



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MILANO

Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra
Ciclo **XXX**



Evoluzione metamorfica delle unità paraderivate nella Finestra dei Tauri Occidentale

Ph.D. Thesis

Alessandro da Mommio

Matricola R10959



Tutore
Prof. Stefano Poli

Anno Accademico
2017-2018

Cordinatore
Prof. ssa Elisabetta Erba

Co- Tutore
Dott. Stefano Zanchetta

La scienza è una cosa meravigliosa per chi non deve guadagnarsi da vivere con essa.
(Albert Einstein)

Indice

1. Abstract.....	i
1. Introduzione	1
1.1 – Il quadro delle conoscenze nella Finestra dei Tauri.....	1
1.2 – Le Alpi	2
1.3 – Le Alpi	2
2. La finestra dei Tauri.....	7
2.1 – Inquadramento geologico.....	7
2.2 – Evoluzione strutturale della finestra dei Tauri.....	9
2.3 – Unità tettono-stratigrafiche della Finestra dei Tauri (sensu Kurz et al., 1998a).....	12
2.3.1 – Unità del Venediger	13
2.3.2 – Unità di Storz	15
2.3.3 – Unità Eclogitica	16
2.3.4 – Unità di Rote Wand-Moderek	17
2.3.5 – Unità del Glockner.....	18
2.3.6 – Unità di Matri.....	18
2.4 – Ulteriori suddivisioni dei terreni metamorfici appartenenti alla “Lower Schieferhülle”	18
3. Le unità tettono-stratigrafiche della Finestra dei Tauri occidentale	23
3.1 – Unità tettono-stratigrafiche dell’area di studio	24
3.1.1 – Unità del Glockner.....	24
3.1.2 – Il sondaggio BBT Vi-B-12/11	40
3.1.3 – Unità di Moderek.....	47
3.1.4 – Unità del Wolfendorn	50
3.1.5 – Unità di Vizzate	56
3.1.6 – Unità del Greiner	64
3.1.7 – Unità del Tux	67
3.1.8 – Unità dello Zillertal.....	71
3.2 – Fasi deformative.....	77
3.2.1 – Blastesi deformazione.....	80
4. Chimica di roccia totale.....	83
4.1 – Il protolite delle anfiboliti a granato dell’unità Zillertal	83
4.2 – I protoliti del parautoctono metasedimentario	84
4.3 – Diagrammi di variazione composizionale dei calcescisti del Glockner del sondaggio Vi-B-12/11	85
4.4 – Proiezioni chemografiche dei calcescisti del Glockner	87
5. Chimica delle fasi mineralogiche.....	91
5.1 – Mica bianca.....	93
5.1.1 – Unità del Glockner.....	93
5.1.2 – Unità del Greiner	94
5.1.3 – Basamento del Tux	95

5.1.4 – Coperture post Varisiche indistinte	95
5.2 – Clorite	96
5.2.1 – Unità del Glockner	96
5.2.2 – Unità del Greiner	97
5.3 – Biotite.....	98
5.3.1 – Unità del Glockner.....	98
5.3.2 – Unità del Greiner	98
5.3.3 – Basamento del Tux	99
5.3.4 – Coperture post Varisiche indistinte	100
5.4 – Plagioclasio.....	100
5.4.1 – Unità del Glockner, Unità del Greiner, Unità dello Zillertal, Coperture post Varisiche indistinte	101
5.4.2 – Basamento del Tux	102
5.5 – Granato.....	102
5.5.1 – Unità del Glockner.....	103
5.5.2 – Unità del Greiner	110
5.5.3 – Basamento del Tux	113
5.5.4 – Unità dello Zillertal.....	115
5.5.5 – Coperture post Varisiche indistinte	116
5.6 – Anfibolo	121
5.6.1 – Basamento del Tux	122
5.6.2 – Unità dello Zillertal.....	123
5.7 – Carbonati.....	124
5.7.1 – Unità del Glockner.....	125
5.7.2 – Coperture post Varisiche indistinte	128
5.8 – Staurolite.....	129
5.8.1 – Coperture post Varisiche indistinte	129
5.9 – Cloritoide	130
5.9.1 – Unità del Glockner, Coperture post Varisiche indistinte.....	130
5.10 – Epidoto.....	132
5.10.1 – Unità del Glockner, Coperture post Varisiche indistinte.....	132
5.11 – Ilmenite	135
5.11.1 – Coperture post Varisiche indistinte, Unità del Glockner, unità del Greiner.....	135
6. Geotermobarometria	137
6.1 – Casi di studio per la determinazione dei percorsi P-T	139
6.1.1 – Unità del Greiner (Campione 7AD-6B)	141
6.1.2 – Basamento del Tux (Campioni 7SZ-969 e 7SZ-1080).....	142
6.1.3 – Coperture post-Varisiche indifferenziate (Campione 7AD38a).....	144
6.1.4 – Unità dello Zillertal (Campione 7SZ-1243a).....	145
6.1.5 – Unità del Glockner (Campione 7SZ-634).....	146
6.2 – Termobarometria su equilibri indipendenti	147
6.2.1 – PET (Petrological Elementary Tools for Mathematica).....	147

6.2.2 – Risultati.....	149
6.3 – Termobarometria mediante pseudosezioni	154
6.3.1 – Perplex	154
6.3.2 – Pseudosezioni e isoplete per micascisti	155
6.3.3 – Pseudosezioni e isoplete per calcescisti.....	160
7. Discussione e conclusioni.....	175
Appendice 1: Tecniche analitiche.....	185
Appendice 2: Analisi di roccia totale.....	189
Bibliografia.....	203

Abstract

The western Tauern Window is a key area for the reconstruction of the tectonic evolution of the Eastern Alps. Here basement units derived from the European margin are stacked together with their parautochthonous post-Variscan cover in a south-vergent crustal scale duplex that also involves remnants of the Penninic ocean (Glockner nappe). The major lithostratigraphic units comprise: i) a polymetamorphic basement consisting of mainly amphibolites, migmatites, orthogneisses, and locally pre-Mesozoic ultramafic to mafic bodies; ii) the Tux and Zillertal orthogneiss that intruded unit (i) during early Permian times; iii) the parautochthonous metasedimentary cover including metaconglomerates, calcitic and dolomitic marbles, calcareous micaschists, quartzites, and subordinate greenschists. iv) the Glockner Nappe, km-thick sequences of calcschists with interbeddings of prasinites, amphibolites and ultramafic bodies. Along the tectonic contact between the northern and southern duplex antiforms a slice (about 1km-thick, wedging out westward) of graphite-rich garnet micaschists with minor quartzites and calcschists (“Greiner schists” Auct.) occurs. A peculiar feature of the parautochthonous metasedimentary cover is the occurrence of static recrystallization of amphibole, micas, garnet, and staurolite (“Tauerncrystallisation” Auct.) crosscutting the main foliation, D₂; this late metamorphic stage is controversial in the Glockner nappe, as poorly visible on the field, but possibly characterized at a microscopic scale by a secondary stage of growth of biotite and garnet in micaschists. Garnet and chloritoid were found in structural units of the Glockner nappe close to metasedimentary cover.

Garnet amphibolites were recovered in units stacked to the Zillertal gneiss only. Two phases of roughly coaxial isoclinal folding, the first one of these responsible for the regional foliation, have been recognized in the post-Variscan cover of the “Zentralgneiss”. In the frame of the of the South Tyrol Province CARG project, devoted to 1:10000 mapping of the Vipiteno sheet, the goal of this work is to provide the constraints to identify tectonometamorphic units with coherent structural and metamorphic evolution. Preliminary results display significant differences among the reconstructed P-T paths of the Glockner schists and metasedimentary rocks of the post-Variscan cover of the Tux and Zillertal gneisses. Systematics of mineral chemistry has highlighted that garnets grown in micaschists synchronous to regional foliation in the Glockner nappe show Ca-Mg rich rims to a relatively Ca-Mg-poor core, with a zonation pattern revealing two stages of growth. On the contrary, in the metasedimentary rocks the Ca content in the garnet tends to decrease from core to rim, as Mg increases. A set of 49 whole rock analyses, both on metapelites and on calcschists, provide us the constraints to infer the features of protolith, and to compute pseudosections for thermobarometric estimates.

1. Introduzione

1.1 Il quadro delle conoscenze nella Finestra dei Tauri

La cospicua letteratura presente sulla Finestra dei Tauri è incentrata principalmente sull'evoluzione strutturale, sulla suddivisione delle unità che compongono la finestra, sulle loro relazioni reciproche, e sui meccanismi di formazione della finestra. Tra i numerosi lavori, quello di Kurz *et al.* (1996); Kurz *et al.* (1998) è indubbiamente uno dei più importanti, in quanto Kurtz fu il primo a introdurre una moderna classificazione delle unità, rimpiazzando i vecchi termini di derivazione tedesca, come ad esempio “*Altes Dach*”, “*untere Schieferhülle*” e “*obere Schieferhülle*” (Thiele, 1980; Selverstone, 1985; Selverstone e Spear 1985). Successivamente a Kurtz, la suddivisione delle unità della finestra ha subito nuove rivisitazioni e classificazioni (Vesela e Lammerer 2008 e Vesela *et al.* 2011; Schmid, *et al.* 2013). Un grande numero di lavori si focalizza invece sull'evoluzione geodinamica e strutturale che ha portato allo sviluppo e all'esumazione della Finestra dei Tauri (p.es. Selverstone, 1988; Genser e Neubauer, 1989; Ratschbacher *et al.* 1991; Kurz e Neubauer, 1996; Neubauer *et al.* 1999; Frisch *et al.* 2000; Rosenberg *et al.* 2004), oppure sullo sviluppo, evoluzione e datazione delle numerose zone di taglio che interessano la Finestra dei Tauri (p.es. Blanckenburg *et al.* 1989; Rosenberg *et al.* 2004; Ratschbacher *et al.* 1991; Glodny *et al.* 2005, 2008; Müller, 2003; Pollington e Baxter, 2010). La letteratura relativa ai caratteri mineralogici e cristallografici e termobarometrici che caratterizzano le varie unità è di gran lunga minore. I lavori più completi sull'evoluzione metamorfica della unità della finestra sono quelli di Selverstone *et al.* (1984); Selverstone e Spear 1985 che si sono occupati della ricostruzione dei percorsi P-T delle coperture metasedimentarie e delle rocce ad affinità oceanica del Glockner. Altri autori invece si sono concentrati sulla caratterizzazione delle rocce eclogitiche che affiorano nella parte centrale della finestra (p.es. Spear e Franz, 1986; Hoschek, 2001; Glodny, 2008), e sulle rocce anfibolitiche (p.es. Miller, 1977; Holland, 1979; Franz e Spear, 1983; Dachs, 1986; Spear e Franz, 1986, Schulz, *et al.*, 1995, Glodny *et al.* 2008).

1.2 Scopo della tesi

Questo lavoro di tesi si inserisce all'interno del progetto CARG (CARta Geologica d'Italia 1:50.000) che prevede il rilevamento geologico d'Italia e viene coordinato a Roma dal Servizio Geologico Nazionale (SGN). Per il territorio della Provincia Autonoma di Bolzano il progetto è coordinato dall'Ufficio Geologia e prove materiali. Attualmente sono stati pubblicati i fogli 003 Vetta d'Italia, 013 Merano, 024 Bormio, 025 Rabbi, 029 Cortina d'Ampezzo e 043 Mezzolombardo. Lo stato del rilevamento è consultabile all'indirizzo: [http://www.provincia.bz.it/costruire-abitare/edilizia-pubblica/downloads/CARG Stato del Progetto ottobre 2016.pdf](http://www.provincia.bz.it/costruire-abitare/edilizia-pubblica/downloads/CARG_Stato_del_Progetto_ottobre_2016.pdf). Lo scopo di questo lavoro di tesi è quello di caratterizzare, da un punto di vista microstrutturale, cristallografico e termobarometrico le coperture metasedimentarie che affiorano nella zona sud-ovest della finestra dei Tauri.

1.3 Le Alpi Orientali

La Finestra dei Tauri è un'area in cui concentra la maggior parte dell'esumazione Cenozoica (dovuta a fenomeni di transpressione) che caratterizza le Alpi orientali. L'evoluzione tettonica delle Alpi orientali è caratterizzata infatti da un raccorciamento crostale perpendicolare all'orogene (componente N-S) a cui contemporaneamente è associata un'estensione crostale parallela all'orogene (componente E-W), Rosenberg *et al.* (2004). Nella Finestra dei Tauri la transpressione è risultata nella formazione di un complesso sistema di faglie legate cinematicamente (Fig.1.1), che hanno favorito l'esumazione tettonica e l'esposizione finale delle rocce della Finestra dei Tauri (Neubauer *et al.* 1999; Frisch *et al.* 2000).

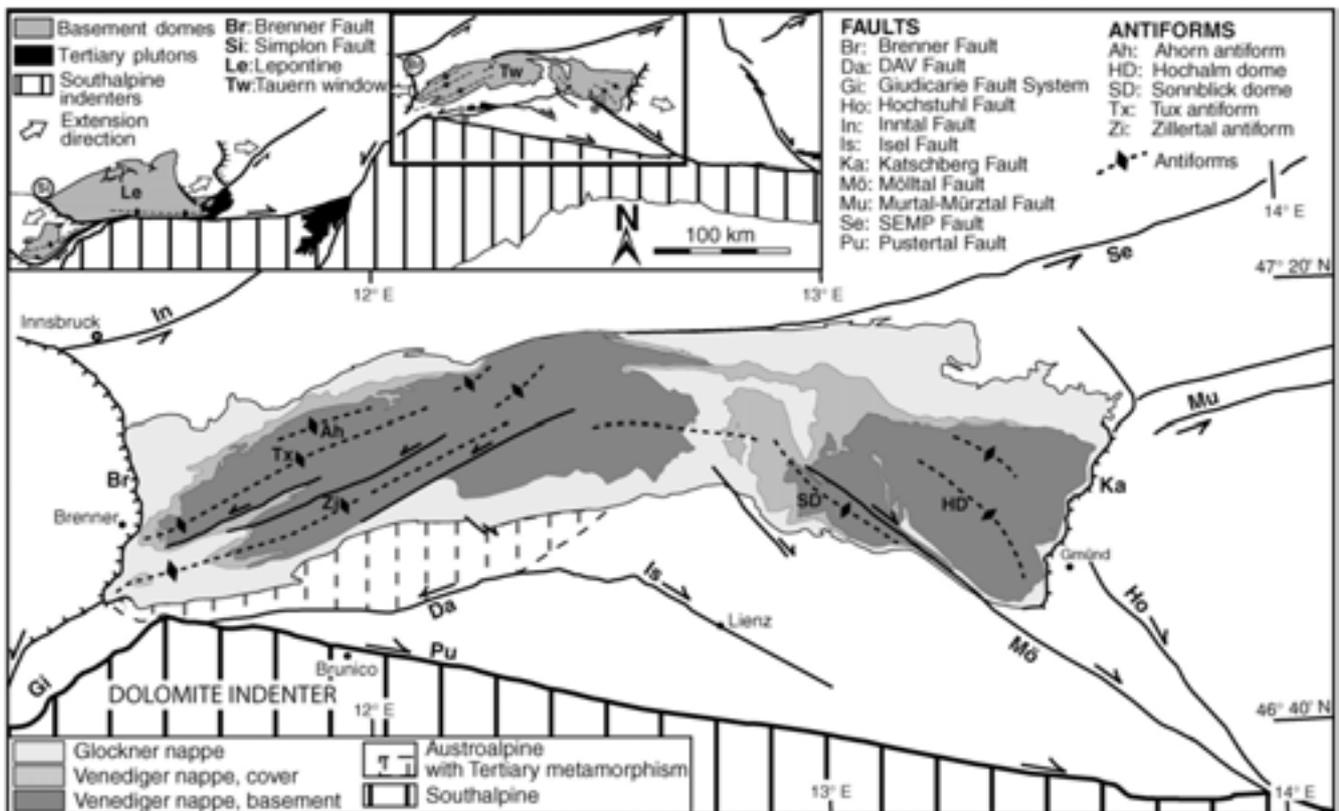


Fig.1.1: Carta tettonica semplificata della Finestra dei Tauri in cui sono evidenziati i principali sistemi di faglie Cenozoici. Immagine tratta da Rosenberg *et al.* 2004.

Il margine ovest ed est della finestra è delimitato da faglie estensionali a basso angolo, rispettivamente la faglia del Brennero e la faglia di Katschberg. Il margine sud e quello nord della finestra, è invece delimitato da faglie trascorrenti. Secondo Frisch *et al.* (2000) e Rosenberg *et al.* (2004) il margine sud-ovest è delimitato dalla faglia di Ahrntal mentre il margine sud-est è delimitato dalla faglia trascorrente destra di Mölltal (Kurz e Neubauer, 1996). Infine il margine nord della finestra è delimitato dalla faglia trascorrente sinistra della SEMP (Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg).

Le Alpi sono generalmente considerate come il risultato di due distinte fasi orogenetiche, una fase Eoalpina (Cretaceo) ed una Eocenica, entrambe interpretate come il risultato della progressiva convergenza tra la placca Adria-Africana e la placca Europea. La fase Eoalpina, durante la quale furono subdotte e successivamente esumate le unità Austroalpine (Thöni e Jagoutz, 1993), è interpretata come il risultato della chiusura della Neotetide (Handy *et al.* 2010); durante questa fase le unità Austroalpine furono subdotte, tra 95 e 85 Ma (Thöni *et al.* 2008), e subirono un metamorfismo di alta pressione. Questo evento metamorfico è riscontrabile oltre che nelle Alpi orientali, anche in quelle Centrali e Occidentali, ed è un evento che interessa quindi l'intero margine Austroalpino. La fase Cenozoica è invece interpretata invece come il risultato della subduzione della Tetide Alpina e della successiva collisione continentale tra Europa e Adria-Africa.

La fase Eoalpina Cretacica è stata interpretata in vario modo, secondo scenari paleogeografici via via più complessi. I due principali modelli proposti prevedono: i) subduzione della Tetide Alpina, a partire dal Cretaceo, al di sotto del margine nord-ovest della placca Adria-Africa, modello detto “*single subduction*” (Jolivet e Faccenna, 2000; Vignaroli *et al.* 2008). ii) subduzione (diretta verso sud-est) delle Neotetide, al di sotto della placca Africana, seguita da una fase di collisione Oligocenica con conseguente inversione della polarità della subduzione verso nord-ovest al di sotto della placca Europea, modello detto “*two-subduction*” (Elter e Pertusati, 1973; Doglioni *et al.* 1999).

Il modello “*single subduction*” implica, rispetto al modello “*two-subduction*”, uno scenario paleogeografico più semplificato. Secondo questo modello (Fig.1.2), le porzioni più distali del margine Austroalpino, furono subdotte secondo due meccanismi (Zanchetta *et al.* 2012): i) la subduzione delle unità Austroalpine fu favorita dall’arrivo, nella zona di subduzione, di un corpo di considerevole grandezza, come per esempio il ridge medio-oceanico, oppure ii) la subduzione delle unità Austroalpine fu favorita della riattivazione di faglie a basso angolo, a vergenza continentale, ereditate dalla fase di assottigliamento crostale che avvenne nel Permiano. Successivamente alla subduzione delle unità Austroalpine si ebbe la subduzione della Tetide Alpina e alla collisione tra la placca Adria-Africa e la placca Europea (fase Eocenica).

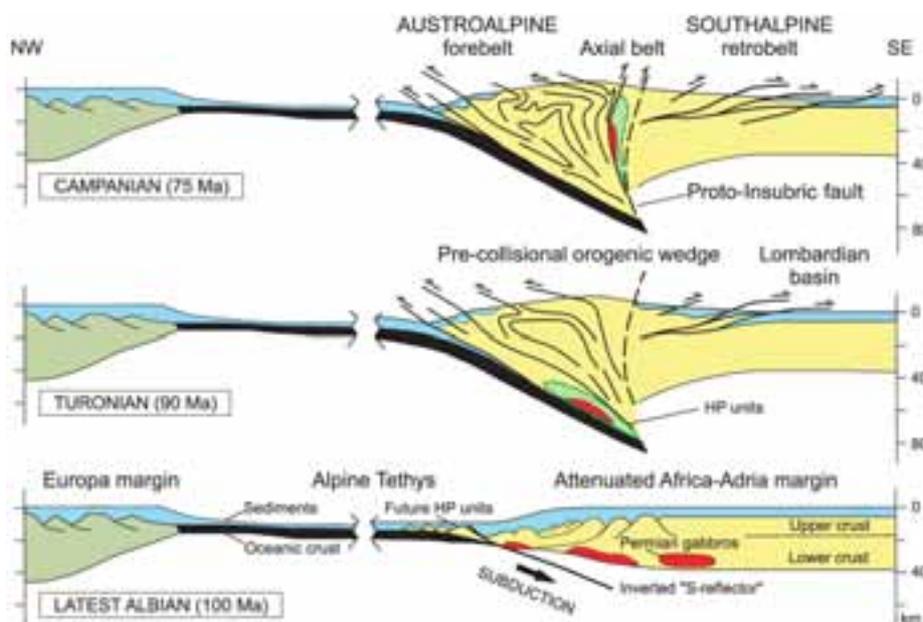


Fig.1.2: Profili paleogeografici relativi all’evoluzione Cretacica dell’orogenesi Eo-Alpina. Immagine tratta da Zanchetta *et al.* (2012).

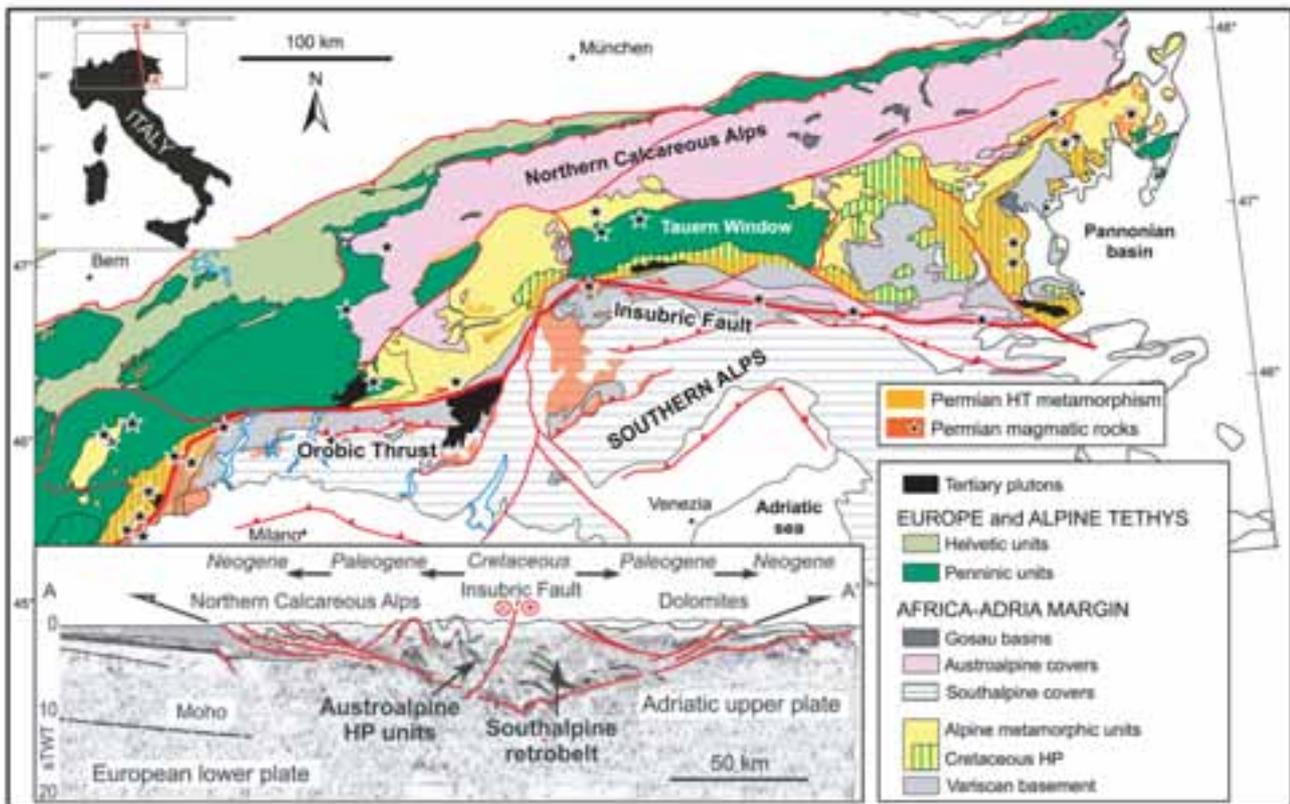


Fig.1.3: Carta geologica semplificata delle Alpi e associato profilo sismico delle Alpi orientali. Immagine tratta da Zanchetta *et al.* (2012).

La catena Alpina è generalmente suddivisa in una serie di unità litotettoniche, lateralmente continue, e giustapposte da discontinuità tettoniche con andamento circa est-ovest (Fig.1.3). Da nord-ovest a sud-est si possono distinguere quattro principali unità litotettoniche: unità Elvetiche; unità Pennidiche, unità Austroalpine e le unità Sudalpine (Alpi Meridionali).

Dominio Elvetico: corrisponde al margine meridionale della placca Europea. Le litologie dominanti sono calcari, marne e scisti derivanti dai sedimenti mesozoici depositati in corrispondenza dell'antica scarpata continentale. Il basamento affiora in corrispondenza dei cosiddetti Massicci Cristallini Esterni (Argentiera, Pelvoux, Belledonne, Monte Bianco - Aiguille Rouge e San Gottardo). Il dominio Elvetico è separato dal vicino dominio Pennidico dal fronte Pennidico, una discontinuità a livello tettonico riconoscibile lungo tutta l'estensione della catena. Il dominio Elvetico è caratterizzato da un metamorfismo di basso grado che si manifesta principalmente in strutture fragili.

Dominio Pennidico: è costituito dai resti di domini oceanici e micro-continentali, posti tra la placca Africana e quella Europea, che furono coinvolti nel processo di collisione tra le due placche. Nella zona centro-orientale della Alpi affiorano i resti dell'oceano Vallesano (porzione nord della Tetide)

costituiti da calcescisti, quarziti e ofioliti che collettivamente sono noti in letteratura come “Bündnerschiefer”. Questa serie di metasedimenti costituisce la porzione strutturalmente più bassa del dominio Pennidico. Le unità tettoniche derivanti dal micro-continente Brianzone (zona di separazione tra oceano Vallesano e Ligure-Piemontese) costituiscono le porzioni intermedie del dominio Pennidico, Schmid *et al.* (1997), Stampfli, (2000), che differiscono dai metasedimenti del Bündnerschiefer in quanto includono porzioni del basamento pre-Mesozoico. Le unità tettoniche derivanti dall’oceano Ligure-Piemontese (zona sud della Tetide) formano le porzioni strutturalmente più alte del dominio Pennidico; queste unità sono costituite da una serie monotona di calcescisti, ofioliti (con porzioni di mantello sub-continentale) e coperture non metamorfiche (flysch a helmintoidi, Alpi Occidentali).

Austroalpino: corrisponde ai resti della crosta continentale della microplacca Adriatica, originariamente frapposta tra la Tetide ed il continente Africano, coinvolta nel processo di subduzione-collisione Alpino. Attualmente si ritrova localizzato nella zona assiale della catena, compresa tra il Fronte Pennidico a nord, e la linea Insubrica a sud (Hoinkes *et al.* 1999), la quale lo separa dalle Alpi Meridionali. L’Austroalpino è diviso in inferiore e superiore. La porzione inferiore comprende le unità tettoniche originariamente situate nella parte distale del margine di Adria (Froitzheim e Eberli, 1990; Schmidt *et al.* 2004) che affiorano con discontinuità alla base di tutto il dominio. La porzione superiore è formata da due complessi: 1) le *Northern Calcareous Alps* (costituite principalmente da sedimenti Permo-Mesozoici) e, 2) l’Austroalpino centrale (costituito da un insieme di falde dominate dal basamento Varisico con minori rocce sedimentarie Permo-Mesozoiche). Nelle aree situate a sud delle *Northern Calcareous Alps*, le coperture preservano ancora un diretto contatto stratigrafico con le rispettive porzioni di basamento (Schmid *et al.* 2004), permettendo così la distinzione dell’impronta metamorfica Alpina da quella Varisica. Il metamorfismo Alpino che caratterizza le unità è di basso grado (facies scisti verdi) con temperature che non superano i 460 °C (Koroknai *et al.* 1998). Le falde dell’Austroalpino inferiore affiorano principalmente lungo il margine nord della Finestra dei Tauri. Le falde di Reckner e Hippold, situate a nord-ovest della finestra, sono successioni meta-sedimentarie Mesozoiche fossilifere, all’interno del quale l’associazione mineralogica registra un evento Cenozoico di alta pressione/bassa temperatura (Dingeldey *et al.* 1997) ed una successiva retrocessione in facies scisti verdi.

2. La Finestra dei Tauri

2.1 Inquadramento geologico

La Finestra dei Tauri (Fig.2.1) è una finestra tettonica in cui affiorano le falde del dominio Pennidico, separate dalle sovrastanti falde del dominio Austroalpino da sistemi di faglie e sovrascorrimenti. La Finestra dei Tauri è la più ampia tra le finestre tettoniche che caratterizzano le Alpi (Schmid *et al.* 2004). Le rocce del dominio Pennidico esposte nella Finestra dei Tauri costituiscono una successione litotettonica spessa circa 5-8 km. L'unità tettono-stratigrafica più bassa è costituita da un basamento cristallino, noto in letteratura come complesso degli gneiss centrali (*Zentralgneise Auct.*), costituito da diverse intrusioni, con composizione chimica variabile da graniti a granodioriti e con rari cumulati ultramafici. Si hanno poi i resti di un basamento pre-intrusivo nel quale gli *Zentralgneise* sono intrusi, costituito da migmatiti, anfiboliti, micascisti e serpentiniti (vedi capitolo 2.4). Queste intrusioni hanno subito solo metamorfismo Alpino e sono quindi considerati post-Varisici (Schmidt *et al.* 2013). Lo *Zentralgneiss* è suddiviso in tre massicci gneissici detti: Ahorn, Zillertal e Tux. Tra essi solo l'Ahorn ha età Carbonifera, lo Zillertal e il Tux sono infatti permiani e datati rispettivamente intorno a 295 ± 3 Ma (Cesare *et al.* 2001) e 292.1 ± 1.9 Ma (Schmidt *et al.* 2004).

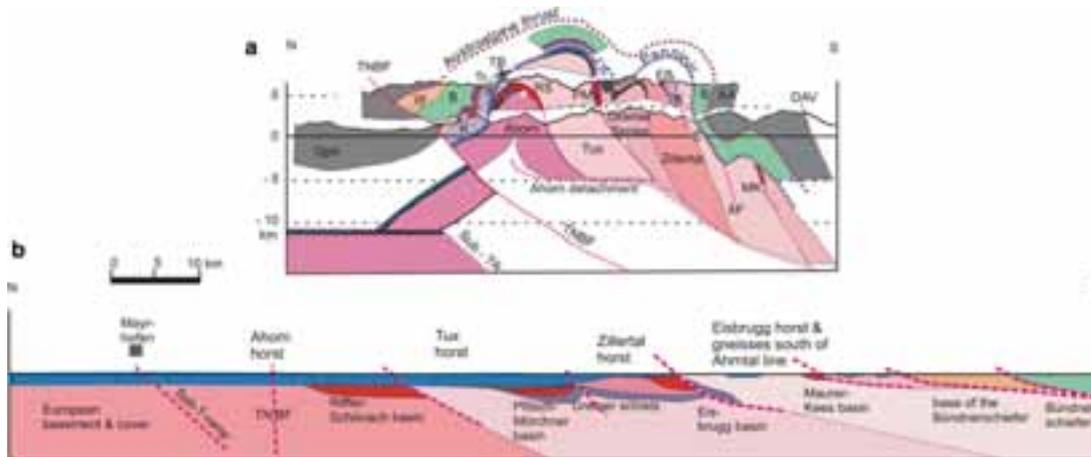


Fig.2.2 a) Sezione geologica N-S, attraverso la zona occidentale della Finestra dei Tauri. Il proseguimento delle strutture, fino a 15 Km di profondità è basato sull'analisi della sezione sismica TRANSALP (Lammerer et al. 2008). In rosso sono rappresentati i paleo-bacini sedimentari. **Qph**: Quarzofilliti; **TNBF**: Tauern North Boundary Fault; **Sub-TR**: Sub Tauern Ramp; **W**: Gruppo di Wustkogel; **B** Glockner; **Tr**: Carbonati Triassici; **K**: Formazione di Kaserer; **TB**: Bacino di Torhelm; **RS**: Bacino di Riffler-Schönach; **PM**: Bacino di Pfitsch-Mörchner; **EB**: Bacino di Eisbrugg; **MK**: bacino di Maurerkees; **E**: Eisbrugg gneiss lamella; **AF**: Falgia di Ahrntal; **AA**: Unità Austroalpine; **DAV** Faglia Deferegggen-Antholz-Vals. b) Retrodeformazione 2D della Finestra dei Tauri durante il Giurassico Sup. (scala orizzontale uguale sia per a) che per b); verticalmente non in scala). Si nota come il marmo Giurassico di Hochstegen (blu) copra l'intera area caratterizzata dalla deposizione di sedimenti sin-rift. Immagine tratta da Veselá *et.al.* 2011.

Nella parte centrale della finestra (fuori dall'area di studio di questo lavoro di tesi), tra le rocce del Glockner e del Venediger Duplex, si ha una stretta fascia di rocce eclogitiche, dette nel complesso Eclogite zone. La Eclogite zone è costituita da un mélange di rocce ofiolitiche, rocce mafiche e relative coperture pelagiche derivanti dall'oceano Ligure-Piemontese. La Finestra dei Tauri è circondata dalle falde del dominio Austroalpino, che strutturalmente ricoprono le litologie Pennidiche. Nel complesso, le diverse associazioni litologiche che costituiscono le varie falde Pennidiche della Finestra dei Tauri, documentano un'evoluzione da una crosta continentale stabile, formatosi in seguito all'orogenesi Varisica, ad un successivo ambiente di *rifting* con formazione di crosta oceanica della neo-Tetide (Kurz *et al.* 1998a).

2.2 Evoluzione strutturale della Finestra dei Tauri

L'attuale assetto strutturale della Finestra dei Tauri è il risultato di due eventi orogenici, uno Cretacico e uno Cenozoico (Frisch, 1979). La fase orogenica Cretacica (Fig.2.3a) fu caratterizzata dalla subduzione dell'Oceano Ligure Piemontese e dell'incipiente subduzione di quello Vallesano; durante questa fase si

è avuto l'impilamento delle falde Austroalpine e di quelle appartenenti all'oceano Ligure-Piemontese, le future falde del Glockner e della Matri zone (Handy *et al.* 2010).

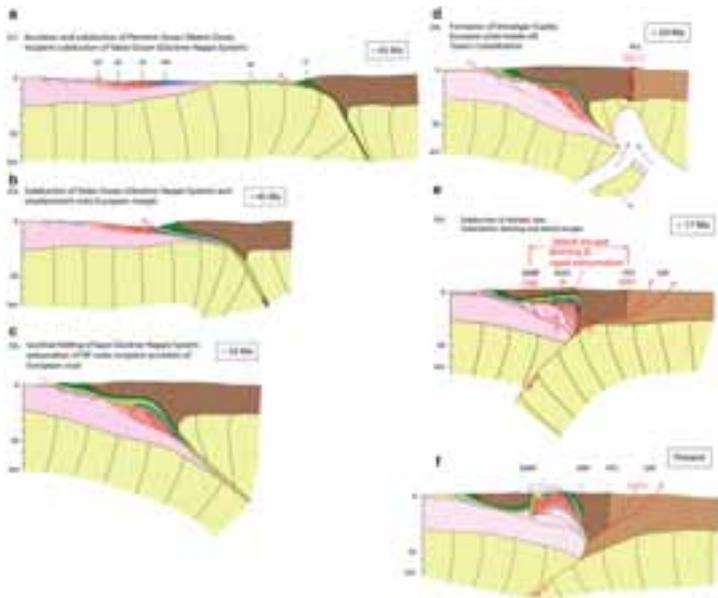


Fig.2.3: Rappresentazione schematica dell'evoluzione strutturale della Finestra dei Tauri. **a:** subduzione dell'oceano Ligure Piemontese e accrezione delle unità oceaniche frontalmente alle falde Austroalpine. GÖ Göss nappe, HA Hochalm nappe, SR Sonnblick-Romate nappe, VA Oceano Vallesano (Glockner), PL Oceano Ligure Piemontese (Matri Zone). **b:** Subduzione dell'Oceano Vallesano e parte del margine distale Europeo. **c:** Esumazione delle unità di alta pressione e incipiente accrezione della crosta Europea. **d:** Formazione del Venediger Duplex ed evento metamorfico "Tauernkristallisation", PFS sistema di faglie Periadriatico. **e:** Indentazione, doming ed estrusione laterale. SEMP faglia Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg, KSZS zona di taglio di Katschberg, SAT thrust Sud-Alpino. **f:** Assetto attuale della Finestra dei Tauri, ZWF faglia di Zwischenbergen-Wöllatratten. Da (Schmidt *et al.* 2013).

Durante il Cenozoico, a causa della chiusura della Tetide Alpina (oceano Vallesano e Ligure Piemontese), iniziò una fase collisionale continente-continente (Fig.2.3a-b) in cui le parti più distali dal margine Europeo furono subdotte in condizioni di alta pressione. Secondo Zimmermann *et al.* 1994 l'evento di alta pressione precede di poco l'evento in facies Scisti blu (legato alla successiva esumazione) datato circa 36-32 Ma. Secondo altri autori, invece, l'evento di alta pressione potrebbe essere avvenuto più o meno contemporaneamente (42-40 Ma) a quello registrato dalle rocce (Bündnerschiefer) della Finestra dell'Engadina, anch'esse legate all'oceano Vallesano (Wiederkehr *et al.* 2009). Durante la fase collisionale Cenozoica si è avuto lo sviluppo di pieghe isoclinali nelle falde del Glockner ed esumazione delle unità di alta pressione. Lo sviluppo di pieghe isoclinali ha favorito l'esumare parziale delle unità in facies eclogitica e in parte del sistema Glockner e Modereck (35 Ma). La fase collisionale Cenozoica portò alla formazione (circa 29 Ma) del così detto Venediger Duplex, il cui sviluppo è circa coevo all'intrusione dei plutoni Periadriatici, che si sono messi in posto anche a 32 Ma (Rosenberg, 2004).

Lo sviluppo e l'evoluzione del Venediger Duplex può essere sintetizzato nel seguente modo (Lammerer *et al.* 2008):

- 1) Sviluppo di un Duplex al di sotto delle falde Pennidiche, con progressione da sud a nord: Inizialmente si ha il sovrascorrimento dello gneiss dello Zillertal al di sopra di quello del Tux (Fig.2.4b). Tra lo gneiss dello Zillertal e quello del Tux si sviluppa la zona di taglio del Greiner. I metasedimenti grafitici del Greiner potrebbero aver agito come materiale a basso grado di attrito, e aver favorito e facilitato l'iniziale sovrascorrimento. Durante questa fase furono coinvolti, all'interno della zona di taglio del Greiner, i sedimenti presenti al di sopra del basamento Varisico. Questi metasedimenti sono visibili attualmente nella zona del passo di Vizze e della forcella di Mörchner e sono caratterizzati da ciottoli estremamente allungati e appiattiti.
- 2) Successivamente (Fig.2.4c) si ha il sovrascorrimento dello gneiss del Tux al di sopra dell'Ahorn e della sua copertura sedimentaria (bacino di Riffler-Schönach).
- 3) Piegamento dello gneiss dell'Ahorn (Fig.2.4d).

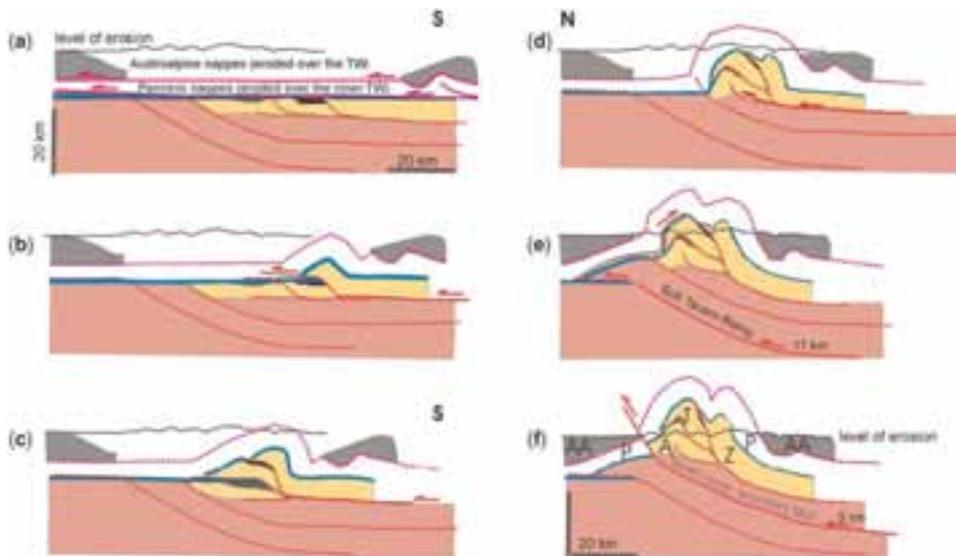


Fig.2.4: Evoluzione strutturale della Finestra dei Tauri. **a)** situazione pre-Alpina. **b)** sovrascorrimento dello Zillertal al di sopra del Tux e dei sedimenti del Greiner. **c)** sovrascorrimento del Tux al di sopra dell'Ahorn e dei sedimenti del bacino di Riffler-Schönach. **d)** piegamento dell'Ahorn. **e)** Movimento del Duplex lungo la Sub Tauern Ramp e sviluppo di backthrusts nella zona nord dei Tauri. **f)** Movimento lungo la Tauern North Boundary Fault. AA: Austroalpino; P: Pennidico; A: gneiss di Ahorn; T: gneiss del Tux; Z: gneiss dello Zillertal. Immagine tratta da Lammerer *et al.* 2008.

2.3 Unità tettono-stratigrafiche della Finestra dei Tauri (sensu Kurz et al. 1998a)

La presenza di contatti tettonici non sempre ben definiti e riconoscibili fra le varie unità, insieme alla quasi totale assenza di fossili che permettano un'attribuzione certa delle età stratigrafiche dei metasedimenti Permo-Mesozoici, ha portato nel tempo a una diversa suddivisione delle unità (Baggio *et al.* 1968; Selverstone, 1985; Kurz *et al.* 1998a; Veselá e Lammerer, 2008). Una prima suddivisione delle varie unità è quella effettuata da Selverstone, 1985. Secondo questa classificazione (Fig.2.5), il Pennidico esposto all'interno della Finestra dei Tauri è organizzato in tre terreni metamorfici principali: lo Zentralgneiss, la Lower Schieferhülle e l'Upper Schieferhülle. L'unità strutturalmente più sottostante, lo Zentralgneiss, è costituito da gneiss occhiadini di composizione da granitica a tonalitica, migmatiti ed altri corpi intrusivi pre-Mesozoici; la Lower Schieferhülle è costituita da una serie di coperture meta-sedimentarie terrigene e vulcaniche, date da conglomerati, quarziti, micascisti, meta sedimenti vulcanogenici ed anfiboliti; l'unità strutturalmente sovrastante, l'Upper Schieferhülle, è una sequenza alloctona Permo-Mesozoica di calcescisti, micascisti, quarziti e marmi intercalati a prasiniti ed anfiboliti. Al contatto tra l'Upper Schieferhülle e la Lower Schieferhülle, nella porzione centrale della finestra, un corpo di eclogiti e scisti blu associati a calcescisti e micascisti costituiscono l'Eclogite Zone, all'interno del quale sono ancora preservati relitti di strutture di *basalt pillow* (Miller *et al.* 1980).

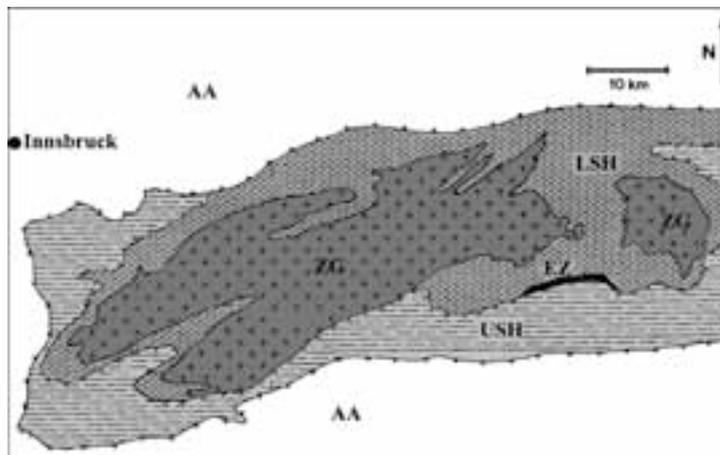


Fig.2.5: Carta geologica schematica della Finestra dei Tauri. ZG: Zentralgneiss, LSH: Lower Schieferhülle, UP: Upper Schieferhülle, AA: Falde Austroalpine; BP: Passo del Brennero. Immagine modificata da Selverstone, (1985).

Kurz *et al.* 1998a (Fig.2.6) cercarono di articolare le varie unità tettoniche della Finestra dei Tauri con specifici domini paleogeografici. La classificazione di Kurtz suddivide le unità sopracitate, separando i granitoidi Varisici dello Zentralgneiss, metamorfosati in ortogneiss durante il ciclo alpino, dal basamento continentale polimetamorfico all'interno del quale si sono intrusi nel corso dell'orogenesi Varisica. Le varie unità litologiche sono incorporate in un impilamento a falde formatosi durante la collisione Alpina, all'interno del quale thrusts fragili-duttili separano le seguenti unità tettoniche: unità del Venediger, unità di Storz, zona Eclogitica, unità del Modereck, unità del Glockner, unità di Matri.

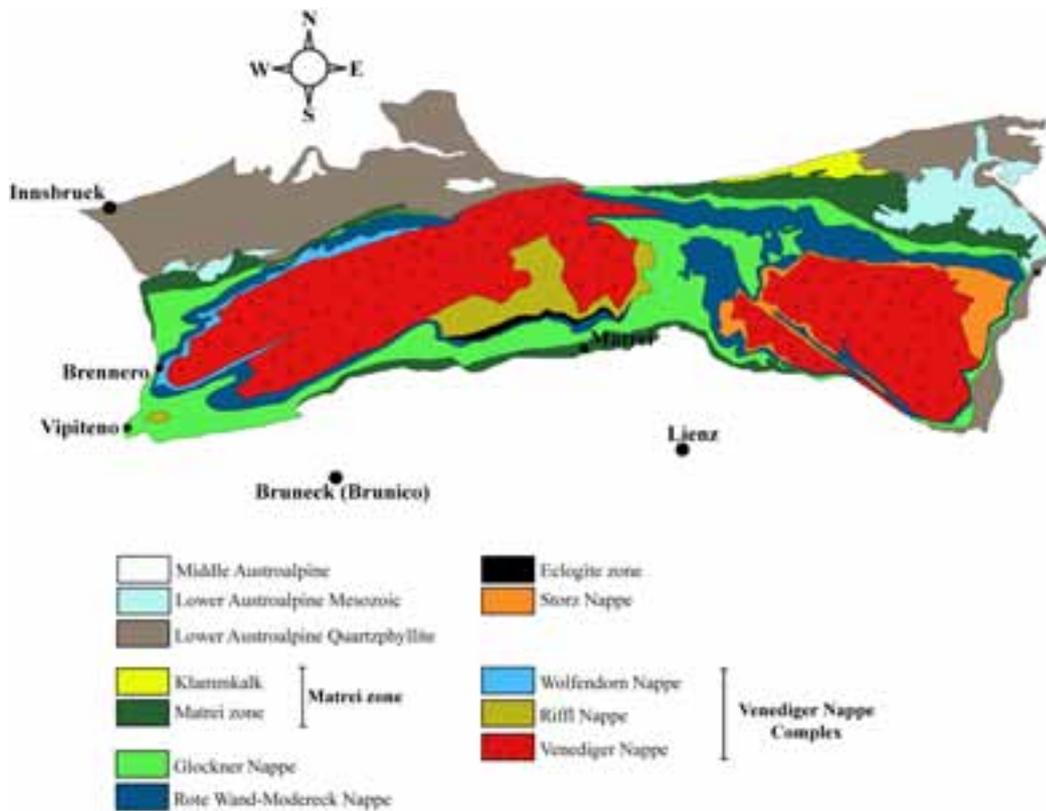


Fig.2.6: Rappresentazione schematica delle principali unità tettoniche della Finestra dei Tauri. Immagine modificata da Kurz *et al.* (1998a).

2.3.1 Unità del Venediger

Tradizionalmente l'unità del Venediger (Fig.2.7) o "Venediger Nappe Complex" (Frisch, 1976; Kurz *et al.* 1998a), viene descritta come un duplex a scala crostale, costituito da un impilamento di falde delimitate da un thrust sommitale ed uno basale (Lammerer e Weger 1998). Il thrust basale non è esposto, mentre quello sommitale affiora estesamente e, in molte località, i contatti tettonici delle varie unità che compongono il Venediger Duplex, formano un alto angolo con questo thrust. La parte basale del Venediger Duplex è costituita da un basamento pre-Varisico polimetamorfico formato principalmente da anfiboliti, migmatiti, micascisti e ofioliti, in cui si sono intrusi i granitoidi Carboniferi, noti in

letteratura come “Zentralgneiss” (Kurz *et al.* 1998a). Le formazioni strutturalmente più basse del Venediger Duplex sono rappresentate dalle falde dell’Ahorn (zona occidentale della Finestra dei Tauri) e del Göss (zona orientale della finestra). La falda dell’Ahorn è separata dalla sovrastante falda del Tux-Granatspitz da una serie di sequenze metasedimentarie di età post-Varisica caratterizzata da depositi continentali Carbonifero-Permiani depositatisi in quello che viene definito il bacino di Riffler-Schönach (Veselá *et al.* 2008). Il contatto tra la falda del Göss e la sovrastante falda di Hochalm è invece meno chiaro, data l’assenza di metasedimenti post-Varisici.

Le falde del Tux-Granatspitz (zona occidentale della finestra) e dell’Hochalm (zona orientale della finestra) occupano una posizione strutturale intermedia all’interno del Venediger Duplex. La posizione strutturale più alta all’interno del Venediger Duplex è occupata dalle falde di Zillertal-Riffl (zona occidentale della finestra), Sonnblick-Romate (zona centro-orientale della finestra) e Mureck-Storz (zona orientale della finestra). Entrambe queste falde sono delimitate dal thrust sommitale del Venediger Duplex, e sono quindi considerate equivalenti strutturali Schmid *et al.* 2013.

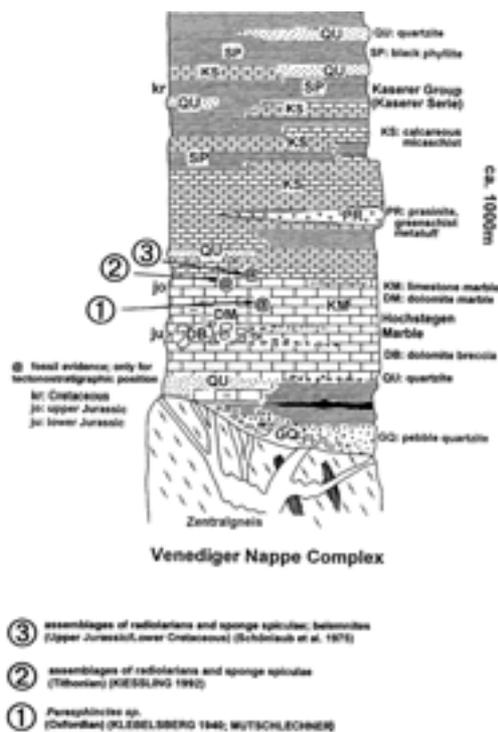


Fig.2.7: Colonna stratigrafica semplificata della falda del Venediger. Immagine tratta da Kurz *et al.* (1998a).

Il Venediger Duplex ha una lunghezza, misurata perpendicolarmente all’asse della Catena, di circa 25 km, e i nuclei delle strutture antiformali sono costituiti dalle unità appartenenti allo Zentralgneiss. In alta Val di Vizze i nuclei gneissici del Tux e dello Zillertal sono separati dall’unità del Greiner e da lembi delle unità del Modereck e del Wolfendorn. Queste unità di copertura incuneatesi fra le due unità di gneiss vanno assottigliandosi progressivamente da WSW verso ENE. L’assottigliamento è probabilmente dovuto alla forte tettonizzazione avvenuta durante la fase d’impilamento e raccorciamento delle falde (Lammerer e Wegener, 1998), oltre che a una successiva fase trascorrente con lo sviluppo di una zona di taglio sinistra impostata quasi interamente all’interno degli scisti del Greiner. Alla formazione del Venediger appartengono il marmo Giurassico di Hochstegen, la formazione di Kaserer (di probabile età Cretacica), la falda del Wolfendorn e la falda di Riffl. Il

marmo di Hochstegen (Oxfordiano-Titoniano) si è depositato in un ambiente di piattaforma, in condizioni di margine passivo, al bordo meridionale della placca Europea. L’età stratigrafica del marmo di Hochstegen è stata determinata in base ad un unico ritrovamento fossilifero, un’ammonite (*Perisphinctes*

Orthospinctes Lithacospincte Siemiradzki, Kiessling, 1992). La formazione di Kaserer è costituita da sedimenti terrigeni depositatisi in ambiente pelagico (Frisch, 1973; Frisch, 1974). La falda del Wolfendorn, affiorante nella zona nord-ovest della Finestra dei Tauri fu definita originariamente da (Frisch, 1973; Frisch, 1974). È una falda di sovrascorrimento costituita da porzioni para-autoctone di gneiss centrali e relative coperture Mesozoiche. La falda di Riffel, (Frisch *et al.* 1993), data l'assenza, nella zona centrale della finestra di coperture Mesozoiche tra gli gneiss centrali e la sua base, si ipotizza sia sovrascorsa all'interno del Venediger Duplex durante il ciclo orogenico Varisico. Si hanno inoltre evidenze di contatti intrusivi, tra gli gneiss centrali e la falda di Riffel (Frisch, 1980). Franz *et al.* (1991) riportano la presenza di frammenti di foglie (*Pteridophyllum sp.*) datati al Carbonifero, negli scisti grafitici che costituiscono tale unità.

2.3.2 Unità di Storz

La falda di Storz (Fig.2.8) affiora nella zona più orientale della Finestra dei Tauri. Ha alla base un

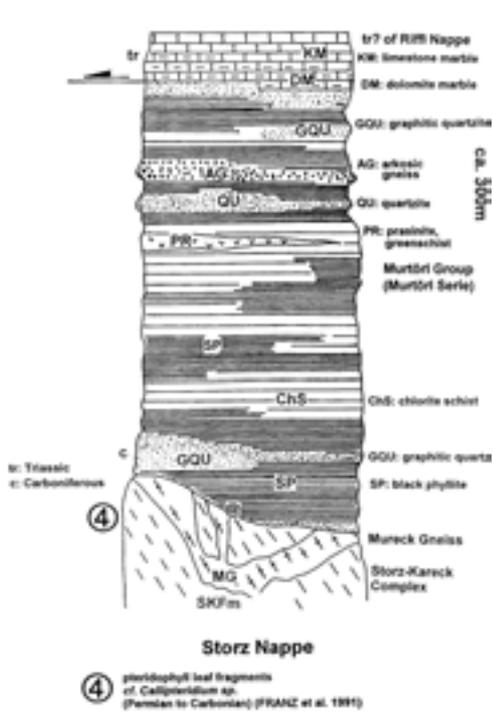


Fig.2.8: Colonna stratigrafica semplificata della falda di Storz. Immagine tratta da Kurz et al. (1998a).

basamento polimetamorfico costituito da gneiss albitici, anfiboliti, metagabbri, gneiss ad albite-epidoto-clorite e scisti a clorite-albite (complesso di Storz-Kareck), intruso dai granitoidi Varisici di Mureck. Sia il basamento che gli gneiss sono ricoperti da sequenze metasedimentarie (definite in letteratura come gruppo di Murtörl) costituite da filladi nere, micascisti, quarziti grafitiche, scisti a clorite (localmente a cloritoide), quarziti, scisti ad albite, gneiss arcosici e localmente da prasiniti. Questa sequenza metasedimentaria è molto simile a quella della formazione di Kaserer. Sulla base delle somiglianze con la formazione di Kaserer si ipotizza un'età stratigrafica simile per la formazione di Kaserer e quella di Murtörl.

2.3.3 Unità Eclogitica

L'unità Eclogitica (Fig.2.9) occupa una posizione intermedia tra il sottostante Venediger Duplex e la sovrastante falda di Rote Wand-Moderek. Questa unità è costituita da quarziti, paragneiss, micascisti a granato, marmi e dolomie silicee, e contiene livelli e lenti di eclogiti mafiche localizzate alla base dell'unità (Miller *et al.* 1980). Le rocce eclogitiche presentano comunemente retrocesse ad anfiboliti a granato e/o scisti verdi a granato. Le rocce mafiche alla base dell'unità potrebbero rappresentare intrusioni lungo la transizione oceano-continente.

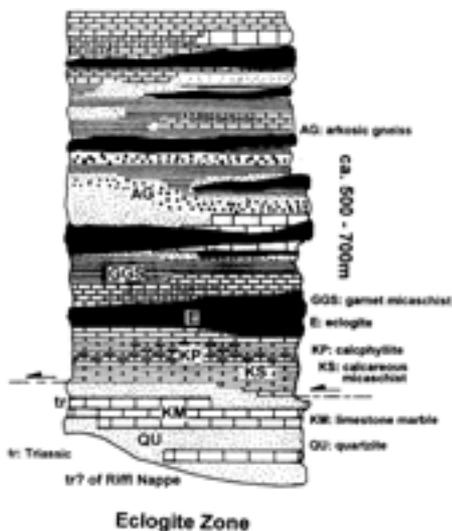


Fig.2.9: Colonna stratigrafica semplificata dell'unità Eclogitica. Immagine tratta da Kurz *et al.* (1998a).

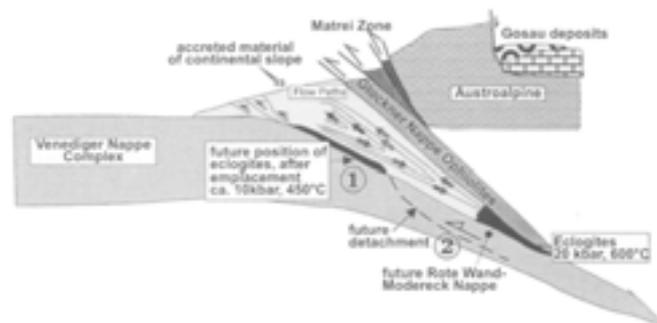


Fig.2.10: Modello schematico dell'evoluzione delle rocce della zona Eclogitica. Immagine tratta da Kurz *et al.* (1998b).

Il metamorfismo eclogitico che caratterizza questa unità è stimato attorno a 1.9-2.2 GPa e 600-630 °C (Holland, 1979; Franz e Spear, 1983, Hoschek, 2000, Glodny *et al.* 2008) e datato tra 44 e 37 Ma fa (Ratschbacher *et al.* 2004; Kurz *et al.* 2008). Secondo quanto proposto da Kurz *et al.* (1998b), Fig.2.10, la zona Eclogitica avrebbe subito un'evoluzione metamorfica progradata da scisti verdi fino al picco metamorfico eclogitico, seguito da una fase in facies in scisti blu (450 °C e 1-1.5 GPa), seguita a sua volta da una fase in facies scisti verdi-anfiboliti (500-550 °C e 0.6-0.7 GPa), probabilmente relazionabile ad una fase di esumazione.

2.3.4 Unità di Rote Wand-Moderek

Il termine falda di Moderek fu coniato da Kober, 1922 per indicare l'unità strutturalmente più alta della zona del Sonnblick. La base della falda di Rote Wand-Moderek è formata da porzioni di basamento (le

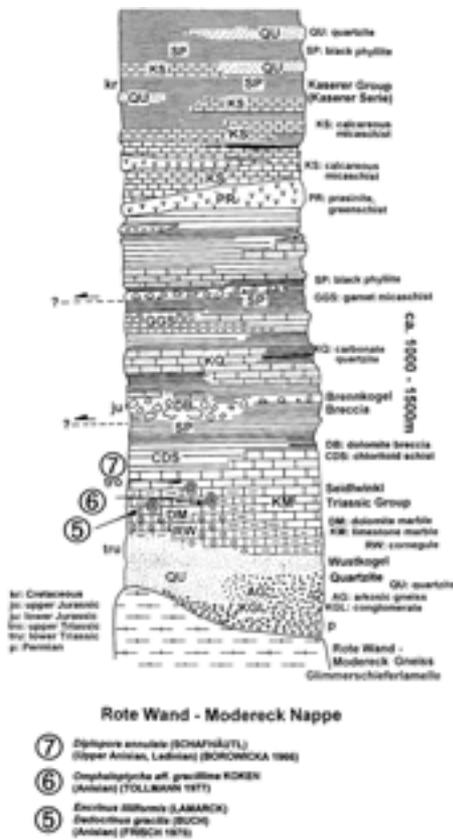


Fig.2.11 Colonna stratigrafica semplificata della falda di Rote Wand-Moderek. Immagine tratta da Kurz et al. (1998a).

così dette *Glimmerschiefer lamella* e *Eisbrugg Lamella*), rispettivamente nella zona centrale e Sud occidentale della finestra, Lammerer *et al.* 1981). Queste porzioni di basamento sono correlate agli gneiss centrali, e si suppone si siano distaccate dal basamento Varisico durante l'orogenesi Alpina e il conseguente impilamento delle falde. La sequenza metasedimentaria (Permiano-Cretaceo Inf.) che caratterizza questa unità è data da: quarziti, marmi calcitici e dolomitici, marmi micacei, micascisti calcarei e subordinati scisti verdi. I metasedimenti Permo-Triassici sono dati da quarziti (le così dette quarziti di “Wustkogel”) e metaconglomerati, ricoperti da marmi calcitici e dolomitici (il così detto gruppo di “Seidlwinkl”), depositi in un ambiente di piattaforma carbonatica. L'età di questi carbonati, determinata grazie al ritrovamento di frammenti di crinoidi, è compresa tra l'Asinico e il Ladinico. I metasedimenti Giurassici differiscono notevolmente da quelli Triassici, e sono caratterizzati da brecce carbonatiche derivanti dal gruppo

di Seidlwinkl, e formati probabilmente lungo scarpate di faglia, intercalate a rocce metapelitiche quali micascisti, micascisti a granato, paragneiss, quarziti carbonatiche e marmi, che nel complesso vengono detti facies di Brennkogel. Localmente si ha la presenza di metabasiti (scisti verdi a granato) talora con relitti di strutture di tipo *pillow-lava*. La sequenza metasedimentaria Giurassica è caratterizzata da un'alternanza di paragneiss, quarziti carbonatiche, micascisti calcarei e micascisti grafitici; tale alternanza è molto simile a quella che contraddistingue la formazione di Kaserer (Unità del Venediger Duplex), e il gruppo di Murtörl (Falda di Storz).

2.3.5 Unità del Glockner

Questa unità è storicamente nota in letteratura come unità dei Calcescisti con Ofioliti o “Obere Schieferhülle”. Il termine unità del Glockner (Staub, 1924) è utilizzato per indicare una sequenza metasedimentaria, di probabile età Cretacica, costituita da frammenti di litosfera oceanica Giurassica (scaglie tettoniche e possibili olistoliti) associati a depositi torbidity Cretacici. La parte basale della falda del Glockner è costituita da metabasiti con affinità MORB e minori serpentiniti. Le rocce ofiolitiche basali sono ricoperte da una sequenza di metachert, quarziti, marmi impuri e scisti carbonatici che costituiscono la così detta “facies del Glockner” dei calcescisti. La parte alta della falda del Glockner è caratterizzata da una sedimentazione più terrigena (filladi carboniose, quarziti carbonatiche, micascisti), in parte simile alle successioni della formazione di Kaserer e Murtörl e alle parti più distali della zona di Matri.

2.3.6 Unità di Matri

L'unità di Matri è situata al margine meridionale della Finestra dei Tauri ed è litologicamente molto eterogenea. È costituita da blocchi di dimensioni anche chilometriche di rocce mafiche-ultramafiche e/o da coperture pelagiche insieme a sedimenti di età Permiana e Giurassica derivati dal margine Austroalpino (Schmidt *et al.* 2004). Alcuni autori interpretano tali blocchi Austroalpini come olistoliti, altri considerano la Matri Zone come un *mélange* tettonico o una zona di embricazione (Winkler e Bernoulli, 1986). La struttura della Matri Zone risulta comunque essere quella di un prisma di accrezione formatosi nel Cretaceo durante la subduzione dell'Oceano Ligure-Piemontese davanti e al di sotto dell'Austroalpino (Handy *et al.* 2010).

2.4 Ulteriori suddivisioni dei terreni metamorfici appartenenti alla “Lower Schieferhülle”

Secondo la rivisitazione delle varie unità da parte di Veselá e Lammerer (2008), e Veselá *et al.* (2011) le coperture metasedimentarie Paleozoico-Mesozoiche vengono interpretate come i resti di originari bacini sedimentari, formati a seguito del collasso della catena Varisica (Fig.2.12). Secondo questa interpretazione, a partire dal Westfaliano, la catena Varisica veniva progressivamente smembrata grazie a alterne fasi transtensive e transpressive in un globale regime di trascorrenza destra. Tale fase tettonica portò alla formazione di bacini vulcano-sedimentari i cui resti sono ben preservati nelle parti marginali dell'attuale catena delle Alpi: bacini del Collio, Orobico e Piattaforma Vulcanica Atesina nelle Alpi Meridionali (Cassinis *et al.* 2007) e nei bacini delle Alpi Svizzero-Francesi e del margine Europeo.

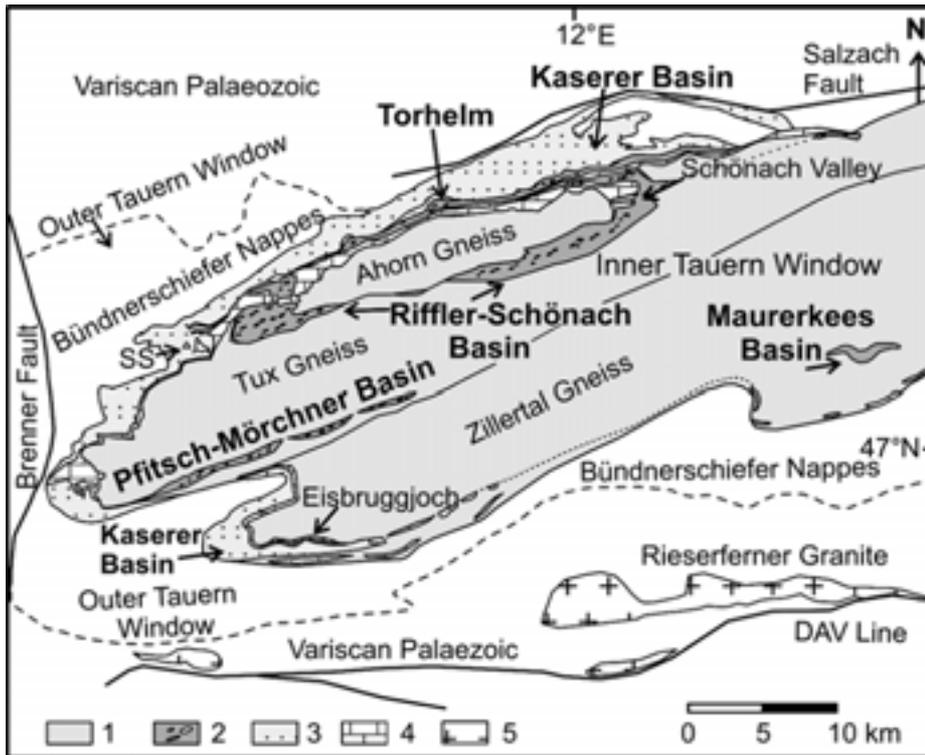


Fig.2.12: Carta geologica schematica della zona occidentale della Finestra dei Tauri con localizzazione dei bacini sedimentari post-Varisici. 1) rocce paleozoiche e granitoidi Varisici. 2) Sedimenti clastici post Varisici (Carbonifero Sup.-Giurassico inf.). 3) Sedimenti Triassici e carbonati. 4) Marmo di Hochstegen (Giurassico). 5) Graniti Alpini (Oligocene). DAV: Faglia Deferegggen-Antholz-Vals. SS: Schöberspitzen. Immagine tratta da Veselá e Lammerer 2008.

I resti di questi bacini, fortemente deformati nel corso dell'orogenesi Alpina, sono preservati in Val di Vizze e nelle adiacenti aree in territorio Austriaco, interamente all'interno della Finestra dei Tauri (bacini di Pfitsch-Mörchner, Maurerkees, Riffle-Schönach, Torhelm e Kaserer). Uno dei migliori esempi di successione sedimentaria post-Varisica è individuabile nel bacino Pfitsch-Mörchner, che si estende dalla Val di Vizze, in direzione nord-est, verso il Mörchensharte, cima Austriaca di 2872m. Secondo Veselá e Lammerer 2008, Fig.2.13, i sedimenti sono qui ripiegati in una stretta sinclinale che immerge verso ovest. Il basamento su cui si sviluppa la sequenza metasedimentaria consiste in rocce metamorfiche paleozoiche che appartengono alla serie del Greiner e risultano "incuneate" tra gli intrusi granitoidi Tux e Zillertal.

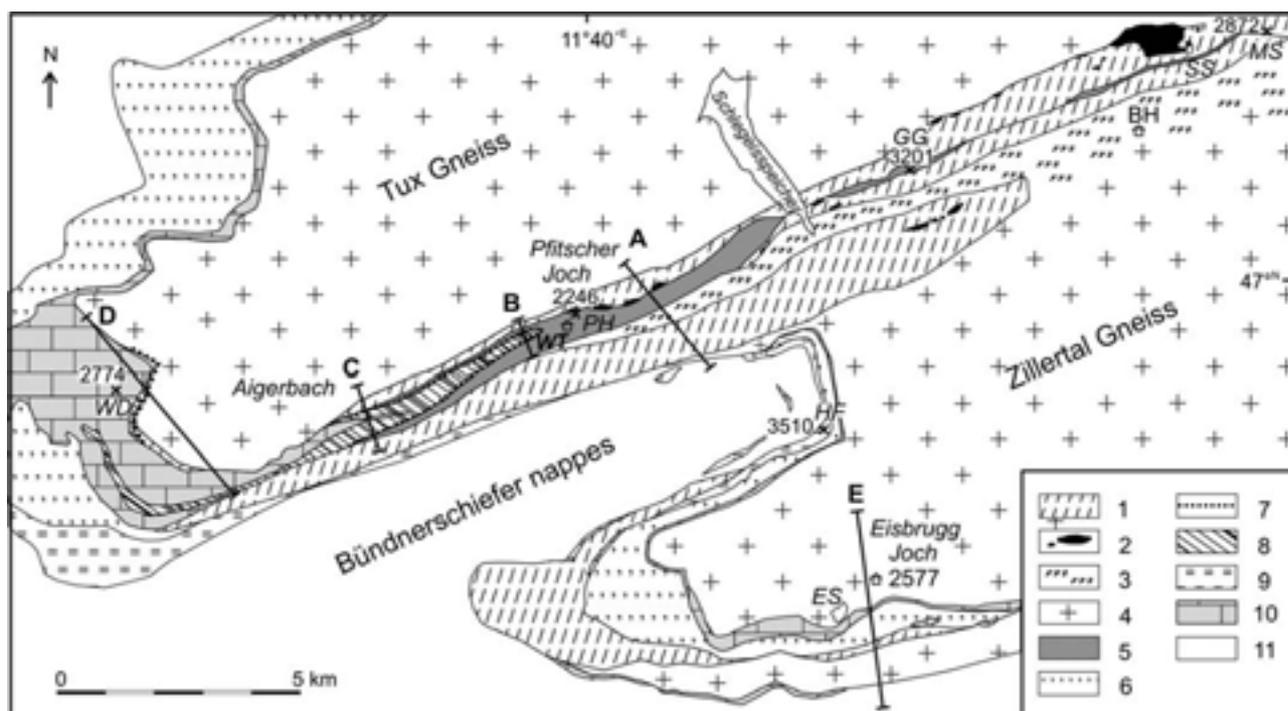


Fig.2.13: Carta geologica della zona sud-ovest della Finestra dei Tauri. 1) basamento pre-Varisico (scisti del Greiner, anfiboliti, garbenschiefer, scisti grafitici, quarziti); 2) serpentiniti; 3) Migmatiti; 4) granitoidi Varisici; 5) formazione di Vizze; 6) metasedimenti di kaserer; 7) formazione di Windtal; 8) formazione di Aigherbach; 9) carbonati alla base del Glockner; 10) marmo di Hochstegen; 11) Glockner; MS – Mörchenscharte, SS – Schwarzsee, BH – Berliner Hütte, GG – Großer Greiner, PH – Pfitscher Joch Haus, WT– Windtal, HF – Hochfeiler, WD – Wolfendorn, ES – Eisbruggsee. Immagine tratta da Veselá e Lammerer (2008).

Al di sopra della serie del Greiner (interpretato in questo caso come basamento pre-Varisico), si ha la successione metasedimentaria della così detta formazione di Vizze, o complesso di Vizze (Baggio *et al.* 1969), costituita da una sequenza di metaconglomerati, metarioliti, scisti ad ankerite-epidoto. Queste litologie sono probabilmente riconducibili a un ambiente di sedimentazione tipo *braided* e meandriforme. Quasi tutte queste rocce hanno subito ricristallizzazione metamorfica e deformazione duttile con progressiva milonizzazione; nonostante questo, strutture sedimentarie sono ancora riconoscibili in alcune zone. Le successioni clastiche della Formazione di Vizze e della soprastante Formazione Windtal sono poi coperte da sedimenti di origine marina via via più carbonatica di età Triassica- Giurassica che testimoniano una progressiva ingressione marina nel bacino (Formazione Aigherbach e Formazione Hochstegen).

Il basamento pre-Varisico e la serie del Greiner sono, tra tutte le unità, quelle la cui estensione e attribuzione è sono più controversa:

Basamento pre-Varisico: Secondo la letteratura tradizionale il basamento è definito secondo due modalità, “*Altes Dach*” (Frasl, 1958), ovvero quelle porzioni di basamento che presenta contatti intrusivi chiari e ben definiti con gli gneiss centrali (Tux-Zillertal); “*Altkristallin*” termine che invece indica il basamento in generale (Pestal *et al.* 2009). Secondo Veselá e Lammerer, 2008 (Fig.2.14), le rocce del basamento comprendono le formazioni di Habac (Frasl, 1958), una sequenza di ofiolitica costituita rocca mafiche e ultramafiche e che affiora nella zona centrale della finestra; formazione di Stubach (Frisch e Neubauer 1989, Vavra e Frisch 1989), costituita da anfiboliti, migmatiti, ortogneiss, micascisti e localmente serpentiniti; formazione di Storz (Exner, 1980), affiorante nella zona orientale della finestra è costituita da gneiss albitici, anfiboliti, metagabbri, gneiss ad albite-epidoto-clorite e scisti a clorite-albite; formazione del Greiner (Lammerer *et al.* 1976), costituita da alternanze di scisti filladici a grafite, scisti filladici a granato, quarziti e più rari livelli di marmi scuri e calcescisti; la così detta “Old Gneiss Series” (Schmidegg, 1961) costituita da anfiboliti, gneiss biotitici e micascisti di età pre-Cambriana-Ordoviciano. Queste varie unità sono interpretate nel complesso come terreni pre-Varisici formati in un contesto di arco vulcanico, lungo il margine di Gondwana (Frank *et al.* 1987; Reitz e Höll, 1988; Neubauer *et al.* 1989; Vavra e Frisch 1989).

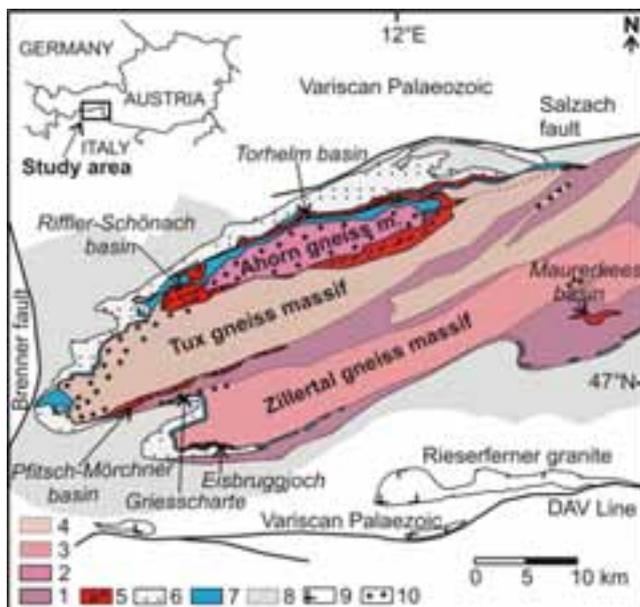


Fig.2.14: Carta geologica schematica della zona occidentale della Finestra dei Tauri. 1) basamento (Altkristallin e serie del Greiner), 2) Ahorn, 3) Zillertal, 4) Tux, 5) sedimenti post-Varisici, 6) sedimenti del bacino di Kaserer, 7) marmo di Hochstegen, 8) Glockner, 9) graniti ologocenici Alpini, 10) granitici porfirici ricchi in biotite. DAV = faglia Deferegggen-Antholz-Vals. Immagine tratta da Veselá e Lammerer (2008).

Unità del Greiner:

La posizione strutturale dell'unità del Greiner, a letto dell'unità di Vizze, ha portato diversi autori ad attribuirle un'età Carbonifera. Tuttavia, come si evince dalla letteratura esistente, l'unità del Greiner viene definita in diversi modi, Schiavo *et al.* (2015) considerano l'unità del Greiner come equivalente di un'unità, chiamata "*Pfischer Pass-Hochfeiler unit*", che comprende non solo gli scisti del Greiner s.s. (chiamati anche "*Furtschaglschiefer*" nella letteratura di lingua tedesca), ma anche la parte metaconglomeratica e metapelitica (metaconglomerati, metariolite, scisti a epidoto e quarziti a cianite) dell'unità di Vizze, nonché i marmi e i *garbenschiefer* (scisti con covoni di anfibolo) della zona del Gran Pilastro (Hochfeiler), le serpentiniti del passo di Vizze e le anfiboliti/metagabbri dell'area del lago Silvella. Nell'interpretazione fornita da Veselá e Lammerer (2008) l'unità del Greiner comprende gli scisti del Greiner s.s., le serpentiniti, i marmi e *garbenschiefer* del Gran Pilastro e le anfiboliti e le migmatiti che affiorano ad est del Passo di Vizze. Secondo Veselá e Lammerer (2008), l'età dell'unità del Greiner è da attribuire al Devoniano Sup.-Carbonifero Inf; questa età è stata attribuita sulla base di alcune datazioni su zirconi Kebede *et al.* (2005) provenienti dagli scisti grafitici della formazione di Habac (zona centrale della finestra), e probabilmente correlabili agli scisti del Greiner.

