



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN  
SCIENZE GEOLOGICHE

**STUDIO GEOLOGICO-STRUTTURALE  
DEL CONTATTO TRA IL PLUTONE DI  
MASINO-BREGAGLIA E LE UNITÀ DEL GRUF  
IN ALTA VAL CODERA**

**A geologic-structural study of the contact between the Bergell  
pluton and the Gruf units in the upper Codera valley**

*Relatore: Prof. Giorgio Pennacchioni*

*Correlatore: Dott. Alessandro Guastoni*

*Laureando: Giacomo Pozzi*

ANNO ACCADEMICO 2011 / 2012



Prima pagina: stock di filoni pegmatitici intrusi lungo le pendici di punta di trubinasca.

## Riassunto

*Questo lavoro di rilevamento è incentrato sullo studio della porzione più orientale di un grande belt pegmatitico localizzato nelle Alpi centrali. In particolare, in un'area ristretta collocata al contatto occidentale del plutone di Masino Bregaglia con le rocce migmatitiche incassanti del Gruf, nella porzione alta della val Codera in provincia di Sondrio. Gli affioramenti sono prevalentemente esposti all'interno del circo glaciale di Trubinasca. La datazione concordata da vari studi di questo plutone periadriatico oligocenico ha permesso maggiori speculazioni circa l'inquadramento cronologico dei corpi filoniani. Le osservazioni di campo hanno fornito dei rapporti ben precisi tra famiglie diverse di pegmatiti e l'incassante, evidenziando una storia intrusiva polifasica con almeno tre eventi distinti. Oltre a questo si affianca uno studio strutturale della deformazione duttile e fragile nelle strutture quasi sempre intimamente relazionate con le intrusioni filoniane. I risultati, ordinati nel tempo, forniscono una correlazione positiva con il classico campo di stress alpino e la storia intrusiva del plutone di Masino Bregaglia. Il discorso circa la genesi delle pegmatiti rimane tuttora aperto e puramente speculativo, in attesa di future datazioni dei filoni effettuate con maggiore sistematicità.*

## Abstract

*This field work is focused on the study of the easternmost part of a major pegmatitic belt hosted in the central Alps. In particular in a small area located at the western contact between the Bergell pluton and the migmatitic rocks of the Gruf, in the upper Codera valley, province of Sondrio. The outcrops are mainly exposed in the cirque of Trubinasca. The commonly agreed datation in many studies of this oligocenic periadriatic pluton allowed more speculations about the chronology of the dykes. Field observations have provided the precise relationships between different families of pegmatites and the hosting rocks, showing a polyphase intrusive history with at least three separate events. This is accompanied by a structural study of ductile and brittle deformation structures almost always intimately related with the dykes. The results, ordered in time, provide a positive correlation with the classic Alpine stress field and the history of the emplacement of the Bergell pluton. The talk about the genesis of the pegmatites is still open and speculative, in expectation of future and more systematic datations of the dykes.*



# Indice

1. Introduzione	pg. 7
2. Inquadramento geologico	pg. 8
2.1 Il plutone di Masino Bregaglia	pg. 8
2.2 Messa in posto del Plutone	pg. 10
2.3 Il complesso metamorfico del Gruf	pg. 11
2.4 Il duomo Lepontino	pg. 12
2.5 Granito di san Fedelino	pg. 13
3. Litologie principali	pg. 14
3.1 Gruf	pg. 14
3.2 Serizzo	pg. 14
3.3 Ghiandone	pg. 15
4. Corpi filoniani	pg. 17
4.1 Micrograniti	pg. 17
4.2 Filoni leucocratici	pg. 21
4.3 Pegmatiti	pg. 22
4.4 Minerali delle pegmatiti	pg. 26
4.5 Orientazione e rapporti	pg. 33
4.6 Genesi	pg. 37
5. Strutture deformative	pg. 39
5.1 Deformazione duttile	pg. 39
5.2 Deformazione fragile	pg. 44
6. Dati strutturali	pg. 47
7. Mini mappe strutturali	pg. 53
8. Conclusioni	pg. 55
9. Bibliografia	pg. 59



# 1. Introduzione

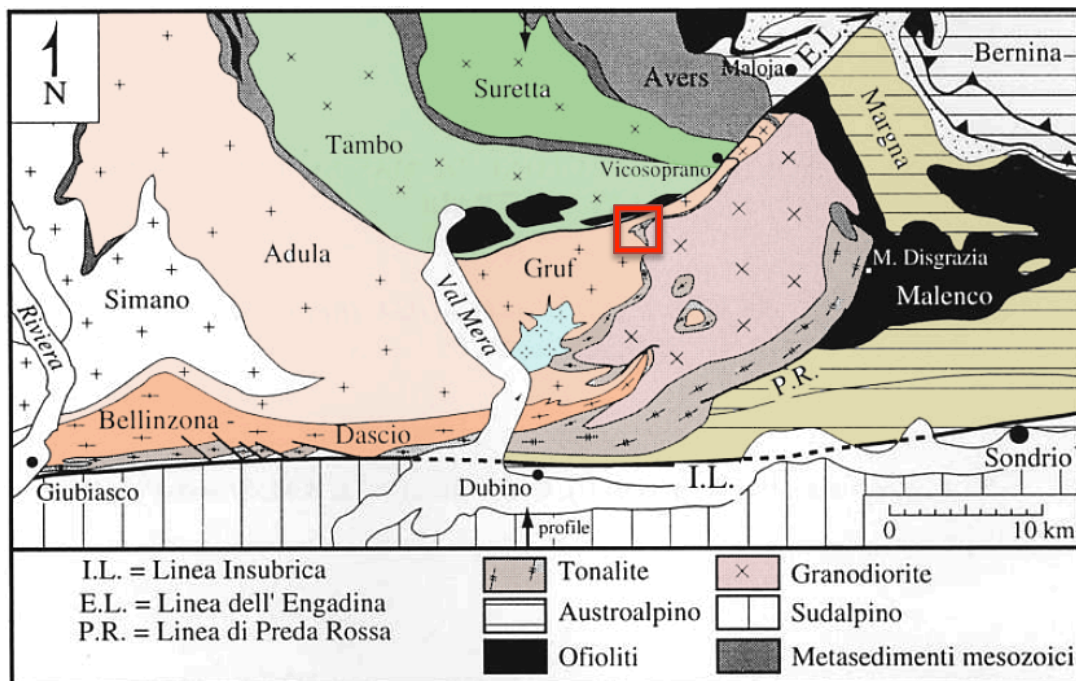
L'area in studio, relativamente limitata, è compresa entro un rettangolo di 900 per 600 m situato in alta Val Codera in provincia di Sondrio, al confine con la Svizzera, ai piedi (a Sud) ed ad Ovest del Pizzo di Trubinasca. Gran parte di questa ricade all'interno della porzione Ovest del circo ospitante il piccolo Ghiacciaio di Trubinasca Sud. Geologicamente, essa è situata nella porzione sud orientale del Duomo Lepontino, al contatto occidentale tra il plutone di Masino-Bregaglia (composto prevalentemente da tonalite e granodiorite) e l'unità del Gruf (ortogneiss, paragneiss migmatitici). Quest'ultima rappresenta una porzione delle falde penniniche, alcune delle rocce più profonde esposte nelle alpi centrali.

L'interesse suscitato da questa porzione dell'intero plutone è legato alla pulizia dell'affioramento operata da parte del ghiacciaio, che permette un'ottima visione sul campo dei contatti nonché dei rapporti di una considerevole quantità di filoni (microgranitici e pegmatiti), che tagliano tutte le formazioni. Questi filoni sembrano conservare i migliori indizi circa la storia post intrusiva del plutone incassante, in quanto capaci di concentrare lungo la propria estensione la deformazione. Un'ulteriore caratteristica è la presenza di pegmatiti evolute, apprezzate da cercatori e collezionisti grazie alle particolari paragenesi, in grado di offrire cristalli di buona qualità di minerali rari, quali il berillo varietà acquamarina.

Lo studio dei filoni è volto alla ricostruzione di una storia intrusiva, inquadrata in un contesto geodinamico di tipo alpino. Parallelamente, si propone uno studio del regime duttile e fragile relativo a questa piccola area e confrontato con le evidenze descritte in letteratura a più ampia scala.

## 2. Inquadramento geologico

Questo studio è stato effettuato in una piccola porzione del contatto occidentale del plutone di Masino Bregaglia, dove questo è adagiato al di sopra delle migmatiti del Gruf. Più precisamente, è localizzato nell'alta val Codera, a sud del confine svizzero, all'interno e nei dintorni del circo di Trubinasca, dominato dalle omonime cime "pizzo" e "punta". Quest'area fa parte di un grande belt pegmatitico terziario che si estende per 90 km lungo la *Southern Steep Belt* (SSB), tra la linea Centovalli (ad ovest) e il plutone (ad est). I corpi filoniani, in prevalenza pegmatitici, intrudono tutte le litologie presenti fin dentro al corpo granodioritico centrale del plutone.



**Fig. 1** *Mappa geologica delle alpi di Bregaglia. Da Rosemberg 1994, ricolorato. Le frecce indicano la direzione del profilo in fig. 2. Il riquadro rosso indica la posizione approssimativa dell'area in studio. In azzurro, il granito di san Fedelino.*

### 2.1. Il plutone di Masino Bregaglia

Il plutone di Masino Bregaglia è un'intrusione oligocenica a carattere calc-alcaino ed è composto principalmente da tonalite foliata (Serizzo) al bordo del corpo principale di granodiorite porfirica (Ghiandone), datate 32 ma e 30 ma rispettivamente (Blanckburg et al. 1992). Questo plutone appartiene alla serie di

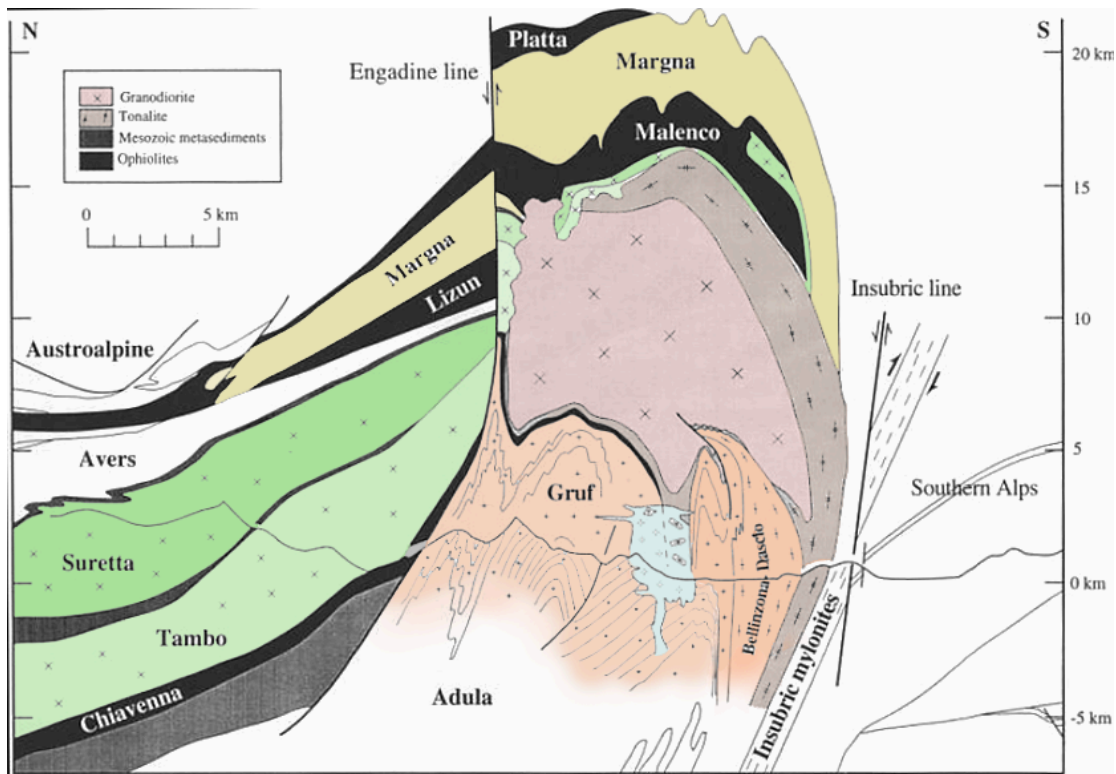
intrusioni terziarie periadriatiche, come anche il plutone dell'Adamello, delle Vedrette di Ries e di Traversella, intruse in prossimità della linea insubrica. La forma richiama quella di una falda (Wenk 1973). Infatti, il plutone occupa a nord la stessa posizione strutturale delle falde pennidiche di Tambo e Suretta (Rosenberg et al. 1995) con uno sviluppo suborizzontale ad Ovest ed inclinato di circa 40° ad Est, dove scompare al di sotto della falda di Maragna, e presenta una variazione composizionale quasi concentrica (Fig. 1 e 2). La porzione a Sud è formata da un corpo tabulare di tonalite che intrude quasi verticalmente, con immersione verso Nord, all'interno della SSB, parallelamente alle miloniti insubriche della Linea del Tonale. Questa zona, lunga oltre 50 km con direzione est-ovest, si pensa essere la via di alimentazione dell'intero plutone mentre si escludono ulteriori fonti al di sotto del corpo principale (Rosenberg et al. 1995).

