



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA
FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.
CORSO DI LAUREA IN SCIENZE GEOLOGICHE

TESI DI LAUREA TRIENNALE

MAGMATISMO TRIASSICO
DELLE DOLOMITI OCCIDENTALI

“Triassic Magmatism of the Western Dolomites”

Laureando: Davide Corò

Relatore: Prof. Andrea Marzoli

ANNO ACCADEMICO 2009-2010

Un ringraziamento:

- al Prof. Angelo de Min dell'Università di Trieste per l'attività di campagna e i consigli;
- a Luca Zibera per gli articoli forniti;
- a Sara Callegaro per l'aiuto durante l'attività di laboratorio;
- ai tecnici e responsabili di laboratorio L. Tauro, D. Pasqual, R. Carampin, L. Peruzzo e ad A. Fioretti.

Senza dei quali questa tesi non sarebbe stata possibile.

INDICE

0- ABSTRACT.....	pag. 4
1- INTRODUZIONE.....	pag. 4
2- CINEMATICA DELLE PLACCHE NEL BACINO DELLA TETIDE.....	pag. 5
3- IL LADINICO DELLE DOLOMITI OCCIDENTALI.....	pag. 8
3.1 Gli eventi vulcano- tettonici	
3.2 Il Complesso intrusivo di Predazzo	
3.3 Il Plutone dei Monti Monzoni	
3.4 Le vulcaniti e le prove degli eventi tettonici	
4- CAMPIONAMENTO.....	pag. 11
5- DESCRIZIONE PETROGRAFICA DEI CAMPIONI.....	pag. 12
5.1 Caratteristiche petrografiche generali	
5.2 Interpretazione petrografica	
6- ANALISI DELLA ROCCIA IN TOTO TRAMITE FLUORESCENZA DI RAGGI X (XRF).....	pag. 14
6.1 Classificazione dei campioni	
6.2 Variazione degli elementi maggiori ed in traccia	
7- STUDIO DELLE PRINCIPALI FASI MINERALI TRAMITE MICROSONDA ELETTRONICA.....	pag. 17
7.1 Analisi dei clinopirosseni e stima della P- T di cristallizzazione	
7.2 Analisi di un'olivina e stima della T di cristallizzazione	
7.3 Analisi dei plagioclasì	
8- CONCLUSIONI.....	pag. 21
BIBLIOGRAFIA.....	pag. 22
APPENDICE A- Risultati delle analisi XRF dei campioni raccolti.....	pag. 23
APPENDICE B- Grafici MgO vs elementi maggiori ed in traccia.....	pag. 25
APPENDICE C- Grafici rim- core di cristalli analizzati con la microsonda....	pag. 27

0- Abstract:

In this study we have analyzed 8 samples coming from some lava flows, an intrusion and a dyke in the Dolomites. These rocks are related to a Ladinian volcanic event linked with the opening of some basins on the eastern margin of Pangea during the last stages of the subduction of the Paleotethys Ocean under the Eurasiatic margin. Petrographic analysis of the thin sections, chemical analysis of bulk rock with XRF and analysis of the single minerals with EMPA permit us to classify the samples and allow us to observe the behavior of major and trace elements with fractionation. We have used the clinopyroxene- liquid thermobarometer (Putirka, 2003) to calculate the crystallization temperature and pressure of the magma in magmatic chamber. It is probably that the magma was originated by partial melting of a continental lithosphere that inherited the geochemical imprint of the previous Varisc orogenesis.

1- Introduzione

Nel presente lavoro vengono analizzati dei campioni provenienti da colate vulcaniche, rocce intrusive e dicchi presenti nelle Dolomiti Occidentali (Val Giumela, Alpe di Siusi, Val di Fiemme e Monzoni). Tali rocce magmatiche vengono riferite ad un evento magmatico che ha interessato il Sudalpino e si estende su un'area lunga oltre 500 Km tra il Piemonte (complesso di Finero) e la Slovenia (complesso delle Karawanke). Visto che ci sono età simili in tutte le rocce interessate dal fenomeno, c'è evidenza di un evento continuo da 230 a 240 Ma fa con un massimo di intensità nel medio Triassico 235 Ma fa (Ziberna, 2009).

In questa ricerca si analizzano dati geochimici provenienti da analisi in fluorescenza e microsonda svolti su campioni raccolti nelle Dolomiti Occidentali al fine di capire le caratteristiche di questo vulcanismo partendo da dati chimici fino ad arrivare a stime di pressione e temperatura di cristallizzazione. Lo scopo è quello di comprendere quali sono i problemi connessi al contesto geologico nel quale si è svolto questo evento magmatico. Si è cercato di seguire un criterio quasi stratigrafico nel campionamento al fine di verificare se c'è stata un'evoluzione del magma che ha alimentato le colate ed inoltre ciò ha consentito di ordinare cronologicamente la colata o intrusione più antica fino alla più recente.

Partiamo analizzando la disposizione delle placche nel dominio della Tetide, dal Carbonifero fino alla fine del Cretaceo al fine di capire in quale contesto geodinamico potrebbe essere avvenuto il magmatismo.

2- Cinematica delle placche nel bacino della Tetide

La subduzione della Paleotetide sotto il margine meridionale del continente euroasiatico inizia nel Carbonifero inferiore e fenomeni di slab rollback produssero il collasso della neofornata catena Varisica (Stampfli & Borel, 2002). Lo stesso fenomeno sarebbe all'origine dell'apertura dell'oceano della Neotetide con la deriva del continente Cimmerico (Fig. 1). La Neotetide comincia ad espandersi nel tardo Carbonifero. Secondo Veevers (1989) le prime fasi della formazione del supercontinente della Pangea risalirebbero a 320 Ma fa nel medio Carbonifero con il movimento antiorario della Cimmeria.

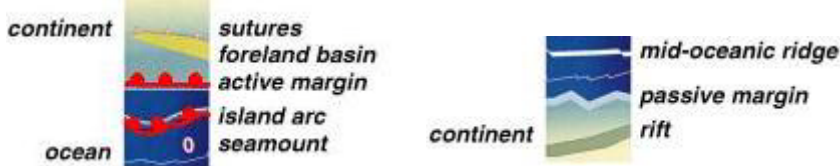
Tra il Carbonifero medio ed il Permiano, si assiste a movimenti destri tra Laurasia e Gondwana. In vaste zone dell'Europa si generarono faglie trascorrenti e graben, con fenomeni magmatici associati (Bertotti et al., 1993). Il Sudalpino è stato interessato da questi fenomeni che portarono alla nascita di bacini sedimentari (Collio, prealpi bergamasche) e magmatismo riolitico- dacitico in Valsesia, zona di Lugano e nella regione di Bolzano.



Fig. 1: fenomeni di slab rollback dovuti alla subduzione della Paleotetide portano al collasso della catena Varisica e all'apertura della Neotetide. Il continente Cimmerico si stacca sul bordo orientale della Gondwana. Carbonifero superiore. Da Stampfli e Borel (2002).



Fig. 2: la Tetide occidentale nel Ladinico a sinistra e nel Norico a destra secondo Stampfli e Borel, 2002. Si nota come l'oceano Meliata si sarebbe aperto a partire dal Ladinico. Successivamente a causa di un'accelerazione dello slab roll-back ed un distacco della slab della Paleotetide, la zona di estensione si è spostata dove si sarebbero poi aperti nel Triassico medio e superiore i bacini di Maliac e Pindos, a subduzione già terminata. Si nota l'estensione di questi oceani in direzione NO- SE. Da Stampfli e Borel, 2002.



CIM : Cimmeria

: posizione approssimata delle Dolomiti

Al limite Permo- Trias si assiste all'apertura dell'oceano di Meliata come un bacino di retroarco a causa di fenomeni di slab roll- back della Paleotetide in subduzione sul margine euroasiatico (Stampfli & Borel, 2002). L'apertura del Meliata interessa anche il Sudalpino: prova di ciò sono rocce magmatiche che si ritrovano nella attuale zona di Ivrea. Altri bacini attigui come il Maliac e Pindos tutti allungati in direzione NO- SE nacquero poco dopo il Meliata a causa di un'accelerazione del fenomeno di slab- rollback e probabilmente per lo slab della Paleotetide che può aver spostato la zona di espansione nell'area dove si sarebbe aperto il Maliac nel Triassico Medio e più tardi nell'area del Pindos nel Triassico superiore (Carnico e Norico) quando la subduzione della Paleotetide era già conclusa (Stampfli, 2000 in Ziberna, 2009) (Fig. 2).

Nel Triassico medio (Ladinico) le Dolomiti furono interessate da un evento vulcanico al quale vengono ricondotte le vulcaniti che sono state rinvenute nelle Dolomiti Occidentali e che in questa ricerca vengono studiate. A conferma di ciò abbiamo le datazioni fatte da Borsi & Ferrara (1968) che hanno datato corpi magmatici intrusi in rocce sedimentarie tramite il metodo Rb/Sr e K/Ar ottenendo un'età di 230 ± 8 Ma. Laurenzi et al. (1994) hanno datato delle biotiti presenti nelle monzoniti del complesso magmatico di Predazzo ottenendo un'età di 232- 235 Ma. Secondo Bertotti et al. (1993) questo episodio magmatico è legato a fenomeni tettonici e più in particolare, a movimenti di faglie transtensive- transpressive che non sembrano collegate ai fenomeni di rifting del Triassico Superiore- Giurassico Inferiore che portarono all'apertura della Tetide Alpina. Bonadiman et al. (1994) pensano che l'evento magmatico sia dovuto alla presenza di camere magmatiche superficiali formatesi a seguito all'attività di faglie trascorrenti sinistre disposte in direzione ENE- OSO attive nel Triassico. Questi autori fanno notare che nonostante ci siano evidenze di una tettonica anorogenica, le caratteristiche geochemiche delle rocce magmatiche indicherebbero forte impronta orogenica: arricchimento in LILE e anomalia in Nb. Per spiegare questa discrepanza, Bonadoman et al. (1994) ipotizzano una provenienza dei magmi da un mantello che avrebbe ereditato componenti geochemici relativi al precedente ciclo orogenico Ercinico.

Infine Stampfli (1996 in Ziberna, 2009) collega questo evento vulcanico alla subduzione dell'oceano Meliata verso sud a partire dal Ladinico- Carnico. Prova di questo sarebbe il vulcanismo calcalkalino e alcalino che si trova dall'Italia alla Turchia. Quindi secondo Stampfli (1996, da Ziberna, 2009), l'evento magmatico qui considerato, è essenzialmente orogenico, legato ad un margine attivo, come supportato dai dati geochemici e petrografici.

La subduzione della Neotetide (testimoniata da fenomeni di magmatismo sul margine iraniano) avrebbe creato un forte slab- pull che dette inizio al break- up del supercontinente della Pangea (Stampfli & Borel, 2002). Lo smembramento della Pangea iniziò nel Carnico (Veevers 1989) con inizio di fenomeni rifting tra i quali alcuni anticiparono l'apertura dell'oceano Atlantico Centrale. La deriva dei continenti si fa risalire a 160 Ma fa con l'espansione di questo oceano, verso est che portò all'apertura della Tetide Alpina nel Giurassico medio- superiore.

La subduzione delle varie porzioni della dorsale medio- oceanica della Neotetide, avvenute in epoche successive, è ritenuta responsabile delle varie fasi di break- up della Pangea tra Giurassico superiore e Cretaceo inferiore (Stampfli & Borel, 2002). Tuttavia Veevers, (1989) dà più importanza a regimi fisici al limite tra mantello e nucleo che portarono a fenomeni di convezione del mantello e ad una maggiore

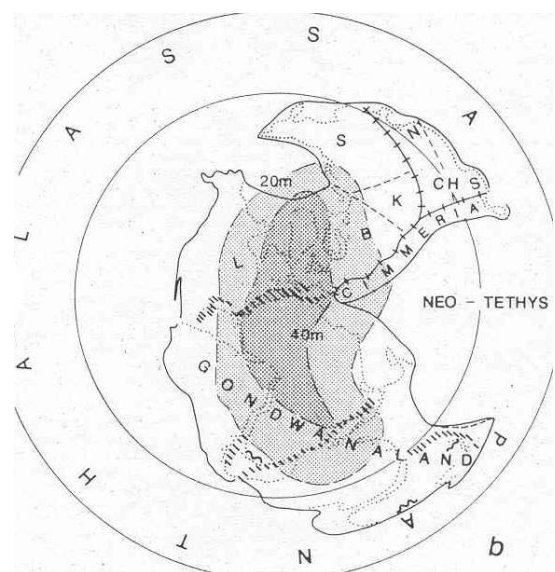


Fig. 3: tra Triassico medio e superiore la Pangea comincia a smembrarsi. Al centro della figura è indicata l'anomalia del geoide che era localizzata al centro della Pangea e viene fatto risalire alla presenza di un hot spot. Da Veevers (1989).

attività delle placche. Ci fu quindi un flusso di calore al centro della Pangea, ancor oggi testimoniato da un'anomalia del geoide tra Nord Atlantico e Africa (Fig. 3).

Lo smembramento del supercontinente Pangea si fa sentire anche nel Sudalpino, nel Norico (Triassico superiore) con la comparsa di faglie normali che danno il via alla fase di rifting e più tardi all'apertura dell'Oceano Ligure- Piemontese. Si forma il margine continentale passivo del Sudalpino (Bertotti et al. 1993).

Durante il Mesozoico il Sudalpino faceva parte del promontorio della placca Africana chiamata Adria e rimarrà circondato dall'oceano della Neotetide fino al Cretaceo quando inizierà l'orogenesi Alpina. Adria include il Sudalpino, le zone più esterne degli Appennini, le Dinaridi e i monti della Grecia (Wortmann et al., 2001) (Fig. 4).