3. Le unità tettono-stratigrafiche della Finestra dei Tauri occidentale

L'alta Val di Vizze si colloca in corrispondenza del margine occidentale della Finestra dei Tauri, e il suo assetto strutturale (Fig.3.1) è dominato dalla presenza di due antiformi che si sviluppano su scala regionale. In corrispondenza del versante idrografico destro si colloca la struttura antiforme nord, al cui nucleo affiorano gli ortogneiss dell'unità del Tux. All'interno del versante idrografico sinistro si colloca il fianco nord della struttura antiforme sud, al cui nucleo affiorano gli ortogneiss dello Zillertal. Nell'area oggetto di studio affiorano sia le unità di copertura del Glockner, che costituiscono l'involucro esterno di tale struttura, sia le unità sub-pennidiche dello Zillertal che ne costituiscono il nucleo. Tra le due antiformi si colloca, con andamento est-ovest, la cosiddetta "sinclinale" di Vizze o del Greiner, costituita dalle unità di copertura degli gneiss delle unità del Greiner, di Vizze, del Wolfendorn e di Modereck, e dai calcescisti con metabasiti della falda del Glockner.

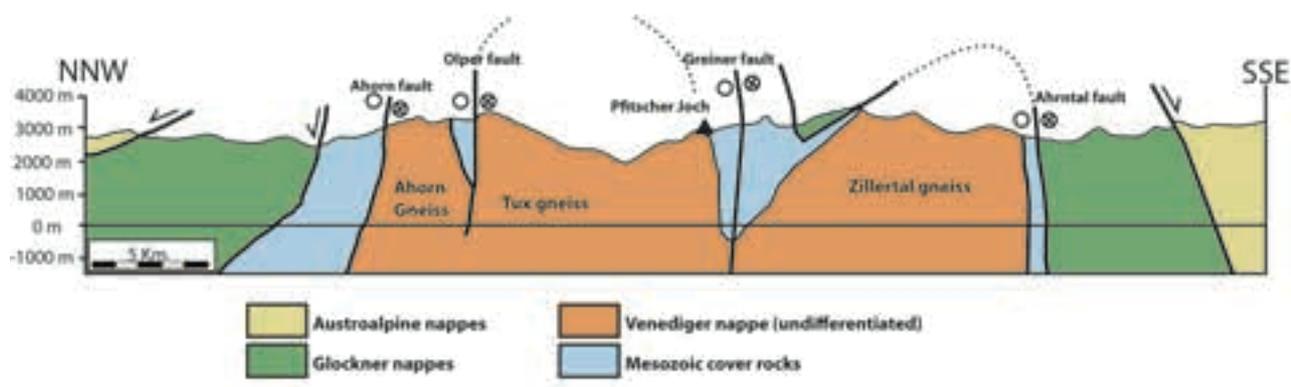


Fig.3.1: Profilo NNW-SSE della zona occidentale della finestra dei Tauri, passante per la Val di Vizze.

Modificato da Lammerer e Weger (1998).

Tra le unità derivate dal margine Europeo distale (falde sub-pennidiche), si riconoscono le coperture sedimentarie post-Varisiche, Permo-Carbonifere e Mesozoiche che ricoprono lo Zentralgneiss e che costituiscono le falde superiori del Venediger Duplex. Esse rappresentano piccoli resti della copertura sedimentaria Paleozoica-Mesozoica sopravvissuta all'*uplift* post-Varisico, alla compressione Alpina e all'erosione. Queste sequenze sono costituite da metasedimenti clastici e carbonatici, suddivisi in numerose unità, che classicamente sono note con il termine di Lower Schieferhülle (De Vecchi e Baggio, 1982).

3.1 Unità tettono-stratigrafiche dell'area di studio

Di seguito verranno descritte le unità litologiche, definite a livello CARG, affioranti in Val di Vizze e nella zona della valle di Sottomonte (Untenberg). L'attribuzione delle singole litologie alle unità tettoniche presenti nell'area è stata eseguita integrando le informazioni bibliografiche con le osservazioni di terreno. L'area oggetto di studio, compresa nel bacino di Pfitsch-Mörchner, si caratterizza per la presenza di litologie appartenenti al dominio Pennidico e Sub-pennidico.

3.1.1 Unità del Glockner

Questa unità, storicamente nota in letteratura come “Obere Schieferhülle” o unità dei Calcescisti con Ofioliti è costituita principalmente da calcescisti e scisti carbonatici, con minori intercalazioni di marmi, anfiboliti, quarziti e serpentiniti.



Fig.3.2: Alternanza di marmi (massivi e di colore bianco) a livelli ricchi in fillosilicati. Strada per il Passo di Vizze.

Calcescisti: I calcescisti sono la litologia predominante dell'unità del Glockner. Sul terreno i calcescisti si presentano con colorazione da grigio-azzurro a marrone-ocra (là dove si ha maggior presenza di componente carbonatica).

Tessitualmente (Fig.3.2) sono caratterizzati dall'alternanza di sottili bande di composizione carbonatica e bande a composizione silicatica, definendo così un layering composizionale sub-millimetrico. Sono inoltre caratterizzati da una foliazione pervasiva data dall'isorientazione dei fillosilicati (mica chiara, biotite e clorite). Nella

parte strutturalmente più bassa dell'unità, è frequente è la presenza di livelli di marmi dal tipico colore grigio-bianco-bluastrò, talora con tessitura massiva. Tali livelli si possono osservare lungo la strada di fondovalle della Val di Vizze. la paragenesi mineralogica tipica è costituita da: calcite + quarzo + mica bianca + albite + clorite + epidoti + biotite.

Sono state analizzate otto sezioni sottili di calcescisti proveniente da varie zona dell'unità del Glockner (Fig.3.3).

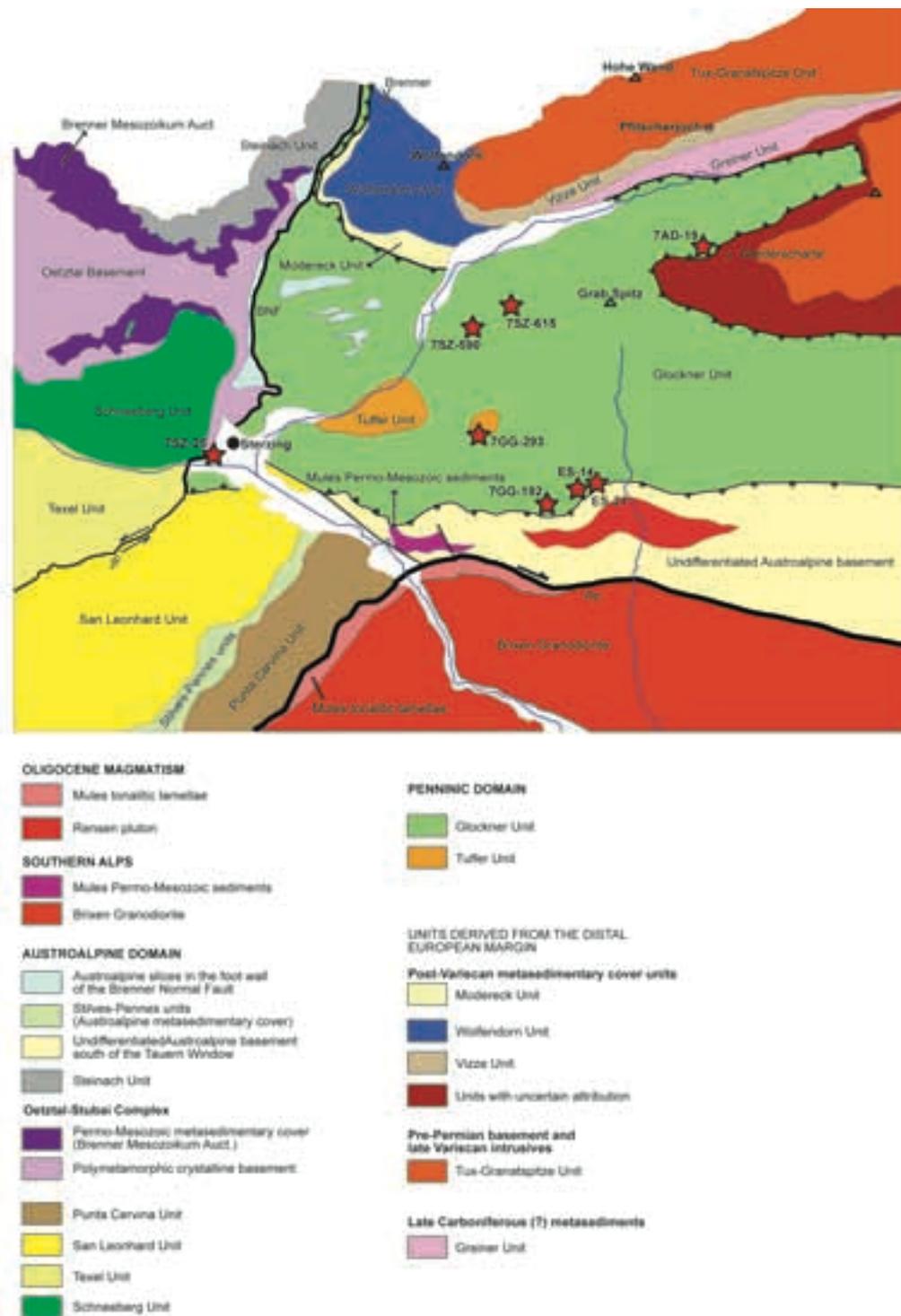


Fig.3.3 Schema strutturale del CARG “FOGLIO N° 007 – VIPITENO (STERZING)”. Le stelle rosse indicano i campioni di calcescisti di cui sono state analizzate le sezioni sottili.

Nel complesso i calcescisti, sono rocce da molto scistose a mediamente scistose, in cui la scistosità principale (S2) è data fundamentalmente dall'isorientazione della mica bianca e del carbonato (Fig.3.5-9). La paragenesi fondamentale (vedi tabella 3.1) è costituita da calcite (spesso > 60%), quarzo, mica chiara, feldspato (Fig.3.4), epidoti ed opachi. In alcuni casi si ha la presenza di biotite (sempre subordinata alla mica chiara) e grafite. I limiti tra cristalli di carbonato sono generalmente da interlobati, a mosaico (con sviluppo di giunti tripli) mentre quelli del quarzo sono quasi sempre interlobati. La deformazione intracristallina caratterizza soprattutto quarzo, mica chiara e raramente anche il carbonato. Dalle analisi effettuate tramite microsonda elettronica, in due campioni (7SZ-615 e ES-14) è stata riscontrata la presenza di dolomite, sotto forma di essoluzioni all'interno della calcite (Vedi capitolo 5.7.1).



Fig.3.4: Porfiroclasto di plagioclasio circondato da una matrice costituita da cristalli di calcite, quarzo e mica chiara. Campione 7GB-192. Immagine NX.

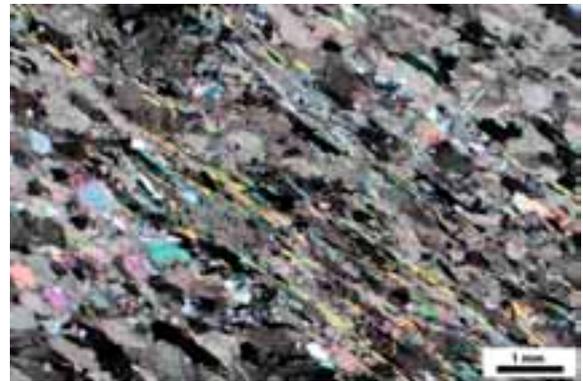


Fig.3.5: Foliiazione S2 data da mica bianca e carbonato nel campione 7GB-293. Immagine NX.



Fig.3.6: Foliiazione S2 grossolana data da quarzo, mica bianca e carbonato. Campione ES-21. Immagine NX.



Fig.3.7: Foliiazione S2 grossolana data dalla disposizione subparallela di livelli ricchi in quarzo e carbonato. Campione 7SZ-590. Immagine NX.



Fig.3.8: Foliation S2 data dalla disposizione subparallela di livelli ricchi in grafite e livelli ricchi in carbonato. Campione 7SZ-615. Immagine N//.



Fig.3.9: Arco poligonale costituito da mica bianca. Campione ES-14. Immagine NX.

Campioni	Calcite	Dolomite	Quarzo	Mica chiara	Plagioclasti	Biotite	Epidoto	Grafite	Opachi	S1	S2
708-282	✓		✓	✓	✓	✓			✓	—	cc+wt+qtz
708-293	✓			✓	✓		✓		✓	—	cc+wt
712-20	✓		✓	✓	✓				✓	—	cc+wt
712-390	✓		✓	✓	✓	✓			✓	—	cc
712-611	✓	✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓	—	cc+wt+gr
ES-14	✓	✓	✓	✓	✓		✓		✓	—	wt
ES-21	✓		✓	✓					✓	—	wt
740-19	✓		✓	✓			✓		✓	—	wt+cc

wt = Mica bianca; cc = Calcite; qtz = Quarzo; gr = Grafite

Tabella 3.1: Tabella riassuntiva della mineralogia dei campioni di calcescisti analizzati.

Scisti carbonatici: In questa unità litologica ricadono tutte le facies dei calcescisti intermedie tra calcescisti s.s e scisti filladici. Queste rocce sono, a differenza dei calcescisti, caratterizzate da una



Fig.3.10: Scisti carbonatici con abbondanti livelli e lenti di quarzo, versante N della Cima di Novale (2940 m). Foto di Stefano Zanchetta.

particolare abbondanza della frazione silicatica (stimata > 50%), presenza pervasiva di lenti e livelli di quarzo di dimensioni centimetriche o decimetriche e tessitura tipicamente scistosa. Sul terreno gli scisti carbonatici si presentano con color grigio, da chiaro a scuro-plumbeo, con sfumature giallastre nelle facies passanti ai calcescisti o verdi dove è più abbondante la clorite. La tessitura è tipicamente scistosa con la foliazione principale pervasiva a scala millimetrica e individuata dall'orientazione di forma preferenziale di mica chiara, subordinata

clorite e rara biotite. Caratteristica è la presenza di lenti e noduli di quarzo con dimensioni pluricentriche che mettono in evidenza le strutture plicative (Fig.3.10). Anche dove l'aspetto filladico prevale, si evidenzia sempre una reazione da debole a vivace all'HCl, a testimonianza della presenza di una componente calcitica. La mineralogia, così come definibile sul campione a mano, è data da: mica chiara, quarzo, clorite, calcite, epidoto, biotite, ossidi e carbonati vari (siderite, ankerite).

Sono state analizzate 2 sezioni sottili di scisti carbonatici campionati dai rilevatori del progetto CARG (Fig.3.11).

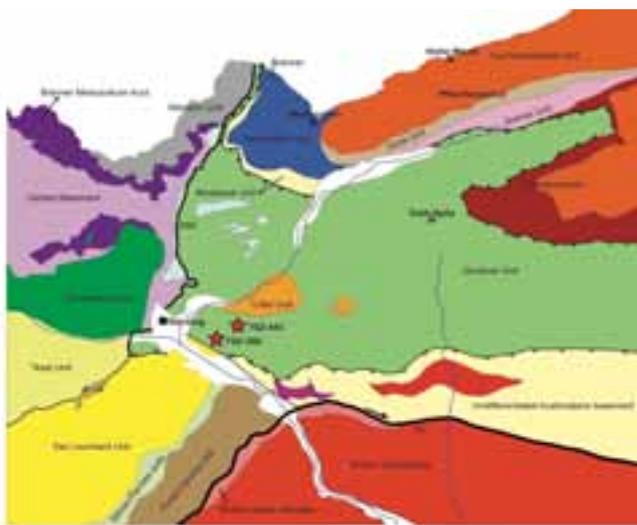


Fig.3.11: Schema strutturale del CARG "FOGLIO N° 007 – VIPITENO (STERZING)". Le stelle rosse indicano i campioni di scisti carbonatici di cui sono state analizzate le sezioni sottili. Per la legenda vedere Fig.3.3.

A differenza dei calcescisti s.s, negli scisti carbonatici la componente quarzosa e fillosilicatica aumenta notevolmente. La mineralogia (Tabella 3.2) che contraddistingue gli scisti carbonatici è costituita da quarzo, mica bianca (talvolta associata a biotite) e carbonato. La scistosità principale (S2) della roccia è data fondamentalmente dall'isorientazione della mica bianca e delle porzioni ricche in quarzo. In uno dei due campioni è stata osservata anche una scistosità S3 (data da mica chiara e biotite) disposta ad alto angolo rispetto alla S2 (Fig.3.12).



Fig.3.12: Foliiazione S2 (disposta EW) tagliata da una foliazione S3 disposta da alto angolo. Campione 7SZ-395. Immagine N//.



Fig.3.13: Foliiazione S2 data da calcite e quarzo. Campione 7SZ-443. Immagine N//.

Campioni	Calcite	Quarzo	Mica chiara	Plagioclasti	Biotite	Epidoti	Opachi	S1	S2	S3
7SZ-395	✓	✓	✓		✓	✓	✓	—	wm	wm+bt
7SZ-443	✓	✓	✓			✓	✓	—	wm	—

wm = Mica bianca; bt = Biotite

Tabella 3.2: Tabella riassuntiva della mineralogia degli scisti carbonatici analizzati.

Scisti filladici: Gli scisti filladici presentano colore grigio, da argenteo a plumbeo, e aspetto tipicamente sericeo. Essi affiorano in singoli livelli con uno spessore che raramente eccede e i 50 metri. Essi si ritrovano all'interno dei calcescisti o più frequentemente associati a calcescisti a mica bianca e scisti a clorite e biotite in prossimità dei contatti con le anfiboliti dell'unità del Glockner e i paragneiss dell'unità dello Zillertal. Gli scisti filladici presentano una marcata scistosità e la mineralogia è costituita da mica chiara, quarzo, clorite, e più rara biotite (spesso osservata crescere in modo statico sulla foliazione principale), pirite, opachi, abbondante materiale carbonioso e granato.

Sono state analizzate sei sezioni sottili di scisti filladici campionati dai rilevatori del progetto CARG (Fig.3.14).

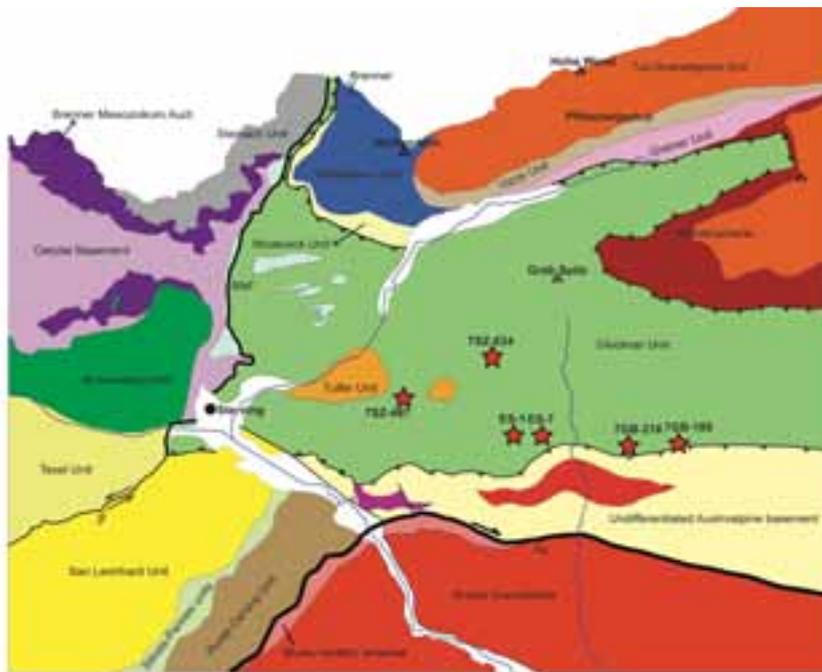


Fig.3.14: Schema strutturale del CARG “FOGLIO N° 007 – VIPITENO (STERZING)”. Le stelle rosse indicano i campioni di scisti filladici di cui sono state analizzate le sezioni sottili. Per la legenda vedere Fig.3.3.

Nel complesso gli scisti filladici sono rocce scistose costituite da una mineralogia (Tabella 3.3) data da mica chiara, quarzo, granato, biotite, albite, epidoti, carbonato ed opachi. Mica chiara e biotite (assieme al quarzo) definiscono una scistosità principale S2 sempre ben sviluppata. Si hanno comunemente relitti di una scistosità S1 riscontrabile all’interno di microlithons (Fig.3.15) e all’interno di minerali quali granati e albiti (Fig.3.17-18). La scistosità S1 è sempre ad alto angolo con la S2. Nei microlithons la S1 è costituita prevalentemente da mica chiara e clorite mentre all’interno dei granati spesso è evidenziata anche da opachi e quarzo. In tutti i campioni analizzati, i cristalli di granato, con l’eccezione di alcuni cristalli che presentano una foliazione interna S1, risultano avere un rapporto di sin-cinematicità con la fase deformativa che ha generato la foliazione principale (S2) della roccia. In un caso (7SZ-634) è stata osservata anche la presenza di una fase di crescita statica, durante la quale si è avuto lo sviluppo di biotite (Fig.3.16).

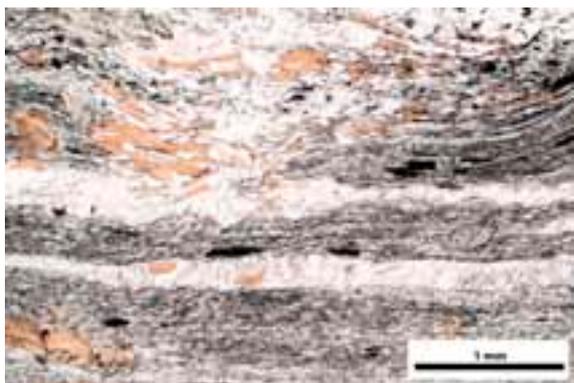


Fig.3.15: Due microlithons con all'interna una foliazione S1 ad alto angolo con la foliazione principale della roccia. Campione 7SZ-634. Immagine N//.

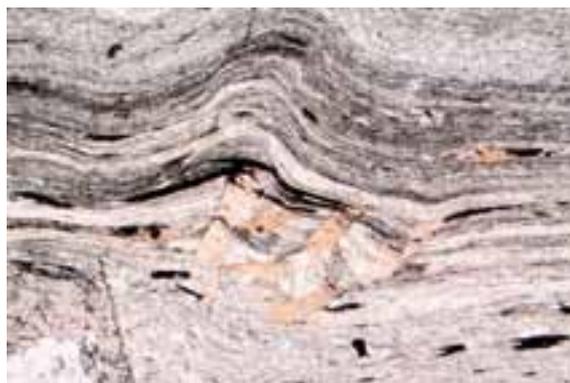


Fig.3.16: Cristalli post-tettonici di biotite. Campione 7SZ-634. Immagine N//.



Fig.3.17: Cristalli di granato con foliazione interna S1 ad alto angolo con la foliazione principale della roccia. Campione 7GB-185. Immagine N//.

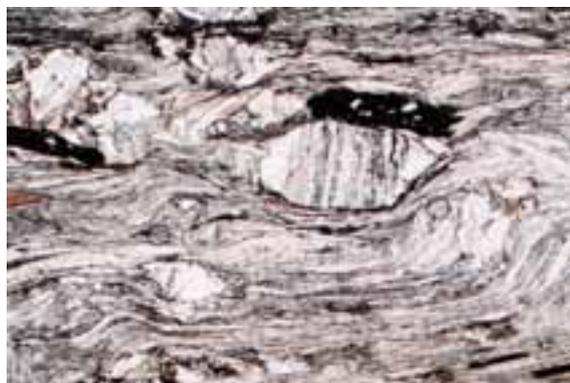


Fig.3.18: Cristalli di albite con foliazione interna S1 ad alto angolo con la foliazione principale della roccia. Campione 7GB-185. Immagine N//.

Campioni	Mica chiara	Quarzo	Granate	Plagioclasti	Biotite	Epidot	Calcite	Opachi	Clorite	S1	S2
7SZ-487	✓	✓	✓		✓		✓	✓		—	wm+bt
7SZ-634	✓	✓	✓		✓		✓	✓		wm	wm+bt
ES-1	✓	✓	✓	✓		✓				wm+chl	qtz+wm
ES-7	✓		✓			✓		✓	✓	wm	wm+chl+bt
7GB-185	✓	✓	✓	✓	✓			✓		wm	wm+chl+bt
7GB-218	✓	✓	✓		✓			✓	✓	wm	qtz+wm+bt

wm = Mica bianca; chl = Clorite; bt = Biotite; qtz = Quarzo

Tabella 3.3: Tabella riassuntiva della mineralogia degli scisti filladici analizzati.

Anfiboliti: Rappresentano, dopo i calcescisti, il litotipo più abbondante dell'unità del Glockner. Esse generalmente presentano colore verde e grana da media a fine. Sulla base della loro mineralogia e dei caratteri tessiturali ne sono state distinte quattro facies:

- *Anfiboliti a quarzo e plagioclasio*: Sono il litotipo dominante e affiorano con continuità dalla Cima Dodici all'Alpe di Sottomonte. Tali anfiboliti presentano un debole layering composizionale individuato da livelli costituiti prevalentemente da anfibolo e in minor parte da biotite e livelli arricchiti in quarzo e plagioclasio.

- *Anfiboliti a epidoto e carbonati*: Affiorano in corrispondenza di Cima Riva e Cima Grava. Presentano foliazione gneissica individuata dall'alternanza di livelli sub-centimetrici a anfibolo, quarzo e plagioclasio e livelli ricchi in epidoto (Fig.3.19) dal caratteristico verde pistacchio di spessore variabile (da pochi millimetri al centimetro). Talvolta è possibile osservare carbonati di colore rosa concentrati in livelli con spesso di circa 3-4 mm e che presentano una debole reazione all'HCl.

- *Anfiboliti a lawsonite*: Sono associate alle anfiboliti a quarzo e plagioclasio, affiorano per circa 1 km² in corrispondenza del Monte Plezzo e dell'Alpe di Sottomonte. Alla scala del campione a mano è possibile osservare la presenza di porfiroblasti centimetrici (Fig.3.20), con forme a losanga e di colore chiaro (cristalli di lawsonite completamente retrocessi), Selverstone, 1985.

- *Anfiboliti a carbonati*: Rappresentano il litotipo meno abbondante e affiorano con spessori limitati nel settore occidentale del Giovo di Transacqua (Alpe Vida), a Nord della Cima Grava, e più in generale in prossimità dei contatti con i calcescisti. Presentano colore verde - bruno a causa della presenza, oltre che di calcite, di carbonati di colore rosa che non reagiscono all'HCl (ankerite/siderite).

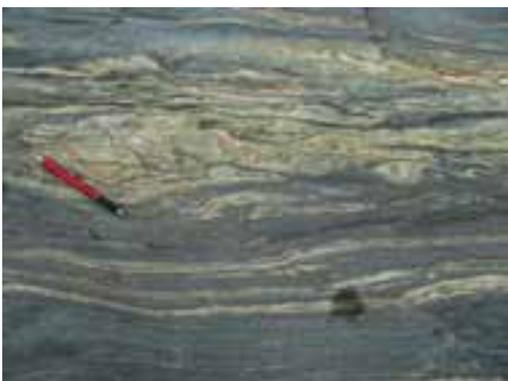


Fig.3.19: Livelli di epidoto e carbonati nelle anfiboliti della Cima Grava. Foto di Stefano Zanchetta.



Fig.3.20: Anfiboliti piegate affioranti nella zona di Sottomonte. Notare le pseudomorfosi su cristalli di Lawsonite (tondeggianti).



Fig.3.22: Pseudomorfo di lawsonite costituito da un aggregato a grana fine di da quarzo, feldspato, clorite, biotite e carbonato. Campione 7AD-16. Immagine a N//.



Fig.3.23: Cristalli di clorite (verde pallido), epidoto e carbonato. Campione 7GB-184. Immagine a N//.



Fig.3.24: Cristalli di anfibolo (verde) quarzo e plagioclasio (incolori). Campione 7SZ-682. Immagine a N//.



Fig.3.25: Cristallo zonato di epidoto, bordato da anfibolo verde. Campione 7SZ-524. Immagine a N//.

Campioni	Anfibolo	Quarzo	Plagioclasio	Biotite	Clorite	Calcite	Epidoti	Opachi	Lawsonite
7AD-16	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
7GB-184	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
7GB-200	✓	✓	✓		✓		✓	✓	
7SZ-524	✓		✓	✓		✓	✓	✓	
7SZ-580	✓	✓					✓	✓	
7SZ-682	✓	✓					✓	✓	

Tabella 3.4: Tabella riassuntiva della mineralogia delle anfiboliti analizzate.

Quarziti sericitiche e scisti cloritici a granato (Quarzite di Stein Auct.): In località Stein, all’inizio della Val di Vizze, affiorano livelli di quarziti bianche, intercalati a scisti biotitico-cloritici a granato. La quarzite ha una grana omogenea, con tessitura da foliata a milonitica. Caratteristica principale è la presenza di mica bianca sericitica e subordinata clorite che danno alla roccia un tipico aspetto sericeo. In taluni livelli sono stati riconosciuti anche porfiroblasti sub-idiomorfi di granato dal colore rosso vivo. I livelli di quarzite sono fittamente intercalati a livelli di scisti biotitico-cloritici con diffusi porfiroblasti di granato aventi dimensioni sino a 2 cm e abito sub idiomorfo. Dalle osservazioni tramite microscopio ottico è stata individuata anche la presenza di cristalli di cloritoide. Nell’interpretazione classica (Lammerer *et al.* 1988) le quarziti e gli scisti di Stein sono interpretati come gli originali sedimenti terrigeni di età Triassica che costituiscono la base della successione dei calcescisti dell’unità del Glockner. I contatti fra le quarziti e i calcescisti e fra le quarziti e i sottostanti “Scisti del Greiner” non sono tuttavia stati osservati sul terreno. L’attribuzione di queste litologie a una o all’altra unità tettonica rimane pertanto da verificare.

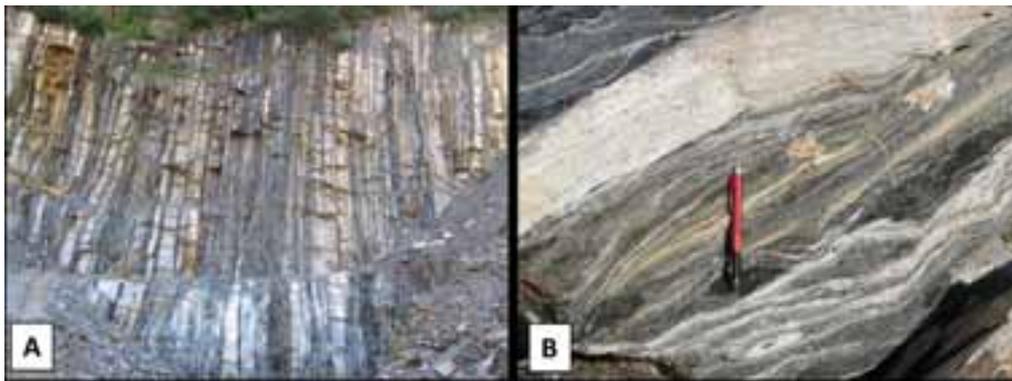


Fig.3.26 A) Alternanze di quarziti bianche e scisti a granato alla cava di Stein. B) Dettaglio dei due litotipi. Foto di Stefano Zanchetta.

Di questa litologia è stata analizzata una sezione sottile (Fig.3.27).

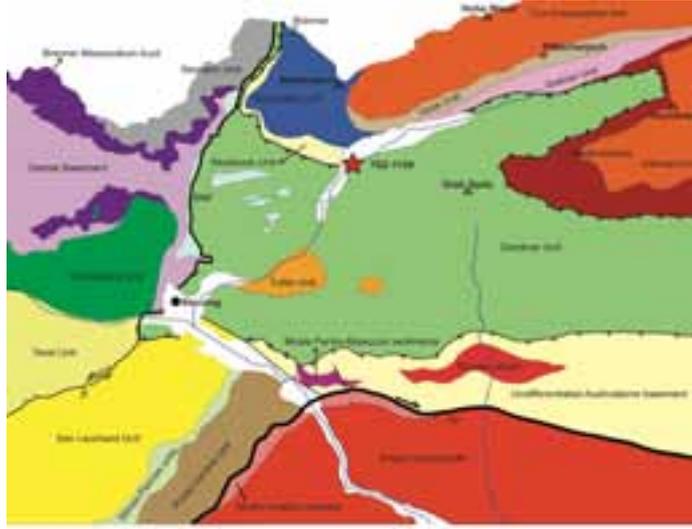


Fig.3.27: Schema strutturale del CARG "FOGLIO N° 007 – VIPITENO (STERZING)". La stella rossa indica il campione di scisto cloritico a granato di cui è stata analizzata la sezione sottile. Per la legenda vedere Fig.3.3.

Gli scisti cloritici a granato, sono rocce a grana grossa, molto scistose, costituite da clorite, granato, cloritoide, quarzo, epidoto ed opachi. La foliazione è data dall'isorientazione della clorite, che costituisce la maggior parte della roccia. I cristalli di granato hanno morfologia decisamente anedrale, sono avvolti dalla clorite e risultano ricchi in inclusioni di quarzo (Fig.3.28), cloritoide (Fig.3.29) ed opachi. Le inclusioni all'interno dei granati definiscono una foliazione interna concorde con quella esterna.



Fig.3.28: Cristallo di granato con foliazione interna e avvolto da clorite e bande di quarzo. Campione 7SZ-1139. Immagine a N//.

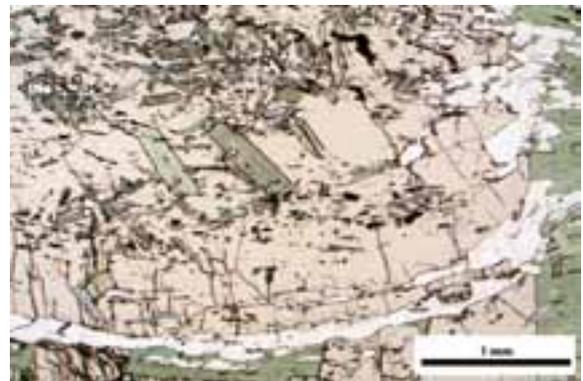


Fig.3.29: Cristallo di granato con inclusioni di cloritoide. Campione 7SZ-1139. Immagine a N//.

Meta-ultramafiti: Nella valle di Bargone (Fig.3.30), all'interno dei calcescisti della falda del Glockner, affiora un corpo di rocce ultramafiche metasomatizzate, costituito da serpentiniti, serpentinoscisti, talcoscisti. Una caratteristica molto peculiare del corpo ultramafico di Bargone, è la presenza di numerose bande e porzioni rodingitiche, costituite da una paragenesi data da: granato, vesuviana, clinopirosseno, clorite, ilmenite, magnetite, perovskite, calcite, dolomite, titan-clinohumite.

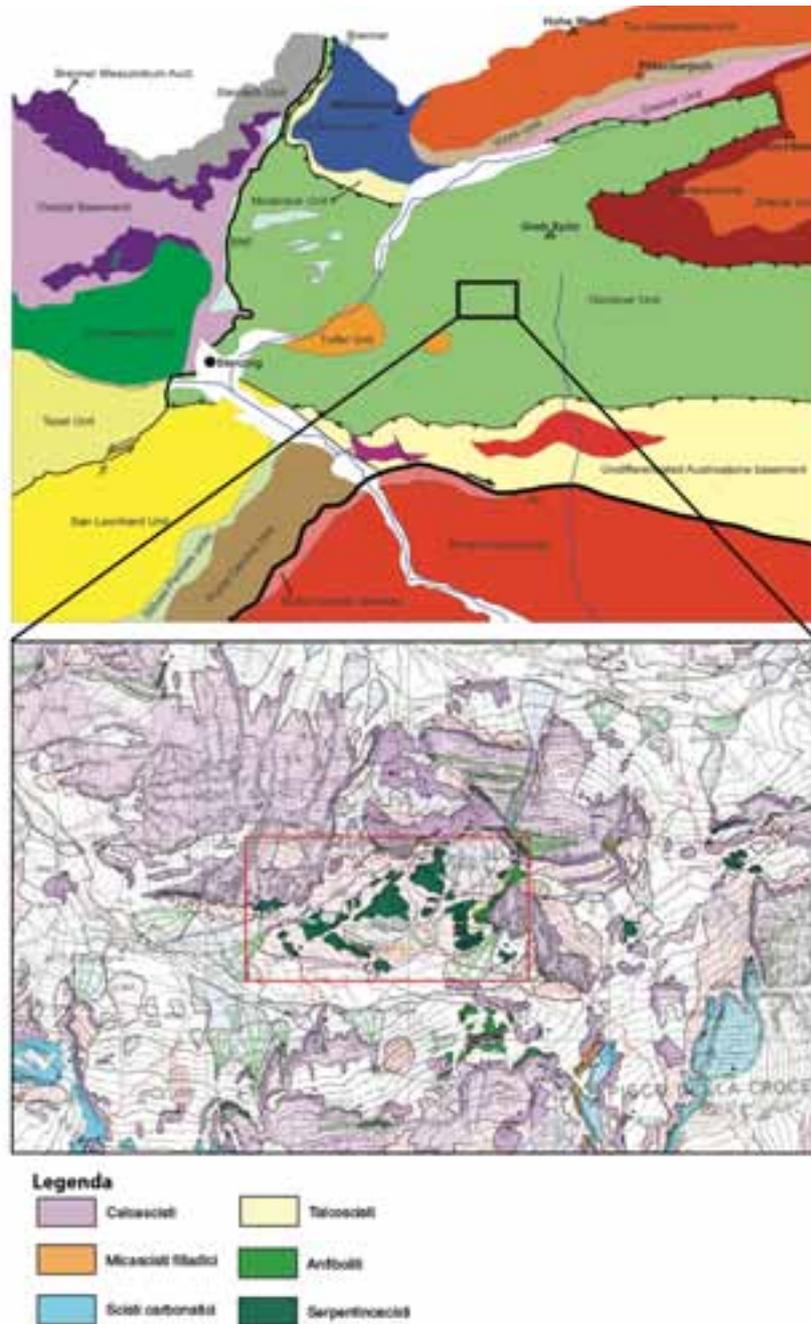


Fig.3.30: estratto della carta geologica della zona di Bargone, realizzata da Stefano Zanchetta durante il rilevamento del progetto CARG, “FOGLIO N° 007 – VIPITENO (STERZING)”. Il box rosso indica l'affioramento di Bargone.

Le rocce ultramafiche (comprese interamente all'interno del complesso dei calcescisti) formano un affioramento che si estende dal rifugio Vipiteno a nord-ovest, fino al Monte di Bargone (2581m) a nord-est. Le serpentiniti, molto deformate, hanno un colore verde intenso; sono costituite quasi interamente da serpentino, in cui si riconoscono talvolta relitti di pirosseno e olivina. Spesso, lungo le fratture o lungo superfici di taglio, presentano una forte alterazione metasomatica e in queste zone sfumano gradualmente a rocce composte da talco e talco + dolomite (Fig.3.32, Fig.33). All'interno delle serpentiniti si hanno spesso livelli, molto deformati, di rocce rodingitiche (Fig.3.35, Fig.36) con colorazione molto variabile: le porzioni verdi sono ricche in vesuviana + epidoto + clorite, le porzioni rosso-marrone sono ricche in granato (andradite-grossularia), le porzioni verde pallido-bianco sono ricche in diopside mentre quelle nere sono ricche in magnetite-ilmenite. All'interno delle serpentiniti si hanno spesso delle tessiture coronitiche che coinvolgono le fasi di Ti- e Zr-. Tali strutture sono caratterizzate da un nucleo di ilmenite + magnetite, circondato da un bordo di perovskite, a sua volta circondato da un bordo di titanite. La sequenza Ilmenite → perovskite → titanite testimonia un percorso retrogrado del metamorfismo.



Fig.3.31: Affioramento di metabasiti, Bargone.



Fig.3.32: Serpentinite (a sinistra) che passa gradualmente (verso sinistra) ad una roccia a talco e dolomite (marrone).



Fig.3.33: Particolare di una porzione costituita da talco e dolomite (marrone). Si notano inoltre delle fratture secondarie lungo le quali si ha una seconda generazione di dolomite.



Fig.3.34: Frattura, all'interno delle serpentiniti, con forte metasomatismo lungo i bordi.



Fig.3.35: Livelli rodingitici deformati, all'interno delle serpentiniti. Marrone-verde = porzione ricca in granato e vesuviana, bianco = porzione ricca in diopside.



Fig.3.36: Livelli rodingitici marroni (granato) e verdi (vesuviana + epidoto + clorite) all'interno delle serpentiniti.

Non si ha in letteratura nessuna informazione inerente la petrogenesi o la termobarometria delle rocce di Bargone; esiste un unico lavoro di tesi (Hiden e Tropper, 2010), nel quale vengono presentati i primi risultati di analisi mineralogiche e stime termobarometriche e in sintesi, gli autori affermano che le rocce ultramafiche di Bargone sono state sottoposte ad un metasomatismo pre-Alpino ad opera di fluidi ricchi in Ca, probabilmente contemporaneo alla serpentinnizzazione delle rocce ultramafiche. Successivamente l'interno complesso è stato sottoposto a pressioni dell'ordine di 0.6-0.8 GPa e temperature di circa 550-600°C durante l'orogenesi Alpina.

3.1.2 Il sondaggio BBT Vi-B-12/11

Nell'ambito del programma d'indagine per la realizzazione della galleria di base del Brennero (BBT), sono stati realizzati numerosi sondaggi, con lo scopo di caratterizzare nel dettaglio la geologia dell'area lungo cui passerà la galleria. È stato possibile visionare e campionare uno di questi sondaggi. Il sondaggio in questione è stato eseguito nella Val di Vizze, nel comune di Prati (Wiesen), ubicato ad una quota di circa 2200 m s.l.m. Si tratta di un sondaggio a carotaggio continuo verticale, eseguito fino alla profondità di 1.430 m con un programma di prove in foro. Nell'area oggetto del sondaggio, la falda del Glockner è costituita prevalentemente dal complesso dei calcescisti. Questa unità, è in generale, un'unità eterogenea, che riunisce varie litologie in ripetuta alternanza, spesso di modesto spessore, e con passaggi graduali tra un litotipo e l'altro. In base alla facies ed all'associazione litologica dominante si possono distinguere: i) calcescisti s.s. (carbonatici), ii) metasedimenti terrigeni poveri o privi in carbonato, iii) marmi grigi e quarziti micacee.

Litostratigrafia del sondaggio Vi-B-12/11

Dalla relazione del sondaggio eseguita dai geologi della BBT, è stata realizzata una stratigrafia semplificata dell'intero sondaggio (Fig.3.37), con relativa ubicazione dei campioni prelevati. La stratigrafia del sondaggio può essere suddivisa in tre zone principali: una zona costituita da depositi quaternari indifferenziati (0-16 m), una zona costituita da metasedimenti appartenenti alla falda del Glockner (16-1040 m), e una zona di coperture metasedimentarie indifferenziate a cui sono intercalate rocce appartenenti alla formazione dell'Aigerbach (1040-1430 m).

In totale sono stati prelevati trentasei frammenti di carota con lo scopo di caratterizzare, da un punto di vista microstrutturale e chimico, l'intera successione metasedimentaria. Trenta campioni sono stati prelevati dalla falda del Glockner e sei dalle coperture metasedimentarie sottostanti. Su dieci dei campioni prelevati sono state realizzate sezioni sottili per indagini microstrutturali, e su trenta campioni sono state realizzate analisi di roccia totale.

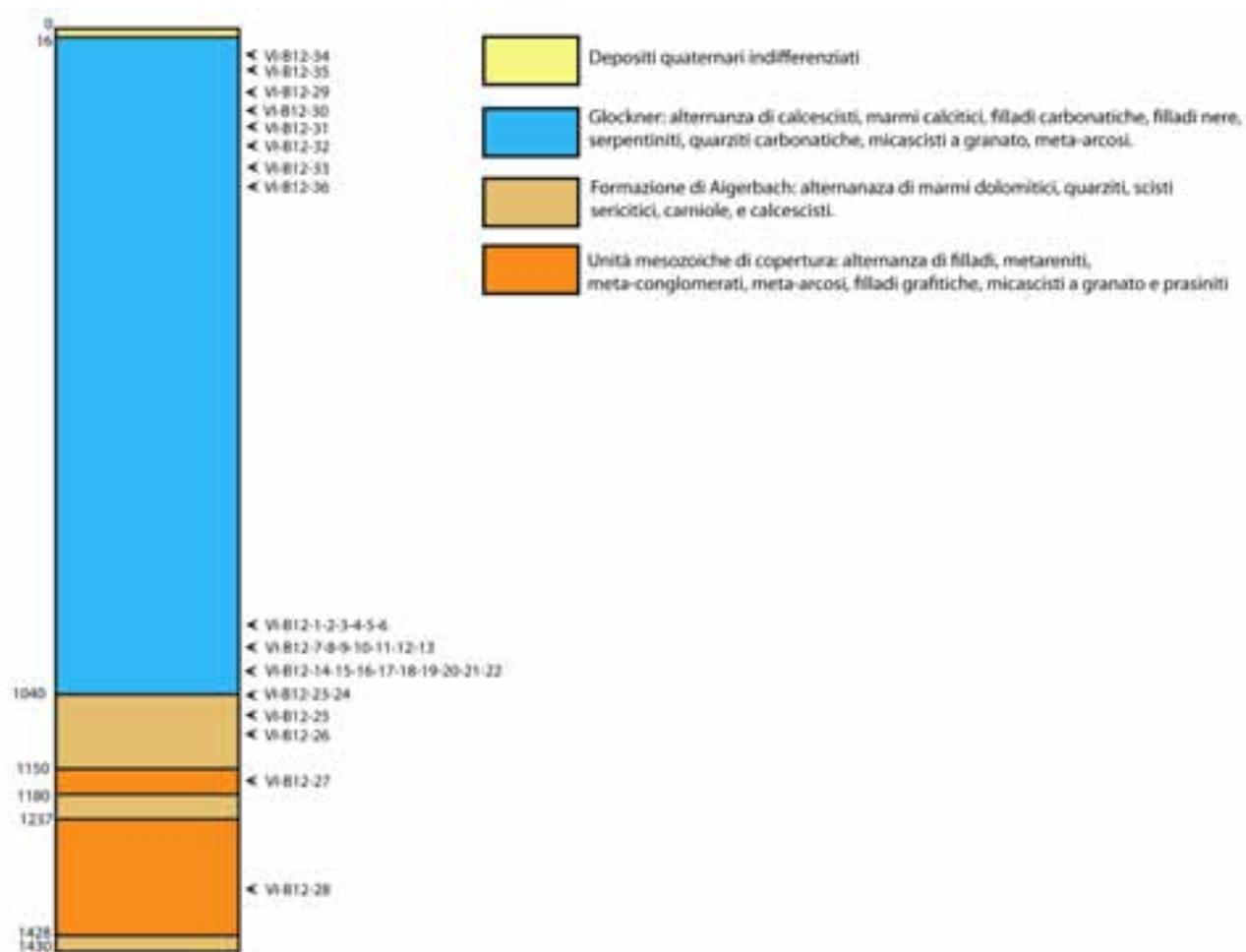


Fig.3.37: Stratigrafia semplificata del sondaggio BBT Vi-B12/11

Campioni	Litologia	Unità	Profondità [m]	Calcite	Quarzo	Plagioclasti	Mica chiara	Clorite	Biotite	Epidoti	anfibolo	granato	S1	S2
VI-B12-30	calcescisto	Glockner	270	✓	✓		✓		✓	✓			wm	wm+bt+qtz
VI-B12-4	calcescisto/marmo	Glockner	937	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓		bt	wm+bt+amp+chl
VI-B12-8	Prasinite	Glockner	955	✓		✓		✓	✓		✓		-	amp
VI-B12-9	Prasinite	Glockner	963			✓		✓	✓	✓	✓		-	amp
VI-B12-15a	Miscascisto a granato	Glockner	988	✓	✓		✓	✓	✓	✓		✓	-	wm+bt
VI-B12-15b	Miscascisto a granato	Glockner	988	✓	✓		✓	✓	✓		✓	✓	-	wm+bt+chl
VI-B12-18	calcescisto	Glockner	1008	✓	✓	✓			✓	✓	✓	✓	-	b+chl
VI-B12-20	Miscascisto a granato	Glockner	1022	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓	bt	wm+chl
VI-B12-23	marmo	Glockner	1040	✓			✓						-	wm
VI-B12-26	calcescisto	Aigherbach	1082	✓		✓	✓		✓	✓			-	wm+bt
VI-B12-27	Miscascisto a granato	Coperture mesozoiche	1161		✓		✓	✓	✓	✓		✓	wm	wm+bt+chl

Tabella 3.5: schema riassuntivo delle caratteristiche mineralogiche dei campioni del sondaggio Vi-B-12/11



Fig.3.38: Carotaggio del sondaggio BBT Vi-B12/1,1 da cui è stato prelevato il campione Vi-B12-34 (stella gialla). A destra è possibile osservare il frammento di carota prelevato (un calcescisto dell'unità del Glockner).



Fig.3.39: Carotaggio del sondaggio BBT Vi-B12/1,1 da cui è stato prelevato il campione Vi-B12-32 (stella gialla). A destra è possibile osservare il frammento di carota prelevato (un calcescisto dell'unità del Glockner).



Fig.3.40: Carotaggio del sondaggio BBT Vi-B12/1,1 da cui è stato prelevato il campione Vi-B12-33 (stella gialla). A destra è possibile osservare il frammento di carota prelevato (un calcescisto dell'unità del Glockner caratterizzato dall'alternanza di livelli ricchi in fillosilicati e livelli ricchi in carbonato).



Fig.3.41: Carotaggio del sondaggio BBT Vi-B12/1,1 da cui è stato prelevato il campione Vi-B12-1 (stella gialla). A destra è possibile osservare il frammento di carota prelevato (un calcescisto dell'unità del Glockner).



Fig.3.42: Carotaggio del sondaggio BBT Vi-B12/1,1 da cui è stato prelevato il campione Vi-B12-15 (stella gialla). A destra è possibile osservare il frammento di carota prelevato (un calcescisto dell'unità del Glockner caratterizzata dalla fitta alternanza di livelli ricchi in carbonato e livelli ricchi in fillosilicati e granato).



Fig.3.43: Carotaggio del sondaggio BBT Vi-B12/1,1 da cui è stato prelevato il campione Vi-B12-27 (stella gialla). A destra è possibile osservare il frammento di carota prelevato (un micascisto a granato delle coperture Mesozoiche).

Variabilità petrografica del sondaggio Vi-B-12/11

Sono state analizzate undici sezioni sottili (Tabella 3.5) realizzate su campioni più ricchi in fillosilicati, prelevati dal sondaggio Vi-B-12/11, al fine di evidenziare l'evoluzione microstrutturale. Sono state analizzate nove sezioni sottili su campioni dell'unità del Glockner (tre calcescisti, due prasiniti, un marmo e tre micascisti a granato), una sezione sottile su un calcescisto dell'unità dell'Aigerbach e una sezione su un micascisto a granato delle coperture Mesozoiche.

I calcescisti del Glockner sono nel complesso rocce estremamente scistose, costituite da una paragenesi data da calcite, quarzo, mica chiara, biotite, talvolta clorite e anfibolo, epidoti. L'isorientazione dei fillosilicati, e talvolta degli anfiboli, definisce una scistosità S2. Spesso si ha la presenza di una fase relitta, individuabile all'interno dei microlithons, data da biotite e mica chiara, disposte ad alto angolo con la foliazione S2 (Fig.3.44).

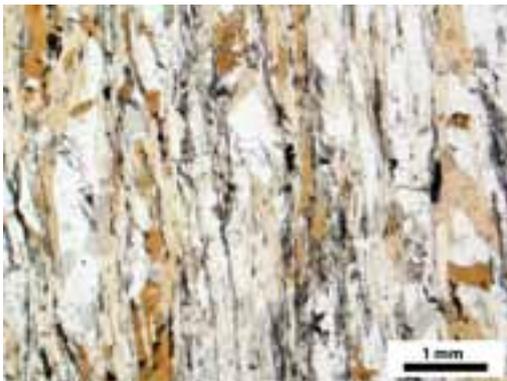


Fig.3.44: Foliazione S2 costituita da mica chiara e biotite alternata a microlithons in cui si ha una S1 data da biotite a grana grossa. Campione Vi-B12-4. Immagine a N//.

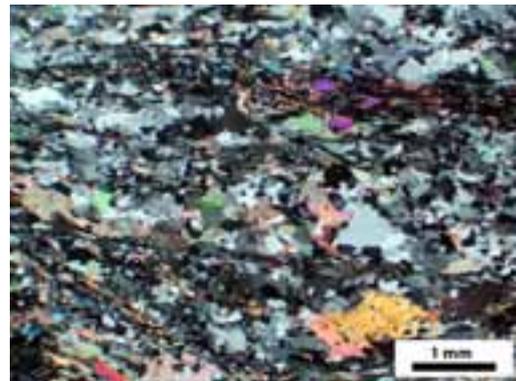


Fig.3.45: Alternanza di porzioni ricche in calcite e quarzo e porzioni ricche in fillosilicati ed epidoti. Campione Vi-B12-30. Immagine a NX.

Le prasiniti del Glockner si rinvengono alternate ai calcescisti, in livelli da metrici a decimetrici. Sono rocce a grana medio-grossa costituite da blasti di albite, ricchi di inclusioni di anfibolo (Fig.3.46-7), anfiboli epidoti, clorite e talvolta zone ricche in calcite.

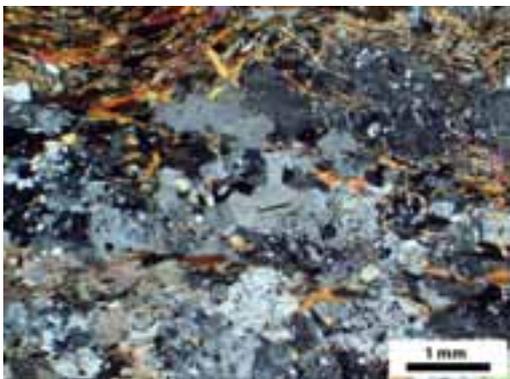


Fig.3.46: Blasti di albite bordati da cristalli di anfibolo. Campione Vi-B12-8. Immagine a NX.

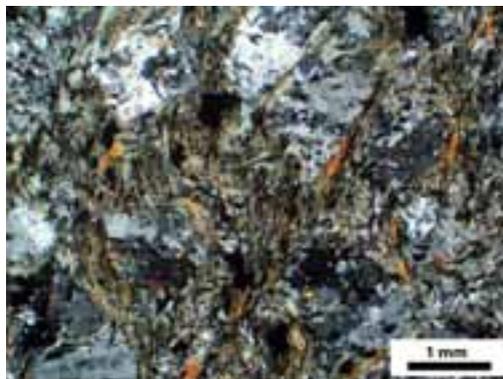


Fig.3.47: Blasti di albite bordati da cristalli di anfibolo. Campione Vi-B12-9. Immagine a NX.

I micascisti del Glockner si rinvengono in livelli decimetrici, spesso con limiti sfumati e graduali con i calcescisti; La paragenesi è data da quarzo, mica chiara, calcite, biotite, epidoti e granati. Sono rocce scistose in cui l'isorientazione dei fillosilicati (mica chiara e subordinata biotite), degli epidoti e delle zone ricche in quarzo, definisce una scistosità S2 pervasiva.

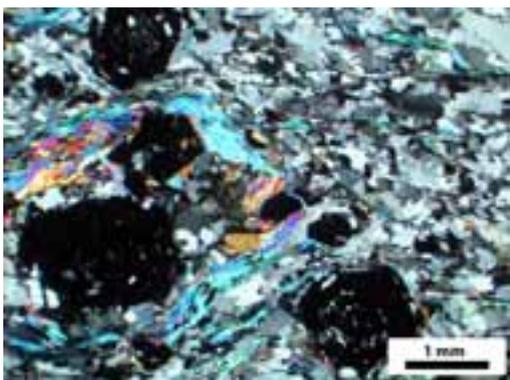


Fig.3.48: Porfiroblasti di granato avvolti dalla foliazione S2 data da mica chiara. Campione Vi-B12-15. Immagine a NX.

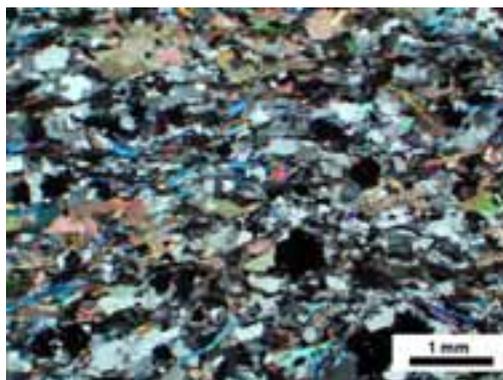


Fig.3.49: Livelli lepidoblastici alternati a livelli ricchi in quarzo, calcite e granati. Campione Vi-B12-15. Immagine a NX.

Il calcescisto dell'unità dell'Aigerbach (Vi-B12-26, Fig.3.50) è una roccia scistosa, costituita da calcite, mica chiara, biotite, feldspato ed epidoti. La foliazione è data dall'isorientazione della mica chiara e della biotite. Non sono stati rinvenuti relitti di una fase precedente la foliazione S2.

Il campione proveniente dalle metacoperture Mesozoiche (Vi-B12-27, Fig.3.51), un micascisto a granato, è costituito da quarzo, mica chiara, biotite, clorite, granato ed epidoti. La foliazione S2 è data dall'isorientazione della mica chiara e della biotite. I porfiroblasti di granato presentano spesso una foliazione interna piegata e concorde con al S2. In alcune zone è stata riconosciuta una foliazione relitta S1, disposta ad alto angolo con la S2, e costituita da mica chiara.

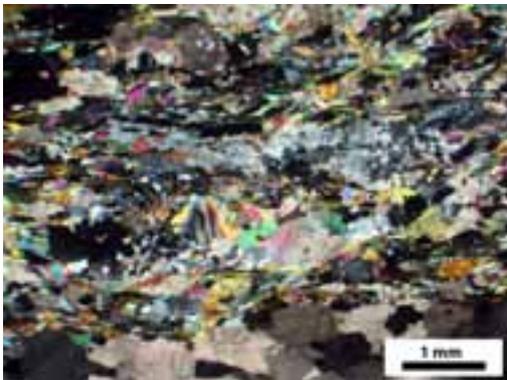


Fig.3.50: Livelli ricchi in fillosilicati ed epidoti, alternati a livelli ricchi in quarzo e carbonato. Campione Vi-B12-26. Immagine a NX.

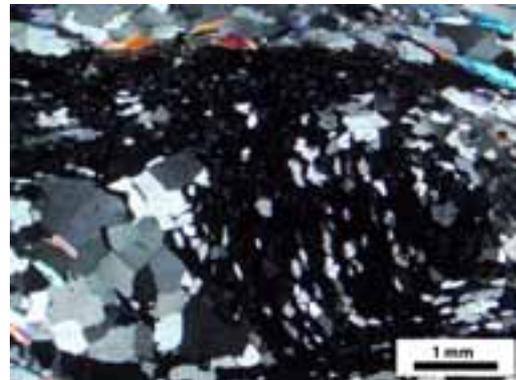


Fig.3.51: Porfiroblasto di granato con foliazione interna concorde con quella della roccia. Campione Vi-B12-27. Immagine a NX.

3.1.3 Unità di Modereck

L'Unità di Modereck è stata definita in base alla presenza di limiti tettonici e sostanziali differenze petrografiche con le unità adiacenti: il tetto dell'unità in questione è definito dal passaggio, in corrispondenza della Col della Stanga (2261 m), a una serie di alternanze di marmi calcitici, calcescisti, quarziti, paragneiss e scisti filladici milonitizzati; il limite inferiore è posto in corrispondenza di un livello di carniolate tettonizzate, in corrispondenza della depressione del Passo della Chiave (2212 m). L'unità è prevalentemente composta di marmi dolomitici e calcitici, con subordinati paragneiss/micascisti, quarziti e calcescisti. In corrispondenza della Cima della Stanga (2388 m) affiora inoltre un livello di breccie e carniolate. L'Unità di Modereck, così come definita, è sostanzialmente attribuibile al complesso di falde Sub pennidico del Venediger (Kurz *et al.* 1998). Unica differenza è l'attribuzione nei lavori citati dei paragneiss quarziticci e micascisti alla base della cresta nord-est di Cima della Stanga all'unità del Wolfendorn. Non avendo tuttavia trovato riscontri sul terreno di chiari limiti tettonici si è preferito, almeno per il momento, attribuire le descritte litologie all'unità di Modereck.

Carniole: In corrispondenza della Cima della Stanga (Kalkwandstange, 2388 m) affiora un livello spesso



alcuni metri, formato da carniole e breccie a composizione prevalentemente calcitica, con subordinati livelli dolomitici. Il livello immerge verso S, con inclinazione simile al versante S di Cima della Stanga e ne forma buona parte della parete. Il livello è costituito da breccie di colore giallastro con clasti calcitici di varie forme (da sub-arrotondati ad angolosi) aventi dimensioni da qualche millimetro sino a 3-4 centimetri. L'aspetto è tipicamente vacuolare per la dissoluzione completa o parziale di alcuni elementi (Fig.3.52).

Fig.3.52 Carniole e breccie vacuolari con tessitura foliata (Cima della Stanga, 2388 m).

Foto di Stefano Zanchetta.

Marmi dolomitici: Il litotipo predominante dell'unità di Modereck è costituito da marmi dolomitici con colorazione variabile da giallastro a bianco. La grana è generalmente fine o molto fine, probabilmente a causa di una riduzione di grana per laminazione tettonica, soprattutto in prossimità del contatto con le sottostanti quarziti. La tessitura è foliata, risultando più evidente laddove la presenza di silicati è maggiore.

La presenza di resti fossili di *columnaliae* di crinoidi (Fig.3.54) ha permesso di individuare l'età stratigrafica dei marmi dolomitici di Cima della Stanga (Kalkwandstange) da Anisica a Ladinica. Tali resti sono in particolare visibili lungo il sentiero che dal Passo della Chiave (2212 m) conduce alla cima. Le coperture metacarbonatiche di Cima della Stanga (Fig.3.53) sono note in letteratura come "Seidlwinkl Group" (Frasl, 1958; Frank, 1969), e vengono interpretate come corrispettivo metamorfico di originari sedimenti carbonatici depositi in ambiente di piattaforma e laguna (Kurz *et al.* 1998).



Fig.3.53: Cima della Stanga (2388 m). Il cambio di colore in prossimità della cima corrisponde al passaggio fra marmi dolomitici bianchi e grigi (sotto) ai calcescisti e carniole gialle (sopra).



Fig.3.54: Resti fossili di crinoidi nei marmi dolomitici (Passo della Chiave, 2212 m). Foto di Stefano Zanchetta.

Marmi calcitici: Oltre ai marmi dolomitici sono presenti anche marmi calcitici, che affiorano in modo diffuso lungo la carrozzabile che da Caminata (Kamatzen) sale al Passo della Chiave. In affioramento si presentano con colore da grigio scuro a chiaro, con tessitura foliata fatta eccezione per qualche isolato livello con aspetto massivo. In prossimità del passaggio con i corrispettivi dolomitici aumenta la frazione silicatica che si concentra in sottili livelli filladici o in lenti di scisti, allungate lungo la foliazione, aventi dimensione di alcuni centimetri. Salendo verso quote più elevate i marmi calcitici passano ai termini dolomitici che formano la Cima della Stanga. Il limite fra le due litologie è abbastanza netto. All'interno dei marmi dolomitici sono tuttavia presenti livelli calcitici, aventi spessori variabili da pochi metri a 20-25 m, dovuti verosimilmente alla presenza di pieghe isoclinali.

Quarziti: Alternanze di quarziti, quarziti impure e paragneiss muscovitici che affiorano lungo la carrozzabile che da Caminata porta al Passo della Chiave (2212 m) e alla base della cresta N della Cima della Stanga (2388 m). Il litotipo predominante sono delle quarziti impure passanti a paragneiss muscovitici di colore grigio argenteo con sfumature color nocciola e ruggine.

Queste affiorano perlopiù fra Maso Rales (1454 m) e quota 1900 m circa lungo la carrozzabile. La roccia ha grana medio-fine, variabile da livello a livello, e tessitura foliata. L'orientazione di forma preferenziale di mica chiara e subordinata biotite individua la foliazione principale. In alcuni livelli (cava a quota 1900 m) la biotite è distribuita in modo disomogeneo nella roccia, presentandosi in forma di piccoli aggregati larghi al massimo 1 cm. Nella medesima località sono inoltre ben visibili cristalli da prismatici allungati ad aciculari di tormalina disposti a raggera sui piani della foliazione principale. Alcuni di questi sono stati in seguito boudinati durante una successiva fase deformativa (Fig.3.55).



Fig.3.55: Cristalli da prismatici boudinati di talcina disposti a raggera sui piani della foliazione principale, cava dello “Pfitsch Gneiss”.

“*Wustkogel Formation*” e vengono attribuiti ai termini terrigeni della serie delle coperture Triassiche del basamento sub-pennidico.

Fra quota 1500 m e 1650 m il passaggio fra quarzoscisti-paragneiss e i metacarbonati è sottolineato da livelli a composizione mista (paragneiss carbonatici) comprendenti sottili (alcuni decimetri) livelli giallastri con scarsa coesione. Tali livelli potrebbero rappresentare il residuo non dissolto di originari livelli di carniole e/o evaporiti. In carta sono indicati come Quarzoscisti a carbonati con carniole.

I quarzoscisti affioranti sulla Cima della Stanga mostrano una composizione più pura rispetto a quelli sino ad ora descritti. In letteratura queste alternanze di quarziti, quarzoscisti e paragneiss muscovitici sono noti come

Micascisti filladici a granato: Questi micascisti, di aspetto filladico per la grana ridotta, affiorano in un



Fig.3.56: Affioramento di micascisti filladici, Colle della Chiave (2212 m). Foto di Stefano Zanchetta.

singolo livello, spesso circa 20 m, in prossimità del Colle della Chiave. Salendo verso Cima della Stanga passano, con limite progressivo, a quarziti bianche e grigie. In affioramento mostrano colore grigio scuro (Fig.3.56), argenteo sui piani della foliazione. Il granato è presente in porfiroblasti sub-idiomorfi aventi diametro di qualche millimetro.

3.1.4 Unità del Wolfendorn

La falda del Wolfendorn, affiorante nella zona nord-ovest della Finestra dei Tauri, fu definita originariamente da (Frisch, 1973; Frisch, 1974). È una falda di sovrascorrimento costituita da porzioni para-autoctone di gneiss centrali e relative coperture Mesozoiche. Le principali litologie sono costituite da:

Scisti filladici: Affiorano sul versante SE di Cima Vallaccia (2566 m) e lungo il versante a NE del Colle della Chiave. Si tratta di scisti di colore grigio scuro, di aspetto filladico, solo in taluni livelli sono riconoscibili i singoli individui di mica chiara. Frequente è la presenza di lenti o livelli di spessore centimetrico quarzosi aventi limitata continuità laterale. Localmente (tratto di sentiero che scende da Cima Vallaccia verso il passo omonimo) si osserva la presenza di porfiroblasti di granato dal colore rosso scuro e dimensioni al più di 6-7 mm.

Paragneiss e gneiss conglomeratici: All'interno di questa unità litologica sono stati raggruppati paragneiss prevalentemente muscovitici e gneiss a clasti di quarzo e K-feldspato ancora riconoscibili. In



Fig.3.57: Metaconglomerato in cui sono ben visibili i clasti, debolmente allungati, di quarzo e K-feldspato. Foto di Stefano Zanchetta.

affioramento entrambe le rocce si presentano con colore chiaro e tessitura foliata data dall'orientazione di forma preferenziale della muscovite e del quarzo. Nelle facies a grana più grossa sono presenti clasti variamente deformati di quarzo e K-feldspato, solo raramente di ortogneiss (Fig.3.57). Spesso tali clasti sono di forma ellissoidale con l'asse maggiore allungato parallelamente alla lineazione di estensione. Le facies a grana più grossolana affiorano fra quota 2280 e 2350 m lungo la cresta SW di Cima Vallaccia. Il protolite sedimentario di questa unità litologica viene comunemente individuato in una unità torbiditica a componente quasi esclusivamente terrigena.

Scisti quarziticci a cianite (*Rhaetizit quarzit Auct*): Si tratta di scisti filladici di colore grigio scuro, molto quarzosi con scistosità marcata. La caratteristica principale è la presenza di aggregati raggiati di blasti di cianite con colore variabile dal grigio scuro all'azzurro chiaro (Fig.3.58). Il particolare abito e il colore



Fig.3.58: Tipico aspetto fibroso in aggregati raggiati della "reticite" sui piani della foliazione. Foto di Stefano Zanchetta.

della cianite, dato dalla presenza di inclusioni di grafite, le hanno conferito particolare notorietà nella letteratura geologica e mineralogica, tanto da venir definita come una particolare varietà denominata "reticite" (*Rhaetizit* nell'originaria denominazione in lingua tedesca). Gli scisti affiorano in due livelli distinti: il primo alla base del versante est della Spina del Lupo, con spessore di circa 50 m che si attenua verso est, il secondo sulla dorsale ovest della Spina del Lupo, dove, data la giacitura a franapoggio con immersione comparabile alla pendenza della cresta, gli scisti affiorano con

continuità dal passo Vallaccia (2395 m) sino a quota 2600 m circa. Quest'ultimo livello prosegue poi sulla parete sud-est della Spina del Lupo. Infine, un piccolo affioramento di scisti a cianite è presente in forma di *klippen* a quota 2661 m, sulla cresta fra la Spina del lupo e la Punta del Lago Romito.

Sono state analizzate quattro sezioni sottili di rocce appartenenti all'unità del Wolfendorn (Fig.3.59): due scisti filladici (7SZ-883, 7SZ-1005), uno scisto a cianite (7SZ-894) e un paragneiss conglomeratico (7SZ-877).

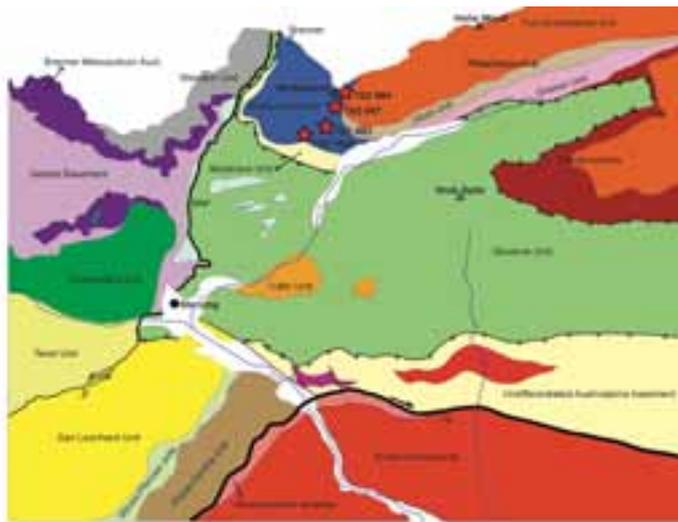


Fig.3.59: Schema strutturale del CARG "FOGLIO N° 007 – VIPITENO (STERZING)". Le stelle rosse indicano i campioni di scisti filladici di cui sono state analizzate le sezioni sottili. Per la legenda vedere Fig.3.3.

Gli scisti filladici sono rocce fortemente scistose, costituite da una mineralogia (Tabella 3.6) fondamentale data da: quarzo, mica chiara, biotite, clorite, granato ed opachi. La scistosità principale della roccia (S2) è costituita da mica chiara, biotite e quarzo. I blasti di granato risultano avere un rapporto di sin-cinematicità con la fase deformativa che ha generato la foliazione principale (S2) della roccia. In entrambi i campioni la biotite forma anche porfiroblasti relitti, con bordi comunemente sfrangiati o con morfologia *fish* (Fig.3.60), e con tracce di sfaldatura disposte ad alto angolo con la foliazione principale.



Fig.3.60: Porfiroblasto di granato avvolto dalla foliazione S2 e cristallo relitto di biotite. Campione 7SZ-883. Immagine a N//.

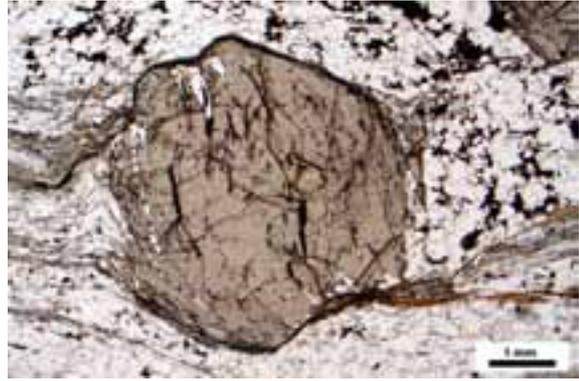


Fig.3.61: Porfiroblasto di granato avvolto dalla foliazione S2. Campione 7SZ-1005. Immagine a N//.

Campioni	Quarzo	Granato	Biotite	Clorite	Calcite	Opachi	S1	S2
7SZ-883	✓	✓	✓	✓	✓	✓	bt	wm+bt+qtz
7SZ-1005	✓	✓	✓	✓	✓	✓	bt	wm+bt+qtz

wm = Mica bianca; bt = Biotite; qtz = Quarzo

Tabella 3.6: Tabella riassuntiva della mineralogia degli scisti filladici analizzati.



Fig.3.62: Porfiroclasto di feldspato (alterato in sericite) e bordato da livelli fillosilicatici costituiti da biotite e mica chiara. Campione 7SZ-877. Immagine a N//.

Il paragneiss conglomeratico è una roccia a grana media, con tessitura gneissica (Fig.3.62), costituito da quarzo, feldspato, mica chiara, clorite e biotite. Sia la biotite che la mica chiara formano talvolta grossi blasti con tracce di sfaldatura disposte ad alto angolo con la foliazione principale. La mica chiara si rinviene anche come mica-fish. Dalle osservazioni microstrutturali si può dedurre che la roccia abbia subito almeno due eventi metamorfici, uno relitto individuabile grazie ai blasti di biotite e mica chiara disposti ad alto angolo con la foliazione

principale e uno che ha portato allo sviluppo della foliazione principale.

Gli scisti a cianite (reticite) sono rocce scistose, in cui la scistosità S2, è data da livelli ricchi in quarzo e livelli ricchi in mica chiara; la mineralogia di queste rocce è costituita da mica chiara, quarzo, cianite ed opachi presenti come minerali accessori. La cianite è presente in grossi blasti che crescono sulla foliazione principale della roccia (Fig.3.63-4).



Fig.3.63: Porfiroblasti di cianite (ricca in grafite) lungo la foliazione S2. Campione 7SZ-894. Immagine a N//.

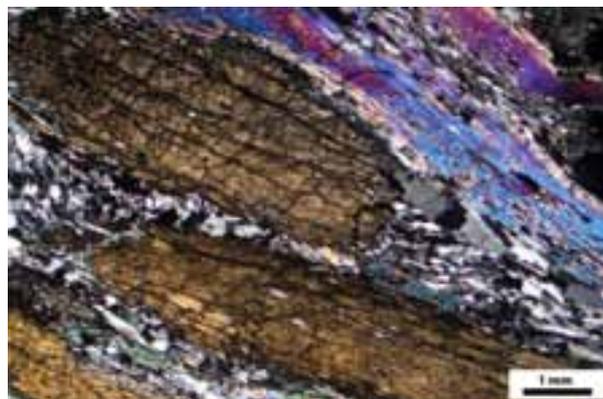


Fig.3.64: Porfiroblasti di cianite (ricca in grafite) lungo la foliazione S2. Campione 7SZ-894. Immagine a NX.

Marmi calcitici (*Hochstegen inf. Auct.*): Questi marmi calcitici, insieme agli scisti quarziticci a cianite,



Fig.3.65: Fitta foliazione all'interno del marmo calcitico (Marmo di Hochstegen Auct.). Foto di Stefano Zanchetta.

costituiscono i litotipi caratteristici dell'unità del Wolfendorn. Si tratta di marmi calcitici a grana fine, di colore per lo più grigio chiaro e tessitura foliata (Fig.3.65), massiva solo in alcuni livelli. I marmi sono generalmente puri, fatta eccezione per la presenza di mica chiara concentrata lungo i piani della foliazione. I marmi affiorano in due principali livelli sul versante a S del Passo Vallaccia e sulla Spina del Lupo (Wolfendorn, 2776 m), dove formano pareti alte fino a 150 m.

In letteratura questi marmi sono considerati l'equivalente metamorfico di calcari Giurassici della successione Germanica del margine Europeo. Il ritrovamento in altre aree

di resti fossili di organismi (Schoenlaub, 1975; Kiessling, 1992) ha permesso di fornire un'età stratigrafica degli originari calcari, individuata nel Giurassico Superiore.

Marmi calcitici con livelli e boudins dolomitici (*Hochstegen sup. Auct.*): Gli ultimi 25-30 m della piramide sommitale della Spina del Lupo (2776 m) sono formati da marmi calcitici diversi dalla facies tipica dell’Hochstegen. La principale differenza è la presenza di livelli e boudins di marmi dolomitici, talora con tessitura vacuolare, spessi alcuni decimetri e con continuità laterale variabile da pochi decimetri a qualche metro.

Quarziti nero-grigie: Si tratta di un litotipo costituito prevalentemente da quarziti di colore scuro, da nero a grigio, con grana fine e miche scarsamente presenti. Affiorano alla base della parete est della Spina del Lupo (2776 m) e si trovano altresì intercalate agli scisti quarziticci a reticite. Dove questo avviene, per l’impossibilità di distinguerle in carta per l’esiguità degli spessori e la morfologia della zona di affioramento, nell’attribuzione dell’unità litologica sono stati preferiti i secondi per il peculiare aspetto.

Alternanze di quarziti e marmi dolomitici: Quarziti bianche, alternate a marmi dolomitici bianchi o



Fig.3.66: Lenti di marmi dolomitici grigio scuri con tessitura brecciata all’interno dei marmi calcitici. Foto di Stefano Zanchetta.

giallastri e sottili livelli di paragneiss muscovitici che affiorano in due zone distinte: ad ovest del Passo Vallaccia, con uno spessore di circa 50 m, e sulla parete sud-est della Spina del Lupo, fra le quote 2625 e 2675 m. A ovest del passo le sopracitate alternanze sembrano essere limitate a tetto e a letto da due zone di taglio prevalentemente fragili, anche se la parte basale delle quarziti appare intensamente foliata e con significativa riduzione di grana il che suggerisce una fase di taglio duttile precedente.