L'origine del magmatismo terziario proprio dei plutoni simili al Masino Bregaglia è ricondotto al controflusso astenosferico in risposta al break-off dello slab in subduzione. L'apporto di calore verso l'alto avrebbe permesso la fusione parziale del mantello litosferico producendo serie calc-alcaline. Anche porzioni alla radice delle falde potrebbero avere subito fusione con la conseguente produzione di magmi di diversa natura.

Osservazioni condotte non solo all'interno della zona di radice a sud, ma anche nelle porzioni settentrionali ed orientali, evidenziano un generale aumento delle condizioni di pressione (da ca. 5 kb a 8 kb, Reusser 1987 e Davidson et al. 1996), un ringiovanimento delle età di solidificazione e l'esposizione di livelli più profondi, associati ad un'immersione di circa 25° delle strutture verso est (Berger e Gierè 1995). Ciò si riconduce ad un tilting sin e post magmatico attorno ad un asse orizzontale N-S.

Al contatto occidentale, il plutone di masino bregaglia poggia al di sopra della falda Adula-Gruf e, verso la SSB, della zona Bellinzona Dascio (BDZ), due domini litologici eterogenei difficilmente separabili a causa della gradualità che va da gneiss (Gruf) a parascisti (BDZ), entrambi migmatitici. Ancora, al contatto inferiore del plutone si riconosce una zona discontinua e sottile, considerata il relitto di una precedente falda, corrispondente alle ofioliti di Chiavenna (rocce ultramafiche e mafiche, scisti pelitici e calc-silicati) e la Misox Zone (calcescisti e metabasalti), la

zona di sutura dell'antico oceano nord pennidico (Davidson et al. 1996). Questo dominio separa la sottostante falda Adula dalla superiore Tambo.



*Fig. 2* Sezione ricavata lungo la direttrice indicata in fig. 1. Da Rosemberg 1992, ricolorata.

## 2.2. Messa in posto del plutone

Come in parte già accennato, il plutone presenta le seguenti caratteristiche salienti:

- Forma molto simile a quella di una falda.
- Occupa la stessa posizione strutturale delle falde Tambò e Suretta con le quali mostra un contatto discordante.
- Distinzione di:
  1. Un corpo principale subcircolare, disposto suborizzontalmente al di sopra delle migmatiti del Gruf ad Ovest e inclinato verso est al contatto orientale.
  2. Una zona di radice tonalitica parallela alla linea del tonale, chiamata *zona di radice Giubiasco Dubino*, con geometria steeply dipping verso nord ed estesa per circa 50 km.

- Contatti concordanti ad ovest e nella zona di radice, discordanti ad est e a nord.
- Foliazione dell'incassante concordante con quella del plutone.
- Ripiegamento isoclinale al contatto con il Gruf, il quale condivide lo stesso tipo di deformazione.

(Si faccia riferimento alle figure 3 e 4)

La messa in posto del plutone avviene durante il retroscorrimento delle falde pennidiche. Questo avviene non solo durante la fase magmatica ma anche dopo la completa cristallizzazione del plutone. Infatti esso produce una foliazione e lineazione legate ad entrambe le fasi. Le rocce incassanti calde, legate all'alto grado metamorfico, hanno permesso la lenta cristallizzazione e lo sviluppo di due fasi deformative sinmagmatiche: la prima legata al movimento di taglio destro alla base, che ha prodotto la migrazione e l'espansione verso est del plutone, la seconda legata alla compressione alpina N-S che ha prodotto il ripiegamento delle rocce incassanti e della base dell'intrusione (es. l'antiforme nel Gruf, visibile in val Codera). La messa in posto è facilitata dall'alta temperatura di questa porzione del duomo lepontino. (Rosemberg, Berger, Davidson e Schmid 1993).

La forma del corpo principale, la zonatura e foliazione concentrica e il contatto concordante con l'incassante ben concordano con il modello previsto dal ballooning, tipico delle intrusioni plutoniche forzate. La messa in posto però non sembra essere legata unicamente all'uplift dovuto al contrasto di densità, bensì è caratterizzata dalla fuga forzata del magma verso l'alto in seguito alla compressione agente nella zona di radice ed accomodata dal retroscorrimento delle falde. (Rosenberg, Berger e Schmid 1995).

### ***2.3. Il complesso metamorfico del Gruf***

Localizzato al margine sud orientale del Duomo Lepontino, si estende per un'area di circa 20 x 50 km ed è confinato a nord dall'unità ofiolitica mesozoica di Chiavenna, ad est dal plutone di Masino Bregaglia, a sud e ad ovest dal granito di san Fedelino (Novate) e dalla falda Suretta. Il Gruf rappresenta un basamento

composto da alcune delle rocce tettonicamente più profonde esposte nelle Alpi Centrali (Wenk 1973).

È composto prevalentemente da migmatiti di ortogneiss quarzo feldspatici e paragneiss in facies anfibolitica. La migmatizzazione è contemporanea alla messa in posto del plutone di Masino Bregaglia. Vicino al contatto con il plutone presenta spesso inclusi di anfiboliti, rocce ultramafiche e rocce metapelitiche a biotite, sillimanite, granato e ( $\pm$ ) cordierite. Le associazioni mineralogiche presenti in questi inclusi testimoniano il raggiungimento di condizioni tipiche della facies anfibolitica e della facies a scisti verdi superiore (Wenk 1973). Il ritrovamento di charnockiti e granuliti in situ è riferibile ad un'età permiana (A. Galli et al. 2011).

Quest'unità presenta un forte piegamento isoclinale<sup>1</sup> (fig. 3), con assi generalmente immergenti di 15° verso NE, e, ad ovest, un'ampia antiformentale, ben visibile in val Codera, che circonda il plutone verso Nord (Wenk 1973, 1992).

La difficoltà di distinzione tra le migmatiti della BDZ e del complesso del Gruf ne suggerisce l'identità (Wenk 1973), mentre sporadiche lenti di silicati di calcio indicano il limite con la falda Adula, che si distingue anche per la presenza di relitti in facies eclogitica (A. Galli et al. 2011).

## **2.4. Il duomo lepontino**

Wenk conia nel 1953 il nome di *Lepontine gneiss Dome region*, individuando nelle porzioni più profonde esposte della catena alpina un'area caratterizzata da un alto grado metamorfico terziario. Il duomo lepontino è caratterizzato da isograde, isoterme e zonature mineralogiche concentriche, con condizioni metamorfiche appartenenti dalla facies a scisti verdi superiore alla facies anfibolitica. Esso si estende dal massiccio del San Gottardo a nord, al passo del Sempione ad Ovest e l'area della Bregaglia ad Est. A sud è troncato dalla SSB e in direzione di questa si nota un generale aumento delle condizioni termiche dove, nei pressi della Bellinzona, si registra un picco termico di 675°. A queste elevate temperature sono associate le migmatiti incassanti il plutone di Masino Bregaglia.

---

<sup>1</sup> Questo piegamento è proprio anche del plutone di Masino Bregaglia, pur essendo decisamente meno visibile in quest'ultimo. Il confronto delle foliazioni e delle lineazioni delle due masse evidenzia come entrambi siano stati deformati dallo stesso campo di forze (Wenk 1973).

## **2.5. Il granito di san Fedelino**

Chiamato in letteratura straniera *Novate granite*, questo leucogranito a due miche e granato presenta una grana fine non porfirica. È localizzato all'apice dell'antiforme della falda Adula, incassato all'interno delle migmatiti del gruf ad un livello strutturale inferiore rispetto al plutone di Masino Bregaglia (Azzurro in Fig. 2). Il corpo centrale è rappresentato da uno stock c filoni che irradia la roccia incassante fino all'interno del plutone.

Deriva da un magmatismo granitico di tipo S, prodotto dalla fusione parziale di crosta continentale. La messa in posto è stimata attorno ai 25-24 ma, in corrispondenza di una zona di shear estensionale milonitica, la linea della Forcola.

## 3. Litologie principali

### 3.1. Gruf

Come già discusso nel sottocapitolo 1.2., il Gruf consiste essenzialmente di gneiss migmatitici piegati isoclinamente (Fig. 2), con inclusi (ultra) mafici (affioranti anche nei pressi del biv. Pedroni-Dal Prà) e di silicati di calcio. Sul campo è facilmente distinguibile dalle altre litologie grazie alla grande eterogeneità ed al forte ripiegamento, visibile a tutte le scale ed evidenziato dal contrasto tra melanosoma e leucosoma (Fig. 5). Spesso, come si è potuto vedere nei pressi del bivacco Pedroni-Dal Prà, le pieghe appaiono disarticolate all'interno del leucosoma, con un aspetto simile ad una breccia (Fig. 4), ricca di anfiboliti. Il limite tra Gruf e Serizzo non è netto ed avviene entro una fascia di alcuni metri spesso caratterizzata da inclusi decimetrici del primo nel secondo. Questo limite è ben visibile all'interno del circo di Trubinasca Sud, lungo gli affioramenti lisciati dall'azione del ghiacciaio.



*Particolari della litologia del Gruf. Spettacolare esempio del piegamento pervasivo isoclinale dell'unità (3) e struttura brecciata del melanosoma e delle pieghe all'interno del leucosoma (4). Moneta per scala.*

### 3.2. Serizzo

Serizzo è il nome locale assegnato alla tonalite del plutone di Masino Bregaglia. Queste rocce circondano il corpo granodioritico (il granito di bregaglia o Ghiandone) con uno spessore in affioramento di circa 100-150 m, che diminuisce fino a circa 50 m ai piedi di cima Trubinasca. La classificazione sotto il nome di

tonalite è genericamente associata alla composizione media dell'intera identità litologica, anche se spesso al contatto ovest (entro il quale è compresa l'area di studio) è meglio definita come quarzo-diorite (Wenk 1992). I minerali fondamentali sono plagioclasio, orneblenda e biotite, subordinati gli epidoti, clorite, titanite e feldspato alcalino (Wenk 1992). La foliazione, abbastanza ben visibile, li classifica come gneiss. Affiora come una roccia a grana media, a cristalli bianchi e neri, ben differente dalla struttura porfirica della granodiorite del Ghiandone, con la presenza di inclusi mafici orientati come la foliazione (Fig. 6). Il colore complessivo grigio è sostituito dal rosa negli affioramenti non ringiovaniti all'interno del circo.

### **3.3. Ghiandone**

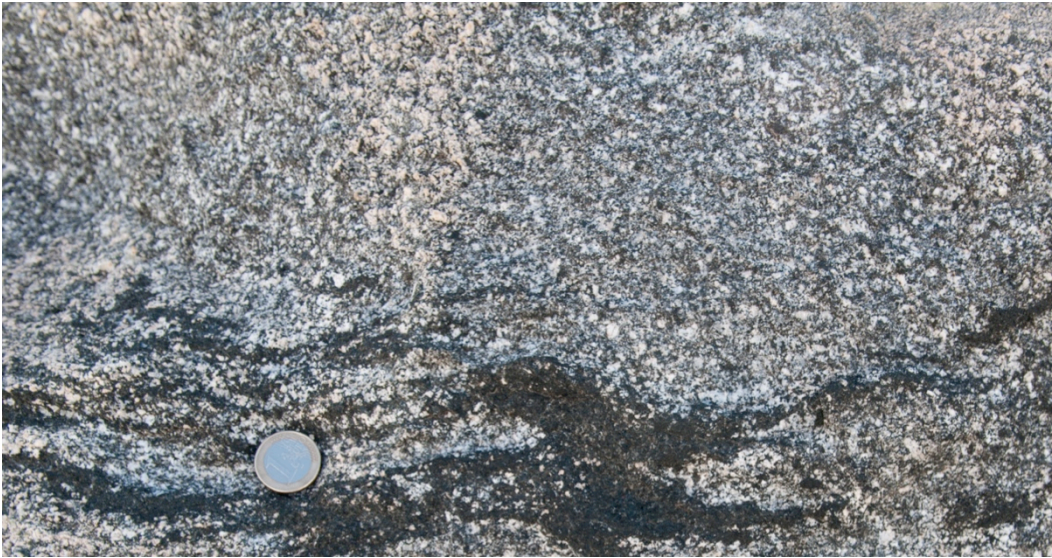
Il nome locale della granodiorite del plutone è Ghiandone. Si tratta di rocce di composizione da granitica a granodioritica (Wenk 1973, 1992), porfiriche, con grossi cristalli di ortoclasio lunghi in genere qualche centimetro. I minerali fondamentali sono plagioclasio, feldspato alcalino, quarzo, biotite e subordinati orneblenda e muscovite, accessori comuni sono apatite, magnetite e allanite (Wenk 1992). La foliazione è decisamente più difficile da individuare rispetto alla tonalite mentre è evidente una lineazione da parte dei grandi cristalli di ortoclasio, la cui orientazione è interpretata come una deformazione plastica post magmatica (Wenk 1973) (Fig. 7).