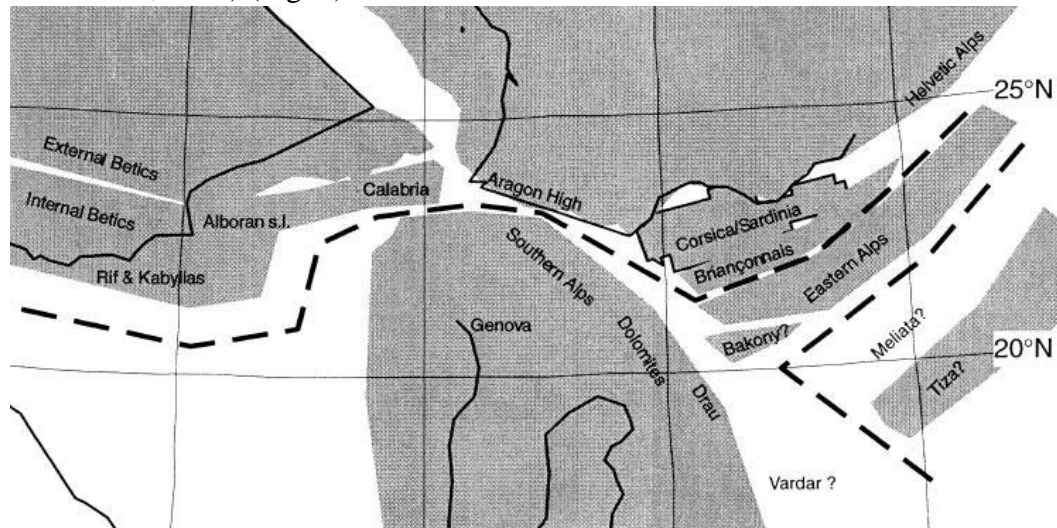


Fig. 4: La posizione delle microplacche nella Tetide occidentale alla fine del Triassico. Con linee tratteggiate sono indicati i limiti tra le placche mentre in grigio i blocchi continentali. Le Dolomiti sono sul margine NE dell'Adria, separate dalle Alpi Orientali dalla prosecuzione dell'Oceano Vardar. L'oceano Meliata è invece parallelo al margine Europeo. Da Wortmann (2001).

3- Il Ladinico delle Dolomiti Occidentali

3.1- Gli eventi vulcano- tettonici

Nel Ladinico superiore il tasso di subsidenza raggiunse il suo massimo in concomitanza a manifestazioni vulcaniche (Bosellini et al., 1982). I prodotti del vulcanismo sono costituiti da lave a pillow (con intercalazioni di ialoclastiti), colate vulcaniche, dicchi e corpi subvulcanici.

Le ialoclastiti si ritrovano soprattutto nelle Dolomiti nord- occidentali (Catena del Padon) e mostrano un'evoluzione indicando che le prime manifestazioni vulcaniche avevano carattere intermedio mentre con il passare del tempo si passava a manifestazioni più basiche.

Bosellini et al. (1982) pensano che traccia delle prime effusioni si ritrovano in clasti lavici nelle megabrecce del Buffaure. Gran parte delle prime colate dovevano stare al di sopra dei calcari ladinici di Cima Costabella dove oggi sono visibili solo i dicchi che le alimentavano. Successivamente a queste prime manifestazioni, secondo Bosellini et al. (1982), si collocano le colate del Buffaure che vengono qui studiate. Le ultime colate che interessano le Dolomiti Occidentali si ritrovano tra le megabrecce e il Conglomerato della Marmolada. Quindi secondo Bosellini et al. (1982) gli spessori più consistenti delle manifestazioni vulcaniche si trovavano nei pressi degli edifici vulcanici di Predazzo e dei Monti Monzoni.

3.2- Il Complesso intrusivo di Predazzo

Il plutonismo che interessa le zone adiacenti Predazzo, è ritenuto essere un evento magmatico tardo, successivo alle vulcaniti poiché taglia spesso colate vulcaniche precedenti alla loro messa in posto. Le intrusioni sono collocabili in un intervallo di tempo breve, tra

232 e 238 Ma fa (Visonà 1997). Probabilmente queste masse intrusive sono legate all'evoluzione di un grande apparato vulcanico del quale oggi è rimasta traccia osservando la disposizione ad anello di questi piccoli plutoni (fig. 5). La fascia più esterna di questo anello è occupata da monzoniti e gabbri mentre quella più interna presenta graniti e colate vulcaniche (fig. 5). Tra la parte esterna ed interna, sono diffusi piccoli corpi minori di sieniti e leucomonzoniti. La disposizione di queste masse intrusive rispecchia anche una successione nel tempo con le monzoniti esterne all'anello più antiche dei graniti e delle sieniti nella parte più



Fig. 5: Il complesso intrusivo di Predazzo, con i plutoni disposti a forma di anello. 1: Porfidi quarziferi; 2: Arenarie di Val Gardena; 3: Formazione di Werfen; 4: Dolomie e calcari anisici; 5: Rocce carbonatiche di Piattaforma ladiniche; 6: Breccie e lave basaltiche; 7: filoni; 8: monzoniti; 9: sieniti; 10: graniti; 11: faglie; 12 giaciture degli strati. Da Castellarin et al. 1982.

interna. Monzoniti e gabbri sono comagmatici e presentano al loro interno litotipi mafici, dalla forma spesso tabulare, costituiti da pirosseniti. Il contatto con le pirosseniti è netto e ciò fa ipotizzare che potrebbero essere dei dicchi o il prodotto di una differenziazione per flusso in situ e non una fase di cumulo in una camera magmatica superficiale (Lucchini e Morten 1977 e 1978). Visonà (1997) pensa che i differenti litotipi intrusivi siano stati generati da due tipi di magma poiché sono distinguibili due serie magmatiche: una calcicalina alta in potassio a cui appartiene la monzonite- gabbro- pirossenite e una sodico- alcalina a cui appartengono il granito e le sieniti. Secondo Castellarin et al. (1982) il meccanismo genetico che ha originato la tipica struttura ad anello del complesso intrusivo di Predazzo, risiede in un distacco ed affondamento di blocchi tronco- conici in profondità all'interno di un edificio vulcanico a condotto centrale. In questo modo si spiegherebbe la presenza di intrusioni a forma di anello e l'affondamento che ha subito la zona in questo periodo. Le effusioni vulcaniche sono legate allo sprofondamento della zolla conica lungo fessure.

3.3- Il Plutone dei Monti Monzoni

Il plutone dei Monti Monzoni ha la stessa età di quella del complesso intrusivo di Predazzo ed è riferibile al Ladinico medio- superiore. Se si osserva l'andamento del contatto del plutone con le rocce incassati, oltre a notare estese aureole metamorfiche (presenza di fassaite, anortite, andradite), si può constatare come i limiti siano piuttosto regolari con pareti quasi verticali. La disposizione del massiccio allungato in direzione NE- SO mette in evidenza la sua collocazione in un sistema di faglie trascorrenti a N dell'anticlinale di Stava- Cima Bocche, una grande struttura a carattere regionale. Questa grande piega è secondo Castellarin, et al. (1982) è di età triassica inferiore e il plutone, dal momento che non è deformato, sembra si sia intruso successivamente al fenomeno deformativo compressivo (fig. 6). La giacitura delle rocce incassanti è inclinata verso nord e perciò il plutone è a contatto con rocce via via più giovani andando dai porfidi quarziferi permiani a S, al Calcarea della Marmolada appartenente al Ladinico medio, a N. Visti i diffusi dicchi basaltici che tagliano le rocce incassanti, sembra che il plutone fosse ricoperto da un notevole spessore di colate vulcaniche che però sono state erose e di cui oggi non è rimasta traccia. Un campione (CD8) presente in questa ricerca, proviene da uno di questi dicchi.

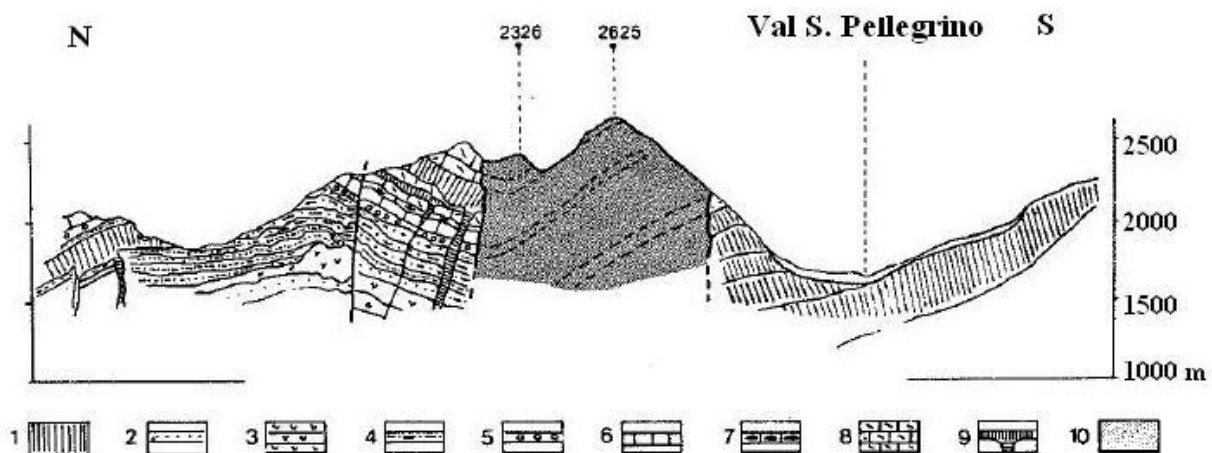


Fig. 6: Sezione N- S del plutone dei Monti Monzoni. Si notano i limiti netti e verticali con le rocce incassanti che denotano l'origine legata all'azione di faglie del complesso. Interessante è notare come le rocce incassanti siano piegate mentre il plutone è indeformato. Il piegamento è precedente alla messa in posto del plutone.
 1: porfidi quarziferi; 2: Arenarie di Val Gardena; 3: Formazione a Bellerophon; 4: Formazione di Werfwn; 5: Arenarie e conglomerati anisici; 6: Dolomie anisiche; 7: Formazione di Buchenstein; 8: Calcarea della Marmolada; 9: Lave e corpi subvulcanici; 10 Rocce intrusive. Da Castellarin et al. (1982).

I corpi intrusivi sono costituiti a NE da gabbri mentre più verso O compaiono rocce più evolute come i monzogabbri ed infine le monzoniti. Gabbri ad olivina e clinopirosseniti separano le rocce

più primitive con le rocce più evolute, (Bonadiman et al., 1994). Clinopirosseniti e gabbri ad olivina rappresentano cumuli sulle pareti dell'intrusione per una cristallizzazione in situ. Queste rocce probabilmente sono simili come composizione al magma primitivo perché la composizione chimica è vicina a quella dei dicchi circostanti la zona. Monzogabbri e monzoniti rappresentano invece la composizione del liquido (Bonadiman et al. 1994). La cristallizzazione, probabilmente, è avvenuta in una camera magmatica a bassa profondità in un sistema chiuso, grazie all'azione di faglie che hanno fatto risalire magma dalla litosfera. Le stesse faglie hanno poi convogliato il magma frazionato verso SO, dove si rinvennero rocce più evolute. Infine Bonadiman et al. (1994) sottolineano come il magma che ha originato il complesso intrusivo dei Monzoni ha affinità orogenica e comparabile ad un magma shoshonitico tipico dei margini continentali attivi. Tuttavia le condizioni geodinamiche della messa in posto del plutone sono anorogeniche se non addirittura estensionali. Una probabile risposta può essere la parziale fusione di un mantello che prima è stato arricchito dalla subduzione legata alla precedente orogenesi ercinica.

3.4- Le vulcaniti e le prove degli eventi tettonici

Durante il Ladinico superiore le vulcaniti riempirono i bacini nelle Dolomiti Occidentali e coprirono le piattaforme carbonatiche di bassa profondità interrompendo la loro crescita. Le vulcaniti preservarono la morfologia originaria delle piattaforme del Latemar e della Marmolada (Fig. 7).

I fenomeni vulcanici furono per la maggior parte controllati dalle strutture tettoniche: l'attività delle faglie estensionali si intensificò e le grandi dislocazioni che produssero sono all'origine di grandi scarpate tettoniche presso le cui basi si accumularono, in ambiente marino, per fenomeni di frana, megabrecce poligeniche (Bosellini et al., 1982). Oggi queste megabrecce vengono classificate nel cosiddetto Caotico



Fig. 7: le colate vulcaniche coprono le piattaforme anisiche interrompendone l'attività e conservandone intatte le morfologie. Qui il versante meridionale del monte Buffaure dalla Val S. Nicolò. Da Bosellini "Geologia delle Dolomiti", Athesia 1996.

Eterogeneo.

Bosellini et al. (1982) distinguono tre tipi di megabrecce. Quelle a "carattere stratoide" sono state rinvenute tra le colate che vengono prese in considerazione in questa ricerca. Si ritrovano in tutte le Dolomiti nord- occidentali e sono caratterizzate da inclusi dalle dimensioni variabili e dalla litologia che comprende le formazioni dallo Scitico fino al Ladinico superiore. Le megabrecce a "carattere troncante" sono presenti invece presso le strutture tettoniche principali e sono la testimonianza della tettonica del Triassico superiore: sono ristrette in zone cataclastiche presso le quali si trovano gli specchi di faglia preservati grazie a questi depositi. Le megabrecce contengono frammenti di cataclasiti costituite da calcari e dolomie intensamente fratturate.

Alla fine del Ladinico una fase compressiva legata all'azione delle faglie transpressive- transtensive dette origine a dei rilievi. Tali strutture si trovano presso il Col Rodella, in alta Val di Fassa dove sono presenti pieghe e accavallamenti sud- vergenti, tra la Val Gardena e la Val Badia con la faglia Monte Bustaccio- Colfosco ed infine ad Arabba (Bosellini et al., 1982).

4- Campionamento

I campioni raccolti in campagna provengono tutti dalle Dolomiti Occidentali.

