



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE FF. MM. NN.

Dipartimento di Geoscienze

Direttore: Prof.sa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN
SCIENZE GEOLOGICHE

**STRATIGRAFIA E GEOCHIMICA DELLE
RIOLITI PERMIANE IN TRENINO**

Relatore: Prof. Andrea Marzoli

Laureanda: Fiorella Ferrari

ANNO ACCADEMICO: 2013 / 2014

Indice

1. Introduzione	pag. 1
1.1. Motivazioni	pag. 1
1.2. Inquadramento geografico e geologico	pag. 1
1.2.1. Magmatismo Permiano nelle Alpi Meridionali	pag. 1
1.2.2. Gruppo Vulcanico Atesino (GA)	pag. 3
1.3. Tettonica	pag. 7
2. Metodi di lavoro	pag. 9
2.1. Campionamento	pag. 9
2.2. Analisi di laboratorio:	
Microscopio a luce polarizzata e Microsonda elettronica	pag. 14
3. Elaborazione Dati	pag. 15
3.1. Descrizione dei campioni con microscopio petrografico a luce polarizzata	pag. 15
3.2. Spettrometro a fluorescenza a raggi x (XRF)	pag. 20
3.3. Descrizione dei campioni con microsonda elettronica (EMPA)	pag. 20
4. Discussione	pag. 21
4.1. Analisi geochimiche	pag. 21
5. Conclusioni	pag. 28
6. Bibliografia	pag. 29

1. Introduzione

1.1. Motivazioni

Lo scopo di questa tesi di laurea è ricavare informazioni accurate sulla genesi e l'ambiente di formazione del magmatismo Permiano nell'area del Trentino meridionale, in particolare nella zona situata a nord est della città di Trento , ovvero Valle dei Mocheni, Altopiano di Piné e Valle di Cembra, attraverso lo studio mineralogico e geochimico delle *melt inclusions* intrappolate all'interno di cristalli di quarzo e delle vulcaniti Permiane campionate in tali zone.

1.2. Inquadramento geografico e geologico

L'area di studio è situata a nord-est della città di Trento, in corrispondenza della Valle di Cembra, dell'altopiano di Piné, della valle dei Mocheni e dell'abitato di Pergine Valsugana.

L'area di interesse è inserita in un contesto più ampio, il magmatismo Permiano delle Alpi Meridionali. Sono rocce cristalline di età compresa tra i 285 Ma e i 275 Ma, esposte lungo una larga fascia a sud della linea Insubrica. Una parte, quella di nostro interesse, appartiene al Gruppo Vulcanico Atesino e affiora in Trentino-Alto Adige ad ovest del gruppo dolomitico, l'altra affiora in area lombarda ed è limitata dalla linea delle Giudicarie a est e dalla zona di Ivrea-Verbanò ad ovest.

1.2.1. IL MAGMATISMO PERMIANO SUD APLINO

Verso la fine dell'era Paleozoica (Permiano) nell'area Sud Alpina, si impostano i prodotti di un'imponente attività magmatica al di sopra del basamento metamorfico, il quale comprende rocce in facies scisti verdi e in facies anfibolitica generatesi tra l'Ordoviciano e il Carbonifero Inferiore durante l'orogenesi

Ercinica, e in alcune zone si imposta al di sopra del *Conglomerato Basale*, composto da depositi clastici terrigeni poligenici costituiti prevalentemente da quarzo metamorfico, filladi e vulcaniti,.

Si riconoscono rocce vulcaniche, sub-vulcaniche e intrusive con un chimismo che va da acido a basico.

L'attività magmatica Permiana è strettamente correlata a fenomeni tettonici. Esistono comunque varie ipotesi al riguardo. Una di queste vede l'attività di faglie trascorrenti con formazione di bacini *pull-apart*, bacini che si creano nelle zone di transtensione delle suddette faglie e delimitati da faglie normali, le quali possono influire sulla risalita dei magmi dal mantello e dalla crosta inferiore e sulla loro messa in posto. Un'altra teoria propone un evento distensivo con collasso calderico finale. Una genesi di questo tipo giustifica gli enormi spessori (~2000 metri) che le vulcaniti raggiungono in alcune zone delle Alpi Meridionali, come nel distretto magmatico bolzanino, che è uno degli esempi migliori e che sembra appurare entrambe le opinioni.

Questi prodotti magmatici, che si impostano in superficie, risultato di una tettonica distensiva, hanno una composizione ibrida, perché derivano da porzioni di mantello e di crosta inferiore che risalgono a livelli più alti subendo contaminazione dai materiali cristallini. Sono quindi emessi in prevalenza da un'attività di tipo fessurale, con la messa in posto di *pyroclastic flow*, con composizione prevalentemente riolitica e andesitica, di emissioni duomiformi e in secondo luogo da colate laviche, *pyroclastic surge* e di caduta. Si può avere anche attività di tipo centrale, con emissione prolungata nel tempo di materiale magmatico da condotto vulcanico, che si esaurisce solo in seguito ad un'eruzione di tipo parossistico.

Il magmatismo silicico correlato alle intrusioni mafiche, e il grande volume di rocce intrusive presenti al limite crosta-mantello, indica chiaramente il coinvolgimento del mantello nella formazione di processi di fusione.

Le vulcaniti permiane limitano superiormente, con superficie erosiva con la *formazione delle Arenarie di Val Gardena*, sedimenti clastici continentali poco compatti di colore rosso, grigio, bianco e con noduli di gesso rosato, la parte

basale è costituita da conglomerato di spessore dai 5 ai 10 metri con clasti arrotondati ignimbrici, in matrice arenacea grigio rossastra.

1.2.2. GRUPPO VULCANICO ATESINO (GA)

Rispetto agli altri distretti, nella valle dell'Adige (Bolzano), nella sua periferia occidentale nel sud Tirolo entro l'area di Monte Luco-Tregiovo e nel Trentino meridionale, dominano le rocce vulcaniche e sub-vulcaniche con carattere seriale subalcalino e affinità magmatica calcalcalina.

Si estendono per un'area di circa 2000 km² con orientazione NNW-SSE , hanno uno spessore che può arrivare anche ai 2000 metri al di sopra del basamento metamorfico pre-Permiano e della locale copertura sedimentaria (*Conglomerato di Ponte Gardena*) con un limite erosivo.

Distribuzione e spessore delle varie unità vulcaniche sono pesantemente condizionate, anche in questo distretto, dalla tettonica. Giocano un ruolo importante le faglie dirette permiane, ma anche i fenomeni di collasso calderico; secondo Urs Schaltegger e Peter Brack (2007) alcune delle maggiori unità vulcaniche del AG sono più che altro dei riempimenti di caldere collassate poste al di sopra di camere magmatiche crostali superficiali. La zona trentino-tirolese si presta come uno degli esempi migliori riguardo questa teoria, ma l'unione delle due fornisce una spiegazione della genesi di tali unità più completa.

I prodotti magmatici, quali duomi flussi di lava, pyroclastic flows, surge deposits e ignimbrici, si impostano seguendo la geometrie dei bacini sin-vulcanici creatisi in questo contesto. In particolare si può notare un maggiore collasso delle aree poste a sud est del distretto bolzanino, ciò provoca un maggiore spessore e una maggiore estensione delle unità vulcaniche più recenti, rispetto al settore di Merano. Anche nel Trentino meridionale si riscontra un simile effetto, nella zona di Val di Cembra si ha spessore massimo dell'unità più giovani (come a sud di Bolzano) che vanno a scomparire verso Civezzano e verso il lago di Caldonazzo. Date queste osservazioni è probabile l'esistenza di varie caldere di età diversa,

spazialmente e strutturalmente sovrapposte o affiancate, legate comunque ad una tettonica prevalentemente distensiva.

È importante ricordare anche i corpi plutonici e sub-vulcanici, come i laccoliti, di composizione prevalentemente acida (apofisi di Cima d'Asta) che basica, i quali si impostano all'interno del basamento metamorfico e delle vulcaniti permiane. Inoltre si rinvencono numerosi corpi filoniani, che tagliano esclusivamente il basamento metamorfico, i quali sono legati quasi sicuramente alla risalita dei magmi permiani. Esistono alcuni filoni di composizione prevalentemente riolitica che tagliano alcune formazioni del GA, come ad esempio quello che taglia le lave andesitiche della formazione di Cembra, considerato l'adduttore delle lave riodacitiche e riolitiche superiori (*Formazione di Gargazzone*, *formazione di Ora*).