Calcescisti: La parte basale dell’unità del Wolfendorn è formata da sottili (da qualche metro a una decina di metri di spessore) livelli di calcescisti, marmi calcitici e marmi calcitico-dolomitici, noti complessivamente in letteratura come “Basiskalkmarmor”. Tali livelli sono interessati, insieme alle soprastanti quarziti a reticite, da pieghe isoclinali con assi immergenti verso ovest. I calcescisti sono di colore grigio chiaro, con sfumature nocciola. L’abbondanza della frazione silicatica è molto variabile, così come la grana. Localmente sono presenti anche livelli dolomitici di colore bianco. La tessitura è da foliata a milonitica. La composizione e la tessitura dei calcescisti suggerisce una possibile derivazione di questi dalla milonisi e successiva ricristallizzazione dei marmi calcitico-dolomitici. I marmi calcitico-dolomitici che formano il “Basiskalkmarmor” sono costituiti da marmi calcitici grigi, intensamente

foliati e caratterizzati dalla presenza di boudins di marmi dolomitici grigio scuri. Le lenti di composizione dolomitica hanno dimensioni variabili da qualche decimetro sino a 1 m circa. Le lenti più piccole appaiono deformate e stirate parallelamente alla foliazione che interessa la matrice calcitica. I boudins dolomitici mostrano frequentemente una tessitura brecciata a causa della presenza di un reticolo diffuso di vene riempite da calcite. All'interno dei marmi grigi è frequente la presenza di livelli silicatici, dove si riconoscono mica chiara, quarzo e clorite.

3.1.5 Unità di Vizze

In questa unità tettonometamorfica, definita nell'area del Passo di Vizze (2251 m), sono state raggruppate le litologie comprese fra gli Scisti del Greiner Auct. a sud e le scaglie di basamento pre-Permiano dell'unità del Tux a nord. La successione metasedimentaria post-Varisica esposta in corrispondenza del Passo di Vizze comprendente le litologie silicoclastiche della Formazione di Vizze e di Windtal e i marmi calcitici della Formazione di Aigerbach, e risulta piegata in una stretta piega isoclinale sinclinale con asse immergente verso ovest. La successione metasedimentaria dell'unità di Vizze copre, quello che secondo Veselá *et al.* 2008 è interpretato come il basamento Paleozoico, ed è compresa tra gli gneiss del Tux e dello Zillertal.

La Formazione di Vizze (Fig.3.67) è costituita da una successione metasedimentaria data da metaconglomerati, metarioliti e paragneiss (successione bene esposta al Passo di Vizze, lungo il confine Austriaco-Italiano). Tale successione è utilizzata come sezione tipo da Veselá e Lammerer, 2008. Tali litologie hanno età Permiana e sono interpretate rispettivamente come depositi di conoidi prossimali, flussi piroclastici subaerei e depositi distali di conoidi alluvionali. La Formazione di Windtal è costituita da quarziti di età Triassica, contenenti localmente cianite, lazulite e sericite. Le interpretazioni riguardo l'ambiente deposizionale originario sono diverse: l'assenza di orizzonti argillosi e la maturità tessiturale e composizionale potrebbe indicare un ambiente fluviale tipo *braided* con barre sabbiose e ghiaiose nei canali; la presenza di fosfati (lazulite) potrebbe invece indicare metamorfismo di resti ossei, e la presenza di tali livelli, indicherebbe una fase di trasgressione marina: in questo caso le quarziti rappresenterebbero sabbie di costa e la presenza di tormalina e magnetite potrebbe indicare arricchimento di metalli pesanti lungo la spiaggia. A sud del Passo di Vizze affiorano i marmi calcitici appartenenti alla base della Formazione dell'Aigerbach, una sequenza principalmente carbonatica, completamente esposta nell'impluvio omonimo, situato sopra San Giacomo. La Formazione di Aigerbach copre la Formazione di Windtal e si estende dal Passo di Vizze verso ovest. L'età di tale Formazione è fissata intorno al Triassico Medio -Superiore (Baggio *et al.* 1969) e studi isotopici confermano un'attribuzione al

Triassico Superiore (Brandner *et al.* 2008). È costituita da una ripetizione di litologie carbonatiche alternate a livelli quarziticci più o meno spessi e a sottili livelli micacei.

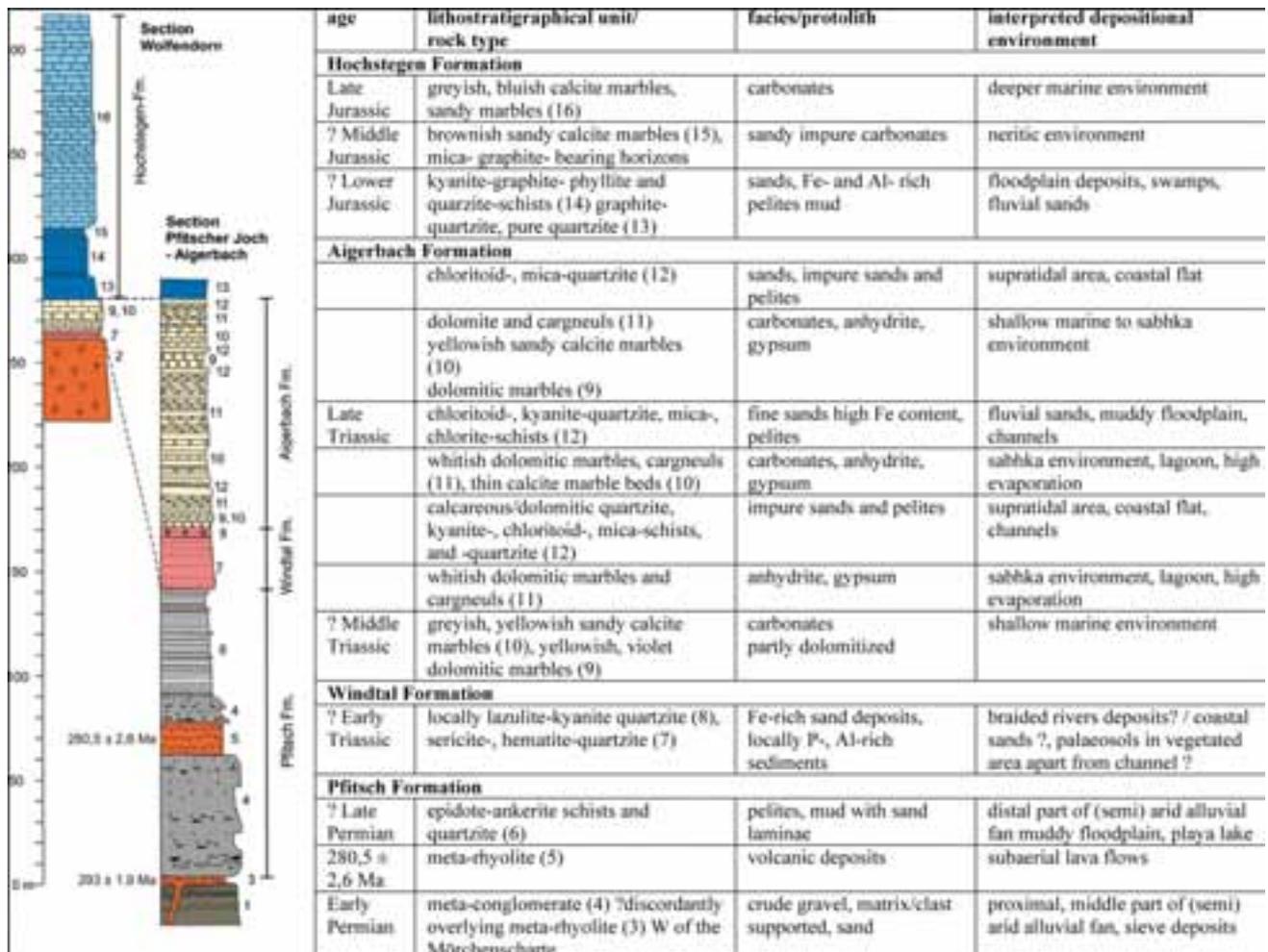


Fig.3.67: Colonna stratigrafica delle coperture metasedimentaria affioranti al Passo di Vizze con riportate le età di formazione, l'unità litostratigrafica, il protolite e il probabile ambiente di formazione. Immagine tratta da Veselá *et al.* 2008.

La parte bassa della Formazione dell'Aigerbach comprende marmi calcitici e dolomitici giallo-grigiastri che passano superiormente a marmi dolomitici biancastri a grana molto fine spesso alterati al punto tale da risultare poco o per nulla coesivi. Dalle perforazioni effettuate per il progetto del tunnel del Brennero (BBT), sono stati rinvenuti anche livelli evaporitici di gesso e anidrite (Brandner *et al.* 2008). La parte alta della formazione è costituita da carnioli e marmi vacuolari, attribuiti a tali livelli evaporitici alterati, contenenti frammenti pelitici e quarziticci (Veselá e Lammer, 2008). Sia nella parte bassa che in quella alta della Formazione, alle litologie carbonatiche sono poi alternati sottili livelli metapelitici ricchi in miche e livelli quarziticci. La Formazione di Aigerbach è interpretata come il passaggio da condizioni di sedimentazione in ambiente continentale (Formazione silicoclastica di Vizze) ad un ambiente di laguna

e mare basso. La parte superiore è infatti formata da litologie tipiche di ambiente di *sabkha* e costa, e l'alternanza di litologie silicoclastiche e carbonatiche documenterebbe ripetute fluttuazioni del livello marino con ingresso episodico di flussi terrigeni alternati a periodi di trasgressione marina (Veselá e Lammerer, 2008). Le fluttuazioni marine sarebbero legate a subsidenza dei bacini sedimentari, legate a processi di estensione crostale, concomitante con il denudamento dell'orogene Varisico (Veselá e Lammerer, 2008).

Quarziti con livelli di scisti a cianite: Questo litotipo, del tutto simile agli scisti quarziticici a cianite dell'unità del Wolfendorn, affiora ad ovest del Passo di Vizzate. In particolare, affioramenti significativi, sono presenti lungo il rio Aigerbach, a nord-ovest di San Giacomo e, infine, lungo il rio di Riva e il rio di Fosse. Si tratta di scisti di colore grigio caratterizzati dalla presenza di aggregati a covoni di cianite scura.

Quarziti e scisti muscovitico-cloritici: Si tratta di quarziti grigie a grana fine, alle quali sono intercalati livelli di scisti a mica chiara e clorite aventi spessori al massimo di qualche decimetro. Tali scisti e quarziti sono stati distinti dagli altri litotipi simili per l'assenza di caratteri petrografico-mineralogici peculiari quali la presenza di reticite o cianite in cristalli visibile e lazulite.

Scisti a fuchsite: Un sottile livello di scisti dal caratteristico colore verde brillante affiora lungo il rio Aigerbach intorno a quota 1790 m, compreso fra le quarziti a cianite e lazulite e gli scisti ad epidoto ed ankerite. La roccia si presenta con colore verde-bianco per la presenza diffusa, sui piani della foliazione, di mica fuchsitica dall'intenso colore verde. Altri minerali riconoscibili in affioramento sono quarzo, mica bianca, solfuri e cianite.

Marmi calcitici: Si tratta di marmi calcitici caratterizzati da alternanze di livelli spessi al più qualche decimetro che si differenziano per grana, da fine a medio-fine e colore, bianco, grigio o giallastro. I livelli giallastri presentano talora un aspetto vacuolare. I marmi calcitici affiorano in due livelli spessi una ventina di metri fra le quote 1700 e 1800 m lungo il rio Aigerbach, sia in destra che in sinistra. I marmi due livelli sono fra loro separati da quarziti e scisti. Altri affioramenti significativi di questo litotipo sono presenti, sempre alle quote sopracitate, alla testata dell'impluvio immediatamente a W del rio Aigerbach.

Alternanze di marmi calcitici e dolomitici, talora vacuolari: Sotto questa denominazione sono stati distinti i livelli di metacarbonati siti a est del rio Aigerbach, in dettaglio nell'area compresa fra il rio

Falle e il Passo di Vizze. La distinzione con i marmi calcitici e i marmi dolomitici precedentemente descritti risiede nel fatto che all'interno di questa litologia le componenti calcitica e dolomitica sono spesso associate, con alternanze di livelli a volte di spessore centimetrico (Fig.3.68). Non è stato dunque possibile distinguere in carta i due tipi di marmo. Non è da escludere che tale associazione caratterizzata da ripetute alternanze sia, almeno in parte, di origine tettonica. Spesso sia i livelli calcitici sia quelli dolomitici hanno un aspetto vacuolare (carniole).



Fig.3.68: Parete formata da livelli di marmo calcitico e dolomitico intercalati a carniole sulla destra orografica dell'Aigerbach.

Quarziti a cianite e lazulite: Queste quarziti si contraddistinguono per la presenza di blasti prismatici di cianite (lunghi fino a 2-3 cm) di colore grigio o verde chiaro e cristalli di lazulite dal tipico colore blu intenso (Fig.3.69). Affiorano principalmente in un singolo livello (spesso 30-40 m), piegato isoclinamente, al cui nucleo sono presenti dei metacarbonati Morteani e Ackermann (1996). A queste quarziti è stato attribuito in letteratura il nome di formazione di Windtal (Veselá e Lammerer, 2008). La presenza di orizzonti ricchi in fosfati è nota lungo tutto l'arco Alpino, dalle Alpi occidentali (Cortesogno et al, 1987) a quelle centrali (Chopin, 1993) fino a quelle orientali (Passo di Vizze). I pochi dati disponibili sulla stabilità della lazulite indicano che essa è stabile almeno fino a 500-700°C e 0.1-1.2 GPa, Brunet e Chopin (1995). Le Quarziti a cianite e lazulite, sono in contatto, nella parte superiore, con i paragneiss ankeritici della Formazione di Vizze.



Fig.3.69: Affioramento di quarziti sericitiche a cianite (cristallo prismatico verde-azzurro) e lazulite (blu) poco sotto i laghi del passo di Vizze.



Fig.3.70: Chiusura delle quarziti a cianite e lazulite. Il Rif. Passo di Vizze è visibile sullo sfondo. Foto di Stefano Zanchetta.

Scisti a epidoto e ankerite: Questo litotipo è fra i più diffusamente affioranti dell'unità di Vizze. Si tratta



Fig.3.71: Scisto ad epidoto-ankerite: Si possono notare grossi cristalli marrone di ankerite. Passo di Vizze.

di paragneiss a due miche, a grana medio-fine e colore grigio-verde, con epidoto e diffusi cristalli di carbonato con abito a losanga di colore rosa-marrone (Fig.3.71). I dati disponibili in letteratura indicano che i cristalli di carbonato sono prevalentemente costituiti da ankerite (Veselá e Lammerer, 2008). La frazione carbonatica è presente anche in forma di livelletti e lenti di dimensione centimetriche di marmi impuri a composizione calcitica, come testimoniato dalla reazione all'attacco acido. In qualche livello è presente anche anfibolo con abito prismatico allungato disposto sui piani della foliazione. L'età di questi paragneiss è attribuita

al tardo Permiano-Triassico, e l'ambiente deposizionale può essere ricondotto ad un *playa lake* (Veselá e Lammerer, 2008).

Gneiss feldspatici (Metarioliti): Si tratta di gneiss feldspatici dal colore grigio chiaro, inequigranulari e con grana da media. Caratteristica principale è la presenza di porfiroclasti di quarzo e K-feldspato delle dimensioni di pochi millimetri al massimo, distribuiti in modo omogeneo nella matrice (Fig.3.72). Affiorano a contatto con i conglomerati e i paragneiss in una copertura quasi uniforme per un'area abbastanza estesa: questo fa ipotizzare una deposizione subaerea da flusso piroclastico (Veselá e Lammerer 2008). In alcuni punti gli affioramenti raggiungono potenza di 10- 20m. L'età della metariolite, ricavata da datazioni U/Pb sugli zirconi, è riconducibile alla fase vulcanica permiana a circa

280.5 ± 2.6 Ma. Le analisi sugli zirconi hanno inoltre permesso di identificare un'origine da fuso granitico alcalino di derivazione principalmente mantellica con contaminazioni crostali (Pupin, 1980).

Metaconglomerati: Affiorano nell'area del Passo di Vizze in due distinti livelli siti, al tetto e al letto dell'unità di Vizze. Spostandosi verso ovest si ritrovano lungo il rio Falle e il rio Aigerbach, per poi sparire, probabilmente per originaria variazione di spessore e/o elisione tettonica. Il litotipo principale (Fig.3.73) è costituito da un paragneiss a due miche di colore grigio-verde, caratterizzato dalla presenza di clasti deformati di gneiss, epidositi, gneiss biotitico-anfibolici, anfiboliti e quarzo policristallino (è segnalata in letteratura anche la presenza di clasti di serpentiniti) con dimensioni variabili da qualche millimetro sino a 10-15 cm. La matrice a grana media o medio-fine è formata da quarzo, plagioclasio, mica chiara e biotite. Frequente è la presenza di cristalli prismatici di anfibolo (lunghi sino a 10 cm circa) cresciuti staticamente sui piani della foliazione. Localmente è stata osservata anche la presenza di carbonati, soprattutto in prossimità del contatto con gli scisti a epidoto e di tormalina. I clasti sono mediamente più deformati nei livelli di metaconglomerati siti al letto (a sud) dell'unità di Vizze, dove talora è difficile riconoscerne la natura petrografica. Sui dossi montonati del Laghi del Passo, vicino al contatto con le anfiboliti dell'unità del Tux, i clasti si presentano invece poco deformati, talvolta con bordi ancora spigolosi. La tessitura del protolite originario doveva essere clasto sostenuta e dalla dimensione dei clasti è possibile ipotizzare un conglomerato di conoide prossimale. Secondo Veselá e Lammerer, (2008) questi metaconglomerati appartengono a sequenze metasedimentarie dell'inizio del Permiano.



Fig.3.72: Metariolite. Si notano i porfiroclasti tondeggianti di K-feldspato. Foto di Stefano Zanchetta.



Fig.3.73: Clasti sub-angolosi e allungati di gneiss leucocratici a grana fine nei metaconglomerati del Passo di Vizze

Sono state analizzate quattro sezioni sottili di rocce nei pressi del Passo di Vizze (una quarzite a lazulite-cianite, una metariolite e due scisti ad ankerite-epidoto) campionate dai rilevatori del progetto CARG (Fig.3.74).

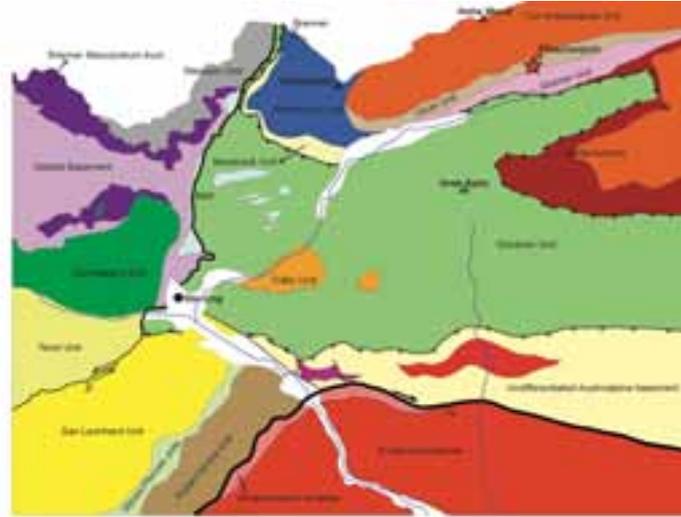


Fig.3.74: Schema strutturale del CARG "FOGLIO N° 007 – VIPITENO (STERZING)". La stella rossa indica la zona di provenienza dei campioni dell'unità di Vizze di cui sono state analizzate le sezioni sottili. Per la legenda vedere Fig.3.3.

Le quarziti a lazulite sono rocce costituite essenzialmente da quarzo (>80%) e muscovite (15%). Si hanno poi quantità ridotte di lazulite (Fig.3.75), cianite (Fig.3.76) ed opachi. Il quarzo forma, oltre che la matrice della roccia, anche grossi cristalli con morfologia occhiadina, bordati da muscovite. La cianite si rinviene in cristalli di dimensioni variabili, per lo più euedrali, spesso con foliazione interna (data da inclusioni di quarzo), concorde con la foliazione della roccia. La lazulite si presenta in cristalli irregolari, spesso di forma allungata, con un tipico colore azzurro cielo.



Fig.3.75: Cristallo blu intenso di lazulite lungo la foliazione della roccia. Campione 7DC-23. Immagine a N//.



Fig.3.76: Cristallo geminato di cianite con foliazione interna e bordato da muscovite. Campione 7DC-23. Immagine a NX.

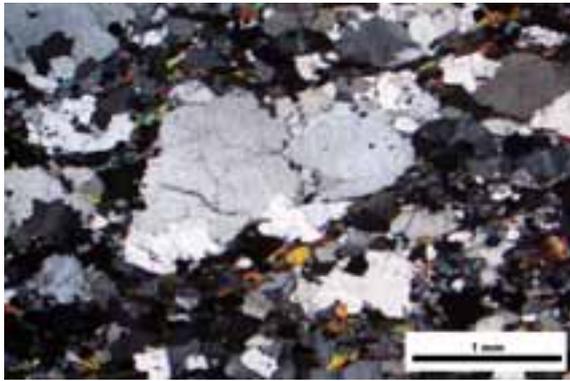


Fig.3.77: Aggregato policristallino di quarzo immerso in una matrice a grana media composta da quarzo e muscovite. Campione 7DC-22. Immagine a N//.

Le metarioliti sono rocce a grana media, costituite da quarzo, plagioclasio, k-feldspato e muscovite. Il quarzo è presente sia in aggregati policristallini, di forma ocellare (Fig.3.77), che in cristalli di dimensioni maggiori con estinzione sempre ondulata. Le miche sono presenti in quantità minori e non definiscono una foliazione continua.

Gli scisti ad ankerite sono rocce debolmente foliate, costituite da quarzo, feldspati, biotite, carbonati ed epidoti. La foliazione è data dall'alternanza di livelli ricchi in biotite e mica chiara, e livelli ricchi in quarzo ed epidoto. In alcuni casi la biotite forma cristalli a grana grosso, ad alto angolo rispetto alla foliazione principale della roccia (Fig.3.78). Il carbonato forma sia grossi blasti che zone a tessitura granoblastica. I grossi blasti presentano lungo le tracce di sfaldatura, essoluzioni di ossidi/idrossidi di Ferro (Fig.3.79) di colore rosso-marrone. Il carbonato delle zone granoblastiche invece risulta privo di tali essoluzioni, questo potrebbe indicare due generazioni di carbonato.

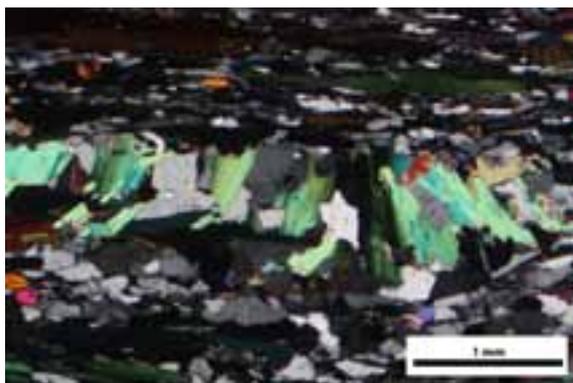


Fig.3.78: Cristalli di biotite in un microlithon, con disposizione ad alto angolo rispetto alla foliazione principale della roccia. Campione 7SZ-840. Immagine a NX.



Fig.3.79: Blasto di ankerite (con essoluzioni di ossidi di Fe) bordato da biotite. Campione 7SZ-840. Immagine a N//.

3.1.6 Unità del Greiner

L'unità del Greiner è formata da fitte alternanze di scisti filladici a grafite, scisti filladici a granato, quarziti e più rari livelli di marmi scuri e calcescisti.

Scisti filladici a granato: Si tratta di scisti di colore grigio scuro, caratterizzati dalla diffusa presenza di porfiroblasti di granato di dimensioni millimetriche (1-3 mm). Affiorano in stretta associazione con quarziti scure o biancastre e più rari livelli di marmi scuri (Fig.3.80). I livelli delle singole litologie hanno spessori variabili da qualche centimetro a qualche decimetro per le quarziti e i marmi, mentre risultano più spessi (anche alcune decine di metri) per gli scisti filladici. La tessitura è scistosa con la foliazione, data da mica chiara e biotite, spesso crenulata a scala centimetrica. I porfiroblasti di granato hanno abito sub-idiomorfo e dimensioni che arrivano sino a 7-8 mm, con la media di 2-3 mm. Le quarziti hanno grana fine e colore generalmente grigio scuro con sfumature marroni. Oltre al quarzo sono presenti mica chiara, clorite, solfuri e rari granati di 1-2 mm. I pochi livelli di marmi trovati hanno spessori di pochi centimetri e composizione dolomitica, con qualche livello che ha mostrato solo una debole reazione all'attacco acido, indicando comunque anche la presenza di una componente calcitica. Gli scisti filladici affiorano alla base del versante destro idrografico della Val di Vizze, fra San Giacomo e Sasso e, più diffusamente, alla testata della valle, lungo la strada che porta al Passo di Vizze.

Garbenschiefer Auct. (Scisti filladici a granato con covoni di anfiboli e porfiroblasti di granato): Una facies peculiare degli scisti filladici a granato affiora in un singolo livello, spesso 50-60 m, a quota 2190 m lungo la strada per il Passo di Vizze (Fig.3.81). Tale litologia, assimilabile ai *Garbenschiefer Auct.*, è caratterizzata dalla presenza di porfiroblasti di anfibolo e granato con dimensioni significative: fino a 5-

6 cm per i cristalli prismatici di anfibolo e 1-1.5 cm per i granati. Gli anfiboli, di colore verde scuro, si dispongono in covoni o aggregati a raggiera sui piani della foliazione, individuata da mica chiara e subordinata biotite. I porfiroblasti di granato risultano invece dispersi nell'intero volume della roccia.



Fig.3.80: Alternanze di quarziti e scisti filladici negli scisti del Greiner. Località Sasso, quota 1600 m lungo il rio Falle. Foto di Stefano Zanchetta.



Fig.3.81: Garbenschiefer. Strada per il Passo di Vizze, quota 2190 m. Foto di Stefano Zanchetta.

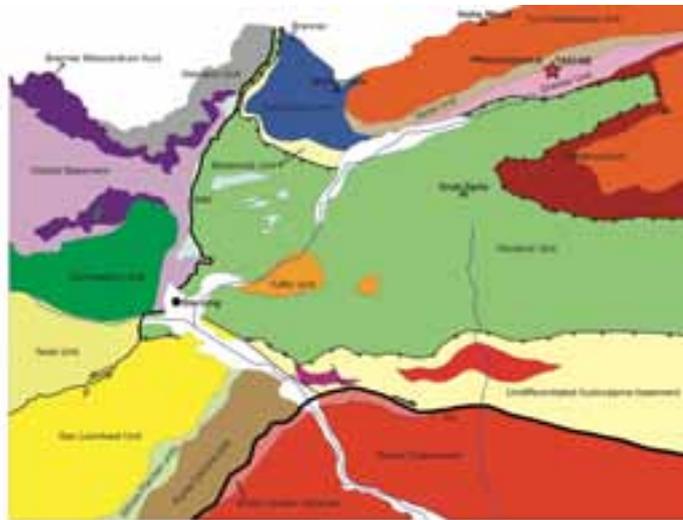


Fig.3.82: Schema strutturale del CARG "FOGLIO N° 007 – VIPITENO (STERZING)". La stella rossa indica li campioni di scisti grafitici di cui è stata analizzata la sezione sottile. Per la legenda vedere Fig.3.3.

È stata analizzata una sezione sottile di scisti grafitici campionati durante questo lavoro di tesi (Fig.3.82). Gli scisti grafitici a granato sono rocce fortemente scistose, costituite da porfiroblasti euedrali di granato e cristalli di biotite immersi in una matrice a grana fine ricca in fillosilicati, quarzo ed opachi. La scistosità principale della roccia è costituita da biotite e mica chiara. I granati presentano al loro interno una foliazione, che risulta piegata, ma in continuità con il fabric esterno della roccia. Sono inoltre caratterizzati da una distribuzione disomogenea delle inclusioni di materiale carbonioso, quarzo e ilmenite (Fig.3.85). L'ilmenite forma spesso porfiroblasti con ombre di pressione a clorite. La roccia risulta estremamente ricca in materiale carbonioso, sia come all'interno di altri minerali, che come materiale lungo la foliazione. Si ha infine la presenza di grandi microlithons (Fig.3.83, Fig.3.84), spesso boudinatis, costituiti da grossi cristalli di biotite, disposti con le tracce di sfaldatura ad alto angolo rispetto alla foliazione principale della roccia. All'interno di questi microlithons si ha inoltre la presenza di cristalli di biotite paralleli alla foliazione (S2) della roccia. Un'altra caratteristica molto peculiare è che la biotite dei microlithons è caratterizzata da zone ricche ed altre prive di grafite. Una probabile interpretazione è che quella priva di grafite si sia formata in una fase sin-D2 così come quella parallela alla S2.

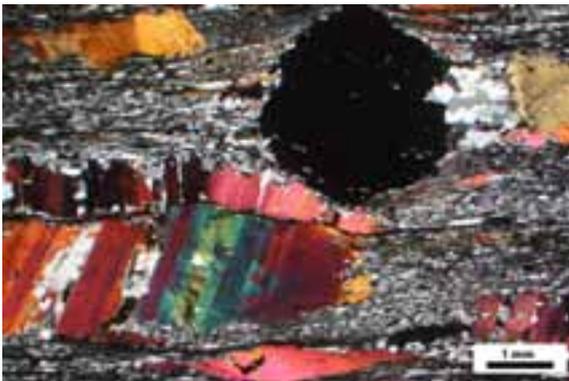


Fig.3.83: Cristallo di granato con ombre di pressione, avvolto dalla foliazione S2, e grossi microlithons costituiti da biotite a grana grossa. Campione 7AD-6B. Immagine a NX.



Fig.3.84: Particolare di un microlithons costituito da biotite a grana grossa. Campione 7AD-6B. Immagine a NX.



Fig.3.85: Porfiroblasti di granato. Notare la zonatura a settori con distribuzione disomogenea delle inclusioni di quarzo, materiale carbonioso e ilmenite. Campione 7AD-6B. Immagine a NX.

3.1.7 Unità del Tux

Questa unità comprende le litologie che costituiscono il basamento cristallino pre-Varisico del margine Europeo (*Altes Dach Auct.*) e gli ortogneiss (*Zentralgneiss Auct.*) Permo-Carboniferi intrusi in esso. L'età di messa in posto degli ortogneiss granitico-granodioritici del Tux è stata determinata, tramite metodo U-Pb su zircone, a 292.1 ± 1.9 Ma (Veselá *et al.* 2011). Queste litologie sono state attribuite al basamento pre-Varisico, in quanto sono litologie la cui paragenesi non è riscontrabile in nessun'altra unità, inoltre dalle indagini di terreno sono state osservate delle relazioni di intrusione tra paragneiss e ortogneiss (Fig.3.86).

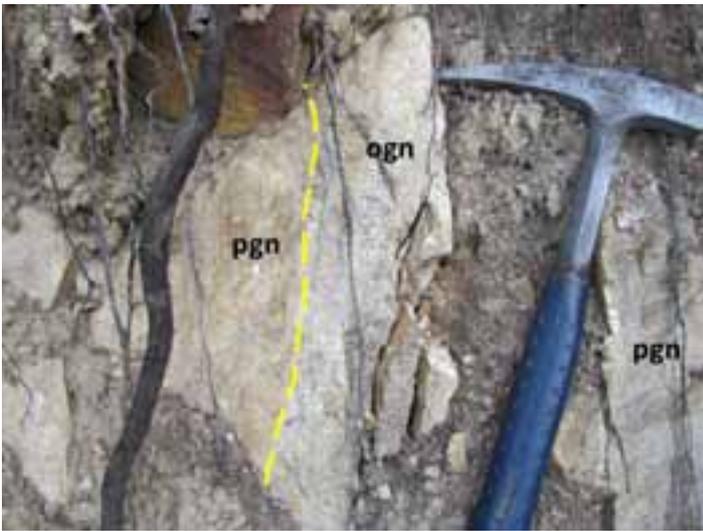


Fig.3.86: Ortogneiss del Tux (ogn) intrusi nei paragneiss a due miche (pgn). Malga Issen. Foto di Stefano Zanchetta.

Paragneiss: Si tratta di paragneiss a due miche con porfiroblasti di granato. La roccia ha una grana media e tessitura gneissica. In affioramento si presenta con colore marrone chiaro e sfumature color ruggine. La foliazione è individuata da mica chiara e biotite, con quest'ultima più abbondante della prima. Sul campione a mano si riconoscono: quarzo, plagioclasio, biotite, mica chiara, granato, clorite e ossidi. Il granato è presente in

porfiroblasti sub idiomorfi con dimensioni sino a 7-8 mm, pre-cinematici rispetto alla foliazione principale. I paragneiss affiorano principalmente in una stretta fascia, spesso circa 60 m, al contatto fra l'unità di Vizze e gli ortogneiss del Tux, a nord-ovest del Laghi del Passo Vizze, associati a scaglie di anfiboliti milonitiche e serpentiniti. In un piccolo affioramento presso la malga di Issen (1903 m) è stata osservata la presenza di vene di granito intruse all'interno dei paragneiss (Fig.3.86).

Sono state analizzate due sezioni di paragneiss dell'unità del Tux campionati dai rilevatori del progetto CARG (Fig.3.87).

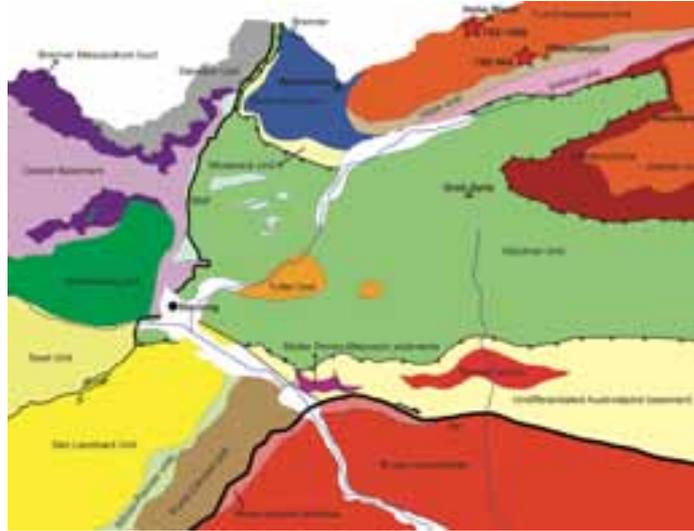


Fig.3.87: Schema strutturale del CARG “FOGLIO N° 007 – VIPITENO (STERZING)”. Le stelle rosse indicano i campioni paragneiss di cui sono state analizzate le sezioni sottili. Per la legenda vedere Fig.3.3.

I due campioni di paragneiss analizzati sono rocce a tessitura estremamente diversa. Il campione 7SZ-969 è una roccia debolmente foliata costituita da quarzo, biotite, granato, clorite, mica bianca, plagioclasio. La debole foliazione è data dall'isorientazione di biotite e mica chiara. Biotite e clorite formano spesso, porfiroblasti, di dimensioni maggiori rispetto ai cristalli della foliazione, disposti con le tracce di sfaldatura ad alto angolo rispetto alla foliazione principale. Il granato (Fig.3.88) si rinviene in piccoli cristalli euedrali molto ricchi in inclusioni ad aspetto “polveroso”, concentrate esclusivamente nella zona centrale dei cristalli. Il campione 7SZ-1080 invece è una roccia a tessitura granoblastica a grana grossa, costituita da quarzo, biotite, mica chiara, granato, anfibolo, plagioclasio, epidoto. La roccia è caratterizzata da una tessitura prevalentemente isotropa (Fig.3.89), anche se in ristrette zone si evince un certo allineamento di fillosilicati.

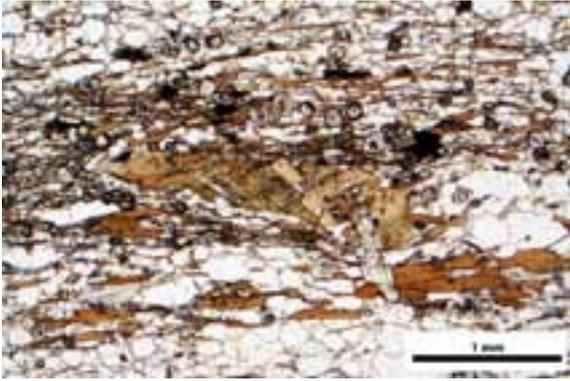


Fig.3.88: blanda foliazione (definita da biotite e cristalli di quarzo a grana fine) e piccoli cristalli di granato (ricchi in inclusioni). Notare il grosso porfiroblasto di biotite, disposto con le tracce di sfaldatura ad alto angolo rispetto alla foliazione principale. Campione 7SZ-969. Immagine a NX.



Fig.3.89: Cristalli di biotite, anfibolo (verde), quarzo e feldspati (incolori). Campione 7SZ-1080. Immagine a NX.

Gneiss biotitici a carbonati: Si tratta di gneiss caratterizzati dalla presenza di lenti e livelli di calcite e altri carbonati di color nocciola. Affiorano in due livelli: il primo, spesso circa 60 m, a quota 2881 m sulla cresta sud-ovest de La Gerla (2998 m); il secondo, spesso circa 15 m, poco a sud-ovest della cima. I carbonati sono presenti in lenti e livelli di color marrone-rossastro. Gli gneiss presentano una grana medio-fine con quarzo, biotite e muscovite abbondanti e subordinati feldspati. L'attribuzione di questa litologia al basamento è incerta, date le caratteristiche potrebbe anche essere una facies mineralizzata dell'ortogneiss interessata da successiva infiltrazione di fluidi con conseguente precipitazione di solfuri e carbonati.

Gneiss muscovitici a K-feldspato: Si tratta di gneiss leucocratici, molto quarzosi con muscovite e K-feldspato come minerali principali. La tessitura è gneissica ma non occhiadina, con grana media. La foliazione principale è individuata da mica chiara e quarzo. Oltre ai minerali citati si riconoscono biotite, clorite e ossidi. Sono stati osservati anche rari cristalli aciculari di tormalina. Come il precedente litotipo anche per questi gneiss l'attribuzione al basamento incassante piuttosto che agli intrusivi del Tux resta da verificare.

Anfiboliti: Le anfiboliti affiorano in modo sistematico in prossimità del contatto fra l'unità del Tux e le altre unità (Fig.3.90), fatta eccezione per la zona compresa fra la Spina del Lupo (2776 m) e la Punta del Lago Romito (2733 m), dove l'unità del Wolfendorn è direttamente a contatto con gli ortogneiss del Tux. In particolare le anfiboliti affiorano insieme a paragneiss a granato e serpentiniti a NW dei Laghi del Passo di Vizze, appena a valle delle baite Grigolo (2037 m), alla testata del rio Aigerbach e, infine,

intorno a quota 1650 m lungo il rio di Riva. Le anfiboliti hanno un con colore nerastro-verdastro e in alcune zone presentano una tessitura a bande (Fig.3.91) con livelli chiari alternati a livelli più scuri ricchi in anfibolo. Le anfiboliti affioranti nella zona dei laghi del Passo di Vize risultano foliate e con lineazioni ben evidenti date dall'isorientazione degli anfiboli.



Fig.3.90: Contatto tra ortogneiss e anfiboliti lungo il sentiero a nord del Lago del Passo di Vize.



Fig.3.91: Anfiboliti fortemente foliate e con tessitura a bande. Zona dei laghi del Passo di Vize

In prossimità del contatto con gli ortogneiss del Tux, le anfiboliti e gli gneiss risultano piegati insieme, facendo ipotizzare una fase di piegamento post Varisica probabilmente legata all'orogenesi alpina. In letteratura queste anfiboliti vengono attribuite al complesso del Greiner, ossia al supposto basamento pre-Varisico (Vesela e Lammerer, 2008), e la zona di taglio potrebbe essere interpretata come un sovrascorrimento verticalizzato dell'unità del Greiner sul plutone centrale Gneissico del Tux.

Serpentiniti: Le serpentiniti sono presenti in due distinti affioramenti: una lente di 250 x 40 m a cavallo del confine Italo-Austriaco (2251 m), e una lente di dimensioni metriche nella valletta dell'emissario del più grande dei Laghi del Passo. La roccia, a grana fine, presenta una scistosità poco evidente. Si segnala la presenza di pseudomorfofosi di colore biancastro su probabile ortopirosseno.

Ortogneiss occhiadini: Sono il litotipo più caratteristico e diffuso dell'unità del Tux. Affiorano nel settore della Val di Vize a monte dell'abitato di Fosse, fra quota 1600 m circa sino al crinale spartiacque con la valle del Brennero. Si tratta di ortogneiss di composizione da granitica-granodioritica a grana media e tessitura tipicamente occhiadina per la presenza di porfiroclasti di K-feldspato. La mineralogia, per quanto osservabile sul terreno, è composta da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, muscovite, biotite e altre fasi accessorie quali epidoto, ossidi solfuri e raro granato. Le variazioni relative di abbondanza fra plagioclasio/K-feldspato e muscovite/biotite originano una certa variabilità di aspetto non direttamente riportabile in carta. Anche il grado di deformazione è estremamente variabile: si va da

facies praticamente indeformate (Fig.3.92A), a facies con tessitura occhiadina (Fig.3.92B) e facies milonitiche (Fig.3.92C-D), quest'ultime sviluppate in particolare lungo i contatti dell'ortogneiss con le adiacenti unità.



Fig.3.92: A) Ortogneiss poco deformato. B) Ortogneiss occhiadino. C) Ortogneiss milonitico con vena aplitica, sella di quota 2683 a N del Rif. Europa. D) Ortogneiss milonitico alla testata del rio Aigerbach, quota 1850 m. Foto di Stefano Zanchetta.

3.1.8 Unità dello Zillertal

L'unità dello Zillertal appartiene al dominio sub-pennidico (Schmid *et al.* 2004) e la sua originaria posizione paleogeografica corrispondeva al margine distale Europeo. Secondo quanto riportato in letteratura (Fenti e Friz, 1972; Lammerer *et al.* 1988; Schmid *et al.* 2004) tale unità comprende sia il basamento cristallino pre-Permiano del margine Europeo (*Altes Dach Auct.*) che le relative coperture metamorfosate Permo-Mesozoiche note nella letteratura austriaca come *Untereschieferhülle*. Nelle carte geologiche redatte in passato da Dal Piaz, 1934; Schiavo *et al.* 2015, le rocce affioranti in corrispondenza della culminazione dell'antiforme dello Zillertal sono state attribuite alle meta-coperture Permo-

Mesozoiche e rispettivamente indicate dagli autori stessi come Pre-Triassico (complessi del Greiner-Tux-Gran Veneziano e unità del Greiner). Le sequenze metasedimentarie che ricoprono lo gneiss dello Zillertal, a differenza di quelle che ricoprono lo gneiss del Tux, non sono mai state suddivise in unità distinte, ma vengono generalmente definite come unità Permo-Mesozoiche (Selverstone, 1985), coperture Mesozoiche (Lammerer, 1988) o più generalmente Untereschieferhülle. In questo lavoro di tesi è stato utilizzato il termine “coperture post-Varisiche indifferenziate”.

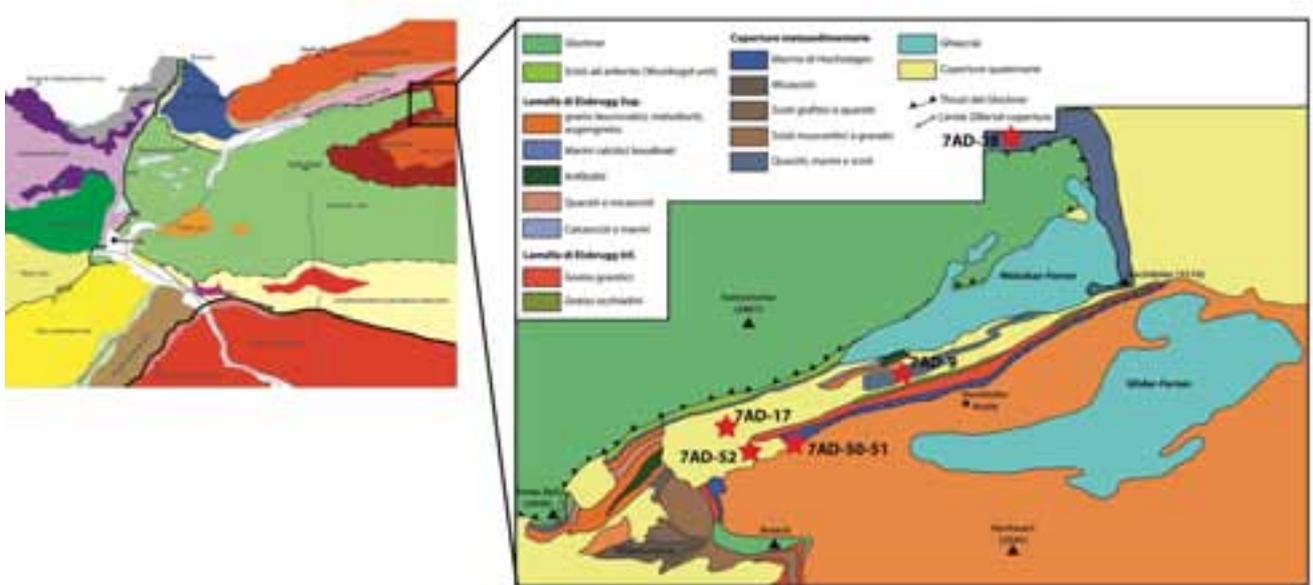


Fig.3.93: Carta geologica schematica della valle di Sottomonte. Le stelle rosse indicano i campioni analizzati. Immagine modificata da Oehlke, M. *et al.* (1993).

Queste coperture metasedimentarie (Fig.3.93) sono ben esposte nella valle che si estende dall'alpe di Sottomonte, fino al Gran Pilastro (3509 m). La parte sud della valle di Sottomonte è costituita in prevalenza da gneiss granitici dello Zillertal, mentre la parte nord è costituita dalle rocce dell'unità del Glockner. Una caratteristica peculiare di questa zona è la presenza di due “lamelle” di gneiss (note in letteratura come Eisbrugg slab o “lamelle di ponte di ghiaccio”), separate dallo gneiss dello Zillertal da coperture metasedimentarie. Secondo le indagini effettuate da Oehlke, M. *et al.* (1993), la zona che affiora tra lo gneiss dello Zillertal a sud-est, e l'unità del Glockner a nord-ovest, può essere suddivisa in quattro unità principali: marmo di Hochstegen, Lamella di Eisbrugg inferiore (e relative coperture), Lamella di Eisbrugg superiore (e relative coperture), unità di Wustkogel. Lo gneiss dello Zillertal, è ricoperto da uno spesso strato di marmi massivi (Hochstegen Autc.) separati, tramite una zona di taglio dalla Lamella di Eisbrugg inferiore, costituita da gneiss granitici e gneiss occhiadini. Al di sopra della Lamella di Eisbrugg inferiore si ha una sequenza di rocce metasedimentarie, di probabile età Paleozoico-Triassica (Oehlke, M. *et al.* 1993). All'interno di questa sequenza metasedimentaria si ha la presenza di

una seconda lamella gneissica, la Lamella di Eisbrugg superiore, costituita da gneiss granitici, metadioriti, migmatiti e lenti di anfiboliti pre-Varisiche. Nuovamente al disopra di questa lamella gneissica si ha una serie di rocce metasedimentarie costituite da marmi calcitici, calcescisti, quarziti e scisti ankeritici (attribuiti alla formazione di Wustkogel).

Sono state analizzate sei sezioni sottili provenienti dalla Valle di Sottomonte (Fig.3.93): un campione di gneiss dello Zillertal (7AD-51), un campione di marmo di Hochstegen (7AD-50) e quattro micascisti a granato (7AD38, 7AD-9, 7AD-17 e 7AD-52).

L'ortogneiss dello Zillertal è caratterizzato da una tessitura occhiadina (Fig.3.94), con grosso feldspati (ortoclasii) spesso sericitizzati e bordati da livelli lepidoblastici ricchi in mica chiara. La matrice della roccia ha grana media ed è costituita in prevalenza da quarzo, feldspato e miche.

Il marmo di Hochstegen ha una tessitura caratterizzata dall'alternanza di livelli ricchi in calcite, a grana grossa, e livelli a spessore variabile, ma continui, ricchi in dolomite granulare a grana fine (Fig.3.95). Si hanno inoltre livelli lepidoblastici ricchi in flogopite, che definiscono una foliazione S2 (Fig.3.96).

I micascisti nel complesso sono rocce scistose costituite in prevalenza da mica chiara, quarzo, rara biotite, porfiroblasti di granato e epidoti ed opachi in quantità accessorie. I granati presentano comunemente una foliazione interna piegata, spesso ad andamento elicoidale (Fig.3.99). In un caso (campione 7AD-52) all'interno dei granati sono stati rinvenuti inclusioni di cloritoide (Fig.3.98). nel campione 7AD-38 si ha presenza di essoluzioni di aghi di rutilo nella biotite (Fig.7.102) e di cristalli post tettonici di staurolite (Fig.7.103). La foliazione principale della roccia (S2) è definita dall'isorientazione dei fillosilicati (prevalentemente muscovite e subordinatamente biotite); si hanno talvolta relitti di una fase precedente, evidenziata dalla presenza di relitti di biotite e mica chiara disposti ad alto angolo con la S2 (Fig.3.97 e Fig.3.100).



Fig.3.94: Cristallo di K-feldspato con morfologia occhiate, bordato da muscovite. Campione 7AD-51. Immagine a NX.



Fig.3.95: Cristalli di calcite (grana grossa) e dolomite (banda a grana fine). Marmo di Hochstegen. Campione 7AD-50. Immagine a NX.

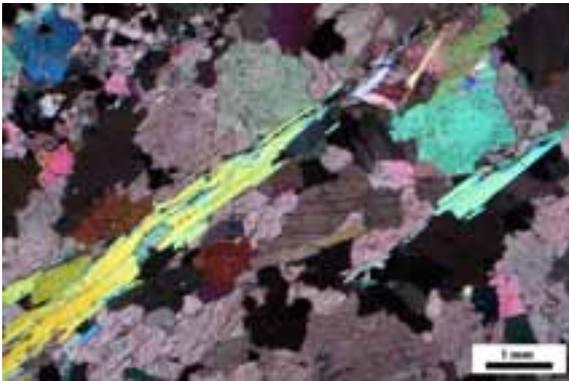


Fig.3.96: Cristalli di calcite (grana grossa) e flogopite. Marmo di Hochstegen. Campione 7AD-50. Immagine a NX.

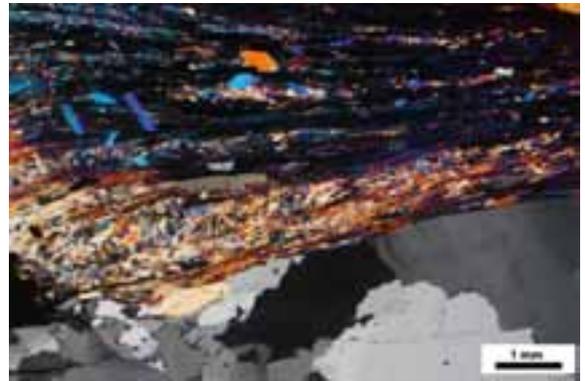


Fig.3.97: Livello lepidoblastico costituito da muscovite, con relitti di una foliazione S1. Campione 7AD-9. Immagine a NX.



Fig.3.98: Porfiroblasto di granato con foliazione interna e inclusioni di cloritoide (vedi frecce). Campione 7AD-52. Immagine a N//.

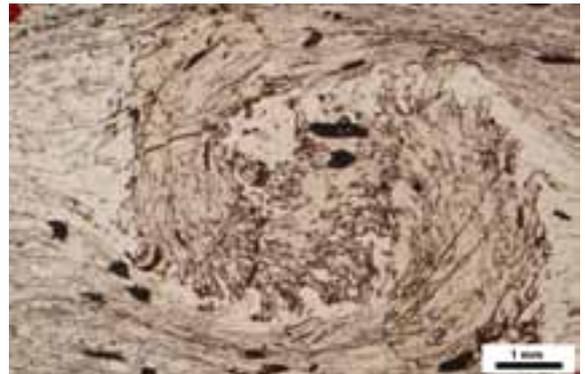


Fig.3.99: Porfiroblasto di granato con foliazione interna piegata. Campione 7AD-17. Immagine a N//.



Fig.3.100: Foliiazione principale S2 definita da mica chiara e biotite e cristalli relitti di biotite che definiscono una foliazione S1. Campione 7AD-37. Immagine a N//.



Fig.3.101: Grosso porfiroblasto fratturato di granato. Campione 7AD-38. Immagine a N//.

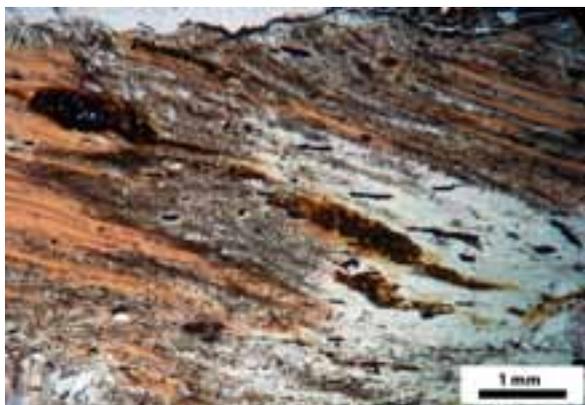


Fig.3.102: Cristallo di biotite parzialmente alterato in clorite e con essoluzioni di aghi di rutilo. Campione 7AD-38. Immagine a N//.

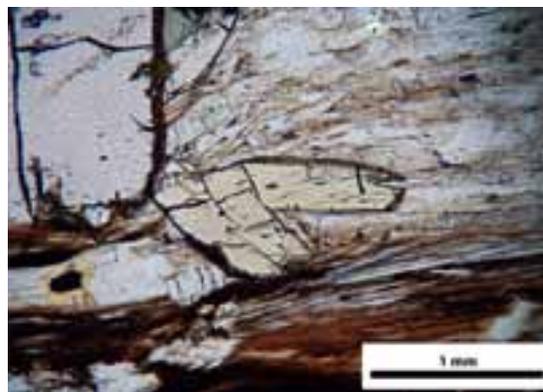


Fig.3.103: Cristallo post-tettonico di staurolite. Campione 7AD-38. Immagine a N//.

All'interno dell'unità dello Zillertal, nella zona del Lago Silvella (Fig.3.104) è presente un piccolo affioramento di anfiboliti a granato (Fig.3.105).



Fig.3.104: Porzione della carta geologica effettuata da D. Gazzola nell'ambito del rilevamento del "FOGLIO N° 007 – VIPITENO (STERZING)". In marrone si hanno i calcescisti, in arancione gneiss granitici e in verde il corpo anfibolitico.



Fig.3.105: Cristalli di granato all'interno dell'anfibolite del Lago Silvella.

Si tratta di rocce molto foliate, costituite da anfibolo verde, plagioclasio, quarzo, granato ed opachi. L'isorientazione dell'anfibolo definisce una foliazione pervasiva. I porfiroblasti di granato, con dimensioni variabili (1-3 mm) sono bordati dalla foliazione definita dall'anfibolo e sono caratterizzati da una corona (probabile bordo di reazione) in cui si ha presenza di quarzo e plagioclasio (Fig.3.106; Fig.3.107).



Fig.3.106: Cristalli di granato bordati da anfibolo. Notare la corona attorno ai granati. Immagine N//, 1x.



Fig.3.107: Cristallo di granato bordato da anfibolo. Notare la corona ricca in quarzo e plagioclasio (entrambi incolori) attorno al granato. Immagine N//.

3.2 Fasi deformative

La zona occidentale della Finestra dei Tauri è caratterizzata da uno strain penetrativo indipendentemente dalla litologia: anche rocce più competenti sono infatti presenti zone di taglio indicanti estensione est-ovest (Lammerer, 1988). Tramite le osservazioni di terreno, unitamente all'osservazione di sezioni sottili di numerosi campioni provenienti da varie unità metasedimentarie, è stato possibile riconoscere la presenza di almeno tre distinte fasi deformative:

Fase deformativa D3: la fase deformativa D3 è associata a strutture a larga scala, antiforme del Tux - antiforme dello Zillertal con la sinforme di Vizze (o del Greiner) interposta fra le prime due. Alla mesoscala le strutture D3 ripiegano la foliazione S2/D2 e i contatti tra le differenti unità. La fase D3 è caratterizzata da pieghe aperte a tutte le scale, con geometria "S" e "Z" sui fianchi opposti. Le strutture associate alla fase D3 sono meglio visibili nei calcescisti dell'unità del Glockner (Fig.3.108), mentre sono meno diffuse nelle unità Sub-pennidiche. In generale è possibile osservare delle pieghe con piani assiali immergenti verso N a basso angolo e con assi di piega immergenti da WSW a WNW a basso angolo. A queste pieghe non è associato lo sviluppo di una foliazione di piano assiale, fatta eccezione per le frazioni più ricche in fillosilicati dei calcescisti e scisti carbonatici del Glockner, dove, occasionalmente, si osserva una S3 data da mica chiara e clorite.



Fig.3.108: Contatto calcescisti - anfiboliti ripiegato dalla fase deformativa D3 (settore W del circo della Cima Riva). Foto di Luca Pellegrino.

Fase deformativa D2: è la fase deformativa sin-metamorfica associata allo sviluppo della foliazione regionale in tutte le unità cartografate. La foliazione S2 è una foliazione di piano assiale associata a pieghe isoclinali sviluppate su varia scala. La S2 è costituita da minerali in facies da scisti verdi ad anfibolitica (De Vecchi e Baggio, 1982; Morteani e Raase, 1974). Tra le varie strutture associate alla fase D2, l'esempio più significativo è la piega sinclinale che interessa l'unità del Wolfendorn, dove tale struttura produce la ripetizione del livello di scisti a reticite e delle varie facies del marmo di Hochstegen (Fig.3.109).



Fig.3.109: La piega isoclinal del Wolfendorn. WLF: Unità del Wolfendorn; TUX: unità di Tux. dq: alternanze di quarziti e marmi dolomitici; hst: marmo di Hochstegen; mm: marmi calcitici e dolomitici; ogn: ortogneiss occhiadini del Tux; qtz: quarziti e scisti a reticite. Foto di Stefano Zanchetta.

A piccola scala le pieghe D2 sono state osservate in diverse litologie e posizioni strutturali, confermando la pervasività delle strutture di questa fase deformativa. Localmente, nelle zone di cerniera delle pieghe D2 si riconosce la foliazione precedente (S1) spesso coincidente con le superfici litologiche coincidenti con l'originaria S0 nelle unità Sub-pennidiche di copertura. Sulla base di queste considerazioni la foliazione principale è da considerarsi una S1+S2, soprattutto sui fianchi delle pieghe, dove la S1 è completamente trasposta.

Tauernkristallisation: Immediatamente dopo lo sviluppo del Venediger Duplex, tutte le unità della finestra dei Tauri furono interessate da un metamorfismo di tipo Barrowiano, che raggiunse in alcuni casi la facies anfibolitica, noto in letteratura come “Tauernkristallisation” (Sander, 1912). La Tauernkristallisation è una fase metamorfica statica, sviluppatasi tra la fase D2 e la fase D3, durante la quale si ha a crescita statica di anfibolo, biotite, staurolite e cianite. Tale fase è ben osservabile nei così detti “Garbenschiefer”, ovvero rocce scistose caratterizzate dalla presenza di covoni di anfibolo (Fig.3.110).



Fig.3.110: Covoni di anfibolo nei metasedimenti affioranti nella valle di Sottomonte, lungo il sentiero per il rifugio Gran Pilastro.

Fase deformativa D1: La fase deformativa D1 è associata ad una foliazione S1 preservata unicamente in domini a basso strain (generalmente zone di cerniera di pieghe). Non si conoscono strutture a media o grande scala associate a tale fase. In letteratura, a questa fase deformativa, vengono associati i cristalli pseudomorfofati di lawsonite, affioranti nelle metabasiti nella zona di Sottomonte (Selverstone, 1988).

3.2.1 Blastesi-deformazione

Dall'analisi microstrutturale delle sezioni sottili è stato possibile determinare i rapporti di blastesi-deformazione.

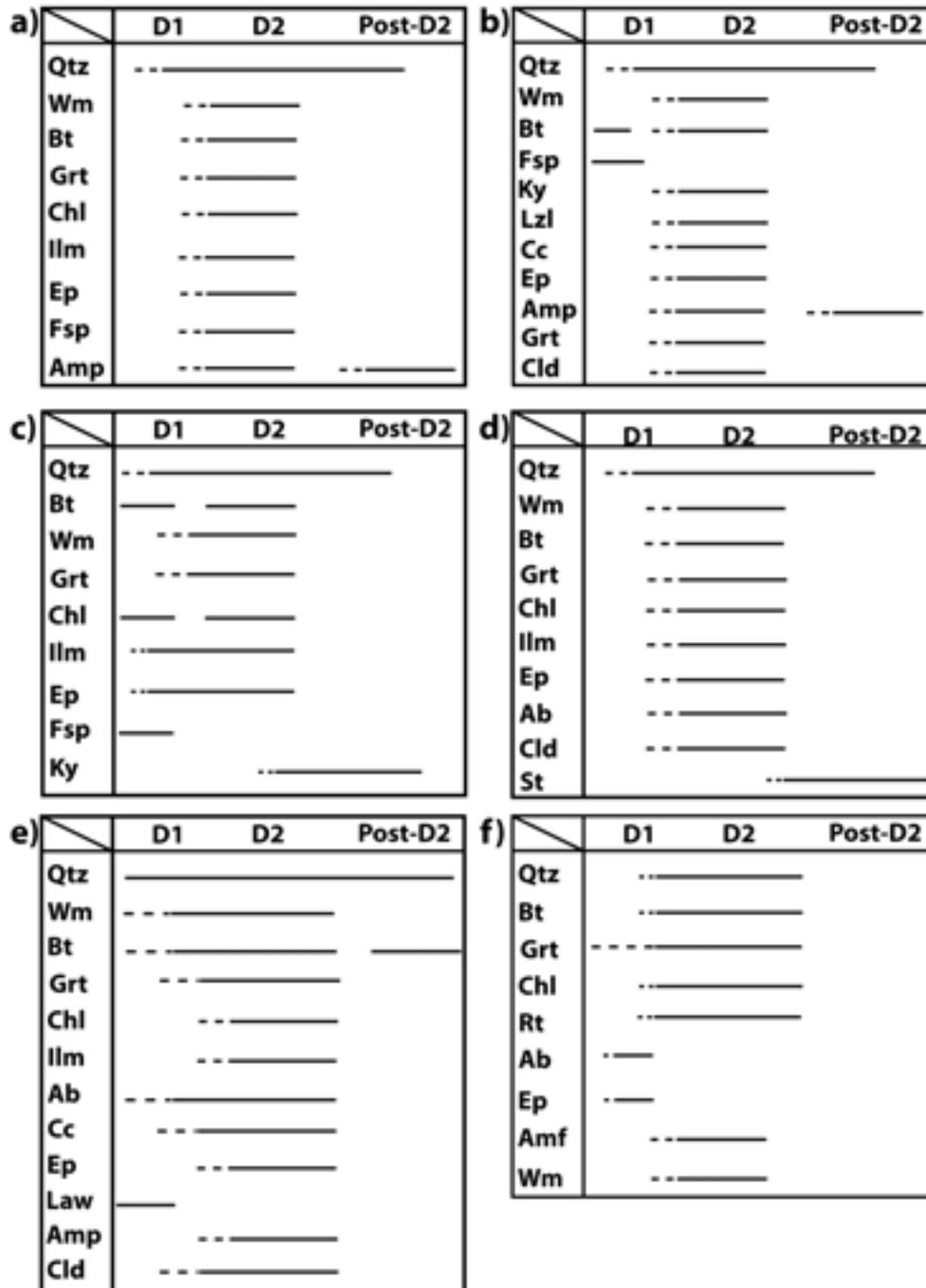


Fig.3.111: Diagrammi blastesi-deformazione relativi alle unità analizzate: a) unità del Greiner; b) unità di Vizzate; c) unità del Wolfendorn; d) unità post-Varisiche indifferenziate; e) falda del Glockner; f) basamento del Tux. Come si può osservare dai vari diagrammi, la maggior parte della blastesi si sviluppa tra la fase D1 e la fase D2. In alcuni casi si ha la presenza di una fase post-D2 (ascrivibile alla Tauernkristallisation) durante la quale si ha lo sviluppo di biotite, anfibolo, cianite e staurolite.

Tutti i campioni analizzati sono caratterizzati dalla presenza di una foliazione dominante, imputabile alla fase D2, più o meno sviluppata in base alla mineralogia della roccia. In alcuni campioni inoltre, si ha la presenza di una foliazione relitta, orientata ad alto angolo con la foliazione principale e osservabile all'interno di microlithons o all'interno di minerali quali granati o feldspati (dove presenti). Questa foliazione relitta è imputabile alla fase D1, successivamente cancellata e trasposta lungo la foliazione S2. In alcuni casi infine si ha sia la presenza sia di una fase statica (Tauernkristallisation), che di una fase più blanda che tende a crenulare la foliazione S2.

4. Chimica di roccia totale

Sono state effettuate analisi chimiche di roccia totale su campioni provenienti da zone diverse della Finestra dei Tauri, al fine di cercare di caratterizzare in maniera dettagliata le varie unità. Alcune analisi di roccia totale sono state poi utilizzate per la modellizzazione termodinamica mediante Perplex_X (vedi capitolo 6.3).

4.1 Il protolite delle anfibolite a granato dell'unità Zillertal

Dai campioni di anfibolite a granato del Lago Silvella (vedi capitolo 3.1.8), sono state ricavate sia sezioni sottili (per indagini microstrutturali) che analisi di roccia totale (vedi Tabella 1, appendice 2). Non si ha nessun dato relativo a queste anfiboliti., gli unici dati disponibili si riferiscono a delle anfiboliti affioranti nei dintorni del Lago Silvella, e la cui origine è interpretata essere relazionata a ex basalti ad affinità MORB (Höck, 1981; Höck e Miller, 1987; De Vecchi, 1989). Per questo è stato scelto di utilizzare il diagramma TAS relativo alle rocce vulcaniche. Dal diagramma TAS (Fig.4.1) si nota come l'anfibolite a granato cada nel campo dei basalti, e sia caratterizzata da un XMg di circa 0.45 e basso K₂O (Fig.4.2), a suggerire un protolite magmatico.

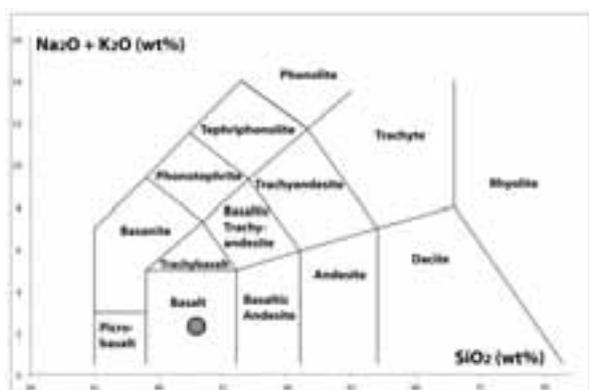


Fig.4.1: Diagramma TAS (total alkali vs silica)

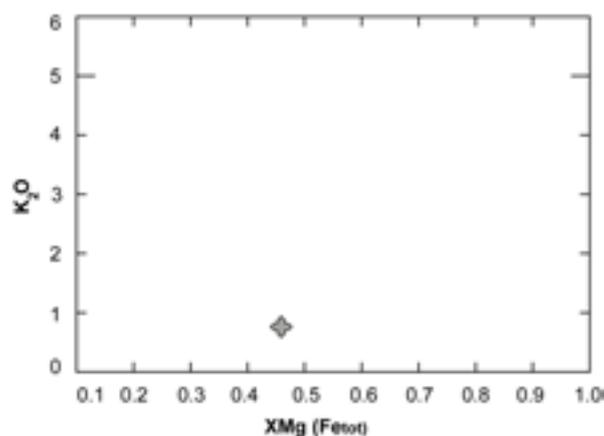


Fig.4.2: Diagramma XMg(Fe_{tot})-K₂O

4.2 I protoliti del parautoctono metasedimentario

Sono state realizzate sette analisi di roccia totale su paraderivati (vedi Tabella 2, appendice 2). Si tratta di due paragneiss appartenenti al basamento del Tux (vedi capitolo 3.1.7) e cinque micascisti, tre della zona sud ovest della Finestra dei Tauri (vedi capitolo 3.1.8) e due provenienti dal sondaggio della BBT Vi-B12/11 (vedi capitolo 3.1.2).

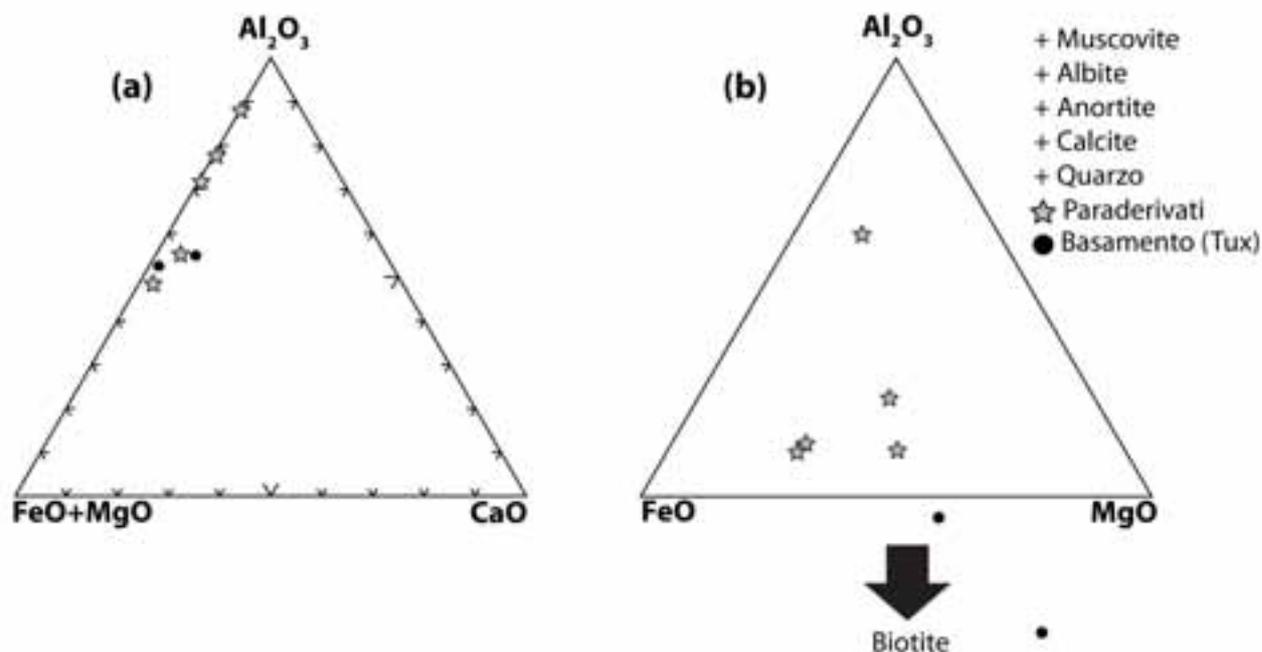


Fig.4.3: a) Diagramma Al_2O_3 -($FeO+MgO$)- CaO , b) Proiezione chemografica dei paraderivati (micascisti a granato e gneiss pre-Varisici), in termini di contenuti in Al_2O_3 - FeO - MgO , espressi in (wt%).

Le analisi di roccia totale sono state plottate nel diagramma AFM (Fig.4.3b), che tipicamente è utilizzato per le rocce pelitiche. Visto che le rocce in esame sono caratterizzate da una paragenesi in cui si ha spesso plagioclasio, anfibolo, mica bianca e carbonati, si è scelto di proiettare le analisi da fasi che generalmente non sono considerate nella proiezione AFM, come muscovite, anortite, albite e calcite. Si nota come le analisi dei paraderivati tendano verso il vertice A (Al_2O_3) e come i paragneiss tendano maggiormente verso il vertice M (MgO), essendo più ricchi modalmente in biotite e clorite rispetto agli altri campioni.

4.3 Diagrammi di variazione composizionale dei calcescisti del Glockner del sondaggio Vi-B-12/11

I risultati delle analisi chimiche di roccia totale dei calcescisti prelevati dal sondaggio Vi-B-12/11, unitamente alle analisi di calcescisti provenienti da altre zone della finestra dei Tauri, sono state confrontate con analisi di calcescisti provenienti dalla zona del Duomo Lepontino (Svizzera) effettuate da Garofalo, (2012) (vedi Tabella 4, appendice 2).

Nel complesso l'insieme delle analisi dei calcescisti della Finestra dei Tauri (Fig.4.4), mostra dei patterns composizionali estremamente coerenti con le analisi dei calcescisti del duomo Lepontino (Garofalo, 2012); Dai diagrammi di variazione composizionale si può notare come l'intero dataset presenti un'ampia variabilità in termini di Al_2O_3 e CaO ($1 < \text{Al}_2\text{O}_3 > 30\text{wt}\%$ e $1 < \text{CaO} > 50\text{wt}\%$); ciò è determinato dalla variabilità litologica dei singoli calcescisti. Si hanno infatti campioni estremamente ricchi in componente carbonatica, campioni intermedi e campioni in cui la componente fillosilicatica è predominante. La concentrazione di K_2O , Na_2O , TiO_2 , FeO e BaO mostra una buona correlazione positiva rispetto ad Al_2O_3 ; al contrario la concentrazione di SiO_2 presenta una scarsa correlazione con Al_2O_3 . Per quanto riguarda il contenuto in FeO e TiO_2 si nota come alcuni campioni provenienti dalla finestra dei Tauri, presentino contenuti che sono fuori dal trend generale. In particolare il campione 7SZ-1139 (scisto a granato-clorite-cloritoide-epidoto) mostra un contenuto in FeO 21.4 wt%, molto più alto degli altri campioni. I campioni che presentano un contenuto di TiO_2 più alto rispetto al trend generale della analisi provengono dal sondaggio Vi-B-12/11, e sono stati prelevati in prossimità di livelli di metabasiti (anfiboliti-prasiniti). Il contenuto in volatili è fortemente controllato dalla litologia; la CO_2 mostra una correlazione negativa rispetto ad Al_2O_3 (ad esempio CO_2 45 wt% e Al_2O_3 0.5 wt% nel campione ViB12-23 mentre CO_2 3 wt% e Al_2O_3 17.2 wt% nel campione 7SZ-428).

La maggior dei componenti che presentano una correlazione positiva con l' Al_2O_3 Sono componenti su cui si basa la definizione del GLOSS (global subducting sediment) di Plank e Langmuir, (1998); questo permette un confronto diretto tra i calcescisti Alpini e i protoliti sedimentari. Da questo confronto è possibile notare che la maggior parte dei trends positivi nei calcescisti risulta simile a quella del GLOSS e dell'AUCC; questo fatto indica che i calcescisti Alpini hanno subito limitate trasformazioni composizionali durante il metamorfismo orogenico.

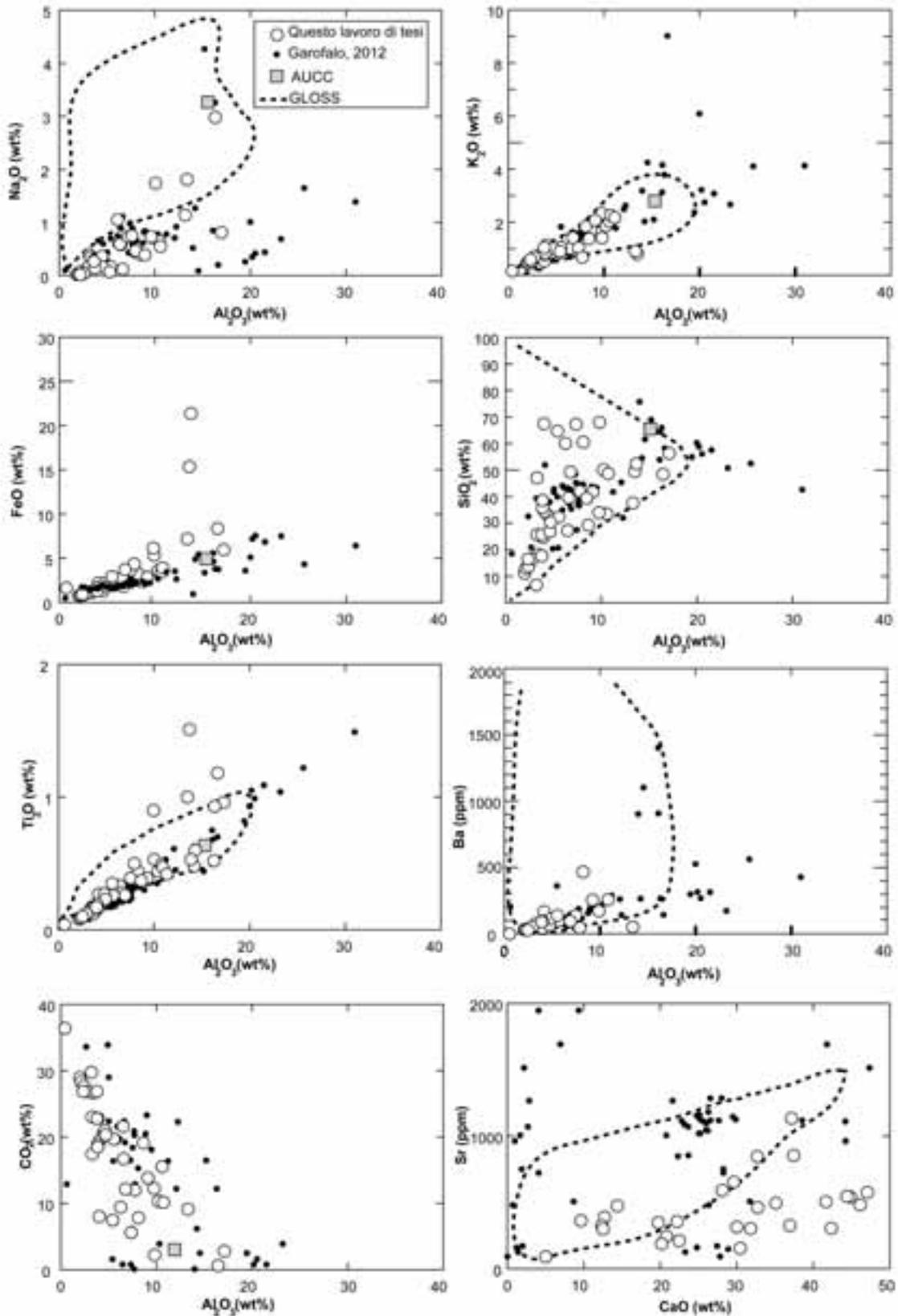


Fig.4.4: Concentrazione di alcuni elementi maggiori, e minori, dei calcescisti della Finestra dei Tauri (analizzati in questo lavoro di tesi) e del duomo Lepontino (Garofalo, 2012); AUCC (average of upper continental crust) secondo Rudnick e Gao (2003); Le curve tratteggiate rappresentano la composizione media ponderata del GLOSS (global subducting sediment) secondo Plank e Langmuir, (1998).

