

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN
SCIENZE GEOLOGICHE

**Studio mineralogico di un filone pegmatitico
della Valchiavenna (SO)**

**Mineralogical study of a pegmatitic dyke
from Valchiavenna (SO)**

Relatore: Prof. Luciano Secco

Correlatore: Dott. Alessandro Guastoni

Laureando: Leonardo Pasqualetto

ANNO ACCADEMICO 2015/2016

Abstract:

This work consists of preliminary analyses of a Tertiary pegmatitic dyke from Valchiavenna (SO).

Its purpose is to contribute to a research project about Tertiary pegmatites of the Central Alps. The pegmatitic dyke taken into account is situated in the western part of the Gruf Complex, which represents a deep Penninic nappe included in the Lepontine Barrovian metamorphic dome, in the zone of the Alpine migmatization. The genesis of this pegmatite and of the nearby ones is related to the Oligocene intrusion of the Bergell pluton, situated south-east of the Gruf's migmatitic gneiss. The macroscopic analysis provided information about the structure of the sample and its relation with the surrounding body; the study of the mineralogical composition and the preliminary investigation into the microstructures have been realized by means of a microscopic analysis.

Thereafter, backscatter images (BSE) revealed the presence of zircons that are useful for geochronological datings, which will be object of forthcoming studies.

Sintesi:

Questo lavoro consiste nell'effettuare analisi preliminari di un filone pegmatitico terziario della Valchiavenna (SO).

L'obiettivo è dare un contributo al progetto di ricerca sulle pegmatiti terziarie delle Alpi Centrali. Il filone pegmatitico preso in considerazione è situato nel settore occidentale del Complesso del Gruf, il quale rappresenta una falda Penninica profonda situata nel Duomo metamorfico Lepontino e nell'area di migmatizzazione Alpina. La genesi di questa pegmatite e delle altre situate nella zona, è legata all'intrusione Oligocenica del plutone del Masino-Bregaglia, che si trova a sud-est rispetto agli gneiss migmatitici del Gruf.

L'analisi macroscopica ha fornito informazioni sulla struttura del campione e sulle sue interazioni con il corpo circostante; lo studio della composizione mineralogica e un'analisi preliminare delle microstrutture sono stati effettuati tramite analisi microscopiche.

Successivamente, le immagini SEM effettuate in BSE hanno rivelato la presenza di zirconi utili per le determinazioni geocronologiche, che saranno oggetto di studi futuri.

Indice:

1. Introduzione	Pag. 7
2. Inquadramento geologico	Pag. 11
3. Descrizione macroscopica	Pag. 15
4. Analisi microscopiche	Pag. 17
5. Metodologie analitiche: analisi al SEM	Pag. 21
6. Bibliografia	Pag. 25

1. Introduzione

Le pegmatiti granitiche sono rocce magmatiche intrusive a composizione granitica, composte principalmente da quarzo (SiO_2), K-feldspato (KAlSi_3O_8) e albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$); le pegmatiti presentano particolari caratteristiche tessiturali e associazioni mineralogiche che permettono di distinguerle dalle altre rocce ignee. In origine il termine pegmatite si riferiva alla somiglianza tra le strutture scheletriche del quarzo e pertitiche del microclino, caratteristiche di un granito grafico, e le antiche scritture cuneiformi.

Secondo Guastoni (2012), le caratteristiche che permettono di identificare e classificare le pegmatiti sono:

- dimensioni da grossolane a grandi dei minerali principali e/o accessori;
- sviluppo di strutture grafiche di quarzo con K-feldspato, tra granati, di tormaline con quarzo, di fosfati con albite;
- formazione di layering ritmici composti da un'alternanza di fasi monominerali;
- orientazione preferenziale di grandi assemblaggi di singoli minerali, definiti come strutture a pettine per lo sviluppo perpendicolare al margine della pegmatite; i singoli cristalli tendono a svilupparsi verso il centro della pegmatite;
- si distinguono zone concentriche in cui si ha una variabilità tessiturale e mineralogica che permette di individuare la zona di confine (parete), intermedia e di nucleo (Fig. 1); la transizione tra le diverse tessiture e zone è tendenzialmente molto brusca;
- il nucleo costituito da abbondanza di quarzo e minerali accessori, come berillo, spodumene, topazio e tormaline, che si sviluppano verso il centro;
- sviluppo di cavità miarolitiche, definibili come cavità primarie formatesi dall'intrappolamento di bolle di fasi gassose all'interno della pegmatite;

- tessiture scheletriche o ramificate dei cristalli che si sviluppano preferenzialmente nella tormalina, nel microclino, in fosfati e ossidi;
- aggregati sferici o radiali dell'albite varietà "cleavelandite", composti da miche e albite;
- sviluppo nelle fasi mineralogiche di nette zonature composizionali;
- pseudomorfo di minerali secondari per la circolazione di fluidi idrotermali tardivi.

Queste caratteristiche sono tipiche di pegmatiti di derivazione granitica, ma ciò non implica che tutte queste strutture possano essere presenti all'interno di ogni singolo corpo pegmatitico. Ciò è dovuto al fatto che esistono diverse famiglie di pegmatiti: la tipica tessitura pegmatitica infatti può essere osservata in molteplici tipologie di rocce ignee (Guastoni, 2012).

