-Ti-gabbros from various lithological settings (Aosta Valley ophiolites, Italian western Alps). Protolith composition and eclogitic paragenesis. *Periodico di Mineralogia*, 69, 3, 217-237.

Bocquet, J. (1974). Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse, Univ. Grenoble, 489 pp.

Bonatti, E., Zerbi, M., Kay, R. & Rydell, H. (1976). Metalliferous deposits from the Appenine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from ocean spreading centres. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 83-94.

Borghì, A., Compagnoni, R. & Sandrone, R. (1996). Composite P–T paths in the Internal Penninic massifs of the Western Alps: petrological constraints to their thermo-mechanical evolution. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 29, 345-367.

Bousquet, R. (2008). Metamorphic heterogeneities within a single HP unit: Overprint effect or metamorphic mix? *Lithos*, 103, 46-69.

Brouwer, F.M., Vissers, R.L.M. & Lamb, W.M. (2002). Structure and metamorphism of the Gran Paradiso massif, Western Alps, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 450-470.

Bucher, K., Fazis, Y., De Capitani, C. & Grapes, R. (2005). Blueschists, eclogites, and decompression assemblages of the Zermatt–Saas ophiolite: high-pressure metamorphism of subducted Tethys lithosphere. *American Mineralogist*, 90, 821-835.

Burroni, A., Levi, N., Marroni, M. & Pandolfi, L. (2003). Lithostratigraphy and structure of the Lago nero Unit (Chenaillet Massif, Western Alps): comparison with Internal Liguride Units of Nothen Appennines. *Ophioliti*, 28, 1-11.

Cannat, M., Sauter, D., Escartin, J., Lavier, L. & Picazo, S. (2009). Oceanic corrugated surfaces and the strength of the axial lithosphere at slow spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 288, 174-183.

Cartwright, I. & Barnicoat, A.C. (1999). Stable isotope geochemistry of Alpine ophiolites: a window to ocean-floor hydrothermal alteration and constraints on fluid-rock interaction during high-pressure metamorphism. *International Journal of Earth Sciences*, 88, 219-235.

Cartwright, I. & Barnicoat, A.C. (2002). Petrology, geochronology, and tectonics of shear zones in the Zermatt–Saas and Combin zones of the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 263-281.

Castelli, D. (1991). Eclogitic metamorphism in carbonate rocks: the example of impure marbles from the Sesia-Lanzo Zone, Italian Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 61-77.

Compagnoni, R. (1977). The Sesia-Lanzo Zone: high pressure-low temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin. *Rendiconti della Società Geologica Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 33, 335-374.

Compagnoni, R., Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C., Lombardo, B. & Williams, P.F. (1977). The Sesia-Lanzo Zone, a slice of continental crust with Alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. *Rendiconto della Società Geologica Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 33, 281-334.

Compagnoni, R., Elter, G. & Lombardo, B. (1974). Eterogeneità stratigrafica del Complesso degli “Gneiss Minuti” nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 13, 227-239.

Compagnoni, R. & Lombardo, B. (1974). The Alpine age of the Gran Paradiso eclogites. *Società Italiana Mineralogia e Petrologia*, 30, 223-237.

Compagnoni, R. & Maffeo, B. (1973). Jadeite-bearing metagranites l.s. and related rocks in the Mount Mucrone area (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 53, 355-378.

Coltat, R., Branquet, Y., Gautier, P., Boulvais, P. & Manatschal, G. (2020). The nature of the interface between basalts and serpentinized mantle in oceanic domains: Insights from a geological section in the Alps. *Tectonophysics*, 797, 228646.

Dal Piaz, G.V. (1999). The Austroalpine–Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys. *Memorie di Scienze Geologiche, Padova* 51, 155-176.

Dal Piaz, G.V., Gosso, G. & Marinotti, G. (1971). La II Zona Diorito-kinzigitica tra la Valsesia e la Valle d’Ayas (Alpi occidentali). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 10, 257-276.

Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C. & Martinotti, G. (1972). La zona Sesia-Lanzo e l’evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 11, 433-460.

Dal Piaz, G. V. & Omenetto, P. (1978). Brevi note su alcune mineralizzazioni della Falda Piemontese in Valle d’Aosta. *Ofioliti*, 3, 161-176.