In particolare i campioni CD1, CD2, CD3 e CD4 provengono tutti dalla Val Giumela, una valle secondaria, chiusa a N dal monte Col Bel e a S dal monte Buffaure, nella media Val di Fassa. Il

campionamento ha seguito in questo caso un criterio quasi “stratigrafico” nel senso che ogni campione proviene da colate differenti che si susseguono dal basso (dove è stato prelevato il campione CD1) all’alto (dove è stato prelevato il campione CD4). Salendo nella successione dal basso all’alto abbiamo avuto la possibilità di incontrare la prima colata (CD1) che poggia stratigraficamente sopra la Dolomia del Serla. Le colate sono intervallate dal “caotico eterogeneo” (fig. 9). Le colate CD1 e CD2 risultano più potenti rispetto a CD3 (fig. 8) e CD4. Per come era fratturata la colata CD2 e per la maggior presenza di clinopirosseno in fenocristalli si può ipotizzare che la colata CD2 fosse avvenuta in un ambiente subaereo. Un'altra colata è stata analizzata attraverso il campione CD5 che proviene dall’Alpe di Siusi a NO della Val di Fassa e a S della Val Gardena. Questa colata è abbastanza potente (come



Fig. 8: La colata in Val Giumela da dove proviene il campione CD3.

minimo 4- 5 m). A fianco della colata, c’è un versante disboscato

con detrito nel quale si rinvennero campioni di zeoliti. Probabilmente la roccia è in questo punto molto alterata. Scendendo poi, lungo la strada in direzione Bulla- Ortisei Val Gardena, si incontra poco dopo, la Formazione di Werfen. Difficile però applicare criteri stratigrafici come svolto in precedenza nel caso di CD1- CD4, perché non è evidente il contatto di questa colata con le rocce sedimentarie sottostanti. Il campione CD6 è stato raccolto a N di Predazzo. Non è una roccia effusiva ma intrusiva: si tratta di una monzonite del complesso intrusivo di Predazzo. La monzonite è connessa al plutone che è responsabile delle mineralizzazioni a tungsteno e rame del giacimento minerario della Bedovina.

Questo campione è stato raccolto per verificare se i corpi intrusivi presentassero caratteristiche simili alle vulcaniti e quindi fossero comagmatici a queste ultime (CD7, proveniente dalla stessa località).

Il campione CD7, proviene da una colata dalla stessa località di CD6. Si segnala che la colata dalla quale si voleva prendere il campione, a causa della circolazione di acque provenienti dai soprastanti giacimenti minerali, presentava diffuse mineralizzazioni a Cu (presenza di calcopirite) che avrebbero falsato le analisi della roccia. Il campione CD7 non era in posto ma è stato raccolto poco a valle. Infine, l'ultimo campione che è stato preso in considerazione in questo studio (CD8), proviene da un dicco nei pressi di Cima Alochet, non lontano dal corpo intrusivo dei monti Monzoni. Non si tratta quindi di una colata vulcanica ma di un filone che taglia in discordanza la formazione di Werfen del Triassico Inferiore.



Fig. 9: il "caotico eterogeneo" costituito da clasti delle formazioni anisiche e materiale vulcanico separa le varie colate presenti in Val Giumela.

5- Descrizione petrografica dei campioni

5.1- Caratteristiche petrografiche generali

Le vulcaniti mostrano una struttura ipocristallina per presenza di poco vetro nella massa di fondo. I cristalli variano di dimensione senza continuità e perciò la struttura è inequigranulare iatale. I fenocristalli sono abbondanti e sono spesso isolati conferendo una struttura porfirica alla roccia. In genere i fenocristalli sono costituiti da clinopirosseno, olivina e plagioclasio. Nella massa di fondo sono abbondanti i microliti di clinopirosseno e plagioclasio che non hanno mai una orientazione preferenziale: la struttura è perciò microlitica intersertale per presenza di vetro.

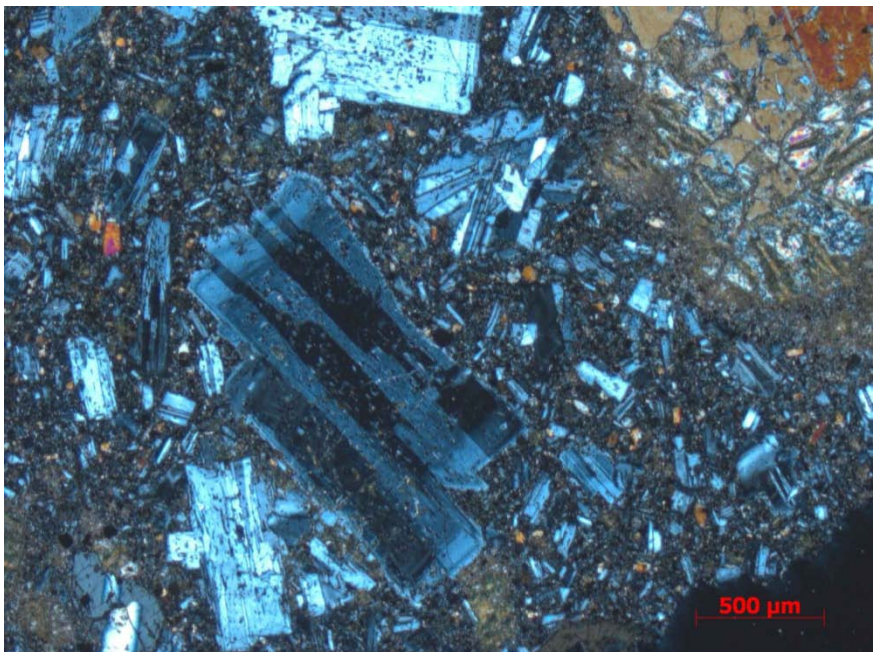


Fig. 10: fenocristallo di plagioclasio zonato del campione CD1. Si vedono i bordi irregolari che indicano segni di instabilità del cristallo con il fuso. 2,5 X. Nicol incrociati.

Sono presenti anche minerali opachi, probabilmente ossidi che spesso compaiono al

bordo dei minerali alterati e quindi alcuni sono di origine primaria magmatica mentre altri sono di origine secondaria legata ai processi di alterazione.

Plagioclasio e clinopirosseno sono spesso zonati e questo indica variazioni di composizione dal nucleo al bordo del cristallo a causa dello stesso processo di cristallizzazione. Il plagioclasio mostra inoltre i bordi del cristallo irregolari indicando instabilità del cristallo con il fuso (fig. 10).

L'unico campione di roccia intrusiva studiato, è quello denominato CD6. Dalle abbondanze di minerali costituenti, soprattutto per quanto riguarda plagioclasio e k- feldspato, la roccia è stata classificata come monzonite. Esso presenta una struttura olocristallina inequigranulare serciata. La roccia ha grana medio- grossa. Visto che gran parte dei cristalli è visibile ad occhio nudo, la roccia presenta una struttura fanerocristallina. Cristalli euedrali di plagioclasio e subedrali di clinopirosseno, conferiscono una struttura panidiomorfa ofitica: i minerali sialici (plagioclasio) compaiono con forme euedrali mentre i minerali femici (clinopirosseni) presentano forme subedrali. Questo fa pensare che il plagioclasio sia cristallizzato prima del clinopirosseno.

Sono infine presenti minerali opachi. Tra i minerali accessori compare la biotite.

5.2- Interpretazione petrografica

Si osserva che in particolare CD1 ha molto meno vetro nella massa di fondo rispetto agli altri campioni della Val Giumela. Inoltre nella massa di fondo sono presenti più microliti di clinopirosseno mentre in CD2, CD3, CD4 è molto più abbondante il plagioclasio. Questo fa presumere che la colata del campione CD1 sia stata alimentata da un magma meno evoluto rispetto alle colate successive alle quali corrispondono i campioni CD2, CD3 e CD4.

Interessante è il campione CD5 proveniente dall'Alpe di Siusi che seppur presentando caratteristiche simili ai

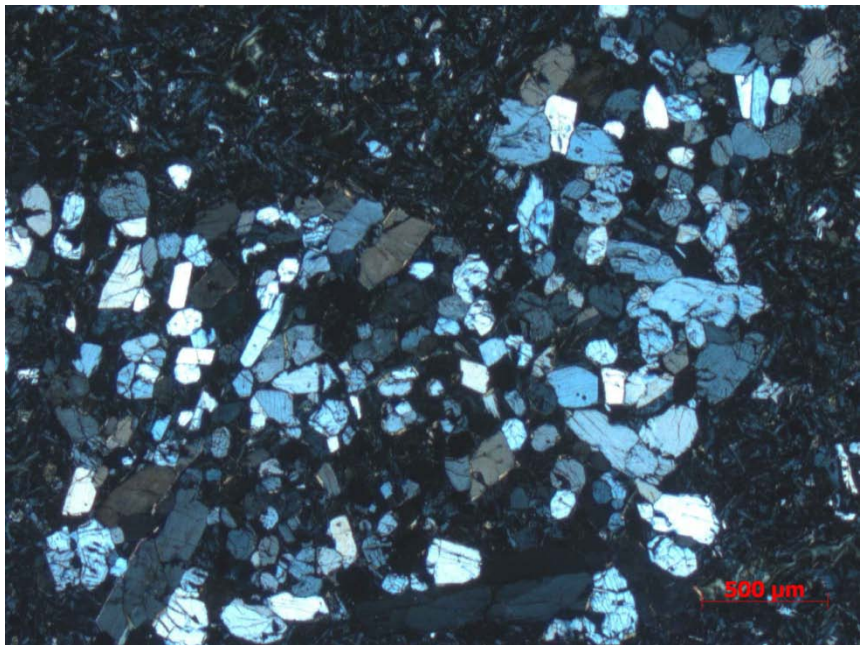


Fig. 11: lo xenolite di clinopirosseni del campione CD5. 2,5 X. Nicol incrociati.

campioni della Val Giumela, è ricco di aggregati di clinopirosseno dalla grana molto fine. Poiché i cristalli più esterni di questi aggregati, sono spesso incompleti, può darsi si tratti di xenoliti (fig. 11).

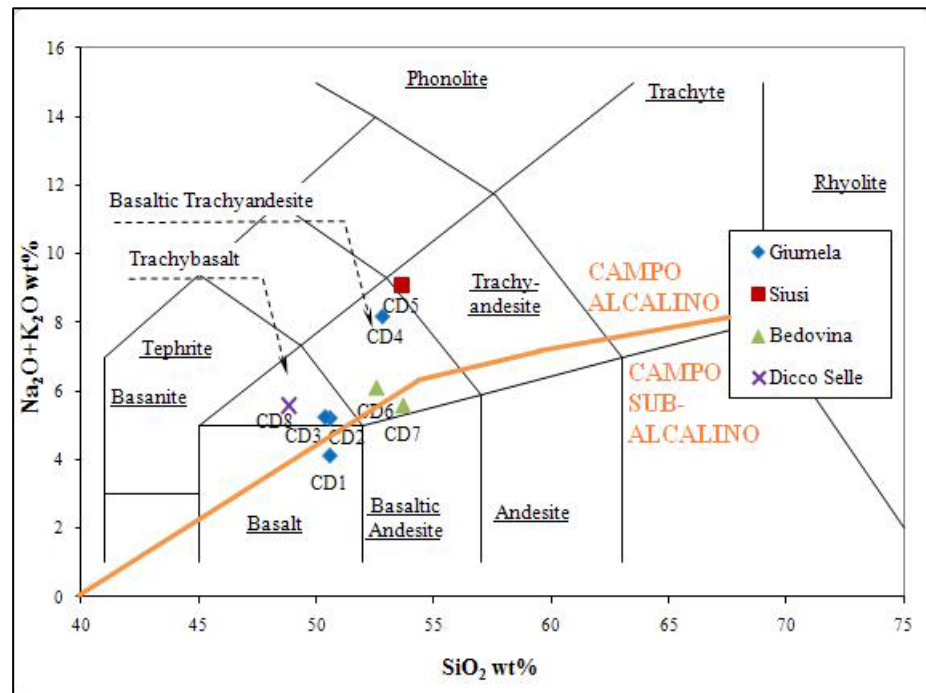
I campioni raccolti risultano talvolta profondamente alterati. Prova di ciò è l'olivina spesso completamente alterata in iddingsite o talvolta completamente sostituita da calcite. Anche il plagioclasio è spesso alterato in sericite. In generale le rocce dell'area in studio, sono spesso alterate a causa della vicinanza al corpo intrusivo dei monti Monzoni che dopo la sua messa in posto, di poco successiva alle effusioni vulcaniche, ha favorito fenomeni di circolazione di fluidi nelle rocce incassati per raffreddamento della massa intrusiva.

6- Analisi della roccia in toto tramite fluorescenza di raggi X (XRF)

Le analisi in fluorescenza sono state svolte tramite lo spettrometro sequenziale WDS Philips PW2400 presso il laboratorio spettrometria XRF del dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova. La polvere di ogni campione è stata miscelata con tetraborato di litio in proporzione 1:10. Il miscuglio è stato poi fuso ottenendo la cosiddetta perla che è stata posta nello spettrometro. I risultati delle analisi XRF sono consultabili nell'Appendice A.

6.1- Classificazione dei campioni

Fig. 12: diagramma TAS (Total Alkali/Silica) con la distinzione tra i campi alcalino e subalcalino come proposto da Miyashiro (1978). Si nota come gran parte delle rocce analizzate, si collocano presso la linea di distinzione tra i due campi e sono perciò classificabili nel campo transizionale.



I campioni sono stati classificati tramite il diagramma TAS (Total Alkali/ Silica; Le Bas et al. 1992) utilizzando i dati che ci ha restituito l'analisi in fluorescenza (fig. 12).

La maggior parte dei campioni sono trachibasalti o basalti trachiandesitici. Per le colate della Val Giumela si nota un aumento dell'evoluzione dei magmi passando dalla colata più antica CD1 che è costituita da basalti, alle colate CD2 e CD3 composte da trachibasalti, alla colata più recente, CD4 che si colloca nel campo dei basalti trachiandesitici. Tuttavia, vista la grande differenza tra le colate CD2-CD3 e CD4, è probabile che CD4 e CD5 siano state affette da alterazione che ha fatto aumentare il contenuto in alcali collocandole in un campo lontano dalle vicine colate a cui sono legate.