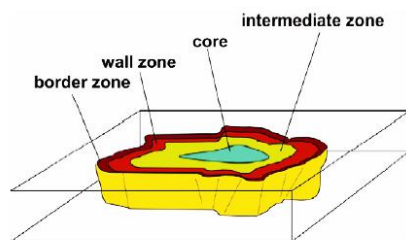


Fig. 3.1 Schematic section of a typical zoned pegmatite dike. (Redrawn after London, 2008)

Fig. 1, da Guastoni, 2012

Le pegmatiti si originano da un magma silicatico a composizione granitica, con un alto contenuto in fluidi, elementi volatili e semi-volatili. La presenza di B, F e P permette l'innalzamento del punto di miscibilità dell'H₂O fino a raggiungere il punto supercritico di transizione tra un fuso silicatico ad un fluido acquoso (London, 1992, 1995, 2005).

La maggior parte delle pegmatiti si origina all'interno di corpi plutonici granitici in senso lato; queste pegmatiti si definiscono singenetiche perché sono geneticamente legate alla fonte granitica ed associate al plutone. Si distinguono pegmatiti superficiali, subvulcaniche e più profonde: le prime due si originano alla profondità di circa 2 - 3 km o inferiore e tendono a formare dicchi con margini a grana grossolana o granofirica e cavità miarolitiche e si notano facilmente per la brusca

transizione dal granito incassante. Le pegmatiti di origine plutonica più profonda (circa 4 – 6 km) presentano una graduale transizione dal granito incassante alla pegmatite stessa; sono comuni strutture aplitiche e layering in prossimità del margine della pegmatite e le cavità miarolitiche sono assenti. Infine, un terzo tipo di pegmatiti singenetiche ancora più profonde, (più di 6 km) non presentano strutture zonate oppure sono debolmente zonate, ma presentano un nucleo di solo quarzo.

Le pegmatiti possono formarsi anche come dicchi nelle rocce circostanti l'intrusione, a cui sono geneticamente legate; in questo caso sono definite pegmatiti epigenetiche. Sono molto diffusi veri e propri sciami di pegmatiti e apliti nell'immediato intorno ai corpi plutonici, tendenti ad avere strutture reticolate che spesso formano aureole idrotermali nelle rocce circostanti (Guastoni, 2012).

Esistono diverse classificazioni delle pegmatiti; quella più funzionale (Fig. 2) propone la suddivisione in diverse classi in base al grado metamorfico della roccia incassante (abyssal class), la mineralogia (muscovite class), la composizione chimica (rare-element class) e la tessitura (miarolitic class). Ognuna di queste classi presenta un legame con l'ambiente di formazione della pegmatite, in particolare con la profondità a cui si è formata. Cerny (1991) e Cerny e Ercit (2005) ampliarono questa classificazione introducendo dieci sottoclassi, quattro delle quali sono divise in tredici tipi, due dei quali sono divisi in sette sottotipi. Tutte queste categorie sono basate sul contenuto in elementi in traccia e riflettono la mineralogia e la chimica dei minerali (Cerny et al., 2012). Inoltre, Cerny (1991) propose una classificazione delle pegmatiti distinguendole in due famiglie (Fig. 2): la famiglia LCT, caratterizzata da arricchimento in litio, cesio e tantalio, e la famiglia NYF, arricchita in niobio, yttrio e fluoro.

Esiste inoltre una terza famiglia che mostra caratteristiche intermedie fra pegmatiti LCT e NYF (Guastoni, 2012).

Class	Subclass	Type	Subtype	Family
Abyssal	HREE			NYF
	LREE			
	U			NYF
	BBe			LCT
Muscovite				
Muscovite-rare element	REE			NYF
	Li			LCT
Rare element	REE	allanite-monazite euxenite gadolinite		NYF
	Li	beryl	beryl-columbite beryl-columbite-phosphate	LCT
		complex	spodumene petalite lepidolite elbaite amblygonite	
		albite-spodumene albite		
Miarolitic	REE	topaz-beryl gadolinite-fergusonite		NYF
	Li	beryl-topaz spodumene petalite lepidolite		LCT

Fig. 2, la Cerny et al., 2012

2. Inquadramento geologico:

Il filone pegmatitico in studio è situato nel complesso metamorfico del Gruf, un'unità gneissica appartenente al dominio pennidico del settore Alpino Centrale. Esso rappresenta una porzione di basamento cristallino di pertinenza europea, ma la collocazione all'interno delle falde di questo settore rimane ancora incerta in quanto presenta caratteri petrologici e strutturali affini all'Unità Bellinzona-Dascio e alla falda dell'Adula. Questo complesso è situato al margine S-E del Duomo Lepontino, un'area caratterizzata da un metamorfismo Alpino di tipo Barroviano, da facies scisti verdi di alto grado ad anfiboliti di alto grado, definita dalla forma concentrica delle isograde, delle isoterme e delle isobare (Fig. 3) (Todd ed Engi, 1997). Il grado metamorfico tende ad aumentare da nord verso sud, riflettendo la subduzione sud-vergente della placca europea sotto la placca di Apulia e il conseguente innalzamento della litosfera calda subdotta durante la collisione continentale (Todd ed Engi, 1997; Burri et al., 2005). Il duomo è troncato nella parte inferiore dal Lineamento Insubrico, un contatto tettonico importante a scala regionale che separa questo basamento di alto grado metamorfico dalle coperture non metamorfosate del Sudalpino (Schmid et al., 1996). Il Duomo Lepontino è costituito da unità di basamento che presentano numerose intrusioni granitoidi varisiche, sono presenti classiche falde di basamento cristallino e falde di melange tettonico molto eterogenee, con la presenza di relitti eclogitici (Burri et al., 2005). Al margine inferiore del Duomo Lepontino è presente la Southern Steep Belt (SSB) che rappresenta la localizzazione del back-folding e del back-thrusting della pila delle falde alpine; si sviluppa lungo una direzione E-O e contiene diverse unità delle Alpi Centrali, legate tra loro da caratteristiche litologiche comuni (Fig. 4). La SSB contiene molte evidenze dell'anatessi e delle intrusioni alpine; sono infatti diffusi dicchi pegmatitici e aplitici e migmatiti in-situ, ma è anche presente un evento migmatitico più antico, legato all'intrusione dei corpi granitoidi varisici. Le migmatiti in-situ di età alpina sono originate da due processi principali: a) una fusione parziale di rocce granitoidi legata alla presenza di una componente fluida migrata durante il metamorfismo Barroviano e b) una fusione parziale di rocce di

