



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**STRUTTURE DEFORMATIVE NEL PLUTONE
DELLE VEDRETTE DI RIES: UNA CHIAVE
D'INTERPRETAZIONE DELLA CINEMATICA
OLIGOCENICA DELLE ALPI ORIENTALI**

Relatore: Prof. Giorgio Pennacchioni

Laureando: Giorgio Ruberti

Matricola: 622611

ANNO ACCADEMICO 2011 / 2012

Indice

Introduzione	1
1. Inquadramento Geologico	3
1.1 Condizioni geodinamiche al contorno	3
1.2 Caratteri petrologici	6
1.3 Ascesa ed evoluzione strutturale successiva	8
1.3.1 <i>Pull-apart in regime transtensivo</i>	9
1.3.2 <i>Idrofratturazione in regime transpressivo</i>	11
1.4 Ipotesi elaborate dal gruppo di ricerca dell'Università di Padova	12
2. Osservazioni mesoscopiche	15
2.1 Area Sassolungo	16
2.2 Area Vedrette	18
2.3 Area Valfredda	19
2.4 Area Collalto	20
3. Osservazioni microscopiche	31
3.1 Tonalite incassante prima suite	31
3.2 Tonalite incassante seconda suite	32
3.3 Milonite	33
3.4 Quarzo-milonite	33
3.5 Cataclasite	34
3.6 Pseudotachilite	35
4. Discussione	41
4.1 Confronto tra le suite	41
4.2 Messa in posto finale ed esumazione	42
5. Conclusioni	51
Ringraziamenti	53
Bibliografia	55

Introduzione

Il presente lavoro di tesi è volto ad approfondire gli studi strutturali fin'ora condotti dal gruppo di ricerca dell'Università di Padova nei riguardi della storia tettonica del plutone delle Vedrette di Ries. L'importanza di studiare un siffatto corpo geologico risiede nella possibilità di ricavare elementi fondamentali per la comprensione della storia geodinamica regionale riguardante il periodo di messa in posto e raffreddamento. È stato dimostrato, infatti, che le strutture deformative, sia fragili che duttili, che si formano durante il lento processo di raffreddamento dei corpi plutonici registrano il campo di stress presente al momento della loro formazione.

Per quanto concerne il settore centro-orientale delle Alpi, studi precedentemente realizzati sui corpi plutonici dell'Adamello (Sudalpino, Alpi Centrali) e dell'area del lago di Neves (Finestra dei Tauri, Alpi Orientali) hanno portato a stabilire un campo di stress Oligocenico caratterizzato da una direzione di shortening regionale con σ_1 orientato da NW-SE (Adamello: Pennacchioni et al., 2006; Mittenpergher et al., 2009) a NNW-SSE (Neves: Pennacchioni and Mancktelow, 2007) in pieno accordo con la direzione di spinta globale della catena alpina a 30 Ma.

Per la storia deformativa subita e il contesto geodinamico di intrusione, il plutone delle Vedrette di Ries è confrontabile con le deformazioni avvenute nel plutone dell'Adamello e nell'unità pennidica dei Tauri e le indagini strutturali operate in questo lavoro sono indirizzate ad ampliare il quadro già definito in studi precedenti (Citton, 2011) comprendendo anche le altre suite magmatiche che lo compongono. Verrà innanzitutto verificata l'uniformità della storia deformativa delle suite magmatiche alla scala macro- e microscopica, e, successivamente, si cercherà di sviluppare un'ipotesi circa i meccanismi di messa in posto alla luce dei nuovi dati e della cinematica regionale oligo-miocenica dedotta da altri studi su aree limitrofe.

1. Inquadramento Geologico

Obiettivo di questo capitolo è fornire un inquadramento geologico del plutone di Vedrette di Ries così come desunto dai dati presenti in letteratura e dagli studi effettuati in campagna. Verrà innanzitutto delineato un quadro d'insieme riguardante le condizioni geologico-strutturali della regione in esame e poi saranno esposti i caratteri petrologici e la teoria di ascensione del plutone delle Vedrette di Ries. Mentre quest'ultima sembra trovare comune accordo all'interno della comunità scientifica, altrettanto non si può affermare per ciò che riguarda il meccanismo di messa in posto finale; passeremo, perciò, in rassegna i punti di vista diversi che sono tutt'ora dibattuti a tal riguardo e le ipotesi elaborate dal gruppo di ricerca dell'Università di Padova.

1.1 Condizioni geodinamiche al contorno

Il plutone di Vedrette di Ries appartiene alla serie di plutoni periadriatici terziari intrusi in prossimità appunto del Lineamento Periadriatico (il sistema principale di faglie della catena alpina) e i cui corpi principali sono i plutoni di Traversella, Bregaglia, Adamello e il Vedrette stesso. L'età di intrusione risale all'Oligocene, più precisamente a 30 ± 3 Ma secondo gli studi realizzati tramite datazioni Ar/Ar e Rb/Sr su fillosilicati (Borsi et al., 1973, 1978, 1979). Altri autori, riferendosi a datazioni su lamprofiri tardivi che tagliano in discordanza le altre litologie magmatiche del plutone e l'aureola metamorfica di contatto, riportano età di 26.3 ± 3 Ma (Steenken et al., 2000) che rappresenta quindi l'età più recente dell'attività magmatica nell'area del plutone.

Geograficamente il plutone di Vedrette di Ries è localizzato in prossimità del confine tra Trentino Alto Adige ed Austria in un'area bordata a Sud dalla Val Pusteria, a Nord dalla Valle Aurina e ad Ovest dalla Val di Tures.

Al contrario degli altri corpi Periadriatici, ha forma particolarmente allungata con un'estensione di circa 40 Km in direzione Est-Ovest, e un massimo sviluppo Nord-Sud di 7 Km.

Il plutone è intruso all'interno delle unità di basamento Austroalpino e la contiguità con esse è registrata sotto forma di una evidente aureola metamorfica di contatto che sovraimprime le manifestazioni metamorfiche erciniche. L'origine di queste falde risale alla fase orogenica Mesoalpina (Eocene-Oligocene inf.) in cui

avvenne il vero e proprio scontro tra le placche Europea e Adria (fig. 1.1) (Behrmann, 1990; Bruckl, 2010; Kurz, 1993; Dal Piaz, 1999; Schmid, 2004).

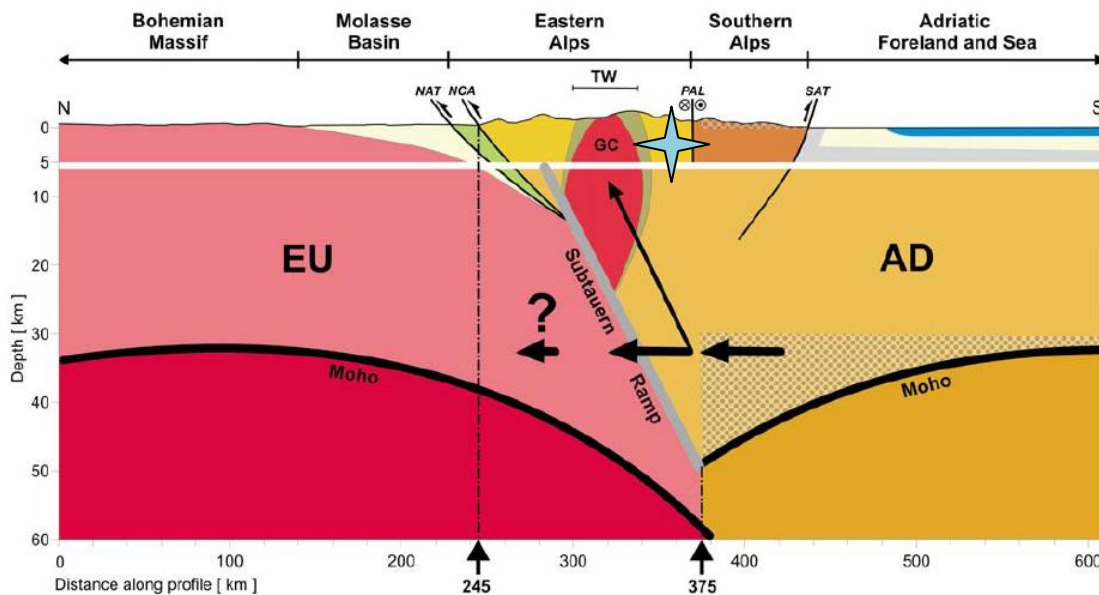


Figura 1.1: Profilo tettonico Nord-Sud semplificato della catena alpina, modificato da Bruckl et al., 2010. L'asterisco indica il contesto di intrusione del plutone delle Vedrette di Ries.

Le rocce che costituiscono quest'unità derivano dal margine continentale settentrionale della placca Adria sotto cui scendeva in subduzione la crosta oceanica europea; litologicamente si tratta di porzioni di basamento cristallino e sedimenti mesozoici metamorfosati inizialmente durante l'evento ercinico tra Carbonifero e Permiano e che portano impressa una seconda impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi di grado medio-basso di età variabile (Bellieni, 1981; Bruckl, 2010; Cliff, 1985; Fritz, 2003; Neubauer, 1999b; Rosenberg, 2004b; Schulz, 2008).

Nell'area studiata l'unità è descrivibile come un cuneo delimitato a Nord dalla Finestra dei Tauri e a Sud dal lineamento Periadriatico (fig. 1.2); al suo interno è suddivisa ulteriormente da altri due lineamenti che isolano tre blocchi distinti caratterizzati da storie metamorfiche diverse (Borsi et al., 1973, 1978; Sassi et al., 2004; Siegesmund, 2007; Stöckhert et al., 1999; Wallis, 1996). I due blocchi meridionali, compresi tra la faglia della Pusteria a Sud e la fascia milonitica Deferegggen-Antholz-Vals (DAV) a Nord e separati tra loro dal lineamento Kalkstein-Vallarga (KV), sono afferenti al sistema di falde Ötztal-Bundschuh; al loro interno non evidenziano tracce di sovraimpronte metamorfiche terziarie ma solo il picco ercinico in facies anfibolitica

risalente a 200Ma. L'area più settentrionale a Nord del lineamento della DAV, invece, appartiene al sistema di falde di alta pressione Koralpe-Wölz ed è quella che ha risentito maggiormente degli effetti dell'orogenesi alpina registrando un'età di raffreddamento che va da 30 a 100Ma. Metamorficamente, perciò, il vero spartiacque tra dominio Alpino e Sudalpino è qui rappresentato dalla DAV e non dal lineamento Periadriatico ss (Mancktelow et al., 2001).

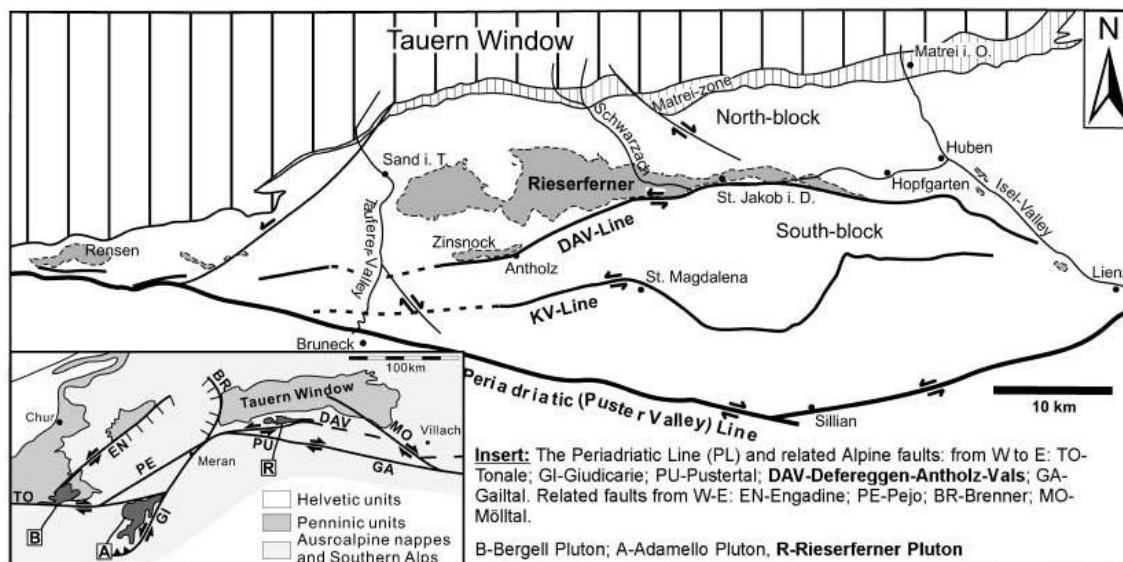


Figura 1.2: Schema tettonico del Lineamento Periadriatico e faglie ad esso correlate con focus nella zona del plutone delle Vedrette di Ries, da Steeken et al., 2002.

Il plutone di Vedrette di Ries è intruso all'interno del blocco settentrionale della falda Austroalpina sopra descritta, a Nord della linea DAV. La profondità di intrusione è stata stimata attorno ai 12-15 km sulla base delle paragenesi all'interno dell'aureola metamorfica di contatto (Cesare, 1994) il che identifica il plutone di Vedrette di Ries come uno dei più profondi non solo tra i plutoni periadriatici, ma anche a livello globale.

Un elemento fondamentale da considerare nello studio strutturale del plutone è la sopracitata DAV in quanto, oltre a delimitare a Sud il cuneo di basamento sede dell'intrusione, ha guidato l'ascesa del plutone stesso ed ha contribuito a determinare la sua geometria finale (Rosenberg, 2004). Nonostante nella sua descrizione sia spesso assimilata ad un lineamento discreto, la DAV rappresenta, in realtà, una fascia deformativa spessa fino ad un centinaio di metri, sviluppata in direzione ENE-WSW (Borsi et al., 1978; Dal Piaz, 1999; Fritz, 2003; Mancktelow, 2001; Ratschbacher, 1991). Dal punto di vista geodinamico appartiene al sistema di faglie periadriatiche e le

prime tracce di attività risalgono all'Oligocene Inferiore (35 Ma); Secondo Mancktelow et al. (2001) la DAV registra un cambio netto di cinematica avvenuto durante il terziario: (a) durante le prime manifestazioni intrusive legate al magmatismo periadriatico essa è caratterizzata da una cinematica transpressiva sinistra coeva a condizioni di alta T che sovrainprime le neo formate strutture magmatiche e le pegmatiti permiane preesistenti; a tale fase è legata anche la formazione della zona di shear di Speikboden presente a Nord del futuro plutone; (b) dopo questa fase, sempre attorno ai 30Ma e durante la fase principale di intrusione del plutone di Vedrette di Ries, la DAV assunse una cinematica trascorrente destra ben testimoniata dalla deformazione sincinemica dell'aureola metamorfica di contatto; contemporaneamente a questa seconda fase si assiste anche ad un movimento estensionale in direzione parallela alla catena in sollevamento. Successivamente a queste fasi, pressoché coeve con l'intrusione del plutone, si ha un ritorno alla cinematica sinistra in regime fragile con lo sviluppo di ulteriori faglie minori antitetiche al lineamento della Pusteria che sovrainprimono le strutture associate alla DAV (Mancktelow et al., 1995, 2001). Litologicamente, la fascia milonitica divide il basamento in domini soggetti a storie geodinamiche differenti: a Nord, come già descritto, si trovano litologie in facies scisti verdi tipiche di metamorfismo alpino mentre a Sud si ha presenza di rocce anfibolitiche tipiche di metamorfismo ercinico (Bellieni, 1981; Borsi et al., 1973; Cliff, 1985; Fritz, 2003; Neubauer, 1999b).

La cinematica polifasica sopra esposta è stata, ed è tutt'ora, materia di dibattito in quanto contrasta con quella del lineamento Periadriatico di cui rappresenta una propaggine. Le ipotesi principali che spiegherebbero tale discrepanza sono due: la prima chiama in causa un meccanismo di “fuga laterale” del cuneo compreso tra i due lineamenti dovuto alla compressione in direzione Nord-Sud (Schmid et al., 1989) mentre la seconda invoca un cambio generale di regime tettonico da sinistro a destro attorno ai 30 Ma (Mancktelow et al., 2001).

1.2 Caratteri petrologici

Litologicamente il Vedrette di Ries è un plutone composto da tre suite magmatiche diverse facilmente distinguibili su base minero-petrografica.

La prima e più antica porzione del complesso affiora nel settore occidentale e nord-occidentale del plutone; si tratta di un litotipo a grana grossa con presenza di cristalli di granato di dimensioni fino a centimetriche la cui classificazione comprende termini da dioritici a granodioritici con tonalite dominante. La seconda suite presenta un contatto transizionale con la prima e copre il settore centrale del Vedrette di Ries; mostra litotipi a grana medio-fine abbondanti in biotite ma totalmente privi di granato, classificabili da tonaliti a graniti. Infine la terza, che copre il settore occidentale, è costituita da granodiorite leucocratica e granito a K-feldspato centimetrico (Bellieni et al., 1976, 1979, 1989; Cesare et al., 2004). Tutte e tre le porzioni del plutone presentano un'intersezione reciproca che ne colloca la messa in posto nello stesso intervallo di tempo (Citton, 2011).

A seguito dei primi studi, negli anni '80 si riteneva che l'origine di tutti i corpi intrusivi periadriatici, e quindi anche del Vedrette di Ries, fosse connessa al magmatismo di subduzione (Sassi et al., 1980; Bellieni, 1976, 1978, 1981) impostatosi in seguito alla collisione tra le placche Europea e Adria iniziata alcune decine di migliaia di anni prima, nell'Eocene. Tale ipotesi era supportata dai risultati delle analisi chimiche e dall'intima associazione spaziale tra i plutoni e il Lineamento Periadriatico. A causa dello scontro tra placche, la crosta oceanica in subduzione sarebbe stata portata a condizioni T-P tali per cui si sarebbe formato un primo fuso indifferenziato che sarebbe poi andato incontro ad un processo di cristallizzazione frazionata bi-fasica. Una prima fase di alta pressione avrebbe portato alla cristallizzazione di orneblenda e granato mentre durante la seconda si sarebbe formata un'associazione a orneblenda e plagioclasio. Analisi degli elementi maggiori e in traccia portava a concludere, in ultima analisi, che tale suite magmatica rappresentasse una serie calc-alcalina a bassi FeO/MgO e TiO₂ e elevato Al₂O₃ di tipo andino legata a un margine continentale attivo (Bellieni et al., 1981).

Parallelamente a questa ipotesi ne venne proposta una diametralmente opposta che imputava la nascita dei corpi periadriatici ad una breve fase tettonica distensiva avvenuta successivamente all'evento collisionale. Il conseguente assottigliamento crostale avrebbe portato ad un aumento locale del gradiente geotermico e i movimenti distensivi avvenuti lungo tutto il Lineamento Periadriatico avrebbero guidato l'ascesa e la messa in posto dei vari plutoni. (dal Piazz e Venturelli, 1983; Laubascher, 1985)

Studi più recenti, tuttavia, propongono come origine del magmatismo il processo di slab break off della litosfera oceanica subdotta (Macera, 2008; Von Blanckenburg, 1995). Quest'ultimo modello prevede che il contrasto di densità tra la porzione oceanica della crosta in subduzione e la porzione continentale della medesima placca generi forze distensive tali da portare alla rottura del lembo oceanico; lo spazio venutosi così a creare sarebbe occupato dal mantello astenosferico caldo in risalita la cui temperatura sarebbe in grado di generare una fusione parziale del mantello litosferico producendo basalti calc-alcalini. La risalita dei fusi così formati porterebbe a sua volta alla fusione parziale di porzioni di crosta continentale con un risultante magmatismo bimodale che ben si accorda con quanto osservato in campagna. (Davies e Von Blanckenburg, 1995; Von Blanckenburg e Davies, 1995)

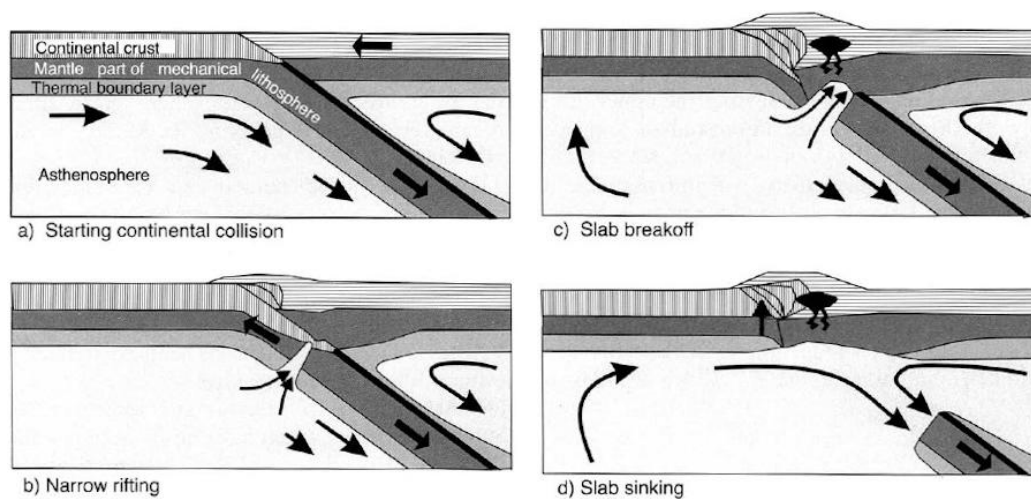


Figura 1.3: Schema del processo di breakoff: (a) prime fasi di collisione continentale. (b) inizio dell'apertura della crosta in subduzione e infiltrazione dell'astenosfera lungo le fratture. (c) la fase di apertura si tramuta nel vero e proprio breakoff. L'interazione tra l'astenosfera alla base della crosta continentale metasomatizzata può portare a magmatismo. (d) man mano che il lembo oceanico affonda si assiste al sollevamento e all'instaurarsi di un flusso di calore che mantiene elevata la temperatura alla base della litosfera. Da Davies e Von Blanckenburg, 1995.

