



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI CATANIA

**DIPARTIMENTO DI SCIENZE BIOLOGICHE,
GEOLOGICHE E AMBIENTALI**

**DOTTORATO DI RICERCA IN PETROGRAFIA E PETROLOGIA
XXV CICLO**

DOTT. GABRIELE NATALE LANZAFAME

**INFLUENZA DELLE CONDIZIONI VULCANICHE E
IPOABISSALI NEI PROCESSI DI NUCLEAZIONE E
CRESCITA DELLE FASI CRISTALLINE**

TESI DI DOTTORATO

Tutor
Dott. Carmelo Ferlito

Coordinatore
Prof. Antonino Pezzino

CATANIA 2012

SOMMARIO

1 INTRODUZIONE	4
1.1 ORIGINE ED EVOLUZIONE DEI MAGMI ETNEI	6
1.2 SCOPO DEL LAVORO	8
2 INFLUENZA DEL TASSO DI RAFFREDDAMENTO IN AMBIENTE INTRUSIVO	11
2.1 INTRODUZIONE.....	11
2.2 CAMPIONAMENTO E METODI ANALITICI	11
2.3 RISULTATI	14
2.3.1 <i>Tessiture</i>	14
2.3.2 <i>Composizione chimica dei minerali</i>	16
2.4 DISCUSSIONE.....	18
2.4.1 <i>Variazioni composizionali dei plagioclasti, clinopirosseni e titanomagnetite</i>	19
2.4.2 <i>Composizione delle Olivine</i>	21
2.4.3 <i>Coefficienti di ripartizione tra minerali e fuso</i>	22
2.4.4 <i>Condizioni di cristallizzazione del dicco</i>	25
2.4.5 <i>Raffreddamento del dicco</i>	30
2.5 CONCLUSIONI.....	34
3 CRESCITA SIN-ERUTTIVA DI FENOCRISTALLI IN LAVE A MORFOLOGIA PAHOEHOE	35
3.1 INTRODUZIONE.....	35
3.2 CAMPIONAMENTO E METODI DI ANALISI.....	37
3.3 RISULTATI	42
3.4 DISCUSSIONE.....	45
3.4.1 <i>Cristallizzazione intratellurica</i>	45
3.4.2 <i>Cristallizzazione durante la risalita</i>	49
3.4.3 <i>Cristallizzazione post-eruttiva</i>	54
3.5 REOLOGIA DELLA COLATA CCG1	56
3.6 RELAZIONI TRA LA TESSITURA E LE ERUZIONI ERUTTIVE SULL'ETNA	56
4 INFLUENZA DELLE VARIAZIONI DELLA FUGACITA' D'OSSIGENO.....	59
4.1 INTRODUZIONE.....	59
4.2 CAMPIONAMENTO E METODI ANALITICI	60
4.3 RISULTATI	61
4.3.1 <i>Petrografia e composizione chimica dei minerali</i>	61
4.3.2 <i>Composizione chimica</i>	65
4.4 DISCUSSIONE.....	66
4.4.1 <i>Variazioni della fugacità dell'ossigeno</i>	67
4.4.2 <i>Cristallizzazione delle fasi di alta temperatura</i>	71
4.4.3 <i>Frazionamento dell'olivina e della titanomagnetite</i>	73
4.4.4 <i>Degassamento del flusso lavico</i>	77
4.5 CONCLUSIONI.....	83

5 CRISTALLIZZAZIONE INDOTTA DA DEGASSAMENTO: CASO LIMITE DELLE STALATTITI DI LAVA	85
5.1 INTRODUZIONE.....	85
5.2 GROTTI VULCANICHE E STALATTITI DI LAVA ETNEE.....	87
5.3 CAMPIONAMENTO E METODI DI ANALISI.....	88
5.4. RISULTATI	90
5.5 DISCUSSIONE.....	93
5.5.1 Condizioni di cristallizzazione.....	96
5.5.2 Effetti dell'essoluzione dell'acqua	97
5.5.3 Implicazioni per le variazioni degli elementi maggiori e in tracce.....	99
5.6 CONSIDERAZIONI FINALI.....	101
6 CRISTALLIZZAZIONE INDOTTA DA DECOMPRESSIONE: APPROCCIO SPERIMENTALE	103
6.1 INTRODUZIONE.....	103
6.2 METODI.....	105
6.2.1 Materiale di partenza.....	105
6.2.2 Metodologia sperimentale.....	105
6.3 RISULTATI	107
6.3.1 Tessiture.....	107
6.3.2 Composizione chimica dei vetri e dei cristalli.....	110
6.4 DISCUSSIONE.....	112
6.5 CONCLUSIONI.....	115
TABELLE.....	118
BIBLIOGRAFIA.....	187

1 INTRODUZIONE

I processi di cristallizzazione dei fusi silicatici sono di fondamentale importanza per comprendere l'evoluzione dei magmi all'interno delle camere magmatiche, nei sistemi di risalita e nei condotti vulcanici. La presenza di cristalli, la loro abbondanza, dimensione e forma influenzano significativamente la reologia e l'evoluzione delle colate laviche durante lo scorrimento in condizioni subaeree. Poiché la tessitura delle rocce magmatiche è in massima parte definita dalle condizioni di risalita e raffreddamento dei magmi, e in particolare dalla velocità alla quale questi processi si compiono, le dinamiche vulcaniche sono strettamente legate a questi fattori, responsabili di nucleazione e crescita delle fasi cristalline.

Sebbene le indagini geofisiche e geochemiche possano rivelare la presenza di magma nelle strutture sub-vulcaniche e fornire indicazioni sulla sua posizione all'interno del sistema di alimentazione, lo studio petrografico e mineralogico dei prodotti intrusivi ed effusivi permette di dettagliare, mediante modelli geochemici basati su risultati sperimentali, alcuni parametri chimici e fisici quali pressione, temperatura, fugacità di ossigeno e contenuto di gas. Inoltre, nonostante la composizione iniziale dei magmi definisca la paragenesi finale, le variabili che incidono maggiormente su abbondanza, composizione, forma e dimensioni dei cristalli sono il risultato di una complessa combinazione dei processi di decompressione, degassamento e raffreddamento. I fusi silicatici sono infatti descrivibili come soluzioni ad alta temperatura nelle quali sono disciolti diversi elementi volatili. Poiché la risalita magmatica è da considerarsi quasi completamente adiabatica, nucleazione e crescita delle fasi cristalline in condizioni intratelluriche sono in primo luogo correlate alla quantità di elementi volatili disciolti nel magma. Queste specie sono costituite principalmente da H_2O e CO_2 e la loro abbondanza nel magma ha ampia influenza sulla temperatura di liquidus e quindi sul grado di sottoraffreddamento del magma. La diminuzione di pressione durante la risalita innesca la sovrasaturazione del magma per gli elementi gassosi disciolti e la formazione di bolle, con un eventuale degassamento se il sistema di condotti permette la fuga delle bolle dal magma. La perdita di elementi volatili si

traduce in un innalzamento della temperatura di liquidus e nella conseguente nucleazione delle prime fasi cristalline. In condizioni effusive o di bassa profondità, invece, la differenza tra la temperatura delle lave o dei dicchi e quella dell'ambiente circostante è il fattore principale che regola la cristallizzazione; lo squilibrio termico innesca una perdita di calore la cui velocità dipende sia dall'ambiente di messa in posto che dalle proprietà fisiche del magma o della lava, e i tassi di raffreddamento hanno una profonda influenza sia sulla chimica delle fasi cristalline (Coish and Taylor, 1979; Ujike, 1982; Pietranik et al., 2006; Chistyakova and Latypov, 2009; Latypov et al., 2011) che sulla loro tessitura (Hammer, 2006; Lofgren et al., 2006; Mollo et al., 2010a; Iezzi et al., 2011).

Gli approcci allo studio delle dinamiche e delle cinetiche di cristallizzazione sono basati sullo studio di rocce naturali e di campioni ottenuti sperimentalmente riproducendo condizioni ambientali intratelluriche e vulcaniche. Esiste una vasta produzione scientifica nella quale sono stati affrontati singolarmente alcuni dei processi precedentemente menzionati. Gli effetti di diversi tassi di raffreddamento sulla tessitura e mineralogia delle rocce sono stati ampiamente documentati per differenti tipologie di magma con analisi sia su campioni naturali (Cashman and Marsh, 1988; Cashman, 1993; Armienti et al., 1994a; Higgins, 1996; Iezzi et al., 2008), che su campioni sperimentali (Fenn, 1977; Swanson, 1977; Muncill and Lasaga, 1987, 1988; Davis et al., 1997; McCoy and Lofgren, 1999; Conte et al., 2006). Altri autori hanno invece esaminato l'influenza della decompressione e quindi del degassamento sui magmi (Burnham and Davis, 1971; Wilson et al., 1980; Lipman et al., 1981; Westrich et al., 1988; Stix et al., 1993; Eichelberger, 1995; Geschwind and Rutherford, 1995; Moore et al., 1998; Kuritani, 1999; Hammer and Rutherford, 2002; Martel and Schmidt, 2003; Szramek et al., 2006; Papale et al., 2006; Suzuki et al., 2007; Brugger and Hammer, 2010; Chichy et al., 2011; Shea et al., 2010).

In questo lavoro sono stati investigati alcuni processi di cristallizzazione, con particolare riguardo alla cinetica, di alcuni prodotti intrusivi e vulcanici dell'Etna. Le tipologie di prodotti vulcanici Etnei sono varie, sia dal punto di vista dell'ambiente di formazione (prodotti intrusivi, ipoabissali ed effusivi a carattere

lavico e piroclastico) sia da un punto di vista petrochimico (con composizioni da basaltica a trachitica).

1.1 Origine ed evoluzione dei magmi Etnei

L'attività Etnea ha subito diversi cambiamenti a partire dalle prime manifestazioni dell'attività vulcanica che risalgono a circa 600 ka. I magmi Etnei hanno subito una transizione nelle composizioni da serie tholeitica ad alcalina durante l'evoluzione del vulcano, testimoniata dalle successioni dei prodotti dei centri eruttivi che si sono sovrapposti durante il Pleistocene e l'Olocene. Sulla base di analisi geologiche, petrochimiche e radiometriche, le successioni geologiche etnee sono state divise in 4 fasi descritte da Gillot et al. (1994): 1) *Lave Subalcaline Basali (580-225 Ka)* caratterizzate da manifestazioni fissurali; 2) *Centri Alcalini Antichi (170-100 Ka)* che testimoniano la transizione da attività subalcalina ad attività alcalina e la formazione di edifici di tipo stratovulcano; 3) *Trifoglietto (100-35 Ka)* caratterizzato da intensa attività eruttiva con lave differenziate; 4) *Mongibello (34-0 Ka)* che comprende le unità del Mongibello Antico (Ellittico) e del Mongibello Recente, quest'ultimo sede dei quattro crateri sommitali (Voragine, Bocca Nuova, Cratere di Nord Est e Cratere di Sud Est). Mongibello Antico e Recente sono separati da una fase più esplosiva, con eruzioni subpliniane e idromagmatiche. Attualmente, il Mongibello Recente è caratterizzato da attività effusiva e prodotti alcali-basaltici scarsamente differenziati (Romano and Guest, 1979; Romano, 1982). La diversificazione dei magmi Etnei è stata imputata in primo luogo a cambiamenti nelle sorgenti: i cambiamenti composizionali nei magmi primari sono stati associati da Schiano et al. (2001) a una progressiva transizione da una sorgente di origine mantellica ad una ricca di basalti arco-insulari, derivante da processi di subduzione e associata alla migrazione verso sud dello slab Ionico, il quale si è progressivamente sovrapposto al flusso derivante dal mantello. Questo implica che il vulcanismo etneo si sia progressivamente arricchito di un contributo calc-alcalino, e sia diventato più esplosivo durante la sua evoluzione. Lo spostamento verso composizioni più alcaline è stato imputato da Tonarini et al. (2001) a processi di roll-back della litosfera ionica in subduzione

che hanno permesso il sollevamento dell'astenosfera al di sotto del sistema di subduzione e fornito un percorso di risalita dei fluidi legati alla subduzione stessa. Secondo questi autori, la progressiva apertura di questa finestra di slab avrebbe innescato le variazioni geochemiche osservate nelle lave emesse a partire dagli anni 70 del secolo scorso.

L'evoluzione recente dei magmi etnei è stata messa in relazione da Viccaro and Cristofolini (2008) alla fusione parziale di un mantello arricchito da eventi metasomatici grazie all'apporto di alcune fasi idrate (flogopite e anfiboli). La fusione parziale di questo mantello metasomatizzato potrebbe aver prodotto i magmi responsabili delle eruzioni degli ultimi quaranta anni, che mostrano caratteristiche geochemiche differenti dalle lave emesse dall'Etna in epoca storica. Questi autori hanno sottolineato infatti che il ruolo dei processi di differenziazione in livelli superficiali del sistema di alimentazione non è in accordo con le variazioni a breve termine osservate nel contenuto di alcuni elementi in tracce e dei rapporti isotopici delle lave emesse a partire dal XX secolo. La genesi e l'evoluzione dei magmi Etnei è stata dunque legata a fattori operanti a scala regionale e profonda. I processi di differenziazione e lo stile eruttivo possono tuttavia essere determinati anche dal percorso di risalita del magma. Tanguy et al. (1997) hanno ipotizzato che l'evoluzione magmatica Etnea sia il risultato di una interazione tra materiale mantellico, sviluppo di serbatoi profondi permanenti e camere magmatiche temporanee che permettono l'instaurarsi di processi di differenziazione superficiale quali cristallizzazione frazionata, assimilazione e mixing. Sulla base di evidenze petrologiche gli autori indicano la presenza di un serbatoio profondo il quale potrebbe essere la rimanenza della parte superiore di un diapiro mantellico messo in posto circa 500 mila anni fa. Dopo l'iniziale diapirismo responsabile della produzione dei primi prodotti tholeitici, l'abbassamento del gradiente geotermico nella litosfera ha causato due fenomeni maggiori: (1) uno spostamento delle composizioni da primarie verso alcaline che ha causato un basso grado di fusione in ampie zone del mantello o più probabilmente la fusione di una sorgente peridotitica metasomatizzata e (2) una cristallizzazione limitata di alcali basalti nei serbatoi profondi e la costante emissione di trachibasalti poco differenziati.

Questo schema generale spiega lo sviluppo di camere magmatiche temporanee e superficiali che potrebbero aver prodotto in alcuni casi lave fortemente differenziate (trachiandesiti e trachiti). Il grado di differenziazione sarebbe dunque subordinato ai tempi di permanenza dei magmi in camere superficiali e alle modalità di risalita attraverso il sistema di alimentazione dell'Etna. Il percorso di risalita del magma dipende dalla struttura del vulcano, dalla presenza di livelli crostali deboli che consentono l'accumulo temporaneo, e dalle caratteristiche geometriche dei condotti (aperti o chiusi) che influenzano le modalità di degassamento. Indagini geofisiche e petrologiche (Sharp et al., 1980; Murru et al., 1999; Clocchiatti et al., 2004; Métrich et al., 2004; Viccaro et al., 2006; Spilliaert et al., 2006a,b; Ferlito et al., 2008, 2009) hanno dimostrato che il sistema di alimentazione Etneo è caratterizzato dalla presenza di serbatoi magmatici a diverse profondità nella crosta, uniti da un complesso sistema di condotti di risalita, attraverso i quali il magma, prima di cristallizzare in condizioni intrusive o di essere eruttato, subisce processi di cristallizzazione, mixing e degassamento. Questa struttura deve le sue caratteristiche alla tettonica estensionale del settore orientale della Sicilia (Catalano et al., 2004), la quale è anche responsabile direttamente della ricarica magmatica del sistema vulcanico e indirettamente di alcuni processi di differenziazione che possono incidere sullo stile eruttivo (Ferlito and Lanzafame, 2010).

1.2 Scopo del lavoro

La diversità dei prodotti Etnei offre la possibilità di investigare le modalità di cristallizzazione magmatica sotto molteplici aspetti, nei quali sono coinvolti un numero elevato di fattori. In questo lavoro sono stati presi in considerazione gli aspetti della dinamica e della cinetica di cristallizzazione di alcuni prodotti rappresentativi dell'attività vulcanica Etnea, dati da un dicco intruso e cristallizzato a poche centinaia di metri dalla superficie durante il periodo di attività dei centri dell'Ellittico e una colata lavica emessa durante l'eruzione del 1991-1993, entrambi a composizione trachibasaltica. Le tessiture e le composizioni mineralogiche di questi corpi hanno evidenziato che per i prodotti

intrusivi la cristallizzazione è guidata principalmente dalla perdita di calore, mentre in condizioni subaeree, sebbene lo squilibrio termico tra la temperatura della colata e quella dell'ambiente circostante sia estremamente elevato, la dinamica di cristallizzazione è profondamente condizionata dalle condizioni di fugacità d'ossigeno e di sottoraffreddamento. Inoltre è stato dimostrato come anche all'interno di un singolo elemento di flusso possono verificarsi processi di differenziazione che possono alterare in maniera significativa le caratteristiche di una colata lungo il suo profilo verticale.

Le dinamiche di cristallizzazione in ambiente subaereo sono state approfondite analizzando le caratteristiche di un particolare tipo di lave Etnee, comunemente definite "cicirara" e caratterizzate da morfologie pahoehoe e presenza di grossi cristalli di plagioclasio con dimensioni centimetriche; queste lave mostrano contemporaneamente sia strutture morfologiche tipicamente associate a colate a bassa viscosità, sia un contenuto cristallino elevato (>50 vol.%). La soluzione di questo apparente paradosso ha permesso di formulare un nuovo modello di cristallizzazione delle lave in condizioni subaeree.

Infine sono state investigate le caratteristiche delle stalattiti di lava, una morfologia comune a molti vulcani basaltici, prodotte per fusione, gocciolamento e ricristallizzazione delle volte dei tunnel di scorrimento lavico. Queste strutture forniscono preziose informazioni riguardo le cinetiche di cristallizzazione in ambiente subaereo. La cristallizzazione di un fuso in ambiente subaereo con nucleazione e crescita di fenocristalli millimetrici, dimostra infatti che anche in condizioni di grande squilibrio termico si possono sviluppare fasi cristalline di dimensioni notevoli in un lasso di tempo relativamente breve. E' stato quindi formulato un modello di crescita nel quale la forza guida della cristallizzazione è costituita dalla perdita d'acqua residua ad opera dalle alte temperature presenti all'interno dei tunnel di scorrimento.

Lo studio di campioni naturali ha dunque fornito informazioni importanti sulle modalità di cristallizzazione dei magmi e delle lave Etnee, dove i fattori fisici assumono un ruolo importante a seconda dell'ambiente nel quale avviene la solidificazione. Tuttavia, per approfondire l'importanza di alcuni parametri

fondamentali quali la modalità di decompressione e dunque la perdita di volatili e la variazione del grado di sottoraffreddamento sulla tessitura delle rocce, sono stati eseguiti alcuni esperimenti di decompressione a temperatura costante su campioni di piroclasti a composizione riodacitica emessi dal vulcano Aniakchak (Arco Aleutino, Alaska, USA). Sebbene la composizione di una riodacite sia estremamente diversa da quella dei basalti Etnei, i risultati degli esperimenti hanno mostrato che anche per fusi silicatici molto diversi in composizione l'effetto della decompressione si manifesta con tessiture simili, che riflettono la modalità di risalita del magma all'interno della crosta.

In conclusione, i risultati hanno evidenziato che mentre per i prodotti effusivi la cristallizzazione è guidata soprattutto dalla modalità di risalita e perdita della fase volatile, per quelli intrusivi le tessiture e le caratteristiche chimiche dei cristalli sono governate dalla modalità di raffreddamento. In condizione subvulcanica, infatti, la perdita di gas è più lenta e costante e i processi di cristallizzazione risentono maggiormente degli effetti del tasso di raffreddamento, mentre in condizioni effusive la tessitura finale è il risultato combinato di cristallizzazione intratellurica, modalità di risalita e condizioni di messa in posto della lava.

2 INFLUENZA DEL TASSO DI RAFFREDDAMENTO IN AMBIENTE INTRUSIVO

2.1 Introduzione

Le tessiture, la sequenza di cristallizzazione e la composizione chimica dei minerali sono profondamente influenzate dalla cinetica di cristallizzazione, specialmente ad alti tassi di raffreddamento e di decompressione (Hammer, 2008; Iezzi et al., 2008; Brugger and Hammer, 2010; Del Gaudio et al., 2010; Mollo et al., 2011a). Recenti studi sperimentali hanno messo in relazione la variazione della composizione chimica delle fasi cristalline con i processi di raffreddamento dei magmi (Hammer, 2006; Lofgren et al., 2006; Mollo et al., 2010a, 2011a; Iezzi et al., 2011). Questi autori hanno dimostrato che oltre a determinare le caratteristiche tessiturali, differenti tassi di raffreddamento possono influenzare la composizione chimica dei cristalli. Corpi intrusivi quali i dicchi, e specialmente quelli con spessori superiori al metro, permettono di investigare questi effetti. Il tasso di raffreddamento è determinato dalla distanza dalla roccia incassante; di conseguenza, le variazioni della composizione chimica dei cristalli indotte da diversi regimi di raffreddamento nei dicchi possono essere utilizzate per ricostruire la storia della cristallizzazione del magma (Coish and Taylor, 1979; Ujiie, 1982; Pietranik et al., 2006; Chistyakova and Latypov, 2009; Latypov et al., 2011).

In questo capitolo, sono state investigate le variazioni composizionali di clinopirosseni, plagioclasti e titanomagnetiti di un dicco affiorante sull'Etna. I risultati indicano che queste fasi cristalline sono cresciute in condizioni di crescente tasso di raffreddamento dalla parte interna alla porzione esterna del dicco.

2.2 Campionamento e metodi analitici

Per questo studio, è stato selezionato un dicco affiorante nell'area delle Valle del Bove sul Mt. Etna (Sicilia, Italia). Tali intrusioni rappresentano il segmento più

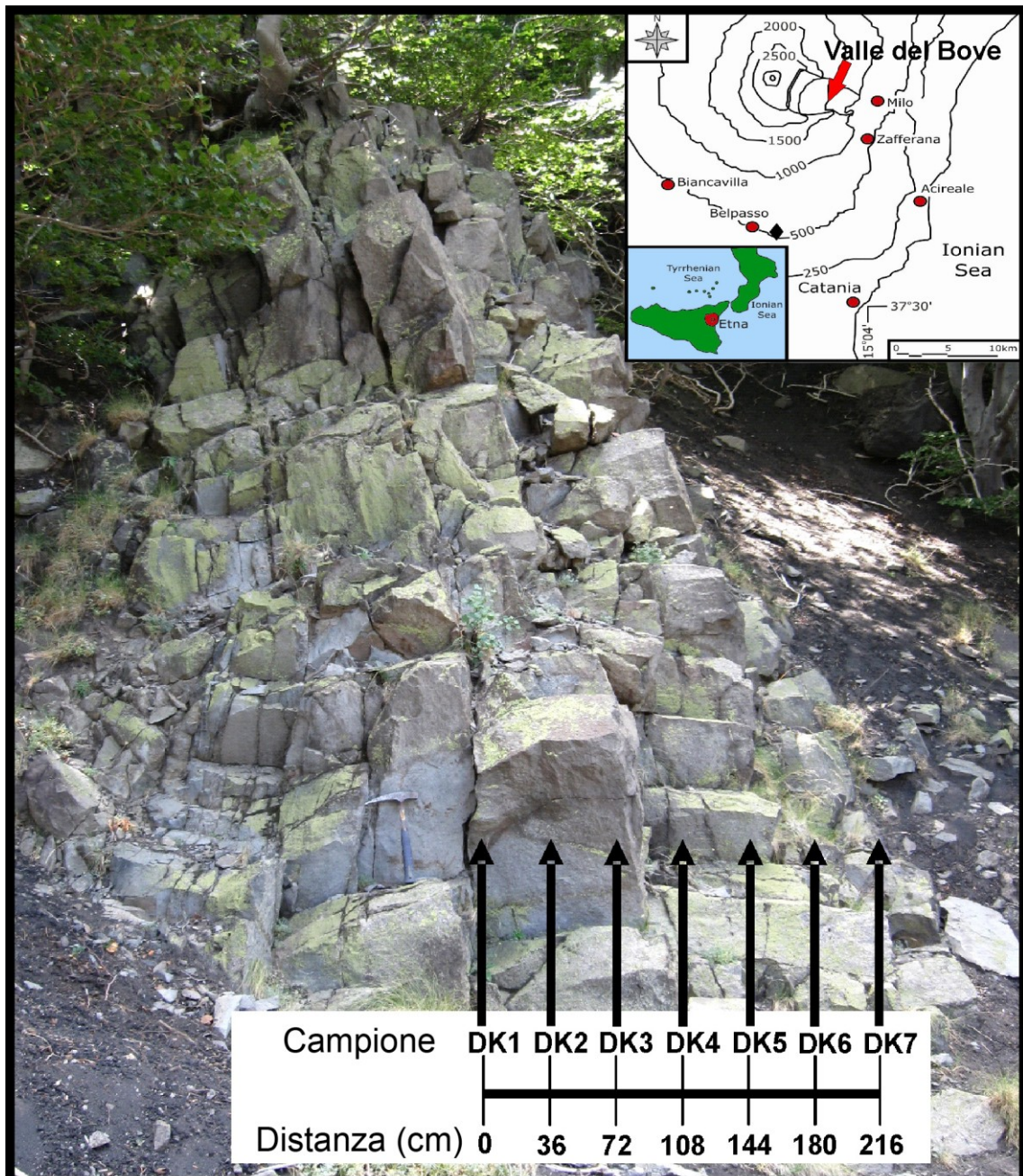


Figura 2.1. Mappa schematica dell'Etna (inserto). Sono stati raccolti sette campioni, DK1, DK2, DK3, DK4, DK5, DK6, e DK7, dalla parte interna a quella esterna del dicco utilizzando una distanza di campionamento di 36 cm da campione a campione.

superficiale del sistema di alimentazione di molti centri eruttivi, associati alla tettonica regionale dell'area (Ferlito and Nicotra, 2010). In questo capitolo sono state investigate la tessiture e la composizione chimica dei cristalli di un dicco localizzato ad una quota di 1550 m s.l.m., affiorante nella parte superiore della valle chiamata Canalone dei faggi, situata lungo la parete meridionale della Valle

del Bove (Fig. 2.1).

Il dicco intrude vari flussi lavici a composizione mugearitica-benmoreitica e alcuni depositi piroclastici emessi durante le attività del Trifoglio II, del Vavalaci, e di alcuni centri eruttivi dell'Ellittico (Fig. 2.2). Da un punto di vista stratigrafico, l'intrusione magmatica è avvenuta successivamente all'attività dei centri eruttivi del Trifoglio II e del Vavalaci, e può essere inserita all'interno del periodo di attività dell'Ellittico. La porzione in esame rappresenta la parte più superficiale del dicco, che al momento dell'intrusione si trovava a una profondità di non più di 100 m sotto la superficie topografica. Questa profondità è stata ricavata considerando l'altitudine dei flussi lavici inalterati e affioranti lungo la parete della Valle del Bove. Considerando una densità delle rocce pari a 2750 kg/m^3 , è stata ricavata una pressione litostatica di circa 2.7 MPa.

Nella porzione campionata, il dicco mostra uno spessore di 4.3 m (Fig. 2.1) e sembra essere costituito da un singolo corpo intrusivo. Le osservazioni di campo e di laboratorio non hanno rivelato contaminazioni in situ da parte della roccia incassante o limiti interni, come "chilled zones" o "comb layers" (Chistyakova and Latypov, 2009). Sono stati raccolti sette campioni, nominati DK1, DK2, DK3, DK4, DK5, DK6 e DK7, rispettivamente dalla parte interna a quella esterna applicando una distanza di campionamento di 36 cm (Fig. 2.1).

Le analisi chimiche dei campioni sono state effettuate mediante XRF e corrette per gli effetti di matrice (Franzini and Leoni, 1972) al Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e ambientali dell'Università di Catania. Per gli elementi maggiori non sono state osservate variazioni significative tra i vari campioni. La composizione media del dicco è risultata essere $\text{SiO}_2=48.59 (\pm 0.32)$, $\text{TiO}_2=1.86 (\pm 0.02)$, $\text{Al}_2\text{O}_3=16.88 (\pm 0.19)$, $\text{FeO}=11.29 (\pm 0.16)$, $\text{MnO}=0.20 (\pm 0.01)$, $\text{MgO}=4.19 (\pm 0.10)$, $\text{CaO}=10.37 (\pm 0.09)$, $\text{Na}_2\text{O}=3.80 (\pm 0.15)$, $\text{K}_2\text{O}=1.61 (\pm 0.1)$, $\text{P}_2\text{O}_5=1.21 (\pm 0.01)$ (ossidi in percentuale in peso). Tutti i campioni possono essere classificati come trachibasalti (Fig. 2.2). Inoltre, l'omogeneità chimica delle differenti porzioni del dicco consente di escludere l'influenza di processi come cambiamenti di composizione del magma iniettato, differenziazione da flusso e accumulo e concentrazioni di cristalli, i quali determinerebbero una zonazione

chimica interna (Chistyakova and Latypov, 2009). Il dicco è dunque il risultato dell'intrusione di un singolo impulso di magma e, conseguentemente, le variazioni tessiturali e chimiche delle fasi minerali sono da attribuire ai processi di raffreddamento durante l'intrusione del corpo magmatico (Coish and Taylor, 1979; Ujiike, 1982). Le analisi tessiturali e chimiche sono state effettuate nel Laboratorio HP-HT di Vulcanologia Sperimentale e Geofisica dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Roma (Italia). Sono state prodotte sette sezioni sottili (una per ciascun campione), le quali sono state investigate mediante l'utilizzo di un Microscopio Elettronico a Scansione Jeol-JXA8200 EDS-WDS.

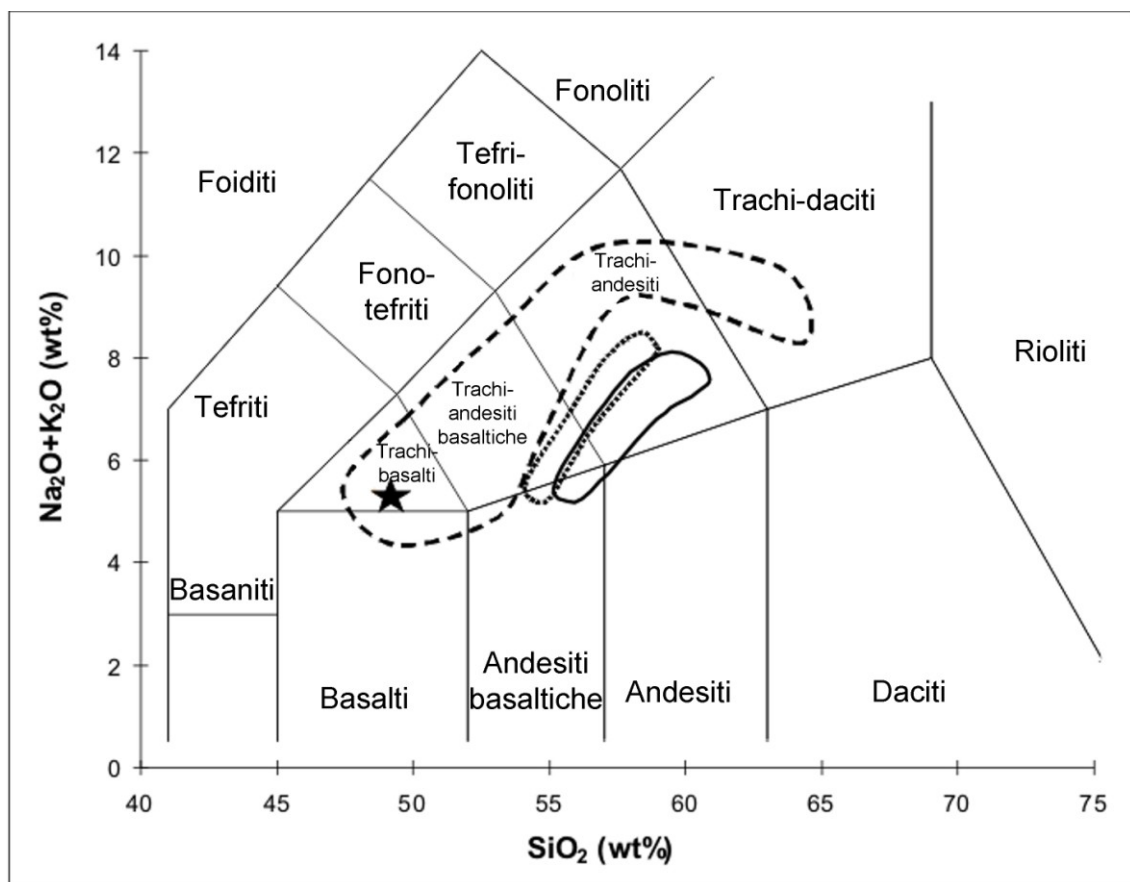


Figura 2.2. Composizione dei prodotti eruttati dall'Etna. Nel diagramma $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 sono mostrate le analisi chimiche su roccia totale del dicco (stella), dei depositi del Trifoglietto II (linea continua), del Vavalaci (linea punteggiata) e dell'Ellittico (linea tratteggiata).

2.3 Risultati

2.3.1 Tessiture

Tutti i campioni mostrano tessitura è olocristallina e struttura microcristallina

con scarsa presenza di bolle (<5 vol.%) (Fig. 2.3). A causa delle scarse dimensioni dei cristalli, variabili a da 200 a 2 μm , non è stata possibile una quantificazione delle variazioni tessiturali dalla parte interna del dicco a quella esterna, sebbene non siano state riscontrate variazioni nel contenuto dei cristalli lungo la sezione

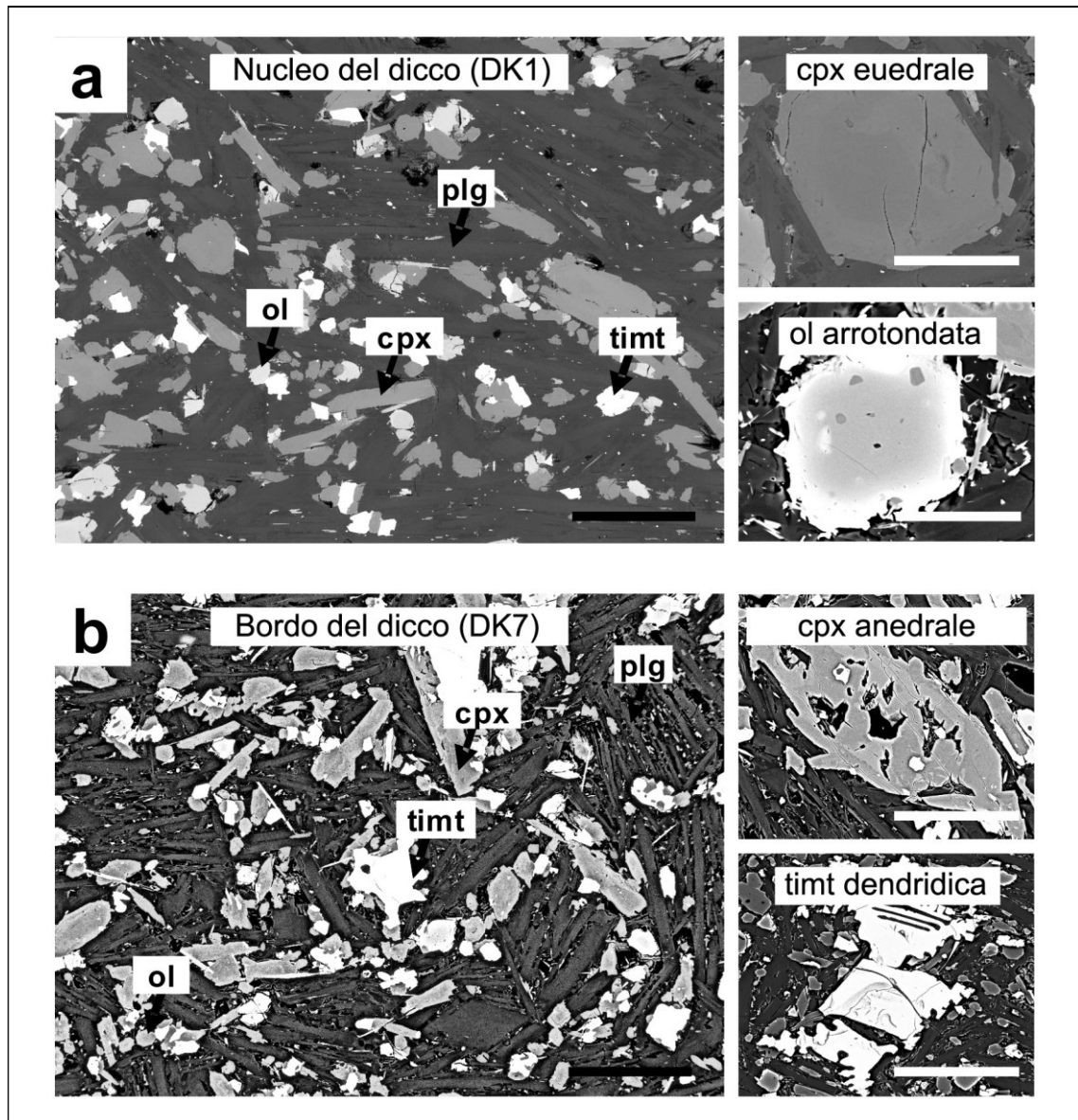


Figura 2.3. Caratteristiche tessiturali di plagioclasti (plg), clinopirosseni (cpx), titanomagnetiti (timt) e olivine (ol) dal nucleo (a) al bordo esterno del dicco (b).

del dicco. In generale, la paragenesi è data da plagioclasti (68 vol.%), clinopirosseni (20 vol.%), olivine (6 vol.%) e titanomagnetiti (6 vol.%). Plagioclasti, clinopirosseni e titanomagnetiti sono caratterizzati da tessiture variabili dalla porzione interna a quella esterna del dicco (Fig. 2.3). Nella parte interna, i cristalli mostrano abiti

tabulari (plagioclasti) e prismatici (clinopiroseni) con bordi ben definiti (Fig. 2.3a). Al contrario, al margine del dicco, i cristalli mostrano forme dendritiche o aciculari, con tessiture a setaccio e bordi di riassorbimento (Fig. 2.3b). Le olivine, con dimensione massima di 30 μm , mostrano invece spesso una forma arrotondata e bordi irregolari e riassorbiti (Fig. 2.3a).

2.3.2 Composizione chimica dei minerali

Le analisi chimiche di nuclei e bordi dei plagioclasti sono riportate in Tab. 2.1 per ogni campione. I Plagioclasti sono a composizione labradoritica, con zonazione normale. La Fig. 2.4 mostra che la composizione dei nuclei e dei bordi cambia sistematicamente in funzione della posizione del campione. Il contenuto di Al, Ca, Fe, e Mg aumenta nei cristalli dei campioni dalla parte interna al bordo esterno del dicco (da DK1 a DK7), mentre Si, Na, e K diminuiscono lungo lo stesso profilo. I nuclei dei plagioclasti mostrano un arricchimento in Al, Ca, Fe e Mg rispetto ai bordi. In Fig. 2.4, la variabilità dei cristalli è riportata in termini di anortite (An), albite (Ab) e ortoclasio (Or); sia per i nuclei che per i bordi il contenuto in An

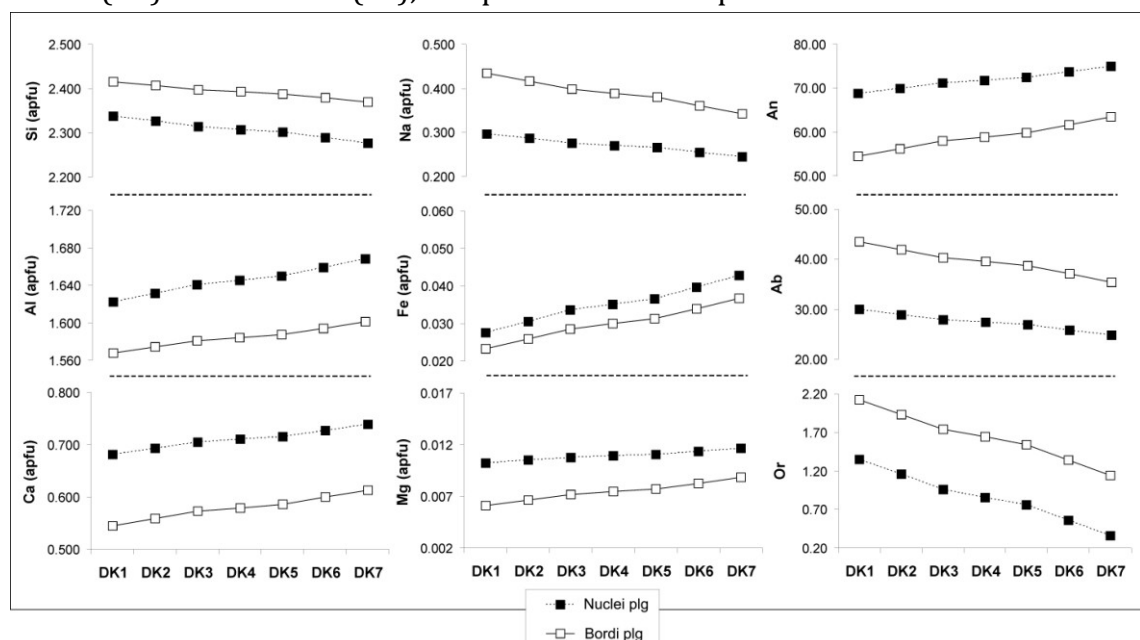


Figura 2.4. Composizione dei plagioclasti dal campione DK1 a DK7. Il ricalcolo delle analisi dei feldspati è stato effettuato sulla base di 8 ossigeni. Le concentrazioni degli elementi maggiori sono riportate in atomi per unità di formula (apfu). Le componenti anortite (An), albite (Ab) e ortoclasio (Or) sono espresse in moli percentuali. Le barre di errore ricadono all'interno dei simboli.

rapidamente aumenta da DK1 a DK7 mentre i contenuti di Ab e Or diminuiscono progressivamente.