Il limite Ghiandone Serizzo è ancora una volta poco netto ed è compreso entro una fascia di transizione variabile in larghezza (10-20 m). Questa zona presenta spesso sciami di inclusi mafici, sia gneiss biotitici che gneiss biotitico-orneblenditici (Wenk 1992), affusolati parallelamente al contatto. Questi inclusi sono descritti in letteratura come porzioni di Serizzo parzialmente digerite. Il colore scuro di alcuni di essi e il raggruppamento in sciami sembrano tuttavia riconducibili a fenomeni di magma mingling (Fig. 41).

*Pagina successiva: Classico affioramento della litologia del Gruf ad est del biv. Pedroni-Dal Prà (5); Serizzo, sono visibili gli inclusi mafici deformati duttilmente (6); Ghiandone con l'evidente isorientazione dei megacristalli di K-feldspato ed incluso mafico allungato secondo la foliazione (7).*



5



6



7

## 4. Corpi filoniani

L'area di studio presenta una gran quantità di corpi filoniani, distinti in tre categorie descritte qui di seguito: pegmatiti, micrograniti e filoni leucocratici. Essi tagliano indiscriminatamente le tre litologie Gruf, Serizzo e Ghiandone. Si è tuttavia osservato che la maggior concentrazione di questi corpi risiede all'interno del Serizzo (soprattutto nel caso dei filoni microgranitici), fatto che sarà discusso nel capitolo 4. Gli affioramenti all'interno del circo, caratterizzati da superfici lisce e pulite, offrono una spettacolare visione d'insieme di questi sciami. Alcuni filoni si possono seguire per più di un centinaio di metri e si vedono addirittura continuare quasi fino alla cima di Punta di Trubinasca (Immagine in prima pagina).

Le pegmatiti della val Codera sono conosciute da anni dai collezionisti per la qualità e la varietà dei minerali, soprattutto la pregiata acquamarina (Fig. 15), come l'eccezionale esemplare conservato al museo di Milano, proveniente proprio da un filone dall'area studiata in questo lavoro.

### 4.1. Filoni microgranitici

Con il termine micrograniti si vuole raggruppare una famiglia di filoni composti per la maggior parte da una roccia chiara a grana minuta ed omogenea. La granulometria però può in alcuni casi variare come nell'eclatante esempio del grosso filone visto a nord del biv. Pedroni-Dal Prà, anch'esso incluso in questa categoria. La composizione è granitica e i minerali fondamentali sono k-feldspato, plagioclasio, due mica e quarzo. Peculiare caratteristica di questa famiglia di corpi è il fatto che essi intrudono, oltre alle litologie dell'incassante, anche al nucleo (nella maggior parte dei casi) o ai bordi di filoni pegmatitici e leucocratici, assumendone l'orientazione. Questo tipo di intrusione deforma notevolmente i filoni riutilizzati, sradicandone porzioni cristallizzate e modificandone le strutture e tessiture originali.

I micrograniti così definiti appartengono ad una famiglia con un'immersione media di 4°N, uno strike prettamente est-ovest, con un'inclinazione piuttosto omogenea di circa 60° (media 62°, mediana 58°). Questi dati si riferiscono ai filoni, o alle porzioni di questi, che intrudono solamente le rocce incassanti del Gruf e del

plutone di Masino Bregaglia. La geometria dei filoni che riutilizzano le pegmatiti è quella ereditata dal filone ospite.

*(Si vedano i capitoli 6 e 7 per i dati)*

Il grosso filone sopra citato affiora spettacolarmente a nord del bivacco Pedroni-Dal Prà sia all'interno delle migmatiti del Gruf che nel Serizzo. Lo spessore raggiunge i 6-7 metri nell'affioramento indicato ed è percorribile in lunghezza per più di un centinaio di metri (Fig. 9). La mineralogia sembra la stessa dei filoni microgranitici ma presenta una granulometria decisamente maggiore e una tessitura porfirica a fenocristalli di K-feldspato, di lunghezza fino ad 1-2 cm. Anche se coperto da detrito, è l'unico filone ben visibile nelle immagini da satellite e prosegue in direzione E-W fin dentro al circo di Trubinasca, senza diminuire l'ampiezza. L'immersione è stata misurata in vari punti e varia entro 340°N-360°N. L'inclinazione è quella tipica dei filoni microgranitici, 50-60 cm, ovviamente verso nord.

Anche questo filone riutilizza una pegmatite, notevolmente deformata, visibile ad entrambe le salbande. Questa pegmatite dimostra una notevole continuità essendo quasi sempre visibile lungo tutti gli affioramenti di questo filone. Nella figura si vede il contatto pegmatite-granito, irregolare e caratterizzato da frammenti e porzioni di k-feldspato e quarzo grafico, rimaneggiati e deformati dall'intrusione. Si segnalano anche inclusi di Gruf all'interno del filone, visibili a qualche decina di metri al di sopra del limite, al livello strutturale del Serizzo (Fig. 10).

La dimensione di questo filone, intruso profondamente nel Gruf fino ai livelli più alti della Granodiorite affiorante, fa pensare alla sua probabile funzione di "genitore" rispetto agli altri filoni di composizione granitica.



**Fig. 8** Filone microgranitico incassato nel Serizzo, in questo caso discordante con la foliazione. Lungo il margine superiore mostra una zona di shear milonitizzata con apparente movimento destro, che disloca un altro filoncello microgranitico invece concordante con la foliazione.



**Fig. 9** Il grande filone granitico incluso nella categoria dei filoni microgranitici. Foto scattata a nord-est del biv. Pedroni-Dal Prà.



**Fig. 10**      *Contatto fortemente deformato della pegmatite intrusa dal grande filone granitico (in alto a sinistra). Speculazioni effettuate sul campo individuano nella forma angolosa, visibile al contatto col microgranito, dei grossi cristalli di k-feldspato pluridecimetrici. La crescita di questi sembrerebbe postuma o coeva all'intrusione del granito, a testimoniare la non completa cristallizzazione della pegmatite durante l'apertura.*



**Fig. 11**      *Inclusi di Gruf (scuro) all'interno del grande filone granitico.*

## 4.2. Filoni leucocratici.

Questo gruppo comprende filoni assimilabili per granulometria, deformazione e mineralogia di base, alle pegmatiti. Da queste si distinguono per la mancanza degli elementi caratterizzanti descritti sopra. Presentano tuttavia una grana da pegmatoide (che può indurre la confusione con le vere pegmatiti) ad aplitica. Al nucleo possono avere delle “pools” a grana più grossolana. I minerali fondamentali sono K-feldspato, quarzo, biotite e magnetite o solfuri. La mineralogia e la presenza di biotite in grossi cristalli le rende assimilabili alle pegmatiti di tipo barren che, come descritto in seguito, in parte appartengono cronologicamente a questa famiglia di intrusioni. Anche questa categoria si ritrova in affioramento riutilizzata dai fusi microgranitici. Geometricamente, immergono verso nord mantenendo uno strike generalmente E-O, con un'inclinazione di circa 70°.

*(Si vedano i capitoli 6 e 7 per i dati)*



**Fig. 12** Filone leucocratico. Pur presentando una grana grossolana, con cristalli rosati riconoscibili di K-feldspato, non presenta le caratteristiche tessiturali fondamentali delle pegmatiti s.s..

### **4.3. Pegmatiti**

Le pegmatiti sono il tipo di filone più diffuso all'interno dell'area di studio. Sono corpi filoniani irregolari, boudinati, con forme spesso anastomotiche e contatti con l'incassante lobati. Queste forme testimoniano la messa in posto coeva con la deformazione solid state del plutone. Presentano una continuità in affioramento variabile e sull'ordine delle decine di metri. Alcuni filoni maggiori persistono per centinaia di metri, come quelli visibili sul versante orientale del circo. Lo spessore è variabile da alcune decine di centimetri fino a 3-4 metri e generalmente mai costante. La grana è generalmente grossolana e talvolta i cristalli di feldspato alcalino superano la decina di centimetri. Non sono state ritrovate cavità miarolitiche, probabilmente a causa della profondità di intrusione e della forte deformazione duttile pervasiva.

Le pegmatiti granitiche sensu stricto sono caratterizzate da:

- Tessiture a pettine (Comb textures), definite dall'orientazione di cristalli allungati verso il nucleo del filone, perpendicolarmente al contatto con l'incassante;
- Tessiture aplitiche stratificate lungo i margini esterni;
- Tessitura grafica di quarzo e K-feldspato (Fig. 32);
- Una core-zone a quarzo e K-feldspato;
- Zonatura concentrica o asimmetrica con tessitura e mineralogia variabili.

Queste strutture, in particolare la presenza del nucleo o della struttura grafica, non sono necessariamente visibili lungo tutto il filone ma sono essenziali per la sua caratterizzazione.

Le pegmatiti osservate sul campo presentano spesso delle differenze nella paragenesi mineralogica e nelle tessiture. Questo si traduce in una primaria distinzione tra pegmatiti di tipo barren e pegmatiti evolute. La seconda categoria necessiterebbe di un'ulteriore suddivisione che, a causa dell'elevata variabilità riscontrata sul campo e la mancanza di un lavoro sistematico di classificazione, non

sarà trattata in questo lavoro ma solo accennata nella descrizione di due filoni studiati da Guastoni (2012).

- *Pegmatiti di tipo barren*. Sono la categoria meno evoluta di pegmatite ma sono comunque caratterizzate da struttura grafica del quarzo con il K-feldspato e dalla comb texture. Oltre a questi due minerali, contengono anche cristalli di biotite spesso pluricentrici, di forma tabulare rettangolare allungata, e magnetite. Come descritto nel capitolo 3.5., queste pegmatiti sono maggiormente rappresentate dalla prima famiglia geometrica orientata E-W.
- *Pegmatiti evolute*. In questo tipo di pegmatiti si nota un arricchimento della mineralogia tipico delle “pegmatiti ad elementi rari”. Sviluppano una comb texture nella porzione esterna, al contatto con l’incassante, e altre zonature quasi sempre concentriche, caratterizzate da cambi nella mineralogia e nella tessitura. Al nucleo dei filoni più spessi o in singole porzioni più larghe degli stessi, presentano masse di quarzo affumicato e cristalli decimetrici di K-feldspato perititici. Oltre alla biotite, cresce anche mica muscovite chiara, in cristalli pluricentrici riuniti in pacchetti o con struttura raggiata. La paragenesi di minerali rari più comune ed evidente in affioramento è data da granato, tormalina schorlrite e berillo. I cristalli si trovano all’interno delle masse a quarzo e K-feldspato grafici nella zona intermedia e al nucleo quarzoso (se presente) della pegmatite. I cristalli di migliore qualità provengono generalmente da questa porzione più centrale. Altri minerali accessori variano in base alla composizione della pegmatite e comprendono: tormalina elbaite, columbite (Fe- e Mn-), triplite, pirite, zirconio e molti altri decisamente più rari (Minerali segnalati nell’itinerario 14 nella guida “Itinerari Mineralogici della Val Codera”, corrispondente all’area in studio, by Ghizzoni e Mazzoleni 2005).

L’area rilevata è relativamente piccola ma evidenze di campo mostrano differenze sostanziali di evoluzione all’interno dei filoni pegmatitici. Le pegmatiti evolute a metalli rari della val Codera sono di tipo LCT e LCT-NYF<sup>2</sup> miste (Guastoni 2012). Guastoni (2012) ha in particolare studiato due filoni estremamente differenti: il

---

<sup>2</sup> LCT = Li, Cs, Ta    NYF = Ni, Y, F    Si tratta di due famiglie di pegmatiti distinte secondo i caratteri geochimici. Le sigle indicano gli elementi indice dei quali sono arricchite.

filone a fosfati (*Phospate Codera Valley Dyke*) ed il filone a granati (*Garnet Codera Valley Dyke*).



**Fig. 13** Pegmatite evoluta, intrusa al limite Gruf-Serizzo. Contiene mica muscovite e pirite alterata.

- *Phospate Codera Valley Dyke*. Affiora per circa 30 m con una larghezza massima di 3 m, incassata all'interno della tonalite con la quale foliazione si mostra discordante. Al contatto sviluppa strutture lobate e boudinate. Presenta una struttura geometrica ed una tessitura complesse, associate ad un grado di differenziazione decisamente maggiore rispetto alle altre pegmatiti della zona. Si distinguono:
  - Una zona periferica a quarzo e albite saccaroidali di media dimensione (pluricentimetrica). Contiene fluorelbaiti (Fig. 14), masse nerastre di triplite e berillo di colore da rosa pallido a incolore. Le tormaline sono ricche in Mn e si presentano in cristalli prismatici di colore verde giallastro con al nucleo schorlite nera. La triplite è chimicamente l'*end member* a F

della serie e si trova generalmente associata a masse arricchite di albite, con struttura saccaroidale.

- Una zona mediana esterna a quarzo e K-feldspato grafici e albite, a grana medio-grossolana (pluricentimetrica). Contiene tormalina schorlite, granato almandino-spessartina a struttura grafica, berillo rosato e masse di triplite.
- Una zona mediana interna a grana grossolana (fino a decimetrica) composta da grandi aggregati raggiati di muscovite, biotite lamellare, K-feldspato bianco o tenuemente colorato (verde o giallo) ricco in Cs, quarzo da incolore a bruno e quarzo + K-feldspato grafici.