Desmons, J., Aprahamian, J., Compagnoni, R., Cortesogno, L. & Frey, M. (1999). Alpine metamorphism of the Western Alps: I. Middle to high T/P metamorphism. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 79, 89-110.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. & Knott, S.D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G. (ed.), *Alpine tectonics: Geological Society, London, Special Publications, vol. 45*, 265-283.

Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J.M. & Albarède, F. (1997). The Lu–Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, *387*, 586-589.

Epin, M.E., Manatschal, G. & Amann, M. (2017). Defining diagnostic criteria to describe the role of rift inheritance in collisional orogens: the case of the Err-Platta nappes (Switzerland). *Swiss Journal Geosciences*, *110*, 419-438.

Enami, M., Liou, J.G., & Mattinson, C.G. (2004). Epidote minerals in high P/T metamorphic terranes: Subduction zone and high- to ultrahigh-pressure metamorphism. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *56*, 347-398.

Elter, P., Lasagna, S., Marroni, M., Pandolfi, L., Vescovi, P. & Zanzucchi, G. (2006). Foglio 215 Bedonia della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 e note illustrative. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

Ernst, W.G. (1971). Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *34*, 43-59.

Ernst, W.G. (1973). Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Geology and Society of America Bulletin*, *84*, 2053-2088.

Ernst, W.G. & Dal Piaz, G.V. (1978). Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte Ophiolite nappe, Breuil–Saint-Jacques area, Italian Western Alps. *American Mineralogist*, *63*, 621-640.

Escartín, J., Mevel, C., Petersen, S., Bonnemains, D., Cannat, M., Andreani, M., Augustin, N., Bezos, A., Chavagnac, V., Choi, Y., et al. (2017). Tectonic structure, evolution, and the nature of oceanic core complexes and their detachment fault zones (13°20'N and 13°30'N, Mid Atlantic Ridge). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18, 1451-1482

Fantone, I., Grieco, G., Strini, A. & Cavallo, A. (2014). The effect of Alpine metamorphism on an oceanic Cu-Fe sulfide ore: the Herin deposit, Western Alps, Italy. *Periodico di Mineralogia*, 83, 345-365.

Fassmer, K., Obermüller, G., Nagel, T.J., Kirst, F., Froitzheim, N., Sandmann, S., Miladinova, I., Fonseca, R.O.C. & Münker, C. (2016). High-pressure metamorphic age and significance of eclogite-facies continental fragments associated with oceanic lithosphere in the Western Alps (Etirol-Levaz Slice, Valtournenche, Italy). *Lithos*, 252, 145-159.

Festa, A., Balestro, G., Borghi, A., De Caroli, S. & Succo, A. (2020). The role of structural inheritance in continental break-up and exhumation of Alpine Tethyan mantle (Canavese Zone, Western Alps). *Geoscience Frontiers*, 11, 167-188.

Fontana, E., Tartarotti, P., Panseri, M. & Buscemi, S. (2015). Geological map of the Mount Avic massif (Western Alps Ophiolites). *Journal of Maps*, 11, 126-135.

Frezzotti, M.L., Selverstone, J., Sharp, Z.D., & Compagnoni, R. (2011). Carbonate dissolution during subduction revealed by diamond-bearing rocks from the Alps. *Nature Geoscience*, 4, 703-706.

Froitzheim, N., Schmid, S.M. & Conti, P. (1994). Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 87, 559-612.

Froitzheim, N. & Manatschal, G. (1996). Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). *Geology and Society of America Bulletin*, 108, 1120-1133.

Gabudianu Radulescu, I., Rubatto, D., Gregory, C. & Compagnoni, R. (2009). The age of HP metamorphism in the Gran Paradiso Massif, Western Alps: a petrological and geochronological study of “silvery micaschists”. *Lithos*, 110, 95-108.

Gasco, I., Gattiglio, M. & Borghi, A. (2009). Structural evolution of different tectonic units across the Austroalpine-Penninic boundary in the middle Orco Valley (Western Italian Alps). *Journal of Structural Geology*, 31, 301-314.