1.3 Ascesa ed evoluzione strutturale successiva

Tutti coloro che si sono interessati alla ricostruzione della storia geologica dell'intrusione sono concordi nell'affermare l'esistenza di un'intima relazione che intercorre tra l'ascesa del plutone e la presenza della DAV (Albertz, 1999). Rosenberg, a seguito dell'analisi di dati petrologici, strutturali e paleomagnetici, sintetizza tale teoria e la estende a tutti i corpi periadriatici affermando che il loro allineamento non

deriva tanto da una sorgente lineare profonda, ma piuttosto dal controllo che le zone di shear associate al sistema di faglie periadriatiche hanno esercitato sulla risalita dei magmi (Rosenberg, 2004).

Altrettanta sicurezza, tuttavia, non accompagna le affermazioni sulla messa in posto finale e l'evoluzione strutturale post-magmatica del plutone in esame. La geometria particolarmente allungata che lo differenzia dagli altri corpi periadriatici e le strutture in esso presenti o assenti, infatti, hanno portato alla formulazione di numerose ipotesi anche molto diverse riguardanti la storia evolutiva posteriore all'ascesa.

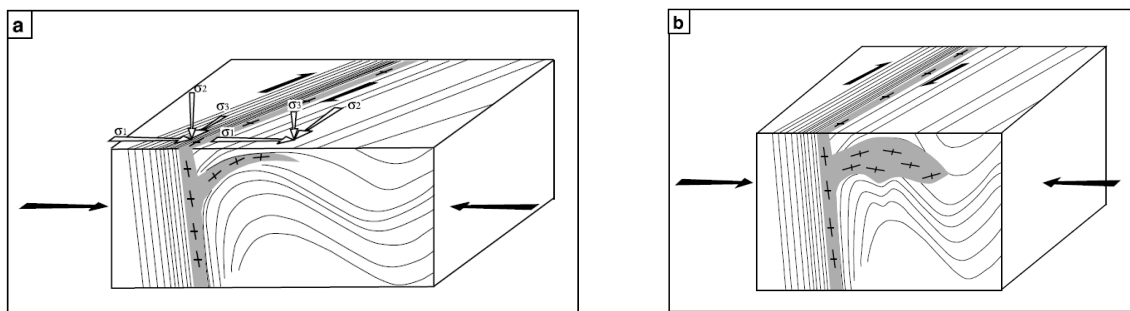


Figura 1.4: Modello di transizione tra ascesa e messa in posto del plutone delle Vedrette di Ries. (a) campo di stress agente sulla zona di shear e sull'incassante circostante. La deformazione è accomodata in parte da una componente di simple-shear all'interno della zona di shear e in parte da una componente di pure shear nella zona adiacente. (b) Il dicco orizzontale subisce raccorciamento e intrusione laterale forzata. Da Rosenberg, 2004.

Due sono le teorie maggiormente accreditate ed entrambe sono potenzialmente in grado di spiegare le strutture rilevate sul terreno. Vediamo ora di descriverle più in dettaglio. Descriveremo poi anche le ipotesi avanzate dal gruppo di ricerca dell'Università di Padova in seguito agli ultimi rilievi effettuati.

1.3.1 Pull-apart in regime transtensivo

L'ipotesi di apertura di un bacino di pull-apart è stata elaborata da Steenken in seguito a studi basati sull'orientazione di elementi magmatici (foliazioni, lineazioni, inclusi) e delle anisotropie magnetiche; i fabric strutturali e magnetici, infatti, sono potenzialmente in grado di registrare l'intero spettro delle deformazioni subite dal plutone, da quelle prettamente magmatiche a quelle solid state, e ciò è tanto più vero quanto è maggiore la durata della messa in posto e del raffreddamento, che si ipotizza sia stata complessivamente di 32.000 anni (Steenken et al., 1999, 2000). Secondo le

analisi effettuate, l'orientazione di tutte le lineazioni strutturali e magnetiche è coerentemente allineata in direzione Est-Ovest sia per quanto riguarda elementi magmatici sia per quelli tardo magmatici. Una deformazione pervasiva allo stato solido, caratterizzata da una cinematica strike-slip sinistra, è stata inoltre descritta lungo il margine settentrionale del plutone al contatto con le miloniti incassanti, congruentemente a quanto già osservato per la DAV. Sommando queste osservazioni Steenken conclude che il plutone si è messo in posto passivamente in un bacino di pull-apart impostatosi in seguito all'attivazione della DAV a Sud e di una fascia milonitica sin-magmatica a Nord (fig.1.5).

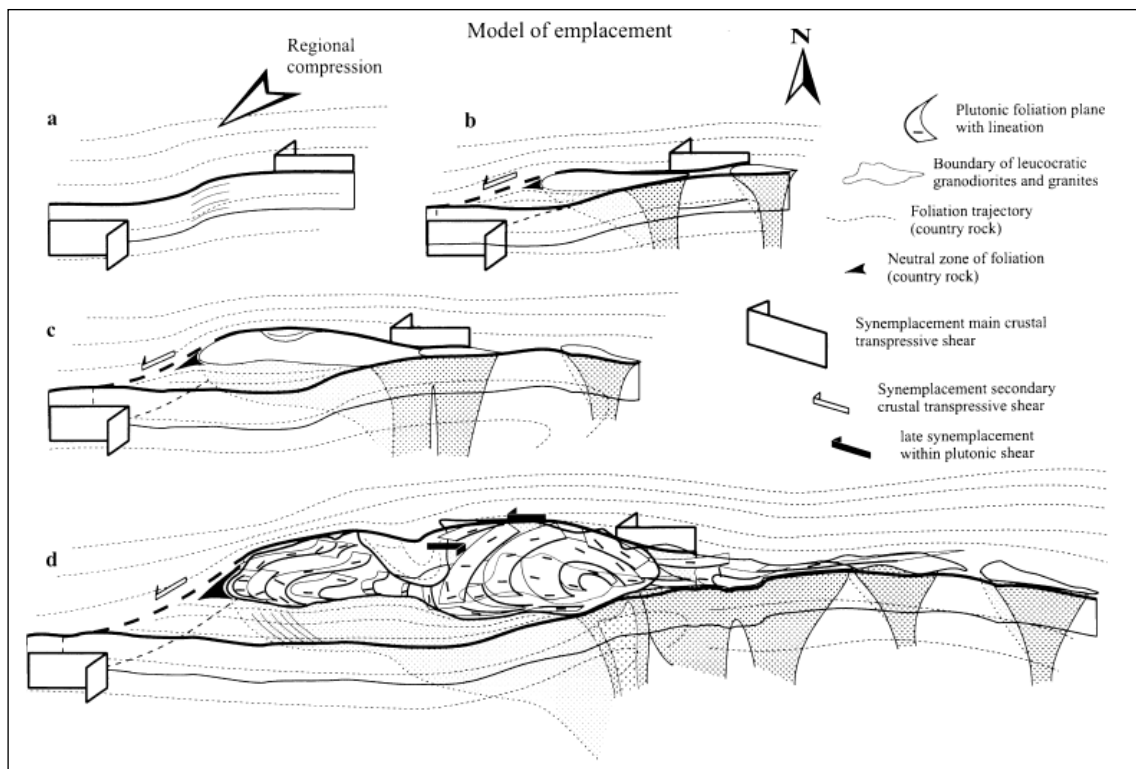


Figura 1.5: Modello di messa in posto del plutone delle Vedrette di Ries in un pull-apart in regime transtensivo. (a) situazione iniziale. (b) sviluppo di una struttura di pull-apart in grado di accomodare il magma in ascesa. (c) risalita progressiva del magma nel pull-apart in apertura e contemporanea risalita di nuovo magma ad Est. (d) collocazione finale del plutone. La porzione centrale va incontro ad un fenomeno di ballooning causato dagli ultimi puls di magma. Da Steenken et al., 2000.

1.3.2 Idrofratturazione in regime transpressivo

L'ipotesi formulata da Steenken è stata successivamente messa in discussione da Wagner et al. (2006) che ne evidenziano alcuni limiti fondamentali. Innanzitutto la teoria di apertura di un bacino di pull-apart necessita della presenza di zone di shear continue ai bordi che, nel settore settentrionale, sono state rilevate solo in prossimità dell'area della Ursprungval, mentre sono del tutto assenti nelle porzioni occidentali e nord occidentali. Inoltre non è stata rilevata alcuna faglia normale né ad Est, né ad Ovest, come, invece, richiederebbe tale teoria. Come seconda obiezione viene indicata la velocità di apertura di tale ipotetico bacino; anche assumendo un tasso di apertura piuttosto elevato (5 cm/anno) il tempo richiesto per formare un volume tale da poter ospitare l'intero plutone ammonterebbe a 500 Ma. Viceversa, se assumiamo che l'intervallo di tempo di messa in posto deve esser stato inferiore ai 32.000 anni, equivalente alla durata del raffreddamento, si dovrebbe ipotizzare una velocità di apertura superiore agli 80 cm/anno.

Wagner et al. (2006) ipotizzano quindi un meccanismo di messa in posto di tipo attivo tramite idrofratturazione dell'incassante avvenuta in concomitanza ad una fase tettonica transpressiva. Tale teoria prevede la risalita del magma lungo le miloniti adiacenti la DAV e una successiva fase di intrusione laterale in direzione Nord guidata dall'apertura di fratture generate dalla sovrappressione esercitata dal magma durante la sua risalita. Mediante questo meccanismo si sarebbe formato il corpo tabulare allungato in senso Est-Ovest che oggi osserviamo.

Tardivamente, inoltre, si sarebbe verificato un processo di doming con conseguente assottigliamento dell'incassante soprastante e tilting di 5° attorno ad un asse Nord-Sud. Questo avrebbe portato all'abbassamento dell'estremità orientale del corpo suggerito dal ringiovanimento delle età radiometriche su fillosilicati e zirconi procedendo da Est verso Ovest (Borsi et al., 1978; Steenken et al., 2002).

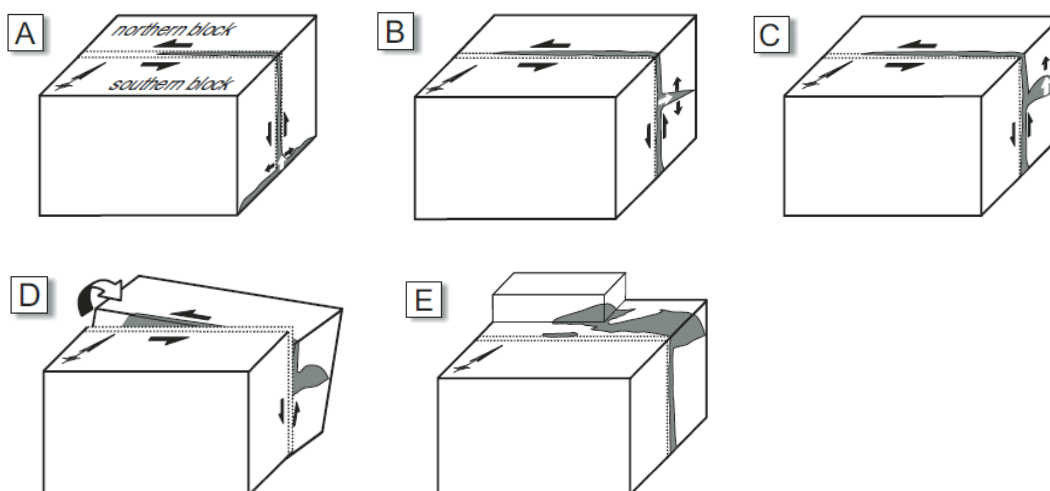


Figura 1.6: Sintesi schematica dei meccanismi di ascesa e messa in posto del plutone delle Vedrette di Ries. (a) risalita del magma lungo le miloniti della DAV. (b) formazione di un sill sub-orizzontale alimentato dalla zona di shear. (c) rigonfiamento del sill e processo di doming al tetto del plutone. (d) tilting post-intrusione. (e) esumazione ed erosione. Da Wagner et al., 2006.

Il dato è avvalorato dai valori delle pressioni presenti durante il metamorfismo di contatto che sono stimate in 250 MPa nella porzione orientale e 375 MPa in quella occidentale (Cesare 1992, 1994b; Cesare e Hollister, 1995). Sommando queste osservazioni Steenken suppone una differenza di profondità di 2,2 km tra le due estremità.

1.4 Ipotesi elaborate dal gruppo di ricerca dell'Università di Padova

Stante le numerose incertezze ancora non chiarite e l'interesse nel delineare una summa dei meccanismi legati alla formazione di zone di deformazione crostale a differenti profondità, il gruppo di ricerca in geologia strutturale dell'Università di Padova ha recentemente intrapreso una campagna di rilevamento nell'area. Gli obiettivi primari sono di valutare il ruolo della durata del raffreddamento nella formazione delle zone di shear, verificare l'uniformità della storia deformativa postmagmatica per plutoni intrusi a diversi livelli crostali nella crosta superiore e compiere un passo avanti nella ricostruzione geodinamica postmagmatica del plutone delle Vedrette di Ries durante l'orogenesi alpina. Le conclusioni dei primi lavori sono state raffrontate a quelle ottenute dagli analoghi intrapresi nelle aree del lago di Neves (Mancktelow e Pennacchioni, 2005; Pennacchioni e Mancktelow, 2007), dell'Adamello (Pennacchioni, 2005; Pennacchioni et al., 2006; Mittempergher et al., 2009), della plutone di Lake

Edison (Sierra Nevada, California: Pennacchioni e Zucchi, sottomesso a *Journal of Structural Geology*) e del Monte Capanne all'Isola d'Elba, aree che nel complesso racchiudono testimonianze dei settori di crosta da superficiale ad intermedia.

Per quanto riguarda i settori d'indagine attinenti al presente lavoro di tesi, i rilevamenti effettuati in affioramento e i risultati delle analisi di laboratorio dei campioni prelevati ben si accordano con quelli ottenuti in altri plutoni studiati (Adamello, Sierra Nevada e Mt. Capanne) e delineano una storia deformativa trifasica rappresentata da un iniziale stadio deformativo fragile caratterizzato dall'apertura di fratture tipo joint seguito da una fase duttile registrata sotto forma di miloniti e quarzo-miloniti ed infine da una seconda fase deformativa fragile a cataclasiti, pseudotachiliti e faglie.

Oltre a questo sono state rinvenute miloniti immergenti ad Est con senso di shear prevalentemente sinistro che portano sovrimpressa una lineazione dip-slip; questa osservazione non è facilmente conciliabile con precedenti osservazioni che, invece, sembrerebbero indicare una cinematica regionale caratterizzata da una direzione di spinta NNW-SSE (Muller, 2001; Pennacchioni et al., 2006; Pennacchioni e Mancktelow, 2007).

Poiché i modelli di messa in posto precedentemente descritti non presentano una soddisfacente coerenza con queste ultime osservazioni, sono state avanzate due ipotesi in grado di spiegare la cinematica locale (Citton, 2011).

La prima possibilità è che la fase estensionale tardiva registrata dalle miloniti sia stata indotta dal tilting di 5° attorno all'asse Nord-Sud primariamente ipotizzato da Wagner, tilting che avrebbe portato all'attivazione dei piani di slip immergenti ad Est. La seconda possibilità è che si sia verificato un riscaldamento tardivo del plutone ad opera di magmi più recenti associato ad un impulso estensionale correlabile con lo scopercchiamento della parte sommitale del plutone, analogamente a quanto ricostruito per la finestra dei Tauri (Bistacchi, 2004; Frisch et al., 2000; Mancktelow, 2000; Neubauer, 1999).

2. Osservazioni mesoscopiche

In questo capitolo verranno esposti i dati e le osservazioni alla scala mesoscopica raccolti negli affioramenti analizzati. L'area del plutone presa in esame, evidenziata nel riquadro in fig. 2.1, comprende aree appartenenti a litologie della prima e della seconda suite magmatica.

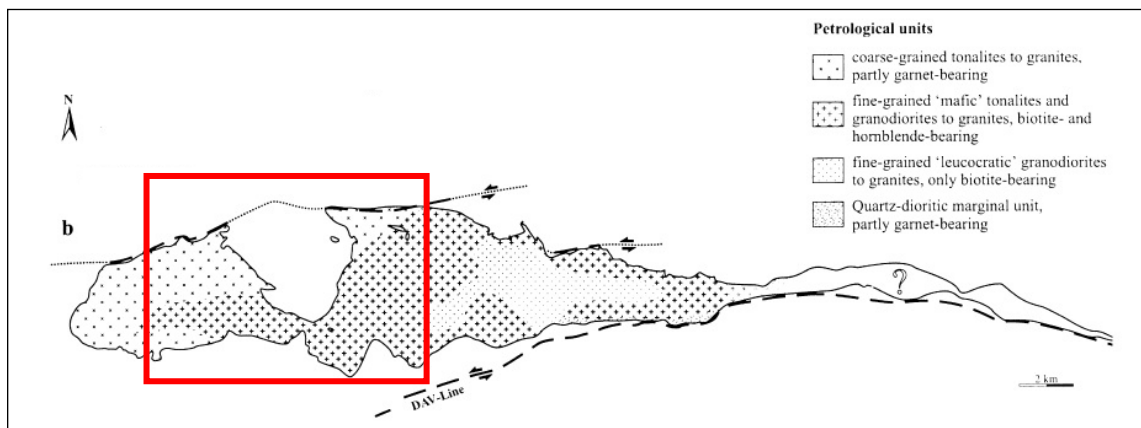


Figura 2.1: Carta petrografica schematica del Vedrette di Ries. Il riquadro identifica la macroarea all'interno della quale sono stati effettuati i rilievi. Modificato da Steenken et al., 2000.

Gli affioramenti considerati sono evidenziati in figura 2.2; si tratta di 4 zone ben distribuite che hanno permesso di estendere il campione di dati precedentemente raccolto (Citton, 2011) anche a porzioni del plutone costituite dalla prima suite magmatica (zona della Valfredda) al fine di verificare l'eventuale omogeneità delle varie strutture in tutti i litotipi.

In ogni paragrafo verrà trattata una singola zona descrivendo le strutture rilevate e il loro rapporti reciproci.