**Fig. 14** Tormaline affioranti nella porzione periferica del filone a fosfati.

- *Garnet Codera Valley Dyke*. Questo filone presenta caratteristiche affini alla maggior parte delle pegmatiti evolute riscontrate nell'area di studio. Affiora per circa 30 m per uno spessore massimo di 3 m. Come per il filone a fosfati, anche questo taglia in maniera discordante la foliazione del Serizzo e del Ghiandone, nei quali è incassato. I contatti

sono a strutture lobate e boudinate e localizzano una zona di shear milonitica. Il filone presenta una zonatura simmetrica e si distinguono:

- Una zona periferica a grana media (pluricentimetrica) di quarzo, K-feldspato e cristalli di biotite disposti a comb texture.
- Una zona mediana a K-feldspato e localmente K-feldspato e quarzo grafici. Contiene aggregati stratiformi di cristalli millimetrici di spessartina trapezoedrica e magnetite granulare.
- Una zona di nucleo composta da masse di quarzo grigiastro e K-feldspato pertitico in cristalli pluridecimetrici. Questi sono orientati in direzione dello strike del filone, in seguito alla deformazione duttile contemporanea al raffreddamento. In questa porzione non sono rari i cristalli di granato rosso e prismi di berillo varietà acquamarina.

Nella zona periferica sono stati descritti minerali arricchiti in Nb-Ta, terre rare e uranio (Ghizzoni e Mazzoleni 2005).

Una particolarità alle pegmatiti è descritta da Ghizzoni e Mazzoleni (2005) e consiste nell'evidenza di una graduale transizione, in alcuni filoni, ad una mineralogia prettamente idrotermale a quarzo e solfuri. Si segnalano dei possibili esempi in prossimità del gruppo di filoni a sud di Pizzo di Trubinasca, dove sono stati trovati noduli di pirite alterata, esposti entro filoni a quarzo.

#### **4.4. Minerali delle pegmatiti**

Di seguito sono riassunti i principali minerali ritrovati nelle pegmatiti durante il rilevamento.

- Berillo,  $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ . Si trova all'interno dei filoni di pegmatiti evolute nelle porzioni centrali composte dalle masse di quarzo grigio o in corrispondenza delle tessiture grafiche. È generalmente in paragenesi con la tormalina schorlite e il granato spessartina-almandino. Si presenta in cristalli più o meno deformati (sia in regime duttile che fragile), prismatici lunghi anche alcuni centimetri, incolori e spesso azzurri nella varietà acquamarina. Ne è segnalata la varietà rosa morganite (ricca in Mn) nel

filone a fosfati (Guastoni 2012) e gialla eliodoro nel filone Silvana (Ghizzoni e Mazzoleni 2005).

- Granato,  $(\text{Mn,Fe})_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ . Termine intermedio variabile tra spessartina e almandino, è comune nelle pegmatiti evolute in cristalli da millimetrici euedrali a pluricentimetrici a struttura grafica con il quarzo. Gli euedrali sono stati ritrovati sia trapezoedrici che rombododecaedrici. Sono di colore rosso scuro che diventa aranciato negli aggregati grafici. Sono generalmente in paragenesi con tormalina e berillo.
- Tormalina,  $\text{NaFe}^{2+}_3\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{OH}) \mid \text{NaLi}^{1+}_{1.5}\text{Al}^{3+}_{1.5}\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{F})$ . In paragenesi con granato e berillo è comunemente schorlite con l'eccezione della fluorelbaite ricca in Mn segnalata nel filone a fosfati. Si presenta in cristalli neri prismatici allungati pluricentimetrici, raggiati e anche in struttura grafica con il quarzo (schorlite, prima formula). La fluorelbaite (seconda formula) è prismatica pluricentimetrica e presenta spesso al nucleo la composizione schorlitica, il colore varia da verde a giallastro molto scuri fino al verde trasparente dei piccoli cristalli in figura 25.
- Pirite,  $\text{FeS}_2$ . Accessorio trovato in cristalli parzialmente o completamente alterati, millimetrici, di forma cubica e colore scuro. È frequente nei filoni al contatto con il limite Serizzo-Gruf.
- Triplite,  $\text{Mn}_2(\text{PO}_4)\text{F}$ . Trovato solo all'interno del filone a fosfati, appare come masse granulari centimetriche di colore scuro. È caratterizzato dalla localizzazione in masse granulari di albite pura bianca.
- Albite,  $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_4\text{O}_8$ . Smistata in piccole porzioni all'interno delle strutture pertitiche dei cristalli di K-feldspato ed in masse bianche granulari concentrate intorno ai noduli di triplite all'interno del filone a fosfati.
- K-Feldspato,  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ . Componente principale delle pegmatiti assieme al quarzo. Si trova in cristalli di dimensione da pluricentimetrica a decimetrica, spesso pertitici e di colore bianco. Il carattere non miarolitico delle pegmatiti di quest'area ha permesso il ritrovamento solo di rari cristalli con facce riconoscibili, come quello in figura.

- Quarzo, SiO<sub>2</sub>. Presente nelle strutture grafiche con K-feldspato, tormalina schorlite e granato ed in masse al nucleo di alcuni filoni, è incolore o grigio, mai in cristalli singoli euedrali, spesso granulare.
- Muscovite, KAl<sub>2</sub>[(OH)<sub>2</sub>|AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>]. Mica chiara, di colore grigio argenteo o rosato, riunita in pacchetti pluricentimetrici facilmente sfaldabili o in strutture raggiate associate a quarzo e K-feldspato grafici.
- Biotite, K(Mg,Fe<sup>2+</sup>)<sub>3</sub>[(OH,F)<sub>2</sub>|(Al,Fe<sup>3+</sup>)Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>]. Presente in lamelle o in grossi pacchetti dalla caratteristica forma rettangolare allungata, di colore bruno verdastro scuro. Nuclea preferenzialmente nella zone esterne del filone mentre sembra equidistribuita nei filoni piccoli di tipo barren.

I minerali accessori elencati da Ghizzoni e Mazzoleni (2005) che non sono stati osservati o campionati durante il campo, non sono descritti.

*Nelle pagine seguenti: Berillo var. acquamarina (4 cm) associato a tormalina schorlite grafica e granato, nel KQG.<sup>3</sup> (15); Cristallo troncato di acquamarina caratteristica sezione esagonale (Φ=8 mm) (16); Berillo (1 cm) azzurro tenue nel KQG (17); Granato e quarzo grafici (Φ =4 cm) nel K-feldspato (18); Granato (1,2 cm) dalla forma complessa, forse trapezoedrica e probabilmente geminato, con muscovite nel KQG (19); Granati euedrali rombododecaedrici (2 mm) (20); Granato (6 cm) e tormalina schorlite grafici nel KQG (21); Tormalina schorlite prismatico e grafica (cristallo principale 3 cm) nel KQG (22); Tormalina schorlite prismatico (3 cm) in un aggregato raggiato e granato grafico (23); Tormalina Mn-fluorelbaite con nucleo di schorlite, cristalli rotti (principale 2,5 cm) compenetrati da piccoli cristalli di quarzo. Trovata nel filone a fosfati (24); Mn-Fluorelbaite in cristalli prismatici (3 cm) paralleli particolarmente trasparenti, evidentemente ripiegati dalla deformazione duttile. Trovato nel filone a fosfati (25); Pirite alterata cubica (5 mm) nel qtz + Kfs (26); Massa di triplite (Φ=5 cm) associata ad una massa bianca di albite granulare. Gentile regalo di Guastoni, recuperata dal filone a fosfati (27); Grande struttura raggiata di muscovite e quarzo (Φ=13cm) nel KQG del filone a fosfati (28); Grande cristallo di K-feldspato pertitico (15 cm) con due facce evidenti non sfaldate (29); Pacchetto di muscovite (7 cm) con granato arrotondato (0,4 mm) (30); Mica biotite con la particolare forma allungata (4 cm) (31); Quarzo e K-feldspato grafici (32); KQG e mica muscovite in aggregato raggiato lungo 8 cm (33).*

---

<sup>3</sup> KQG è usato come abbreviazione per “K-feldspato e quarzo grafici”.



15



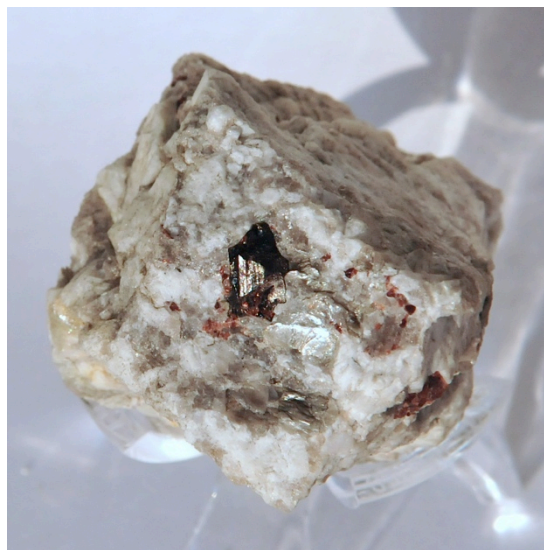
16



17



18



19



20



21



22



23



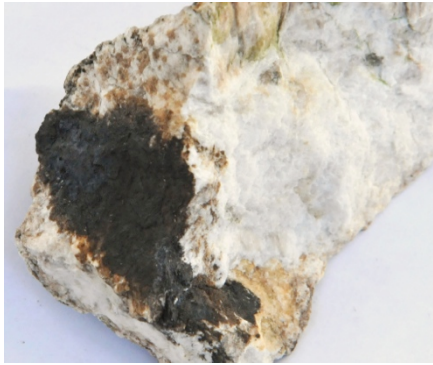
24



25



26



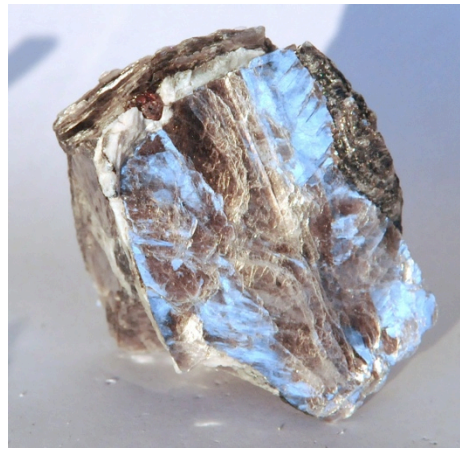
27



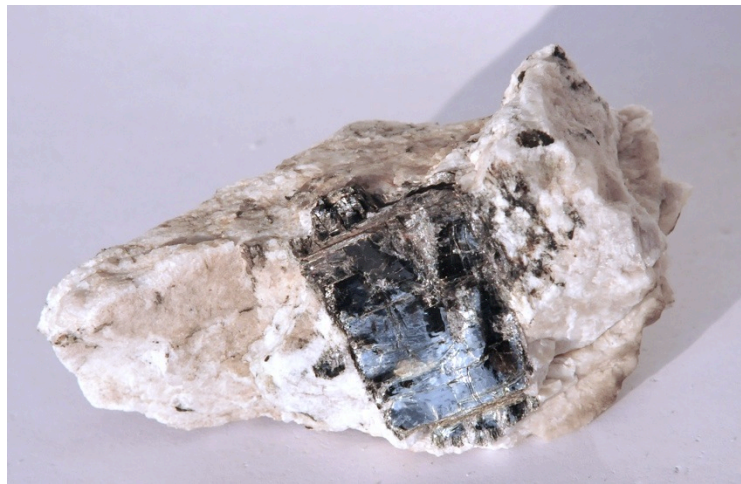
28



29



30



31



32



33

#### 4.5. Orientazione e rapporti

Gran parte dello studio strutturale dell'area è stato incentrato sullo studio dei filoni e delle strutture associate. La ragione di ciò è dovuta alla facilità con la quale le zone di shear nucleano e sviluppano miloniti proprio riutilizzando queste strutture, soprattutto le pegmatiti e i filoni leucocratici. Sono pochi infatti i filoni che non presentano un piano milonitico ben visibile e localizzato al nucleo o lungo le salbande. La diversa competenza rispetto all'incassante ha anche permesso migliori misurazioni e lo studio delle lineazioni, altrimenti poco visibili nell'incassante.



*Fig. 34 Filone leucocratico incassato nel Serizzo. Si nota la presenza di una fascia milonitica localizzata alla salbanda del filone che, procedendo verso il basso, nuclea invece al centro. Si nota anche una graduale delocalizzazione dello shear. Le due porzioni di filone sembrano dislocate.*

Analizzando i dati raccolti, si nota con buona approssimazione che gran parte delle pegmatiti di tipo barren (opportunamente discriminate) e dei filoni leucocratici appartiene alla prima famiglia con immersione di circa  $346^{\circ}\text{N}$ , che ben concorda con la media ricavata per i filoni riutilizzati dai micrograniti di circa  $348^{\circ}\text{N}$ .