4.4 Proiezioni chemografiche dei calcescisti del Glockner

Le zone di subduzione costituiscono il principale sistema di riciclaggio attivo per il trasferimento di carbonio dal mantello astenosferico all'atmosfera, e viceversa. Grandi quantità di carbonio, incorporato nella crosta principalmente attraverso la precipitazione di carbonati, vengono continuamente introdotte nel mantello tramite la subduzione di sedimenti carbonatici in corrispondenza delle fosse oceaniche. La natura dei sedimenti subdotti (su cui si basano numerosi studi sperimentali, atti a definire le modalità di generazione di fluidi carbonatitici e a partire dalla decomposizione delle coperture sedimentarie), è ritenuta essere composizionalmente paragonabile al modello GLOSS, proposto da Plank e Langmuir (1998), caratterizzata pertanto da rapporti relativamente bassi in $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})$ ed abbondante componente dolomitica nei carbonati ternari. Tuttavia, i sedimenti pelagici calcarei che caratterizzano vari contesti geodinamici di subduzione, come ad esempio i margini Peruviano e Centroamericano, mostrano composizioni fortemente arricchite in carbonato di calcio a causa dell'abbondante frazione in nanofossili planctonici, di composizione puramente calcitica, da cui sono costituiti; inoltre, i meta-sedimenti carbonatici, quali marmi impuri e calcescisti, che compongono buona parte delle sequenze ofiolitiche dei principali catene orogeniche, come le Alpi o le Ande, testimoniano il coinvolgimento di grandi quantità di sedimenti carbonatici nelle zone di subduzione che hanno preceduto le collisioni continentali: tali considerazioni suggeriscono dunque l'importante ruolo che i sistemi composizionali ricchi in Ca esercitano sul comportamento del ciclo geochimico carbonio nel mantello. Le sequenze ofiolitiche alpine della Finestra dei Tauri (falda del Glockner) forniscono un ottimo esempio di come la frazione calcica possa rappresentare la componente principale nei carbonati dei sedimenti pelagici coinvolti nei sistemi di subduzione.

La rappresentazione grafica, tramite proiezione, del triangolo composizionale $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ (Fig.4.5) enfatizza questo assunto, mostrando come la maggior parte dei campioni analizzati ricada in vicinanza della componente calcica dei carbonati ternari. Le fasi minerali assunte come punti di proiezione per la rappresentazione ternaria sono fengite + granato + cianite + onfacite + coesite; questi, rappresentano infatti le fasi stabili nelle associazioni eclogitiche che caratterizzano le rocce meta-carbonatiche a condizioni di alta pressione ed alta temperatura.

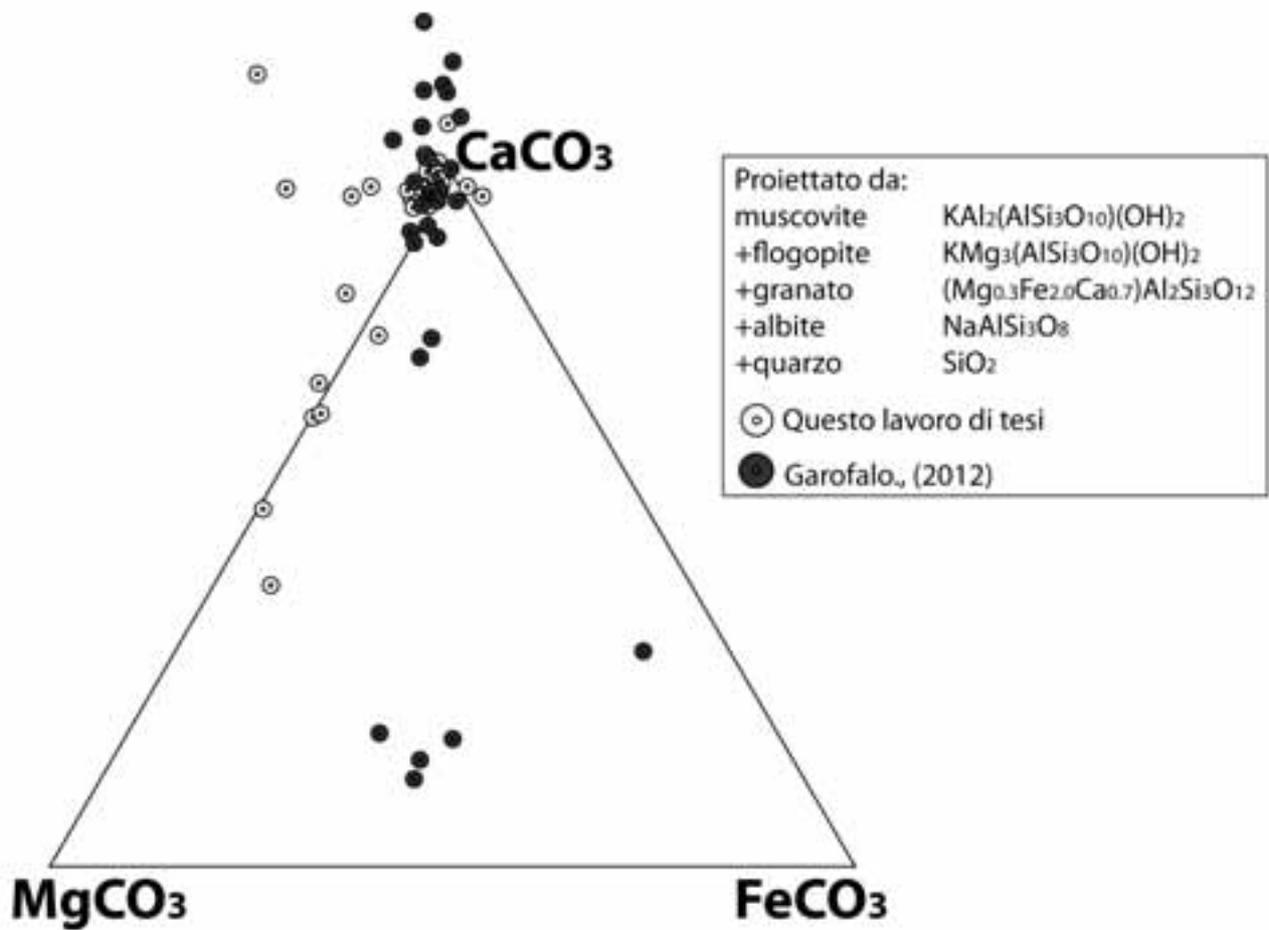


Fig.4.5: Proiezione chemografica dei calcescisti del Glockner e del Duomo Lepontino, in termini di contenuti in $CaCO_3$ - $MgCO_3$ - $FeCO_3$ espressi in (wt%).

La rappresentazione grafica, tramite proiezione, del triangolo composizionale $CaCO_3$ - SiO_2 - Al_2SiO_5 (proiettando dalle fasi minerali stabili in una associazione eclogitica: fengite, granato e onfacite di composizioni fisse, oltre due carbonati di composizione sideritica e magnesitica) permette di osservare come tali rocce risultino sature in cianite, silice e carbonato calcico (Fig.4.6).

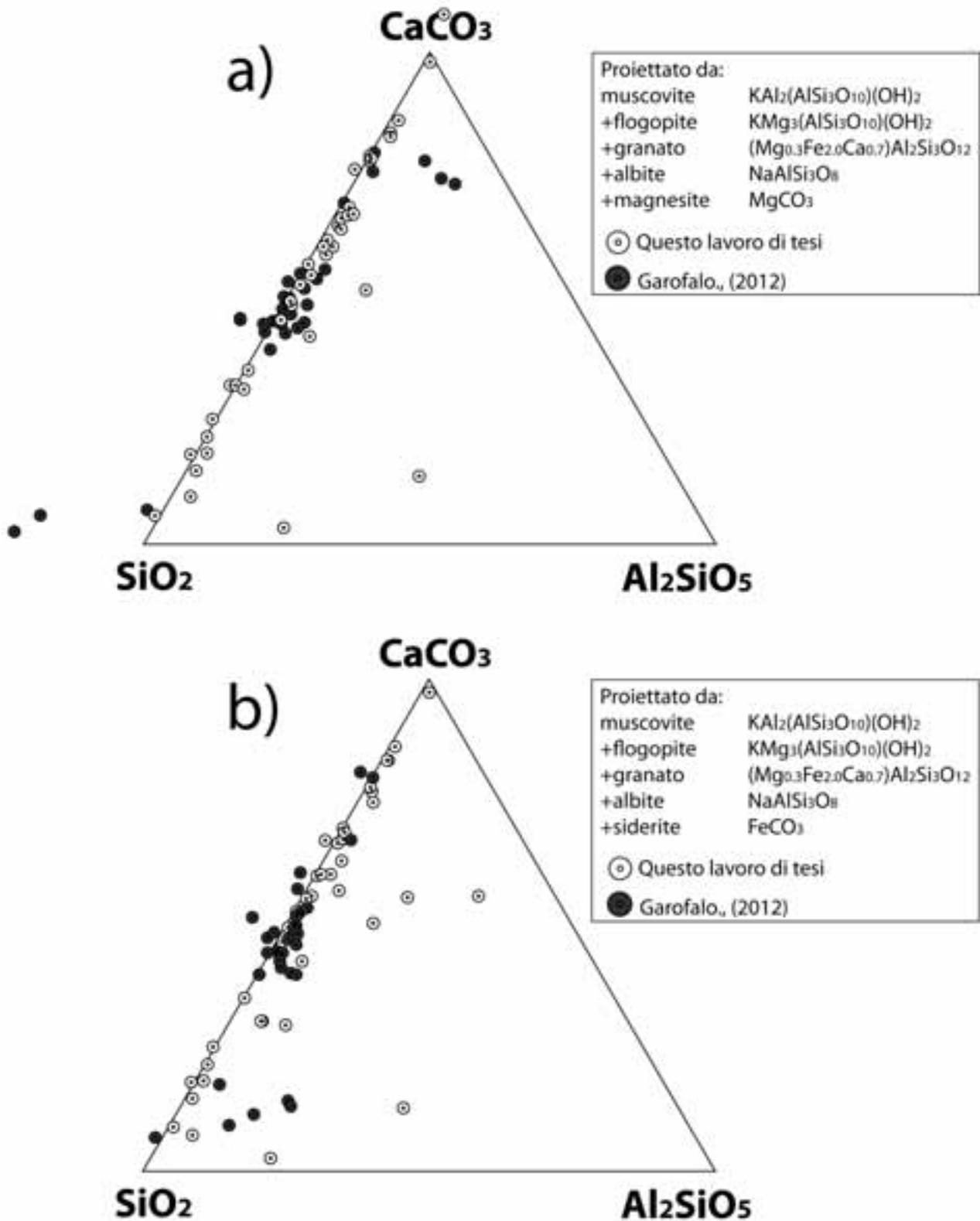


Fig.4.6: Proiezione chemografica dei calcescisti del Glockner e del Duomo Lepontino, in termini di contenuti in termini di SiO_2 - $CaCO_3$ - Al_2SiO_5 espressi in (wt%). A) Le analisi sono state proiettate dal termine magnesite; B) la analisi sono state proiettate dal termine siderite.

5. Chimica delle fasi mineralogiche

Sono state analizzate le fasi mineralogiche presenti in campioni appartenenti a diverse unità tettono-metamorfiche. In dettaglio i campioni di cui sono state analizzate le fasi mineralogiche sono: cinque micascisti a granato ed un marmo calcitico-dolomitico appartenenti alle coperture indifferenziate affioranti nella parte sud ovest dell'area di studio, un'anfibolite a granato dell'unità dello Zillertal, proveniente dal Lago Silvella, due paragneiss del basamento del Tux, un micascisto grafítico a granato appartenente all'unità del Greiner, due micascisti a granato, due calcescisti e uno scisto a granato-clorite-cloritoide, appartenenti all'unità del Glockner. In Tabella 5.1 sono riportate le analisi effettuate per ogni campione.

Campioni	Litologia	Unità	Anfibolo	Biotite	Calcite	Dolomite	Clorite	Mica chiara	Granato	Ilmenite	Allanite	Staurolite	Plagioclasio	Cloritoide
7AD-38a/b	micascisto a granato	Coperture indifferenziate		✓					✓	✓		✓	✓	
7AD-9	micascisto a granato	Coperture indifferenziate		✓				✓	✓		✓			
7AD-37	micascisto a granato	Coperture indifferenziate							✓		✓			
7AD-17a/b	micascisto a granato	Coperture indifferenziate							✓					
7AD-52	micascisto a granato	Coperture indifferenziate							✓					✓
7AD-50	marmo calcitico-dolomitico	Coperture indifferenziate			✓	✓								
7SZ-1243a/b	anfibolite a granato	Zillertal	✓						✓				✓	
7SZ-969	paragneiss	Basamento del Tux		✓					✓				✓	
7SZ-1080	paragneiss	Basamento del Tux	✓	✓				✓	✓				✓	
7AD-6B	micascisto grafítico a granato	Greiner		✓			✓	✓	✓	✓			✓	
ES-1	micascisto a granato	Glockner							✓					
7SZ-634	micascisto a granato	Glockner		✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓	
7SZ-615	calcescisto	Glockner			✓	✓		✓						
ES-14	calcescisto	Glockner			✓	✓		✓						
7SZ-1139	scisto a clorite-granato-cloritoide	Glockner					✓	✓	✓					✓

Tabella 5.1: schema riassuntivo delle analisi effettuate tramite l'Electron Micro-Probe Analyzer JEOL 8200.

5.1 Mica bianca

Le miche chiare sono tra i minerali più diffusi ed abbondanti nelle rocce metapelitiche. La formula generale delle miche è $X_2 Y_{4-6} Z_8 O_{20} (OH,F)_4$: il sito X è principalmente occupato da K (muscovite), Na (Paragonite) o Ca (Margarite); il sito Y (ottaedrico) è principalmente occupato da Al, Mg o Fe; il sito Z (tetraedrico) è principalmente occupato da Si o Al. La struttura generale è dunque caratterizzata da pacchetti T-O-T in cui uno strato di cationi Y in coordinazione ottaedrica è racchiuso tra due strati Z tetraedrici; la carica negativa dei pacchetti viene bilanciata da piani di ioni X interposti tra i pacchetti T-O-T. La muscovite è uno degli end-member delle miche chiare, avente formula: $K_2Al_4Si_6Al_2O_{20}(OH,F)_4$. Tra le varie sostituzioni isomorfe, quella più importante è quella chiamata “celadonitica”, tramite la quale si ha: $Al^{3+} + Al^{3+} \rightarrow Si^{4+} + Mg^{2+}$; questa sostituzione, legata ad un progressivo aumento della pressione, favorisce un aumento di Si a scapito di Al.

5.1.1 Unità del Glockner

Sono state analizzate le composizioni di miche chiare in 4 campioni dell'unità del Glockner: due calcescisti (ES-14, 7SZ-615), un micascisto (7SZ-634) e uno scisto a granato, clorite, epidoto e cloritoide (7SZ-1139). In Fig.5.1 sono riportate la analisi effettuate, e si può notare come nel complesso la variazione composizionale delle miche chiare sia molto ampia; si nota come i campioni mostrino un debole incremento di Si al crescere di X_{Mg} , potenzialmente correlato alla registrazione di un'evoluzione progradando andando verso il campione ES-14, collocato nella porzione meridionale dell'unità. Tale osservazione potrebbe trovare conferma da un incremento nel contenuto di Ti.

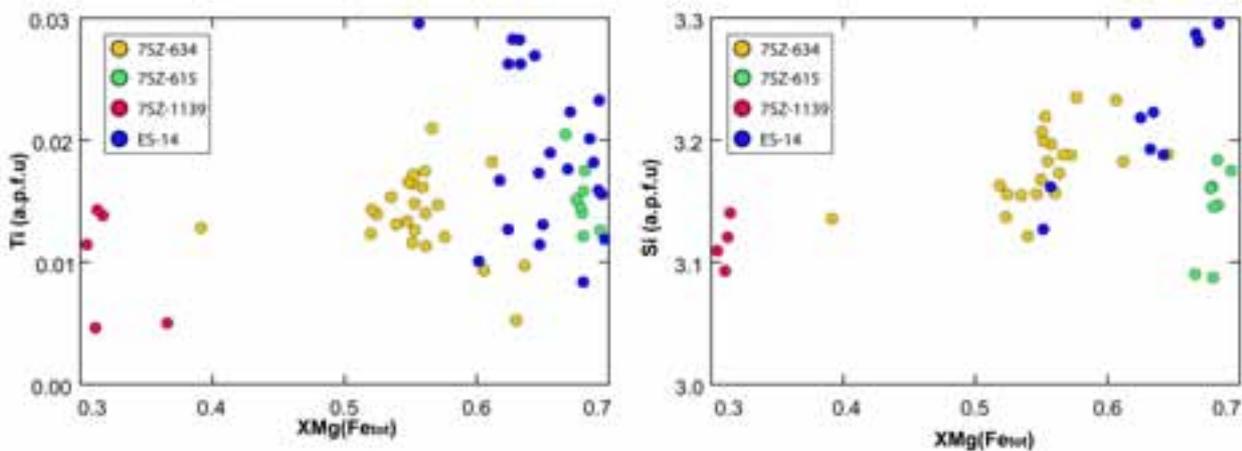


Fig.5.1: Diagramma $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Si e $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Ti delle miche chiare presenti all'interno dei calcescisti dell'unità del Glockner.

Nel campione 7SZ-634 sono presenti miche bianche relitte, all'interno di microlithons; nel diagramma in Fig.5.2 sono riportate le analisi delle miche relitte e quelle delle miche della foliazione dominante S2. Tra le due generazioni di miche non si notano sostanziali differenze composizionali.

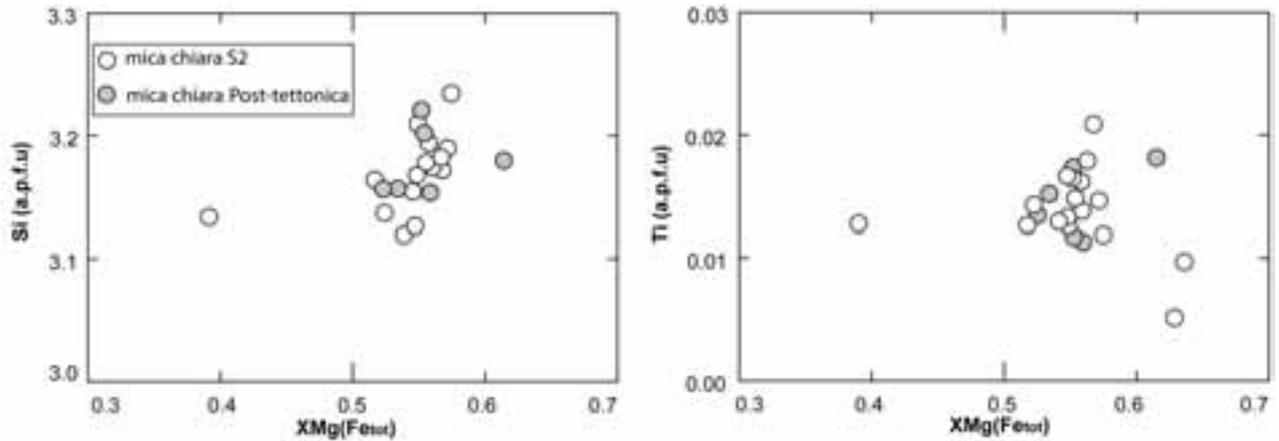


Fig.5.2: Diagramma $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Si e $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Ti delle due generazioni di miche chiare presenti all'interno del campione 7SZ-634

5.1.2 Unità del Greiner

Di questa unità sono state analizzate solo poche miche, presenti in un unico campione, un micascisto grafítico a granato (7AD-6B) caratterizzato da abbondanza di biotite e scarsità di mica bianca, presente unicamente lungo la foliazione dominante S2. In Fig.5.3 sono riportate le analisi delle miche chiare; data la scarsità di analisi si possono fare poche considerazioni in merito alla variazione composizionale delle miche in questa unità. Si nota comunque come il contenuto in Mg, Si e Al sia simile a quello delle miche dell'unità del Glockner.

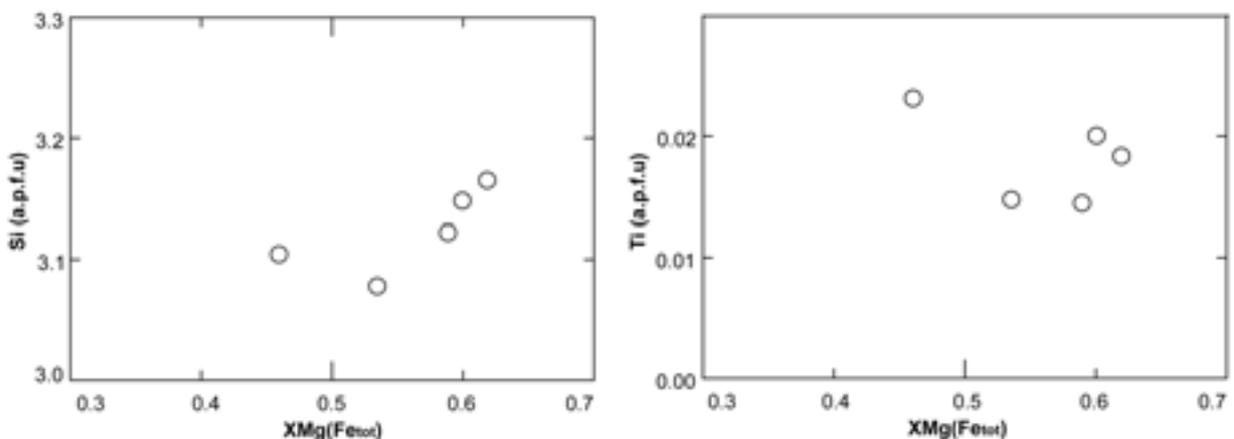


Fig.5.3: Diagramma $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Si e Diagramma $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Ti delle miche chiare presenti all'interno del campione 7AD6B.

5.1.3 Basamento del Tux

Sono state analizzate le miche presenti in un campione del basamento del Tux, uno paragneiss (7SZ-1080) a granato-anfibolo-biotite-mica bianca. In Fig.5.4 sono riportate le analisi delle miche chiare e si nota come ci sia una ristretta variabilità composizionale. Le analisi si concentrano in un range che va da 0.5 a 0.6 di X_{Mg} e 3.1-3.2 di Si e 0.02-0.03 di Ti.

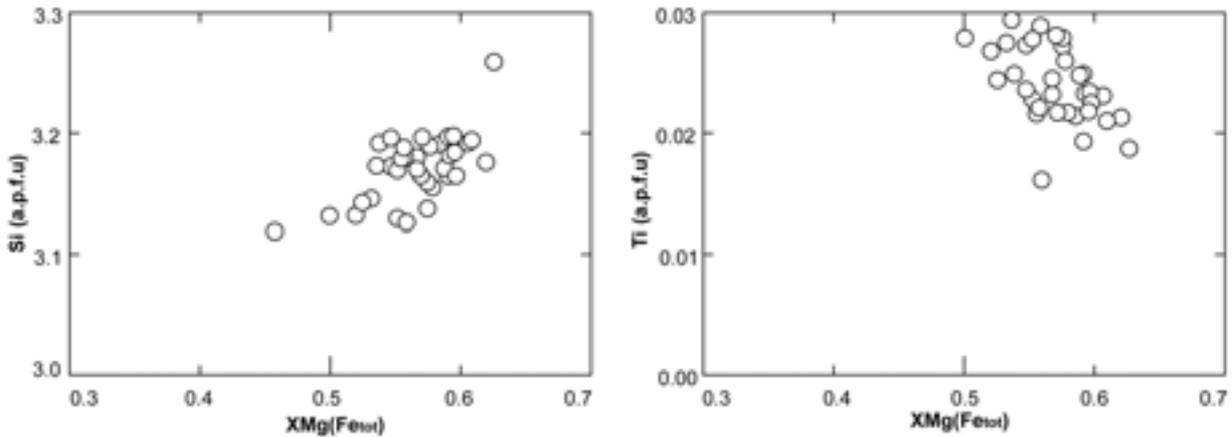


Fig.5.4: Diagramma $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Si e $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Ti delle miche chiare presenti all'interno del campione 7SZ-1080

5.1.4 Coperture post Varisiche indistinte

Sono state analizzate le miche presenti in un campione (7AD-9) delle coperture indifferenziate post-Varisiche che affiorano nella zona SW dell'area di studio. Il campione in questione è micascisto a granato e in Fig.5.5 sono riportate le analisi delle miche chiare.

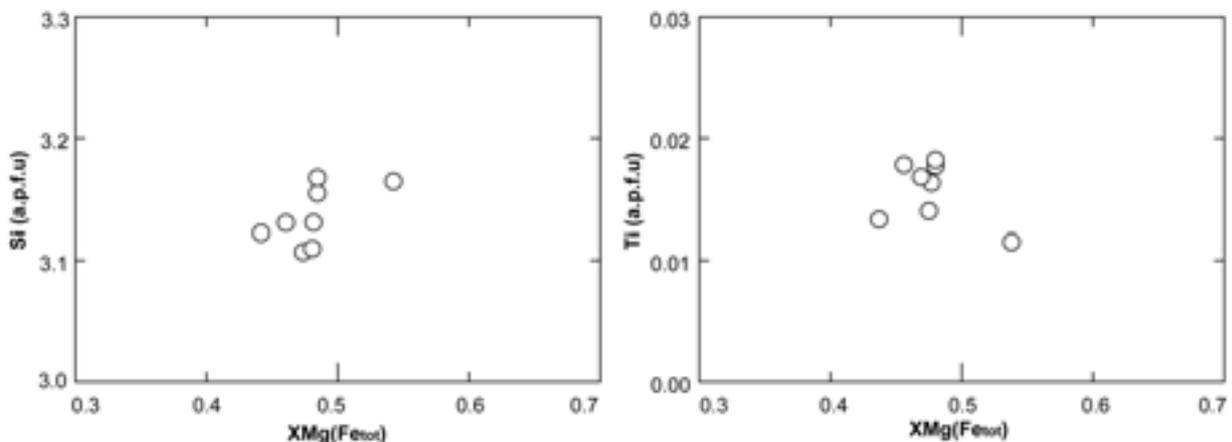


Fig.5.5: Diagramma $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Si e $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Ti delle miche chiare presenti all'interno del campione 7AD-9

5.2 Clorite

Le cloriti sono un gruppo di minerali appartenenti alla classe dei fillosilicati, che condividono con le miche molte caratteristiche chimiche e strutturali. La loro struttura consiste in un'alternanza regolare di pacchetti T-O-T tipo talco, aventi formula: $Y_6Z_8O_{20}(OH)_4$, con nell'interstrato strati tipo brucite aventi formula: $Y_6(OH)_{12}$ (Y rappresenta i siti ottaedrici e Z e siti tetraedrici). La formula cristallografica delle cloriti può essere espressa come:



Le cloriti si sviluppano durante la diagenesi a partire da minerali argillosi per espulsione degli ioni alcalini nell'interstrato e fissazione di (Mg,Fe); nelle rocce pelitiche è presente in abbondanza nelle condizioni di facies metamorfiche in scisti verdi, dove risulta associata a muscovite, quarzo, plagioclasio, calcite ed ilmenite. Nelle metabasiti è un'importante minerale indice di facies, in quanto marca la condizione di facies scisti verdi in associazione con actinolite, epidoto ed albite; al passaggio dalla facies scisti verdi alla facies anfibolitica, il suo contenuto diminuisce notevolmente in quanto coinvolta con epidoto ed actinolite per la formazione di anfiboli ricchi in alluminio.

5.2.1 Unità del Glockner

Sono state analizzate le cloriti presenti all'interno di due campioni appartenenti all'unità del Glockner; un micascisto a granato (7SZ-634), e uno scisto a granato-clorite-cloritoide-epidoto (7SZ-1139). Dal diagramma in Fig.5.6a si nota come le cloriti presenti nei due campioni abbiano alti valori di Al e bassi valori di X_{Mg} tipici di associazioni pelitiche. Questo indica una forte componente terrigena all'interno dei sedimenti della tetide Alpina. Nel diagramma di Fig.5.6b si nota come le cloriti di entrambi i campioni ricadano nel campo delle Ripidoliti.

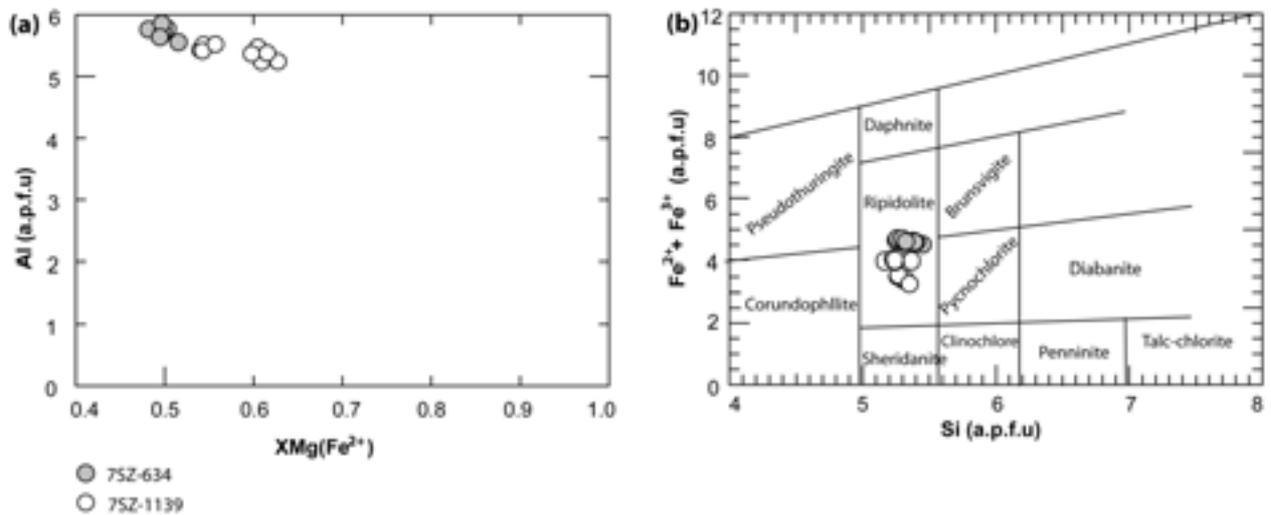


Fig.5.6: a) Diagramma $X_{Mg}(Fe^{2+})$ vs Si delle cloriti dell'unità del Glockner e, b) diagramma Si vs $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ per la classificazione delle cloriti. Modificato da Hey M H (1954).

5.2.2 Unità del Greiner

Sono state analizzate le cloriti presenti all'interno di un unico campione (7AD-6B). La clorite è presente, assieme a biotite e mica chiara, lungo la foliazione (S2) principale della roccia. Dal diagramma in Fig.5.7a si nota come le cloriti presenti nel micascisto abbiano alti valori di Al e bassi valori di X_{Mg} tipici di associazioni pelitiche. Nel diagramma di Fig.5.7b si nota come le cloriti del campione 7AD-6B ricadano nel campo delle Ripidoliti.

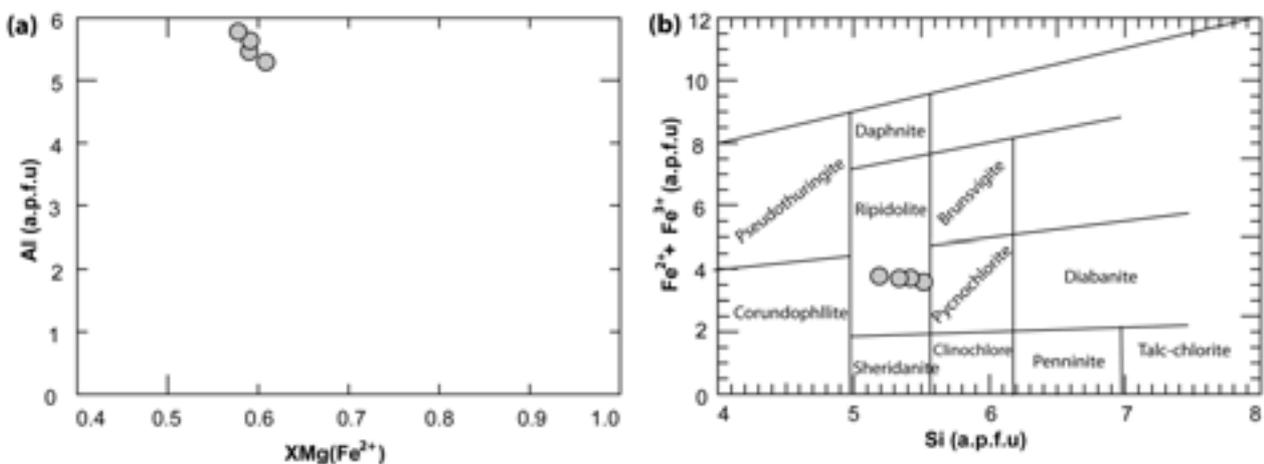


Fig.5.7: a) Diagramma $X_{Mg}(Fe^{2+})$ vs Si delle cloriti del campione 7AD-6B e, b) diagramma Si vs $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ per la classificazione delle cloriti. Modificato da Hey M H (1954).

5.3 Biotite

Secondo la nuova classificazione dei minerali del gruppo delle miche (Rieder et al. 1998), il termine biotite non va più utilizzato per indicare una specie mineralogica, ma per designare una serie di miche triottaedriche, con composizione vicina all'intersezione tra gli *end-members* annite-flogopite e siderofillite-estonite. Sia che la si consideri una serie o una specie mineralogica, la biotite resta la mica ricca in potassio più diffusa nelle rocce metapelitiche in condizioni di bassa pressione e media-alta temperatura.

5.3.1 Unità del Glockner

Sono state analizzate le biotiti presenti all'interno di un micascisto a granato (7SZ-634), intercalato all'interno dei calcescisti dell'unità del Glockner. Il campione in esame presenta due generazioni di biotiti; una responsabile, assieme alla mica chiara, della foliazione S2 dominante, e una presente come blasti post-cinematici, con dimensioni maggiori rispetto alla biotite della S2. Dal diagramma in Fig.5.8a e Fig.5.9b si nota come le due generazioni di biotiti non differiscano in termini di contenuti di Mg, Al e Ti.

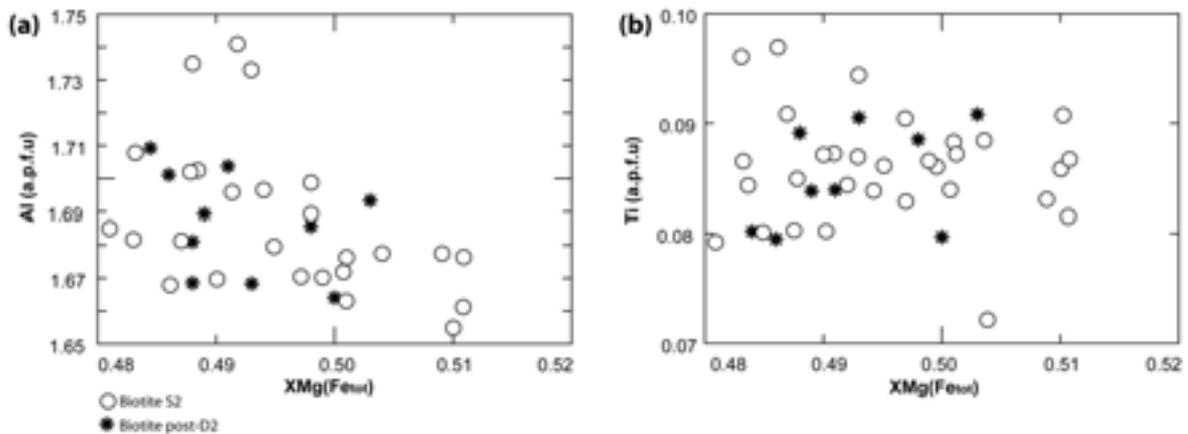


Fig.5.8: a) Diagramma $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Al e $X_{Mg}(Fe_{tot})$ e, b) diagramma $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Ti delle biotiti presenti all'interno del campione 7SZ-634.

5.3.2 Unità del Greiner

Sono state analizzate le biotiti presenti all'interno di un unico campione (7AD-6B). La biotite è presente, assieme alla mica chiara, lungo la foliazione S2 della roccia e all'interno di grossi microlithons, caratterizzati da una foliazione S1 relitta costituita da biotite+quarzo (a grana grossa). Dal diagramma in Fig.5.9a e Fig.5.9b si nota come non ci siano sostanziali differenze nel contenuto di Mg, Al e Ti nelle due generazioni di biotiti.

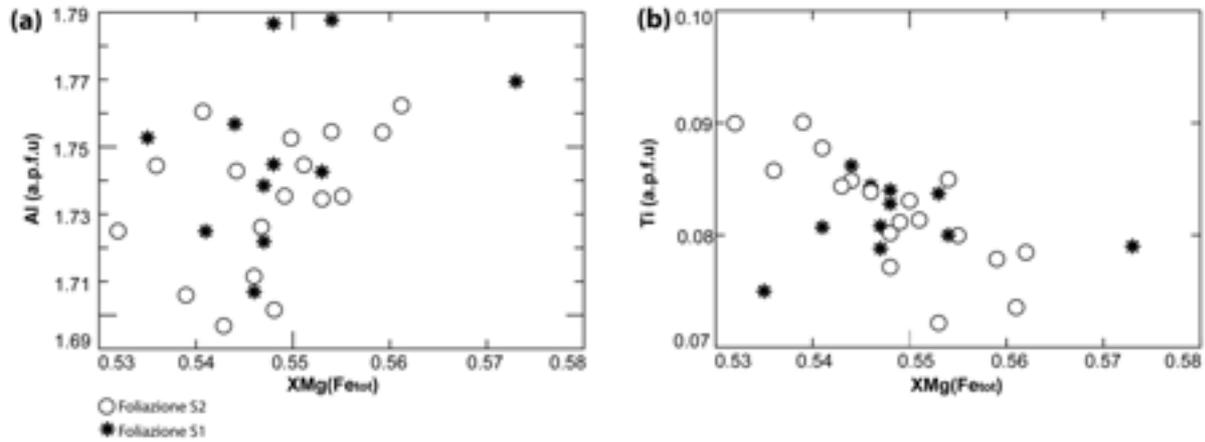


Fig.5.9: a) Diagramma $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Al e, b) diagramma $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Ti delle biotiti presenti all'interno del campione 7AD-6B

5.3.3 Basamento del Tux

Sono state analizzate le biotiti presenti in 2 campioni del basamento del Tux, 1 paragneiss a granato-anfibolo-biotite-mica bianca (7SZ-1080) e 1 paragneiss a granato-biotite-mica bianca (7SZ-969). In Fig.5.10a e Fig.5.10b sono riportate le analisi delle biotiti e si nota come i due campioni differiscano soprattutto per il contenuto in Mg (0.48-0.54 nel campione 7SZ-1080 e 0.53-0.57 nel campione 7SZ-969). I contenuti in Al e Ti sono simili in entrambi i campioni.

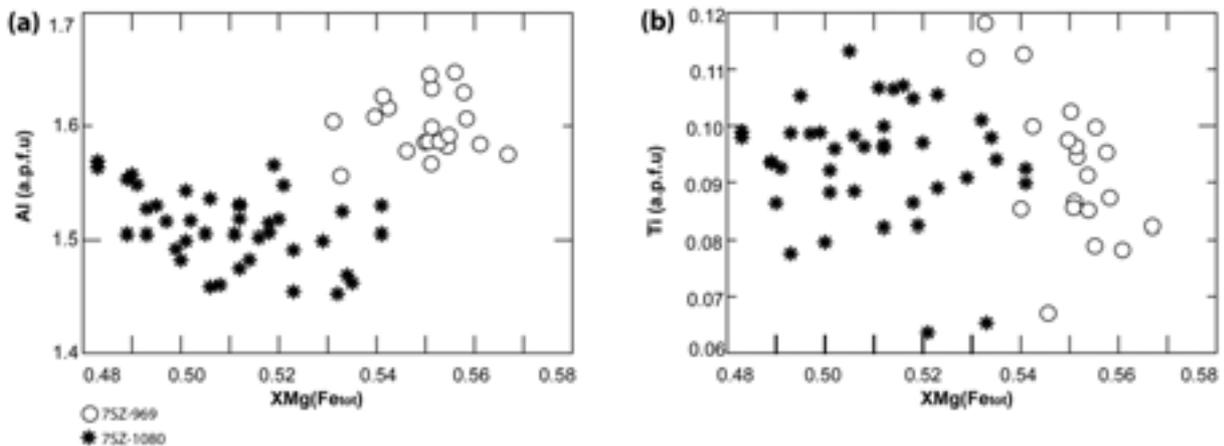


Fig.5.10: a) Diagramma $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Al e, b) diagramma $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Ti delle biotiti presenti all'interno dei campioni 7SZ-969 e 7SZ-1080.

5.3.4 Coperture post Varisiche indistinte

Sono state analizzate le biotiti presenti in un campione (7AD-38) delle coperture post-Varisiche che affiorano nella zona SE dell'area di studio; si tratta di un campione di scisto a granato-biotite con presenza di staurolite post-tettonica. La biotite è presente in grossi cristalli spesso alterati in clorite. In alcuni casi i cristalli di biotite presentano vistose essoluzioni di aghetti di rutilo (biotite "sagenitica"), vedi capitolo 3.1.8. Nei diagrammi in Fig.5.11a, e Fig.5.11b si nota come la biotite priva di essoluzioni differisca in termini di contenuti di Mg, Al e Ti rispetto a quella con essoluzioni di aghi di rutilo. In particolare varia maggiormente il contenuto in Al e Ti.

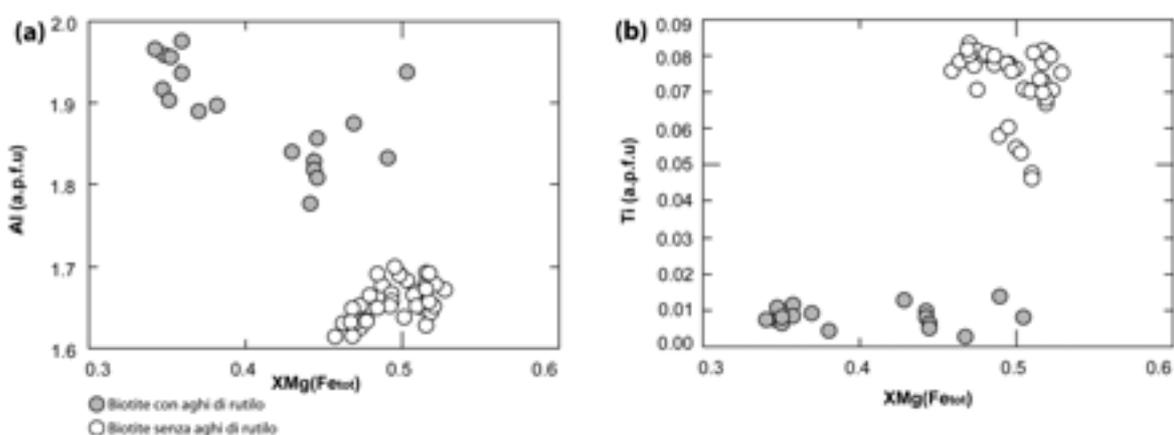


Fig.5.11: a) Diagramma $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Al e, b) diagramma $X_{Mg}(Fe_{tot})$ vs Ti delle biotiti presenti all'interno del campione 7AD-38

5.4 Plagioclasio

I plagioclasii, appartenenti al gruppo dei feldspati, sono caratterizzati da una formula cristallografica generale che può essere scritta come: $X[(Si,Al)_4O_8]$, dove il sito X viene occupato principalmente da Na, Ca e K. La serie dei plagioclasii va dal termine estremo albite, $NaAlSi_3O_8$, fino al termine estremo anortite, $CaAl_2Si_2O_8$: la serie è suddivisa in albite, oligoclasio, andesina, labradorite, bytownite ed anortite all'aumento progressivo della componente calcica. Nelle rocce metamorfiche la composizione del plagioclasio è un ottimo indicatore della temperatura raggiunta dalla roccia durante l'evoluzione metamorfica; generalmente infatti la percentuale di anortite aumenta con l'avanzare della temperatura, e diminuisce all'aumentare della pressione.

5.4.1 Unità del Glockner, Unità del Greiner, Unità dello Zillertal, Coperture post Varisiche indistinte

Data la scarsità di analisi, e soprattutto la loro somiglianza, sono state riuniti assieme i plagioclasti analizzati nelle coperture post-Varisiche, dell'unità del Glockner, dell'unità dello Zillertal. In tutte queste unità le analisi ricadono nel campo degli oligoclasti (Fig.5.12a-e).

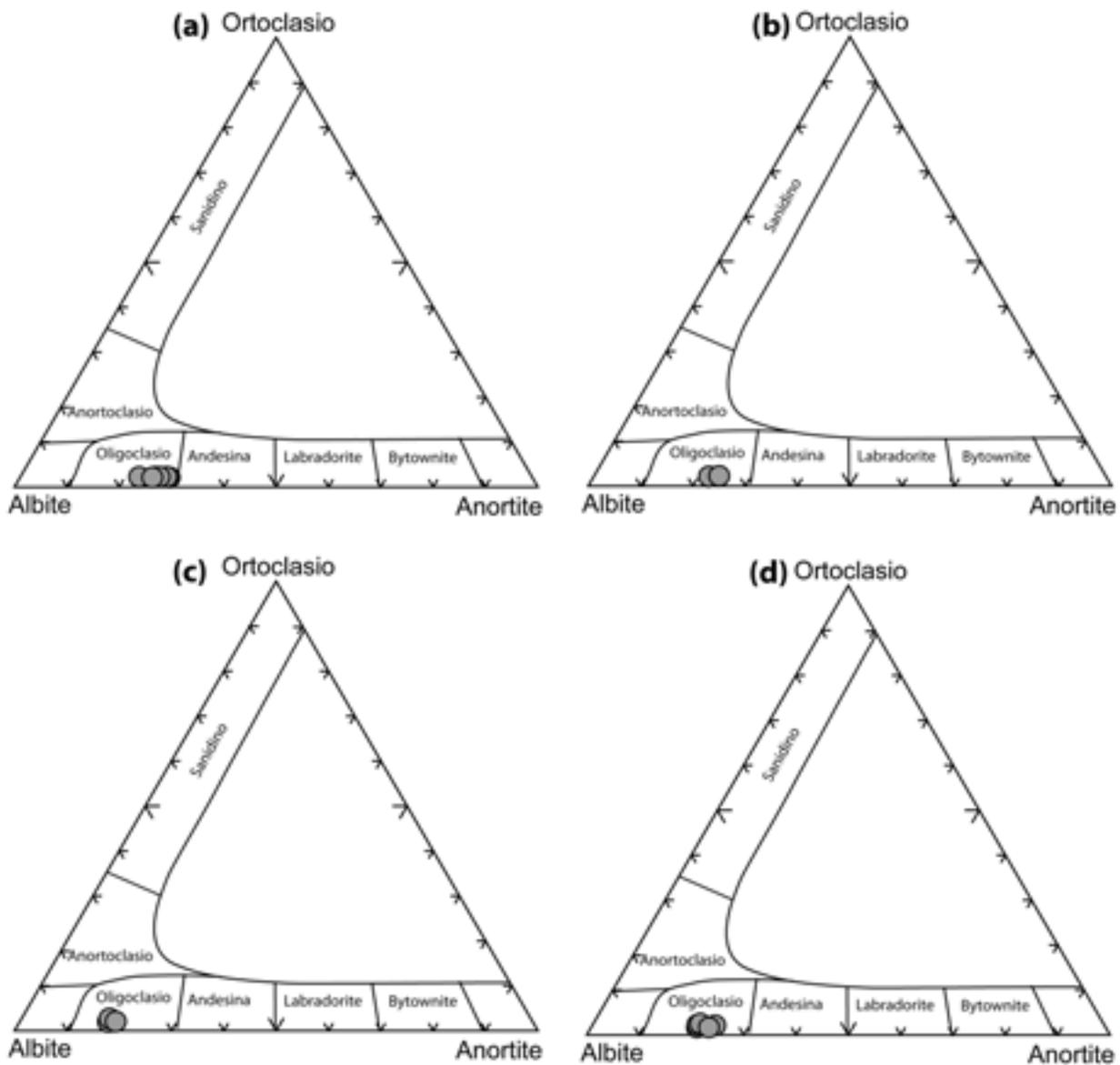


Fig.5.12: Diagramma Ab-An-Or relative ai plagioclasti presenti in a) Coperture post-Varisiche indifferenziate (7AD-38ab), b) Unità del Greiner (7AD-6B), c) Unità dello Zillertal (7SZ-1243ab) e d) unità del Glockner (7SZ-534).

5.4.2 Basamento del Tux

Sono stati analizzati i plagioclasii presenti in due campioni del basamento del Tux, un paragneiss a granato-anfibolo-biotite-mica bianca (7SZ-1080) e un paragneiss a granato-biotite-mica bianca (7SZ-969). In Fig.5.13a si nota come i plagioclasii del campione 7SZ-969 ricadano tutti all'interno del campo degli oligoclasii, mentre i plagioclasii del campione 7SZ-1080 variano da andesina ad oligoclasio. In Fig.5.13b si nota come i plagioclasii dei due campioni presentino andamenti di Ca/Na simili.

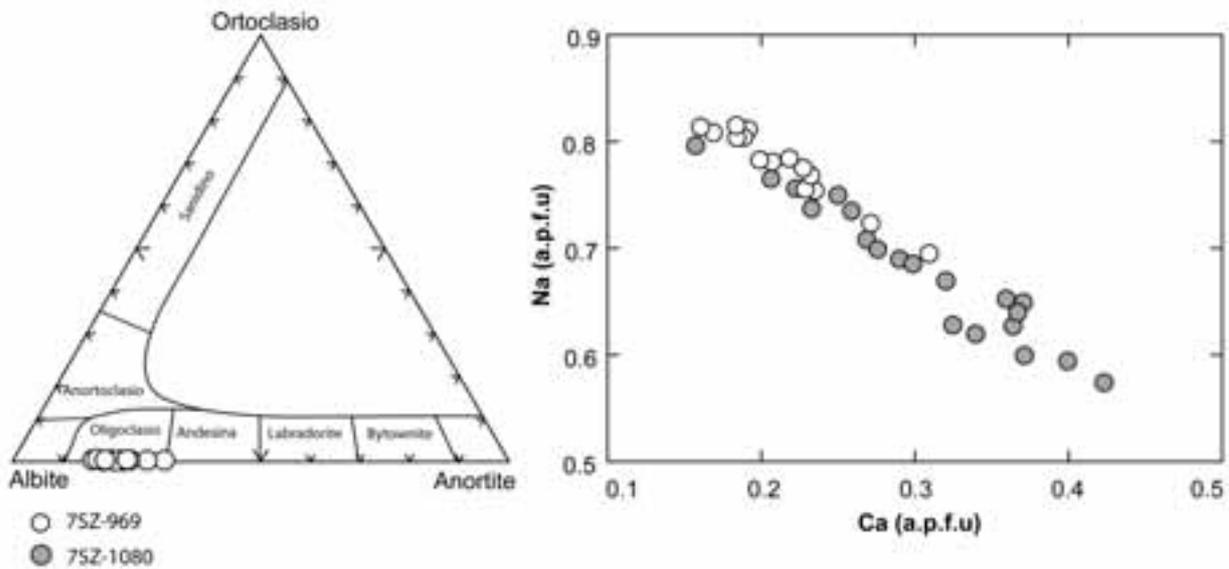


Fig.5.13: a) Diagramma Ab-An-Or e, b) variazione del contenuto Na/Ca dei plagioclasii presenti nei paragneiss del basamento del Tux.

5.5 Granato

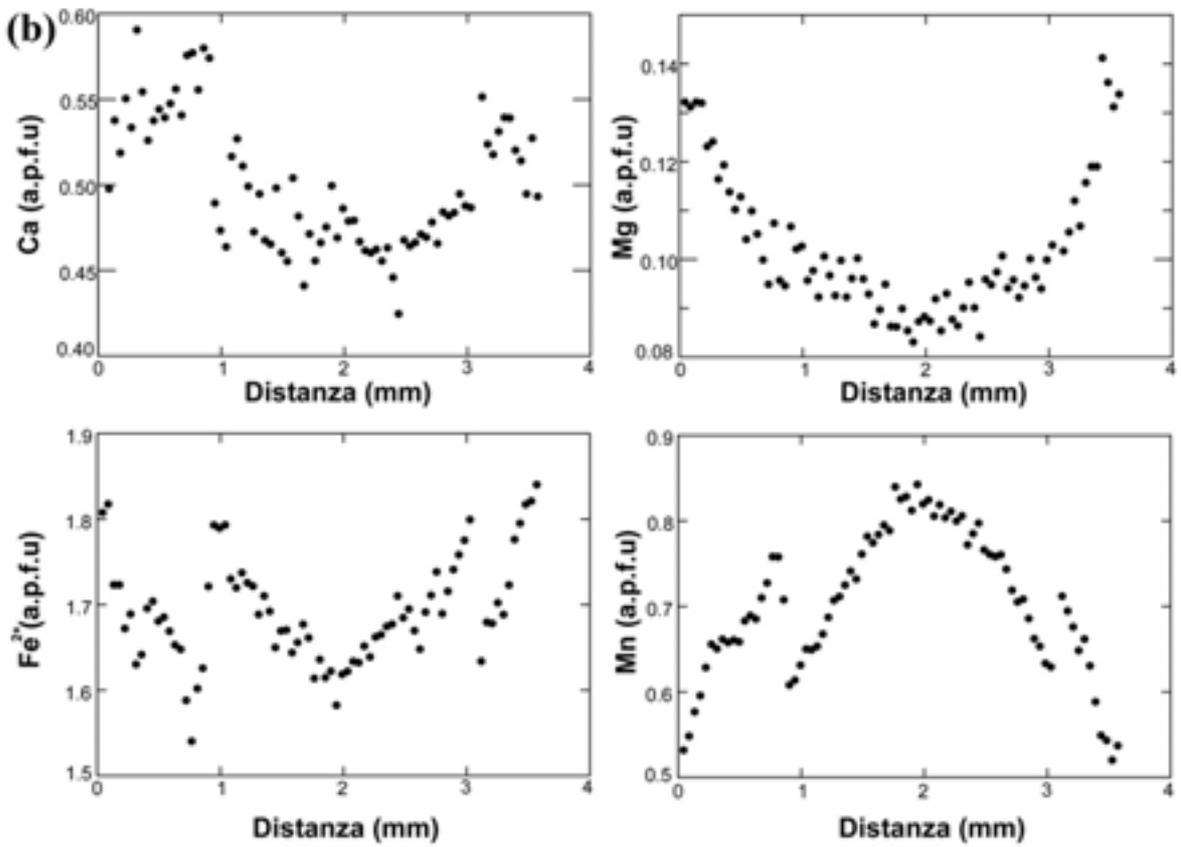
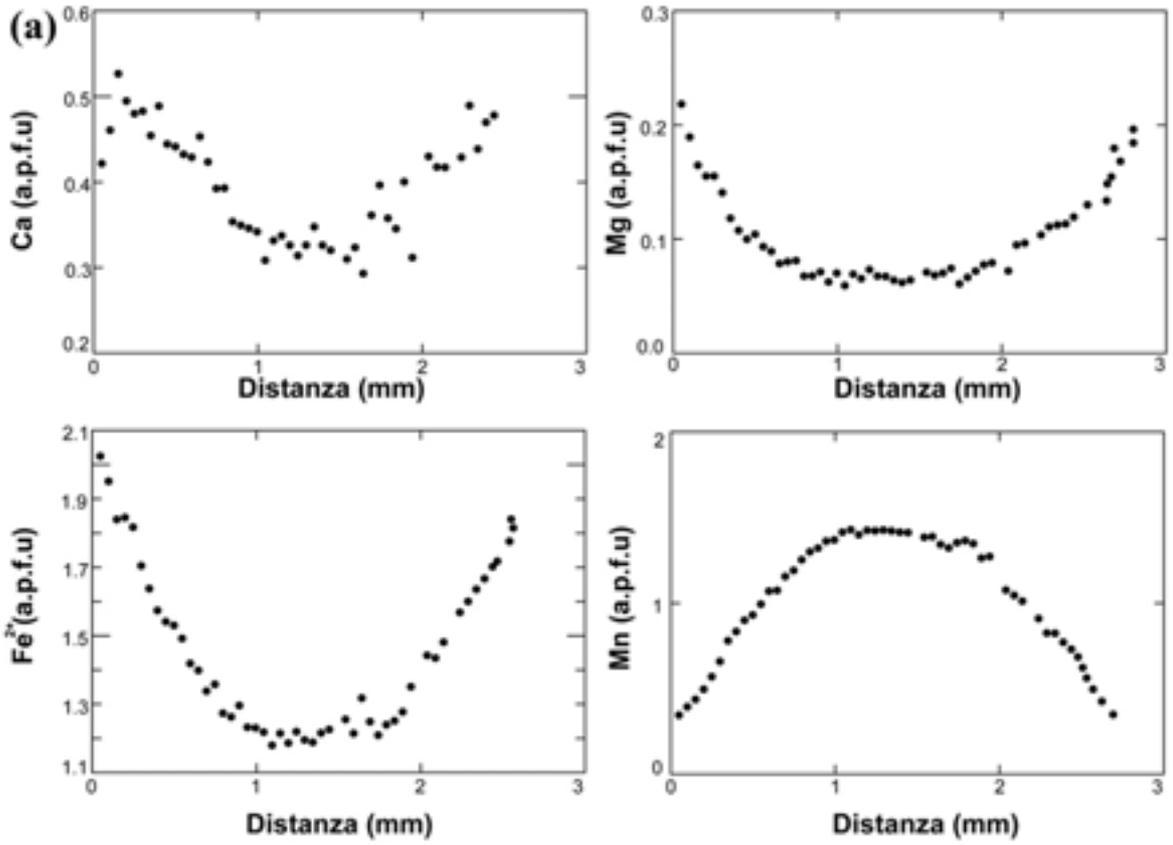
I granati sono minerali con formula cristallografica generale: $X_2Y_3Z_3O_{12}$. La struttura consiste in tetraedri di SiO_2 alternati ad ottaedri YO_6 (generalmente $Y=Al$, ma anche Fe^{3+} , Cr e Ti) a formare un'impalcatura tridimensionale entro il quale sono localizzati i cationi X in coordinazione cubica distorta, generalmente occupati da Mg , Fe^{2+} , Mn e Ca . I granati possono essere suddivisi in due serie principali, quella della pyralspite e quella della ugrandite:

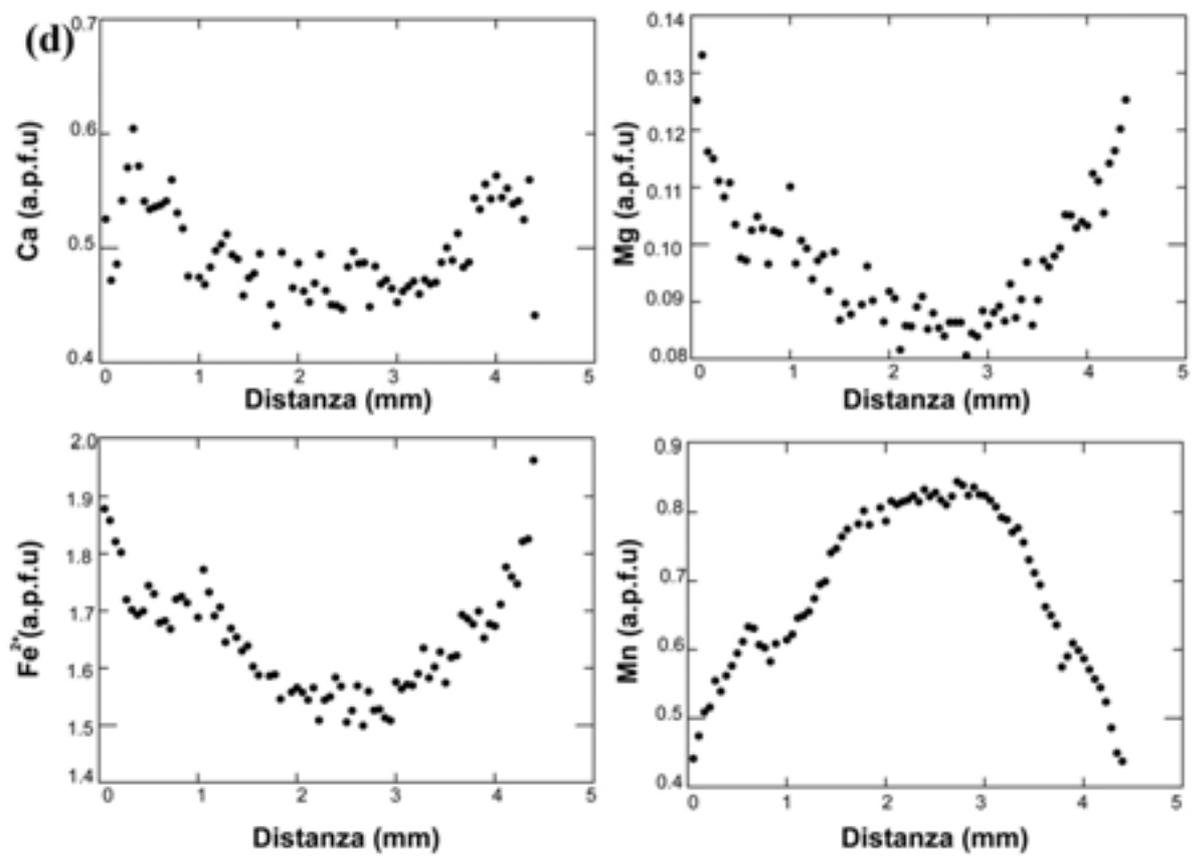
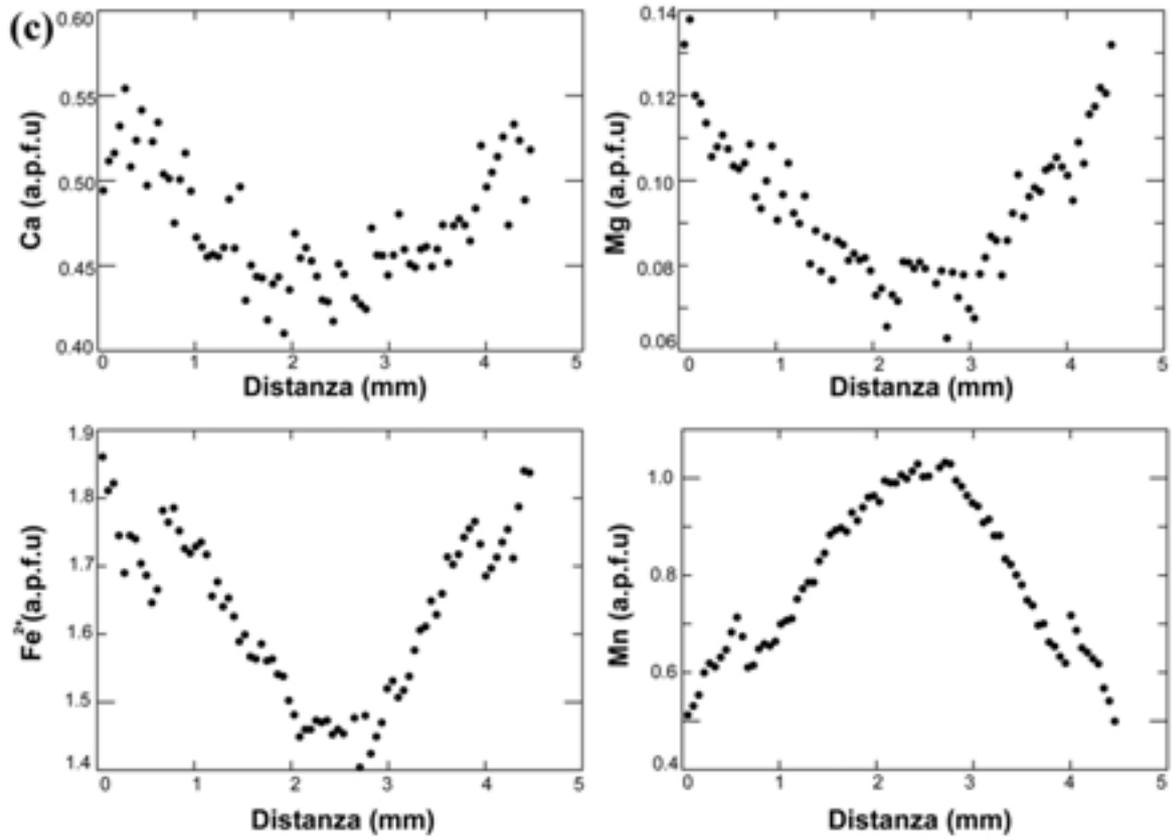
Serie della pyralspite: Piropo $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$; Almandino $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$; Spessartina $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$

Serie della ugrandite: Uvarovite $\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$; Grossularia $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$; Andradite $\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$

5.5.1 Unità del Glockner

Sono stati analizzati i granati presenti nei campioni ES-1, 7SZ-634, 7SZ-1139. Tra i vari campioni analizzati, ES-1 è quello che presenta i granati (Fig.5.14 b-c-d) con la variazione composizionale più peculiare. Dai tre plot si nota come il contenuto di Mn (componente spessartina) non segua il tipico pattern di progressivo impoverimento, dal nucleo al bordo, ma si osserva invece la presenza di almeno due fasi di crescita distinte marcate da una netta discontinuità composizionale lungo la quale si interrompe l'impoverimento in Mn, e si verifica un nuovo ri-arricchimento. Questa seconda fase di crescita è evidenziata inoltre da un marcato aumento del contenuto in Ca, quasi assente invece nel nucleo, e da una diminuzione del contenuto in Fe, il quale poi tende a ri-aumentare procedendo verso il bordo. Su uno dei tre granati analizzati è stata realizzata una mappa a raggi X (Fig.5.17 a - b) e si può notare molto bene la netta zonatura e la separazione tra la zona del nucleo e del bordo.





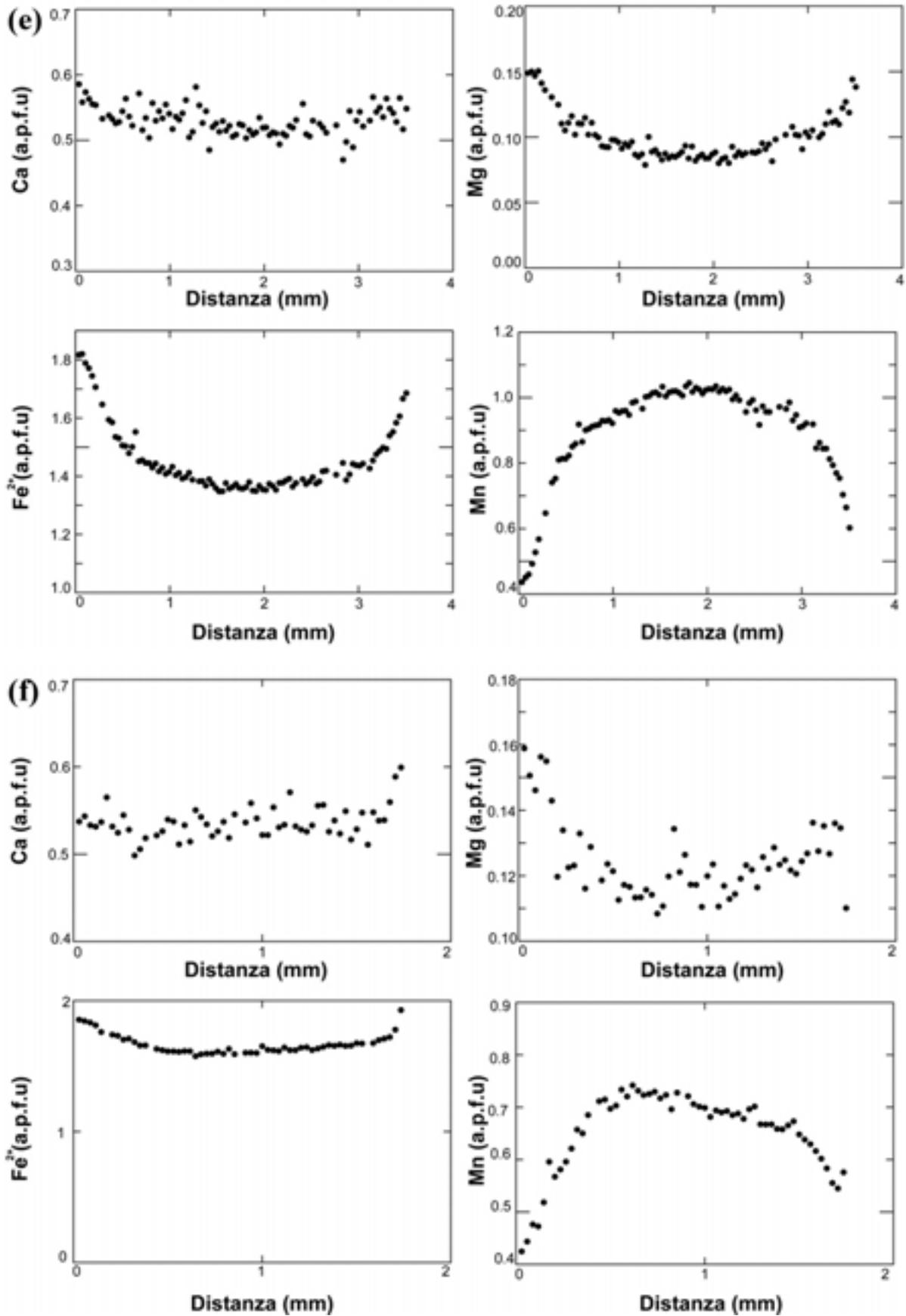


Fig.5.14: Diagramma della variazione composizionale in base alla distanza (bordo-bordo) nei porfiroblasti di granato dei campioni dell'unità del Glockner. a) 7SZ-1139; b-c-d) ES-1; e-f) 7SZ-634.

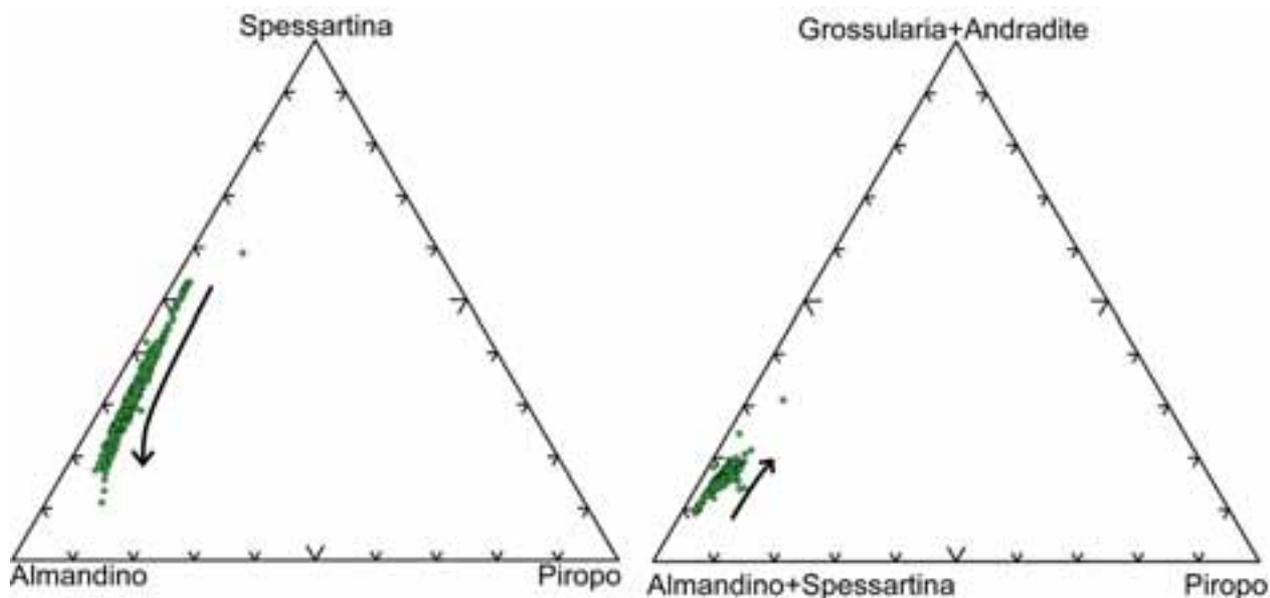


Fig.5.15: Diagrammi triangolari relativi ai porfiroblasti di granato presenti nei campioni dell'unità del Glockner. La freccia nera indica la variazione composizionale dal nucleo al bordo.

Nel campione 7SZ-1139 e 7SZ-634, le variazioni composizionali, seguono pattern più regolari, e non si ha l'evidenza di due fasi di crescita nette e distinte come nel precedente caso; Si ha una costante diminuzione del contenuto in Mn e un contemporaneo aumento del Mg, che ha contenuti complessivamente più bassi delle precedenti unità, e del Ca dal nucleo al bordo. A differenza di quanto visto precedentemente, i granati dell'unità del Glockner presentano un costante aumento, dal nucleo al bordo, del contenuto in Ca (componente grossularia); in tutte le altre unità viste fino ad ora il contenuto in calcio tendeva costantemente a diminuire durante la crescita dei cristalli.

Ai dati dei granati del Glockner, sono stati aggiunti alcuni dati di letteratura (Hiden, S., Tropper, P. 2010), relativi ai granati presenti nelle rocce metasomatiche che Bargone (Vedi Capitolo 3.1.1). In Fig.5.16, sono comparate le analisi del Glockner con quelle di Bargone, e si nota come i granati di Bargone abbiano una composizione molto vicina al termine Andradite.

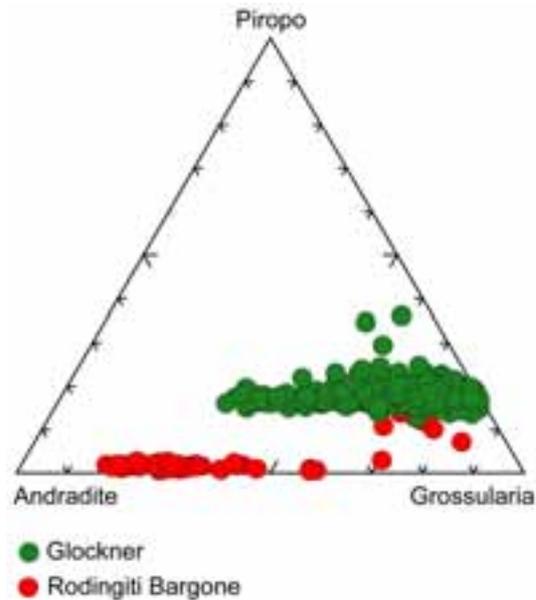


Fig.5.16: Diagramma triangolare relativo ai granati presenti nei campioni dell'unità del Glockner e delle rodingiti di Bargone.