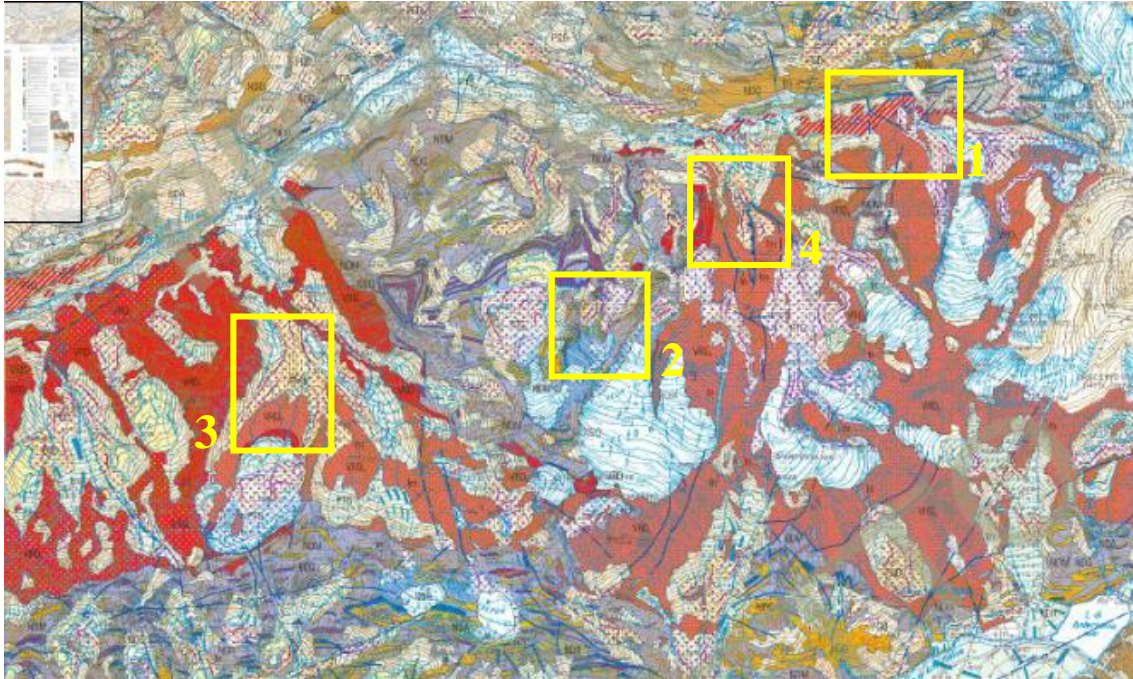


Figura 2.2: Carta geologica del Vedrette di Ries; 1) area Sassolungo; 2) area Vedrette; 3) area Valfredda; 4) area Collalto. Carta Geologica d'Italia scala 1:50.000.

2.1 Area Sassolungo

Si tratta dell'area più a Nord e orientale tra quelle prese in esame, localizzata ai piedi delle lingue glaciali del versante occidentale del Sassolungo. Geologicamente ci troviamo al margine settentrionale dell'intrusione, all'interno della seconda suite magmatica e al contatto con gli scisti incassanti. L'altitudine relativamente elevata, tra i 2400 e i 2800 m, e l'assenza di vegetazione specie nella parte più orientale, hanno permesso alla tonalite di rimanere sostanzialmente preservata da alterazione. Di tutta l'area sono stati analizzati gli affioramenti che presentavano il miglior grado di esposizione e freschezza, localizzati uno alla base del ghiacciaio del Sassolungo, un secondo sul versante idrografico sinistro e un terzo lungo il letto del torrente proglaciale appena sopra al limite della vegetazione prativa (fig. 2.3)

Per ciò che riguarda le strutture fragili da raffreddamento, l'intera area è caratterizzata dalla diffusa presenza di joint sia puramente tensionali (fig. 2.7a) che riattivati come faglie o zone di shear (fig. 2.7b). Le giaciture dei joints indicano la presenza di due set principali (fig. 2.8a): (a) un primo set, di natura prettamente estensionale, presenta immersione ad alto angolo in direzione Nord-Est; (b) un secondo

set, anch'esso senza tracce di riattivazione, immerge a Sud-Sud-Ovest ad alto angolo. È stata, inoltre, riscontrata la presenza di un set di joints con immersione 260°N che mostra di frequente una riattivazione per shear con cinematica destra, e di un set ad immersione 280°N caratterizzato da una cinematica di riattivazione sinistra. L'attività di campagna ha rivelato che la distribuzione spaziale di tali strutture non è perfettamente omogenea; in particolare nella parte più occidentale si concentrano la maggior parte delle strutture immergenti a Nord-Est – Sud-Ovest a basso angolo che costituiscono la base dei numerosi dossi montonati presenti quasi esclusivamente in quell'area (fig. 2.7c) mentre gli altri set sono più equamente ripartiti.

Per quanto riguarda le strutture formatesi in regime duttile è stata rilevata una generalizzata presenza di miloniti e quarzo-miloniti impostatesi in prossimità di precursori fragili. Entrando più nel dettaglio le miloniti in senso stretto mostrano strike NNE con immersione a medio angolo ($\sim 60^{\circ}$) a ESE (fig. 2.7d). La separazione misurata su affioramenti suborizzontali o poco inclinati di filoni e inclusi basici dislocati da tali strutture è sistematicamente sinistra con valori variabili fino a circa 1 metro. Le quarzo-miloniti rilevate, invece, mostrano una dispersione nei valori di immersione che non permette di raggrupparle in set ben definiti. Nonostante questo mostrano caratteri comuni per quanto riguarda l'orientazione Est-Ovest della lineazione e per l'impostazione in prossimità di joint precursori.

Tra le strutture fragili di origine tardiva sono state riconosciute vene a clorite, faglie e cataclasiti. Le prime (fig. 2.7f) presentano una distribuzione omogenea in tutta l'area e mostrano in generale uno strike N-S e un'immersione da elevata a sub verticale. La distribuzione areale delle faglie risulta, invece, molto più settoriale; come già rilevato in lavori precedenti (Citton, 2011), infatti, esse si ritrovano concentrate in "fasci" di spessore fino a metrico e lasciano libere la maggior parte delle rimanenti superfici degli affioramenti (fig. 2.7e). Generalmente si tratta di strutture a direzione Nord-Sud con immersione ad alto angolo sia in direzione Est che Ovest e rigetto misto, sia destro che sinistro. È possibile riconoscere un'organizzazione coerente in faglie destre con immersione fino a circa 100°N , sinistre attorno ai 110°N , destre sui 270°N e nuovamente sinistre per angoli d'immersione superiori. Infine, per quanto riguarda le cataclasiti, si distinguono sostanzialmente due set: il primo immergente a WSW a rigetto destro e il secondo immergente a WNW a rigetto sinistro in perfetto accordo con

la cinematica delle faglie. La loro distribuzione è piuttosto omogenea in tutti i settori interessati dal rilevamento (fig. 2.7 g,h).

2.2 Area Vedrette

Le seconda area presa in esame si estende a Sud del rifugio Roma, sulle rocce montonate immediatamente ai piedi dei ghiacciai dei versanti settentrionali dei monti Magro e Nevoso. Anche in questo caso ci troviamo all'interno della seconda suite magmatica vicino al contatto con gli scisti incassanti. L'estrema pulizia dell'area, solo recentemente abbandonata dai ghiacci e totalmente libera da vegetazione, la rende un eccezionale campo di lavoro per estendere il campione di misure già rilevato nelle aree più settentrionali (fig. 2.4).

Per quanto riguarda le strutture tipo joint (fig. 2.9a) si può affermare che ricalcano fedelmente l'orientazione di due set già riconosciuti nell'area del Sassolungo, vale a dire un set immergente a WSW ad alto angolo con riattivazione destra (ove presente) e un set immergente WNW, sempre ad alto angolo, a riattivazione sinistra. In questo caso, però, la distribuzione è più omogenea sull'intera area e non è stata rilevata la presenza dei diffusi dossi montonati con joint a basso angolo che, invece, caratterizzavano in maniera evidente la porzione occidentale dell'area precedentemente descritta.

Le miloniti (fig. 2.9b) ricalcano in parte giaciture e cinematiche già riscontrate, con l'aggiunta di elementi a senso di scorrimento destro precedentemente assenti. È possibile definire uno "spartiacque" tra strike di strutture a verso di scorrimento destro e sinistro in direzione approssimativamente 10-20°N. Le quarzo-miloniti (fig. 2.9c), invece, derivano dalla deformazione duttile di vene di quarzo impostate su 2 set principali di joints; il primo, predominante, immergente a basso angolo in direzione 100-110°N e la seconda, sempre a basso angolo, attorno ai 260°N (fig. 2.9d). Entrambe sono accomunate da una lineazione dip-slip piuttosto marcata.

Infine le caratteristiche giaciture di vene a clorite (fig. 2.9f), faglie (fig. 2.9g) e cataclasiti (fig. 2.9h) rispecchiano perfettamente quelle precedenti con strutture concentrate in sciami ad alto angolo a direzione Nord-Sud in perfetto accordo con una omologa direzione di raccorciamento. In quest'area, inoltre, è stata rilevata la presenza di vene di pseudotachiliti di spessore millimetrico localizzate in prossimità di entrambe

le famiglie di cataclasiti; si tratta tipicamente di vene scure dall'aspetto vetroso formatesi come conseguenza di un movimento reciproco tra i blocchi di intensità tale da portare localmente a fusione i minerali della tonalite; localmente si trova esposta anche la vena d'iniezione.

2.3 Area Valfredda

Passiamo ora ad analizzare l'area di Valfredda. Geograficamente si localizza ad ovest dello spartiacque rappresentato dalla dorsale nord-occidentale del Monte Nevoso a quote comprese tra 1400 e 2600 mslm. Per quanto riguarda questo lavoro di tesi si tratta indubbiamente della zona più interessante tra le tre in quanto presenta tonaliti della seconda suite a contatto con altre appartenenti alla prima e, quindi, potenzialmente in grado di giustificare o meno l'ipotesi dell'uniformità delle strutture presenti nelle diverse suite. Gli affioramenti, tuttavia, non risultano così ben decifrabili come i precedenti a causa dei più intensi processi di alterazione che caratterizzano entrambi i versanti della valle e gran parte delle misurazioni sono state effettuate in prossimità di incisioni create dalle acque di scioglimento dei ghiacciai sovrastanti (fig. 2.5).

Anche in quest'area si sono rilevate la famiglia di joint puramente estensionali ad alto angolo immergenti ad Est e quella, sempre ad alto angolo, immergente ad Ovest-Sud-Ovest con tracce di riattivazione destra. Inoltre sono molto numerosi e ben visibili dossi montonati con joint a basso angolo ad immersione Est-Ovest analoghi a quelli dell'area del Sassolungo (fig. 2.11a).

Per quanto riguarda le strutture duttili è stata rilevata una sola milonite che esula dalle famiglie precedenti in quanto immergente a Nord-Nord-Est e a movimento destro (fig. 2.11b); resta però costante la direzione Est-Ovest della lineazione. Le quarzo-miloniti, invece, mostrano una giacitura non del tutto concordante con gli altri dati; affianco a piani immergenti a Est-Sud-Est a basso angolo a riattivazione sinistra e impostati su joint preesistenti, infatti, sono stati rilevati un numero cospicuo di piani con una notevole dispersione del valore di immersione che spazia da Ovest a Nord-Nord-Ovest. In entrambe le situazioni non è stato possibile determinare in affioramento la direzione di shear primaria ma è, tuttavia, stato possibile riconoscere un carattere comune per quanto riguarda la direzione di movimento grazie alla presenza di lineazioni

pervasive in direzione Est-Ovest che delineano una cinematica top-to-the-east. Tale dato le accomuna a tutte le altre quarzo-miloniti fin'ora esposte (fig. 2.11c,d).

I rilievi effettuati sulle strutture fragili tardive rispecchiano, infine, le geometrie già esposte per gli altri affioramenti. Ancora una volta si rinvencono sciami di faglie e fratture ad alto angolo sviluppati in direzione NS raggruppabili in diversi set coniugati, il primo set a rigetto destro ha immersione $\approx 100^\circ\text{N}$; il secondo set a rigetto sinistro ha immersione $\approx 110^\circ\text{N}$; il terzo set a rigetto destro e immergente a $\approx 270^\circ\text{N}$; il quarto set a rigetto sinistro ha immersione $\approx 280^\circ\text{N}$. (fig. 2.11f) Per quanto riguarda le cataclasi (fig. 2.11h) non è stato possibile rilevarne un numero adeguato per poter individuare un pattern preciso.

2.4 Area Collalto

Passiamo, infine, in rassegna le strutture rilevate sugli affioramenti ai piedi Collalto. In buona parte si tratta di dossi montonati già presi in considerazione da precedenti lavori, situati a quote relativamente basse ma poco alterati e sufficientemente ben esposti da mettere in rilievo alcune testimonianze della deformazione subita dal plutone (fig. 2.6).

Per quanto riguarda il record fragile da raffreddamento sono stati rilevate un set di joint puramente ad alto angolo, immergenti ad Est, ed un set ad angolo più basso con immersione Est-Sud-Est e generale riattivazione fragile sinistra. A queste si aggiungono una serie di campioni immergenti a Nord ad alto angolo e una serie immergente a Ovest-Nord-Ovest a basso angolo (fig. 2.13a).

Miloniti e quarzo-miloniti in quest'area mostrano una comune direzione di immersione verso ESE a basso angolo con generale verso di scorrimento sinistro (fig. 2.13b,c,d); anche in questo caso la lineazione delle quarzo-miloniti mostra una sovrainpronta dip-slip in direzione Est.

Le testimonianze della fase fragile tardiva, infine, sono coerenti con quanto osservato nelle altre zone essendo rappresentate da vene a clorite e fasce fagliate a direzione Nord-Sud ed alto angolo raggruppabili in set coniugati con direzione di spartiacque tra strutture destre e sinistre approssimativamente Nord/Nord-Ovest (fig. 2.13e,f,g,h).

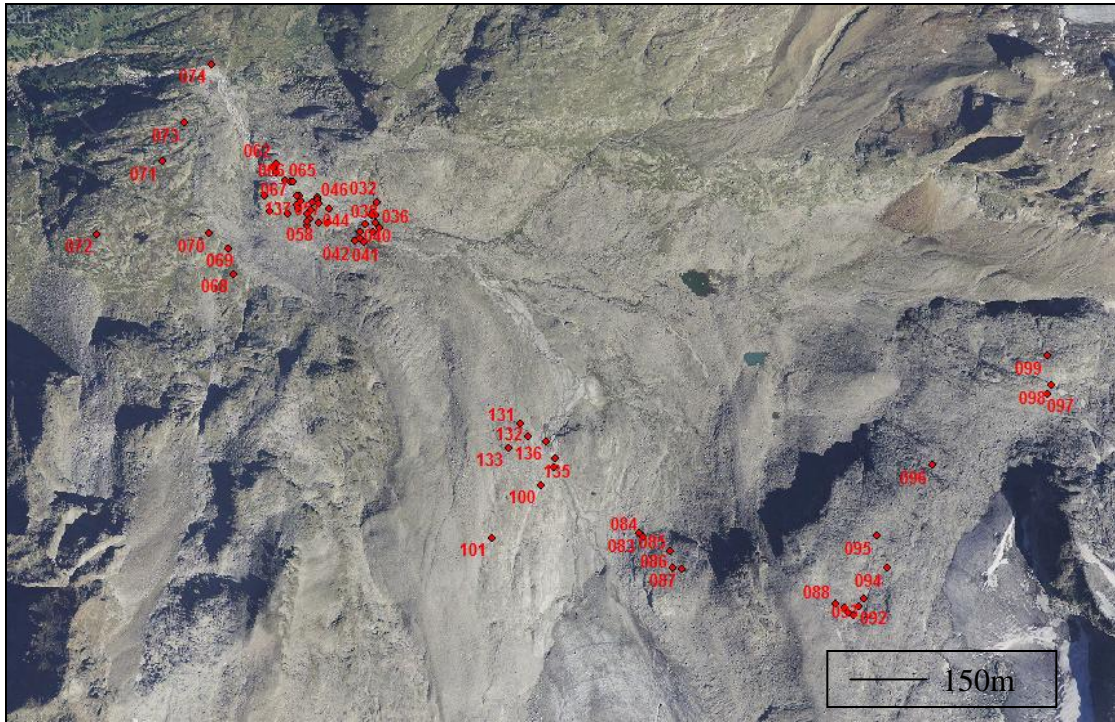


Figura 2.3: Localizzazione degli affioramenti nell'area del Sassolungo

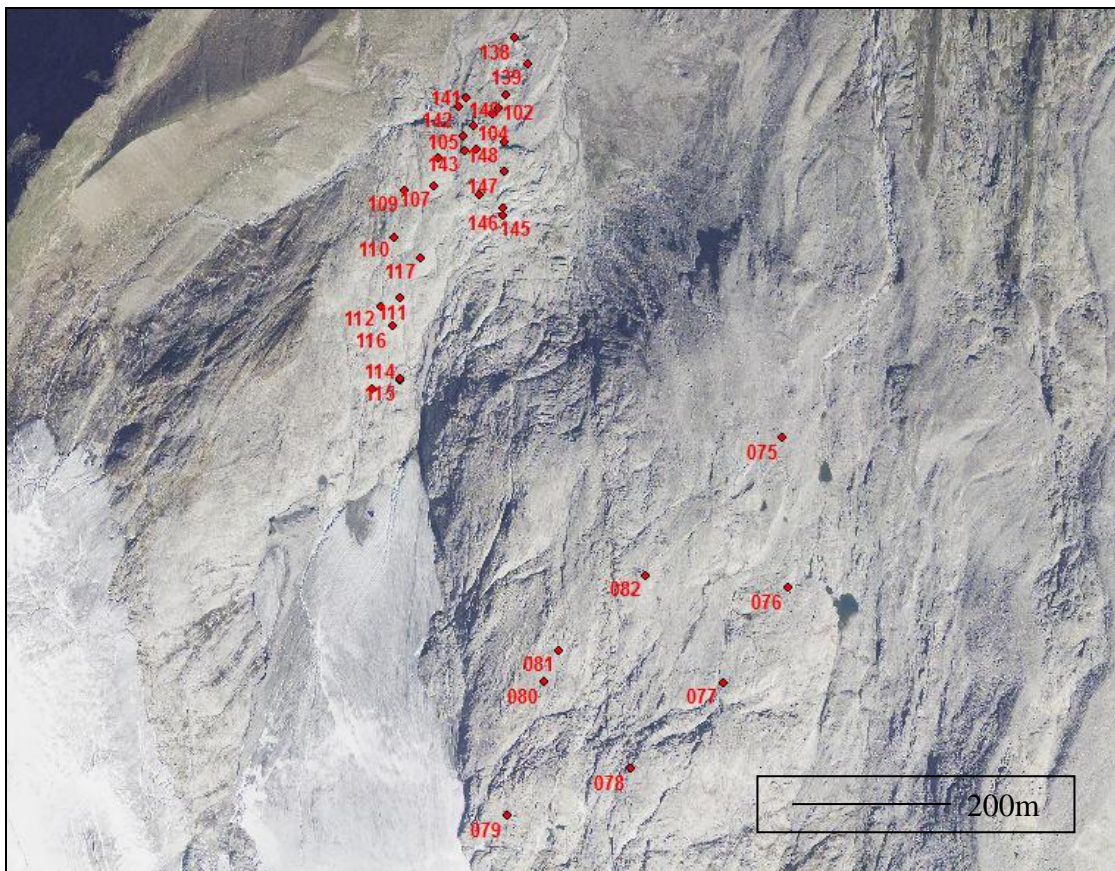


Figura 2.4: Localizzazione degli affioramenti nell'area del ghiacciaio delle Vedrette