L'immersione media delle pegmatiti evolute è invece di  $332^{\circ}\text{N}$ . Si nota inoltre che utilizzando nel calcolo della prima media l'immersione di tutte le pegmatiti barren il valore viene spostato da  $346^{\circ}\text{N}$  a  $342^{\circ}\text{N}$ . Appartengono pertanto alla seconda famiglia, immergente in media a  $332^{\circ}\text{N}$ , le pegmatiti evolute ed alcune di tipo barren. Questi dati sono stati elaborati in seguito all'evidenza presentata dal diagramma a rosa circa l'esistenza di due orientazioni preferenziali e grazie allo studio dei rapporti tra i corpi filoniani visti sul campo. L'inclinazione media delle pegmatiti è in entrambe le famiglie di circa  $73^{\circ}$  verso nord.

*(Si vedano i capitoli 6 e 7 per i dati)*

Wenk (1973) tratta brevemente di queste intrusioni accennando a dei rapporti cronologici non particolarmente ben definiti. Un'eloquente intersezione tra più filoni, affiorante a sud ovest di Punta di Trubinasca all'interno del circo, mostra invece chiaramente una storia. Come si può vedere in fig. 35, un filone leucocratico a grana pegmatoide riutilizzato dal microgranito è tagliato da una pegmatite evoluta. L'ordine logico dei rapporti dà:

1. Prima intrusione del filone leucocratico, in questo caso con orientazione dip  $20^{\circ}\text{N}$  con inclinazione  $46^{\circ}$ .
2. Apertura e intrusione al nucleo della prima generazione di pegmatiti da parte di un fuso microgranitico.
3. Nucleazione di una milonite al centro del microgranito.
4. Intrusione discordante di pegmatiti, in questo caso un filone secante il primo con dip  $326^{\circ}\text{N}$  e inclinazione  $62^{\circ}$ .



**Fig. 35** *Filone leucocratico (destra-sinistra) intruso nel ghiandone al nucleo dal fuso microgranitico, entrambi tagliati dal filone pegmatitico (alto-basso). Si nota al centro del microgranito una zona di shear milonitica scura, anch'essa troncata dal secondo filone. Il filone leucocratico è concordante con la foliazione del ghiandone (si notino gli inclusi mafici scuri, anch'essi foliati, paralleli al filone e l'orientazione dei cristalli di K-feldspato), al contrario di quello pegmatitico.*

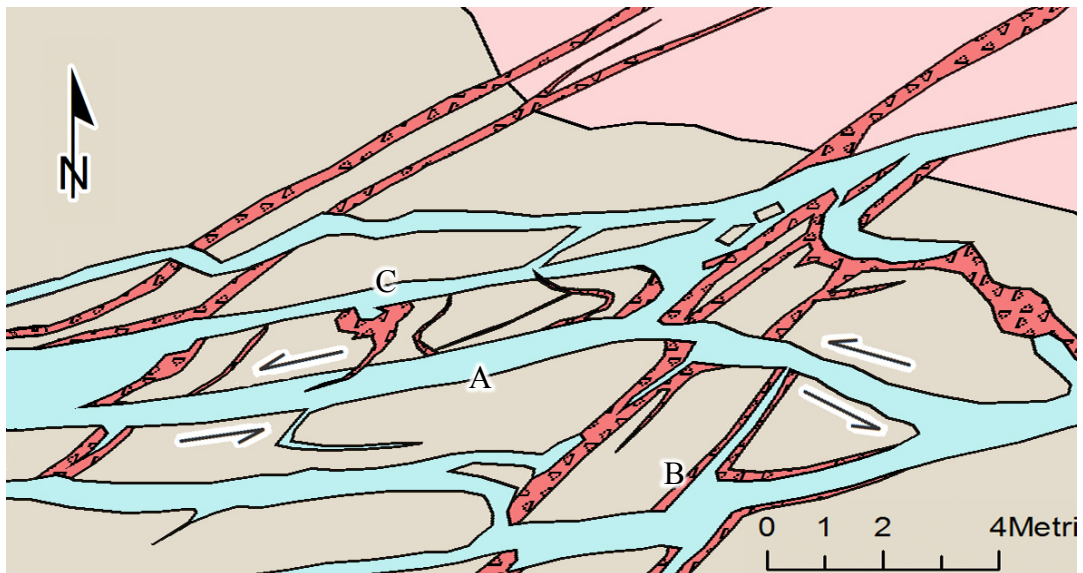
I primi due eventi sembrano seguire una geometria concordante con la foliazione dell'incassante, soprattutto con il Serizzo. Nell'ultimo evento si ha il taglio da parte delle pegmatiti più evolute. La sequenza temporale delle intrusioni sembra trovare riscontro nella distinzione delle due famiglie geometriche.

Ulteriori forme visibili in affioramento comprendono:

- Filoni microgranitici che intrudono pegmatiti solo per un breve tratto
- Filoni microgranitici intrusi alla salbanda tra pegmatite e incassante
- Filoni pegmatitici tagliati e dislocati da filoni microgranitici



*Fig. 36 Vedi fig. 37*



*Fig. 37* Disegno schematico ricavato sul campo e confrontato con l'orthofoto (Fig. della pagina precedente, rappresentante l'area 32 affiorante nella porzione ovest del circo di Trubinasca, poco ad est rispetto al filone a fosfati). Questo affioramento, pur non presentando la seconda generazione di filoni evoluti, mostra lo stretto rapporto che intercorre tra i micrograniti e i filoni leucocratici/pegmatitici della prima generazione. I micrograniti, dove incontrano un filone a grana grossolana tendono ad intruderlo al nucleo e talvolta lo dislocano in figure simili a dei pull-apart (B). Il filone microgranitico (A) centrale che taglia i filoni leucocratici/pegmatitici sembra localizzare in senso di shear destro. In (C) si vede una struttura particolare, formata da un ispessimento di una pegmatite, simile ad una "micro camera magmatica", che presenta al nucleo una pool differenziata a grana grossolana. Il probabile feeder potrebbe essere il filoncino parzialmente inglobato nel microgranito.

#### **4.6. Genesi**

Wenk (1973) indica un'età dei filoni di circa 25 ma, coeva alla messa in posto del granito di san Fedelino (Novate Granite), ipotizzando anche una possibile relazione genetica. Dati più recenti forniscono un range di età approssimativo compreso tra 32 e 24 ma (Guastoni 2012). L'origine di questi filoni è tuttora poco chiara e la loro genesi è descritta solamente da ipotesi. Le più recenti osservazioni portano a queste considerazioni (Guastoni 2012):

- Le pegmatiti che intrudono il plutone di Masino Bregaglia hanno origine granitica e presentano caratteristiche geochimiche affini a quelle del granito di san Fedelino.

- Si può ipotizzare la presenza di piccoli plutoni satellite di granodiorite o granito dai quali provengono i fluidi di composizione pegmatitica, intrusi all'interno delle falde a vari livelli crostali.
- I fusi anatettici delle migmatiti sono potenziali fonti per la produzione di pegmatiti. Tuttavia questa ipotesi presenta dei problemi ancora irrisolti, i principali sono: limitata mobilità dei fusi così prodotti, un grado di fusione troppo basso per produrre arricchimenti in metalli rari, generale povertà in Be dell'ipotetica fonte e discordanze isotopiche tra le pegmatiti a metalli rari e le rocce incassanti.

Nessuno dei filoni presenta aureole di reazione visibili con l'incassante. Questo testimonia la messa in posto quando ancora il plutone di Masino Bregaglia si trovava ad una temperatura elevata, in regime duttile e con la probabile presenza di fusi residuali circolanti (vedi capitolo 4).

La differenza della prima famiglia a pegmatiti barren e filoni leucocratici rispetto alla seconda, alla quale appartengono le pegmatiti più evolute, potrebbe essere ricondotta a due fonti differenti. Le prime potrebbero essere anatettiche, originate dalle migmatiti incassanti il plutone di Masino Bregaglia mentre le seconde, a carattere propriamente granitico, deriverebbero da fusi di origine granitica, simili a quelli dei filoni microgranitici. È da notare che nell'area di studio affiora un singolo filone granitico di dimensioni decisamente maggiori rispetto a tutti gli altri (descritto prima), probabilmente genitore di tutti gli altri (Fig. 9).

## 5. Strutture deformative

Le strutture deformative presenti all'interno del plutone e nelle rocce incassanti registrano le mutazioni dei campi di forze, locali e regionali, succedutisi durante la storia geologica delle Alpi di Bregaglia. In primis si ha l'evidenza di deformazione duttile solid-state (ma anche sub solidus) occorsa durante la messa in posto del plutone, avvenuta per processi di ballooning. Come già detto, il ballooning è indotto dalla risalita forzata della massa tonalitica e granodioritica non tanto per il contrasto di densità, quanto ad opera della compressione lungo la SSB. Successivamente si ha deformazione duttile solid state e, più tardivamente, fragile ad opera della compressione N-S alpina, affiancata alla "fuga" laterale, estensionale, E-W (Ciancaleoni e Marquer 2008).

Il lavoro di rilevamento è stato fatto per ragioni di tempo solo a livello macroscopico. Non saranno quindi trattate le microstrutture.

### 5.1. *Deformazione duttile*

Lungo il limite occidentale e meridionale del plutone, il contatto con le rocce incassanti è concordante, così come la foliazione (Rosemberg et al). Nell'area studiata, quest'ultima sembra mantenere una direzione costante solo all'interno del Serizzo (E-W ed inclinata di circa 60° verso nord) mentre nel Ghiandone è variabile e meno inclinata (circa 35°). La tessitura gneissica è meglio visibile all'interno della tonalite. Il ghiandone, probabilmente a causa della grana più grossa, non presenta una foliazione evidente mentre si nota un'orientazione preferenziale dei fenocristalli di K-feldspato. Wenk (1992) indica la presenza in sezione sottile di frequenti strutture mirmechitiche.

La forma delle pegmatiti e degli altri filoni è un ottimo marker indicante la deformazione duttile: essi non si presentano come corpi tabulari regolari ma seguono traiettorie ondulate, assumono spessori variabili tipici dei boudin e talvolta dislocano i filoni che intrudono o tagliano. Anche la mineralogia delle pegmatiti mostra gli effetti della deformazione, soprattutto nei cristalli allungati quali tormaline e berilli, che spesso assumono la forma di prismi curvati (Fig. 15).



*Fig. 38 Piccola wing crack aperta nell'incluso mafico discordante con il filone, suggerisce uno shear sinistro.*

Gli inclusi mafici nel Ghiandone e nel Serizzo presentano una forma allungata e sono riuniti in sciami parallelamente al contatto. Questa disposizione è riconducibile sia all'attività magmatica che alla deformazione solid state. Si nota infatti una foliazione interna.

La milonitizzazione è caratteristica all'interno di tutta l'area; tuttavia appare decisamente più rappresentata all'interno del Serizzo. Il motivo di questa concentrazione sembra essere legato alla grana più fine della tonalite mentre nel Ghiandone, a causa dei fenocristalli pluricentimetrici, la nucleazione risulterebbe ostacolata.



*Inclusi mafici all'interno del Ghiandone lungo la fascia al limite tra le due litologie. La prima immagine (39) mostra una struttura lobata dell'incluso, riconducibile a deformazione duttile. La seconda (40) mostra la potenza della fascia di transizione, composta da sciami di inclusi isoorientati, allungati secondo foliazione.*



**Fig. 41** *Sciame di inclusi mafici allungati (lungo foliazione) all'interno del Ghiandone.*

Sebbene siano presenti miloniti ben visibili anche nell'incassante, la maggior parte di queste utilizzano le salbande o il nucleo quarzoso delle pegmatiti, seguendone la geometria. Queste zone di shear presentano lineazioni, steeply dipping, con orientazione preferenziale  $12^{\circ}\text{N}$  (grossomodo N-S), geometria associata ad un regime transpressivo top-to-the-south. L'analisi del senso di shear in affioramento orizzontale fornisce però dati discordanti. Pur considerando la limitata superficie e numero di dati rilevato, si nota ugualmente una debole suddivisione all'interno dello stereogramma, indicante una direzione di compressione orientata ENE-OSO. Un riscontro di questa cinematica anomala in letteratura è presente in un'osservazione di C. Davidson et al. (1996) che indica un conflitto da parte dei sensi di shear dedotti lungo tutta il contatto occidentale ed in particolare la locazione 92-193. Questa zona corrisponde proprio all'area di questo studio. In figura è rappresentato il disegno di un incluso di Serizzo all'interno del Ghiandone, visto nella parte ovest del circo. Anche quest'affioramento conferma questa cinematica anomala. Si nota tuttavia che l'orientazione è ruotata di  $90^{\circ}$  rispetto al regime transpressivo documentato in letteratura (Ciancaleoni e Marquer 2008). Il problema è probabilmente dovuto all'apparente inversione delle strutture negli affioramenti orizzontali, in corrispondenza di zone di shear subverticali con lineazione steeply dipping. È da notare che le zone di shear hanno un'orientazione molto simile, il che complica ulteriormente la distinzione.

Dai dati rilevati, il 60% di queste strutture mostra un movimento destro e per circa il 70% strike slip prevalente. Questo tipo di movimento ben concorda con la fuga laterale parallelamente alla linea insubrica e alla compressione N-S alpina, tipici del campo di stress del plutone di Masino Bregaglia (Ciancaleoni e Marquer 2008).