In Tab. 2.2 sono riportate le analisi dei clinopirosseni. I cristalli si presentano diopsidici in composizione (Morimoto, 1988) e zonati con nuclei a contenuto di magnesio più alto ($Mg\#=83\pm 1$; $Mg\#=Mg/(Mg+Fe^{2+})$) rispetto ai bordi ($Mg\#=79\pm 1$). Comunque, ogni catione maggiore incorporato nei clinopirosseni varia sistematicamente con la posizione de campione. La Fig. 2.5 mostra che, dalla porzione interna (DK1) a quella esterna del dicco (DK7), i cristalli sono

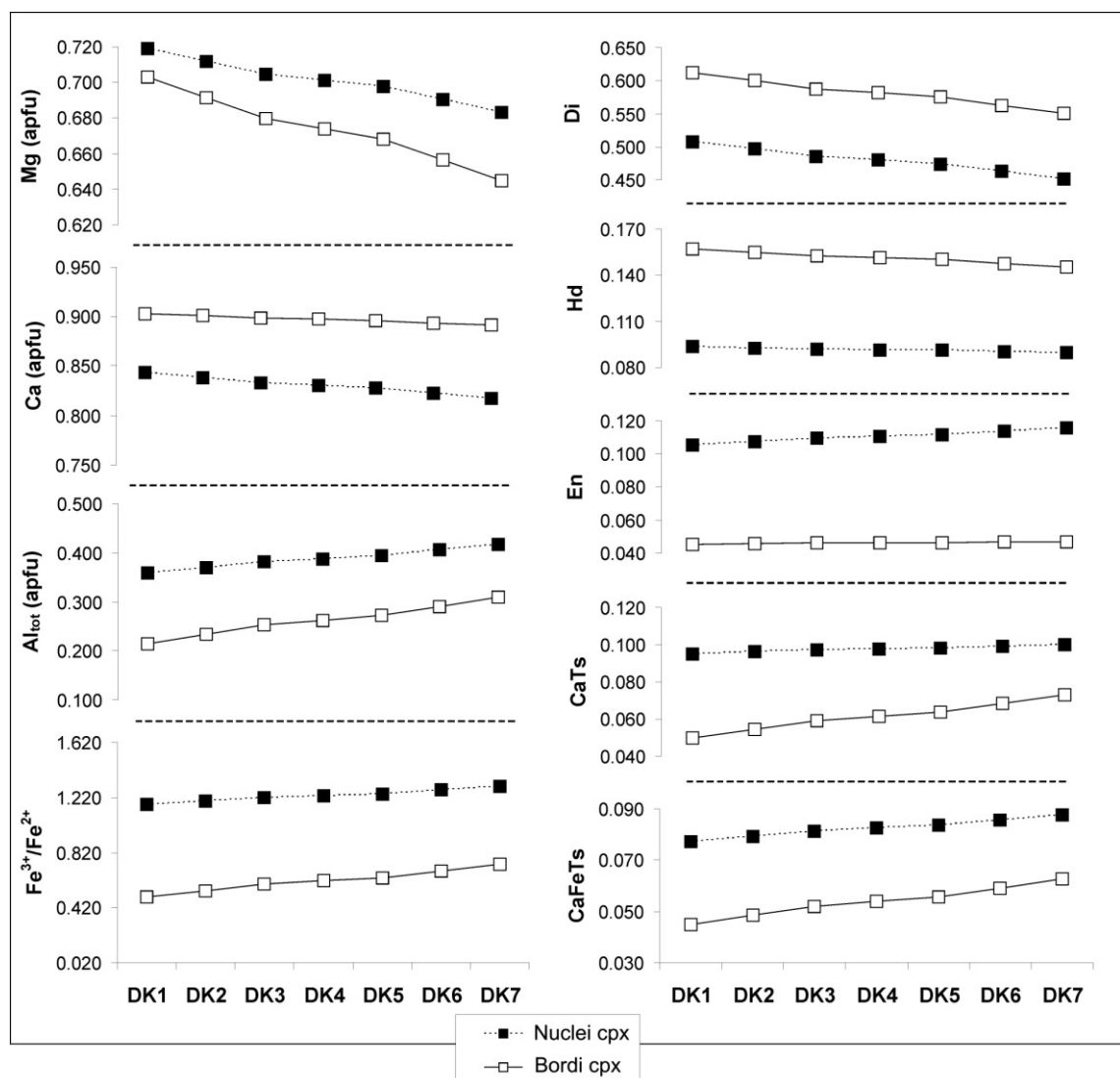


Figura 2.5. Composizione dei clinopirosseni dal campione DK1 a DK7. Il ricalcolo delle analisi dei feldspati è stato effettuato sulla base di 6 ossigeni. Le concentrazioni degli elementi maggiori sono riportate in atomi per unità di formula (apfu). Le componenti diopside (Di), hedenbergite (Hd), enstatite (En), calcio-Tschermak (CaTs) e calcio-ferro-Tschermak (CaFeTs) sono espresse in moli percentuali. Le barre di errore ricadono all'interno dei simboli.

progressivamente impoveriti in $\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Si}$ e arricchiti in $\text{Na}+\text{Fe}^{3+}+\text{Al}+\text{Ti}$ (Tab. 2.2 e Fig. 2.5). In Fig. 2.5 sono inoltre riportate le variazioni delle componenti dei clinopiroseni: dal campione DK1 al campione DK7, i contenuti in diopside (Di) e in hedenbergite (Hd) diminuiscono, mentre enstatite (En), Ca-Tschermak (CaTs) e CaFe-Tschermak (CaFeTs) aumentano. La titanomagnetite è l'unico minerale opaco presente in tutti i campioni. La composizione della soluzione solida tra magnetite (Mt ; ${}^{\text{IV}}\text{Fe}^{3+} {}^{\text{VI}}(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})\text{O}_4$) e ulvospinello (Usp; ${}^{\text{IV}}\text{Fe}^{2+} {}^{\text{VI}}(\text{Fe}^{2+}+\text{Ti})\text{O}_4$) è stata calcolata secondo Stormer (1983); i valori di Fe_2O_3 e FeO e dei cationi per unità di formula dei costituenti minori (Al_2O_3 , MnO e MgO) sono riportati in Tab. 2.3. I risultati sono riportati in Fig. 2.6 sul diagramma ternario $\text{TiO}_2\text{-FeO-}\frac{1}{2}\text{Fe}_2\text{O}_3$. La diminuzione del contenuto di ulvospinello nella titanomagnetite (da Usp_{63} a Usp_{39}) indica la progressiva riduzione di Ti nei cristalli dei campioni più interni a quelli esterni del dicco (Tab. 2.3). Differentemente dalle altre fasi cristalline, l'olivina non mostra variazioni composizionali significative in funzione della posizione dei campioni lungo il profilo del dicco (Tab. 2.4). I cristalli si presentano comunque zonati, con bordi più magnesiaci (Fo_{66-67}) rispetto ai nuclei (Fo_{59-60}).

2.4 Discussione

Le fasi cristalline presenti nei campioni sono minerali comuni di bassa pressione per la maggior parte dei prodotti storici e preistorici etnei (Tanguy et al., 1997). La cristallizzazione di alcuni magmi etnei può essere guidata dall'essoluzione delle fasi gassose durante la decompressione (Métrich and Rutherford, 1998). Nei campioni oggetto di questa analisi la scarsa quantità di bolle (<5 vol.%) e l'assenza di fasi cristalline idrate (anfibioli e flogopite), indicano che l'effetto della decompressione è stato minimo sulla cristallizzazione del magma e che le fasi volatili sono essolte passivamente attraverso le fratture e vuoti dei flussi lavici sovrastanti (Heap et al., 2009, 2011).

2.4.1 Variazioni composizionali dei plagioclasti, clinopirosseni e titanomagnetite.

Le composizioni dei plagioclasti, clinopirosseni e titanomagnetite sono analoghe a quelle osservate nelle fasi cristalline di molti prodotti etnei. I cristalli dei campioni in analisi mostrano comunque alcune marcate e continue variazioni composizionali dal campione DK1 al campione DK7 (Fig. 2.4, 2.5 e 2.6). Tali variazioni testimoniano una crescita in condizioni di disequilibrio sempre maggiore dalla porzione centrale del dicco, lentamente raffreddata, verso l'esterno, raffreddatosi più velocemente. In accordo con studi precedenti (Loomis and Welber, 1982; Ujike, 1982; Pietranik et al., 2006; Chistyakova and Latypov, 2009), i plagioclasti mostrano marcati gradienti composizionali in termini di contenuto di An, insieme ad un incremento di Mg e Fe e ad una diminuzione di Na e K (Fig. 2.4). Il contenuto in Fe aumenta insieme a quello in An (Smith, 1983; Smith and Brown,

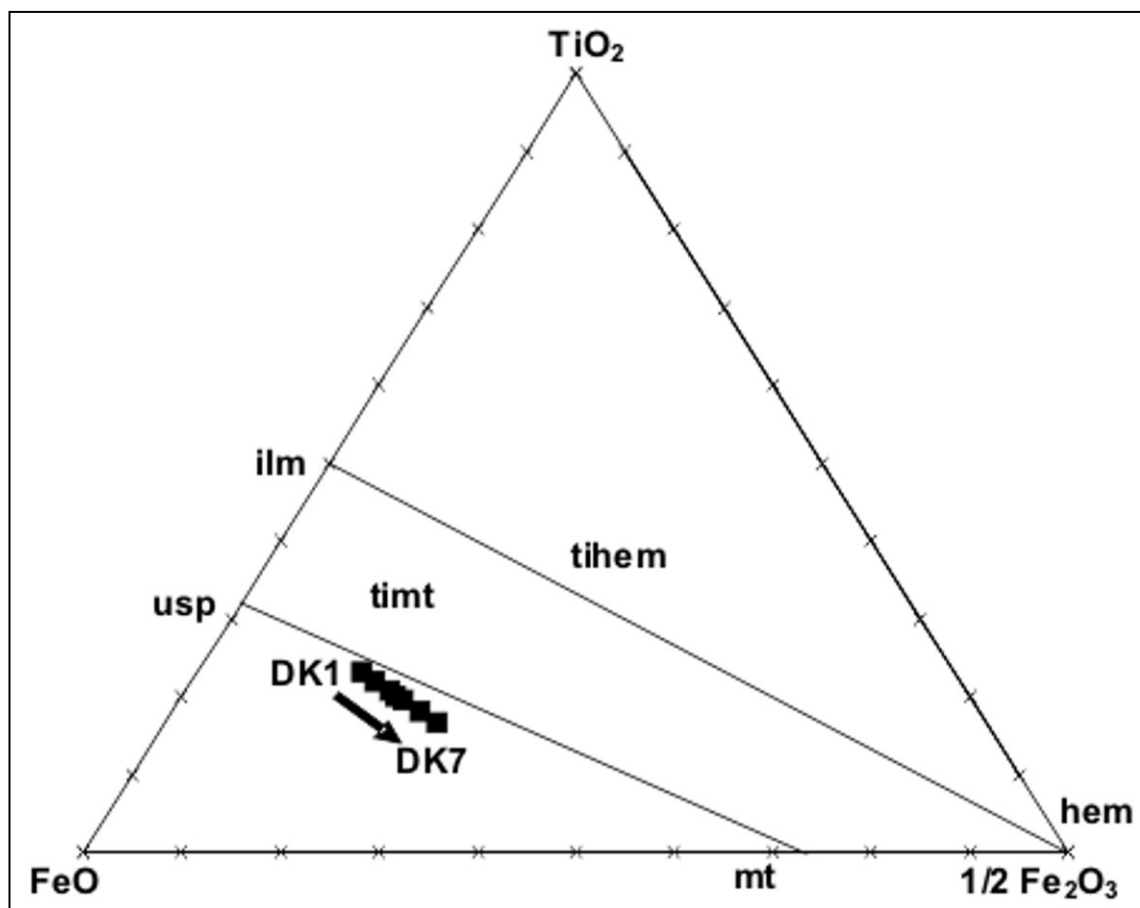


Figura 2.6. Composizione della titanomagnetite rappresentata nel sistema $\text{FeO-TiO}_2\text{-1/2Fe}_2\text{O}_3$ dal campione DK1 a DK7. Gli ossidi sono allineati sulla linea ulvospinello (usp)-magnetite (mt).

1988) in accordo con la stechiometria del plagioclasio; diminuendo la quantità di Si^{4+} si rendono infatti disponibili i siti T- e A- per la sostituzione del Fe (Tegner, 1997). Recentemente Mollo et al. (2011a) hanno dimostrato sperimentalmente che incrementando il tasso di raffreddamento la composizione del plagioclasio è interessata da una diminuzione di Si, Na, e K, parallelamente ad un incremento di Al, Ca, Fe e Mg. Inoltre Iezzi et al. (2011), hanno dimostrato che eventuali microliti di plagioclasio formati precedentemente non si riequilibrano con il fuso in condizioni dinamiche, con il risultato di una maggiore quantità di plagioclasici ricchi in An che di cristalli in equilibrio.

Similarmente, la composizione dei clinopirosseni cambia sotto variabili condizioni cinetiche (Smith and Lindsley, 1971; Mevel and Velde, 1976; Grove and Bence, 1977, 1979; Grove and Raudsepp, 1978; Coish and Taylor, 1979; Gamble and Taylor, 1980; Lofgren et al., 2006; Mollo et al., 2010a). In Fig. 2.5 è mostrato che questi cristalli sono progressivamente arricchiti in Al, Ti, e Fe^{3+} lungo il profilo del dicco. Questo avviene in risposta alla crescita in disequilibrio dei cristalli, che favorisce l'ingresso nei reticoli degli elementi incompatibili all'aumentare del tasso di raffreddamento. (Lofgren et al., 2006). Mollo et al. (2010a) hanno sperimentalmente osservato che all'aumentare del tasso di raffreddamento alcuni elementi come l'alluminio aumentano la compatibilità nei clinopirosseni; questa proprietà spiega la presenza di cristalli ricchi nella componente tschermakitica presenti nel bordo del dicco (Ujike, 1982; Baginski et al., 2009). Inoltre, i clinopirosseni dei campioni in analisi sono caratterizzati da un alto contenuto di $^{\text{IV}}\text{Al}$ (>0.173 apuf), mentre la quantità di $^{\text{VI}}\text{Al}$ risulta essere bassa (<0.05 apfu) come conseguenza delle condizioni di bassa pressione (Muñoz and Sagredo, 1974) e in accordo con la posizione stratigrafica del dicco. Molti studi hanno dimostrato che la titanomagnetite trovata in rocce cristallizzate ad alti tassi di raffreddamento mostra composizioni indicative di una deviazione dall'equilibrio (Hammond and Taylor, 1982; Nakamura, 1995; Venezky and Rutherford, 1997). Generalmente, la componente di ulvospinello diminuisce drasticamente all'aumentare del tasso di raffreddamento (Nakada and Motomura, 1999; Zhou et al., 2000). Di conseguenza, le titanomagnetiti povere in Usp si trovano ai margini del dicco, dove il

raffreddamento avviene più velocemente. In Fig. 2.6 è mostrato come il controllo cinetico sulla cristallizzazione causi una progressiva diminuzione del contenuto di Usp dal campione DK1 al DK7. Inoltre, la crescita in condizioni di disequilibrio della titanomagnetite favorisce un'alta concentrazione di elementi incompatibili quali Al e Mg, che vengono incorporati nel reticolo cristallino.

In conclusione, lungo la sezione del dicco, i cristalli di plagioclasio, clinopirosseni e titanomagnetite sono caratterizzati da un aumento del contenuto in Al (Fig. 2.1 e 2.2, e Tab. 2.3). Allo stesso tempo, all'aumentare del tasso di raffreddamento, sia i minerali silicatici che gli ossidi mostrano contenuti più bassi rispettivamente dei cationi di Si^{4+} e Ti^{4+} . Questa caratteristica riflette i processi di nucleazione, i quali richiedono rottura dei legami e formazione di unità molecolari; i legami più energetici dei cationi tetravalenti Si^{4+} e Ti^{4+} richiedono un'alta energia per il riarrangiamento molecolare e, di conseguenza, questi cationi vengono scarsamente incorporati nella nuove fasi rispetto ai cationi di Al^{3+} e Fe^{3+} (Kirkpatrick, 1975; Mysen and Richet, 2005; Iezzi et al., 2011).

2.4.2 Composizione delle Olivine

Il contenuto in forsterite delle olivine è strettamente legato al numero di magnesio (Mg#) per un ampio intervallo di composizioni, temperature e fugacità (Berndt et al., 2005; Toplis, 2005). Le olivine presenti nei campioni del dicco in esame mostrano un contenuto in forsterite (Fo_{66-67}) più basso di quello teoricamente ottenuto all'equilibrio (Fo_{85}) per cristallizzazione da un basalto con $\text{Mg}\#=55$, come dimostrano osservazioni naturali (Tanguy et al., 1997), esperimenti di laboratorio (Métrich and Rutherford, 1998) e simulazioni mediante il software PETROLOG (Danyushevsky, 2001) basate sulla ripartizione di Fe e Mg tra olivina e fuso. Generalmente, i trachibasalti etnei ($56 < \text{Mg}\# < 68$) sono in equilibrio con olivine a composizione più forsteritica (Fo_{75-88}) rispetto ai cristalli dei campioni in esame. Métrich and Rutherford (1998) hanno dimostrato sperimentalmente che queste olivine cristallizzano a basse pressioni (27–80 MPa) e in presenza di acqua (2.7–1.6 wt.%), suggerendo dunque il ristagno di questi fusi in serbatoi superficiali.

Esperimenti a cinetica controllata su fusi basaltici ricchi in Fe (Hammer, 2008),

hanno messo in evidenza che il contenuto in forsterite delle olivine aumenta all'aumentare del tasso di raffreddamento. Questo implica che in condizioni di crescita in disequilibrio la composizione delle olivine tende a spostarsi verso quella di formazione ad alta temperatura. Questo comportamento è in accordo con le osservazioni sperimentali sui cristalli di pirosseno di prima formazione (Hammer, 2008; Mollo et al., 2010a) e sui plagioclasti (Iezzi et al., 2011; Mollo et al., 2011a) che non si riequilibrano con il fuso ad alti tassi di raffreddamento. Esperimenti di raffreddamento su trachibasalti Etnei al fine di ricostruire le condizioni intrusive idrate e anidre hanno infine dimostrato che la cristallizzazione di clinopirosseno prevale su quella dell'olivina (Del Gaudio et al., 2010); di conseguenza, l'olivina non è stabile in trachibasalti etnei sottoposti a rapidi tassi di raffreddamento.

E' dunque possibile concludere che le olivine trovate nel dicco in esame sono state introdotte nel fuso originale come xenocristalli. Recentemente è stata evidenziata la possibilità di processi di mixing prima e durante l'ascesa del magma da serbatoi cristallini (Viccaro et al., 2006; Ferlito et al., 2008; 2009; Corsaro et al., 2009a), mentre Tanguy et al. (1997) hanno suggerito che durante l'attività magmatica dell'Ellittico, processi di frazionamento superficiale hanno occasionalmente spostato le composizioni trachibasaltiche dei magmi fino a più evoluti fusi trachandesitici e trachitici, in equilibrio con olivine ricche in componente faialitica.

2.4.3 Coefficienti di ripartizione tra minerali e fuso.

Clinopirosseni e plagioclasti sono i cristalli di formazione magmatica più importanti, poiché frequentemente sono la prima fase sul liquido o durante la cristallizzazione cotettica (Phinney, 1992). I loro coefficienti di ripartizione tra cristallo e fuso sono ampiamente applicati per la modellizzazione dell'evoluzione dei fusi durante il frazionamento e la fusione parziale, e per la valutazione delle condizioni di equilibrio. I più comunemente usati sono quelli basati sulle reazioni di scambio Fe-Mg $Kd_{Fe-Mg}^{xls-liq} = (x_{FeO}^{xls} / x_{MgO}^{xls}) / (x_{FeO}^{liq} / x_{MgO}^{liq})$ e Ca-Na ($Kd_{Ca-Na}^{xls-liq} = (x_{CaO}^{xls} / x_{Na_2O}^{xls}) / (x_{CaO}^{liq} / x_{Na_2O}^{liq})$) tra clinopirosseno, plagioclasto e

fuso. Il coefficiente di ripartizione di scambio Ab-An ($^{xls-liq}Kd_{Ab-An} = (^{xls}X_{Ab} \times ^{liq}X_{AlO_{1.5}} \times ^{liq}X_{CaO}) / (^{xls}X_{An} \times ^{liq}X_{NaO_{0.5}} \times ^{liq}X_{SiO_2})$) è stato inoltre proposto da Putirka (2008) come nuovo strumento di valutazione delle condizioni di cristallizzazione ad equilibrio per rocce contenenti plagioclasì.

Con lo scopo di definire le condizioni iniziali di raffreddamento del magma, sono stati calcolati i valori di $^{xls-liq}Kd_{Fe-Mg}$, $^{xls-liq}Kd_{Ca-Na}$ e $^{xls-liq}Kd_{Ab-An}$ per ogni campione di dicco utilizzando la composizione chimica dei nuclei di clinopirosseni e plagioclasì. Durante il raffreddamento, il fuso iniziale è diventato progressivamente più differenziato al procedere della cristallizzazione; dunque i nuclei dei cristalli si sono equilibrati con un fuso più evoluto (trachandesitico o trachitico) dal quale, nelle fasi finali della solidificazione, si è formata una matrice. Conseguentemente, i rim dei cristalli risultano essere in forte disequilibrio con l'originale composizione del dicco ($^{cpx-liq}Kd_{Fe-Mg} = 0.37-0.40$ e $^{plg-liq}Kd_{Ab-An} = 0.35-0.49$). Studi teorici e sperimentali hanno dimostrato che il coefficiente di ripartizione di Fe-Mg tra clinopirosseni e liquido risulta estremamente utile per la valutazione delle condizioni di equilibrio (Putirka et al., 2003). Questi studi hanno messo in evidenza che il coefficiente di ripartizione $^{cpx-liq}Kd_{Fe-Mg}$ ha un costante valore di equilibrio di 0.27 ± 0.03 (Putirka, 1999). In Fig. 2.7 è mostrata una buona corrispondenza tra l'intervallo di equilibrio del valore di $^{cpx-liq}Kd_{Fe-Mg}$ e i valori misurati per ogni campione di dicco. Un ulteriore test per l'equilibrio è stato effettuato utilizzando il modello sensibile alla temperatura elaborato da Putirka (2008). Questo modello è basato sulle deviazioni tra i valori osservati e calcolati del coefficiente $^{cpx-liq}Kd_{Fe-Mg}$ derivato da osservazioni sperimentali; questi valori non sono perfettamente invarianti e, conseguentemente, mostrano una dipendenza dalla temperatura. I valori dei $^{cpx-liq}Kd_{Fe-Mg}$ sono strettamente legati al valore di equilibrio di 0.26 (Fig. 2.7). Utilizzando questo valore, calcoli con il programma PETROLOG (Danyushevsky, 2001) hanno messo in evidenza che, a differenza delle olivine, i clinopirosseni ($Mg\#=83 \pm 1$) sono in equilibrio con il fuso ($Mg\#=55$). I coefficienti di $^{pl-liq}Kd_{Fe-Mg}$, $^{pl-liq}Kd_{Ca-Na}$, e $^{pl-liq}Kd_{Ab-An}$ per le coppie plagioclasio-fuso sono stati oggetto di investigazione sulle loro variazioni in funzione di pressione temperatura e composizione del fuso (e.g. Longhi et al., 1976; Grove et al., 1982;

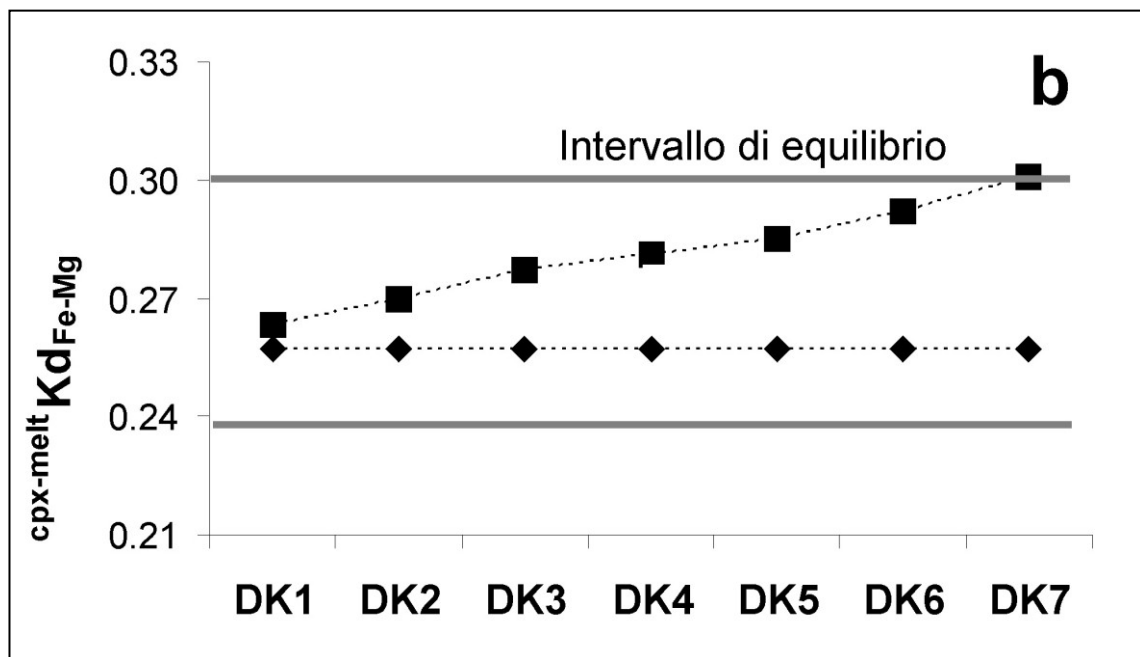


Figura 2.7. I valori di $ol\text{-melt}Kd_{Fe-Mg}$ (a) e $cpx\text{-melt}Kd_{Fe-Mg}$ (b) sono plottati in funzione della posizione del campione. Le barre di errore ricadono all'interno dei simboli. Il $cpx\text{-melt}Kd_{Fe-Mg}$ è stato calcolato utilizzando modelli di Roeder and Emslie (1970) (quadrati) e Putirka (1999) (rombi).

Mahood and Baker, 1986; Ussler and Glazner, 1989; Sugawara, 2001).

Recentemente è stato anche dimostrato che, quando il tasso di raffreddamento aumenta, i cristalli si arricchiscono progressivamente in Fe e Ca, innalzando i valori dei coefficienti di partizione (Conte et al., 2006; Brugger and Hammer, 2010; Mollo et al., 2011a). Dalla parte interna e lentamente raffreddata verso quella esterna del dicco, i valori di $pl\text{-liq}Kd_{Fe-Mg}$ e $pl\text{-liq}Kd_{Ca-Na}$ aumentano progressivamente da 1.98 a 2.71 e da 1.52 a 2 (Fig. 2.8). I valori di $pl\text{-liq}Kd_{Fe-Mg}$ sono molto simili a quelli determinati sperimentalmente a condizioni di ossidazione intermedie (da NNO+1 a NNO+2, Mollo et al., 2011a), valori comuni per i magmi etnei (Metrich and Rutherford, 1998). La Fig. 2.8 mostra inoltre che il valore di $pl\text{-liq}Kd_{Ab-An}$ progressivamente diminuisce da 0.27 a 0.2 dalla parte interna a quella esterna del dicco. Tale variazione è in accordo con l'alto contenuto in An nei plagioclasti (Fig. 2.4). L'analisi di regressione delle coppie plagioclasio-liquido riportata in Putirka (2008) ha messo in evidenza che il valore di $pl\text{-liq}Kd_{Ab-An}$ mantiene un valore costante per due intervalli: 0.10 ± 0.05 per $T < 1050$ °C, e 0.27 ± 0.11 per $T \geq 1050$ °C. In accordo con queste analisi, i valori di $pl\text{-liq}Kd_{Ab-An}$ determinati in questo studio

suggeriscono che i plagioclasti si sono equilibrati a $T \geq 1050$ °C. In conclusione, i valori dei coefficienti di partizione dei clinopirosseni e plagioclasti ricalcolati sottraendo il contributo delle olivine dalla composizione totale del dicco non variano in maniera significativa, poiché il contenuto delle olivine (6 vol.%) è molto basso se paragonato a quello dei clinopirosseni (20 vol.%) e dei plagioclasti (68 vol.%).

2.4.4 Condizioni di cristallizzazione del dicco

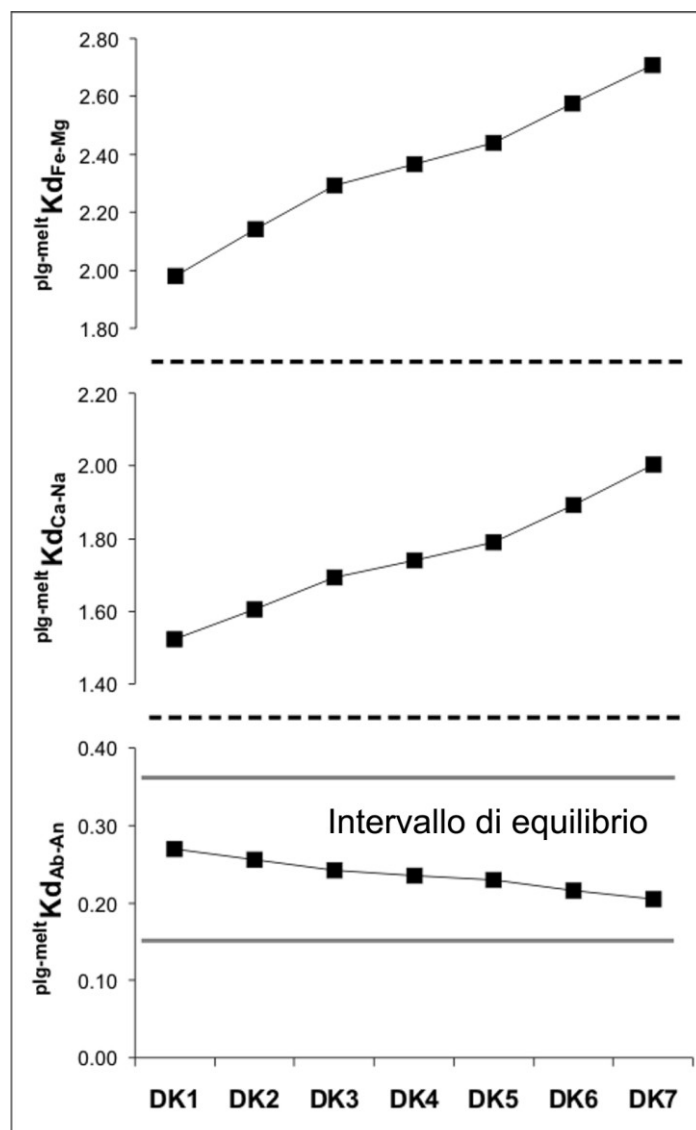


Figura 2.8. I valori di $pl-liq K_{dFe-Mg}$, $pl-liq K_{dCa-Na}$, e $pl-liq K_{dAb-An}$ sono plottati in funzione della posizione del campione. Le barre di errore ricadono all'interno dei simboli.

Poiché i coefficienti di ripartizione determinati utilizzando le composizioni dei nuclei dei cristalli e quella del dicco mostrano deviazioni minori dall'intervallo di equilibrio determinato dalle coppie cristallo-liquido, i termometri basati sugli equilibri clinopirosseno-liquido e plagioclasio-liquido hanno permesso di caratterizzare la temperatura di cristallizzazione del dicco. A questo scopo sono stati utilizzati i termometri basati sulle reazioni di scambio $Di/Hd-Jd$ e $Hd-CaTs$ per i clinopirosseni (Putirka et al., 1996, 2003; Putirka, 2008) e Ab/An per i plagioclasti (Putirka, 2005, 2008).

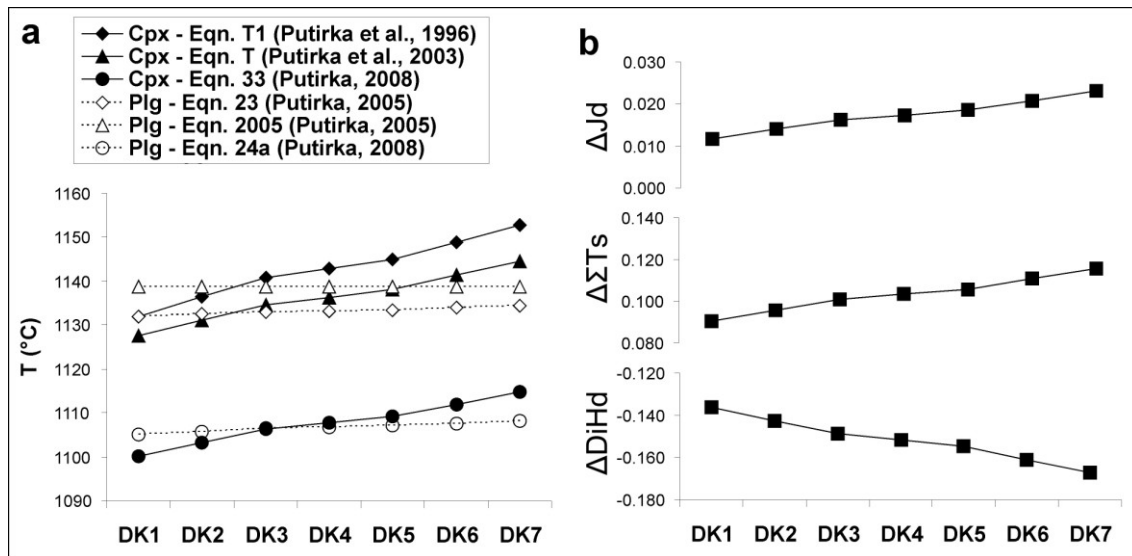


Figura 2.9. a) Stime delle temperature per ogni campione di dicco utilizzando i termometri basati sulle reazioni di scambio Di/Hd-Jd e Hd-CaTs per i clinopirosseni (Putirka et al. 1996; 2003; Putirka 2008) e Ab/An per i plagioclasti (Putirka 2005; 2008), le barre di errore ricadono all'interno dei simboli; b) differenze (Δ) tra le componenti dei clinopirosseni ottenute mediante il modello di Putirka (1999) e quelle misurate nei cristalli dei campioni. I valori di $\Delta DiHd$ (Di + Hd), $\Delta \Sigma Ts$ (CaTs + CaTiTs), e ΔJd sono plottati per ogni campione di dicco.

I risultati sono mostrati in Fig. 2.9a. I termometri indicano una temperatura di cristallizzazione di 1126 ± 26 °C e 1119 ± 19 °C, rispettivamente per i pirosseni e i plagioclasti. Queste due temperature e le loro incertezze associate sono state determinate considerando le variazioni composizionali dei clinopirosseni e plagioclasti dalla parte interna del dicco a quella esterna. Poiché due differenti equilibri cristallo-fuso indicano temperature simili, è ipotizzabile una differenza di pochi gradi nella temperatura di cristallizzazione dei plagioclasti e dei pirosseni. Inoltre, le temperature ottenute non sono mai inferiori a 1050 °C, in accordo con l'intervallo di temperatura proposto da Putirka (2008) sulla base del coefficiente $^{pl-} Kd_{Ab-An}$. Poiché i termometri basati sulla composizione dei plagioclasti sono sensibili al contenuto d'acqua del fuso (Putirka 2008), per i calcoli è stato utilizzato un valore costante di acqua di 1.6 wt.% (vedi sezione successiva). La Fig. 2.9a mostra che dalla parte interna a quella esterna del dicco i termometri indicano un aumento nella temperatura di formazione dei cristalli. Questo è in accordo con il controllo della cinetica da parte del tasso di raffreddamento sulla composizione dei cristalli di prima formazione. E' stato sperimentalmente dimostrato che i nuclei di clinopirosseno e plagioclasto non si riequilibrano con il fuso ad alti tassi di

raffreddamento (Mollo et al., 2011a). Dunque le composizioni dei minerali sono spostate verso quelle di alte temperature di formazione, ricche nella componente tschermakitica (Fig. 2.5) e anortitica (Fig. 2.4) rispettivamente per i clinopirosseni e plagioclasti. Poiché i termometri sono basati assumendo condizioni di equilibrio, qualsiasi disequilibrio è evidenziato da variazioni verso più alte temperature di formazione (Fig. 2.9a). Inoltre Mollo et al. (2010a) hanno sperimentalmente dimostrato che un valore di equilibrio del $^{cpx-liq}Kd_{Fe-Mg}$ (Fig. 2.7) non implica necessariamente condizioni di cristallizzazione all'equilibrio. Questo avviene perché durante la crescita in condizioni di disequilibrio per i clinopirosseni elementi incompatibili vengono incorporati più facilmente nella struttura cristallina rispetto a quelli compatibili come Fe e Mg, i quali non vengono frazionati in maniera significativa (Lofgren et al., 2006; Mollo et al., 2010a). Putirka (1999) ha proposto un modello per testare gli equilibri tra clinopirosseno e liquido basato sulla comparazione delle componenti ipotizzate per i pirosseni (calcolate per mezzo dell'analisi di regressione delle coppie clinopirosseno-liquido in condizioni di equilibrio) con quelle analizzate su cristalli. L'autore suggerisce che le differenze (Δ) tra le componenti predette e osservate possono fornire un test di equilibrio più robusto di quello $^{cpx-liq}Kd_{Fe-Mg}$. In Fig. 2.9b sono comparati i valori dei contenuti in DiHd (Di+Hd), ΣTs (CaTs+CaTiTs), e Jd teorici predetti utilizzando il modello di Putirka (1999) con quelli calcolati per i clinopirosseni presenti nei campioni (Tab. 2.2). I risultati indicano che i valori di $\Delta DiHd$, $\Delta \Sigma Ts$ e ΔJd progressivamente aumentano dal nucleo del dicco al bordo, indicando temperature sempre maggiori. Dunque, i test proposti da Putirka (1999) sono stati considerati al fine di determinare le condizioni di cristallizzazione a equilibrio.

Il contenuto in acqua del magma è stato calcolato utilizzando gli igrometri di Putirka (2005) e Lange et al. (2009) basati sulle reazioni di scambio tra plagioclasti e liquido delle componenti in An e Ab. Poiché il contenuto in H_2O è dipendente dalla temperatura, per i calcoli è stata considerata una temperatura media di 1126 °C, suggerita dai termometri per i clinopirosseni. I risultati sono riportati in Fig. 2.10. La concentrazione di acqua teorica per il fuso è di 1.6 ± 0.3 . Questo valore è in accordo con quello determinato per le lave trachibasaltiche dell'Etna (Del Gaudio

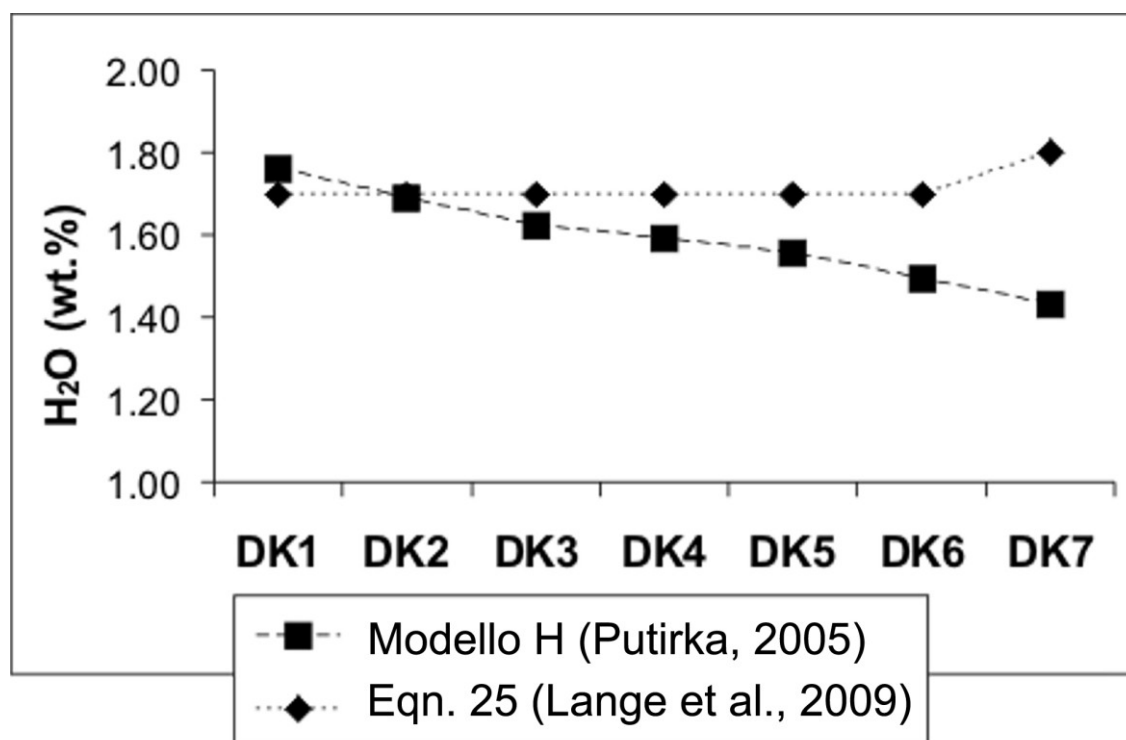


Figura 2.10. Concentrazione d'acqua nel fuso ottenuta per ogni campione di dicco utilizzando il modello H di Putirka et al. (2005) e l'igrometro di Lange et al. (2009). Le barre di errore ricadono all'interno dei simboli.

et al., 2010). Mollo et al. (2011a) hanno inoltre messo in evidenza che il comportamento differente dei due igrometri mostrato in Fig. 2.10 è imputabile alle dinamiche di raffreddamento; il modello di Putirka (2005) riflette gli effetti del tasso di raffreddamento sulla composizione dei plagioclasti (ad es. un più alto contenuto in An), mentre il modello di Lange et al. (2009) agisce come un fornitore di temperatura restituendo una concentrazione di acqua quasi costante (Fig. 2.10).