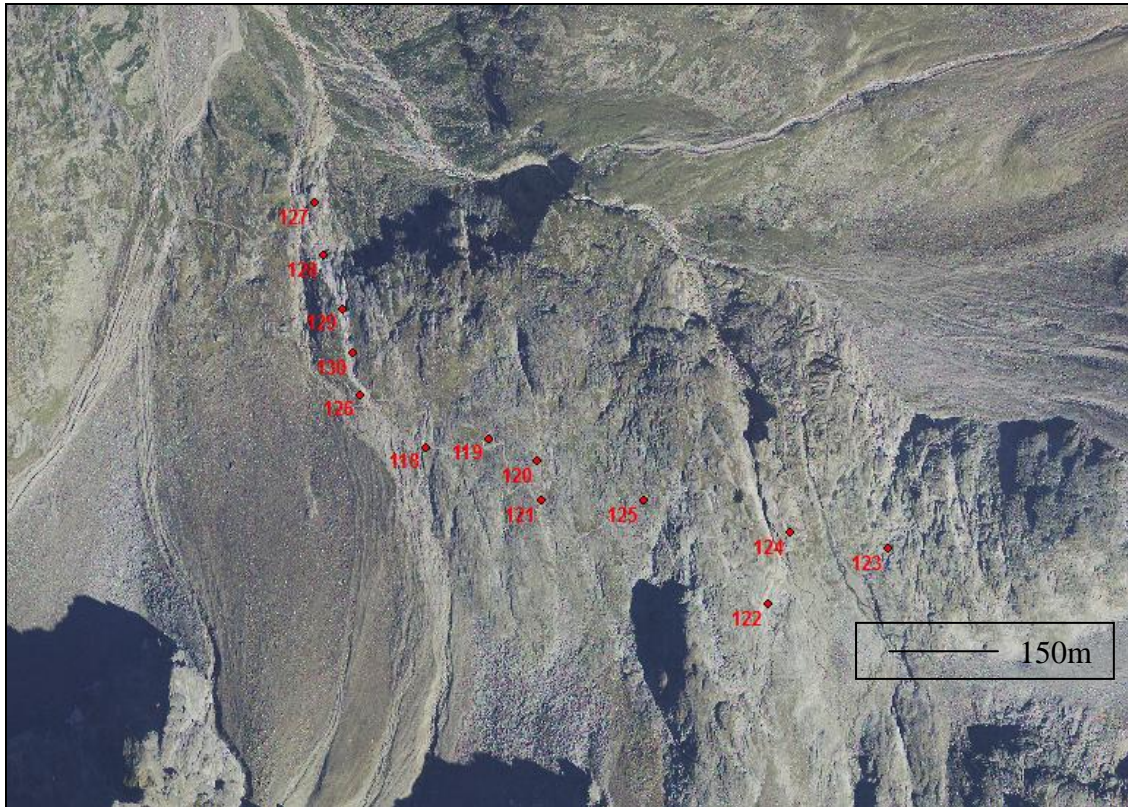


Figura 2.5: Localizzazione degli affioramenti nell'area della Valfredda

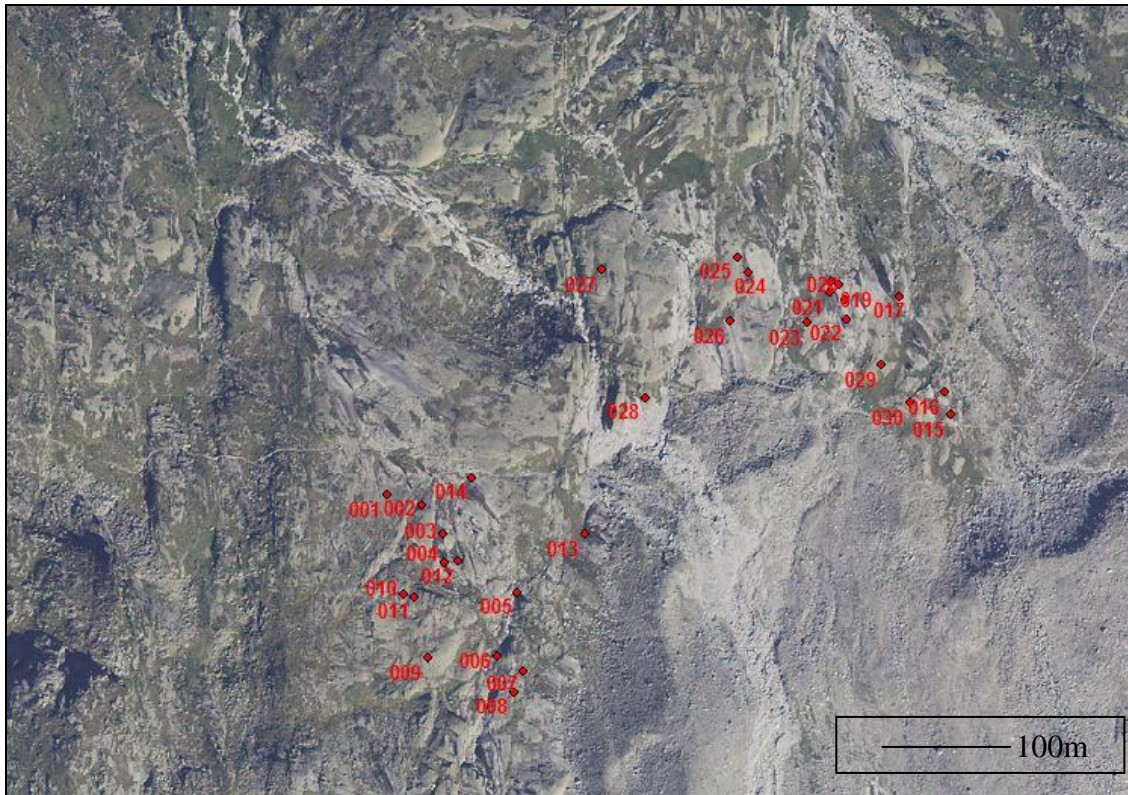


Figura 2.6: Localizzazione degli affioramenti nell'area ai piedi del Collalto



Figura 2.7: Area Sassolungo. a) set di joint; b) joint riattivato a direzione Nord-Sud; c) dosso montonato con joint a basso angolo a immersione Nord-Est; d) milonite sinistra a direzione Nord-Nord-Est; e) vene tardive a clorite a direzione Nord; f) sciame di faglie a direzione Nord a scorrimento sia destro che sinistro; g,h) cataclasiti sinistre.

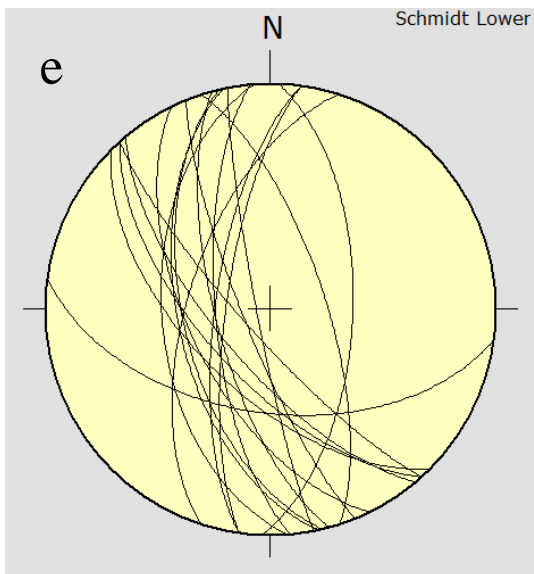
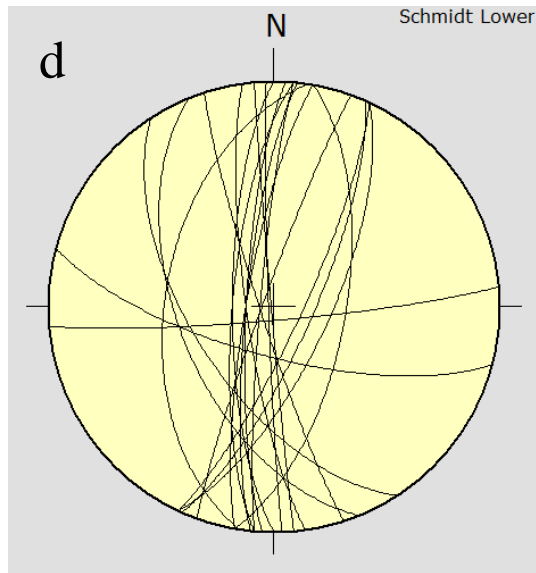
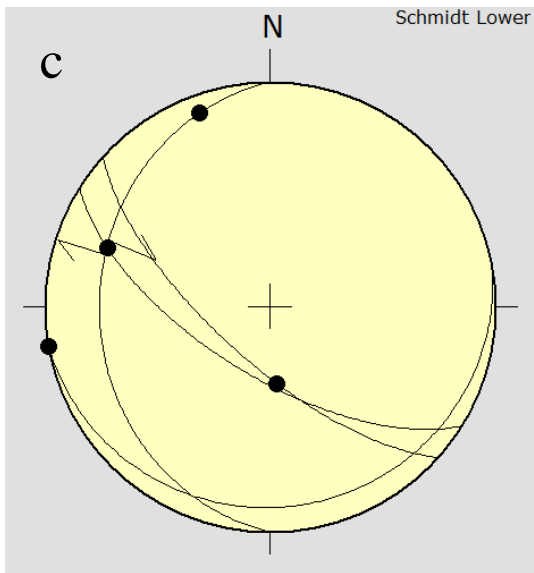
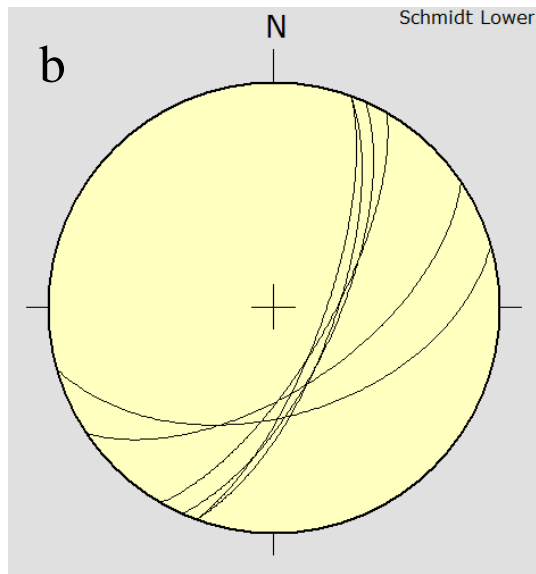
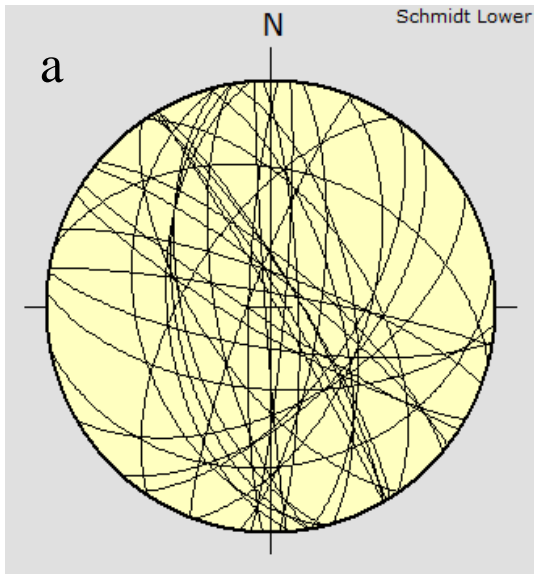


Figura 2.8: Area Sassolungo; a) joint; b) miloniti; c) quarzo-miloniti; d) faglie; e) cataclasi.



Figura 2.9: Area Vedrette. a) set di joint riattivati; b) milonite destra a direzione Nord-Nord-Est; c) piano quarzo-milonitico ad immersione Est con lineazione dip-slip; d) quarzo-milonite a basso angolo a direzione Nord-Nord-Est; f) vene tardive a clorite a direzione Nord e senso sinistro; g) sciame di faglie N-S-striking a scorrimento sia destro che sinistro; h) cataclasite destra a direzione Nord-Ovest – Sud-Est.

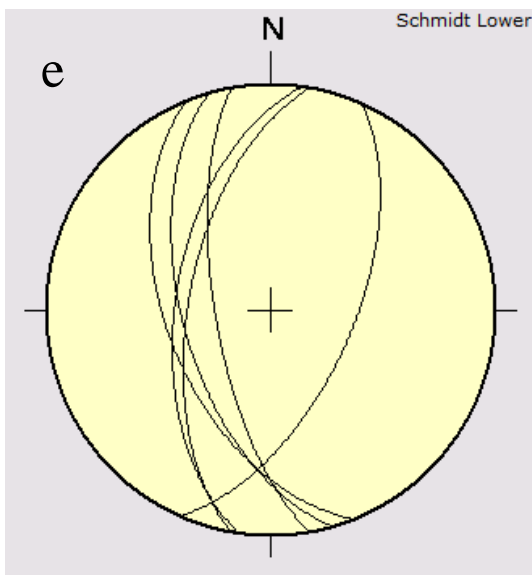
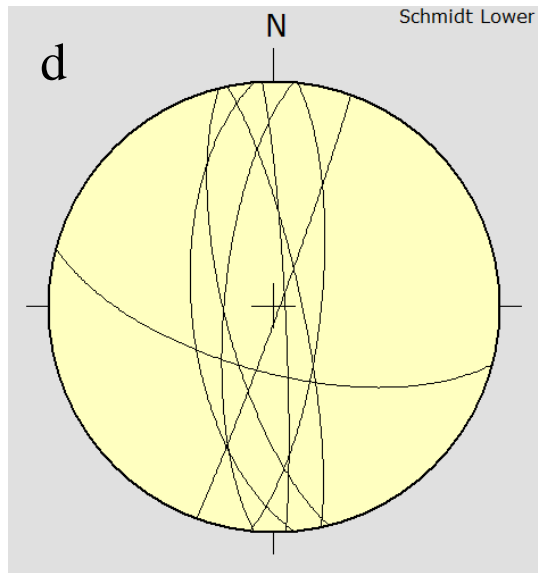
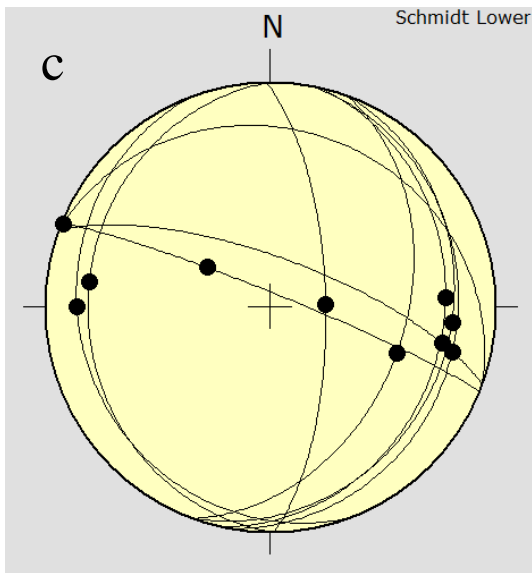
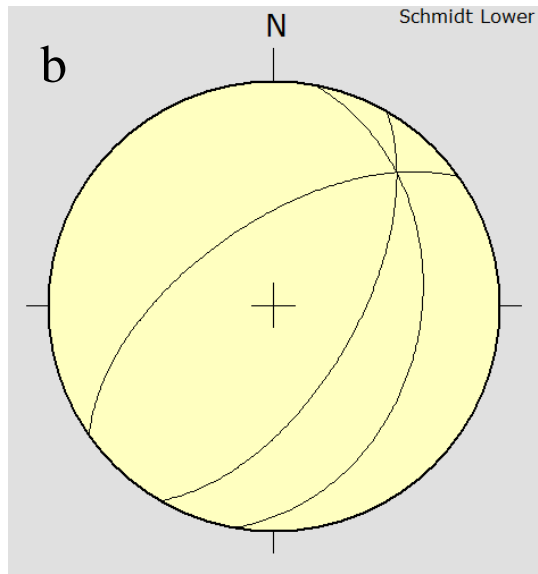
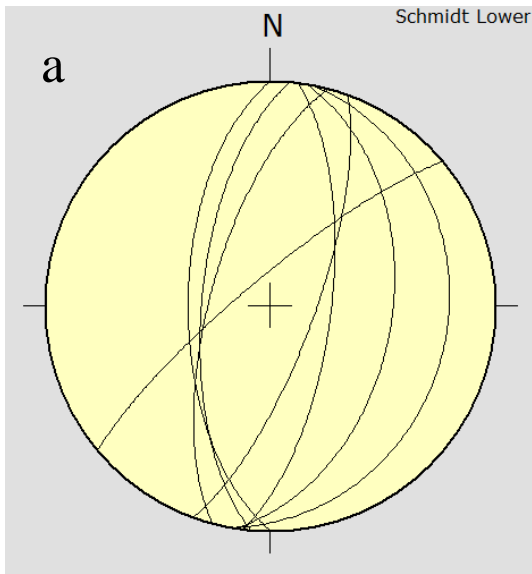


Figura 2.10: Area Vedrette; a) joint; b) miloniti; c) quarzo-miloniti; d) faglie; e) cataclasi.



Figura 2.11: Area Valfredda. a) dossi montonati con joint a basso angolo ad immersione Est; b) milonite destra ad immersione Nord-Nord-Est; c) piano quarzo-milonitico immergente ad Ovest; d) quarzo-milonite a basso angolo a direzione Nord-Nord-Est; e) quarzo-milonite destra ad immersione Est-Sud-Est; f) sciame di faglie a direzione Nord e scorrimento sia destro che sinistro; g) cataclasite destra ad immersione Nord-Est; h) fratture coniugate a rigetto destro (direzione Nord-Nord-Ovest) e sinistro (direzione Nord-Nord-Est).

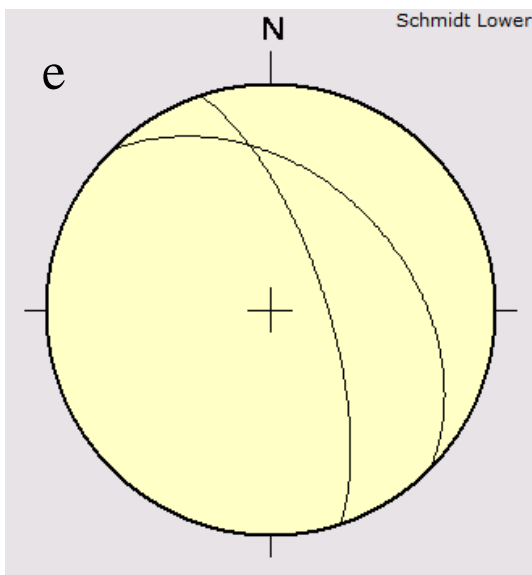
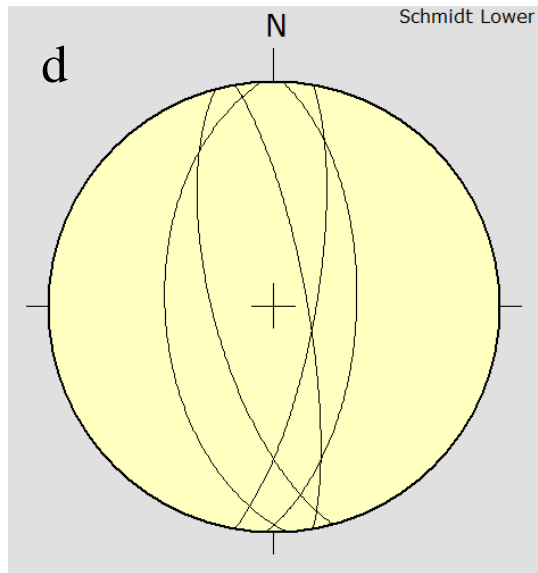
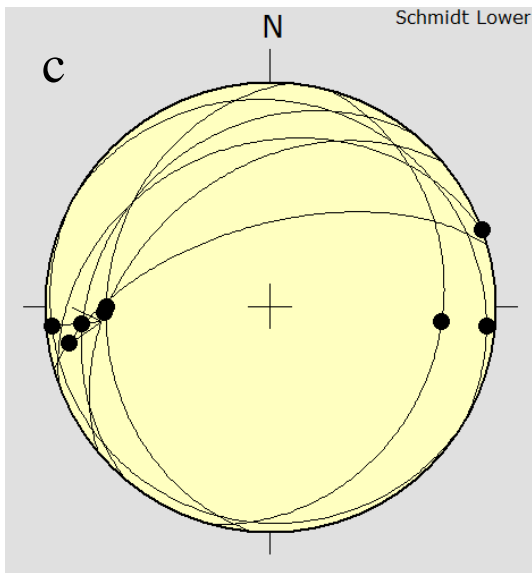
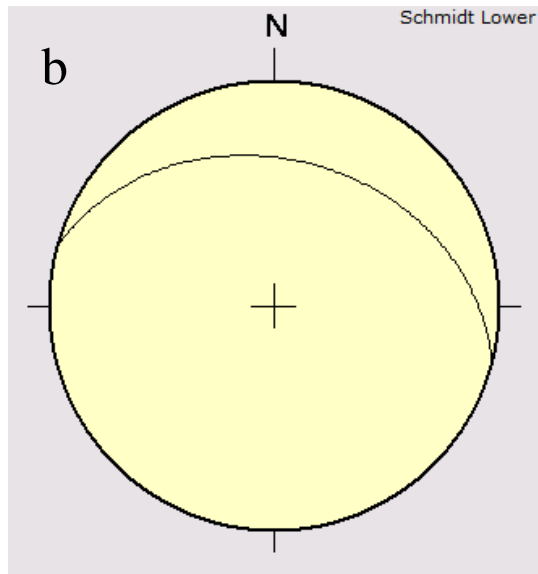
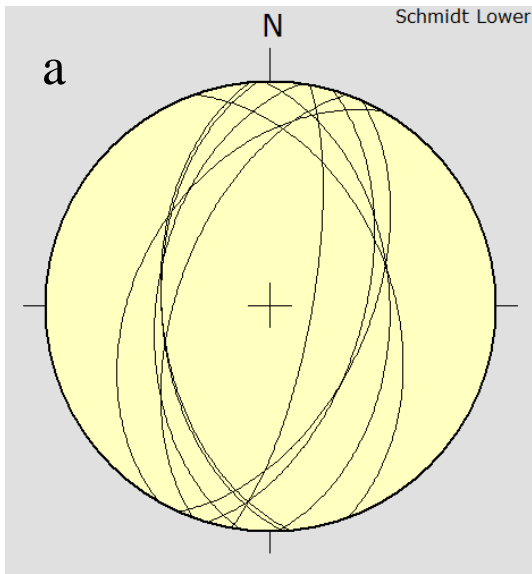


Figura 2.12: Area Valfredda; a) joint; b) miloniti; c) quarzo-miloniti; d) faglie; e) cataclasiti.