Evidenze sul campo mostrano la stabilità della biotite in prossimità della milonitizzazione. Si ritiene pertanto che questa sia avvenuta a temperature elevate, superiori a quelle della facies degli scisti verdi che è invece caratterizzata da cloritizzazione. Un'ulteriore conferma è la presenza di zone di shear ornate al centro da un fuso solidificato.

Le zone di shear nucleate all'interno del Serizzo sono lineari, parallele tra loro e sono sempre associate ad un set di antitetiche spesso difficilmente visibili.

Indicatori cinematici sono la dislocazione di filoncelli e inclusi mafici, foliazione sigmoidale e alcune strutture en echelon.

L'intrusione dei micrograniti all'interno delle pegmatiti provoca spesso un rigetto apparente che si traduce in false zone di shear, simili a pull apart i quali sono comunque visibili in alcuni affioramenti. Una struttura pull-apart è visibile nel filone pegmatitico in figura 42. Sono state viste anche forme come wing cracks (Fig 38), spesso estese in forme simili a filoni, e strutture en echelon (Fig 43).



*Fig. 42* Struttura di pull-apart.



*Fig. 43* Struttura en-echelon.

## **5.2. Deformazione Fragile**

Il perdurare del campo di stress dopo l'uscita dal regime duttile, durante i processi di riesumazione, è testimoniato dalla presenza di faglie cataclastiche ornate a quarzo, epidoto e clorite. Queste hanno un andamento preferenziale N-S (un dip medio di  $273^\circ$ ) ed un'inclinazione media di  $60^\circ$ . Assumono un ruolo fondamentale nella morfologia della valle, caratterizzata da gole profondamente incise. Le maggiori sono state disegnate in carta utilizzando le foto da satellite. L'andamento è irregolare e caratterizzato da superfici curve alla scala dell'affioramento.

Queste faglie presentano una lineazione, evidenziata dalla mineralizzazione ad epidoto, orizzontale e quindi associata ad un regime di puro strike slip. Wenk (1992) indica dei rigetti minimi, da centimetrici a decimetrici. Frequenti sono gli specchi di faglia caratterizzati da una superficie lucida di colore verde, probabilmente epidoto microcristallino (Fig. 44).

In affioramento appaiono come piani irregolari subparalleli delimitanti porzioni di roccia brecciate, riempiti da una paragenesi idrotermale di bassa temperatura. La superficie irregolare delle faglie ha permesso la formazione di cavità dove è possibile trovare cristalli di dimensioni superiori al centimetro (Fig. 45). In ordine di cristallizzazione si ha:

- Quarzo, prismatico ed incolore, si trova spesso in cristalli ben formati, anche superiori al cm, in druse.
- Epidoto, di colore verde intenso, è generalmente microcristallino ed in masse che cementano le fratture. Si possono trovare anche all'interno delle druse, associati al quarzo, prismatici e lunghi anche qualche centimetro. Presentano spesso una struttura raggiata.
- Calcite, vista solamente in una vena, si presenta cristalli (in questo caso un singolo, Fig. 46) smussati con evidenti piani di sfaldatura. È opaca di colore rosato e ricoperta di clorite.
- Clorite. Appare come una patina di colore verde intenso, microcristallina, ricoprente gli altri cristalli. Talvolta riempie completamente il vuoto rimasto dopo la crescita dei precedenti minerali.

Come per la deformazione duttile, i minerali delle pegmatiti testimoniano anche questo tipo di regime. In questo caso si ha l'evidenza all'interno dei cristalli prismatici come le tormaline e i berilli, rotti e ricementati da quarzo.



*Fig. 44 Piano della faglia cataclastica con l'evidente lineazione.*



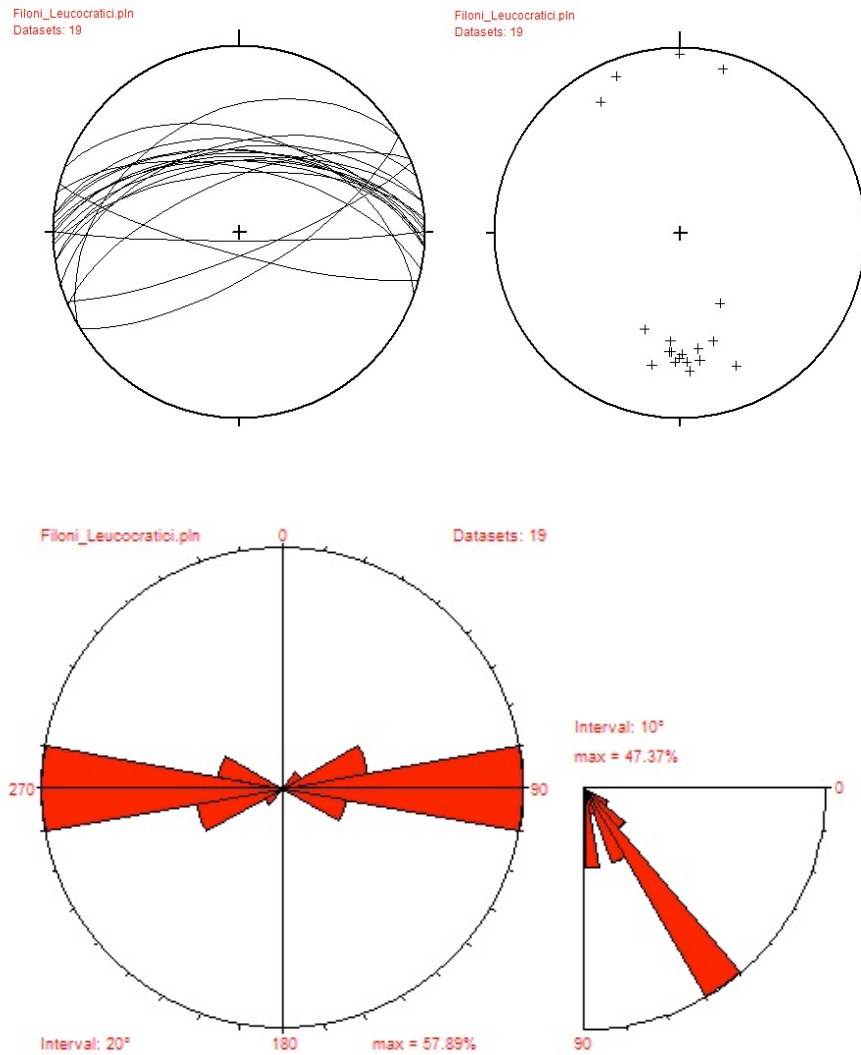
**Fig. 45** Cavit  di una faglia cataclastica cristallizzata da epidoto in cristalli lunghi fino a 3 cm, aggregati in una struttura raggiata, quarzo e clorite. Quest'ultima ricopre l'epidoto come una sottile crosta microcristallina.



**Fig. 46** Cristallo di calcite (2 cm), con evidenti piani di sfaldatura, coperto da clorite.

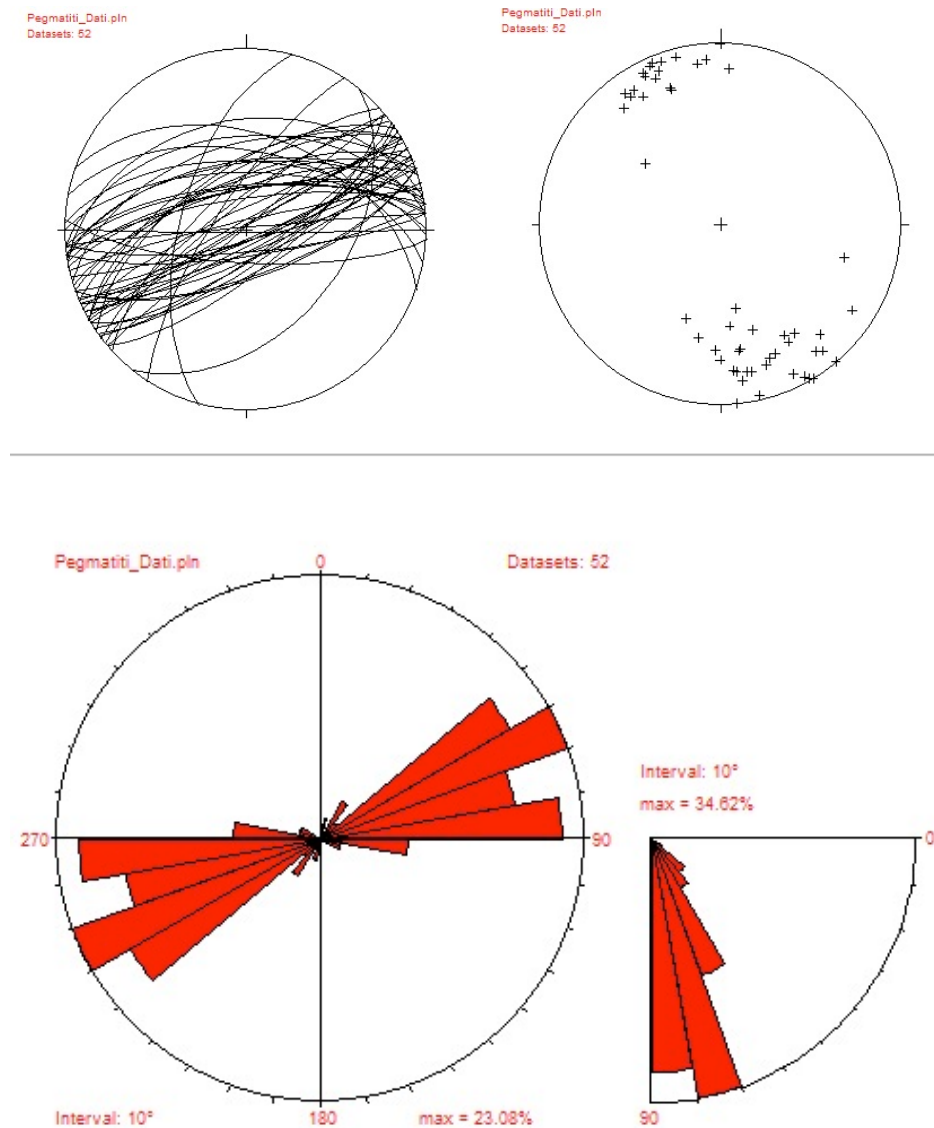
## 6. Dati strutturali

### A. MICROGRANITI



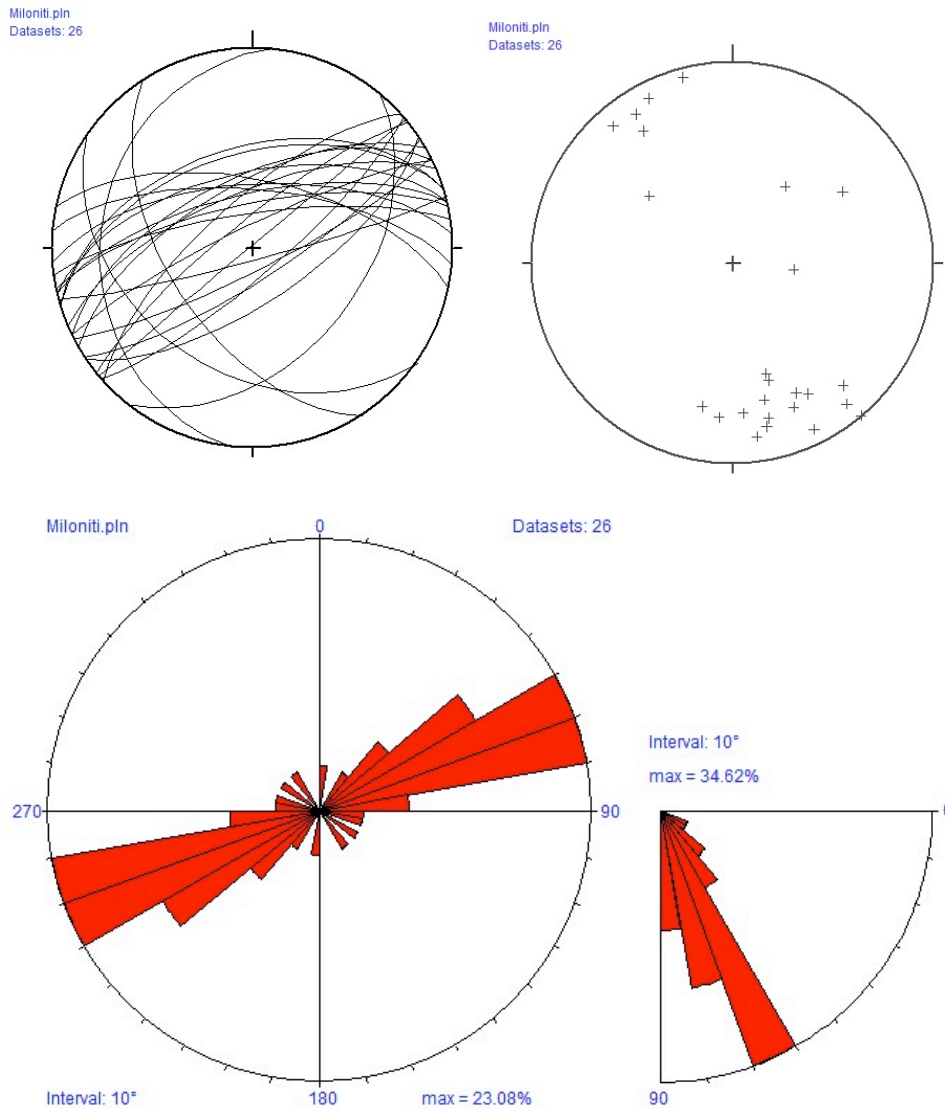
Come precedentemente descritto si nota l'orientazione preferenziale E-W, la pendenza verso N piuttosto omogenea di  $60^\circ$ . “Filoni leucocratici” è il nome usato per i micrograniti nelle preliminari fasi di studio.

