



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**ANALISI STRUTTURALE DELLA
DEFORMAZIONE ALPINA NEI GRANITOIDI
DEI TAURI NELL'AREA DELLE MESULE
(ALTO ADIGE-SÜDTIROL, ITALIA):
INTERAZIONE FRA DEFORMAZIONE
FRAGILE E DUTTILE DURANTE CONDIZIONI
METAMORFICHE IN FACIES ANFIBOLITICA**

Relatore: Prof. Giorgio Pennacchioni

Correlatori: Prof. Mario Floris, Bernardo Cesare

Laureando: Alice Macente

ANNO ACCADEMICO 2011 / 2012

Alla mia famiglia.

Indice

Abstract	7
Introduzione	9
1. Inquadramento geologico.....	11
2. Storia deformativa ed elementi geologico-strutturali dell'area	15
2.1. <i>Protolite pre-alpino</i>	15
2.2. <i>Precursori strutturali della deformazione duttile alpina: fratture e vene.</i>	20
2.3. <i>Deformazione duttile in età alpina</i>	25
2.3.1. <i>Zone di taglio duttili: ductile shear zones</i>	25
2.3.2. <i>Bulk Foliation</i>	32
3. Vene di quarzo	35
3.1. <i>Geometrie delle vene</i>	35
3.2. <i>Geometrie deformative</i>	49
3.3. <i>Composizione mineralogica</i>	51
3.4. <i>Comportamento reologico</i>	56
3.5. <i>Ricostruzione della geometria in 3D</i>	59
3.6. <i>Alterazioni delle vene di quarzo</i>	61
3.7. <i>Geochimica delle alterazioni</i>	62
3.7.1. <i>Petrografia dei campioni</i>	64
3.7.2. <i>Risultati dell'analisi in XRF</i>	67
3.8. <i>Inclusioni fluide</i>	70
3.8.1. <i>Petrografia dei campioni investigati</i>	72
3.8.2. <i>Analisi microtermometrica</i>	78
3.8.2.1. <i>Tecnica analitica</i>	78
3.8.2.2. <i>Risultati</i>	81
3.8.3. <i>Discussione</i>	83
4. Osservazioni microstrutturali.....	89
5. Conclusioni	93

Ringraziamenti	97
Bibliografia.....	99
Indice delle figure.....	105
Appendice.....	111

Abstract

The aim of the present work is the study of the Alpine deformation in the area of the Mesuler glacier, near the Neves Lake, in Alto Adige –Südtirol (Italy). In the Neves area the deformation is localized within metagranitoids belonging to the Zentralgneiss Penninic unit of the Tauern Window; the pre-Alpine granitoids were deformed during the Alpine orogeny under amphibolites facies metamorphic conditions, and were converted to orthogneiss and mylonites. Specific objectives of the thesis are: i) the study of the interaction between ductile and brittle deformation during the high-grade metamorphic conditions, with a particular focus on the development of quartz veins during a prevailing ductile deformation; ii) the organization of a database and analysis in a GIS environment of the bulk structural data collected in numerous previous investigations of the area. With regard to the quartz veins, it was performed an analysis of different types of geometries and their kinematic relationships associated with ductile structures. Unfortunately a preliminary attempt at reconstructing 3D geometry of the veins by Ground Penetrating Radar (GPR) failed. We also analyzed the field geometry of veins in terms of the kinematics of vein opening and cycles of fluid pressure during ongoing deformation. The fluid-rock interaction during vein formation was investigated by the analysis of thin sections of the alteration haloes surrounding the veins and by geochemical analysis of the altered zones. Some quartz veins were used for the study of fluid inclusions to constrain the conditions of formation.

Introduzione

L'area delle Mesule, a NE del Lago di Neves, in Alto Adige-Südtirol (Alpi Orientali, Italia), è una zona spettacolare per lo studio della deformazione, sia fragile che duttile, grazie alle esposizioni eccezionali legate alla recente deglaciazione. Nell'area affiorano metagranitoidi, che in parte ben preservano la tessitura del protolite magmatico di età pre-alpina, cui si associano locali corpi basici-ultrabasici e diverse generazioni di filoni sia acidi (apliti e subordinate pegmatiti) che basici. Durante l'orogenesi alpina, il protolite magmatico prealpino ha subito un metamorfismo in facies anfibolitica (ca. 550°C e 0.4-0.6 GPa) associato allo sviluppo di ortogneiss e miloniti localizzate. Il picco termico è datato a circa 30 Ma. Studi effettuati in precedenza hanno stabilito una direzione di *shortening* regionale orientata a 345°, durante il metamorfismo e le prime fasi di esumazione delle unità della Finestra dei Tauri. Nello stesso periodo è documentata un'inversione del senso di shear, da prevalentemente sinistro, presente nelle miloniti della DAV (Defereggen-Antholz/Anterselva-Vals/Valles), a prevalentemente destro, con la formazione del sistema regionale del Lineamento Periadriatico. All'interno dell'unità di metagranitoidi di Neves nella Finestra dei Tauri, la deformazione comprende sia strutture fragili (joint, fratture, vene), sia strutture duttili, con lo sviluppo di zone di taglio milonitiche e una foliazione pervasiva orientata pressappoco a 75°, ortogonale alla direzione di *shortening* regionale. In particolare, vene di quarzo si generano sistematicamente durante il progredire della deformazione per compensare i problemi di geometria associati all'attività di un sistema di zone di shear duttili non parallele. Le vene di quarzo mostrano diverse geometrie, e alle terminazioni è possibile riconoscere vari tipi di “*wing cracks*”, di tipo arcuato o rettilineo. È importante notare che in precedenti lavori è stato stabilito che le wing cracks presentano una direzione massima di strike delle vene di quarzo di 345°, coincidente, come citato sopra, con l'asse principale di *shortening* e con la foliazione di “bulk”, ma anche con la direzione delle vene di quarzo che non mostrano alcuna riattivazione per shear: questo

implica che gli assi dell'ellissoide di deformazione totale e quelli di stress sono coassiali.

Uno scopo della tesi è stata la costruzione di un database geologico-strutturale dell'area studio in ambiente GIS seguita da una rappresentazione spaziale dei dati strutturali nell'area delle Mesule e da un'analisi "statistica" dei dati. Un secondo argomento della tesi è stato lo studio delle vene di quarzo. È stato redatto un catasto di tutte le vene con la classificazione geometrica dei vari tipi di vene, della loro orientazione e della loro cinematica (di apertura e/o riattivazione duttile). È stata inoltre tentata una ricostruzione delle geometrie 3D delle vene con l'utilizzo di Georadar (tentativo sfortunatamente fallito). Inoltre, si è cercato di determinare la dinamica di sviluppo dei wing cracks, per capire l'esistenza o meno di un modello comune di origine. Infine, l'analisi microstrutturale delle vene è stata accompagnata sia da studi di geochimica e microscopia ottica, sia da analisi delle inclusioni fluide per determinarne le condizioni di formazione.

1. Inquadramento geologico

L'area di studio è localizzata nelle Alpi Orientali, nei pressi del ghiacciaio delle Mesule. La zona è caratterizzata da un sistema di ghiacciai che domina la testata della Valle dei Molini, una valle alpina lunga circa 20 km situata nell'estrema porzione settentrionale della Provincia Autonoma di Bolzano.

La zona, situata nelle Alpi Retiche, appartiene al massiccio dello Zillertal Venediger (Pennacchioni & Mancktelow 2007, Mancktelow and Pennacchioni 2005), uno dei nuclei degli "Zentralgneise" o Gneiss centrale, appartenente al dominio Pennidico (fig. 1a). Il massiccio dello Zillertal Venediger si colloca all'interno della Finestra dei Tauri, dove le unità pennidiche, di crosta continentale europea e oceanica, sono esposte al di sotto delle sovrastanti unità Austroalpine appartenenti alla placca adriatica. L'origine di questa finestra tettonica è da collegare ai processi deformativi avvenuti durante l'orogenesi alpina, la quale ha determinato la definitiva chiusura dell'oceano mesozoico della Tetide, attraverso la collisione fra il margine passivo continentale europeo e il margine attivo della microplacca adriatica da cui derivano la falde austroalpine (Froitzheim & Eberli, 1990; Conti, 1995; Froitzheim & Manatschal, 1996). Quest'ultime sovrascorsero al di sopra delle unità oceaniche e continentali situate originariamente sul bordo settentrionale dell'oceano della Tetide, che costituiscono l'attuale falda pennidica (Gregnanin et al., 2011).

Nella fase Neoalpina si assiste ad una differenziazione tra le parti marginali della catena alpina, dove proseguono le deformazioni compressive, e la parte assiale, dove invece si hanno deformazioni prevalentemente distensive o trascorrenti, di cui l'esumazione della Finestra dei Tauri, iniziata a partire da 20 Ma, ne è un esempio (Fügenschuh et al., 1997; Bistacchi & Massironi, 2001). Si tratta di un processo di estrusione laterale verso oriente in direzione del bacino Pannonico, permesso da zone di taglio estensionali a basso angolo, rappresentate dalla Linea del Brennero a ovest (Behrmann, 1988; Selverstone, 1988), e dalla linea del Katschberg ad est (Genser & Neubauer, 1989; Ratschbacher et al., 1989), e da linee tettoniche di trasferimento quali la Linea della Pusteria, la Linea

dell'Inntal e la Linea di Salzbachtal-Enntal (Ratschbacher et al., 1989; Bistacchi & Massironi, 2001). Questo processo, unitamente all'erosione, ha quindi portato in affioramento le unità più profonde della catena alpina.

Nella finestra tettonica dei Tauri si distinguono tre unità principali (fig. 1b). L'unità inferiore è composta da una serie di intrusioni da tardo- a post-erciniche, (Carbonifero-Permiano, 310-290 Ma) (Finger et al., 1993,1997; Frisch et al., 1993;) e costituite da graniti, granodioriti e tonaliti di tipo I (D'Amico 1974), trasformati durante la fase alpina in ortogneiss e miloniti di facies anfibolitica (Morteani, 1974). L'unità, costituita principalmente da scisti e anfiboliti di età pre-ercinica insieme alle relative coperture, è chiamata *Unità degli Lower Schieferhülle*, mentre le unità sovrastanti di età mesozoica, caratterizzate da calcescisti e micascisti unitamente a unità ofiolitiche vanno a costituire l'*Unità degli Upper Schieferhülle* (Flügel & Faupl, 1987; Pennacchioni & Mancktelow, 2007). Queste due unità bordano il nucleo centrale della finestra dei Tauri.

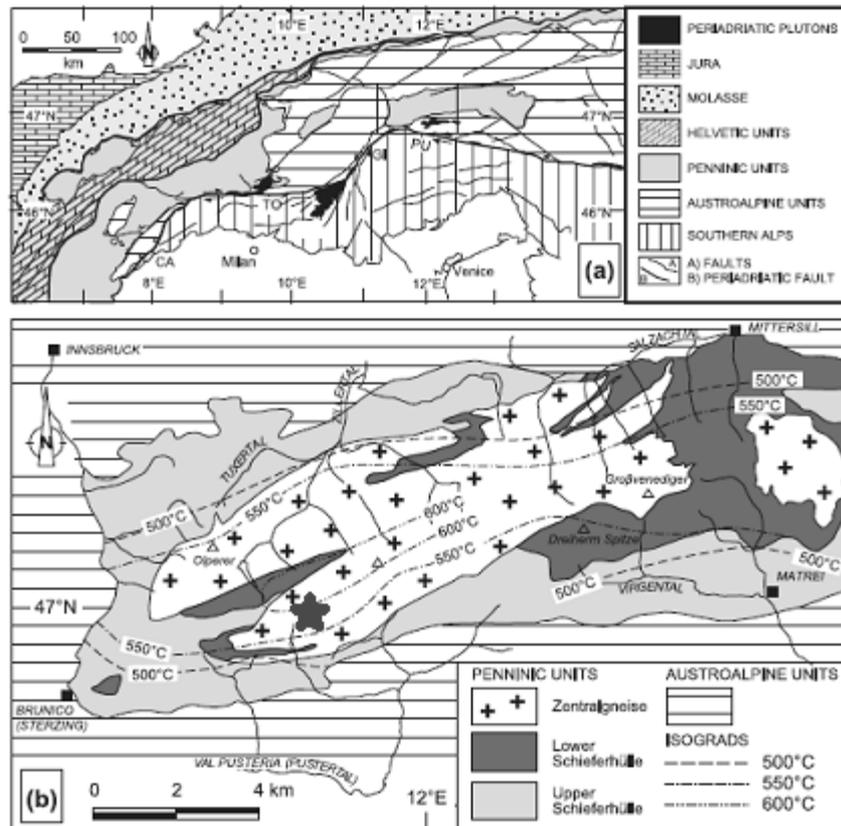


Fig. 1: Inquadramento geologico regionale dell'area delle Mesule. La stella indica la collocazione dell'area studiata (da Pennacchioni & Mancktelow, 2007).

Si tratta di un'area fortemente deformata a causa del metamorfismo polifasico che l'ha caratterizzata, sia in fase pre-alpina che in fase alpina (von Blanckenburg et al., 1989; Lammerer 1998; Lammerer & Weger 1998; Mancktelow & Pennacchioni, 2005). La fase pre-alpina è contraddistinta da eventi pre-ercinici di alta pressione, testimoniati da segregazione di zoisite (Brunsmann et al., 2000), e da un evento ercinico con picco metamorfico a 0,7 GPa di pressione e 600°C di temperatura. La fase alpina comprende invece un evento di alta pressione in condizioni di facies metamorfica scisti blu-eclogitica (picco a 0,9-1,2 GPa, e 450±50°C), seguito da un evento di decompressione (Selverstone 1984). Quest'ultimo è caratterizzato da un picco termico in condizioni di facies anfibolitica, stimato attorno a 550°-600°C e 0.5-0.7 GPa (denominato "Tauern metamorphism", Hoernes & Friedrichsen, 1974; Friedrichsen & Morteani, 1979),

che porta alla formazione del nucleo centrale degli “*Central Gneisses*” (o *Zentralgneise*) costituito da ortogneiss e miloniti e produce ricristallizzazione pervasiva all’interno dell’unità degli Lower Schieferhülle (Morteani, 1974). Il raffreddamento è avvenuto tra Oligocene e Neogene (circa 30 Ma) attraverso il movimento distensivo della faglia normale a basso angolo del Brennero, che determinò il sollevamento e l’esumazione finale delle falde pennidiche, portando alla formazione della finestra dei Tauri (Selverstone & Spear, 1985; Selverstone, 1988; Fügenschuh et al., 1997; Mancktelow & Pennacchioni, 2005; Pennacchioni & Mancktelow, 2007).

Verso sud, vi è una rapida ma graduale transizione a una zona milonitica di dimensioni chilometriche, caratterizzata da una cinematica di tipo strike-slip sinistro, e che forma il margine meridionale del massiccio del Venediger-Zillertal. Tale zona di taglio continua anche al di sopra delle unità Austroalpine, dimostrando che il contatto è di età alpina (De Vecchi & Mezzacasa, 1986; Mancktelow & Pennacchioni, 2005). Localmente è possibile riconoscere una transizione del senso di shear delle strutture, da sinistro a destro, con la formazione del sistema del Lineamento Periadriatico, iniziato nel Medio Oligocene a partire circa da 32 Ma (Mancktelow et al., 2001; Muller et al., 2001).

2. Storia deformativa ed elementi geologico-strutturali dell'area

2.1. Protolite pre-alpino

Il protolite intrusivo pre-Alpino è composizionalmente eterogeneo ed è costituito prevalentemente da una granodiorite a grana media, con la comune presenza di inclusi di composizione più basica. Generalmente è possibile riconoscere la presenza di una foliazione magmatica orientata pressappoco NS (nell'area di Neves), evidenziata dall'allungamento di sciami di biotite e degli inclusi basici. Sono presenti numerosi leucograniti a grana fine che intrudono la granodiorite incassante con formazione di breccie ad elementi a geometria angolare. La formazione di tali breccie è associata a una prima generazione di dicchi mafici, che in letteratura vengono riportati con il nome di "lamprofiri di prima generazione o lamprofiri₁", che sono caratterizzati da spettacolari strutture di *magma mingling* (Pennacchioni & Mancktelow, 2007). Tali strutture riflettono processi di immiscibilità allo stato liquido tra fusi basici e la granodiorite incassante. I "lamprofiri₁" sono generalmente orientati N-NNE e mostrano spessori fino a qualche metro. La granodiorite e i lamprofiri₁ sono stati successivamente intrusi da differenti set di filoni aplitici, che presentano una direzione preferenziale circa E-W. A loro volta le apliti sono intruse da una seconda generazione di dicchi mafici più giovani, indicati in letteratura con il nome di "lamprofiri₂", orientati prevalentemente circa E-W e con spessori che variano da qualche decimetro a qualche metro. La forma tabulare dei lamprofiri₂ localmente è movimentata da gradini che si presentano a intervalli regolari lungo direzione (fig. 2) ed associati ad un'originaria geometria en-echelon delle fratture invase dal fuso.

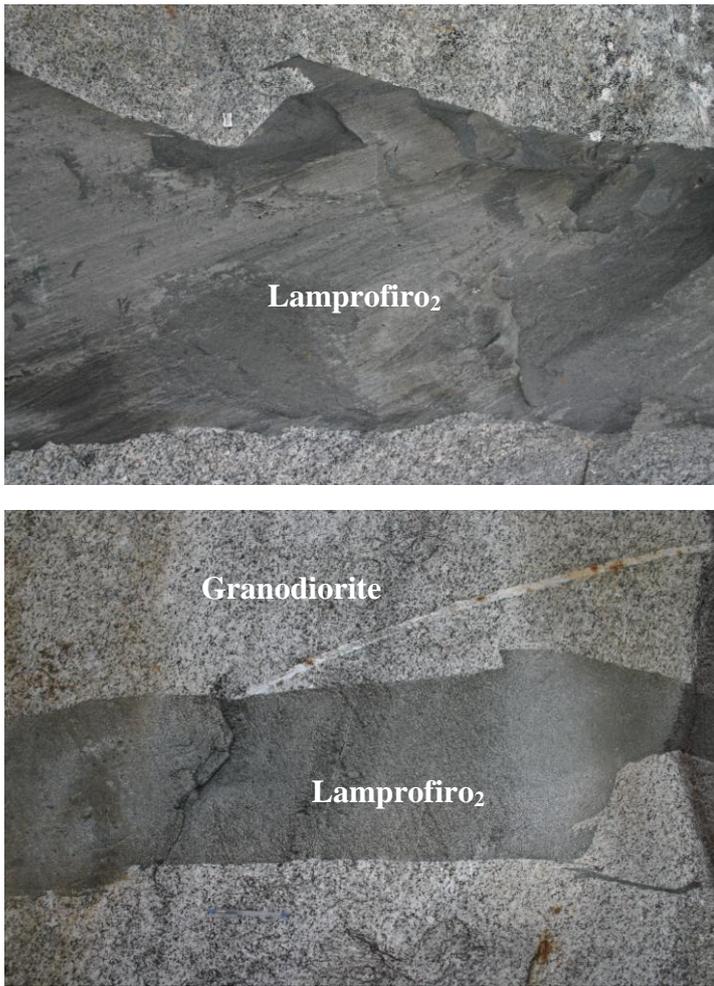


Fig. 2: “Stepped boundaries” del lamprofiro₂: come si vede, il bordo del lamprofiro mostra una geometria gradinata. Foto G. Pennacchioni.

All'interno della stessa struttura magmatica del lamprofiro₂ sono inoltre comuni septa della granodiorite incassante, come rappresentato in figura 3a (in questo caso gli inclusi di granodiorite sono stati deformati durante la successiva deformazione alpina a formare boudine asimmetrici e tiltati antiteticamente rispetto al senso di shear destro della deformazione milonitica sul filone).

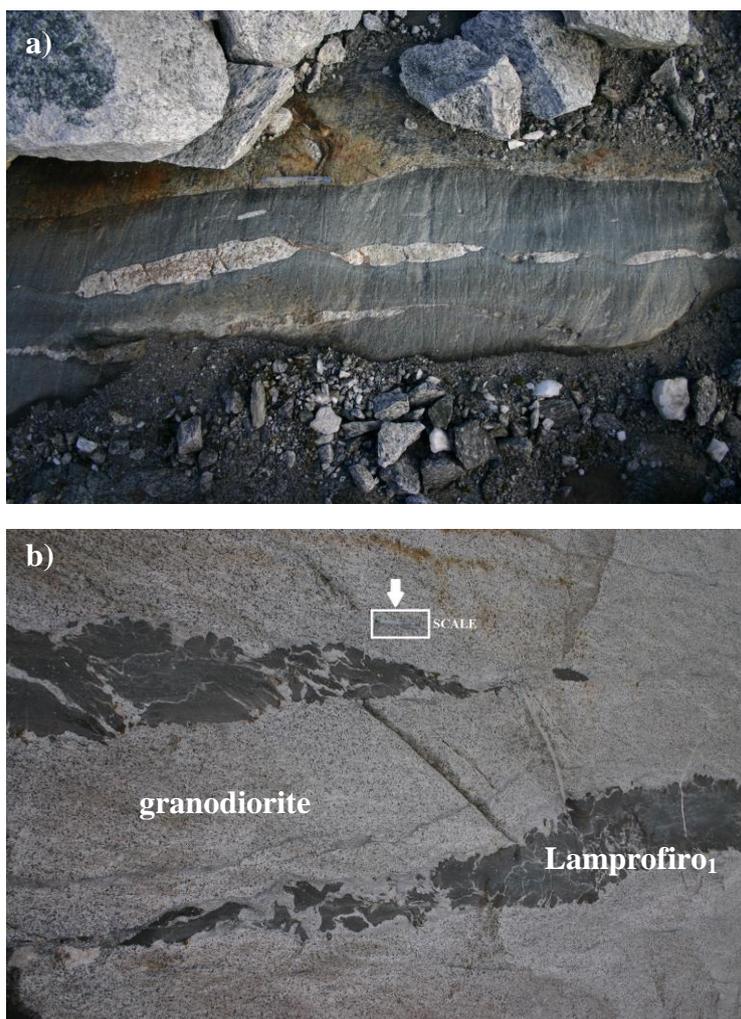


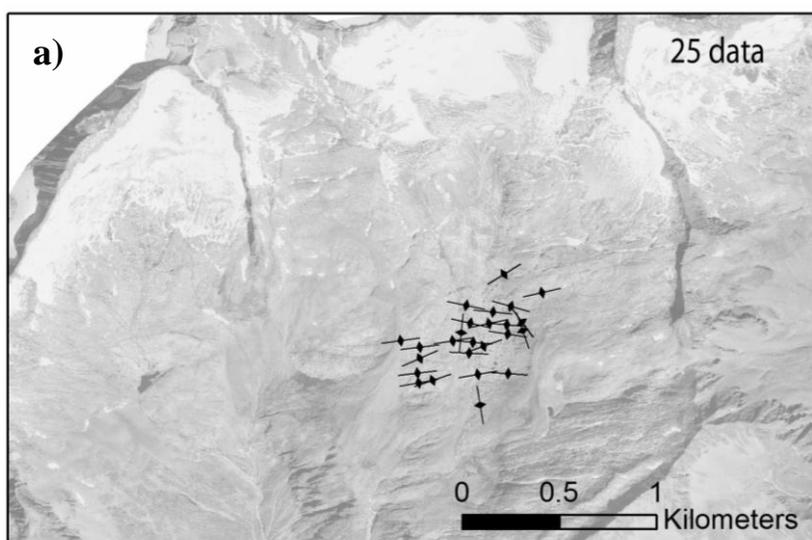
Fig. 3: a) “Ribbons” di tonalite all’interno di lamprofiro. b) Right-stepping di due segmenti di magma mingling o lamprofiro₁. Foto G.Pennacchioni.

Anche i filoni di magma mingling possono mostrare una geometria en-echelon dei vari segmenti come nel caso riportato in fig. 3b che dimostra la capacità di un magma (crystal-mesh) di fratturarsi ancora in presenza di una frazione significativa di fuso.

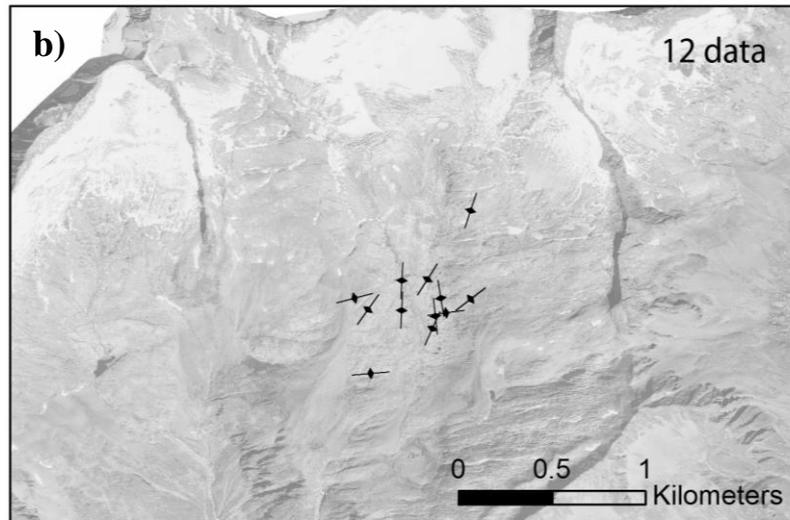
Nel database GIS elaborato sono stati classificati 12 lamprofiri₁, 25 lamprofiri₂, 83 apliti e 37 dati riguardanti la foliazione magmatica dell’area. I dati di orientazione sono rappresentati nella serie di carte strutturali tematiche di fig. 4. Le mappe hanno evidenziato una notevole omogeneità dei dati di orientazione degli elementi strutturali su tutta l’area in esame. In particolare, i lamprofiri₂

hanno una netta orientazione preferenziale E-W, che determina una loro riattivazione duttile destra durante la sovraimpronta alpina. I lamprofiri₁ sono prevalentemente orientati NE-SW, anche se dimostrano una maggior dispersione, confrontabile con l'andamento piuttosto tortuoso che spesso presentano. Le apliti hanno un'orientazione prevalentemente E-W, congruente con la riattivazione duttile destra subita durante la deformazione alpina. Non mancano tuttavia dati che si discostano da questo trend generale, che presentano delle orientazioni NW-SE, congruenti con una loro riattivazione duttile sinistra. Per quanto riguarda i dati della foliazione magmatica si può notare un trend preferenziale N-S, congruente con i dati riportati in letteratura.