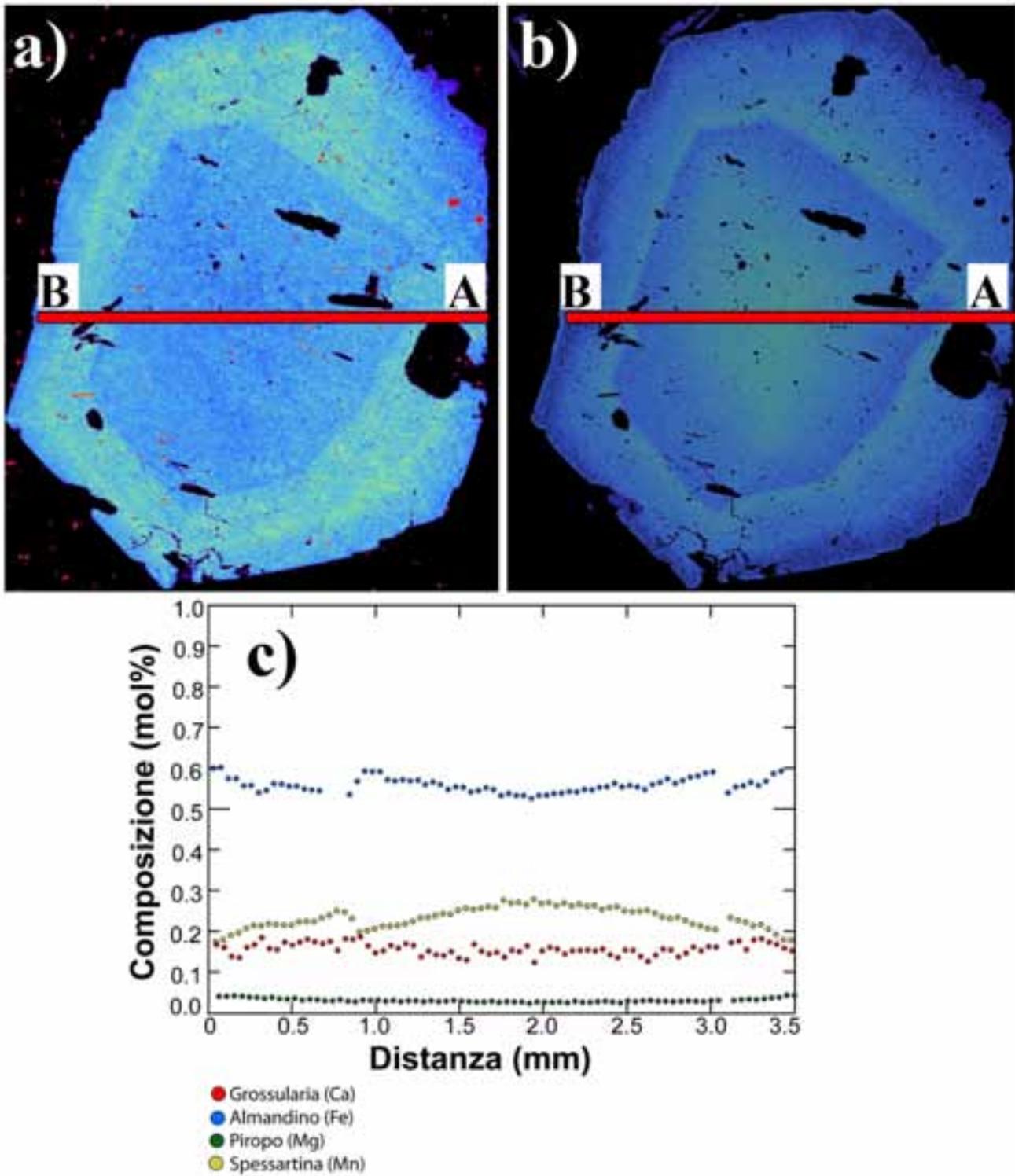
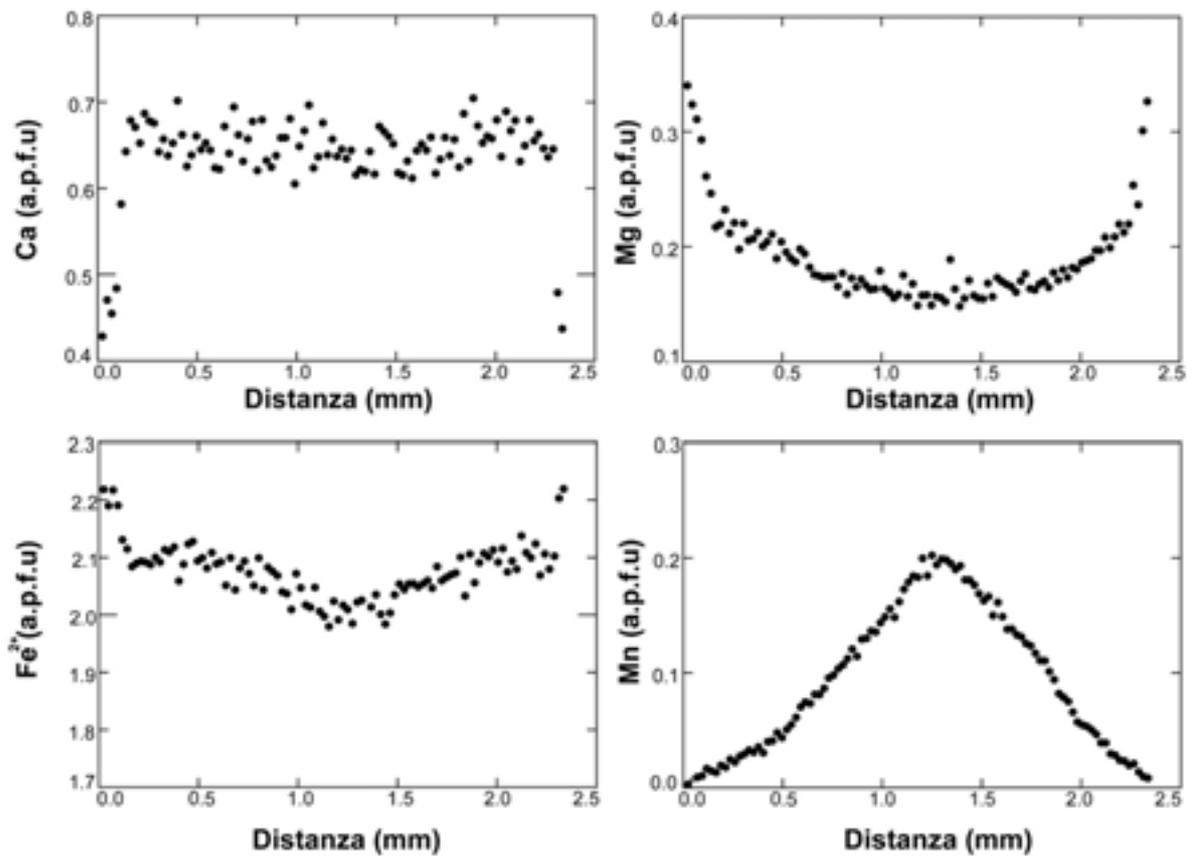


Fig.5.17: Mappe ai raggi X relativa alla variazione di Ca (a) e Mn (b) e plot delle variazioni delle composizionali lungo la traccia A-B (c) all'interno del granato del campione ES-1

5.5.2 Unità del Greiner

Sono stati analizzati due granati presenti all'interno del campione 7AD-6B. In Fig.5.18 si nota la variazione composizionale di due cristalli di granato; si nota come il contenuto in Ca (componente grossularia) rimanga più o meno stabile nella zona del nucleo, per poi diminuire in maniera brusca lungo il bordo dei cristalli. Il contenuto del Mg segue un pattern più regolare, si ha infatti un graduale e costante aumento dal nucleo al bordo così come per il contenuto in Mn che diminuisce progressivamente. Queste variazioni composizionali sono ben visibili considerando anche l'intero set di analisi (Fig.5.19). È per l'unità del Greiner che si rinvergono i valori massimi del componente piropo.



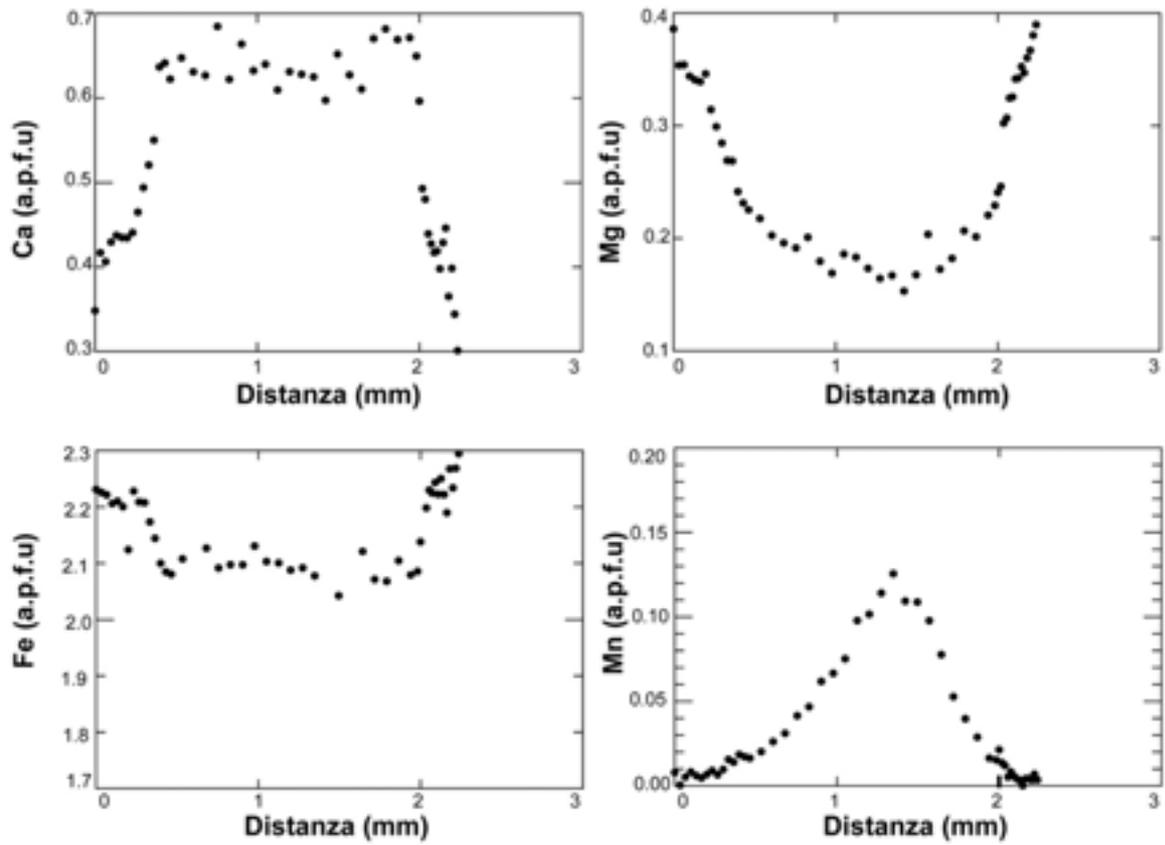


Fig.5.18: Diagrammi della variazione composizionale in base alla distanza (bordo-bordo) in due porfiroblasti di granato del campione 7AD-6B dell'unità del Greiner.

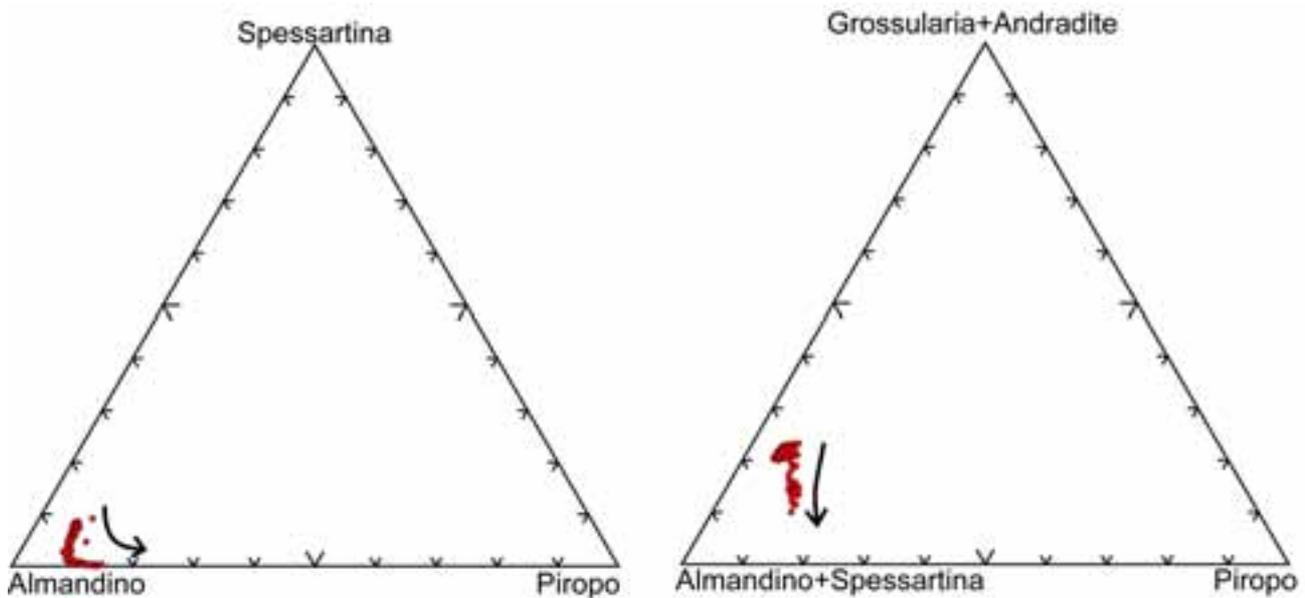


Fig.5.19: Diagrammi triangolari relativi ai porfiroblasti di granato presenti nel campione 7AD-6B dell'unità del Greiner. La freccia nera indica la variazione composizionale dal nucleo al bordo.

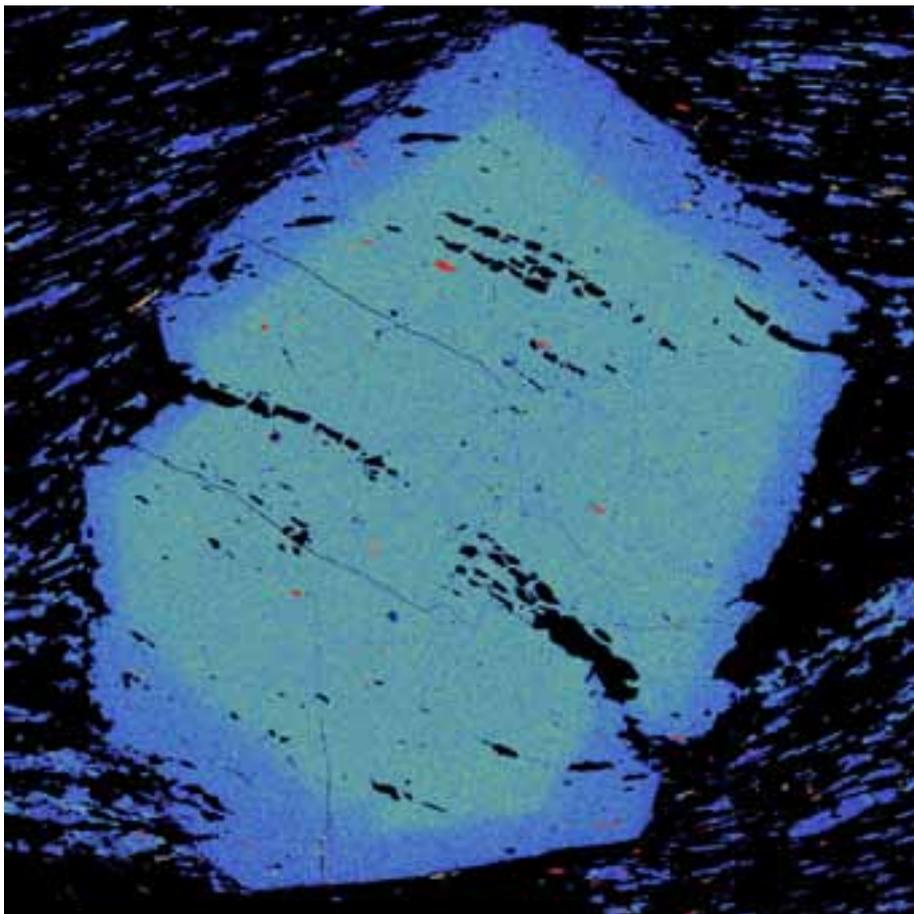


Fig.5.20: Mappa ai raggi X relativa alla variazione di Ca all'interno del granato del campione 7AD-6B.

Su un cristallo di granato è stata realizzata una mappa a raggi X (Fig.5.20). Si nota, come detto precedentemente, la forte zonatura nel contenuto in Ca, con un nucleo omogeneo, separato in maniera netta dal bordo, a contenuto di Ca minore.

5.5.3 Basamento del Tux

Sono stati analizzati i granati presenti in due campioni del basamento del Tux, un paragneiss a granato-anfibolo-biotite-mica bianca (7SZ-1080) e un paragneiss a granato-biotite-mica bianca (7SZ-969).

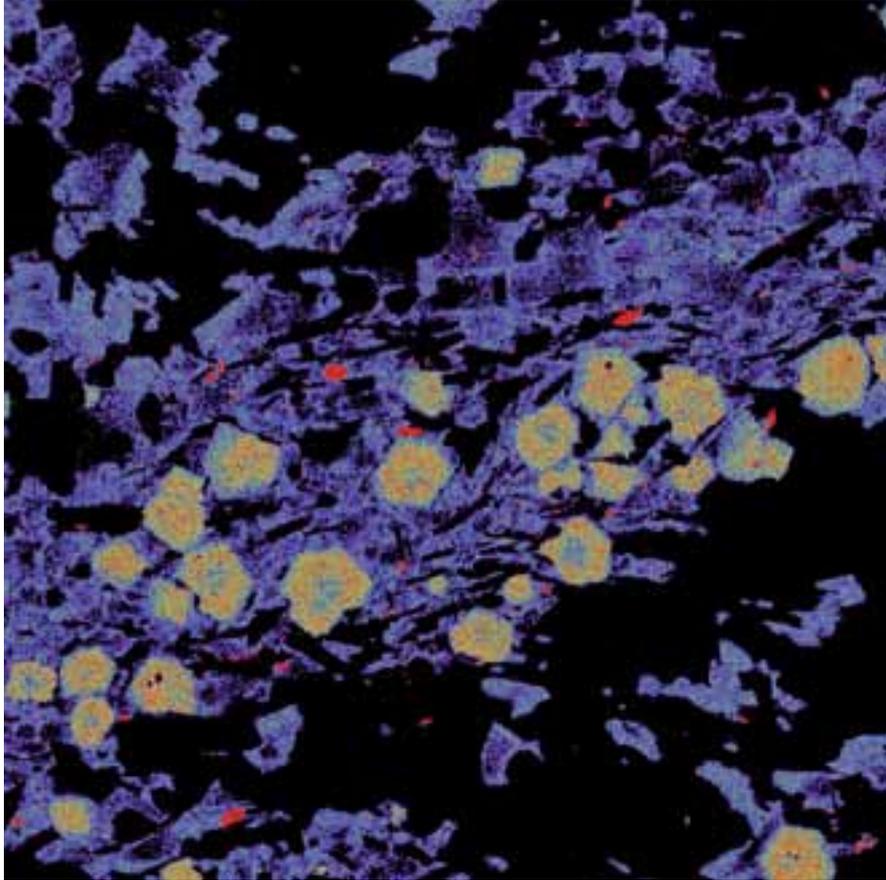


Fig.5.21: Mappa composizionale ai raggi x relativa alla variazione di Ca all'interno dei granati del campione 7SZ-969. Oltre alla zonatura dei granati, si possono notare le zonature dei cristalli di plagioclasio, con bordi più ricchi in calcio rispetto al nucleo.

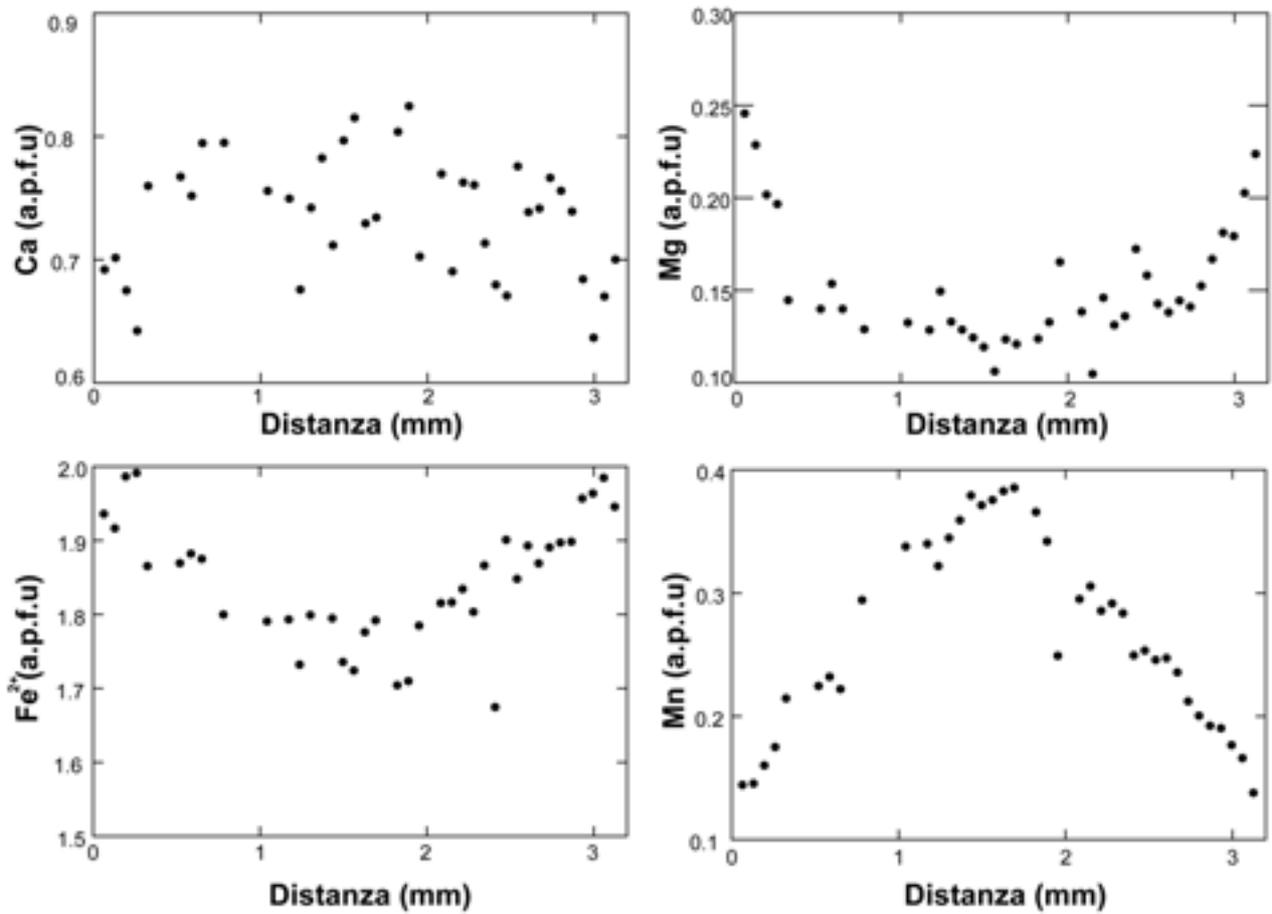


Fig.5.22: Diagramma della variazione composizionale in base alla distanza (bordo-bordo) in un porfiroblasto del campione 7SZ-1080.

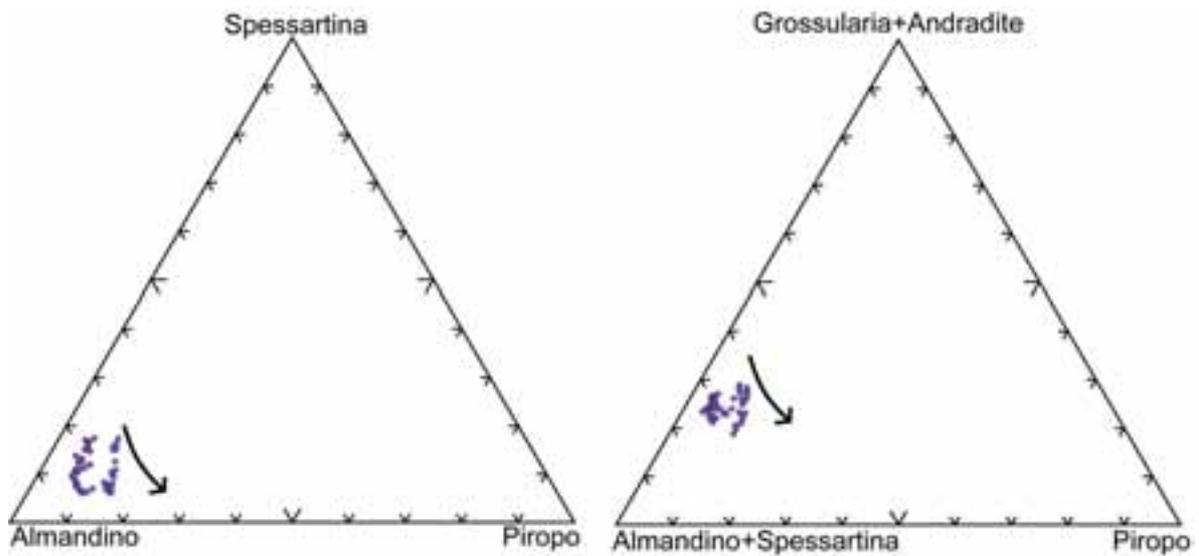


Fig.5.23: diagrammi triangolari relativi ai porfiroblasti di granato presenti nei campioni dei paragneiss del basamento del Tux. La freccia nera indica la variazione composizionale dal nucleo al bordo.

Nel campione 7SZ-969 si hanno granati di dimensioni molto piccole, circa 100-150 μm , euedrali e spesso ricchi di inclusioni nella zona centrale. Su questo campione è stata realizzata una mappa a raggi X che ha messo in evidenza una zonatura composizionale (Ca) marcata (Fig.5.21). Nel campione 7SZ-1080 invece i granati sono presenti in porfiroblasti di grandi dimensioni (1-2mm), anedrali e con limiti spesso corrosi. Su uno dei granati di questo campione è stata realizzata una traversa di analisi (Fig.5.22) e si può notare come anche in questo caso si abbia la presenza di una zonatura composizionale. Dal nucleo al bordo si ha un leggero aumento del Ca (0.63-0.82) e una contemporanea diminuzione del contenuto di Mg (0.10-0.25).

5.5.4 Unità dello Zillertal

Sono stati analizzati due granati presenti nel campione 7SZ-1243. In Fig.5.24 si nota come in questo caso la variazione composizionale sia molto limitata se non assente. Il contenuto di Ca rimane costante dal nucleo al bordo, così come quello del Mg; l'unica variazione è il contenuto di Mn che come nei precedenti campioni, tende a diminuire dal nucleo al bordo.

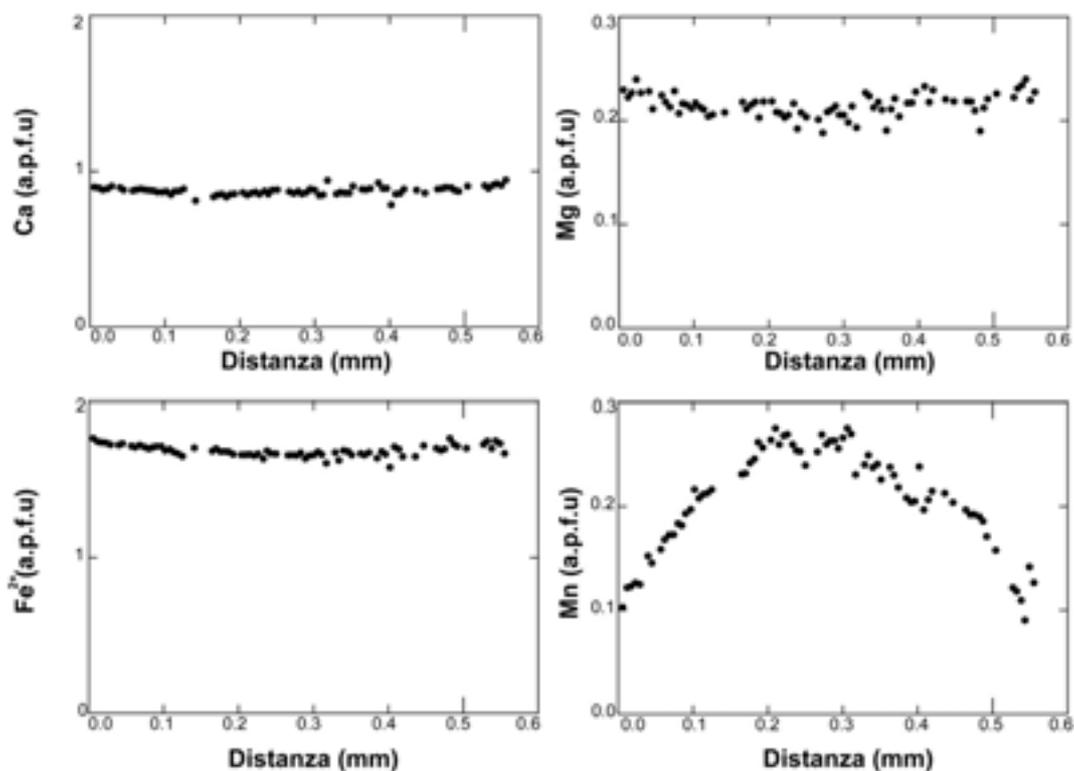


Fig.5.24: Diagramma della variazione composizionale in base alla distanza (bordo-bordo) in un porfiroblasto di granato del campione 7SZ-1243 dell'unità dello Zillertal.

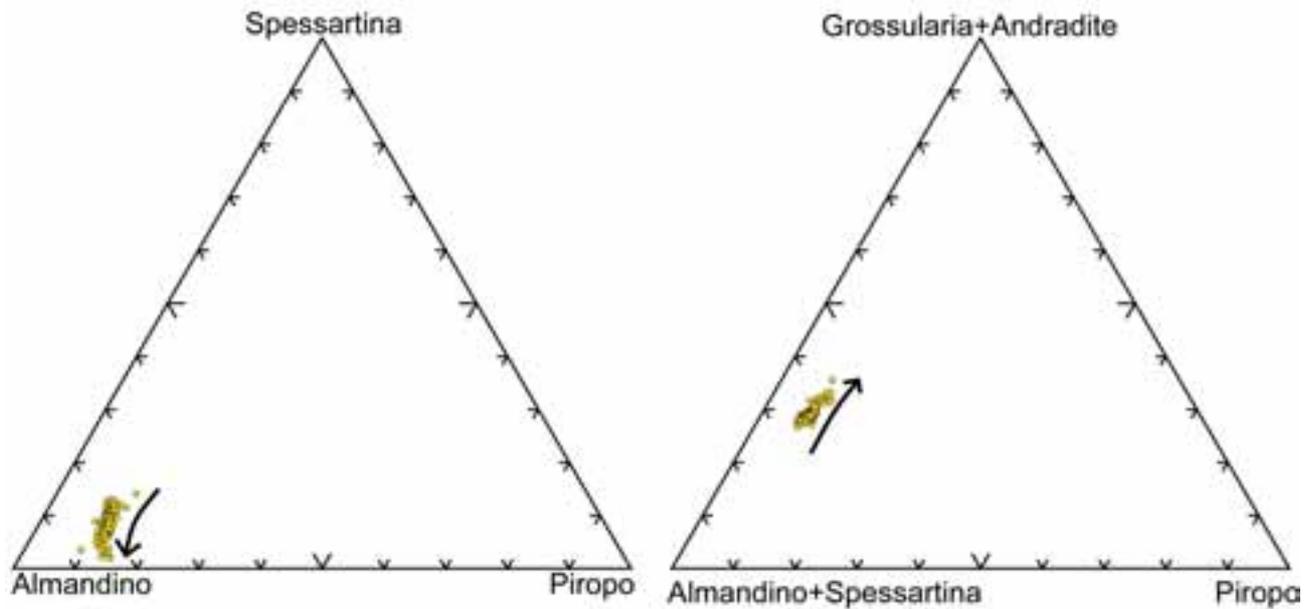
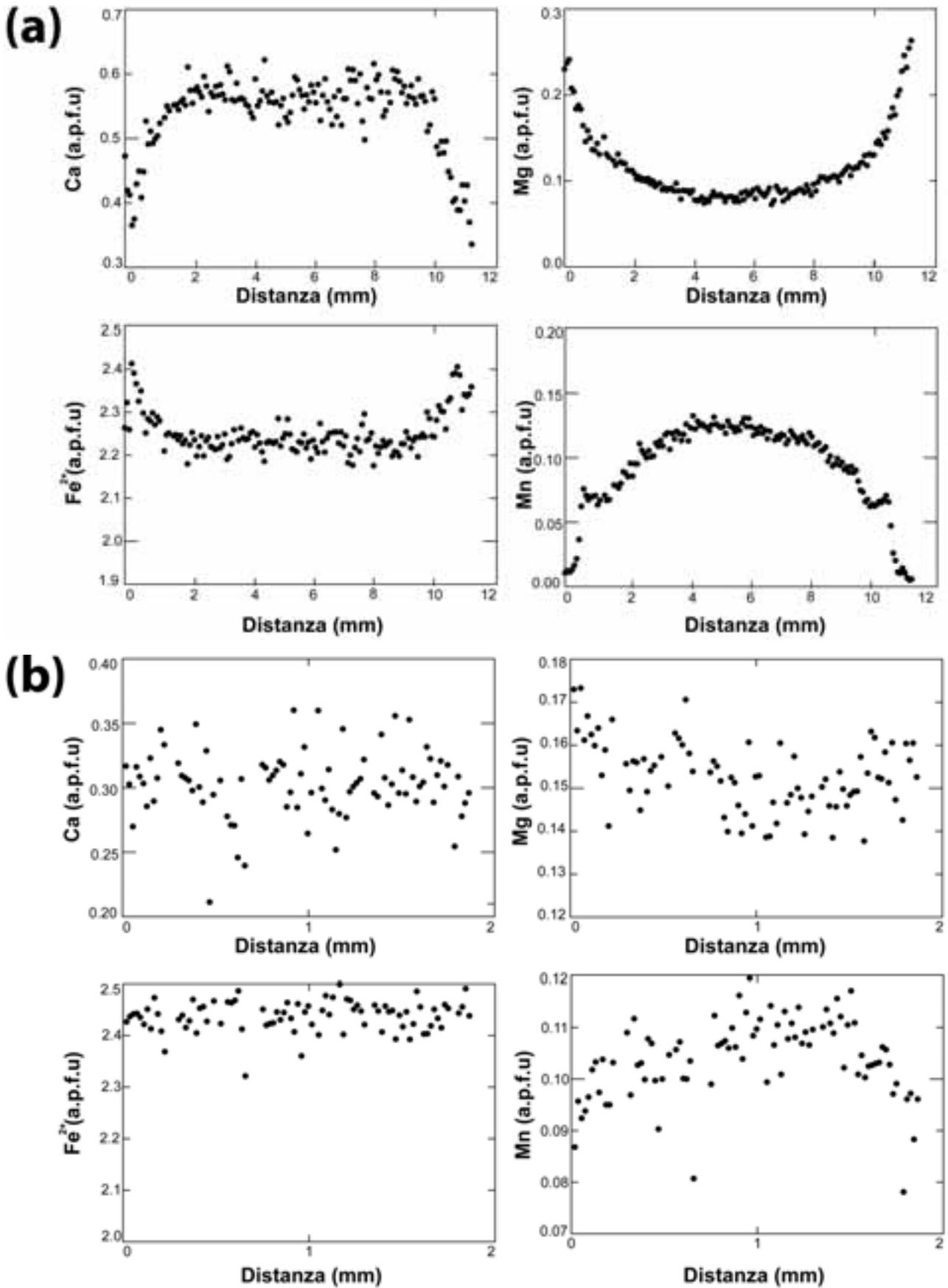
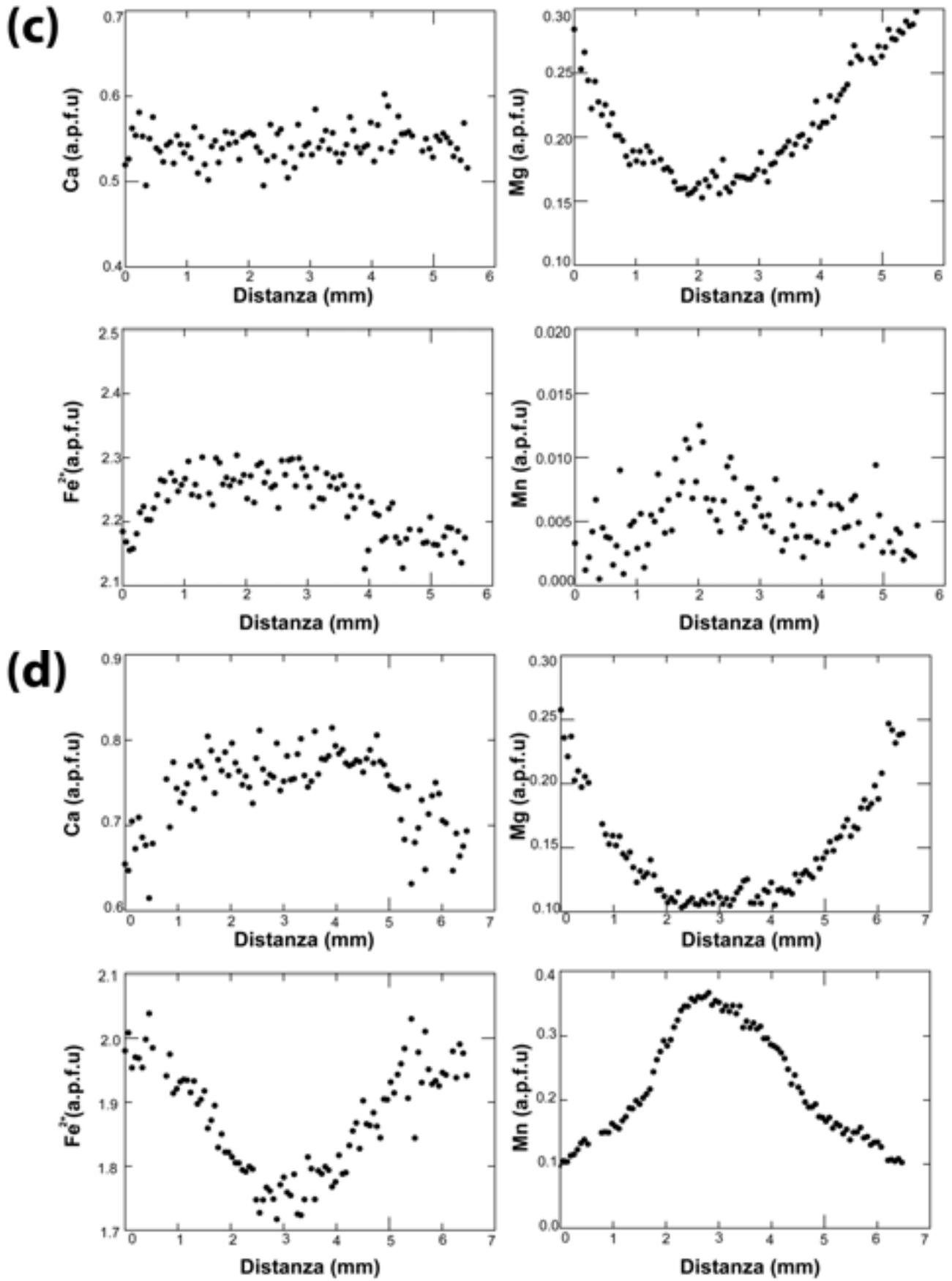


Fig.5.25: Diagrammi triangolari relativi ai porfiroblasti di granato presenti nel campione 7SZ-1243 dell'unità dello Zillertal. La freccia nera indica la variazione composizionale dal nucleo al bordo.

5.5.5 Coperture post Varisiche indistinte

Sono stati analizzati i granati presenti in cinque campioni provenienti dalle coperture post-varisiche indifferenziate affioranti nella zona sud-ovest dell'area di studio. I campioni sono cinque micascisti a granato, di cui uno contenente staurolite (7AD-38) e uno contenente cloritoide (7AD-52) provenienti dalla valle di Sottomonte.





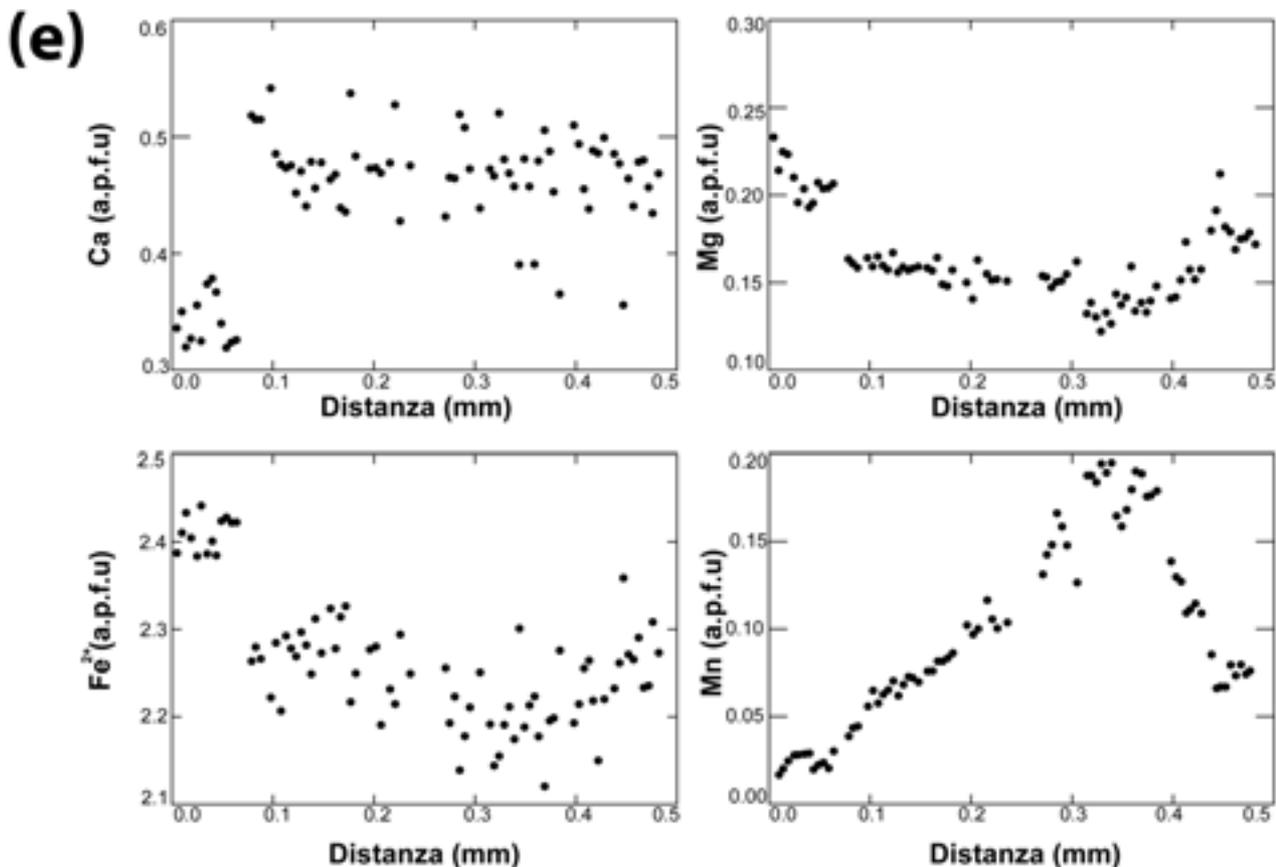


Fig.5.26: Diagrammi della variazione composizionale in base alla distanza (bordo-bordo) nei porfiroblasti di granato delle coperture post-Varisiche indifferenziate. (a) 7AD-9; (b) 7AD-17a; (c) 7AD-38a; (d) 7AD-37; (e) 7AD-52.

Nel complesso, la crescita dei cristalli di granato nei vari campioni (Fig.5.26 a,b,c,d,e), segue il tipico pattern di progressivo impoverimento, dal nucleo al bordo, del componente spessartina, dovuto ad iniziale frazionamento del Mn, e contemporaneo arricchimento di Mg (componente piropo). In tutti i campioni si ha inoltre un progressivo impoverimento, dal nucleo al bordo, del Ca (componente grossularia). Queste variazioni composizionali sono ben visibili considerando anche l'intero set di analisi (Fig.5.27)

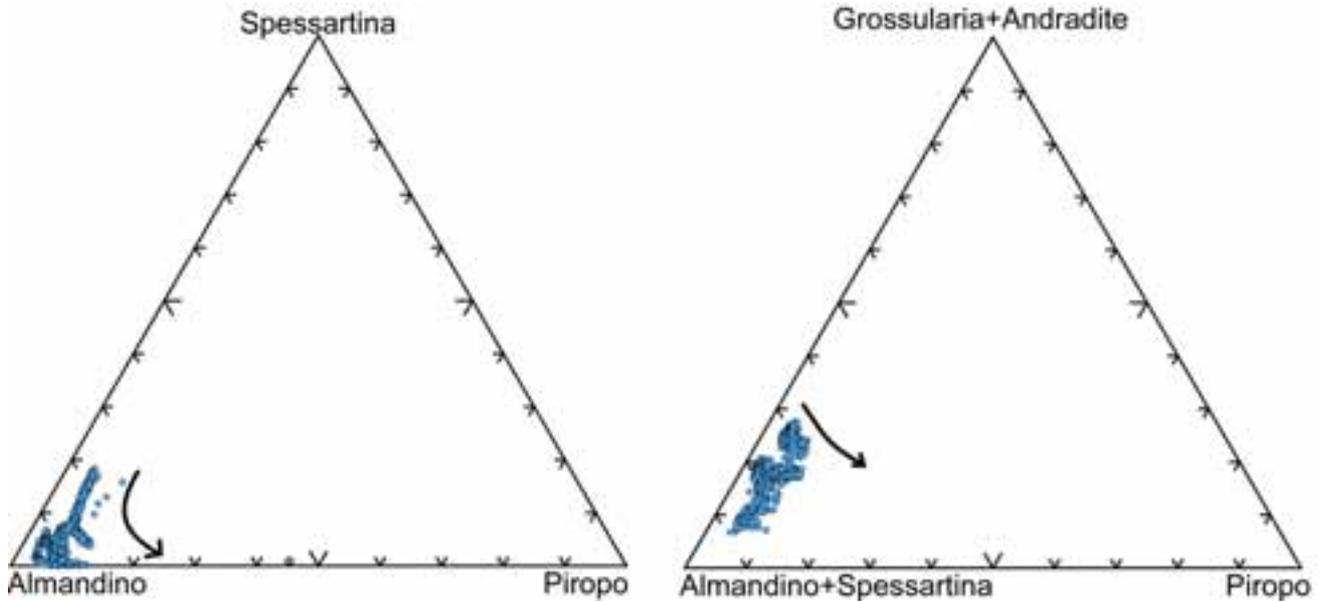


Fig.5.27: Diagrammi triangolari relativi ai porfiroblasti di granato presenti nei campioni delle coperture post-Varisiche. La freccia nera indica la variazione composizionale dal nucleo al bordo.

Su due cristalli di granato sono state realizzate mappe a raggi X (Fig.5.28 e Fig.5.29) e come si può notare la distribuzione, in questo caso del Ca, risulta molto omogenea, soprattutto nel campione 7AD-17a, mentre nel campione 7AD-52 si nota una zonatura composizionale con un nucleo più ricco in Ca rispetto al bordo.

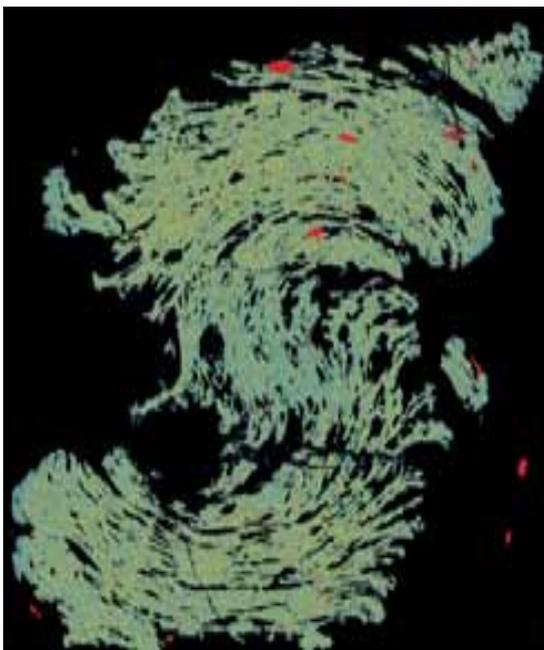


Fig.5.28: Mappa ai raggi X relativa alla variazione di Ca all'interno del granato del campione 7AD-17a.

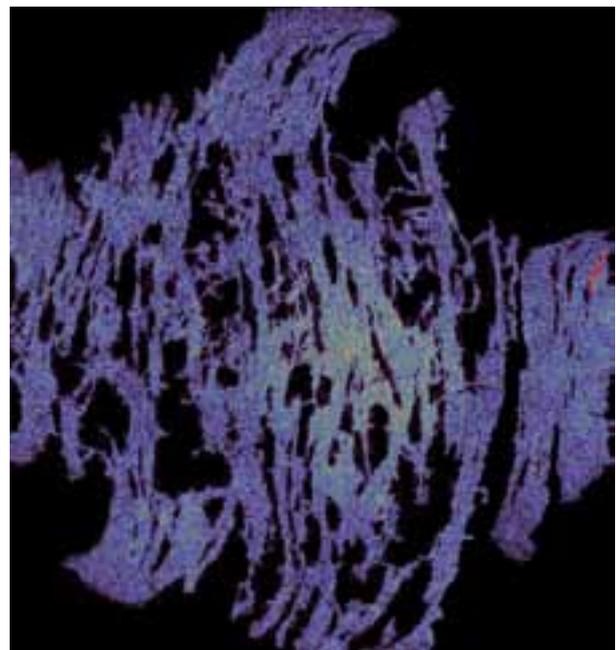


Fig.5.29: Mappa ai raggi X relativa alla variazione di Ca all'interno del granato del campione 7AD-52.

Le analisi dei granati delle varie unità ha messo in evidenza la presenza di due distinti pattern; uno caratterizzato da una diminuzione del contenuto in Ca dal nucleo al bordo (riscontrato nelle rocce delle metacoperture post-Varisiche, nell'unità del Greiner, nell'unità dello Zillertal e anche nei paragneiss del basamento del Tux) ed uno caratterizzato da un aumento del contenuto in Ca, riscontrato solo nei granati dell'unità del Glockner. In Fig.5.30 è riportato l'intero dataset delle analisi dei granati, suddivisi per unità, in cui si possono osservare i distinti patterns che caratterizzano le varie unità.

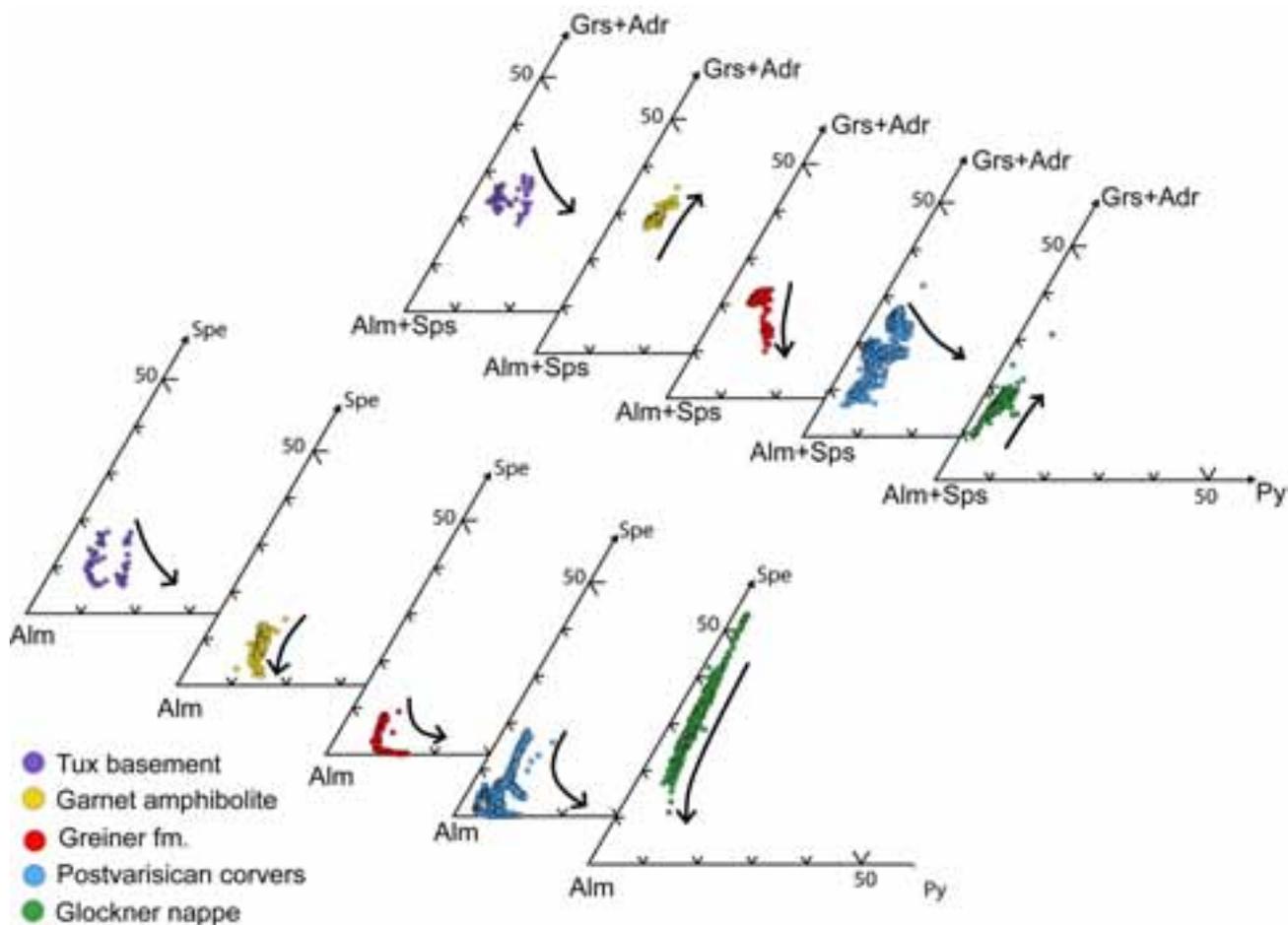


Fig.5.30: Diagrammi triangolari relativi ai porfiroblasti di granato presenti nelle rocce delle varie unità.

5.6 Anfibolo

La struttura generale degli anfiboli è caratterizzata da tetraedri uniti a formare catene doppie di composizione $(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}$ che si sviluppano parallelamente all'asse c della cella elementare; la struttura contiene inoltre strisce di cationi in coordinazione ottaedrica che, con la presenza di ioni ossidrilici, uniscono le catene tetraedriche tra di loro. La formula generale dell'anfibolo può essere dunque scritta nella seguente forma: $\text{A}_{0-1}\text{B}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$

dove in termini strutturali gli atomi A, B e C corrispondono ai siti ottaedrici, e T ai siti tetraedrici. I cationi che comunemente si incontrano in ciascun sito strutturale sono: Na e K per il sito A; Ca, Mg, Fe^{2+} e Na nel sito B; Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} ed Al nel sito C; Si ed Al nel sito T.

Sulla base del catione predominante nei siti B si distinguono 4 grandi gruppi di anfibolo: anfiboli alcalini (Na), anfiboli calcici (Ca), anfiboli calco-sodici (Na e Ca) ed anfiboli ferro magnesiaci (Fe, Mg). Tra le sostituzioni più importanti che possono subire i vari end-members vi è la sostituzione tra Mg e Fe nel sito C, la sostituzione tschermack tra Si ed Al nel sito T e tra (Mg, Fe) ed Al nel sito C, l'introduzione di Na (o K) nel sito A, e la sostituzione tra Na e Ca nel sito B, la cui differenza di carica è compensata tra la sostituzione tra Al e Mg (o Fe) nel sito C.

5.6.1 Basamento del Tux

Sono stati analizzati gli anfiboli presenti in uno dei paragneiss del basamento del Tux (7SZ-1080); In questo campione l'anfibolo si rinviene in cristalli anedrali, di colore verde, sparsi nella roccia. Le analisi degli anfiboli presenti nel campione, hanno fornito composizioni chimiche di un anfibolo calcico, caratterizzato da elevati valori di alluminio ($2.84 < \text{Al} > 2.93$), valori di sodio variabili da 0.60 a 0.46, valori di calcio compresi tra 1.67 e 1.57 e un contenuto in $\text{Al}^{(\text{VI})}$ maggiore del contenuto in Fe^{3+} . Queste caratteristiche sono compatibili con anfiboli della serie pargasite-ferropargasite (Fig.5.31b). Dal diagramma $\text{Al}^{(\text{VI})} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}$ vs Na (M4), a cui sono stati aggiunti i campi di variazione composizionale degli anfiboli in vari terreni metamorfici definiti da Laird e Albee (1981), si nota come le analisi ricadano in prossimità del campo del metamorfismo di tipo Dalradian, caratterizzato da pressioni e temperature intermedie (Fig.5.31a).

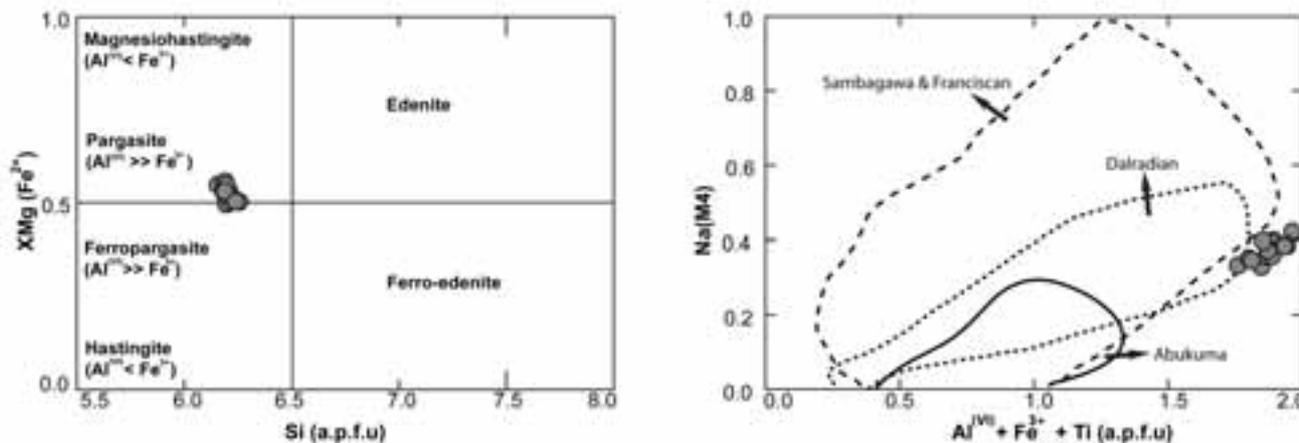


Fig.5.31: Diagramma $Al^{(VI)}+Fe^{3+}+Ti$ vs $Na(M4)$ relativo alle analisi degli anfiboli del campione 7SZ-1080. Le aree tratteggiate indicano i campi composizioni di anfiboli in diversi terreni metamorfici. Abukuma (bassa pressione/alta temperatura), Dalradian (pressioni e temperature intermedie), Sambagawa-Franciscan (alta pressione/bassa temperatura).

5.6.2 Unità dello Zillertal

Sono stati analizzati gli anfiboli presenti nell'anfibolite del Lago Silvella (7SZ-1243); in questo campione gli anfiboli costituiscono gran parte della roccia, ha un colore verde intenso, e un pleocroismo da verde intenso a verde-giallo.

Le analisi degli anfiboli presenti nel campione, hanno fornito composizioni chimiche di un anfibolo calcico, caratterizzato da elevati valori di alluminio ($2.69 < Al < 2.24$), valori di sodio variabili da 0.47 a 0.57, valori di calcio compresi tra 1.58 e 1.74 e un contenuto in $Al^{(VI)}$ maggiore del contenuto in Fe^{3+} . Queste caratteristiche sono compatibili con anfiboli della serie pargasite-ferropargasite (Fig.5.32b). Dal diagramma $Al^{(VI)} + Fe^{3+} + Ti$ vs $Na(M4)$, a cui sono stati aggiunti i campi di variazione composizionale degli anfiboli in vari terreni metamorfici definiti da Laird e Albee (1981), si nota come le analisi ricadano quasi per intero nel campo del metamorfismo di tipo Dalradian, caratterizzato da pressioni e temperature intermedie (Fig.5.32a).

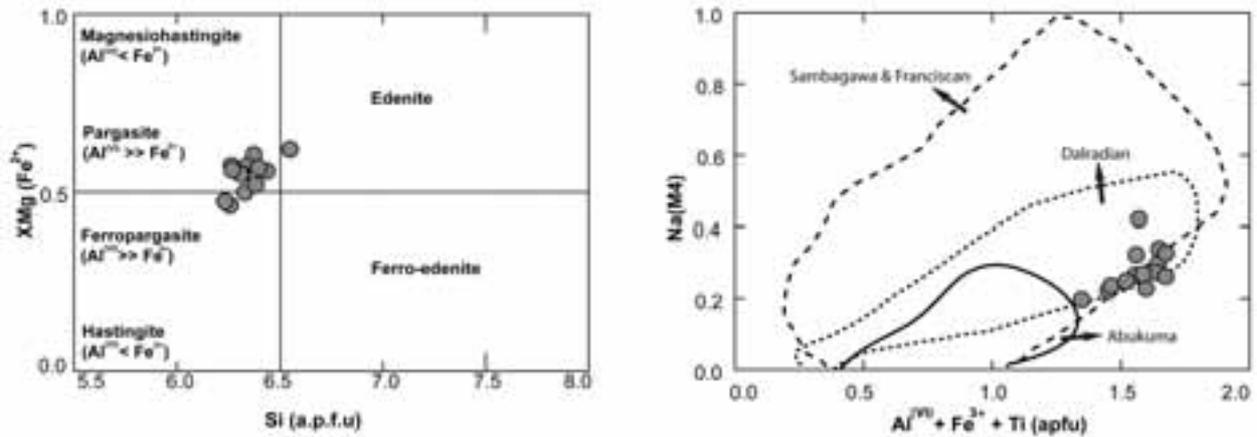


Fig.5.32: Diagramma $Al^{(VI)}+Fe^{3+}+Ti$ vs $Na(M4)$ relativo alle analisi degli anfiboli del campione 7SZ-1243. Le aree tratteggiate indicano i campi composizioni di anfiboli in diversi terreni metamorfici. Abukuma (bassa pressione/alta temperatura), Dalradian (pressioni e temperature intermedie), Sambagawa-Franciscan (alta pressione/bassa temperatura).

5.7 Carbonati

I carbonati sono un vasto gruppo di minerali, in cui lo ione $(CO_3)^{2-}$, costituisce l'unità fondamentale della struttura. La struttura dei carbonati può essere paragonata in prima approssimazione a quella dell' $NaCl$, in cui al posto degli atomi di Na ci sono atomi di Ca e al posto del Cl ci sono gruppi planari $(CO_3)^{2-}$, in cui il carbonio è posto al centro di un triangolo equilatero ai cui vertici ci sono i tre ossigeni. La natura triangolare del gruppo CO_3 determina inoltre la simmetria dei minerali del gruppo dei carbonati; il fattore di controllo è rappresentato dal raggio atomico del catione metallico dominante nella struttura. Per elementi quali Mn , Fe e Mg i carbonati assumono una simmetria trigonale, mentre per elementi come Ba , Sr e Pb assumono simmetria ortorombica. Esistono circa 150 minerali carbonatici; la maggior parte di questi tuttavia è estremamente rara. I carbonati più comuni nelle rocce sedimentarie, metamorfiche e ignee possono essere suddivisi in tre gruppi principali:

- i) *Serie della calcite*: la calcite è il minerale più abbondante e rappresentativo di questo gruppo; la sua struttura è caratterizzata da strati di atomi Ca , alternati a strati di gruppi $(CO_3)^{2-}$. Ogni gruppo $(CO_3)^{2-}$ è circondato da sei atomi di Ca in coordinazione 6.
- ii) *Serie dell'Aragonite*: L'aragonite (polimorfo di alta pressione della calcite) è il minerale caratteristico di questo gruppo. La struttura dell'aragonite, a differenza di quella della calcite, in cui i gruppi $(CO_3)^{2-}$ giacciono sullo stesso piano, è caratterizzata da gruppi $(CO_3)^{2-}$ disposti in due piani separati.

- iii) *Serie della Dolomite*: La dolomite e l'ankerite sono i minerali caratteristici di questo gruppo. La struttura della dolomite è simile a quella della calcite ma con l'aggiunta di siti occupati da ioni Mg.

5.7.1 Unità del Glockner

Sono stati analizzati i carbonati presenti in tre campioni dell'unità del Glockner, dove la composizione di roccia totale promuove la formazione di due carbonati coesistenti, e pertanto di particolare interesse per la ricostruzione delle condizioni termiche di formazione: un micascisto (ES-14) affiorante nella zona del monte Domenar, un calcescisto (7SZ-615) e un micascisto a granato (7SZ-634) entrambi affioranti nella zona di Bargone (zona S dell'area di studio).

Nel campione 7SZ-615 il carbonato, costituito da calcite, presenta una tessitura granoblastica con limiti tra granuli da suturati a prevalentemente rettilinei. Dalle indagini tramite microsonda elettronica è stata riconosciuta anche dolomite, sotto forma di piccoli cristalli probabilmente risultato di "essoluzioni" all'interno della calcite (Fig.5.33). Nel diagramma Mg-Ca-Fe (Fig.5.34a) sono riportate analisi chimiche dei carbonati, e si nota come il carbonato che costituisce la maggior parte della roccia ricada nel vertice Ca e sia costituito da calcite. Le essoluzioni invece hanno una composizione dolomitica. Si hanno alcune analisi "miste" (poste tra la calcite e la dolomite) dovute alla difficoltà di analizzare le essoluzioni dolomitiche molto piccole.

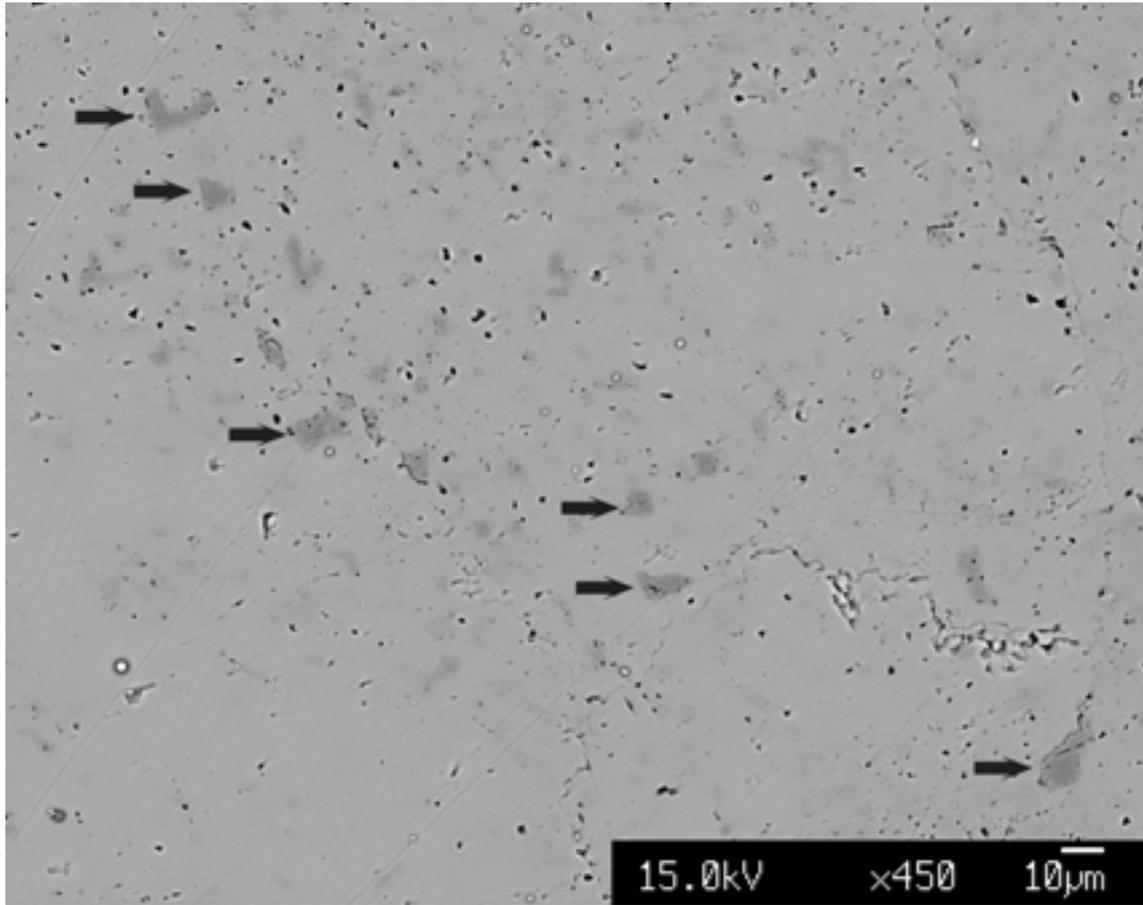


Fig.5.33: Immagine Back-Scattered di un cristallo di calcite (grigio chiaro) ricco in essoluzioni di dolomite (zone più scure). Le frecce nere indicano le essoluzioni dolomitiche maggiori.

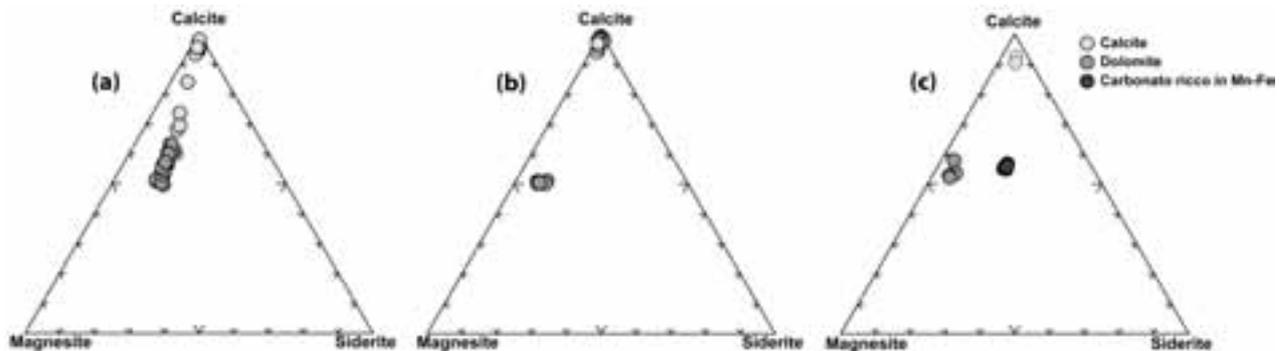


Fig.5.34: triangoli composizionali Mg-Ca-Fe dei carbonati presenti all'interno dei campioni dell'unità del Glockner. a) 7SZ-615; b) ES-14; c) 7SZ-634.

Nel campione ES-14 il carbonato è presente secondo due diverse modalità: domini di una prima generazione di carbonato a grana fine, anedrale e basso grado di cristallinità, che si alternano a domini in cui il carbonato appare in cristalli a grana grossa, abito euedrale, bordi-grano interlobati e localmente suturati, che presentano spesso geminazione ed associati ad abbondanti minerali opachi; le caratteristiche

tessiturali di questo dominio suggeriscono dunque una fase di ricristallizzazione del carbonato. Le analisi chimiche dei carbonati (Fig.5.34b) hanno fornito dati quantitativi sulle variazioni composizionali delle due generazioni di carbonati: la prima generazione di carbonato risulta essere composta da calcite quasi pura, mentre la seconda generazione, associata alla ricristallizzazione della prima, presenta un significativo aumento del contenuto in MgO fino al 1.5% in peso. È stata riconosciuta inoltre la presenza di dolomite (Fig.5.35), costituita da una frazione in MgO pari a 16.91% in peso ed una frazione in FeO pari al 6.08% in peso, ed in apparente equilibrio tessutturale con del carbonato di seconda generazione smistato al suo interno.

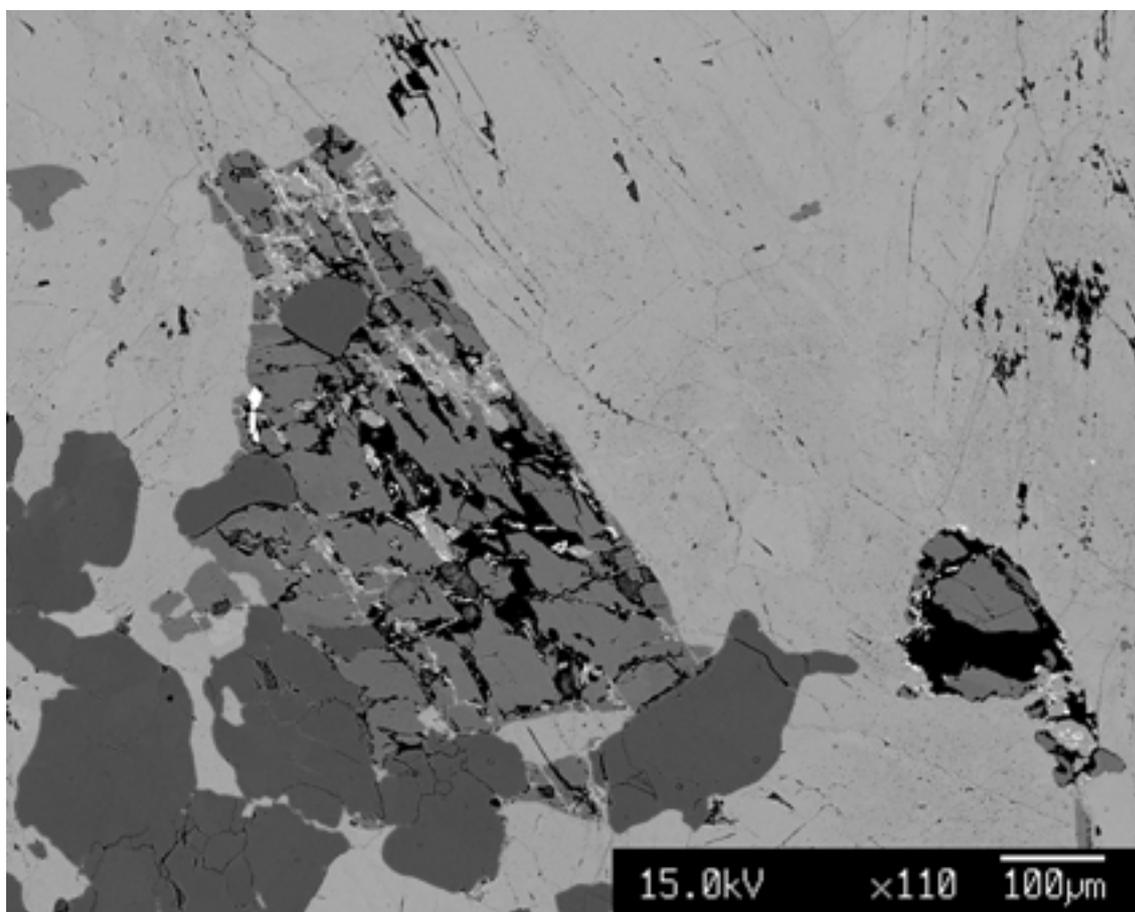


Fig.5.35: Immagine Back-Scattered di un cristallo di dolomite (grigio scuro e fratturato).

Nel campione 7SZ-634 il carbonato è presente sotto forma di inclusioni (con dimensioni comprese tra 10 e 50 μm) all'interno di porfiroblasti di granato (Fig.5.36 a-b). Dalle analisi effettuate sono stati distinti tre tipi di inclusioni:

- i) Inclusioni di calcite: con un contenuto di CaO del 52.30% in peso
- ii) Inclusioni di dolomite (Fig.5.34b): con un contenuto di MgO compreso tra il 16.66 e il 17.38% in peso
- iii) Inclusioni di un carbonato misto (Fig.5.34c): con un contenuto in CaO variabile dal 26.36 al 27.55% in peso, un contenuto in FeO variabile dal 12.18 al 12.36% in peso e un contenuto in MnO variabile dal 7.08 al 7.21% in peso.

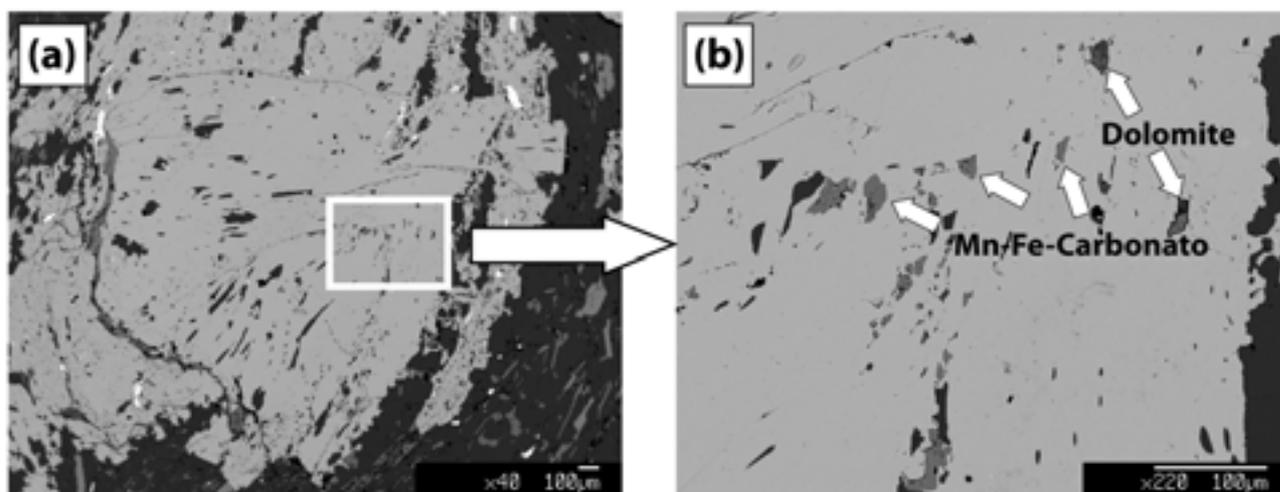


Fig.5.36: a) Immagine Back-Scattered di un cristallo di granato ricco in inclusioni di quarzo (grigio molto scuro) e carbonato (grigio chiaro); b) ingrandimento del box rosso in a) in cui si notano le inclusioni di carbonato (dolomite e Mn-Fe-carbonato).

5.7.2 Coperture post Varisiche indistinte

Sono stati analizzati i carbonati presenti in 1 campione delle coperture post-Varisiche. Il campione 7AD-50 costituito in prevalenza da calcite, alternata a sottili livelletti di dolomite granulare a grana fine (Fig.5.37a). Dalle indagini tramite microsonda elettronica sono state riconosciute inoltre delle zone in cui i cristalli di calcite presentano numerose “essoluzioni” di dolomite (Fig.5.37b). Dalle analisi effettuate è risultato che le essoluzioni hanno una composizione dolomitica con un contenuto in MgO compreso tra il 19.84 e il 21.58% in peso, un contenuto in CaO attorno al 32.20% in peso e un basso contenuto in FeO.

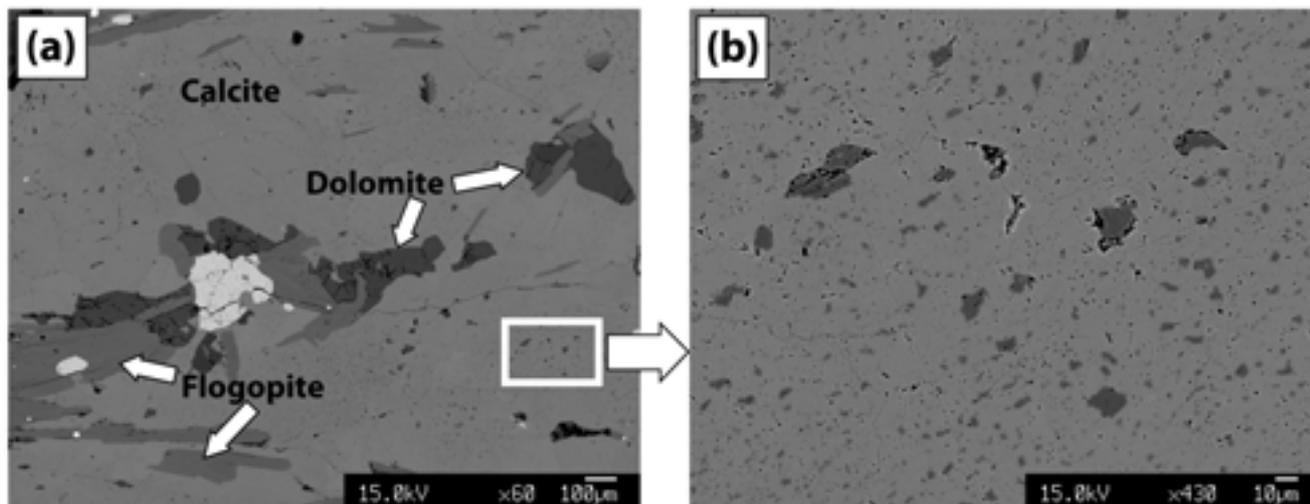


Fig.5.37: a) Immagine Back-Scattered in cui si possono osservare cristalli di calcite ricchi in essoluzioni di dolomite, cristalli di flogopite e cristalli granulari di dolomite (grigio scuro); b) ingrandimento del box rosso in a) in cui si notano le essoluzioni di dolomite nella calcite.