Le rocce alcaline sono solitamente caratterizzate da un'alta fugacità d'ossigeno che varia da QFM a NNO+2 (Ryabchikov and Kogarko, 2006). La fugacità d'ossigeno controlla la speciazione delle componenti chimiche sia nella fase volatile che nel fuso, e il loro impatto sulla genesi e sulla differenziazione del magma. $L'fO_2$ influenza inoltre lo stato di valenza del ferro nel fuso e dunque il partizionamento del Fe tra cristalli e fuso. Lo stato redox del magma è stato determinato utilizzando l'equazione di Kress and Carmichael (1991) insieme ai rapporti Fe^{3+}/Fe^{2+} registrati dai nuclei dei clinopirosseni. I risultati sono riportati in Fig. 2.11 per ogni campione di dicco insieme al valore medio di NNO+1.7 (± 0.1)

il quale è in accordo con le condizioni di ossidazione stimate per i magmi etnei (Metrich and Rutherford, 1998). Un meccanismo comune invocato per l'ossidazione dei liquidi magmatici è la perdita preferenziale di H_2 , H_2S o CO durante il degassamento (Mathez, 1984; Sisson and Grove, 1993). È stato comunque dimostrato che, in vulcani attivi, (i) la fugacità d'ossigeno dei gas essolti è controllata da quella del magma (Gerlach, 1993), (ii) il valore di fO_2 del magma non cambia anche dopo un sostanziale degassamento, raffreddamento e cristallizzazione (Lange and Carmichael, 1996) e (iii) durante il raffreddamento nei dicchi la cristallizzazione avviene a una fugacità d'ossigeno quasi costante (Gibb, 1971; Ujike, 1982). In studi recenti, France et al. (2010a) hanno riportato un nuovo metodo per stimare la fO_2 attraverso analisi alla microsonda di plagioclasti e clinopirosseni. Questo metodo non è basato su calcoli stechiometrici ma sulla differente ripartizione di Fe^{3+} e Fe^{2+} tra i minerali e il fuso: i plagioclasti possono incorporare più Fe^{3+} che Fe^{2+} , mentre i clinopirosseni possono incorporare più Fe^{2+} che Fe^{3+} . Il modello di France et al. (2010a) è stato utilizzato per stimare lo stato di ossidazione del fuso. I risultati mostrano che l' fO_2 aumenta di circa 1 unità logaritmica dal nucleo al bordo del dicco (Fig. 2.11). Di conseguenza il modello di France et al. (2010a) è affetto da un più ampio errore nella stima rispetto a quello di Kress and Carmichael (1991), il quale mostra un valore quasi costante. Un tale comportamento è relativo al progressivo incorporamento di ferro nella struttura cristallina del plagioclasio al crescere del tasso di raffreddamento (Fig. 2.4). Poiché il ferro è incompatibile con il plagioclasio, il suo contenuto risulta più suscettibile alle dinamiche di cristallizzazione relative al clinopirosseno (Mollo et al., 2011a). Dunque, i primi microliti di plagioclasio formati diventano più ricchi in ferro dei cristalli formati in equilibrio durante il raffreddamento.

In conclusione, le condizioni di cristallizzazione stimate sono state applicate nelle simulazioni con il software MELTS (Ghiorso and Sack, 1995). I risultati indicano una temperatura di liquidus di circa 1200 °C, molto vicina a quella di 1211 °C determinata sperimentalmente da Del Gaudio et al. 2010 per una composizione trachibasaltica Etnea. Inoltre, il fuso è cosaturato da pirosseno e plagioclasio a una temperatura di equilibrio di 1100 °C che è comparabile a quella

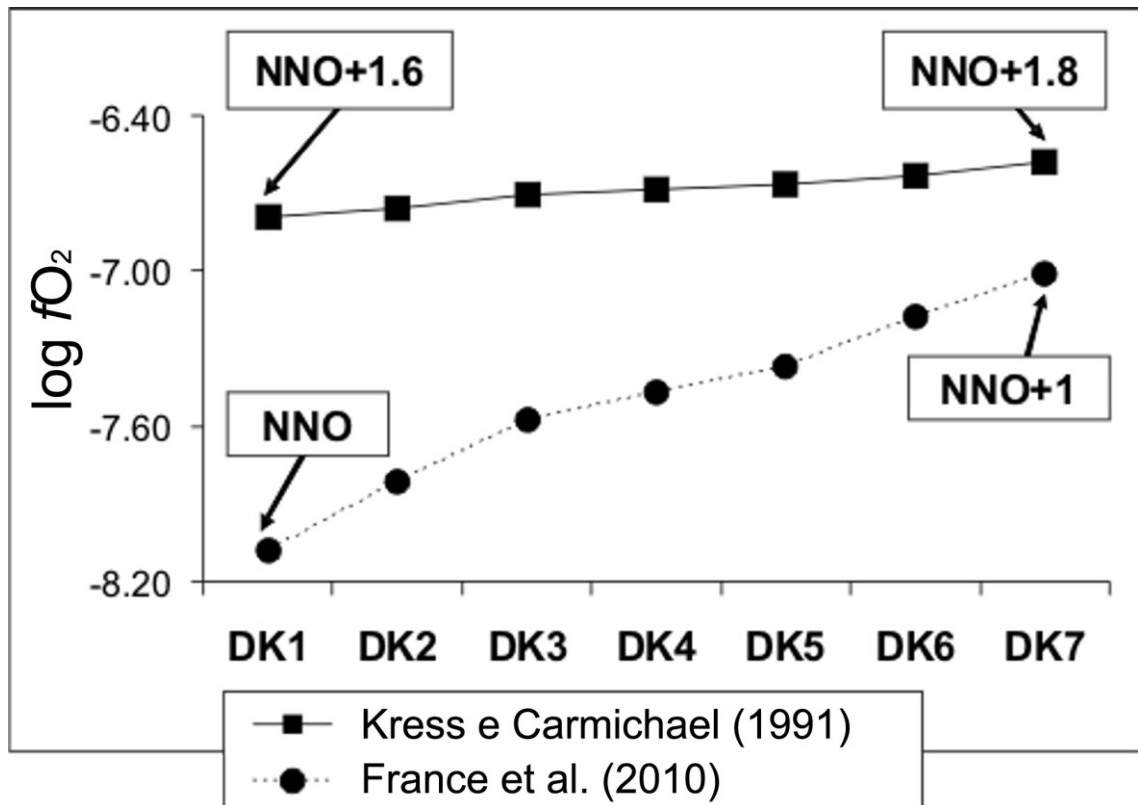


Figura 2.11. Fugacità di ossigeno del fuso ottenuta per ogni campione utilizzando i modelli di Kress and Carmichael (1991) e di Lydéric et al. (2010). Le barre di errore ricadono all'interno dei simboli.

dei clinopirosseni e dei plagioclasti (1126 ± 26 e 1119 ± 19 °C) predetta dai termometri. La composizione dei plagioclasti ($An_{73}Ab_{25}Or_1$) e dei clinopirosseni ($Di_{88}Hd_2En_8Fs_2$) calcolata utilizzando MELTS è in accordo con quella dei cristalli trovati nei campioni in esame; le simulazioni MELTS infine evidenziano come sotto nessuna condizione plausibile avvenga cristallizzazione di olivina.

2.4.5 Raffreddamento del dicco

Le variazioni chimiche registrate da plagioclasti, clinopirosseni e titanomagnetite sono in accordo con un raffreddamento sempre più rapido dal nucleo al bordo del dicco. Mollo et al. (2010a) hanno proposto un equazione empirica che mette in relazione le variazioni composizionali dei clinopirosseni (DH/TE) al tasso di raffreddamento (CR). Come mostrato in Fig. 2.12, il modello è basato sull'assunzione che, nel momento in cui il tasso di raffreddamento aumenta, la componente Di+Hd (DH) nel clinopirosseno diminuisce, mentre la componente

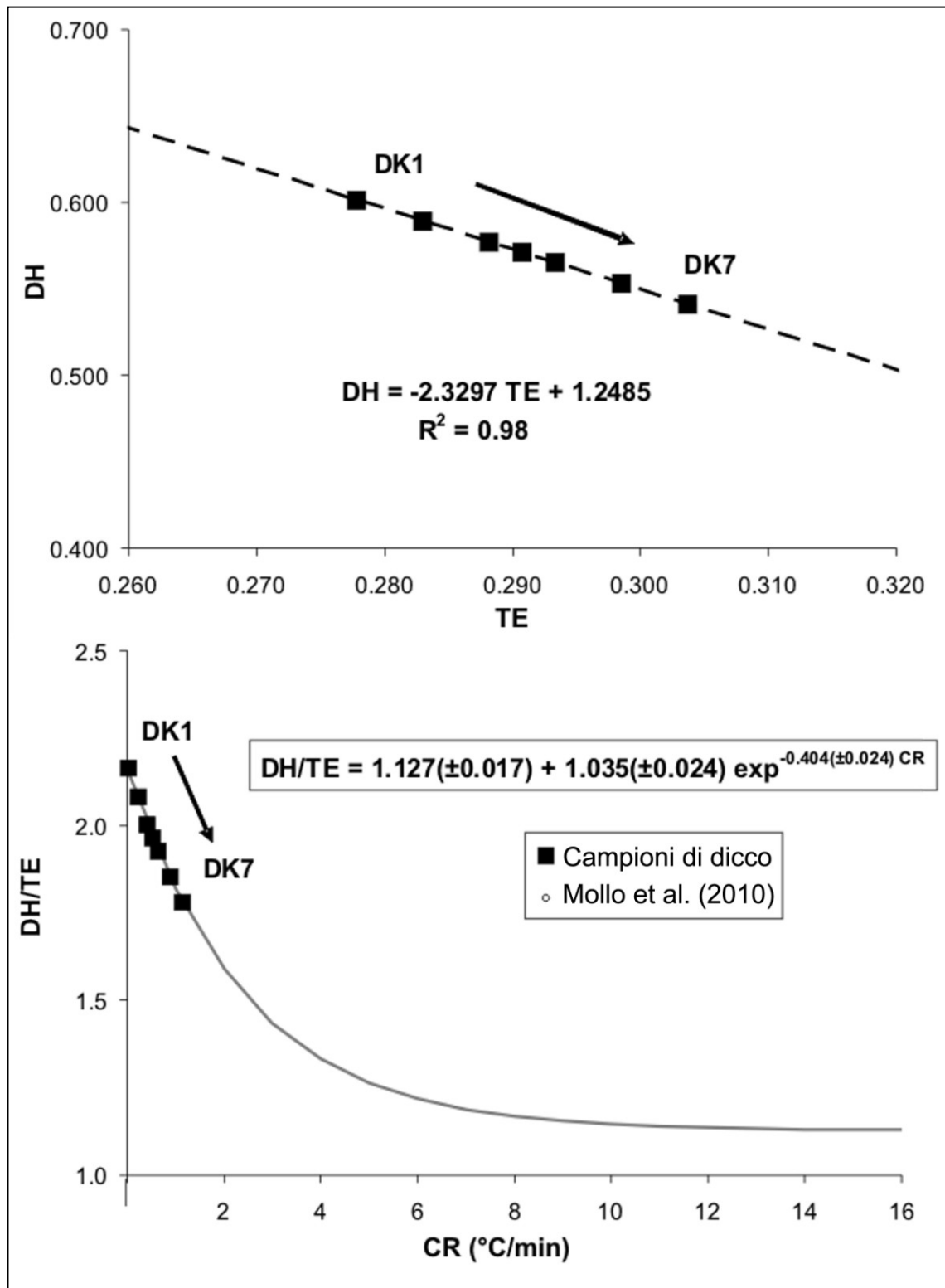


Figura 2.12. a) Diagramma DH (Di+Hd) vs TE (CaTs+CaFeTs+En) dal campione DK1 a DK7; il fit lineare è riportato con una linea grigia, le barre di errore ricadono all'interno dei simboli; b) Tassi di raffreddamento (CR) subiti dai pirosseni per ogni campione di dicco determinati mediante l'equazione di Mollo et al. (2010a), il fit lineare è riportato con una linea grigia continua.

En+CaTs+CaFeTs (TE) aumenta in risposta ad una continua sostituzione di $M^{2}(\text{Mg}, 31$

Fe^{2+}) con $M^1(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})$ e di ${}^T\text{Si}^{4+}$ con ${}^T\text{Al}^{3+}$ (Deer et al., 2001; Etzel et al., 2007). Questo modello è stato utilizzato per calcolare i tassi di raffreddamento responsabili per le variazioni composizionali dal campione DK1 al DK7.

I risultati sono mostrati in Fig. 2.12b dove i dati sperimentali da Mollo et al. (2010a) sono stati riportati per comparazione. Dalla parte interna a quella esterna del dicco, il tasso di raffreddamento aumenta da 0.02 ± 0.002 (1.2 ± 0.1 °C/h) a 1.13 ± 0.11 °C/min (67.8 ± 5.4 °C/h). Questo intervallo di raffreddamento è molto vicino a quello di (0.02–1.7 °C/min) determinato da Ujike (1982) per un set di campioni raccolti nello sciame di dicchi dello Shirotori-Hikeda (Shikoku, Giappone) su una distanza di 1.8 m. Inoltre, i tassi di raffreddamento determinati da questo studio sono comparabili a quelli stimati per le parti interna ed esterna dei flussi lavici (Wilding et al., 1995; Zhou et al., 2000; Gottsmann et al., 2004). Comunque, è da notare che il magma è sottoposto a diversi tassi di raffreddamento durante il periodo di solidificazione. Il tasso di raffreddamento non diminuisce linearmente come negli esperimenti lungo le porzioni del dicco; in realtà, in ambienti naturali, il raffreddamento del magma è determinato dalla variazione del gradiente termico con il tempo e dalla variazione della diffusività termica con la temperatura (Blundy et al., 2006; Whittington et al., 2009). L'equazione sperimentale di Mollo et al. (2010a) consente di determinare il tasso di raffreddamento registrato dalla composizione dei pirosseni durante i primi momenti della cristallizzazione dal fuso del dicco.

Con lo scopo di comparare le dinamiche di raffreddamento dei clinopirosseni con il regime termico del magma intruso, è stato calcolato il raffreddamento conduttivo del dicco attraverso un set di simulazioni numeriche basate sul modello di Wohletz et al. (1999). Per i calcoli sono state assunte le seguenti condizioni: (i) un'iniziale temperatura di 1150 °C per il fuso, ovvero la temperatura massima di cristallizzazione del dicco come ottenuto dai termometri basati sulle coppie cristallo-liquido e 30 °C di temperatura per la parete rocciosa del dicco (Corsaro and Pompilio, 2004a); (ii) un calore specifico e una conduttività termica di 1200 J/kg K e 1.8 W/m K, e 1150 J/kg K e 3W/m K rispettivamente per il magma e per la roccia incassante (Wohletz et al., 1999); (iii) una densità di 2750 kg/m³ per i

prodotti trachibasaltici dell'Etna (Lange and Carmichael, 1987). Il calore latente di cristallizzazione e il trasferimento di calore per conduzione non sono stati considerati in quanto i loro effetti sono trascurabili. I risultati sono mostrati in Fig. 2.13, dove sono riportati i profili di temperatura a 1, 10, 50 e 100 h per una sezione trasversale del dicco.

In un intervallo da 1 a 100 ore, la porzione esterna del dicco viene rapidamente raffreddata fino a 430 °C; al contrario, la porzione più interna mantiene una temperatura di 1010 °C (Fig. 2.13). Il profilo del gradiente termico mette inoltre in evidenza che i cristalli al bordo del dicco subiscono un rapido tasso di

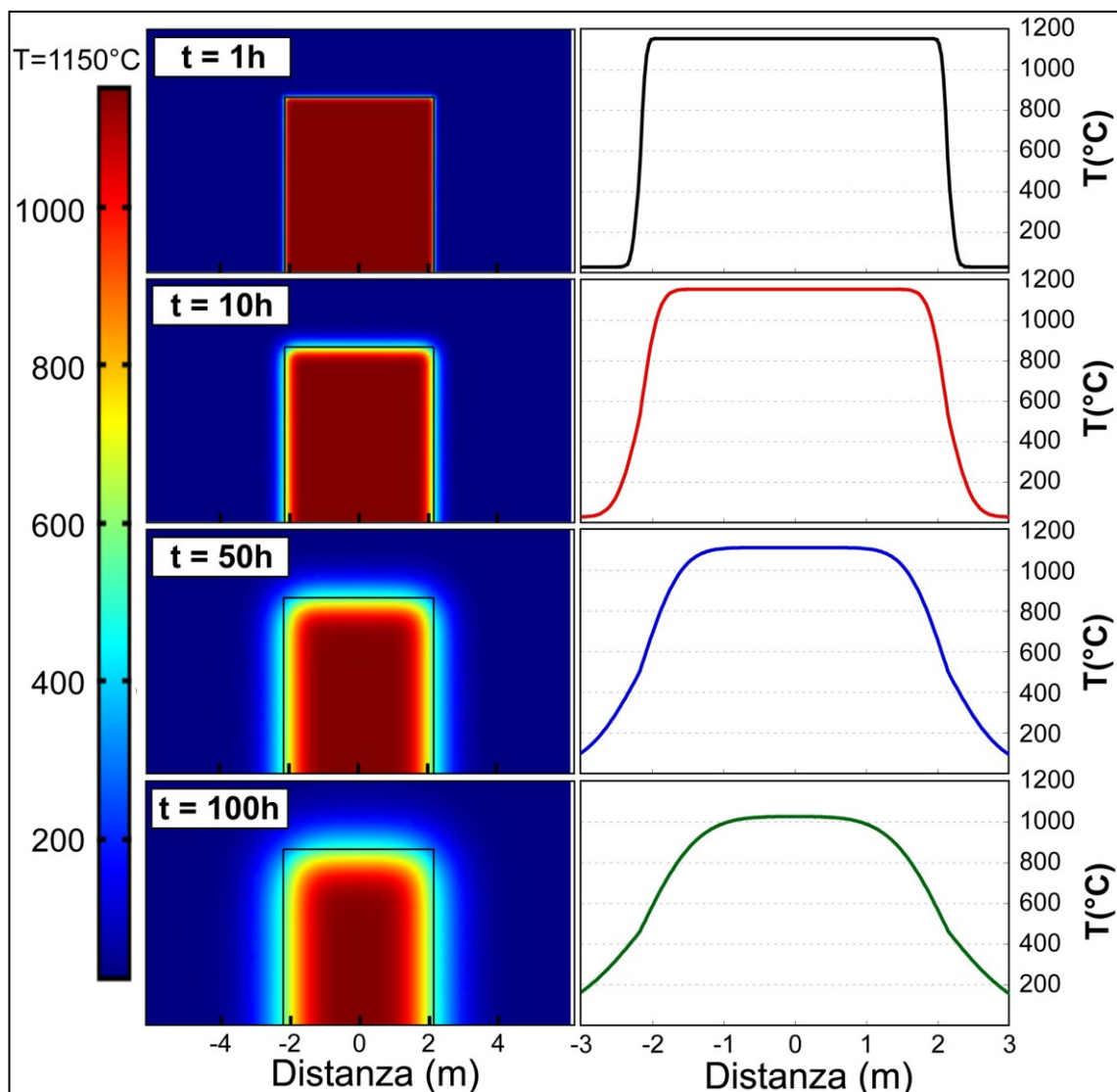


Figura 2.13. Percorso di raffreddamento del dicco determinato dal modello termico basato su uno schema di differenze esplicite finite.

raffreddamento di 80 °C/h, mentre quelli al nucleo vengono raffreddati ad un tasso più basso, circa 1 °C/h. Queste condizioni sono comparabili con quelle determinate mediante il modello di Mollo et al. (2010a), basato sulle variazioni composizionali dei clinopiroseni. Comunque è da tenere presente che Potuzak and Dingwell (2001) hanno determinato che la temperatura di transizione vetrosa per i trachibasalti etnei è di circa 680 °C. Sotto questo valore l'equilibrio minerale-fuso viene fermato, la crescita dei cristalli bloccata e non avvengono ulteriori riequilibri. Dunque, i nuclei di prima formazione nella parte più interna del dicco si riequilibrano con il fuso residuale in un periodo di oltre 100 ore, mentre nel bordo del dicco non avvengono più cambiamenti composizionali dei cristalli dopo un periodo di appena 9 ore.

2.5 Conclusioni

I risultati di questo studio hanno evidenziato che, dal nucleo al bordo del dicco, i cristalli mostrano variazioni composizionali causate da diversi tassi di raffreddamento. I plagioclasti sono progressivamente arricchiti in An dalla parte più interna a quella più esterna del dicco. Allo stesso modo, la componente En+CaTs+CaFeTs dei clinopiroseni aumenta, mentre quella Di+Hd diminuisce. Inoltre il contenuto di Usp nella titanomagnetite diminuisce sistematicamente dal nucleo al bordo del dicco. Queste variazioni composizionali sono in accordo con la nucleazione e crescita dei cristalli sotto condizioni dinamiche variabili. I coefficienti di partizione e i termometri basati sulle reazioni di scambio tra liquido e cristalli indicano che nelle porzioni più esterne del dicco, i nuclei di prima formazione non si riequilibrano con il fuso a causa del veloce tasso di raffreddamento; di conseguenza, le composizioni sono spostate verso quelle di più alta temperatura di formazione.

Le variazioni composizionali dei clinopiroseni lungo il dicco sono dunque state utilizzate per determinare i tassi di raffreddamento subiti dai cristalli. Questi tassi sono comparabili con quelli stimati mediante modelli termici.

3 CRESCITA SIN-ERUTTIVA DI FENOCRISTALLI IN LAVE A MORFOLOGIA PAHOEHOE

3.1 Introduzione

L'attività eruttiva Etna produce colate laviche le quali possono assumere morfologie "aa", la cui superficie è ricoperta da scorie di lava a spigoli vivi e di dimensioni variabili, o "pahoehoe" caratterizzate da una superficie liscia o con strutture a corde, generata dalla deformazione della crosta in raffreddamento ad opera del flusso lavico sottostante. Sull'Etna le lave a morfologia pahoehoe sono meno comuni delle aa (Branca et al. 2004; 2011). Generalmente le pahoehoe sono (i) primarie se il flusso di lava ha una crosta tipicamente liscia, o filamentosa dalla bocca eruttiva alla zona distale e (ii) secondarie se sono eruttate ai margini di una lava a morfologia aa (Guest et al., 1984, 2012; Chester et al., 1985; Kilburn, 1990; Kilburn and Guest, 1993; Polacci and Papale, 1997; Calvari and Pinkerton, 1999). Come frequentemente osservato per le lave hawaiane, la formazione di una superficie a corde è favorita da bassi valori di viscosità della lava che viene considerata come una sospensione di cristalli in un fuso, pendenza del terreno e tasso di emissione e la differenza di velocità lungo profili verticali e orizzontali al flusso (Rowland and Walker, 1990; Crisp et al., 1994; Pinkerton and Norton, 1995; Cashman et al., 1999; Fink, 2000; Hon et al., 2003; Bagdassarov and Pinkerton, 2004; Soule et al., 2004; Kilburn, 2004; Harris et al., 2005; Soule and Cashman, 2005; Castruccio et al., 2010; Guest et al., 2012). Inoltre, recenti studi hanno dimostrato che il contenuto e la forma dei cristalli esercitano un controllo sulla formazione della crosta e sulla reologia della sospensione. Ad esempio, basse quantità di cristalli con rapporti dimensionali equivalenti favoriscono la formazione di morfologie pahoehoe (Cashman, 1991; Crisp et al., 1994; Hoover et al., 2001; Vona et al., 2011); inoltre, simulazioni numeriche hanno dimostrato che il comportamento reologico di una lava è indipendente dalla dimensione assoluta dei cristalli (Saar et al., 2001). Sull'Etna l'influenza del tasso di deformazione e della pendenza del terreno è stata largamente studiata su alcune pahoehoe primarie,

confermando le osservazioni descritte sopra (Pinkerton and Sparks, 1978; Guest et al., 1984, 2012; Chester et al., 1985; Kilburn, 1990; Kilburn and Guest, 1993; Pinkerton and Norton, 1995). Al contrario l'importanza della cristallizzazione nella formazione di morfologie a corda è ancora sconosciuta (Hughes et al., 1990). Alla luce di questo, è singolare che la maggioranza delle lave pahoehoe primarie sull'Etna sia caratterizzata dalla presenza di plagioclasti di dimensioni centimetriche, che per questa ragione vengono chiamate localmente "cicirara" a causa della grande quantità di grossi fenocristalli chiari di plagioclasio che possono ricordare i ceci. Lave a cicirara sono state eruttate molte volte dal vulcano etneo, specialmente durante l'attività intermedia e finale del centro eruttivo dell'Ellittico (<15 ka) e durante il diciassettesimo secolo (Wadge, 1977; Chester et al., 1985; Nicotra and Viccaro, 2012).

Generalmente, le lave pahoehoe a cicirara mostrano (i) una composizione chimica e minerale comparabile con la maggior parte dei prodotti etnei eruttati negli ultimi 15 mila anni, (ii) un indice di porfiricità > 40 vol.%, (iii) una grande quantità (>34 vol.%) di plagioclasti di dimensioni > 1 cm. Inoltre queste lave sono state emesse in molti settori dell'edificio vulcanico (Rittman, 1973; Romano and Guest, 1979; Guest et al., 1984; Branca et al., 2011;). La tessitura delle lave cicirara è stata finio ad oggi interpretata come il risultato di un lungo tempo di residenza del magma in "reservoir" superficiali (Rittmann, 1973; Wadge, 1977; Romano and Guest, 1979; Hughes et al., 1990; Tanguy et al., 1997; Behncke and Neri, 2003; Corsaro and Pompilio, 2004b; Allard et al., 2006; Nicotra and Viccaro, 2012). Le lave basaltiche hawaiane sviluppano morfologie pahoehoe a contenuti cristallini <25-30 vol.%, quando la sospensione raggiunge il limite di transizione dello stato Newtoniano-Bingamiano (Cashman, 1991; Hoover et al., 2001; Saar et al., 2001; Hon et al., 2003; Soule et al., 2004) se la soglia critica del tasso di taglio non viene superata (Kilburn, 2004). Generalmente tale soglia si innalza al diminuire della viscosità totale. Poiché le lave hawaiane sono meno viscosi di quelle Etnee (Kilburn, 2004), il contenuto massimo di cristalli misurato nelle pahoehoe hawaiane rappresenta un limite conservativo per le pahoehoe etnee.

Per chiarire la relazione tra morfologia e tessiture cristalline delle lave a cicirara, sono state studiate varie lave a morfologie a corda emesse in periodo storico e preistorico. Sulla base delle loro composizioni chimiche (Tab. 3.1), è stata selezionata una lava cicirara a composizione più primitiva (campione CCG1). Questa colata mostra una composizione molto vicina a quelle delle lave pahoehoe. Le caratteristiche tessiturali e chimiche della porzione intermedia del flusso sono state utilizzate per determinare la frequenza delle taglie, la CSD (crystal size distribution) e le condizioni di cristallizzazione. I risultati indicano che (i) i nuclei dei fenocristalli si sono formati a profondità di 12 km, (ii) i microfenocristalli e i microliti si sono formati a condizioni subaeree (iii) i bordi dei fenocristalli sono cresciuti principalmente durante le fasi finali della messa in posto delle colate, quindi in condizioni largamente sin-post-eruttive. Questo percorso di solidificazione fornisce una spiegazione alternativa ai precedenti modelli, che suggeriscono che i fenocristalli si siano accresciuti esclusivamente in camere magmatiche superficiali e che dunque siano state eruttate lave con un elevato contenuto di plagioclasti di dimensioni > 1 cm, le quali per ovvii motivi reologici non avrebbero potuto fluire e men che meno produrre morfologie pahoehoe.

3.2 Campionamento e metodi di analisi

Le lave cicirara sono state emesse occasionalmente durante il diciassettesimo secolo, e sono principalmente associate a eruzioni laterali avvenute a differenti quote lungo i fianchi dell'edificio etneo. La localizzazione delle fessure eruttive del centro vulcanico dell'Ellittico è impossibile, a causa dell'intensa erosione e del successivo seppellimento da parte delle lave recenti. La distribuzione degli affioramenti nella parete occidentale della Valle del Bove (a sud-est del centro dell'Ellittico), così come quelli nella zona di Serra delle Concazze, possono essere in accordo con un'emissione delle lave a cicirara attraverso eruzioni laterali innescate dalla tettonica. La localizzazione dei campioni è mostrata in Fig. 3.1. In accordo con le loro caratteristiche pahoehoe, i flussi di lave a cicirara formano campi lavici particolarmente estesi. Sono stati selezionati 15 campioni di roccia da 8 differenti campi lavici relativi all'attività dell'Ellittico (CCG1, RDV e SDA) e a quella del

diciassettesimo secolo (BRO-1/2, CIC-A/D, COL-A/C, VET e SLN). Poiché le lave a cicirara storiche affiorano come campi lavici molto estesi, per alcuni di essi sono stati raccolti più campioni.

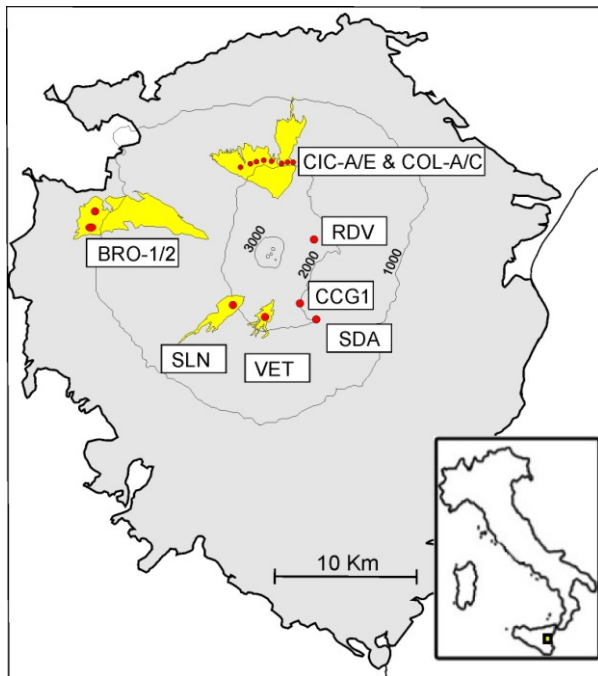


Figura 3.14. Flussi lavici cicirara (in giallo) campionati in questo studio e posizione di campionamento (cerchi rossi). I campioni appartengono a 8 differenti campi lavici a morfologia pahoehoe messi in posto durante l'attività preistorica del centro dell'Ellittico (CCG1, RDV e SDA) e durante eventi eruttivi storici dal 1610 al 1651 (BRO-1/2, CIC-A/D, COL-A/C, VET e SLN). I campi lavici studiati mostrano tipici rapporti spessore/lunghezza ridotti.

Il flusso di lava studiato ha uno spessore tra 1 e 5 m, così come la presenza tipica di plagioclasti centimetrici caratterizzati da forme irregolari. La maggioranza delle lave cicirara riportate in letteratura contiene una quantità di bolle < 5 vol.% e i campioni in esame confermano questo valore. I flussi sono massivi e le bolle sono fortemente concentrate nella parte esterna. Le caratteristiche più rappresentative, osservabili sul campo e nei campioni a mano, sono mostrate in Fig. 3.3. In questo studio sono state esaminate le caratteristiche tessiturali e chimiche delle lave a cicirara più primitive (il campione CCG1 – Fig. 3.2). Allo scopo di caratterizzare meglio la colata, due campioni sono stati selezionati a circa 0.5 e 1 m dalla base della colata, il cui spessore totale è di circa 2 m.

Le analisi chimiche dei campioni sono state eseguite su pasticche di polvere utilizzando uno spettrometro XRF PW 2404 al dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali dell'Università di Catania. Ogni analisi è stata corretta per gli effetti di matrice. I risultati sono riportati in Tab. 3.1 e rappresentati in Fig. 3.2, insieme ad altre lave cicirara esaminate in studi precedenti.

La composizione chimica dei minerali è stata studiata utilizzando una microsonda (Jeol-JXA8200) equipaggiata con cinque spettrometri a dispersione di

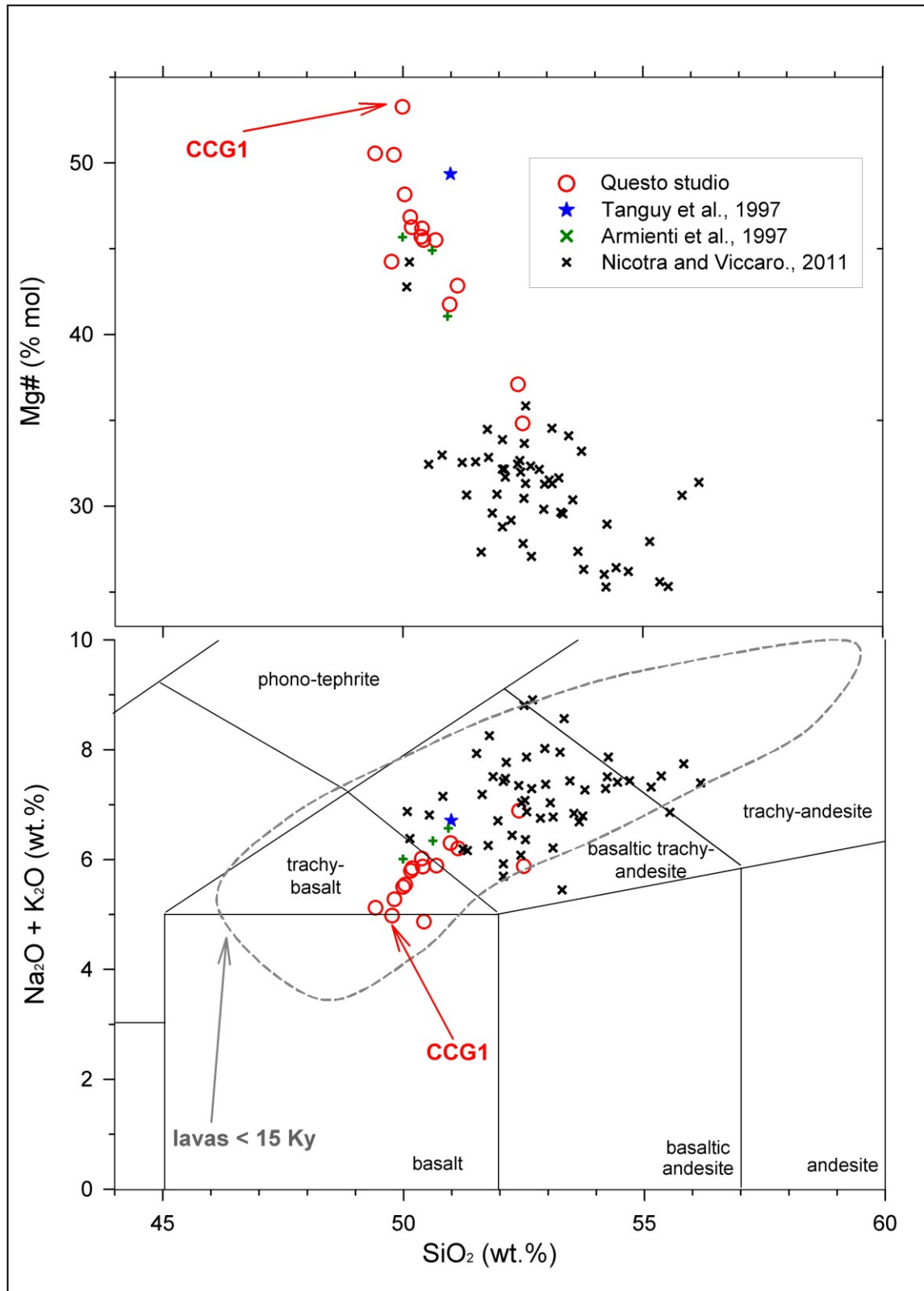


Figura 3.15. Diagrammi $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 e Mg\# vs SiO_2 dei campioni raccolti per questo studio e di letteratura. I date delle lave più giovani di 15 ka sono riportati da Ferlito e Lanzafame (2010). La lava preistorica CCG1 è la cicirara meno evoluta. Due campioni sono stati raccolti dalla porzione interna per analisi tessiturali e mineralogiche.

lunghezza d'onda presso il Laboratorio HP-HT di Vulcanologia e Geofisica

dell'INGV di Roma. I cristalli sono stati analizzati a un voltaggio di 15 kV e un raggio di corrente di 10 nA, con una dimensione del raggio di 2 μm . Il tempo di conteggio utilizzato è di 20 e 10 s, rispettivamente per i picchi e il fondo. Per i differenti elementi chimici sono stati adottati i seguenti standard: jadeite (Si e Na), corindone (Al), forsterite (Mg), andradite (Fe), rutilo (Ti), ortoclasio (K), barite (Ba), apatite (P) e spessartina (Mn). Sodio e potassio sono stati analizzati per primi, in maniera da ridurre i possibili effetti di volatilizzazione (Iezzi et al., 2008). La precisione è stata migliore del 5 % per tutti i cationi e le analisi per ogni fase sono riportate in Tab. 3.2. La tessitura dei cristalli è stata studiata mediante un microscopio a scansione elettronica Jeol FE-SEM 6500F equipaggiato con un sistema di microanalisi a dispersione di energia. In accordo con Armienti et al., (1994a), le analisi tessiturali quantitative sono state ottenute a tre differenti ingrandimenti, in maniera da considerare le differenze dimensionali tra cristalli. I fenocristalli con dimensione maggiore di 4 mm hanno un relativamente basso numero di densità e dunque sono stati misurati direttamente sulla sezione sottile con un'area di $1.5 \times 10^4 \text{ mm}^2$. I cristalli con una lunghezza compresa tra 4 e 0.1 mm, e tra 0.1 e 0.005 mm sono stati misurati su immagini acquisite mediante SEM con un'area rispettivamente di 150 e 1.67 mm^2 . Le analisi di immagine e le segmentazioni di fase sono state eseguite con il software Image Pro Plus. Le immagini ottenute dal SEM sono state trasformate in scala di grigi per determinare la quantità, il rapporto d'aspetto e le dimensioni di ogni fase. Un esempio di segmentazione di fase e di determinazione della frequenza delle taglie a grandezza intermedia è riportato in Fig. 3.4. Poiché il contatto tra cristalli avviene solo per i microliti di plagioclasio, l'area di questi cristalli è stata leggermente diminuita (<5 vol.%), considerando il più leggero tono di grigio dei bordi (1-2 μm). L'area di ogni fase minerale è stata binarizzata con differenti colori (Fig. 3.4) e, successivamente, ogni fase cristallina è stata contata (Tab. 3.3). Gli assi maggiori e minori sono stati determinati considerando l'ellisse di best-fit di una sezione bidimensionale dei cristalli secondo le modalità descritte da Higgins (2006) e Iezzi et al. (2011). L'habitus dei cristalli di ogni fase è stato stimato utilizzando il software CSD-slice sviluppato da Morgan and Jerram (2006) (Tab. 3.3). La distribuzione delle

dimensioni di plagioclasti, clinopirosseni e titanomagnetite è stata calcolata mediante il software CSD-Corrections 1.38, che tiene conto delle correzioni stereologiche utilizzando la dimensione maggiore in 2D e l'habitus (Higgins, 2000; 2006). La rappresentazione della CSD dei plagioclasti è stata effettuata integrando tutte le misure tessiturali ottenute a grandezza massima, media e piccola, mentre quella dei clinopirosseni e delle titanomagnetiti è stata determinata dalle immagini

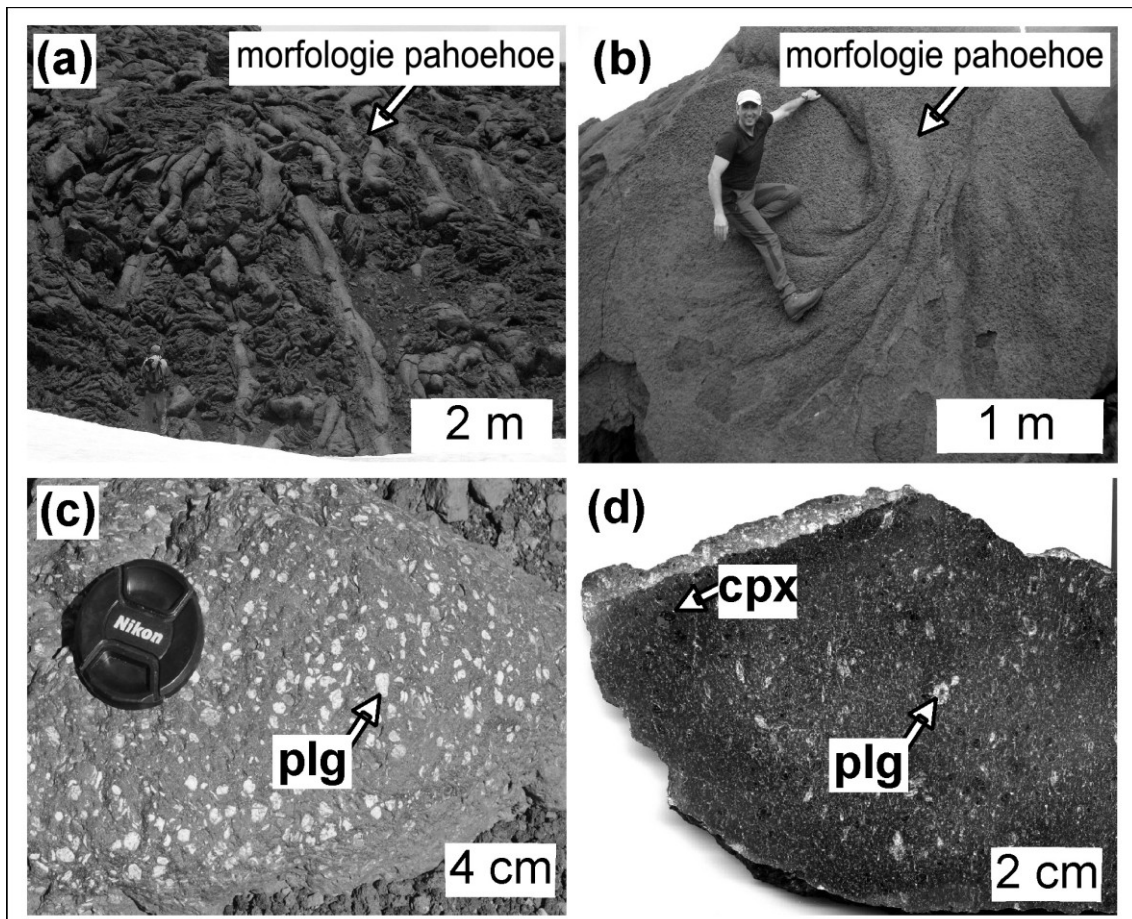


Figura 3.3. Immagini della lava preistorica con morfologie liscia (a) e rugosa (b). I due campioni della lava CCG1 sono stati raccolti da un'unica unità di flusso. Il campione a scala mesoscopica (c e d) mostra la presenza di cristalli di plagioclasio e clinopirosseno da millimetrici a centimetrici. E' possibile notare le forme irregolari dei cristalli di plagioclasio più grandi.