L'attività magmatica del distretto Trentino, è associato ad un ambiente di formazione subaereo. Non può essere divisa temporalmente in periodi, infatti ha una durata relativamente breve, 10/15 Milioni di anni, si origina e si esaurisce fondamentalmente entro il Permiano Inferiore (300 Ma - 270 Ma).

È più opportuno, quindi, parlare di ripetizioni cicliche nel tempo di emissioni lavico-ignimbritiche da un sistema di fratture, che sono verificate dalla presenza di corpi filoniani.

Si riconoscono quattro cicli di attività:

- I. Il primo ciclo si riferisce ad una saltuaria e iniziale attività magmatica effusiva, evidenziata dalla presenza di clasti di lave andesitiche e riodacitiche all'interno del *Conglomerato Basale* (CGB) e da *tuff* riolitici, che si intercalano ad esso e/o si sovrappongono direttamente al basamento metamorfico. Questi prodotti sono considerati parte del Conglomerato Basale (CGBa) e raggiungono uno spessore di pochi metri.

- II. Il secondo ciclo è caratterizzato da una grande attività effusiva, si ha la messa in posto di lave andesitiche e duomi dacitici che appartengono alla *formazione di Buss* (LUB, LUB1) con spessori che raggiungono anche i 300 metri. Al di sopra di questi si impostano con uno spessore di 100

metri, condizionate dagli edifici vulcanici sottostanti, ignimbriti riodacitiche le quali fanno parte della *formazione di Castelliere* (ICT). Intercalate ad esse si trovano tufi laminati e breccia tuff (ICTa). Verso l'esaurimento di questa attività effusiva, si ha un cambiamento nella composizione che da acida passa ad intermedio-basica con la messa in posto di lapilli *tuff* dacitico-andesitici (ICTb) che toccano spessori di qualche decina di metri, e localmente epiclastiti riodacitiche (ICTc).

- III. Ciclo caratterizzato da duomi dacitici appartenenti alla *formazione di Piné* (LPE) con potenza massima di 250 metri, ai quali si sovrappongono colate laviche, di composizione andesitica, spesso idrotermalizzate, associate alla *formazione di Cembra* (LMB), che assumono una forma tendenzialmente tabulare con un notevole spessore, 500 metri. Contemporaneamente all'attività effusiva si ha un'attività di tipo esplosivo testimoniata da livelletti di tuff intercalati nella parte alta ai prodotti lavici (LMBb). Dopo di essa si ha un'interruzione dell'attività magmatica con successivo approfondimento calderico e intensa erosione dei pendii della depressione vulcanica, testimoniata da livelli di conglomerati e breccie epiclastiti al tetto della sopradetta formazione (LMBa).

L'attività riprende con la messa in posto di duomi lavici riodacitici appartenenti alla *formazione di Gries* (IGR), che raggiungono uno spessore di 200 metri. Il terzo ciclo si conclude con l'emissione di grandi quantità di prodotti piroclastici, ignimbriti di composizione riodacitica, che costituiscono la *formazione di Gargazzone* (IGG). Localmente presenta livelli di *tuff* stratificati associati a fenomeni di *surge* (IGGa) e livelli isolati di vulcanoclastiti a clasti spigolosi riodacitici (IGGb), ai margini delle caldere dove avvengono processi di collasso gravitativo, ovvero caduta di detrito e movimenti in massa.

- IV. L'ultimo ciclo vede la messa in posto di duomi lavici riodacitici e riolitici, rispettivamente appartenenti alla *formazione di Regnana* (LRE) e alla

formazione di Bosco (LBS), che raggiungono spessori compresi tra i 100 e i 150 metri, ai quale segue l'ultimo sprofondamento calderico del Gruppo Vulcanico Atesino. Questo porta, a conseguenti emissioni di gigantesche colate di flussi piroclastici di composizione riolitica, che alla base, con uno spessore di 150 metri, costituiscono la *formazione di Lona* (LNA) e al tetto la *formazione di ORA* (ORA) che raggiunge da sola ben 800 metri di spessore. Localmente si riscontrano anche *neck* vulcanici che costituiscono sostanzialmente la “rampa di lancio”, o meglio i camini di adduzione, delle ignimbriti riolitiche (ORAb) e, al tetto, livelli di *tuff* stratificati e laminati associati anche in questo caso, ad eventi di *surge* (ORAA).

Queste ingenti colate di flusso piroclastico determinano la fine della attività magmatica permiana nel distretto del Trentino meridionale e nella zona di Bolzano.

Al di sopra del Gruppo Vulcanico Atesino, nel Permiano Superiore, si vanno ad impostare solamente facies sedimentarie. Si ritrova anzitutto un intervallo conglomeratico di 5/10 metri (*conglomerato di Sesto*), costituito da clasti ignimbricitici arrotondati-subarrotondati immersi in una matrice arenacea di colore grigio rosso, che indica la progressiva erosione delle vulcaniti permiane. Sopra di esso o direttamente sopra le vulcaniti, si riconoscono con uno spessore di 70/80 metri, arenarie grossolane ricche in quarzo, poco compatte, di colorazione prevalentemente rossastra, seguite da arenarie grigie con resti vegetali intercalate a siltiti marnose e marne, litologie che denotano una genesi di ambiente fluviale (*Arenaria di Val Gardena*).

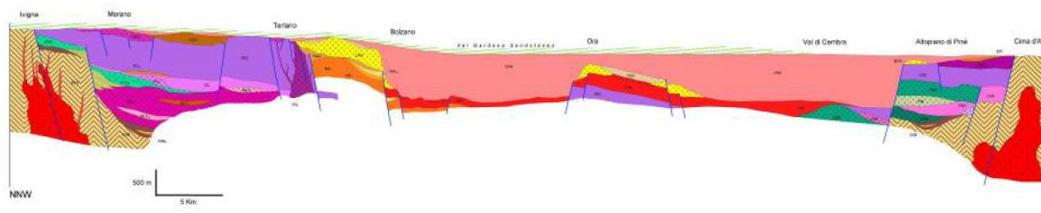


Figura 1: Sezione stratigrafica del Gruppo Vulcanico Atesino da Merano a Cima d'Asta in direzione NNW-SSE. E' evidente dal transetto che esistono due principali collassi calderici gestiti da faglie dirette, uno che interessa l'IGG ma soprattutto quello che interessa la formazione di ORA (che ne giustifica gli spessori). 1cm=2km

1.3. Tettonica

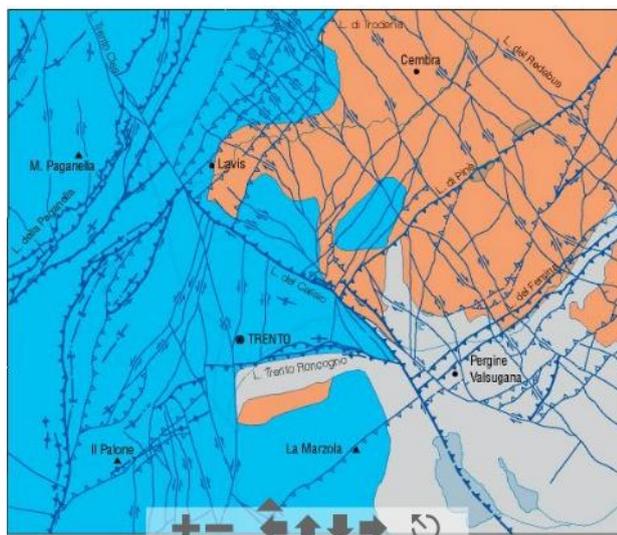


Figura 2: Schema tettonico dell'area circostante la città di Trento. Si nota molto bene il complesso sistema di faglie (trascorrenti, di scorrimento, inverse e normali) che si imposta in questa zona. Sono nominate anche le faglie che interessano il GA meridionale: linea del Caisio, linea del Fersina, linea di Pinè, linea del Redebus e linea della Valsugana.

(faglie inverse con angolo $<$ ai 30°), faglie distensive sin-vulcaniche.

Per quanto riguarda il Gruppo Vulcanico Atesino è stato già detto in precedenza che è fortemente condizionato da una tettonica distensiva, quindi è giusto spiegare un po' più nel dettaglio l'assetto strutturale di questo complesso.