Gasco, I. & Gattiglio, M. (2010). Geological map of the middle Orco Valley, Western Italian Alps. *Journal of Maps*, 2010, 463-477.

Gasco, I., Gattiglio, M. & Borghi, A. (2011). Lithostratigraphic setting and P-T metamorphic evolution for the Dora Maira Massif along the Piedmont Zone boundary (middle Susa Valley, NW Alps). *International Journal of Earth Sciences*, 100, 1065-1085.

Gasco, I., Gattiglio, M., & Borghi, A. (2013). Review of metamorphic and kinematic data from Internal Crystalline Massifs (Western Alps): PTt paths and exhumation history. *Journal of Geodynamics*, 63, 1-19.

Ghignone, S., Borghi, A., Balestro, G., Castelli, D., Gattiglio, M., & Groppo C. (2020). HP tectono-metamorphic evolution of the Internal Piedmont Zone in Susa Valley (Western Alps): New petrologic insight from garnet+chloritoid-bearing micaschists and Fe–Ti metagabbro. *Journal of Metamorphic Geology*, 39, 391-416.

Gouzu, C., Yagi, K., Thanh, N.X., Itaya, T. & Compagnoni, R. (2016). White mica K–Ar geochronology of HP–UHP units in the Lago di Cignana area, western Alps, Italy: Tectonic implications for exhumation. *Lithos*, 248-251, 109-118.

Gosio, F. (2021). Caratterizzazione minero-petrografica delle mineralizzazioni a solfuri massivi nella Zona Piemontese del Colle della Borra (Val Soana, Alpi Occidentali).

Griffin, W.L., Mottana, A. (1982). Crystal chemistry of clinopyroxenes from the St. Marcel manganese deposit, Val d'Aosta, Italy. *American Mineralogist*, 67, 568-586.

Groppo, C., Beltrando, M. & Compagnoni, R. (2009). The P-T path of the ultra-high pressure Lago Di Cignana and adjoining high-pressure meta-ophiolitic units: Insights into the evolution of the subducting Tethyan slab. *Journal of Metamorphic Geology*, 27, 207-231.

Groppo, C. & Castelli, D. (2010). Prograde P-T evolution of a lawsonite eclogite from the Monviso meta-ophiolite (Western Alps): Dehydration and redox reactions during subduction of oceanic FeTi-oxide gabbro. *Journal of Petrology*, 51, 2489-2514.

Hermann, J. (2003). Experimental evidence for diamond-facies metamorphism in the Dora-Maira massif. *Lithos*, 70, 163-182.

Hurford, A. J. & Hunziker, J.C. (1989). A revised thermal history for the Gran Paradiso massif. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 69, 319-329.

Inger, S., Ramsbotham, W., Cliff, R.A. & Rex, D.C. (1996). Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps: time constraints from multi-system geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 152-168.

Iyer, K., Austrheim, H., John, T., & Jamtveit, B. (2008). Serpentinization of the oceanic lithosphere and some geochemical consequences: Constraints from the Leka ophiolite complex, Norway. *Chemical Geology*, 249, 66-90.

Janecky, D.R. & Seyfried, W.E.J. (1986). Hydrothermal serpentinization of peridotite within the oceanic crust: Experimental investigations of mineralogy and major element chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 1357-1378.

Karson, J.A., Thompson, G., Humphris, S.E., Edmond, J.M., Bryan, W.B., Brown, J.R., Winters, A.T., Pockalny, R.A., Casey, J.F., Campbell, A.C., Klinkhammer, G., Palmer, M.R., Kinzler, R.J. & Sulanowska, M.M. (1987). Along-axis variations in sea-floor spreading in the MARK area. *Nature*, 328, 681-685.

Kley, J. & Voigt, T. (2008). Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology*, 36, 839-842.

Konrad-Schmolke, M., Babist, J., Handy, M.R. & O'Brien, P.J. (2006). Insight into the physico-chemical properties of a subducted slab from garnet zonations patterns (Sesia Zone, western Alps). *Journal of Petrology*, 47, 2123-2148.

Lagabriele, Y., Nervo, R., Polino, R., Dutto, F. (1982). Sedimentary cover of some ophiolites of Cottian Alps. *Ofioliti*, 2, 339-350.