origine pelitica legata alla deidratazione della muscovite. Il picco massimo stimato delle condizioni di fusione parziale è di 0.60-0.80 GPa e $700 \pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$ (Burri et al., 2005).

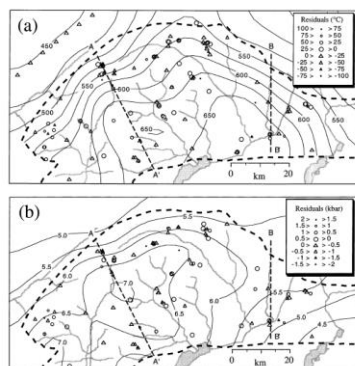


Fig. 7. Map of isotherms (a) and isobars (b) of Tertiary metamorphism; contours are labelled in C and kb, respectively. Symbols show the location of data and the sign and size of the residual of the fit, defined as data minus model. These contours represent T_{500} and P_{500} at an elevation currently 1000 m above sea level. T and P were established at different times in different areas. Also shown is the location of cross sections A-A' and B-B' used in Figs 9 & 14. Symbols outside the limit of amphibolite grade metamorphism are locations along the altpiomelane-out isograd (Niggli, 1970) set to $450 \text{ }^\circ\text{C}$.

Fig. 3, da Todd e Engi, 1997

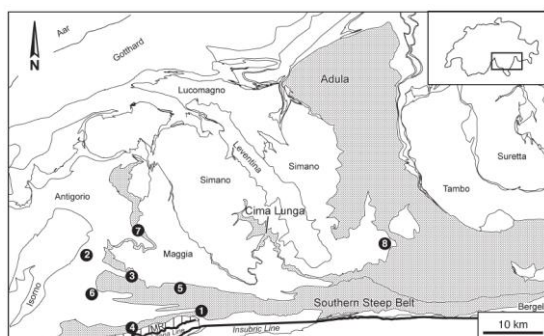


Fig. 4 Tectonic overview of the Central Alps. Numbers refer to localities described in text: 1: Ponte Brolla, 2: Alpe Ribia, 3: Gresso, 4: Camedo, 5: Capoli, 6: Bagni di Craveggia, 7: Riveo, 8: Verdabbio. MR – Monte Rosa nappe.

Fig. 4, da Burri et al., 2005

Il Gruf è costituito prevalentemente da ortogneiss e paragneiss migmatitici quarzo-feldspatici e da rocce metapelitiche a biotite, sillimanite, granato \pm cordierite, con la presenza di lenti dell'ordine del metro di lunghezza e noduli centimetrici di rocce a composizione mafica, ultramafica, metapelitica e calcarea. Il metamorfismo alpino ha raggiunto le condizioni della facies anfibolitica di alto grado, analoghe quindi a quelle della parte meridionale del Duomo Lepontino, ma nel complesso sono state individuate litologie di più alta T e P . Infatti sono state studiate anche charnockiti e granuliti distinguibili in sei principali tipologie di età permiana (Fig. 5), formatesi a $900 \text{ }^\circ\text{C}$ e $0.85 - 0.95 \text{ GPa}$; queste litologie rappresentano relitti di una crosta inferiore preservati all'interno degli gneiss migmatitici (Galli et al., 2011).

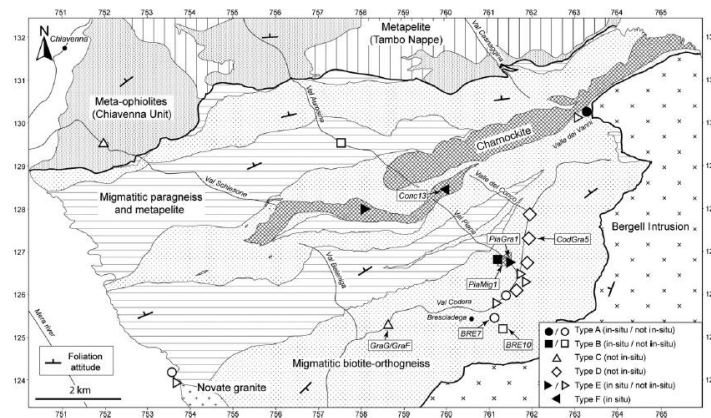


Fig. 2. Simplified geological map of the Gruf unit and locations of charnockites and different types of granulites in simplified geological map of the Gruf Complex. Location of the investigated samples is also indicated.