I margini del GA sono palesemente tettonici, sono costituiti da faglie normali e sono: a sud la paleolinea della Valsugana, la linea di Funes a nord, l'allineamento Calisio-Trento-Cles a ovest e la linea del Rolle a est, oltre a questi lineamenti non si denota la presenza delle vulcaniti permiane.

Anche l'area del settore meridionale (Val di Cembra, Altopiano di Pinè, ecc.) si inserisce in questo contesto distensivo con l'evidenza di faglie importanti orientate secondo queste due direzioni principali ENE-WSW e WNW-ESE. Due sono già state nominate e sono la Linea della Valsugana e la linea del Calisio.

La prima paleolinea, costituiva come già detto, il confine meridionale delle vulcaniti che non hanno potuto espandersi oltre a causa di un altostrutturale creato dalla stessa (Altopiano di Asiago, Recoaro Terme, Val di Sella). La seconda, la

L'assetto strutturale dell'area del Trentino meridionale, nell'insieme mostra una organizzazione complessa, perché si sovrappongono strutture tensionali più antiche di età tardo-paleozoica e mesozoica, a strutture compressive cenozoiche legate

all'orogenesi Alpino-Himalayana, che oblitera deformazioni già esistenti e riattiva invertendo in thrust

paleolina del Calisio, costituisce una faglia listrica (associata alla precedente) est vergente con direzione NW-SE, che ha impedito, grazie alla sua conformazione, l'espansione di ingenti quantità di prodotti piroclastici verso ovest (affiorano infatti solo LUB e ICT in corrispondenza del Parco Gocciadoro a Trento). Ad essa si associano faglie normali coniugate sintetiche ed antitetiche (ovest vergenti) che producono una struttura ad horst e graben con conseguente crescita del bacino vulcanico verso est. Una configurazione di questo tipo, unita a fenomeni di collasso calderico, influenza l'espansione dei prodotti vulcanici, si ritrovano infatti ignimbriti di età sempre più giovane verso nord-est fino alla paleolina del Rolle che può essere considerata il limite orientale del Gruppo Vulcanico Atesino. Un'altra faglia importante è la Linea del Fersina, che parte dall'abitato di Pergine Valsugana per proseguire poi, lungo il fianco destro della Valle del Fersina. Faglia di sovrascorrimento odierna, durante il Permiano Inferiore aveva carattere distensivo, abbassando il settore sud orientale (Vignola-Falesina, Frassilongo, ecc.), permettendo una maggiore deposizione rispetto ad ovest dei prodotti che poi comporranno il Conglomerato basale, e anche influenzando gli spessori della *formazione di Castelliere* in quanto fungeva da cammino per la risalita sia di queste lave che di quelle della *formazione di Piné e di Cembra*.

Anche la Linea di Piné, che scorre in direzione nord-est da Civezzano a Brusago passando per i laghi di Serrai e delle Piazze, nel Permiano ribassava il settore sud-orientale ciò è testimoniato dall'aumento degli spessori di ICT e di IGG.

Perpendicolare ad essa si estende in direzione NW-SE la Linea del Redebus faglia trascorrente che procede per il Passo che porta il suo stesso nome, per Centrale e si snoda in Val di Cembra passando per Faver. Abbassa le lave più recenti della *formazione di Gargazzone* rispetto alle lave andesitiche della *formazione di Cembra*.

Alcune delle faglie sopra nominate non hanno mantenuto il loro carattere distensivo, infatti hanno acquisito un nuovo assetto in seguito agli eventi postcollisionali alpini neogenici. Nel Miocene la paleolina della Valsugana è stata riattivata creando il thrust della Valsugana, mentre la paleolina del Calisio, la

paleolina di Piné e la paleolina del Fersina sono diventate faglie di sovrascorrimento.

2. Metodi di lavoro

2.1. Campionamento

SIGLA FORMAZIONE	NOME FORMAZIONE	LUOGO CAMPIONAMENTO	N. CAMPIONE	QUALITÀ
ORA	Formazione di Ora	Lago di monticcolo (BZ)	IF 20	B
ORA	Formazione di Ora	Faver (TN)	IF-8	B
(IGR) IGG	Formazione di Gries	Lago di Caldaro (BZ)	IF 21	B
LRE	Formazione di Regnana	Regnana (Torrente Regnana)	IF-10	M. A.
LBS	Formazione di Bosco	Gazzadina (maso Monauni)	IF-12	M. B.
IGG	Formazione di Gargazzone	Campolongo (lago di Serrai-a-lago delle Piazze)	IF-6	P.A.
LNA	Formazione di Lona	Lona	IF-11	B.
LMB	Formazione di Cembra	Sant' Orsola-Mala / m. Costalta	IF-7 / IF-9	M. A.
LPE	Formazione di Pinè	Baselga di Pinè	IF-5	B.
ICT	Formazione del Castelliere	Serso	IF-1	N.B.
LUB	Formazione di Buss	Località Buss	IF-4	M. B.

Tab. 1. Sono indicate le varie formazioni del Gruppo Vulcanico Atesino in ordine stratigrafico dalla più vecchia alla più recente. La formazione di Gries non è presente, in quanto nel Trentino meridionale non affiorano particolarmente come nel settore altoatesino, e spesso è nascosto dalla copertura sedimentaria o da costruzioni antropiche.

M.B.=Molto Buono, B= Buono, N.B.=Non Buono, P.A.= Parzialmente Alterato, M.A.= Molto Alterato.

Per questa tesi è stato eseguito un lavoro di campionamento in campagna, ovvero sono stati raccolti diversi campioni di roccia delle varie unità del Gruppo Vulcanico Atesino e poi utilizzate per le analisi in laboratorio

Verranno ora descritte le caratteristiche che si riscontrano in scala di affioramento, di ogni singola formazione del Gruppo Vulcanico Atesino campionata.

LUB – Formazione di Buss

Questa unità affiora soprattutto a sud dell’altopiano di Piné (Viarago, Nogaré, Seregnano, Fornace, Buss) e nella bassa Val Fersina, sulla sinistra idrografica del torrente, a nord di Frassilongo. Il campione è stato raccolto lungo un affioramento posto lungo la strada (al secondo tornante) che porta al piccolo paesino di Buss.

È composta da lave andesitiche che a scala dell’affioramento si mostrano compatte e di un colore grigio scuro-violaceo. A occhio nudo si nota la tessitura porfirica, fenocristalli di aspetto vetroso (quarzo), e diversi di aspetto opaco, plagioclasti.

ICT – Formazione del Castelliere



Figura 3: Affioramento di ICT-Formazione del Castelliere.

Ignimbriti riodacitiche e andesitiche che si impostano sopra al LUB, e affiorano nelle stesse zone, quindi negli abitati a sud dell’altopiano di Piné e sul versante sinistro del fiume Fersina. Il campione è stato raccolto in località Montesei di Serso (centrale idroelettrica di Serso) vicino al Rio Negro.

A scala dell’affioramento è evidente l’aspetto tufaceo della roccia. Si presenta con un colore grigio-rossastro.

Ad un occhio attento il campione risulta alterato, molto probabilmente questa alterazione è avvenuta durante le fasi magmatiche idrotermale.

LPE – Formazione di Piné



Figura 4: Particolare di un affioramento di spessore di 4-5 metri di LPE. Come si può notare dalla fotografia, la superficie "fresca" della roccia, mostra molto bene i fenocristalli di plagioclasio e di quarzo.

Questa formazione è costituita da lave dacitiche che affiorano sull'altopiano di Piné, prevalentemente a sud-est della linea di Piné, in corrispondenza dei paesi di Faida, Montagnaga e Baselga di Piné, dove è stato appunto raccolto il campione.

Hanno un aspetto compatto e a blocchi e si presentano con un colore grigiastro.

LMB – Formazione di Cembra



Figura 5: Affioramento di LMB. Si nota il colore grigio nerastro che caratterizza questa formazione.

Le lave andesitiche della formazione di Cembra, affiorano soprattutto tra la linea di Piné e la linea del Fersina a nord di Viarago, a Mala e alla base del Doss di Costalta (Miola).

Campioni di questa unità sono stati raccolti in ognuna delle località sopra citate, per cercare un esemplare che potesse essere

utilizzato per le analisi in laboratorio, ma non si è riusciti a trovare un campione soddisfacente a causa dell'intensa alterazione idrotermale, giustificata dalla presenza di cristalli di pirite nel campione prelevato sopra Mala. A Centrale è stato distinto, nonostante l'alterazione, il limite tra le lave della formazione di Piné e quelle della formazione di Cembra.