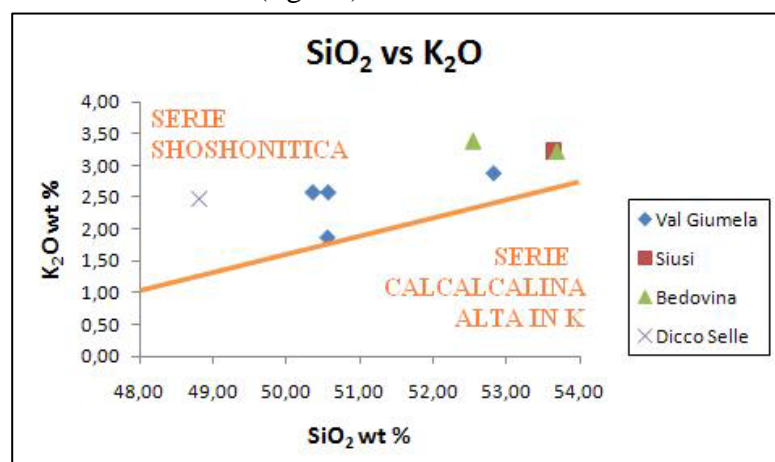


Fig. 13: diagramma K_2O - SiO_2 per distinguere le serie magmatiche orogeniche come proposto da Peccerillo e Taylor, (1976). Tutti i campioni rientrano nella serie shoshonitica.

Nel diagramma è presente CD6 anche se si tratta di una monzonite e quindi non potrebbe essere rappresentata visto che il grafico è solo per le rocce effusive. Tale campione viene qui collocato per confronto chimico con gli altri campioni.

Tramite la suddivisione di Miyashiro (1978) è possibile distinguere, all'interno del diagramma TAS, se i campioni si collocano nel campo alcalino, subalcalino o transizionale.

La maggior parte dei campioni si colloca sulla linea di separazione tra il campo alcalino e subalcalino e rientrano quindi nella serie transizionale (fig. 12). Solo alcuni campioni come CD4, CD5 e CD8 si collocano nel campo alcalino. La loro presenza in questo campo è dovuta al processo di idrotermalismo e alterazione che ha arricchito la roccia di elementi mobili come il K, Na, Ba, Sr.

Le rocce più primitive di questa associazione sono costituite da basalti che sono infatti i campioni meno evoluti di quelli presenti in questa ricerca. Tali basalti si collocano nel tetraedro basaltico di Yoder e Tilley, al limite della saturazione, rientrando nel volume diopside-olivina-plagioclasio-iperstene. Abbiamo infatti verificato come la maggior parte dei campioni sia olivina-iperstene normativi mentre solo CD4, CD5 e CD8 sono sotto la soglia di sottosaturazione nel volume diopside-nefelina-plagioclasio-olivina (V. Allegato1).

Più interessante è il diagramma SiO_2 vs K_2O di Peccerillo e Taylor (1976) che consente di fare ulteriori precisazioni all'interno di ogni serie (fig. 13). Tutti i campioni raccolti in campagna, si collocano all'interno delle serie shoshonitiche. Si tratta di un'associazione particolare che rientra nelle serie alcaline. A differenza di quest'ultime però presentano una diminuzione o una stabilità del ferro all'aumentare della silice (fig. 14).

Questo è supportato dai dati che ci vengono dalle analisi in fluorescenza che mostrano come il trend del ferro, all'aumentare della silice, è pressoché stabile o diminuisce di poco.

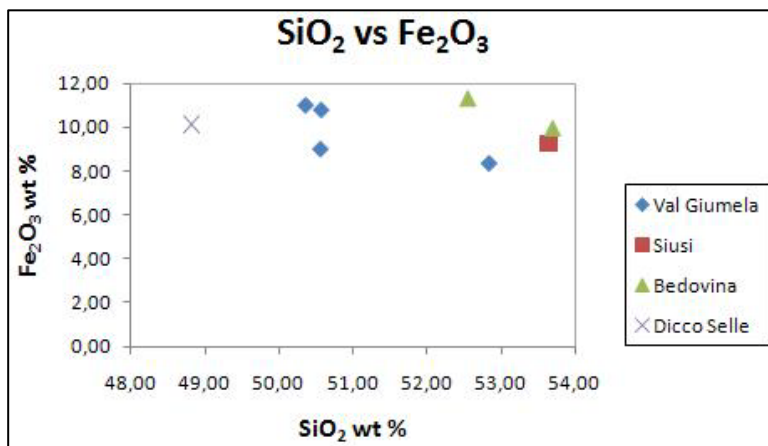


Fig. 14: grafico SiO_2 vs Fe_2O_3 . All'aumentare della silice si vede come il Fe rimanga stabile, cosa tipica nella serie shoshonitica.

6.2-Variazione degli elementi maggiori ed in traccia

Si sono fatti grafici MgO (espresso in peso percentuale) e un elemento maggiore espresso come ossido (sempre in peso percentuale) o un elemento in traccia (espresso in ppm), per vedere come questo elemento varia al progredire della cristallizzazione.

Processi di cristallizzazione frazionata sembra che siano avvenuti. A prova di è la variazione concomitante di alcuni elementi al procedere della cristallizzazione di alcune fasi minerali. Nei grafici si può osservare come con il procedere

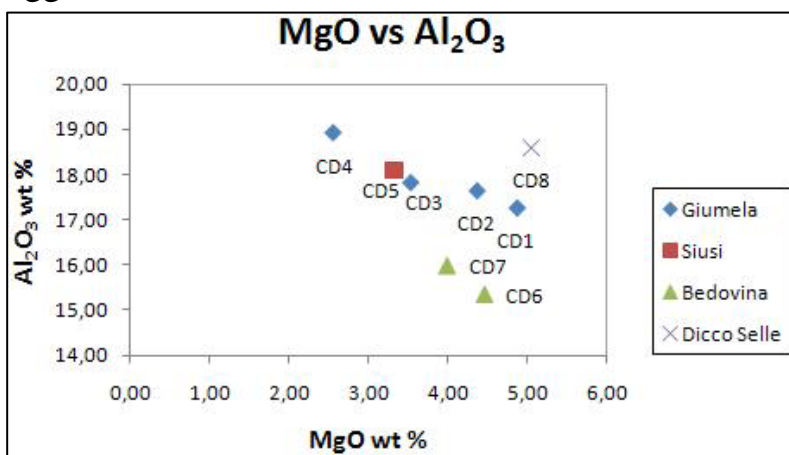


Fig. 15: grafico MgO - Al_2O_3 . Al^{3+} aumenta nel fuso con il procedere della cristallizzazione per la probabile cristallizzazione ritardata del plagioclasio. Questo effetto è dovuto alla presenza di acqua nel magma.

della cristallizzazione diminuisca il Fe_2O_3 mentre la SiO_2 aumenta e il TiO_2 rimane stabile (V. Appendice B). Questo comportamento è imputabile alla cristallizzazione di ossidi come le Ti-magnetiti.

Interessante è il comportamento dell' Al_2O_3 . E' evidente infatti come questo cresca durante la cristallizzazione (fig. 15). Tale fenomeno può essere dovuto alla cristallizzazione tardiva del plagioclasio per presenza abbondante di acqua che ne inibisce la cristallizzazione. Un indizio di instabilità osservato nei bordi irregolari del plagioclasio (nelle sezioni sottili, al microscopio ottico) può essere un'ulteriore indizio della presenza di acqua che ostacola la cristallizzazione del plagioclasio (fig. 10).

Il CaO diminuisce costantemente con l'aumentare della cristallizzazione: questo è dovuto alla cristallizzazione di clinopirosseno che sottrae continuamente questo elemento al fuso impoverendolo man mano che la differenziazione procede (fig. 16).

Interessante è anche il comportamento del P_2O_5 . Si può notare infatti come questo aumenti al procedere della cristallizzazione (V. Appendice B). Il P è un elemento incompatibile in quanto ha alta carica (5+) e raggio ionico piccolo. In questo caso l'aumento continuo del P_2O_5 durante l'evoluzione del magma è un'indicazione che l'apatite non cristallizza altrimenti dovremmo osservare, nelle fasi avanzate della cristallizzazione, una diminuzione del P.

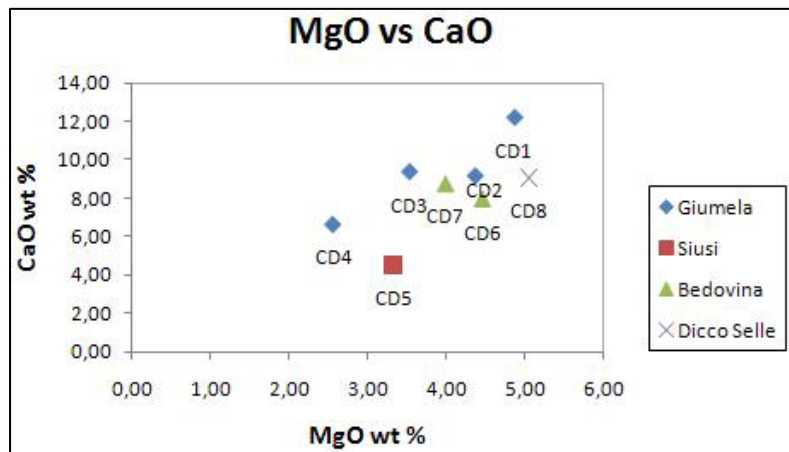


Fig. 16: grafico MgO- CaO. Con il procedere della cristallizzazione si assiste ad una diminuzione del Ca^{2+} nel magma per la progressiva cristallizzazione del clinopirosseno.

Significativo è il comportamento del Cr e del Ni per comprendere la sequenza di cristallizzazione. Il Cr è compatibile nel clinopirosseno e il Ni nell'olivina. La variazione di questi elementi conferma la separazione di queste fasi dal fuso negli stadi precoci della cristallizzazione. Si può infatti notare come durante l'evoluzione del magma, il Cr e il Ni diminuiscano molto in un breve intervallo per poi continuare a decrescere ma in maniera più blanda (fig. 17). E' evidente questo comportamento all'aumentare del grado di evoluzione dei campioni da CD1 a CD4. L'evoluzione crescente del magma delle colate della Val Giumela è indicato dall'aumentare del Mg# da CD1 a CD4 (V. Appendice A).

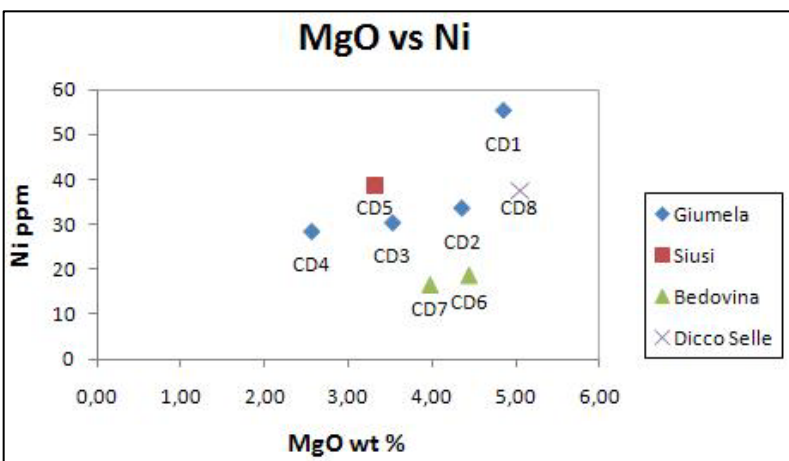


Fig. 17: grafico MgO (wt %) vs Ni (ppm). Si nota come questo elemento diminuisca molto inizialmente per la cristallizzazione dell'olivina: il Ni è compatibile in essa e la sottrae dal fuso. Con il procedere della cristallizzazione, il Ni diminuisce ma in maniera più blanda.

Si può quindi affermare, alla luce di quanto osservato finora che la sequenza di cristallizzazione segua questo ordine: olivina, clinopirosseno (come fasi precoci) e plagioclasio (come fase tardiva per presenza acqua).

E' abbastanza evidente come la colata dell'Alpe di Siusi dalla quale proviene il campione CD5 presenti diverse analogie geochimiche con la colata più recente e più differenziata della Val Giumela, dalla quale è stato prelevato il campione CD4.

Infine si può notare come CD6 e CD7 corrispondenti alla monzonite e alla colata presso la miniera Bedovina nel complesso intrusivo di Predazzo, siano comagmatiche. Conferma che queste rocce siano geneticamente legate può essere trovata nel fatto che entrambe seguono lo stesso trend di differenziazione dei campioni delle altre colate (Val Giumela, Siusi). Il magma che le ha generate è dunque lo stesso, anche se la nascita di queste rocce è avvenuta in momenti diversi. Il fatto che CD6 essendo una roccia intrusiva sia più evoluta di CD7 che invece è effusiva, è evidente anche nelle concentrazioni degli elementi nelle due rocce (V. Appendice A). CD6 è più ricca in elementi incompatibili come P, Y, Zr mentre CD7 presenta elementi compatibili come Cr, Ni in maggior quantità.

7- Analisi delle principali fasi minerali tramite microsonda elettronica

Per le analisi è stata utilizzata la microsonda Cameca SX 50 del dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università degli Studi di Padova. Lo strumento è costituito da quattro spettrometri verticali a dispersione di lunghezza d'onda (WDS). Le condizioni a cui ha operato la microsonda erano:

- per clinopirosseni e olivine: voltaggio 15 kV, corrente del fascio di elettroni 20 nA;
- per i plagioclasti: voltaggio 10 kV, corrente del fascio di elettroni 10 nA.

Il conteggio della radiazione emessa è stato convertito in percentuale in peso degli ossidi.

L'errore è del 2% per elementi maggiori e di 4-5% per elementi minori.

Le analisi sono state svolte lungo linee di punti ugualmente spaziate partendo dal bordo fino nei pressi del centro del cristallo.

7.1- Analisi dei clinopirosseni e stima della P- T di cristallizzazione

Dai dati ottenuti sono stati realizzati dei grafici in cui in ascissa viene posta la distanza dal bordo del cristallo e in ordinata, la concentrazione di un elemento chimico espresso come ossido (TiO_2 , Cr_2O_3), di un componente (wollastonite), o il Mg# (V. Appendice C). Dai grafici così realizzati, è stato possibile notare, come sia gli elementi chimici, sia il Mg# variano in modo non costante e spesso presentano variazioni brusche e improvvise (fig. 18).