Figura 2.13: Area Collalto. a) joint ad alto angolo ad immersione Ovest-Nord-Ovest; b) intersezione di piani a deformazione duttile a rigetto opposto; c) quarzo-milonite sinistra a basso angolo ed immersione Est; d) milonite destra ad immersione Sud-Est; e) sciame di faglie a direzione Nord; f) vena a clorite a direzione Nord; g) sciame di filoni a direzione Est dislocati destri da faglia a direzione Nord-Nord-Est; h) cataclasite destra a direzione Nord-Ovest.

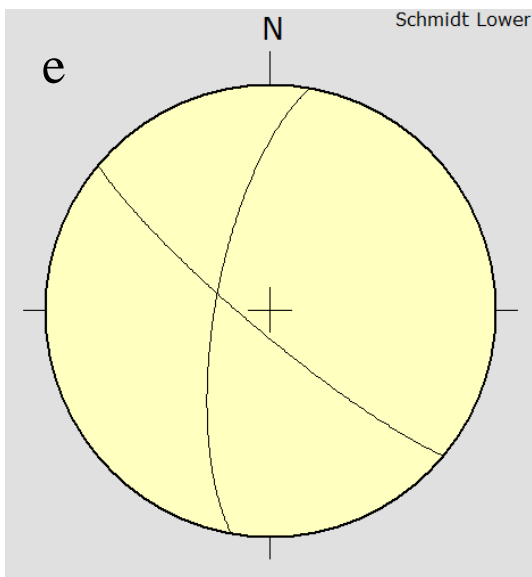
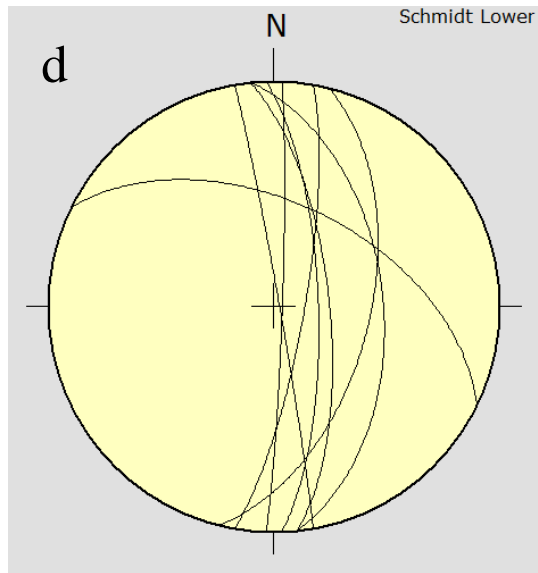
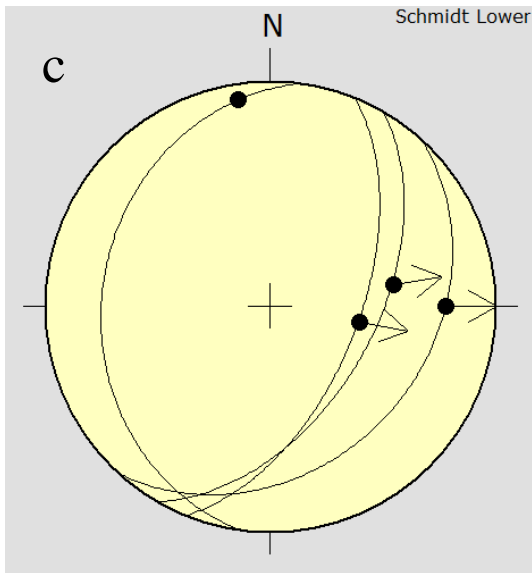
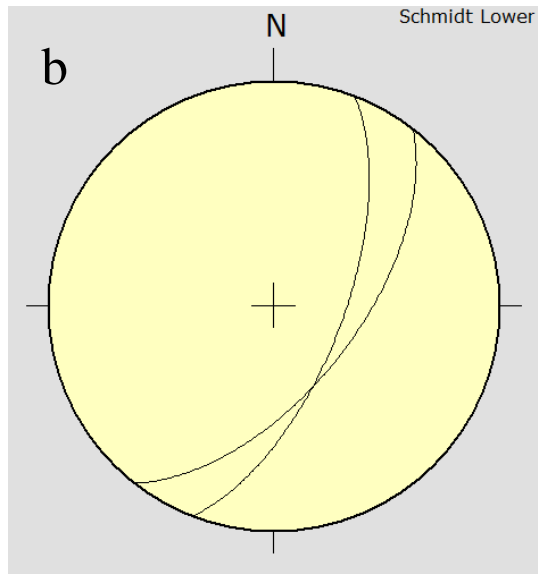
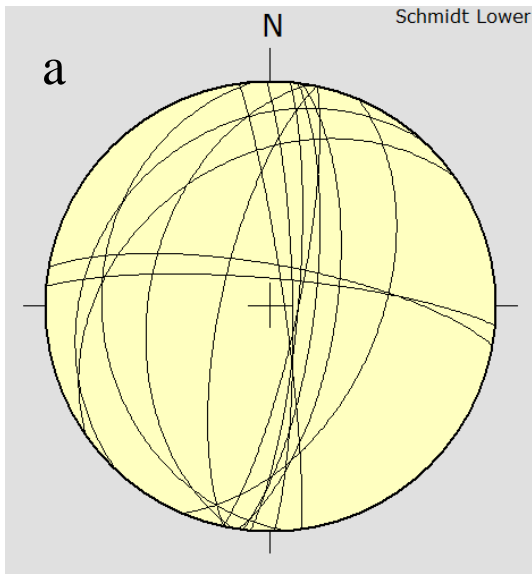


Figura 2.14: Area Collalto; a) joint; b) miloniti; c) quarzo-miloniti; d) faglie; e) cataclasiti.

3. Osservazioni microscopiche

Di alcune strutture campionate in affioramento si è provveduto a realizzare delle sezioni sottili da osservare al microscopio ottico; questo tipo di analisi, infatti, ci permette di indagare quelle strutture deformative alla scala microscopica che possono aggiungere informazioni fondamentali nella determinazione dei meccanismi e delle condizioni ambientali presenti durante la deformazione che una semplice analisi macroscopica non sarebbe in grado di fornire.

In questo capitolo, dopo una breve descrizione della roccia indeformata, verranno esposte le osservazioni riguardanti alcuni campioni significativi di miloniti, quarzo-miloniti, cataclasiti e pseudotachiliti raccolti in campagna. Questa sequenza permette di fornire una panoramica delle micro deformazioni che spazia dal dominio duttile a quello fragile. Le sezioni sono state tagliate con un'orientazione perpendicolare alla foliazione e parallela alla lineazione (sezione XZ) come di routine per un corretto studio della cinematica delle zone di shear.

3.1 Tonalite incassante prima suite

Il campione in analisi costituisce l'incassante di una quarzo-milonite ed è stato raccolto nell'area della Valfredda, all'interno del dominio litologico della tonalite a grana grossa con granato. La struttura si presenta olocristallina a grana media con cristalli di dimensione millimetrica e aspetto subedrale e mostra una foliazione solid-state piuttosto marcata individuata da quarzo e fillosilicati. I minerali principali presenti sono quarzo, plagioclasio e biotite con alcuni cristalli di pirosseno e spinello.

Il quarzo (fig. 3.1a,b) si presenta in cristalli di dimensione variabile con bordi da spigolosi ad arrotondati. Localmente sono riscontrabili tracce di deformazione e ricristallizzazione evidenziate da fenomeni che spaziano dall'estinzione ondulata al grain boundary migration (GBM) passando per il subgrain rotation (SR) e bulging.(Passchier, 2005) L'estinzione ondulata interessa buona parte dei granuli di dimensioni maggiori dai bordi regolari; è facilmente individuabile in quanto, ad analizzatore inserito, comporta un'estinzione non omogenea del singolo cristallo. Fenomeni di bulging, invece, sono propri degli individui cristallini a grana minore e sono caratteristicamente dovuti a deformazioni di bassa temperatura e tasso di

deformazione elevato. La loro presenza è riconoscibile dall'osservazione dei limiti granulari che presentano delle peculiari interdigitazioni sub-millimetriche che avanzano dal cristallo meno deformato all'interno di quello con maggior densità di dislocazioni. Il fenomeno, se di sufficiente intensità, porta alla formazione di nuovi microcristalli indipendenti e ciò è riscontrabile anche in alcuni settori del campione in analisi. A temperature più elevate e tasso di deformazione decrescente si osserva il fenomeno di SR. A livello reticolare si verifica una vera e propria rotazione di alcuni domini del cristallo in risposta alla migrazione delle dislocazioni verso i bordi del dominio stesso fino alla formazione di cristalli indipendenti. Al microscopio è riconoscibile dall'estinzione a domini uniformi all'interno del medesimo cristallo (polidominazione). Infine si riconoscono fenomeni di GBM evidenziati dai bordi irregolari di alcuni cristalli e dal tipico *chessboard pattern*. Sono, infine, presenti tracce di deformazione a lamelle.

I cristalli di plagioclasio (fig. 3.1c,d) si presentano poco alterati e tutti con geminazione polisintetica più o meno sviluppata. All'interno di alcuni cristalli si possono riscontrare famiglie di geminazioni ortogonali tra loro e zonature concentriche. La determinazione statistica del contenuto in albite anortite su geminati in sezione simmetrica (010) porta a definire una componente 40% albitica e 60% anortitica.

La biotite (fig. 3.1e) si presenta in forma di granuli di dimensioni e orientazione variabili con evidenze di kinking. Presenta un colore rosso-bruno fortemente pleocroico. Mostra frequentemente alterazione in clorite dal caratteristico pleocroismo verde e colore azzurro cupo a nicols incrociati (fig. 3.1f). La sua presenza potrebbe indicare una diffusa circolazione di fluidi che ha portato anche alla formazione di limitati fenomeni di sericitizzazione (Schwartz, 1958).

3.2 Tonalite incassante seconda suite

La descrizione della tonalite della seconda suite qui sviluppata deriva dal lavoro di Citton (Citton, 2010) non essendo stata realizzata alcuna sezione sottile. La composizione risulta molto simile a quella della prima suite con una paragenesi a quarzo, plagioclasio, K-feldspato e biotite. Il quarzo si presenta sottoforma di grani ricristallizzati con foliazione obliqua e si concentra in grani dalla evidente orientazione cristallografica preferenziale. I bordi sono a forma variabile da lobata a serrata e si

osservano subgrains ad estinzione ondulata. Sommando tutte queste osservazioni si ipotizza un meccanismo di deformazione comprendente fenomeni di SR e GBM.

La biotite, come già mostrato a scala macroscopica, traccia una lineazione magmatica ben definita e forma evidenti strutture di tipo “mica-fish”.

I plagioclasti si mostrano generalmente zonati e con un nucleo dall’aspetto terroso che indica una diminuzione del contenuto in Ca avvicinandosi al bordo. Il K-feldspato, infine, porta tracce di corrosione piuttosto marcate e presenta smistamenti a fiamma. Si localizza tendenzialmente all’interno di quarzo e plagioclasio.

3.3 Milonite

Il campione descritto è proveniente dall’area di Valfredda e mostra un contatto graduale con l’incassante. La struttura fortemente anisotropa evidenzia una pasta di fondo minuta all’interno della quale si riconoscono porfiroclasti principalmente di plagioclasio e biotite circondati da un mantello di ricristallizzazione.

La forma di questi cristalli è tipica delle strutture di deformazione duttile e delinea i caratteristici indicatori cinematici di tipo σ e mica-fish che permettono di definire come destro il senso di shear. I fillosilicati definiscono, inoltre, shear cleavage estensionali di tipo SC’ coerenti con il senso di dislocazione degli altri indicatori.

Il quarzo si ritrova sia in forma di porfiroclasti sigmoidali totalmente ricristallizzati, che sotto forma di ribbons policristallini allungati lungo direzione di shear.

Ai bordi dei granuli si registrano veli a titanite formati a seguito di processi di dissoluzione per pressione.

3.4 Quarzo-milonite

Il campione è stato prelevato nell’area di Valfredda. Il contatto della quarzo-milonite con l’incassante tonalitico si realizza attraverso un sottile livello cataclastico caotico spesso da 0,5 a 1 mm (fig.3.3a,b,e) composto da rari frammenti di tonalite incassante e più frequenti cristalli di quarzo sia derivante dalla tonalite che dalla quarzo-milonite che portano impresse evidenze di deformazione per S.R; la pasta di fondo a grana finissima è data principalmente da fillosilicati disorientati. La composizione della porzione deformata duttilmente è totalmente monomineralica e i cristalli di quarzo presentano caratteristiche di deformazione non uniformi (fig. 3.3c,d): Sono presenti rari porfiroclasti sigmoidali preservati dai fenomeni di ricristallizzazione spinta. Più diffuse

sono le strutture tipo ribbons, sia monocristalline (rare) che policristalline (più frequenti e di dimensione attorno ai 100 μm), fortemente allungate in cui i limiti intergranulari individuano una lineazione obliqua rispetto all'andamento del ribbon; i cristalli presentano tracce di deformazione a lamelle e di S.R. I grani costituenti i ribbons mostrano un'isorientazione della CPO molto evidente.

3.5 Cataclasite

Campione proveniente dall'area del ghiacciaio delle Vedrette di Ries. L'incassante si presenta sostanzialmente esente da fenomeni di alterazione e la composizione mineralogica è data da quarzo, K-feldspato, plagioclasio e biotite.

Osservando il campione nel dettaglio si nota innanzitutto la presenza di livelli brunastri interpretati come pseudotachiliti sub-millimetriche localizzate al contatto tra l'incassante e le vene cataclastiche (fig.3.4d,e,f). Sono presenti clasti relitti di quarzo e plagioclasio inseriti in una matrice scura-brunastra cripto-microcristallina e dalla presenza di vene di iniezione che tagliano in discordanza le cataclasiti incassanti.

I livelli cataclastici veri e propri hanno spessore variabile da 50 a 500 μm e sono caratterizzati da diffusi clasti di quarzo policristallino in matrice microcristallina fillosilicatica (fig. 3.4a,b,g,h). Localmente il grado di deformazione raggiunge una tale intensità da portare alla formazione di ultracataclasiti costituite quasi esclusivamente da matrice e con porfiroclasti di quarzo minuti e molto isolati.

Un'altra caratteristica che differenzia il campione è il network di fratture tardive a zeoliti e calcite molto complesso (fig. 3.4a,b). Sono riconoscibili, infatti, diverse generazioni di microfratture che si intersecano reciprocamente e danno luogo a dislocazioni ben riconoscibili. Ad una prima analisi si riconoscono fratture (sub)parallele alla direzione della cataclasite che vengono tagliate e dislocate con senso di shear destro da una seconda generazione di fratture ad alto angolo. In altri casi, invece, si osserva una dislocazione sinistra realizzata ad opera di fratture ortogonali tra loro. Alcune vene raggiungono sviluppi anche notevoli (fig.3.4c,d). La complessità di tale network è tale da meritare, tuttavia, uno studio più approfondito in futuro.

Al contatto tra i clasti sono presenti dei sottili veli opachi a titanite dovuti a fenomeni di dissoluzione per pressione.

catclastiti zonate con differenziazione contenuto clasti/matrice e tessiture foliata finissima.

3.6 Pseudotachilite

Campione proveniente dall'area del ghiacciaio delle Vedrette di Ries. La pseudotachilite in esame era localizzata con contatto netto (fig. 3.5a,b,c,d) all'interno di una vena cataclastica e a scala macroscopica mostra in maniera molto chiara la vena di iniezione e la vena vera e propria sviluppata lungo la cataclasite (fig. 3.5e,f).

L'incassante è costituito da grani di quarzo sia mono che policristallini, i primi ad estinzione ondulata, i secondi con tracce di deformazione per subgrain rotation. Il plagioclasio presente è completamente sericitizzato, sono rilevabili solo limitate porzioni di alcuni cristalli ancora intatte. Al contatto tra i granuli è presente, come nei casi precedenti, un sottile velo opaco che va a definire una foliazione di tipo SC. La biotite mostra segni di deformazione da shock come evidenziato in prossimità di strutture analoghe in altre regioni (Bestmann et al., 2011)

Il grado di deformazione non è uniforme e si osserva un cambiamento tessiturale spostandosi dalle salbande verso il centro della vena. L'aspetto della pseudotachilite al contatto con l'incassante è tipico di una struttura microlitica finissima con presenza di alcuni porfiroclasti di quarzo di 10-20 μm di diametro, sia mono che policristallini, che portano impresse tracce di deformazione sotto forma di estinzione ondulata e S.R. Verso il centro della vena l'aspetto passa a sferulitico con un quantitativo molto minore di porfiroclasti immersi in una matrice costituita da minerali fillosilicatici. L'aspetto è tipicamente vetroso di colore bruno; è presente un unico porfiroclasto policristallino a quarzo di 700 μm con mantello (fig. 3.5g,h).



Figura 3.1: Tonalite prima suite, foto eseguite a nicols incrociati. a,b,c) quarzo deformato per fenomeni di bulging, subgrain rotation e grain boundary migration; d) deformazione a lamelle in quarzo; e,f) plagioclasti geminati e zonati; g) cristalli di biotite deformati per kinking; h) cristallo di muscovite.

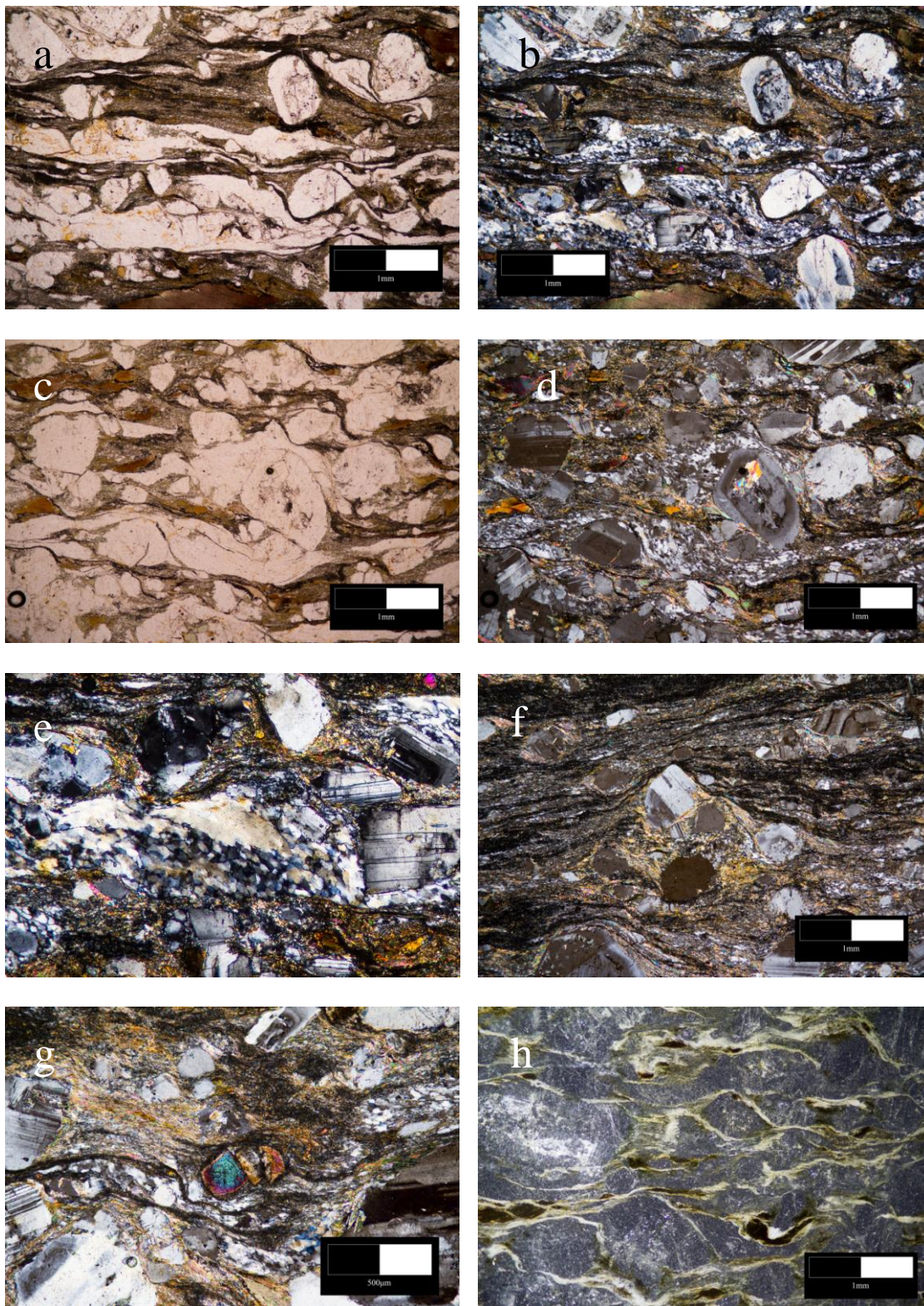


Figura 3.2: Milonite campionata all'interno della tonalite della prima suite. a,b,c,d) flusso milonitico con presenza di porfiroclasti a geometria σ e cristalli di quarzo deformati per fenomeni di subgrain rotation; e) cristallo di quarzo deformato per fenomeni di subgrain rotation e grain boundary migration; f) contatto tra milonite e livello ultramilonitico; g) struttura a domino su porfiroclasto di zircone; h) milonite in luce riflessa.