LNA – Formazione di Lona



Figura 6: Affioramento lungo strada della formazione di Lona.

Lave dacitiche e riodacitiche che affiorano in Val di Cembra, il campione è stato raccolto a Lona (in direzione Segonzano).

Si presenta con un colore rossastro-violaceo, ed è ben evidente ad occhio nudo la struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasio e biotite, e pochi cristalli di quarzo.

IGG – Formazione di Gargazzone

Queste ignimbriti riodacitiche si rinvencono in tutta la Val di Cembra (ad esempio Lases) e affiorano in maniera estesa sul Doss di Costalta al di sopra delle lave del LMB. Il campione è stato raccolto lungo strada, tra il lago della Serraiia e il lago delle Piazze e presenta una colorazione grigiastrea.

LBS – Formazione di Bosco

Lave riolitiche e riodacitiche affiorano nella porzione sud occidentale del GA tra gli abitati di Meano e Gazzadina. Il campione è stato raccolto da un affioramento lungo strada, presso l'abitato di Gazzadina (Maso Monauni-Zadron). La roccia presenta un colore rosa chiaro anche se in parte risulta alterata, conferendogli un colore giallognolo. Sono molto evidenti, con la loro caratteristica lucentezza vetrosa i cristalli di quarzo.

LRE – Formazione di Regnana

I campioni di queste lave dacitiche, riodacitiche, sono stati raccolti a Regnana presso "La Centrale" (a destra del rio Regnana), e osservati anche a Passo del Redebus e a Sant'Orsola. In tutti i tre i casi si presentavano particolarmente alterati, quindi sono stati direttamente scartati.

IGR – Formazione di Gries

Questa formazione non è particolarmente presente nel settore meridionale delle vulcaniti permiane, affiora nell'abitato di Cembra e di Faver; si è tentato di campionare queste ignimbriti riolitiche ma i campioni risultavano appartenere sempre alla formazione sovrastante (ORA). Si è preferito quindi campionarla nel settore altoatesino, nei pressi del Lago di Caldaro, ma ad un'attenta analisi microscopica il campione è stato attribuito alla formazione di Gargazzone.

ORA – Formazione di Ora

Questa formazione è costituita da ignimbriti riolitiche, ultima attività vulcanica del GA, affiora estesamente in tutta la Val di Cembra e sulla parte sommitale del Dosso di Costalta (Bedollo, Cembra, Lisignago, Faver, Rizzolaga, Campolongo). Il campione raccolto a Faver da un affioramento lungo strada di aspetto compatto, presenta un colore rosso e si riconoscono molto bene, fenocristalli di quarzo, plagioclasio e biotite. Un campione di Ora è stato raccolto anche a Lago di Monticello in provincia di Bolzano.

2.2. Analisi di laboratorio

Dopo il campionamento in campagna, si sono scelti i campioni più rappresentativi e in buono stato (non alterati) e si è proseguito con le analisi in laboratorio.

I metodi utilizzati sono stati sostanzialmente tre. Un'analisi preliminare è stata eseguita con il microscopio petrografico, o microscopio ottico polarizzatore a luce trasmessa, che differisce dai normali microscopi per la presenza di un polarizzatore e di un analizzatore che permettono di mostrare delle caratteristiche intrinseche dei minerali e ne permettono il riconoscimento. Per quest'analisi i campioni prescelti sono stati ridotti in sezione sottile ad uno spessore di 30 micron. È stata eseguita anche l'analisi chimica sui campioni prescelti, con lo spettrometro a fluorescenza (XRF), è una tecnica che permette di conoscere la composizione elementare di un campione attraverso l'eccitamento degli atomi con raggi x e raggi gamma i quali emettono a loro volta una radiazione con lunghezza d'onda maggiore di quella incidente. Ogni valore di frequenza emessa, rappresentata da una lunghezza d'onda, corrisponde ad un particolare elemento perché i livelli energetici degli atomi sono quantizzati.

Attraverso l'utilizzo della microsonda elettronica (EMPA) è stata eseguita un'analisi chimica puntuale sui singoli minerali, in particolar modo su feldspati e biotiti. La sezione sottile di 30 micron viene bombardata da un fascio di elettroni, ed emette raggi x ad una frequenza caratteristica in base all'elemento, permettendo di misurarne la concentrazione.

3. Elaborazione dati

3.1. Descrizione dei campioni con microscopio a luce polarizzata

Per l'analisi col microscopio petrografico i campioni sono stati selezionati secondo criteri di qualità e in base alla presenza di inclusioni fluide all'interno dei cristalli di quarzo. Sono stati analizzati quindi le seguenti sezioni sottili: IF – 5, IF- 6, IF – 8, IF – 11, IF – 12, IF – 20, IF -21.

IF – 5 LPE - Formazione di Piné

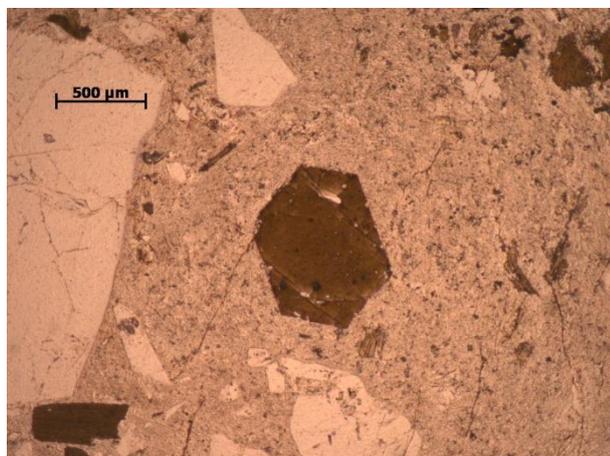


Figura 7: IF 5 BT-1 NP. È evidente l'abito pseudo-esagonale della sezione basale di un cristallo di Biotite (001).

alotriomorfi, e spesso si notano anse di riassorbimento (embayed quartz) dovute a corrosione magmatica; in alcuni cristalli si rinvengono inclusioni di fluidi o vetro parzialmente ricristallizzato. La biotite pleocroica, ad eccezione delle sezioni basali, in questa sezione presenta per la maggior parte un aspetto “fresco”, talvolta sono presenti alterazioni in clorite. Nei cristalli di quarzo che presentano fratture si nota l'entrata di “fluido di biotite”. La pasta di fondo è composta da microcristalli di plagioclasio soprattutto, di quarzo e di biotite; si notano degli intrecci seriali di piccoli cristalli di plagioclasio e quarzo. La roccia presenta una

I minerali fondamentali che ritroviamo sono in ordine di abbondanza fenocristalli di **plagioclasio, quarzo, biotite e pirosseno (rombico e monoclino)**. Diversi plagioclasii presentano abito subedrale, e geminazioni tipiche, presentano alterazione in calcite e sericite.

Il quarzo si presenta in cristalli

struttura ipocristallina (presenza di vetro <al 60%) a grana media con presenza di fenocristalli.

IF – 11 LNA – Formazione di Lona

La roccia presenta una struttura porfirica. I fenocristalli sono costituiti per circa l'80% da **plagioclasio e feldspato alcalino**, e il restante da **biotite e scarso quarzo**. Come minerali accessori si trovano **anfibioli e pirosseni**. Il quarzo è molto fratturato (frattura concoide). Il plagioclasio si mostra spesso alterato con un caratteristica colorazione arancione e a nicols incrociati esibisce la classica geminazione Albite - Carlsbad. La biotite si presenta in cristalli idiomorfi, per lo più allungati e di forma tabulare, caratteristico è un esemplare che si è embriciato e “piegato” su un cristallo tabulare di plagioclasio seguendo la struttura a flusso della matrice criptocristallina. Presenta esemplari pleocroici, ma anche di un colore marrone intenso (probabilmente più ricca in titanio), altera in clorite e presenta un bordo di reazione costituito da ossidi di ferro, distinguibili perché opachi sia a nicols incrociati che a luce polarizzata.