## B. PEGMATITI E FILONI LEUCOCRATICI



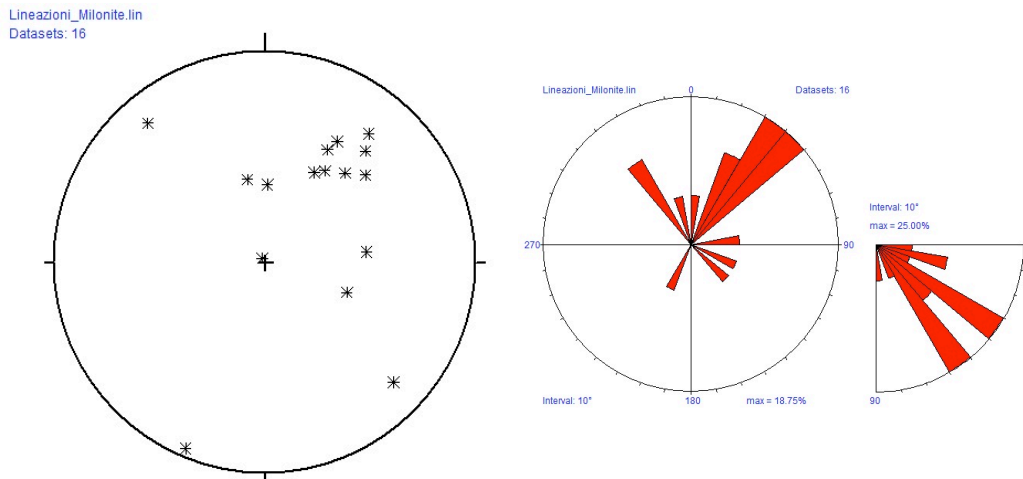
Anche qui, gli stereogrammi e soprattutto il rose diagram evidenziano le due orientazioni preferenziali di filoni pegmatitici e filoni leucocratici. Questi due tipi di filoni sono plottati negli stessi diagrammi perché geneticamente e geometricamente simili, almeno nelle pegmatiti di tipo barren. Le due orientazioni sono circa E-O e OSO-ENE, quest'ultima famiglia maggiormente rappresentata e composta dalle pegmatiti barren ed evolute. Il dip preferenziale è verso nord e steeply dipping.

## C. PIANI MILONITICI



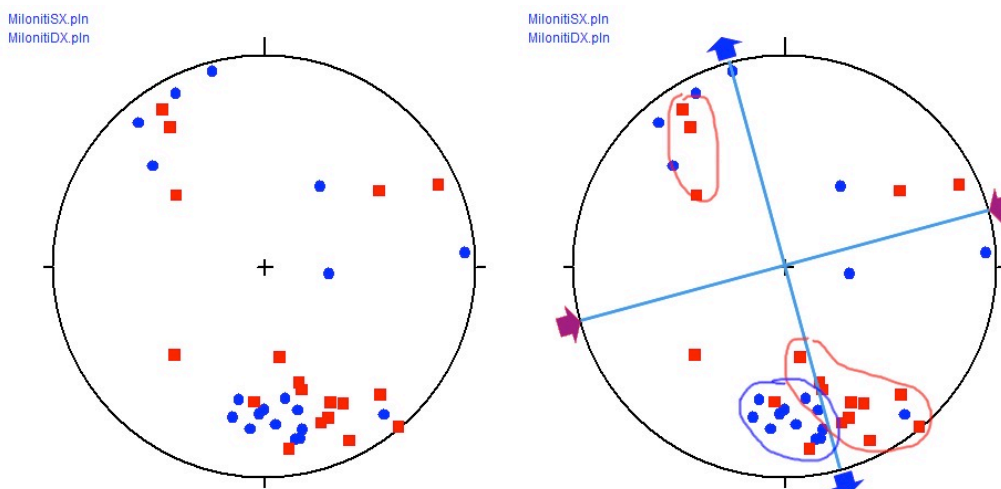
I piani milonitici presentano uno strike preferenziale orientato come le pegmatiti di seconda generazione. Si può dedurre che questa sia l'orientazione più favorevole per la nucleazione, ben concordante con il campo di stress alpino (Si veda il lavoro di Ciancaleoni e Marquer 2008). Proprio questo regime potrebbe essere la causa dell'orientazione discordante delle pegmatiti di seconda generazione mentre le prime deriverebbero dall'orientazione prodotta durante le fasi di ballooning.

## D. LINEAZIONI MILONITICHE



Anche le lineazioni registrano una direzione preferenziale che, associato ad un regime transpressivo, mostra un preferenziale movimento top to the south con componente dominante trascorrente sinistra, ben compatibile con la compressione alpina e l'espansione E-W invocata durante la messa in posto del plutone in regime duttile.

## E. CONFRONTO SENSO DI SHEAR RILEVATO

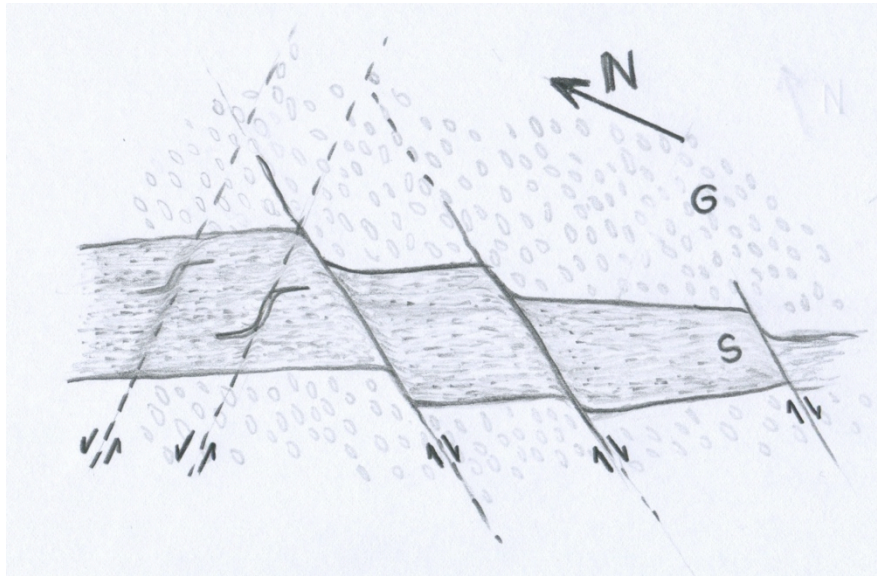


Lo stereogramma ottenuto dai dati circa il senso delle zone di shear (destro per i quadratini rossi e sinistro per i pallini blu) fornisce dati discordanti sia con le

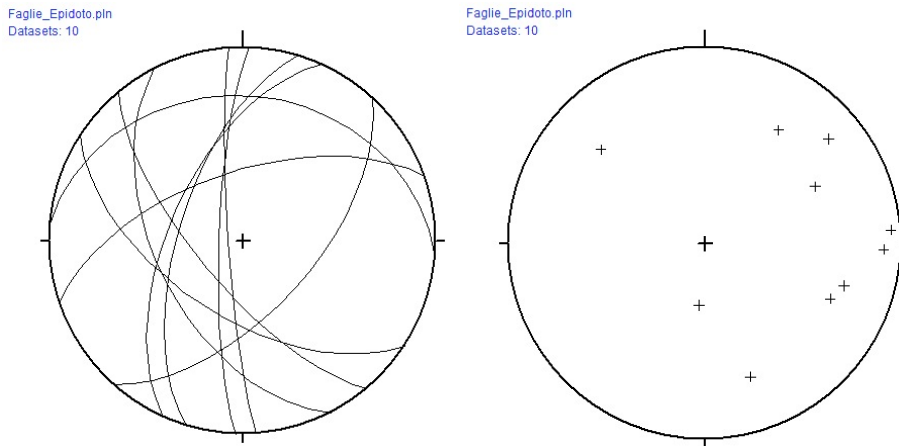
osservazioni effettuate lungo la geometria verticale dei piani milonitici, sia con la letteratura.

Il regime transpressivo alpino attivo durante la fase duttile sembra qui ruotato di  $90^\circ$ . Questa cinematica anomala potrebbe essere dovuta all'orientazione steeply dipping dei piani milonitici, causa di interpretazioni erranee sul campo.

Il senso di shear conflittuale è stato osservato anche all'interno di un incluso di serizzo nel ghiandone sotto disegnato.

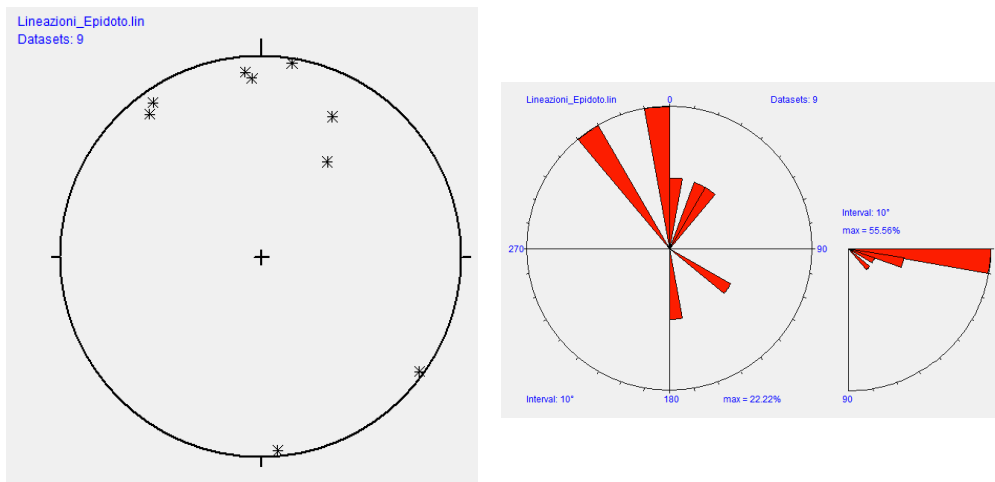


## F. FAGLIE CATACLASTICHE



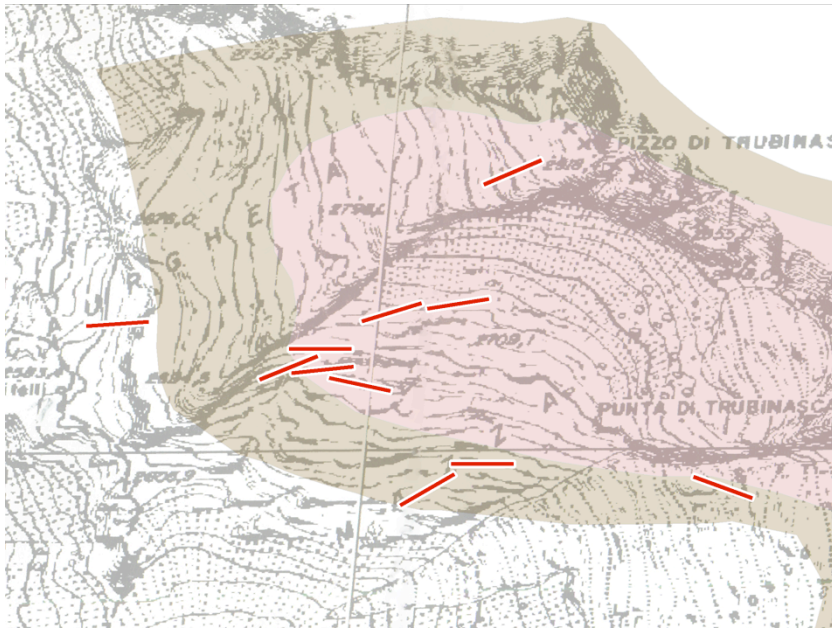
La direzione delle faglie cataclastiche è in apparenza caotica, fatto dovuto alla mancanza di sufficienti dati. Si nota comunque una direzione preferenziale N-S.