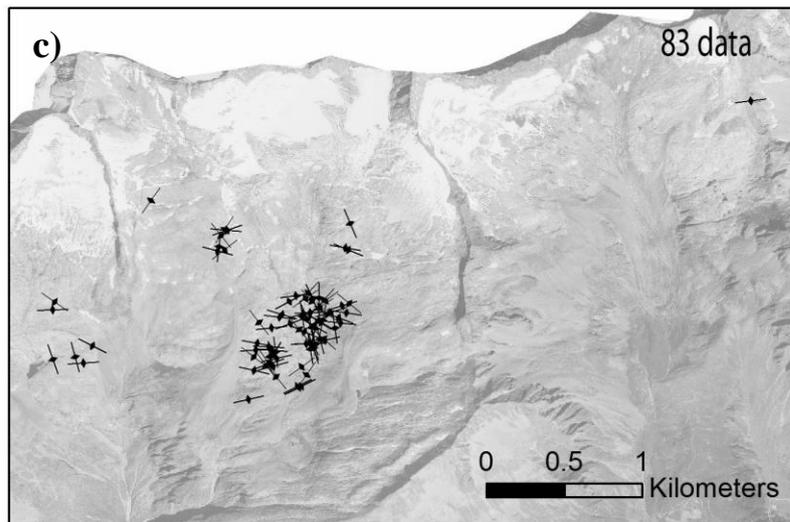
Basic Dyke 2



Magma Mingling



Aplite



Magmatic Foliation

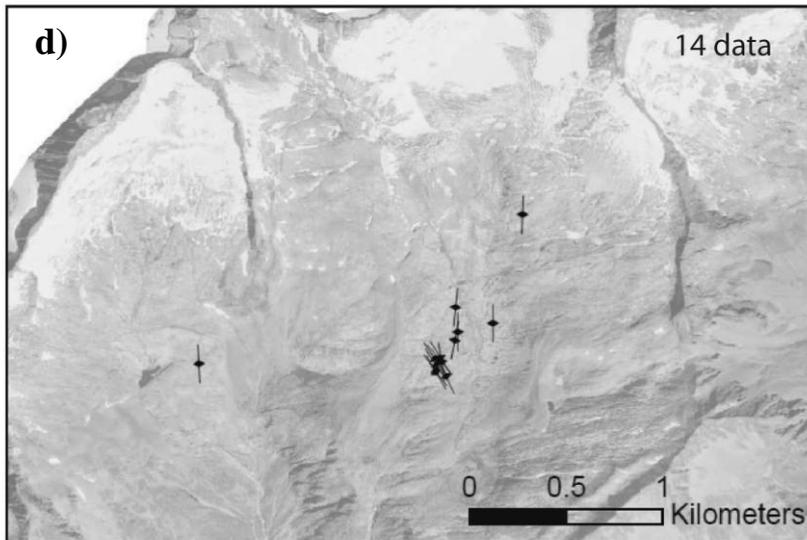


Fig. 4: Schemi rappresentativi delle orientazioni: da sopra, a) lamprofiri₂, b) lamprofiri₁ (magma mingling), c) apliti e d) foliazione magmatica.

2.2. Precursori strutturali della deformazione duttile alpina: fratture e vene.

Le granodioriti della zona, assieme ad apliti e lamprofiri, sono attraversate da numerose fratture che si presentano come strutture talora isolate e persistenti talvolta su distanze di qualche decina o centinaia di metri. Nelle aree più deformate, le fratture sono organizzate in set coplanari di segmenti en-echelon, che mostrano deboli sovrapposizioni alle terminazioni. Il set predominante di fratture nell'area delle Mesule ha orientazione preferenziale E-W, mostra uno stepping sinistro e una riattivazione di shear duttile destra (Pennacchioni & Mancktelow, 2007; Mancktelow & Pennacchioni, 2005). Nell'area di studio si possono individuare altri due set minori di fratture, aventi orientazione NS e NE-SW rispettivamente e che generalmente non mostrano segni di riattivazione duttile. Il set NS mostra un dislocamento sinistro meno marcato ed è evidenziato da sottili vene a quarzo-plagioclasio-biotite (Cesare et al., 2001; Mancktelow &

Pennacchioni, 2005). Le vene riempite da biotite mostrano aloni di alterazione simmetrici che possono essere spessi fino a 1 m, ma tipicamente non superano la scala centimetrica. Sono stati raccolti alcuni campioni di aloni di alterazione presenti nella granodiorite incassante, su cui è stata effettuata l'analisi chimica come verrà descritto nel capitolo 3.7.

Nelle zone indeformate invece, le fratture non mostrano alcun tipo di dislocamento e non vi è presenza di dicchi aplitici o clasti basici tagliati; in questi casi la frattura prende il nome di "joint" e spesso presentano arricchimenti in biotite nella roccia incassante, di scala millimetrica e talvolta anche centimetrica. Tuttavia in alcuni casi, lungo la stessa frattura, si possono avere offset di diverso grado, da zero fino a qualche cm di dislocamento, senza avere alcun sviluppo di foliazione all'interno della granodiorite incassante (Mancktelow & Pennacchioni, 2005). Vi è infatti una progressiva transizione della deformazione duttile da 1) joints senza dislocamento visibile, a 2) fratture con dislocamento minore all'interno della granodiorite, 3) fratture deformate per taglio, che mostrano una netta foliazione a 45° che si estende per diversi centimetri nella roccia incassante, a 4) vere e proprie bande di foliazione sigmoidale, larghe diversi centimetri e tipiche di zone di shear duttili (Mancktelow & Pennacchioni, 2005). Molte delle fratture sono riempite da epidoto, e si presentano in set di vene continue millimetriche o centimetriche, o in macchie discontinue. Tali vene di epidoto sono per la maggior parte circondate da aloni di alterazione, aventi spessori generalmente inferiori ai 10 cm e che si sviluppano su entrambi i lati della vena (fig. 5). Aloni di alterazione possono essere presenti anche attorno alle fratture riempite da biotite: sono in genere di grana più grossolana rispetto alla roccia incassante, e la biotite cresce in modo casuale lontano dalla vena centrale. Entrambi i tipi di aloni presentano spessori costanti per tutta la lunghezza della vena, anche se in qualche caso possono sviluppare geometrie di tipo "pinch-and-swell" in cui lo spessore varia notevolmente in distanze brevi; rispetto alla vena centrale, mantengono comunque una certa simmetria (Mancktelow & Pennacchioni, 2005). Poiché fratture e vene tagliano chiaramente i contatti con le strutture magmatiche, certamente quest'ultime sono strutture precedenti, ma la

datazione resta comunque incerta (Pennacchioni & Mancktelow, 2007). Studi effettuati in precedenza sulle inclusioni fluide rinvenute all'interno di campioni di vene di quarzo pongono le condizioni di intrappolamento delle stesse a 550°-600°C di temperatura e 3.5-7.5 kbar di pressione, congruenti con il picco metamorfico alpino stimato a 30 Ma (Cesare et al., 2001). Si nota inoltre che le vene a quarzo-calcite-biotite-plagioclasio tagliano le vene a epidoto o biotite o anche le zone di taglio derivate, indicando che fratture e zone di taglio sono precedenti. Per questa ragione, si può supporre che le fratture agiscano da siti precursori di nucleazione per la successiva localizzazione delle zone di taglio duttile. La fratturazione e il riempimento delle vene è precedente alla formazione delle vene di quarzo e all'intero sviluppo della deformazione duttile (Pennacchioni & Mancktelow, 2007). La differenza tra i due sistemi di vene sembra essere dovuta a un cambio nelle condizioni termo-barometriche di formazione, e dalle osservazioni mineralogiche e macroscopiche delle vene si può affermare che i due sistemi non sono coevi. Alcune delle fratture e delle vene riempite da epidoto con direzione E-W mostrano offset congruente con il senso di shear sinistro dell'area, tuttavia in qualche caso si nota un offset sinistro in zone di shear destro. In particolare, a circa 30 Ma, nella Finestra dei Tauri il senso di taglio viene a invertirsi, passando da una componente sinistra (dominata dalle miloniti di DAV) a una componente destra (dominata dal sistema del lineamento Periadriatico) (Mancktelow et al., 2001), che corrisponde al picco del metamorfismo dei Tauri (Christensen et al., 1994) e allo sviluppo delle vene a quarzo-calcite-biotite-plagioclasio (Cesare et al., 2001). Da ciò, si può ipotizzare che alcune delle fratture con direzione E-W fossero già presenti e siano state riattivate prima di 30 Ma, in cui vi era un regime cinematico dominato da strike-slip sinistro (Pennacchioni & Mancktelow, 2007).



Fig. 5: Frattura riempita da epidoto: si riconosce la vena centrale e l'alone di alterazione che la circonda.

Come si può notare dalla figura 6, i joints analizzati sono in totale 96. La maggior parte dei joints presenta un'orientazione preferenziale E-W, congruente con il set principale di fratture. La distribuzione areale è anche in questo caso molto omogenea; sono tuttavia presenti, anche se in minima parte, joints con orientazioni comprese tra NS e NE-SW che vanno a individuare gli altri set minori. Sono state raffigurate anche le vene riempite da epidoto e come si nota esse presentano un'orientazione prevalentemente E-W, e in qualche caso mostrano orientazioni comprese tra NS o NE-SW, perché di fatto testimoniano una mineralizzazione che va a riempire i joints formati in precedenza e quindi le orientazioni tra le due tipologie di strutture sono congruenti.

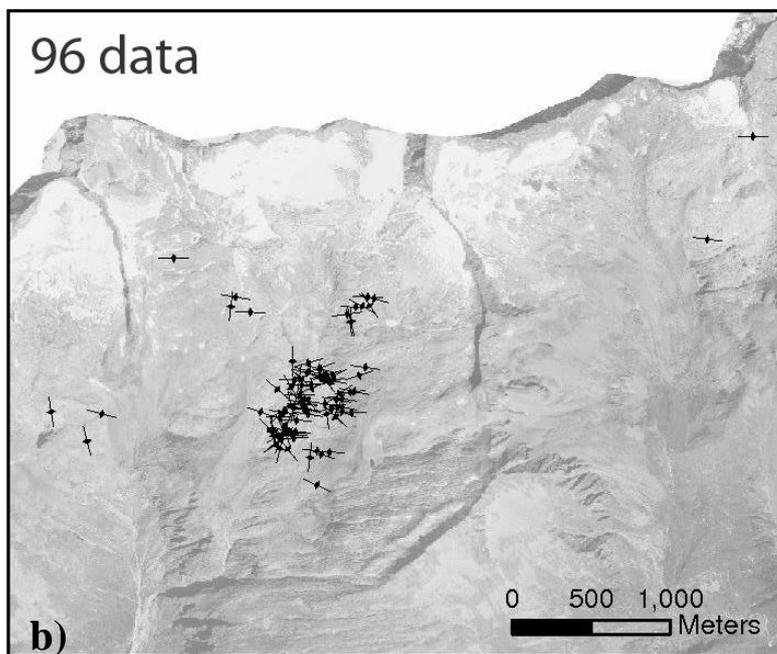
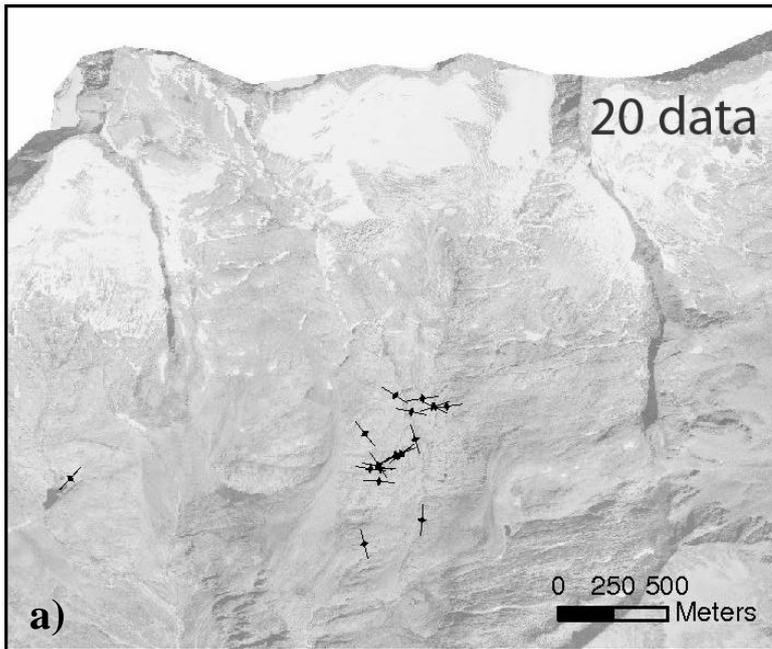


Fig. 6: Schemi rappresentativi di a) vene di epidoto; b) joints.

2.3. Deformazione duttile in età alpina

2.3.1. Zone di taglio duttili: ductile shear zones

In rocce omogenee come i metagranitoidi possono essere presenti strutture di deformazione tipiche della crosta media e inferiore e di mantello conosciute come zone di taglio duttili, le cosiddette “shear zones” (Pennacchioni & Mancktelow, 2007). In alcuni studi, si è dimostrato con modelli numerici o esperimenti rock-analogue che set coniugati di “shear zones” possono nucleare in un materiale omogeneo a partire da eterogeneità puntiformi distribuite in maniera casuale. In tali casi la localizzazione della deformazione è favorita da una reologia viscosa non-lineare e da un comportamento *strain softening* (Genter, 1993; Ildelfonse & Mancktelow, 1993; Grujic & Mancktelow, 1998; Mancktelow, 2002, 2006; Mandal et al., 2004; Kaus & Podladchikov, 2006; Bowden, 1970; Poirier, 1980; Brun & Cobbold, 1980). Diversi autori, tuttavia, hanno dimostrato che la presenza di discontinuità fragili preesistenti, in questo caso di tipo planare, hanno un ruolo fondamentale nella formazione delle zone di taglio, e hanno riportato diversi esempi in granitoidi e scisti fortemente foliati (Segall & Pollard, 1983; Segall & Simpson, 1986; Tullis et al., 1990; Guermani & Pennacchioni., 1998; Takagi et al., 2000; Mancktelow & Pennacchioni, 2005; Pennacchioni, 2005; Fousseis et al., 2006). Esistono autori che non sono affatto d'accordo con queste teorie e descrivono esempi in cui le zone di taglio duttili nucleano in corpi granitoidi senza alcun precursore, né di tipo composizionale né di tipo strutturale (Ingles et al., 1999). Alcuni originari precursori potrebbero essere stati oblitterati dalla riattivazione duttile, il che spiegherebbe il motivo per cui il controllo da parte di eterogeneità preesistenti sulla nucleazione delle zone di shear non sia stato riconosciuto in molti casi fatto salvo pochi esempi della letteratura (Christiansen & Pollard, 1997; Mancktelow & Pennacchioni, 2005; Pennacchioni, 2005). Pennacchioni & Mancktelow (2007) hanno riconosciuto che le zone di shear sono incapaci di propagarsi oltre la lunghezza dell'originaria estensione del precursore sul quale nucleano (fig. 8). Con il progressivo accumulo di strain in un reticolato strutturale di zone di shear nascono di conseguenza problemi di compatibilità

geometrica nelle zone di intersezione tra zone di shear e alle terminazioni delle zone di shear stesse: tali problemi di compatibilità non possono essere risolti con la nucleazione di nuove zone di taglio nella roccia intatta, ma sono accomodati o da una deformazione non localizzata della roccia “incassante” delle zone di shear o attraverso la formazione di fratture, che vengono successivamente utilizzate come precursore di nuove zone di shear localizzate (Pennacchioni & Mancktelow, 2007). Generalmente la riattivazione duttile di precursori strutturali è inizialmente manifestata nei domini contrazionali alle terminazioni en-echelon degli originari joints, con la formazione di una foliazione più o meno intensa dell’incassante, mentre lungo i segmenti principali dei joints la deformazione appare inizialmente estremamente localizzata alla superficie strutturale senza un coinvolgimento della granodiorite incassante. Con la deformazione, la foliazione tende a comparire a lato del piano di slip fino ad acquisire una classica forma sigmoidale centrata sul joint originario ed estesa fino a qualche centimetro nell’incassante (Mancktelow & Pennacchioni, 2005). L’architettura spaziale delle zone di taglio duttili ricalca perfettamente la geometria dei precursori fragili su cui nucleano, spesso ancora riconoscibili all’interno della zona di shear come strette zone arricchite in biotite presenti al centro della zona foliata. Spesso l’arrangiamento delle fratture en-echelon risulta nella formazione di zone parallele arricchite in biotite, di scala centimetrica o decimetrica, simili alle strutture S-C’, con i piani C’ corrispondenti ai segmenti iniziali dei joints. Inoltre è possibile riconoscere delle doppie zone di taglio, dette “paired shear zones”, che si sviluppano su l’uno o l’altro lato degli aloni di alterazione che circondano joints mineralizzati (principalmente ad epidoto e granato), e che mostrano un dislocamento netto al centro della frattura (fig. 7). Dove è ben riconoscibile, si nota che il dislocamento lungo il joint riattivato per taglio è congruente con il senso di shear delle paired shear zones che lo accompagnano, che è prevalentemente destro per il set dominante di strutture orientate E-W. Tale senso di shear osservato corrisponderebbe a una geometria di tipo left-stepping (Gamond, 1987), ma in alcuni casi si nota che il dislocamento lungo la vena centrale è sinistro e difatto opposto al senso di shear osservato per le zone di taglio. La larghezza della zona alterata regola la spaziatura tra le paired

shear zones, e risulta perciò variare su entrambi i lati per differenti zone di taglio e lungo la singola zona di taglio. In alcuni casi si nota la formazione di una debole foliazione presente tra le paired shear zones, ad un alto angolo rispetto al piano di shear. Inoltre la quantità di shear ripartito all'interno della frattura centrale dipende dalla sua composizione: in tal senso, vene ad epidoto generalmente accumulano meno deformazione per taglio rispetto a vene ricche in biotite che vengono maggiormente coinvolte (Mancktelow & Pennacchioni, 2005).



Fig. 7: Vena di epidoto circondata da alone di alterazione, e successivamente deformata formando una paired shear zone.



Fig. 8: Deformazione duttile per shear localizzata in un incluso basico, senza propagazione nella roccia incassante: la forte foliazione sigmoidale della zona di taglio indica senso di shear destro. Da Pennacchioni & Mancktelow (2007).

In base al tipo di precursore su cui nucleano, le zone di taglio si sviluppano in tipi differenti di zone di shear. Le apliti localizzano la deformazione di taglio ai bordi con la tipica formazione di paired shear zones; la deformazione all'interno è difficile da decifrare a causa della mancanza di biotite e di mica bianca che sottolineano la foliazione (fig. 9d, e). La presenza locale di vene a quarzo e calcite, sviluppate durante lo shearing e che tagliano le apliti, forniscono un marker che evidenzia come la deformazione sia localizzata ai bordi del filone senza interessarne in maniera significativa il nucleo. I lamprofiri, al contrario delle apliti, localizzano la deformazione al loro interno, con una distribuzione omogenea dello strain (fig. 9c). Spesso nello stesso affioramento si trovano zone di taglio di diversa orientazione e differente senso di shear: in questi casi nascono problemi di compatibilità geometrica. Comunemente, nelle aree di intersezione tra zone di shear a diversa cinematica, si ha una zona di assottigliamento delle vene di quarzo associate o dei dicchi, oppure si sviluppa una foliazione che gradualmente si attenua allontanandosi dalla zona di intersezione. A volte la compatibilità è mantenuta deformando in maniera più pervasiva il granitoide incassante, come testimoniato dai gradienti di intensità delle foliazioni di fondo.

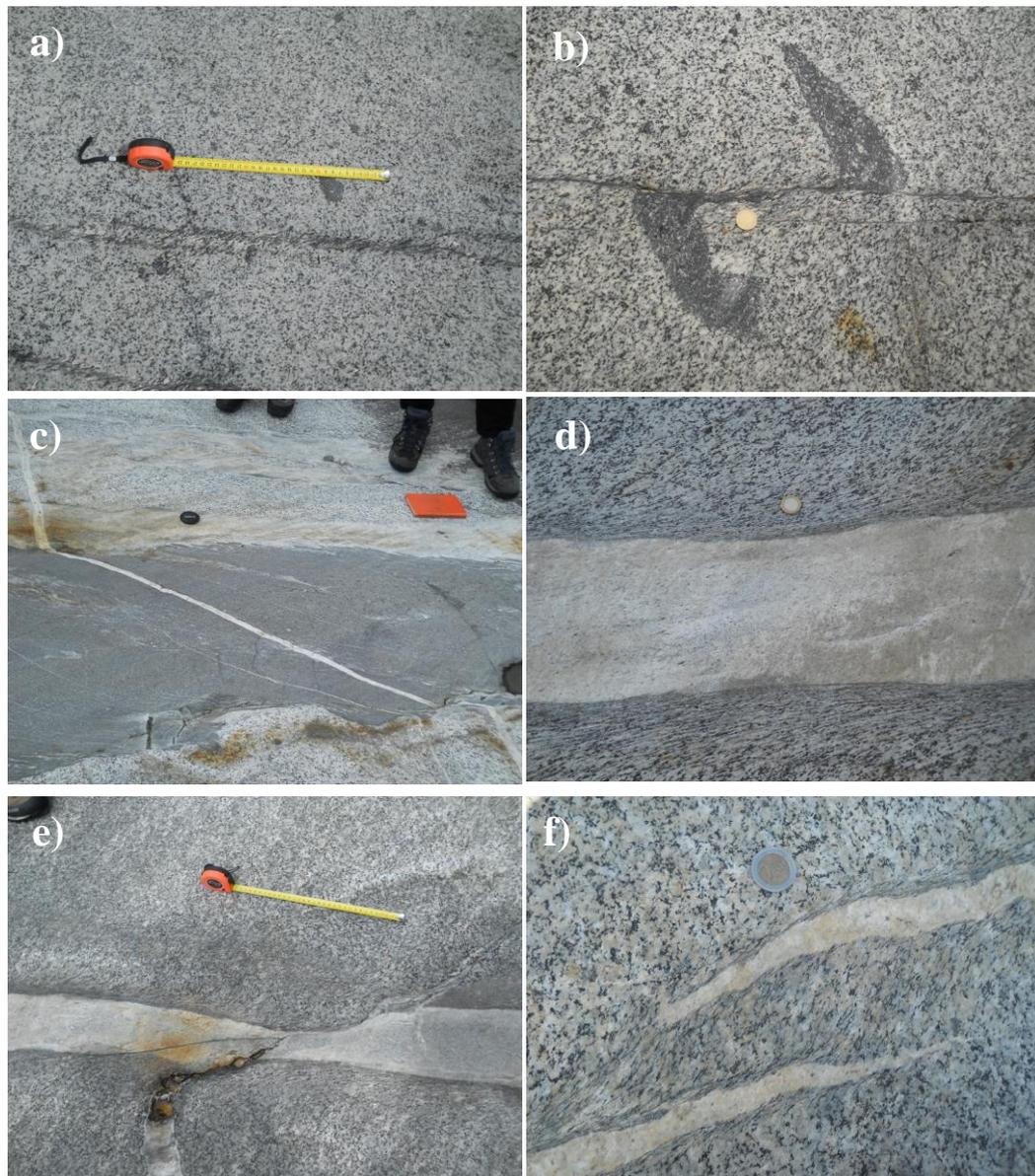
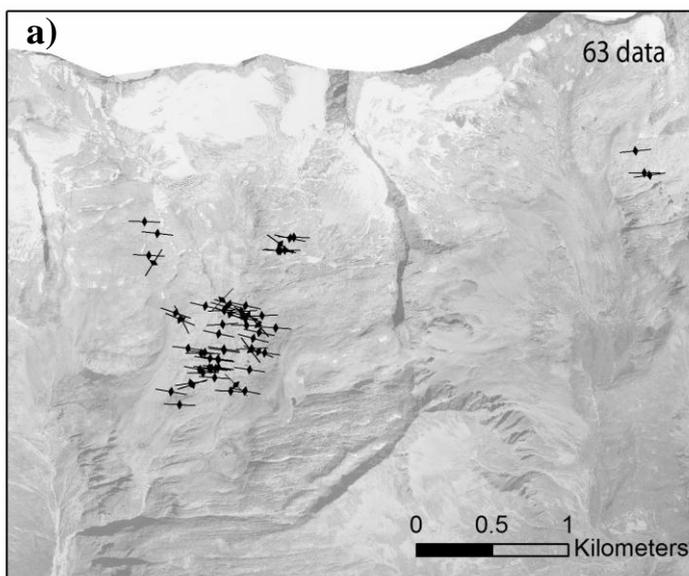


Fig. 9: a) Zone di taglio destre, con geometria en-echelon di tipo left-stepping; b) incluso basico dislocato da una zona di taglio singola con senso di shear destro; c) Filoncello aplitico dislocato all'interno del lamprofiro: la deformazione duttile si concentra all'interno del lamprofiro; d) riattivazione duttile concentrata ai bordi di un filone aplitico: si nota la caratteristica foliazione sigmoidale indicante shear destro; e) filone aplitico con riattivazione duttile al bordo e dislocazione di una frattura; f) Piccole vene en-echelon con caratteristica foliazione nel dominio contrazionale, all'interno del cosiddetto "contractional jog".

La maggior parte delle zone di shear sono orientate E-W e mostrano un senso di shear destro, come si può vedere dalla figura 10. Sono state considerate 98 zone di taglio, di cui 63 destre orientate principalmente E-W e 35 sinistre orientate all'incirca NE-SW. Difatti, la maggior parte dei joints e degli originari precursori fragili hanno un'orientazione preferenziale E-W: questo indica che non vi è alcuna variazione areale dei dati strutturali, e che gli originari precursori fragili, orientati esattamente E-W come le zone di taglio destro, sono compatibili con una riattivazione duttile destra.

Studi precedenti hanno evidenziato un'inversione del senso di shear, da destro a sinistro, attorno ad orientazioni di 345° e di 75° di direzione (fig. 11). Tali orientazioni coincidono sia con il polo principale della debole foliazione solid-state pervasiva della metagranodiorite, sia con la direzione principale delle vene di quarzo mediamente prive di strutture asimmetriche di apertura e di una riattivazione duttile: questo indica che la deformazione e l'asse principale di stress erano difatto coassiali nelle aree a più bassa deformazione (Pennacchioni & Mancktelow, 2007).

Shear Zones DX



Shear Zones SN

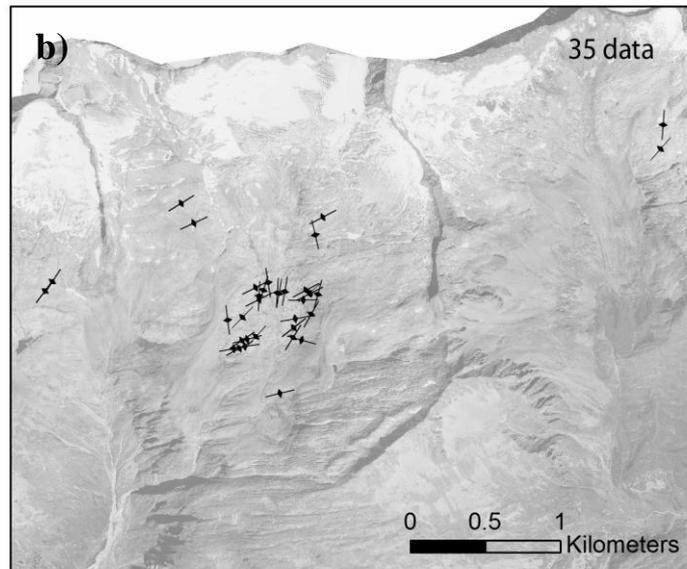


Fig. 10: Schemi rappresentativi delle orientazioni: a) zone di taglio destre b) zone di taglio sinistre.