IF – 6 IGG - Formazione di Gargazzone (TN)

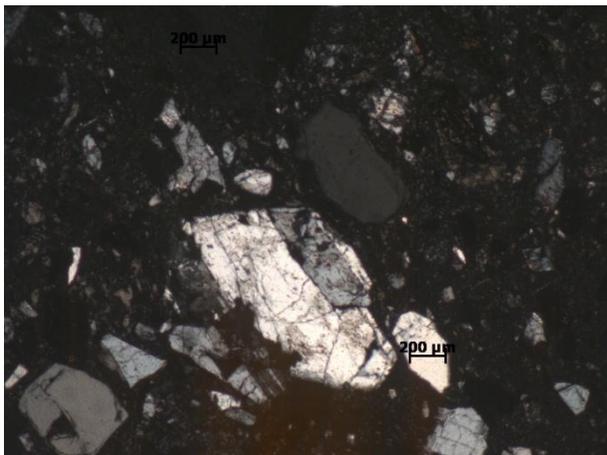


Figura 8: Sezione IF 6 PLG-1 NX. La figura mostra un cristallo di plagioclasio molto fratturato e alterato. Sullo sfondo è visibile la struttura eutassitica.

Roccia costituita da fenocristalli di **quarzo, plagioclasio, biotite e sanidino** in una matrice microcristallina. Fenomeni metasomatici sono presenti in quasi tutta la sezione sottile; il plagioclasio, avente geminazione Carlsbad, presenta un intensa fatturazione e alterazione in sericite, la biotite

altera in clorite e in minerali opachi. Il quarzo si presenta molto fratturato. Sono presenti come minerali accessori anche gli anfibioli. La pasta di fondo è composta da quarzo e feldspati di dimensioni microscopiche e presenta una struttura eutassitica (cristalli frammentati e frammenti vetrosi) e fluidale.

IF – 12 LBS Formazione di Bosco

In questa roccia è abbondante il **quarzo**, che si presenta sottoforma di fenocristalli con frattura concoide o “esplosi”. In diversi esemplare si notano anse di riassorbimento. È presente anche, in gran quantità il **sanidino**, k-feldspato con abito euedrale che in questa sezione raggiunge dimensioni molto grandi (5 mm), in alcuni casi, anche più grandi del quarzo stesso, ma generalmente hanno misure più piccole, talvolta è sostituito da fasi secondarie. La biotite è presente in piccole quantità e altera in minerali opachi. La sezione sottile presenta un colore di fondo rosato, probabilmente dato dalla sostituzione di biotite in ematite. La tessitura è porfirica. Si rinvencono anche inclusioni vetrose e un inclusione di apatite all’interno del Quarzo.

IF – 21 (IGR) IGG –Formazione di Gargazzone (BZ)

Questa sezione sottile inizialmente era stata attribuita a alla *Formazione di Gries*. Analizzando il campione in sezione sottile si sono riconosciuti fenocristalli di quarzo a spigoli vivi, caratteristica nettamente opposta nei quarzi delle ignimbriti di IGR, i quali presentano contorni arrotondati. Il quarzo è appunto il minerale più abbondante, seguito dal plagioclasio che si presenta in fenocristalli fratturati e alterati in sericite (forse calcite). La Biotite, ben visibile, è idiomorfa e pleocroica, con un colore che va dal bruno al verde, diversi esemplari si mostrano alterati in clorite e ossidi di ferro. A nicols incrociati, invece, si notano colori di interferenza molto accesi, quasi evidenziatore (rosa, verde, blu), e corrispondo agli esemplari più pleocroici a nicols paralleli. La si trova anche allungata e deformata, segue un flusso o entra come nelle fratture dei plagioclasii e dei quarzi; la tessitura quindi è eutassitica. Sono presenti anche k-feldspati come il sanidino e anche vetro.

IF – 8 ORA – Formazione di Ora (TN)

La roccia mostra fenocristalli di quarzo (embayed quartz) con bordi arrotondati, sono più grandi e più abbondanti rispetto al plagioclasio che è presente in

fenocristalli di piccole dimensioni (anche molto piccole) con le caratteristiche geminazioni Carlsbad e tartan. La biotite euedrale, pleocroica, si presenta spesso piegata e deformata, segue un flusso che però in questo vetrino non sempre è molto evidente a causa dei microcristalli nella pasta di fondo che sono comunque distinguibili. La tessitura comunque risulta essere nel complesso eutassitica e fluidale. Sono presenti inclusioni vetrose.

IF – 20 ORA – Formazione di Ora (BZ)

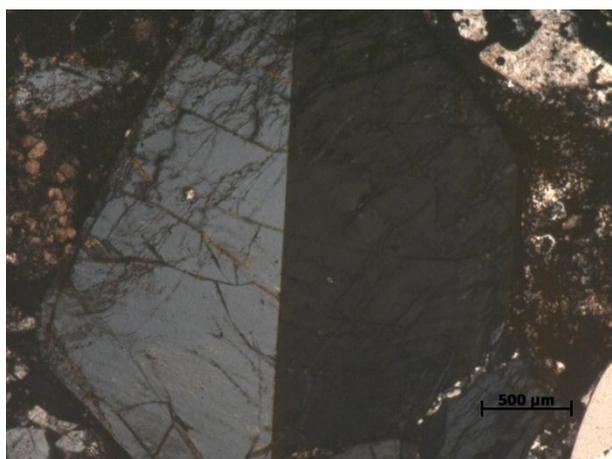


Figura 9: IF 20 2,5 KFELD NX. Cristallo di K-feldspato (Sandino) con geminazione Carlsbad monosintetica.

Sezione sottile della stessa formazione descritta sopra, ma con la differenza che è stata campionata in provincia di Bolzano. Le composizione è praticamente la stessa, fenocristalli di quarzo e plagioclasio e sanidino. La

biotite più che altro si rinviene nella matrice. Sono presenti pirosseni e pigmentazioni di idrossidi di ferro e ossidi di ferro neri a nicols paralleli e incrociati. Presenza di linee di flusso e cristalli frammentati e allungati (tessitura eutassitica), caratteristica di rocce piroclastiche molto vetrose.

Melt Inclusions



Figura 10: Melt inclusions all'interno di un cristallo di quarzo appartenente all'ignimbrite riolitica della *formazione di Ora*. Vicino alle due inclusioni si nota una frattura riempita. (Szione sottile IF - 20, ingrandimento 20x).

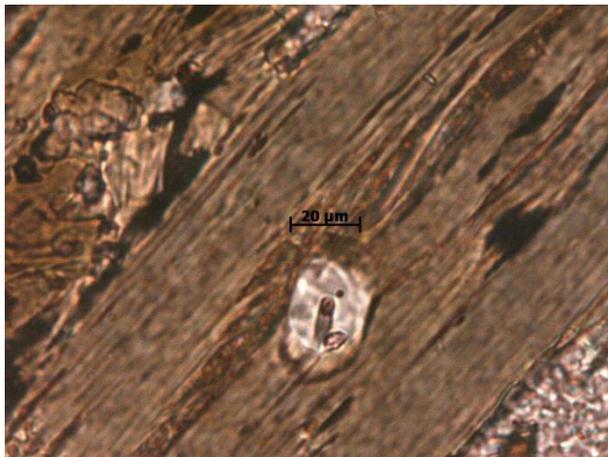


Figura 12: Melt inclusion all'interno di un cristallo di biotite delle ignimbrite riolitiche della *formazione di Ora* campionata in Val di Cembra (TN). Sembra che sia cresciuto all'interno dell'inclusione un microscopico cristallo rosato. (Sezione sottile IF - 8, ingrandimento 50x).

Durante l'analisi con il microscopio ottico polarizzatore a luce trasmessa, è stato scoperto che all'interno di alcuni cristalli sono preservate delle inclusioni vetrose. Le *melt inclusions*, sono delle piccole "bolle" di vetro magmatico di dimensioni micrometriche (tra i 20 e i 50 μm) che vengono intrappolate in condizione di alte pressioni e temperature all'interno di alcuni cristalli. Queste sono molto importanti perché forniscono informazioni sulla composizione e sull'evoluzione del magma originario. Si rinvennero preferenzialmente all'interno dei cristalli di quarzo, ma anche in altri minerali, ad esempio la biotite. Una maggiore quantità di inclusioni è stata riconosciuta all'interno dei cristalli di quarzo delle lave riolitiche-riodacitiche

della *formazione di Bosco* e delle ignimbrite riolitiche della *formazione di Ora* campionate a lago di Monticcolo (BZ), esse sono i prodotti più giovani di tutto il Gruppo Vulcanico Atesino. Mentre le rocce che le ospitano possono subire

fenomeni di alterazione, anche piuttosto spinta, le melt inclusions non risultano essere alterate.