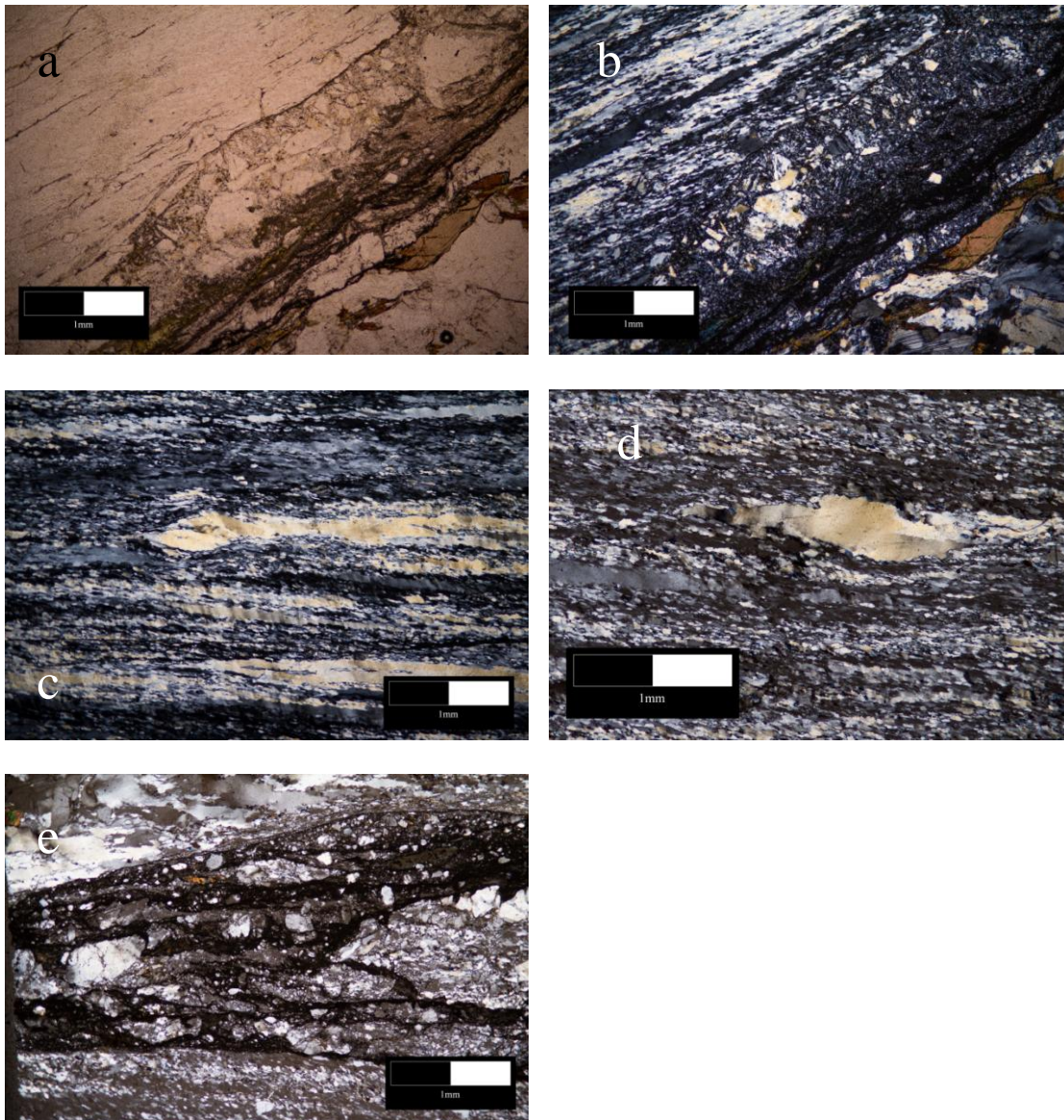


Figura 3.3: Quarzo-milonite campionata all'interno della tonalite della prima suite. a,b) contatto cataclastico tra quarzo-milonite e roccia incassante; c) ribbons di quarzo mono e policristallini con evidente banding della CPO, deformazione a lamelle e S.R.; d) porfiroclasto di quarzo relitto a geometria σ ; e) contatto cataclastico a grani di quarzo mono e policristallino in matrice di fondo fillosilicatica.

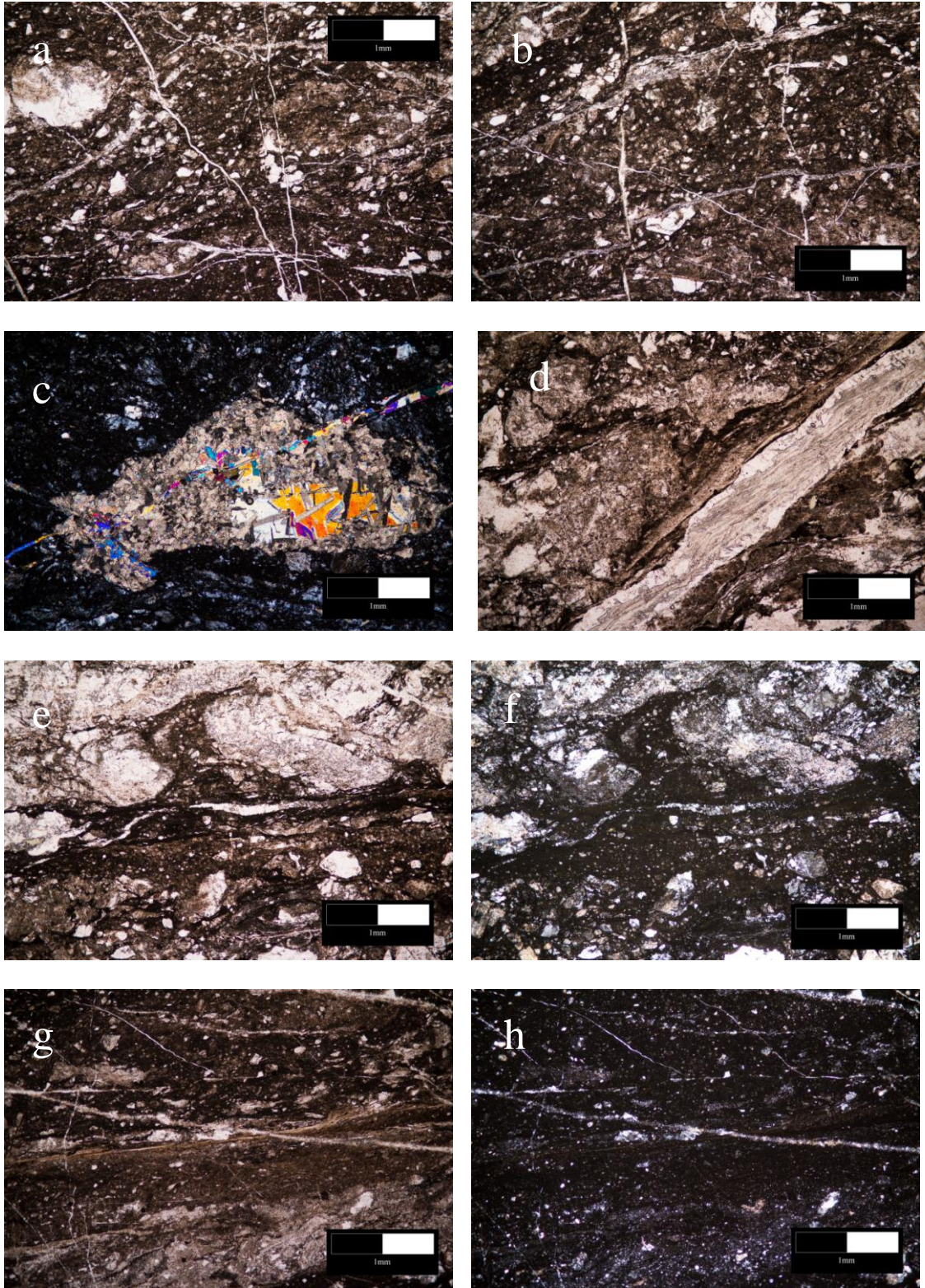


Figura 3.4: Cataclasite campionata all'interno della seconda suite a,b) network di fratture con intersezioni e dislocazioni reciproche; c) vena tardiva a muscovite e calcite; d) vena tardiva bordata da pseudotachilite; e,f) pseudotachilite con vena d'iniezione al contatto tra cataclasite ed incassante; g,h) contatto tra cataclasite e ultracataclasite.

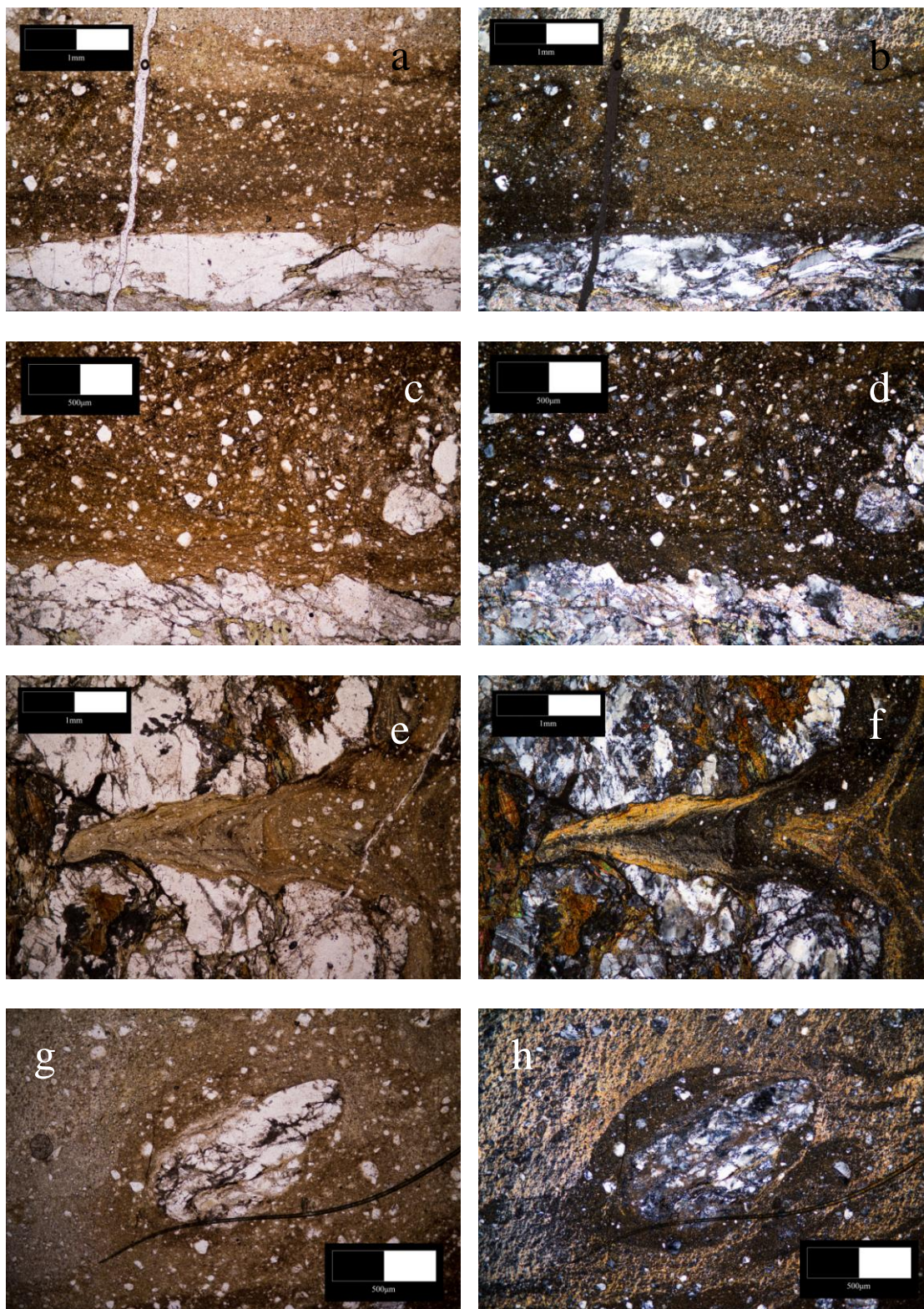


Figura 3.5: Pseudotachilite. a,b) gradiente di deformazione lungo l'asse perpendicolare alla direzione della pseudotachilite; c,d) contatto tra pseudotachilite ed incassante; e,f) vena d'iniezione ; g,h) porfiroclasto a quarzo policristallino con manello criptocristallino.

4. Discussione

Verranno ora riassunti e discussi i dati raccolti con lo scopo di verificare innanzitutto l'omogeneità delle varie strutture nelle diverse suite magmatiche e, successivamente, con l'obiettivo di fornire un contributo alla comprensione del meccanismo di messa in posto del plutone.

4.1 Confronto tra le suite

I dati raccolti in affioramento hanno permesso di ampliare verso Nord e verso Sud i campioni precedentemente studiati e di ricavare le prime informazioni strutturali riguardanti la prima suite magmatica a tonalite a grana grossa con granato. L'importanza di assumere tali dati risiede nella loro capacità di confermare o meno l'ipotesi che il plutone sia stato soggetto al medesimo campo di stress in tutta la sua estensione.

Per quanto riguarda la prima suite sono state registrate nei vari settori testimonianze di una storia deformativa perfettamente sovrapponibile a quella già delineata a seguito delle prime indagini, sia a scala macroscopica, che microscopica. È confermata l'esistenza di tre fasi deformative distinte, una prima fragile caratterizzata dall'apertura di joint da raffreddamento seguita da una fase duttile con formazione di miloniti e quarzo-miloniti prevalentemente localizzate in prossimità dei joint stessi e, infine, un'ultima fase fragile durante la quale si sono formate le numerose faglie e cataclasiti che localmente sono sede di iniezione di pseudotachiliti. Risulta coerente anche l'orientazione di tali strutture rispetto ad una direzione di compressione σ_1 Nord-Nord-Ovest – Sud-Sud-Est con oscillazioni minori a seconda della fase deformativa analizzata. Anche gli affioramenti a contatto tra le due suite presentano le medesime strutture, segno che con buona probabilità sono state interessate dagli stessi eventi tettonici.

Per quanto riguarda le aree rilevate poste all'interno della seconda suite si conferma la presenza di faglie e cataclasiti Nord-Sud striking ad alto angolo ad immersione sia Est che Ovest (figg. 4.8 – 4.9) che dislocano strutture duttili più antiche e joints. Dall'analisi delle orientazioni e della cinematica (vedi stereogrammi) è possibile determinare in 0°N l'angolo di demarcazione tra strike degli elementi a rigetto

sinistro e destro. Le quarzo-miloniti si presentano in famiglie coniugate NNE-SSW striking a basso angolo ad immersione Est ed Ovest con lineazione dip-slip (fig. 4.7).

Confrontando i dati relativi alle due suite si nota una buona corrispondenza di orientazione e cinematica di tutte le strutture rilevate eccetto le quarzo-miloniti. L'orientazione di queste ultime nell'area nordorientale è piuttosto omogenea e mostra un' immersione Est a basso angolo con lineazione dip-slip e cinematica top-to-the-east, mentre nell'area più occidentale (Valfredda) la giacitura delle quarzo-miloniti appare più dispersa con immersioni variabili tra 270°N e 340°N. Tuttavia la lineazione di stretching appare identica a quella delle altre aree e orientata con strike approssimativamente Est-Ovest. Anche in quest'area la cinematica osservata è di tipo top-to-the-east.

A scala microscopica vengono confermate le osservazioni derivate dai precedenti lavori; in particolare le diverse strutture deformative rilevate su cristalli di quarzo coprono tutto lo spettro di temperature e tassi di deformazione fin'ora conosciute segno che il plutone è stato oggetto di deformazioni a condizioni ambientali anche molto diverse. Data la complessità di interpretazione di alcune strutture, tuttavia, si rende necessario uno studio microstrutturale più approfondito rivolto (1) alla determinazione delle temperature di deformazione tramite studio della CPO del quarzo, e (2) alla datazione e risoluzione dei rapporti reciproci tra le famiglie di cataclasiti per poter delineare con più precisione la sequenza deformativa.

4.2 Messa in posto finale ed esumazione

L'ulteriore, e speculare, angolo di immersione delle quarzo-miloniti rilevato si va ad aggiungere al precedente problema sorto in seguito alla duplice dislocazione evidenziata dalle quarzo-miloniti stesse, un primario rigetto prevalentemente sinistro è infatti ovunque sovrainpresso dalla lineazione dip-slip. Gli studi precedenti hanno tentato di dare una risposta a tale quesito mediante la enunciazione di due ipotesi alternative a quelle formulate precedentemente da Stenken (2000) e Wagner (2006). Una prima spiegazione prevede che la fase estensionale registrata si sia innescata a seguito del tilting di 5° con asse Nord-Sud che avrebbe abbassato di ≈2000 metri la porzione orientale del plutone (Borsi, 1978; Steenken, 2002). La seconda spiegazione, invece, chiama in causa una fase di riscaldamento del plutone a seguito della messa in

posto di magma più recente associato ad un impulso estensionale in direzione Est-Ovest; tale contesto rispecchierebbe in piccolo la situazione di denudamento tettonico ricostruita per la Finestra dei Tauri, interessata nella porzione superiore da strutture tensionali immergenti verso i due margini orientale ed occidentale (fig. 4.1) (Mancktelow, 2000; Frisch et al., 1998, 1998b, 1999, 2000).