5.8 Staurolite

La staurolite è un minerale comune in metapeliti di grado metamorfico intermedio. La formula chimica della staurolite è rimasta fonte di perplessità per moltissimo tempo, fino a che Hawthorne et al. (1993a, b,c) ha dimostrato la variabilità del numero di protoni di questo minerale. Una caratteristica poco comune della staurolite è quella di avere un sito tetraedrico (T2) occupato da cationi divalenti, essenzialmente Fe^{2+} . Per ragioni legate alla stabilizzazione del campo cristallino, questo sito è spesso occupato da Zn^{2+} . Questo fatto rende la staurolite l'unico minerale comune nelle rocce metamorfiche, capace di incorporare grandi quantitativi di ZnO.

5.8.1 Coperture post Varisiche indistinte

Sono state analizzate le stauroliti presenti in un campione delle coperture post-Varisiche (7AD-38). In questo campione le stauroliti si rinvenivano in piccoli cristalli post-tettonici (Fig.5.38a), spesso fratturati, e con alterazione in fillosilicati lungo i bordi. Le stauroliti analizzate (Fig.5.38b) sono caratterizzate da contenuti in FeO variabili dal 7.65 al 12.12% in peso e ZnO variabile da 6.6 al 2.94% in peso.

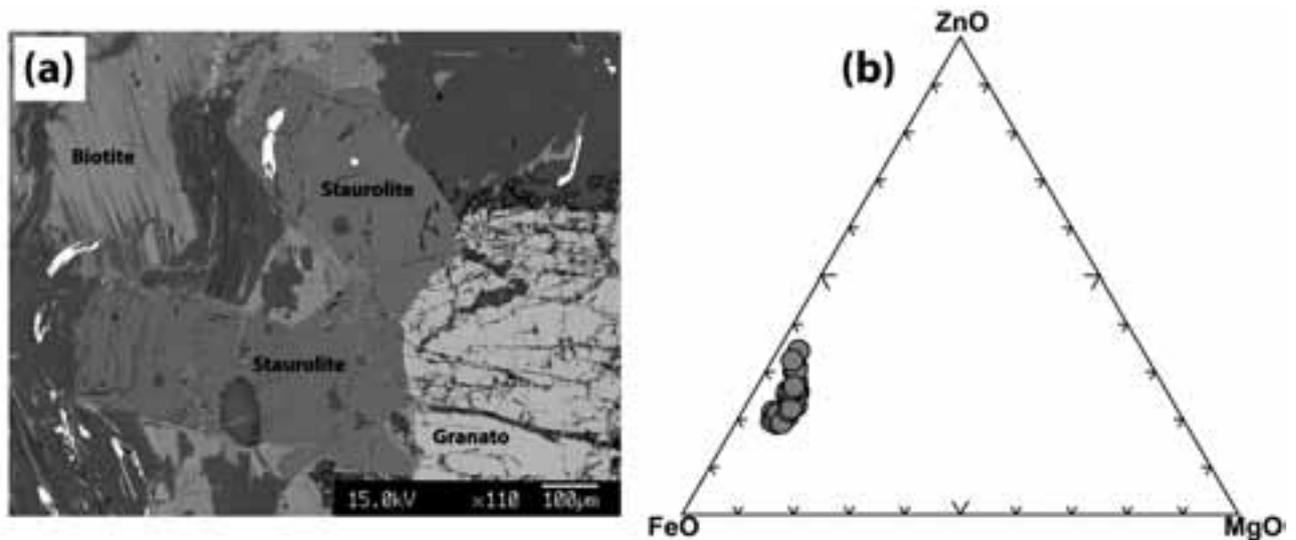


Fig.5.38: a) Immagine Back-Scattered di cristalli di staurolite post-tettonici, ricchi di inclusioni di tormalina. b) Triangolo FeO-MgO-ZnO relativo alle stauroliti del campione 7AD-38ab.

5.9 Cloritoide

Il cloritoide è un minerale molto comune in metapeliti di basso e medio grado metamorfico. Il cloritoide fa parte di un gruppo di nesosilicati con formula generale: $M^{2+}Al_2(SiO_4)O(OH)_2$, dove M rappresenta un sito in cui si hanno cationi divalenti.

5.9.1 Unità del Glockner, Coperture post Varisiche indistinte

Sono stati analizzati i cloritoidi presenti in due campioni: un micascisto a granato appartenente alle coperture post-Varisiche indifferenziate (7AD-50) e uno scisto a clorite-granato-epidoto (7SZ-1139) appartenente all'unità del Glockner. Nel campione 7SZ-1139 il cloritoide è presente come inclusione all'interno dei granati (Fig.5.39) e lungo la foliazione S2 della roccia, mentre nel campione 7AD-52 è presente unicamente all'interno dei granati.

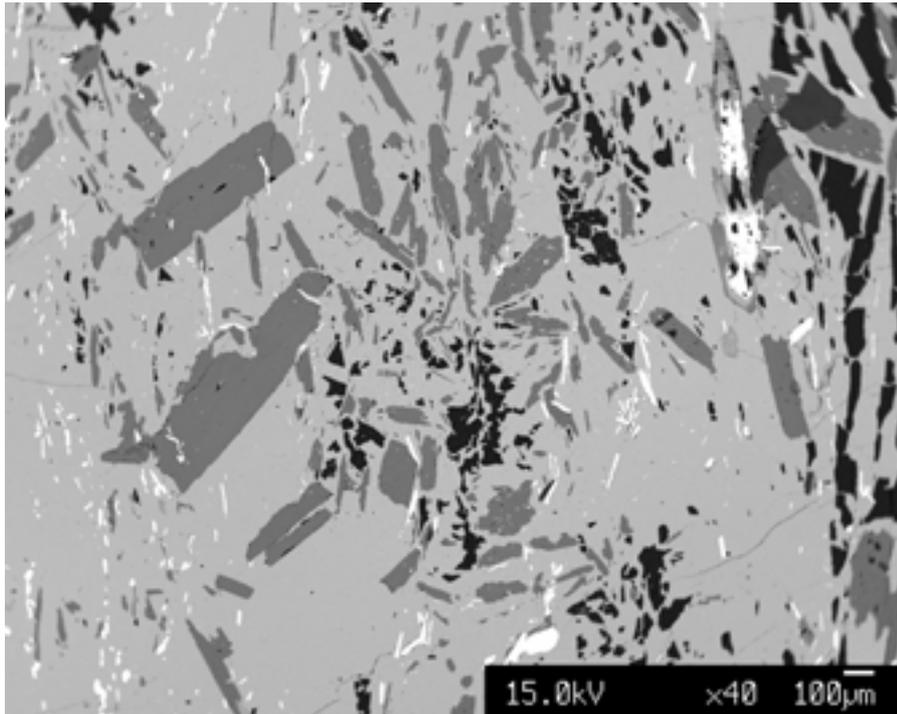


Fig.5.39: Immagine back-scattered di cristalli euedrali di cloritoide all'interno di un granato.

In Fig.5.40 sono riportate le analisi relative ai cloritoidi analizzati, e come si può notare, entrambi i campioni sono caratterizzati da cloritoidi ricchi in FeO, variabile dal 24.85 al 25.94% in peso nel campione 7AD-52 e dal 23.94 al 24.54 nel campione 7SZ-1139; il contenuto in MnO è basso in entrambi i campioni.

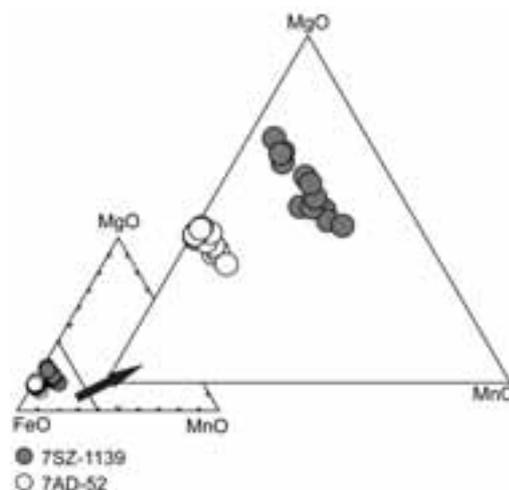


Fig.5.40: Diagramma ternario FeO-MnO-MgO in cui sono plottate le composizioni dei cloritoidi del Glockner (7SZ-1139) e delle coperture post-Varisiche indifferenziate (7AD-52).

5.10 Epidoto

Tutti i membri del gruppo degli epidoti presentano strutture caratterizzate da catene di ottaedri parallele all'asse b e legate tra loro da tetraedri singoli di SiO_4 e tetraedri doppi Si_2O_7 nella direzione dell'asse c; le cavità presenti all'interno dell'impalcatura sono occupate da cationi in coordinazione nove o dieci, generalmente Ca. La composizione è espressa dalla formula $\text{X}_2\text{Y}_3\text{Z}_3(\text{O},\text{OH},\text{F})_{13}$; il sito X è occupato generalmente da Ca, ma questo può essere vicariato da terre rare, Fe^{2+} , Mn^{2+} ; il sito Y è occupato solitamente da Al, ma che può essere sostituito principalmente da Fe^{3+} ; il sito Z è occupato da Si.

In base alle principali variazioni composizionali date dalla vicarianza di Al con Fe^{3+} e Ca con REE o Fe^{2+} , si distinguono le seguenti classi principali di epidoti:

Clinozoisite: $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$

Epidoto: $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$

Piemontite: $\text{Ca}_2(\text{Mn}^{3+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$

Allanite: $(\text{Ca},\text{Mn},\text{Ce},\text{La},\text{Y})_2(\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Al})_3(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$

5.10.1 Unità del Glockner, Coperture post Varisiche indistinte

Sono stati analizzati gli epidoti presenti in tre campioni, due micascisti a granato provenienti dalle coperture post-Varisiche indifferenziate (7AD-9 e 7AD-7) e un micascisto dell'unità del Glockner (7SZ-634). In questi campioni gli epidoti si rinvenivano comunemente come inclusioni nei porfiroblasti di granato; sono generalmente epidoti zonati, con nucleo allanitico e bordo con composizione zoisitica.

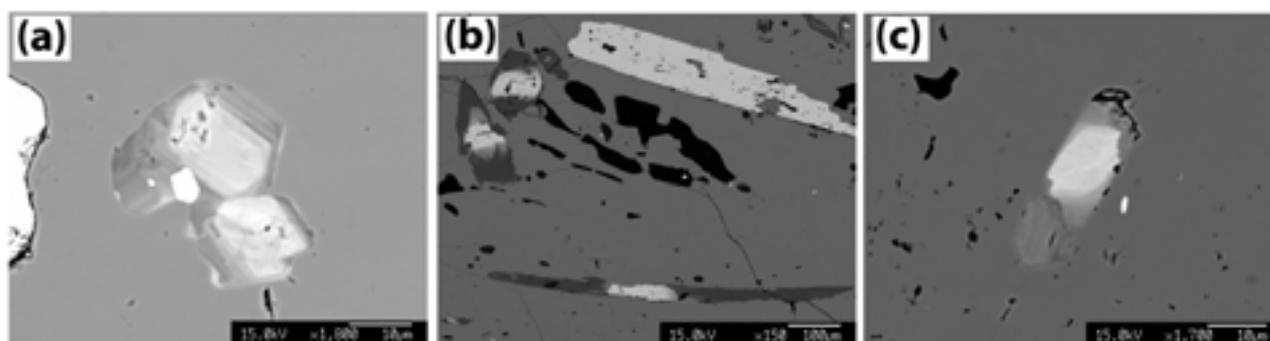


Fig.5.41: Immagini back-scattered di cristalli zonati di epidoto (con nucleo ricco in allanite), inclusi in granato. a) 7AD-9; b) 7AD-37; c) 7SZ-634.

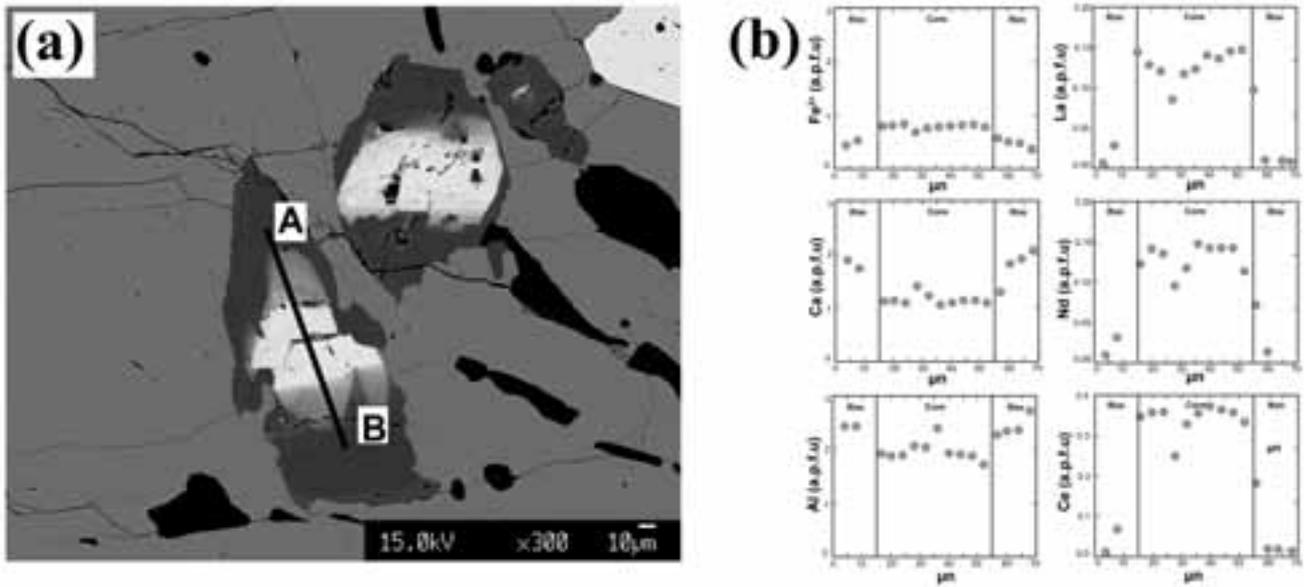


Fig.5.42: a) Immagine back-scattered di un cristallo di epidoto (campione 7AD-37) con nucleo allanitico e relativo transetto di analisi (A-B); b) Diagrammi della variazione composizionale in base alla distanza (bordo-bordo) lungo il transetto A-B.

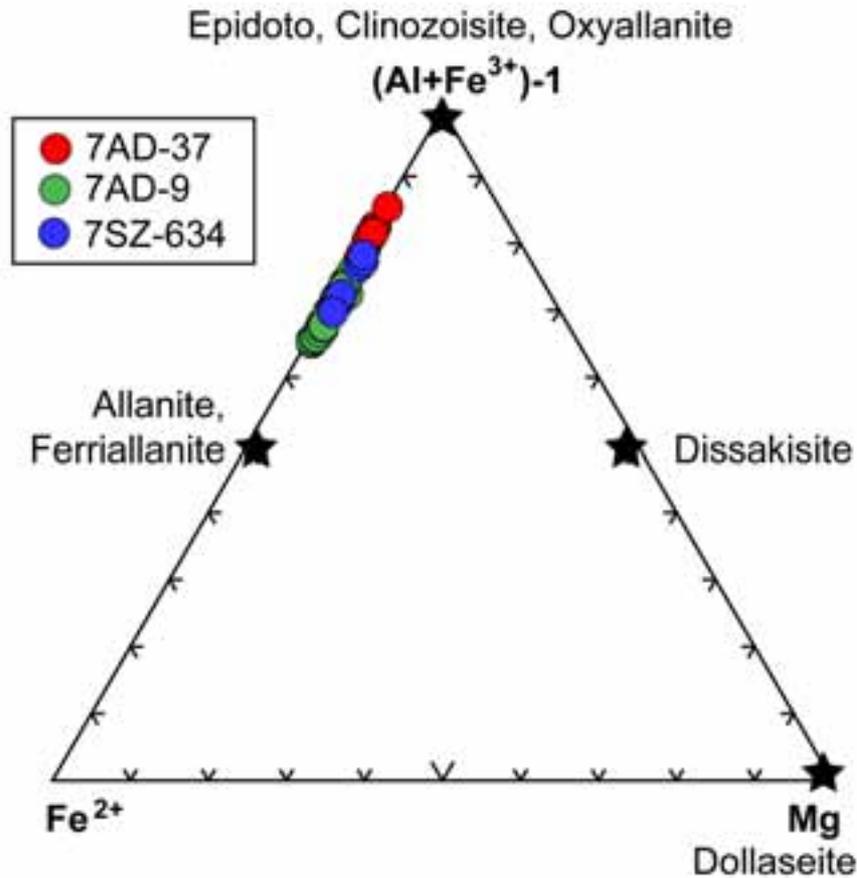


Fig.5.43: Triangolo $Fe^{2+} - (Al+Fe^{3+})-1 - Mg$ per la classificazione degli epidoti con riportate la analisi relative agli epidoti analizzati nei campioni 7AD-37, 7AD-9 e 7SZ-634. Immagine modificata da Gieré e Sørensen, (2004).

In tutti i campioni gli epidoti, presentano un nucleo arricchito, rispetto al bordo, in Pr_2O_3 (variabile da 1.18 a 1.59% in peso), La_2O_3 (3.13 a 5.45% in peso), Nd_2O_3 (variabile da 3.25 a 5.92% in peso) e Ce_2O_3 (variabile da 10.04 a 12.27% in peso). Inoltre dal nucleo al bordo si ha un aumento del contenuto in Al e Ca, e una diminuzione del contenuto in Fe (vedi transetto in Fig.5.43)

5.11 Ilmenite

L'ilmenite, con formula la struttura $(\text{Fe})\text{TiO}_3$, ha una struttura caratterizzata da un reticolo romboedrico centrato, in cui coppie di Ti^{4+} si alternano a coppie di ioni Fe^{2+} lungo l'asse ternario, formando strati di cationi perpendicolari all'esse stesso. L'ilmenite forma soluzioni solide con la geikielite (MgTiO_3) e la pirofanite (MnTiO_3)

5.11.1 Coperture post Varisiche indistinte, Unità del Glockner, unità del Greiner

In tutti i campioni esaminati, le ilmeniti, si rinvencono sia come inclusioni di altri minerali (generalmente granato e biotite) che lungo la foliazione principale della roccia.

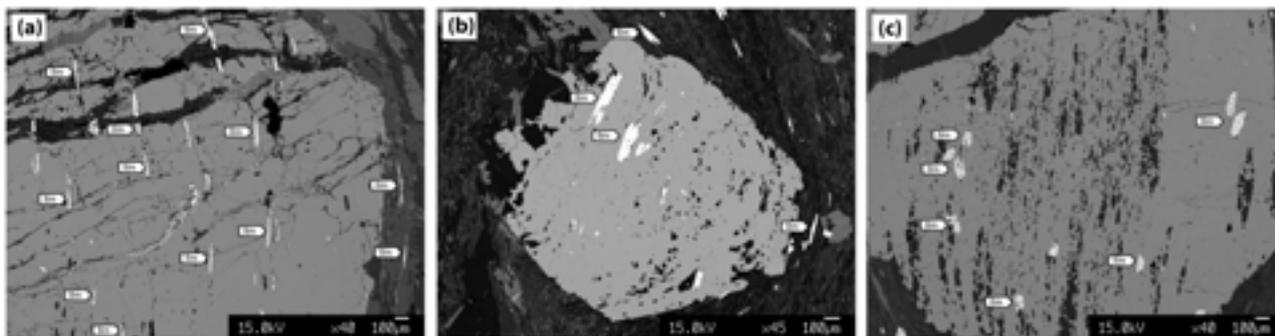


Fig.5.44: a) Cristalli di allanite inclusi in porfiroblasti di granato. a) campione 7AD-38a; b) campione 7SZ-634; c) campione 7AD-9.

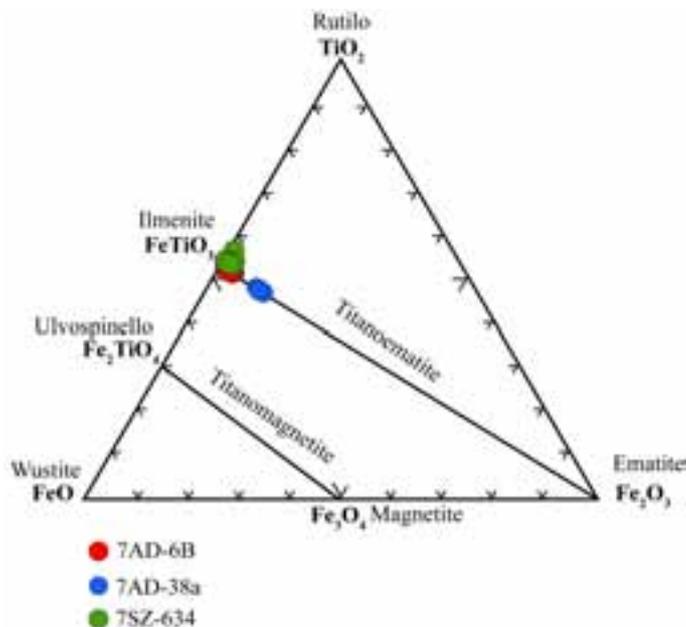


Fig.5.45: Triangolo $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ in cui sono riportate le analisi delle ilmeniti nei campioni 7AD-6b, 7AD-38a e 7SZ-634.

6. Geotermobarometria

La stima della pressione (P) e della temperatura (T) a cui una roccia è stata sottoposta, è di fondamentale importanza per comprendere i processi tettonici. Le condizioni di pressione e temperatura possono essere ottenute tramite l'applicazione di equilibri termodinamici su reazioni tra due o più minerali (geotermobarometria "classica") o tramite l'analisi di pseudosezioni P-T. L'applicazione della geotermobarometria "classica" è dipendente dalle composizioni chimiche delle fasi mineralogiche considerate, e consiste, nella determinazione quantitativa della temperatura e della pressione alla quale una roccia (igneo o metamorfica) ha raggiunto l'equilibrio chimico. Tutti i calcoli geotermobarometrici si basano sull'applicazione delle condizioni di equilibrio:

$$\Delta_r G^0 = -RT \ln K_{P,T}$$

dove $\Delta_r G^0$ è la variazione di energia libera di Gibbs, R è la costante universale dei gas, T la temperatura assoluta (in kelvin) e K (costante di equilibrio) è un termine che esprime le concentrazioni iniziali di reagenti e prodotti, ed è un termine dipendente dalla temperatura e dalla pressione:

la dipendenza di K dalla temperatura è data da:

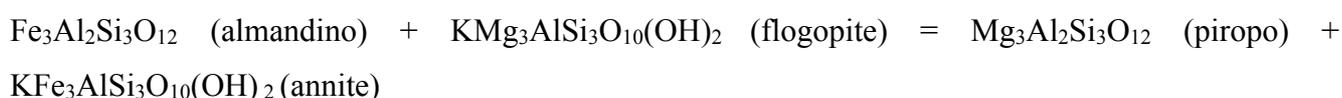
$$\left(\frac{\partial \ln K_{P,T}}{\partial T} \right)_P = -\frac{\partial}{\partial T} \left(\frac{\Delta_r G^0}{RT} \right)_P = \frac{\Delta_r H}{RT^2}$$

e la dipendenza dalla pressione da:

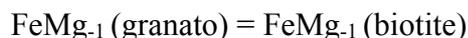
$$\left(\frac{\partial \ln K_{P,T}}{\partial P} \right)_T = -\frac{\partial}{\partial P} \left(\frac{\Delta_r G^0}{RT} \right)_T = \frac{\Delta_r V}{RT}$$

Reazioni con un grande $\Delta_r H$ e un piccolo $\Delta_r V$ sono adatte come geotermometri (essendo indipendenti dalla pressione) mentre reazioni con un grande $\Delta_r V$ e un piccolo $\Delta_r H$ sono adatte come geobarometri (essendo indipendenti dalla temperatura). I metodi geotermobarometrici possono essere applicati a rocce di cui si conoscano tessitura e paragenesi e, cosa più importante, se le paragenesi scelte per i calcoli sono in perfetto equilibrio tra loro. Purtroppo, non è sempre possibile dimostrare in maniera indiscutibile che una data paragenesi sia in equilibrio, ma è possibile utilizzare alcuni criteri per

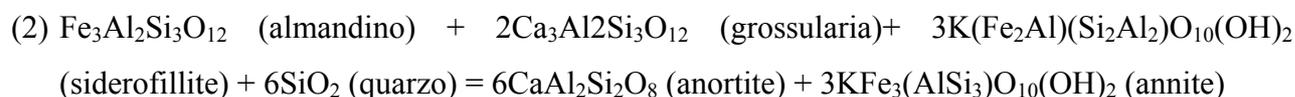
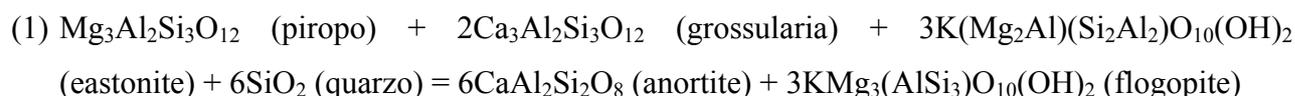
riconoscere situazioni di disequilibrio (es. cristalli zonati, bordi di reazione, presenza di pseudomorfofosi ecc). Nonostante l'apparente carattere quantitativo dei metodi geotermobarometrici, i risultati ottenuti possono essere spesso incerti. Ciò può essere dovuto a vari fattori, una su tutte la calibrazione di un dato geotermometro o geobarometro. I geotermometri più utilizzati sono quelli che coinvolgono lo scambio di cationi, con dimensioni e carica simile, tra due minerali; la variazione di volume associata allo scambio di cationi è generalmente molto piccola, mentre la variazione di entalpia grande; questo rende tali reazioni fortemente dipendenti dalla temperatura e per nulla, o poco, dipendenti dalla pressione. Un classico esempio di geotermometro basato su reazioni di scambio, è quello che prevede il partizionamento di ferro e magnesio tra granato e biotite, secondo la reazione:



Sottraendo i componenti simili, la reazione può essere espressa in termini di componenti di scambio, FeMg_{-1} :



Un esempio di geobarometro, utilizzato anche in questo lavoro di tesi, è il GPBQ (granato-plagioclasio-biotite-quarzo). Questo geobarometro si basa sul modello di equilibrio del Fe e del Mg, espressi da:



All'equilibrio, ignorando l'espansione termica, la capacità termica e la compressibilità delle fasi coinvolte, e assumendo il quarzo come fase pura, le due espressioni (1) e (2) possono essere espresse dalle seguenti espressioni termodinamiche:

$$(3) \Delta_1 G = 0 = \Delta_1 H^0 - T * \Delta_1 S^0 + (P - 1) * \Delta_1 V^0 + RT \ln K_1^{ideale} + 6RT \ln \gamma_{an}^{pl} + 3RT \ln \left(\frac{\gamma_{phl}^{bio}}{\gamma_{aes}^{bio}} \right) - 2RT \ln \gamma_{gros}^{grt} - RT \ln \gamma_{py}^{grt}$$

$$(4) \Delta_2 G = 0 = \Delta_2 H^0 - T * \Delta_2 S^0 + (P - 1) * \Delta_2 V^0 + RT \ln K_2^{ideale} + 6RT \ln \gamma_{an}^{pl} + 3RT \ln \left(\frac{\gamma_{alm}^{bio}}{\gamma_{sid}^{bio}} \right) - 2RT \ln \gamma_{gros}^{grt} - RT \ln \gamma_{alm}^{grt}$$

nell'equazione (3) e (4) i pedici 1 e 2 si riferiscono alle equazioni (1) e (2) viste prima. ΔG è l'energia libera di Gibbs delle varie reazioni alla P e T di interesse; K_1^{ideale} ; K_2^{ideale} sono le costanti di equilibrio espresse come prodotto delle attività ideali delle fasi coinvolte nelle equazioni (1) e (2); il termine γ indica i coefficienti di attività dei minerali; ΔH^0 , ΔS^0 e ΔV^0 indicano il cambiamento in entalpia, entropia e volume delle reazioni che coinvolgono fasi pure a condizioni standard (298.15 K e 1 bar). Integrando le equazioni (3) e (4) con i coefficienti di attività delle varie specie mineralogiche si ottengono due equazioni dipendenti dalla pressione, che poi vanno calibrate empiricamente su dati derivanti da campioni naturali.

6.1 Casi di studio per la determinazione dei percorsi P-T

Sono stati selezionati sei campioni (Tabella 7.1) per stime termobarometriche: un campione (7AD-6B) proveniente dall'unità del Greiner, due campioni (7SZ-969 e 7SZ-1080) provenienti dal basamento del Tux, un campione dell'unità dello Zillertal (7SZ-1243), un campione delle coperture post-Varisiche indifferenziate (7SD-38) e infine un campione dell'unità del Glockner (7SZ-634). Le analisi sui vari minerali, utilizzate per l'applicazione dei geotermometri e geobarometri sono quelle discusse nel capitolo 4.

Campione	Unità	Geotermometro	Calibrazione	Geobarometro	Calibrazione
7AD-6B	Greiner	Scambio FeMg-1 Granato-Biotite	Holdaway (2000)	Granato-plagioclasio-biotite-quarzo	Hoisch (1990)
7AD-38	Coperture indiff	Scambio FeMg-1 Granato-Biotite	Holdaway (2000)	Granato-plagioclasio-biotite-quarzo	Hoisch (1990)
7SZ-634	Glockner	Scambio FeMg-1 Granato-Biotite	Holdaway (2000)	Granato-plagioclasio-biotite-quarzo	Hoisch (1990)
7SZ-969	Basamento Tux	Scambio FeMg-1 Granato-Biotite	Holdaway (2000)	Granato-plagioclasio-biotite-quarzo	Hoisch (1990)
7SZ-1080	Basamento Tux	Scambio FeMg-1 Granato-Biotite	Holdaway (2000)	Granato-plagioclasio-biotite-quarzo	Hoisch (1990)
7SZ-1243	Zillertal	Scambio FeMg-1 Granato-orneblenda	Dale et al. (2000)	Granato-anfibolo-plagioclasio	Dale et al. (2000)

Tabella 6.1: Tabella riassuntiva dei geotermometri e geobarometri utilizzati per i calcoli di pressione e temperatura.

Geobarometro granato-plagioclasio-biotite-quarzo (GPBQ): si è scelto di applicare questo geobarometro, invece che il più comune granato-alluminosilicato-quarzo-plagioclasio (GASP) in quanto in tutti i campioni analizzati si ha l'assenza di alluminosilicati (cianite/sillimanite/andalusite). La calibrazione disponibile nel database termodinamico di PET è quella di Hoisch, (1990), reazione R1 (vedi Fig.6.1). Questa calibrazione si basa su sei equilibri che sono stati calibrati empiricamente utilizzando la composizione di minerali provenienti da 43 campioni naturali. Su ognuno dei 43 campioni è stato applicato simultaneamente il geotermometro granato-biotite e il geobarometro granato-quarzo-plagioclasio- Al_2SiO_5 per determinare la pressione e temperatura di calibrazione.



Fig.6.1: Equilibri (R1-6) calibrati empiricamente da Hoisch (1990).

Il Geotermometro Granato-Orneblenda (basato sullo scambio FeMg-1 tra granato e orneblenda) e **geobarometro Granato-Orneblenda-Plagioclasio:** Sono stati applicati unicamente al campione di anfibolite a granato. Per entrambi è stata selezionata la calibrazione di Dale *et al.* (2000) che si basa sulla derivazione della ΔG^0 di equilibrio da un database di dati termodinamici di riferimento. La soluzione solida non-ideale dell'anfibolo è invece ricavata da un set di 10 end-member indipendenti, di cui sono noti i parametri di soluzione solida non-ideale.

Geotermometro granato-biotite (GB): è stato applicato il geotermometro basato sullo scambio FeMg-1 tra granato e biotite, secondo le calibrazioni di Holdaway, (2000). Per questa calibrazione, Holdaway raffina la propria precedente calibrazione (Holdaway *at al.* 1997), assumendo come

variabile principale il modello di granato utilizzato (parametri di Margules) da altri autori (Berman e Aranovich 1996, Ganguly *et al.* 1996 e Mukhopadhyay *et al.* 1997).

6.1.1 Unità del Greiner (Campione 7AD-6B)

È ampiamente noto che i geotermometri e i geobarometri dovrebbero essere applicati solo nel caso in cui sia garantito l'equilibrio tessiturale e chimico, e quando i due (o più) cristalli in esame, siano il più vicini possibile; ciò nonostante al fine di fornire una prima caratterizzazione delle varie unità, si è scelto di applicare in questo campione (in cui si hanno cristalli di granato con evidente zonatura composizionale), il geotermometro granato-biotite e il geobarometro granato-plagioclasio-biotite-quarzo. Nello specifico sono state calcolate le stime termometriche, associando le analisi effettuate al nucleo dei granati con la biotite relitta (S1) e le analisi effettuate ai bordi dei granati con la biotite della foliazione S2.

Termometria: è stato scelto il geotermometro basato sullo scambio $FeMg_{-1}$ tra granato e biotite, secondo le calibrazioni di Holdaway, (2000). Nel campione in esame, la biotite è presente sia all'interno di microlithons, dove definisce una foliazione S1 relitta, che lungo la S2, la foliazione principale della roccia. Le stime termometriche sono state effettuate sia sulla biotite della S1 che su quella della S2; per le stime sulla S1 (Fig.6.2, Fig.6.3, Fig.6.4) sono state scelte le analisi dei nuclei dei granati, mentre per le stime sulla S2 sono state scelte le analisi dei bordi dei granati (Fig.6.4).

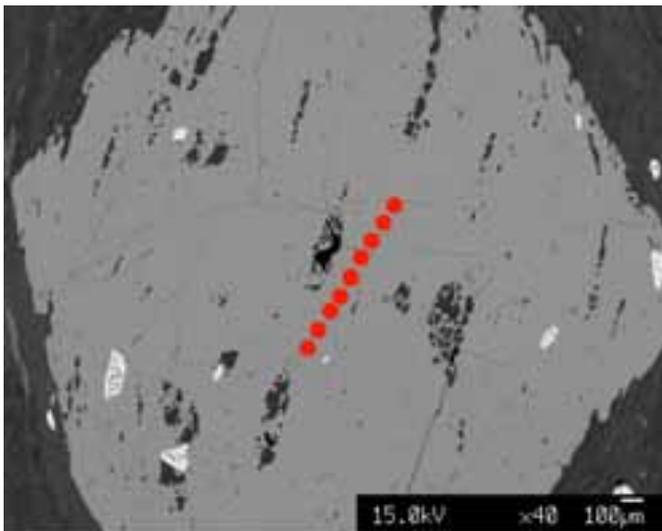


Fig.6.2: immagine back-scattered di un porfiroblasto di granato. I punti rossi indicano le analisi utilizzate per l'applicazione del geotermometro.

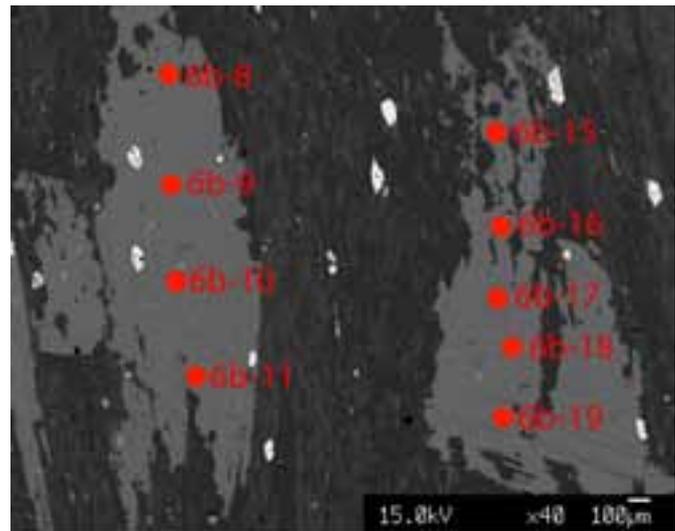


Fig.6.3: immagine back-scattered di due cristalli di biotite della S1. I punti rossi indicano le analisi utilizzate per l'applicazione del geotermometro.

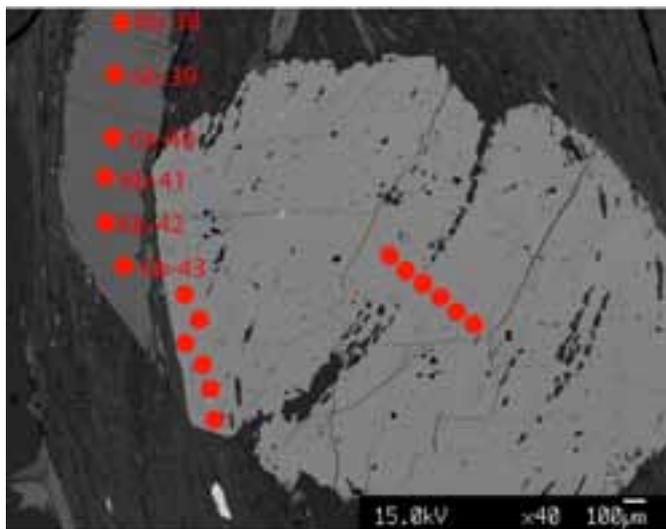


Fig.6.4: Immagine back-scattered di un cristallo di granato e un microlithons con biotite a grana grossa. I punti rossi indicano le analisi utilizzate per l'applicazione del geotermometro. Le analisi effettuate lungo il bordo del granato sono state utilizzate per la stima della temperatura della S2 (la biotite della S2 non è presente in foto).

Barometria: è stato scelto il geobarometro granato-plagioclasio-biotite-quarzo, secondo le calibrazioni di Hoisch, (1990). Sono state scelte le analisi di biotiti presenti lungo la S2, analisi sul bordo dei granati e plagioclasii presenti nella matrice.

6.1.2 Basamento del Tux (Campioni 7SZ-969 e 7SZ-1080)

Termometria: è stato scelto, per entrambi i campioni, il geotermometro basato sullo scambio $FeMg_{.1}$ tra granato e biotite, secondo le calibrazioni di Holdaway, (2000). In Fig.6.5 è riportata la localizzazione delle analisi di granato e biotite, utilizzate per le stime termometriche nel campione 7SZ-969, mentre in Fig.6.6 e Fig.6.7 è riportata la localizzazione delle analisi utilizzate per le stime termometriche nel campione 7SZ-1080.

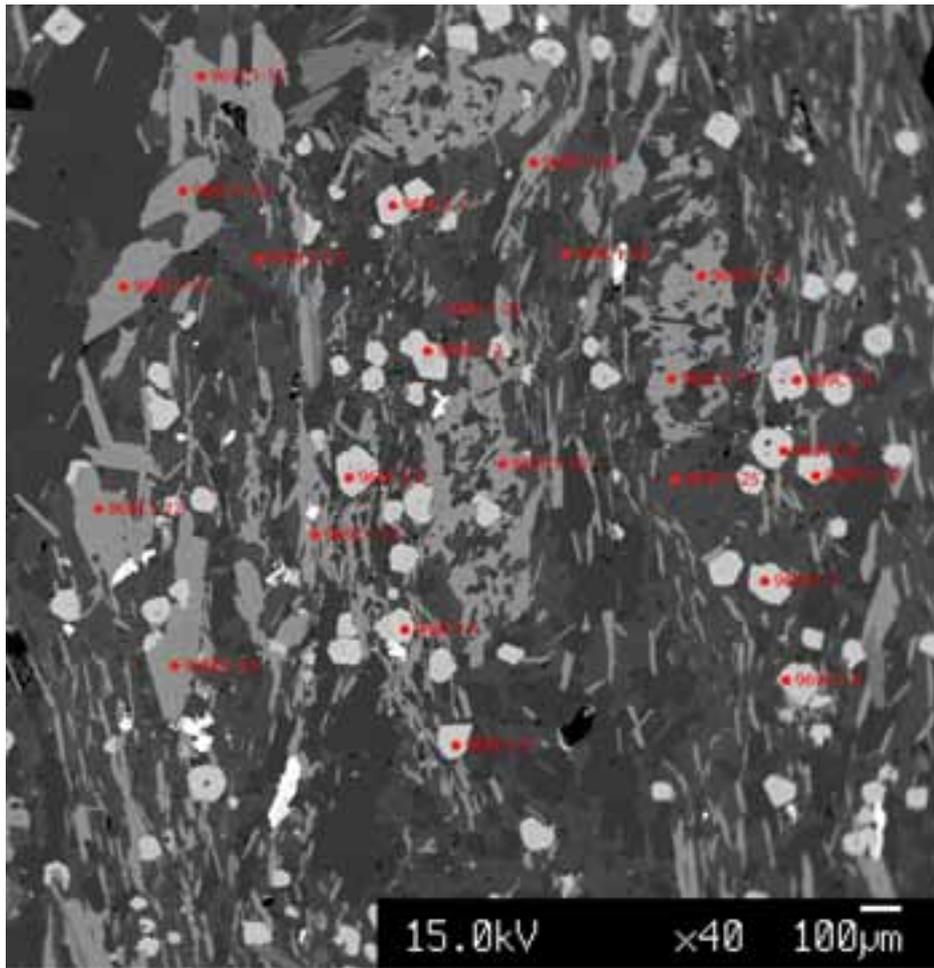


Fig.6.5: Immagine back-scattered con localizzazione delle analisi effettuate su biotiti e granati. Campione 7SZ-969.

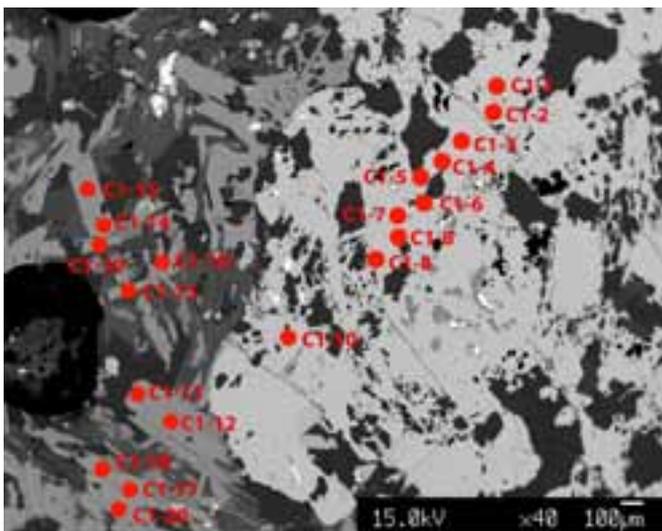


Fig.6.6: Immagine back-scattered con localizzazione delle analisi effettuate su biotite e granato. Campione 7SZ-1080.

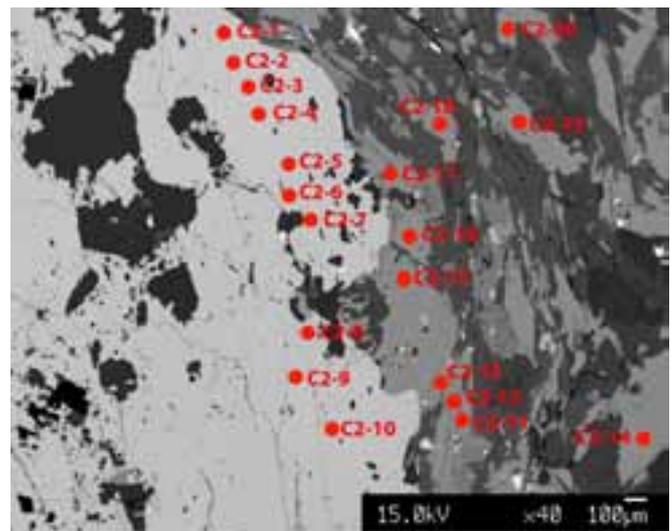


Fig.6.7: Immagine back-scattered con localizzazione delle analisi effettuate su biotite e granato. Campione 7SZ-1080

Barometria: è stato scelto il geobarometro granato-plagioclasio-biotite-quarzo, secondo le calibrazioni di Hoisch, (1990). In Fig.6.8 e Fig.6.9 è riportata la localizzazione delle analisi di plagioclasio, biotite e granato, utilizzate per le stime barometriche nel campione 7SZ-1080.

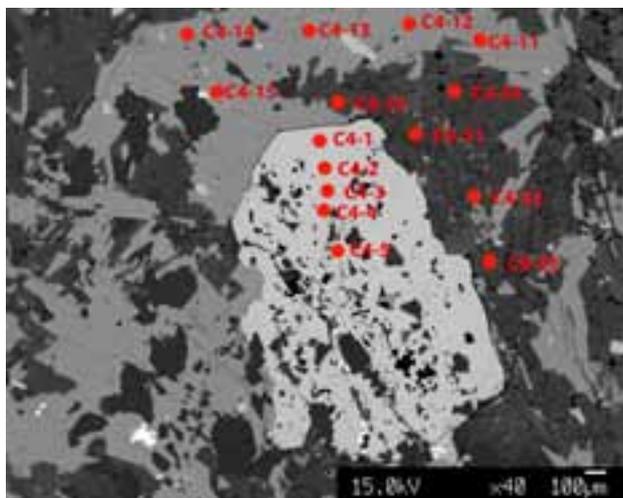


Fig.6.8: Immagine back-scattered con localizzazione delle analisi effettuate su plagioclasio, biotite e granato. Campione 7SZ-1080.

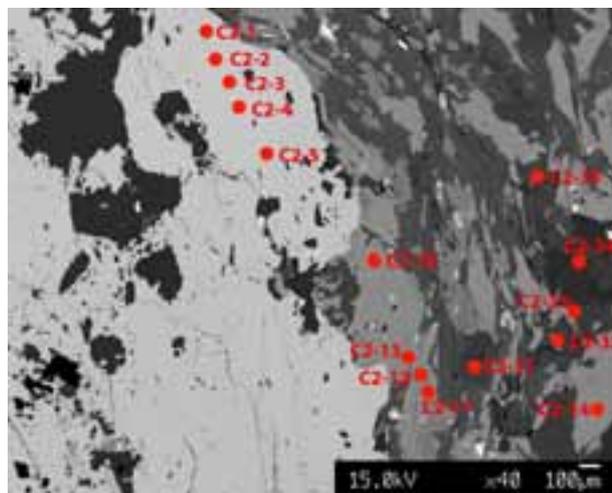


Fig.6.9: Immagine back-scattered con localizzazione delle analisi effettuate su plagioclasio, biotite e granato. Campione 7SZ-1080

6.1.3 Coperture post-Varisiche indifferenziate (Campione 7AD38a)

Termometria: è stato scelto, per entrambi i campioni, il geotermometro basato sullo scambio $FeMg_{-1}$ tra granato e biotite, secondo le calibrazioni di Holdaway, (2000). In Fig.6.10 è riportata la localizzazione delle analisi di granato e biotite, utilizzate per le stime termometriche.

Barometria: è stato scelto il geobarometro granato-plagioclasio-biotite-quarzo, secondo le calibrazioni di Hoisch, (1990).

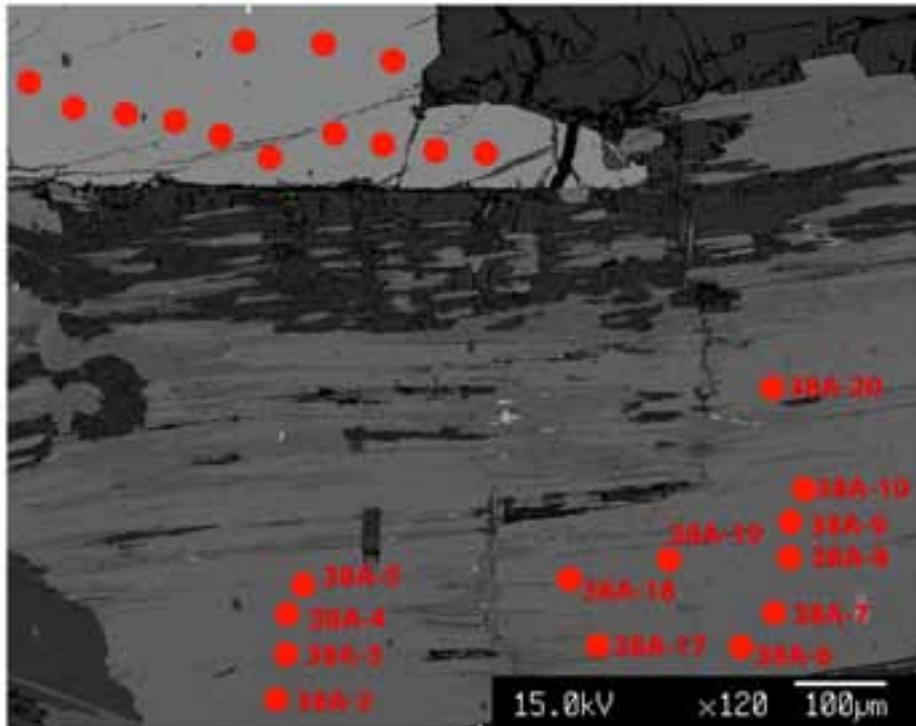


Fig.6.10: Immagine back-scattered con localizzazione delle analisi effettuate su biotite e granato. Campione 7AD-38. Sono

6.1.4 Unità dello Zillertal (Campione 7SZ-1243a)

In Fig.6.11 è riportata la localizzazione delle analisi di granato, plagioclasio e biotite, utilizzate per le stime termometriche.

Termometria: è stato scelto il geotermometro basato sullo scambio $FeMg_{-1}$ tra granato e orneblenda, secondo le calibrazioni di Dale *et al.* (2000).

Barometria: è stato scelto il geobarometro granato-anfibolo-plagioclasio, secondo le calibrazioni di Dale *et al.* (2000). In Fig.6.10 è riportata la localizzazione delle analisi di granato e utilizzate per le stime barometriche.

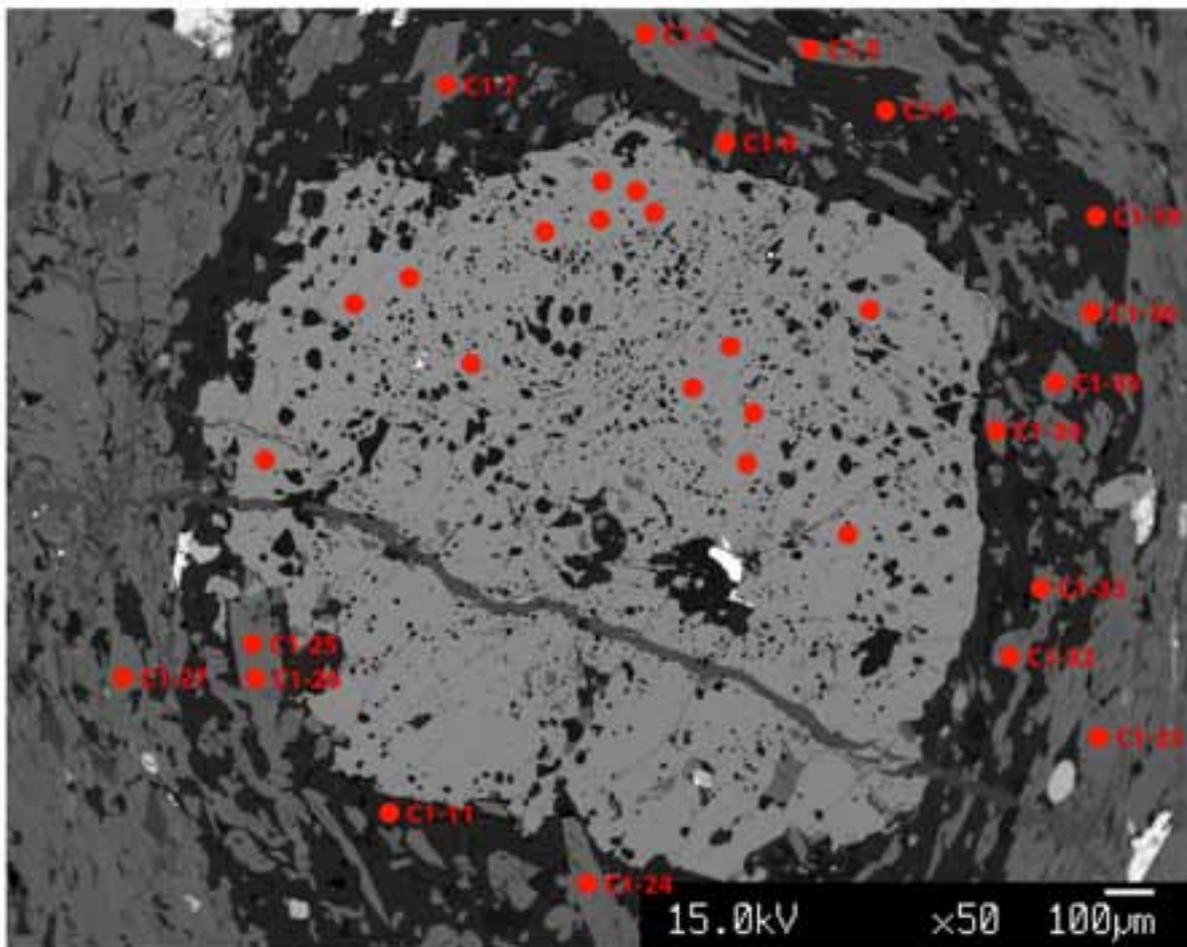


Fig.6.11: Immagine back-scattered con localizzazione delle analisi sui granati, sulle biotiti, e sui plagioclasti, utilizzati per le stime termometriche e barometriche. Campione 7SZ-1243a.

6.1.5 Unità del Glockner (Campione 7SZ-634)

Termometria: è stato scelto, per entrambi i campioni, il geotermometro basato sullo scambio FeMg-1 tra granato e biotite, secondo le calibrazioni di Holdaway, (2000).

Barometria: è stato scelto il geobarometro granato-plagioclasio-biotite-quarzo, secondo le calibrazioni di Hoisch, (1990).

6.2 Termobarometria su equilibri indipendenti

6.2.1 PET (Petrological Elementary Tools for Mathematica)

PET è un pacchetto di Mathematica che fornisce una serie di strumenti utili a risolvere problemi petrologici, tra cui il ricalcolo di formule chimiche di minerali, calcolo degli equilibri di vari minerali tramite un dataset di dati termodinamici, e calcolo degli equilibri tramite geotermometri (25 tra i più comuni geotermometri e 10 geobarometri). Per l'utilizzo di PET è richiesta una conoscenza base del software Mathematica, tramite cui richiamare ed utilizzare le varie funzioni di PET (in Fig.6.12 sono riportate tutte le funzioni utilizzabili in PET a seconda del problema petrologico che si deve risolvere). I calcoli geotermobarometrici sono effettuati tramite la funzione denominata "*CalcThermoBaro*"; questa funzione legge un file, compilato dall'utente, e contenente le analisi chimiche relative ai minerali su cui verrà calcolato il geotermometro o geobarometro (a seconda del caso si possono avere coppie di analisi di minerali o triplete ecc.). Letto il file è possibile scegliere il geotermometro (denominati gt1..2..3 ecc.) o geobarometro (denominati gb1..2..3 ecc.):

file = "7sz634_gt1.txt"; (file di input)

CalcFormula[file, CalcFormulaMode -> Gtb] (è stata selezionata la funzione del calcolo geotermobarometrico)

SetOptions[GT1, GT1Calibration -> 0]; (è stato scelto il geobarometro GT1 (granato-biotite)

result = CalcThermoBaro[{{gt1, {400, 800, 200}}}, file, "7sz634_gt1_T"] (verrà applicato al file di input il geotermometro GT1, da 400 °C a 800°C con uno step di calcolo di 200°C)

I risultati dei calcoli della funzione *CalcThermoBaro* vengono riportati nella forma:

{{{"grt-bt FeMg-1"}, {"7sz634_gt1.txt"}, {"lnKD = -2.55796", "GT1Calibration = Holdaway (2000)"}, {{529.76, 400.}, {530.22, 600.}, {530.67, 800.}}}.

In cui *{grt-bt FeMg-1}* indica il geotermometro granato-biotite basato sullo scambio di FeMg-1 tra granato e biotite; *GT1Calibration =* indica il tipo di calibrazione scelta per il geotermometro; *{{529.76, 400.}* indica la coppia di P-T calcolata dal programma.

Function name	Purpose	Option(s) -> predefined value (other allowed value(s))*
CalcFormula	Calculates mineral formulae	Fe3Amph-> LeakeFe3Mean (LeakeFe3Min, LeakeFe3Max, HollandBlundy, NoCalculation), Fe3Px-> Droop (NoCalculation), Fe3Grt-> Droop (NoCalculation), Fe3Spin-> Droop (NoCalculation), Fe3Ctd-> Droop (NoCalculation), Fe3Saph-> Droop (NoCalculation), Fe3Fetiox-> Droop (NoCalculation), Oxygens-> {}
CalcRea	Calculates equilibrium data of reactions: P-T if DatasetType[Type-> PT] T-X _{CO₂} , if DatasetType[Type-> TXCO2] logf _{O₂} -T, if DatasetType[Type-> O2Buffer] T-X _{H₂} -logf _{O₂} , if DatasetType[Type-> Redox]	Pmin-> 500, Pmax-> 10000, Pstep-> 500 P-> 5000, XCO2min-> 0.1, XCO2max-> 0.9, XCO2step-> 0.1 P-> 5000, Tmin-> 400, Tmax-> 1000, Tstep-> 50, Screen-> Yes P-> 5000, XH2min-> 0.0001, XH2max-> 0.011, XH2step-> 0.001
CalcReaIntersection	Calculates the intersection of reactions	CalcReaIntersectionFilter -> 0
CalcThermoBaro	Calculates geotermobarometers	Use <i>SetOptions[Gtb, GtbCalibration-> YourChoice]</i> to select a specific geotermobarometer calibration
DatasetType	Defines a thermodynamic dataset and the type of calculation	Dataset-> Berman88 (HollandPowell), Type-> PT (TXCO2, O2Buffer, Redox, Chemography)
DeletetPhase	Deletes the analysis of a user-defined phase from the file "CHEM.M"	
Dgr	Calculates ΔG of a reaction as f(P, T, X)	
ExtractMinDat	Extracts mineral-chemical data of a phase for plotting purposes	
ExtractSampleDat	Extracts mineral-chemical data from a sample for use in further calculations	ExtractSampleDatMode-> 0 (1)
G	Calculates G of a phase as f(P,T) optional ∫ cp dT, ∫ cp/T dt, ∫ V dP, V, cp	ReturnValue-> G (Hint, Sint, Vint, V, Cp)
GetRea	Reads equilibrium data from a file	
GOrd	Calculates (dis-)order parameters	
InsertPhase	Inserts the analysis of a user-defined phase into the file "CHEM.M" for further use	
MakeAnalysisTable	Stores analyses in table format	MakeAnalysisTableDigits-> 3, MakeAnalysisTableSplit-> 10
MakeRea	Calculates a set of linearly independent reactions from a list of phase components	MakeReaMode-> 0 (1)
MakeAllRea	Calculates all possible reactions from a list of phase components	MakeAllReaMode-> 0 (1,2,3,4)
MinDat	Returns thermodynamic data and chemical composition of a phase	AnnDat-> AnnDefault (AnnD, AnnDB)
MinList	Returns a list of available phases and their abbreviations	
O2buffers	Calculates usual oxygen buffers	Buffer-> NNO (QFM, QFI, WM, WI, MI, CCO, WWO, CuCu2O)
PlotRea	Plot equilibrium data	PlotReaMode-> 0 (1)
Projection	Projects a phase from user-defined projection points into a user-defined space	
ProjectionSymbolic	Calculates a projection symbolically	
SaveRea	Saves equilibrium data to a file	
SelectRea	Selects all reactions that contain user-defined phase components	SelectReaMode-> 1 (0)
SelectIncompRea	Selects incompatible assemblages (representing a reaction)	SelectIncompReaMode-> 1 (0)
TransformDatFile	Transforms an electron microprobe data file to a PET-readable format	

Fig.6.12 Panoramica delle funzioni di PET, il loro scopo, e le varie opzioni possibili. Immagine tratta da Dachs, E., (1998).

6.2.2 Risultati

Unità del Greiner (Campione 7AD-6B)

Senza dare eccessivo peso alle stime geotermobarometriche effettuate su questo campione, in cui si ha una situazione di disequilibrio chimico (granati zonati), dall'integrazione dei dati ottenuti mediante l'applicazione del geotermometro granato-biotite e il geobarometro granato-plagioclasio-biotite-quarzo, è stato costruito il diagramma P-T di Fig.6.13. La temperatura stimata per la S1 risulta compresa in un range che va da 480°C a 500°C; la temperatura stimata invece per la S2 varia da 580°C a 600°C. L'intersezione con i dati barometrici restituisce una pressione che per la S2 è di circa 1 GPa. Non è stato possibile eseguire le stime barometriche sulla S1, data l'assenza di plagioclasii legati alla prima fase deformativa.

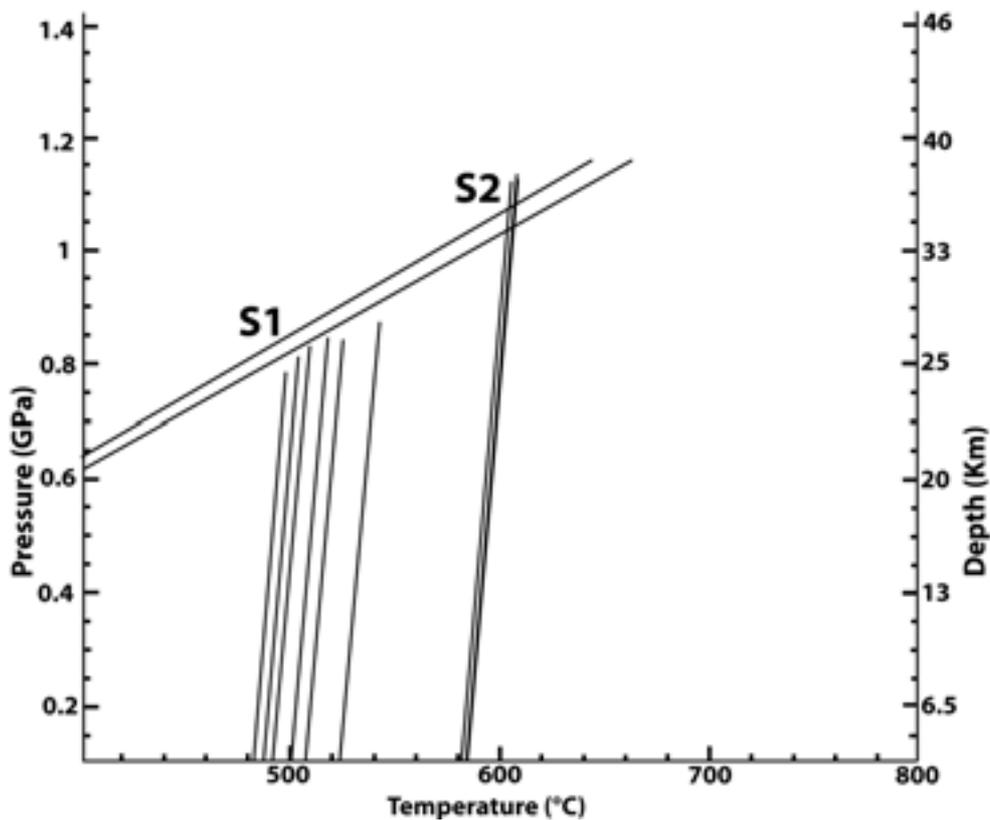


Fig.6.13: Diagramma P-T relativo al campione 7AD-6B (Unità del Greiner)

Basamento del Tux (Campioni 7SZ-969 e 7SZ-1080)

Dall'integrazione dei dati ottenuti mediante l'applicazione del geotermometro granato-biotite e il geobarometro granato-plagioclasio-biotite-quarzo, sono stati costruiti i diagrammi P-T di Fig.6.14 (7SZ-969) e Fig.6.15 (7SZ-1080). La temperatura stimata per il campione 7SZ-969 varia da 570°C a 620°C; l'intersezione con i dati barometrici restituisce una pressione che varia da circa 1 GPa a circa 1.3 GPa. Il campione 7SZ-1080 presenta invece temperature (500-550°C) e pressioni minori (0.75-1.1 GPa).

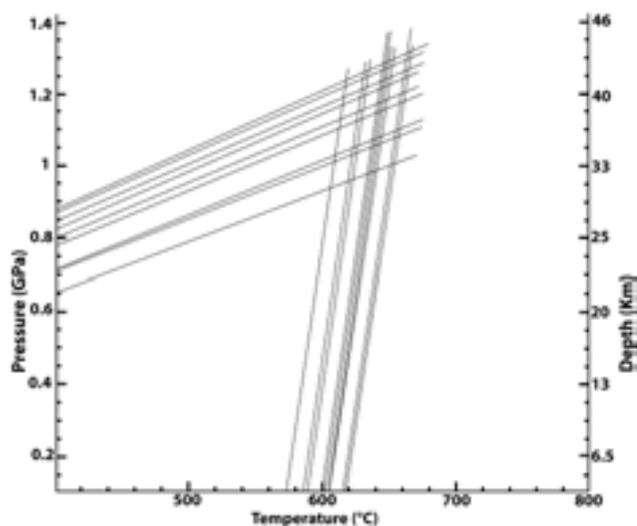


Fig.6.14: Diagramma P-T relativo al campione 7SZ-969 (Unità del Tux).

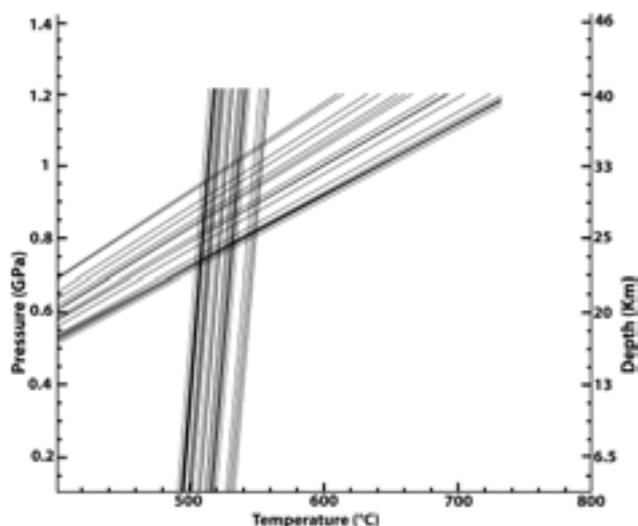


Fig.6.15: Diagramma P-T relativo al campione 7SZ-1080 (Unità del Tux).

Coperture post-Varisiche indifferenziate (Campione 7AD38a)

Dall'integrazione dei dati ottenuti mediante l'applicazione del geotermometro granato-biotite e il geobarometro granato-plagioclasio-biotite-quarzo, è stato costruito il diagramma P-T di Fig.6.16. La temperatura stimata risulta compresa tra 520°C e 580°C e la pressione che si ottiene integrando i dati termometrici con quelli barometrici è dell'ordine di 0.75-0.8 GPa.

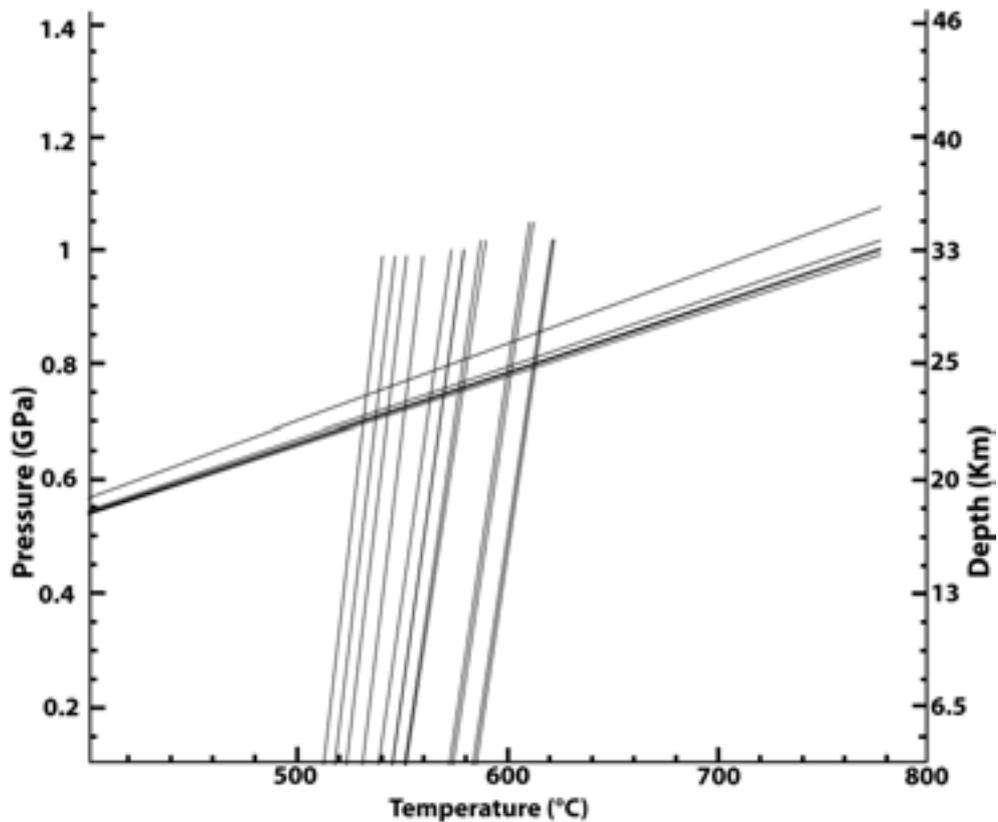


Fig.6.16: Diagramma P-T relativo al campione 7AD-38 (Unità post-Varisiche indifferenziate).

Unità dello Zillertal (Campione 7SZ-1243a)

Dall'integrazione dei dati ottenuti mediante l'applicazione del geotermometro Granato-Orneblenda e il geobarometro Granato-Plagioclasio-Orneblenda, è stato costruito il diagramma P-T di Fig.6.17. La temperatura stimata risulta compresa tra 460°C e 560°C e la pressione che si ottiene integrando i dati termometrici con quelli barometrici è dell'ordine di 0.65-0.9 GPa.

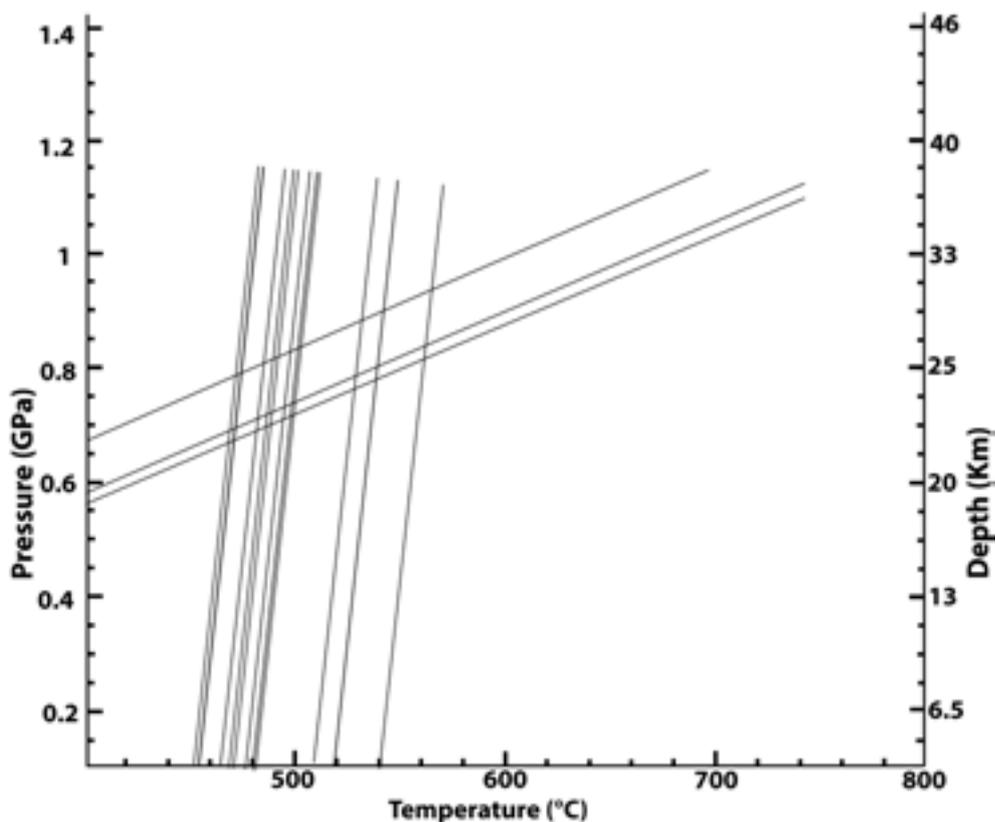


Fig.6.17: Diagramma P-T relativo al campione 7AD-1243 (Unità dello Zillertal).

Unità del Glockner (Campione 7SZ-634)

Dall'integrazione dei dati ottenuti mediante l'applicazione del geotermometro Granato-biotite e il geobarometro granato-plagioclasio-biotite-quarzo, è stato costruito il diagramma P-T di Fig.6.18. La temperatura stimata risulta compresa tra 520°C e 540°C e la pressione che si ottiene integrando i dati termometrici con quelli barometrici è dell'ordine di 0.6-0.65 GPa.

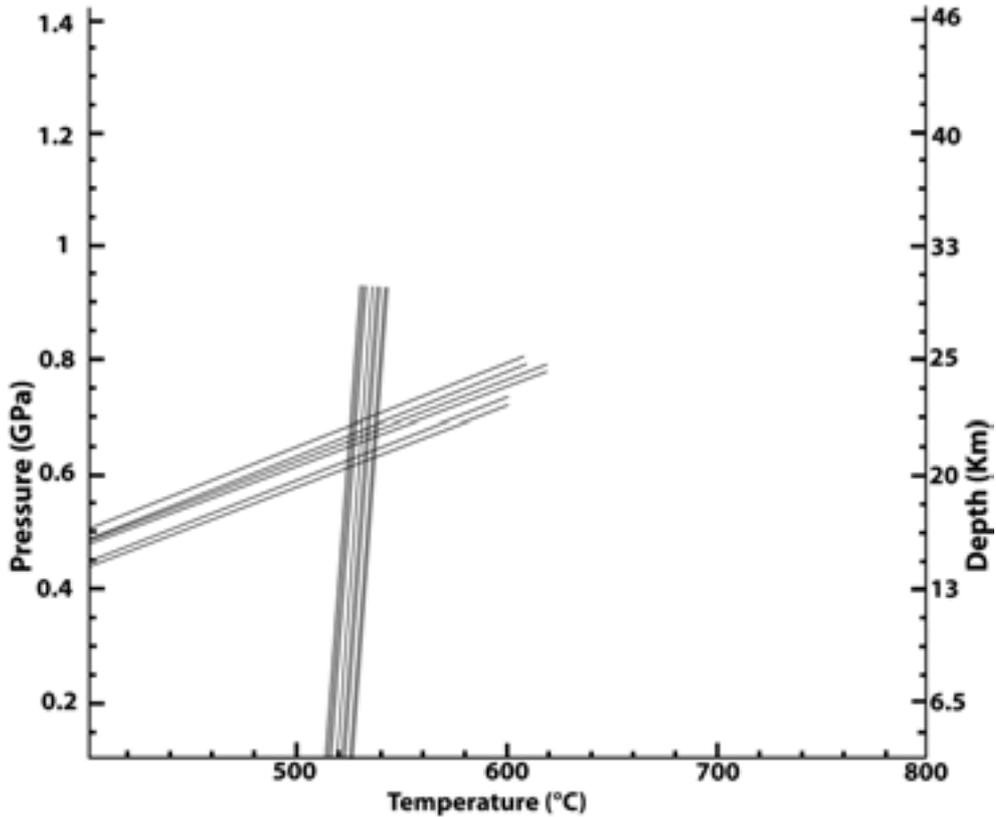


Fig.6.18: Diagramma P-T relativo al campione 7SZ-634 (Unità del Glockner).

6.3 Termobarometria mediante pseudosezioni

6.3.1 Perplex (Ver. 6.6.8)

Perple_X è un software che comprende una serie di programmi per il calcolo dei diagrammi di fase, di pseudosezioni e per lo studio delle proprietà di rocce e minerali in finzione di una determinata condizione (pressione, temperatura, composizione).

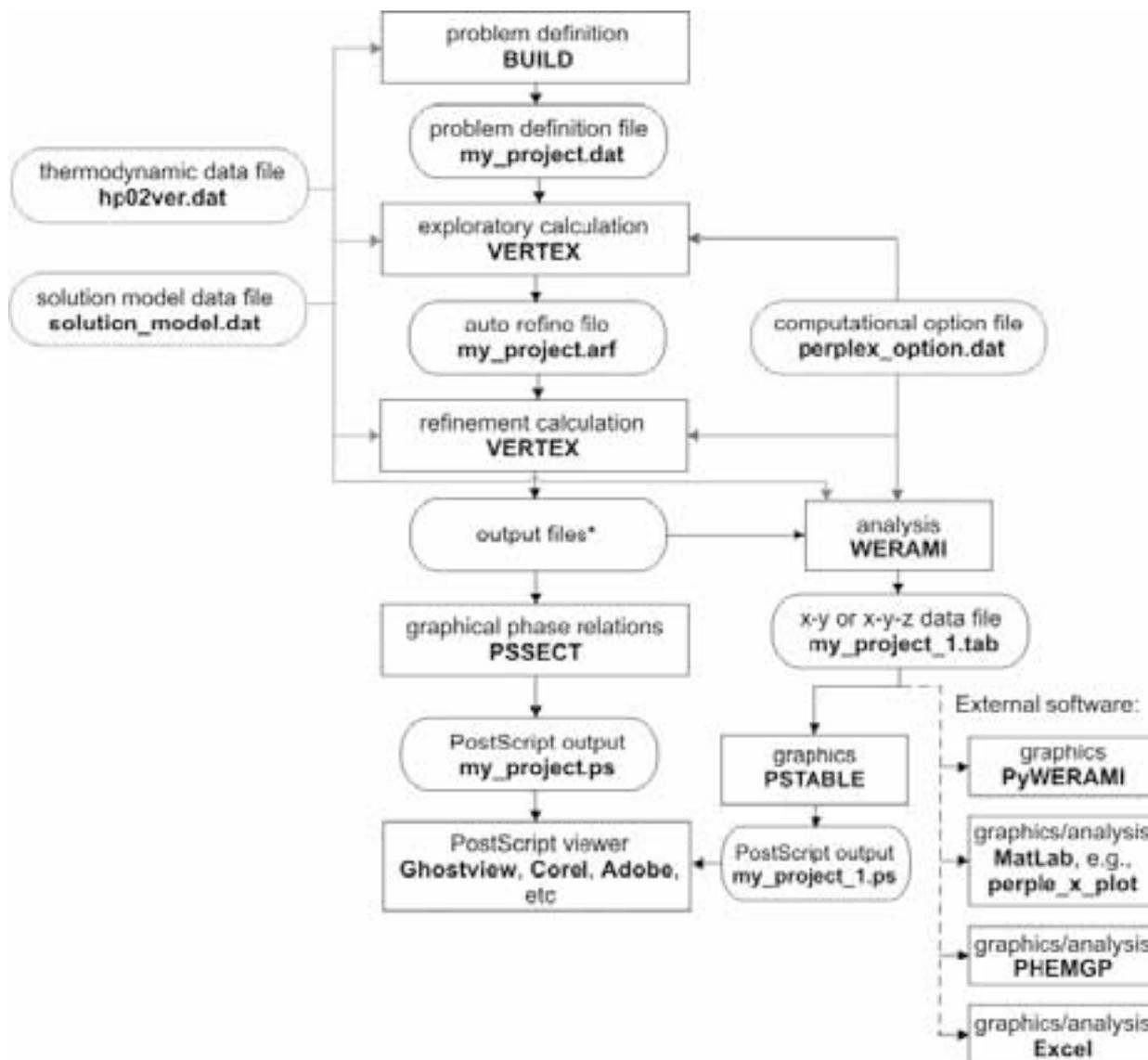


Fig.6.19: Diagramma semplificato della procedura per il calcolo dei diagrammi di fase e delle pseudosezioni.