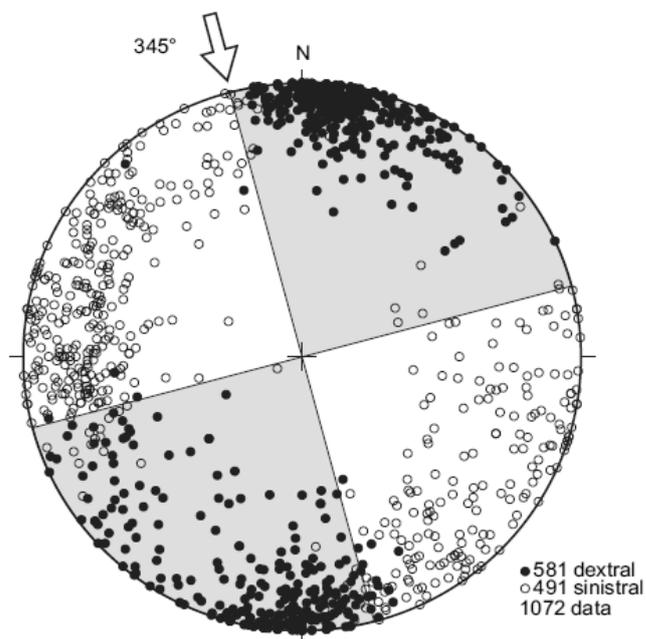


Fig. 11: Proiezione stereografica delle orientazioni delle strutture planari preesistenti o dei limiti composizionali che sono state riattivate come zone di shear destre o sinistre. L'asse principale di compressione era orientato a 345°. Da Pennacchioni & Mancktelow (2007).

2.3.2. Bulk Foliation

Nonostante l'area mostri la presenza di granodioriti fortemente deformate, sono anche individuabili zone a domini relativamente poco deformati, o quasi del tutto indeformati, in cui è possibile riconoscere l'esistenza di una debole foliazione, denominata "bulk foliation". Tale foliazione presenta una direzione costante di 075° nell'intera area, e risulta circa perpendicolare alla foliazione magmatica (vedi cap. 2.1). La sua presenza è testimoniata dalla cristallizzazione di minute lamelle di biotite, trasversali alla biotite di tipo magmatico (Pennacchioni & Mancktelow, 2007).

Bulk Foliation

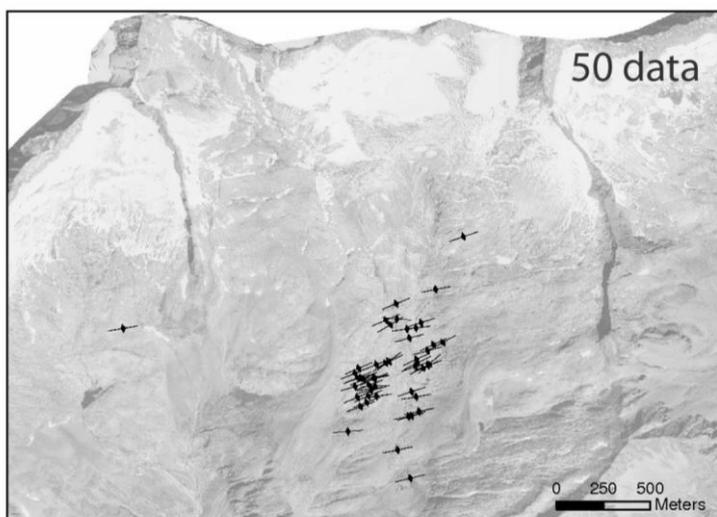


Fig. 12: Schema rappresentativo della "bulk foliation".

Nell'area studio sono state raccolte numerose misure relative alla foliazione, per un totale di 50 dati. Come si può vedere dalla mappa strutturale in fig. 12, la foliazione ha una netta direzione prevalentemente ENE-WSW, e risulta essere perpendicolare alla foliazione magmatica (fig. 4d).

Lo strain associato allo sviluppo della foliazione bulk è difficile da stimare con esattezza attraverso la misura dell'ellitticità degli inclusi basici frequenti nella granodiorite a causa della presenza di un'originaria ellitticità, talora elevata, degli inclusi stessi. Dal confronto tra ellitticità degli inclusi nella metagranodiorite e nei

metaleucograniti, si deduce che (i) i leucograniti mostrano in genere una forma circolare degli inclusi, e (ii) che nel caso di metagranodioriti apparentemente indeformate è in ogni caso presente uno strain alpino difficilmente determinabile. Lungo il contatto tra metagraniti e metagranodioriti si osserva comunemente un'apparente contrasto tra l'orientazione degli inclusi nei due litotipi: nei primi, gli inclusi hanno un'ellitticità con asse lungo orientato secondo la foliazione solid-state e rappresentativa del reale bulk strain alpino; nei secondi, l'ellitticità è comunemente ancora orientata parallelamente al fabric magmatico a causa della forte ellitticità iniziale degli inclusi e quindi grossomodo ortogonale a quella dell'ellisse di deformazione alpino (Pennacchioni & Mancktelow, 2007).

3. Vene di quarzo

All'interno dei granitoidi studiati sono presenti numerose vene composte da quarzo, calcite, biotite e plagioclasio. Qui di seguito verranno descritte le geometrie presenti e le orientazioni delle principali vene di quarzo studiate, e in particolare le relazioni esistenti fra i vari tipi. Per le varie vene sono state analizzate le strutture di riattivazione duttile e le alterazioni della roccia incassante talora manifestate da spessi (decimetrico-metrici) aloni metasomatici.

La maggior parte delle vene rappresentano nuove fratture che vengono prodotte e riempite durante la deformazione alpina in condizioni metamorfiche della facies anfibolitica. Le vene presentano spessori che vanno da qualche millimetro ad alcuni metri nei casi più estremi, e lunghezze che possono raggiungere alcune decine di metri. Accanto ai tipi morfologicamente più semplici si osservano geometrie più complesse quali *wing cracks*, *pull apart*, bordi gradinati, e altre diramazioni secondarie denominate *spikes* o *branches*. Per quanto riguarda le orientazioni, le vene di quarzo presentano una distribuzione abbastanza eterogenea, come si vedrà successivamente da piccole mappe strutturali realizzate in GIS.

3.1. Geometrie delle vene

Le vene presenti nell'area studio sono contraddistinte da diverse geometrie che possono essere raggruppate in 5 categorie:

- a. Geometria di tipo *tabulare* o *rettilineo*;
- b. Geometria a "*wing*": si distinguono wing di tipo arcuato e wing di tipo retto;
- c. "*Foliation boudinage*";
- d. Vene con geometria *triangolare* e "*flanking structures*";
- e. Geometria di tipo "*en-echelon*";

Tipologia a

Le vene di quarzo che si presentano con geometrie di tipo rettilineo sono spesso caratterizzate da spessori molto grandi, che variano dai 15 ai 30 cm, e lunghezze che possono andare fino a qualche decina di metri. Per l'intera lunghezza non presentano alcun tipo di struttura secondaria, come *spikes* o *wings*, né strutture di *pull-apart* e dislocamenti di filoni aplitici, utili a determinare il senso di shear. Comunemente, inoltre, non mostrano una riattivazione duttile. Statisticamente, le vene di tipo a sono orientate parallelamente o a basso angolo rispetto alla direzione di σ_1 (ca. 345°) dedotta dall'orientazione coincidente con il cambio di cinematica delle zone di shear (Fig. 13). Tali vene corrispondono quindi a fratture estensionali.

Quartz Veins No Kin

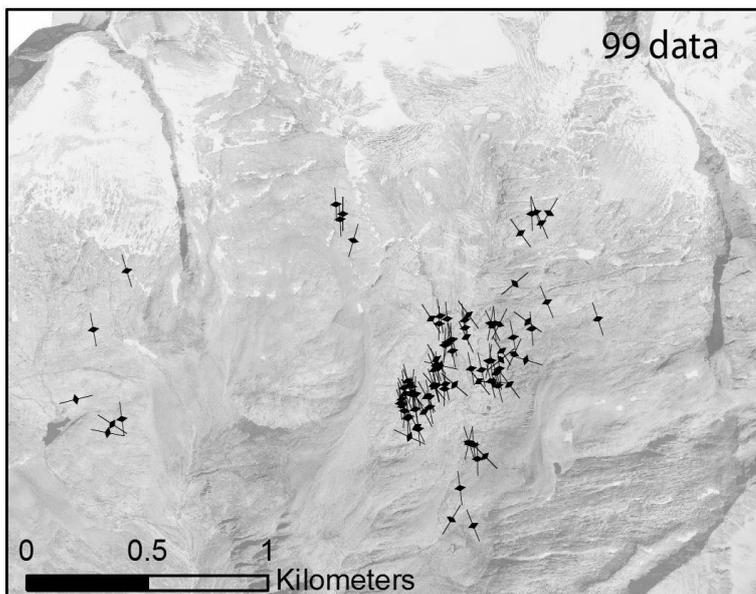


Fig. 13: Orientazione preferenziale delle vene di quarzo senza alcun indicatore cinematico: la maggior parte è orientata a circa 345° , direzione congruente con l'asse principale di raccorciamento σ_1 .

Tipologia b

Queste vene sono caratterizzate dalla presenza di “wings” asimmetriche alle terminazioni delle vene stesse o, meno frequentemente, lungo l’asse principale della vena. Sono molto più frequenti nell’area di studio, e presentano comunemente spessori e lunghezze ridotte rispetto alle vene a geometria tabulare: sono in genere spesse meno di una decina di cm, e lunghe alcuni metri. Normalmente sono associate a zone di shear milonitico e set di vene di questo tipo sono spesso confinate da zone di shear adiacenti.

È possibile riconoscere due tipi di wing: una geometria di tipo più arcuato, e una geometria di tipo più rettilineo (Fig. 17, 18). Già in lavori precedenti (Coelho et al., 2006), sono state riscontrate geometrie di vene di quarzo simili a quelle dell’area di Neves. In particolare, sono state individuate due differenti tipologie di vene di quarzo: una tipologia è dominata da una caratteristica geometria sigmoidale, con le terminazioni che determinano angoli di circa 77° con la lineazione della roccia. In questo caso si parla di “*sigmoidal tension gashes*”, sviluppatesi per progressiva deformazione di una frattura tensionale riempita di quarzo e orientata secondo l’asse principale di massimo raccorciamento (fig. 14). L’altro tipo di vene è rappresentato dalle “*pennant veins*” (a “bandierina”), caratterizzate da wing di forma triangolare. Mediante modelli rock-analogue, utilizzando resine sintetiche, si è riconosciuta l’origine delle pennant veins a partire da fratture di tipo R e R’ (Riedel shear fracture) all’interno di una zona di shear. Generalmente, le fratture di tipo R (synthetic Riedel fracture) si sviluppano ad angoli pari a $45^\circ - \phi/2$, e le fratture di tipo R’ (conjugate antithetical fracture) si sviluppano ad angoli a $45^\circ + \phi/2$, dove ϕ è l’angolo di frizione interna della roccia e viene misurato tra la frattura e l’asse x dello *strain* (fig. 15).

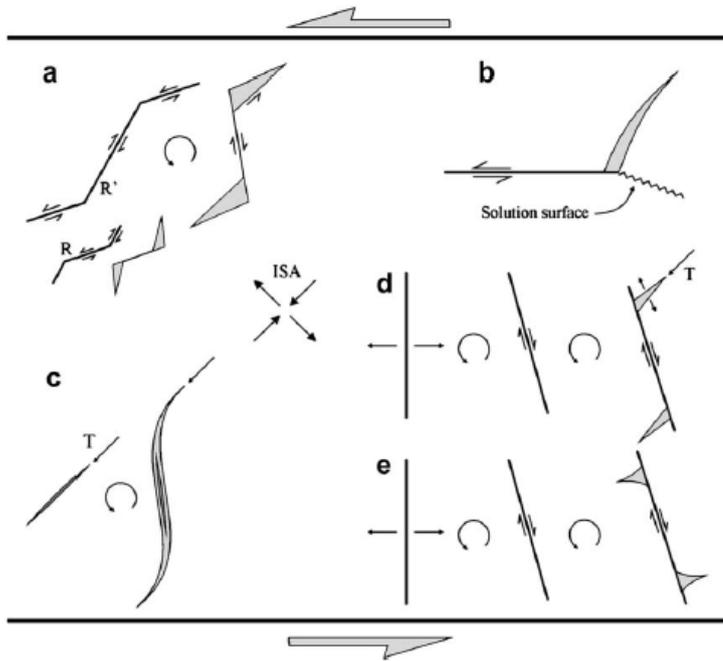


Fig. 14: Formazione delle varie tipologie di vene e terminazioni delle stesse. (S. Coelho et al., 2006).

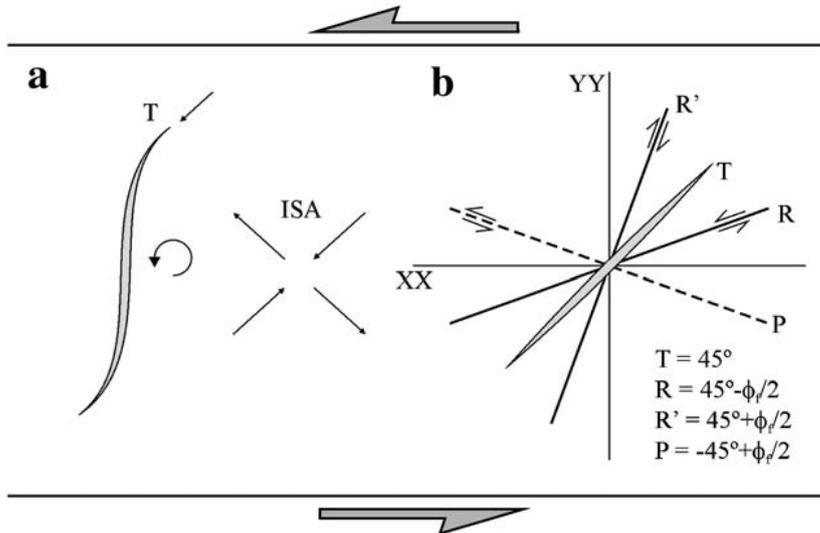


Fig. 15: a) Geometria di un tension gashes idealizzato nel caso di shear sinistro. b) Distribuzione teorica di fratture estensionali (T) e fratture di taglio (R, R' e P) nella stesse condizioni cinematiche.

Negli esperimenti si è imposto uno simple shear di tipo sinistro: una rotazione in senso antiorario è considerata positiva e sintetica rispetto al senso di

shear sinistro. Le fratture di tipo R-R' compaiono sia in set isolati sia in set coniugati; le fratture di tipo R appaiono con angoli di circa 21° , mentre le fratture di tipo R', che sono comunemente più inclinate, formano angoli pari a circa 73° . Inoltre si è notato che le fratture che mostrano più slip (spostamento parallelo all'orientazione della frattura) ruotano meno, rimanendo stabili. Come si può vedere dalla fig. 16, per un senso di shear sinistro al progredire della deformazione le pennant veins vengono ad aprirsi nel quadrante di SW. Dagli esperimenti risulta che si formano più comunemente le vene dominate da fratture di tipo R'.

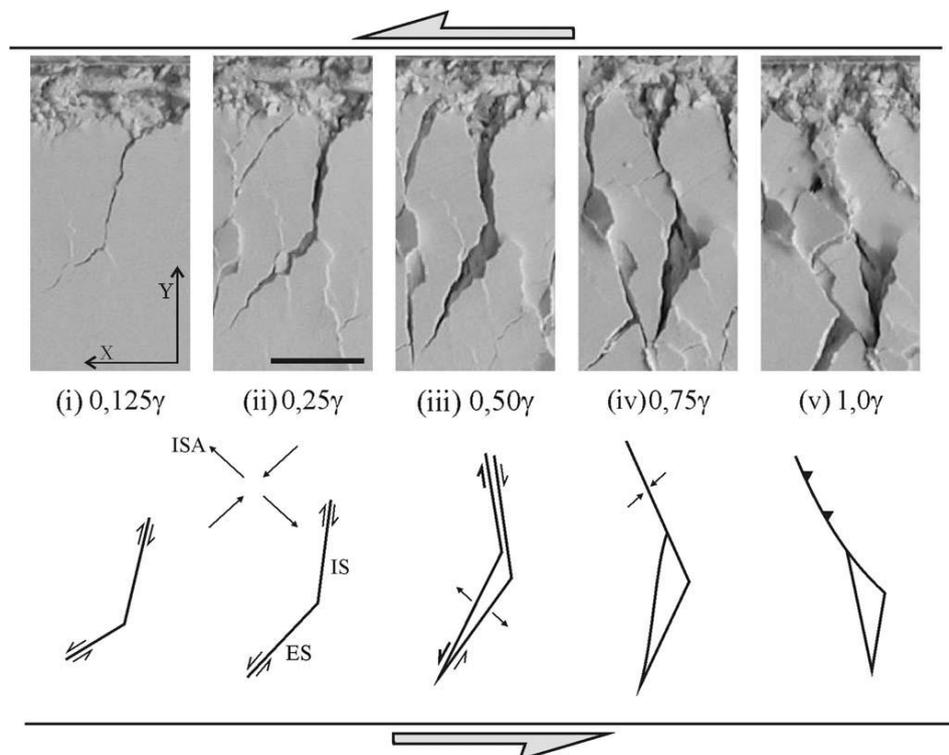


Fig. 16: Sviluppo di vuoti triangolari controllati da fratture di tipo R e R', all'aumentare dello shear strain γ .

Le vene a wing arcuate (a “corno”) sono l'altro end-member delle vene dotate di ali. La terminazione delle wing tende a curvare verso la direzione di massimo raccorciamento e quindi ad essere grossomodo ortogonale alla direzione della foliazione di bulk, indisturbata ad una certa distanza della vena, mentre la

wing tende a formare un angolo elevato (sino ad ortogonale) con l'asse principale della vena nella sua zona di innesto alla vena stessa, congruentemente con i modelli analitici di Willemse e Pollard (1998).



Fig. 17: Vena di quarzo con terminazioni tipo "wing cracks".



Fig. 18: Vena di quarzo con terminazione di tipo "pennant".

In molti casi naturali, si è osservato che l'angolo tra la wing crack e il piano principale della vena, definito come *kink angle* e indicato con il simbolo θ_t nel grafico in fig. 19, è generalmente inferiore ai 70° . Inoltre l'angolo tra la wing crack e la superficie di soluzione, nella figura indicato come θ_c , dovrebbe essere di 140° , mentre invece spesso si misurano angoli intorno ai 90°

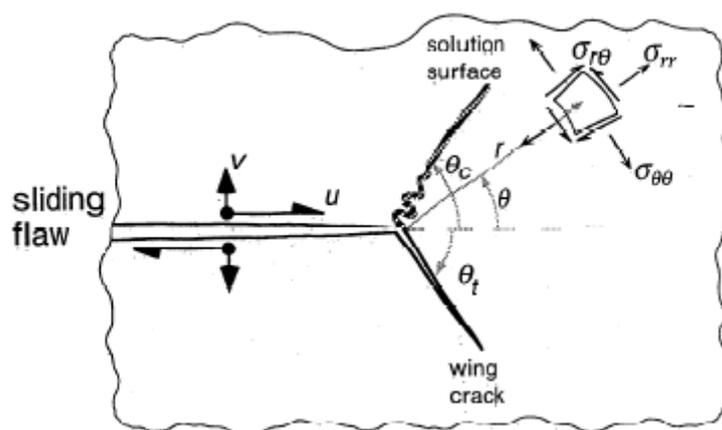


Fig. 19: Schema idealizzato rappresentante la terminazione di una vena, con formazione di wing crack e superficie di soluzione. Sono date le componenti polari dello stress ($\sigma_{\theta\theta}$, σ_r , σ_{rr}) agenti su un piccolo elemento posizionato a una distanza r dalla terminazione e ad un angolo θ . Gli angoli invece θ_t e θ_c rappresentano, rispettivamente, l'orientazione della wing crack e della superficie di soluzione. Infine, i vettori u e v indicano il dislocamento nelle direzioni parallela e perpendicolare allo scivolamento lungo la frattura. (Willemse & Pollard, 1998).

Esistono infine altre tipologie di terminazioni, dette “swordtail” e “fishmouth”: le prime hanno forme da planari ad arcuate, e si generano in seguito a rotazione e apertura nella parte estensionale della frattura; le seconde, sono invece di natura contrazionale (fig. 16d, e).

Anche le orientazioni delle vene di quarzo con le wing sono state inserite in un database in ambiente GIS: in particolare si nota che le vene di quarzo aventi

una cinematica sinistra, evidenziata dalle wing crack, si posizionano preferenzialmente a destra dell'asse principale di raccorciamento, mentre quelle aventi cinematica destra si posizionano a sinistra (fig. 20, 21), individuando un cambio nella cinematica coincidente con la direzione di *shortening* dell'area, analogamente a quanto ricavato per le zone di taglio.

Qtz veins Dx with wings

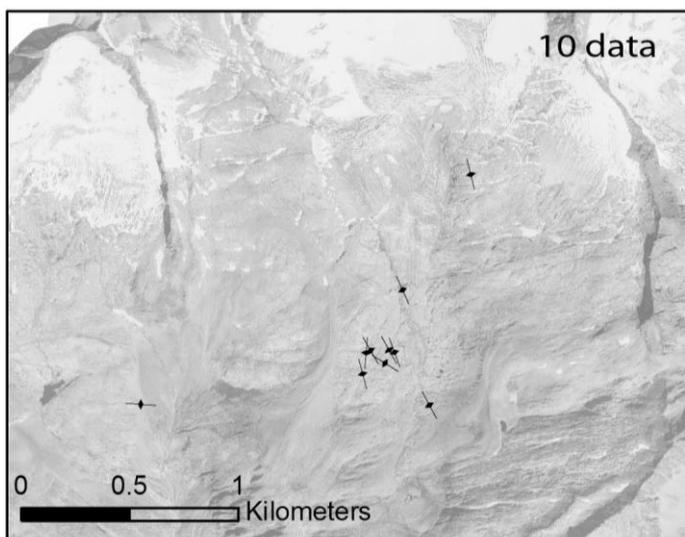


Fig. 20: Orientazione preferenziale delle vene di quarzo con wing a cinematica destra.

Qtz veins SN with wings

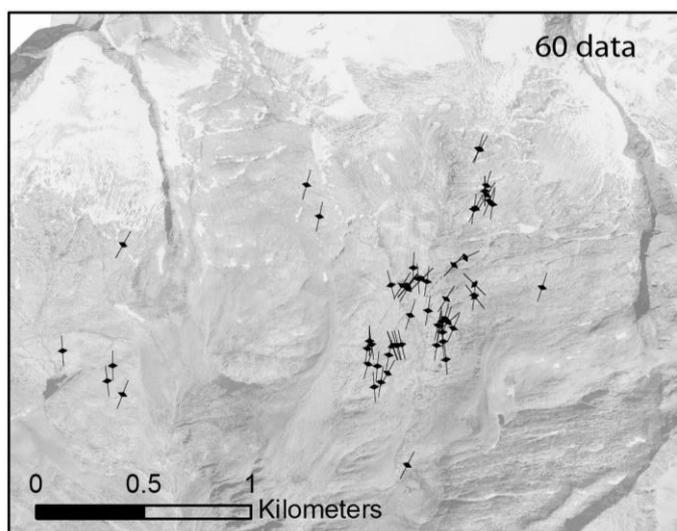


Fig. 21: Orientazione preferenziale di vene di quarzo con wing aventi cinematica sinistra.

Tipologia c, d

Quando le vene di quarzo si trovano all'interno di granodioriti intensamente foliate o milonitiche, le loro geometrie sono più irregolari e complesse. Si possono avere forme associate a “*foliation boudinage*”, dove la vena di quarzo assume forme quadrangolari di riempimento tra i vari boudin: la foliazione della milonite risente della “vena” di quarzo appena formata e per accomodare la deformazione tende a piegarsi creando un “boudinage” (fig. 22), e in alcuni casi nelle ombre di pressione può andare a precipitare della biotite. Altre volte, invece, il quarzo può andare a riempire dei vuoti che si creano ai bordi delle miloniti per boudinage incipiente dello strato più competente con la formazione di vene pseudo-triangolari di quarzo (fig. 23, 24).

In altri casi, è possibile riconoscere la presenza di “*flanking structures*”, nel caso in cui lo sviluppo della vena sia accompagnato dalla localizzazione della deformazione sulla vena stessa e dalla progressiva rotazione sincinemica della vena (fig. 22).



Fig. 22: Esempio di foliation boudinage accompagnato dalla formazione di flanking structures.



Fig. 23: Vene triangolari sviluppate al contatto tra granodiorite e filone lamprofirico.

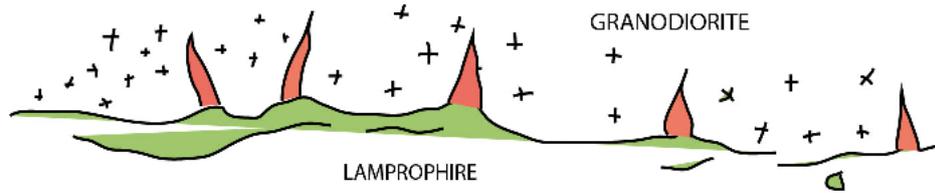


Fig. 24: Schema illustrativo della foto in fig. 24.

Tipologia e

In casi in cui le fratture preesistenti sono disposte en-echelon, le vene di quarzo che le sfruttano possono assumere geometrie diverse. Il linkage tra le varie fratture en-echelon durante l'apertura della vena genera caratteristiche forme a gradini (fig. 25). In alcuni casi, invece, originarie vene estensionali orientate attorno a 345° , ossia secondo la direzione di σ_1 , possono diventare interconnesse sviluppando una forma approssimativamente sigmoidale con le wing simili a quelle delle pennant veins (fig. 26).



Fig. 25: Vena di quarzo con geometria en-echelon: andamento a gradini di tipo "right-stepping" che testimonia un senso di shear sinistro.

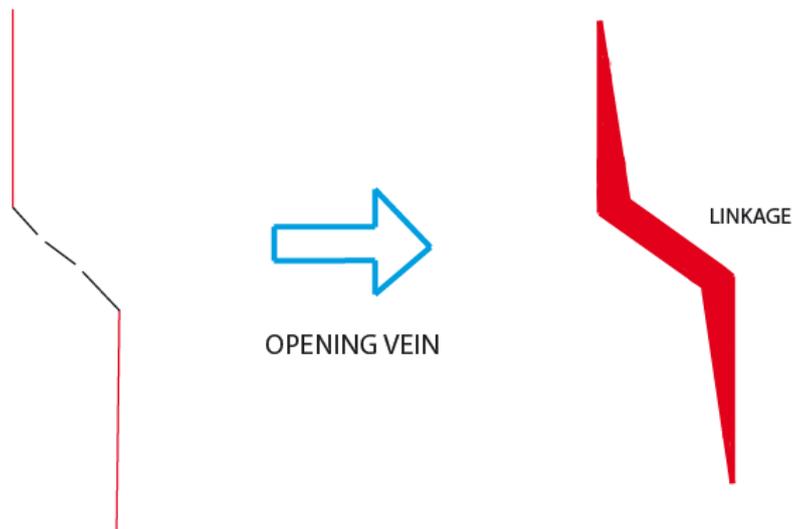


Fig. 26: Schema idealizzato del meccanismo di formazione di vene di quarzo con wing orientate come σ_1 , e “falsa” geometria en-echelon.

Accanto alle wings, esistono altre strutture utili per la ricostruzione della cinematica delle vene quali *pull-apart*: anche in questo caso, la geometria del *pull apart* verosimilmente riflette l’originaria segmentazione delle fratture incipienti e la loro disposizione en-echelon (fig. 27). Va sottolineato il fatto che, qualora presenti lungo la stessa vena, wing e pull apart indicano la stessa cinematica di apertura.



Fig. 27: Bacino di pull-apart in vena a quarzo e calcite. Al bordo della struttura è presente una foliazione congruente con il senso di shear che l'ha formato.