E' probabile che i cristalli neoformati siano circolati all'interno della camera magmatica durante la cristallizzazione e durante la loro risalita nella crosta fino alla loro effusione. Variazioni del Mg# indicano che sono avvenuti mescolamenti di magmi per fenomeni assimilazione con le rocce ai bordi della camera magmatica o per impulsi di magma più primitivo. Questo è suggerito dall'aumento:

- del valore di Mg# dal centro al bordo del cristallo. Tale comportamento è strano perché, normalmente, per un cristallo che cresce in un liquido si osserva una diminuzione del Mg# dal centro al bordo;
- della percentuale in wollastonite. Valori elevati in Ca sono tipici di magmi primitivi nei quali minerali come il clinopirosseno e il plagioclasio hanno cristallizzato poco;
- del Cr_2O_3 . Il Cr è un elemento compatibile che entra nel clinopirosseno. Se il Cr è in abbondanza significa che poco clinopirosseno è cristallizzato e quindi il magma è poco differenziato;

ed infine da una leggera diminuzione del contenuto in TiO_2 (V. Appendice C).

Interessante è la variazione dei parametri prima citati nel clinopirosseno del campione CD3: dopo un iniziale incremento del valore del Mg#, della wollastonite e del Cr_2O_3 c'è una brusca diminuzione a cui segue, procedendo verso il bordo, un aumento continuo (fig. 18). Il TiO_2 invece segue un comportamento uguale ma opposto a quello appena descritto.

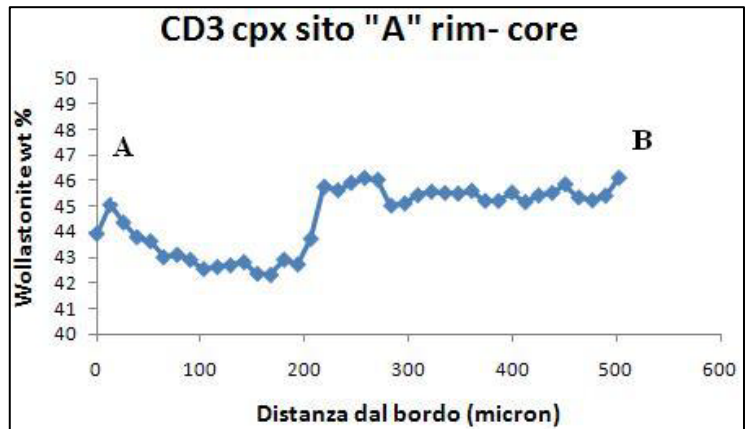
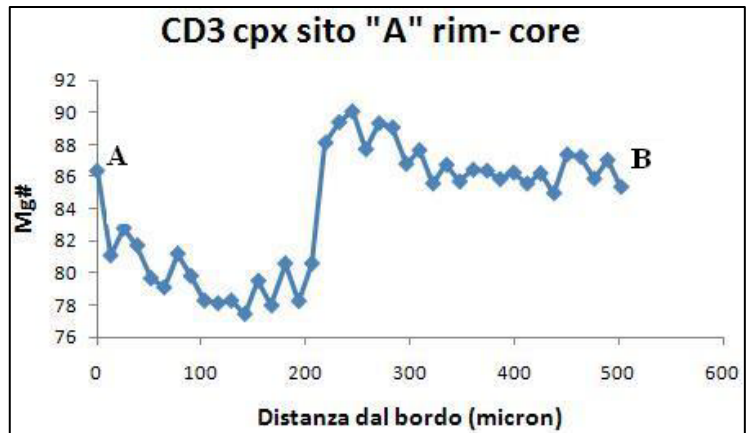
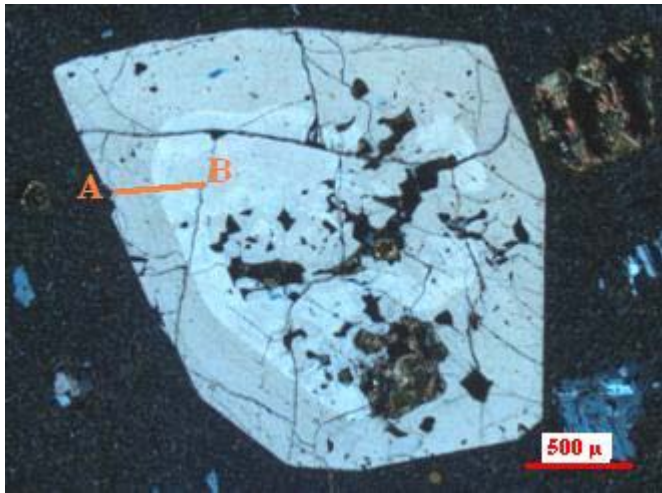


Fig. 18: qui in alto a sinistra il clinopirosseno del campione CD3 analizzato. 2,5 x, nicol incrociati. E' indicata la traversa lungo la quale è stata fatta l'analisi in microsonda. A destra due grafici distanza- Mg# e distanza- wollastonite. In maniera anomala sia il Mg# che la percentuale di wollastonite aumentano dal centro al bordo del cristallo indicando che il clinopirosseno è venuto a contatto con magma sempre più primitivo. E' evidente la brusca variazione in Mg# e contenuto in wollastonite che fa presumere che il cristallo sia venuto a contatto con un magma meno evoluto nella camera magmatica o durante la risalita.

Inoltre è stato usato il termobarometro clinopirosseno + liquido (Putirka, 2003) al fine di conoscere la P e la T di cristallizzazione dei clinopirosseni analizzati in ogni campione. I risultati sono stati:

CD1:
T 1180 °C; P 2-3 kbar

CD2:
T 1123 °C; P 2-3 (4) kbar

CD3:
T 1027 °C; P 0-2 kbar

CD5:
cpx liquido
T 1027 °C; P 4-5 kbar
cpx xenolite
T 1027 °C; (4)- 5 kbar

I dati di P e T ottenuti sono stati inseriti in un grafico nel quale in ascissa è stata posta la temperatura (°C) e in ordinata la pressione (Kbar) (fig. 19). Da questo grafico si può facilmente notare come i clinopirosseni abbiano cristallizzato generalmente tra 1200 e 1000 °C e le pressioni di cristallizzazione raggiungono al massimo valori di 5- 6 Kbar corrispondenti a circa 18 Km di profondità. La cristallizzazione è avvenuta dunque in camere magmatiche superficiali nella crosta superiore.

E' facile notare come in generale la temperatura e la pressione di cristallizzazione si abbassino per le colate della Val Giumela passando dalla colata più antica a quella più recente.

In base a quanto appena detto sembra possibile un'evoluzione del sistema magmatico con la formazione di una seconda camera magmatica a più bassa profondità che ha ospitato magmi provenienti da una seconda camera più profonda prima di essere eruttati in superficie.

Il termobarometro mostra inoltre come non ci sono differenze di temperatura e pressione di cristallizzazione tra clinopirosseno della roccia e quello dello xenolite del campione CD5. Infatti entrambi cristallizzano tra 1000 e 1050 °C e a pressioni comprese tra 4 e 6 Kbar. E' quindi presumibile che si tratti di una fase che si è separata per differenziazione in situ, sulle pareti del condotto di risalita. Pirosseniti simili si trovano nella zona sia sui monti Monzoni (Bonadiman et al. 1994) che nel complesso intrusivo di Predazzo (Lucchini e Morten 1977, 1978).

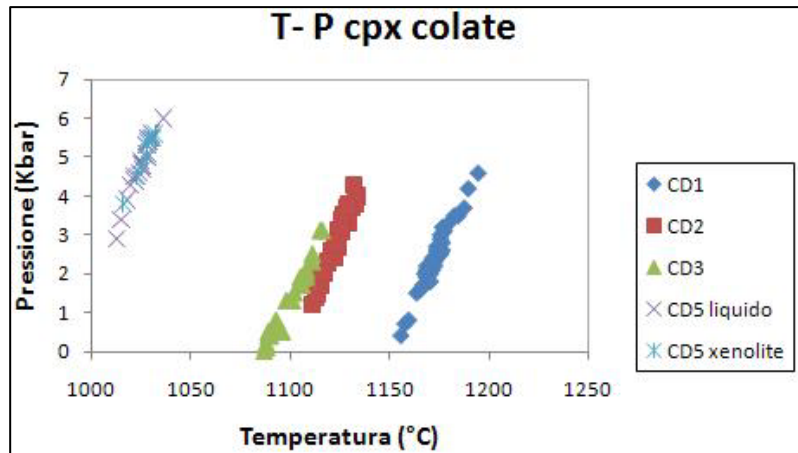


Fig. 19: grafico T- P per le colate studiate. Si osserva una diminuzione di entrambi i parametri procedendo dalla più antica alla più recente colata della Val Giumela. Per il campione CD5 non c'è differenza apprezzabile tra i clinopirosseni della roccia e quelli dello xenolite.

7.2- Analisi di un'olivina e stima della T di cristallizzazione

I risultati dell'analisi sull'unica olivina analizzata (fig. 20) del campione CD2, hanno mostrato come non ci siano grosse differenze tra il centro ed il bordo del cristallo. La composizione dell'olivina è FO_{73} e FA_{27} . Come notato da Ziberna (2009) da analisi fatte su olivine provenienti da colate nella zona, il contenuto in CaO è elevato, attorno a 0,3 %.

Tramite il termometro olivina + liquido di Putirka (2005) è stata stimata una temperatura di cristallizzazione per l'olivina, compresa tra 1072- 1129 °C molto simile a quella che ci ha restituito il termobarometro clinopirosseno + liquido (Putirka, 2003). Il buffer dell'ossigeno usato per stimare la temperatura dell'olivina, è quello Ni- NiO come stimato per questi magmi da Bonadiman et al. (1994). La pressione di cristallizzazione è stata fissata a 3 Kbar.

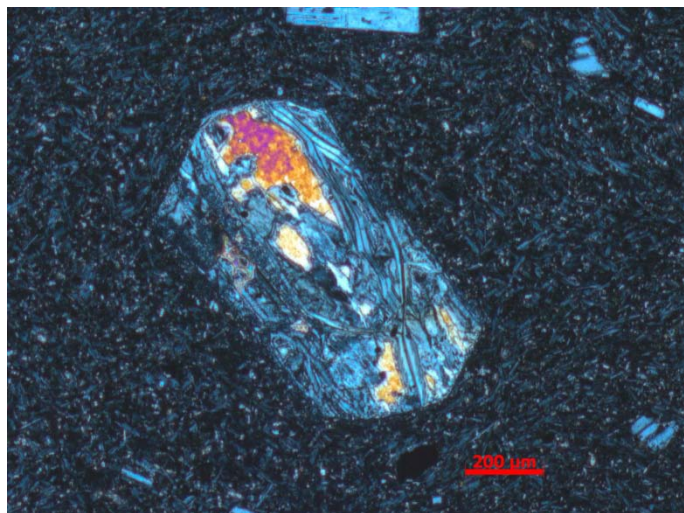


Fig. 20: l'unica olivina analizzata è del campione CD2. Ingrandimento 5 x, nicol incrociati.

7.3- Analisi dei plagioclasti

Infine sono stati analizzati dei plagioclasii per vedere come variava il contenuto in anortite. Il plagioclasio, in tutti i casi è risultato piuttosto ricco in anortite variando tra il 75 e l'85 %, corrispondente ad una Bytownite (V. Appendice C).

Sono stati fatti dei grafici distanza- contenuto in anortite per verificare come varia la percentuale in anortite del plagioclasio. Per i campioni CD1 e CD3, il contenuto in anortite aumenta in maniera non molto regolare procedendo dal centro del cristallo al bordo, facendo presumere che la fase minerale venga a contatto con magma più primitivo più procede la cristallizzazione (V. Appendice C). Per il campione CD3, si osserva, una brusca diminuzione del contenuto in anortite seguita da un successivo aumento (fig. 21). Questo può essere dovuto a fenomeni di assimilazione di rocce ai bordi della camera magmatica.

Per verificare se la cristallizzazione del plagioclasio è avvenuta in un magma idrato, si è calcolato il Ca# (numero di calcio) per i campioni CD1, CD2, CD3 utilizzando i dati dell'analisi XRF. Si è poi costruito un grafico dove in ascissa viene messo il Ca# del campione e in ordinata la percentuale variabile in anortite del rispettivo plagioclasio analizzato in microsonda (fig. 21). Varie parti del grafico sono state suddivise da rette e curve che rappresentano coefficienti di distribuzione crescenti (da 1 a 5) e che sono espressione della diversa concentrazione del Ca nel fuso e nel cristallo. Una sola linea retta rappresenta un coefficiente di distribuzione $K_D=1$ e corrisponde ad un magma anidro dove il calcio è ugualmente concentrato tra la fase cristallina e quella liquida del melt. Se invece $K_D>1$, allora si hanno curve al di sopra della retta $K_D=1$ e tali curve rappresentano magmi idrati dove il plagioclasio presenta una concentrazione in calcio diversa da quella del liquido.

Si può facilmente notare come i campioni occupino campi delimitati dalle curve aventi $K_D>1$ e quindi il magma dal quale sono cristallizzati i plagioclasii, sia idrato (fig. 21). Tale magma contenendo dell'acqua (stimata attorno al 2,5 %) ha ostacolato la cristallizzazione del plagioclasio e per questo è risultato stranamente così ricco in anortite.