3.2. Spettrometro a fluorescenza a raggi x (XRF)

L'analisi chimica della composizione totale delle rocce studiate è stata eseguita con l'ausilio dello spettrometro a fluorescenza (XRF), ed è stata effettuata sui seguenti campioni: IF – 5 Formazione di Pinè, IF – 21 Formazione di Gargazzone, IF -12 Formazione di Bosco, IF – 8 Formazione di Ora (campionata in provincia di Trento) e IF – 21 sempre Formazione di Ora (campionata in provincia di Bolzano).

Nella tabella sottostante vengono riportati i valori ottenuti per gli elementi maggiori.

	IF5	IF8	IF12	IF20	IF21
SiO₂	74.49	75.64	76.69	72.86	75.55
TiO₂	0.27	0.26	0.29	0.26	0.23
Al₂O₃	13.31	13.00	13.79	13.60	13.07
Fe₂O₃	2.06	2.14	1.01	2.74	1.41
MnO	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04
MgO	0.60	0.48	0.15	0.19	0.28
CaO	0.94	0.28	0.15	0.79	0.20
Na₂O	3.37	3.18	0.34	2.91	2.39
K₂O	4.19	4.68	6.90	5.97	6.09
P₂O₅	0.07	0.06	0.07	0.08	0.05

Tabella 1: Elementi maggiori delle unità prescelte. In verde sono segnati gli elementi che sono presenti in maggior quantità all'interno di queste rocce. IF – 5 formazione di Pinè, IF – 8 formazione di Ora (TN), IF – 12 formazione di Bosco, IF – 20 formazione di Ora (BZ), IF – 21 formazione di Gargazzone .

3.3. Microsanda elettronica (EMPA)

L'analisi in microsanda elettronica è stata eseguita su singoli minerali, quali feldspati, biotiti, anfiboli e inclusioni vetrose, ed ha permesso di calcolarne la concentrazione. Le sezioni scelte per questa analisi sono: IF – 5 (LPE), IF – 12

(LBS), IF – 6 (IGG provincia di Trento), IF – 8 (ORA provincia di Trento) , IF – 20 (ORA provincia di Bolzano).

4. Discussione

4.1. Analisi geochimiche

Data l'importanza delle *melt inclusions*, si è voluto confrontare la loro composizione innanzitutto con la composizione totale della roccia che le ospita e con i feldspati della medesime rocce, ma anche con la composizione totale delle rocce delle altre formazioni. Per fare questo si sono utilizzati i dati sugli elementi maggiori raccolti tramite lo spettrometro a fluorescenza a raggi x (XRF) e in particolare si è deciso costruire dei grafici SiO_2 versus Al_2O_3 , Na_2O e K_2O .

Per maggior chiarezza, le rocce analizzate che ospitano le *melt inclusions* in quarzo sono quelle della *formazione di Bosco* (IF – 12) e quelle della provincia di Bolzano della *formazione di Ora* (IF-20) (ORA); le rocce che non le contengono sono quelle della *formazione di Piné* (IF – 5), quelle della provincia di Bolzano della *formazione di Gargazzone* (IF – 21) e quelle della *formazione di Ora* (IF – 8) campionate in provincia di Trento. I silicati che vengono presi in considerazione nel grafico sono feldspati da attribuire ai campioni IF – 12 e IF – 20.

Innanzitutto, si nota come tutti i campioni, abbiano un elevato contenuto in silice, in media il 75 peso% e in alluminio (13 peso %) , seguiti da potassio e sodio. Si tratta quindi di rocce sialiche peralluminose ($\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$).

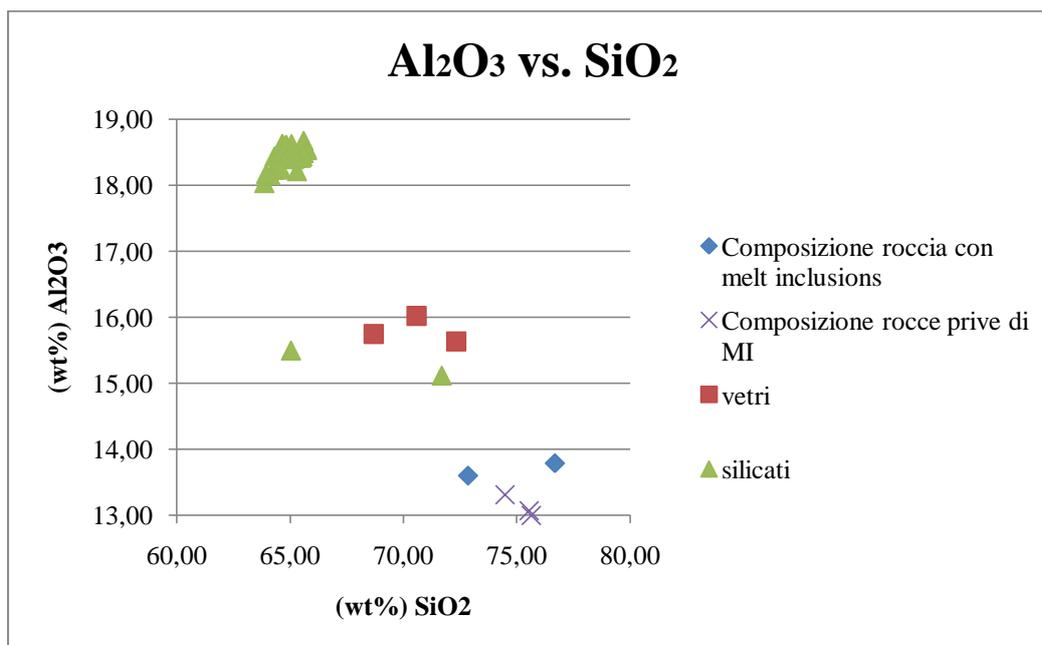


Grafico 1: Diagramma Al₂O₃ vs. SiO₂.

Quello che si osserva è che i vetri sono più ricchi in alluminio (15.6-16 peso %), ma più povere in silice rispetto alla composizione totale della rocce che li contengono e delle rocce prive di *melt inclusions*. La roccia ospitante le inclusioni è anche leggermente più alluminifera rispetto alle rocce che non le comprendono. Mentre i silicati delle rocce che possiedono melt inclusions hanno un contenuto molto maggiore in alluminio (18 – 19 peso %) rispetto ai vetri tranne che per due esemplari, che molto probabilmente corrispondono ai cristalli che contengono le inclusioni.

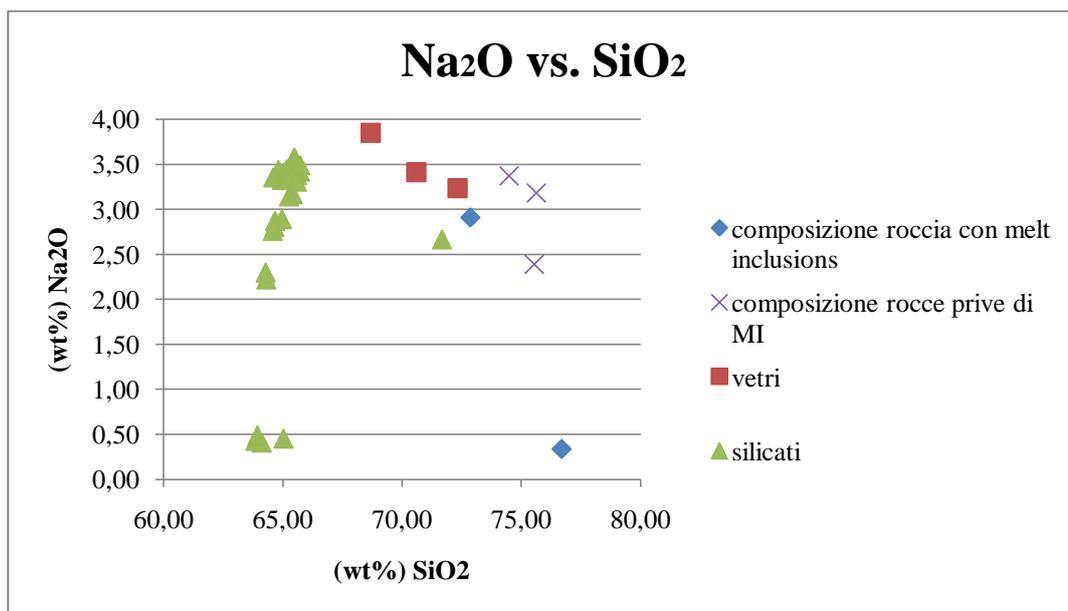


Grafico 2: Diagramma Na₂O vs. SiO₂.