Fig. 5, da Galli et al., 2011

Questo complesso confina a E e a S-E con il complesso magmatico del Masino-Bregaglia (Fig. 6). Tale complesso è un plutone composto costituito principalmente da granodiorite e tonalite, ma sono presenti anche filoni aplitici e pegmatitici distribuiti in tutto il corpo intrusivo e rocce più basiche localizzate lungo i contatti con i corpi circostanti (Schmid et al., 1996). Questo plutone è datato 30-32 Ma e la sua messa in posto è contemporanea all'evento di migmatizzazione alpina degli gneiss del Gruf. Il contatto tra questi due corpi è marcato dalla presenza di un'alta concentrazione di noduli e lenti di mafiti, ultramafiti, metapeliti e marmi intercalati all'interno degli gneiss migmatitici (Galli et al., 2011). Queste litologie sono interpretate come i resti della parte tettonicamente più alta della Zona di Bellinzona-Dascio, un'unità che rappresenta una zona di melange tettonico che comprende svariate litologie, da metagranitoidi a metapeliti con la presenza di lenti mafiche e ultramafiche. La zona Bellinzona-Dascio è inoltre collegata tettonicamente con l'unità delle Ofioliti di Chiavenna, una sequenza ofiolitica situata a nord del complesso del Gruf e dell'Adula. La presenza di queste litologie ci permette di intuire che il plutone del Bregaglia si sia intruso lungo un ex confine tra falde (Schmid et al. 1996).

A sud il complesso è in contatto con il Granito di Novate (Fig. 6). È un granito a grana fine a due miche la cui orientazione definisce i piani di foliazione del granito. L'intrusione di questa unità deriva dalla fusione parziale delle rocce della crosta; il

magma è risalito probabilmente durante l'esumazione del plutone del Masino-Bregaglia in connessione al backthrusting che si sviluppa attorno al lineamento Insubrico (Berger et al., 1996). Secondo Ciancaleoni e Marquer (2007), il Granito di Novate si è messo in posto circa 25 Ma, nella parte più meridionale di una zona di shear estensionale, la linea della Forcola. A ovest la Linea della Forcola separa il complesso del Gruf dalla Falda dell'Adula; questa faglia si sviluppa da Mesocco ai graniti di Novate, attraversando il Passo della Forcola e la Val Mera.

La falda dell'Adula è fortemente legata al complesso del Gruf (Fig. 6); infatti, secondo Berger (1996) il Gruf rappresenta la continuazione laterale della falda dell'Adula. Questa presenta una litologia simile a quella del Gruf rappresentando insieme ad esso una parte del margine europeo; la falda Tambo, invece, rappresenta un basamento polimetamorfico costituito da scisti.

A nord il complesso del Gruf è in contatto tettonico con le Ofioliti di Chiavenna (Fig. 6); quest'unità è un complesso ultramafico che contiene intercalazioni di rocce basiche, silicati di calcio e marmi. Il complesso del Gruf è esumato molto velocemente insieme alla Falda dell'Adula e al Plutone di Bregaglia, tanto da creare un'aureola metamorfica nelle Ofioliti di Chiavenna. Tra le due unità è quindi presente un contatto tettonico verticalizzato chiamato Linea del Gruf (Schmidt et al., 1996).

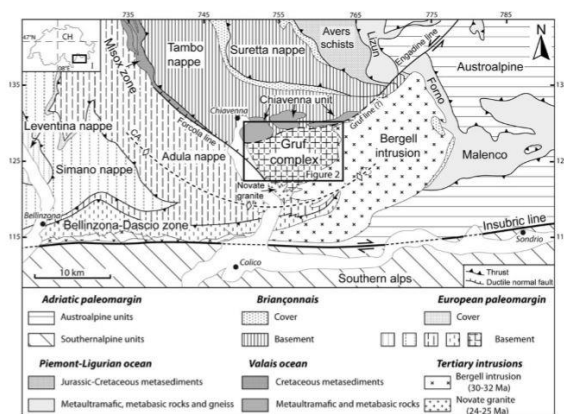


Fig. 1 Simplified map of the eastern Central Alps (SE Switzerland and N Italy, see inset). Main units patterned and classified according to their paleogeographical origin. Framed: studied area (Fig. 2). Swiss co-ordinates given in kilometres. CA Cressin antiform

Fig. 6, da Burri et al., 2013

3. Descrizione macroscopica:

Il filone pegmatitico in studio è stato trovato in Val Mera, provincia di Sondrio, negli gneiss del complesso migmatitico del Gruf; la foliazione presenta direzione 93-95°N con inclinazione 60°. Il filone è discordante rispetto alla foliazione degli gneiss del complesso del Gruf, presenta direzione 340°N, con inclinazione di 40-45°. Il filone studiato appartiene al campo di pegmatiti epigenetiche con sviluppo nord-sud; lungo il versante sono presenti anche altri filoni geneticamente riconducibili all'intrusione del plutone granodioritico del Masino-Bregaglia. A pochi metri è presente un altro filone, che presenta la stessa giacitura del filone oggetto di questo studio e caratteristiche mineralogiche e tessiturali analoghe a quanto sotto riportato.

La pegmatite studiata ha competenza di circa un metro nella parte più spessa ed è asimmetrica rispetto al centro; è possibile distinguere diverse zone in base alla tessitura (Fig. 7).

- a. Il tetto presenta un contatto lobato con gli gneiss sovrastanti. Al tetto sono presenti strutture a pettine di K-feldspato e muscovite i cui cristalli sono isorientati con la scistosità degli gneiss incassanti e con sviluppo circa perpendicolare alla direzione del filone; se ne deduce che la cristallizzazione dei minerali della pegmatite è stata influenzata dalla deformazione ancora in atto nel corpo incassante.
- b. La brusca transizione da queste strutture a pettine a strutture di tipo grafico indica il passaggio alla zona intermedia della pegmatite. Tale zona presenta strutture grafiche di quarzo con K-feldspato, con granati isolati, tormaline grafiche e pacchetti centimetrici di muscovite.
- c. Il nucleo della pegmatite è costituito da grandi cristalli decimetrici di quarzo e K-feldspato; in questa tipologia di pegmatiti sono generalmente presenti al nucleo minerali accessori, quali berillo, tormalina, spodumene:

nel filone studiato sono stati trovati solo piccoli cristalli di berillo, anche nella varietà acquamarina.