Lagabriele, Y. (1994). Ophiolites of the southwestern Alps and the structure of the Tethyan oceanic lithosphere. *Ofioliti*, 19, 413-434.

Lagabriele, Y. & Cannat, M. (1990). Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. *Geology*, 18, 319-322.

Lapen, T.J., Johnson, C.M., Baumgartner, L.P., Mahlen, N.J., Beard, B.L. & Amato, J.M. (2003). Burial rates during prograde metamorphism of ultra-high-pressure terrane: an example from Lago di Cignana. Western Alps, Italy, *Earth and Planetary Science Letters* 215, 57-72.

Le Bayon, B. & Ballèvre, M. (2004). Field and petrological evidence for a Late Palaeozoic (Upper Carboniferous–Permian) age of the Erfaulet orthogneiss (Gran Paradiso, western Alps). *Comptes rendus Géoscience* 336, 1079-1089.

Le Bayon, B., Pitra, P., Ballèvre, M. & Bohn, M. (2006). Reconstructing P–T paths during continental collision using multi-stage garnet (Gran Paradiso nappe, Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, 24, 477-496.

Le Bayon, B. & Ballèvre, M. (2006). Deformation history of a subducted continental crust (Gran Paradiso, Western Alps): continuing crustal shortening during exhumation. *Journal of Structural Geology*, 28, 793-815.

Li, X.P., Rahn, M. & Bucher, K. (2004). Serpentinities of the Zermatt–Saas ophiolite complex and their texture evolution. *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 159-177.

Lombardo, B., Nervo, R., Compagnoni, R., Messiga, B., Kienast, J., Mevel, C., Fiora, L., Piccardo, G. & Lanza, R. (1978). Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi Occidentali). *Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 34, 253-305.

Loprieno, A. & Ellero, A. (2014). Structural analysis of the nappe stack in the Urtier Valley Cogne (Western Alps). *Convegno in memoria di Piero Elter – I rapporti tra l'Appennino Settentrionale e le Alpi Occidentali: Stato dell'arte a 50 anni dalla "Ruga del Bracco"*. Pisa, 26-27 Giugno 2014.

Luoni, P., Zanoni, D., Rebay, G. & Spalla, M.I. (2019). Deformation history of Ultra High-Pressure ophiolitic serpentinites in the Zermatt-Saas Zone, Créton, Upper Valtournanche (Aosta Valley, Western Alps). *Ofioliti*, 44, 111-123.

Luoni, P., Rebay, G., Roda, M., Zanoni, D. & Spalla, M.I. (2020). Tectono-metamorphic evolution of UHP Zermatt-Saas serpentinites: A tool for vertical palaeogeographic restoration. *International Geology Review*, 62, 1-26.

Manzotti, P., De Veslund, C.L.C., Le Bayon, B. & Ballèvre, M. (2014). Petro-structural map of Money Unit (Gran Paradiso Massif, Valnontey valley, Western Alps). *Journal of Maps*, 10, 324-340.

Marchi, G. (1982/83). Studio geologico e petrografico della zona Sesia-Lanzo nell'alta Val Soana (Piemonte). Tesi di Laurea, Università di Padova, A.A 1982/83.

Marroni, M. & Pandolfi, L. (2007). The architecture of an incipient oceanic basin: a tentative reconstruction of the Jurassic Liguria–Piemonte basin along the Northern Apennines-Alpine Corsica transect. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 1059-1078.

Marschall, H.R., Altherr, R., Kalt, A. & Ludwig, T. (2008). Detrital, metamorphic and metasomatic tourmaline in high-pressure metasediments from Syros (Greece): intra-grain boron isotope patterns determined by secondary-ion mass spectrometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155, 703-717.

Martin, L.A.J., Hermann, J., Gauthiez-Putallaz, L., Whitney, D.L., Vitale Brovarone, A., Fornash, K.F., & Evans, N.J. (2014). Lawsonite geochemistry and stability—Implication for trace element and water cycles in subduction zones. *Journal of Metamorphic Petrology*, 32, 455-478.