SEM. Le curve della CSD sono caratterizzate da un numero di punti per ogni fase in eccesso di 3500, 1700 e 500 per plagioclasti, pirosseni e titanomagnetite, e da una relativamente bassa quantità di 6, 5 e 4 intervalli per decine, rispettivamente per plagioclasti, pirosseni e titanomagnetite (Higgins, 2000, 2006; Armienti, 2008). In accordo con studi precedenti, sono stati utilizzati i seguenti limiti per gli attributi

tessiturali dei cristalli (Tab. 3.3): fenocristalli, microfenocristalli e microliti sono quelli con dimensione massima >0.3 , $0.3-0.1$, e <0.1 mm (Tanguy, 1973; Armienti et al., 1984; Murphy et al., 2000).

3.3 Risultati

Le analisi chimiche delle lave cicirara, insieme a quelle riportate da Tanguy et al. (1997) e Armienti et al. (1997) variano entro un intervallo composizionale limitato da trachibasalti a trachandesiti basaltiche ($49 < \text{SiO}_2 < 53$ wt.% and $4.5 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 7$ wt.%) (Fig. 3.2); al contrario, le analisi riportate da Nicotra and Viccaro (2012) mostrano composizioni più evolute, da trachandesiti basaltiche a trachandesiti. Poiché Nicotra and Viccaro (2012) descrivono alcune lave cicirara come aventi morfologia aa, ne risulta che questa caratteristica sia il risultato di un incremento della viscosità in prodotti più evoluti. E' importante sottolineare che il campione preistorico CCG1, sul quale è stato focalizzato questo studio, è il più primitivo [$\text{Mg\#} = 53.26$; $\text{Mg\#} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ in frazione molare] tra i campioni di cicirara riportati in letteratura (Tab. 3.1 e Fig. 3.2). Le analisi tessiturali indicano che questo campione è praticamente olocristallino, e che le bolle sono rare (< 1 vol.%) (Fig. 3.5). La quantità di fenocristalli, microfenocristalli e microliti è il 31-35, 9-9 e 60-57 vol.% (Tab. 3.3). Sono inoltre comuni aggregati glomeroporfirici di clinopirosseni, olivine, titanomagnetiti e plagioclasti (in ordine di abbondanza, Fig. 3.5). Questi hanno diametri tra 0.5 e 5 mm e includono da 3 a 15 cristalli. Frequentemente, i plagioclasti e i clinopirosseni includono piccoli cristalli di titanomagnetite e/o olivine (Fig. 3.5).

I plagioclasti sono le fasi minerali più abbondanti, seguiti da clinopirosseni e minori quantità di titanomagnetite e olivine; comunque, la quantità di plagioclasti nella pasta di fondo è inferiore di quella misurata per fenocristalli e microfenocristalli (Tab. 3.3). Solo i nuclei dei fenocristalli di plagioclasti e clinopirosseni mostrano composizione omogenea, e rappresentano un volume totale del campione non superiore al 10-15%. I fenocristalli di plagioclasto mostrano una lunghezza massima di 1.5 cm e variano dal 26 al 28 vol.% (Tab. 3.1). I loro nuclei, specialmente quelli dei cristalli con dimensioni maggiori, sono

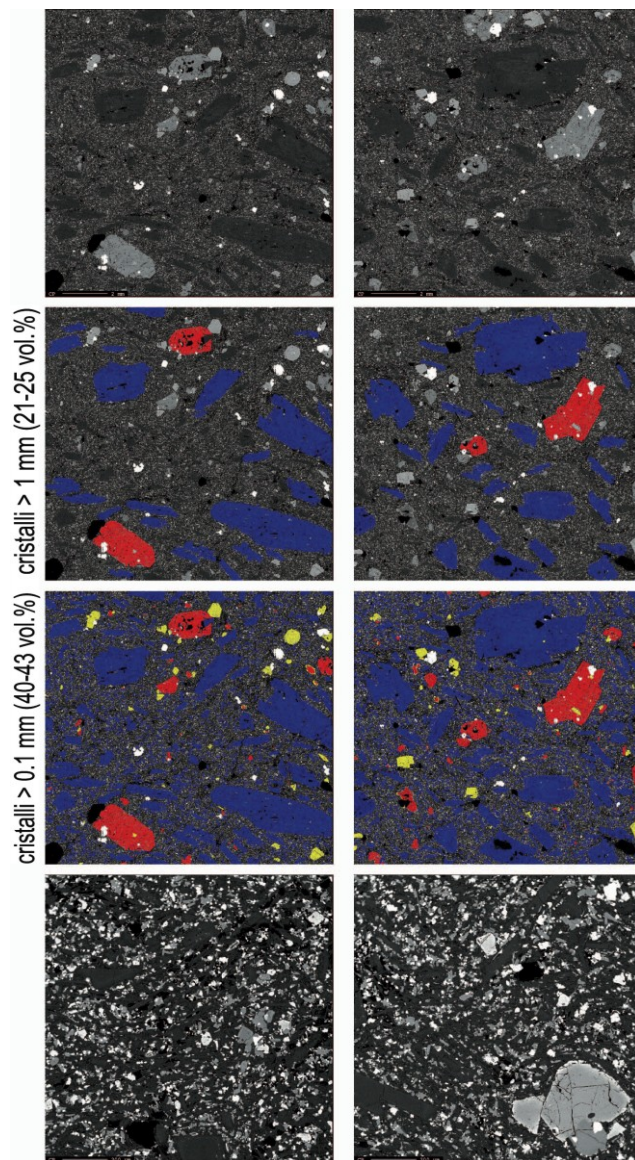


Figura 16.4. Caratteristiche tessiturali e analisi di immagine dei campioni di CCG1. Le colonne a sinistra e destra corrispondono rispettivamente a campioni raccolti a 0.5 e 1 m dalla base della colata. Nella prima riga sono mostrate le immagini SEM a grandezza media; nella seconda e terza riga sono evidenziati i cristalli con dimensioni >1 e >0.1 mm; nella quarta riga sono mostrate le immagini SEM ad alto ingrandimento (microfenocristalli e microliti). Plagioclasti, clinopirosseni, olivine e titanomagnetiti sono colorati rispettivamente in blu, rosso, giallo e bianco. I plagioclasti con dimensione >1 mm mostrano forme irregolari come risultato dell'attaccamento di piccoli cristalli ai nuclei di dimensioni maggiori. I cristalli >0.1 mm formano una struttura quasi completamente interconnessa.

generalmente circondati da plagioclasti più piccoli (Fig. 3.5); questa caratteristica è apprezzabile anche a scala macroscopica (Fig. 3.3c). Sebbene i cristalli più grandi tendano ad essere di forma regolare, la maggior parte dei plagioclasti mostrano forme irregolari (Fig. 3.3c-d e 3.5). Sia fenocristalli (An_{76-61}) che i microfenocristalli (An_{60-51}) mostrano zonazione normale (Tab. 3.3); mentre i microliti sono più poveri in anortite (An_{54-43}) e frequentemente i plagioclasti più grandi mostrano un'agglomerazione quasi completa lungo il loro lato maggiore (Fig. 3.5). I fenocristalli di clinopirosseno sono il 3-4 vol.% (Tab. 3.3), hanno una lunghezza massima di 3 mm, mostrano habitus da subedrale ad anedrale e contengono frequentemente microliti di titanomagnetite e olivine (Fig. 3.5). I clinopirosseni hanno composizione da salitica a diopsidica con un alto contenuto in componente tschermakitica, specialmente quelli costituenti la

pasta di fondo (Tab. 3.2b). I fenocristalli e i microfenocristalli sono zonati normalmente, con nuclei ricchi in Si, Mg e Ca circondati da bordi ricchi in Al, Fe³⁺ e Ti (Tab. 3.2b); come per i fenocristalli di plagioclasio, solo la porzione interna dei nuclei è chimicamente omogenea. I fenocristalli di olivina (1 vol.%) hanno una lunghezza massima di 0.8 mm (Tab. 3.3). I cristalli di dimensioni maggiori sono frequentemente riassorbiti, mentre quelli più piccoli mostrano un arrotondamento della forma (Fig. 3.5). Le olivine mostrano una zonatura normale dal nucleo (Fo₇₇₋₇₅) ai bordi (Fo₇₅₋₇₂); al contrario, i cristalli della pasta di fondo (1-1 vol.%) sono omogenei, e variano in composizione da Fo₇₀ to Fo₅₉ (Tab. 3.2c). La titanomagnetite è frequentemente inclusa all'interno di olivine, clinopirosseni e plagioclasti (Fig. 3.4) I fenocristalli (1 vol.%) sono generalmente poveri nella componente Usp e ricchi in Mg rispetto ai microliti in pasta di fondo (Tab. 3.2d).

In Fig. 3.6 sono mostrate le curve di CSD per plagioclasti clinopirosseni e spinelli

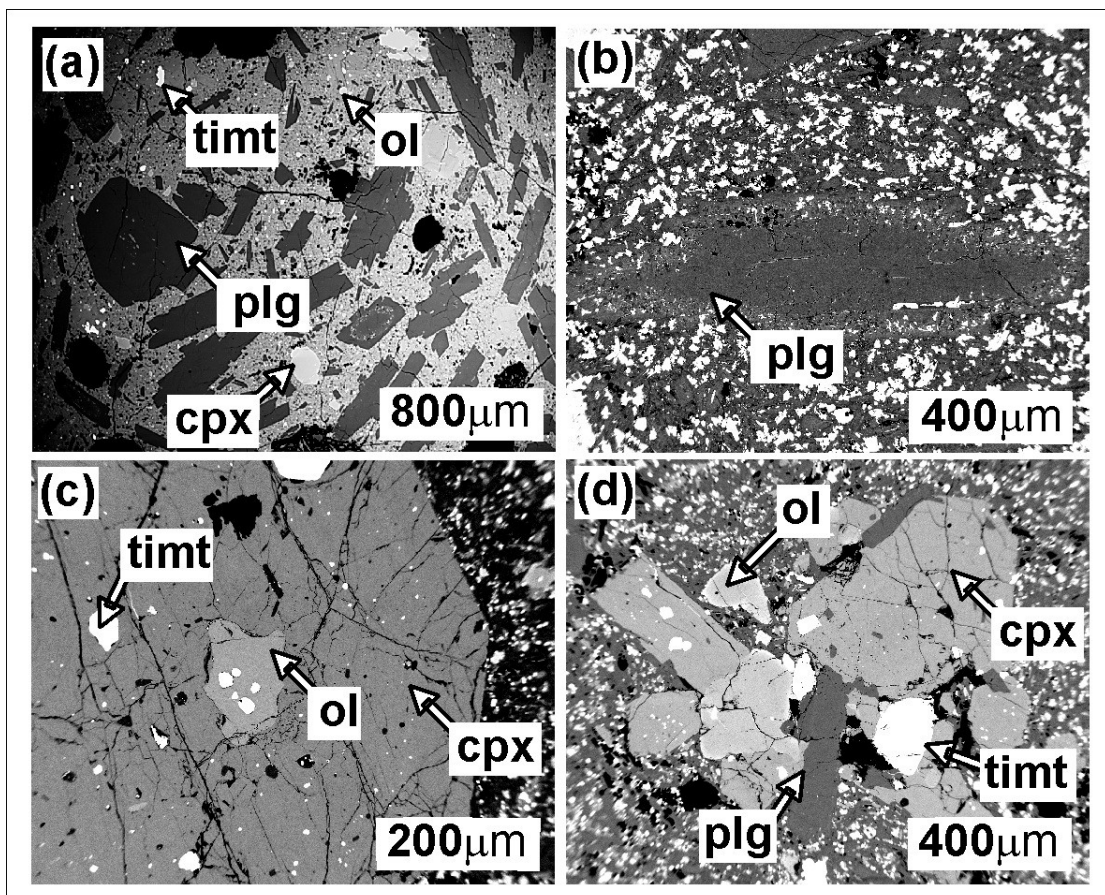


Figura 3.5. Caratteristiche tessiturali dei plagioclasti (plg), clinopirosseni (cpx), titanomagnetiti (timt) e olivine (ol). I plagioclasti si trovano spesso come cristalli zonati e interessati da tessiture a SIEVE (a e b). Le olivine e le titanomagnetiti sono spesso incorporate all'interno di clinopirosseni (c). In tutti i campioni sono inoltre presenti clusters glomeroporfiritici (d).

del campione CCG1. Per ogni fase minerale sono osservabili andamenti simili, sebbene alcune differenze siano da imputare a variazioni di abbondanza delle fasi (Tab. 3.3). La pendenza delle CSD diminuisce all'aumentare della dimensione dei cristalli, dunque la densità del numero di cristalli non segue un andamento costante (Fig. 3.6). Plagioclasti e pirosseni mostrano tre distinguibili pendenze. L'andamento dei plagioclasti subisce un cambio di pendenza a 0.1 e 1 mm, come misurato quantitativamente da analisi di regressione lineare della parte ad andamento rettilineo della CSD (Fig. 3.6). L'andamento rappresentato in Fig. 3.5 è inoltre molto simile a quello riportato da Armienti et al. (1997) per due lave storiche cicirara.

3.4 Discussione

3.4.1 Cristallizzazione intratellurica

Risultati sperimentali (Metrich and Rutherford, 1998; Del Gaudio et al., 2010; Mollo et al., 2010a; 2011a) e di analisi su campioni di roccia naturali (Tanguy et al., 1997; Corsaro and Pompilio, 2004b; Mollo et al., 2011b) hanno dimostrato che l'evoluzione dei magmi etnei è guidata dalla cristallizzazione di plagioclasti, clinopirosseni, olivine e magnetite. Poiché clinopirosseni e plagioclasti sono i minerali più frequenti nei trachibasalti e nelle trachandesiti dell'Etna, la loro composizione è stata usata come dato di input per termometri, barometri e igrometri in maniera da caratterizzare i parametri di cristallizzazione (P, T, H₂O, fO₂) del magma. A causa della mancanza di vetro interstiziale analizzabile nei campioni, la composizione chimica dei minerali è stata comparata con quella della roccia totale, come frequentemente usato in letteratura (Putirka 2008). Inoltre, i magmi etnei non subiscono un'alta differenziazione (Fig. 3.2 e Tab. 3.1) a causa di un'attività vulcanica persistente; come risultato, Mollo et al. (2011b) hanno recentemente dimostrato che la composizione dei nuclei dei cristalli è generalmente in equilibrio con quella iniziale del fuso. Il percorso P-T del magma originario delle cicirara è stato determinato utilizzando i modelli termobarometrici di Putirka et al. (1996) e Putirka (2008) i quali risultano dall'analisi di regressione

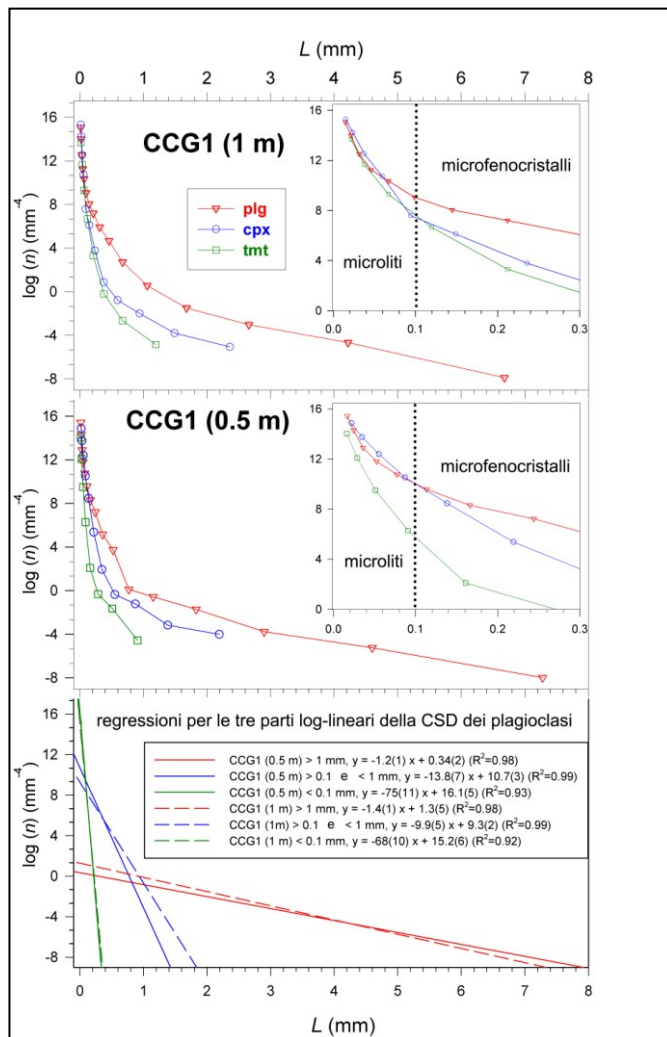


Figura 3.6. CSD per plagioclasti (plg), clinopirosseni (cpx), titanomagnetiti (tmt), relative regressioni logaritmiche e risultati dell'analisi di best-fit delle curve dei plagioclasti per i campioni CCG1. L'inserto della CSD sottolinea l'andamento per i cristalli più piccoli. Il primo e il secondo diagramma si riferiscono ai campioni a 1 e 0.5 m dalla base della lava. Le tre pendenze della CSD per i plagioclasti (e in misura minore per i clinopirosseni) mostrano che i campioni hanno registrato almeno tre distinte condizioni di cristallizzazione. La pendenza quasi orizzontale (in rosso) indica che le condizioni di crescita dominano sul tasso di nucleazione in accordo ad un sottoraffreddamento molto basso, mentre la pendenza quasi verticale testimonia una forte nucleazione ed un basso tasso di crescita a causa degli alti tassi di sottoraffreddamento. La pendenza della CSD (curva blu) dei plagioclasti riflette un regime di sottoraffreddamento intermedio.

stime P-T mostrato in Fig. 3.7a-b. Il valore di $cpx\text{-melt}Kd_{Fe-Mg}$ dimostra che, al

dell'equilibrio delle coppie clinopirosseno-fuso. I barometri e i termometri sensibili alla pressione sono basati sull'equilibrio Jd-fuso e sugli equilibri di scambio Di/Hd-Jd e Di/Hd-CaTs, rispettivamente; per ogni coppia cristallo fuso, le condizioni di P e T possono essere facilmente calcolate attraverso il foglio Excel di Putirka (2008). Studi teorici e sperimentali hanno dimostrato che il $cpx\text{-liq}Kd_{Fe-Mg}$ ($cpx\text{-liq}Kd_{Fe-Mg} = cpxX_{FeO} \times cpxX_{MgO} / meltX_{FeO} \times meltX_{MgO}$) ha un intervallo di equilibrio di 0.27 ± 0.03 (Putirka, 1999; Putirka et al., 2003) e, su questa assunzione,

Putirka (2008) ha proposto un modello di test dell'equilibrio basato sulle reazioni di scambio Fe-Mg tra clinopirosseni e fuso. I risultati dei calcoli mostrano che cinque differenti termometri (Eq. T1, T2, 33, 34, e 32d in Putirka, 2008) e cinque differenti barometri (Eq. P1, 30, 31, 32a, e 32b in Putirka, 2008) forniscono un intervallo di

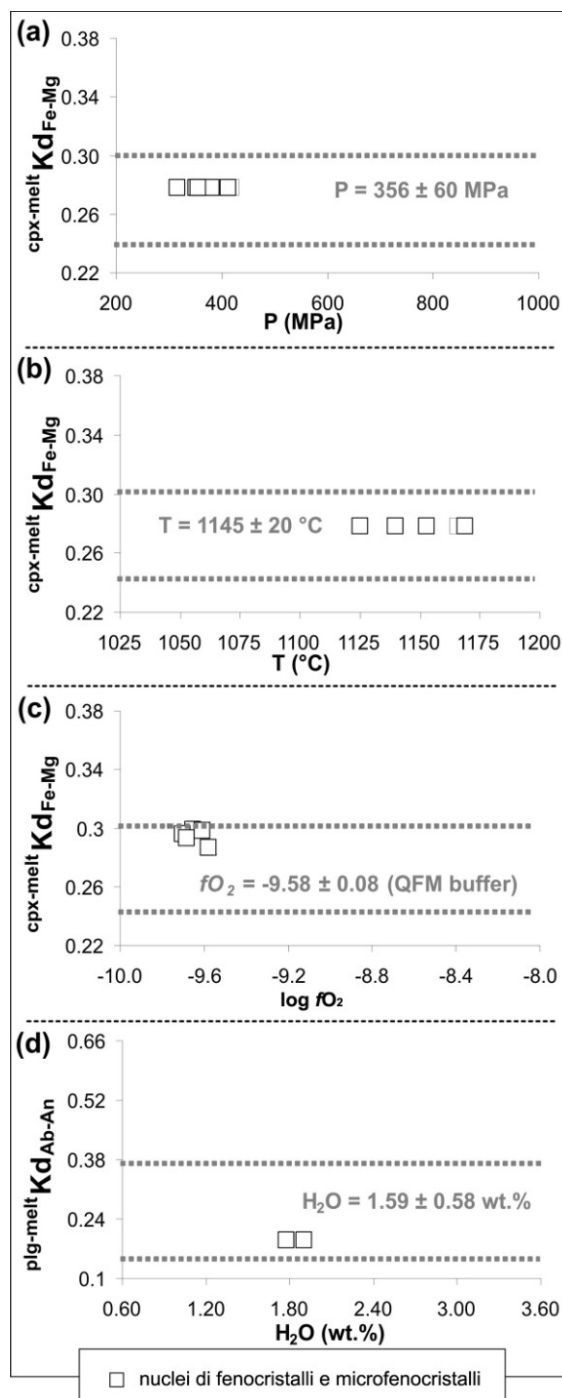


Figura 3.7. Risultati delle stime di pressione (a), temperatura (b) e stato di ossido-riduzione (c) ottenute mediante le composizioni dei nuclei di fenocristalli e microfenocristalli di clinopirosseno. d) risultati delle stime del contenuto d'acqua mediante igrometri basati sulla composizione dei fenocristalli e microfenocristalli dei plagioclasti.

momento della cristallizzazione, i primi nuclei a formarsi erano in equilibrio con il fuso iniziale. I modelli termobarometrici indicano inoltre che i nuclei di clinopirosseni sono cristallizzati in equilibrio con un magma trachibasaltico a circa 356 ± 60 MPa e 1145 ± 20 °C (Fig. 3.7a-b).

Poiché i nuclei di clinopirosseni sono in equilibrio con il fuso trachibasaltico, i loro rapporti di Fe^{2+}/Fe^{3+} possono essere utilizzati per determinare lo stato di ossido-riduzione del magma (Kress and Carmichael, 1991; Putirka, 1999). La fugacità stimata corrisponde a un valore prossimo al QFM (quarzo-faielite-magnetite) (Fig. 3.7c) ed è in accordo con quello misurato per i fusi trachibasaltici etnei (Metrich and Rutherford, 1998). Il modello di France et al. (2010b) è stato utilizzato per calcolare lo stato di ossido-riduzione del fuso e i risultati sono concordanti con quelli ottenuti mediante i modelli di Kress e Carmichael (1991) e Putirka (1999) (Fig. 3.7c).

Il contenuto d'acqua iniziale è stato stimato attraverso igrometri basati sull'equilibrio plagioclasti-liquido di

Putirka (2005). Il contenuto in H₂O è stato calcolato utilizzando la pressione (356 ± 60 MPa) calcolata mediante termometri basati sulla composizione dei clinopiroseni e la temperatura di cristallizzazione (1100 °C) dei plagioclasti suggerita da esperimenti di equilibrio condotti su liquidi trachibasaltici etnei da Mollo et al. (2011a). L'equazione H di Putirka (2005) è stata scelta per la stima perché è la più utile su coppie naturali di plagioclasio e fuso Mollo et al. (2011a). Come test per l'equilibrio, è stata utilizzata la reazione di scambio An-Ab ($\text{plg}^{\text{-melt}}K_{\text{Ab-An}} = \text{plg}X_{\text{Ab}} \times \text{melt}X_{\text{Al0.5}} \times \text{melt}X_{\text{Ca0}} / \text{plg}X_{\text{An}} \times \text{melt}X_{\text{Na0.5}} \times \text{melt}X_{\text{Si0.2}}$) proposta da Putirka (2008). La Fig. 3.7d mostra che i valori di $\text{plg}^{\text{-melt}}K_{\text{Ab-An}}$ calcolati per i nuclei dei fenocristalli di plagioclasio cadono in un intervallo di equilibrio di 0.27 ± 0.11 . Mollo et al. (2011a) hanno sperimentalmente dimostrato che, ad una temperatura di equilibrio di 1100 °C, i magmi trachibasaltici etnei hanno un valore del $\text{plg}^{\text{-melt}}K_{\text{Ab-An}} = 0.17 \pm 0.02$ molto vicino a quello di 0.19 ± 0.02 misurato sui cristalli dei campioni in analisi. Sulla base di questo è possibile affermare che, al momento della cristallizzazione, il magma del campione CCG1 aveva un contenuto di acqua di 1.59 ± 0.58 wt.% (Fig. 3.7d), in accordo con quello (1-3 wt.%) stimato da Corsaro and Pompilio (2004b). La Fig. 3.8 mostra una serie di simulazioni MELTS (Ghiorso and Sack, 1995) eseguite considerando come dati di input (i) la composizione chimica del campione CCG1, (ii) un contenuto di H₂O dello 0.5, 1, 1.5 e 2 wt.%, (iii) fugacità pari a QFM-2, QFM and QFM+3, (iv) temperature da 1100 a 1200 °C e (v) una pressione di 400 MPa (i percorsi di cristallizzazione calcolati a 200 MPa non variano significativamente rispetto a quelli calcolati a 400 MPa).

Le condizioni di T, P e H₂O stimate sono riportate in Fig. 3.8, insieme al volume totale dei nuclei di plagioclasti e pirosseni misurati sul campione CCG1. Comparando tutti i dati è possibile osservare che il risultato più plausibile è ottenuto a 1125-1155 °C, 400 MPa in presenza di un contenuto di H₂O dell'1 wt.% e sotto condizioni di f_{O_2} pari a QFM (Fig. 3.8). Dunque, considerando un gradiente crostale di 30 MPa/km, è possibile concludere che i plagioclasti e i pirosseni si siano formati a circa 12 km di profondità in un intervallo di temperature tra 1125 e 1155 °C (cf. Corsaro and Pompilio, 2004b; Spilliaert et al., 2006a). Queste condizioni sono in accordo con i risultati di investigazioni geofisiche, le quali suggeriscono la

presenza, a profondità di circa 12 km, di una camera magmatica attiva responsabile per le deformazioni a larga scala del basamento sedimentario sub-vulcanico (Del Negro et al., 2009; Bonaccorso et al., 2010; Heap et al., 2012; Mollo et al., 2012a).

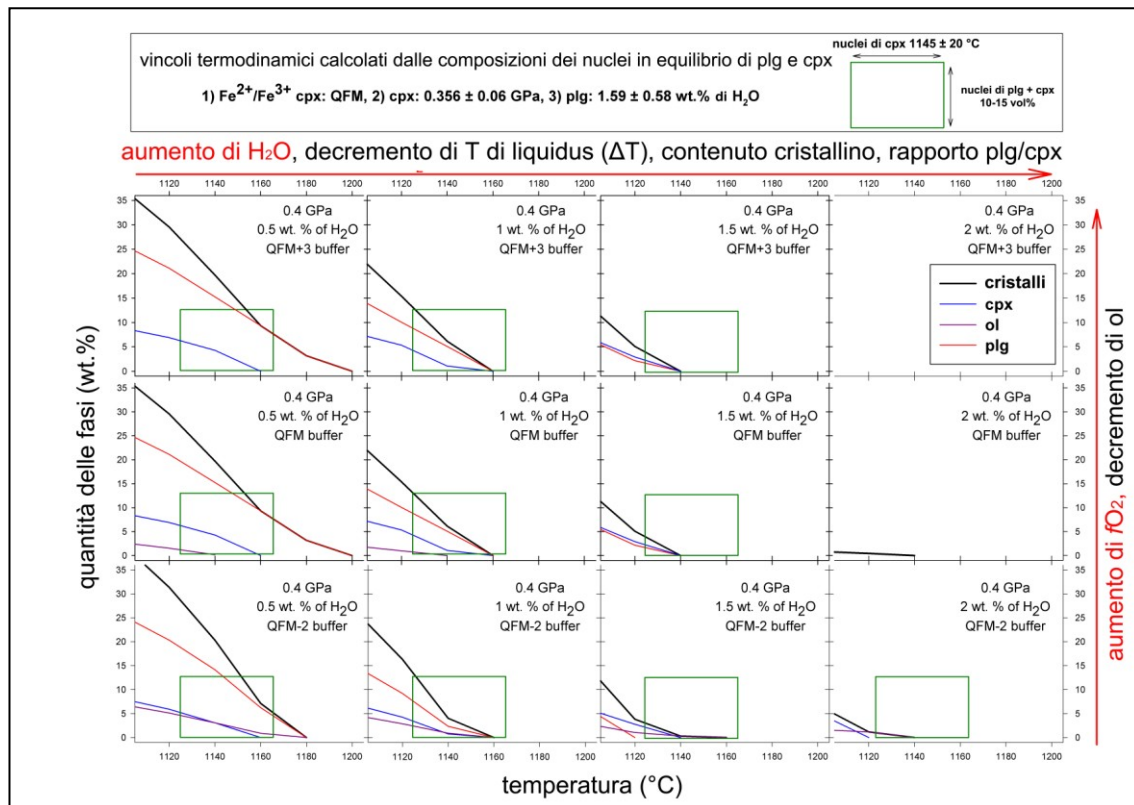


Figura 3.8. Modello di assemblaggio delle fasi cristalline per il campione CCG1 ottenuto mediante MELTS (Ghiorso e Sack 1995) come funzione di temperatura (da 1100 a 1200 °C), contenuto d'acqua (da 0.5 a 2 wt.%) e stato di ossido-riduzione (da QFM-2 a QFM+3). Sono inoltre riportate le stime delle condizioni di cristallizzazione ottenute dalle composizioni dei nuclei di plagioclasio e clinopirosseno e le loro proporzioni relative. Tutti i dati indicano che la cristallizzazione del magma CCG1 è iniziata a temperature tra 1125 e 1160 °C, a 0.4 GPa con uno stato di ossido-riduzione prossimo al QFM e un contenuto d'acqua dell'1 wt.%.

3.4.2 Cristallizzazione durante la risalita

Indicazioni sui processi di solidificazione del magma originario del campione CCG1 durante la sua risalita verso la superficie possono essere ottenute mediante lo studio del comportamento delle specie volatili in funzione della pressione. A questo scopo è stato usato il codice SolEx (Witham et al., 2012). Sono state eseguite due simulazioni utilizzando come dati di input (i) il contenuto massimo di CO_2 , S e Cl misurati sull'Etna (Spilliaert et al., 2006a; Collins et al., 2009) e (ii) contenuti di

acqua pari a 1 e 3 wt.%. La temperatura è stata fissata a 1150 °C, ovvero quella del magma CCG1 e la pressione iniziale a 400 MPa. Durante la risalita del magma, al diminuire della pressione, un valore dell'1 wt.% di H₂O dovrebbe essolvere a circa 40 MPa (corrispondente a circa 1 km di profondità) (Fig. 3.9); al contrario, a causa della sua bassa solubilità, una grande quantità di CO₂ lascia il sistema a partire da profondità più elevate. Al più basso valore di temperatura di cristallizzazione (1125 °C) misurato per i nuclei di plagioclasti e clinopirosseni, l'H₂O essolve dal fuso a profondità < 1 km (Fig. 3.9). Dunque la cristallizzazione indotta dall'essoluzione dell'H₂O durante la risalita del magma può avvenire solo a basse profondità, se il magma ha un tasso di risalita basso. I dati di solubilità indicano anche che il degassamento di CO₂ può contribuire ad aumentare la temperatura di liquidus del fuso, causando riassorbimento dei plagioclasti (e possibilmente dei clinopirosseni) fino a 1 km di profondità (Fig. 3.9).

La quantità totale di fenocristalli e microfenocristalli nei due campioni in esame è di 40 e 43 vol.% (Tab. 3.3). Questi cristalli sono generalmente interpretati come originati da una cristallizzazione massiva nei serbatoi e nei condotti (Murphy et al., 2000; Couch et al., 2003a). Comunque, è stato determinato che il contenuto di cristalli del magma CCG1 a 12 km di profondità era del 10-15 vol.%. Questo apre due possibili scenari: (1) circa il 30 vol.% dei cristalli si è formato nell'ultimo km sotto la superficie a causa del degassamento di H₂O e (2) i microfenocristalli e i bordi dei fenocristalli sono cristallizzati dopo l'eruzione. Lo scenario (1) implicherebbe che la lava CCG1 sia stata eruttata con un alto contenuto cristallino (≥ 40 vol.%), il quale impedirebbe però la formazione delle morfologie pahoehoe. Al contrario, lo scenario (2) è più probabile e può essere dimostrato comparando le frequenze di taglia cumulative e i dati di CSD, ovvero i tre segmenti lineari della curva CSD ottenuti per un contenuto cristallino del 78-79 vol.% (Tab. 3.3). Questi dati sono rappresentati in Fig. 3.10, insieme ai limiti dei cristalli necessari per sviluppare morfologie aa e pahoehoe (Cashman et al., 1999; Hoover et al., 2001; Saar et al., 2001; Hon et al., 2003; Soule et al., 2004) e alcuni dati sulle frequenze di grandezza da lave storiche aa (Tanguy, 1973; Tanguy and Clocchiatti, 1984; Fazzetta and Romano, 1984; Armienti et al., 1984, 1994a, 1994b; Kilburn and

Guest, 1993). I tre segmenti lineari delle curve CSD indicano che sono state

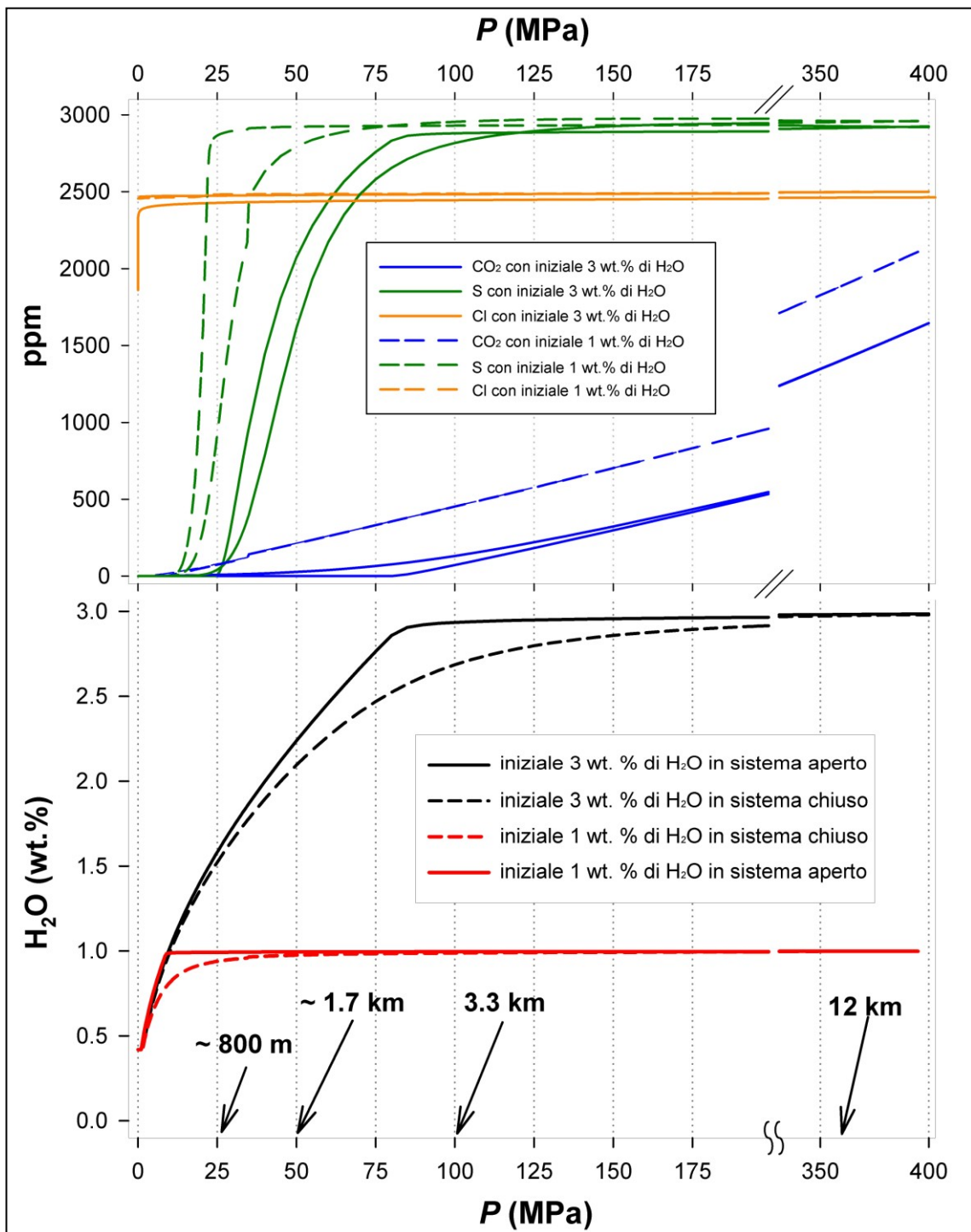


Figura 3.9. Modello di solubilità delle specie volatili nel magma CCG1 come funzione della pressione a temperatura costante di 1150 °C e stato di ossido-riduzione NNO+0.5. I contenuti iniziali di CO₂, S e Cl sono stati impostati rispettivamente a 3000, 3000 e 2500 ppm (Collins et al. 2009). La quantità iniziale di 3000 ppm per la CO₂ è diminuita a 400 MPa come funzione del contenuto di H₂O. Gli andamenti delle curve a contenuto d'acqua pari all'1 wt.% sono rappresentativi per la risalita del magma CCG1 da 12 km di profondità fino alla superficie. Sotto condizioni di degassamento a equilibrio, l'1 e lo 0.5 wt.% di acqua sono ancora dissolti nel fuso fino ad una profondità rispettivamente di 400 e 800 m sotto la bocca eruttiva. L'unica specie volatile che viene costantemente rilasciata da 12 km di profondità è la CO₂.