## A. LINEAZIONE DELLE FAGLIE CATACLASTICHE

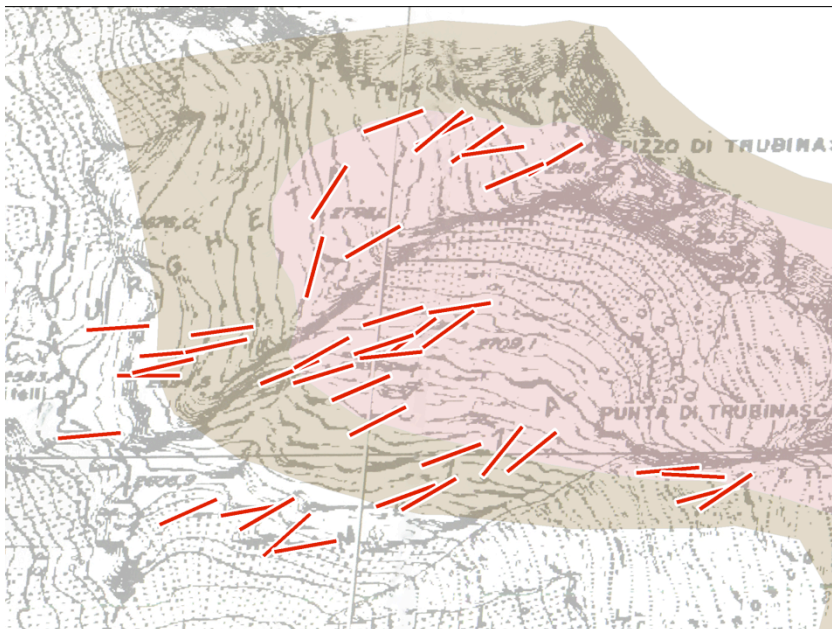


Dove la direzione apparentemente casuale delle faglie cataclastiche falsa il risultato, la lineazione si mostra coerentemente sempre di tipo strike slip. Si ha quindi la conversione del regime transpressivo, attivo durante le fasi di deformazione duttile, in un regime puramente trascorrente.

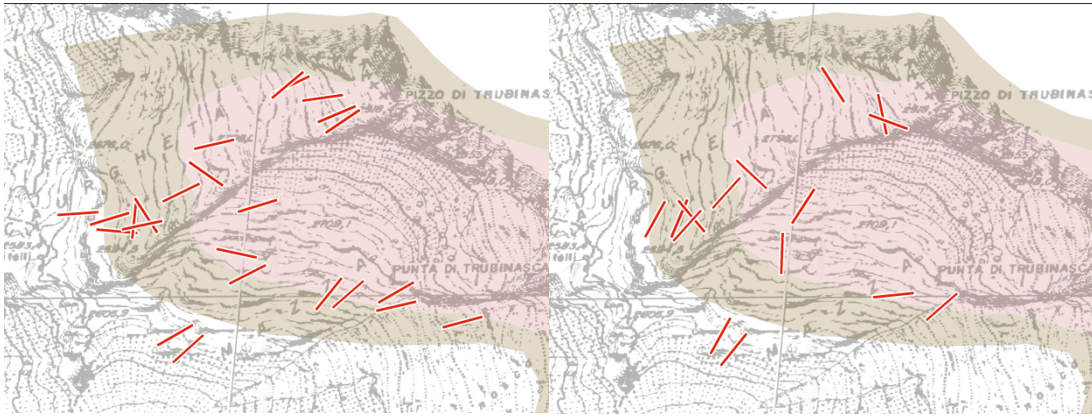
## 7. Mini mappe strutturali



^ Strike micrograniti

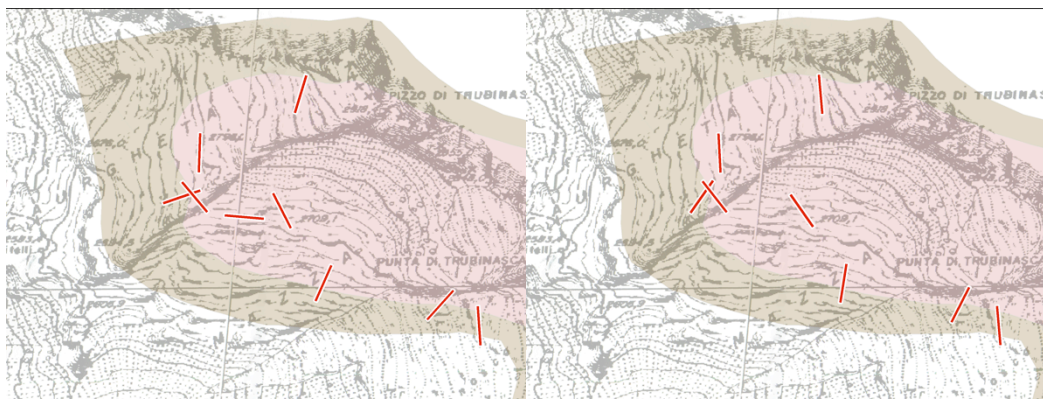


^ Strike pegmatiti e filoni leucocratici (Pegmatiti non distinte in famiglie)



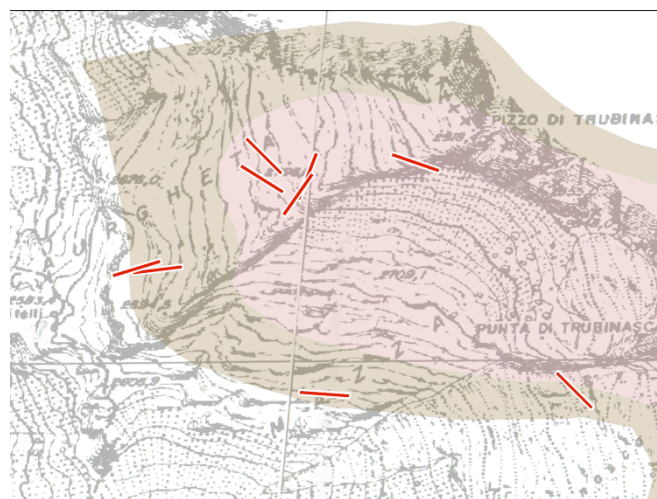
^ Strike piani milonitici

^ Lineazione miloniti



^ Strike faglie cataclastiche

^ Lineazione faglie cataclastiche



^ Strike foliazione (Notare la maggiore coerenza nel Serizzo, la parte vicina al contatto con l'incassante)

## 8. Conclusioni

Questa prima raccolta di dati, limitata ad una piccola zona del contatto occidentale del plutone di Masino Bregaglia, si concentra sullo studio dei filoni al fine di individuare la storia intrusiva entro un contesto geodinamico ben definito. Per la capacità di localizzare la deformazione duttile e per i chiari rapporti intrusivi visibili in affioramento, le pegmatiti si sono rivelate degli ottimi soggetti di indagine.

La storia intrusiva dei filoni pegmatitici, microgranitici e leucocratici è almeno in parte palesata dall'affioramento ritratto nella fig. 35. Sono riconoscibili almeno 3 eventi che nell'ordine sono: intrusione concordante con la foliazione dei filoni leucocratici e di parte delle pegmatiti non evolute; intrusione concordante dei micrograniti che riutilizzano preferenzialmente i filoni di prima generazione assumendone le caratteristiche geometriche; intrusione discordante dei filoni pegmatitici più evoluti.

I filoni pegmatitici e leucocratici di prima generazione sono poco evoluti e mostrano una mineralogia macroscopicamente visibile data da  $Kfs + qtz + bt \pm mgt$ . La seconda generazione di pegmatiti mostra più di una paragenesi (riscontrabili in filoni anche piuttosto vicini), ma sempre riconducibile ad un maggior grado di differenziazione. Ne sono un esempio il filone a grantati e il filone a fosfati che, oltre a presentare le caratteristiche di pegmatiti granitiche s.s. rispetto alle prime, contengono berillo, granato, tormalina Schorlite, muscovite e altri minerali rari.

I filoni del primo evento intrusivo mostrano insieme ai micrograniti uno strike prevalentemente E-W, concordante con la foliazione, le pegmatiti evolute presentano invece una direzione preferenziale OSO-ENE, in genere discordante. Il raggruppamento geometrico si è rivelato in stretta relazione con quello di tipo cronologico.

Tutti i tipi e le diverse generazioni di filoni tagliano indiscriminatamente sia le litologie del plutone che quelle dell'incassante. Si esclude pertanto che il plutone stesso sia la fonte principale di questi fusi.

L'origine delle pegmatiti evolute sembra essere differente rispetto alla prima generazione. Le prime potrebbero essere derivate dal leucosoma migmatitico, derivato dal metamorfismo di alto grado riscontrato a sud del duomo Lepontino, lungo la SSB, mentre le evolute direttamente da fusi granitici probabilmente simili

al granito del san Fedelino. Non esistono dati sufficienti circa la datazione dei vari eventi intrusivi filoniani. Un successivo lavoro sistematico è auspicato per questa interessante zona.

Lo studio della geometria della deformazione duttile si concentra lungo i piani milonitici frequentemente nucleati lungo le pegmatiti, soprattutto quelle di seconda generazione. Le lineazioni steeply dipping, associate all'evidenza di un movimento top to the south per i piani nord immergenti, ben concorda con il regime transpressivo alpino, attivo durante la messa in posto ed il raffreddamento del plutone. Lo studio del senso di shear di questi piani, quasi verticali, fornisce un apparente conflitto nel campo di forze alpino che sembra essere qui ruotato di 90°. C. Davidson et al. (1996) conferma la presenza di questa discordanza lungo il margine occidentale, indicando proprio in questa zona i maggiori problemi. Il motivo di questa "cinematica anomala" va ricercato nella geometria steeply dipping dei piani milonitici e delle lineazioni che, in affioramento orizzontale, fornirebbero dati apparentemente invertiti o comunque di difficile interpretazione.

La cinematica steeply dipping transpressiva è caratteristica della messa in posto del plutone di Masino Bregaglia e di tutte le generazioni di filoni. Questi infatti sono deformati duttilmente e non mostrano eventi postumi rispetto alle strutture di tipo fragile.

La deformazione fragile avviene in seguito alla cessazione delle attività intrusive dell'area e mostra una cinematica di puro strike slip all'interno delle faglie cataclastiche. Queste sono decorate con minerali tipici della circolazione di fluidi idrotermali di bassa temperatura. La paragenesi è epidoto, quarzo clorite e calcite.





## Bibliografia

Laurent Ciancaleoni and Didier Marquer (2008)

**Late Oligocene to early Miocene lateral extrusion at the eastern border of the Lepontine dome of the central Alps (Bergell and Insubric areas, eastern central Alps).**

Tectonics, vol. 27.

C. Davidson, C. Rosenberg, S.M. Schmid (1996)

**Synmagmatic folding of the base of the Bergell pluton, Central Alps.**

American Tectonophysics 265, 213-238.

A. Galli, B. Le Bayon, M.W. Schmidt, J.-P. Burg, M.J. Caddick, E. Reusser. (2011)

**Granulites and charnockites of the Gruf Complex: Evidence for Permian ultra-high temperature metamorphism in the Central Alps.**

Lithos 124 (2011) 17–45.

S. Ghizzoni e G. Mazzoleni (2005)

**Itinerari mineralogici in val Codera.**

Edit. Geologia insubrica.

C.J. Gregory, D. Rubatto, J. Hermann, A. Berger, M. Engi. (2012)

**Allanite behaviour during incipient melting in the southern Central Alps.**

Geochimica et Cosmochimica Acta 84 (2012) 433–458.

A. Guastoni (2012)

**LCT (lithium, cesium, tantalum) and NYF (niobium, yttrium, fluorine) pegmatites in the central Alps. Proxies of exhumation history of the alpine nappe stack in the Lepontine dome.**

Tesi di dottorato.

Claudio L. Rosenberg, Alfons Berger, Stefan M. Schmid. (1995)  
**Observations from the floor of a granitoid pluton: Inferences on the driving force of final emplacement.**  
Geology; May 1995; v. 23; no. 5; p. 443–446; 6 figures.

C. Rosenberg, A. Berger, C. Davidson e S.M. Schmid. (1994)  
**Messa in posto del plutone di Masino-Bregaglia, Alpi centrali.**  
Estratto da: Atti ticinensi di scienze della terra. Serie speciale Vol 1.

Claudio L. Rosenberg & Friedrich Heller. (1997)  
**Tilting of the Bergell Pluton and Central Lepontine area: Combined evidence from paleomagnetic, structural and petrological data.**  
Eclogae geol. Helv. 90 (1997) 345-356.

Volkmar Trommsdorff e James A.D. Connally. (1997)  
**The ultramafic contact aureole about the Bregaglia (Bergell) tonalite: isograds and a thermal model.**  
Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 76, 537-547, 1996.





H. R. Wenk (1973)  
**The Structure of the Bergell Alps.**  
Eclogae geol. Helv. Vol. 66/2 Pages 255-291.

H. R. Wenk (1992)  
**Note esplicative del foglio Sciora 1:25000**  
Atlante geologico della Svizzera.






## Legenda

### Litologie principali, filoni e faglie

-  Ghiandone
-  Gruf
-  Serizzo
-  Pegmatiti e filoni leucocratici
-  Micrograniti
-  Pegmatiti riutilizzate dai micrograniti
-  Faglie cataclastiche
-  Grande filone leucocratico
-  Faglie cataclastiche maggiori

### Zone di interesse

-  Area 32
-  Garnet Codera Valley Dyke
-  Phosphate Codera Valley Dyke