Martin, S. & Tartarotti, P. (1989). Polyphase HP metamorphism in the ophiolitic glaucophanites of the lower St. Marcel valley (Aosta valley). *Ofioliti*, 14, 135-156.

Martin S., Tartarotti P. & Dal Piaz G. (1994). The Mesozoic Ophiolites of the Alps: a Review. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, XXXVI.

Martin S., Rebay G., Kienast J. & Mével C. (2008). An eclogitised oceanic paleo-hydrothermal field from the st. Marcel Valley (Italian Western Alps). *Ofioliti*, 33, 49-63.

Massonne, H.-J. & Li, B. (2020). Zoning of eclogitic garnet cores – a key pattern demonstrating the dominance of tectonic erosion as part of the burial process of world-wide occurring eclogites. *Earth-Science Reviews*, 210, 103356.

Meffan-Main, S., Cliff, R.A., Barnicoat, A.C., Lombardo, B. & Compagnoni, R. (2004). A tertiary age for Alpine high-pressure metamorphism in the Gran Paradiso massif, Western Alps: a Rb–Sr microsampling study. *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 267-281.

Meresse, F., Lagabrielle, Y., Malavieille, J. & Ildefonse, B. (2012). A fossil Ocean–Continent Transition of the Mesozoic Tethys preserved in the Schistes Lustrés nappe of northern Corsica. *Tectonophysics*, 579, 4-16.

Mével, C., Cannat, M., Gente, P., Marion, E., Auzende, J.-M. & Karson, J.A. (1991). Emplacement of deep crustal and mantle rocks on the west median valley wall of the MARK area (MAR, 23°N). *Tectonophysics*, 190, 31-53.

Miller, J.A., Buick, I S., Cartwright, I. & Barnicoat, A. (2002). Fluid processes during the exhumation of high-P metamorphic belts. *Mineralogical Magazine*, 66, 93-119.

Natale P. (1966). Sulla pirite di alcuni giacimenti piritoso-cupriferi stratiformi delle Alpi occidentali. *Bollettino della Associazione Mineraria Subalpina*, Anno III, n.3-4, 356-363.

Natale, P. (1969). Recrystallization and remobilization in some stratiform pyrite deposits of the Western Alps. In: Valera R., (ed.), *Convegno sulla rimobilizzazione dei minerali metallici e non metallici, Cagliari, August 1969*. Associazione Mineraria Sarda - Istituto di Giacimenti Minerari dell'Università di Cagliari, 129-148.

Natale, P. & Visetti, A. (1980). Contributo alla conoscenza minerogenetica delle piriti di origine esalativo-sedimentaria. *Bollettino della Associazione Mineraria Subalpina*, Anno XVII, n.1, 189-210.

Pfeifer, H.R., Colombi, A., & Ganguin, J. (1989). Zermatt-Saas and Antrona Zone: A petrographic and geochemical comparison of poliphase metamorphic ophiolites of the West-Central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 69, 217-236.

Piccoli, F., Vitale Brovarone, A. & Ague J.J. (2018). Field and petrological study of metasomatism and high-pressure carbonation from lawsonite eclogite-facies terrains, Alpine Corsica. *Lithos*, 304-307, 16-37.

Plank, T. & Langmuir, C.H. (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145, 325-394.

Pleuger, J., Roller, S., Walter, J.M., Jansen, E. & Froitzheim, N. (2007). Structural evolution of the contact between two Penninic nappes (Zermatt-Saas zone and Combin zone, Western Alps) and implications for the exhumation mechanism and palaeogeography. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 229-252.

Pognante, U. (1991). Petrological constraints on the eclogite- and blueschist-facies metamorphism and P-T-t path in the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 5-17.

Pognante, U., Perotto, A., Salino, C. & Toscani, L. (1986). The ophiolitic peridotite of the western Alps: Record of the evolution of a small oceanic-type basin in the Mesozoic Tethys. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 35, 47-65.

Pognante, U. (1989). Lawsonite, blueschist and eclogite formation in the southern Sesia Zone (western Alps, Italy). *European Journal of Mineralogy*, 1, 89-104.

Poli, S., Franzolin, E., Fumagalli, P. & Crottini, A. (2009). The transport of carbon and hydrogen in subducted oceanic crust: An experimental study to 5 GPa. *Earth and Planetary Science Letters*, 278, 350-360.