In alcuni casi, all'interno di vene a quarzo e biotite si possono notare degli sciami planari della biotite o di plagioclasio, come delle “cuciture”, parallele al senso di apertura e di crescita della vena stessa: sono interpretabili come il risultato di un processo di crescita progressivo attraverso ripetuti episodi di fratturazione e riempimento (*crack-seal*), con i vari episodi testimoniati dai sottili livelli composizionali che talora formano una sorta di banding interno alla vena parallelo alle salbande (fig. 28). È possibile notare lo stesso fenomeno anche all'interno dei porfiroclasti di calcite in vene di quarzo, in questo caso evidenziato da sciami di biotite. (fig. 29). Tipicamente, i *crack seams* si rinvencono in quelle vene orientate come σ_1 , che, come detto in precedenza, sono vene puramente estensionali di tipo I.



Fig. 28: Vena di quarzo, con sviluppo di “crack seams” paralleli alle salbande e indicanti l’apertura della vena: è presente anche una vena di clorite secondaria, tardiva rispetto alla vena di quarzo.



Fig. 29: Vena a quarzo e calcite, con presenza di “crack seams” di biotite all’interno dei porfiroclasti di calcite, evidenziati dalla frecce rosse: anche in questo caso sono paralleli alle salbande e indicano la direzione di apertura della vena.

3.2. Geometrie deformative

Le vene sono prodotte durante prevalenti condizioni di deformazione duttile coeva con il metamorfismo di alto grado in facies anfibolitica ed una volta formate vengono deformate in maniera duttile in molti casi. La deformazione duttile viene accomodata in diverso modo dalle strutture presenti nei granitoidi della finestra dei Tauri. In particolare, al contrario di quanto si può pensare, le vene di quarzo risultano essere meno competenti delle apliti e sono deformate maggiormente. Infatti, mentre le apliti localizzano la deformazione duttile ai bordi con la formazione di paired shear zones (vedi cap. 2.3.1; fig. 31), nelle vene di quarzo la riattivazione duttile porta allo sviluppo di una foliazione interna, spesso planare, a sottolineare una distribuzione omogenea dello strain, analogamente a quanto avviene per i filoni basici. E' da sottolineare il fatto che la deformazione duttile delle vene indica una cinematica congruente con le geometrie (wing e pull-apart) di apertura delle vene, a testimoniare che l'apertura delle vene avviene nello stesso ambiente cinematico della loro riattivazione duttile (fig. 30, 32). Un caso analogo a vene di quarzo e di filoni basici è rappresentato dalle pegmatiti (costituite essenzialmente da feldspato e quarzo), che tendono anch'esse a localizzare la deformazione duttile grazie ai processi di ricristallizzazione del quarzo, e alla formazione di fini mirmechiti. La tessitura mirmechitica è un particolare tipo di tessitura microstrutturale tipica delle rocce granitiche ed è data da bacchette vermicolari di quarzo in continuità ottica, incluse in cristalli di plagioclasio. La formazione di mirmechiti determina una riduzione critica di grana che tende a favorire il softening della roccia. In diversi casi, le vene di quarzo possono subire più episodi di apertura e *shearing*, con la formazione di wing secondarie o *spikes* (fig. 32).



Fig. 30: Bacino di pull-apart in vena di quarzo: il senso di shear è sinistro.



Fig. 31: Aplite con localizzazione ai bordi della deformazione duttile e formazione di una foliazione tipo sigmoidale.



Fig. 32: Vena di quarzo, con senso di shear sinistro evidenziato dalle wing: la freccia rossa indica una wing secondaria, sviluppata in un altro evento di apertura e riattivazione duttile della vena.

3.3. Composizione mineralogica

Nell'area studio analizzata le vene di quarzo contengono quantità variabili di calcite, biotite e plagioclasio. La biotite è per lo più concentrata lungo i bordi, generalmente accompagnata anche dalla comparsa di plagioclasio. In altri casi, invece, la biotite si trova sparsa all'interno della vena in individui raggiati anche di notevoli dimensioni. Le vene più ricche in biotite risentono maggiormente della deformazione duttile, e la biotite delinea i piani di foliazione interna, inclinata rispetto alle salbande, utile a determinare il senso di shear (fig. 33).



Fig. 33: Vena a quarzo e biotite, con foliazione interna che indica un senso di shear sinistro all'interno della vena. Da Pennacchioni & Mancktelow, 2007.

Altre volte la biotite può formare mineralizzazioni pervasive lungo i bordi, costituendo un bordo netto (fig. 34, 35) o può formare piccoli aggregati lungo i bordi delle wing (fig. 36).



Fig. 34: Particolare di vena di quarzo con mineralizzazioni di biotite ai bordi e in macchie all'interno del quarzo.



Fig. 35: Cristallizzazione di biotite lungo i bordi di una vena di quarzo: la biotite riempie un bordo di spessore centimetrico.



Fig. 36: Piccole "macchie" di biotite lungo i bordi di una wing crack di quarzo, che interseca un filone aplitico.

Per quanto riguarda la calcite, generalmente si trova in cristalli di notevoli dimensioni (fino a pluridecimetrici) (fig. 38). Nelle vene milonitiche, la calcite si

comporta come porfiroclasto all'interno della matrice quarzomilonitica ricristallizzata (Mancktelow & Pennacchioni, 2010). L'analisi dell'orientazione cristallografica preferenziale (CPO) dei porfiroclasti di calcite nelle quarzomiloniti ha dimostrato che essi non presentano alcuna orientazione preferenziale, che potrebbe in qualche modo spiegare la loro resistenza alla deformazione duttile. I porfiroclasti di calcite contengono sottili geminati, che formano comunemente due set, in particolare sono geminati di tipo II sviluppati a temperature attorno a 150-300°C (Mancktelow & Pennacchioni, 2010; Burkhard, 1993). Di conseguenza, tali geminati non possono essersi sviluppati durante la fase di shearing, contraddistinta da condizioni di picco metamorfico attorno ai 550°C di temperatura, ma devono essersi sviluppati a temperature inferiori di 250-300°C durante un evento retrogrado. La mancanza di geminati di alta temperatura indica condizioni di stress differenziale molto basso durante metamorfismo in facies anfibolitica idrata. Esperimenti di laboratorio hanno infatti stimato lo stress differenziale attivo per lo sviluppo di geminazione della calcite, e hanno riportato risultati inferiori a 10 MPa (Jamison & Spang, 1976). Bassi valori di stress differenziale sono stati sufficienti per la deformazione del quarzo per plasticità cristallina e per determinare lo sviluppo delle miloniti di quarzo, mentre i cristalli di calcite si sono comportati come oggetti rigidi e non hanno risentito affatto della deformazione (Mancktelow & Pennacchioni, 2010). Esperimenti di laboratorio mostrano un comportamento viscoso-lineare di quarzo e calcite durante dislocation creep, con leggi costitutive di tipo *power-law* caratterizzate da valori dell'esponente (n) di stress pari a 3-4 per il quarzo e maggiore a 6 per la calcite (Mancktelow & Pennacchioni, 2010). Questa differenza nell'esponente di stress determina un'inversione del comportamento reologico tra quarzo e calcite a valori molto bassi di stress differenziale, congruente a quanto osservato nelle quarzomiloniti di Neves. Inoltre, ipotizzando un contrasto di viscosità pari a 2 tra una particella circolare, rappresentante un'inclusione cilindrica isolata come i porfiroclasti di calcite, e matrice, rappresentata dal quarzo, è stato calcolato il comportamento della particella settando gli esponenti di stress relativi a quarzo e calcite: quello che risulta è che la particella non si deforma e si comporta

sostanzialmente come oggetto rigido, raggiungendo un valore di *aspect ratio* pari a 1.13 per un valore di shear strain pari a 6 (Fig. 37) (Mancktelow, 2006,2008; Mancktelow & Pennacchioni, 2010). Queste osservazioni permettono di stabilire che i porfiroclasti di calcite rinvenuti all'interno delle vene di quarzo non hanno subito sostanzialmente grandi valori di deformazione, mantenendo la forma pressoché intatta. In definitiva, il comportamento “anomalo” della calcite è spiegabile, nel comune intervallo di velocità di deformazione geologica, con valori di stress differenziale molto bassi durante la deformazione duttile.

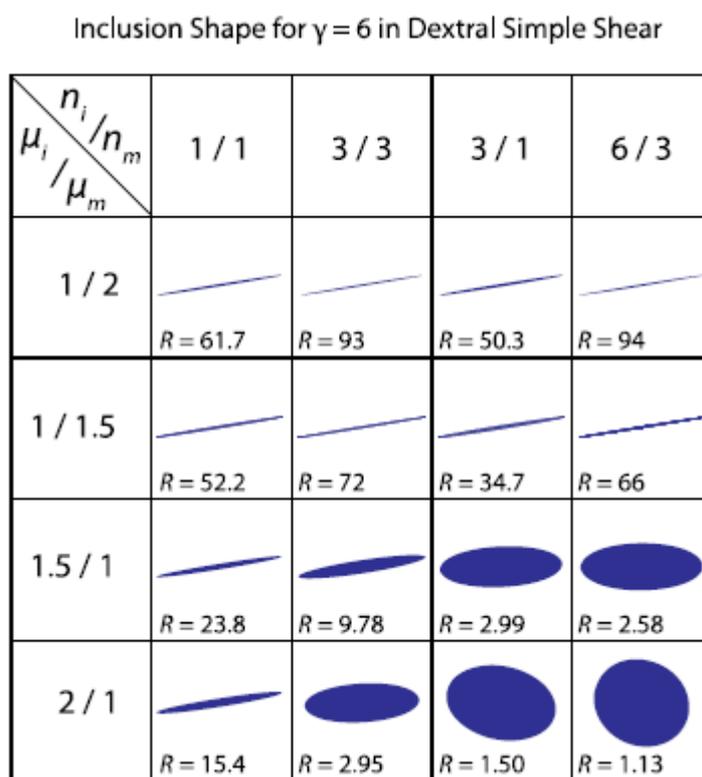


Fig. 37: Modellizzazione numerica del comportamento fra porfiroclasti di calcite in matrice di quarzo.



Fig. 38: Vena a quarzo e calcite: si noti la dimensione dei singoli cristalli di calcite.

3.4. Comportamento reologico

Nella zona studiata, le vene di quarzo rappresentano fratture estensionali o ibride. Esistono diversi metodi per calcolare le condizioni di rottura di materiali fragili, uno di questi è stato inventato da Christian Otto Mohr e Charles-Augustin de Coulomb, i quali svilupparono un modello matematico per descrivere lo stato di stress in una roccia (cerchio di Mohr, fig. 39). Nel spazio di Mohr (sforzo normale versus sforzo di taglio) è possibile rappresentare le condizioni sperimentali di rottura che normalmente sono rappresentate, in condizioni confinate, da una retta di interpolazione dei dati sperimentali della forma:

$$\tau = \mu \sigma_n + c$$

dove μ è il coefficiente di frizione, σ_n è lo sforzo normale applicato, c è detto coefficiente di coesione interna ed è dato dall'intercetta lungo l'asse delle ordinate. Tale retta rappresenta il criterio empirico di rottura di Mohr-Coulomb. Le condizioni di rottura possono però essere espresse anche da:

$$\tau = \sigma \tan(\phi) + c$$

dove ϕ è detto angolo di attrito interno del materiale e indica la pendenza della curva e $\tan(\phi)$ risulta essere pari a μ . Nel caso di fratture di shear si hanno angoli 2θ di circa 120° . Nella parte negativa delle ascisse, invece, il cerchio di Mohr forma una parabola in cui le condizioni di rottura sono regolate dalla seguente equazione, detto criterio di rottura di Griffith (determinato su base teorica):

$$\tau^2 + 4T\sigma_n - 4T = 0$$

dove T indica la resistenza del materiale in tensione e si hanno lo sviluppo di fratture ibride o estensionali a seconda che lo stress differenziale $(\sigma_1 - \sigma_3)$ sia compreso tra 4 e 5.6 o sia inferiore a $4 T_0$ rispettivamente. Perciò, in questi casi, il cerchio di Mohr si trova a essere a stress differenziali molto bassi.

Esistono diversi vincoli che permettono di affermare che ci troviamo in condizioni di stress differenziali molto bassi: (i) il comportamento della calcite nelle quarzomiloniti a formare porfiroclasti; ii) la grana di ricristallizzazione del quarzo nelle quarzomiloniti a taglia millimetrica; (iii) la riattivazione in shear duttile di qualsiasi eterogeneità anche nei casi di strutture quasi ortogonali alla direzione di shortening regionale (sulle quali quindi la componente risolta di taglio è piccolissima).

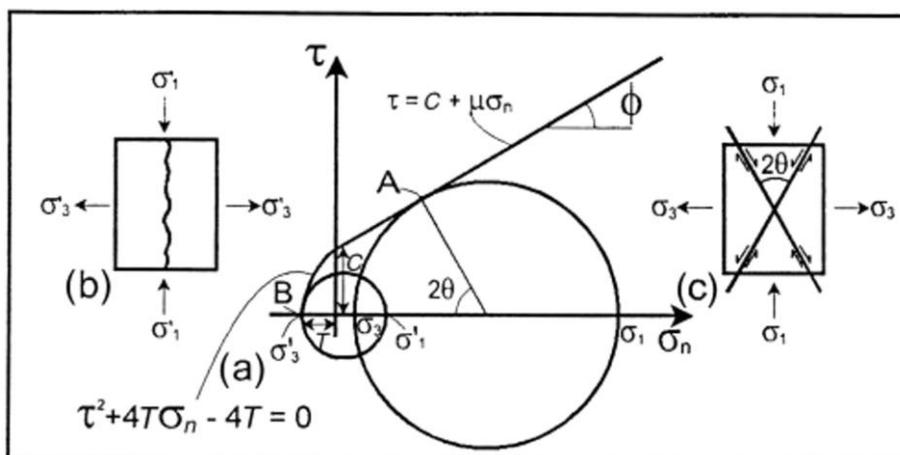


Fig. 39: Schema illustrativo raffigurante la curva di rottura Mohr-Coulomb.

Tuttavia, nella rappresentazione del cerchio di Mohr le variazioni della pressione dei fluidi si trovano a essere incorporate all'interno della variabile dello

stress normale efficace e non è possibile calcolarne l'effetto diretto sul comportamento a rottura delle fratture: il cerchio di Mohr, infatti, viene generalmente espresso in termini di $\tau-\sigma'$, dove σ' è lo sforzo normale efficace e pari allo sforzo normale diminuito della pressione dei fluidi. Per meglio evidenziare il ruolo dei fluidi sulle condizioni di rottura, è stato ideato un diverso diagramma che riporta il *pore fluid pressure* λ in funzione dello stress, costruito per rocce intatte a una data profondità (Cox, 2010). Questo diagramma riporta sull'asse delle ordinate il *pore fluid factor* (λ_v), espresso dal rapporto tra la pressione del fluido e il carico litostatico o componente verticale dello stress (nel caso di $\lambda_v = 1$ la pressione dei fluidi eguaglia la componente litostatica dello stress). Il diagramma illustra i diversi criteri di frattura (estensionale, ibrida o di taglio) che variano al variare del regime e della profondità, oltre che della coesione della roccia e del coefficiente di attrito interno (fig. 40).

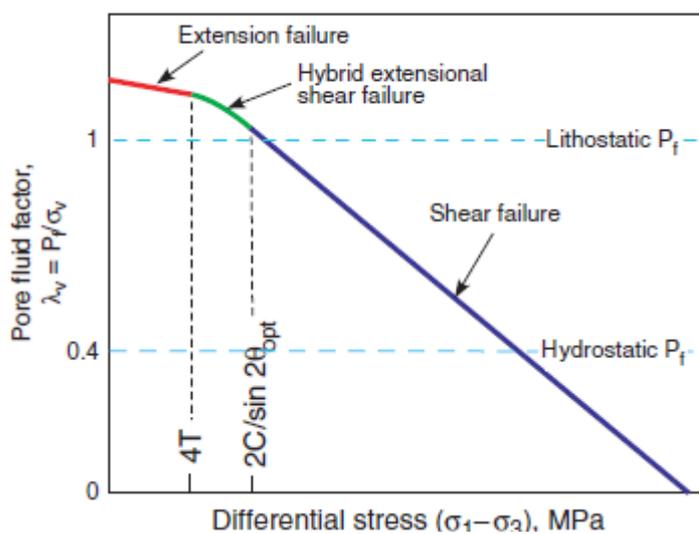


Fig. 40: Diagramma di rottura generico per lo spazio dettato da pore fluid factor e stress differenziale: in blu è indicato il percorso di rottura per un frattura sottoposta a shear, in rosso per una frattura estensionale e in verde il comportamento a rottura per una frattura ibrida. La rottura avviene quando il pore fluid factor e lo stress differenziale raggiungono la curva di rottura, analogamente a quanto avviene per il cerchio di Mohr. Da S.F.Cox, 2010.

Come evidenziato in fig.40, una frattura estensionale si forma quando vengono raggiunte le condizioni di $\sigma_1 - \sigma_3 < 4T$, ossia a stress differenziali molto bassi. Al contrario, le fratture ibride avvengono in condizioni di $4T < \sigma_1 - \sigma_3 < 4T/\sin 2\theta_{opt}$ dove θ_{opt} indica l'angolo tra la frattura di shear e σ_1 nel caso di faglie orientate ottimamente.

Tenendo in considerazione tali diagrammi, si può ipotizzare che il fluido che ha portato alla formazione delle vene di quarzo con geometria rettilinea (o tabulare) si trovasse in condizioni di bassi valori di stress differenziali e alti valori di *pore fluid factor*, con un alto valore quindi della pressione del fluido generante. Inoltre, la permeabilità del mezzo dev'essere stata alta per permettere a tali vene di esibire spessori moderati e lunghezze notevoli.

3.5. Ricostruzione della geometria in 3D

Un obiettivo iniziale della tesi era la ricostruzione della geometria 3D delle vene di quarzo, sfruttando le potenzialità offerte dal Georadar (G.P.R.= Ground Penetrating Radar). Il sistema GPR trasmette nel terreno impulsi elettromagnetici di una determinata frequenza tramite un'antenna. L'impulso si propaga verticalmente nel terreno, e quando incontra una discontinuità (superficie di contatto tra due materiali a diversa impedenza) parte dell'impulso viene riflessa verso la superficie e raccolta dall'antenna. Sono stati presi in considerazione due affioramenti ideali, rappresentati da due vene di quarzo con tipologia di wing crack alle terminazioni. La differenza tra i due affioramenti è che la prima vena giace su un piano molto inclinato, l'altra giace su un piano suborizzontale. Si è deciso di inquadrare la prima vena in una griglia a maglie quadrate di lato 5 cm, in modo tale da permettere alla slitta che porta lo strumento di seguire delle linee rette per il senso di lunghezza della vena e di mandare il segnale ad ogni cm (fig. 41). Nel secondo affioramento, invece, si è deciso di creare la griglia suddividendola in maglie quadrate di lato 5 cm ma prendendo le misure ogni 5 cm. In entrambi i casi, il segnale restituito dallo strumento non ha messo in evidenza la geometria delle vene: poiché il segnale riflesso dipende dalle proprietà

intrinseche del materiale, ciò implica che il contrasto di competenza fra granodiorite e vene di quarzo è troppo basso, essendo parte della granodiorite costituita anche da quarzo. Inoltre, la forte inclinazione del primo affioramento non ha permesso la riflessione del segnale: lo strumento ha solo messo in evidenza la presenza di joint di decompressione, numerosi nell'area, ma non ha permesso una ricostruzione delle geometrie in profondità.

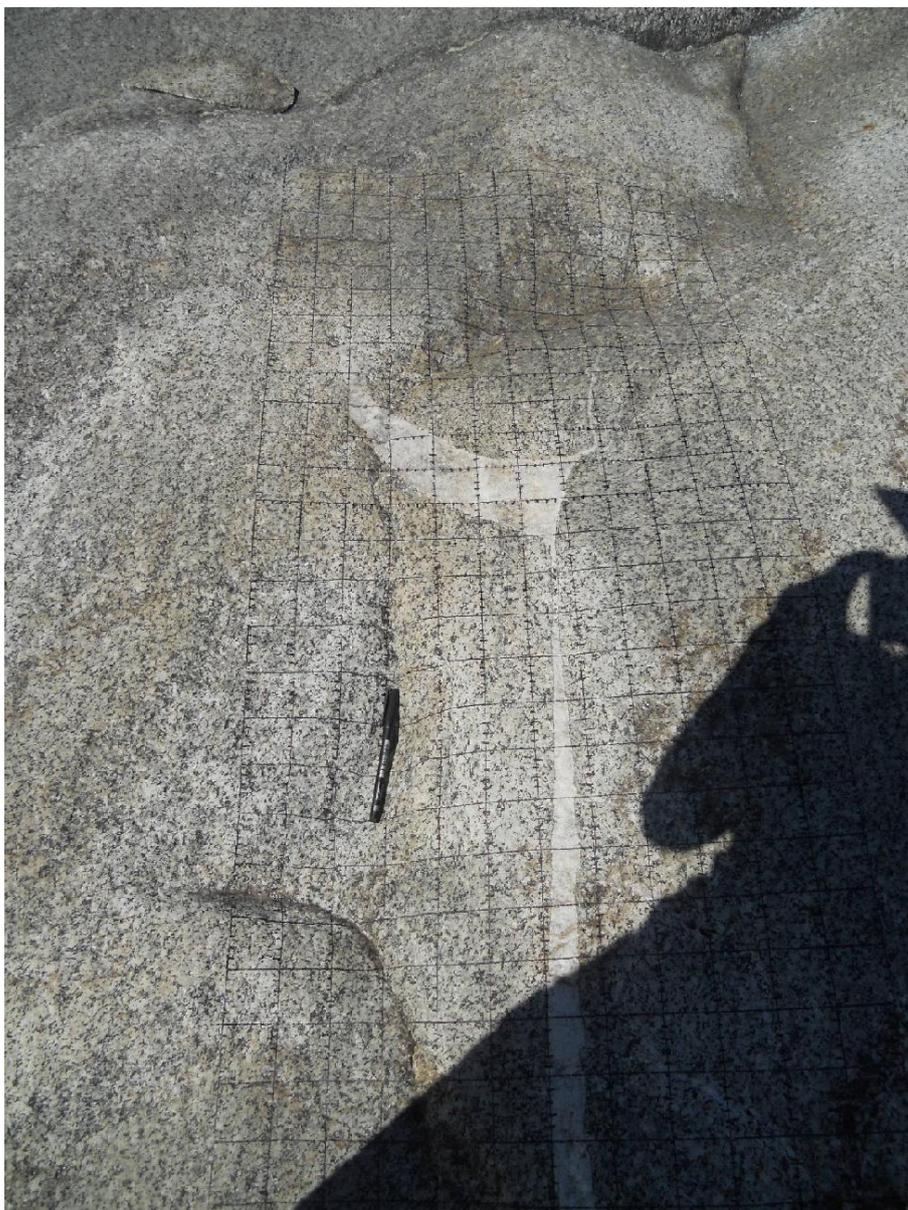


Fig. 41: Creazione della griglia-guida per far muovere il georadar.

3.6. Alterazioni delle vene di quarzo

Le molte strutture presenti nella zona sono spesso accompagnate da aloni di alterazione. Le alterazioni sono molto comuni nel caso delle vene più recenti legate alla deformazione di bassa temperatura e riempite da quarzo, clorite ed epidoto. Queste vene presentano spessi aloni di decolorazione della roccia incassante ai loro margini (o "bleaching haloes" in inglese). Le vene di quarzo coeve con la facies anfibolitica mostrano molto più di rado degli aloni di alterazione, salvo mostrare comunemente aloni di bleaching alle loro terminazioni legati ad una loro riattivazione tardiva (fig. 42).



Fig. 42: Particolare di vena di quarzo con mineralizzazione di biotite e clorite, lungo il bordo e in zona di assottigliamento. La granodiorite incassante sembra essere alterata, essendo di grana leggermente più grossa e più biancastra.

In alcuni casi si osserva che le zone di alterazione spesso associate alle zone di shear risultano precedenti allo sviluppo di zone di taglio e vene di quarzo: infatti, la vena di quarzo appare invadere la zona di alterazione assumendone

mimeticamente la forma come illustrato nel caso di fig. 43 (Pennacchioni & Mancktelow, 2007; Mancktelow & Pennacchioni, 2005).

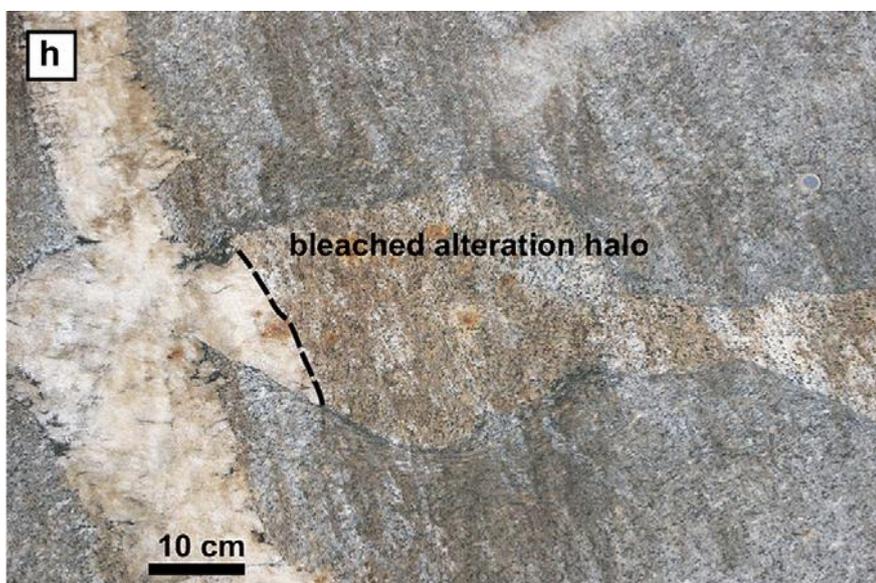


Fig. 43: Vena di quarzo che mostra una protusione all'interno un alone di alterazione adiacente: la forma della protusione è dovuta ed ereditata dalla forma della zona alterata. Da Pennacchioni & Mancktelow, 2007.

Alcune vene di alterazione sono chiaramente legate all'interazione fluido roccia durante lo sviluppo delle vene stesse. Questi aloni di alterazione mostrano in genere una profonda modificazione della tessitura della roccia originaria, principalmente manifestata, alla scala macroscopica, dall'incremento di grana della biotite che risulta più dispersa nella matrice dell'alone. Questi aloni di alterazione raggiungono spessori decimetrici nelle vene maggiori, ma risultano comunemente discontinui lungo l'estensione della vena.

3.7. Geochimica delle alterazioni

Per meglio comprendere i processi di interazione fluido roccia durante le condizioni del metamorfismo in facies anfibolitica dei metagranitoidi di Neves, sono stati analizzati alcuni campioni tramite fluorescenza a raggi X. Questa

tecnica, detta anche spettrofotometria, è una tecnica di analisi non distruttiva che permette di conoscere la composizione elementare di un campione attraverso lo studio della fluorescenza che il campione emette in seguito a irradiazione con raggi X, come in questo caso, o gamma. I campioni sono prima sottoposti a calcinazione per determinare la perdita al fuoco, e poi vengono preparati con campioni in perla utilizzando come fondente il tetraborato di litio con una diluizione 1:10. Quando un atomo del campione viene sottoposto a radiazione, può accadere che un elettrone, a un certo livello di energia, venga strappato provocando una lacuna.