- d. Dal nucleo, verso la zona di letto del filone, parte una transizione a quarzo grafico con K-feldspato, intervallato da sciami irregolari di granati e miche orientate parallelamente alla direzione del filone; in tale zona sono presenti anche tormaline di colore nero, tipo schorl, a riempire fratture, ad indicare che questa tormalina ha cristallizzato in condizioni tardive. Tale zona costituisce il letto della pegmatite che si sviluppa parallelamente al contatto con gli gneiss sottostanti in maniera più lineare rispetto al tetto del filone pegmatitico in oggetto. Lo spessore complessivo del filone pegmatitico misura circa 1,5 metri.

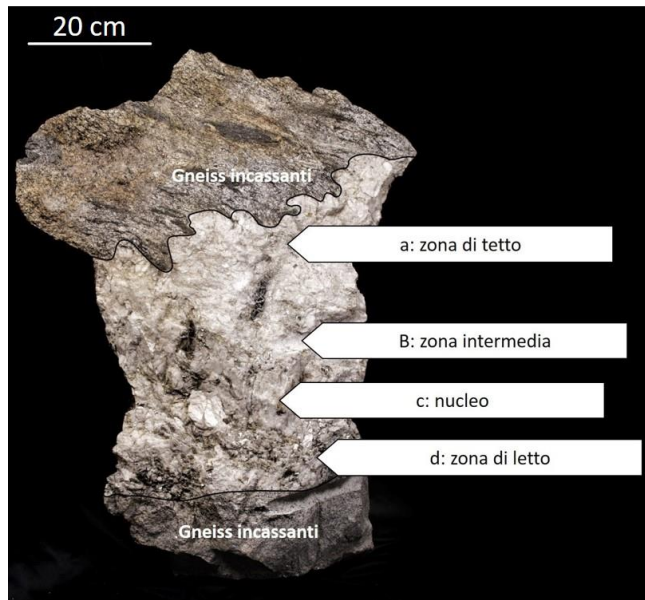


Fig.7

4. Analisi microscopiche:

La pegmatite studiata presenta una struttura olocristallina inequigranulare ipidiomorfa ofitica, le dimensioni dei cristalli sono molto variabili da dimensioni minori di 5 mm a circa 30 mm. I minerali principali sono K-feldspato, plagioclasio albitico/oligoclasico, quarzo, tormalina, muscovite, granato e epidoto.

Il K-feldspato presenta dimensioni variabili e alcuni individui raggiungono dimensioni centimetriche. I cristalli sono idiomorfi, localmente soggetti ad alterazione in prodotti e argillosi. Tra i K-feldspati sono presenti i polimorfi di bassa T, principalmente l'ortoclasio, riconoscibile per l'abito tipico, e qualche sporadico microclino, riconoscibile dalla geminazione periclino. Le geminazioni dell'ortoclasio non sono molto visibili; spesso presentano inclusioni grafiche di quarzo. Le strutture pertitiche sono molto diffuse tra i vari cristalli, presenti come microsmistamenti di lamelle dovute alla segregazione della fase prevalente ricca in potassio da quella ricca in sodio lungo piani ben definiti [piani (601) formanti un angolo di circa 70° con i piani (001) (Deer et al., 2013)] (Fig. 8). Talvolta la componente sodica raggiunge alte concentrazioni, tanto da poter classificare le pertiti come mesopertiti; queste strutture si originano dal processo di raffreddamento veloce e dalla rapida cristallizzazione caratteristica delle pegmatiti.

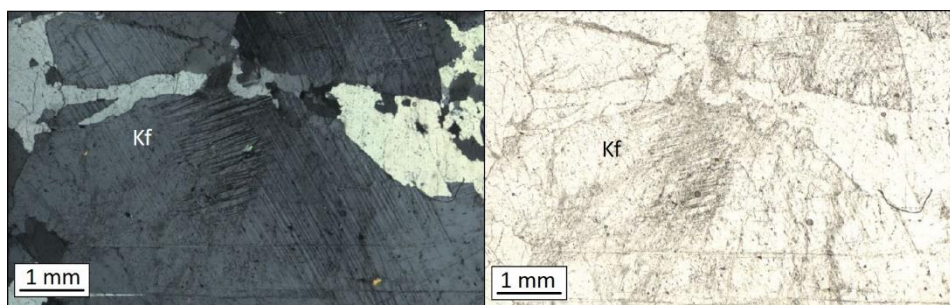


Fig.8

Il plagioclasio presenta un aspetto meno alterato del K-feldspato con dimensioni e quantità ridotte. Talvolta si riconosce per la presenza della geminazione polisintetica (Fig. 9), simile alle pertiti precedentemente descritte, e per il rilievo

maggiore rispetto a quello del K-feldspato; il rilievo dei plagioclasti è minore rispetto a quello del quarzo, indicando una composizione tendenzialmente sodica del plagioclasio, fra albite e oligoclasio; non è stato comunque possibile determinare con precisione la percentuale di molecola anortitica per l'assenza di geminazioni albite e albite-karlsbad.