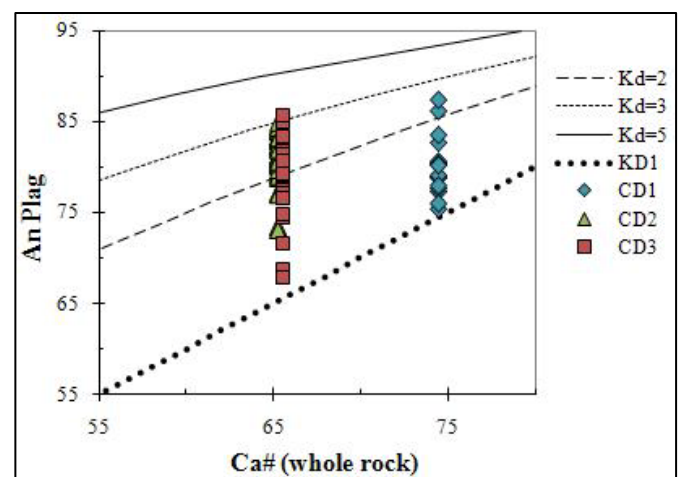
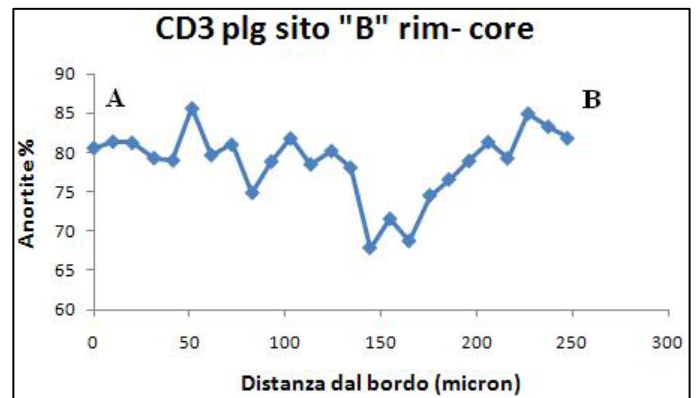
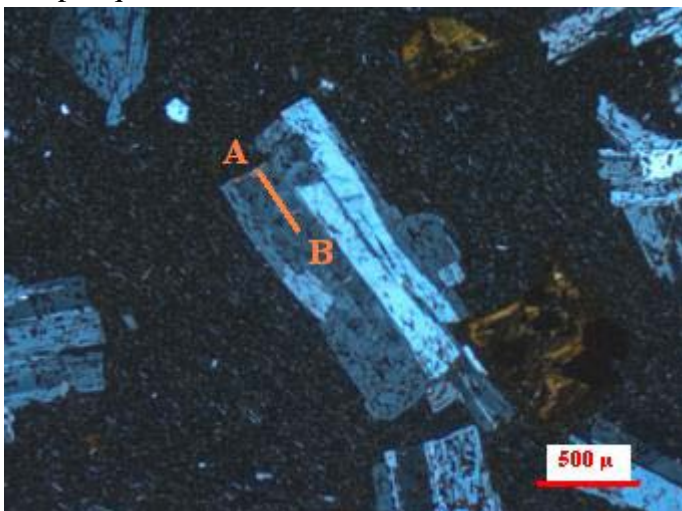


Fig. 21: nella foto qui in alto a sinistra è visibile il plagioclasio del campione CD3. E' indicata la traversa lungo la quale è stata effettuata l'analisi. Il grafico in alto a destra mostra la variazione del contenuto in anortite dal bordo verso il centro del cristallo. In basso a destra il grafico Ca# - % di anortite mostra come i plagioclasii si posizionino su campi dove $K_D>1$. Il magma dal quale hanno cristallizzato era dunque idrato e questo spiega anche l'elevato contenuto in anortite.

8- Conclusioni

Le rocce magmatiche medio- triassiche che si ritrovano nelle Dolomiti occidentali fanno supporre che siano legate ad un evento vulcanico collegato ad un margine attivo. Infatti si collocano nel campo transizionale ad affinità calcalkalina. All'interno di questa serie, si collocano nel campo delle shosoniti, tipiche delle zone di subduzione. In questa ricerca si è anche riscontrato come il magma che ha generato le vulcaniti fosse ricco in acqua che caratterizza tipicamente i margini attivi.

Inoltre la distribuzione di alcuni elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (Bonadiman et al. 1994; Ziberna, 2009) mostra come le vulcaniti dolomitiche presentino un arricchimento in elementi LILE (Ba, Rb, K) e una spiccata anomalia in Nb (fig. 22). I magmi di dorsale oceanica (N- MORB) invece si contraddistinguono per essere poveri in LILE e mostrano un'anomalia positiva in Nb (fig. 22).

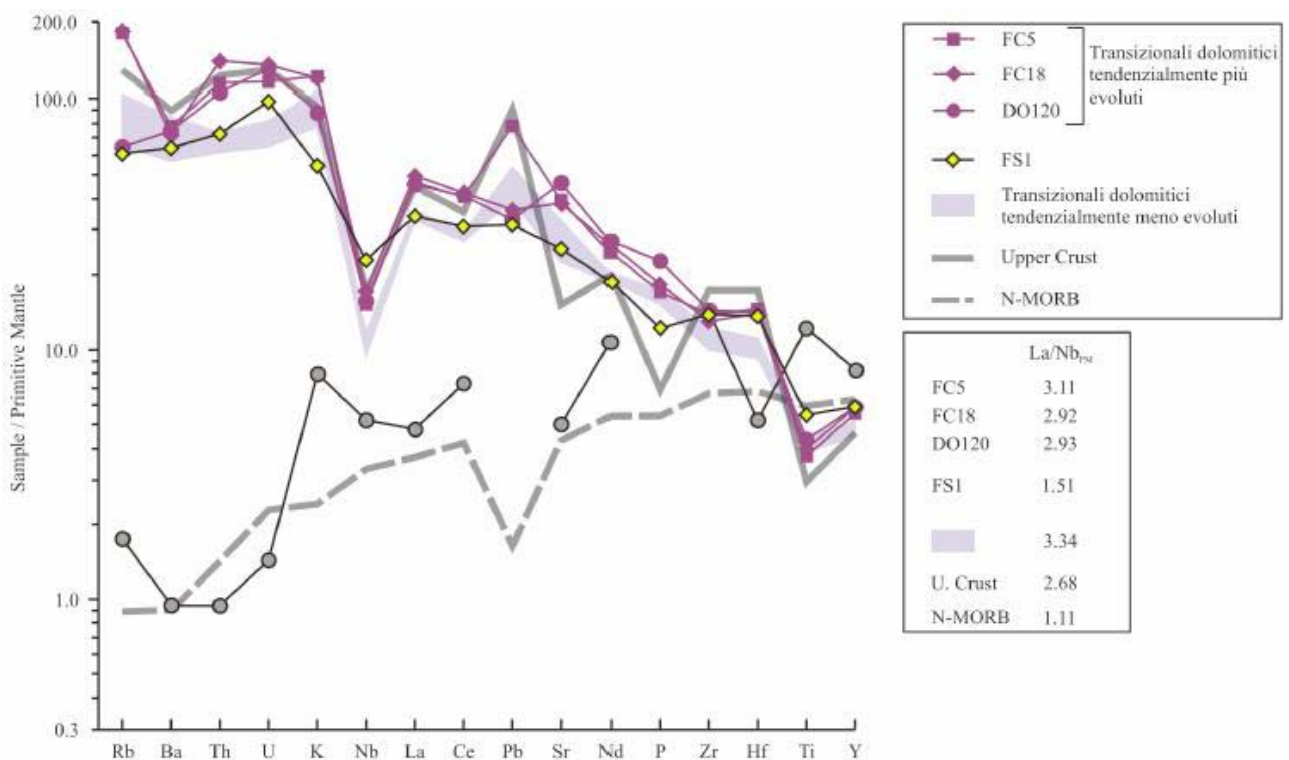


Fig. 22: grafico elementi incompatibili normalizzati rispetto alla composizione del mantello primordiale. I magmi che hanno originato le vulcaniti medio- triassiche delle Dolomiti non mostrano anomalia in Nb e risultano ricchi in LILE. Da Ziberna (2009).

Anche se rimangono ancora dubbi se l'evento magmatico del Triassico Medio delle Dolomiti sia legato ad ambienti estensionali o compressivi sembra che sia stato profondamente influenzato da un sistema di faglie transpressive- transtensive che possono aver innescato un meccanismo favorevole alla parziale fusione di sorgenti di mantello arricchite dalla precedente orogenesi ercinica. Tale meccanismo sarebbe in grado di spiegare l'apparente carattere orogenico di queste rocce rispetto all'ambiente anorogenico in cui questo vulcanismo si sarebbe verificato (Bonadiman et al. 1994). La presenza di camere magmatiche a bassa profondità è supportata anche dai dati di questa ricerca. Il magma infatti sembra aver subito un'evoluzione per cristallizzazione frazionata prima di venire eruttato. Infine si è notato una probabile evoluzione del sistema magmatico con la formazione di più camere magmatiche a vari livelli nella crosta superiore.

- Bibliografia

- Bertotti, G., Picotti, V., Bernoulli, D., Castellarin, A., 1993. From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. *Sedimentary Geology*, 86, 53-76.
- Bonadiman, C., Coltorti, M., Siena, F., 1994. Petrogenesis and T-fO₂ estimates of Mt. Monzoni complex (Central Dolomites, Southern Alps): a Triassic shoshonitic intrusion in a transcurrent geodynamic setting. *Eur. J. Mineral*, 6, 943-966.
- Bosellini, A., Castellarin, A., Doglioni, C., Guy, F., Lucchini, F., Perri, M. C., Rossi, P. L., Simboli, G. & Somavilla, E., 1982. Magmatismo e tettonica nel Trias delle Dolomiti. In: A. Castellarin & G. B. Vai (a cura di): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. reg. S.G.I., 189 – 210, Bologna.
- Bosellini, A., 1996. Geologia delle Dolomiti. Casa editrice Athesia, Bolzano- Bozen.
- Castellarin, A., Lucchini, F., Rossi, P. L., Sartori, R., Simboli, G. & Somavilla E., 1982. Note geologiche sulle intrusioni di Predazzo e dei M. Monzoni. In A. Castellarin & G. B. Vai (a cura di): Guida alla geologia del Sudalpino centro- orientale. Guide geol. reg. S.G.I., 211 – 219, Bologna.
- Laurenzi, M.A., Visonà, D., Zantedeschi, C., 1994. High resolution Ar/Ar chronology of Predazzo magmatic complex (Southern Alps, Italy). U.S. Geological Survey, Circular 1107, *Icog.* 8, 186.
- Lucchini, F. & Morten, L., 1977. An example of flow differentiation: clinopyroxenite pf the Predazzo igneous complex (north Italy). *Lithos* 10, 39 – 47. Oslo, ISSN 0024-4937.
- Lucchini, F., Morten, L., 1978. La clinopirossenite del Complesso Igneo di Predazzo: un esempio di differenziazione per flusso. *Elementi minori ed in traccia. Miner. Petrogr. Acta* Vol. 22, pp. 1 – 11.
- Stampfli, G. M., Borel, G. D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17-33.
- Veevers, J. J., 1989. Middle/Late Triassic (230±5 Ma) singularity in the stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly. *Geology*, 17 (9), 784-787.
- Visonà, D., 1997. The Predazzo multipulse intrusive body (Western Dolomites, Italy). Field and mineralogical studies. *Mem. Sci. Geol.*, 49, 117 - 125.
- Wortmann, U. G., Weissert, H., Funk, H., Hauk, J., 2001. Alpine plate kinematics revisited: The Adria Problem. *Tectonics*, 20 (1), 134-147.
- Ziberna, L., De Min, A., Petrini, R., 2009. Il magmatismo ladino nel Sudalpino: nuovi dati geochimici e implicazioni sul contesto geodinamico della placca Adria. Tesi di Laurea Specialistica in Petrologia, Università degli Studi di Trieste.

- **Appendice A: risultati dell'analisi XRF dei campioni raccolti**

	CD1	CD2	CD3	CD4	CD5	CD6	CD7	CD8
	Giumela	Giumela	Giumela	Giumela	Siusi	Bedovina	Bedovina	Dicco Selle
wt%								
SiO₂	50,56	50,57	50,36	52,83	53,64	52,54	53,69	48,81
TiO₂	1,08	1,13	1,17	1,12	0,79	0,93	0,82	1,33
Al₂O₃	17,27	17,65	17,83	18,93	18,09	15,34	15,97	18,60
Fe₂O₃	9,00	10,78	10,99	8,35	9,24	11,29	9,92	10,13
MnO	0,13	0,18	0,21	0,16	0,15	0,20	0,23	0,13
MgO	4,86	4,36	3,53	2,56	3,32	4,45	3,98	5,05
CaO	12,19	9,16	9,38	6,64	4,51	7,96	8,77	9,06
Na₂O	2,28	2,66	2,69	5,31	5,87	2,72	2,35	3,10
K₂O	1,86	2,57	2,57	2,87	3,23	3,38	3,22	2,48
P₂O₅	0,32	0,39	0,40	0,45	0,47	0,35	0,34	0,45
Tot.	99,55	99,45	99,13	99,22	99,31	99,16	99,29	99,14

L.O.I.	3,17	1,33	1,91	3,51	5,04	1,26	0,65	2,92
Mg#	55,74	48,54	42,83	41,69	45,59	47,90	48,34	53,76
Ca#	74,47	65,26	65,55	40,56	29,54	61,49	67,06	61,46
Alcali	4,14	5,23	5,26	8,18	9,10	6,10	5,57	5,58

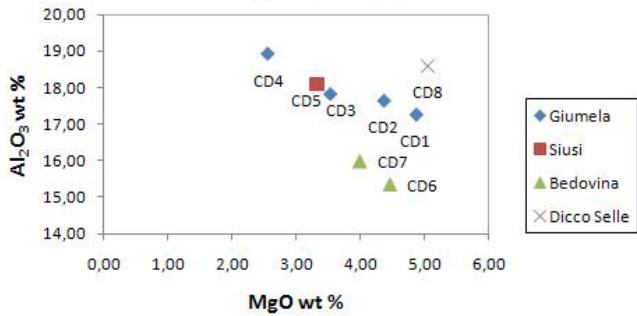
ppm								
V	276	265	274	254	159	245	211	241
Cr	152	84	86	51	15	41	49	62
Co	35	33	35	26	27	43	34	23
Ni	55	34	30	28	39	19	17	38
Cu	66	231	209	219	237	155	87	147
Zn	79	89	93	104	106	115	117	40
Ga	19	17	17	16	24	16	17	17
Rb	51	59	54	66	84	113	83	117
Sr	621	775	774	608	461	731	800	1326
Y	25	27	27	26	28	28	25	23
Zr	115	154	154	156	156	158	146	145
Nb	8	10	8	11	11	10	8	10
Ba	344	484	499	512	575	479	562	438
La	22	21	28	20	33	26	37	40
Ce	37	57	38	59	59	70	59	65
Nd	17	22	20	21	18	18	22	10
Pb	13	17	16	27	23	28	25	14
Th	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
U	<3	4	<3	<3	<3	<3	3	<3

Minerali normativi nei campioni (Norma CIPW)

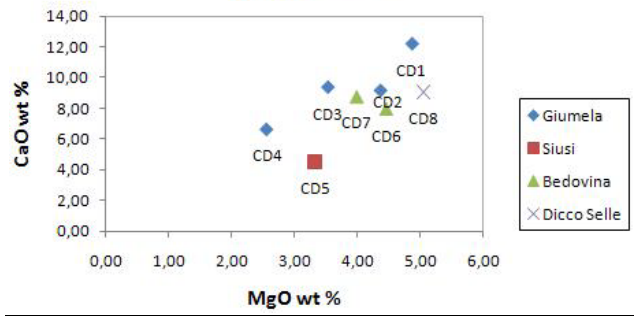
Volume %	CD1	CD2	CD3	CD4	CD5	CD6	CD7	CD8
Quartz	0	0	0	0	0	0	2,46	0
Plagioclase	55,81	56,22	57,06	57,38	54,65	47,41	47,62	56,33
Orthoclase	12,77	17,6	17,66	18,97	21,32	23,24	21,96	16,9
Nepheline	0	0	0	6,58	7,48	0	0	2,71
Diopside	19,93	10,65	11,18	7,71	4,28	13,1	13,17	9,41
Hypersthene	5,83	6,53	5,92	0	0	9,93	11,92	0
Olivine	2,62	5,54	4,61	6,17	9,33	3,1	0	10,92
Ilmenite	1,28	1,34	1,39	1,29	0,9	1,11	0,97	1,57
Magnetite	1,05	1,25	1,28	0,94	1,03	1,31	1,14	1,17
Apatite	0,68	0,85	0,87	0,94	0,98	0,76	0,74	0,97
Zircon	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Chromite	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01
Tot.	100,01	100,01	100	100,01	99,99	99,99	100,01	100,01

Appendice B: grafici MgO vs elementi maggiori ed in traccia.