L'equilibrio viene ristabilito colmando la lacuna con un elettrone di un livello di energia superiore, emettendo fluorescenza. Il principio di analisi si basa sull'equazione di Bragg, secondo cui:

$$2d \sin \theta = \lambda$$

dove d è la distanza interplanare, θ è l'angolo di diffrazione e λ è la lunghezza d'onda caratteristica di ogni elemento. In questo caso, d e θ si conoscono perché sono dati che si decidono, per cui il dato che si ricava sono le λ : si ottengono dei picchi, in cui per ogni angolo θ caratteristico sono riportate le intensità, e si risale alle quantità presenti nel campione di quell'elemento ottenendo così la composizione totale del campione.

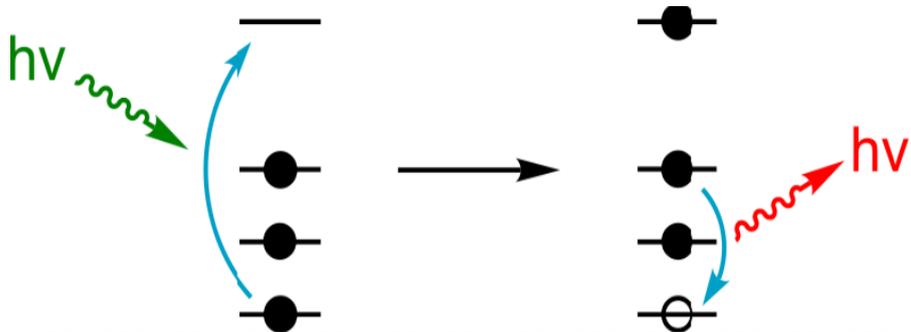


Fig. 44: Schema illustrativo del fenomeno della fluorescenza X: il fotone incidente, in verde, promuove un elettrone a uno stato di energia maggiore. La lacuna viene colmata da un altro elettrone, che libera energia attraverso un fotone di fluorescenza, in rosso.

3.7.1. Petrografia dei campioni

I campioni analizzati in XRF sono delle metagranodioriti, che presentano variazioni nella composizione a causa dello sviluppo di aloni di alterazione formati per interazioni fluido-roccia durante la deformazione alpina.

Il campione LN100 rappresenta una granodiorite più o meno deformata (zone LN100A e LN100B), che si sviluppa al bordo di una zona milonitica (zona LN100C MYL), a sua volta sviluppata al bordo di un alone di alterazione (zone LN100DH e LN100EH) (fig. 45).

Il campione LN4 è costituito da due paired shear zones (zone LN4cm1 e LN4fm2), che si sviluppano ai bordi di un alone di alterazione (zone LN4dh1 e LN4eh2) all'interno di una metagranodiorite (zone LN4ar, LN4br) (fig. 46).

Il campione 2 rappresenta una metagranodiorite, e il reciproco alone di alterazione sviluppatosi all'interno di una vena di quarzo. Il campione è stato suddiviso in tre parti, che rappresentano la granodiorite non deformata (parte C), la zona di transizione all'alone (B), e l'alone vero e proprio (A). Nella zona di transizione la biotite sembra sparire, o comunque mostra grana più minuta, per poi svilupparsi in individui raggiati di maggiori dimensioni all'interno dell'alone (fig. 47). È stato analizzato anche un altro campione di alone di alterazione,

proveniente a pochi metri di distanza dal campione 2 (campione LN1). L'alone è caratterizzato dallo sviluppo di aggregati raggiati di biotite, di dimensioni quasi centimetriche.

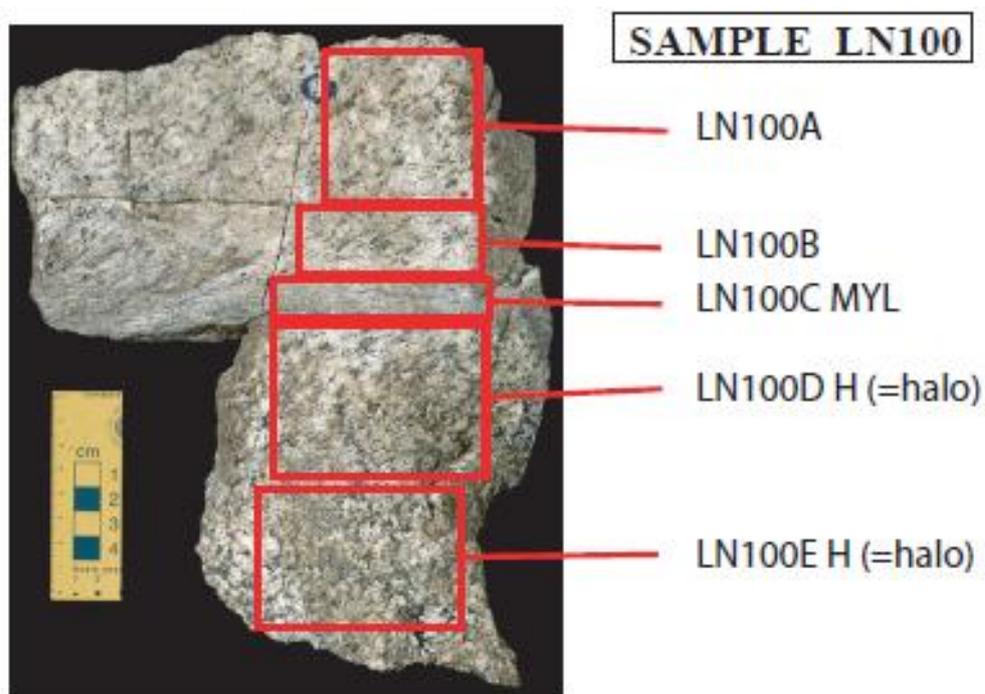


Fig. 45: Campione LN100 con transizione da granodiorite, a fascia milonitica (myl) a alone di alterazione (halo).

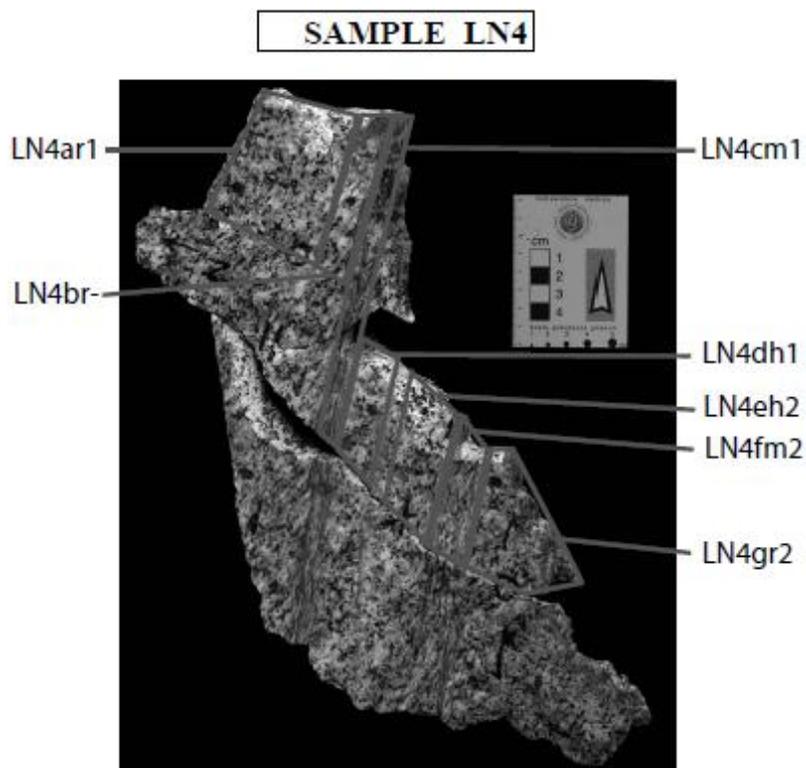


Fig. 46: Campione LN4 di granodiorite sottoposto ad analisi XRF.

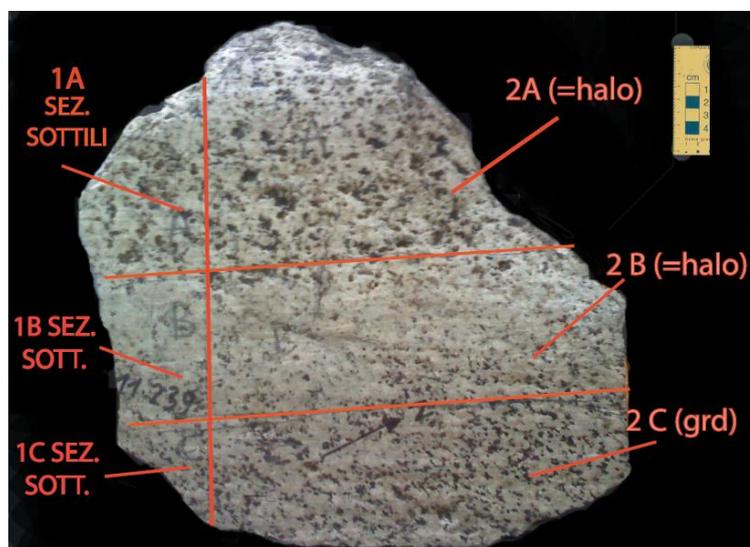
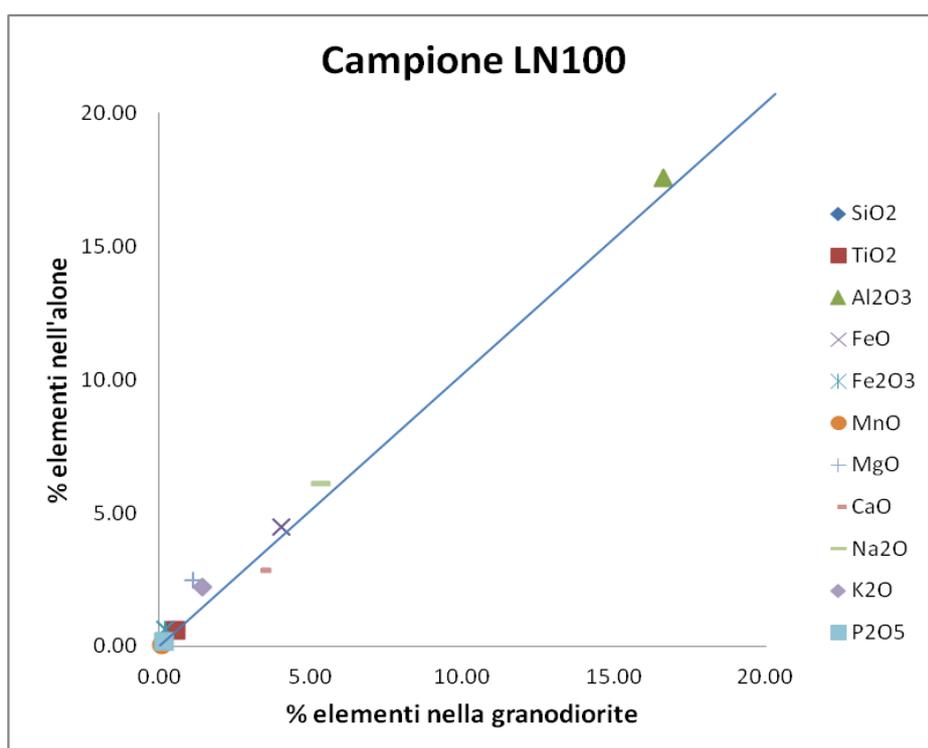


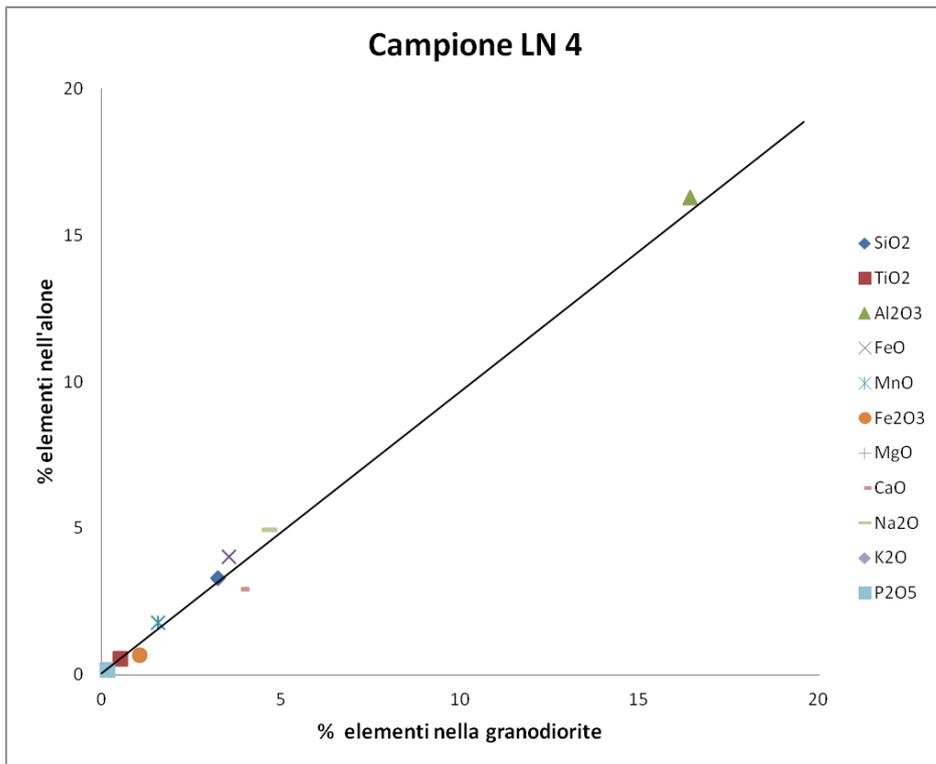
Fig. 47: Campione 2, con granodiorite indeformata (grd) e aloni di alterazione (halo).

3.7.2. Risultati dell'analisi in XRF

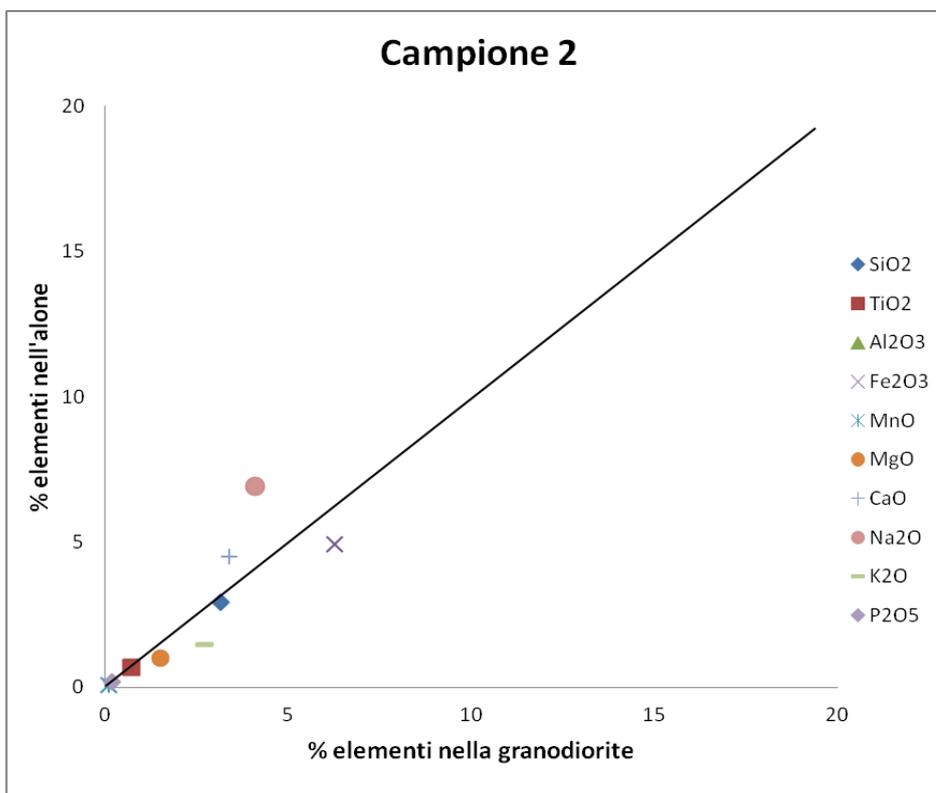
I risultati delle analisi in XRF sono stati rappresentati in diagrammi delle isocone (*Isocon diagrams*), dove in ascissa vengono riportate le quantità degli elementi maggiori (esprese in percentuali degli ossidi relativi) riguardanti la granodiorite più o meno deformata, mentre in ordinata sono riportate le quantità degli elementi maggiori relative agli aloni di alterazione (tab. 1, 2, 3 e 4).



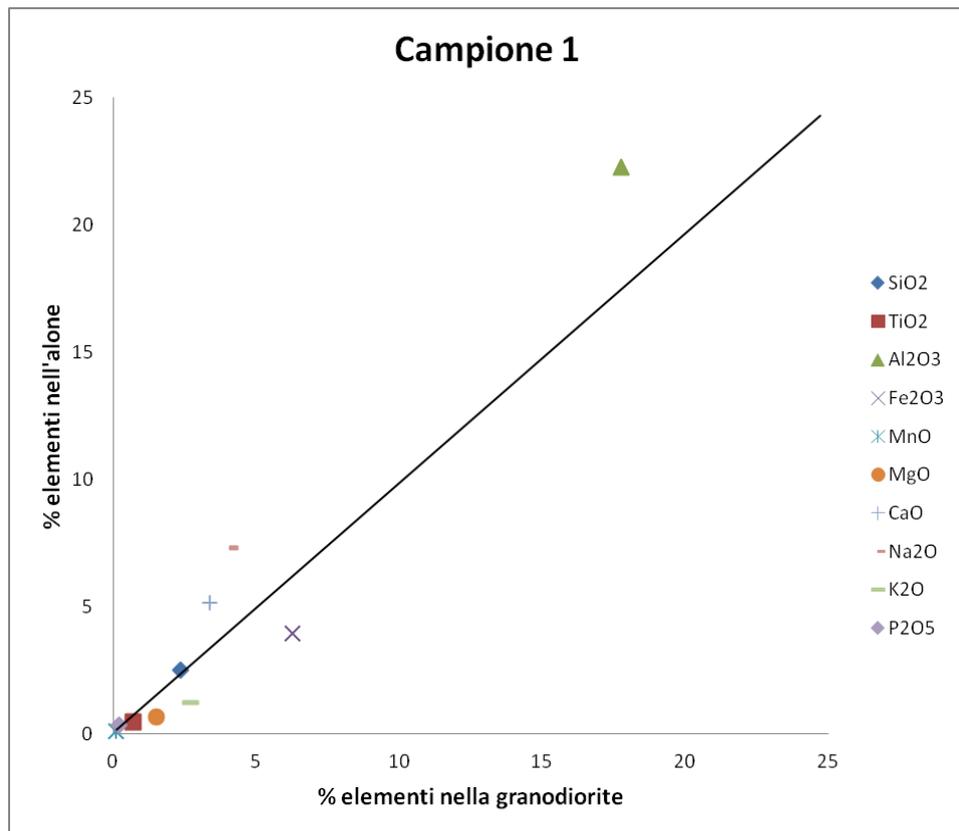
Tab. 1: Dati relativi all'analisi XRF del campione LN100.



Tab. 2: Dati relativi al campione LN4.



Tab. 3: Dati relativi all'analisi in XRF del campione 2.



Tab. 4: Dati relativi all'analisi XRF del campione 1.

Come si può vedere dai grafici, inserendo una retta a 45° (isocona) è possibile determinare il contenuto relativo degli elementi all'interno della granodiorite e dell'alone. Se i dati cadono sulla retta significa che il contenuto tra granodiorite e alone è lo stesso.

Il contenuto in sodio aumenta passando dalla granodiorite all'alone in tutti i campioni, testimoniando una maggiore cristallizzazione di albite, così come emerge dalle analisi al microscopio ottico relative al campione 2 che verranno descritte nel cap. 4. Anche il contenuto in alluminio aumenta in tutti i campioni. Il silicio, varia poco, ma nel campione 2 si nota un leggero impoverimento. Nei campioni LN100 e LN4, legati allo sviluppo di paired shear zones, aumenta il contenuto in ferro, mentre nei campioni 1 e 2 il ferro diminuisce e aumenta il contenuto in calcio, sempre passando dalla granodiorite all'alone. Per quanto riguarda titanio e potassio non si hanno variazioni.

3.8. Inclusioni fluide

Le inclusioni fluide sono porzioni di fuso silicatico, di fluidi a varia salinità o di vapore intrappolate in un cristallo. Le inclusioni forniscono informazioni dirette su temperatura, pressione, densità e composizione dei fluidi, e sul loro ambiente di formazione, sia questo magmatico, idrotermale, sedimentario o metamorfico. Osservate a temperatura ambiente le inclusioni fluide possono essere costituite da vari componenti: fasi minerali, fuso silicatico sotto forma di vetro, fluidi a varia salinità e densità. Le inclusioni rappresentano una fonte di informazioni molto preziosa in quanto permettono di risalire a dati che non sono stati registrati o che sono stati nascosti dalla storia petrogenetica talvolta complessa che ha portato alla formazione di una roccia. Lo studio delle inclusioni fluide è quindi uno strumento utile a inquadrare e completare la storia geologica di una data roccia, a partire dalle interazioni fluido-roccia che vi sono avvenute, fino alle condizioni termobarometriche di intrappolamento delle inclusioni. In particolare, lo studio di alcune inclusioni fluide rinvenute all'interno di vene di quarzo presenti nell'area investigata può dare informazioni importanti riguardo l'origine delle stesse, in termini di composizione e densità del fluido presente.

Le dimensioni di un'inclusione possono essere molto varie, da sub micrometriche a 1 mm, e in rarissimi casi possono raggiungere il centimetro. Nelle circostanze più comuni, in rocce magmatiche e metamorfiche, le inclusioni hanno dimensioni da 5 a 50 micron. Si possono trovare in tutti i tipi di rocce e minerali, ma sono particolarmente comuni all'interno del quarzo. Possono avere forme variabili, da molto irregolari a perfettamente regolari (forma a “*cristallo negativo*”). Le inclusioni fluide possono essere composte da un solo componente (es. monofase, pura H₂O) o da più componenti (ad esempio, sistema a H₂O-CO₂-NaCl). Questi componenti possono dare origine a fasi liquide, vapore e a solidi in varie combinazioni.

In base alla loro origine, le inclusioni fluide vengono classificate in tre categorie:

- ✓ *Inclusioni primarie;*
- ✓ *Inclusioni secondarie;*
- ✓ *Inclusioni pseudosecondarie.*

Le *inclusioni primarie* sono formate durante la crescita di un minerale (denominato “ospite”). Sono inclusioni che corrispondono a imperfezioni presenti nel cristallo, quali fratture o difettualità della struttura, e hanno perciò una distribuzione generalmente casuale all’interno del cristallo, e sono isolate. L’origine di inclusioni primarie può essere dovuta a una crescita troppo rapida di un cristallo: infatti, molti cristalli crescono come blocchi paralleli, ma se uno di essi cresce più rapidamente, la superficie del cristallo può diventare irregolare e intrappolare inclusioni con la successiva crescita. Alcuni cristalli possono crescere con direzioni convergenti portando all’intrappolamento di inclusioni fluide (Roedder E., 1984).

Le *inclusioni secondarie* sono invece generate da processi successivi alla cristallizzazione del minerale ospite. Se un cristallo viene fratturato in presenza di un fluido nel quale ha solubilità finita, il fluido entrerà nella frattura e inizierà a dissolvere e ricristallizzare il minerale ospite, riducendo la quantità della nuova superficie del cristallo e intrappolando inclusioni secondarie attraverso un processo denominato “*necking down*”. Ciò può portare alla formazione di un piano di inclusioni secondarie aventi forme a cristallo negativo (fig. 48). Spesso si riconoscono inclusioni secondarie a disposizione planare in corrispondenza delle zone interessate da deformazione con tracce di microfratture.

Le *inclusioni pseudosecondarie* si formano in seguito a una frattura nel cristallo che sta crescendo: i fluidi in presenza dei quali stava crescendo, e che avrebbero formato inclusioni primarie al bordo del cristallo, entrano nella frattura e vengono intrappolati all’interno del cristallo. Pur essendo simili a inclusioni secondarie, esse forniscono informazioni paragonabili a quelle delle inclusioni primarie. Le inclusioni pseudosecondarie possono anche formarsi in seguito a

chiusura di cavità originatesi per parziale dissoluzione (*hydrothermal leaching*) (Roedder E., 1984).

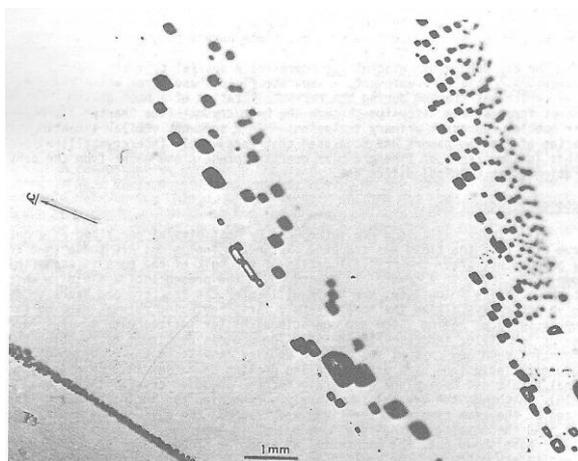


Fig. 48: Quarzo pegmatitico con piani di inclusioni secondarie a cristallo negativo. Da Roedder E.(1984).

3.8.1. Petrografia dei campioni investigati

Le inclusioni fluide considerate nell'analisi provengono da campioni di vene di quarzo raccolti durante il lavoro di campagna. Sono state eseguite sezioni sottili per lo studio preliminare delle inclusioni fluide: la sezione B proviene da un blocco di quarzo di notevoli dimensioni non in posto, e quindi senza nessuna indicazione della giacitura della vena; la sezione C, proveniente invece da un campione di vena di quarzo in posto, rappresenta la sezione investigata. Durante il rilevamento di terreno si è notata la presenza di particolari piani sistematici all'interno delle vene investigate, tipo *crack seams* (vedi cap. 3.1). Tali strutture corrispondono a zone di poligonizzazione e di maggior danneggiamento, decorati da inclusioni fluide. Nelle vene in posto, si nota che tali strutture sono di tre tipologie: un primo sistema è orientato parallelamente alle salbande, e indica il senso di apertura della vena, come quanto citato per i *cracks seams* precedentemente (fig. 49); gli altri due sistemi sono trasversali rispetto alla salbanda, coniugati tra di loro e orientati come fratture di tipo Riedel (Petit et al., 1987). Quest'ultimi sono diffusi nella maggior parte delle vene dell'area e il

sistema principale ha un'orientazione congruente con l'orientazione di fratture estensionali collegate con il senso di riattivazione per shear che ha interessato le vene (fig. 50).

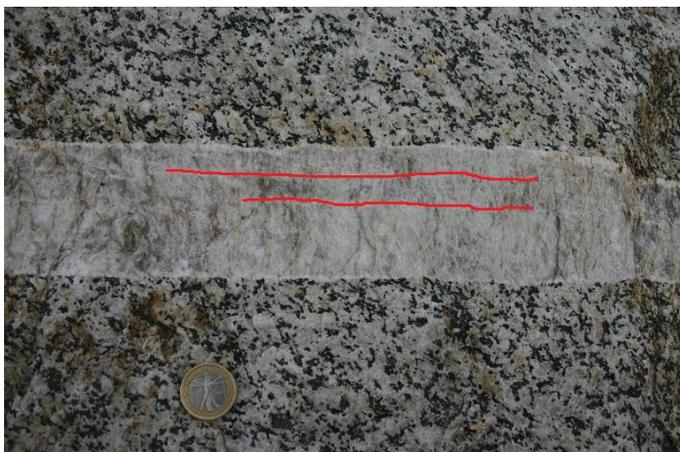


Fig. 49: Zone di maggior fatturazione del quarzo: “crack seams” testimonianti il senso di apertura della vena. Tale tipologia corrisponde alla popolazione “O” di inclusioni fluide analizzate al microscopio.