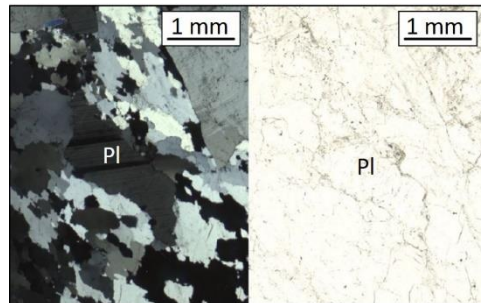


Fig. 9

Il quarzo è presente con dimensioni e strutture molto variabili, associato ai feldspati, alle muscoviti e alle tormaline; è riconoscibile per la caratteristica estinzione ondulata e per il rilievo basso, comunque maggiore di quello del K-feldspato; i cristalli di quarzo sono allotriomorfi, spesso con strutture consertali, ma talvolta si trovano anche come inclusione grafica (Fig. 10), principalmente all'interno dei feldspati con abito allungato. In alcuni casi il quarzo è presente come inclusione grafica nelle tormaline.

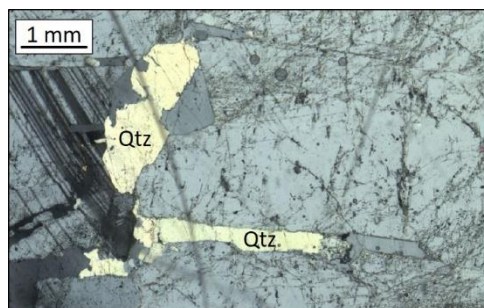


Fig. 10

La tormalina è riconoscibile per il pleocroismo da giallo-marroncino a blu-blu verdastro, con il massimo di assorbimento quando l'asse di allungamento del cristallo è perpendicolare alla direzione di vibrazione del polarizzatore; è presente

con un abito prismatico, anche se la maggior parte delle sezioni sono prossime alla sezione basale. I colori di interferenza raggiungono al massimo l'arancione-giallo del 1° ordine, definendo una composizione a basso contenuto schorlitico; i colori scuri, tendenti blu-blu verdastro, indicano una possibile composizione sia schorlitica sia dravitica (Fig. 11) (Deer et al., 2013). Una zonatura cromatica dal marrone-marrone dorato al blu verdastro, denota una diminuzione del contenuto di ferro al nucleo dei cristalli; tali zonature tendono ad essere parallele alla direzione di allungamento dei cristalli. Le miche sono inglobate nei cristalli di tormalina e presentano abiti allungati e talvolta aciculari, mentre gli idrossidi di ferro sono situati entro piani di fratture delle tormaline.

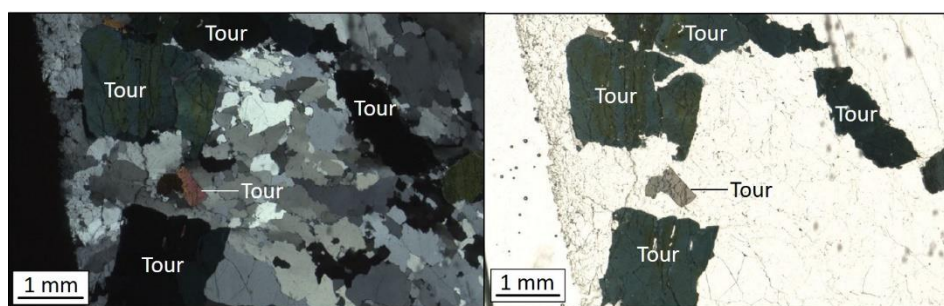


Fig. 11

La muscovite presenta alti colori di interferenza e abito tabulare (Fig. 12); i cristalli presenti sono incolori, tuttavia è possibile osservare smistamenti muscovite-biotite isoorientati lungo [001]. È presente sia come minerale fondamentale che come minerale d'alterazione, principalmente di K-feldspato e di tormalina; si trova inoltre associata al quarzo all'interno delle inclusioni grafiche nel K-feldspato.

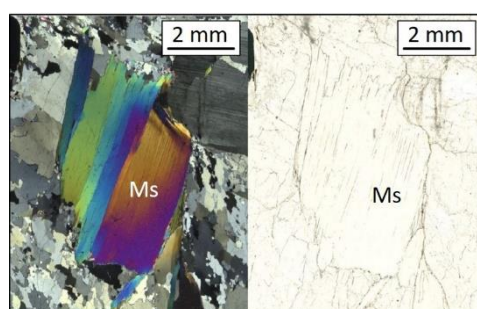


Fig. 12

Il granato, associato alla tormalina, è fittamente fratturato.

L'epidoto è raro, i pochi cristalli sono facilmente individuabili per il rilievo alto e per i colori di interferenza del secondo ordine; presenta un aspetto alterato (Fig. 13).

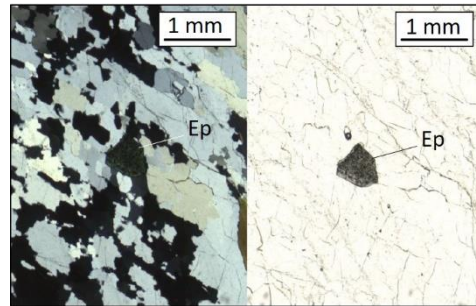


Fig. 13

5. Metodologie analitiche: analisi al SEM

Sono state analizzate diverse immagini BSE delle sezioni precedentemente analizzate al microscopio. Lo strumento utilizzato per le analisi è il SEM CamScan MX3000 con sorgente LaB6, del Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova. Lo strumento è fornito di un rivelatore di elettroni secondari, di un rivelatore di elettroni retrodiffusi, di un sistema EBSD e un sistema di microanalisi semi-quantitative EDAX. Le sezioni hanno subito un processo di lucidatura e di grafitizzazione per renderle più conduttive e adatte a questo tipo di analisi.