Principi, G., Bortolotti, V., Chiari, M., Cortesogno, L., Gaggero, L., Marcucci, M., Saccani, E. & Treves, B. (2004). The pre-orogenic volcano-sedimentary covers of the western Tethys oceanic basin: a review. *Ophioliti*, 29, 177-212.

Rebay, G., Zanoni, D., Langone, A., Luoni, P., Tiepolo, M. & Spalla, M.I. (2018). Dating of ultramafic rocks from the Western Alps ophiolites discloses Late Cretaceous subduction ages in the Zermatt-Saas Zone. *Geological Magazine*, 155, 298-315.

Reddy, S. M., Wheeler, J. & Cliff, R. A. (1999). The geometry and timing of orogenic extension: An example from the Western Italian Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 17, 573-589.

Reinecke, T. (1991). Very high pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt–Saas zone, Western Alps. *European Journal of Mineralogy*, 3, 7-17.

Reinecke, T. (1998). Prograde high- to ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of oceanic sediments at Lago di Cignana, Zermatt-Saas Zone, western Alps. *Lithos*, 42, 147-189.

Ridley, J. (2013). Volcanic-hosted massive sulfide (VHMS) deposits. In: Ridley, J., (ed.) *Ore Deposit Geology*, Cambridge University Press, New York.

Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., et al. (1999). Nomenclature of the micas. *Mineralogical Magazine*, 63, 267-279.

Ring, U., Collins, A.S. & Kassem, O. (2005). U-Pb SHRIMP data on the crystallization age of the Gran Paradiso augengneiss, Italian Western Alps: Further evidence for Permian magmatic activity in the Alps during break-up of Pangea. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 98, 636-370.

Roda, M., Zucali, M., Regorda, A. & Spalla, M.I. (2020). Formation and evolution of a subduction-related mélange: The example of the Rocca Canavese Thrust Sheets (Western Alps). *Geological Society of America Bulletin*, 132, 884-896.

Rossetti, F., Monié, P., Nasrabady, M., Theye, T., Lucci, F. & Saadat, M. (2017). Early Carboniferous subduction-zone metamorphism preserved within the Paleo-Tethyan Rasht ophiolites (western Alborz, Iran). *Journal of the Geological Society*, 174, 741-758.

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, 269-287.

Rüpke, L.H., Phipps Morgan, J., Hort, M., & Connolly, J.A.D. (2004). Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 17-34.

Saccani, E., Dilek, Y., Marroni, M. & Pandolfi, L. (2015). Continental margin ophiolites of Neotethys: Remnants of Ancient Ocean-Continent Transition Zone (OCTZ) lithosphere and their geochemistry, mantle sources and melt evolution patterns. *Episodes*, 38, 230-249.

Schmidt, M. & Poli, S. (1998). Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 361-379.

Spalla, M.I., De Maria, L., Gosso, G., Miletto, M. & Pognante, U. (1983). Deformazione e metamorfismo della Zona Sesia-Lanzo meridionale al contatto con la Falda Piemontese e con il massiccio di Lanzo, Alpi occidentali. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 26, 499-514.

Spandler, C., Pettke, T. & Rubatto, D. (2011). Internal and external fluid sources for eclogite-facies veins in the Monviso meta-ophiolite, Western Alps: Implications for fluid flow in subduction zones. *Journal of Petrology*, 52, 1207-1236.

Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. & Borel, G. (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296, 159-204.

Tartarotti, P. (1982/1983). Studio geologico e petrografico della Falda Pennidica del Gran Paradiso nell'Alta Val Soana (Piemonte). Tesi di Laurea, Università di Padova, A.A 1982/83.

Tartarotti, P. (1988). Le ofioliti piemontesi nella media e bassa Valle di St. Marcel (Aosta). Tesi di dottorato, Università di Padova.

Tartarotti, P., Festa, A., Benciolini, L. & Balestro, G. (2017). Record of Jurassic mass transport processes through the orogenic cycle: Understanding chaotic rock units in the high-pressure Zermatt- Saas ophiolite (Western Alps). *Lithosphere*, 9, 399-407.