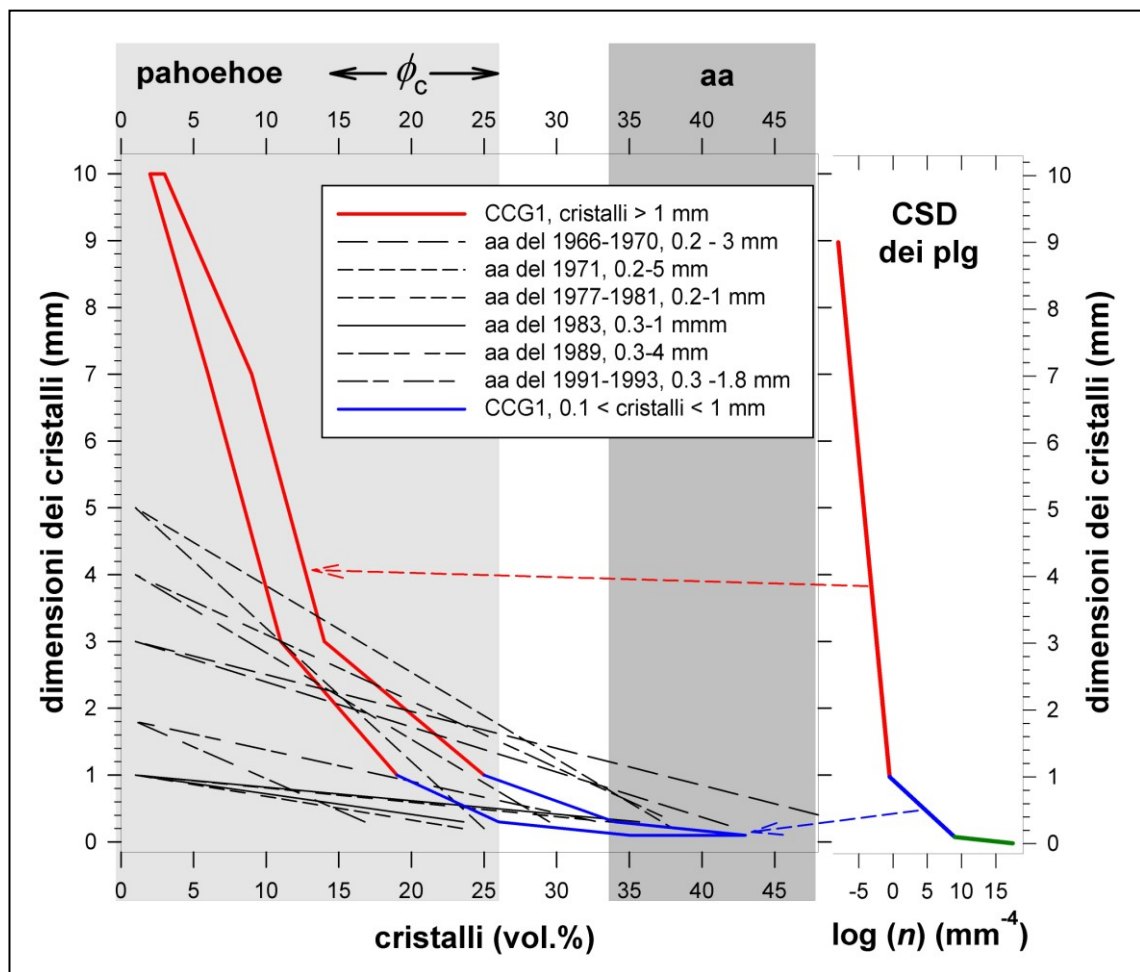


Figura 3.10. Andamento delle frequenze cumulative delle dimensioni (linee rossa e blu) dei campioni CCG1 comparate con quelle disponibili in letteratura per le lave a morfologia aa emesse dall'Etna negli ultimi 50 anni: 1966-1971 (Tanguy 1973), 1977-1983 (Tanguy and Clocchiatti 1984), 1983 (Armienti et al., 1984; Fazzetta and Romano, 1984), 1990 (Armienti et al., 1990; Kilburn, and Guest 1990), e 1991-1993 (Armienti et al., 1994a, 1994b). I campioni pahoehoe CCG1 e le comuni lave aa etnee mostrano marcate differenze negli andamenti delle frequenze delle dimensioni cumulative, sebbene le loro composizioni siano quasi identiche. Rispetto le lave aa, la più alta pendenza della curva CCG1 per cristalli >1mm indica una più bassa densità di nucleazione indotta da un basso grado di sottoraffreddamento prima dell'eruzione. I rettangoli in grigio chiaro e scuro mostrano rispettivamente il massimo e il minimo contenuto di cristalli per lave hawaiane pahoehoe e aa (Hoover et al., 2001; Saar et al., 2001; Soule et al., 2004). L'intervallo teorico per lo sviluppo del valore di resistenza allo sforzo critica (ϕ_c) è riportato anche per una sospensione con particelle solide senza orientamento preferenziale e forma rettangolare (1:2:2/5) (Saar et al. 2001). La CSD per i plagioclasti del campione CCG1 (diagramma a destra dalla Fig. 3.5), gli andamenti della frequenza delle grandezze cumulative e le relazioni tra contenuto di cristalli e morfologia della lava dimostrano che solo i cristalli con dimensioni >1 mm sono cristallizzati sotto condizioni intratelluriche, e dunque prima dell'eruzione. Di conseguenza, le pendenze intermedia (blu) e alta (verde) della CSD dei plagioclasti, così come i contenuti cristallini associati (40-43 vo.% per le dimensioni > 0.1 mm) riflettono condizioni di cristallizzazione subaerea.

registrate almeno tre differenti condizioni di solidificazione durante la formazione

dei plagioclasti (Fig. 3.6 e 3.10). L'aumento di pendenza dei segmenti di CSD, ovvero le pendenze bassa, intermedia e alta (le linee rossa, blu e verde in Fig. 3.10) per dimensioni dei plagioclasti >1 , $0.1-1$ e <0.1 mm (Fig. 3.6), indicano un alto grado di sottoraffreddamento e uno stile di cristallizzazione che favorisce un alto tasso di nucleazione di cristalli (Armienti et al., 1994a, 1997; Armienti, 2008; Hammer, 2008). Come già dimostrato da Armienti et al. (1994a) per le lave aa dell'eruzione 1991-1993, la pendenza intermedia della CSD è in accordo con la cristallizzazione di microfenocristalli, probabilmente avvenuta durante la risalita di magma nel condotto. Comunque questa interpretazione non può essere utilizzata per la parte lineare della CSD dei plagioclasti della lava CCG1 (vedi il segmento blu in Fig. 3.10), poiché in questo caso dovremmo ammettere che questa lava sia stata eruttata e abbia fluito con un contenuto cristallino del 40-43 vol.% (Tab. 3.3 e Fig. 3.10) che sicuramente è in contrasto con la sua morfologia pahoehoe. Dunque, solo i plagioclasti con lunghezza >1 mm e appartenenti alla parte più bassa della curva CSD (Fig. 3.6) possono essere cristallizzati in condizioni pre-eruttive.

Condizioni di solidificazione differenti per le lave pahoehoe CCG1 e aa emesse nelle ultime decadi sull'Etna sono anche testimoniate dai loro differenti andamenti della frequenza cumulativa di grandezza (Fig. 3.10). Infatti, rispetto le lave etnee aa, la frequenza cumulativa di grandezza del campione CCG1 ha una pendenza più alta per dimensioni maggiori dei cristalli (>1 mm). Quest'alta pendenza indica una densità di nucleazione ridotta a causa del basso grado di sottoraffreddamento prima dell'eruzione. Una tale caratteristica è stata riscontrata anche da Sato (1995), il quale ha studiato le morfologie aa e pahoehoe delle lave del vulcano Izu-Oshima. L'autore evidenzia che quando il magma subisce condizioni di forte sottoraffreddamento in accordo con l'essoluzione di H_2O , le lave aa con un'alta densità di cristalli sono favorite rispetto a quelle pahoehoe; l'opposto avviene per bassi gradi di sottoraffreddamento, anche per composizioni magmatiche simili. Il contenuto totale di fenocristalli nei campioni di CCG1 è 40 e 43 vol%. In accordo ai dati riportati in Fig. 3.10, le morfologie pahoehoe possono svilupparsi solo per un contenuto cristallino inferiore al 26 vol.%; poiché solo il 10-15 vol.% dei nuclei di

fenocristalli si sono formati a profondità di 12 km, solo l'11 vol.% dei fenocristalli può essere cristallizzato durante la risalita (Tab. 3.3).

Il segmento di CSD ottenuto per plagioclasì >1 mm corrisponde a due andamenti maggiori della frequenza di grandezza cumulativa (vedi la linea rossa nel diagramma delle frequenze di grandezza cumulativa in Fig. 3.10), suggerendo leggere differenze nello stile di crescita in condizioni intratelluriche. Al contrario, la parte quasi orizzontale della CSD per i plagioclasì > 1mm (Fig. 3.6) indica che la nucleazione è molto bassa e praticamente uguale per cristalli di dimensioni maggiori. Per mantenere lo stesso tasso di nucleazione è necessaria una cristallizzazione eterogenea attorno i primi nuclei di plagioclasio (e clinopirosseno) fino all' 11 vol.%. Questo è supportato dalle caratteristiche di agglomerazione osservate nei bordi dei fenocristalli poveri in An (Tab. 3.2a e Fig. 3.5). Nucleazione eterogenea e agglomerazione cristallina sono state osservate in molti studi sperimentali (Pupier et al., 2008; Iezzi et al., 2011; Mollo et al., 2011a, 2012b). Questi autori hanno dimostrato che, sotto condizioni controllate dalla cinetica, piccoli cristalli enucleano eterogeneamente e si agglomerano in cristalli più grandi; nel caso dei plagioclasì, tale meccanismo produce nuclei ricchi in An circondati da bordi poveri in An (Iezzi et al., 2011).

3.4.3 Cristallizzazione post-eruttiva

Poiché la quantità di fenocristalli formatasi prima dell'eruzione non eccedeva il 20 vol.%, è possibile concludere che la maggior parte della cristallizzazione sia avvenuta in condizioni subaeree dopo la formazione delle croste a morfologia pahoehoe. Tale processo non è raro. Una massiva cristallizzazione (> 50 vol.%) durante la messa in posto delle lave è stata osservata da Crisp et al. (1994) per le colate del Mauna Loa del 1984. Nel caso dei magmi hawaiani, la presenza di olivina, ortopirosseno e clinopirosseno come fasi sul liquidus arricchisce il liquido residuale in Si e Al; di conseguenza, il liquido diventa riluttante a nucleare e più incline a vetrificare (Sparks et al., 2000; Iezzi et al., 2008, 2009, 2011). L'alta cristallizzazione subaerea delle lave a cicirara (> 75 vol.%) è in accordo con la

formazione iniziale di grosse quantità di plagioclasio che, a sua volta, arricchisce il fuso in Fe e Mg, innescando la nucleazione di olivine, clinopirosseni e titanomagnetiti. Le pendenze intermedia (0.1-1 mm) e alta (<0.1 mm) della CSD per i plagioclasii riportata in Fig. 3.6 indicano almeno due differenti comportamenti di solidificazione; è da notare che due eventi di cristallizzazione in condizioni subaeree sono anche osservabili per i pirosseni (Fig. 3.6). Questo comportamento può essere spiegato considerando che l' H₂O non è essolta completamente durante la rapida risalita del magma come suggerito anche da Metrich and Rutherford (1998) per eruzioni laterali sull'Etna. Questa interpretazione spiega inoltre la presenza significativa di bolle solo nella parte superiore della colata CCG1 (0.1 m sotto la crosta delle pahoehoe). La pendenza intermedia della CSD dei plagioclasii riflette la formazione di cristalli guidata dalla perdita d'acqua e di calore durante la solidificazione della lava. Questo evento di cristallizzazione non è stato registrato dalla morfologia superficiale del flusso lavico poiché quest'ultimo era già formato al tempo della cristallizzazione a causa del rapido tasso di raffreddamento. L'assenza di fratture da contrazione testimonia un basso tasso di deformazione, incapace di rompere il carapace delle pahoehoe (Kilburn, 2004), suggerendo inoltre un basso tasso di effusione. Al contrario, l'alta pendenza della CSD per i plagioclasii <0.1 mm indica che, dopo il degassamento, una grande quantità di cristalli si è formata in risposta ad un rapido sottoraffreddamento (Fig. 3.6 e 3.10). Infatti, le alte concentrazioni di Fe nei plagioclasii (Tab. 3.2a) e di Al nei clinopirosseni (Tab. 3.2b) testimoniano come una massiccia cristallizzazione di microliti sia avvenuta sotto condizioni controllate dalla cinetica (Mollo et al., 2010a, 2011a, 2011b, 2012c) e a temperature più alte di 680 °C, ovvero la temperatura di transizione vetrosa per i fusi trachibasaltici etnei (Potuzak and Dingwell, 2001). La scarsa differenza nel contenuto di fenocristalli di plagioclasio (Tab. 3.3) misurata nei due campioni del flusso CCG1, sottolinea un tasso di crescita dei cristalli variabile, che può essere spiegato dall'influenza di due differenti percorsi di raffreddamento, funzione della distanza dalla parte superiore del flusso lavico (cf. Mollo et al., 2012c).

3.5 Reologia della colata CCG1

In Fig. 3.11 è schematizzato il risultato delle osservazioni chimiche e tessiturali discusse in precedenza insieme con i percorsi reologici determinati per la lava CCG1. La viscosità apparente della lava (sospensione di cristalli nel fuso) è stata calcolata usando il modello di Vona et al. (2011) sulla base della quantità e della forma dei cristalli (Tab. 3.3); la composizione del fuso residuale è stata stimata mediante bilanci di massa, e la sua viscosità è stata calcolata utilizzando il modello di Giordano et al. (2008). Per il calcolo è stato considerato un tasso di deformazione medio di 0.1 s^{-1} (Hon et al., 2003), due contenuti d'acqua di 0 e 1 wt.% e un intervallo di temperatura di 1100-1150 °C. I risultati indicano che il magma GGC1 era caratterizzato da una bassa viscosità iniziale di 2 log Pas. Sotto condizioni idrate, quando il magma stava risalendo gli ultimi 1000 m del condotto, la viscosità è leggermente aumentata a causa di una parziale essoluzione dell'acqua e dell'inizio della cristallizzazione eterogenea dei bordi dei fenocristalli. Alla bocca eruttiva, la viscosità totale non eccedeva i 3 log Pas (Fig. 3.11) favorendo la formazione di un carapace a corde. Poiché la lava ha degassato completamente durante lo scorrimento subaereo, la formazione del 45 vol.% di cristalli ha aumentato la viscosità fino a un valore di 4.5 log Pas. La cristallizzazione massiva di microliti avvenuta nella parte finale del processo di solidificazione ha infine aumentato la viscosità della sospensione (Fig. 3.11).

3.6 Relazioni tra la tessitura e le eruzioni eruttive sull'Etna

Sull'Etna, l'ultima porzione del sistema di alimentazione è data da un sistema di condotti aperto e costantemente riempito da magma (Ferlito et al., 2011). L'attività eruttiva più frequente avviene ai crateri subterminali (oltre 3300 m s.l.m.) e lungo fratture relative a queste strutture (Tanguy et al., 1997, 2007; Corsaro et al., 2009b). Poiché il magma nella parte superiore dei condotti viene efficientemente degassato, il grado di sottoraffreddamento aumenta significativamente (Sato 1995). Questo favorisce la formazione di grosse quantità di nuclei nel condotto (Armienti et al., 1994a, 1997). Una significativa nucleazione avviene dunque prima

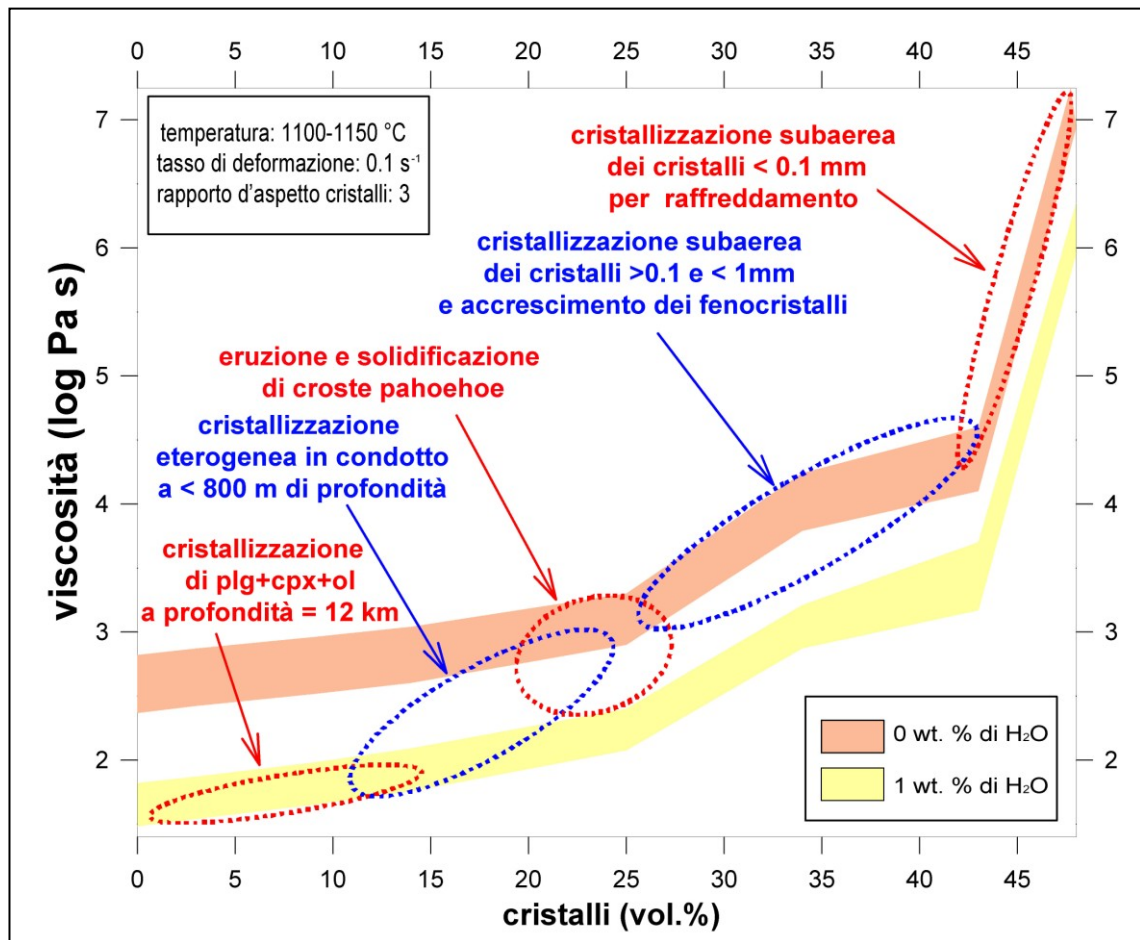


Figura 3.11. Contenuto cristallino vs viscosità dei campioni CCG1. Il percorso reologico è stato calcolato utilizzando i modelli di Vona et al. (2011) e di Giordano et al. (2008). La composizione del liquido residuale è stata calcolata mediante bilanci di massa utilizzando il contenuto cristallino. Per questi modelli reologici è stato ipotizzato un tasso di deformazione di 0.1 s^{-1} , un contenuto d'acqua dello 0 e 1 wt.% e un intervallo di temperatura tra 1100 e 1150 °C. Le ellissi riassumono i risultati ottenuti da analisi tessiturali e composizionali dei minerali, e da analisi sulla morfologia della lava.

dell'eruzione e le lave emesse sviluppano morfologie aa. Questo scenario è rappresentato di diagrammi delle frequenze di grandezza cumulative (Fig. 3.10), nel quale deve essere notato che lo sviluppo delle morfologie aa non dipende dalle dimensioni dei cristalli, ma dalla loro quantità.

Conclusioni simili possono essere ottenute considerando i dati delle curve CSD dei plagioclasti e dei pirosseni nelle lave aa di Armienti et al., (1994a). Le pendenze media e bassa delle porzioni log-lineari delle lave aa chiaramente riflettono condizioni di cristallizzazione intratellurica (Armienti et al., 1994, 1997). Al contrario, le lave cicirara, mostrano un andamento della frequenza delle grandezze cumulative differente. Solo il segmento più basso della porzione lineare della CSD

(rappresentativo per i grossi fenocristalli di plagioclasio) riflette condizioni di solidificazione precedenti l'eruzione (Fig. 3.10). Questo implica che le lave pahoehoe sono associate a magma che risale il condotto con un basso tasso di sottoraffreddamento. Le condizioni alle quali è possibile un basso sottoraffreddamento si verificano quando il tasso di risalita del magma è alto. Alti tassi di risalita potrebbero essere associati ad aperture di fratture governate dalla tettonica, le quali possono sviluppare eruzioni laterali. In questo tipo di attività, il magma non dovrebbe essere sottoposto agli stessi processi di degassamento che caratterizzano le condizioni di condotto aperto dell'Etna. Al contrario, il magma svilupperebbe un alto grado di sottoraffreddamento al quale sono soggette la maggior parte delle emissioni laviche etnee, anche quelle laterali ma connesse con l'attività subterminale. Come considerazione finale generale, in accordo con gli studi di Kuritani (1999), questo lavoro sottolinea che i limiti di grandezza di fenocristalli, microfenocristalli e microliti possono essere utilizzati come indicatori petrologici solo attraverso uno studio quantitativo delle caratteristiche tessiturali dei minerali.

4 INFLUENZA DELLE VARIAZIONI DELLA FUGACITA' D'OSSIGENO

4.1 Introduzione

Analisi su roccia totale e sulle variazioni mineralogiche, tessiturali e composizionali delle rocce vulcaniche sono ampiamente utilizzate per comprendere i processi di evoluzione magmatica delle province ignee. Molti flussi lavici sono chimicamente e isotopicamente omogenei, mentre alcuni mostrano una composizione variabile come risultato di processi post eruttivi relativi a differenziazione in situ i quali rendono difficile la determinazione dell'originale contenuto di elementi maggiori e in tracce. I meccanismi di variazione della composizione delle lave sono in genere imputati a (i) degassamento, (ii) precipitazione di cristalli e (iii) segregazione. I tassi di raffreddamento e le cinetiche di reazione hanno un controllo primario sui processi di crescita dei cristalli che, a loro volta, influenzano le caratteristiche chimiche dei minerali (Hammer, 2008; Iezzi et al., 2008, 2011; Del Gaudio et al., 2010; Mollo et al., 2010a; 2011a, 2011b). Il degassamento post-eruttivo modifica la chimica del fuso, impoverendo le lave negli elementi volatili (Sakuyama and Kushiro, 1979; Toutain et al., 1990; Frank et al., 2003). Il frazionamento dei cristalli avviene quando questi vengono separati meccanicamente nel flusso lavico, causando una differenziazione chimica (Sahama, 1960; Mathews et al., 1964; Rowland and Walker, 1988).

In questo capitolo, è stato studiato il meccanismo di origine delle variazioni composizionali verticali di un'unità di flusso lavico dell'Etna. Questo flusso lavico mostra caratteristiche tessiturali particolari e una stratificazione di bolle dalla zona basale alla crosta superficiale. Sulla base delle analisi degli elementi maggiori, in tracce e isotopiche di nove campioni raccolti sistematicamente lungo una sezione verticale del flusso, sono stati identificati alcuni processi di differenziazione post eruttivi (variabili condizioni di ossidoriduzione, frazionamento di cristalli e degassamento), i quali hanno alterato sia la chimica dei minerali che la composizione chimica durante la messa in posto della lava.

4.2 Campionamento e metodi analitici

Per questo lavoro sono state investigate le variazioni chimiche e composizionali di un'unità di flusso a morfologia pahoehoe emessa durante l'eruzione 1991-1993 e affiorante nella Valle del Bove ad una quota di circa 1650 m s.l.m. (Fig. 4.1). In quest'area i flussi lavici mostrano morfologie a corda e le unità in raffreddamento scelte per il campionamento hanno coperto una distanza di quasi 4 km prima di essere solidificate. In particolare, è stato campionato un flusso lavico di 1.8 m di spessore. Durante le fasi iniziali della messa in posto, l'essoluzione dei volatili residuali ed il loro degassamento hanno determinato la nucleazione e crescita di bolle che sono successivamente risalite lungo la colata e sono state incorporate al di sotto della crosta lavica superficiale (Fig. 4.1 and 4.2). Una sezione verticale della lava mostra una zona basale priva di bolle (40 cm di spessore), una zona centrale con presenza di bolle con dimensioni da piccole a intermedie (80 cm di spessore) e una crosta fortemente vescicolare (60 cm di spessore) (Fig. 4.1). I campioni sono stati raccolti a tutti i livelli stratigrafici del flusso. Un totale di nove campioni (LV1-9) sono stati raccolti utilizzando una distanza di campionamento di circa 20 cm (Fig. 4.1). Due campioni sono stati raccolti dalla zona basale (LV1-2), quattro dalla parte interna (LV3-6) e tre dalla crosta vescicolare del flusso lavico (LV7-9).

Analisi tessiturali e microchimiche sono state eseguite al Laboratorio di Vulcanologia e Geofisica Sperimentale HP-HT dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Roma. Analisi chimiche sono state effettuate utilizzando una microsonda Jeol-JXA8200 EDS-WDS, descritta nel capitolo 2 del presente lavoro. Le immagini sono state raccolte utilizzando un SEM Jeol 6500F equipaggiato con analizzatore EDS. Le analisi chimiche sono state eseguite presso i laboratori Actlabs. Tutti i nove campioni di lava sono stati analizzati per elementi maggiori e in tracce, mentre analisi sugli isotopi dell'ossigeno sono state effettuate su 5 campioni di lava (LV1, LV3, LV5, LV7 e LV9). I limiti di analisi e gli standard utilizzati sono riportati in Tab. 4.1. Gli elementi maggiori (incluso Fe_2O_3) sono stati analizzati mediante fusione del litio metaborato/tetraborato ICP.

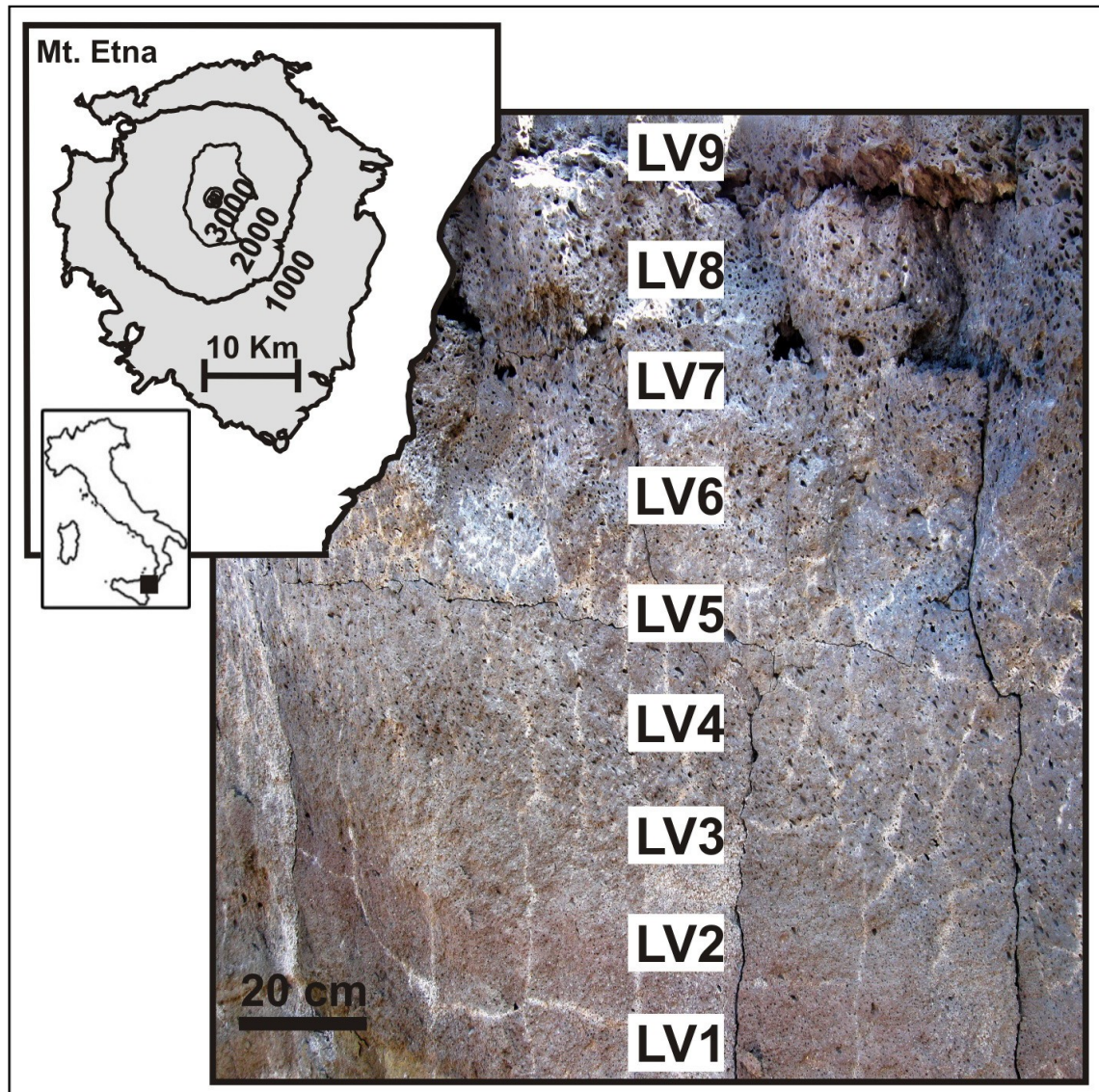


Figura 4.1. Mappa schematica del Mt. Etna (inserto). Nove campioni, LV1-9 sono stati raccolti dalla zona basale alla porzione superiore del flusso lavico utilizzando una distanza di campionamento di 20 cm. Osservazioni tessiturali sul campo sottolineano che, durante le fasi iniziali della messa in posto, l'essoluzione dei volatili e il degassamento hanno consentito la rapida nucleazione di bolle che successivamente hanno risalito il flusso e sono state incorporate nella crosta lavica. Come conseguenza, la sezione verticale della lava mostra una zona basale non vescicolare, una zona intermedia con un contenuto di bolle da basso a intermedio, e una crosta superficiale ricca di bolle.

4.3 Risultati

4.3.1 Petrografia e composizione chimica dei minerali

A scala macroscopica le caratteristiche tessiturali sono relative all'essoluzione dei volatili e alla formazione delle bolle. Queste bolle sono state successivamente

“congelate” al procedere della solidificazione. Osservazioni in dettaglio, rappresentate in Fig. 4.2 indicano che: (i) la zona basale della lava è caratterizzata da microbolle che non superano i 100 μm di grandezza, (ii) la zona centrale ha un alto numero di micro e macrobolle con dimensioni che aumentano verso la crosta del flusso lavico da micron a diversi millimetri e (iii) nella parte superiore della crosta sono presenti da micro a megabolle (fino a 10 cm). La distribuzione delle bolle suggerisce che queste si sono accumulate dopo che la lava si è fermata e

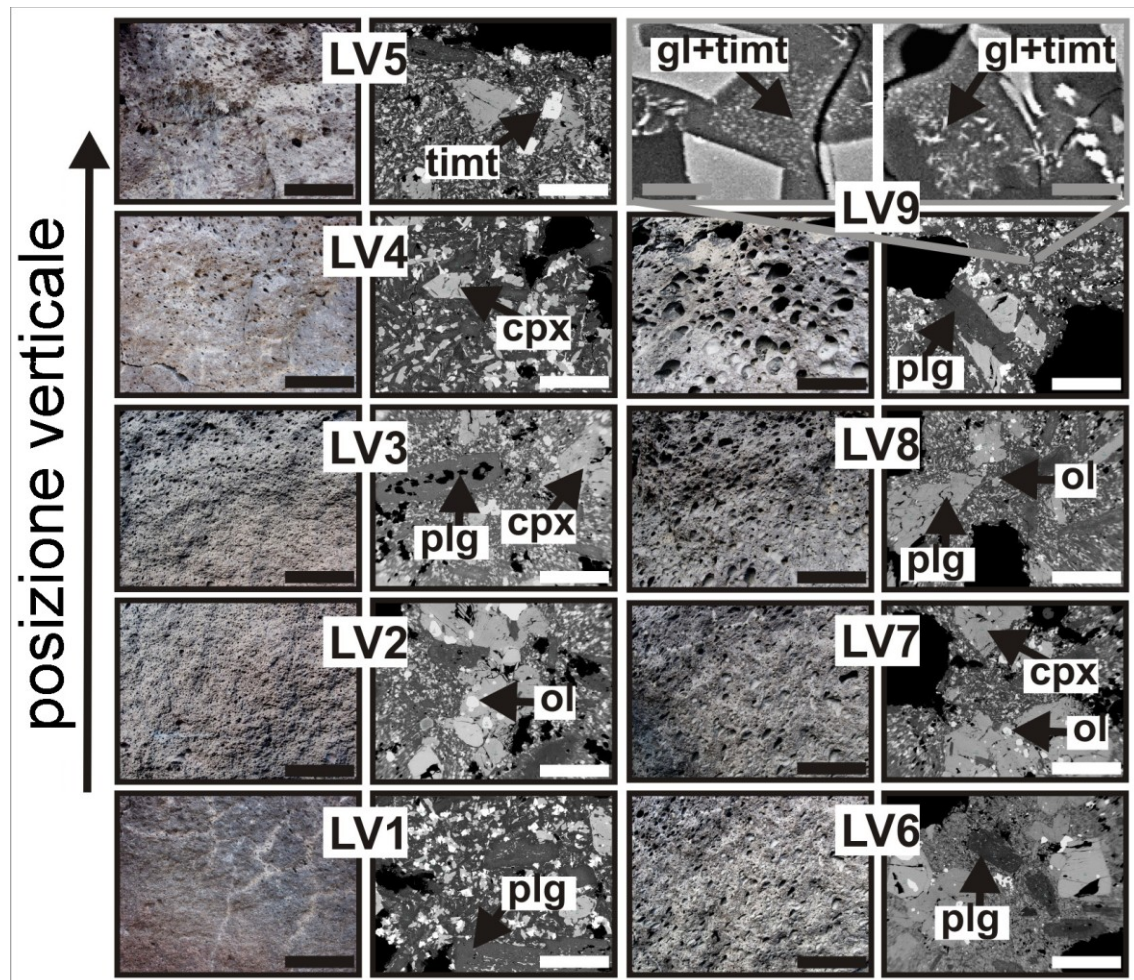


Figura 4.2. Variazioni tessiturali del flusso lavico dalla zona basale (LV1) alla crosta superficiale (LV9). Immagini a scala macroscopica mostrano che la zona basale della colata è massiva. Il numero e le dimensioni delle bolle aumentano con la posizione verticale. Nella crosta sono presenti micro-, macro- e mega-bolle; queste ultime mostrano diametri di diversi centimetri. Immagini al SEM mostrano che ogni campione di lava è caratterizzato dalla presenza di plagioclasti, clinopirosseni, olivine e titanomagnetiti come fenocristalli e pasta di fondo. La presenza di vetro interstiziale è molto rara e limitata alla parte superficiale della crosta lavica. Questa è caratterizzata da una massiva cristallizzazione di piccoli cristalli di titanomagnetite sub-micrometrici. Barra nera = 5 cm; barra bianca = 600 μm ; barra grigia = 5 μm .

prima che fosse totalmente solidificata la crosta, in maniera da formare uno strato con megabolle, risultato della coalescenza delle bolle che risalgono dalla zona basale (Fig. 4.2).

Da un punto di vista mineralogico, i campioni contengono plagioclasti, clinopirosseni, olivine e titanomagnetite, sia come fenocristalli (>0.3 mm) che come microliti in pasta di fondo (Fig. 4.2). In totale, l'indice di porfiricità non supera il 12%. Le caratteristiche tessiturali e chimiche dei fenocristalli non variano lungo la sezione verticale. I cristalli intratellurici sono principalmente rappresentati da plagioclasti (6 vol.%) con una lunghezza massima di 2 mm. I fenocristalli di plagioclasto mostrano habitus da anedrale a euedrale e bordi interessati da tessiture a setaccio. I cristalli più grandi e tabulari sono prevalentemente formati da un processo incompleto di "coarsening", dato dalla dissoluzione dei piccoli cristalli e dalla loro rideposizione in cristalli più grandi.

I plagioclasti sono spesso normalmente zonati con variazioni composizionali da An_{85} a An_{75} (Tab. 4.1). I fenocristalli di clinopirosseno (3 vol.%) variano in dimensione da 0.3 a 1.2 mm (Fig. 4.2), mostrando bordi ben definiti e includendo frequentemente cristalli di titanomagnetite. I clinopirosseni sono principalmente caratterizzati da un nucleo più primitivo e diopsidico (Di_{66}) rispetto ai bordi (Fo_{75}) (Tab. 4.1). I fenocristalli di olivina (2 vol.%) mostrano dimensioni fino a 0.7 mm e sono generalmente arrotondati. Le olivine sono zonate normalmente, con nuclei più primitivi (Fo_{82}) rispetto ai bordi (Fo_{75}). I fenocristalli di titanomagnetite hanno una lunghezza massima di 0.5 mm. Non mostrano un'apprezzabile zonazione, con una composizione media che varia da Usp_{31} a Usp_{25} (Tab. 4.1). Raggruppamenti glomeroporfirici di minerali mafici sono comuni in tutti i campioni. Mostrano diametri generalmente da 1 a 2 mm e sono formati da 3-10 cristalli di clinopirosseno, titanomagnetite, olivina e rari plagioclasti (Fig. 4.2).

I minerali in pasta di fondo sono la fase più abbondante in ogni campione di lava (≥ 88 vol.%). In accordo con le basse dimensioni dei microliti (da submicrometriche a dimensioni massime di 50 μm), è difficile quantificare qualsiasi cambiamento nelle caratteristiche tessiturali e nel contenuto cristallino dalla zona basale alla zona più alta del flusso lavico. La quantità di microliti è stata

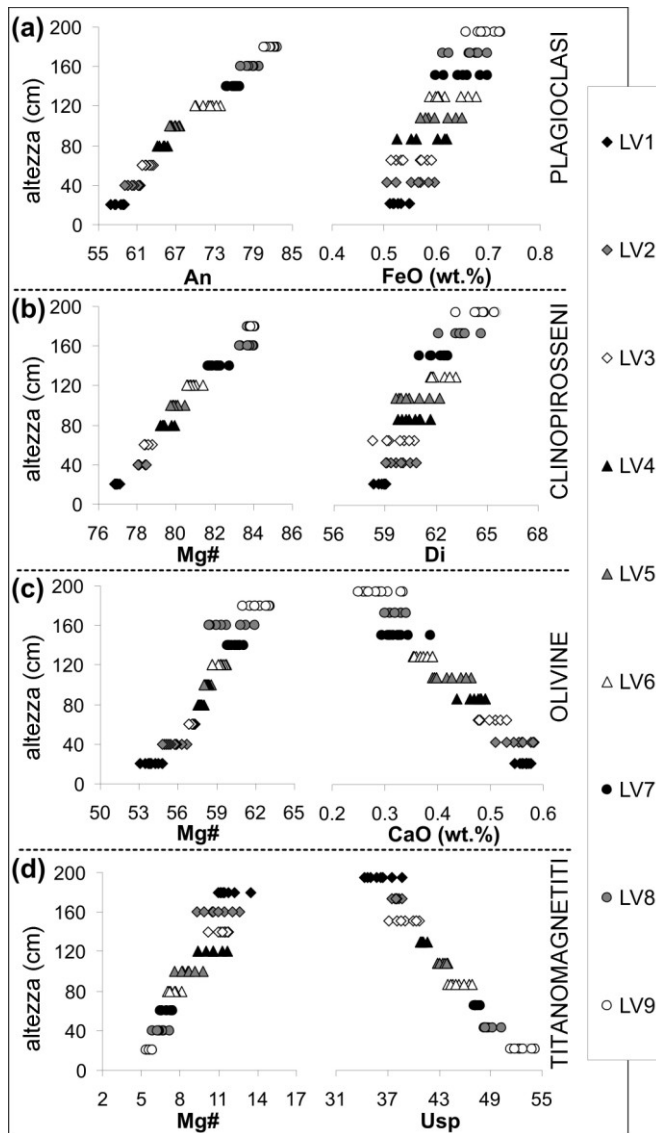


Figura 4.3. Variazioni della composizione dei minerali aumentando la posizione verticale di plagioclasi (a), clinopirosseni (b), olivine (c) e titanomagnetiti (d).

stimata essere nell'intervallo di 48-55, 26-30, 4-10 e 2-7 vol.% rispettivamente per i plagioclasi, clinopirosseni, olivine e titanomagnetite. La pasta di fondo è caratterizzata da plagioclasii tabulari e clinopirosseni con facce ben definite. Le olivine sono arrotondate, mentre le titanomagnetiti mostrano habitus da anedrale a euedrale. I cristalli anedrali sono frequentemente formati per coarsening di cristalli più piccoli. I microliti della pasta di fondo mostrano composizioni sempre più primitive risalendo dalla zona basale (LV1) alla crosta della colata (LV9). Le variazioni composizionali maggiori sono riportate in Fig. 4.3 in funzione della posizione verticale del

campione e possono essere riassunte, seguendo il profilo verticale dal basso verso l'alto della colata, come segue: (i) i plagioclasii sono arricchiti in An e FeO, (ii) il contenuto in Mg# [$Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$], Di e il rapporto Fe_2O_3/FeO nei clinopirosseni aumentano, (iii) le olivine mostrano un aumento del Mg# e in CaO e (iv) Mg#, Usp e il rapporto Fe_2O_3/FeO delle titanomagnetiti aumentano dalla zona basale alla crosta. La presenza di vetro interstiziale è rara e limitata alla parte superiore della crosta (LV8-9). Comunque, questo vetro non è analizzabile a causa della massiva cristallizzazione di titanomagnetiti di dimensioni submicrometriche.

Inoltre, poiché i campioni sono caratterizzati da bolle con dimensioni molto variabili, non è stato possibile ottenere una distribuzione delle dimensioni.

4.3.2 Composizione chimica

La concentrazione degli elementi maggiori e in tracce ottenuta mediante analisi chimiche è riportata in Tab. 4.2. La distribuzione degli elementi maggiori indica che tutti i campioni hanno composizione trachibasaltica, come osservato per la maggioranza dei prodotti delle eruzioni Etnee storiche e recenti (Armienti et al., 1984, 1994a; Tanguy e Clocchiatti, 1984). La Fig. 4.4 mostra che, dalla zona basale alla crosta superficiale del flusso lavico, i campioni di roccia sono progressivamente impoveriti in SiO_2 e $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, e arricchiti nel rapporto $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ e in Mg#. Come osservato per gli elementi maggiori, il comportamento dei LILE (elementi litofili a largo raggio ionico) e degli HFSE (elementi ad alta forza di campo) è comparabile a quello dell'attività magmatica Etnea (Cristofolini et al.,

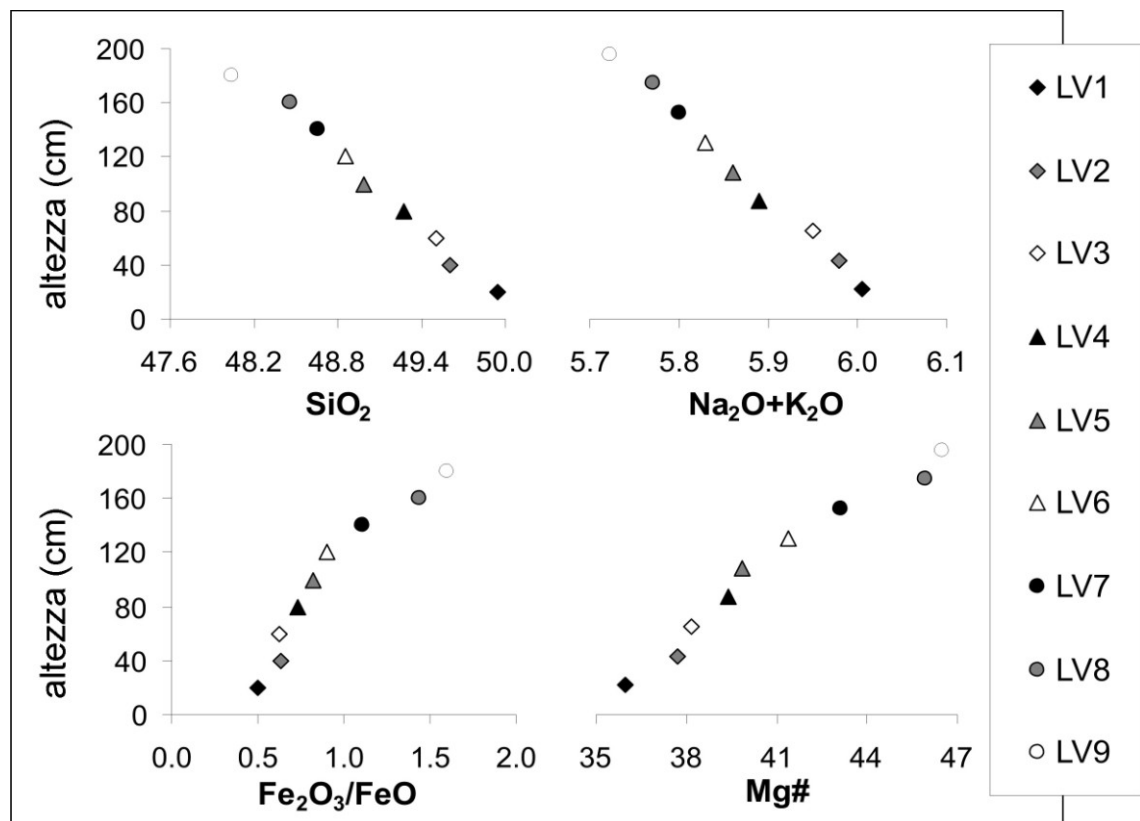


Figura 4.4. Variazioni degli elementi maggiori per i campioni aumentando la posizione verticale.