Fig. 50: Zone di danneggiamento nel quarzo di tipo Riedel (R') congruenti la riattivazione duttile destra al bordo. Tale tipologia corrisponde alla popolazione “T” di inclusioni fluide analizzate al microscopio.

L'analisi al microscopio ottico ha permesso di riconoscere la presenza di tre popolazioni di inclusioni fluide, corrispondenti ai tre set riconosciuti sul terreno (fig. 51): un primo set "O", parallelo al lato della salbanda e perpendicolare alla direzione di crescita del cristallo, e due set trasversali ad esso: il set "A", in direzione NE-SW, e il set "T" in direzione NW-SE, che corrispondono alle strutture di tipo Riedel (Fig. 52 a, b). Tali orientazioni valgono solamente facendo riferimento alla fig. 51, e considerando che il lato lungo della sezione è orientato parallelamente al lato della salbanda della vena.

Dopo lo studio preliminare su sezioni sottili, sono state effettuate delle sezioni da inclusioni fluide: esse hanno spessore di circa 150 micron, e sono lucidate su entrambe le superfici. Per incollare il vetrino viene adoperata una colla solubile, in modo che sia facilmente eliminabile per recuperare la sezione di roccia da studiare. Nella sezione sono state evidenziate 8 aree potenzialmente studiabili, da cui si sono successivamente ricavati i frammenti da analizzare in microtermometria.

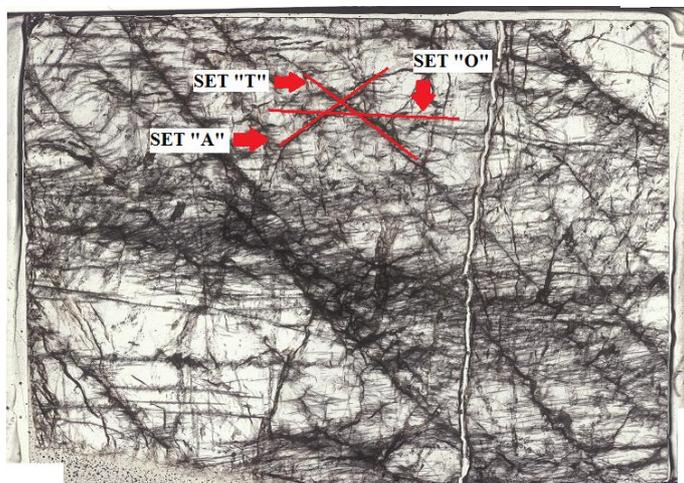


Fig. 51: Scansione della sezione lucida investigata: si riconoscono le fratture principali, orientate come fratture di tipo Riedel rispetto alla salbanda (il lato lungo della sezione è parallelo alla salbanda della vena da cui proviene il campione). Il lato lungo misura 4.5cm.

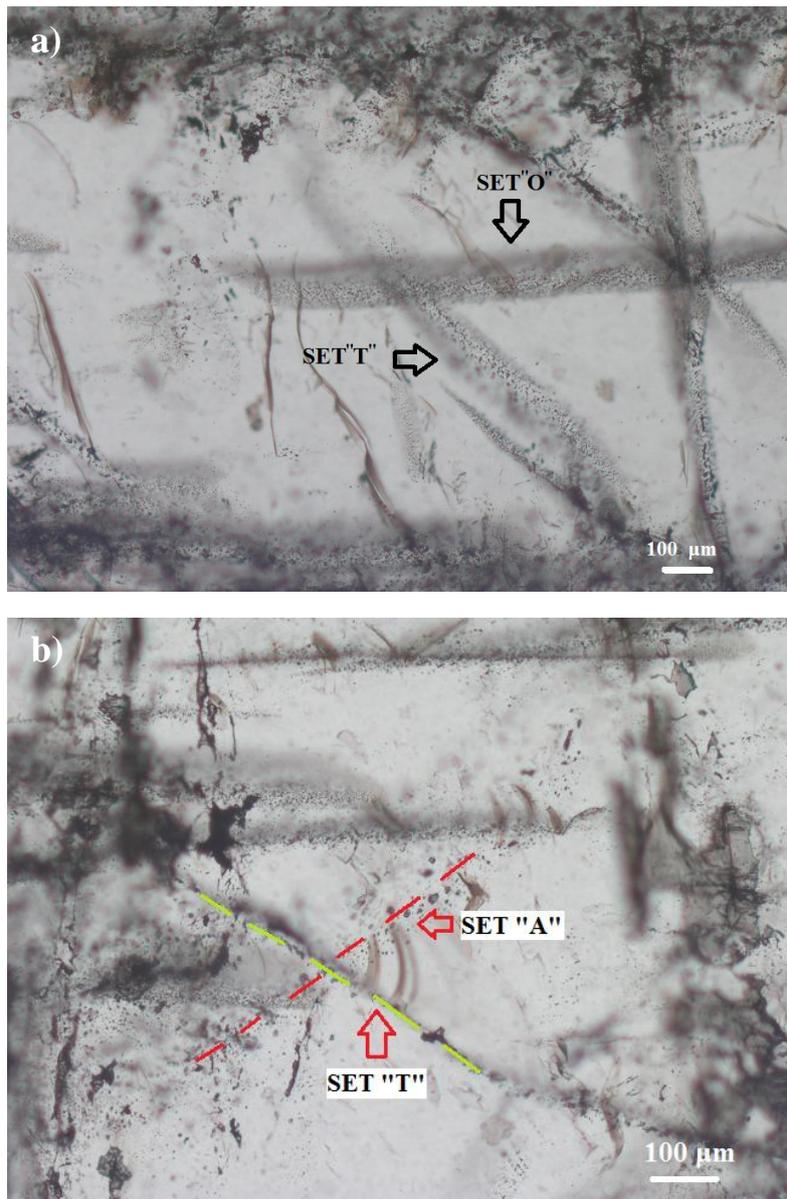
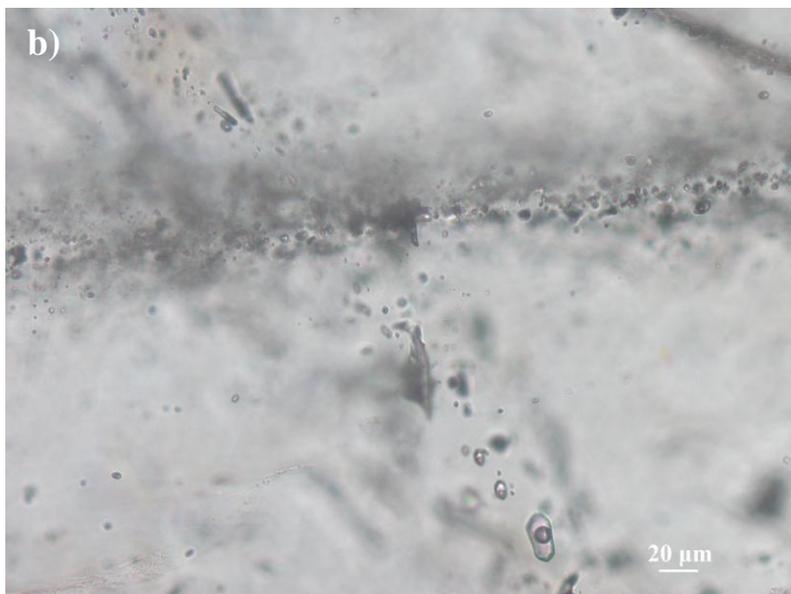
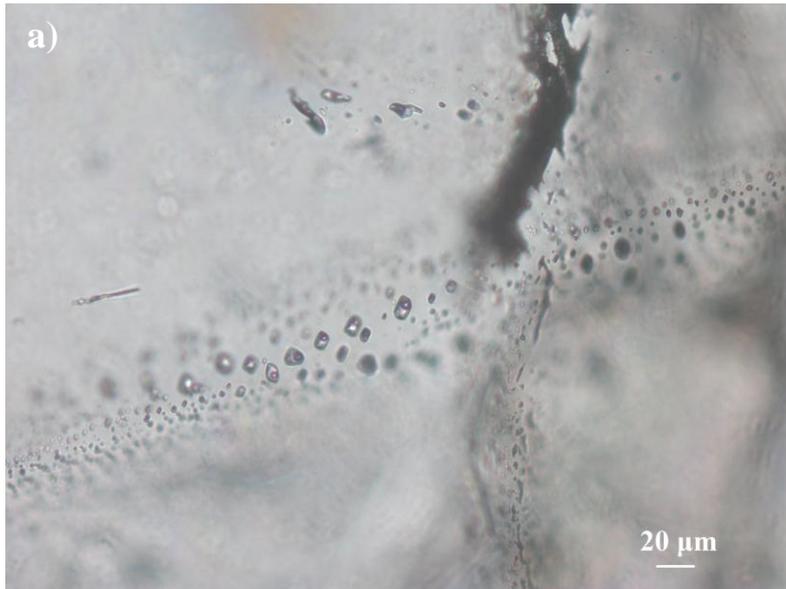


Fig. 52: Foto al microscopio (5X): a) le frecce evidenziano il set orizzontale “O”, e il set trasversale “T”; b) Set trasversali “A” e “T” a confronto.

Le inclusioni potenzialmente studiabili sono quelle che hanno dimensioni di almeno una decina di micron, pertanto durante l’analisi al microscopio si è dapprima fatta una selezione in base alle dimensioni. Il sistema “O” si presenta in disposizioni planari inferiori al millimetro ed è generalmente caratterizzato da inclusioni aventi dimensioni di solo qualche micron, per cui l’individuazione di un numero discreto di inclusioni studiabili è risultata più complessa (fig. 53c).

All'interno dei sistemi trasversali, invece, si rinvencono inclusioni che talvolta raggiungono dimensioni anche di 20 μm , e si presentano sia con forme molto irregolari, seguendo probabilmente le microfrazture preesistenti (più comune nel set "T" disposto parallelamente le fratture principali), sia con forme pressoché euedrali, a volte concentrandosi lungo i limiti intergranulari (fig. 53 a,b; fig. 54).



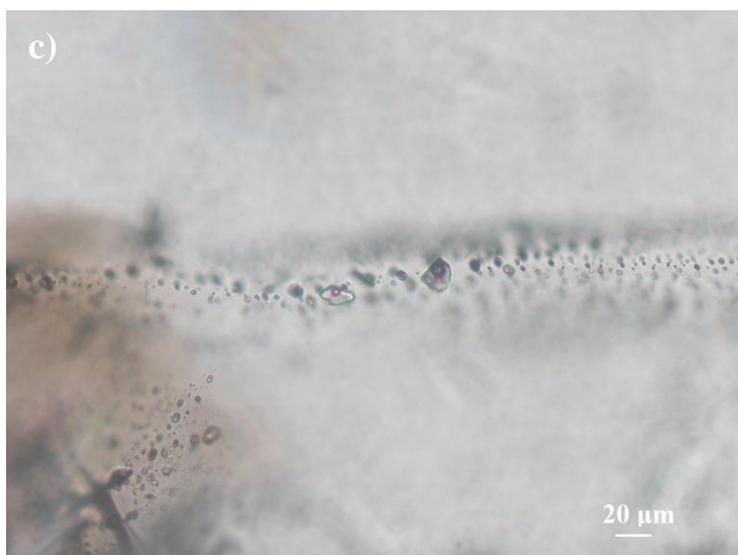


Fig. 53: a) Disposizioni planari di inclusioni fluide a “cristallo negativo” appartenenti al sistema “A”; b) intersezione tra il sistema “T” e il sistema “O”: notare la disposizioni in piani e le forme regolari delle inclusioni del sistema “T”; c) piani di inclusioni fluide del sistema “O”. Ingrandimento 20X per tutte le foto.

Le inclusioni analizzate risultano essere di origine secondaria, in quanto si rinvencono in disposizioni planari: inclusioni di origine primaria non sono state individuate, anche a causa della forte fratturazione del minerale ospite. Le inclusioni studiate sono bifasiche. Non è stata riconosciuta la presenza di alcuna fase solida: generalmente i solidi sono facilmente individuabili dal caratteristico abito poliedrico che presentano, e talvolta presentano una certa birifrangenza se osservati attraverso il microscopio ottico a nicol incrociati. Infine, non è possibile risalire alla sequenza di formazione delle diverse popolazioni di inclusioni fluide, in quanto i tre sistemi di piani non mostrano particolari rapporti geometrici tra di loro tali da individuare una cronologia di formazione; si ipotizza pertanto, anche perché la loro geometria è compatibile con questa deduzione, che le varie popolazioni di inclusioni siano tra di loro contemporanee.

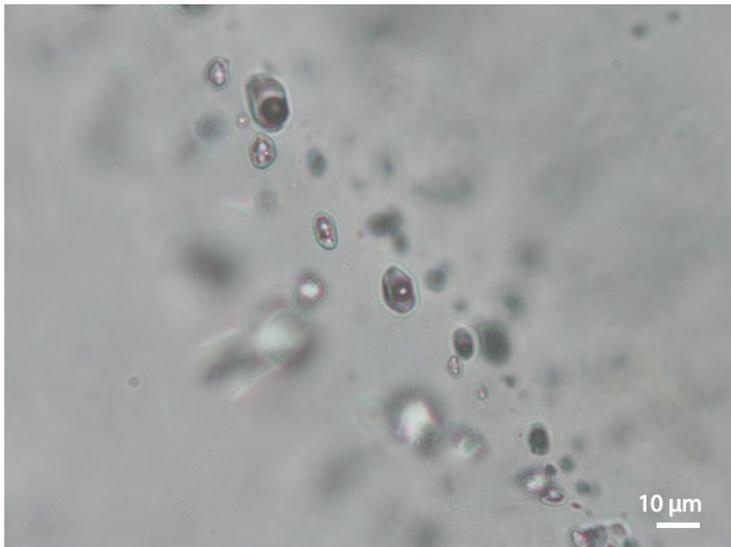


Fig. 54: Inclusioni fluide avanti forma euedrale a “cristallo negativo”, appartenenti al sistema “T”. Foto a ingrandimento 50X.

3.8.2. Analisi microtermometrica

3.8.2.1. Tecnica analitica

Le tecniche di analisi per lo studio delle inclusioni fluide sono molteplici, e distinguibili tra distruttive e non distruttive. Tra le tecniche non distruttive, fondamentale è la microtermometria, attraverso la quale si studiano i cambiamenti di fase delle inclusioni fluide sottoponendole a cicli di riscaldamento e raffreddamento. Da questo tipo di analisi si ottengono informazioni indirette su composizione e densità del fluido, e sulle condizioni di pressione e temperatura di intrappolamento. Queste osservazioni sono possibili utilizzando un tavolino riscaldante-raffreddante detto “*heating and cooling stage*”, applicato a un normale microscopio ottico. Il tavolino riscaldante-raffreddante utilizzato per le mie analisi è il Linkam TH600, che è dotato di un controllo automatico della temperatura nell’intervallo tra -180° e $+600^{\circ}$. Questo avviene tramite un flusso continuo di azoto vaporizzato introdotto all’interno del portacampione, combinato all’azione di un tavolino riscaldante composto da un fornetto di argento percorso da una resistenza, sul quale viene posizionato il campione. La precisione dello

strumento viene calibrata attraverso l'utilizzo di alcuni standards costituiti da inclusioni sintetiche: una miscela H₂O-CO₂, e H₂O pura a densità critica; con questi standards si misurano tre temperature di calibrazione che sono la temperatura di fusione della CO₂, a -56.6°C, la temperatura di fusione del ghiaccio a 0.0°C e la temperatura di omogeneizzazione critica dell'acqua a +374°C. La precisione è risultata essere di ±0.1 °C da -100° a +100°, e di 0.5°C a temperature superiori a 200°. È molto importante misurare tali transizioni di fase a velocità basse, per questo lo strumento è anche dotato di un sistema di controllo delle velocità, che variano da 0.1°C al minuto fino a 90°C al minuto.

Generalmente le transizioni che si osservano nelle inclusioni fluide riguardano temperature di fusione e temperature di omogeneizzazione. La temperatura di fusione indica la temperatura alla quale una fase solida passa allo stato liquido, come per esempio la temperatura di fusione della CO₂ solida o quella del clatrato (il clatrato è un solido cristallino che si forma all'interno del sistema H₂O-CO₂). La temperatura di omogeneizzazione corrisponde invece alla temperatura alla quale la fase vapore o liquida contenuta nell'inclusione scompare. Per osservare tale fenomeno è necessario raffreddare l'inclusione fino a quando si verifica lo smistamento tra le due fasi; in seguito, è necessario riscaldare fino al punto in cui la fase liquida, o la fase vapore, scompare, raggiungendo la temperatura di omogeneizzazione. La misura di tale temperatura è fondamentale per ricavare la densità del fluido, attraverso la quale si riesce a costruire delle isocore. Infatti, l'assunzione su cui si basano le analisi è che l'inclusione non abbia subito variazioni di volume e composizione e che sia pertanto un sistema chiuso a volume costante (isocoro). Il processo di omogeneizzazione può avvenire in tre modi diversi. Si può avere:

- ✓ Omogeneizzazione nello *stato liquido* (L+V→L), in cui si nota una progressiva riduzione delle dimensioni della bolla di vapore fino alla sua scomparsa;
- ✓ Omogeneizzazione nello *stato vapore* (L+V→V) con progressiva espansione della bolla di vapore fino a riempire tutta l'inclusione;

✓ Omogeneizzazione nello *stato critico* ($L+V \rightarrow$ fluido supercritico), in cui si nota la scomparsa, senza variazioni di volume, del menisco che separa la fase vapore dalla fase liquida.

Il processo di omogeneizzazione dipende dalla densità del fluido: quando la densità dell'inclusione è maggiore della densità critica del sistema l'omogeneizzazione avviene nello stato liquido, mentre quando è minore avviene nella fase vapore (fig. 55).

Nei fluidi acquosi non è sempre possibile misurare la temperatura di omogeneizzazione, perché l'inclusione potrebbe esplodere a temperature inferiori a quelle di omogeneizzazione, “decrepitando”: tale fenomeno avviene a causa del riscaldamento, che porta ad un aumento della pressione interna dell'inclusione, fino a superare la resistenza del minerale ospite, che, di fatto, si frattura.

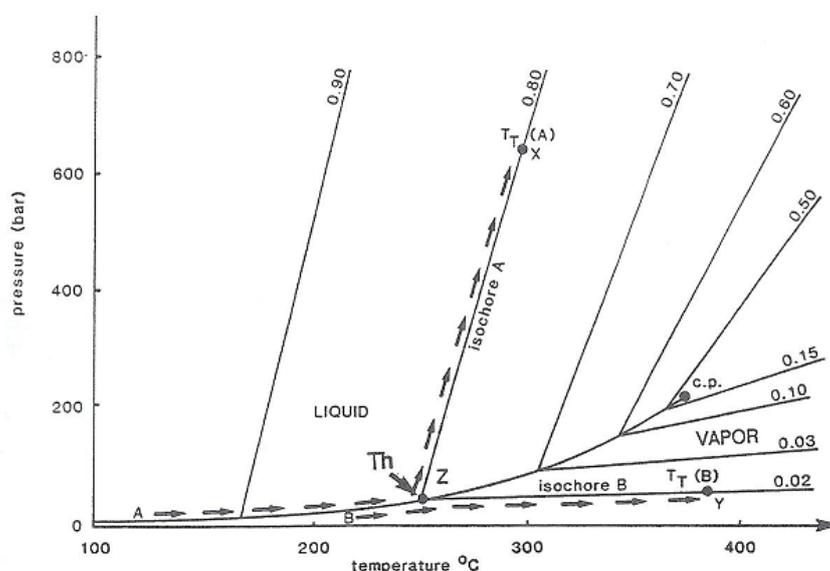


Fig. 55: Diagramma P-T per il sistema H_2O pura, che evidenzia i percorsi seguiti da un'inclusione A e da un'inclusione B, che omogeneizzano alla stessa temperatura (T_h) ma caratterizzate da densità differenti. L'inclusione A omogeneizza nello stato liquido, l'inclusione B omogeneizza nello stato vapore. La linea che termina al punto critico (c.p.) è la curva liquido-vapore, dalla quale originano le isocore, sulle quali è indicata la densità espressa in $g\ cm^{-3}$. Da De Vivo e Frezzotti (1994), modificato da Shepherd et al. (1985).

3.8.2.2. Risultati

Nelle inclusioni studiate sono state osservate e misurate le seguenti transizioni di fase:

- ✓ *Temperatura di fusione della CO₂ (T_m CO₂), in rarissimi casi;*
- ✓ *Temperatura di fusione del ghiaccio (T_m H₂O) ;*
- ✓ *Temperatura di fusione del clatrato (T_m Cla): anche questa transizione è stata osservata in rari casi;*
- ✓ *Temperatura di omogeneizzazione dell'acqua (T_h H₂O).*

Tutti i risultati sono riassunti nella tabella 5 in Appendice, dove le misure sono suddivise in base al sistema di inclusioni fluide osservato.

All'interno del sistema "O" la temperatura di fusione della CO₂ solida è stata osservata solamente in tre casi, e il valore medio è pari a -57.6°C. La temperatura di fusione del ghiaccio varia tra -2°C e -0.1°C, con un valore medio di -0.6°C. All'interno della stessa popolazione sono state osservate e misurate le temperature di fusione del clatrato. Nei casi studiati, il punto di fusione del clatrato è stato calcolato a circa +3°C. Inoltre, nelle inclusioni in cui è stata osservata la fusione del clatrato non si è mai stata individuata la fusione del ghiaccio (vedi tab. 4). La temperatura di omogeneizzazione finale dell'acqua osservata in questo sistema, che avviene nella fase liquida, varia tra 259°C e 310°C, con un valore medio di 285°C.

Le inclusioni appartenenti al sistema "A" hanno una temperatura di fusione del ghiaccio compresa tra -0.7°C e -0.2°C, con un valore medio pari a -0.4°C. Non sono state osservate le transizioni di fase attribuibili alla temperatura di fusione della CO₂, né a quella del clatrato. La temperatura di omogeneizzazione finale dell'acqua è inferiore a quella riscontrata all'interno del sistema "O", e varia tra 242°C e 281°C, con una media di 262°C; anche in questo caso l'omogeneizzazione avviene nello stato liquido.

Infine, il sistema "T" è abbastanza simile al sistema "A". Non sono state osservate né la fusione della CO₂, né quella del clatrato. Tuttavia, le temperature di fusione del ghiaccio risultano essere leggermente inferiori, e comprese tra -2.1°

e -0.6°C , portando ad una media uguale a -1.2°C . La temperatura di omogeneizzazione finale dell'acqua per il sistema "T" oscilla tra 257°C e 279°C , con un valore medio di 267°C , e avviene nello stato liquido come per gli altri sistemi.

Dai dati ricavati dalla microtermometria emerge che il sistema chimico del fluido nelle inclusioni è di tipo acquoso, con una piccola componente di sale. Nel definire un sistema chimico, il sale viene comunemente espresso in termini di "NaCl equivalente", essendo il cloruro di sodio il sale più diffuso. La presenza di sale si deduce dall'abbassamento del punto di fusione del ghiaccio, che in presenza di un sistema ad H_2O pura corrisponde a 0.0°C , mentre in queste popolazioni di inclusioni fluide risulta essere fino a due gradi inferiore allo zero. La presenza di sale è testimoniata anche dalla depressione del punto di fusione del clatrato, come quanto riscontrato in alcune delle inclusioni fluide appartenenti al sistema "O". Infatti, nel sistema puro $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, la temperatura di fusione del clatrato viene osservata a $+11^{\circ}\text{C}$ circa, ma a causa della presenza di sale nella soluzione il punto di fusione può subire una depressione. Nel caso in esame l'abbassamento fino a $+3^{\circ}\text{C}$ indica che la frazione di CO_2 è molto modesta e che la fusione del clatrato avviene in presenza di CO_2 in fase vapore (Fall A. et al., 2011).

Successivamente alle misure microtermometriche, i dati ricavati sono stati elaborati attraverso i programmi *Bulk* e *Isoc* (realizzati da Bakker R.J), per ricavare la composizione e la densità del fluido generante le inclusioni.

Dai risultati elaborati con il programma *Bulk* emerge che per la popolazione "O", il fluido acquoso risulta avere un contenuto in NaCl equivalente di 1.05 wt%, e una densità di 0.73 g/cc (g/cm^3).

La popolazione "A" è invece caratterizzata da un fluido acquoso avente una salinità pari 0.70 wt% di NaCl equivalente, e una densità di 0.77 g/cc . L'ultimo set di inclusioni fluide, la popolazione "T", mostra valori leggermente differenti: la densità del fluido acquoso risulta essere uguale a 0.78 g/cc , e ha un maggior contenuto in NaCl equivalente, pari a 2.07 wt%. Il maggior contenuto di

sale è testimoniato anche dal fatto che per questa popolazione le temperature di fusione del ghiaccio risultano essere le più basse, come citato nel paragrafo precedente.

Inoltre, se si mettono a confronto le temperature di fusione del ghiaccio con le temperature di omogeneizzazione finali, si nota che, nonostante le modeste variazioni, le tre popolazioni mostrano un andamento simile, concentrandosi nei campi di più bassa temperatura di fusione, attorno a -0.6°C , e attorno a 270°C di temperatura di omogeneizzazione (fig. 56).

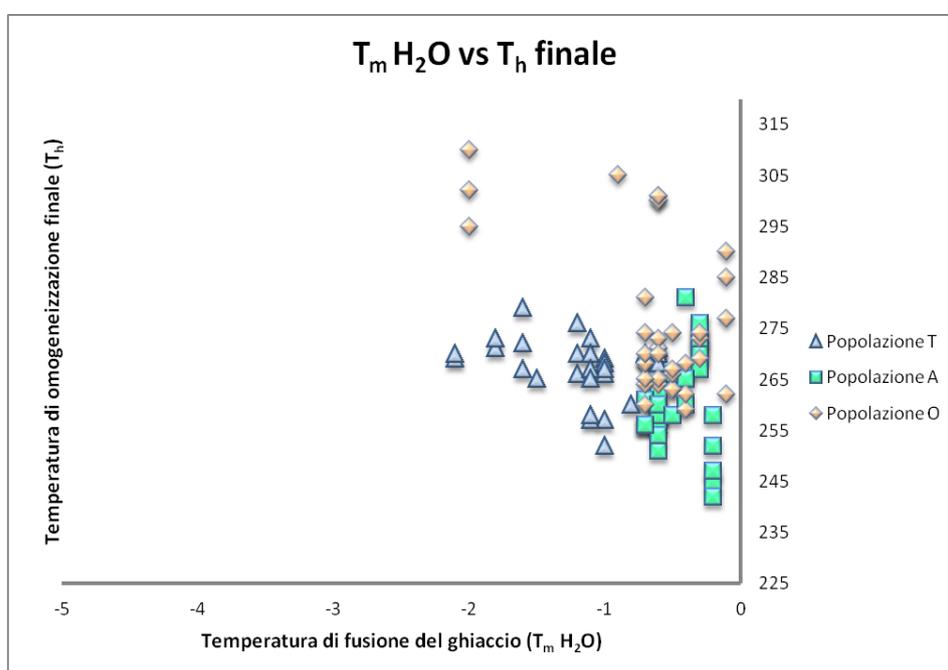


Fig. 56: Diagramma $T_m \text{ H}_2\text{O}$ - T_h finale per le varie tipologie di popolazioni.