La procedura per realizzare una pseudosezione (Fig.6.19), consiste per prima cosa nella definizione del problema tramite il programma BUILD, in cui viene specificato il database termodinamico di riferimento, tramite cui poi Perple_X determinerà gli equilibri di fase dei vari minerali. Per le pseudosezioni realizzate in questo lavoro di tesi è stato scelto il database di Holland e Powell (1998), revisionato dagli stessi autori nel 2002. Si definisce poi il sistema composizionale su cui operare i calcoli termodinamici {SiO₂; TiO₂; Al₂O₃... ecc.} in modo tale da ben rappresentare la composizione delle rocce in esame e le relazioni di fase che le caratterizzano. Come semplificazione non è stato considerato il Fe³⁺, la cui presenza potrebbe influire sulla stabilità di alcuni minerali, in particolare dell'epidoto.

L'input-file generato da BUILD viene letto dal programma VERTEX, il quale, sulla base dei parametri termodinamici del database di riferimento e dei modelli di soluzione opportunamente scelti per le varie fasi (contenuto nel file denominato *solution_model.dat*), determina le associazioni di fase caratterizzate dalla minor energia libera di Gibbs, e quindi termodinamicamente stabili a seconda delle condizioni di pressione-temperatura.

6.3.2 Pseudosezioni e isoplete per micascisti

Si è scelto il campione 7AD-38, un micascisto a granato con presenza di staurolite, in quanto, oltre all'analisi di roccia totale (vedi tabella 2, appendice 2), sono state effettuate numerose analisi in microsonda elettronica. I minerali considerati nella modellizzazione mediante Perple_X sono: granato, mica chiara, biotite, anfibolo, staurolite e una fase fluida. Le condizioni di pressione e temperatura impostate sono T = 300-700°C e P = 0.1-1.5 (GPa).

Il comportamento del granato è descritto dal modello di soluzione quaternario (Mn;Fe²⁺;Mg;Ca)₃Al₂Si₃O₁₂ di Holland e Powell (1998), **Gt(HP)**, nel quale non viene considerata la componente spessartina. La mica chiara viene descritta dal modello di soluzione **Mica(CHA)** per poter considerare le eventuali sostituzioni tschermack e la presenza di Ti nella fengite, e dal quale sono stati esclusi i termini paragonite e margarite. Per la biotite è stato selezionato il modello di soluzione **Bio(TCC)** (Tajčmanová *et al.* 2009), che si basa sulla riformulazione e riparametrizzazione di precedenti modelli di soluzione, al fine di considerare l'ordine-disordine di Fe-Mg e il contenuto di Fe³⁺ e Ti, di biotiti naturali e di biotiti sperimentali.

In Fig.6.20 è riportata la pseudosezione relativa al campione 7AD-38, ottenuta dalla modellizzazione mediante Perple_X. Si può notare come in generale, la paragenesi sia data da biotite, mica chiara, granato e plagioclasio. Più in dettaglio si nota come a bassa temperatura e pressione superiore a 0.5 GPa si abbia la comparsa di lawsonite; ad alta temperatura ($T > 500^{\circ}\text{C}$) e bassa pressione si ha la presenza di andalusite, che si trasforma in sillimanite a pressioni comprese tra 0.2 e 0.5 GPa e temperatura compresa tra 600 e 700°C.

Dalla modellizzazione mediante Perple_X, la presenza di staurolite risulta confinata in un'area compresa tra 450°C e 610°C e 0.1-0.6 GPa. Alla pseudosezione sono state sovrapposte le isoplete relative al valore di XMg della staurolite; tale valore varia da 0.07 a 0.12 e aumenta all'aumentare della temperatura. Dalle analisi effettuate in microsonda elettronica, il valore di XMg risulta essere compreso tra 0.09 e 0.19 (vedi capitolo 5.8).

In Fig.6.21 invece alla pseudosezione sono state sovrapposte le isoplete relative all'abbondanza modale (Vol%) della staurolite, e si nota come si passi da valori dell'ordine del 1-2 Vol% fino ad un massimo di 10-11 Vol%. l'area arancione in Fig.6.21 rappresenta il campo di pressione e temperatura individuato dall'integrazione dei dati ottenuti mediante l'applicazione del geotermometro granato-biotite e il geobarometro granato-plagioclasio-biotite-quarzo. La paragenesi individuata sovrapponendo i dati della geotermobarometria classica con la pseudosezione, è consistente con quella riscontrata nella roccia (granato, biotite, mica chiara, plagioclasio) tranne che per la presenza di staurolite.

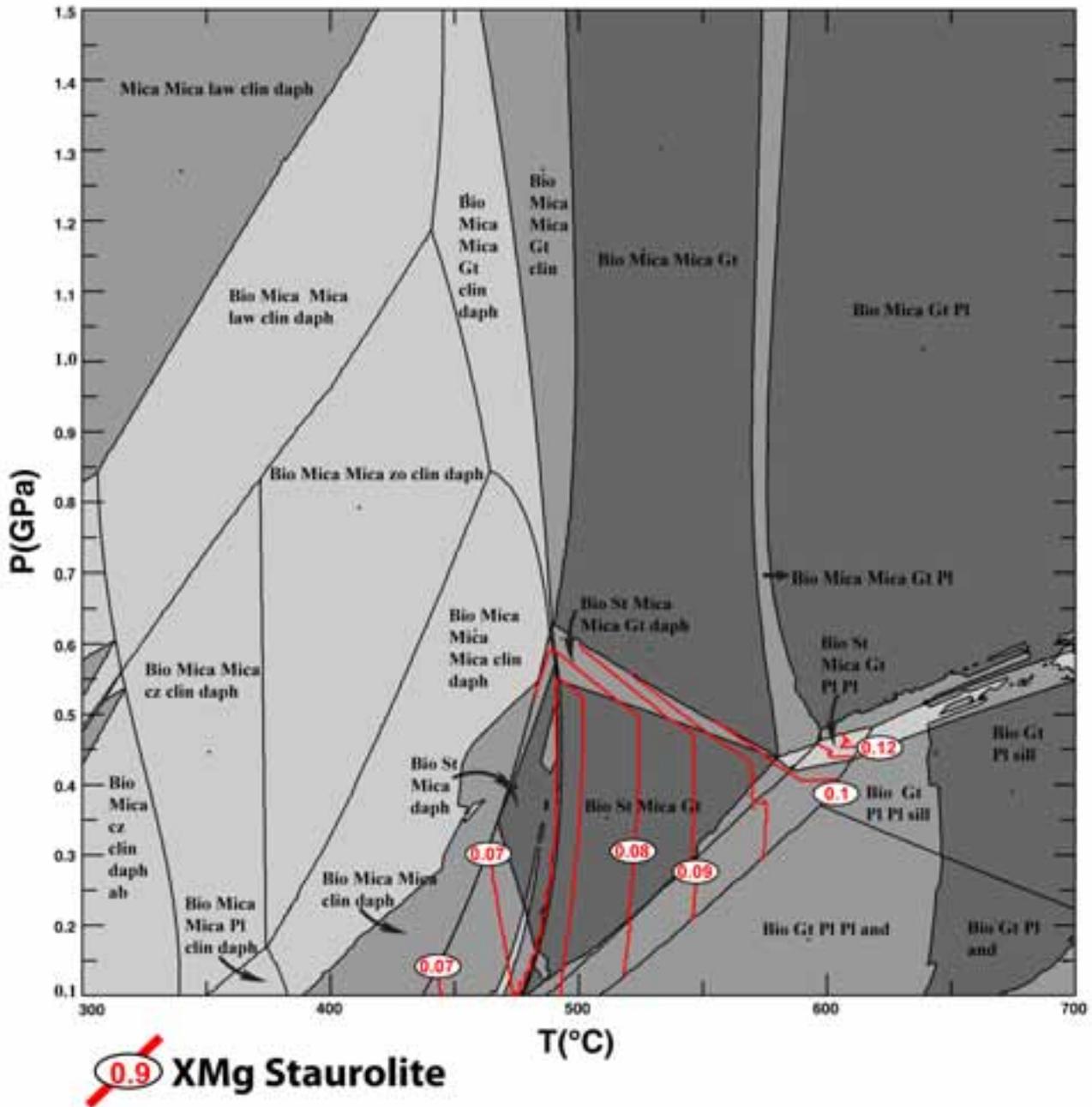


Fig.6.20: Pseudosezione del campione 7AD-38 a cui sono state sovrapposte le isoplete relative al valore di XMg della staurolite. Bio=biotite, Gt=granato, Pl=plagioclasio, and=andalusite, sill=sillimanite, St=staurolite, cli=clinocloro, daph=dafnrite, zo=zoisite, law=lawsonite, cz=clinozoisite, ab=albite.

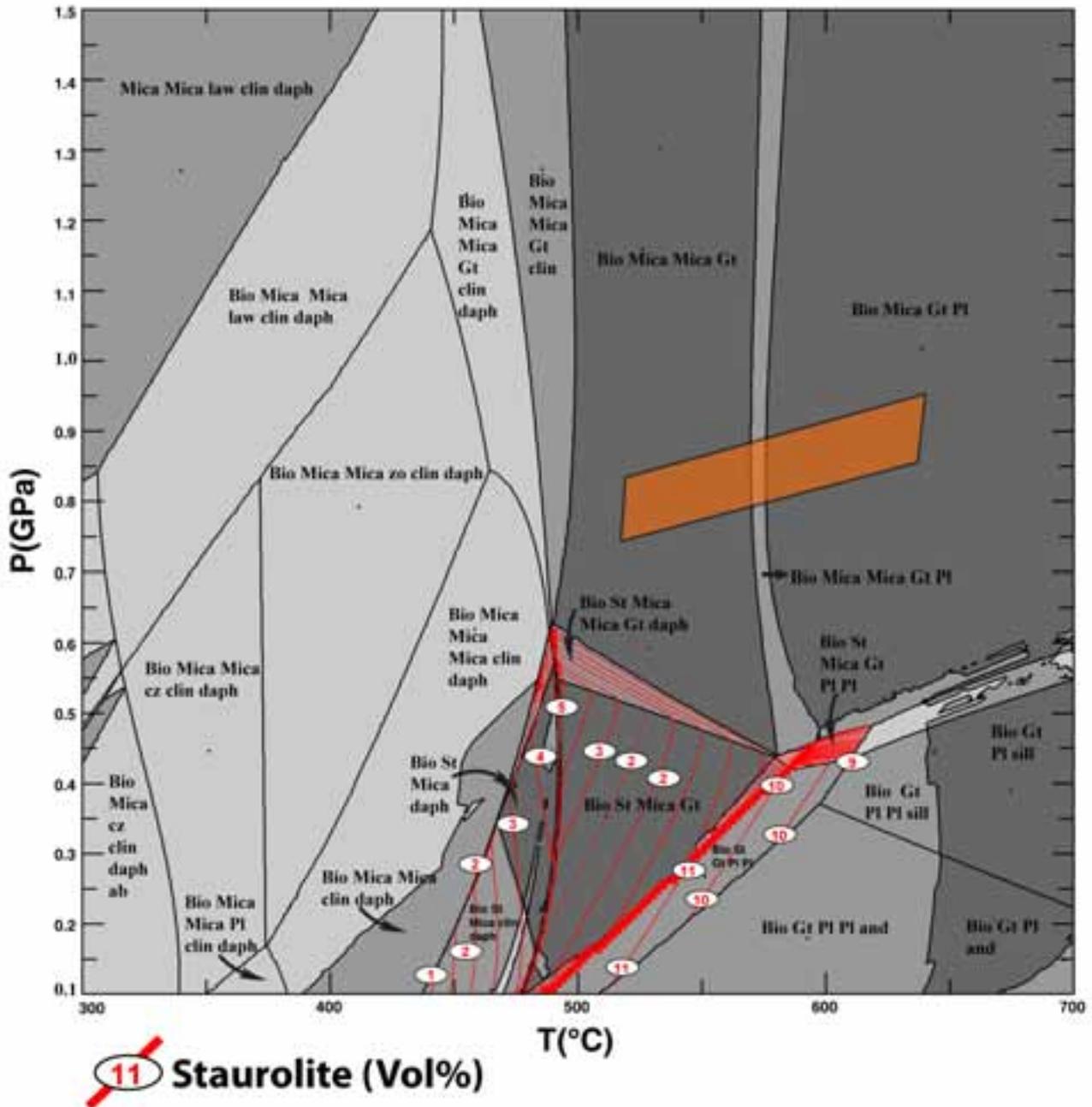


Fig.6.21: Pseudosezione del campione 7AD-38 a cui sono state sovrapposte le isoplete relative al valore modale della staurolite. L'area arancione indica il range di pressione e temperatura individuati mediante termobarometria classica.

La presenza di staurolite a bassa pressione, modellizzata dalla pseudosezione di Fi.6.20, può essere dovuta o, alla scarsa affidabilità del modello di soluzione utilizzato (Holland e Powell, 1998), che non prevede la presenza di ZnO nella staurolite, oppure dal fatto che l'estensione del campo di stabilità della staurolite è influenzata dalla presenza di ZnO, che tende generalmente a farlo ampliare (Chopin et al. 2003). Nonostante il campo di stabilità della Zn-staurolite non sia stato determinato con certezza,

è opportuno sottolineare però che la presenza di staurolite a bassa pressione è stata suggerita da molti autori come ad esempio: Spear e Cheney (1989), Spear, (1993), Spear et al. (1999), Poli e Schmidt (2002), Diener et al. (2008). In Fig.6.22 sono riportati i campi di stabilità della staurolite e si può notare come questo si estenda anche a pressioni molto basse.

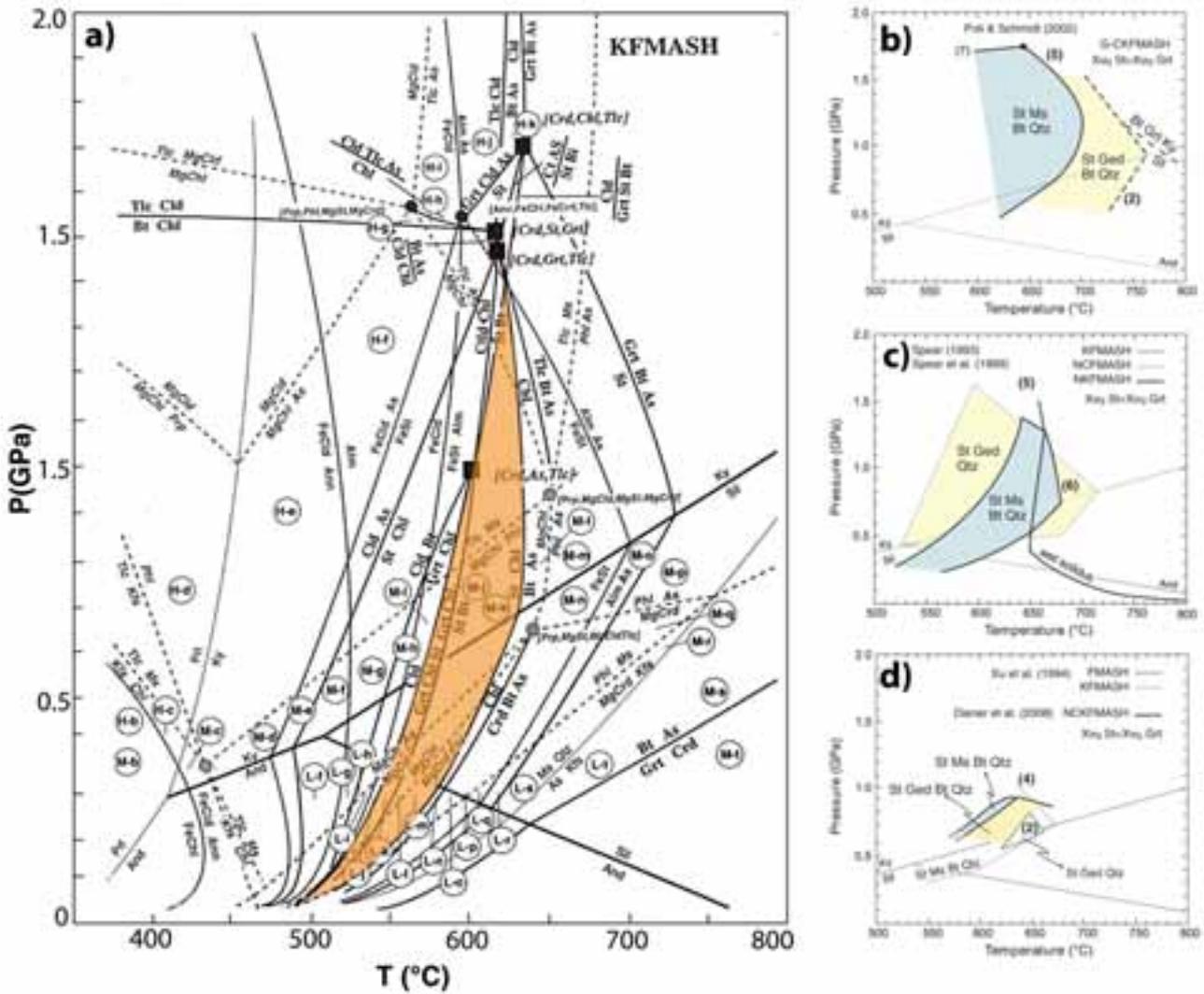


Fig.6.22: (a) griglia petrogenetica per rocce pelitiche (sistema KFMASH) secondo Spear e Cheney (1989), in arancione è evidenziato il campo di stabilità della staurolite; (b-c-d) campi di stabilità delle associazioni staurolite+muscovite+biotite+quarzo e staurolite+gedrite+biotite+quarzo secondo (b) Poli e Schmidt (2002), Ferri et al. (2009); (c) Spear (1993), Spear et al. (1999); (d) Xu et al. (1994), Diener et al. (2008).

6.3.3 Pseudosezioni e isoplete per calcescisti

Le rocce meta-carbonatiche della finestra dei Tauri, possono rappresentare il riferimento composizionale di una sezione di copertura pelagica carbonatica, coinvolta in un contesto di subduzione, in questo caso associata alla convergenza alpina tra la placca africana e la placca euroasiatica. Lo studio e l'evoluzione di queste rocce è stato indagato mediante i calcoli termodinamici del software *Perple_X* (Connolly, 2005).

7SZ-615

Si è scelto il campione 7SZ-615 poiché, oltre all'analisi di roccia totale (vedi tabella 3, appendice 2), si hanno numerosi dati analitici effettuati mediante microsonda elettronica. Inoltre questo campione è uno dei rari campioni del Glockner, studiati in questo lavoro di tesi, in cui si osserva la presenza di dolomite all'interno di cristalli di calcite. I minerali considerati nella modellizzazione mediante *Perple_X* sono: granato, mica chiara, carbonati, biotite, cloritoide e una fase fluida. Le condizioni di pressione e temperatura impostate sono $T = 300-700^{\circ}\text{C}$ e $P = 0.1-1.5$ (GPa).

Il comportamento del granato è descritto dal modello di soluzione quaternario $(\text{Mn};\text{Fe}^{2+};\text{Mg};\text{Ca})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ di Holland e Powell (1998), **Gt(HP)**, nel quale non viene considerata la componente spessartina. La mica chiara viene descritta dal modello di soluzione **Mica(CHA)** per poter considerare le eventuali sostituzioni tschermack e la presenza di Ti nella fengite, e dal quale sono stati esclusi i termini paragonite e margarite. Il comportamento dei carbonati ternari è descritto sulla base del modello di soluzione **oCcM(EF)**, di Franzolin *et al.* (2011), il quale richiede la specificazione dei parametri entropici relativi ai suoi componenti *odo_ef*, dolomite ordinata, e *oank*, ankerite ordinata, definiti in Franzolin *et al.* (2011), e l'esclusione dal foglio di calcolo delle fasi dolomite ed ankerite. Per la biotite è stato selezionato il modello di soluzione **Bio(TCC)** (Tajčmanová *et al.* 2009), che si basa sulla riformulazione e ri-parametrizzazione di precedenti modelli di soluzione, al fine di considerare l'ordine-disordine di Fe-Mg e il contenuto di Fe^{3+} e Ti, di biotiti naturali e di biotiti sperimentali. Per il cloritoide è stato scelto il modello **Ctd(HP)** (White *et al.* 2000) e si basa sullo scambio $\text{Fe}^{2+} \text{Mg}_{-1}$ e $\text{Fe}^{3+} \text{Al}_{-1}$ rispettivamente nei siti X e Y. Per l'anfibolo è stato scelto il modello di soluzione del clino-anfibolo **cAmph(DP)**, dal quale sono stati esclusi i termini contenenti Fe^{3+} e quelli che presentano Al nel sito T tetraedrico, in modo tale da semplificare i calcoli.

Dal momento in cui la modellizzazione delle pseudosezioni mediante Perple_X è stata effettuata in un range di pressione e temperatura relativamente basso, è stato scelto per i fluidi **F** il modello di soluzione che consiste in una soluzione mista binaria H₂O-CO₂, e il cui comportamento è descritto dall'equazione di stato CORK (Holland e Powell, 1991).

In Fig.6.23 è riportata la pseudosezione relativa al campione 7SZ-615, ottenuta dalla modellizzazione mediante Perple_X. Si può notare come si abbia la presenza, in tutti i campi, di mica chiara, quarzo, epidoto (zoisite o clinozoisite) e carbonato (uno o più di uno a seconda del range di pressione-temperatura). Le principali fasi idrate che si manifestano, oltre alla mica chiara, sono la lawsonite (300-470 °C e 0.3-1.5 GPa), la zoisite-clinozoisite, il cloritoide (300-400 °C e 0.1-0.8 GPa), la biotite (340-670 °C e 0.1-1.2 GPa) e sporadicamente l'anfibolo (lungo l'intero range di temperatura ma a pressioni superiori a 0.5 GPa). Non essendo stato inserito il modello di soluzione per i pirosseni, si può notare come a seconda del range di pressione-temperatura si abbia la presenza di diversi pirosseni: actinolite (500-600 °C e 0.1-0.3 GPa), hedenbergite (500-700°C e 0.1-0.7 GPa), wollastonite (600-700 °C e 0.1-0.2 GPa), diopside (600-700°C e 1.2-1.5 GPa) e la giadeite (300-500 °C e pressioni > 1 GPa).

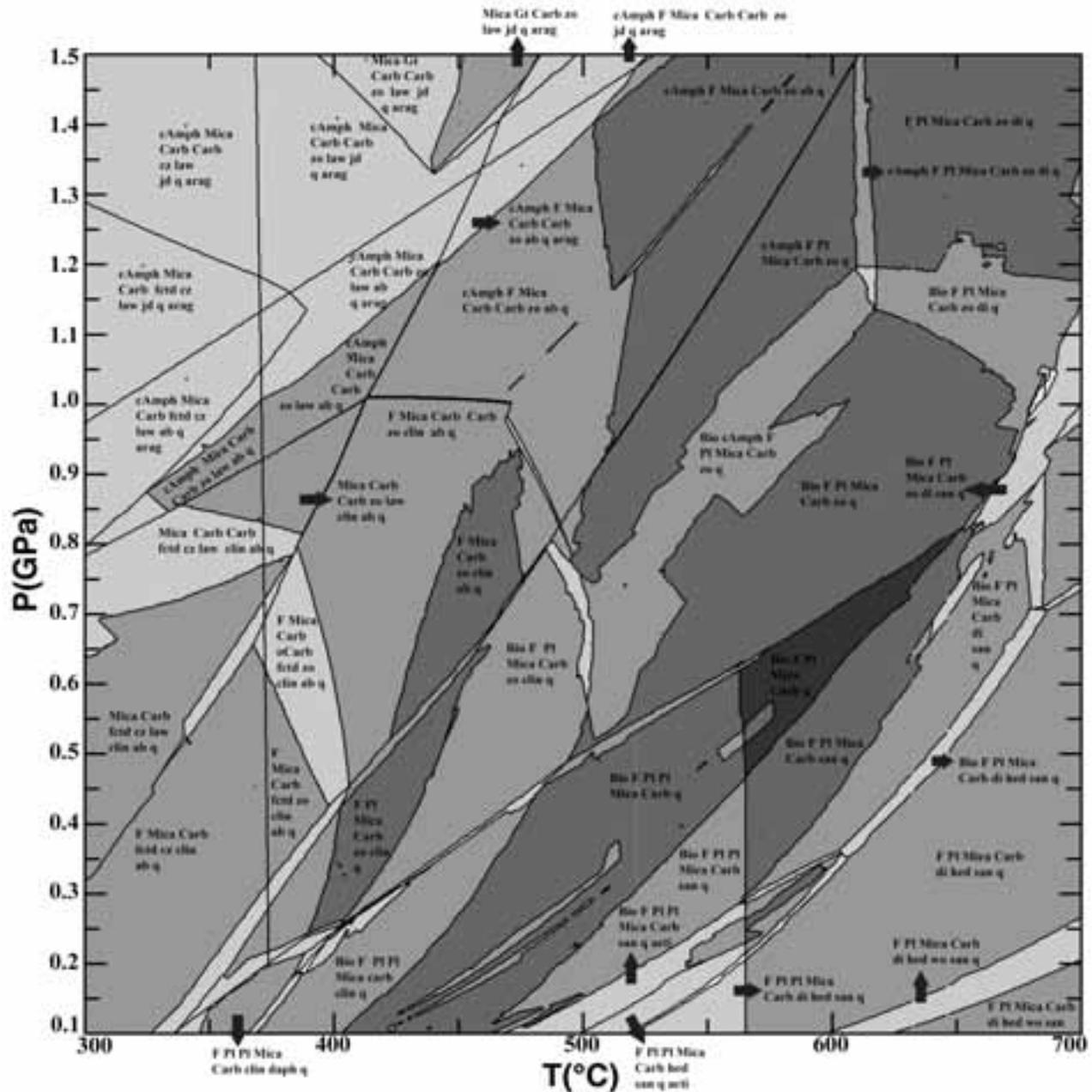


Fig.6.23: Pseudosezione del campione 7SZ-615. Carb=carbonato, q=quarzo, di= diopside, wo=wollastonite, hed=hedenberggite, san=sanidino, acti=actinolite, fctd=Fe-cloritoide, jd=giadeite, cAmph=Ca-anfibolo arag=aragonite, Bio=biotite, F=fluido, Pl=plagioclasio, cli=clinocloro, zo=zoisite, law=lawsonite, cz=clinozoisite, ab=albite.

Sulla base dei carbonati presenti, la pseudosezione di Fig.6.23, può essere suddivisa in quattro zone, caratterizzate dalla presenza di diversi carbonati. Alla pseudosezione sono stati sovrapposti i *contours* delle isoplete composizionali delle fasi carbonatiche, relativi al valore di X_{Ca} , definito come il rapporto $CaCO_3/(CaCO_3+MgCO_3+FeCO_3)$. È stato quindi possibile individuare quattro zone (Fig.6.24): Zona a calcite (area rossa); zona a calcite+dolomite (area blu), zona a dolomite+magnesite+aragonite (area viola), zona a dolomite+aragonite (area verde). Il campo nel

quale si crea la sovrapposizione tra isoplete di diverso colore (area blu), e quindi di diversa composizione, corrisponde ad un campo di *solvus*, dove coesistono due diverse fasi carbonatiche.

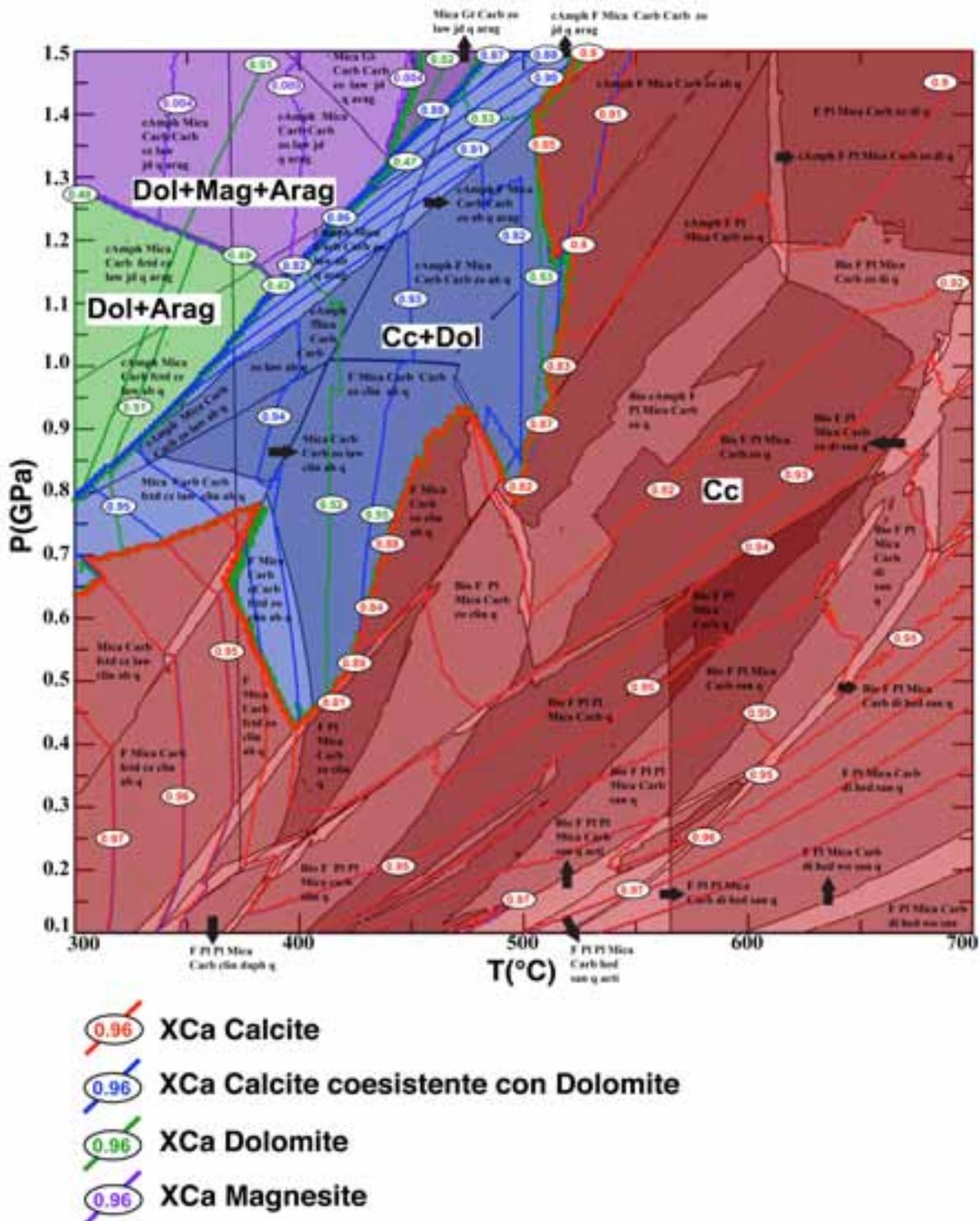


Fig.6.24: Pseudosezione del campione 7SZ-615 a cui sono state sovrapposte le isoplete relative al valore di XCa dei carbonati. Le aree a diverso colore indicano le zone caratterizzate da carbonati diversi.

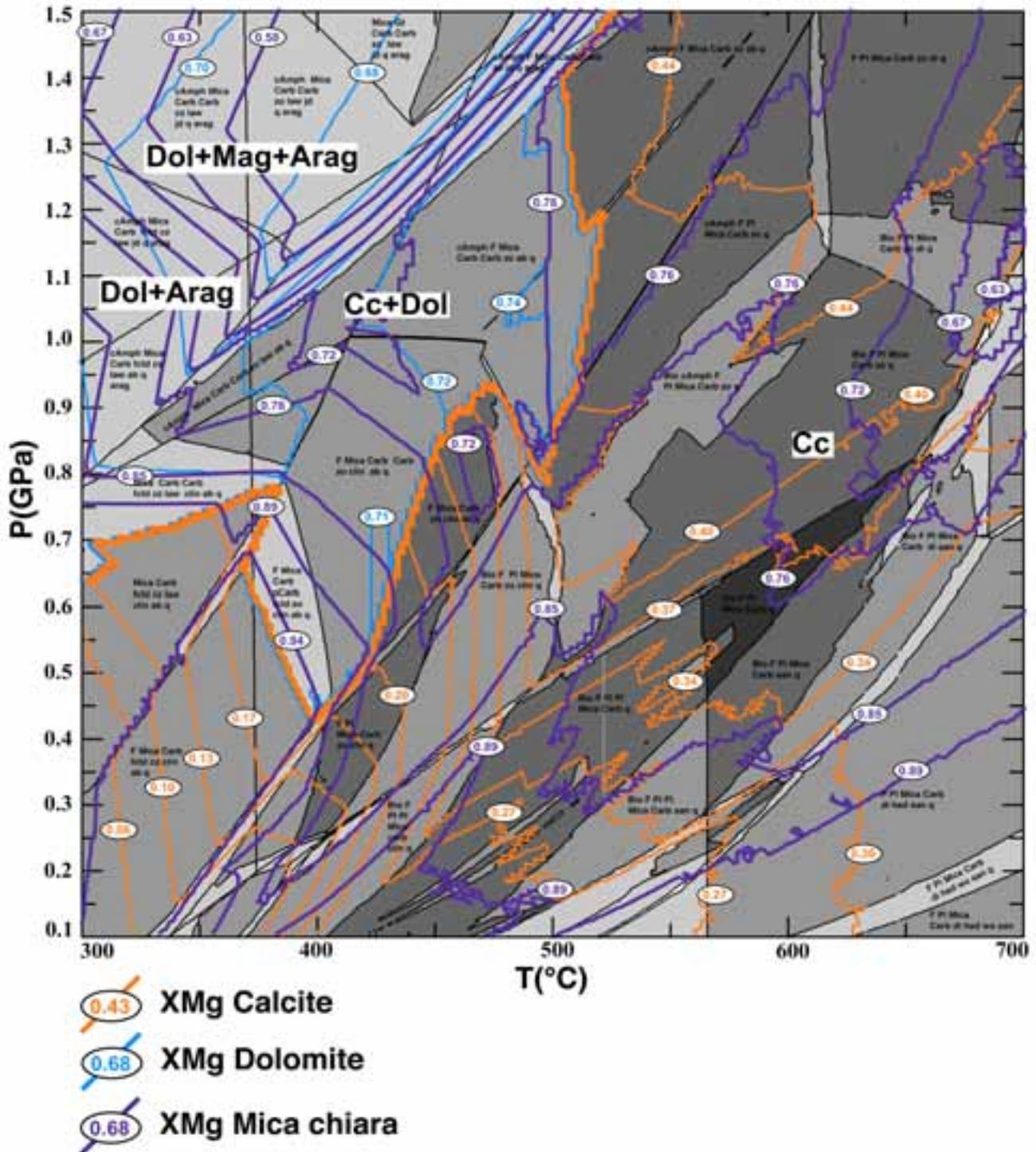


Fig.6.25: Pseudosezione del campione 7SZ-615 a cui sono state sovrapposte le isoplete relative a XMg della mica chiara, della calcite e della dolomite.

In Fig.6.25 sono riportate le isoplete relative al valore di XMg della mica chiara (violetto) a cui sono state associate le isoplete relative al valore di XMg della calcite (arancione) e della dolomite (azzurro). Per quanto riguarda i valori di XMg della mica chiara, in generale a bassa pressione, si hanno valori intorno a 0.90, che tendono a diminuire all'aumentare della pressione. Si hanno poi due zone

caratterizzate da bassi valori di XMg, una localizzata a circa 450°C e 1.3 GPa (XMg = 0.54), ed una localizzata intorno a 700°C e 1 GPa (XMg = 0.63). Nella zona in cui si ha la presenza di dolomite, all'aumentare della pressione, il valore di XMg della mica chiara tende a diminuire, e contemporaneamente aumenta quello della dolomite. Tra 0.7 e 0.8 GPa si ha $XMg_{(mica)}=0.94$ e $XMg_{(dolomite)}=0.71$; tra 0.8 e 1.3 GPa $XMg_{(mica)}=0.72$ e $XMg_{(dolomite)}=0.72$; da 1.3 a 1.5 GPa $XMg_{(mica)}=0.63$ e $XMg_{(dolomite)}=0.70$. Dalle analisi effettuate in microsonda elettronica (vedi capitolo 5.1), il valore di XMg della mica chiara risulta compreso tra 0.66 e 0.72, mentre il valore di XMg della dolomite è compreso tra 0.67 e 0.75.

ES-14

Oltre al campione 7SZ-615, descritto in precedenza, si è scelto il campione ES-14 poiché anche in questo caso, oltre all'analisi di roccia totale (vedi tabella 3, appendice 2), si hanno numerosi dati analitici effettuati mediante microsonda elettronica. Inoltre anche in questo campione si osserva la presenza di dolomite all'interno di cristalli di calcite. I minerali considerati nella modellizzazione mediante Perple_X sono: granato, mica chiara, carbonati, biotite, cloritoide e una fase fluida. Le condizioni di pressione e temperatura impostate sono $T = 300-700^{\circ}\text{C}$ e $P = 0.1-1.5$ GPa. Il comportamento del granato, della mica chiara, della biotite, dei carbonati, del cloritoide dell'anfibolo e della fase fluida è stato descritto dai modelli di soluzione precedentemente descritti nel campione 7SZ-615.

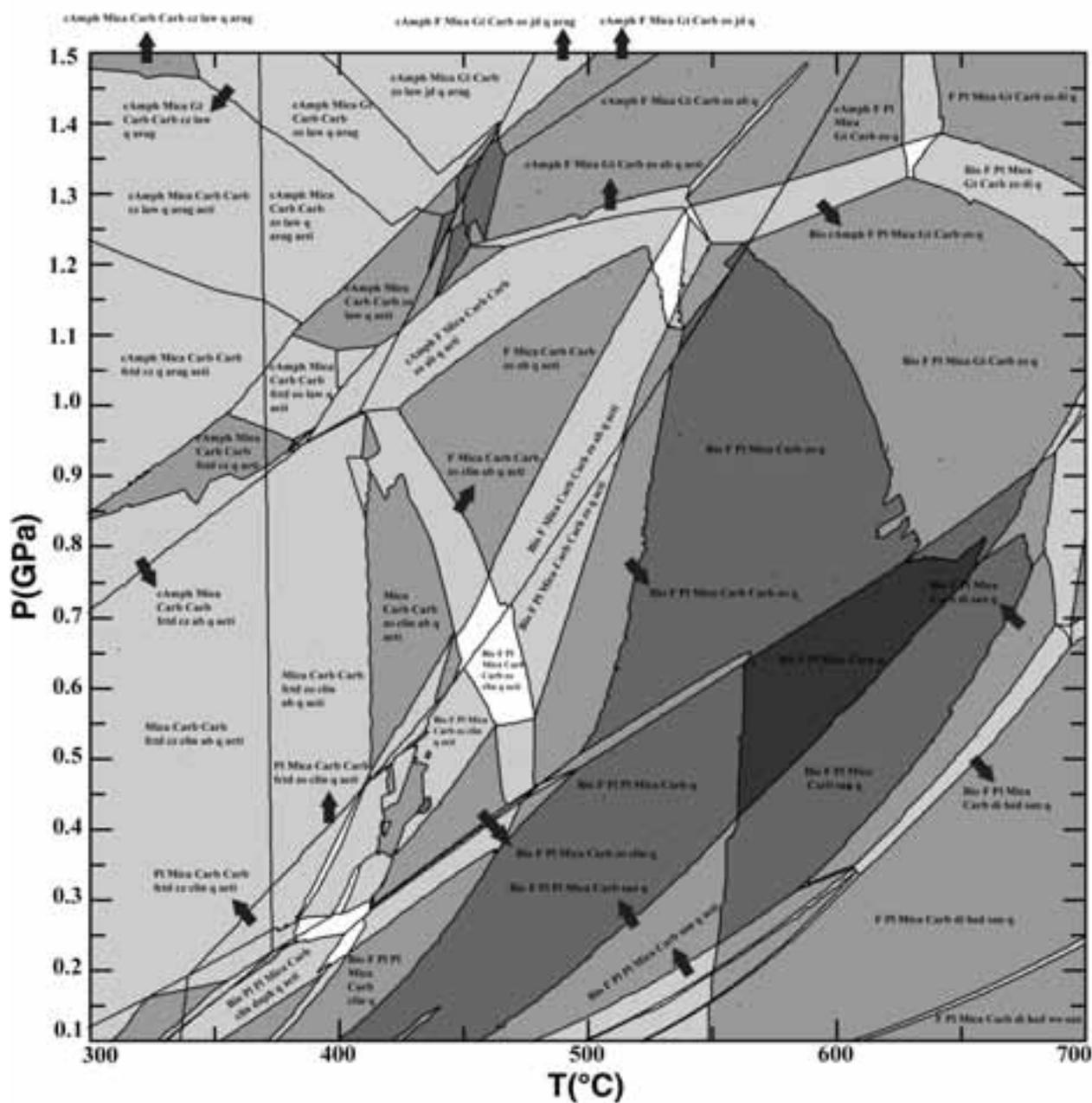


Fig.6.26: Pseudosezione del campione ES-14. Carb=carbonato, q=quarzo, di=diopside, Gt=granato, wo=wollastonite, hed=hedenbergite, san=sanidino, acti=actinolite, fctd=Fe-cloritoide, jd=giadeite, cAmph=Ca-anfibolo arag=aragonite, Bio=biotite, F=fluido, Pl=plagioclasio, cli=clinocloro, zo=zoisite, law=lawsonite, cz=clinozoisite, ab=albite.

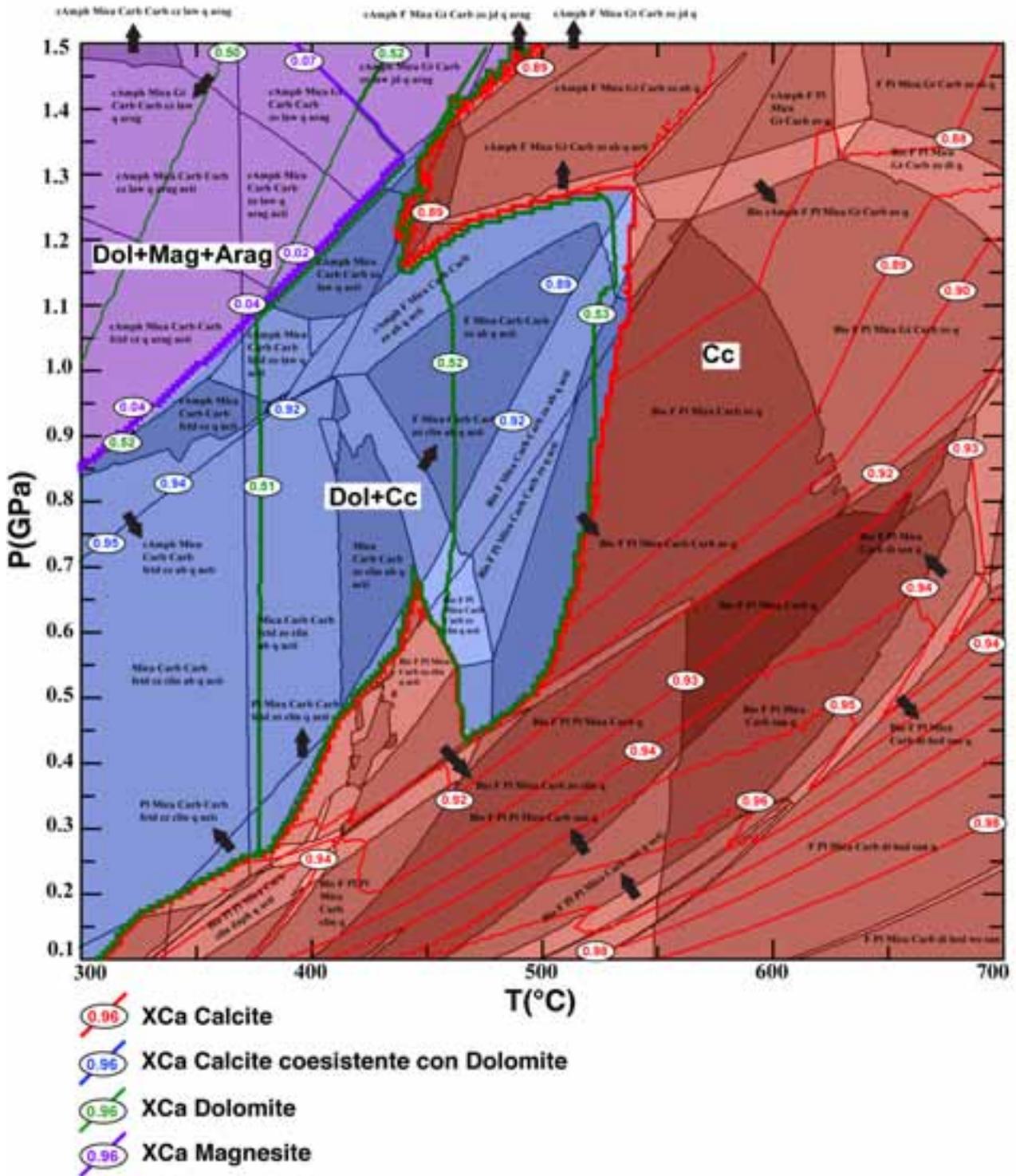


Fig.6.27: Pseudosezione del campione ES-14 a cui sono state sovrapposte le isoplete relative al valore di XCa dei carbonati. Le aree a diverso colore indicano le zone caratterizzate da carbonati diversi.

In Fig.6.26 è riportata la pseudosezione relativa al campione ES-14, ottenuta dalla modellizzazione mediante Perple_X. Come visto precedentemente, le principali fasi idrate che si manifestano, oltre alla mica chiara, sono la lawsonite (300-450°C e 1-1.5 GPa), la zoisite-clinozoisite, il cloritoide (300-400°C e 0.1-1.2 GPa), la biotite (stabile in un ampio range di pressione e temperatura) e sporadicamente l'anfibolo. Non essendo stato inserito il modello di soluzione per i pirosseni, si può notare come a seconda del range di pressione-temperatura si abbia la presenza di diversi pirosseni: actinolite (stabile in un ampio range di pressione e temperatura), hedenbergite (550-700°C e 0.1-0.7 GPa), wollastonite (600-700°C e 0.1-0.2 GPa), diopside (550-700°C e 0.1-0.8 GPa) e la giadeite (400-500°C e $P > 1.3$ GPa).

Alla pseudosezione di Fig.6.26 sono stati sovrapposti i *contours* delle isoplete composizionali delle fasi carbonatiche, relativi al valore di XCa, definito come il rapporto $\text{CaCO}_3 / (\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3 + \text{FeCO}_3)$, e anche in questo caso è stato possibile suddividere la pseudosezione sulla base dei carbonati presenti (Fig.6.27): Zona a calcite (area rossa), zona a calcite+dolomite (area verde), zona a dolomite+magnesite+aragonite (area viola). Il campo nel quale si crea la sovrapposizione tra isoplete di diverso colore (area blu), e quindi di diversa composizione, corrisponde ad un campo di *solvus*, dove coesistono due diverse fasi carbonatiche.

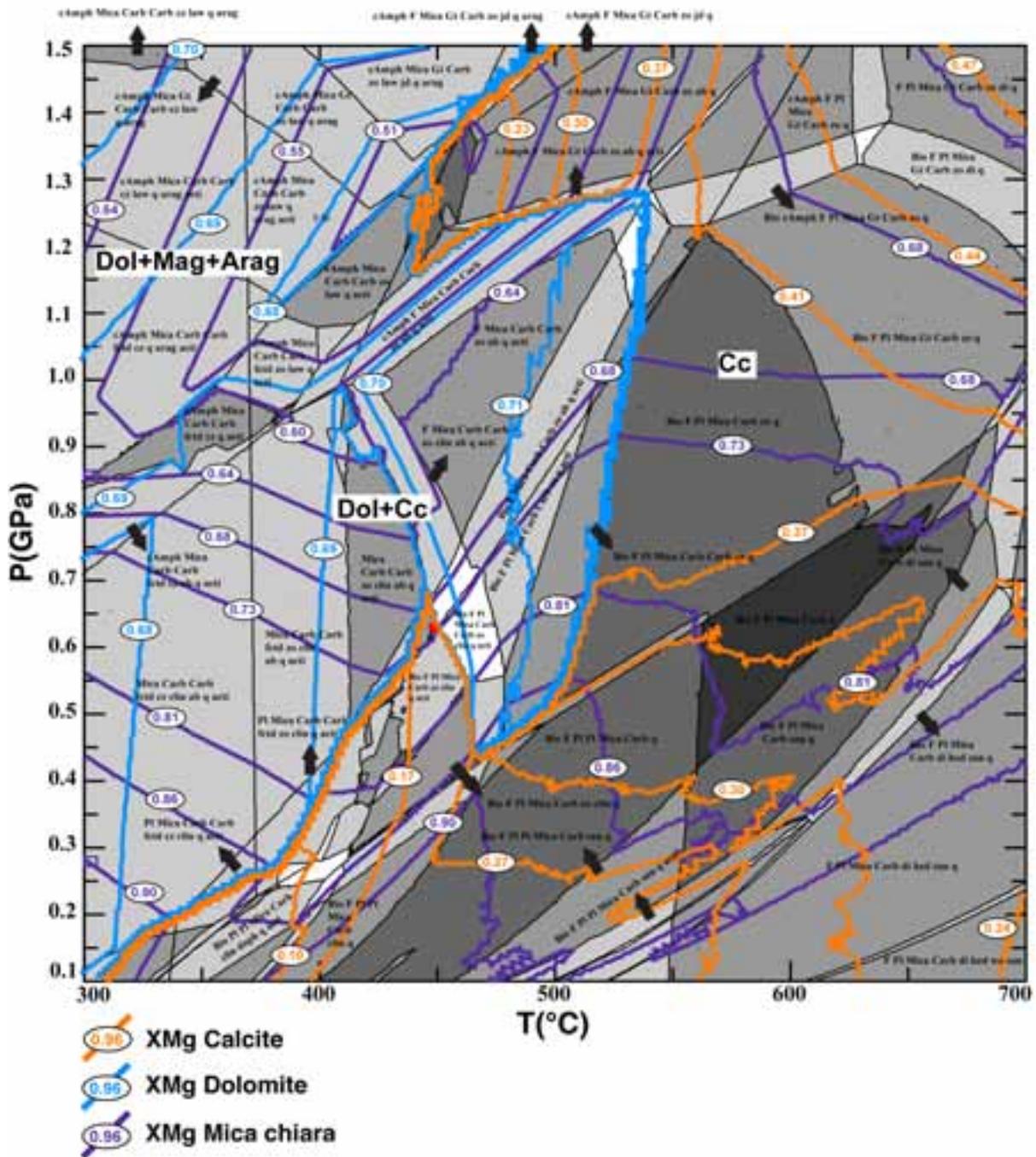


Fig.6.28: Pseudosezione del campione ES-14 a cui sono state sovrapposte le isoplete relative a XMg della mica chiara, della calcite e della dolomite.

In Fig.6.28 sono riportate le isoplete relative al valore di XMg della mica chiara (violetto) a cui sono state associate le isoplete relative al valore di XMg della calcite (arancione) e della dolomite (azzurro). Per quanto riguarda i valori di XMg della mica chiara, in generale a bassa pressione, si hanno valori intorno a 0.90, che tendono a diminuire all'aumentare della pressione. Si ha poi una zona caratterizzata da bassi valori di XMg, localizzata a circa 450°C e 1.3-1.4 GPa (XMg = 0.51).

Nella zona in cui si ha la presenza di dolomite, all'aumentare della pressione, il valore di XMg della mica chiara tende a diminuire, e contemporaneamente aumenta quello della dolomite, seppur in maniera molto limitata (da 0.69 a 0.71). Le analisi effettuate tramite microsonda elettronica (vedi capitolo 5.1) mostrano che nel campione ES-14 il valore di XMg della mica chiara risulta essere compreso tra 0.56 e 0.72, mentre il valore di XMg della dolomite è compreso tra 0.81 e 0.87, quindi più alti di quelli ottenuti mediante la modellizzazione con *Perple_X*.

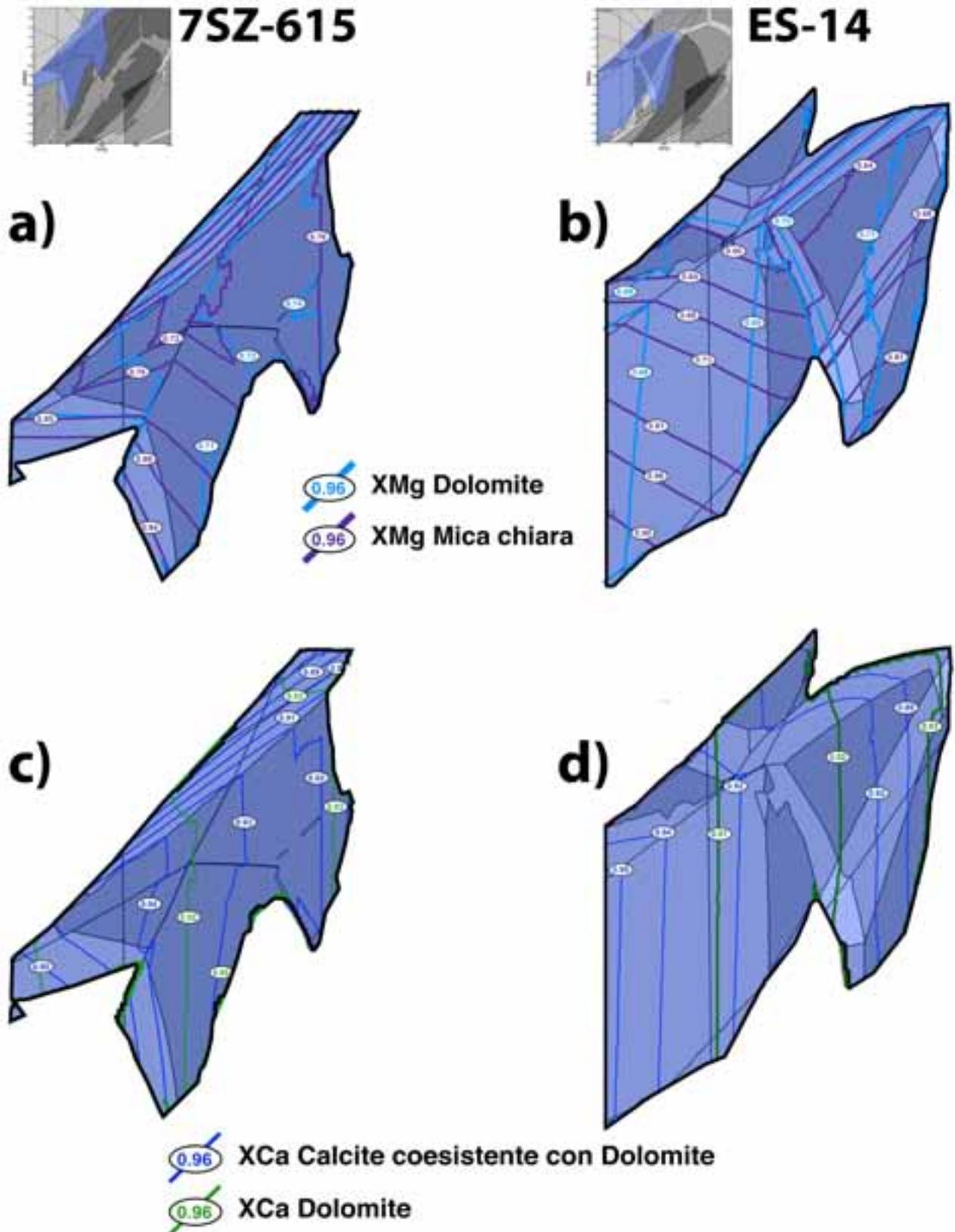


Fig.6.29: Area di coesistenza di calcite e dolomite nei campioni 7SZ-615 ed ES-14 con isoplete relative al valore di XMg della mica bianca e dolomite (a-b) e isoplete relative al valore di XCa della calcite e della dolomite (c-d).

Considerando la zona caratterizzata dalla coesistenza di dolomite e calcite (*solvus*) in entrambi i campioni, e confrontando rispettivamente i valori di XMg della mica chiara e XMg della dolomite (Fig.6.28a-b) e quelli relativi a XCa della calcite e XCa della dolomite (Fig.6.29c-d), ottenuti mediante modellizzazione con Perple_X con i valori misurati mediante microsonda, è possibile determinare approssimativamente il range di pressione e temperatura che caratterizza i due campioni.

Nel campione 7SZ-615, all'aumentare della pressione, i valori di XMg della mica chiara tendono a diminuire, mentre quelli della dolomite tendono ad aumentare. Dai dati di microsonda si è osservato che, la mica ha valori di XMg compresi tra 0.66 e 0.72 mentre la dolomite ha valori compresi tra 0.67 e 0.75. Per quanto riguarda invece l'XCa, la dolomite ha valori intorno a 0.52, mentre quelli della calcite variano da 0.95 a 0.89 e tendono a diminuire all'aumentare della pressione. I dati ottenuti in microsonda hanno restituito un valore di XCa della dolomite variabile da 0.50 a 0.55, e un valore di XCa della calcite variabile da 0.94 a 0.98.

Nel campione ES-14 i valori di XMg della mica chiara, ricavati da Perple_X, variano da 0.68 a 0.90, mentre quelli ottenuti in microsonda variano da 0.56 a 0.72. I valori relativi alla dolomite, ottenuti da Perple_X variano da 0.69 a 0.71, mentre i valori ottenuti in microsonda variano da 0.81 a 0.87. Per quanto riguarda invece i valori di XCa, ottenuti da Perple_X, si ha che la dolomite ha valori variabili da 0.51 a 0.53 e la calcite ha valori variabili da 0.89 a 0.95. Per la dolomite, i dati ottenuti in microsonda, sono intorno a 0.50, mentre per la calcite variano da 0.94 a 0.99.

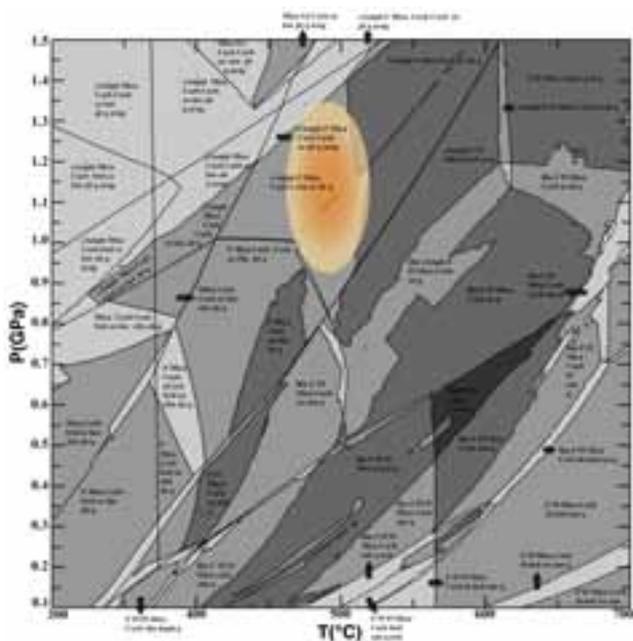


Fig.6.30: Pseudosezione del campione 7SZ-615 in cui è stata evidenziata la zona in cui il valore delle isoplete del XMg della dolomite e della mica chiara e i valori di XCa della mica chiara e della dolomite, ottenuti con Perple_X risultano simili a quelli ottenuti in microsonda elettronica.

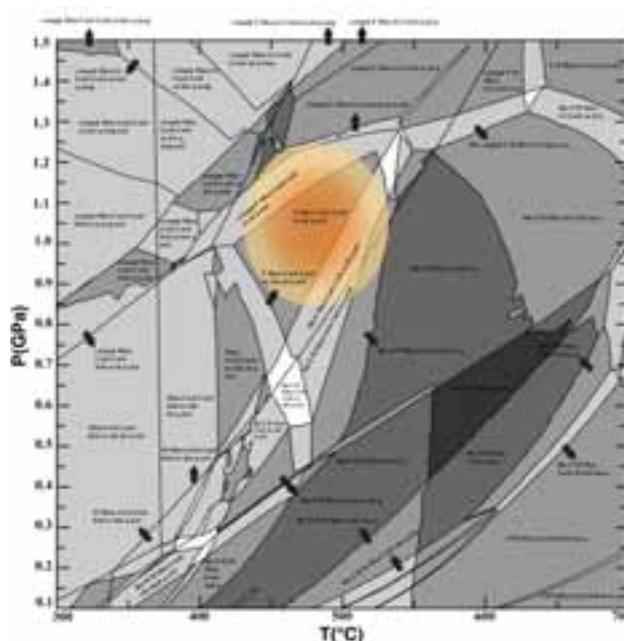


Fig.6.31: Pseudosezione del campione ES-14 in cui è stata evidenziata la zona in cui il valore delle isoplete del XMg della dolomite e della mica chiara e i valori di XCa della mica chiara e della dolomite, ottenuti con Perple_X risultano simili a quelli ottenuti in microsonda elettronica.

Dal confronto dei dati ottenuti mediante Perple_X con i dati ottenuti mediante microsonda è possibile individuare, per il campione 7SZ-615 una zona (Fig.6.30) compresa tra 450°C e 500°C e 1-1.3 GPa, e per il campione ES-14, una zona (Fig.6.31) compresa tra 450°C e 500°C e 0.8-1.2 GPa.

7. Discussione e Conclusioni

I dati disponibili in letteratura relativi alla stima delle condizioni di pressione e temperatura del metamorfismo Alpino delle unità del settore centro-occidentale della Finestra dei Tauri, a differenza di quelli relativi all'evoluzione strutturale, non sono molti. Uno dei primi lavori in cui vengono presentate delle stime termometriche del metamorfismo Alpino è quello di Hoernes e Friedrichsen (1974), ripreso poi nel tempo da molti autori (Droop, 1985; Selverstone, 1985; Blanckenburg *et al.* 1989, Dachs, 1990; Frisch *et al.* 2000; Hoschek, 2001; Cesare *et al.* 2001; Rosenberg *et al.* 2004). La ricostruzione delle isoterme del picco metamorfico Alpino eseguita da Hoernes e Friedrichsen (1974) si è basata sul frazionamento degli isotopi stabili dell'ossigeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) in rocce provenienti da tutte le unità che affiorano nella finestra. (Fig.7.1).

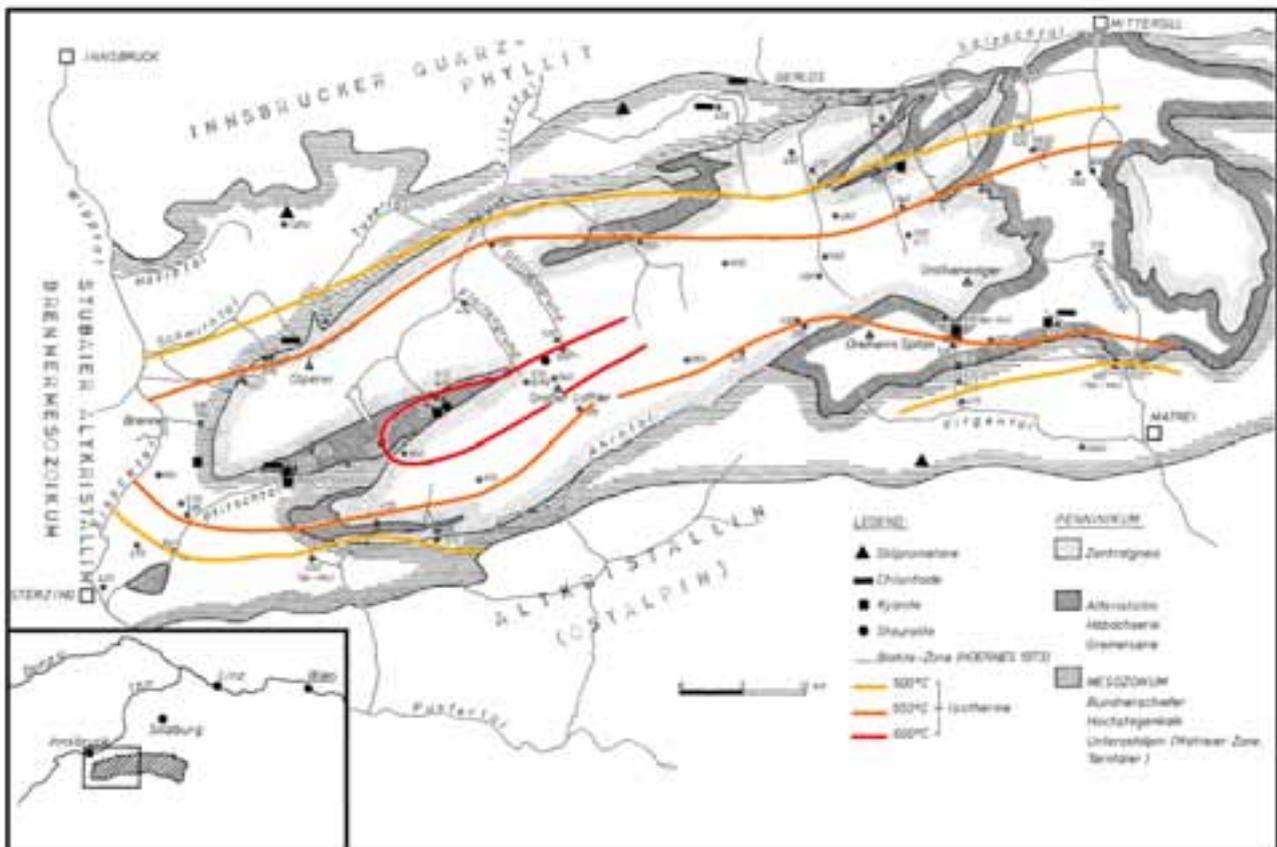


Fig.7.1: Carta geologica della zona centro-occidentale della Finestra dei Tauri. Sono riportate le isoterme relative a 500, 550 e 600 °C. Immagine modificata da Hoernes e Friedrichsen (1974).

Secondo Hoernes e Friedrichsen (1974), l'andamento delle isoterme seguirebbe un pattern concentrico, con una zona esterna caratterizzata da un alto gradiente termico, in cui le temperature passano da 400 a 550 °C, e una zona interna in cui il gradiente termico assume un andamento decisamente piatto, con temperature stabili attorno a 600 °C e con un picco, nella zona del Monte Lovello (Großer Löffler), in cui le temperature raggiungono valori di 650°C (Fig.7.1).

L'evoluzione metamorfica Alpina della Finestra dei Tauri è stata così riassunta dai precedenti autori:

i) Evento di alta pressione, in facies eclogitica, registrato dalle rocce che costituiscono la zona Eclogitica (porzione centrale della finestra) e caratterizzato da temperature di 500-600 °C e pressioni attorno a 2 GPa (Miller, 1977; Holland, 1979; Franz e Spear, 1983; Dachs, 1986; Spear e Franz, 1986; Glodny *et al.* 2008). L'evento eclogitico registrato dalle rocce della zona Eclogitica è stato, ed è, molto dibattuto. Secondo Kurz *et al.* (1998b), Fig.7.2b, la zona Eclogitica avrebbe subito un'evoluzione metamorfica progradata da scisti verdi fino al picco metamorfico eclogitico, seguito da una fase in facies in scisti blu (450 °C e 1-1.5 GPa), seguita a sua volta da una fase in facies scisti verdi-anfiboliti (500-550 °C e 0.6-0.7 GPa), probabilmente relazionabile ad una fase di esumazione. Dachs e Proyer (2001) invece, sulla base di analisi strutturali, microstrutturali e termobarometriche hanno ipotizzato (per le rocce eclogitiche all'interno dell'unità del Glockner), un'evoluzione metamorfica secondo quattro fasi: Fase I: evento pre-eclogitico, evidenziato dalla presenza, nei nuclei dei granati, di clorite, actinolite, plagioclasio, glaucofane, paragonite e clinozoisite). Fase II o evento eclogitico (1.7 GPa; 570 °C) caratterizzato da una paragenesi data da granato, omfacite, paragonite, glaucofane, clinozoisite, zoisite, quarzo, rutilo, fengite e dolomite. Fase III crescita di anfiboli barrositici-actinolitici. Fase IV, evento metamorfico stimato a 0.5-0.6 GPa; 500- 530 °C. Durante questa ultima fase si ha la trasformazione delle eclogiti in anfiboliti a granato e/o scisti verdi. Secondo Dachs e Proyer (2001) questa è la prima evidenza di una fase eclogitica al di fuori della zona Eclogitica. L'età di questa fase di alta pressione è stimata attorno a 44-37 Ma. Queste età si basano su analisi $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su fengiti in filliti e metadiaspri delle falde di Reckner e Hippold (44-37 Ma, Dingeldey *et al.* 1997), analisi su Na-anfiboli e fengiti della zona Eclogitica (42-39 Ma, Ratschbacher *et al.* 2004) e su fengiti della zona Eclogitica e dell'unità di Moderek (39-38 Ma, Kurz *et al.* 2008).

ii) Evento metamorfico definito generalmente "evento in facies scisti blu" o evento "a lawsonite" (Selverstone e Spear, 1985, Schulz, 1995) stimato attorno a 450 °C e pressioni di 0.7-1 GPa, Selverstone e Spear, 1985. Holland e Ray (1985) descrivono pirosseni giadeitici e crossitici nelle metabasiti della Upper Schieferhülle, mentre Selverstone e Spear, 1985 descrivono la presenza di

lawsonite pseudomorfofata nelle metabasiti della Upper Schieferhülle. Secondo le indagini effettuate da Schulz *et al.* (1995) su rocce anfibolitiche della Upper Schieferhülle, Lower Schieferhülle e del dominio Austroalpino, l'evoluzione delle rocce della Finestra dei Tauri, avrebbe seguito un percorso P-T con una prima fase in bassi facies scisti verdi di basso grado, seguita da una fase con aumento della temperatura e pressione, con picco localizzato a 600 °C, 0.7 GPa, seguita da una fase di retrocessione fino a scisti verdi. Secondo questa interpretazione, discordante con quella di Selverstone, 1984; Selverstone e Spear, 1985, l'evento in facies scisti blu avrebbe preceduto il percorso progrado. La presenza di lawsonite in molte metabasiti potrebbe, secondo questo modello, essere dovuta alla crescita di lawsonite in un contesto di LP/LT, all'inizio del PT, prima dell'inizio del percorso progrado (Fig.7.2a).

iii) Evento in facies scisti verdi-anfiboliti, stimato attorno a 30 Ma (Christensen *et al.* 1994). Questa fase è nota in letteratura con il nome di "Tauernkristallisation" (Sander, 1912), e coinvolgerebbe tutte le unità. Le stime termobarometriche indicano temperature di 550 °C e pressioni di 0.6-0.7 GPa per le rocce della Upper Schieferhülle, mentre è stimata attorno a 600 °C e 1 GPa per le rocce della Lower Schieferhülle (Selverstone *et al.* 1984; Selverstone e Spear, 1985).

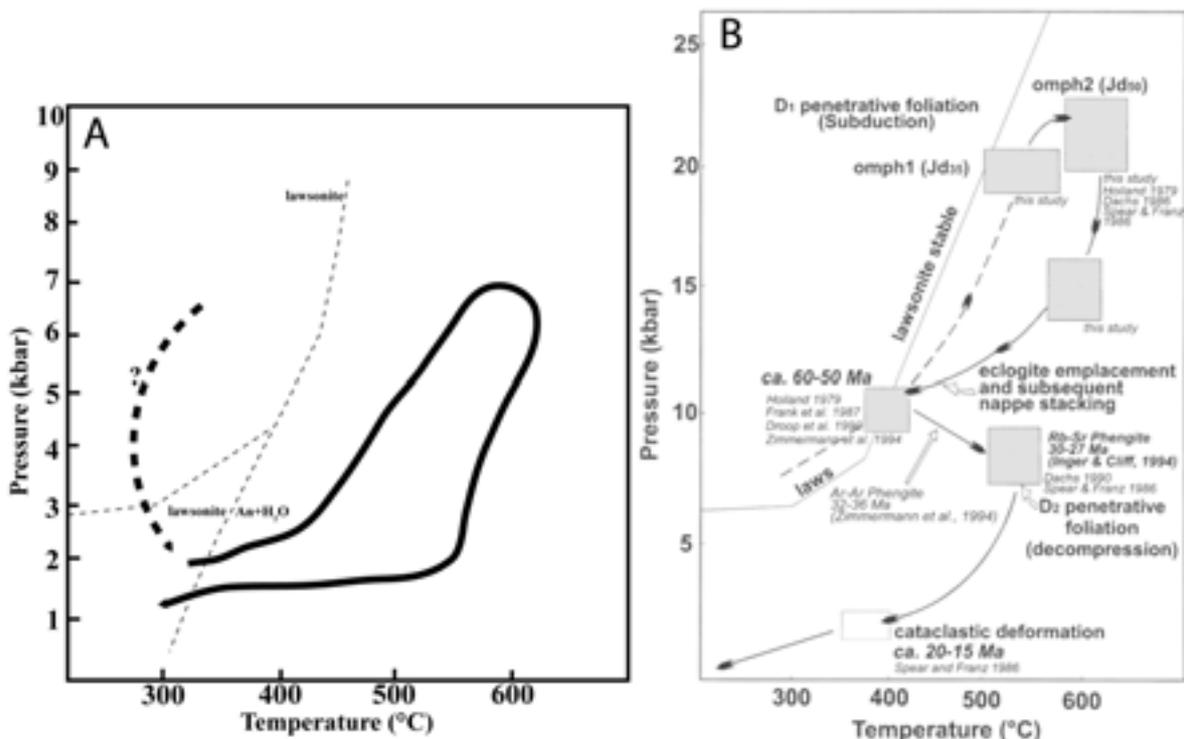


Fig.7.2: A) Diagramma P-T, ricavato dall'applicazione del geotermobarometro di Triboulet, (1992). Il campo di stabilità della lawsonite è secondo Spear, (1993). Immagine ridisegnata da Schulz *et al.* 1995; B) Diagramma P-T proposto da Kurz *et al.* (1998b) per l'evoluzione della zona Eclogitica, integrato con datazioni, dati termobarometrici e cristallografici di letteratura.

Entrando maggiormente nel dettaglio, la zona più occidentale della Finestra dei Tauri, secondo le ricostruzioni di Selverstone, 1983, Selverstone, 1984; Selverstone e Spear, 1985, le rocce appartenenti alla così detta Lower Schieferhülle (serie di coperture meta-sedimentarie terrigene e vulcaniche) e alla Upper Schieferhülle (sequenza alloctona Permo-Mesozoica di calcescisti, micascisti, quarziti e marmi intercalati a prasiniti ed anfiboliti), avrebbero seguito dei percorsi P-T-t orari, con un'iniziale fase caratterizzata da un aumento di temperatura e pressione, seguita da una fase di decompressione con un leggero incremento di temperatura. Selverstone, 1984, ha determinato l'evoluzione delle rocce della Lower Schieferhülle (metasedimenti post-Varisici), applicando il geotermometro granato-biotite (Ferry e Spear, 1978 modificato da Hodges e Spear, 1982) e il geobarometro granato-plagioclasio-cianite-quarzo (Ghent *et al.* 1979) ottenendo:

- 1) Fase di alta P (inclusioni di lawsonite in orneblenda) $T = 520 (\pm 25) \text{ }^\circ\text{C}$; $P = 0.9\text{-}1 \text{ GPa}$;
- 2) Fase di decompressione $T = 550 (\pm 25) \text{ }^\circ\text{C}$; $P = 0.7 \text{ GPa}$;

Successivamente, Selverstone e Spear, 1985 hanno cercato di ricostruire l'evoluzione metamorfica delle rocce della Upper Schieferhülle (unità del Glockner), analizzando sia le rocce pelitiche che le rocce metabasiche che formano questa unità insieme ai calcescisti. Sono stati applicati il geotermometro granato-biotite (Ferry e Spear 1978 modificato da Hodges e Spear, 1982), il geobarometro granato-plagioclasio-biotite-muscovite (Ghent e Stout, 1981, modificato da Hodges e Crowley, 1985). Anche in questo caso sono stati inoltre analizzati i profili di zonatura dei granati, le inclusioni fluide e le reazioni di formazione degli pseudomorfi di lawsonite nelle metabasiti. Le stime termobarometriche ottenute risultano:

- 1) Fase di relativa alta pressione $P = 0.7\text{-}0.8 \text{ GPa}$;
- 2) Fase progradata con aumento di Temperatura (a pressione relativamente costante) registrata dalla crescita dei granati. T massima = $475 (\pm 25) \text{ }^\circ\text{C}$ e P massima = 0.75 GPa ,
- 3) Fase di decompressione fino alla facies scisti verdi di basso grado.

Autore	Unità	Litotipo	Metodologia	Eventi metamorfici	T[°C]	P(Kbar)
Selverstone (1984)	USH (Greiner)	Gabbrochiara	Geotermometro granato-biotite Geobarometro granato-plagioclasio-clorite-quarzo Equilibrio omphacite-cianite Profili di zonatura dei granati Inclusioni di minerali Inclusioni fluide	Fase in scisti blu Picco	520°C 550°C	9-10 Kbar 7 Kbar
Selverstone & Spear (1985)	USH	metapeliti /metabasiti Glockner	Geotermometro granato-plagioclasio-biotite-muscovite Profili di zonatura dei granati Inclusioni fluide Reazioni di formazione degli pseudomorfici di lawsonite	Fase in scisti blu Picco	/ 475°C	7-8 kbar 7.5 kbar
Scholz et al. , (1995)	USH USH AA	Amfiboliti Amfiboliti Amfiboliti	Geotermobarometro actinolite-epidoto-clorite-quarzo Geotermobarometro Al(IV)/Ti	Picco	600°C	6-7 kbar
Kurtz et al. , (1998a)	zona Eclogica	Eclogiti	Geobarometro jadeite-quarzo Geobarometro della fengite Geotermometro granato-muscovite Geotermometro granato-pirosseno Geotermometro granato-amfibolo	Fase scisti verdi → scisti blu Evento eclogitico Evento scisti blu Evento scisti verdi/amfiboliti	/ 350-630°C 450°C 300-550°C	/ 20 kbar 10-15 kbar 6-7 kbar
Dachs & Proyer (2001)	Glockner	eclogiti/scisti verdi	Geotermometro granato-fengite Geotermometro granato-clorite Geotermometro granato-clinopirosseno Geotermometro anfibolo-plagioclasio Geotermometro calcite-dolomite Geobarometro granato-clinopirosseno-fengite Geobarometro anfibolo-clorite	Fase I Fase II Fase III Fase IV	400°C 570°C / 300-530°C	5 kbar 10-17 kbar / 5-6 kbar

Fig.7.3: Schema riassuntivo delle principali stime termobarometriche effettuate nella zona centro-occidentale della Finestra dei Tauri.