1981; Corsaro and Cristofolini, 1996; Tanguy et al., 1997). E' stato osservato un frazionamento tra elementi compatibili e incompatibili (Fig. 4.5a), mentre i rapporti tra elementi incompatibili (Fig. 4.5b) rimangono costanti. L'andamento degli elementi REE (terre rare) normalizzati alla condrite, tipico delle rocce alcaline Etnee, coincide con quello dell'attività magmatica sia storica sia recente dell'Etna (Fig. 4.6). L'anomalia dell'Eu non è osservabile, e questo suggerisce l'assenza di un frazionamento significativo del plagioclasio o un accumulo nel magma, come osservato per le lave del 1974, 1981 e 1983 (Cristofolini et al., 1988) e più recentemente per le eruzioni 2001 e 2002-2003 (Clocchiatti et al., 2004). Rispetto la composizione del campione LV1, i campioni di lava sono fortemente arricchiti in elementi transizionali (TE) dalla zona basale verso i livelli più alti della sezione (Fig. 4.7). Ni, Cr e Ti nel campione LV9 sono arricchiti dell'83, 85 e 15% rispetto all'LV1. La natura di questo arricchimento può essere attribuita ad una quantità crescente di olivina e titanomagnetite nella quale i TE sono altamente ripartiti.

4.4 Discussione

I risultati delle analisi mineralogiche effettuate sui campioni mostrano che le composizioni dei fenocristalli non cambiano lungo la sezione verticale. Le composizioni analizzate sono comparabili con quelle riportate in studi precedenti (Tanguy et al., 1997; Corsaro and Pompilio, 2004c; Mollo et al., 2011a, 2011b) che hanno stimato condizioni di cristallizzazione intratellurica a 1140-1060 °C. Al contrario, le analisi dei microliti in pasta di fondo sottolineano progressive variazioni chimiche dalla zona basale alla crosta superficiale del flusso lavico (Fig. 4.3). I minerali della pasta di fondo sono la fase più abbondante, e sono cristallizzati durante la messa in posto della lava. A causa dell'alto contenuto microcristallino, le lave eruttate dall'Etna producono spesso morfologia aa. Questo significa che ogni variazione nelle condizioni post eruttive può essere potenzialmente registrata dalla composizione della pasta di fondo. Sebbene il frazionamento di cristalli possa aver controllato le variazioni di alcuni elementi maggiori da LV1 a LV9, questo processo non è sufficiente a spiegare la progressiva

variazione della componente volatile (Cl e F), degli elementi fluidi in tracce (Cs) e dei valori degli isotopi di ossigeno (Tab. 4.2).

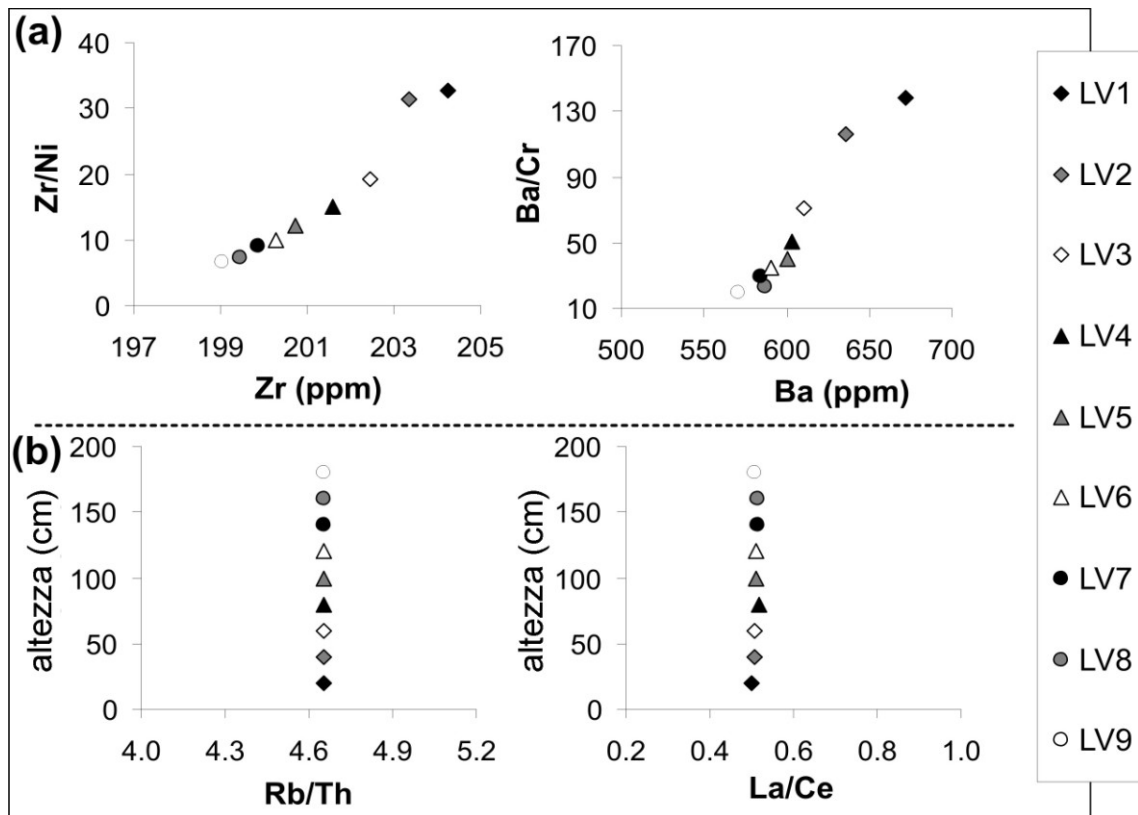


Figura 4.5. Diagrammi di campionamento tra elementi in tracce compatibili e incompatibili (a) e diagrammi dei rapporti di due elementi in tracce incompatibili (b) per ogni campione

4.4.1 Variazioni della fugacità dell'ossigeno

I barometri a ossigeno che utilizzano la composizione degli ossidi sono ristretti alle lave nelle quali la magnetite e l'ilmenite sono in equilibrio, con la conseguenza che il loro utilizzo è confinato a condizioni di bassa temperatura, lento raffreddamento e lave evolute (Helz and Thornber, 1987). Sfortunatamente, alle condizioni magmatiche Etnee, la componente di ulvospinello non dissolve dalla titanomagnetite per formare lamelle di ilmenite (Mollo et al., 2012d). Le composizioni di plagioclasti e clinopirosseni dei campioni in esame sono state utilizzate per determinare le condizioni di ossido-riduzione del flusso lavico utilizzando il modello di France et al. (2010a). I risultati indicano che la fO_2 aumenta di circa 2 unità logaritmiche dalla zona basale alla crosta superficiale del flusso lavico (Fig. 4.8a). Per meglio caratterizzare queste variazioni è stata

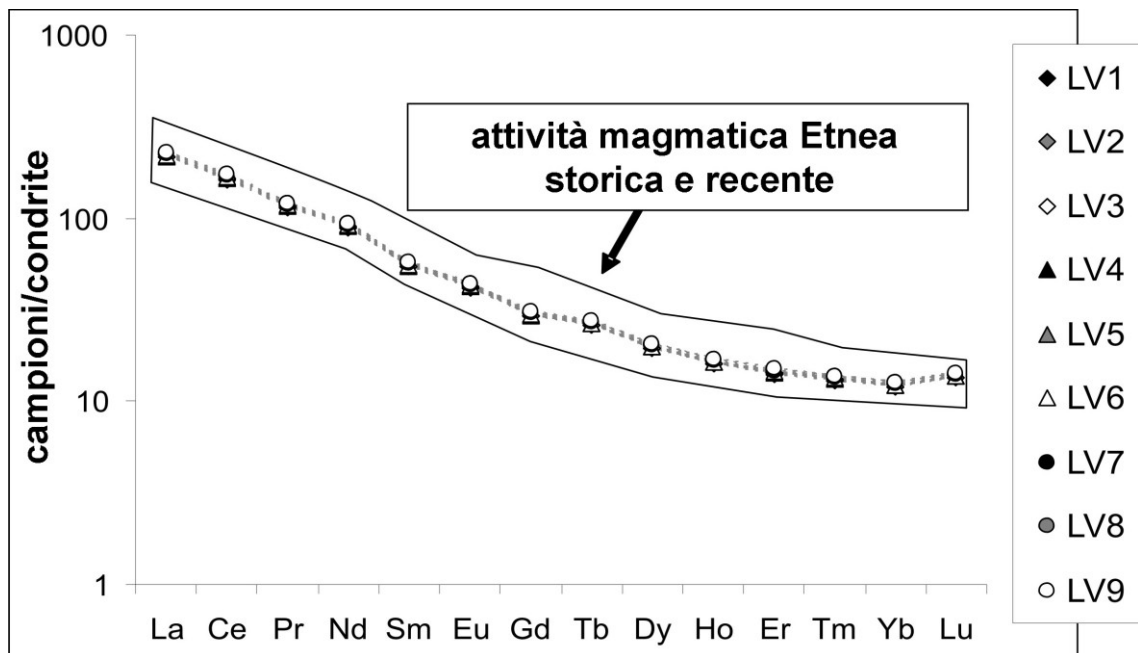


Figura 4.6. Diagramma REE normalizzati alla condrite per ciascun campione. Valori normalizzati secondo Sun and McDonough (1989).

considerata la calibrazione sperimentale del rapporto $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ nel fuso proposta da Kress and Carmichael (1991). La Fig. 4.8b mostra che i valori di $f\text{O}_2$ corrispondono con quelli misurati utilizzando il modello di France et al. (2010a). Inoltre, assumendo una cristallizzazione di pasta di fondo a circa 1080 ± 20 °C, entrambi i modelli confermano che la $f\text{O}_2$ della lava aumenta da circa NNO-0.5 a NNO+1.5 risalendo lungo il profilo verticale.

Come discusso in studi precedenti (Gerlach, 1980, 1993; Helz and Thornber, 1987) i gas rilasciati durante la messa in posto delle lave influenzano la fugacità di ossigeno della lava associata, critica per determinare lo stato di ossidazione. Se la solidificazione di un flusso lavico procede in un sistema chiuso senza migrazione di gas, non si verificherebbero variazioni composizionali poiché le condizioni di fugacità rimarrebbero costanti (Chase, 1998). Al contrario, la chimica dei minerali dei campioni in esame cambia lungo il profilo verticale, mostrando composizioni sempre più mafiche procedendo con l'altezza (Fig. 4.3). I cristalli di clinopirosseno e titanomagnetite mostrano un aumento significativo nei rapporti di $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ dalla zona basale alla crosta superiore, riflettendo l'aumento delle condizioni di ossidazione (Tab. 4.1). Inoltre, il ferro è prevalentemente incorporato nel reticolo

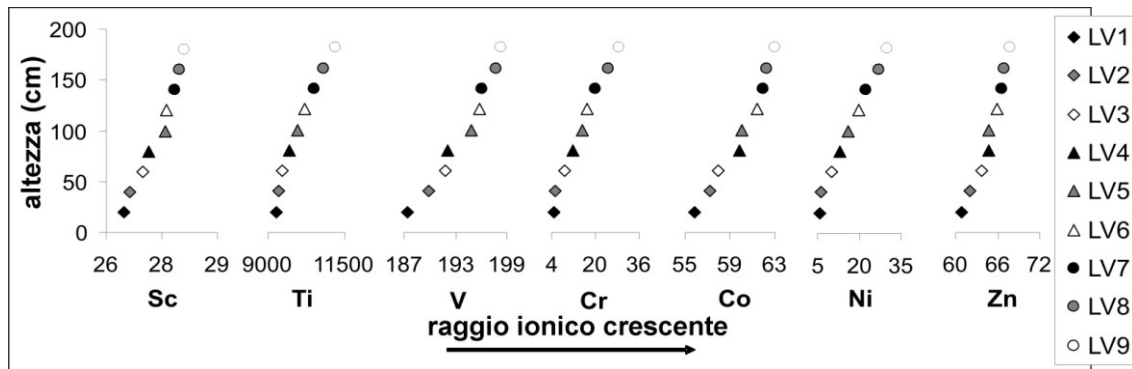


Figura 4.7. Variazioni degli elementi transizionali dalla zona basale alla crosta superficiale.

cristallino dei plagioclasti all'aumentare dell'altezza (Fig. 4.3a). Le alte concentrazioni di ferro sono misurate nelle porzioni più alte della lava, le quali sono le più esposte alle condizioni atmosferiche. Al contrario dello stato di ossido riduzione, il valore del $^{plg-melt}Kd_{Fe}$ aumenta di un ordine di grandezza a fugacità d'ossigeno dell'aria (Wilke and Behrens, 1999; Aigner-Torres et al., 2007) e questo risultato è consistente con la massiva cristallizzazione di titanomagnetiti submicrometriche dal fuso residuale nel campione LV9.

L'aumento dei valori di fO_2 è stato già documentato dalla zona basale verso le zone più alte dei flussi lavici, e imputato principalmente al degassamento della componente volatile (Furukawa et al., 2010). Poiché condizioni sempre più ossidanti sono misurate aumentando la posizione verticale, è possibile escludere condizioni di rapido raffreddamento nelle porzioni superiori della lava. Infatti, Moore and Ault (1965) hanno mostrato che porzioni rapidamente raffreddate di un flusso lavico sono caratterizzate da bassi rapporti Fe_2O_3/FeO rispetto a quelle raffreddate lentamente. Questo avviene perché un raffreddamento molto veloce ostacolerebbe la perdita di idrogeno per dissociazione dell' H_2O , instaurando condizioni più riduttive (Christie et al., 1986). I dati chimici indicano che le porzioni superiori del flusso lavico sono più ossidate rispetto a quelle basali (Fig. 4.8), testimoniando che l'influenza del tasso di raffreddamento sulle variazioni composizionali delle fasi è da escludere. In caso contrario la crosta lavica, rapidamente raffreddata, sarebbe caratterizzata da una composizione con valori di fO_2 più bassi. Da un lato, i bassi valori registrati nella zona basale suggeriscono che questa porzione di lava era inaccessibile alla diffusione di ossigeno atmosferico al

momento della messa in posto; dall'altro l'aumento di fO_2 testimonia una perdita di idrogeno, probabilmente trasportato da fasi gassose.

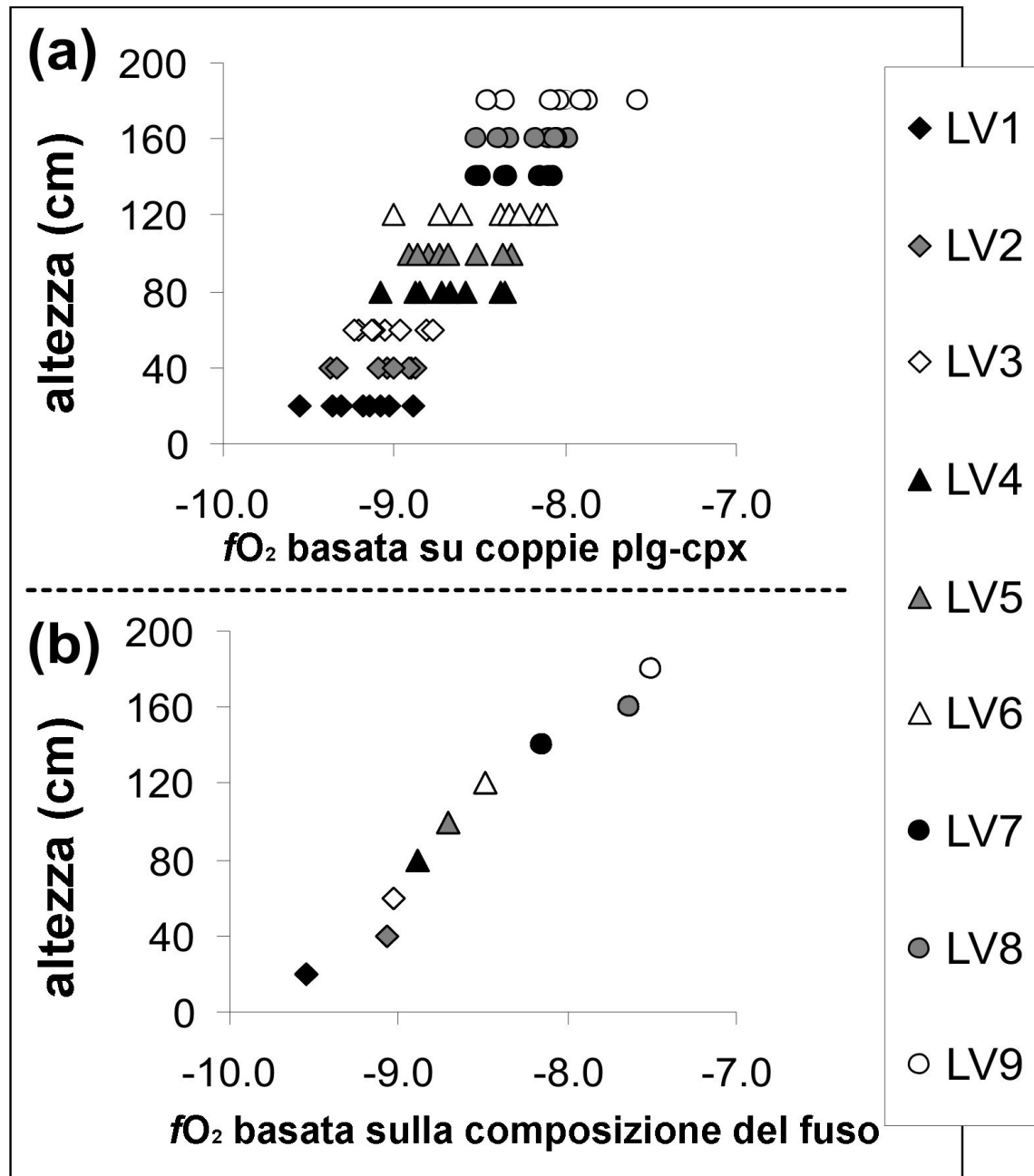


Figura 4.8. Variazioni della fugacità dell'ossigeno con la posizione verticale dei campioni. I valori di fO_2 sono stati calcolati sulla base delle composizioni dei plagioclasti (plg) e dei clinopirosseni (cpx) utilizzando il modello di France et al. (2010a) (a) e sulla base delle analisi di Fe_2O_3 e FeO del fuso utilizzando il modello di Kress and Carmichael (1991) (b).

4.4.2 Cristallizzazione delle fasi di alta temperatura

La fugacità di ossigeno è una variabile intensiva che controlla lo stato di ossidazione delle fasi cristalline, con una forte influenza su: (i) sequenza di cristallizzazione (Ghiorso e Sack, 1995), (ii) chimica dei minerali (Hammer et al., 2008) e (iii) composizione del fuso frazionato (Rhodes e Vollinger, 2005). È stato largamente dimostrato che la temperatura del liquidus del fuso aumenta con l'aumento dell' fO_2 (Ghiorso e Sack, 1995; Hammer, 2006), e questa a sua volta è strettamente dipendente dall'essoluzione di vapore dal fuso durante la risalita del magma verso la superficie e dopo l'eruzione (Johnson et al., 2010 e riferimenti all'interno). Alla luce di questo, è possibile ipotizzare che le variazioni della fugacità d'ossigeno possono essere responsabili per le caratteristiche sempre più basiche delle fasi minerali della pasta di fondo procedendo dalla zona basale alla crosta superficiale del flusso.

Considerando anche la rilevanza del contributo delle fasi fluide come convettori di calore nei fusi basaltici in degassamento (Hardee and Dunn, 1981; Bachmann and Bergantz, 2006), la formazione di bolle e il degassamento possono contribuire in maniera significativa alla formazione di cristalli di alta temperatura, poiché l'essoluzione del vapore aumenta la temperatura di liquidus del fuso (Papale, 1999). I magmi alcalini Etnei cristallizzano prevalentemente minerali anidri (Tanguy et al., 1997) e questo permette la perdita di volatili dalla lava durante la cristallizzazione, specialmente durante la cristallizzazione di un abbondante pasta di fondo (Westrich et al., 1988). Su questa base, è stata usata la composizione dei microliti di clinopirosseni come dato iniziale per i termometri di Putirka (2008). Allo scopo di stimare la temperatura di cristallizzazione della pasta di fondo sono stati scelti i clinopirosseni grazie al loro equilibrio di cristallizzazione con la composizione iniziale del fuso (Fig. 4.9a). Condizioni di cristallizzazione a equilibrio sono confermate dalla corrispondenza dell'intervallo di equilibrio di 0.27 ± 0.03 (Putirka et al., 2003) calcolato per le reazioni di scambio Fe-Mg $[\text{cpx-melt}Kd_{\text{Fe-Mg}} = (\text{cpx}X_{\text{FeO}} / \text{cpx}X_{\text{MgO}}) / (\text{melt}X_{\text{FeO}} / \text{melt}X_{\text{MgO}})]$. Questa corrispondenza è in accordo con la relativa bassa presenza di fenocristalli (≤ 12 vol.%), che modifica leggermente la composizione del fuso iniziale (Mollo et al.,

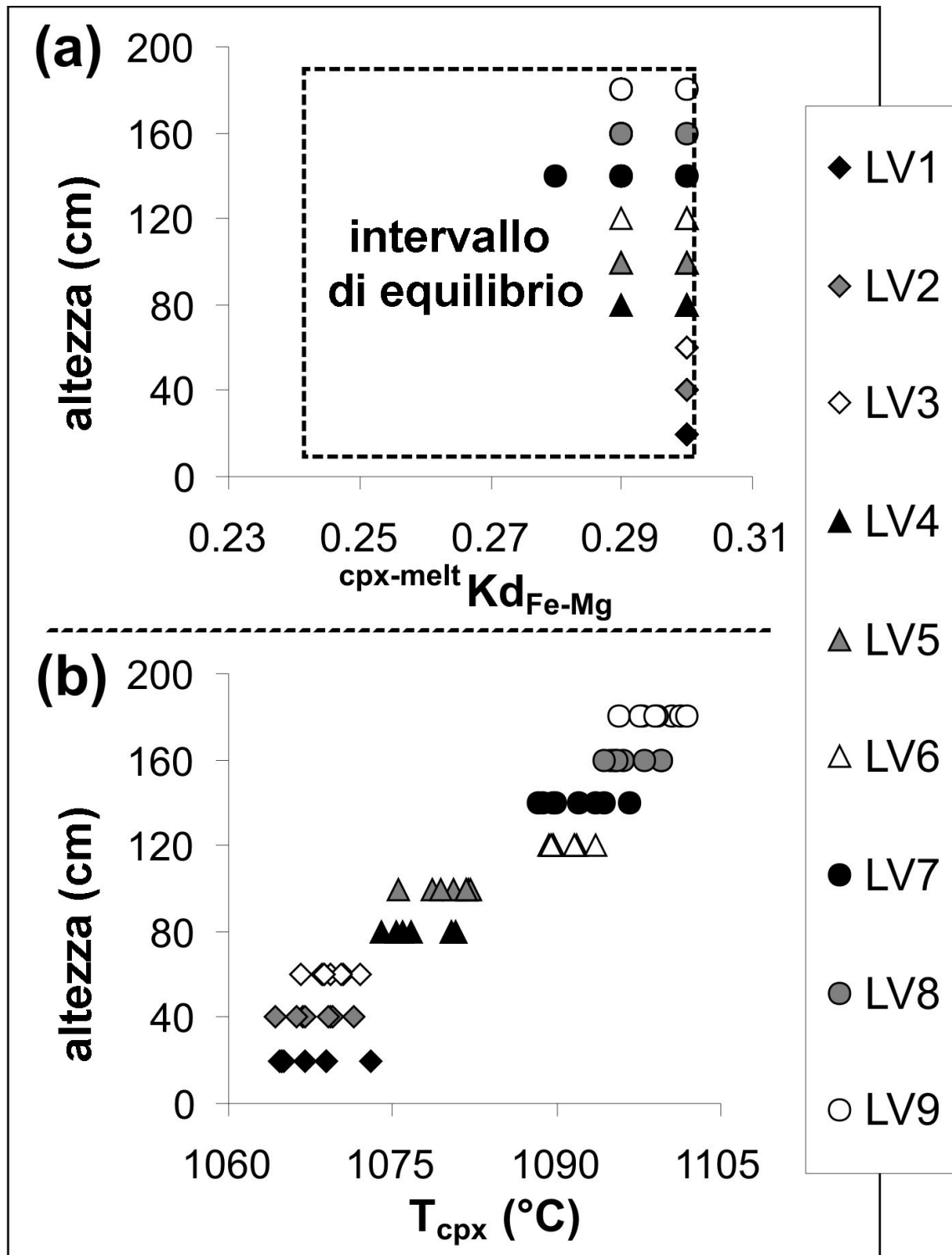


Figura 4.9. Risultati dei calcoli basati sulle reazioni di scambio Fe-Mg tra clinopirosseni e fuso ($cpx\text{-melt}Kd_{Fe-Mg}$) (a). I valori dei $cpx\text{-melt}Kd_{Fe-Mg}$ determinati per ogni campione rientrano nell'intervallo di equilibrio. Risultati dei calcoli basati sul modello termodinamico di Putirka (2008) (b). Le temperature predette aumentano progressivamente con la posizione verticale.

2011a). I risultati dei calcoli termometrici sono mostrati in Fig. 4.9b, mostrando

che le temperature di cristallizzazione predette aumentano progressivamente dalla zona basale a quella superficiale. Le temperature ricalcolate sottraendo il contributo dei cristalli intratellurici dalle analisi di roccia totale non cambiano; in quest'ultimo caso, le temperature stimate subiscono un abbassamento di soli 10 °C. Per calcolare con più precisione le variazioni di temperatura, è stato utilizzato il programma PETROLOG (Danyushevsky, 2001) per calcolare la temperatura di liquidus del flusso lavico come funzione della fugacità di ossigeno misurata (Fig. 4.8).

Le temperature di liquidus stimate aumentano da 1204 °C (NNO-0.5) a 1228 °C (NNO+1.5). Questo intervallo di 24 °C non è molto diverso da quello di 35 °C calcolato utilizzando i modelli termometrici basati sui clinopirosseni (Fig. 4.9b). Molti autori hanno dimostrato che la chimica dei minerali di un fuso di spessore di pochi metri può cambiare significativamente sotto l'influenza di alti tassi di raffreddamento (Iezzi et al., 2008, 2011; Del Gaudio et al., 2010; Mollo et al., 2011b), registrando alte temperature di cristallizzazione (Mollo et al., 2010a, 2011a, 2011b, 2012b). E' da escludere che la formazione progressiva dei cristalli sia relativa a condizioni di cristallizzazione dinamica. Infatti, le reazioni controllate dalla cinetica, a causa degli alti tassi di raffreddamento, producono clinopirosseni ricchi in componente Tshermakitica a spese della componente diopsidica (Mollo et al., 2010a, 2011b, 2012c). Questa variazione contrasta con il sempre più alto contenuto in Di osservato aumentando la posizione verticale dei campioni. Inoltre, le condizioni di rapido raffreddamento sono escluse dal progressivo incremento dello stato di ossidazione delle porzioni superiori del flusso lavico (Fig. 4.8).

4.4.3 Frazionamento dell'olivina e della titanomagnetite

Alcune variazioni geochimiche osservate dai campioni LV1 a LV9, ed in particolare il comportamento del MgO e dei TE (Fig. 4.7), può essere il risultato della migrazione verso l'alto della titanomagnetite e delle olivine della pasta di fondo dalla zona basale ai livelli superiori della colata.

La forma arrotondata di questi minerali, così come le basse dimensioni dei cristalli potrebbero aver favorito il loro ingresso in un fuso galleggiante ricco di

bolle (cf. Kuritani et al., 2010). Questa ipotesi è supportata da osservazioni di campo che evidenziano che bolle di dimensioni micrometriche si sviluppano alla base del flusso e risalgono attraverso la parte centrale come bolle di dimensioni centimetriche (Fig. 4.2). La concentrazione verso le zone più alte della colata potrebbe inoltre essere legata ad una forza di richiamo del flusso lavico in movimento, il quale è sempre caratterizzato da un profilo verticale di velocità crescente verso l'alto. Allo scopo di ottenere una spiegazione quantitativa dei processi di trasporto dei cristalli attraverso il flusso lavico, sono stati eseguiti bilanci di massa utilizzando la composizione media delle olivine e della titanomagnetite. La Fig. 4.10 mostra che l'arricchimento in MgO e FeO della composizione chimica dei campioni dal campione LV1 al campione LV9 può essere spiegato dall'accumulo di olivine e titanomagnetiti con un aumento di massa totale del 5.6 wt.%. Risultati simili sono ottenuti per gli elementi di transizione. Generalmente, Co, Cu, Zn e Mn entrano entrambi nelle olivine e nelle titanomagnetiti in quantità simili. Utilizzando i coefficienti di ripartizione riportati nel database dei coefficienti di ripartizione GERM (<http://earthref.org/KDD>) è

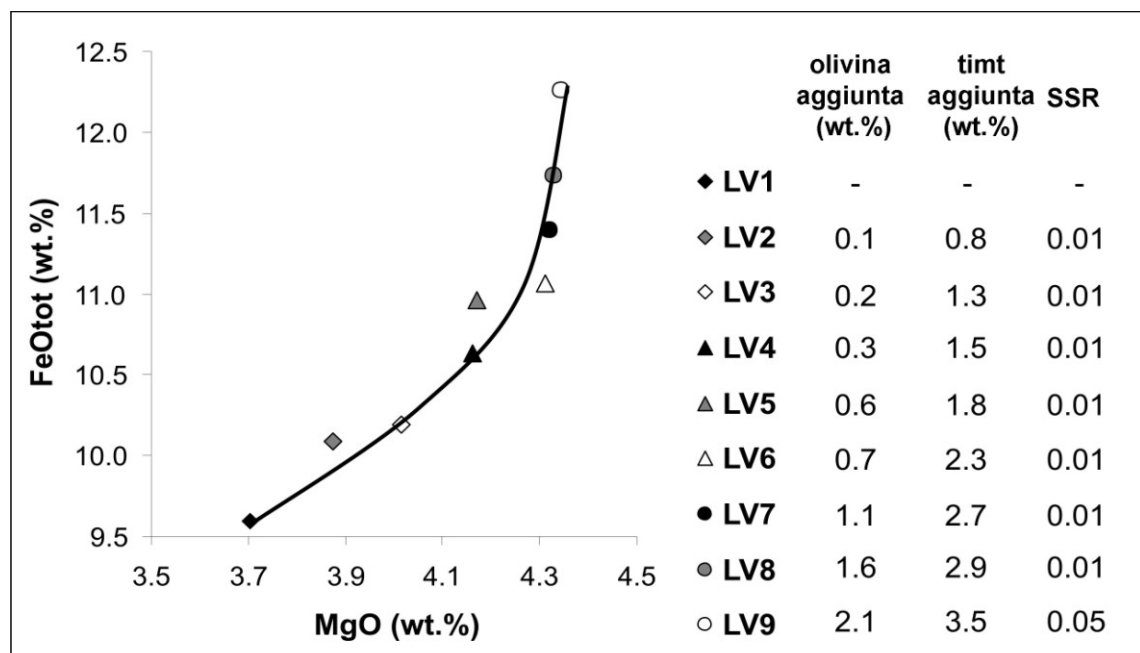


Figura 4.10. Diagramma MgO vs. FeO_{tot}. In figura sono riportati i risultati dei calcoli dei bilanci di massa effettuati utilizzando le composizioni medie di olivine e titanomagnetiti. Gli arricchimenti in MgO e FeO dal campione LV1 a LV9 possono essere spiegati dall'accumulo di olivine e titanomagnetiti con un incremento di massa totale del 5.6 wt.%. SSR = somma dei quadrati residui.

stato stimato che le olivine e le titanomagnetiti frazionate dal campione LV1 al campione LV9 ammontano a circa il 6 wt.% (Fig. 4.11).

L'arricchimento progressivo in MgO nel flusso lavico, in accordo con l'accumulo dell'olivina, è stato già documentato in letteratura (Kuritani et al., 2010). Questi arricchimenti sono stati indicati come il risultato di una cristallizzazione frazionata selettiva di olivine che migrano dalla base del flusso verso un fuso ricco di bolle a

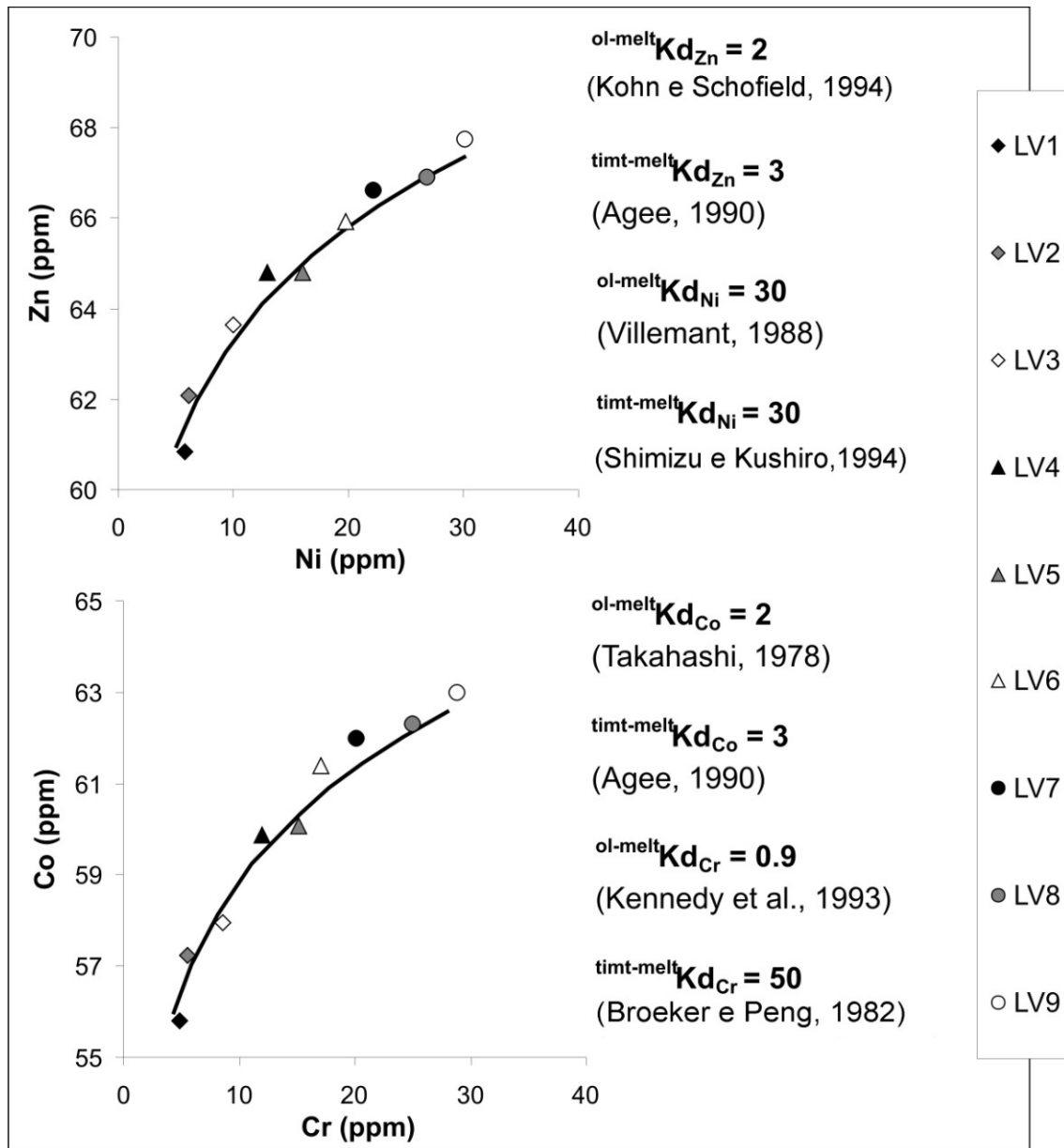


Figura 4.11. Modello di frazionamento di olivina e titanomagnetite dal campione LV1 a LV9. I coefficienti di ripartizione utilizzati sono quelli indicati dal database GERM (<http://earthref.org/KDD>). In accordo con Nabelek (1986), utilizzando gli elementi in tracce, l'accumulo di cristalli è descritto meglio dal frazionamento di Rayleigh. La proporzione dei minerali utilizzata per il calcolo è di olivina:titanomagnetite = 1:1.6.

bassa densità e alta temperatura. In questo modello, le alte temperature e la bassa quantità di cristalli (<25 wt.%) sono fondamentali per rallentare la formazione di un intreccio cristallino di catene di plagioclasti e clinopirosseni nel liquido basaltico (Philpotts et al., 1999). Infatti, dopo la cristallizzazione del 30 wt.% di fuso, l'intreccio di cristalli è fitto abbastanza per fermare la migrazione di olivine nel fuso (Philpotts and Carroll, 1996).

Per testare questo modello di cristallizzazione selettiva, sono state eseguite simulazioni utilizzando il programma PETROLOG. I risultati indicano che, a 1150 °C e fO_2 pari a NNO-0.5, il flusso lavico ha un contenuto cristallino totale (19 vol.%) più basso di quello richiesto (25 vol.%) per produrre un intreccio di plagioclasti e clinopirosseni. Al contrario, a 1150 °C e fO_2 pari a NNO+1.5, il contenuto cristallino è sufficiente (37 wt.%) per formare un intreccio cristallino rigido. Poiché in Fig. 4.8 è mostrato che le alte condizioni di fO_2 sono raggiunte solo nella parte alta del flusso, è ragionevole pensare che, durante la messa in posto della lava, un fuso ricco in bolle e ad alta temperatura potrebbe essere risalito dalla zona basale della lava, trasportando olivine e titanomagnetiti. Si potrebbe ipotizzare che i cristalli trasportati dal fuso fossero già presenti durante la messa in posto delle lave. Comunque, le variazioni composizionali osservate per le olivine (Fig. 4.3c) e le titanomagnetiti (Fig. 4.3d) indicano che i cristalli sono cresciuti sotto l'influenza di condizioni di fO_2 variabili (Fig. 4.8), e dunque sono stati incorporati nel fuso in risalita, mentre i volatili venivano essolti in grosse bolle. Non è escluso che l'aumento delle condizioni di fO_2 abbia favorito la cristallizzazione di titanomagnetite a spese dei plagioclasti (Ghiorso and Sack, 1995). Questo corrisponderebbe con la massiva cristallizzazione di titanomagnetite dal fuso residuale del campione LV9 (Fig. 4.2) e con il sostanziale aumento degli elementi in transizione nelle analisi sui campioni di roccia totale. Inoltre, l'aumento delle dimensioni delle bolle con l'altezza (Fig. 4.1 e 4.2) testimonia che il flusso era sufficientemente lento da non permettere un'amalgamazione delle bolle. Per concludere, Costa et al. (2006) hanno recentemente messo in evidenza che un fuso sottoposto a vescicolazione e cristallizzazione subirebbe un aumento della mobilità se l'effetto della vescicolazione eccedesse quello della cristallizzazione; in

contrasto, produrrebbe un intreccio cristallino rigido se l'effetto della cristallizzazione eccedesse quello della vescicolazione. Un meccanismo simile potrebbe spiegare l'incorporazione preferenziale dei cristalli di olivine e titanomagnetiti nelle porzioni superficiali del flusso lavico. Condizioni di alta ossidazione hanno aumentato la temperatura di liquidus del fuso, rallentando la formazione di un intreccio cristallino ben sviluppato. Di conseguenza, grazie alle loro piccole dimensioni ($<20 \mu\text{m}$) e alla forma arrotondata, il trasporto delle olivine e delle titanomagnetiti ad opera di un flusso differenziale è stato facilitato dalla presenza delle bolle durante la migrazione verso l'alto. Inoltre, come riportato da Kuritani et al. (2010), non è da escludere che un livello schiumoso ricco in gas sulla superficie del flusso sia il risultato dell'influsso di vescicole rigettate da un fronte di solidificazione che migrava verso l'alto risalendo dalla zona basale.

4.4.4 Degassamento del flusso lavico

In questo studio non è stato investigato il complesso comportamento dei volatili nei magmi etnei, il quale è stato affrontato in un grande numero di studi precedenti (e.g. Clocchiatti and Métrich, 1984; Clocchiatti et al., 1992; Métrich and Clocchiatti, 1989, 1996; Métrich et al., 1990, 1993; Ferlito and Lanzafame, 2010). Comunque le analisi chimiche dei campioni mostrano una progressiva sottrazione di elementi ed isotopi dell'O, dal magma durante il degassamento di H_2O e CO_2 (Tab. 4.2). In molti casi questo impoverimento procede dalla zona basale fino alla crosta superiore, mostrando che il degassamento maggiore è avvenuto durante la messa in posto della lava. Sulla base dei dati ottenuti da studi precedenti, è stato possibile ricostruire il percorso di degassamento del flusso lavico in esame. La più alta concentrazione di S misurata nei magmi etnei è dello 0.38 wt.% (Clocchiatti et al., 1992), sebbene la maggior parte dei magmi mostri contenuti in un intervallo di 0.25-0.35 wt.% (Clocchiatti and Métrich, 1984; Métrich and Clocchiatti, 1989, 1996). Nei campioni in esame, il contenuto di S è abbastanza basso (<0.01), in accordo con un valore costante di H_2O^+ (0.1 wt.%) misurato dalla zona basale alla crosta superficiale del flusso. Alla luce di questo, è possibile immaginare che sia

avvenuta una significativa perdita di S attraverso l'essoluzione di H₂O e CO₂ durante la risalita magmatica. La bassa concentrazione di S misurata dal campione LV1 a LV9 rappresenta probabilmente un valore minimo, rispetto allo zolfo disciolto nel magma prima dell'eruzione. Infatti, la formazione di bolle e il degassamento dei magmi sono principalmente guidati dalla saturazione della fase fluida H₂O-CO₂ (Johnson et al., 2010). Quando il magma risale verso la superficie, anche una bassa quantità di acqua essolta a causa della decompressione può significativamente ridurre la quantità di S nel fuso (Holloway e Blank, 1994; Carroll e Webster, 1994). Inoltre, l'essoluzione di acqua aumenta drasticamente la fO_2 della fase fluida e, sotto condizioni ossidanti, lo S è prevalentemente partizionato nella fase fluida rispetto al fuso, ovvero $^{fluid-melt}Kd_s$ aumenta da 1 a 1000 (Scaillet et al., 1998).