Tartarotti, P., Guerini, S., Rotondo, F., Festa, A., Balestro, G., Bebout, G.E., Cannò, E., Epstein, G.S. & Scambelluri, M. (2019b). Superposed Sedimentary and Tectonic Block-In-Matrix Fabrics in a Subducted Serpentinite Mélange (High-Pressure Zermatt Saas Ophiolite, Western Alps). *Geosciences*, 9, 358.

Tartarotti, P., Martin, S., Festa, A. & Balestro G. (2021). Metasediments Covering Ophiolites in the HP Internal Belt of the Western Alps: Review of Tectono-Stratigraphic Successions and Constraints for the Alpine Evolution. *Minerals*, 11, 441.

Tartarotti, P., Martin, S., Meyzen, C.M., Bencioli, L. & Toffolo, L. (2019a). Structural Evolution and Metasomatism of Subducted Metaophiolites in the Northwestern Alps. *Tectonics*, 38, 4185-4206.

Taylor, B.E. & Slack, J.F. (1984). Tourmalines from Appalachian-Caledonian massive sulfide deposit: textural, chemical and isotopic relationships. *Economic Geology*, 79, 1703-1726.

Tricart P. & Lemoine M. (1983). Serpentinite oceanic bottom in South Queyras ophiolites (French Western Alps): record of the incipient oceanic opening of the mesozoic ligurian Tethys. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 76, 611-629.

Tumiati, S., Martin, S. & Godard, G. (2010). Hydrothermal origin of manganese in the high-pressure ophiolite metasediments of Praborna ore deposit (Aosta Valley, Western Alps). *European Journal of Mineralogy*, 22, 577-594.

Usui, A. & Someya, M. (1997). The pattern of distribution and composition of marine hydrogenetic and hydrothermal manganese deposits in the north-western Pacific. In: Nicholson, K., Hein, J. R., Bühn, B. & Dasgupta, S., (ed.), *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits. Geological Society of London Special Publication*, 119, 177-198.

Venturini, G. (1995). Geology, Geochemistry and Geochronology of the inner central Sesia Zone (Western Alps- Italy). *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, No.25, 1995, 183pp.

Vitale-Brovarone, A., Groppo, C., Hetényi, G., Compagnoni, R. & Malavieille, J. (2011). Coexistence of lawsonite-bearing eclogite and blueschist: phase equilibria modelling of Alpine Corsica metabasalts and petrological evolution of subducting slabs. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, 583-600.

Vitale Brovarone, A., Picatto, M., Beyssac, O., Lagabrielle, Y. & Castelli, D. (2014). The blueschist-eclogite transition in the Alpine chain: P-T paths and the role of slow-spreading extensional structures in the evolution of HP-LT mountain belts. *Tectonophysics*, 615-616, 96-121.

Widmer, T., Ganguin, J. & Thompson, A.B. (2000). Ocean floor hydrothermal veins in eclogite facies rocks of the Zermatt-Saas Zone, Switzerland. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80, 63-73.

Weber, S. & Bucher, K. (2015). An eclogite-bearing continental tectonic slice in the Zermatt–Saas high-pressure ophiolites at Trockener Steg (Zermatt, Swiss Western Alps). *Lithos*, 232, 336-359.

Zanoni, D. (2016). Structure and petrography of the southwestern margin of the Biella pluton, Western Alps. *Journal of maps*, 12, 597-620.

Zanoni, D., Rebay, G. & Spalla, M.I. (2016). Ocean floor and subduction record in the Zermatt-Saas rodingites, Valtournanche, Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 34, 941-961

Zuccato P. (1970). Il giacimento piritoso-cuprifero di Chialamberto in Val Grande di Lanzo (Piemonte). *Bollettino Associazione Mineraria Subalpina*, 7, 130-166.

Zucchetti, S. (1975). Inquadramento geologico e giacimentologico, minerali di ferro, nichel e cobalto, pirite, feldspato, talco. In: Bottino, G., Mastrangelo, F., Natale, P. & Zucchetti, S., *Memoria illustrativa della carta mineraria d'Italia, 1:1.000.000, volume XIV*, 13-17.