A seguito di una definizione aggiornata delle unità tettonometamorfiche che compongono il settore occidentale della Finestra dei Tauri si è proceduto, nel corso del presente lavoro, ad effettuare nuove stime termobarometriche, sia tramite metodi convenzionali, sia tramite modellazione mediante pseudosezioni. I risultati ottenuti sono riassunti nella Fig.7.4.

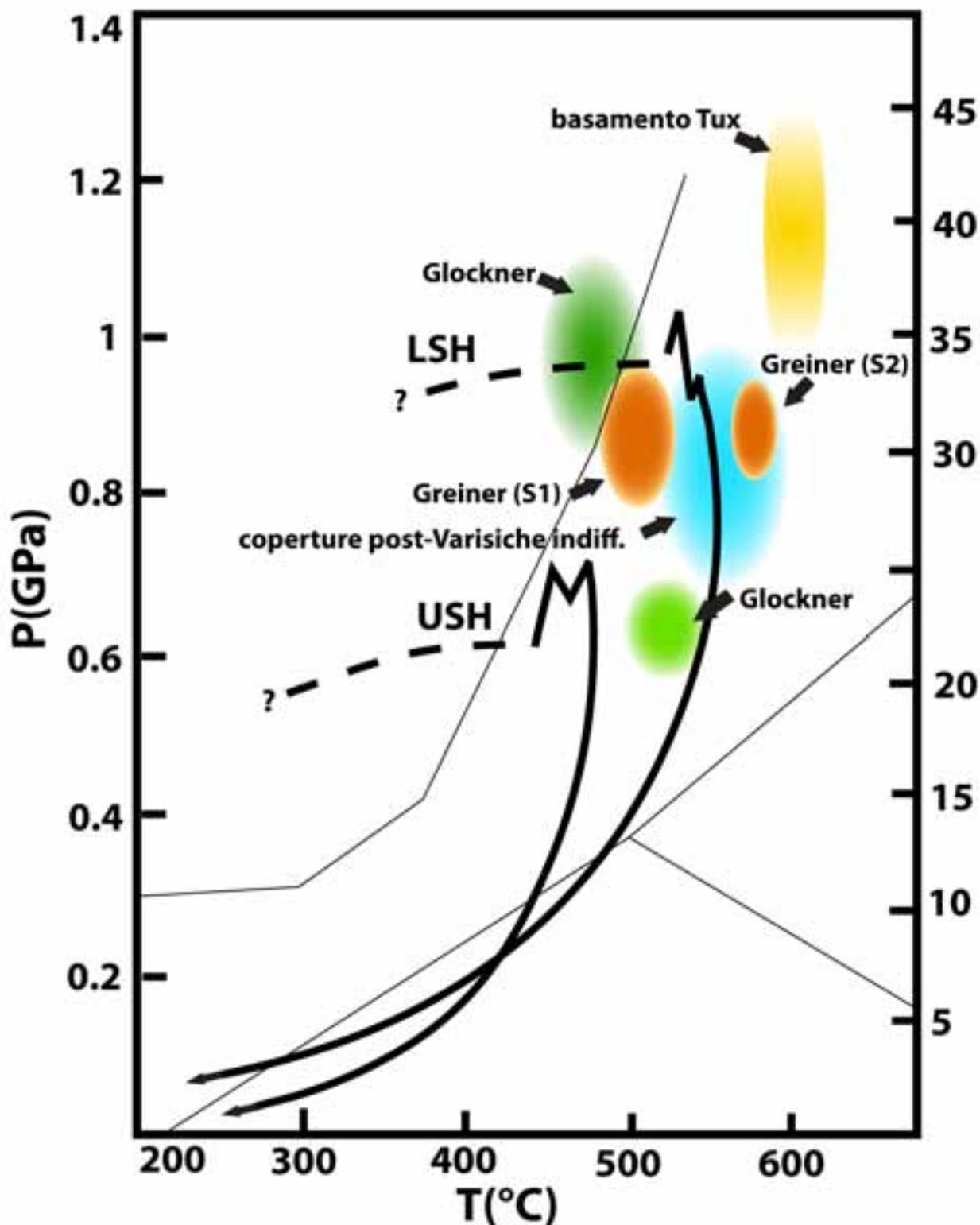


Fig.7.4: Diagramma P-T in cui sono riportate le stime termobarometriche realizzate in questo lavoro di tesi e le stime relative alla USH (Upper Schieferhülle) e LSH (Lower Schieferhülle) realizzate da Selverstone, 1984; Selverstone e Spear, 1985. Per quanto riguarda le stime termobarometriche sul Glockner, effettuate in questo lavoro, l'area a più alta pressione (verde scuro) rappresenta la stima ottenuta dall'analisi delle pseudosezioni, l'area a pressione più bassa (verde chiaro) invece indica la stima ottenuta mediante termobarometria classica.

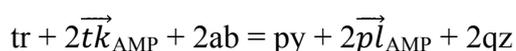
Come si può notare dal diagramma P-T di Fig.7.4, l'unità del Glockner è, tra le varie unità, quella che presenta la maggior variazione in termini di pressione e temperatura, sia rispetto alle precedenti stime, sia rispetto alle stime effettuate in questo lavoro. Rispetto ai lavori precedenti (Selverstone e Spear, 1985, Schulz *et al.* 1995), le stime ottenute in questo lavoro indicano pressioni e temperature più elevate. Dalla modellizzazione mediante pseudosezioni (vedi capitolo 6) su due campioni di calcescisti, è stata ottenuta una temperatura variabile da 450 a 500 °C ed una pressione attorno a 0.9-1 GPa. In entrambi i casi, le paragenesi associate alle stime termobarometriche sono date da mica chiara, dolomite, calcite, zoisite, albite, quarzo e anfibolo. Le stime effettuate mediante termobarometria classica, seppur eseguite su un campione chimicamente diverso (un micascisto a granato) indicano temperature simili ma pressioni nettamente più basse. Nel complesso le temperature stimate per l'evento di picco nell'unità del Glockner sono di poco superiori a quelle dei precedenti autori, seppur a pressioni più elevate.

Nonostante le stime sui calcescisti del Glockner indichino pressioni e temperature relativamente elevate, non si trova riscontro delle stesse nelle paragenesi mineralogiche delle metabasiti presenti all'interno della medesima unità. Nei campioni di anfiboliti analizzati, infatti, il granato è risultato sistematicamente assente, nonostante ci si potesse attendere la sua presenza a queste condizioni P-T. L'assenza del granato come fase stabile potrebbe essere giustificata in due modi:

- i) La fase di alta pressione è stata registrata solo dai calcescisti, essendo il sistema chimico che li caratterizza molto più reattivo di un sistema mafico, dove al contrario sono preservati i relitti di una fase precedente di più bassa T (lawsonite).
- ii) La composizione di roccia totale delle anfiboliti è atipica, discostandosi da una bulk basaltica. Questo porta alla crescita di associazioni di fasi mineralogiche che si discostano da quelle tipiche di un sistema mafico. Tale ipotesi è supportata da dalla presenza quasi ubiquitaria di carbonati nelle anfiboliti e dalla particolare abbondanza di epidoto, quest'ultima giustificabile dalla la reazione (Poli, 1993):



Oppure, secondo la notazione vettoriale nel sistema NCMASH



con l'epidoto che viene favorito nei prodotti rispetto al granato a più basse P-T e il granato stesso che comparirebbe a P e T più elevate

Le stime effettuate sulle coperture post-Varisiche indifferenziate hanno restituito temperature e pressioni analoghe a quelle ricavate da Selverstone (1983, 1984) e simili alle stime, seppur con temperature più alte, a quelle del Glockner. Le differenze sostanziali che sono state riscontrate nelle metacoperture, rispetto al Glockner, riguardano la cristallochimica dei granati. I granati delle metacoperture (Fig.7.5b) sono caratterizzati infatti da zonature composizionali semplici e continue, in cui il Mn mostra la classica campana di frazionamento, mentre i granati del Glockner sembrano registrare almeno due fasi distinte di crescita, marcate da nette discontinuità nel contenuto in Mn, Fe, Mg, e Ca (Fig.7.5a). Questa differenza potrebbe essere dovuta alla maggior reattività del sistema calcescisti rispetto alle altre litologie.

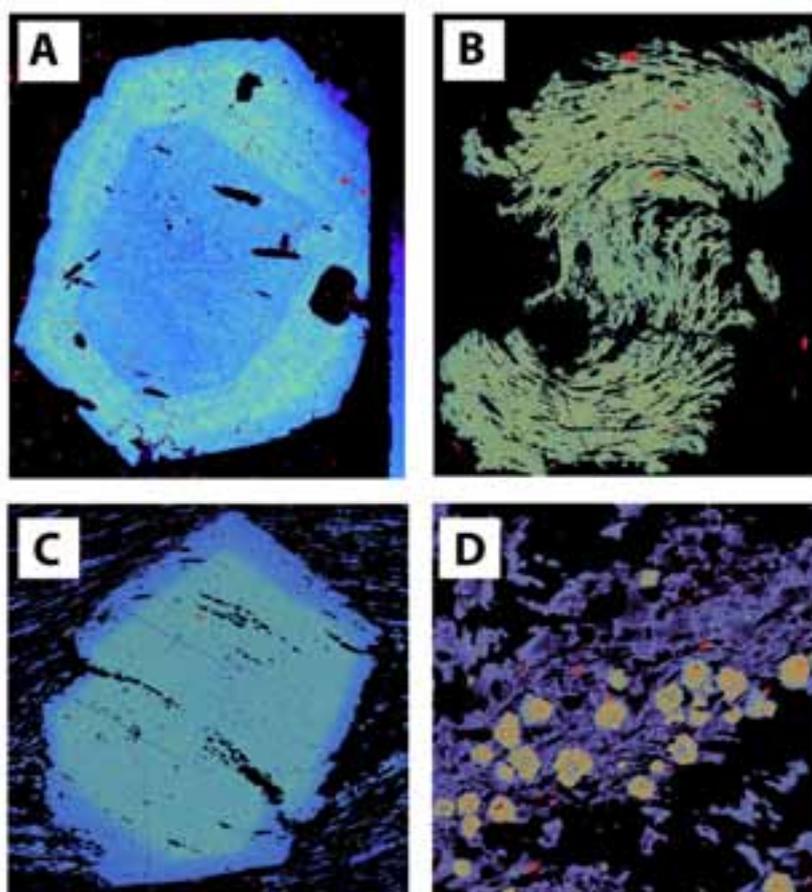


Fig.7.5: Mappe ai raggi X relative alla variazione del contenuto di Ca nei porfirblasti di granato. A) Glockner (Campione ES1); B) coperture post-Varisiche (campione 7AD-17a; C) Greiner (campione 7AD-6B); D) basamento del Tux (campione 7SZ-969).

L'unità del Greiner è l'unità in cui chiaramente si possono distinguere due evidenti fasi deformative (sia su base cristallografica che su base strutturale), una relitta caratterizzata da grossi microlithons di biotite con sfaldature disposte ad alto angolo con la foliazione presente nella matrice della roccia (S1), ed una responsabile dello sviluppo della foliazione nella matrice (S2). I dati relativi alla diversa composizione chimica delle fasi mineralogiche sin-cinematiche a queste fasi deformative indicano che questi due eventi sono avvenuti a diversa temperatura, mentre rimangono incerti i dati relativi alla pressione associata allo sviluppo della foliazione S1. Dall'analisi delle zonature dei granati, queste due fasi non sembrano mostrare qualitativamente delle analogie con quelle riscontrate nel Glockner, in quanto nel Glockner le due fasi sono caratterizzate da un aumento, dal nucleo al bordo, del contenuto in Ca, mentre al contrario il Greiner presenta una diminuzione del contenuto in Ca dal nucleo al bordo.

Tutte le unità investigate sono caratterizzate dalla presenza di una diffusa blastesi statica post-cinematica rispetto alla foliazione principale (S2), ben individuata dalla crescita di fasi mineralogiche quali: biotite (Glockner), staurolite (coperture post-Varisiche indifferenziate), anfibolo (Greiner), cianite (Wolfendorn, non analizzata in questo lavoro di tesi). Tale blastesi, nota in letteratura con il termine di "Tauernkristallisation" (vedi capitolo 3), rappresenta una fase metamorfica legata all'*up-doming* della Finestra dei Tauri, caratterizzata da condizioni di relativamente bassa pressione e temperatura elevata. Le stime ottenute mediante termobarometria convenzionale sui micascisti dell'unità del Glockner (area verde chiaro a 500°C; 0.6 GPa in Fig.7.4), potrebbero rappresentare una riequilibratura dei paraderivati del Glockner durante questa fase statica. Lo stesso significato avrebbe quindi la presenza, a bassa pressione (0.4-0.5 GPa), di staurolite nelle coperture post-Varisiche indifferenziate, come modellizzato dalla pseudosezione sul campione 7AD-38 (vedi capitolo 6).

Come visto precedentemente nel capitolo 5.8, la staurolite presente nei paraderivati delle coperture post-Varisiche indifferenziate, è caratterizzata da elevati valori di ZnO (dal 2.95 al 6.5 wt%). Ciò è dovuto al forte frazionamento dello ZnO nella staurolite, in quanto, come osservato da Albee (1972), lo Zn^{2+} tende a occupare siti a coordinazione tetraedrica, sostituendo il $Fe^{2+ (IV)}$. La staurolite tende quindi a concentrare spesso grandi quantitativi di ZnO, essendo l'unico minerale metamorfico comune ad avere un tale sito. La presenza di staurolite a bassa pressione, modellizzata dalla pseudosezione di Fig.6.20 (vedi capitolo 6) può essere spiegata in due modi: i) la scarsa affidabilità del modello di soluzione utilizzato (Holland e Powell, 1998), che non prevede la presenza di ZnO nella staurolite oppure ii) dalla presenza di ZnO che tende generalmente a far ampliare il campo di stabilità della staurolite Chopin et al. (2003). Tuttavia, l'assenza di studi sperimentali sull'estensione del campo di stabilità della Zn-staurolite unita alla scarsità di dati sulle proprietà del modello di soluzione solida

della Zn-staurolite, ostacola notevolmente la modellizzazione mediante pseudosezioni.

Il basamento del Tux, ovvero le rocce del basamento metamorfico Varisico che costituiscono l'incassante delle intrusioni Permiane dello "Zentralgneiss" Auct., è quello che si differenzia maggiormente rispetto alle altre unità in termini di evoluzione tettonometamorfica. Le analisi microstrutturali e mineralogiche hanno evidenziato la presenza di tessiture, e associazioni mineralogiche che non hanno riscontro nelle altre unità analizzate. In queste rocce si ha infatti una paragenesi costituita da granato, biotite, mica chiara, abbondante plagioclasio (particolarmente ricco in Ca se confrontato con quello presente in altre litologie), epidoto, talvolta anfibolo, ossidi opachi. Alla luce di quanto visto precedentemente (caratteri strutturali, capitolo 3.1.7; caratteri mineralogici, capitolo 5; stime termobarometriche, capitolo 6.1.2) le differenze termobarometriche dei campioni del basamento del Tux, rispetto alle altre litologie, potrebbero essere dovute al fatto che si siano preservati dei relitti di una fase metamorfica precedente, oppure che queste stime siano riconducibili ad un evento metamorfico pre-D2 (fase metamorfica associata in letteratura all'accoppiamento strutturale delle varie unità. Vista però l'apparente concordanza degli elementi strutturali tra i paragneiss del basamento, e le litologie circostanti, è probabile che l'evento registrato dai paragneiss possa essere collegato ad una fase metamorfica antecedente la fase deformativa D2, che ristrutturava tutte le litologie della zona occidentale della Finestra dei Tauri. Le analisi microstrutturali, petrologiche e termobarometriche effettuate sui campioni del basamento e sulle litologie più prossime ad esso, indicano distintamente che tale basamento deve essere considerato in modo distinto dal Greiner, a differenza di quanto riportato da numerosi autori.

In conclusione questo lavoro di tesi è un primo tentativo di identificare le unità tettono-metamorfiche della zona occidentale della Finestra dei Tauri, non solo su base litologica, strutturale o mineralogica, come visto nei precedenti capitoli, ma anche su base termobarometrica. Da quanto visto fino ad ora è emerso che anche la falda del Glockner delle Alpi occidentali, potrebbe aver registrato una fase di alta pressione e temperatura. I dati ottenuti indicano pressioni dell'ordine di 0.9-1 GPa e temperature variabili da 450°C a 500°C. Queste stime sono sostanzialmente più alte di quanto riportato in letteratura. Le metacoperture mostrano invece delle condizioni bariche (0.7-0.9 GPa) analoghe a quelle del Glockner, ma mostrano una temperatura di equilibratura (~ 550°C) superiore a quella raggiunta dal Glockner. Sebbene l'unità del Greiner non mostri complessivamente delle differenze rispetto alle metacoperture, risulta però evidente, a differenza delle altre unità, la presenza di un percorso progrado (S1: 480-500 °C → S2: 580-600 °C).

Appendice 1

Tecniche analitiche

Microsonda Elettronica

Le analisi composizionali dei minerali, l'acquisizione di immagini back-scattered e di mappe ai raggi-X, sono state svolte tramite l'utilizzo dell'Electron Micro-Probe Analyzer JEOL 8200 Super Probe dotato di microsonda WDS, EDS e catodoluminescenza; lo strumento è in dotazione alla sezione di Mineralogia, Petrografia, Geochimica e Giacimenti Minerari del dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano.

Il raggio del cerchio di Rowland è 140 mm per gli spettrometri 1,2 3, contenenti cristalli LDE1, LDE2, LDEB, TAP, PET, e LiF, e 100 mm per gli spettrometri 4 e 5, contenenti cristalli PETH e LiFH. I minerali del gruppo dell'olivina, granato, anfibolo e spinello sono stati analizzati utilizzando un fascio con ampiezza 1 μ m, utilizzando un voltaggio del filamento di tungsteno pari a 15 keV, ed una corrente applicata di 5 nA. I fillosilicati e carbonati sono stati analizzati utilizzando un fascio con ampiezza 5 μ m, utilizzando un voltaggio del filamento di tungsteno pari a 15 keV, ed una corrente applicata di 5 nA. I tempi di conteggio (*Count times*) per gli elementi maggiori sono pari a 30s per il picco e 10s per il background. Il Na, Mg, Al, Si, P sono conteggiati tramite il cristallo TAP, Ti, Cr, Sr mediante il cristallo PETJ, K, Ca, Zr mediante il cristallo PETH e Fe, Mn, Zn, Ni tramite il cristallo LiFH. Sono stati utilizzati standard naturali e sintetici, per i minerali del gruppo dei fillosilicati, degli anfiboli e dei feldspati, Na: omfacite USNM110607; Mg: olivina USNM2566; Al: anortite USNM137041; Ca e Si: wollastonite; P: apatite USNM 104021; K: K-feldspato PSU-Or1A; Ti: ilmenite USNM96189; Cr: cromite USNM117075 e Cr puro; Mn: rodonite; Fe: fayalite USNM85276; Ni: Ni puro; Zr: zircone; Ce: pollucite; REE: ortofosfati. Per i minerali del gruppo dei granati, Mg, Al, Si: piropo USNM143968; Fe: almandino sintetico; Ca: grossularia; Mn: spessartina; Ti: ilmenite USNM96189; Cr: cromite USNM117075.

Analisi di roccia totale

I campioni selezionati per la realizzazione di analisi totali di roccia (*whole rock*), sono stati sottoposti ad un processo di frantumazione e riduzione a polveri presso il laboratorio di macinazione campioni (sezione di Mineralogia, Petrografia, Geochimica e Giacimenti Minerari del dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano). La prima fase consiste nella rimozione di eventuali crosti di alterazione superficiale tramite l'utilizzo di un martello; successivamente il materiale ottenuto viene frantumato mediante l'uso di una pressa idraulica fino ad ottenere un granulato con dimensione media di 3-4 mm. Il granulato viene poi fatto passare attraverso un mulino a ganasce che riduce la dimensione del granulato fino a circa 0.5-1 mm. La polvere ottenuta viene quartata e inserita all'interno di giare di agata al cui interno sono poste sfere di agata. Le giare sigillate sono poi poste all'interno di un mulino planetario. Quello che si ottiene è una polvere con granulometria di circa 150 micron.

Le polveri ottenute sono state spedite, in parte presso i laboratori della ACTLAB (Activation Laboratories LTD) in Canada, e in parte presso il laboratorio XRF-XRD del Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e del Territorio e di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano-Bicocca.

Le analisi chimiche qualitative e semiquantitative eseguite presso il laboratorio XRF-XRD del Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e del Territorio e di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano-Bicocca, sono state eseguite tramite spettrometria per fluorescenza ai raggi X a dispersione di energia (ED-XRF), utilizzando lo spettrometro Epsilon 3, Panalytical. Le analisi effettuate presso i laboratori della ACTALAB invece sono state eseguite in parte mediante tecnica XRF (spettrometria per fluorescenza ai raggi X) e in parte mediante la tecnica ICP/MS per la determinazione degli elementi in traccia. Per i campioni contenenti un'alta percentuale di CaCO₃ è stata poi utilizzata la tecnica IR (spettroscopia infrarossa) per la determinazione della CO₂.

Secondo quanto riportato sul sito della Actalab (<http://www.actlabs.com>) i *detection limit* risultano pari a:

ICP/MS

Oxide	Detection Limit (%)	Element	Detection Limit (ppm)
Al ₂ O ₃	0.01	Ba	2
CaO	0.01	Be	1
Fe ₂ O ₃	0.01	Sc	1
K ₂ O ₃	0.01	Sr	1
MgO	0.01	V	5

MnO	0.001	Y	1
Na ₂ O	0.01	Zr	2
P ₂ O ₅	0.01		
SiO ₂	0.01		
TiO ₂	0.001		
Loss on Ignition	0.01		

IR

Analysis	Method	Detection Limit
CO ₂	Infrared	0.01%

XRF

Oxide	Detection Limit
Al ₂ O ₃	0.01
CaO	0.01
Cr ₂ O ₃	0.01
Co ₃ O ₄	0.005
CuO	0.005
Fe ₂ O ₃	0.01
K ₂ O	0.01
MgO	0.01
MnO	0.001
Na ₂ O	0.01
NiO	0.003
P ₂ O ₅	0.01
SiO ₂	0.01
TiO ₂	0.01
V ₂ O ₅	0.003
LOI	0.01

Appendice 2

Chimica di roccia totale

Tabella 1: Anfibolite a granato dell'unità Zillertal.

Campione	7SZ-1243
SiO₂ (wt%)	49.06
TiO₂	1.51
Al₂O₃	13.6
FeO	15.36
MnO	0.24
MgO	7.3
CaO	9.17
Na₂O	1.83
K₂O	0.76

Tabella 2: Protoliti del parautoctono metasedimentario.

Campione	7AD-17	7SZ-1080	7AD-52	7SZ-969	7AD-38	Vi-B12-25
SiO₂ (wt%)	71.19	68.18	67.57	67.83	43.96	39.04
TiO₂	0.93	0.48	0.43	0.6	0.85	0.372
Al₂O₃	16.23	14.1	22.63	14.21	23.56	8.56
FeO	4	8.39	2.44	5.71	20.17	2.73
MnO	0.10	1.55	0.03	0.17	0.09	0.092
MgO	0.49	3.93	0.6	3.91	4.01	1.52
CaO	0.36	0.69	0.2	2.14	1.7	24.72
Na₂O	0.83	0.03	2.06	3.1	0.77	0.33
K₂O	3.4	2.12	3.73	1.83	4.65	1.34
CO₂	0.11	0.15	0.02	0.21	0.03	0.06
H₂O	2.11	0.15	0.14	0.1	0.19	1.66
CO₂	0.12	0	0	0	0	18.2

Campione Vi-B12-27

SiO₂ (wt%)	74.35
TiO₂	0.42
Al₂O₃	11.23
FeO	6.55
MnO	0.20
MgO	1.55
CaO	1.25

Na₂O	0.24
K₂O	2.13
CO₂	0.21
H₂O	1.16
CO₂	0.05

Tabella 3: Calcescisti del sondaggio Vi-B12/11 e calcescisti provenienti da zone diverse del Glockner.

Campione	VI-B12-34	VI-B12-35	VI-B12-29	VI-B12-31	VI-B12-32	VI-B12-33
SiO₂ (wt%)	60.15	24.25	67.08	66.92	25.26	6.28
TiO₂	0.44	0.2	0.27	0.39	0.16	0.14
Al₂O₃	8.21	4	4.12	7.45	3.38	3.29
FeO	3.28	1.56	2.22	3.64	1.25	1.13
MnO	0.05	0.05	0.04	0.07	0.06	0.07
MgO	1.62	1.05	1.05	1.85	1.13	1.55
CaO	12.85	37.57	12.51	9.78	37.31	47.22
Na₂O	0.49	0.2	0.34	0.75	0.18	0.18
K₂O	1.8	0.69	1.1	1	0.62	0.71
P₂O₅	0.12	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06
CO₂	9.58	28.3	9.81	6.83	28.6	37
Sr (ppm)	405	871	341	378	1150	592
Y	23	12	13	15	11	13
Zr	177	68	164	242	54	38
Ba	477	93	179	148	85	87

Campione	VI-B12-36	VI-B12-1	VI-B12-2	VI-B12-3	VI-B12-5	VI-B12-6
SiO₂ (wt%)	31.85	10.78	12.48	33.99	13.3	25.26
TiO₂	0.26	0.08	0.09	0.17	0.1	0.18
Al₂O₃	5.63	2.06	2.21	4.15	2.49	3.88
FeO	1.93	0.75	0.83	1.67	0.86	1.5
MnO	0.08	0.06	0.08	0.17	0.06	0.13
MgO	1.26	1.34	1.33	1.47	1.42	1.51
CaO	32.88	46.26	45	31.96	44.54	37.09
Na₂O	0.19	0.04	0.06	0.2	0.09	0.31
K₂O	1.01	0.41	0.43	0.67	0.47	0.49
P₂O₅	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05
CO₂	24.4	36	35.2	24.1	34.4	28.3
Sr (ppm)	478	498	556	319	561	342
Y	13	11	12	15	11	14
Zr	70	16	19	36	22	29
Ba	106	42	41	86	46	51

Campione	VI-B12-7	VI-B12-10	VI-B12-11	VI-B12-13	VI-B12-14	VI-B12-16
SiO₂ (wt%)	33.56	35.42	41.69	26.46	29.99	16.21
TiO₂	0.9	0.18	0.5	0.27	0.23	0.12
Al₂O₃	9.85	3.95	7.84	4.71	4.8	2.83
FeO	6.15	1.65	4.35	2.13	1.76	1.07
MnO	0.16	0.17	0.15	0.09	0.06	0.07
MgO	4.8	1.16	6.04	2.68	1.42	1.22
CaO	22.62	30.6	20.98	35.26	32.83	41.8
Na₂O	0.75	0.23	0.77	0.38	0.18	0.06
K₂O	2.29	0.74	0.64	0.83	0.98	0.64
P₂O₅	0.06	0.05	0.04	0.06	0.05	0.03
CO₂	15.1	23.4	14.8	26	25.2	33.4
Sr (ppm)	227	171	262	511	862	521
Y	25	13	17	13	12	11
Zr	83	37	55	52	76	24
Ba	182	53	56	76	124	61

Campione	VI-B12-17	VI-B12-19	VI-B12-21	VI-B12-22	VI-B12-24	VI-B12-23
SiO₂ (wt%)	16.08	38.24	41.41	17.27	48.28	0.55
TiO₂	0.1	0.19	0.39	0.17	0.47	0.04
Al₂O₃	2.43	3.95	9.19	3.87	10.82	0.52
FeO	0.93	1.31	2.86	1.9	3.92	1.65
MnO	0.1	0.05	0.18	0.11	0.11	0.07
MgO	1.08	1.19	1.77	11.35	3.8	20.73
CaO	42.51	29.77	22.33	28.26	14.55	30.16
Na₂O	0.04	0.16	0.41	0.29	0.57	0.03
K₂O	0.56	0.82	2.03	1	2.22	0.12
P₂O₅	0.04	0.05	0.16	0.06	0.07	0.02
CO₂	33.4	22.9	17.1	33.4	12.5	45.3
Sr	321	669	372	607	490	331
Y	11	11	19	8	20	2
Zr	20	59	84	40	127	9
Ba	39	105	265	100	268	10

Campione	VI-B12-9	VI-B12-15	VI-B12-30	VI-B12-18	7SZ-684	7SZ-615
SiO₂ (wt%)	48.02	48.91	64.3	37.22	67.61	39.18
TiO₂	1.18	0.26	0.35	1	0.53	0.28
Al₂O₃	16.54	6.87	5.52	13.39	9.91	6.67
FeO	8.36	3.72	2.92	7.19	5.34	1.79
MnO	0.12	0.22	0.05	0.93	0.24	0.04
MgO	11.74	1.48	1.87	3.44	2.36	1.13
CaO	5.18	20.33	12.67	19.89	6.48	26.34
Na₂O	3	0.14	0.09	1.16	0.74	0.6

K₂O	0.11	1.38	0.86	0.87	1.37	1.01
P₂O₅	0.07	0.06	0.05	0.1	0.07	0.06
CO₂	0.57	15	9.16	11.2	2.57	20.7
Sr (ppm)	107	204	316	364	-	-
Y	24	16	13	31	-	-
Zr	73	48	220	78	-	-

Campione	7SZ-395	7SZ-418	7SZ-428	7SZ-443	ES-14
SiO₂ (wt%)	59.67	28.86	55.93	32.33	33.08
TiO₂	0.33	0.36	0.96	0.21	0.49
Al₂O₃	6.35	8.73	17.19	4.53	10.68
FeO	2.27	2.38	5.97	1.28	3.46
MnO	0.14	0.07	0.03	0.03	0.1
MgO	1.07	1.54	3.33	0.87	2.06
CaO	15.02	29.69	3.25	31.68	25.3
Na₂O	1.07	0.42	0.83	0.33	0.67
K₂O	1.29	1.66	3.98	0.82	2
P₂O₅	0.08	0.08	0.15	0.06	0.1
CO₂	11.6	23.7	3.33	25.4	19.2

Tabelle4: Calcescisti del Duomo Lepontino (Garofalo, 2012).

Campione	B2	B3	B5	B7	B8	P
SiO₂ (wt%)	50.77	42.63	57.58	56.1	58.76	75.75
TiO₂	1.04	1.49	1.09	0.99	1.05	0.59
Al₂O₃	23.21	30.99	21.5	20.52	20.19	13.99
FeO	0.2	0.16	0.14	0.17	0.17	0.02
MnO	7.51	6.43	6.85	7.56	7.19	0.95
MgO	0.2	0.05	0.09	0.13	0.13	0
CaO	3.23	2.61	2.28	2.61	1.33	0.64
Na₂O	0.69	1.89	1.22	2	1.43	0.04
K₂O	0.69	1.39	0.44	0.42	0.35	0.52
P₂O₅	2.67	4.13	3.08	2.75	3.22	3.19
CO₂	3.9	0	0.8	1.6	0.8	0.1
S (ppm)	400	82	400	1696	133	290
Ni	124	4	46	50	80	0
Sr	480	751	160	172	126	92
Zn	163	119	110	120	141	57
Cs	5	0	0	0	0	0
Y	51	57	56	53	62	46
Rb	127	195	153	133	161	170
Zr	177	266	210	215	208	103

Li	129	168	102	124	49	33
B	88	147	131	116	117	108
V	141	202	148	142	100	121
Co	16	7	17	21	21	5
Cu	5	10	15	22	23	16
Mo	0.46	1.54	0.5	0.85	0.92	0.97
Sb	0.44	0.44	0.79	0.61	0.73	1.34
Ba	173	428	314	268	315	903
Pb	20	21	19	0	17	16
U	4.1	3	2.4	2.1	2.7	1.6
Nb	19.72	31.74	23.7	20.98	22.61	12.09
La	48.42	48.75	46.63	42.66	46.67	27.44
Ce	98.68	106.46	99.04	94.26	102.69	63.63
Pr	10.95	11.46	10.86	10.3	11.21	6.43
Nd	40.03	41.54	39.57	38.46	42.12	23.62
Sm	7.46	7.02	7.21	7.31	8.04	3.81
Eu	1.47	1.22	1.47	1.52	1.81	0.55
Gd	6.21	5.04	5.92	6.26	7.01	2.6
Tb	0.92	0.78	0.93	0.96	1.11	0.4
Dy	5.65	4.96	5.89	5.97	6.9	2.53
Ho	1.12	0.96	1.18	1.19	1.39	0.52
Er	3.18	2.76	3.53	3.5	3.97	1.6
Tm	0.457	0.391	0.505	0.513	0.563	0.243
Yb	2.89	2.6	3.34	3.41	3.52	1.58
Lu	0.463	0.403	0.502	0.53	0.542	0.246
Hf	4.63	6.83	5.92	6.16	5.52	3.08
Ta	1.29	2.05	1.53	1.45	1.49	0.93
Th	15.34	16.83	15.3	15.39	15.05	7.46

Campione	R2	R3	R4	R5	R6	R7
SiO₂ (wt%)	32.55	54.5	52.51	20.89	20.4	32.01
TiO₂	0.09	0.63	1.22	0.1	0.19	0.45
Al₂O₃	2.35	14.23	25.62	2.66	4.92	12.25
FeO	0.13	0.11	0.14	0.07	0.07	0.09
MnO	1.75	4.88	4.33	1.72	1.72	2.65
MgO	0.23	0.07	0.02	0.06	0.11	0.12
CaO	0.66	4.09	2.31	0.79	1.26	1.28
Na₂O	38.55	8.68	2.89	47.35	44.23	28.25
K₂O	0.06	1.27	1.65	0.17	0.3	0.92
P₂O₅	0.35	2.03	4.11	0.39	1.09	2.63
CO₂	29	6.2	0	33.6	33.9	22.3

S (ppm)	39	1	39	41	22	64
Ni	93	59	72	0	117	109
Sr	1119	507	1267	1514	963	723
Zn	14	108	107	13	27	71
Cs	0	0	15	23	26	8
Y	22	45	59	16	25	35
Rb	13	115	225	17	45	127
Zr	87	150	237	86	82	122
Li	13	93	126	6	16	50
B	25	226	220	0	33	134
V	12	102	119	12	42	108
Co	2	20	14	2	8	7
Cu	10	4	21	3	3	14
Mo	0.17	0	0.1	0	0	0.64
Sb	0.04	0	0.02	0	0	0
Ba	47	265	562	45	82	141
Pb	12	9	11	8	9	11
U	0.5	2	3.2	0.3	0.6	2.1
Nb	2.21	11.88	23.62	1.78	3.56	5.43
La	8.33	28.88	46.03	5.65	10.19	16.09
Ce	15.56	59.5	94.52	9.24	17.01	28.7
Pr	1.91	6.97	10.6	1.17	2.37	3.35
Nd	7.96	26.31	37.78	4.66	9.46	12.37
Sm	1.74	5.27	6.22	0.97	1.8	2.18
Eu	0.48	0.96	0.94	0.29	0.32	0.44
Gd	1.91	4.58	4.43	1.03	1.72	1.76
Tb	0.3	0.7	0.67	0.16	0.26	0.25
Dy	1.97	4.24	3.81	0.99	1.54	1.39
Ho	0.4	0.86	0.71	0.22	0.33	0.29
Er	1.11	2.47	1.96	0.6	0.94	0.91
Tm	0.135	0.345	0.286	0.077	0.125	0.142
Yb	0.75	2.27	1.99	0.49	0.78	1.04
Lu	0.106	0.351	0.314	0.074	0.123	0.192
Hf	0.63	3.79	5.52	0.29	0.73	1.9
Ta	0.3	0.86	1.98	0.29	0.23	0.44
Th	1.5	10.16	20	1.32	2.19	5.09

Campione	R8	R9	V1	V2	V3	V4
SiO₂ (wt%)	54.91	26.07	41.76	44.49	48.45	45.37
TiO₂	0.82	0.15	0.53	0.32	0.34	0.61
Al₂O₃	19.46	3.74	11.22	7.77	7.27	12.08
FeO	0.09	0.06	0.09	0.06	0.05	0.06

MnO	3.6	1.6	3.45	2.29	2.38	3.54
MgO	0.01	0.05	0.08	0.05	0.06	0.04
CaO	2.48	0.91	1.68	1.19	1.27	1.95
Na₂O	9.36	41.79	23.68	25.66	23.67	20.79
K₂O	0.26	0.31	0.78	0.39	0.43	0.71
P₂O₅	2.37	0.53	1.78	1.66	1.24	2.49
CO₂	2.5	0	16.4	12.9	16.5	12.2
S (ppm)	24	8	2643	3318	2314	1423
Ni	97	0	17	0	7	9
Sr	1947	1692	855	1111	1071	1006
Zn	146	20	237	44	37	78
Cs	12	2	0	0	0	0
Y	42	16	38	28	28	39
Rb	151	23	100	79	63	130
Zr	204	105	149	119	129	176
Li	94	15	48	37	27	58
B	140	32	79	38	19	150
V	120	23	74	57	53	110
Co	12	3	8	7	6	9
Cu	10	7	21	13	10	17
Mo	0.12	0.41	0.41	0.15	0.11	0.27
Sb	0	0	0.11	0.04	0.09	0.09
Ba	299	50	288	188	126	261
Pb	15	7	12	12	10	13
U	2.1	0.5	1.7	1.3	1.2	1.8
Nb	16.45	2.12	10.1	5.26	6.58	11.9
La	31.94	6.85	22.93	16.61	16.38	23.96
Ce	66.23	10.73	44.43	30.3	32.76	47.24
Pr	7.18	1.43	5.09	3.59	3.79	5.18
Nd	25.48	5.56	19.47	13.71	14.68	18.85
Sm	4.03	1.06	3.64	2.43	2.68	3.3
Eu	0.83	0.24	0.77	0.49	0.6	0.65
Gd	3.13	1.03	3.33	2.18	2.48	2.69
Tb	0.48	0.16	0.51	0.33	0.39	0.39
Dy	2.79	0.94	3.13	1.99	2.45	2.41
Ho	0.54	0.2	0.63	0.39	0.48	0.49
Er	1.5	0.58	1.85	1.16	1.4	1.56
Tm	0.224	0.073	0.261	0.162	0.191	0.231
Yb	1.55	0.46	1.65	1.01	1.18	1.64
Lu	0.264	0.07	0.261	0.166	0.187	0.27
Hf	3.64	0.46	3.07	1.72	2.11	3.34
Ta	1.13	0.17	0.75	0.44	0.5	0.67
Th	13.07	1.81	8.15	5.87	5.85	7.54

Campione	V6A	V6B	V6C	V6D	V6E	V6G
SiO₂ (wt%)	38.46	34.99	37.08	43.29	44.67	42.84
TiO₂	0.32	0.21	0.27	0.2	0.32	0.21
Al₂O₃	8.75	5.92	7.53	6.12	8.1	6.71
FeO	0.11	0.08	0.08	0.06	0.07	0.06
MnO	2.35	1.88	1.97	1.74	2.17	1.93
MgO	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05
CaO	1.23	1.15	1.19	1.12	1.2	1.09
Na₂O	26.3	29.87	27.67	25.23	23.15	25.13
K₂O	0.61	0.61	0.7	0.75	0.66	0.68
P₂O₅	1.63	1.04	1.43	1.13	1.4	0.91
CO₂	19.3	19.3	18.4	19.8	15.3	19.2
S (ppm)	2618	1266	2063	1707	1789	478
Ni	0	0	0	0	0	0
Sr	1181	1126	1118	1020	1088	1162
Zn	49	40	44	39	42	33
Cs	0	0	0	0	0	0
Y	11	11	11	11	12	14
Rb	75	41	63	47	61	36
Zr	72	70	70	65	77	69
Li	0	0	0	0	0	0
B	0	0	0	0	0	0
V	69	45	57	48	63	49
Co	0	0	0	0	0	0
Cu	24	15	18	7	17	2
Mo	0	0	0	0	0	0
Sb	0	0	0	0	0	0
Ba	156	104	141	98	118	76
Pb	13	12	13	14	12	14
U	0	0	0	0	0	0
Nb	7.31	7.65	7.92	4.82	7.47	5.63
La	20.7	13.5	19.17	14.08	19.12	17.62
Ce	38.68	24.2	33.75	26.4	36.65	35.41
Pr	4.62	2.91	4.18	3.11	4.22	4.47
Nd	18.02	11.25	15.46	11.83	15.98	17.6
Sm	3.49	2.14	2.94	2.22	3.03	3.6
Eu	0.69	0.43	0.59	0.43	0.61	0.78
Gd	2.93	1.87	2.5	1.9	2.56	2.98
Tb	0.42	0.28	0.35	0.28	0.36	0.43
Dy	2.5	1.69	2.33	1.71	2.4	2.69
Ho	0.46	0.33	0.41	0.34	0.44	0.48

Er	1.35	1.02	1.25	1.03	1.36	1.46
Tm	0.192	0.154	0.186	0.155	0.203	0.213
Yb	1.17	1.01	1.14	0.99	1.25	1.27
Lu	0.175	0.156	0.177	0.155	0.191	0.19
Hf	1.75	1.21	1.66	1.36	1.71	1.97
Ta	1	0.57	0.73	0.62	0.82	0.77
Th	6.05	4.53	5.63	4.28	5.98	5.88

Campione	V8A	V8B	V8C	V8D	V8E	V8F
SiO₂ (wt%)	43.35	39.39	40.88	38.79	40.24	44.11
TiO₂	0.36	0.08	0.24	0.24	0.34	0.18
Al₂O₃	9.49	3.21	6.48	7.67	8.87	5.92
FeO	0.08	0.05	0.08	0.08	0.08	0.07
MnO	2.22	1.35	1.92	2.13	2.3	1.65
MgO	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.04
CaO	1.25	0.96	1.05	1.35	1.28	1
Na₂O	22.81	29.49	26.54	26.03	24.76	25.22
K₂O	0.73	0.44	0.89	0.89	0.82	0.58
P₂O₅	1.91	0.25	0.69	1.8	1.76	0.85
CO₂	18.1	23.3	22.1	20.9	20.5	21.6
S (ppm)	2084	338	1731	3461	2352	1957
Ni	0	0	0	0	0	0
Sr	1115	1145	1285	1096	1154	1125
Zn	49	22	34	50	48	33
Cs	0	0	0	0	0	0
Y	11	14	14	9	11	14
Rb	80	0	22	78	75	31
Zr	81	60	83	72	90	59
Li	0	0	0	0	0	0
B	0	0	0	0	0	0
V	85	20	49	69	75	45
Co	0	0	0	0	0	0
Cu	22	4	18	14	20	10
Mo	0	0	0	0	0	0
Sb	0	0	0	0	0	0
Ba	213	31	53	154	174	75
Pb	14	7	14	14	10	20
U	0	0	0	0	0	0
Nb	7.54	3.76	6.38	5.6	7.38	4.82
La	22.45	9.21	15.47	15.78	21.16	14.92
Ce	42.29	18.35	29.05	29.26	39.78	29.09
Pr	4.88	2.29	3.27	3.37	4.73	3.51

Nd	18.57	9.15	12.5	12.98	17.39	13.58
Sm	3.48	1.95	2.46	2.45	3.24	2.68
Eu	0.68	0.39	0.55	0.47	0.62	0.58
Gd	2.94	1.84	2.12	2.07	2.67	2.32
Tb	0.4	0.24	0.31	0.33	0.38	0.32
Dy	2.72	1.72	1.94	1.91	2.56	2.07
Ho	0.49	0.3	0.37	0.39	0.46	0.37
Er	1.54	1.04	1.11	1.16	1.39	1.1
Tm	0.22	0.149	0.156	0.183	0.205	0.153
Yb	1.38	0.97	0.96	1.16	1.26	0.91
Lu	0.212	0.155	0.144	0.188	0.192	0.134
Hf	2.27	1.38	2.1	1.43	2.14	1.29
Ta	0.91	0.44	0.7	0.51	0.76	0.59
Th	9.2	4.84	5.22	5.01	6.7	4.38

Campione	V8G	V8H	V8I	V8L	V10A	V10B
SiO₂ (wt%)	41.93	42.87	39.41	43.84	37.2	34.77
TiO₂	0.22	0.17	0.32	0.3	0.24	0.35
Al₂O₃	6.85	5.03	7.7	8.99	6.64	10.32
FeO	0.07	0.06	0.08	0.06	0.07	0.12
MnO	1.96	1.71	2.02	2.11	1.81	2.7
MgO	0.06	0.04	0.06	0.04	0.05	0.06
CaO	1.24	1.03	1.32	1.41	1.18	1.55
Na₂O	25.05	26.22	25.99	22.32	28.01	26.36
K₂O	0.69	0.44	0.58	0.84	1.11	0.78
P₂O₅	1.33	0.99	1.56	2.17	1.06	2.32
CO₂	16.8	22.4	20.3	23.3	22.4	3.9
S (ppm)	1048	1911	1093	1963	1329	400
Ni	0	0	0	0	0	124
Sr	1021	1041	1046	848	1287	480
Zn	43	32	46	55	49	163
Cs	0	0	0	0	0	0
Y	10	13	11	8	12	480
Rb	55	40	70	103	42	127
Zr	68	57	78	81	78	177
Li	0	0	0	0	0	129
B	0	0	0	0	0	88
V	59	40	67	83	55	141
Co	0	0	0	0	0	16
Cu	10	10	10	15	6	5
Mo	0	0	0	0	0	0.46
Sb	0	0	0	0	0	0

Ba	127	87	121	196	90	226
Pb	24	10	10	11	12	15
U	0	0	0	0	0	0
Nb	5.62	4	8.83	7.52	6.25	7.35
La	15.93	12.94	19.29	18.77	20.1	24.49
Ce	28.79	27.88	36.43	38.98	38.18	45.77
Pr	3.44	3.63	4.27	4.43	4.43	5.29
Nd	13.09	14.92	16.38	17.22	16.44	19.2
Sm	2.5	3.01	3.16	3.25	3.09	3.48
Eu	0.5	0.58	0.64	0.56	0.62	0.71
Gd	2.14	2.45	2.77	2.47	2.57	2.84
Tb	0.32	0.35	0.46	0.36	0.37	0.4
Dy	1.94	2.06	2.65	2.15	2.36	2.58
Ho	0.38	0.37	0.52	0.42	0.44	0.46
Er	1.09	1.04	1.41	1.25	1.39	1.42
Tm	0.164	0.14	0.203	0.193	0.215	0.213
Yb	1.06	0.85	1.18	1.33	1.31	1.32
Lu	0.167	0.129	0.183	0.217	0.199	0.198
Hf	1.6	1.07	1.71	2.15	1.94	1.84
Ta	0.62	0.48	0.76	0.61	0.73	0.74
Th	5.02	3.79	5.64	6.36	6.84	6.87

Campione	V10C	V10D	V10E	V11A	V11B	V11C
SiO₂ (wt%)	35.39	43.23	39.92	45.27	36.56	37.96
TiO₂	0.25	0.25	0.19	0.26	0.3	0.17
Al₂O₃	6.85	6.46	5.41	7.33	7.67	4.61
FeO	0.09	0.09	0.07	0.07	0.09	0.08
MnO	2.12	1.96	1.71	1.94	2.29	1.95
MgO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07
CaO	1.45	1.2	1.1	1.22	1.38	1.24
Na₂O	28.26	24.8	27.43	23.26	27.82	28.88
K₂O	0.75	0.55	0.7	0.75	0.82	0.6
P₂O₅	1.6	1.23	0.73	1.34	1.01	0.58
CO₂	0	0.8	1.6	0.8	0.1	0
S (ppm)	82	400	1696	133	290	0
Ni	4	46	50	80	0	0
Sr	751	160	172	126	92	148
Zn	119	110	120	141	57	23
Cs	0	0	0	0	0	0
Y	751	160	172	126	92	148
Rb	195	153	133	161	170	27
Zr	266	210	215	208	103	0

Li	168	102	124	49	33	9
B	147	131	116	117	108	24
V	202	148	142	100	121	5
Co	7	17	21	21	5	2
Cu	10	15	22	23	16	5
Mo	1.54	0.5	0.85	0.92	0.97	0.3
Sb	0	0	0	0	0	0
Ba	144	120	59	112	80	0
Pb	9	9	9	12	13	12
U	0	0	0	0	0	0
Nb	5.46	7.32	5.48	7.43	8.7	5.38
La	18.91	15.83	15.82	17.86	17.87	13.28
Ce	35.98	30.68	29.16	33.08	32.5	24.25
Pr	4.26	3.53	3.43	4.02	3.88	3.01
Nd	16.24	13.7	12.95	14.8	15.03	11.46
Sm	3.19	2.66	2.49	2.8	2.81	2.18
Eu	0.61	0.52	0.49	0.55	0.54	0.39
Gd	2.75	2.27	2.21	2.41	2.39	1.95
Tb	0.4	0.33	0.33	0.34	0.39	0.26
Dy	2.57	2.01	2.03	2.32	2.27	1.88
Ho	0.48	0.38	0.4	0.42	0.47	0.35
Er	1.54	1.15	1.18	1.24	1.34	1.27
Tm	0.241	0.168	0.174	0.178	0.21	0.196
Yb	1.53	1.08	1.11	1.11	1.29	1.37
Lu	0.24	0.168	0.168	0.173	0.206	0.236
Hf	1.96	1.44	1.9	1.74	1.74	2.62
Ta	0.73	0.63	0.55	0.62	0.79	0.7
Th	6.44	5.02	5.41	5.54	5.41	6.49

Campione	V11D	V11E	V11F	C1	C2	T3
SiO₂ (wt%)	41.68	27.5	51.94	64.39	60.3	58.19
TiO₂	0.17	0.22	0.12	0.68	0.93	0.7
Al₂O₃	5.02	7.42	4.1	16.11	19.98	16.63
FeO	0.07	0.08	0.08	0.13	0.11	0.08
MnO	1.79	2.64	1.56	4.62	5.12	3.76
MgO	0.06	0.08	0.06	0.08	0.08	0.12
CaO	1.2	1.87	1.15	2.23	2.09	1.76
Na₂O	26.57	31.72	21.61	2.2	1	4.1
K₂O	0.43	0.99	0.66	2.97	1.01	0.2
P₂O₅	0.97	1.6	0.77	4.16	6.09	9.02
CO₂	29	6.2	0	33.6	33.9	22.3
S (ppm)	39	1	39	41	22	64
Ni	93	59	72	0	117	109

Sr	1119	507	1267	1514	963	723
Zn	14	108	107	13	27	71
Cs	0	0	0	0	11	0
Y	1119	507	1267	1514	963	723
Rb	13	115	225	17	45	127
Zr	87	150	237	86	82	122
Li	13	93	126	6	16	50
B	25	226	220	0	33	134
V	12	102	119	12	42	108
Co	2	20	14	2	8	7
Cu	10	4	21	3	3	14
Mo	0.17	0	0.1	0	0	0.64
Sb	0	0	0	0.15	0	0
Ba	75	133	36	908	526	143
Pb	9	15	9	19	28	9
U	0	0	0	3.5	5.2	1.8
Nb	5.5	6.77	4.94	11.46	18.01	6
La	11.42	17.3	10.17	39.57	54.75	16
Ce	21.79	33.59	19.71	76.4	107.8	31.48
Pr	2.63	3.85	2.3	9.34	12.37	3.63
Nd	10.28	14.52	8.82	35.69	46.86	13.76
Sm	2	2.69	1.64	7.05	8.62	2.41
Eu	0.41	0.49	0.3	1.44	1.73	0.47
Gd	1.8	2.23	1.36	6.16	7.2	2.15
Tb	0.27	0.29	0.2	0.9	1.09	0.32
Dy	1.69	1.85	1.13	5.34	6.54	2
Ho	0.33	0.33	0.22	1.02	1.31	0.39
Er	1	1.03	0.67	2.9	3.87	1.19
Tm	0.15	0.174	0.11	0.395	0.555	0.164
Yb	1	1.26	0.77	2.54	3.75	1.07
Lu	0.158	0.222	0.135	0.384	0.579	0.167
Hf	1.02	2.8	1.59	4.34	4.88	2.51
Ta	0.51	0.67	0.6	0.84	1.32	0.55
Th	3.58	6.28	3.53	12.6	18.24	5.84

Campione	T4	T5	MA0039	MA0040	MA0043	MA0044
SiO₂ (wt%)	61.62	53.92	20.72	18.47	68.99	66.02
TiO₂	0.6	0.75	0.17	0.02	0.44	0.52
Al₂O₃	14.55	16.08	5.5	0.63	15.2	16.3
FeO	0.08	0.11	0.06	0.02	0.09	0.11

MnO	5.44	5.6	1.57	0.5	3.37	3.81
MgO	0.2	0.16	0.04	0.03	0.06	0.06
CaO	2.6	3.4	1.53	0.56	1.38	2.34
Na₂O	4.09	6.95	37.33	44.19	2.7	1.69
K₂O	0.09	0.85	0.05	0.1	4.27	3.26
P₂O₅	4.25	3.13	1.83	0.18	2.1	3.79
CO₂	2.5	0	16.4	12.9	16.5	12.2
S (ppm)	24	8	2643	3318	2314	1423
Ni	97	0	17	0	7	9
Sr	1947	1692	855	1111	1071	1006
Zn	146	20	237	44	37	78
Cs	0	0	0	0	0	0
Y	1947	1692	855	1111	1071	1006
Rb	151	23	100	79	63	130
Zr	204	105	149	119	129	176
Li	94	15	48	37	27	58
B	140	32	79	38	19	150
V	120	23	74	57	53	110
Co	12	3	8	7	6	9
Cu	10	7	21	13	10	17
Mo	0.12	0.41	0.41	0.15	0.11	0.27
Sb	0.44	0.38	0.52	0.42	0.1	0.04
Ba	1103	1402	361	203	27	266
Pb	4	1	17	9	2	9
U	1.5	1.3	2.5	1.3	0.7	1.1
Nb	10.94	9.94	13.73	4	0.61	5.51
La	29.44	24.91	33.73	17.2	4.84	27.69
Ce	63.07	55.39	69.23	30.66	8.31	56.54
Pr	7.07	5.93	7.88	3.9	1.1	6.24
Nd	27.09	22.55	30.18	14.4	4.41	22.08
Sm	5.38	4.28	5.9	2.7	1.05	4.1
Eu	1.32	0.94	1.2	0.62	0.26	0.74
Gd	5.04	3.71	5.38	2.66	1.07	3.5
Tb	0.75	0.55	0.83	0.42	0.18	0.53
Dy	4.66	3.36	5.08	2.21	0.99	2.57
Ho	0.93	0.66	1.03	0.49	0.21	0.52
Er	2.75	1.91	3.02	1.38	0.58	1.33
Yb	2.56	1.71	2.71	1.24	0.49	1.23
Lu	0.397	0.253	0.427	0.171	0.071	0.193
Hf	2.87	2.37	3.86	0.98	0.28	1.3
Ta	0.78	0.73	1.03	0.35	0.08	0.48
Th	9.52	8.14	11.66	3.09	0.67	7.81

Bibliografia

Albee, A. L. (1972). Metamorphism of pelitic schists: reaction relations of chloritoid and staurolite. *Geological Society of America Bulletin*, 83(11), 3249-3268.

Baggio, P. (1968) - La formazione mesozoica penninica dei calcescisti con ofioliti delle valli di Vizze, Fundres e Valles, nell'Alto Adige centrale. - *Memorie del Museo tridentino di scienze naturali*. 17, 205-244.

Baggio, P., Bosellini, A., Braga, G., Castiglioni, B., Corsi, M., Dal Cin, R., De Vecchi, G., Friz, C., Gatto, G.O., Gatto, P., Gregnanin, A., Mezzacasa, G., Sassi, F.P., Zirpoli, G., Zulian, T. (1969): *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Passo del Brennero. Foglio 4a: Bressanone. Servizio Geologico d'Italia, Napoli*.

Baggio, P., De Vecchi, G., Mezzacasa, G. (1975): Carta geologica della media ed alta Valle di Vizze e regioni vicine (Alto Adige), 1:25.000. *Consiglio Nazionale delle Ricerche, Padova*.

Blanckenburg, F. V., Villa, I. M., Baur, H., Morteani, G., e Steiger, R. H. (1989). Time calibration of a PT-path from the Western Tauern Window, Eastern Alps: the problem of closure temperatures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101(1), 1-11.

Brandner, R., Reiter, F., e Töchterle, A. (2008). Überblick zu den Ergebnissen der geologischen Vorerkundung für den Brenner-Basistunnel. *Geo Alp*, 5, 165-174.

Brunet, F., e Chopin, C. (1995). Bearthite, Ca₂Al(PO₄)₂OH: stability, thermodynamic properties and phase relations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121(3), 258-266.

Cassinis, G., e Perotti, C. R. (2007). A stratigraphic and tectonic review of the Italian Southern Alpine Permian. *Palaeoworld*, 16(1), 140-172.

Cesare, B., Poletti, E., Boiron, M. C., e Cathelineau, M. (2001). Alpine metamorphism and veining in the Zentralgneis Complex of the SW Tauern Window: a model of fluid-rock interactions based on fluid inclusions. *Tectonophysics*, 336(1), 121-136.

Cesare, B., Rubatto, D., Hermann, J., e Barzi, L. (2002). Evidence for Late Carboniferous subduction-type magmatism in mafic-ultramafic cumulates of the SW Tauern window (Eastern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(4), 449-464.

Christensen, J. N., Selverstone, J., Rosenfeld, J. L., e DePaolo, D. J. (1994). Correlation by Rb-Sr geochronology of garnet growth histories from different structural levels within the Tauern Window, Eastern Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(1), 1-12.

Chopin, C., Brunet, F., Gebert, W., Medenbach, O., e Tillmanns, E. (1993). Bearthite, $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{PO}_4]_2(\text{OH})$, a new mineral from high-pressure terranes of the western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 73(1), 1-9.

Chopin, C., Goffe, B., Ungaretti, L., e Oberti, R. (2003). Magnesiostauroilite and zincostauroilite: mineral description with a petrogenetic and crystal-chemical update. *European Journal of Mineralogy*, 15(1), 167-176.

Cliff, R. A., Oberli, F., Meier, M., Droop, G. T. R., e Kelly, M. (2015). Syn-metamorphic folding in the Tauern Window, Austria dated by Th–Pb ages from individual allanite porphyroblasts. *Journal of metamorphic Geology*, 33(4), 427-435.

Connolly, J. A., e Trommsdorff, V. (1991). Petrogenetic grids for metacarbonate rocks: pressure-temperature phase-diagram projection for mixed-volatile systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108(1), 93-105.

Cortesogno, L., Gaggero, L., e Lucchetti, G. (1987). Phosphate mineralizations in a permo-triassic sequence (Giogo di Toirano, Italy). *Neues Jahrbuch für mineralogy-monatshefte*, (7), 305-313.

Cornelius, H. P., Clar, E., Clar, E., Geologist, A., Clar, E., e Géologue, A. (1939). Geologie des Großglocknergebietes.

Dachs, E. (1986). High-pressure mineral assemblages and their breakdown-products in metasediments South of the Grossvenediger, Tauern Window, Austria. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 66(1-2), 145-161.

Dachs, E. (1990). Geothermobarometry in metasediments of the southern Grossvenediger area (Tauern Window, Austria). *Journal of metamorphic Geology*, 8(2), 217-230.

Dachs, E. (1998). PET: petrological elementary tools for mathematica. *Computers e Geosciences*, 24(3), 219-235.

Dachs, E., e Proyer, A. (2001). Relics of high-pressure metamorphism from the Grossglockner region, Hohe Tauern, Austria: Paragenetic evolution and PT-paths of retrogressed eclogites. *European Journal of Mineralogy*, 13(1), 67-86.

Dal Piaz G. V., Bistacchi A., Massironi M., (2003), Geological outline of the Alps. *Episodes*, 26, 175-180.

Dal Piaz, G., e Callegari, P. (1934). Lezioni di paleontologia. *Cedam*.

Dale, J., Holland, T., e Powell, R. (2000). Hornblende–garnet–plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(3), 353-362.

Davies, J. H., e von Blanckenburg, F. (1995). Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1-4), 85-102.

De Vecchi, G. (1989). Metaophiolitic suite in the southwestern Tauern Window (Italian sector). *Sciences Geologiques - Memoires*, 41, 51-9.

De Vecchi, G., e Baggio, P. (1982). The Pennine zone of the Vizze region in the western Tauern window (Italian eastern Alps). *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, 101(1), 89-116.

Diener, J. F. A., Powell, R., White, R. W., e Holland, T. J. B. (2007). A new thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}$. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(6), 631-656.

Diener, J. F. A., Powell, R. & White, R.W. (2008). Quantitative phase petrology of cordierite-orthoamphibole gneisses and related rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 26, 795-814.

Dingeldey, C., Dallmeyer, R. D., Koller, F., e Massonne, H. J. (1997). P-T-t history of the Lower Austroalpine Nappe Complex in the "Tarntaler Berge" NW of the Tauern Window: implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 129(1), 1-19.

Doglioni, C., Gueguen, E., Harabaglia, P., e Mongelli, F. (1999). On the origin of west-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 541-561.

Droop, G. T. R. (1985). Alpine metamorphism in the south-east Tauern Window, Austria: 1. P-T variations in space and time. *Journal of metamorphic Geology*, 3(4), 371-402.

Elter, P., Pertusati, P.C., 1973. Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi Occidentali. *Memorie della Società Geologica Italiana* 12, 359-375.

Fenti V. e Friz C. (1972) – Carta Geologica dell'alta Valle dell'Isarco tra Vipiteno ed il Passo del Brennero, scala 1:25.000. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Applicata alle Vie di Comunicazione, Padova.

Ferri, F., Poli, S., e Vielzeuf, D. (2009). An experimental determination of the effect of bulk composition on phase relationships in metasediments at near-solidus conditions. *Journal of Petrology*, 50(5), 909-931.

Ferry, J. T., e Spear, F. S. (1978). Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to mineralogy and petrology*, 66(2), 113-117.

Finger, F., Frasl, G., Haunschmid, B., Lettner, H., von Quadt, A., Schermaier, A., Schindlmayr, A.O., Steyrer, H.P. (1993). The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps): insight into an intra-alpine Variscan Batholith. In J.F. von Raumer e F. Neubauer (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (pp. 375-391). Berlin: Springer.

Frank, W. (1969). Geologie der Glocknergruppe. *Wiss. Alpenvereinsh*, 21, 95-111.

Franz, G., e Spear, F. S. (1983). High pressure metamorphism of siliceous dolomites from the central Tauern Window, Austria. *American Journal of Science*, 283, 396-413.

Franz, G., Mosbrugger, V., e Menge, R. (1991). Carbo-Permian pterophyll leaf fragments from an amphibolite facies basement, Tauern Window, Austria. *Terra Nova*, 3, 137-141.

Franzolin, E., Schmidt, M. W., e Poli, S. (2011). Ternary Ca-Fe-Mg carbonates: subsolidus phase relations at 3.5 GPa and a thermodynamic solid solution model including order/disorder. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161(2), 213-227.

Frasl, G. (1958). Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. *Geologische Bundesanstalt*.

Frisch W. (1980b) Post-Hercynian formations of the western Tauernwindow: sedimentological features, depositional environment and age. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 71/72: 49-63.

Frisch, W. (1973). Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner-Gerlospass). *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 66/67, 9-20.

Frisch, W. (1976). Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. *Geologische Rundschau*, 65, 375-393.

Frisch, W. (1979). Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. *Tectonophysics*, 60, 121-139.

Frisch, W. (1980a). Tectonics of the Western Tauern Window. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 71(72), 65-71.

Frisch, W., Dunkl, I., e Kuhlemann, J. (2000). Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. *Tectonophysics*, 327(3), 239-265.

Frisch, W., Vavra G., Winkler, M (1993) Evolution of the Penninic Base-ment of the eastern Alps. In: Raumer JF von, Neubauer F (eds) Pre-Mesozoic geology in the Alps. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 349-360.

Frisch., W., e Raab, D. (1987). Early Paleozoic back arc and island arc settings in greenstone sequences of the Central Tauern Window (Eastern Alps). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 129, 545-566.

Froitzheim, N., e Eberli, G. P. (1990). Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. *Geological society of America bulletin*, 102(9), 1297-1308.

Garofalo, P. S. (2012). The composition of Alpine marine sediments (Bündnerschiefer Formation, W Alps) and the mobility of their chemical components during orogenic metamorphism. *Lithos*, 128, 55-72.

Genser, J., e Neubauer, F. (1989). Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps). *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 81(1988), 233-243.

Ghent, E. D., Robbins, D. B., e Stout, M. Z. (1979). Geothermometry, geobarometry, and fluid compositions of metamorphosed calc-silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia. *American Mineralogist*, 64(7-8), 874-885.

Gieré, R., e Sorensen, S. S. (2004). Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 56(1), 431-493.

Glodny, J., Ring, U., e Kühn, A. (2008). Coeval high-pressure metamorphism, thrusting, strike-slip, and extensional shearing in the Tauern Window, Eastern Alps. *Tectonics*, 27(4).

Glodny, J., Ring, U., Kühn, A., Gleissner, P., e Franz, G. (2005). Crystallization and very rapid exhumation of the youngest Alpine eclogites (Tauern Window, Eastern Alps) from Rb/Sr mineral assemblage analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149(6), 699-712.

Handy, M. R., Schmid, S. M., Bousquet, R., Kissling, E., e Bernoulli, D. (2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, 102(3), 121-158.

Hey, M. H. (1954). A new revision of the chlorite. *Mineralogical Magazine*, 30, 277-292.

Hidden, S; Tropper, P; Mair, V (2010): Accessory Ti and Zr-bearing phases as petrogenetic (T, SCO₂, fO₂) indicators in the metarodingites of Burgum (Upper Schieferhülle, South-Tyrol, Italy).

Höck, V. (1980). Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the Penninic Tauern window, Austria. *Mitteilungen österreichische geologische Gesellschaft*, 71(72), 119-127.

Höck, V., e Miller, C. (1987). Mesozoic ophiolitic sequences and non-ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern. *Geodynamics of the Eastern Alps*, 16-33.

Hodges, K. V., e Crowley, P. D. (1985). Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *American Mineralogist*, 70(7-8), 702-709.

Hodges, K. V., e Spear, F. S. (1982). Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire.

Hoernes, S. T., e Friedrichsen, H. (1974). Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 54, 769-788.

Hoinkes, G., Koller, F., Rantitsch, G., Dachs, E., Hock, V., Neubauer, F., e Schuster, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 79(1), 155-181.

Hoisch, T. D. (1990). Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+ muscovite+ biotite+ plagioclase+ garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(2), 225-234.

Holdaway, M. J. (2000). Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American mineralogist*, 85(7-8), 881-892.

Holland, T. J. B. (1979). High water activities in the generation of high pressure kyanite eclogites of the Tauern Window, Austria. *The Journal of Geology*, 87(1), 1-27.

Holland, T. J. B., e Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of metamorphic Geology*, 16(3), 309-343.

Holland, T. J. B., e Ray, N. J. (1985). Glaucophane and pyroxene breakdown reactions in the Pennine units of the Eastern Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 3(4), 417-438.

Holland, T. J. B., e Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of metamorphic Geology*, 16(3), 309-343.

Hoschek, G. (2001). Thermobarometry of metasediments and metabasites from the Eclogite zone of the Hohe Tauern, Eastern Alps, Austria. *Lithos*, 59, 127-150.

Jolivet, L., e Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6), 1095-1106.

Kebede, T., Klötzli, U., Kosler, J., e Skiöld, T. (2005). Understanding the pre-Variscan and Variscan basement components of the central Tauern Window, Eastern Alps (Austria): constraints from single zircon U-Pb geochronology. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3), 336-353.

Kiessling, W. (1992). Paleontological and facial features of the Upper Jurassic Hochstegen Marble (Tauern Window, eastern Alps). *Terra Nova*, 4, 184-197.

Koroknai, B., Neubauer, F., Genser, J., e Topa, D. (1999). Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 79(2), 277-295.

Kurz W., Neubauer F., Genser J., Dachs E. (1998) Alpine geodynamic evolution of passive and active continental margin sequences in the Tauern Window (Eastern Alps, Austria, Italy): a review. *Geologische Rundschau* 87:225-242.

Kurz, W., Neubauer, F., e Genser, J. (1996). Kinematics of Penninic nappes (Glockner Nappe and basement-cover nappes) in the Tauern Window (Eastern Alps, Austria) during subduction and Penninic-Austroalpine collision. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89(1), 573-605.

Kurz, W., Neubauer, F., Genser, J., e Dachs, E. (1998a). Alpine geodynamic evolution of passive and active continental margin sequences in the Tauern Window (eastern Alps, Austria, Italy): a review. *International Journal of Earth Sciences: Geologische Rundschau*, 87(2), 225.

Kurz, W., Neubauer, F., e Dachs, E. (1998b). Eclogite meso-and microfabrics: implications for the burial and exhumation history of eclogites in the Tauern Window (Eastern Alps) from PTd paths. *Tectonophysics*, 285(1-2), 183-209.

Kurz, W., Handler, R., e Bertoldi, C. (2008). Tracing the exhumation of the Eclogite Zone (Tauern Window, Eastern Alps) by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white mica in eclogites. In *Orogenic Processes in the Alpine Collision Zone* (pp. S191-S206). *Birkhäuser, Basel*.

Laird, J., e Albee, A. L. (1981). Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist; their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal of Science*, 281(2), 127-175.

Lammerer B, Schmidt K, Stadler R (1981) Zur Stratigraphie und Genese der Penninischen Gesteine des südwestlichen Tauernfensters. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte* 678-696.

Lammerer, B. (1988). Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). *Geologische Rundschau*, 77(1), 143-156.

Lammerer, B., e Weger, M. (1998). Footwall uplift in an orogenic wedge: the Tauern Window in the Eastern Alps of Europe. *Tectonophysics*, 285, 213-230.

Lammerer, B., Gebrande, H., Lüschen, E., e Vesela, P. (2008). A crustal-scale cross-section through the Tauern Window (eastern Alps) from geophysical and geological data. *Geological Society, London, Special Publications*, 298(1), 219-229.

Miller, C. (1977). Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich. *Mineralogy and Petrology*, 24(4), 221-277.

Miller, Ch., Satir, M., e Frank, W. (1980). High-pressure metamorphism in the Tauern Window. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 71(72), 89-97.

Morteani, G., e Raase, P. (1974). Metamorphic plagioclase crystallization and zones of equal anorthite content in epidote-bearing, amphibole-free rocks of the western Tauernfenster, eastern Alps. *Lithos*, 7(2), 101-111.

Morteani, G., e Ackermann, D. (1996). Aluminium phosphates in muscovite-kyanite metaquartzites from Passo di Vizze (Alto Adige, NE Italy). *European Journal of Mineralogy*, 853-870.

Neubauer, F., Genser, J., Kurz, W., e Wang, X. (1999). Exhumation of the Tauern window, Eastern Alps. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24(8), 675-680.

Oehlke, M., Weger, M., e Lammerer, B., (1993). The "Hochfeiler Duplex"-Imbrication Tectonics in the SW Tauern Window. na.

Plank, T., e Langmuir, C. H. (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical geology*, 145(3), 325-394.

Poli, S. (1993). The amphibolite-eclogite transformation; an experimental study on basalt. *American Journal of Science*, 293(10), 1061-1107.

Poli, S. e Schmidt, M.W. (2002). Petrology of subducted slabs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 30, 207-235.

Pollington, A. D., e Baxter, E. F. (2010). High resolution Sm-Nd garnet geochronology reveals the uneven pace of tectonometamorphic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 293(1), 63-71.

Prey, S. (1975) Vorläufiger Bericht über Untersuchungen an den fly-schartigen Serien des östlichen Tauernnordrandes. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 291-295.

Pupin, J.P. (1980). Zircon and Granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 207–220.

Ratschbacher, L., Dingeldey, C., Miller, C., Hacker, B. R., e McWilliams, M. O. (2004). Formation, subduction, and exhumation of Penninic oceanic crust in the Eastern Alps: time constraints from 40 Ar/39 Ar geochronology. *Tectonophysics*, 394(3), 155-170.

Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H. G., e Merle, O. (1991). Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis. *Tectonics*, 10(2), 257-271.

Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., e Robert, J. L. (1998). Nomenclature of the micas. *Clays and clay minerals*, 46(5), 586-595.

Rosenberg, C. L., Brun, J. P., e Gapais, D. (2004). Indentation model of the Eastern Alps and the origin of the Tauern Window. *Geology*, 32(11), 997-1000.

Rudnick, R. L., e Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry*, 3, 659.

Sander, R. (1912). über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. *Verlag der kk geologischen Reichsanstalt*.

Schiavo, A., Dal Piaz, G. V., Monopoli, B., Bistacchi, A., Dal Piaz, G., Massironi, M., e Toffolon, G. (2015). Geology of the Brenner pass-Fortezza transect, Italian eastern Alps. *Journal of Maps*, 11(1), 201-215.

Schmid SM., Fügenschuh B., Kissling E., Schuster R. (2004) Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geologicae Helvetiae* 97:93-117.

Schmid, S. M., Scharf, A., Handy, M. R., e Rosenberg, C. L. (2013). The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. *Swiss Journal of Geosciences*, 106(1), 1-32.

Schmidegg O (1961) Geologische Übersicht der Venedigergruppe. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien* 1:34–55.

Schönlaub, H. P., Frisch, W., e Flajs, G. (1975). Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor (Tauernfenster, Österreich). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 2, 111-128.

Schulz, B., Triboulet, C., e Audren, C. (1995). Microstructures and mineral chemistry in amphibolites from the western Tauern Window (Eastern Alps), and PT deformation paths of the Alpine greenschist-amphibolite facies metamorphism. *Mineralogical Magazine*, 59(4), 641-659

Selverstone, J. (1985). Petrological constraints on imbrication, metamorphism, and uplift in the SW Tauern Window. *Tectonics*, 7, 87-105.

Selverstone, J. (1988). Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: Implications for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics*, 7(1), 87-105.

Selverstone, J. (1993). Micro-to macroscale interactions between deformational and metamorphic processes, Tauern Window, Eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 73(2), 229-239.

Selverstone, J., e Spear, F. S. (1985). Metamorphic P–T Paths from pelitic schists and greenstones from the south-west Tauern Window, Eastern Alps. *Journal of metamorphic Geology*, 3(4), 439-465.

Selverstone, J., Spear, F. S., Franz, G., e Morteani, G. (1984). High-pressure metamorphism in the SW Tauern Window, Austria: PT paths from hornblende-kyanite-staurolite schists. *Journal of Petrology*, 25(2), 501-531.

Smye, A. J., Bickle, M. J., Holland, T. J., Parrish, R. R., e Condon, D. J. (2011). Rapid formation and exhumation of the youngest Alpine eclogites: a thermal conundrum to Barrovian metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, 306(3), 193-204.

Spear, F. S., e Franz, G. (1986). PT evolution of metasediments from the Eclogite Zone, south-central Tauern Window, Austria. *Lithos*, 19(3), 219-234.

Spear, F. S., e Spear, F. S. (1995). Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths (p. 799). Washington: *Mineralogical Society of America*.

Spear, F. S., Kohn, M. J., e Cheney, J. T. (1999). P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1), 17-32.

Spear, F. S., Kohn, M. J. e Cheney, J.T. (1999). PT paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 17-32.

Staub., R. (1924). Der Bau der Alpen. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, NF82, pp. 272. tectonics. *Geology*, 14, 598-601.

Tajčmanová, L., Connolly, J. A. D., e Cesare, B. (2009). A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *Journal of Metamorphic Geology*, 27(2), 153-165.

Thiele, O. (1980). Das Tauernfenster. Der geologische Aufbau Österreichs, 300-314.

Thöni, M. (2006). Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps—approaches, results, interpretations: a review. *Mineralogy and Petrology*, 88(1-2), 123-148.

Thöni, M., e Jagoutz, E. (1993). Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 73(2), 177-189.

Triboulet, C., Thieblemont, D., e Audren, C. (1992). The (Na–Ca) amphibole–albite–chlorite–epidote–quartz geothermobarometer in the system S–A–F–M–C–N–H₂O. 2. Applications to metabasic rocks in different metamorphic settings. *Journal of Metamorphic Geology*, 10(4), 557-566.

Vavra, G., e Hansen, B. T. (1991). Cathodoluminescence studies and U/Pb dating of zircons in pre-Mesozoic gneisses of the Tauern Window: implications for the Penninic basement evolution. *Geologische Rundschau*, 80(3), 703-715.

Veselá P., e Lammerer B. (2008). The Pfitsch-Mörchner Basin, an example of the post-Variscan sedimentary evolution in the Tauern Window (Eastern Alps). *Swiss Journal of Geosciences*. 101 (2008) Supplement 1, S73-S88.

Veselá P., Frank S., Friedrich F. e Axel G. (2011). Magmato-sedimentary Carboniferous to Jurassic evolution of the western Tauern window, Eastern Alps (constraints from U-Pb zircon dating and geochemistry). *International Journal of Earth Sciences*, 100(5), 993-1027.

Vignaroli, G., Faccenna, C., Jolivet, L., Piromallo, C., e Rossetti, F. (2008). Subduction polarity reversal at the junction between the Western Alps and the Northern Apennines, Italy. *Tectonophysics*, 450(1), 34-50.

Walker, K.B., Joplin, G.A., Lovering, J.F., Green, R., 1960. Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime e magnesia sediments of the Precambrian of northwestern Queensland. *Geological Society of Australia* 6, 149 e 178.

White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B., e Worley, B. A. (2000). The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(5), 497-512.

Wiederkehr, M., Sudo, M., Bousquet, R., Berger, A., Schmid, S.M. (2009). Alpine orogenic evolution from subduction to collisional thermal overprint: The ⁴⁰Ar/³⁹Ar age constraints from the Valaisan Ocean, Central Alps. *Tectonics*, 28, 1-28.

Will, T. M. (1998). Basic principles of geothermometry and geobarometry. Phase Equilibria in Metamorphic Rocks: Thermodynamic Background and Petrological Applications, 87-94.

Winkler, Wilfried, and Daniel Bernoulli. "Detrital high-pressure/low-temperature minerals in a late Turonian flysch sequence of the eastern Alps (western Austria): Implications for early Alpine tectonics." *Geology* 14.7 (1986): 598-601.

Zanchetta, S., Garzanti, E., Doglioni, C., e Zanchi, A. (2012). The Alps in the Cretaceous: a doubly vergent pre-collisional orogen. *Terra Nova*, 24(5), 351-356.

Zimmermann, R., Hammerschmidt, K., e Franz, G. (1994). Eocene high pressure metamorphism in the Penninic Units of the Tauern Window (Eastern Alps)-evidence from Ar40-Ar39 dating and petrological investigations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 175-186.