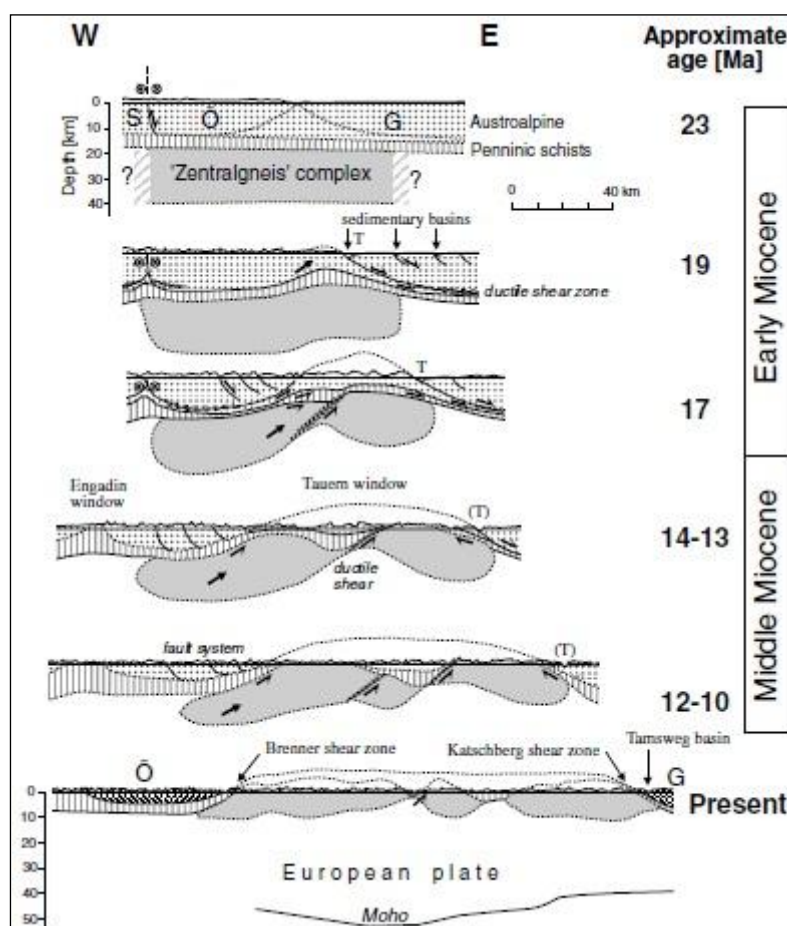


Figura 4.1: Modello di esumazione per denudazione tettonica della Finestra dei Tauri in una serie di profili E-W. Da Frisch, 2000.

L'ipotesi del tilting appare poco plausibile per questioni geometriche. Risulta, infatti, poco verosimile che si sia potuta verificare una rotazione rigida e uniforme dell'intero plutone. Inoltre tale rotazione di soli 5° difficilmente sarebbe stata in grado di riattivare dei piani con inclinazione di 5-20°.

L'ipotesi dell'impulso estensionale, invece, risulta potenzialmente accettabile in quanto, al contesto descritto a seguito delle prime osservazioni (Citton, 2011), si aggiunge il rilevamento di piani a bassissimo angolo immergenti ad ovest che delineano

un quadro molto simile a quello presente nella vicina Finestra dei Tauri. La presenza di quarzo-miloniti ad immersione da Ovest a Nord-Nord-Ovest e cinematica top-to-the-east, che sembrerebbe essere in contrasto con tale ipotesi, troverebbe spiegazione nella sub-orizzontalità di queste strutture. Ad avvalorare quest'ipotesi si aggiungono i dati di orientazione Est-Ovest delle anisotropie magnetiche e microstrutturali rilevate nel lavoro di Steenken et al. (2000) Si verrebbe a presentare uno scenario deformativo così sintetizzabile: appena dopo la messa in posto e durante il raffreddamento si formarono i joint tensionali, approssimativamente attorno ai 30 Ma. Subito dopo in condizioni duttili il plutone subì una compressione Nord-Sud testimoniata da miloniti e quarzo-miloniti, seguita da una fase estensionale Est-Ovest con riattivazione dip-slip dei piani quarzo-milonitici che sovrainprime le dislocazioni precedenti. Infine l'orientazione delle strutture fragili tardive rappresentate da cataclasiti, faglie e vene ad epidoto testimonia il ritorno ad una fase compressiva Nord-Sud con riattivazione fragile in facies scisti verdi di piani principalmente immergenti a Nord-Sud e Nord-Nord-Ovest – Sud-Sud-Est ad alto angolo. La demarcazione tra strutture a movimento destro e sinistro è identificabile in una direttrice Nord-Sud.

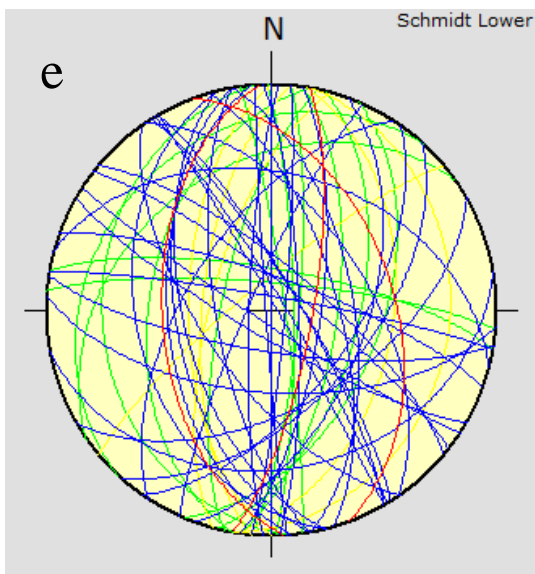
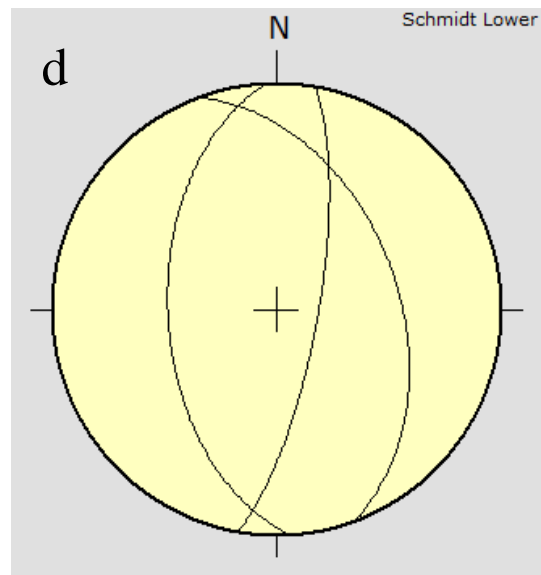
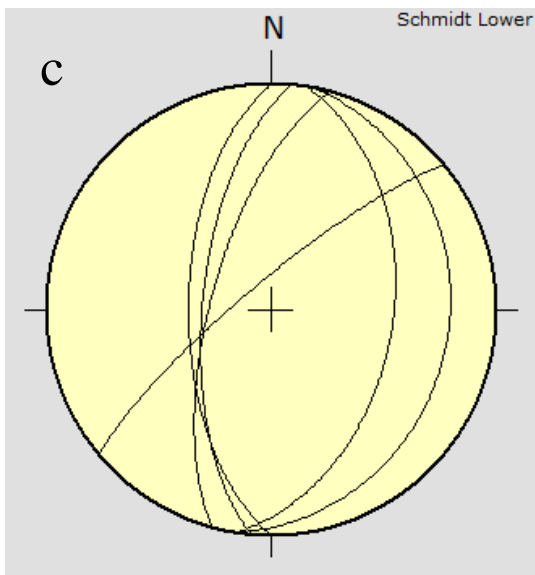
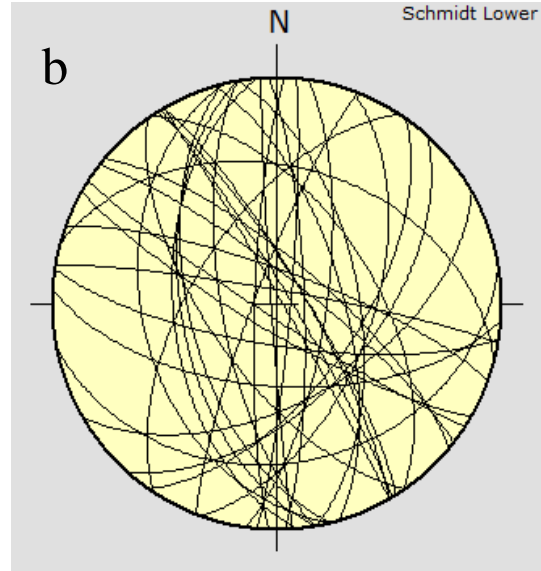
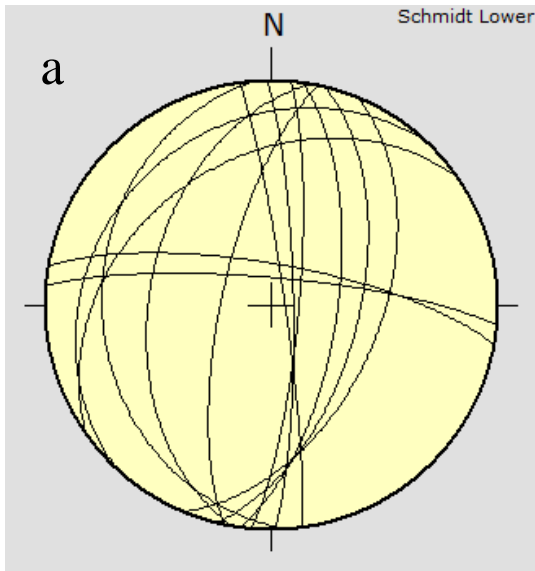


Figura 4.5: Joint; a) Sassolungo; b) Vedrette; c) Valfredda; d) Collalto; e) globale.

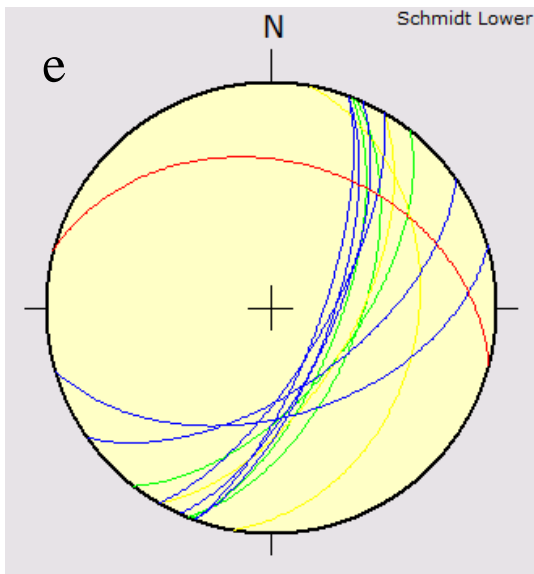
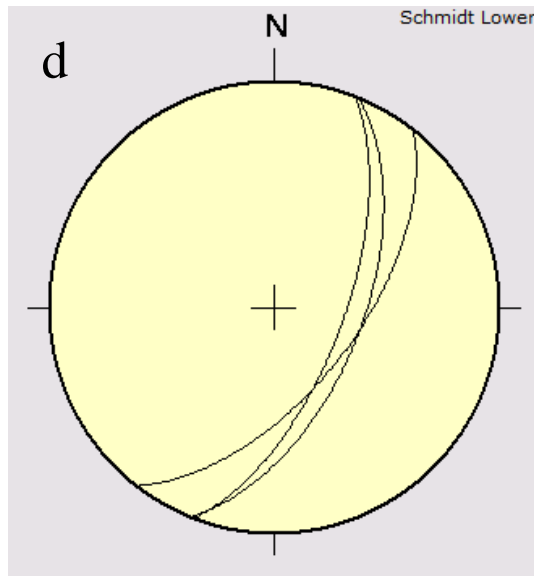
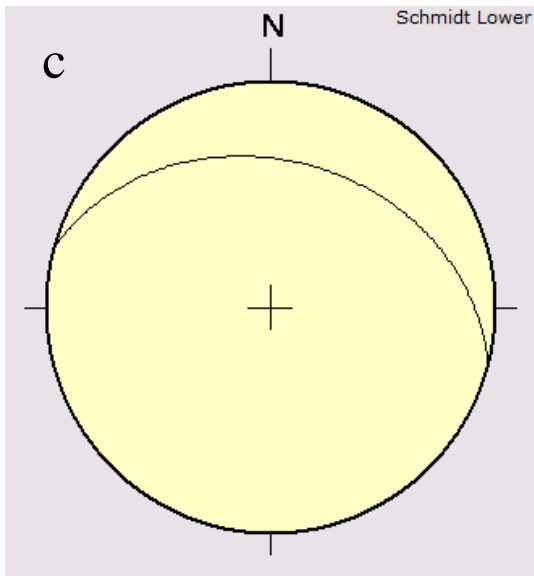
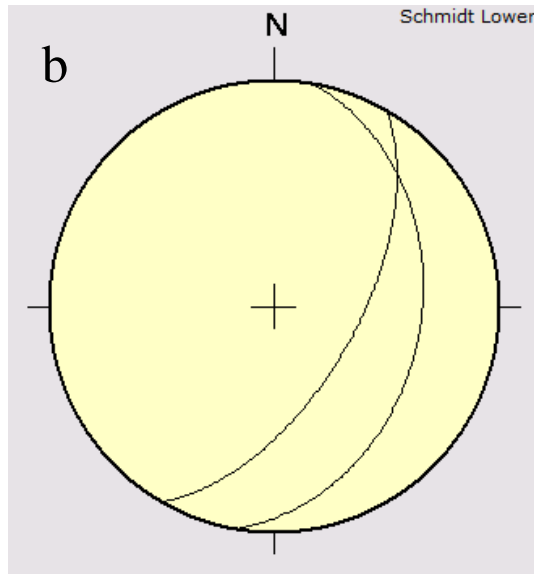
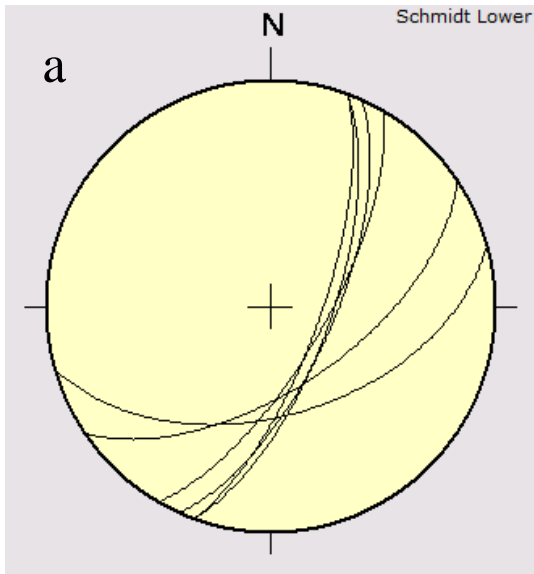


Figura 4.6: Miloniti; a) Sassolungo; b) Vedrette; c) Valfredda; d) Collalto; e) globale

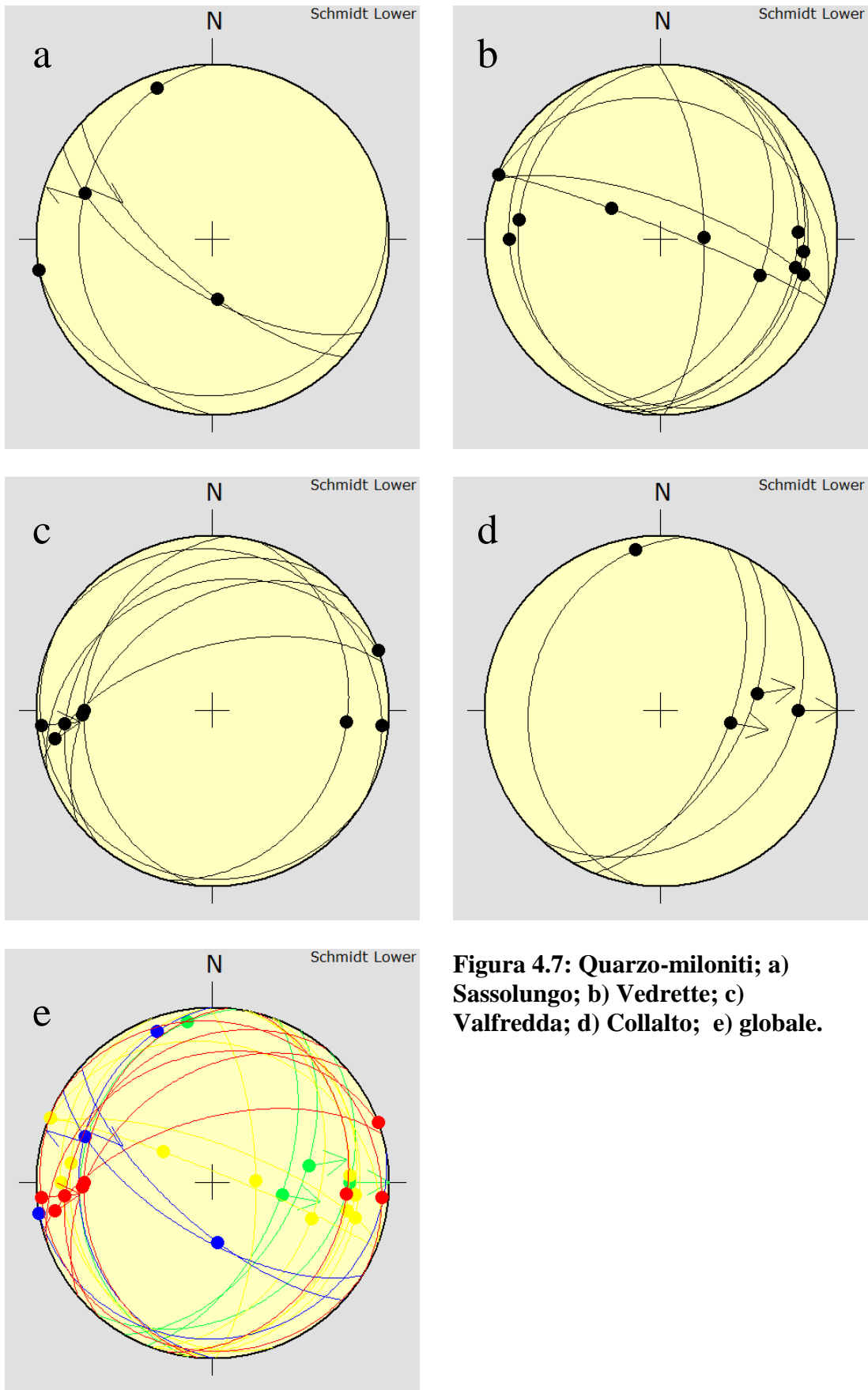


Figura 4.7: Quarzo-miloniti; a) Sassolungo; b) Vedrette; c) Valfredda; d) Collalto; e) globale.