3.8.3. *Discussione*

Plottando le isocore, ricavate in base ai valori di densità attraverso il programma *Isoc*, sul diagramma pressione-temperatura presente in Cesare et al., (2001), esse cadono in un campo P-T congruente con le condizioni del metamorfismo in facies anfibolitica, all'interno del campo E, sebbene le condizioni stimate da Cesare et al. siano state osservate in inclusioni di tipo primario. Ipotizzando che le stesse popolazioni di inclusioni fluide riflettano le

strutture osservate macroscopicamente e formatesi per riattivazione in condizioni di facies anfibolitica, è possibile ricondurre le condizioni di intrappolamento all'interno del campo E, congruentemente con quanto dimostrato nei lavori precedenti (fig. 57). Questo significa che la densità del fluido presente nelle inclusioni è compatibile con un processo di formazione e riattivazione delle vene di quarzo in condizioni di alta temperatura. Tuttavia, all'interno della popolazione di tipo "O" sono state misurate temperature di omogeneizzazione alquanto variabili, da un massimo di 310°C a un minimo di 259°C. Plottando anche le isocore relative a questi estremi valori di temperatura di omogeneizzazione, la popolazione "O" va a individuare un campo di pressione e temperatura abbastanza ampio, con una differenza di oltre 1kbar di pressione tra i valori estremi. In particolare, dal grafico emerge che tali isocore si estendono a valori di temperature inferiori rispetto alle condizioni metamorfiche in facies anfibolitica (fig. 57). Tale differenza nelle condizioni termobarometriche può essere dovuta a due motivi principali. Poiché le inclusioni fluide che mostrano temperature sostanzialmente differenti appartengono solo al sistema "O", è possibile che tale popolazione appartenga ad una generazione differente di inclusioni e che questa possa essere legata a un evento retrogrado di più bassa temperatura, coincidente con la fase tardiva di formazione delle vene a clorite. Negli affioramenti studiati sono infatti presenti, spesso alle terminazioni delle vene di quarzo ma anche lungo altre tipologie di strutture, vene riempite di clorite, che tipicamente esibiscono classici aloni di alterazione e di sbiancamento (fig. 58). Esse appartengono ad una fase tardiva rispetto al metamorfismo dei Tauri, legata a condizioni metamorfiche di facies Scisti Verdi, che individuano temperature comprese tra 350° e 400°C e quindi congruenti con il percorso delineato dalle isocore di più bassa densità.

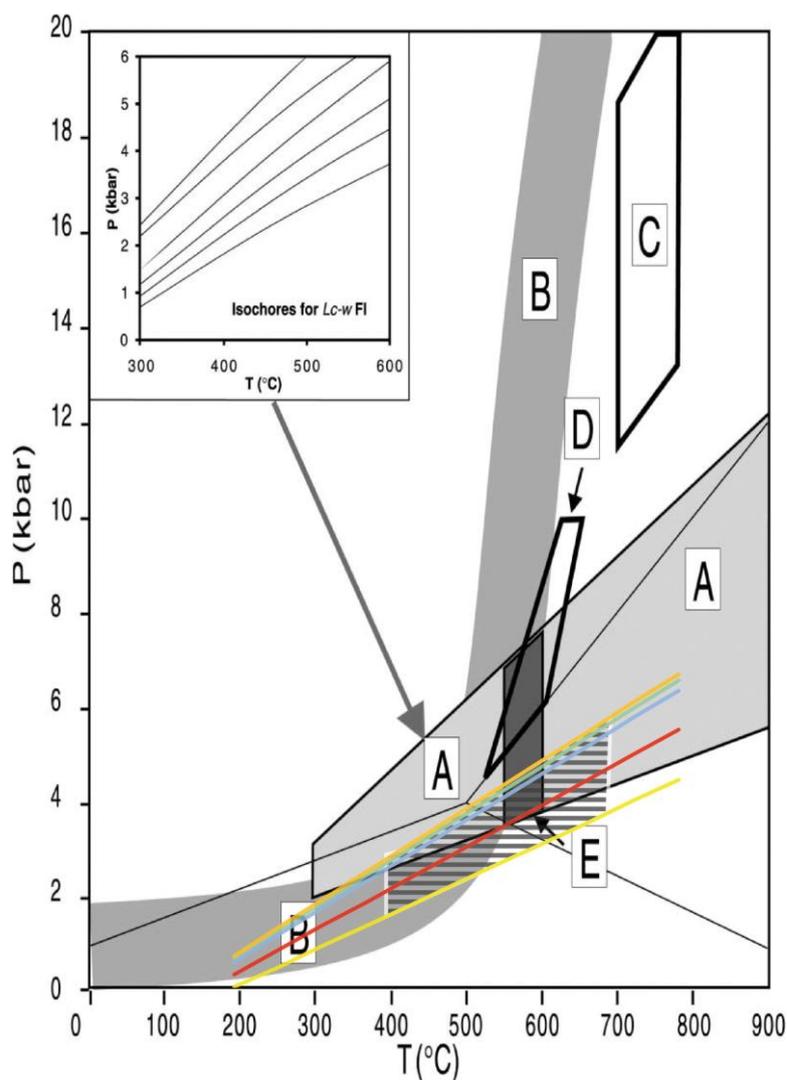


Fig. 57: Diagramma pressione-temperatura ricavato da Cesare et al., 2001: sono rappresentate le isocore ricavate dalle proprietà medie delle tre popolazioni di inclusioni fluide analizzate: in rosso è rappresentata l'isocora relativa alla popolazione "O", in blu quella relativa alla popolazione "T", ed in verde quella relativa all'altro set trasversale "A". Il campo E rappresenta le condizioni di intrappolamento per le inclusioni studiate da Cesare et al., 2001. Il campo a retino orizzontale indica la variazioni in temperatura della popolazione "O", con il valore massimo in giallo, e il valore minimo in arancione.



Fig. 58 Vene di quarzo con concentrazioni a clorite sulle terminazioni: si nota l'alone di alterazione che circonda le vene di clorite.

Tuttavia, nell'area si può notare la presenza di numerose vene di quarzo che esibiscono “multiple wings” alle terminazioni: sono legate a un processo di riattivazione della vena, e in particolare riflettono eventi di apertura e di shearing della vena stessa. Si ha dapprima un'iniziale apertura della vena, dove la pressione del fluido è al massimo, seguita da un evento di decompressione che porta ad una caduta della pressione dei fluidi e all'apertura della vena secondo un modo ibrido, formando delle wing secondarie. Seguendo lo schema di Cox. (2010), e parlando in termini di *pore fluid factor* e stress differenziale (vedi cap. 3.4 per la spiegazione), si ha la propagazione di una frattura estensionale quando si è in condizioni di basso stress differenziale, inferiore a 20 MPa, e alto *pore fluid factor*; una volta formata la vena, la pressione dei fluidi cade, permettendo alla frattura di deformarsi nel campo relativo alle fratture di tipo ibrido, in cui è attiva anche una componente di taglio. In questo campo, la frattura continua a propagarsi formando delle wing alle terminazioni. Dopo di che, il *pore fluid factor* decresce improvvisamente ed è necessario del tempo per ricaricare il sistema (fig. 59). Una volta raggiunte le condizioni necessarie ad una nuova apertura, il ciclo

ricomincia portando alla formazione di più wing secondarie lungo la stessa vena estensionale. Si può ipotizzare, in tal senso, che una fluttuazione nelle condizioni termobarometriche, come si verifica all'interno delle inclusioni appartenenti al sistema "O", possa riflettere condizioni cicliche di apertura e riattivazione delle vene, e una fluttuazione del *pore fluid factor*. Tuttavia, mentre il valore dello stress differenziale attivo è noto, rimane da stimare il *pore fluid factor*.

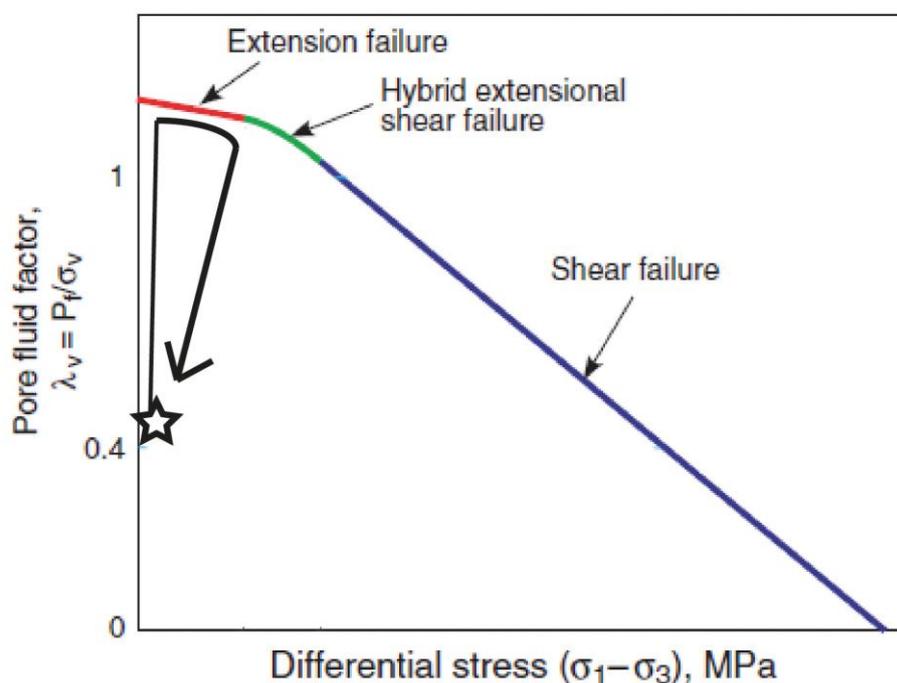


Fig. 59: Diagramma di rottura nello spazio stress differenziale-pore fluid factor (λ_v) sviluppato da S.F. Cox: la stella indica le condizioni di partenza per l'aprirsi di una nuova frattura. Inizialmente le condizioni sono tali da aprire una frattura puramente estensionale, in quanto lo stress differenziale nell'area è molto basso. Successivamente, il pore fluid factor diminuisce e la frattura continua ad aprirsi seguendo un percorso ibrido, sviluppando delle wing alle terminazioni.

4. Osservazioni microstrutturali

Sono state analizzate al microscopio ottico alcune sezioni sottili, ed in particolare vengono qui di seguito descritti i caratteri microstrutturali e petrografici di una metagranodiorite ed il suo prodotto di alterazione legata alle salbande di vene a quarzo, calcite e biotite. Di tale campioni è stata descritta la composizione chimica determinata attraverso l'analisi XRF.

La granodiorite (sezione 1C, fig. 60) ha una mineralogia composta prevalentemente da plagioclasio, quarzo, biotite, e presenza di fini lamelle di muscovite, granati e zirconi. L'originario *quarzo* magmatico è parzialmente in aggregati dai tipici bordi lobati indicatori dell'attività del meccanismo di ricristallizzazione per mobilità dei bordi intergranulari. Il *plagioclasio* si presenta in granuli di grandi dimensioni, tipicamente geminati (tipo albite e, in qualche raro caso, karlsbad o albite-karlsbad). Appare pecilitico per l'inclusione di frequenti minute inclusioni di mica bianca ed epidoto prismatico. Gli *zirconi* possono essere presenti come minuti inclusi nel plagioclasio e lungo i bordi della biotite: in questo caso, sono di dimensioni più grandi e mostrano colori di interferenza più bassi. Si presentano con il loro abito prismatico, a volte un po' arrotondato, e mostrano un rilievo abbastanza elevato anche se inferiore a quello del granato. Sono pleocroici, da incolore a rosa chiaro, e possono essere presenti nel plagioclasio anche con colori di interferenza più alti. La *biotite* si rinviene in lamelle, a volte di forma un po' irregolare. È fortemente pleocroica, variando colore da giallo a marroncino, e a nicol incrociati mostra un colore verde-rossastro. Lungo i bordi, oltre agli zirconi, sono spesso presenti minuti granati, e qualche lamella di *muscovite*. Il *granato* presente è tipicamente isodiametrico e di dimensioni inferiori rispetto alla biotite.

L'alone di alterazione delle vene di quarzo (fig. 60) mostra un significativo aumento della grana rispetto al protolite granodioritico, particolarmente evidente per la biotite. Il *plagioclasio* dell'alone di alterazione non possiede più la tessitura pecilitica tipica delle metagranodioriti, ma risulta essere un po' alterato, con mineralizzazioni di ossidi in tracce ed è privo di geminazioni. Il contenuto in

plagioclasio è maggiore rispetto al quarzo, testimoniato anche da un maggior aumento in sodio, come emerge dalle analisi in fluorescenza a raggi X delle polveri (vedi cap. 3.7). Il *quarzo* è drasticamente ridotto rispetto alla granodiorite di partenza e mostra solo segni incipienti di ricristallizzazione. La *biotite* si rinviene sottoforma di cristalli di notevoli dimensioni (fino a centimetrici), spesso deformati. La muscovite è presente in piccole rare lamelle al bordo dei grandi cristalli di biotite. Granati e zirconi sono invece ancora presenti: tuttavia, il *granato* è meno diffuso e non più localizzato ai bordi della biotite; lo *zirconio* è tipicamente incluso nel plagioclasio, ed esibisce colori di interferenza sia alti che bassi.

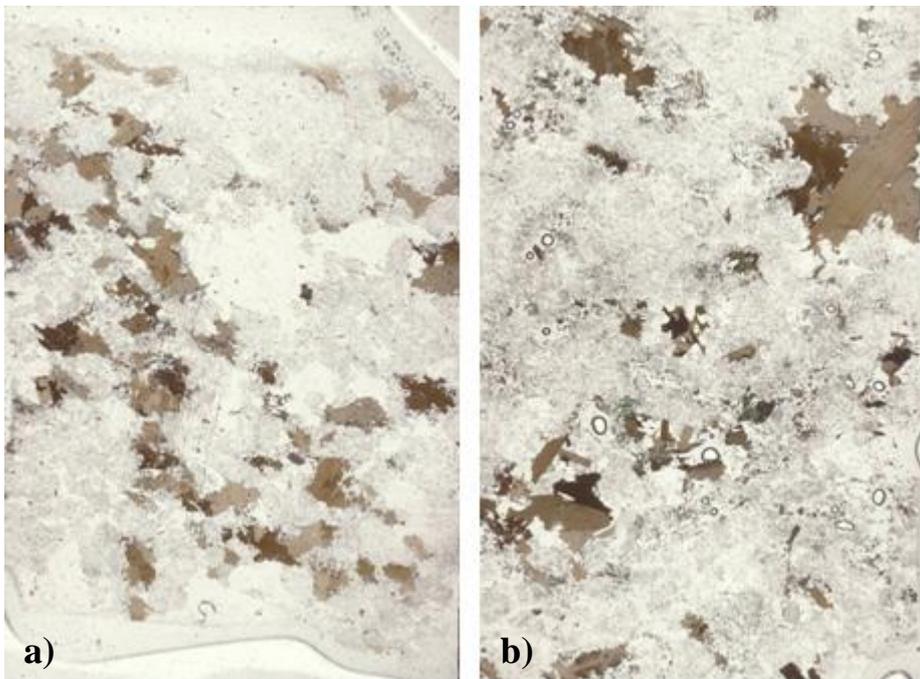


Fig. 60: a) Sezione sottile relativa alla granodiorite non deformata (1C). Immagine a nicol parallel; b) Sezione sottile relativa all'alone di alterazione che si propaga dalla granodiorite incassante (1A). Immagine a nicol paralleli.

Sono state analizzate anche sezioni sottili di campioni di vene di quarzo. Anche nei tipi meno deformati il quarzo mostra una tipica poligonizzazione grossolana (subgrains di dimensioni di centinaia di microns). Con l'aumentare

della deformazione, il quarzo di vena ricristallizza in aggregati a grana millimetrica dai tipici contorni lobati indicativi di un meccanismo di ricristallizzazione per *grain boundary migration*. Tale meccanismo è congruente con le condizioni metamorfiche della facies anfibolitica coeve con la deformazione milonitica.

5. Conclusioni

L'obiettivo principale della tesi è stato quello di verificare, attraverso la creazione di un database GIS, la consistenza e l'omogeneità dei dati strutturali e della cinematica della finestra dei Tauri, distinguendo le strutture pre-alpine dalle strutture alpine, giustificato dal fatto che c'è un forte controllo strutturale da parte delle strutture pre-alpine sullo sviluppo delle successive strutture alpine.

La deformazione a livello regionale è eterogenea, per lo sviluppo di zone milonitiche e domini a bassa deformazione che occupano una posizione predominante all'interno della falda.

Dalle osservazioni emerge che le strutture magmatiche sono zone di nucleazione per le successive zone di shear alpine. Il tipo di eterogeneità composizionale e strutturale pre-alpina controlla difatto la cinematica e il tipo di zona di shear che si sviluppa nell'area di Neves. Le apliti sono prevalentemente orientate E-W, congruentemente con una loro riattivazione duttile destra. Anche i joints funzionano da precursori fragili per lo sviluppo di zone di shear, e come emerge dalle mappe strutturali in GIS le loro orientazioni sono congruenti con una riattivazione duttile prevalentemente destra. La maggior parte delle zone di shear duttili infatti sono destre, ma si nota un cambio della cinematica attorno a valori di orientazione di 345° e di 75° , passando da zone di shear prevalentemente sinistre a zone di shear prevalentemente destre. La creazione del database GIS ha anche consentito di vincolare lo stress regionale, individuando una direzione di *shortening* regionale a 345° , per tutto il dominio degli Zentralgneiss, congruente con le condizioni di facies anfibolitica instauratasi a 30Ma nella finestra dei Tauri e coincidente con il cambio di cinematica delle zone di shear. Inoltre, le direzioni di *shortening* e di shear sfruttano piani composizionali pre-alpini, sviluppando una tettonica di stike-slip. Nell'area non sono infatti presenti strutture ad indicare una tettonica di tipo dip-slip.

Si è cercato inoltre di individuare le condizioni di sviluppo delle vene di quarzo in condizioni metamorfiche di facies anfibolitica. Nel caso di un sistema di zone di shear duttili non parallele nascono problemi di compatibilità geometrica,

che possono essere risolti con lo sviluppo di vene sincinematiche alla deformazione alpina. Il database GIS ha permesso di stabilire che nell'area sono presenti numerose vene di tipo estensionale, orientate parallelamente alla direzione di *shortening*, cioè di σ_1 . Tali vene non mostrano alcuna riattivazione duttile, raggiungono spessori di parecchi decimetri e lunghezze di diverse decine di metri. La maggior parte delle vene però dimostra di avere una cinematica sinistra, coeva e consistente con la riattivazione duttile alpina. Tale componente di shear è legata o ad una componente a livello regionale di shear, o ad un controllo da parte di eterogeneità composizionali preesistenti, tipo apliti o lamprofiri₂, orientati E-W che ha determinato una lieve ri-orientazione del campo di stress regionale. Analizzando il percorso deformativo delle vene in un diagramma λ_v -stress differenziale, dove λ_v , denominato *pore fluid factor*, indica il rapporto tra la pressione dei fluidi e la componente verticale dello stress, emerge che le vene di quarzo riflettono episodi di apertura polifasica ed, in particolare, cicli di deformazione duttile-fragile (fig. 59). La componente dello stress differenziale deve essere bassa per avere lo sviluppo di vene estensionali o ibride (inferiore a 10 MPa). I bassi valori di stress differenziale presente nell'area sono testimoniati da: (i) il comportamento della calcite nelle quarzomiloniti a formare porfiroclasti; ii) la grana di ricristallizzazione del quarzo nelle quarzomiloniti a taglia millimetrica; (iii) la riattivazione in shear duttile di qualsiasi eterogeneità anche nei casi di strutture quasi ortogonali alla direzione di shortening regionale (sulle quali quindi la componente risolta di taglio è piccolissima). In base a ciò, si ricava che le oscillazioni nei cicli di apertura delle vene sono legati a fluttuazioni di λ_v , essendo lo stress differenziale vincolato a valori molto bassi.

Sono state effettuate delle analisi in fluorescenza a raggi X per capire le interazioni fluido-roccia che spesso portano alla formazione di aloni di alterazione associati allo sviluppo di vene di quarzo. Quello che emerge dalle analisi in fluorescenza e dalle analisi microstrutturali è che l'alone si arricchisce in plagioclasio e che la biotite aumenta di grana formando aggregati raggiati di notevoli dimensioni.

Inoltre si è fatto un tentativo per determinare le condizioni termobarometriche di formazione delle vene di quarzo attraverso lo studio di inclusioni secondarie presenti nel quarzo. Dalle analisi emerge che il fluido che ha portato alla formazione delle vene di quarzo era molto omogeneo, appartenente a un sistema chimico prevalentemente acquoso, con un contenuto in sale piuttosto basso. Ipotizzando che i sistemi di inclusioni fluide riflettano i piani di riattivazione duttile e di apertura polifasica, riconosciuti macroscopicamente all'interno delle vene e originatesi in condizioni di facies anfibolitica, si può dedurre che le condizioni di intrappolamento delle inclusioni ricadano all'interno delle condizioni metamorfiche di facies anfibolitica. Tuttavia, una parte delle inclusioni riflette valori termobarometrici congruenti con condizioni di intrappolamento a temperature più basse, probabilmente legate o ad un evento retrogrado che porta alla formazione di vene a clorite tardive, o a fluttuazioni in termini di *pore fluid factor* che riflettono condizioni cicliche di apertura polifasica.

Ringraziamenti

Desidero ringraziare innanzitutto la mia famiglia, per avermi permesso di arrivare a questo traguardo, e per il conforto e l'aiuto dimostratomi nei momenti di bisogno. Ringrazio specialmente il prof. G. Pennacchioni, per avermi seguita e accompagnata in questo progetto di tesi, il prof. M. Floris per la cortesia e la gentilezza che ha avuto nell'aiutarmi con il progetto GIS, il prof. B. Cesare, per l'aiuto e la pazienza con lo studio delle inclusioni fluide, e la famiglia Gruber, per la cordialità e il calore dimostratomi in rifugio. Un sentito grazie anche al personale tecnico per l'aiuto nella preparazione dei campioni e nelle analisi. Infine, ma non per questo meno importanti, desidero ringraziare i miei compagni di università e gli amici di sempre, per gli speciali momenti condivisi assieme.

Bibliografia

- BEHRMANN, J.H. (1988) *Crustal-scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps*. *Geodin. Acta*, 2, 63-73.
- BISTACCHI, A. & MASSIRONI, M. (2001) *Introduzione alla tettonica fragile nealpina e sua influenza sull'instabilità dei versanti*. In: PASQUARE, G. (ed.) *Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali*. CNR - Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Fondazione Cariplo, Milano 208 pp., Italy, 9-34.
- BOWDEN, P.B. (1970) *A criterion for inhomogeneous plastic deformation*. *Philosophical Magazine* 22, 455-462.
- BRUN, J.P. & COBBOLD, P.R. (1980) *Strain heating and thermal softening in continental shear zones: a review*. *Journal of Structural Geology* 2, 149-158.
- BRUNSMANN, A., FRANZ, G., ERZINGER, J. & LANDWEHR, D. (2000). *Zoisite- and clinzoisite-segregations in metabasites (Tauern Window, Austria) as evidence for high-pressure fluid-rock interaction*. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 1-21.
- BURKHARD, M. (1993) *Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: A review*. *Journal of Structural Geology*, 15(3 – 5), 351 – 368, doi:10.1016/0191-8141(93)90132-T.
- CESARE, B., POLETTI, E., BOIRON, M.-C. & CATHELINÉAU, 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, 121-136.
- CHRISTENSEN, J.N., SELVERSTONE, J., ROSENFELD, J.L. & DEPAOLO, D.J. (1994) *Correlation of Rb-Sr geochronology of garnet growth histories from different structural levels within the Tauern Window, Eastern Alps*. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 118, 1-12.

- CHRISTIANSEN, P.P. & POLLARD, D.D. (1997) *Nucleation, growth and structural development of mylonitic shear zones in granitic rocks*. *Journal of Structural Geology* 19, 1159-1172.
- COELHO, S., PASSCHIER, C. & MARQUES, F. (2006) *Riedel-shear control on the development of pendant veins: field example and analogue modelling*. *Journal of Structural Geology* 28, 1658-1669.
- CONTI, P. (1995) *La Falda dell'Ortles: struttura interna e suo ruolo nell'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Prov. Sondrio, Bolzano e Cantone dei Grigioni)*. Ph.D. Thesis, Universität Basel, Basel, Schweiz.
- D'AMICO, C. (1974). *Hercynian plutonism in the Alps*. A report 1973-74 (Relazione ufficiale). *Memorie della Società Geologica Italiana* 13, 49-118.
- DE VIVO, B. & FREZZOTTI, M. L. (1994) *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. International Mineralogical Association, IV, 377 pp.
- DE VECCHI, G.P. & MEZZACASA, G. (1986) *The Pennine basement and cover units in the Mesule group (southwestern Tauern window)*. *Memorie di Scienze Geologiche* 38, 365-392.
- FALL A., TATTITCH B. & BODNAR R. J. (2011) *Combined microthermometric and Raman spectroscopic technique to determine the salinity of H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions based on clathrate melting*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 951-964.
- 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: VON RAUMER, J.F., NEUBAUER, F. (Eds.), *Pre-Mesozoic geology of the Alps*. Springer, Berlin, 375-391.
- FINGER, F., ROBERTS, M.P.M, HAUNSCHMID, B., SCHERMAIER, A. & STEYNER, H.P. (1997) *Variscan granitoids of central Europe: their tipology, potential sources and tectonothermal relations*. *Mineralogy and Petrology*, 61, 67-96.
- FLÜGEL, H.W & FAUPL, P. (1987). *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Vienna.
- FRIEDRICHSEN, H. & MORTEANI, G. (1979). *Oxygen and hydrogen isotope studies on minerals from alpine fissures and their gneissic host rocks. Western Tauern Window (Austria)*. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70, 149-152.

- FRISCH, W., VAVRA, G., WINKLER, M. (1993) *Evolution of Penninic basement of the Eastern Alps*. In: VON RAUMER, J.F., NEUBAUER, F. (EDS.), *Pre-Mesozoic Geology of the Alps*. Springer, Berlin, 349-360.
- FROITZHEIM, N. & 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, 1297-1308.
- FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996) *Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland)*. GSA Bull., 108-9, 1120-1133.
- FUSSEIS, F., HANDY, M.R. & SCHRANK, C. (2006) *Networking of shear zones at the brittle-to-viscous transition (Cap de Creus, NE Spain)*. Journal of Structural Geology 28, 1228-1243.
- FÜGENSCHUH, B., SEWARD, D. & MANCKTELOW, N.S. (1997) *Exhumation in a convergent orogen: the Western Tauern window*. Terra Nova, 9, 213-217.
- GAMOND, J.F. (1987) *Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones*. Journal of Structural Geology 9, 609-620.
- GENSER, J., & NEUBAUER, F. (1989) *Low angle normal fault at the eastern margin of the Tauern window (eastern Alps)*. Mitt. Österr. Geol. Ges., 81, 233-243.
- GENTER, M.A. (1993) *Analytical and numerical considerations on the initiation and propagation of ductile shear zones in elastic-thermo-viscous power law materials*. PhD Thesis, ETH Zürich, Switzerland.
- GREGNANIN, A., BARGOSSO, G.M., BOVE, G., CUCATO, M., MORELLI, C., MORETTI, A., POLI, S., ZANCHETTA, S. & ZANCHI, A. (2011) *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 013 Merano*. APAT - Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- GRUJIC, D. & MANCKTELOW, N.S. (1998) *Melt-bearing shear zones: analogue experiments and comparison with examples from southern Madagascar*. Journal of Structural Geology 20, 673-680.
- GUERMANI, A. & PENNACCHIONI, G. (1998) *Brittle precursors of plastic deformation in a granite: an example from the Mont Blanc massif (Helvetic, western Alps)*. Journal of Structural Geology 20, 135e148.

- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H. (1974). *Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria)*. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 54, 769-788.
- ILDEFONSE, B. & MANCKTELOW, N.S. (1993) *Deformation around rigid particles: the influence of slip at the particle/matrix interface*. Tectonophysics 221, 345-359.
- INGLES, J., LAMOUREUX, C., SOULA, J.-C., GUERRERO, N. & DEBAT, P. (1999) *Nucleation of ductile shear zones in a granodiorite under greenschist facies conditions, Ne'ouvielle massif, Pyrenees, France*. Journal of Structural Geology 21, 555-576.
- LAMMERER, B. (1988). *Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps)*. Geologische Rundschau 77, 143–156.
- LAMMERER, B. & WEGER, M. (1998). *Footwall uplift in an orogenic wedge: the Tauern window in the Eastern Alps of Europe*. Tectonophysics 285, 213–230.
- JAMISON, W. R. & J. H. SPANG (1976) *Use of calcite twin lamellae to infer differential stress* Geological Society of America Bulletin, 87(6), 868 – 872, doi:10.1130/0016-7606(1976)87<868:UOCTLT>2.0.CO;2.
- KAUS, B.J.P. & PODLADCHIKOV, Y.Y. (2006) *Initiation of localized shear zones in viscoelastoplastic rocks*. Journal of Geophysical Research 111, B04412, doi:10.1029/2005JB003652.
- MANCKTELOW, N.S. (2002) *Finite-element modelling of shear zone development in viscoelastic materials and its implications for localization of partial melting*. Journal of Structural Geology 24, 1045-1053.
- MANCKTELOW, N.S. (2006) *How ductile are ductile shear zones?* Geology 34, 345-348.
- MANCKTELOW, N. S. (2008) *Tectonic pressure: Theoretical concepts and modelled examples*. Lithos, 103 (1–2), 149–177, doi:10.1016/j.lithos.2007.09.013.
- MANCKTELOW, N.S. & PENNACCHIONI, G. (2005) *The control of precursor brittle fracture and fluid–rock interaction on the development of single and paired ductile shear zones*. Journal of Structural Geology, 27, 645-661.

- MANCKTELOW, N.S. & PENNACCHIONI, G. (2010) *Why calcite can be stronger than quartz*. Journal of Geophysical Research 115, B01402, doi:10.1029/2009JB006526.
- MANCKTELOW, N.S., STÖCKLI, D.F., GROLLIMUND, B., MÜLLER, W., FÜGENSCHUH, B., VIOLA, G., SEWARD, D. & VILLA, I.M. (2001) *The DAV and Periadriatic fault systems in the Eastern Alps south of the Tauern window*. International Journal of Earth Sciences 90, 593-622.
- MANDAL, N., MISRA, S. & SAMANTA, S.K. (2004) *Role of weak flaws in nucleation of shear zones: an experimental and theoretical study*. Journal of Structural Geology 26, 1391-1400.
- MORTEANI, G. (1974) *Petrology of the Tauern Window, Austrian Alps*. Fortschritte der Mineralogie, 52, 195-220.
- MÜLLER, W., PROSSER, G., MANCKTELOW, N.S., VILLA, I.M., KELLEY, S.P., VIOLA, G. & OBERLI, F. (2001) *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. International Journal of Earth Sciences 90, 623-653.
- PASSCHIER C.W. & TROUW R.A.J. (2005) *Microtectonics*. Springer.
- PENNACCHIONI, G. (2005) *Control of the geometry of precursor brittle structures on the type of ductile shear zone in the Adamello tonalites, Southern Alps (Italy)*. Journal of Structural Geology 27, 627-644.
- PENNACCHIONI, G. & MANCKTELOW, N.S. (2007) *Nucleation and initial growth of a shear zone network within compositionally and structurally heterogeneous granitoids under amphibolite facies conditions*. Journal of Structural Geology, 29, 1757-1780.
- PETIT, J. (1987) *Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks*. Journal of Structural Geology, 9, n°58.
- POIRIER, J.P. (1980) *Shear localization and shear instability in materials in the ductile field*. Journal of Structural Geology 2, 135-142.
- RATSCHBACHER, L. FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J. (1989) *Extension in compressional orogenic belts: the Eastern Alps*. Geology, 17, 404-407.
- ROEDDER E. (1984) *Fluid inclusions*. Reviews in Mineralogy, 12, 646 pp.
- SEGALL, P. & POLLARD, D.D. (1983) *Nucleation and growth of strike slip faults in granite*. Journal of Geophysical Research 88, 555-568.

- SEGALL, P. & SIMPSON, C. (1986) *Nucleation of ductile shear zones on dilatant fractures*. *Geology* 14, 56-59.
- SELVERSTONE, J. (1984) *Petrologic constraints on imbrication, metamorphism and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps*. *Tectonics*, 4, 687-704.
- SELVERSTONE, J. (1988) *Evidence for East-West crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window*. *Tectonics*, 7, 87-105.
- SELVERSTONE, J. & SPEAR, F.S. (1985) *Metamorphic P-T path from pelitic schists and greenstones from the south-west Tauern Window, Eastern Alps*. *Journal of Metamorphic Geology* 3, 439-465.
- S. F. COX (2010) *The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones* *Geofluids* 10, Issue 1-2, 217-233.
- TAKAGI, H., GOTO, K. & SHIGEMATSU, N. (2000) *Ultramylonite bands derived from cataclasite and pseudotachylyte in granites, northeast Japan*. *Journal of Structural Geology* 22, 1325-1340.
- TULLIS, J., DELL'ANGELO, L. & YUND, R.A. (1990) *Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization*. In: DUBA, A., DURHAM, W., HANDIN, J., WANG, H. (Eds.), *The Brittle-Ductile Transition: The Heard volume*. American Geophysical Union Monograph, vol. 56, pp. 67-82.
- VON BLANCKENBURG, F., VILLA, I.M., BAUR, H., MORTEANI, G. & 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, 1-11.
- WILLEMSE, E.J.M. & POLLARD, D.D. (1998) *On the orientation and patterns of wing cracks and solution surfaces at the tips of a sliding flaw or fault*. *Journal of Geophysical Research* 103, 2427-2438.

Indice delle figure

- Fig. 1: Inquadramento geologico regionale dell'area delle Mesule. La stella indica la collocazione dell'area studiata (da Pennacchioni & Mancktelow, 2007). 13
- Fig. 2: “Stepped boundaries” del lamprofiro₂: come si vede, il bordo del lamprofiro mostra una geometria gradinata. Foto G. Pennacchioni. 16
- Fig. 3: a) “Ribbons” di tonalite all'interno di lamprofiro. b) Right-stepping di due segmenti di magma mingling o lamprofiro₁. Foto G. Pennacchioni. 17
- Fig. 4: Schemi rappresentativi delle orientazioni: da sopra, a) lamprofiri₂, b) lamprofiri₁ (magma mingling), c) apliti e d) foliazione magmatica. 20
- Fig. 5: Frattura riempita da epidoto: si riconosce la vena centrale e l'alone di alterazione che la circonda. 23
- Fig. 6: Schemi rappresentativi di a) vene di epidoto; b) joints. 24
- Fig. 7: Vena di epidoto circondata da alone di alterazione, e successivamente deformata formando una paired shear zone. 27
- Fig. 8: Deformazione duttile per shear localizzata in un incluso basico, senza propagazione nella roccia incassante: la forte foliazione sigmoidale della zona di taglio indica senso di shear destro. Da Pennacchioni & Mancktelow (2007). 28
- Fig. 9: a) Zone di taglio destre, con geometria en-echelon di tipo left-stepping; b) incluso basico dislocato da una zona di taglio singola con senso di shear destro; c) Filoncello aplitico dislocato all'interno del lamprofiro: la deformazione duttile si concentra all'interno del lamprofiro; d) riattivazione duttile concentrata ai bordi di un filone aplitico: si nota la caratteristica foliazione sigmoidale indicante shear destro; e) filone aplitico con riattivazione duttile al bordo e dislocazione di una frattura; f) Piccole vene en-echelon con caratteristica foliazione nel dominio contrazionale, all'interno del cosiddetto “contractional jog”. 29
- Fig. 10: Schemi rappresentativi delle orientazioni: a) zone di taglio destre b) zone di taglio sinistre. 31

- Fig. 11: Proiezione stereografica delle orientazioni delle strutture planari preesistenti o dei limiti composizionali che sono state riattivate come zone di shear destre o sinistre. L'asse principale di compressione era orientato a 345° . Da Pennacchioni & Mancktelow (2007). 31
- Fig. 12: Schema rappresentativo della "bulk foliation". 32
- Fig. 13: Orientazione preferenziale delle vene di quarzo senza alcun indicatore cinematico: la maggior parte è orientata a circa 345° , direzione congruente con l'asse principale di raccorciamento σ_1 . 36
- Fig. 14: Formazione delle varie tipologie di vene e terminazioni delle stesse. (S. Coelho et al., 2006). 38
- Fig. 15: a) Geometria di un tension gashes idealizzato nel caso di shear sinistro. b) Distribuzione teoretica di fratture estensionali (T) e fratture di taglio (R, R' e P) nella stesse condizioni cinematiche. 38
- Fig. 16: Sviluppo di vuoti triangolari controllati da fratture di tipo R e R', all'aumentare dello shear strain γ . 39
- Fig. 17: Vena di quarzo con terminazioni tipo "wing cracks". 40
- Fig. 18: Vena di quarzo con terminazione di tipo "pennant". 40
- Fig. 19: Schema idealizzato rappresentante la terminazione di una vena, con formazione di wing crack e superficie di soluzione. Sono date le componenti polari dello stress ($\sigma_{\theta\theta}$, σ_r , σ_{rr}) agenti su un piccolo elemento posizionato a una distanza r dalla terminazione e ad un angolo θ . Gli angoli invece θ_t e θ_c rappresentano, rispettivamente, l'orientazione della wing crack e della superficie di soluzione. Infine, i vettori u e v indicano il dislocamento nelle direzioni parallela e perpendicolare allo scivolamento lungo la frattura. (Willemse & Pollard, 1998). 41
- Fig. 20: Orientazione preferenziale delle vene di quarzo con wing a cinematica destra. 42
- Fig. 21: Orientazione preferenziale di vene di quarzo con wing aventi cinematica sinistra. 43
- Fig. 22: Esempio di foliation boudinage accompagnato dalla formazione di flanking structures. 44

- Fig. 23: Vene triangolari sviluppate al contatto tra granodiorite e filone lamprofirico. 44
- Fig. 24: Schema illustrativo della foto in fig. 24. 45
- Fig. 25: Vena di quarzo con geometria en-echelon: andamento a gradini di tipo “right-stepping” che testimonia un senso di shear sinistro. 45
- Fig. 26: Schema idealizzato del meccanismo di formazione di vene di quarzo con wing orientate come σ_1 , e “falsa” geometria en-echelon. 46
- Fig. 27: Bacino di pull-apart in vena a quarzo e calcite. Al bordo della struttura è presente una foliazione congruente con il senso di shear che l’ha formato. 47
- Fig. 28: Vena di quarzo, con sviluppo di “crack seams” paralleli alle salbande e indicanti l’apertura della vena: è presente anche una vena di clorite secondaria, tardiva rispetto alla vena di quarzo. 48
- Fig. 29: Vena a quarzo e calcite, con presenza di “crack seams” di biotite all’interno dei porfiroclasti di calcite, evidenziati dalla frecce rosse: anche in questo caso sono paralleli alle salbande e indicano la direzione di apertura della vena. 48
- Fig. 30: Bacino di pull-apart in vena di quarzo: il senso di shear è sinistro. 50
- Fig. 31: Aplite con localizzazione ai bordi della deformazione duttile e formazione di una foliazione tipo sigmoidale. 50
- Fig. 32: Vena di quarzo, con senso di shear sinistro evidenziato dalle wing: la freccia rossa indica una wing secondaria, sviluppata in un altro evento di apertura e riattivazione duttile della vena. 51
- Fig. 33: Vena a quarzo e biotite, con foliazione interna che indica un senso di shear sinistro all’interno della vena. Da Pennacchioni & Mancktelow, 2007. 52
- Fig. 34: Particolare di vena di quarzo con mineralizzazioni di biotite ai bordi e in macchie all’interno del quarzo. 52
- Fig. 35: Cristallizzazione di biotite lungo i bordi di una vena di quarzo: la biotite riempie un bordo di spessore centimetrico. 53

- Fig. 36: Piccole “macchie” di biotite lungo i bordi di una wing crack di quarzo, che interseca un filone aplitico. 53
- Fig. 37: Modellizzazione numerica del comportamento fra porfiroclasti di calcite in matrice di quarzo. 55
- Fig. 38: Vena a quarzo e calcite: si noti la dimensione dei singoli cristalli di calcite. 56
- Fig. 39: Schema illustrativo raffigurante la curva di rottura Mohr-Coulomb. 57
- Fig. 40: Diagramma di rottura generico per lo spazio dettato da pore fluid factor e stress differenziale: in blu è indicato il percorso di rottura per una frattura sottoposta a shear, in rosso per una frattura estensionale e in verde il comportamento a rottura per una frattura ibrida. La rottura avviene quando il pore fluid factor e lo stress differenziale raggiungono la curva di rottura, analogamente a quanto avviene per il cerchio di Mohr. Da S.F.Cox, 2010. 58
- Fig. 41: Creazione della griglia-guida per far muovere il georadar. 60
- Fig. 42: Particolare di vena di quarzo con mineralizzazione di biotite e clorite, lungo il bordo e in zona di assottigliamento. La granodiorite incassante sembra essere alterata, essendo di grana leggermente più grossa e più biancastra. 61
- Fig. 43: Vena di quarzo che mostra una protusione all’interno un alone di alterazione adiacente: la forma della protusione è dovuta ed ereditata dalla forma della zona alterata. Da Pennacchioni & Mancktelow, 2007. 62
- Fig. 44: Schema illustrativo del fenomeno della fluorescenza X: il fotone incidente, in verde, promuove un elettrone a uno stato di energia maggiore. La lacuna viene colmata da un altro elettrone, che libera energia attraverso un fotone di fluorescenza, in rosso. 64
- Fig. 45: Campione LN100 con transizione da granodiorite, a fascia milonitica (myl) a alone di alterazione (halo). 65
- Fig. 46: Campione LN4 di granodiorite sottoposto ad analisi XRF. 66
- Fig. 47: Campione 2, con granodiorite indeformata (grd) e alone di alterazione (halo). 66

- Fig. 48: Quarzo pegmatitico con piani di inclusioni secondarie a cristallo negativo. Da Roedder E.(1984). 72
- Fig. 49: Zone di maggior fatturazione del quarzo: “crack seams” testimonianti il senso di apertura della vena. Tale tipologia corrisponde alla popolazione “O” di inclusioni fluide analizzate al microscopio. 73
- Fig. 50: Zone di danneggiamento nel quarzo di tipo Riedel (R’) congruenti la riattivazione duttile destra al bordo. Tale tipologia corrisponde alla popolazione “T” di inclusioni fluide analizzate al microscopio. 73
- Fig. 51: Scansione della sezione lucida investigata: si riconoscono le fratture principali, orientate come fratture di tipo Riedel rispetto alla salbanda (il lato lungo della sezione è parallelo alla salbanda della vena da cui proviene il campione). Il lato lungo misura 4.5cm. 74
- Fig. 52: Foto al microscopio (5X): a) le frecce evidenziano il set orizzontale “O”, e il set trasversale “T”; b) Set trasversali “A” e “T” a confronto. 75
- Fig. 53: a) Disposizioni planari di inclusioni fluide a “cristallo negativo” appartenenti al sistema “A”; b) intersezione tra il sistema “T” e il sistema “O”: notare la disposizioni in piani e le forme regolari delle inclusioni del sistema “T”; c) piani di inclusioni fluide del sistema “O”. Ingrandimento 20X per tutte le foto. 77
- Fig. 54: Inclusioni fluide avanti forma euedrale a “cristallo negativo”, appartenenti al sistema “T”. Foto a ingrandimento 50X. 78
- Fig. 55: Diagramma P-T per il sistema H₂O pura, che evidenzia i percorsi seguiti da un’inclusione A e da un’inclusione B, che omogeneizzano alla stessa temperatura (T_h) ma caratterizzate da densità differenti. L’inclusione A omogeneizza nello stato liquido, l’inclusione B omogeneizza nello stato vapore. La linea che termina al punto critico (c.p.) è la curva liquido-vapore, dalla quale originano le isocore, sulle quali è indicata la densità espressa in g cm⁻³. Da De Vivo e Frezzotti (1994), modificato da Shepherd et al. (1985). 80
- Fig. 56: Diagramma T_m H₂O-T_h finale per le varie tipologie di popolazioni. 83

Fig. 57: Diagramma pressione-temperatura ricavato da Cesare et al., 2001: sono rappresentate le isocore ricavate dalle proprietà medie delle tre popolazioni di inclusioni fluide analizzate: in rosso è rappresentata l'isocora relativa alla popolazione "O", in blu quella relativa alla popolazione "T", ed in verde quella relativa all'altro set trasversale "A". Il campo E rappresenta le condizioni di intrappolamento per le inclusioni studiate da Cesare et al., 2001. Il campo a retino orizzontale indica la variazioni in temperatura della popolazione "O", con il valore massimo in giallo, e il valore minimo in arancione. 85

Fig. 58 Vene di quarzo con concentrazioni a clorite sulle terminazioni: si nota l'alone di alterazione che circonda le vene di clorite. 86

Fig. 59: Diagramma di rottura nello spazio stress differenziale-pore fluid factor (λ_v) sviluppato da S.F. Cox: la stella indica le condizioni di partenza per l'aprirsi di una nuova frattura. Inizialmente le condizioni sono tali da aprire una frattura puramente estensionale, in quanto lo stress differenziale nell'area è molto basso. Successivamente, il pore fluid factor diminuisce e la frattura continua ad aprirsi seguendo un percorso ibrido, sviluppando delle wing alle terminazioni. 87

Fig. 60: a) Sezione sottile relativa alla granodiorite non deformata (1C). Immagine a nicol paralleli; b) Sezione sottile relativa all'alone di alterazione che si propaga dalla granodiorite incassante (1A). Immagine a nicol paralleli. 90

Tab. 1: Dati relativi all'analisi XRF del campione LN100. 67

Tab. 2: Dati relativi al campione LN4. 68

Tab. 3: Dati relativi all'analisi in XRF del campione 2. 68

Tab. 4: Dati relativi all'analisi XRF del campione 1. 69

Tab. 5: Tabelle relative ai dati di microtermometria per ogni tipologia di popolazione di inclusioni fluide. 113

Appendice

N° CHIP	N° INCL	SET STUDIATO	Tm H ₂ O	vel misura	Tm CO ₂	vel misura	Tm CLA	vel misura	Th f (sempre a 5°/min) a L
1	1.1	O	-0.4	10°/min					259
1	1.2	O	-0.6	10°/min					264
1	1.3	O	-0.4	10°/min					262
1	1.4	O	-0.6	10°/min					265
1	1.5	O	-0.7	10°/min					264
1	1.6	O	-0.3	10°/min					269
1	1.7	O	-0.1	10°/min					262
2	2.1	O	-0.6	1°/min					271
2	2.2	O	-0.6	1°/min					271
2	2.3	O	-0.6	1°/min					273
2	2.4	O	-0.4	1°/min					268
2	2.5	O	-0.5	1°/min					274
2	2.6	O	-0.7	1°/min					
3	3.11	O	-0.1	5°/min					285
3	3.12	O	-0.1	5°/min					290
3	3.13	O	-0.1	5°/min					
3	3.14	O	-0.7	5°/min					
3	3.15	O	-0.1	5°/min					277
3	3.16	O	-0.1	5°/min					
3	3.17	O	-0.3	5°/min					273
3	3.18	O	-0.3	5°/min					274
3	3.19	O	-0.7	5°/min					274
3	3.20	O	-0.7	5°/min					281
4	4.21	O	-0.5	1°/min					263
4	4.22	O	-0.5	1°/min					263
4	4.23	O	-0.5	1°/min					266
4	4.24	O	-0.5	1°/min					267
4	4.25	O	-0.6	1°/min					270
4	4.26	O	-0.6	1°/min					
5	5.22	O	-0.7	1°/min					260
5	5.23	O	-0.7	1°/min					265
5	5.24	O	-0.7	1°/min					268
5	5.25	O	-0.7	1°/min					268
5	5.26	O	-0.7	1°/min					268
5	5.27	O	-0.7	1°/min					270
5	5.28	O	-0.6	1°/min					270
5	5.29	O	-0.6	1°/min					
5	5.30	O	-0.4	1°/min					
5	5.31	O	-0.4	1°/min					
5	5.32	O	-0.4	1°/min					
5	5.34	O	-0.4	1°/min					
6	6.17	O	-2	1°/min					295
6	6.18	O	-2	1°/min					302
6	6.19	O	-2	1°/min					310
6	6.20	O			-57.1	1°/min	2.1	1°/min	300
6	6.21	O					2.3	1°/min	
6	6.22	O			-57.7	5°/min	2.1 (1.5)	1°/min	300
6	6.23	O			-57.9	5°/min	0.1	1°/min	301
6	6.24	O					1.3	1°/min	301
6	6.25	O					1.3	1°/min	305
7	7.11	O	-0.6	1°/min					297
7	7.12	O	-0.6	1°/min					305
7	7.13	O	-0.6	1°/min					305
7	7.14	O	-0.6	1°/min					305
7	7.15	O	-0.6	1°/min					309
7	7.16	O	-0.9	1°/min					310
7	7.17	O					0.5	1°/min	297
7	7.18	O					0.5	1°/min	297
7	7.19	O					3	5°/min	298
7	7.20	O					3	5°/min	298
7	7.21	O					3.3	5°/min	297
7	7.22	O					1.6	5°/min	297
7	7.23	O					1.6	5°/min	304
7	7.24	O					3.6	5°/min	304
7	7.25	O					3.8	5°/min	311
8	8.15	O					1.5	5°/min	300
8	8.16	O					1.5	5°/min	300
8	8.17	O					1.7	5°/min	305
8	8.18	O					1.7	5°/min	285
8	8.19	O					1.7	5°/min	298
8	8.20	O					1.9	5°/min	288
8	8.21	O					1.9	5°/min	310
8	8.22	O					11.3	10°/min	312

N° CHIP	N° INCL	SET STUDIATO	Tm H ₂ O	vel misura	Tm CO ₂	vel misura	Tm CLA	Th f (sempre a 5°/min) a L
3	3.1 A		-0.4	1°/min				266
3	3.2 A		-0.4	1°/min				
3	3.3 A		-0.4	1°/min				
3	3.4 A		-0.4	1°/min				
3	3.5 A		-0.4	1°/min				
3	3.6 A		-0.3	1°/min				269
3	3.7 A		-0.3	1°/min				271
3	3.8 A		-0.3	1°/min				272
3	3.9 A		-0.3	1°/min				270
3	3.10 A		-0.5	1°/min				266
4	4.1 A		-0.6	1°/min				251
4	4.2 A		-0.6	1°/min				256
4	4.3 A		-0.6	1°/min				254
4	4.4 A		-0.6	1°/min				258
4	4.5 A		-0.6	1°/min				261
4	4.6 A		-0.6	1°/min				258
4	4.7 A		-0.6	1°/min				263
4	4.8 A		-0.7	1°/min				261
4	4.9 A		-0.6	1°/min				258
4	4.10 A		-0.6	1°/min				260
4	4.11 A		-0.6	1°/min				258
4	4.12 A		-0.6	1°/min				260
4	4.13 A		-0.5	1°/min				258
4	4.14 A		-0.5	1°/min				
4	4.15 A		-0.5	1°/min				
4	4.16 A		-0.5	1°/min				
4	4.17 A		-0.7	1°/min				256
4	4.18 A		-0.7	1°/min				256
4	4.19 A		-0.7	1°/min				256
4	4.20 A		-0.7	1°/min				
5	5.1 A		-0.2	1°/min				258
5	5.2 A		-0.2	1°/min				245
5	5.3 A		-0.2	1°/min				247
5	5.4 A		-0.2	1°/min				242
5	5.5 A		-0.2	1°/min				252
5	5.6 A		-0.5	1°/min				
5	5.7 A		-0.5	1°/min				
5	5.8 A		-0.2	1°/min				
5	5.9 A		-0.2	1°/min				
5	5.10 A		-0.3	1°/min				267
5	5.11 A		-0.3	1°/min				273
5	5.12 A		-0.3	1°/min				273
5	5.13 A		-0.3	1°/min				276
5	5.14 A		-0.3	1°/min				276
5	5.15 A		-0.4	1°/min				281
5	5.16 A		-0.4	1°/min				265
5	5.17 A		-0.4	1°/min				
5	5.18 A		-0.4	1°/min				260
5	5.19 A		-0.4	1°/min				
5	5.20 A		-0.2	1°/min				

N° CHIP	N° INCL	SET STUDIATO	T _m H ₂ O	vel misura	T _m CO ₂	vel misura	T _m CLA	vel misura	Th f (sempre a 5°/min) a L
6	6.1 T			-1 1°/min					257
6	6.2 T			-1.1 1°/min					257
6	6.3 T			-1.1 1°/min					258
6	6.4 T			-1.1 1°/min					
6	6.5 T			-1 1°/min					269
6	6.6 T			-1 1°/min					252
6	6.7 T			-1 1°/min					268
6	6.8 T			-1 1°/min					
6	6.9 T			-1 1°/min					266
6	6.10 T			-1 1°/min					267
6	6.11 T			-1.2 1°/min					
6	6.12 T			-1.2 1°/min					266
6	6.13 T			-2.1 1°/min					269
6	6.14 T			-2.1 1°/min					270
6	6.15 T			-2.1 1°/min					
6	6.16 T			-2.1 1°/min					
7	7.1 T			-0.6 1°/min					270
7	7.2 T			-0.6 1°/min					271
7	7.3 T			-0.6 1°/min					271
7	7.4 T			-0.7 1°/min					270
7	7.5 T			-0.7 1°/min					270
7	7.6 T			-0.6 1°/min					268
7	7.7 T			-0.6 1°/min					
7	7.8 T			-0.6 1°/min					
7	7.9 T			-0.6 1°/min					256
7	7.10 T			-0.6 1°/min					
8	8.1 T			-1.2 1°/min					270
8	8.2 T			-1.2 1°/min					276
8	8.3 T			-1.5 1°/min					265
8	8.4 T			-1.5 1°/min					
8	8.5 T			-1.6 1°/min					279
8	8.6 T			-1.6 1°/min					272
8	8.7 T			-1.6 1°/min					267
8	8.8 T			-1.8 1°/min					271
8	8.9 T			-1.8 1°/min					273
8	8.10 T			-0.8 1°/min					260
8	8.11 T			-1.1 1°/min					273
8	8.12 T			-1.1 1°/min					270
8	8.13 T			-1.1 1°/min					267
8	8.14 T			-1.1 1°/min					265

Tab. 5: Tabelle relative ai dati di microtermometria per ogni tipologia di popolazione di inclusioni fluide.