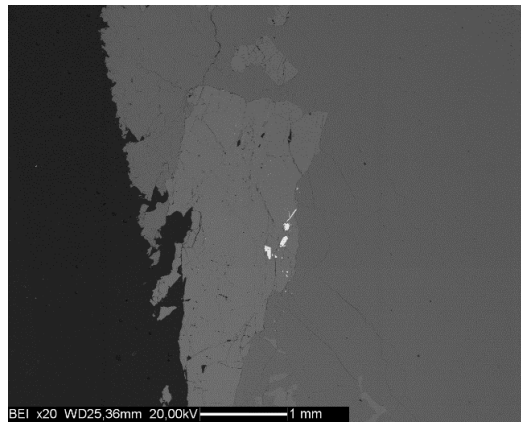


Fig. 14: foto 1-2-BEI

La Fig. 14 è stata acquisita con un ingrandimento di 20x e mostra un cristallo prismatico di tormalina circondato da quarzo. Al suo interno sono presenti cristalli di zircone.

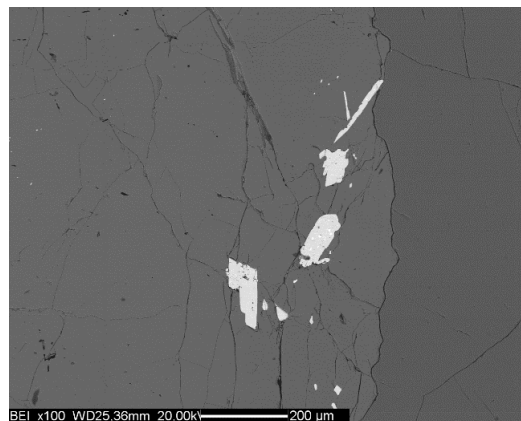


Fig. 15: foto 2-2-BEI

La Fig. 115 mostra gli zirconi con un ingrandimento di 100x. La tormalina mostra i picchi di Si, Al, Mg e Na, che indicano una composizione tendenzialmente dravitica, mentre gli zirconi mostrano i picchi di Si, Zr e U. È importante notare l'assenza di un'orientazione preferenziale degli zirconi all'interno della tormalina.

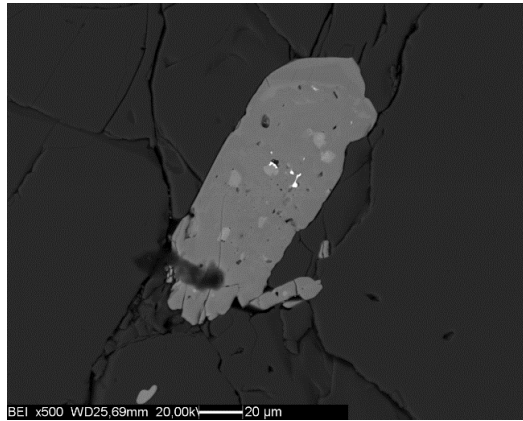


Fig. 16: prova-2-BEI

La Fig. 16 mostra un ingrandimento di 500x di uno zircone euedrale con abito prismatico. Si può notare la zonatura del cristallo con termini che mostrano picchi di P e Y (xenotimo). I cristalli micrometrici dispersi nello zircone, aventi elevati toni nel bianco sono di uraninite.

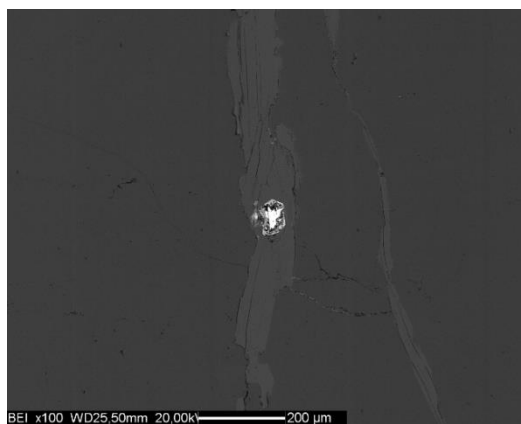


Fig. 17: foto 5-2-BEI

La Fig. 17 è stata acquisita con un ingrandimento di 100x; si nota la presenza di cristalli di muscovite circondati da quarzo; si distingue per la presenza della classica

sfaldatura basale e per la presenza di K e Al. Al suo interno è presente un cristallo di zirconio a sezione prismatica con un'evidente alterazione.

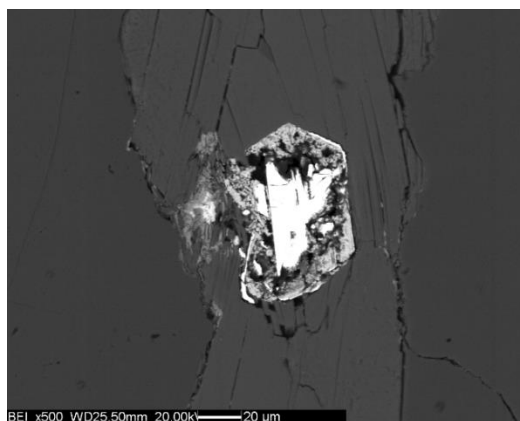


Fig. 18: foto 4-2-BEI

La Fig. 18 mostra un ingrandimento di 500x dello zirconio incluso nella muscovite; si osserva il cristallo a sezione prismatica, incluso nella muscovite, a sua volta circondata da quarzo. Questo cristallo è alterato in uraninite; nello zirconio è presente anche un marcato bordo di alterazione legato ai processi metamittici.