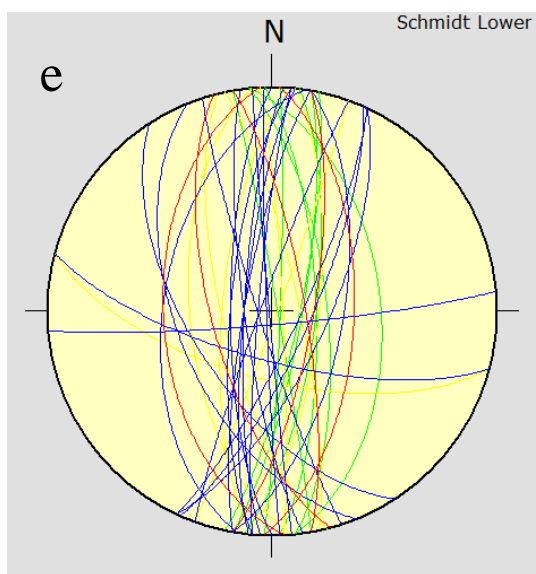
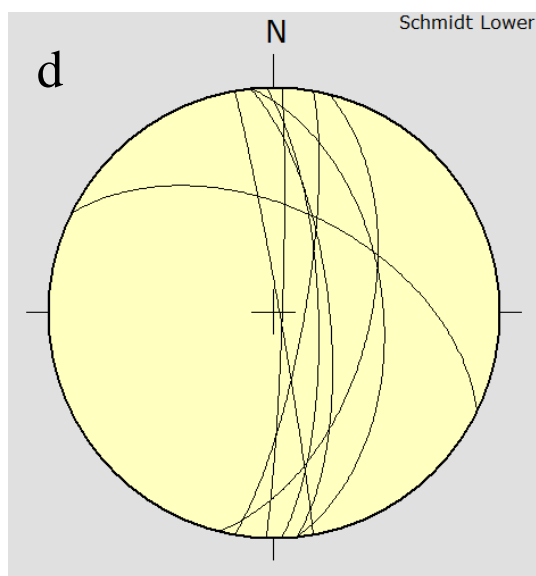
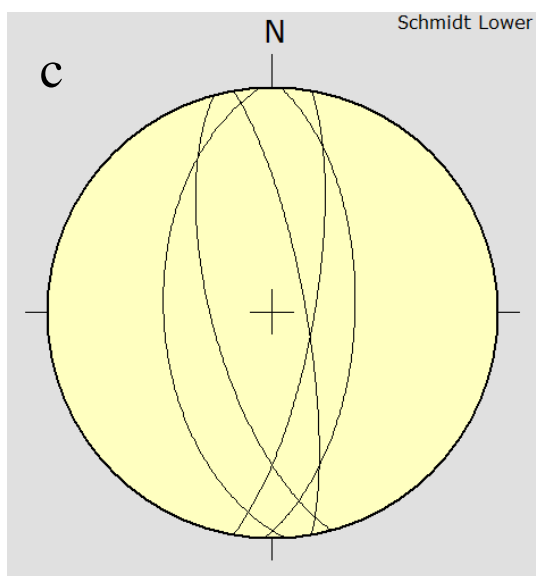
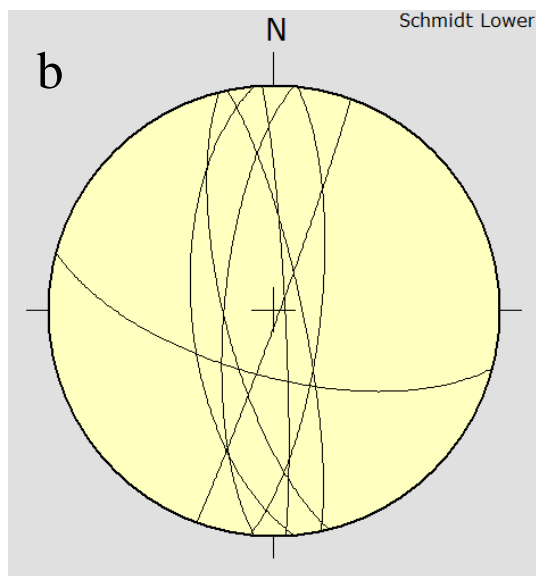
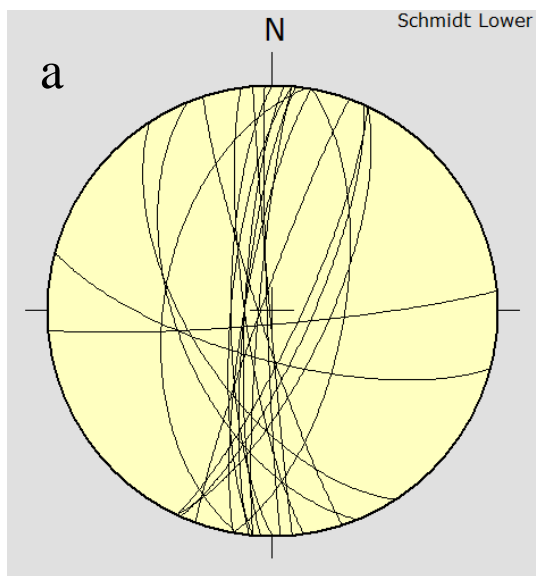


Figura 4.8: Faglie; a) Sassolungo; b) Vedrette; c) Valfredda; d) Col-lalto; e) globale.

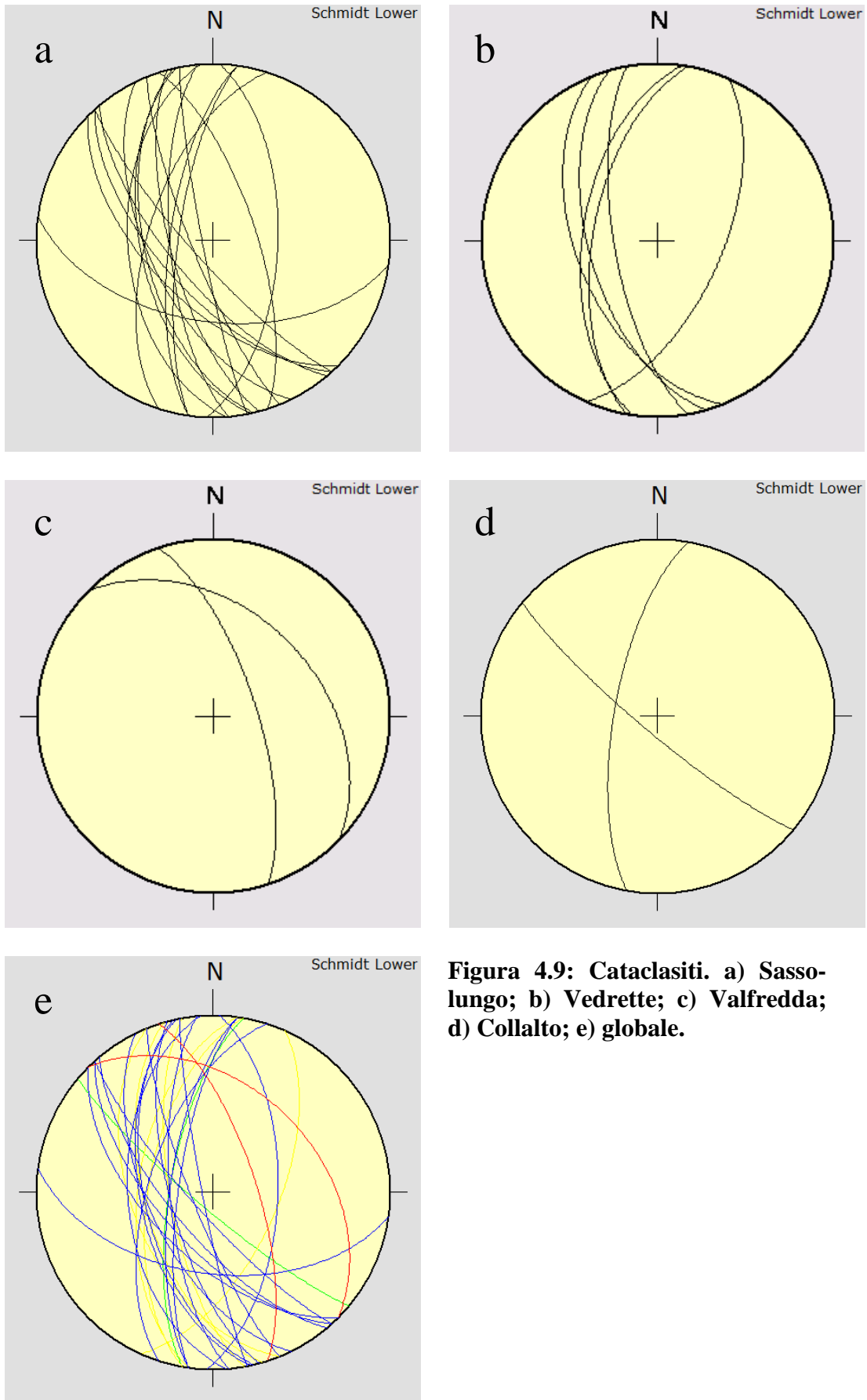


Figura 4.9: Cataclasi. a) Sassolungo; b) Vedrette; c) Valfredda; d) Collalto; e) globale.

5. Conclusioni

I dati esposti permettono di affermare con buona certezza che il plutone delle Vedrette di Ries ha subito una storia deformativa sostanzialmente omogenea nelle due suite centro-occidentali analizzate e coerente con quella degli altri granitoidi intrusi a livelli crostali più superficiali. È confermata la sequenza deformativa (1) fragile – (2) duttile – (3) fragile già delineata dai lavori precedenti, comune agli altri corpi magmatici periadriatici e qui testimoniata dai reciproci rapporti di intersezione tra (1) joint tensionali, (2) miloniti e quarzo-miloniti, e (3) faglie, cataclasiti e fratture tardive a epidoto e clorite. Inoltre il campo di stress ricostruito, caratterizzato da σ_1 orizzontale in direzione Nord-Sud, è ben assimilabile a quello precedentemente delineato per quanto riguarda i corpi plutonici periadriatici e per la porzione sud-occidentale dell'unità degli Zentralgneiss della Finestra dei Tauri (area del lago di Neves).

L'individuazione di quarzo-miloniti ad immersione verso Ovest segna un'ulteriore passo avanti nell'interpretazione della causa della deformazione duttile bifasica, e in particolare della componente estensionale che sovrainprime la dislocazione sinistra. La presenza di strutture speculari ad immersione sia verso Est che verso Ovest, infatti, associata agli altri dati precedenti, fa convergere il quadro d'insieme verso l'ipotesi del denudamento tettonico; l'ipotesi del tilting, invece, risulta meno plausibile per questioni geometriche e cinematiche dal momento che pare poco verosimile che un tilting di appena 5° possa attivare dei piani di slip di soli 5-20° di inclinazione.

Restano da definire le età e i rapporti reciproci tra le varie famiglie di cataclasiti formate durante la fase fragile tardiva e le temperature della deformazione duttile tramite analisi delle CPO del quarzo.

Ringraziamenti

Desidero ringraziare innanzitutto la mia famiglia per il supporto e la pazienza dimostrata durante i miei studi universitari. Ringrazio il prof. Pennacchioni per il supporto e la fiducia accordatami nello sviluppo di questa tesi, i gestori del rif. Roma per l'accoglienza che mi hanno riservato durante il periodo di rilevamento, l'ufficio cartografia della provincia di Bolzano per la concessione d'uso delle ortofoto e la dott.ssa Addis per la disponibilità nella realizzazione delle foto al microscopio. Infine uno speciale ringraziamento a tutti i compagni di corso per i numerosi momenti di goliardia che hanno caratterizzato il nostro percorso di studi.

Bibliografia

- Albertz M., Rosenberg C.L., Moebus C., Handy M.R., 1999. The roof of the Rieserferner Pluton; implications for syntectonic magma ascent and emplacement along crustal scale shear zones. *Documents - B.R.G.M.* 290, 73-73.
- Behrmann J.H., Frisch W., 1990. Sinistral ductile shearing associated with metamorphic decompression in the Tauern Window, Eastern Alps. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien* 133, 135-146.
- Bellieni G., Comin Chiaramonti P., Visonà D., 1976. Contributo alla conoscenza del plutone delle Vedrette di Ries (Alpi orientali). *Bollettino della Società Geologica Italiana* 95, 351-370.
- Bellieni G., 1977. Caratteri geobarometrici delle intrusioni granitiche del plutone delle Vedrette di Ries (Rieserferner) (Alto Adige Orientale) alla luce dei sistemi sperimentali Q-Or-Ab-An-H₂O. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 33, 631-645.
- Bellieni G., 1978. Caratteri geochemici del massiccio granodioritico-tonalitico delle vedrette di Ries (Rieserferner); Alto Adige Orientale. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 34, 527-545.
- Bellieni G., Molin G.M., Visona D., 1979. The petrogenetic significance of the garnets in the intrusive massifs of Bressanone and Vedrette di Ries (Eastern Alps-Italy). *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie.Abhandlungen* 136, 238-253.
- Bellieni G., Peccerillo A., Poli G., 1981. The Vedrette di Ries (Rieserferner) plutonic complex; petrological and geochemical data bearing on its genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78, 145-156.
- Bellieni G., Visonà D., 1981. Metamorphic evolution of the Austroalpine schists outcropping between the intrusive masses of Vedrette di Ries (Rieserferner) and Cima di Vila (Zinsnock) (Eastern Alps, Italy). *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie.Monatshefte* 1981, 586-602.
- Bellieni G., Cavazzini G., Fioretti A.M., Peccerillo A., Poli G., Zantedeschi P., 1989. Petrology and geochemistry of microgranular mafic enclaves from the Vedrette di Ries plutonic complex (Eastern Alps). *Periodico di Mineralogia* 58, 45-65.
- Bestmann M., 2011. Pseudotachylyte in muscovite-bearing quartzite: Coseismic friction-induced melting and plastic deformation of quartz. *Journal of structural geology*, 33, 169-186.

- Bistacchi A., Dal Piaz G., Dal Piaz G., Massironi M., Monopoli B., Schiavo A., 2004. Structural constraints to western Tauern Window tectonic evolution. *International Geological Congress, Abstracts = Congres Geologique International, Resumes 32, Part 1*, 248-248.
- Borsi S., del Moro A., Sassi F.P., Zirpoli G., 1973. Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (eastern Alps); radiometric and geo-petrologic data. *Memorie della Societa Geologica Italiana* 12, 549-571.
- Borsi S., del Moro A., Sassi F.P., Zanferrari A., Zirpoli G., 1978. New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window (Eastern Alps). *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Universita di Padova* 32.
- Borsi S., Del Moro A., Sassi F.P., Zirpoli G., 1979. On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) massif and its geodynamic significance. *Geologische Rundschau* 68, 41-60.
- Bruckl E., Behm M., Decker K., Grad M., Guterch A., Keller G., Thybo H., 2010. Crustal structure and active tectonics in the Eastern Alps. *Tectonics* 29.
- Carta Geologica d'Italia 1:50.000, foglio n°009 "Anterselva" (in stampa)
- Cesare B., 1992. Contact metamorphism in the Austridic basement south of the Vedrette di Ries (Rieserferner) intrusion, Eastern Alps, Italy. *Terra Abstracts* 4, 11-11.
- Cesare B., 1994b. Synmetamorphic veining; origin of andalusite-bearing veins in the Vedrette di Ries contact aureole, Eastern Alps, Italy. *Journal of Metamorphic Geology* 12, 643-653.
- Cesare B., Hollister S., 1995. Andalusite-bearing veins at Vedrette di Ries (Eastern Alps, Italy); fluid phase composition based on fluid inclusions. *Journal of Metamorphic Geology* 13, 687-700.
- Cesare B., Fioretti A.M., Rosenberg C., 2004. The Periadriatic intrusion of Vedrette di Ries-Rieserferner (Eastern Alps); petrology, emplacement mechanisms and contact aureole. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia* 63, Vol. 2.
- Citton M., 2011. Evoluzione strutturale post-magmatica del corpo intrusivo del Vedrette di Ries, Alto Adige. Tesi di laurea magistrale.
- Cliff R.A., Droop G.T.R., Rex D.C., 1985. Alpine metamorphism in the south-east Tauern Window, Austria; 2, Rates of heating, cooling and uplift. *Journal of Metamorphic Geology* 3, 403-415.
- Dal Piaz G.V., Venturelli G., 1983. Brevi riflessioni sul magmatismo post-ofiolitico nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale delle Alpi. *Memorie Società Geologica Italiana* 26, 5-19.

- Dal Piaz G.V., 1999. The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys. *Memorie di Scienze Geologiche* 51, 155-176.
- Davies J.H., von Blanckenburg F., 1995. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters* 129, 85-102.
- Frisch W., Dunkl I., Kuhlemann J., 1998. Large-scale extension in the Alps; tectonic versus erosional denudation. *Terra Nostra [Bonn]* 98-1, 9-10.
- Frisch W., Kuhlemann J., Dunkl I., Brügel A., 1998b. Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. *Tectonophysics* 297, 1-15.
- Frisch W., Bruegel A., Dunkl I., Kuhlemann J., Satir M., 1999. Post-collisional large-scale extension and mountain uplift in the Eastern Alps. *Memorie di Scienze Geologiche* 51, 3-23.
- Frisch W., Dunkl I., Kuhlemann J., 2000. Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. *Tectonophysics* 327, 239-265.
- Fritz H., Krenn K., Kurz W., 2003. Field trip guide E6 Tectonics, metamorphism and magma generation between Periadriatic Lineament and Tauern Window (Vals Valley, close to TRANSALP Traverse). *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 26, 61-69.
- Kurz W., Neubauer F., 1993. Structural evolution of the southeastern Tauern Window; from nappe stacking to uplift. *Terra Abstracts* 5, Suppl. 2, 20-20.
- Laubscher H. P., 1985. The late Alpine (Periadriatic) intrusions and the Isubric Line. *Mem. Soc. Geol. It.*, 26, 21-30.
- Macara P., Gasperini D., Ranalli G., Mahatsente R., 2008. Slab detachment and mantle plume upwelling in subduction zones: An example from the Italian South-Eastern Alps. *Journal of geodynamics* 45, 32-48.
- Mancktelow N.S., Stoeckli D., Fugenschuh B., Seward D., 1995. Tertiary kinematics of the southwest Tauern Window region. *Terra Abstracts* 7, Suppl. 1, 123-123.
- Mancktelow N., Stöckli D., Grollmund B., Müller W., Fugenschuh B., Viola G., Seward D., Villa I., 2001. The DAV and Periadriatic fault systems in the Eastern Alps south of the Tauern Window. *International Journal of Earth Sciences* 90, 593-622.
- Mancktelow N., 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.

- Mitterpergher S., Pennacchioni G., Di Toro G., 2009. The effects of fault orientation and fluid infiltration on fault rock assemblages at seismogenic depths. *Journal of Structural Geology* 13, 1511-1524.
- Müller W., Mancktelow N., Meier M., 2001. Rb-Sr microchrons of synkinematic mica in mylonites; an example from the DAV Fault of the Eastern Alps. *Earth and Planetary Science Letters* 180, 385-397.
- Neubauer F., Genser J., Kurz W., Wang X., 1999. Exhumation of the Tauern Window, Eastern Alps. *Physics and Chemistry of the Earth. Part A: Solid Earth and Geodesy* 24, 675-680.
- Neubauer F., Hoinkes G., Sassi F. P., 1999b. Pre-Alpine metamorphism of the Eastern Alps. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen* 79, 41-62.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J., 2005. *Microtectonics*.
- 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., Di Toro G., Brack P., Menegon L., Villa I. M., 2006. Brittle-ductile-brittle deformation during cooling of tonalite (Adamello, Southern Italian Alps). *Tectonophysics*, 427, 171-197.
- 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.
- Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H., Merle O., 1991. Lateral extrusion in the Eastern Alps; Part 2, Structural analysis. *Tectonics* 10, 257-271.
- Rosenberg C.L., 2004. Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics* 23.
- Rosenberg C.L., Brun J.P., Gapais D., 2004b. Indentation model of the Eastern Alps and the origin of the Tauern Window. *Geology [Boulder]* 32, 997-1000.
- Sassi F.P., Bellieni G., Peccerillo A., Poli G., 1980. Some constraints on geodynamic models in the Eastern Alps. *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie. Monatshefte* , 541-548.
- Sassi F., Castelli D., Mazzoli C., Peruzzo L., Sassi R., Spiess R., Cesare B. 2004 The crystalline basements of the Italian Eastern Alps a review of the metamorphic features. *Periodico di Mineralogia* 73, 23-42.
- Schmid S., Fügenschuh B., Kissling E., Schuster R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geologicae Helveticae* 97, 93-117.

- Schulz B., Steenken A., Siegesmund S., 2008. Geodynamic evolution of an alpine terrane; the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window as a part of the Adriatic Plate (Eastern Alps). *Geological Society Special Publications* 298, 5-44.
- Schwartz G. M., 1958. Alteration of biotite under mesothermal conditions. *Economic geology and the bulletin of the Society of Economic Geologists*, 53, 164-177
- Siegesmund S., Heinrichs T., Romer R.L., Doman D., 2007. Age constraints on the evolution of the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window. *Geologische Rundschau = International Journal of Earth Sciences* [1999] 96, 415-432.
- Steenken A., Siegesmund S., Heinrichs T., 1999. Structural development of the Rieserferner Pluton and its relation to the kinematics of the DAV-line. *Documents - B.R.G.M.* 290, 114-114.
- Steenken A., Siegesmund S., Heinrichs T., 2000. The emplacement of the Rieserferner Pluton (Eastern Alps, Tyrol): Constraints from field observations, magnetic fabrics and microstructures. *Journal of Structural Geology* 22, 1855-1873.
- Steenken A., Siegesmund S., Heinrichs T., Fugenschuh B., 2002. Cooling and exhumation of the Rieserferner Pluton (Eastern Alps, Italy/Austria). *International Journal of Earth Sciences* 91, 799-817.
- Stöckhert B., Martin S., Brix M., Hurford A., Thomson S., Polino R. Differential exhumation along the Ahrntal Transect, Eastern Alps. *Memorie di scienze geologiche* 51, 468.
- Von Blanckenburg F., Davies J. H., 1995. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* 14, 120-131.
- Wagner R., Rosenberg C., Handy M., Mobus C., Albertz M., 2006. Fracture-driven intrusion and upwelling of a mid-crustal pluton fed from a transpressive shear zone - The Rieserferner Pluton (Eastern Alps). *Geological Society of America Bulletin* 118, 219-237.
- Wallis S.R., Behrmann J.H., 1996. Crustal stacking and extension recorded by tectonic fabrics of the SE margin of the Tauern Window, Austria. *Journal of Structural Geology* 18, 1455-1470.