Comportamenti chimici contrastanti a causa del degassamento sono stati documentati frequentemente tra lo S e gli alogeni come il risultato di differenze di solubilità, partizionamento e diffusione dei vari volatili (Métrich et al., 2004). Recentemente, Spilliaert et al. (2006b) hanno dimostrato che S, Cl e F iniziano ad essolvere dal magma a pressioni rispettivamente ≤ 140 MPa, ~ 100 MPa e ≤ 10 MPa. Questo significa che S, Cl e F vengono sottoposti a differenti gradi di degassamento durante la risalita e l'eruzione del magma. I dati delle melt inclusion per il contenuto di volatili residuale nella matrice gassosa indicano che lo S è quasi del tutto degassato (>95%) durante la decompressione del magma (Spilliaert et al., 2006b). Al contrario, Cl e F sono meno degassati a causa della loro differente solubilità e mobilità (Thordarson et al., 1996; Gardner et al., 2006). La Fig. 4.12a mostra che la quantità totale di Cl nei campioni in esame diminuisce progressivamente da 0.11 wt.% a 0.04 wt.% aumentando la posizione verticale del campione. Analisi su melt inclusion basaltiche delle lave Etnee hanno evidenziato un contenuto di Cl in magmi primari non degassati pari a 0.13-0.18 wt.% (Métrich and Clocchiatti, 1989; Métrich, 1990; Métrich et al., 1993). Il comportamento del Cl durante il degassamento del magma è stato caratterizzato sperimentalmente da Gardner et al. (2006). Questi autori hanno dimostrato che se il fuso che trasporta le bolle non è permeabile, il Cl nel fuso aumenta al diminuire della pressione,

indipendentemente dal grado di saturazione del fuso rispetto al Cl. Al contrario, quando l'eccesso di acqua aumenta, il valore del $^{fluid-melt}Kd_{Cl}$ diminuisce a causa del partizionamento preferenziale del Cl nel fuso. Comunque, se un fluido ricco in bolle diventa permeabile, i fluidi riescono ad allontanarsi portando il Cl con loro. Dunque, la differenza nel degassamento tra sistema chiuso e aperto è che il Cl può potenzialmente migrare dalle bolle al fuso quando il sistema è chiuso, mentre viene trasferito dal magma alle bolle quando il sistema è aperto. In accordo con i risultati di Gardner et al. (2006), è possibile ipotizzare che l'abbassamento della concentrazione di Cl dal campione LV1 all'LV9 (Fig. 4.12a) indichi un sistema di degassamento a condotto aperto nel quale il Cl è stato progressivamente perso dalla zona basale fino a quella superficiale.

Un'essoluzione progressiva di vapore d'acqua responsabile per il degassamento del Cl durante il flusso lavico è confermata dalla concentrazione di Cs nei campioni in esame. Il cesio è altamente solubile nella fase di vapore dell'acqua rispetto agli altri elementi in tracce (You et al., 1996). Alla luce di questo, la Fig. 4.12b mostra che la concentrazione di Cs diminuisce del 60% dalla zona basale verso la crosta del flusso lavico, testimoniando dunque una rimozione della fase fluida dopo l'eruzione. Sebbene studi sperimentali sulla solubilità del F nei basalti siano scarsi, è stato misurato che l'iniziale concentrazione di F dei magmi etnei è dello 0.07-0.11 wt.% (Métrich and Clochiatti, 1989; Métrich et al., 1993). Come riportato precedentemente, il F inizia a degassare a pressione ≤ 10 MPa, molto più bassa

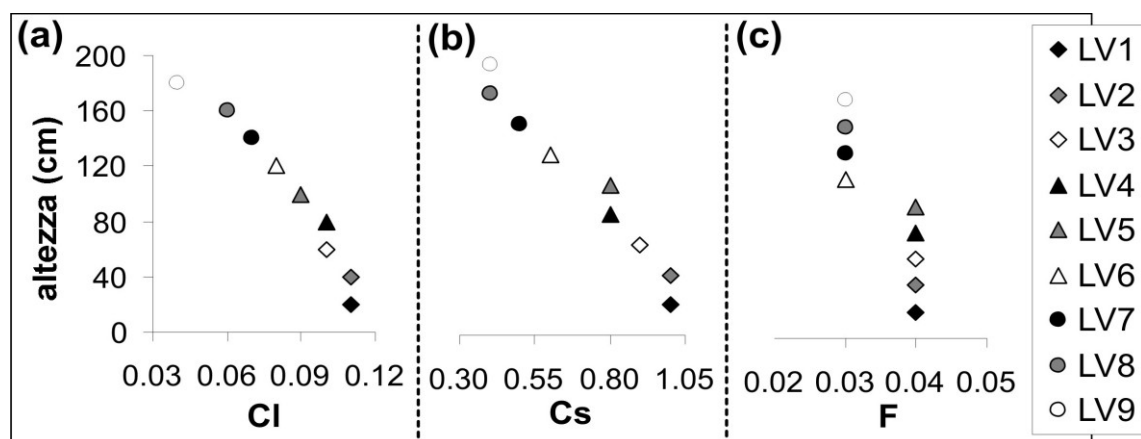


Figura 4.12. Variazione di Cl (a), Cs (b) e F (b) per ogni campione al crescere della posizione stratigrafica.

rispetto a quella di S e Cl (Spilliaert et al., 2006b). Inoltre, a causa della sua alta solubilità nei magmi a basse pressioni, il degassamento di F sull'Etna è stato stimato essere soltanto del 15% (Spilliaert et al., 2006b). In accordo con la ridotta capacità del F di degassare, la Fig. 4.12c mostra che la concentrazione di F nei campioni in esame diminuisce leggermente da 0.04 a 0.03 come funzione della posizione verticale. Questo sottolinea che, al momento della messa in posto, il degassamento del F (25%) era significativamente inferiore a quello del Cl (64%). Come riportato da Schilling et al. (1980) e Bureau et al. (2000), l'essoluzione di F, più superficiale di quella del Cl, è strettamente legata alla dipendenza del raggio ionico degli alogeni durante il partizionamento tra vapore e fuso silicatico.

Come osservato per la componente volatile, i $\delta^{18}\text{O}$ dei campioni di lava progressivamente diminuiscono lungo il profilo verticale (Tab. 4.2). Chiaramente, un andamento di questo tipo non può essere imputato a differenti sorgenti magmatiche a causa della scarsa quantità di materiale emesso durante un singolo evento eruttivo e della costanza dei rapporti degli elementi in tracce incompatibili (Fig. 4.5b). Inoltre, sulla base delle analisi petrografiche, è da escludere la presenza di xenocristalli e materiale sedimentario nei campioni studiati. Generalmente, gli isotopi più pesanti dell'ossigeno si ripartiscono in minerali con legami Si-O-M. La distribuzione isoterma dell'alta temperatura degli ^{18}O tra fasi ignee coesistenti è spiegata dalle proporzioni di legami Si-O e M-O (Chiba et al., 1989; Hoefs, 2005), mentre l'identità dei cationi nelle sostituzioni omovalenti (ad es. Fe vs. Mg) gioca un insignificante ruolo di terz'ordine. Come risultato, i minerali comuni delle rocce ignee diventano progressivamente più leggeri dal quarzo (pura silice) all'olivina alla magnetite (puri ossidi M-O). Dunque, l'accumulo di olivine e titanomagnetiti dalla zona basale verso le parti superiori del flusso potrebbe avere l'effetto di diminuire la quantità di $\delta^{18}\text{O}$. Per testare questa ipotesi, è stata modellizzata la variazione degli isotopi dell'ossigeno considerando che il $\delta^{18}\text{O}$ del fuso iniziale è del 6.1‰ SMOW (Standard Mean Ocean Water). È stato adottato il seguente modello di frazionamento di Rayleigh:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{fuso}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{iniziale}} = \Delta = 1000 \times (f^{\alpha-1} - 1)$$

dove la composizione isotopica del fuso è funzione di f , ovvero della frazione di fuso rimanente, mentre α è il fattore medio di frazionamento isotopico tra il magma e i minerali. I fattori di frazionamento utilizzati per i calcoli sono $1000 \times \ln\alpha = 0.5$ e 1.9 (Sheppard and Harris, 1985) rispettivamente per le olivine e le titanomagnetiti.

I risultati dei calcoli sono riportati in Fig. 4.13 che mostrano che un improbabile frazionamento del 30 wt.% di olivina e titanomagnetite abbasserebbe la composizione isotopica dell'ossigeno a 0.43‰ SMOW. Chiaramente, il frazionamento dei cristalli non può essere imputato come il meccanismo principale dei cambiamenti di $\delta^{18}\text{O}$ nei campioni in esame. E' importante sottolineare che dalla zona basale a quella crostale, le variazioni di $\delta^{18}\text{O}$ variano con l'aumento di $f\text{O}_2$ (Fig. 4.8); sembra che i campioni di lava con i più bassi valori di $\delta^{18}\text{O}$ si siano formati sotto condizioni più ossidanti. Dunque, è possibile ipotizzare che il comportamento degli isotopi dell'ossigeno e della fugacità di ossigeno possa essere messo in relazione al degassamento dei volatili durante la solidificazione del flusso (cf. Ogilvie-Harris et al., 2010). Generalmente, gli isotopi pesanti (ad es. ^{18}O) si ripartiscono nella fase volatile quando la forza di legame dell'ossigeno è più alta nell' H_2O e nella CO_2 che nei legami silicatici nel magma (Appora et al., 2003; Zhao and Zheng, 2002). Comunque, il legame C-O nella CO_2 è più forte del legame H-O nel vapore, e mentre l' H_2O è la specie volatile maggiore nelle interazioni fluido-roccia di bassa temperatura (<200 °C), la CO_2 domina la volatilizzazione a temperature relativamente più alte (Appora et al., 2003). Questo suggerisce che, alle temperature di cristallizzazione stimate per la pasta di fondo (Fig. 4.9), il degassamento della CO_2 può causare un significativo frazionamento degli isotopi dell'ossigeno (Hoefs, 2009). Utilizzando il modello di distillazione di Rayleigh è stata calcolata la quantità di CO_2 che dovrebbe essere degassata al momento della messa in posto della lava. E' stato scelto un fattore di frazionamento isotopico tra fuso e CO_2 di $1000 \times \ln\alpha = 4$ (Sarkar et al., 2011). I risultati indicano che un degassamento di CO_2 del 22 wt.% produrrebbe un $\delta^{18}\text{O}$ nella parte superiore della lava più leggero dell'1‰ SMOW (Fig. 4.13), che riproduce le variazioni isotopiche misurate in ogni campione di lava. E' stato largamente dimostrato che gli

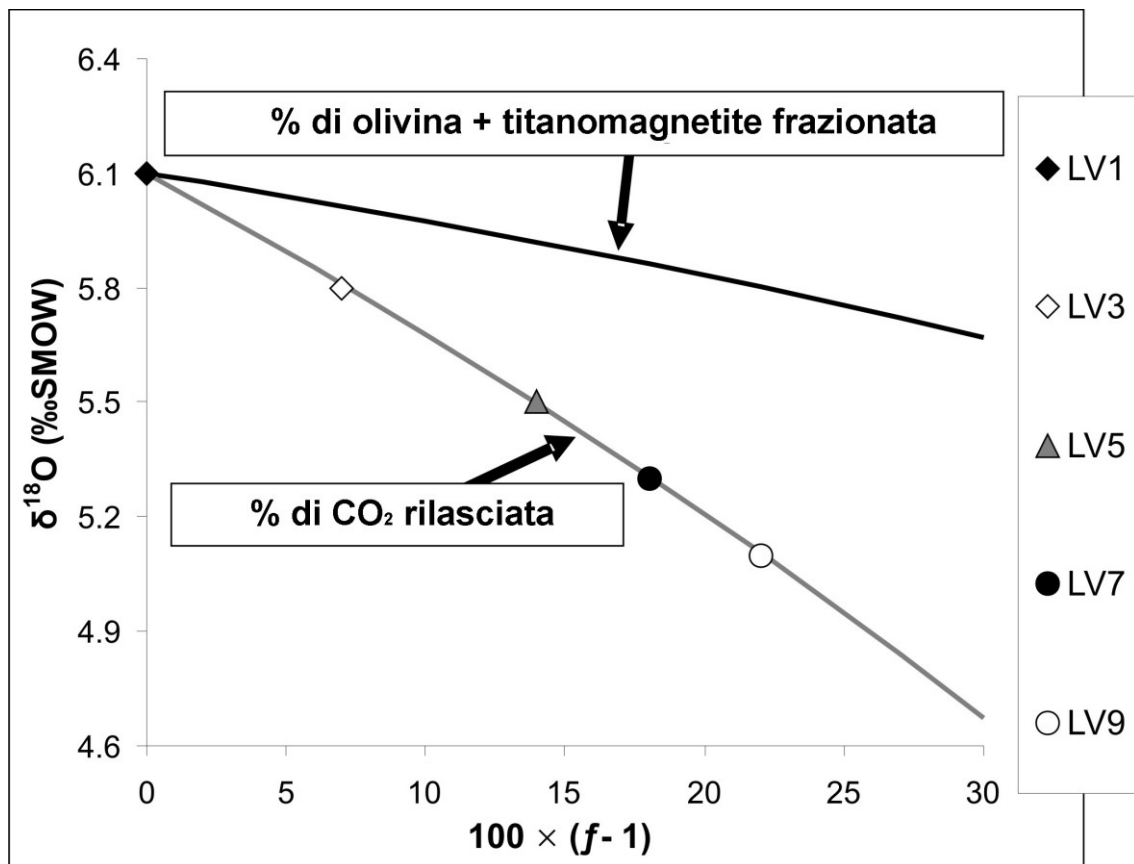


Figura 4.13. Frazionamento di Rayleigh (per olivina e titanomagnetite) e modello di distillazione (for the CO₂) basato su un iniziale contenuto del fuso di $\delta^{18}\text{O}$ del 6.1‰ SMOW (la composizione isotopica dell'ossigeno più alta del campione LV1). Le analisi sugli isotopi dell'ossigeno sono state effettuate solo per 5 campioni di lava (LV1, LV3, LV5, LV7 e LV9) e i loro valori sono riportati in figura.

alcalibasalti eruttati dall'Etna sono particolarmente ricchi in CO₂, con concentrazioni più alte dell'1.5 wt.% (Allard et al., 1997). La quantità di CO₂ degassata dall'Etna, lo rende uno dei vulcani maggiormente produttivi di CO₂ nel mondo (Chiodini et al., 2011), possibilmente in risposta ad un basamento carbonatico riscaldato dai magmi in risalita e dai dicchi in intrusione (Heap et al., 2012; Mollo et al., 2011c, 2012a). Sebbene la CO₂ sia essolta molto velocemente in prossimità della superficie dai magmi in risalita (Papale, 1999), la sovrassaturazione della CO₂ non è un processo raro, originando flussi lavici caratterizzati da bolle con grandezza centimetrica (Walker, 1989; Bottinga and Javoy, 1990; Soule et al., 2012). Nel caso del flusso in esame, il magma in risalita ha trattenuto parte del suo contenuto originale in volatili. Sulla superficie è avvenuto

un rapido degassamento nella zona alta del flusso, mentre la zona basale ha trattenuto i volatili per un periodo di tempo più lungo.

Il degassamento progressivo di H₂O e CO₂ ha causato dunque (i) un abbassamento dei valori di $\delta^{18}\text{O}$ del fuso in solidificazione (Fig. 4.13), (ii) un aumento delle condizioni di $f\text{O}_2$ (Fig. 4.8) e (iii) un aumento delle temperature di cristallizzazione dei minerali (Fig. 4.9b). Le temperature di cristallizzazione differenziali e il tempo hanno permesso il trasporto verticale delle bolle (Fig. 4.1 e 4.2) e dei cristalli di titanomagnetite e di olivine.

4.5 Conclusioni

I risultati più importanti di questo studio possono essere riassunti come segue:

- (1) le osservazioni tessiturali sul campo devono essere trattate con cura, poiché le condizioni post eruttive possono causare importanti cambiamenti composizionali nei flussi lavici;
- (2) durante la messa in posto della lava, l'essoluzione dei volatili e il degassamento hanno permesso la rapida nucleazione di bolle, che successivamente sono risalite attraverso il flusso e sono state incorporate nella crosta superficiale;
- (3) le analisi di roccia totale possono essere alterate da microliti sub-arrotondati di titanomagnetiti e olivine che sono trasportate dalla zona basale a quella superficiale da un fuso bolloso;
- (4) I microliti in pasta di fondo mostrano composizione sempre più primitiva aumentando la posizione verticale in risposta a più alte temperature di cristallizzazione;

(5) lo stato di ossido-riduzione del fuso aumenta con l'aumentare dell'altezza del flusso a causa di un progressivo degassamento post-eruttivo;

(6) L'H₂O e la CO₂ vengono perse preferenzialmente dalla parte superiore del flusso come testimoniato dall'abbassamento delle concentrazioni di Cl, F e Cs e dei valori degli isotopi dell'ossigeno.

5 CRISTALLIZZAZIONE INDOTTA DA DEGASSAMENTO: CASO LIMITE DELLE STALATTITI DI LAVA

5.1 Introduzione

Le stalattiti di lava sono spesso osservate nei tunnel lavici in molti vulcani, talvolta accoppiate alla contemporanea formazione di stalagmiti alla base dei tunnel drenati; per la loro forma e dimensione sono in alcuni casi comparabili con le morfologie associate a processi carsici. In passato, alcuni autori hanno provato a spiegare i processi responsabili per il loro sviluppo in colate laviche Islandesi, Hawaiane ed Etnee (Jaggar, 1931; Kauahikaua & Cashman, 1998; Chadwick, 2003; Corsaro et al. 2005), invocando come meccanismo di formazione la fusione e il gocciolamento del carapace della colata o, in alternativa, il gocciolamento di lava non saldata e ma rimasta incollata al tetto dopo l'abbassamento del flusso all'interno del tunnel. Questi processi dovrebbero produrre stalattiti di lava con caratteristiche simili a quelle della colata in termini petrografici e chimici. Stalattiti con lunghezze fino a 1 m sono state trovate in tunnel lavici Hawaiani e Islandesi (Jaggar, 1931; Larson, 1993; Kauahikaua and Cashman, 1998; Allred, 1998; Allred and Allred 1998, Gadányi, 2008), mentre sull'Etna queste mostrano dimensioni inferiori (tipicamente <10 cm) e non sono state mai rinvenute insieme a stalagmiti.

Due processi alternativi sono stati proposti per spiegare la loro formazione: (i) fusione parziale della volta del tunnel, (ii) gocciolamento di brandelli di lava rimasti incollati al tetto durante il flusso all'interno del tunnel (Jaggar, 1931). Calvari and Pinkerton (1999) hanno ipotizzato che entrambi i processi possono essere plausibili e che la predominanza di uno dei due potrebbe originare differenti tipi di stalattiti. Sulla base della morfologia, questi autori hanno distinto quattro tipologie di stalattiti presenti nelle colate Etnee: i) stalattiti rosse, lisce con forma conica e allungamento fino a qualche centimetro in direzione del flusso, considerati da alcuni autori (Jaggar, 1931; Kauahikaua and Cashman, 1998; Chadwick, 2003) come il risultato di una rifusione innescata dai gas che si accumulano alla base del tetto; ii) stalattiti grigie, ruvide e di piccole dimensioni,

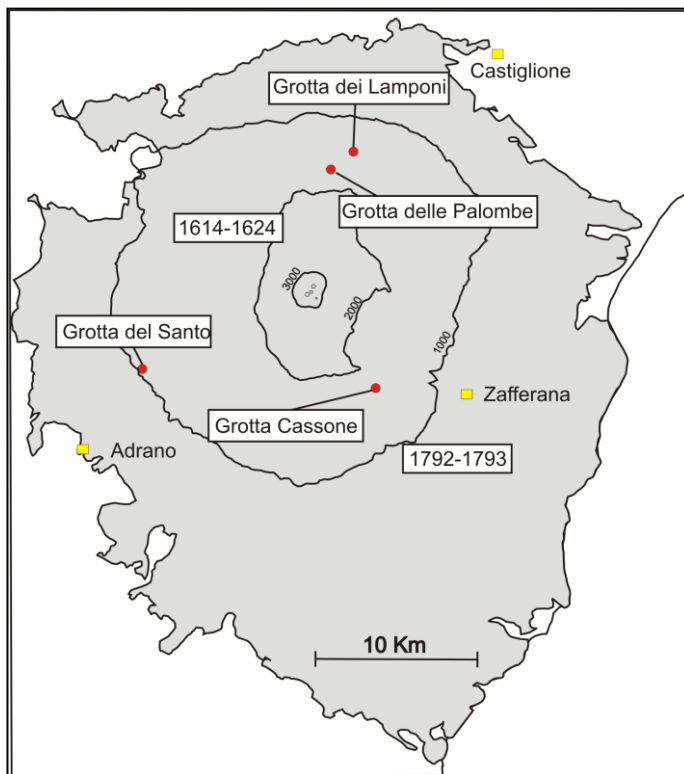


Figura 5.1. Mappa schematica dell'Etna e localizzazione delle grotte campionate.

considerano le reazioni che si sviluppano tra i gas magmatici e l'aria (Jaggar, 1931, Kauahikaua & Cashman, 1998). Infatti, la sola sorgente di energia capace di aumentare la temperatura è data dalle reazioni esotermiche come quelle che si sviluppano tra l'idrogeno magmatico e l'ossigeno atmosferico. L'origine meccanica, causata dal drenaggio del tunnel e dal successivo gocciolamento di lava rimasta incollata al tetto è stata ipotizzata da Corsaro et al. (2005) per le stalattiti lisce e appuntite trovate nei tunnel lavici formatisi durante l'eruzione 1792-1793 dell'Etna.

L'obiettivo principale di questo capitolo è quello di comparare le caratteristiche petrografiche e petrochimiche di alcune stalattiti e dei relativi flussi di lava dell'Etna (Fig. 5.1), studiando le differenze tessiturali, chimiche e mineralogiche. L'interpretazione di queste di queste differenze è stata fondamentale per elaborare un modello di formazione delle stalattiti. Le differenze nella chimica dei cristalli hanno inoltre fornito interessanti informazioni sui processi di cristallizzazione in ambiente vulcanico.

considerate il risultato del gocciolamento di lava dopo il drenaggio di un tunnel completamente riempito di lava; iii) stalattiti morfologicamente simili, formate quando parte del rivestimento delle pareti gocciola formando stalattiti dette "pull-apart"; iv) stalattiti composte da strati multipli, interpretati come il risultato di una continua immersione in flusso lavico scostante, che ne aumenta continuamente il numero di strati. Altre ipotesi

5.2 Grotte vulcaniche e stalattiti di lava Etnee

Sull'Etna sono state rilevate più di 300 grotte vulcaniche, situate su tutto l'edificio e distinte sulla base della loro formazione sin- o post-eruttiva (Poli, 1959; Corsaro et al., 2005). Le grotte sin-eruttive sono state divise in tre gruppi: (i) grotte formate come conseguenza di eruzioni esplosive, originate dallo svuotamento delle parti superficiali della frattura eruttiva come conseguenza del raffreddamento del magma nella parte inferiore; (ii) grotte originate da eruzioni effusive, dove la frattura eruttiva è raggiungibile dalla galleria effusiva; (iii) tunnel lavici, i più comuni sull'Etna, che spesso contengono numerose stalattiti di lava. L'origine dei tunnel lavici è stata descritta da Wood (1974) come un processo complesso che necessita di una relativamente bassa viscosità della lava e di alti tassi di effusione. Lo sviluppo di un singolo condotto da un punto di emissione del fronte del flusso lavico, permette la formazione di un sistema termico con una bassa superficie di dispersione del calore, nel quale la lava è una continua sorgente di calore. Quando il tubo inizia a estendersi in risposta all'erosione termale della lava, avviene un contemporaneo e graduale svuotamento, che crea la cavità finale (Wood, 1974).

I processi di formazione dei tunnel lavici non sono limitati a lave pahoehoe (Greeley, 1971, 1987; Peterson and Swanson, 1974; Hallworth et al., 1987) ma anche a flussi aa (Pinkerton and Sparks, 1978; Guest et al., 1980; Frazzetta and Romano, 1984; Calvari and Pinkerton, 1998, 1999). Tuttavia, nelle lave aa e più in generale in quelle viscosi, parte della crosta superficiale può essere rotta dalla frizione, e una copertura si sviluppa solo nelle zone ostruite del canale lavico. Recentemente, tre tipi di tunnel lavici sono stati rilevati da Calvari and Pinkerton (1998) sull'Etna. Gli autori hanno ipotizzato che alcuni tunnel si formano quando il raffreddamento della parte esterna del flusso lavico genera argini laterali, che crescono verticalmente fino a unirsi nella porzione media del canale; questo processo avviene facilmente in canali lavici stretti. In canali larghi, dove l'ampio spessore (>5 m) rende difficile la connessione di argini opposti, lo sviluppo della copertura è causato dal raffreddamento e rallentamento della parte più alta del flusso, che produce un accumulo di blocchi di scorie freddi (Peterson & Swanson

1974). Quando i blocchi in galleggiamento coprono tutto il flusso, la saldatura è favorita dall'infiltrazione di lava interstiziale che agisce come un cemento. Un terzo meccanismo è stato infine identificato sull'Etna durante l'eruzione del 1991-1993 (Calvari & Pinkerton, 1998). Questo processo agisce nella parte distale di un flusso aa, nel quale l'accumulo di lava produce una progressiva inflazione ed una deformazione plastica della crosta esterna. Quando lo sforzo della lava supera il limite di deformazione della crosta raffreddata, si sviluppa una bocca effimera, che drena la lava interna e forma un nuovo flusso. Se questo processo è lento, permette il raffreddamento totale della crosta iniziale, con il conseguente sviluppo di un tunnel lavico.

5.3 Campionamento e metodi di analisi

Per lo scopo di questo lavoro sono state selezionate quattro grotte vulcaniche Etnee (Grotta Del Santo, Grotta Cassone, Grotta dei Lamponi and Grotta delle Palombe, Fig. 5.1) raccogliendo campioni dalla colata e dal tetto dei tunnel. I tunnel scelti si trovano presso le città di Adrano (Grotta Del Santo), Zafferana Etnea (Grotta Cassone) e Castiglione di Sicilia (Grotta dei Lamponi and Grotta delle Palombe). Tutte le grotte mostrano uno sviluppo orizzontale, un facile ingresso e si sono formate durante eruzioni avvenute in un intervallo di tempo dalla preistoria al 1972.

La Grotta del Santo (GS) è un tunnel lavico sviluppatosi in lave preistoriche, e consiste di almeno 12 gallerie che si diramano da una zona centrale, raggiungendo una lunghezza di 900 m. Grotta Cassone (GC - Fig. 5.2) si è sviluppata durante l'eruzione 1792-1793, descritta da Calvari and Pinkerton (1999) e Corsaro et al. (2005). Mostra una lunghezza di 300 m in direzione SW-NE. Nella zona più ampia raggiunge una lunghezza di 7-8 m e uno spessore di 10 m. Il pavimento è dato da lave a scorie e pahoehoe, mentre il tetto mostra numerose stalattiti. La Grotta dei Lamponi (GL) è uno dei più lunghi tunnel di lava del versante settentrionale dell'Etna, con una lunghezza di 700 m e un dislivello di 90 m. Si è originata durante l'eruzione 1614-1624, ha un'altezza di 2-3 m e nelle sua porzione centrale raggiunge una ampiezza di 7-8 m. In questo tunnel sono presenti numerose

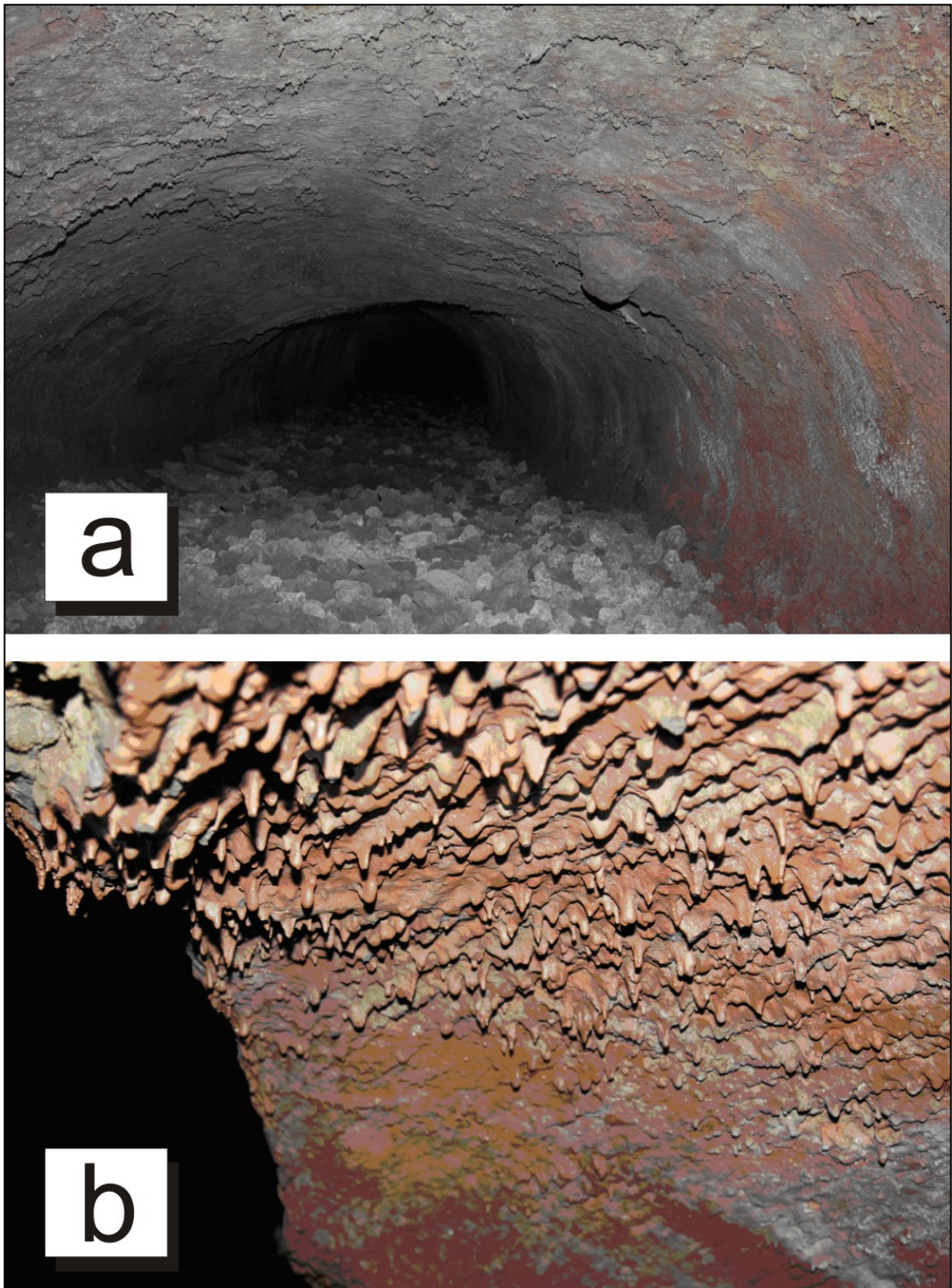


Figura 5.2. Foto del tetto di grotta Cassone (a) e delle relative stalattiti (b).

morfologie tipiche da ingrottamento come stalattiti, solchi e strie. Grotta delle Palombe (GP) si sviluppa per 120 m in lave preistoriche, con forme ogivali e un

diametro massimo di 7 m.

Per i tunnel descritti sono stati raccolti campioni di stalattiti di lava e di roccia indisturbata. Tutte le analisi sono state effettuate al Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali di Catania. Gli elementi maggiori e in tracce sono stati analizzati mediante un Philips PW2404 WD-XRF e corretti per gli effetti di matrice in accordo con Franzini and Leoni (1972). La perdita per calcinazione è stata determinata per via gravimetrica. I risultati delle analisi della composizione chimica dei campioni raccolti in GC, GS e GP sono riportati in Tab. 5.1. Sono state inoltre prodotte sezioni sottili di campioni raccolti a Grotta Cassone per effettuare analisi tessiturali e microanalisi delle fasi minerali. Le immagini BSE e i dati delle composizioni cristalline sono stati ottenuti utilizzando un microscopio elettronico a scansione Tescan Vega-LMU equipaggiato con un microanalizzatore EDAX Neptune XM4-60. Le condizioni operative sono state settate a 20 kV di voltaggio e a ~8 nA di raggio di corrente per ottenere immagini BSE ad alta risoluzione e 20 kV di voltaggio e 0.2 nA di raggio di corrente per le analisi degli elementi maggiori.

5.4. Risultati

Le stalattiti campionate presentano varie dimensioni (Fig. 5.3): i campioni da GC mostrano una lunghezza fino a 1 cm e una base ovale con asse maggiore pari a 1.4 cm, colore marrone e superficie ruvida. Le stalattiti raccolte in GL mostrano una lunghezza massima di 1.9 cm, con una base asimmetrica dal diametro di 0.7 cm, superficie ruvida e colore giallo paglierino. Superfici ruvide e colori dal giallo al marrone sono comuni nei campioni raccolti in GP e GS. Le stalattiti prelevate in queste grotte mostrano base asimmetrica con diametri di 2.4 e 2.2 cm ed una lunghezza massima rispettivamente di 4.5 e 2.3 cm. I campioni variano in composizione da trachibasalti a trachandesiti basaltiche (Fig. 5.4). Uno spostamento verso composizioni leggermente più differenziate è mostrato dai campioni GP e GS (la SiO₂ varia da 52 a 55 wt.% passando da lava a stalattite), mentre la composizione delle stalattiti in GC mostra un aumento della somma degli alcali (da 5 a 6 wt.%). Alcuni elementi in traccia (Tab. 5.1) mostrano notevoli incrementi nelle stalattiti rispetto alla lava indisturbata: il Pb aumenta da 8 a 64

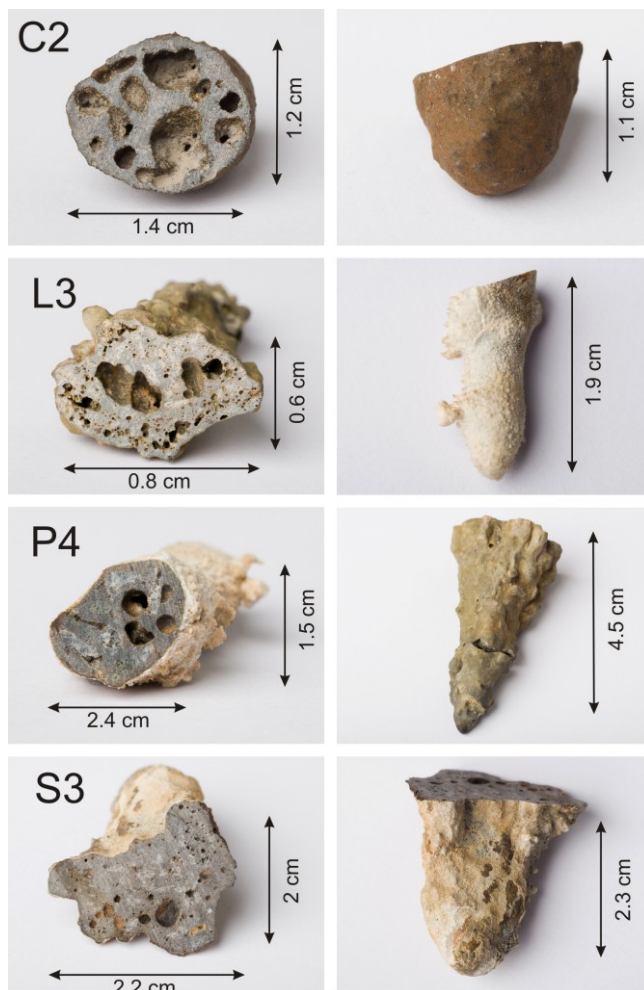


Figura 5.3. Stalattiti campionate da Grotta Cassone (C), Grotta dei Lamponi (L), Grotta delle Palombe (P) and Grotta del Santo (S).

ppm in GP e da 13 a 26 ppm in GS; il Th aumenta da 1.8 a 3.6 ppm in GC e da 0.19 a 1.34 in GP. Altri elementi come V, Cr e Ni mostrano invece un impoverimento nelle stalattiti.

Le osservazioni petrografiche indicano che tutti i campioni presentano una tessitura porfirica data da fenocristalli di plagioclasti, clinopirosseni, olivine e ossidi (Tab. 5.2). Gli stessi minerali sono presenti in pasta di fondo. I plagioclasti sono la fase più abbondante come fenocristalli e pasta di fondo. Questi cristalli si presentano da subedrali a eudrali, con tessiture spesso pecilitiche che includono ossidi e vetro. Sono evidenti alcune differenze tra i fenocristalli nelle lave e nelle stalattiti. I fenocristalli nelle stalattiti sono sempre di dimensioni inferiori rispetto a quelli delle lave. Nelle stalattiti da GC presentano lunghezza massima di 2 mm, in GP e GS, 5 mm, in GL 4 mm. Nelle lave la lunghezza massima è rispettivamente di 5, 6, 5 e 6 mm. Dunque le stalattiti contengono fenocristalli sistematicamente più piccoli di quelli nelle colate indisturbate. I clinopirosseni sono la seconda fase in termini di abbondanza. I fenocristalli mostrano forme da prismatiche a tabulari, generalmente subedrali. In tutti i campioni di stalattite hanno dimensioni submillimetriche, mentre nelle lave sono generalmente millimetrici, con dimensioni che raramente arrivano a 1 cm (GL). Molti cristalli si presentano fratturate e alterati. Le olivine sono presenti in scarsa quantità e frequentemente sono associate ai clinopirosseni. Questi cristalli

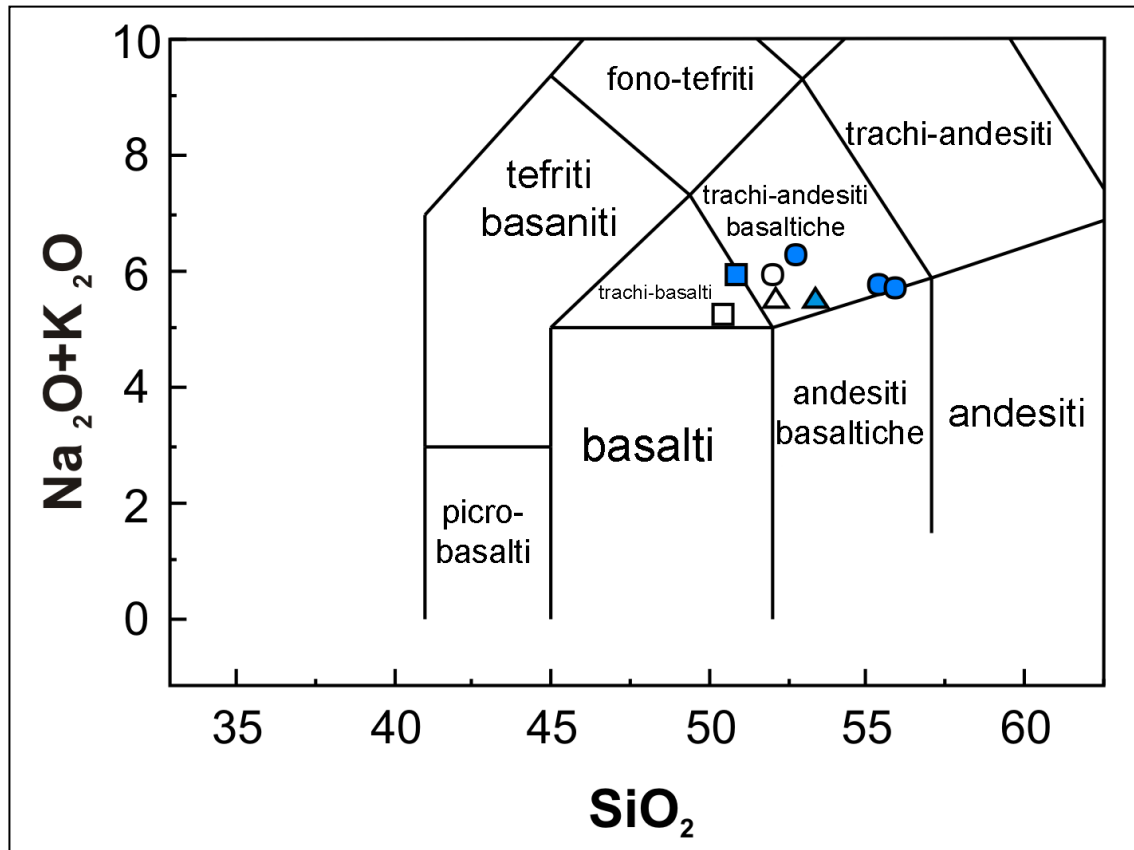


Figura 5.4. Diagramma TAS (Le Maitrè, 1989). Cerchi per Grotta delle Palombe; quadrati per Grotta Cassone; triangoli per Grotta del Santo. In bianco i valori delle lave, in blu quelli delle stalattiti.

mostrano forme da subedrali a euedrali, con lunghezze che raramente superano il millimetro sia nelle lave che nelle stalattiti. Tutti i cristalli sono fratturati e alcuni presentano alterazione. Gli ossidi di Ti e Fe, generalmente subedrali, costituiscono la fase meno abbondante sia come fenocristalli che come microliti in pasta di fondo. Non mostrano differenze di quantità nelle stalattiti e nelle lave.