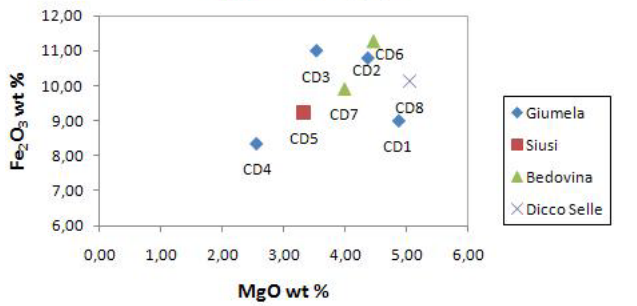
MgO vs Al₂O₃



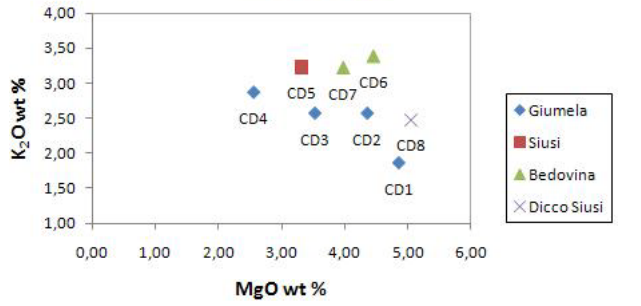
MgO vs CaO



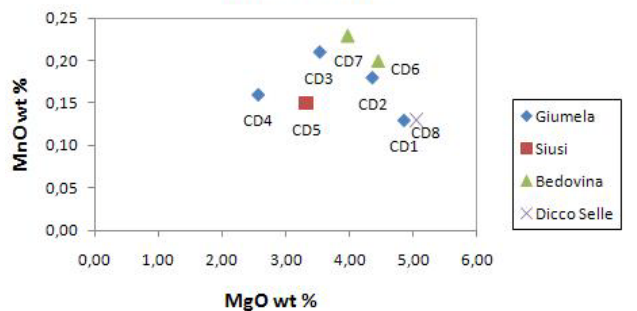
MgO vs Fe₂O₃



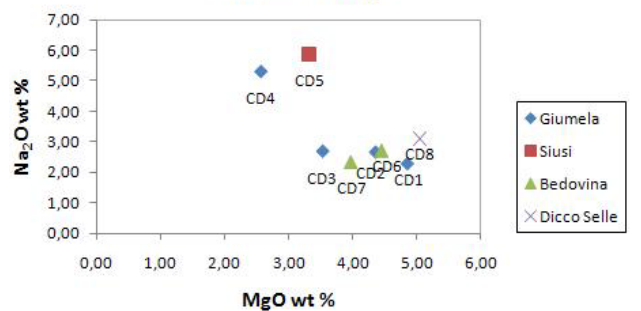
MgO vs K₂O



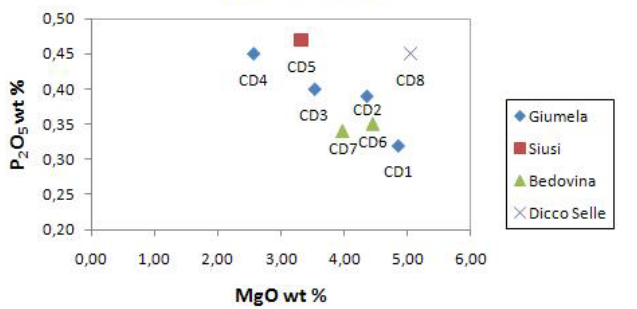
MgO vs MnO



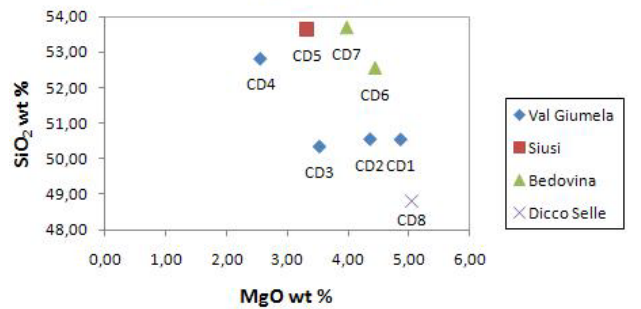
MgO vs Na₂O



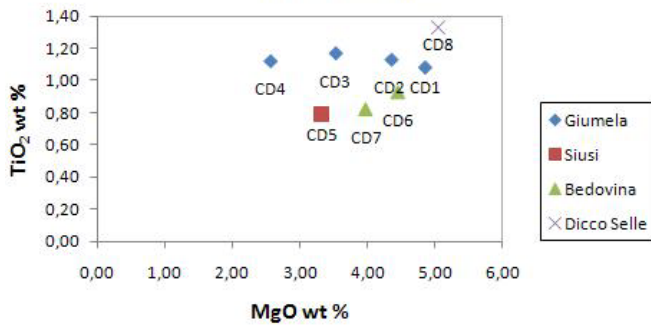
MgO vs P₂O₅



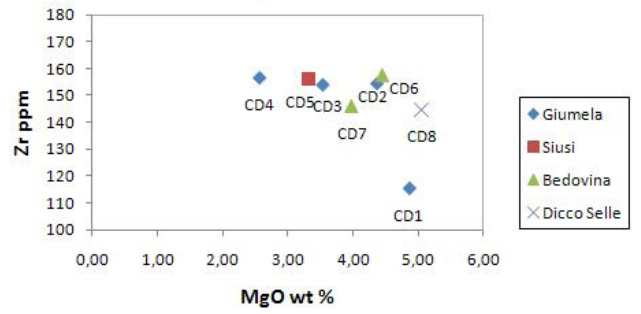
MgO vs SiO₂



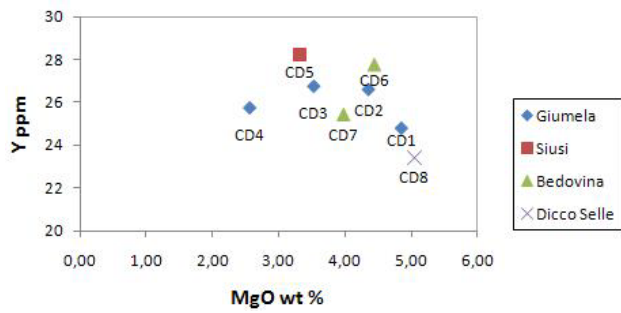
MgO vs TiO₂



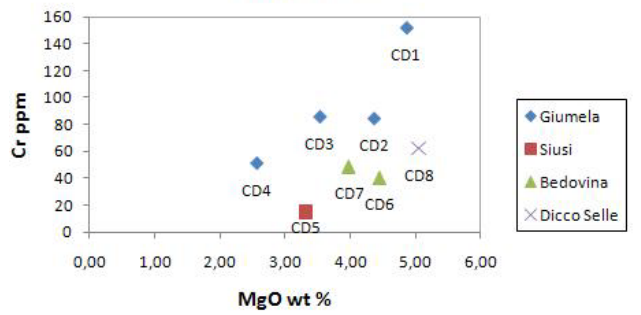
MgO vs Zr



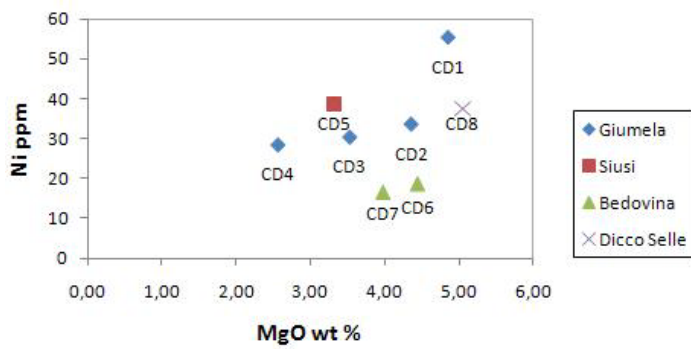
MgO vs Y



MgO vs Cr

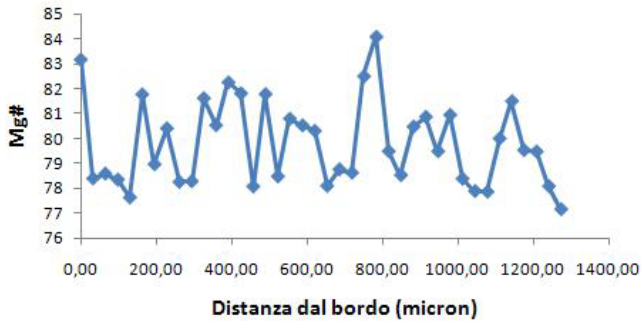


MgO vs Ni

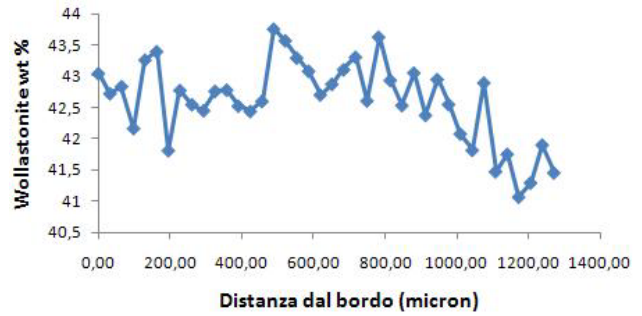


Appendice C: grafici rim- core di cristalli analizzati con la microsonda

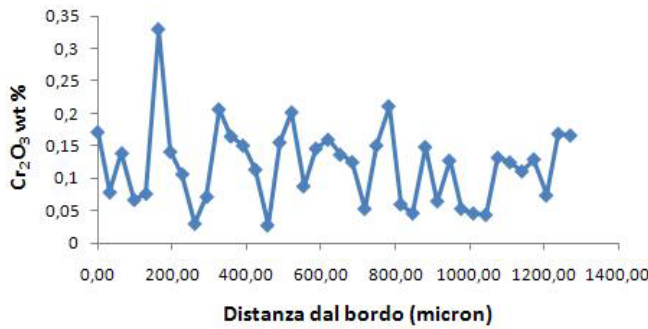
CD1 cpx sito "A" rim- core



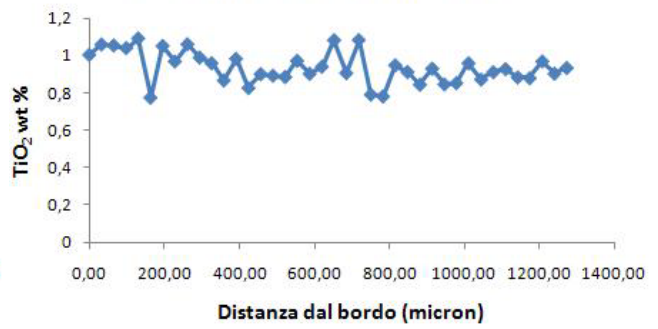
CD1 cpx sito "A" rim- core



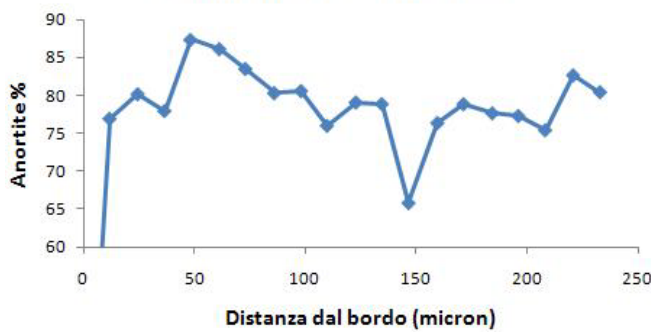
CD1 cpx sito "A" rim- core



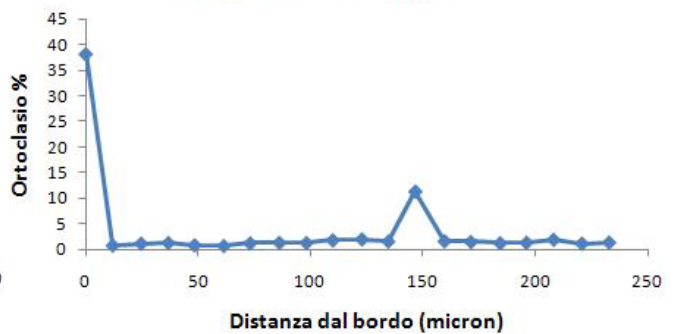
CD1 cpx sito "A" rim- core



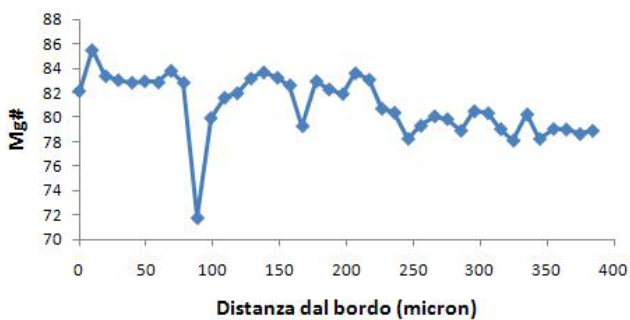
CD1 plg sito "B" rim- core



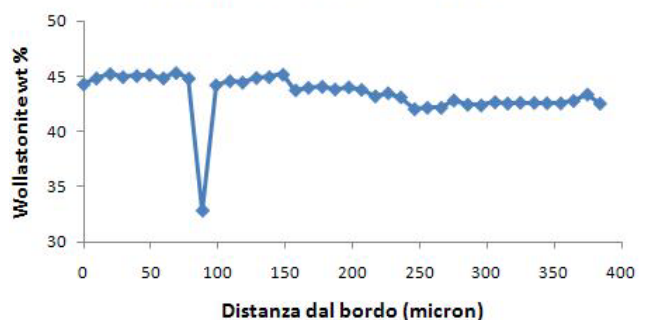
CD1 plg sito "B" rim- core



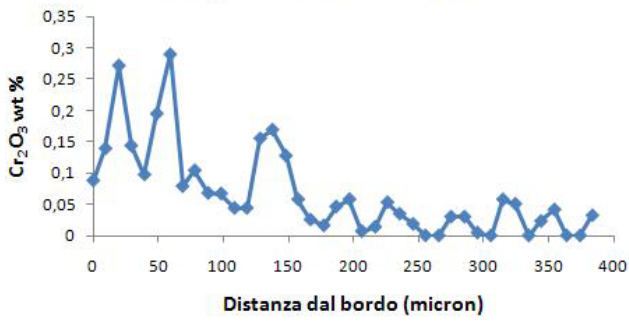
CD2 cpx sito "A" rim- core