La concentrazione di Na₂O è molto simile per la maggior parte dei silicati e i vetri, con valori che vanno dal 3 al 4 peso %. Si nota come la composizione totale del campione di roccia IF-20 (formazione di Ora) non disti molto dalla concentrazione di sodio contenuta nei suoi vetri e di quelli del campione IF-12 (formazione di Bosco), mentre la composizione totale di IF-12 è molto povera in sodio rispetto ai suoi vetri ma ha la stessa composizione di alcuni dei suoi silicati. Il contenuto in sodio delle rocce prive di inclusioni fluide ha valori simili a quelli dei vetri.

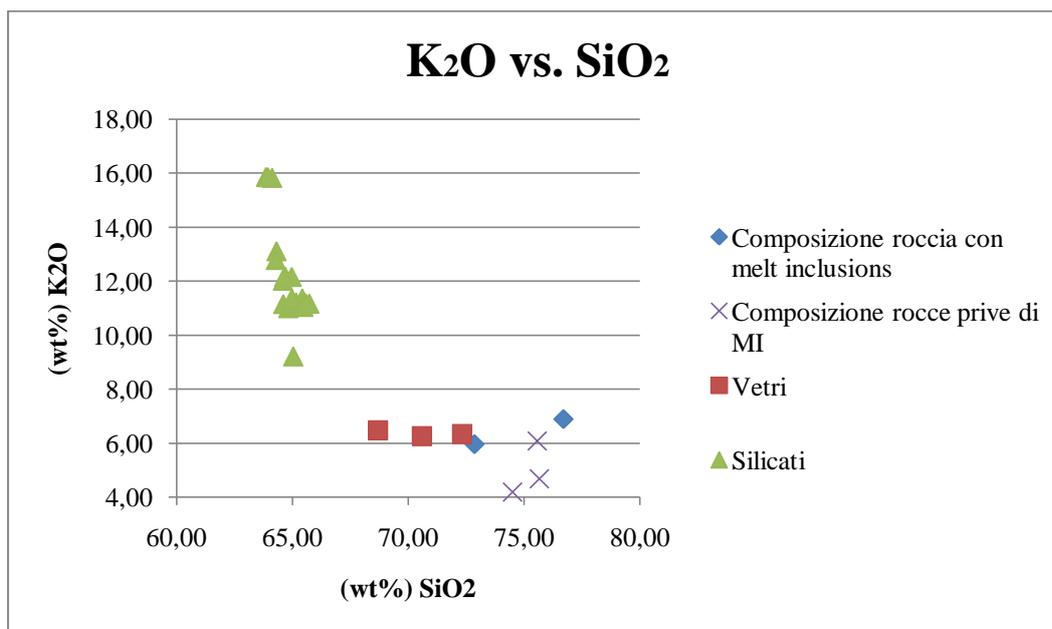


Grafico 3: Diagramma K₂O vs. SiO₂.

La composizione totale del campione di roccia IF-20 (*formazione di Ora*) ricalca praticamente il contenuto in potassio dell'inclusione contenuta in un suo cristallo di quarzo e delle inclusioni del campione IF – 12, che presenta una composizione leggermente più ricca in K₂O. La composizione delle altre rocce, rispetto ai vetri risulta più povera, tranne che per le ignimbriti della *formazione di Gargazzone*. I silicati hanno un trend di K₂O che va dal 9 al 16 peso % e risulta comunque più elevato rispetto alla concentrazione dei vetri. Ciò significa che i silicati che abbiamo preso in considerazione sono sostanzialmente k-feldspati, in particolare ortoclasio.

Possiamo appurare questa tesi calcolando innanzitutto la percentuale di albite, anortite e ortoclasio dei feldspati delle varie formazioni del Gruppo Vulcanico Atesino.

I risultati ottenuti mostrano che il trend generale dei feldspati delle varie formazioni è una maggior percentuale di feldspato potassico e di albite, rispetto all'anortite, che nella maggior parte dei casi, ha valori che non superano l'1%

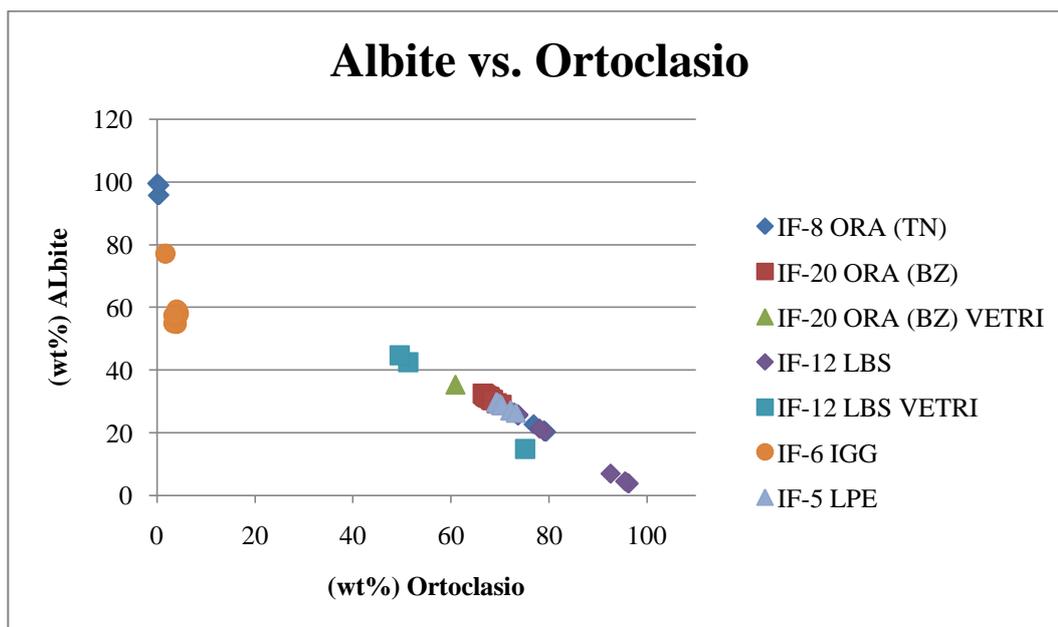


Grafico 4: Diagramma Albite vs. Ortoclasio. Mostra la concentrazione di albite e ortoclasio in alcune delle formazioni del Gruppo Vulcanico Atesino. A sinistra del grafico si nota che si hanno valori molto bassi di percentuale di ortoclasio, quindi si è voluto mostrare la questione in un altro grafico.

Dal grafico si può notare che man mano che mi sposto in alto nella colonna stratigrafica le formazioni diventano sempre più ricche in ortoclasio e più povere in albite. Fanno eccezione alcuni valori nella *formazione di Ora trentina* che presentano un contenuto in albite superiore al 95 % e i feldspati della *formazione di Gargazzone* dove il contenuto in ortoclasio non supera il 4 %.

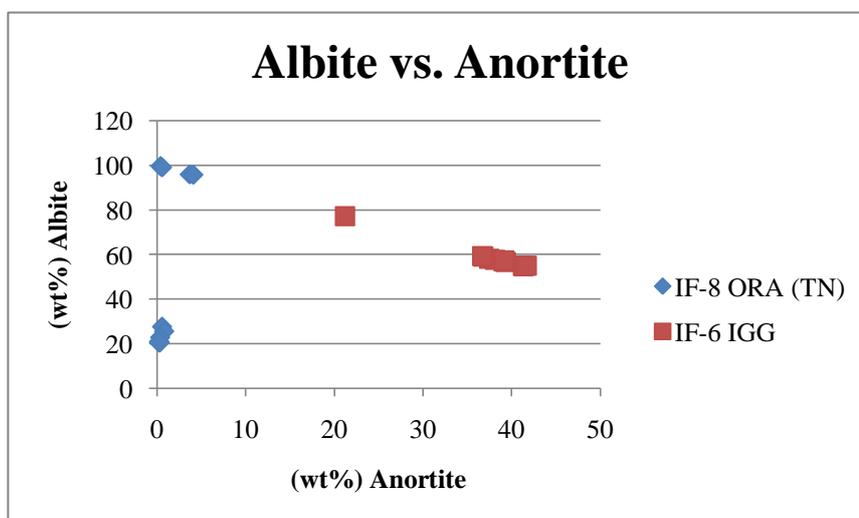


Grafico 5: Diagramma Albite vs. Anortite per i feldspati della *formazione di Ora* e della *formazione di Gargazzone*.