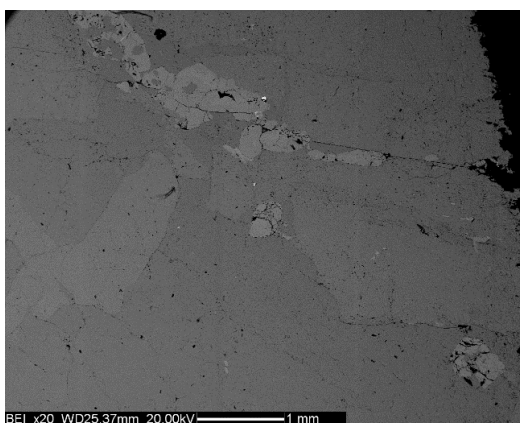


Fig. 19: foto 7-2-BEI

La Fig. 19 è stata acquisita con un ingrandimento di 20x. Si osservano al centro, in alto a sinistra e in basso a destra granati la cui presenza è indicata dai picchi di Fe e Mn; a destra e a sinistra si nota la presenza di albite, circondata da quarzo. Nella parte superiore sono presenti anche cristalli di zirconio.

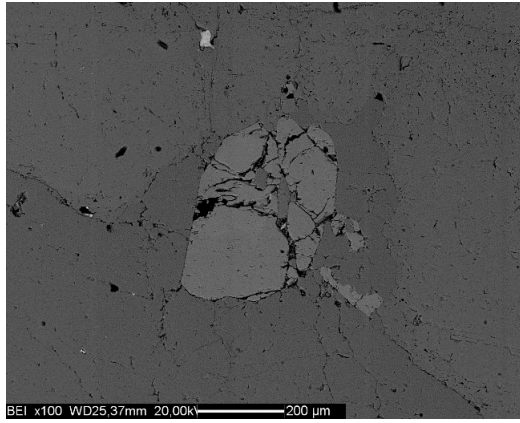


Fig. 20: foto 6-2-BEI

La Fig.20 mostra, ad un ingrandimento di 100x, il granato, circondato nella parte superiore da albite e nella parte inferiore da quarzo. Inclusi nel granato sono presenti piccoli cristalli di quarzo grafico, attorno ai quali si sviluppano le fratture nel granato; i cristalli di quarzo non sembrano svilupparsi secondo direzioni preferenziali.

6. Bibliografia

BERGER A., ROSENBERG C., AND SCHMID S. (1996) Ascent, emplacement and exhumation of the Bergell pluton within the Southern Steep Belt of the Central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 76, 357-382.

BRONGNIART A. (1813) Essai d'une classification minéralogique des roches mélangées. *Journal des Mines*, 199, 5-48. BROOKINS.

BURRI T., BERGER A., AND MARTIN E. (2005) Tertiary migmatites in the Central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 76, 357-382.

ČERNÝ P., AND ERCIT T.S. (2005) The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist*, 43, 2005-2026.

ČERNÝ P., LONDON D., NOVÁK M. (2012) Granitic pegmatites as reflections of their sources. *Elements*, vol. 8, pp. 289–294.

CIANCALEONI L., AND MARQUER D. (2006) Syn-extension leucogranite deformation during convergence in the Eastern Central Alps: example of the Novate intrusion. *Terra Nova*, 18, 170-180.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (2001) *Rock-Forming Minerals, Volume 4A: Framework Silicates – Feldspars*; 2 edition. Geological Society of London. 729pp.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (2013) *An introduction to the rock-forming minerals*; 3 edition. London: Mineralogical Society. 498pp.

GALLI A., LE BAYON B., SCHMIDT M.W., BURG J.P., CADDICK M.J., AND REUSSER E. (2011) Granulites and charnockites of the Gruf Complex: Evidence for Permian ultra-high temperature metamorphism in the Central Alps. *Lithos*, 124, 17-45.

GALLI A., LELE BAYON B., SCHMIDT M.W., BURG J.P., REUSSER E. (2013) Tectonometamorphic history of the Gruf complex (Central Alps): exhumation of a granulite–migmatite complex with the Bergell pluton. *Swiss J Geosci*, 106, 33–62.

GUASTONI A. (2012) LCT (lithium, cesium, tantalum) and NYF (niobium, yttrium, fluorine) pegmatites in the Central Alps. Exhumation history, mineralogy and geochemistry. Ph.D. Thesis, XIV° cycle, Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova.

HAÜY R.J. (1801) *Traité de minéralogie*, 4 volumes and atlas, Paris.

LONDON D. (2008) Pegmatites. *Canadian Mineralogist*, Special Publication, 10, 347 p.

LONDON D., MORGAN G.B.VI (2012) The pegmatite puzzle. *Elements*, vol. 8, pp. 263–268.

MEYRE C., MARQUER D., SCHMID S.M., CIANCALEONI L. (1998) Syn-orogenic extension along the Forcola fault: Correlation of Alpine deformations in the Tambo and Adula nappes (Eastern Penninic Alps). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 91(3).

SCHMID S.M., AEBLI H.R., HELLER F., AND ZING A. (1989) The role of the periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. *Alpine Tectonics*, Geological Society, London, 153-171.

SCHMID S.M., BERGER A., DAVIDSON C., GIERÉ R., HERMANN J., NIEVERGELT P., PUSCHNIG A.R., AND ROSENBERG C. (1996). The Bergell pluton (Southern Switzerland, Northern Italy): overview accompanying a geological-tectonic map of the intrusion and surrounding country rocks. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 76, 329–355.

TODD C.S., AND ENGI M. (1997) Metamorphic field gradients in the Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 513-530.