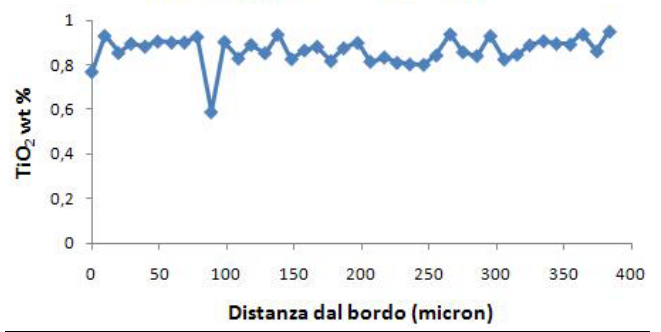
CD2 cpx sito "A" rim- core



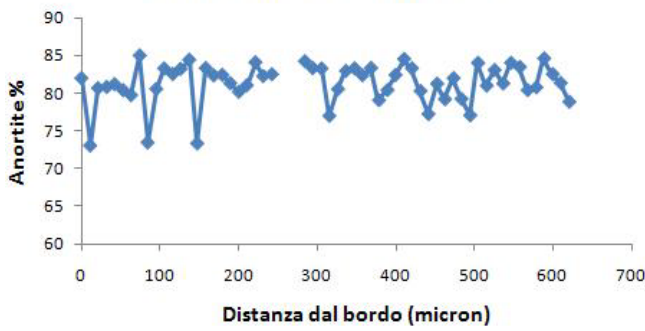
CD2 cpx sito "A" rim- core



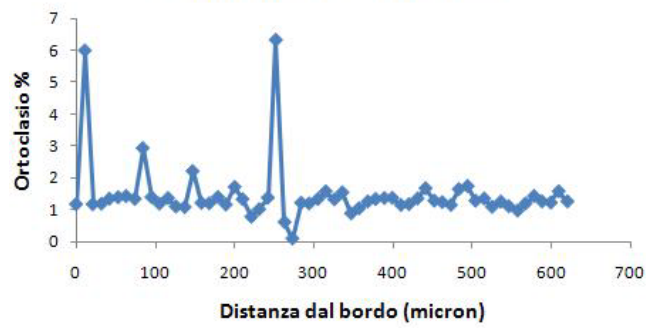
CD2 cpx sito "A" rim- core



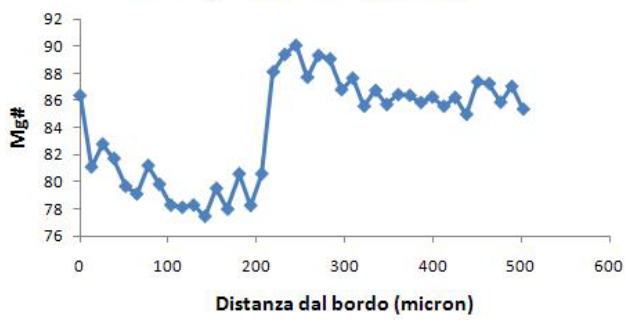
CD2 plg sito "B" rim- core



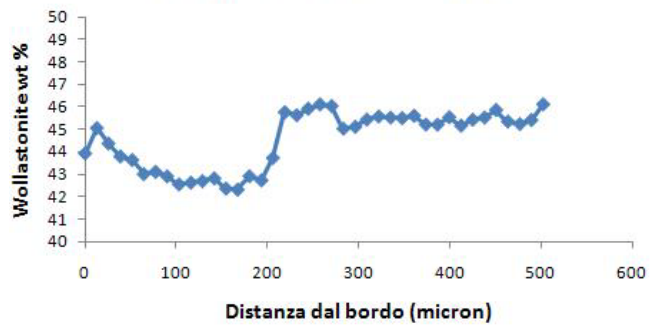
CD2 plg sito "B" rim- core



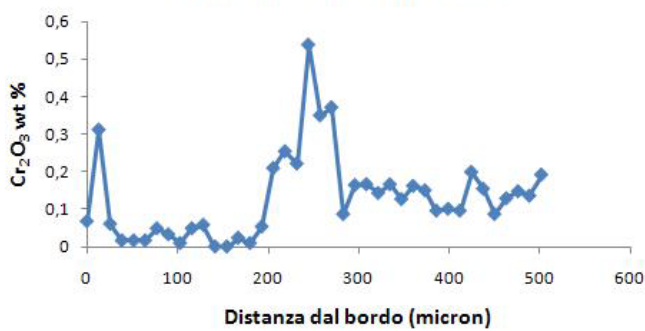
CD3 cpx sito "A" rim- core



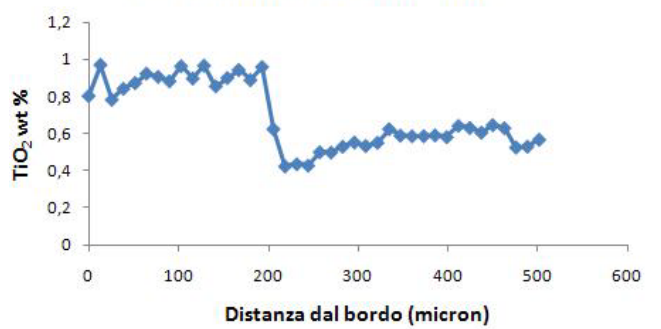
CD3 cpx sito "A" rim- core



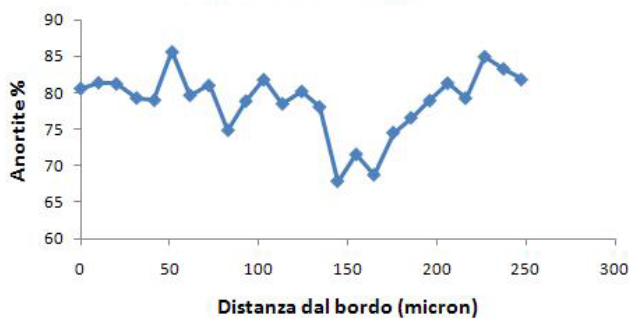
CD3 cpx sito "A" rim- core



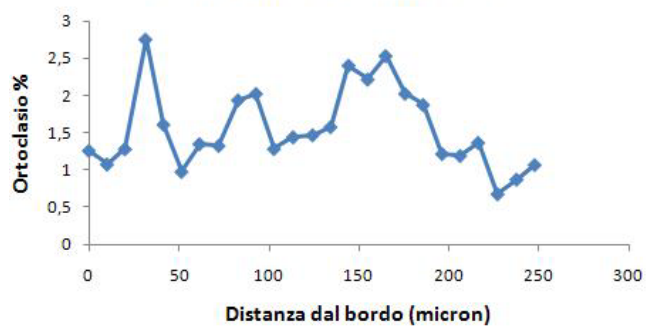
CD3 cpx sito "A" rim- core



CD3 plg sito "B" rim- core

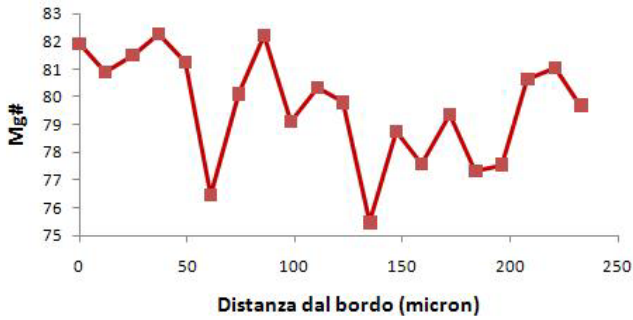


CD3 plg sito "B" rim- core

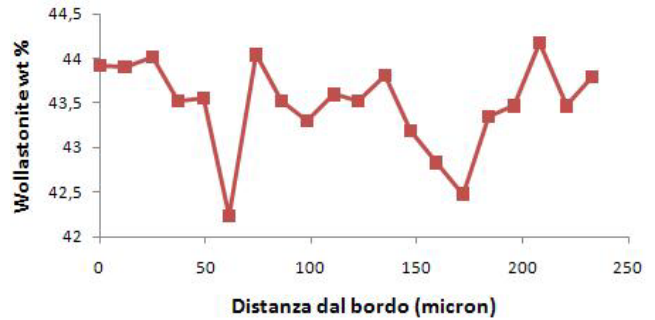


Clinopirosseni xenolite CD5 analisi EMPA

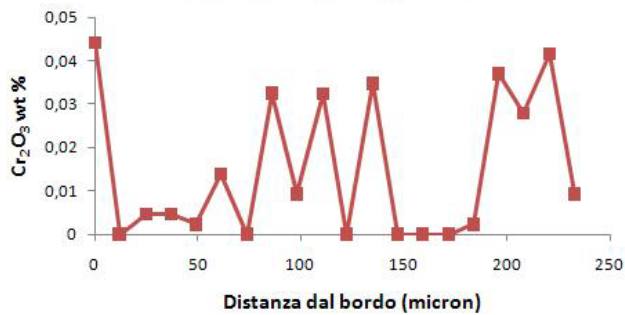
CD5 cpx sito "A" rim- core



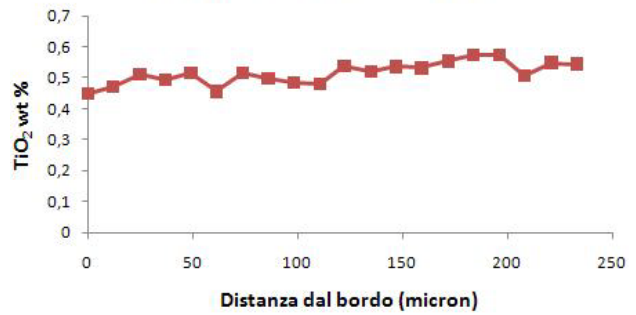
CD5 cpx sito "A" rim- core



CD5 cpx sito "A" rim- core

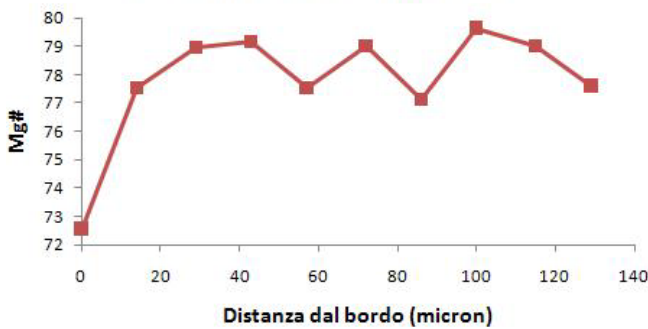


CD5 cpx sito "A" rim- core

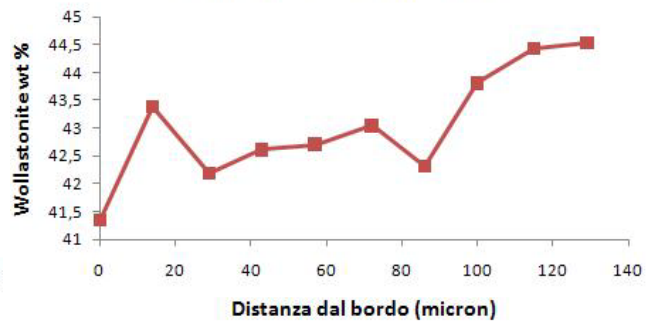


Clinopirosseno xenolite

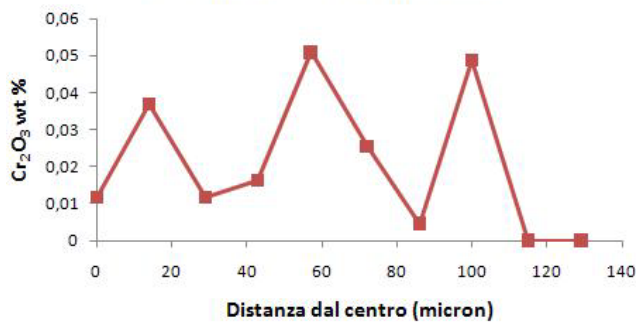
CD5 cpx sito "B" rim- core



CD5 cpx sito "B" rim- core



CD5 cpx sito "B" rim- core



CD5 cpx sito "B" rim- core