La coesistenza in alcune rocce di plagioclasio e feldspati ricchi in componente ortoclasio è indicativa di condizioni di cristallizzazione di bassa temperatura, come si può evincere dal diagramma sotto riportato.

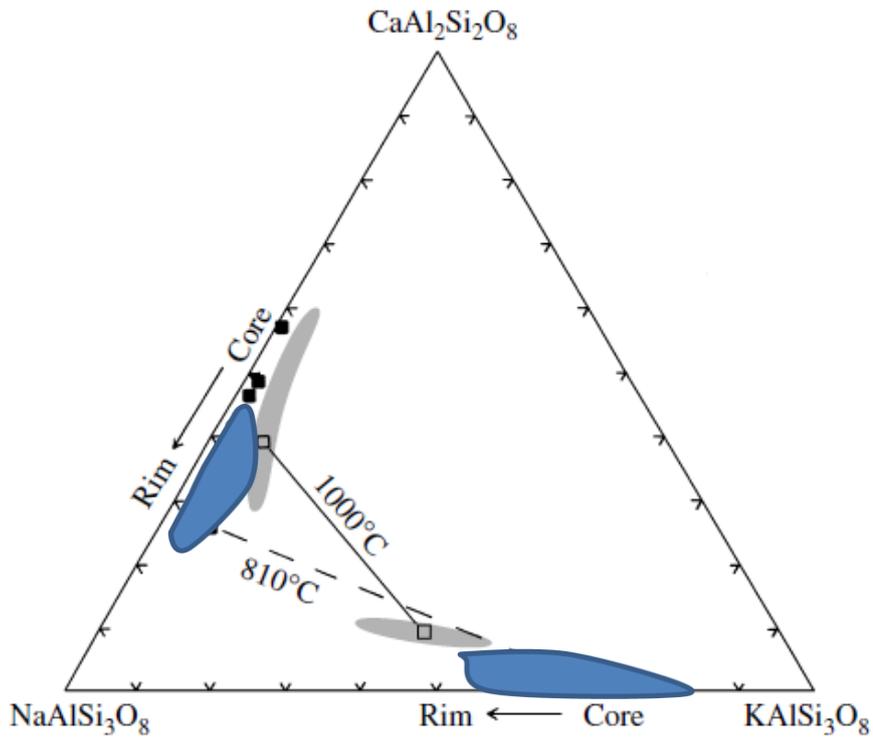


Grafico 6: Diagramma Albite-Anortite-K-feldspato

Le composizioni delle rocce e dei feldspati sono state plottate sul diagramma Quarzo-Albite-Ortoclasio (diagramma dei graniti). Le rocce si impostano in prossimità del minimo granitico di bassa temperatura e pressione, mentre i feldspati si plottano sul lato potassico del diagramma. Questo suggerisce che la camera magmatica da cui sono state eruttate le rioliti Atesine si trovasse ad una profondità inferiore a 5 km nella crosta.

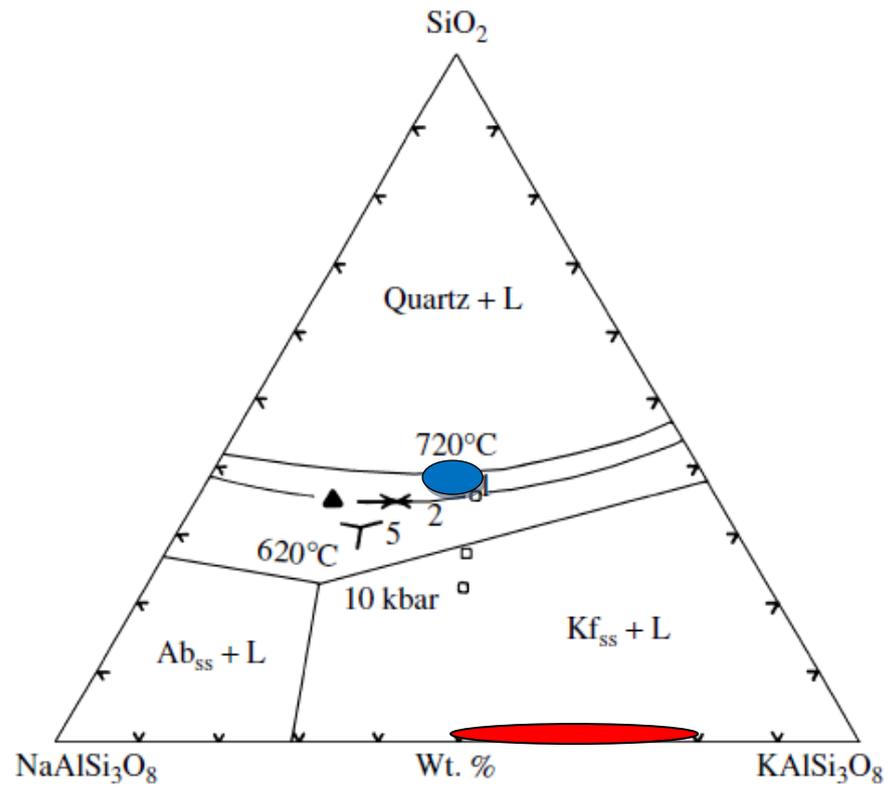


Grafico 7: Diagramma dei Graniti

Ulteriori informazioni sulla profondità e temperatura di cristallizzazione derivano dagli anfiboli analizzati nel campione IF12. Questi anfiboli (hastingsiti) suggeriscono temperature e pressioni di cristallizzazione di circa 730 °C e circa 2 kbar, rispettivamente (calcolati secondo Ridolfi et al., 2012). Queste condizioni P-T sono compatibili con le condizioni P-T desunte dal diagramma ternario granitico.

5. Conclusioni

La presenza di *melt inclusions* all'interno dei cristalli di quarzo delle ignimbriti della *formazione di Ora* e della *formazione di Bosco* danno informazioni sulla composizione del magma di origine. Tramite l'analisi dei feldspati e degli anfiboli si è potuto invece ricavare informazioni sulle temperature e la pressione dei magmi che compongono il Gruppo Vulcanico Atesino. Si sono perciò potute trarre le seguenti conclusioni.

La minor concentrazione di alluminio e di potassio delle *melt inclusions* rispetto ai silicati delle rocce che le contengono, indicherebbe quindi che il magma di partenza era un magma meno differenziato rispetto a quello che si è andato ad impostare in superficie con le ignimbriti riolitiche della *formazione di Ora*; giustificato anche dalla differenziazione minore delle formazioni più antiche rispetto a quelle più giovani.

I magmi delle rioliti Atesine si sarebbero formati ad una temperatura di 720°C e a pressioni di 2 Kbar in camere magmatiche superficiali ad una profondità di 6-7km nella crosta superiore. Tesi confermata dall'esistenza di corpi intrusivi sialici permiani ai margini del Gruppo Vulcanico Atesino nel basamento cristallino (plutone di Cima d'Asta).

La presenza di una camera magmatica poco profonda è compatibile con la formazione di una mega-caldera, lo svuotamento di una camera magmatica superficiale potrebbe infatti produrre una forte decompressione e di conseguenza il collasso di una vasta caldera in superficie, il che giustifica gli spessori di 1 Km che la *Formazione di Ora* raggiunge tra Bolzano e la Valle di Cembra.

6. Bibliografia

- Best Myron G., “Igneous and metamorphic petrology”, second edition, 2003, chapters 5-6, pages 87-147
- Quick J.E., Singoi S., Peressini G., Demarchi G., Wooden J.L., Sbisà A., “Magmatic plumbing of a large Permian caldera exposed to a depth of 25km”, *Geology*, 2009, 37: 603-606.
- Schaltegger U., Brack P., “Crustal-scale magmatic systems during intercontinental strike-slip tectonics: U, Pb and Hf isotopic constraints from Permian magmatic rocks of the southern Alps”, *Journal of Earth Science*”, 2007, 96: 1131-1151.
- Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 060 TRENTO, 2010.