Le osservazioni petrografiche hanno inoltre rivelato la variabile presenza di bolle (Tab. 5.2), che occupano un volume fino al 53 vol.% della roccia totale nelle stalattiti, mentre nelle lave non superano il 26 vol.%. Sebbene i campioni di lava e di stalattiti in GS e GL mostrino le stesse tessiture, differenze significative sono state trovate in GC e GP (Fig. 5.5). Le stalattiti trovate in queste grotte mostrano una pasta di fondo data da microliti sistematicamente più grossi di quelli delle lave. Nei campioni di lava da GC i plagioclasti in pasta di fondo non superano gli 80 μm in lunghezza, mentre le stalattiti contengono spesso microliti di plagioclasio con dimensioni massime di 200 μm . Lo stesso comportamento è mostrato da

clinopirosseni, olivine e ossidi: nessuna di queste specie minerali supera i 20 μm come microliti delle lave, mentre raggiungono una lunghezza massima di 200 (cpx), 180 (ol) e 100 (ox) μm nelle stalattiti.

Le composizioni chimiche dei plagioclasti e dei clinopirosseni nelle stalattiti e delle lave da Grotta Cassone sono mostrate nelle Tab. 5.3a, 5.3b, 5.4a e 5.3b. I campioni analizzati presentano una cristallizzazione massiva di plagioclasio. I fenocristalli e i microliti delle stalattiti mostrano un arricchimento in An rispetto a quelli delle lave (Fig. 5.6): le composizioni dei nuclei dei fenocristalli variano da An_{78} a An_{64} , mentre nei campioni di lava mostrano un ampio intervallo composizionale (An_{73-39}); i bordi dei fenocristalli e i microliti delle stalattiti (rispettivamente An_{62-45} and An_{54-4}) mostrano anch'essi un arricchimento nel contenuto in An rispetto a quelli delle lave (An_{59-34} per i bordi dei fenocristalli e An_{63-7} per i microliti)

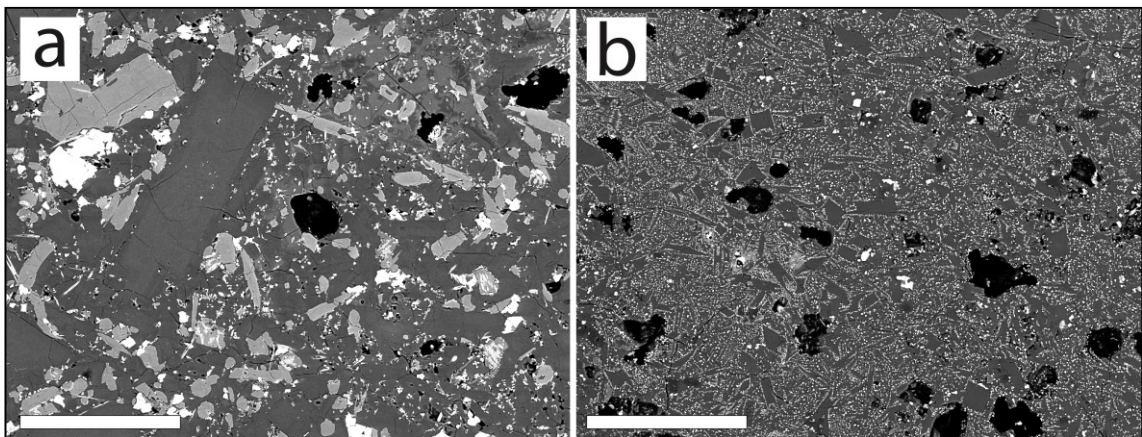


Figura 5.5. Immagini SEM della tessitura della pasta di fondo del campione di stalattite C4 (a) e del campione di flusso lavico C5 (b) di Grotta Cassone. Le barre in bianco indicano una distanza di 200 μm . La pasta di fondo della stalattite è costituita da microliti con dimensioni superiori di 200 μm , mentre i microliti nella pasta di fondo della lava sono sistematicamente più corti.

5.5 Discussione

Lo sviluppo di fenocristalli nel magma è stato comunemente attribuito a processi di risalita crostale o in camera magmatica (Carmichael et al., 1974 e riferimenti all'interno). La formazione di microliti avviene massivamente durante l'attività effusiva, quando la lava perde calore e volatili e nuclea piccoli cristalli che

costituiscono la pasta di fondo. In magmi basaltici, i fenocristalli di plagioclasio iniziano a cristallizzare a basse profondità (Anderson, 1984; Cashman 1988, 1992; Cashman et al., 1999; Sato 1995; Pupier et al., 2008; Iezzi et al., 2011) e in generale la loro nucleazione e crescita è controllata dall'essoluzione di H₂O (Carmichael et al., 1974; Anderson, 1984; Sisson and Grove, 1993; Moore and Carmichael, 1998; Cashman and Blundy, 2000; Blundy & Cashman, 2005; Genareau et al., 2007; McCanta et al., 2007).

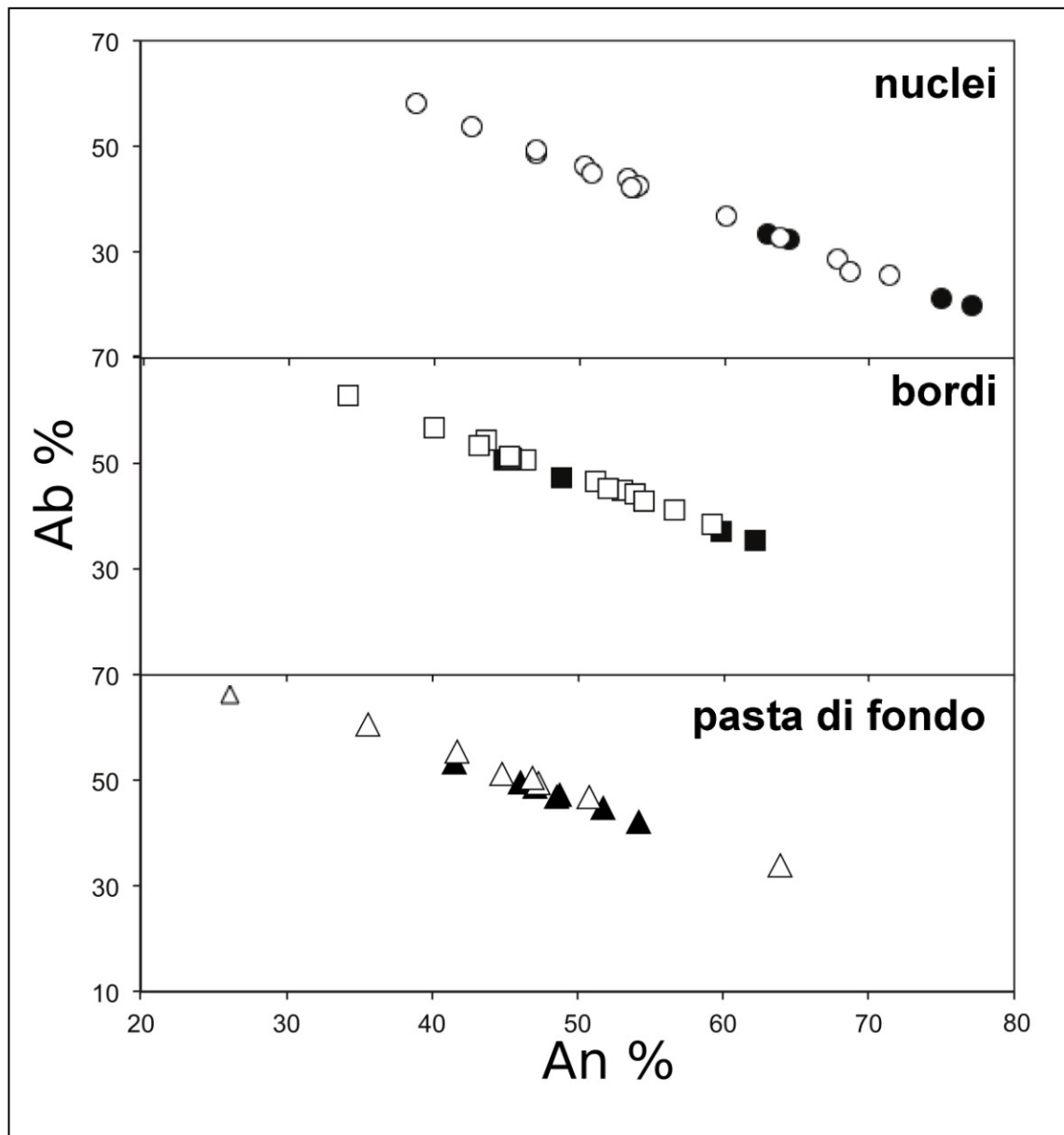


Figura 5.6. Contenuto di Anortite vs. Albite dei nuclei, bordi e microliti di plagioclasio nella stalattite (simboli neri) e nella lava (simboli bianchi) di Grotta Cassone.

La formazione di microliti nella pasta di fondo è generalmente sin-eruttiva, e continua durante e dopo lo scorrimento della lava. I microliti di plagioclasio sono in genere più ricchi in albite rispetto ai fenocristalli, in accordo con una segregazione da liquidi più differenziati, poveri in Ca e arricchiti in Na rispetto al magma originale. I dati mediati dalle analisi dei cristalli sui campioni analizzati confermano questo andamento (Fig. 5.6). Anche il contenuto d'acqua gioca un ruolo importante sulla composizione dei plagioclasii. La composizione dei cristalli è generalmente dipendente dalla quantità di H₂O dissolta nel magma; un alto contenuto di An riflette un'alta quantità di acqua. I valori di An osservati nei nuclei dei plagioclasii delle stalattiti raccolte nei tunnel di Grotta Cassone sono più alti di quelli delle lave indisturbate e questo può essere spiegato considerando che all'interno dei tunnel si sviluppano alte temperature, in grado di innescare la fusione del tetto. Infatti, il calore generato dalla reazione di combustione di ossigeno atmosferico con gas magmatici quali idrogeno, monossido di carbonio e acido solfidrico (Symonds et al., 1994; Métrich et al., 2004; Spilliaert et al., 2006b; Burgisser and Scaillet, 2007) rilasciati dalla lava che scorre all'interno del tunnel può generare temperature in grado di innescare una parziale fusione della volta delle grotte. E' stato provato (Cashman et al., 1994 e riferimenti all'interno) che dopo aver raggiunto la superficie e durante lo scorrimento, le lave possono ancora contenere gas dissolti. Studiando la distribuzione delle dimensioni delle bolle, Cashman et al. (1994) hanno dimostrato che campioni di lava da tunnel di scorrimento mostrano un aumento nel numero di bolle di piccole dimensioni e una diminuzione di quelle più larghe; questo indica che il fuso continua ad essolvere volatili durante lo scorrimento. Le alte temperature sviluppate nei tunnel lavici, i quali possono essere approssimati a sistemi termicamente isolati in accordo con la bassa conduttività di calore delle lave (Neri, 1998 e riferimenti all'interno), causano la parziale fusione del tetto; i risultati morfologici sono le stalattiti di lava, date da un allungamento verso il basso a causa della gravità di lava fusa, mentre da un punto di vista petrografico si ha la presenza di fenocristalli trasportati meccanicamente dalla roccia madre alle stalattiti insieme a cristalli di neoformazione, segregati dalla fase liquida generata durante la fusione.

5.5.1 Condizioni di cristallizzazione

Per vincolare le condizioni di cristallizzazione del fuso sono state usate le composizioni dei plagioclasti nelle stalattiti come dati di input per i termobarometri proposti da Putirka (2008). La composizione chimica dei nuclei dei minerali è stata comparata con le composizioni chimiche delle stalattiti, rappresentanti il liquido originale, mentre i bordi e la pasta di fondo sono stati associati a una composizione calcolata ($\text{SiO}_2=51.23$, $\text{TiO}_2= 2.3$, $\text{Al}_2\text{O}_3=12.59$, $\text{FeO}=14.59$, $\text{MnO}=0.24$, $\text{MgO}=3.52$, $\text{CaO}=6.91$, $\text{Na}_2\text{O}=4.88$, $\text{K}_2\text{O}=2.71$, $\text{P}_2\text{O}_5=1.04$ – tutti in wt.%) ottenuta sottraendo i fenocristalli dei plagioclasti e della pasta di fondo dalla composizione della stalattite. A causa della loro scarsa presenza, non sono stati stimati gli effetti della cristallizzazione di olivine e ossidi come fenocristalli sull'evoluzione del liquido. La reazione di scambio Ab-An (${}^{\text{plg-melt}}K_{\text{Ab-An}} = \text{plg}X_{\text{Ab}} \times \text{melt}X_{\text{AlO1.5}} \times \text{melt}X_{\text{CaO}} / \text{plg}X_{\text{An}} \times \text{melt}X_{\text{NaO0.5}} \times \text{melt}X_{\text{SiO2}}$) è stata considerata come test per l'equilibrio, seguendo il modello di Putirka (2008). La Fig. 5.7 mostra che il valore del ${}^{\text{plg-melt}}K_{\text{Ab-An}}$

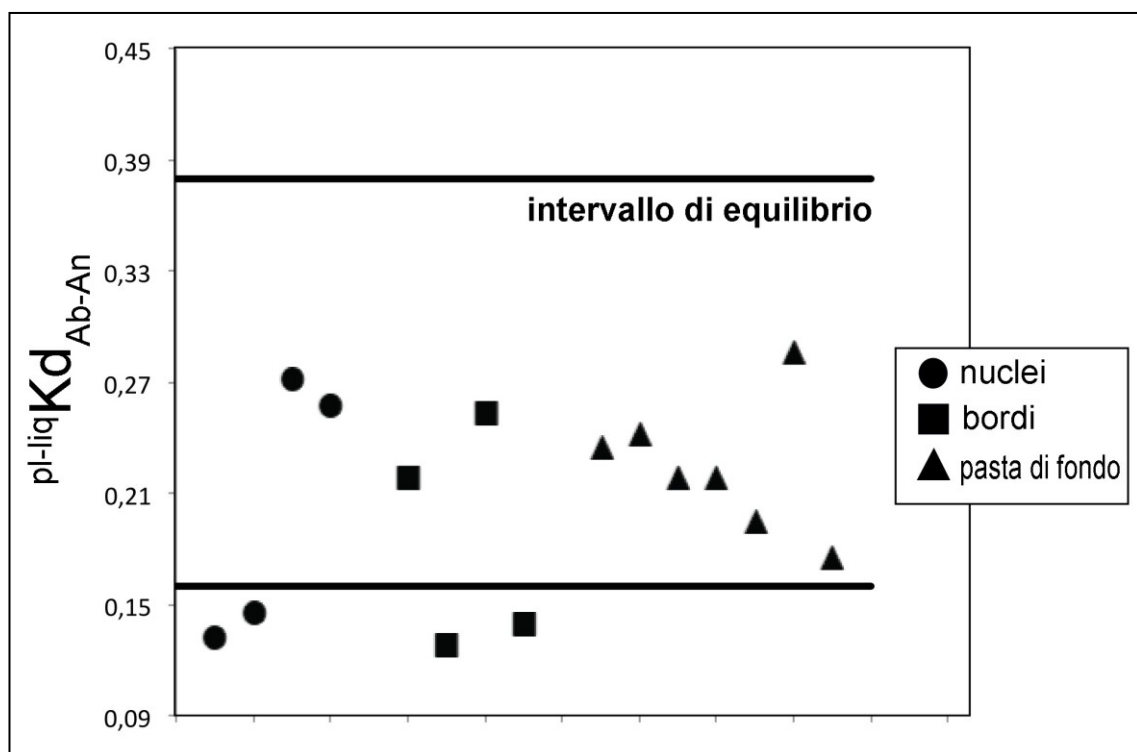


Figura 5.7. Valori del ${}^{\text{pl-liq}}K_{\text{Ab-An}}$ dei nuclei, bordi e microliti di plagioclasio. Le linee orizzontali delimitano l'intervallo di equilibrio.

calcolato per il nuclei di plagioclasio rientra nell'intervallo di equilibrio di 0.27 ± 0.11 a $T > 1050$ °C e $H_2O = 1\%$; mentre i bordi dei plagioclasii e i microliti in pasta di fondo sono in equilibrio con la composizione ottenuta dai bilanci di massa (Fig. 5.7). E' quindi possibile affermare che i nuclei di plagioclasio sono cristallizzati in equilibrio con il fuso trachibasaltico a pressione atmosferica in un intervallo di temperature tra 1129 e 1138 °C, mentre i bordi dei fenocristalli e i microliti nella pasta di fondo sono nucleati a temperature più basse (1076-1094 °C) e sono cresciuti in equilibrio con un liquido più evoluto.

Partendo da un fuso con la stessa composizione della stalattite, sono stati ottenuti i percorsi di cristallizzazione definiti dalle coppie T-An dei nuclei dei plagioclasii utilizzando il software MELTS (Ghiorso e Sack, 1995), utilizzando tre differenti quantità d'acqua (da 0 a 1 wt.%) (Fig. 5.8). E' stato assunto un valore di pressione costante di 1 bar e una fugacità corrispondente a QFM. Le coppie di T-An ottenute mediante i calcoli termobarometrici (Fig. 5.8) non seguono un singolo percorso di cristallizzazione. Le simulazioni mostrano che: (i) le coppie T-An dei nuclei ottenute dai termobarometri di Putirka (2008) corrispondono agli andamenti ottenuti con le simulazioni di MELTS assumendo un contenuto di H_2O dell'1 wt.%; 2) le coppie T-An dei bordi sono spostate verso più alte temperature, corrispondenti ad un percorso di cristallizzazione di un fuso con meno quantità di acqua ($H_2O = 0-0.5$ wt.%); (iii) la pasta di fondo è cristallizzata da un fuso totalmente degassato.

5.5.2 Effetti dell'essoluzione dell'acqua

Molti dati di letteratura (Hammer, 2008; Iezzi et al., 2008; Brugger and Hammer, 2010; Del Gaudio et al., 2010; Mollo et al., 2010a, 2011b) provano che la composizione dei minerali è fortemente influenzata dagli effetti cinetici, e studi sperimentali hanno messo in relazione le variazioni chimiche delle fasi cristalline al percorso di cristallizzazione dei magmi e delle lave (Hammer, 2006; Lofgren et al., 2006; Mollo et al., 2010a, 2011b; Iezzi et al., 2011). Questi autori hanno mostrato che, oltre alle variazioni tessiturali, la chimica dei minerali riflette differenti regimi di raffreddamento. Inoltre, la perdita d'acqua causa un veloce

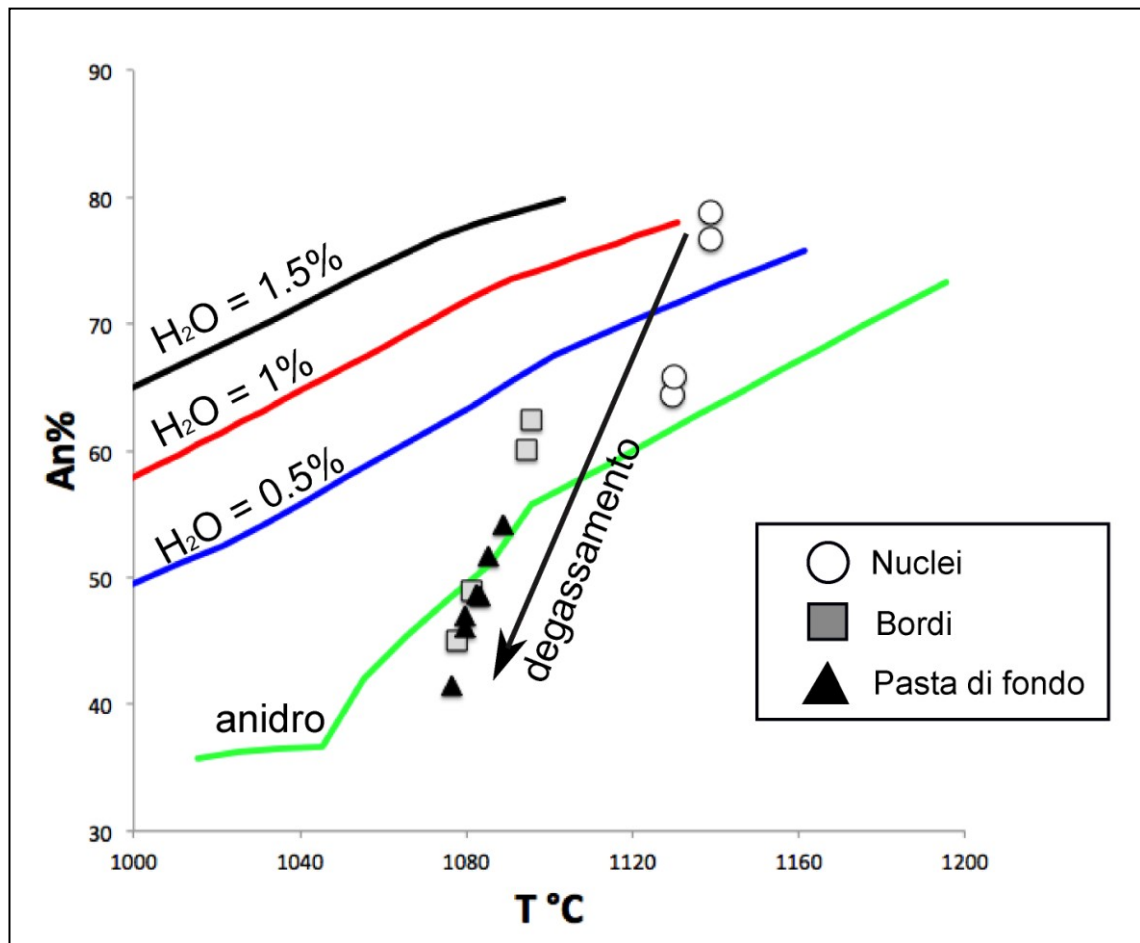


Figura 5.8. Temperatura Vs. composizione dei plagioclasti (An%). Le curve sono state ottenute mediante MELTS (Ghiorso and Sack, 1995) e indicano il percorso di cristallizzazione dei plagioclasti da un fuso a composizione uguale a quella della stalattite per vari contenuti d'acqua. Le temperature di cristallizzazione sono state ottenute utilizzando i termobarometri di Putirka, e indicano che i plagioclasti sono nucleati e cresciuti in un fuso sottoposto a degassamento. La freccia nera descrive il percorso di degassamento e nucleazione.

sottoraffreddamento, che innesca una considerevole nucleazione di cristalli, e in particolare plagioclasti (Sato, 1995; Iezzi et al. 2011; Mollo et al., 2011b).

La grande presenza di bolle nelle stalattiti (vedi sezione 5.4 e Tab. 5.2) testimonia la presenza di acqua nella lava solidificata prima della rifusione del tetto. Dopo la cristallizzazione infatti, le lave possono ancora contenere una fase volatile dissolta nel vetro e costituita principalmente da H₂O. Poiché la formazione del tetto avviene quando la porzione esterna del flusso lavico subisce un forte raffreddamento, i volatili non ancora degassati possono restare intrappolati nella matrice vetrosa, in accordo con la loro affinità per il fuso (Moretti et al. 2003).

Quando inizia la rifusione, l'acqua immagazzinata nei vetri interstiziali si dissolve nel fuso. In accordo con l'aumento di temperatura a causa della combustione dei gas magmatici con l'ossigeno atmosferico, l'H₂O evapora, innescando la nucleazione e la crescita di nuovi plagioclasti. Se si assume che la cristallizzazione del fuso, e quindi la formazione della stalattite, inizia quando il tunnel viene drenato, si possono ipotizzare tassi di cristallizzazione comparabili con quelli della colata lavica iniziale, solidificata a temperatura ambiente. Di conseguenza possiamo escludere che le differenze tessiturali tra lava e stalattite possano derivare da differenti tassi di raffreddamento. Al contrario, le alte temperature sviluppatesi nel tunnel sono in grado di evaporare l'H₂O residuale della lava, permettendo una rapida nucleazione e crescita di nuovi plagioclasti, che raggiungono dimensioni comparabili con quelle dei fenocristalli della lava iniziale, in un tempo limitato e a condizioni atmosferiche.

5.5.3 Implicazioni per le variazioni degli elementi maggiori e in tracce

Il contenuto di ossidi maggiori nelle stalattiti è stato confrontato con quello delle lave associate. Allo scopo di studiare i processi che avvengono durante la formazione delle stalattiti, i valori di ogni elemento nelle stalattiti sono stati normalizzati a quelli della lava associata. I diagrammi Spider (Fig. 5.9) mostrano alcuni comportamenti interessanti: il rapporto stalattite/lava è ~1 per alcuni degli ossidi maggiori come SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO e Fe₂O₃; <1 per MgO (con un valore medio di 0.8 e minimo di 0.5 in GP); MnO, K₂O, Na₂O e P₂O₅ mostrano al contrario un incremento di circa il 20%. Le stalattiti sono dunque più povere in Mg e più ricche in Mn, Na, K e P. Una diminuzione in MgO potrebbe essere attribuita alla generale mancanza di olivine nelle stalattiti, probabilmente data dal fatto che questi minerali hanno un'alta temperatura di fusione e sono poco abbondanti nella lava iniziale; la loro partecipazione alla fusione o al trasporto meccanico è dunque più difficile rispetto agli altri cristalli.

Risultati interessanti sono stati infine ottenuti studiando il comportamento degli elementi in traccia. I rapporti stalattite/lava per gli elementi in traccia (Fig. 5.9) mostrano picchi nei rapporti del Pb (fino a 8 volte più abbondante nelle

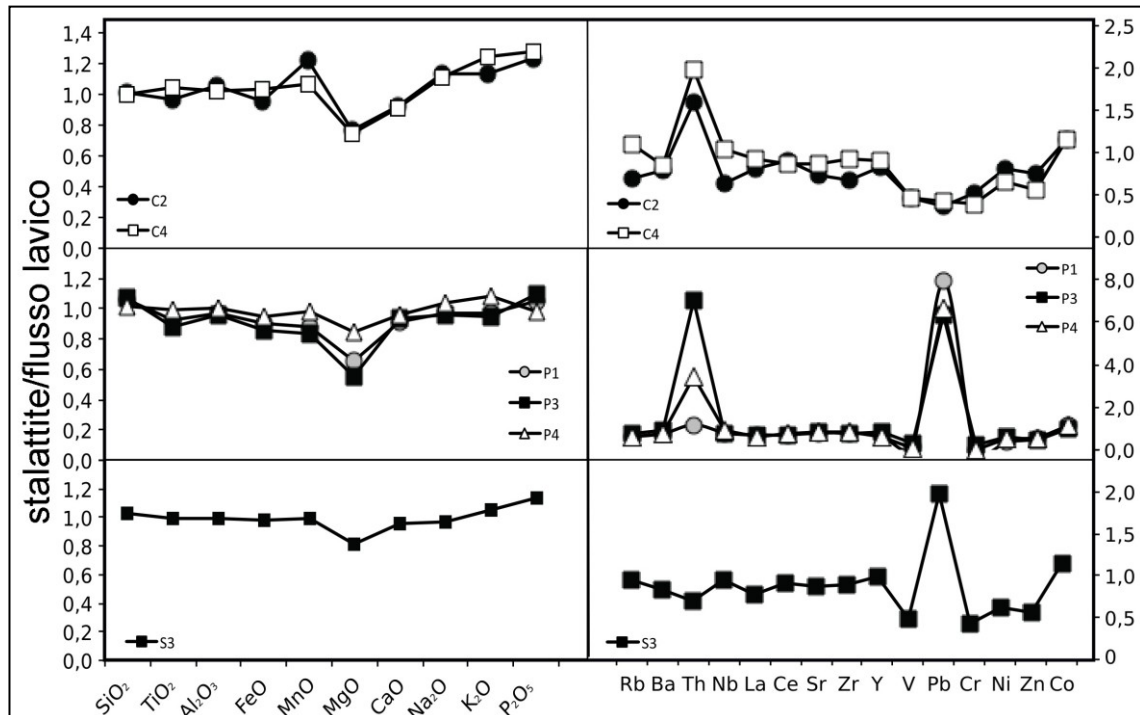


Figura 5.9. Quantità di elementi maggiori e in tracce delle stalattiti normalizzati ai valori dei flussi lavici associati.

stalattiti rispetto alla roccia iniziale) per i campioni S3, P1, P3 e P4, mentre picchi nei rapporti del Th (rapporto stalattite/lava fino a 7) per i campioni C2 e C4. Stimac et al. (1996) hanno dimostrato che il 95% di questi elementi si ridistribuisce durante il degassamento e la cristallizzazione. Comunque, nei magmi e nelle lave Pb e Th sono presenti in bassi valori, e la fase vapore è la principale fonte di redistribuzione. Solo quando è presente un'ampia fase di vapore è possibile ottenere trasferimento e deposizione di microcristalli. Inoltre, questi autori hanno provato che i gas magmatici contengono 3-5 volte più Pb rispetto al contenuto originale del magma; l'abbondanza di solfato di piombo nei sublimati di alta temperatura suggerisce che questi minerali si sono formati direttamente da gas magmatici, e la loro deposizione continua anche durante la prima fase di raffreddamento. Le osservazioni di Stimac et al. (1996) possono essere considerate anche per il Th, che mostra un comportamento simile. La mobilizzazione di fluidi durante lo scorrimento potrebbe dunque spiegare gli incrementi in Pb e Th, i quali, trasportati dal vapore, partono dalla lava in scorrimento all'interno del tunnel e sono rilasciati nel tetto, arricchendo la stalattite in formazione. La diminuzione del

contenuto di elementi in traccia come Ba, V, Cr e Zn, potrebbe invece essere relativa ad una progressiva espulsione ad opera dei gas durante la formazione di bolle e il loro successivo allontanamento dalla stalattite.

5.6 Considerazioni finali

I dati raccolti dalle analisi chimiche e petrografiche dei flussi lavici e delle stalattiti di lava campionate in quattro tunnel storici e preistorici sull'Etna, hanno permesso di formulare un modello per la formazione delle stalattiti di lava. I risultati indicano che le stalattiti hanno la stessa paragenesi delle lave, ma sono evidenti alcune differenze comparando la composizione chimica dei plagioclasti (sia fenocristalli che pasta di fondo). Le analisi su roccia totale delle stalattiti hanno evidenziato piccole differenze nel contenuto degli elementi maggiori tra lave e stalattiti, mentre si registrano consistenti arricchimenti selettivi delle stalattiti in alcuni elementi in tracce estremamente mobili in presenza di fluidi. Sulla base dei dati ottenuti è stato sviluppato un modello di formazione delle stalattiti, che prevede la fusione parziale del tetto del tunnel lavico in risposta al calore generato dalla lava in scorrimento all'interno del tunnel. Le alte temperature, sviluppate a causa delle reazioni esotermiche tra i gas magmatici e l'O₂ atmosferico causano l'essoluzione dell'acqua residuale ancora immagazzinata nel fuso, innescando la nucleazione e la crescita di nuovi fenocristalli di plagioclasti che raggiungono lunghezze millimetriche, comparabili con quelle dei fenocristalli presenti nelle lave. Questo è il primo caso in cui la nucleazione e la crescita di fenocristalli di plagioclasto è osservata in ambiente vulcanico. Poiché la cristallizzazione avviene a condizioni atmosferiche, questi cristalli devono essersi formati e cresciuti in poche ore, suggerendo inoltre che nei magmi lo sviluppo dei fenocristalli può avvenire in tempi ristretti in condizioni di perdita d'acqua. Infine, durante la fusione parziale, le fasi volatili in essoluzione dalla lava all'interno del tunnel possono trasportare elementi mobili come Th e Pb verso l'alto, arricchendo le stalattiti, mentre alcuni elementi in tracce come Rb, Ba, Nb e La possono essere progressivamente rimossi dalla stalattite dai gas formanti le bolle. Questo modello permette bene di spiegare

la formazione delle stalattiti di lava sull'Etna, ma potrebbe essere esteso anche ad altri vulcani con lave aventi le stesse caratteristiche chimiche e petrografiche.

6 CRISTALLIZZAZIONE INDOTTA DA DECOMPRESSIONE: APPROCCIO SPERIMENTALE

6.1 Introduzione

I processi di cristallizzazione durante la risalita magmatica sono un fattore chiave in grado di controllare significativamente lo stile eruttivo. Il modo più efficiente di cristallizzare un magma è dato dalla perdita di calore e dal raffreddamento, come dimostrato da studi su campioni naturali (Cashman and Marsh, 1988; Cashman, 1993; Armienti et al., 1994a; Higgins, 1996; Iezzi et al., 2008; Mollo et al., 2011b), e da risultati sperimentali (Fenn, 1977; Swanson, 1977; Muncill and Lasaga, 1987, 1988; Davis et al., 1997; McCoy and Lofgren, 1999; Conte et al., 2006). In sistemi vulcanici con fusi silicatici idrati anche il rilascio di pressione gioca un ruolo fondamentale. La decompressione causa l'essoluzione di acqua con un conseguente aumento nella temperatura di liquidus e la nucleazione e crescita di fasi cristalline (Burnham and Davis, 1971; Wilson et al., 1980; Lipman et al., 1981; Westrich et al., 1988; Stix et al., 1993; Eichelberger, 1995; Moore et al., 1998; Kuritani, 1999; Papale, et al. 2006). In magmi idrati, la cristallizzazione indotta da decompressione è importante nel determinare la tessitura finale della pasta di fondo (Geschwind and Rutherford, 1995; Hammer, and Rutherford 2002; Brugger and Hammer, 2010), essendo nucleazione e crescita delle fasi cristalline, in particolare feldspati, estremamente sensibili ai cambi della P_{H_2O} e agli effetti del sottoraffreddamento.

Allo scopo di simulare l'evoluzione di corpi magmatici in risalita e di investigare la formazione e l'evoluzione delle bolle vari autori hanno eseguito esperimenti di decompressione su varie composizioni silicatiche (Gardner, 2007, 2009; Gardner et al., 1999, 2000; Cluzel et al., 2008; Larsen, 2008); esperimenti di decompressione sono stati anche eseguiti allo scopo di ricostruire il tasso di risalita dei corpi magmatici (Hammer and Rutherford, 2002; Martel and Schmidt, 2003; Szramek et al., 2006; Suzuki et al., 2007; Brugger and Hammer, 2010; Chichy et al., 2011; Shea et al., 2010).

La cristallizzazione per decompressione può essere ottenuta mediante modalità operative diverse, attraverso un singolo step di decompressione (SSD), una serie di step (MSD) o applicando una decompressione continua (CD); queste modalità di decompressione corrispondono a diverse modalità di risalita del magma attraverso la crosta. Sebbene gli esperimenti a unico step di decompressione possano efficientemente simulare una veloce risalita di corpi magmatici superficiali (Larsen and Gardner, 2004), questo processo può essere considerato valido solo nella descrizione di eruzioni esplosive, mentre il percorso di risalita di magmi profondi è più complesso. Infatti, durante la risalita attraverso il sistema di alimentazione, il magma può subire vari arresti in livelli intracrostali (Clochiatti et al., 2004; Métrich et al., 2004; Viccaro et al., 2006; Spilliaert et al., 2006a,b; Ferlito et al., 2008, 2009), seguiti da veloci o lente risalite in camere magmatiche sempre più superficiali.

Allo stesso modo, gli esperimenti a tasso di decompressione continuo sono probabilmente efficienti nella simulazione di una regolare risalita di magmi poveri di bolle o di un magma profondo a pressioni tali da non consentire l'essoluzione della fase volatile dissolta. Infatti, dopo aver raggiunto la profondità di essoluzione dei volatili, la formazione di bolle ed il degassamento causano una accelerazione del magma e un incremento del tasso di decompressione (Sparks, 1978; Toramaru, 1995). Sebbene sia impossibile ricostruire l'esatto percorso di risalita nei sistemi naturali, gli esperimenti a decompressione per step multipli, che consistono in regolari rilasci di pressione seguiti da un periodo di rilassamento, sono la via più accurata per simulare la risalita del magma attraverso la crosta. La gran parte degli esperimenti effettuati attraverso l'approccio multi-step sono stati eseguiti applicando alti tassi di decompressione integrati, i quali simulano una veloce risalita del magma attraverso la crosta, nell'ordine di minuti o ore (Larsen and Gardner, 2000, 2004; Couch et al., 2003; Martel and Schmidt, 2003; Szramek et al., 2006; Gardner, 2009; Shea et al., 2010; Mollard et al., 2012) o, al contrario, bassi tassi di decompressione che simulano risalite estremamente lente, nell'ordine di settimane (Couch et al., 2003; Suzuki et al., 2007).

In questo lavoro sono stati eseguiti esperimenti di decompressione per step singoli, multipli e continua per esaminare (i) gli effetti dei tre tipi principali di decompressione isoterma di un fuso riodacitico idrato sulle caratteristiche mineralogiche e chimiche del prodotto finale e (ii) la differenza nell'evoluzione del fuso e dei cristalli ottenuta applicando due differenti tassi di decompressione (1 e 2 MPa/h). Tutti gli esperimenti sono stati eseguiti alle stesse condizioni iniziali e finali di pressione, fugacità d'ossigeno, temperatura e contenuto in acqua. Questo ha consentito di ottenere una gamma completa di risultati utili per comprendere gli effetti dei metodi più comuni di decompressione sul materiale finale.

6.2 Metodi

6.2.1 *Materiale di partenza*

Il materiale iniziale per gli esperimenti è dato da piroclasti riodacitici provenienti da un ignimbrite emessa durante l'evento eruttivo avvenuto circa 3430 anni fa dal vulcano Aniakchak (Arco Aleutino, Alaska, USA). Il materiale, povero in fenocristalli (< 2 vol.%, Dreher et al., 2005; Brugger and Hammer, 2010) è stato leggermente polverizzato e dunque utilizzato per gli esperimenti.

6.2.2 *Metodologia sperimentale*

Tutti gli esperimenti sono stati eseguiti alle stesse condizioni iniziali di 880 °C (T_i), 130 MPa (P_i), e fugacità d'ossigeno corrispondente a NNO+1. Gli esperimenti sono stati eseguiti applicando decompressione continua (CD), a step singoli (SSD) e multipli (MSD), e rapidamente raffreddati a pressione finale (P_f) pari a 5 MPa.

Sono state eseguite due famiglie di esperimenti applicando due tassi di decompressione integrati ($(P_i - P_f)/\text{tempo}$ al di sotto di P_i) di 1 e 2 MPa/h.

Il materiale di partenza è stato polverizzato e messo in capsule di Ag (lunghezza = 30 mm) insieme a acqua distillata sufficiente a saturare il fuso con una fase di vapore alle condizioni iniziali (4.3 wt.% in accordo con Moore et al.,

1998). Le capsule sono state tenute alle condizioni iniziali (130 MPa e 880 °C) per 48 ore prima dell'esecuzione di ogni esperimento.

Tutti gli esperimenti sono stati condotti introducendo le capsule all'interno di contenitori Waspaloy. La pressione è stata misurata mediante un trasduttore tarato con un misuratore Heise, con un'incertezza stimata di ± 0.5 MPa. La temperatura è stata mantenuta a 880 °C utilizzando una termocoppia esterna mentre la fugacità di ossigeno è stata mantenuta costante utilizzando una bacchetta di Ni (lunghezza = 25 cm) inserita nel contenitore Waspaloy. Gli esperimenti sono stati eseguiti a coppie, in modo da avere un duplicato per ciascun percorso di decompressione.

Gli esperimenti a decompressione continua sono stati eseguiti utilizzando un variatore di pressione idraulico descritto da Brugger and Hammer (2010). La decompressione per step singolo è stata realizzata diminuendo la pressione da 130 a 5 MPa utilizzando una valvola di scarico manuale, che permette una decompressione rapida di 125 MPa in approssimativamente 15 secondi. Dopo la decompressione tutti i campioni sono stati tenuti alle condizioni finali ($T = 880$ °C e $P = 5$ MPa) per 62.5 e 125 ore. Gli esperimenti di decompressione per step multipli sono stati infine eseguiti applicando diversi numeri di gradini di diminuzione di pressione (5, 10, 17 e 25), corrispondenti a una decompressione rispettivamente di 25, 12.5, 7.35 e 5 MPa ogni 12.5, 6.25, 3.7 e 2.5 ore nel caso degli esperimenti di una durata complessiva di 62.5 ore, e ogni 25, 12.5, 7.35 e 5 ore nel caso degli esperimenti di durata complessiva pari a 125 ore (Tab. 6.1). Per ogni step, la pressione è stata rilasciata e regolata manualmente.

Alla fine di ogni esperimento, i campioni sono stati rapidamente raffreddati rimuovendo il contenitore dalla fornace e immergendolo in acqua a 25 °C, che è stata stimata raffreddare i campioni di 300 °C in 6 secondi (Brugger and Hammer, 2010 e riferimenti all'interno).

6.3 Risultati

6.3.1 Tessiture

Tutti i materiali risultanti sono caratterizzati dalla presenza di plagioclasio, con piccole quantità di clinopirosseni e ossidi di Fe-Ti; tutti i campioni contengono una variabile quantità di bolle. Le tessiture, la lunghezza e la forma dei plagioclasti sono dipendenti dal numero di step di decompressione. Le dimensioni aumentano progressivamente dai materiali ottenuti mediante SSD a quelli ottenuti per CD. Le tessiture cambiano da radiatore negli esperimenti SSD a scheletriche e allungate per bassi numeri di step (MSD₅₋₁₀) a tabulari, a blocchi e con bordi ben definiti per alti numeri di step (MSD₁₇₋₂₅) e per decompressione continua. Allo stesso tempo, la quantità di cristalli diminuisce da SSD a CD. I campioni ottenuti a $\Delta P/\Delta T = 1$ MPa/h e $= 2$ MPa/h mostrano però due tendenze evolutive da SSD a CD differenti. I primi mostrano sempre la presenza di cristalli, mentre nei secondi la quantità di plagioclasti diminuisce drasticamente negli esperimenti MSD₁₇ e MSD₂₅.

Gli esperimenti SSD sono caratterizzati da una cristallizzazione pervasiva di plagioclasti con tessiture a radiatore (Fig. 6.1). Sebbene negli esperimenti a 1 MPa/h siano distribuiti uniformemente in sezione, con lunghezze fino a 70 μm , i campioni della serie a 2 MPa/h mostrano zone a chiazze riempite da cristalli a radiatore (con lunghezze <10 μm) insieme a zone vetrose prive di cristalli.

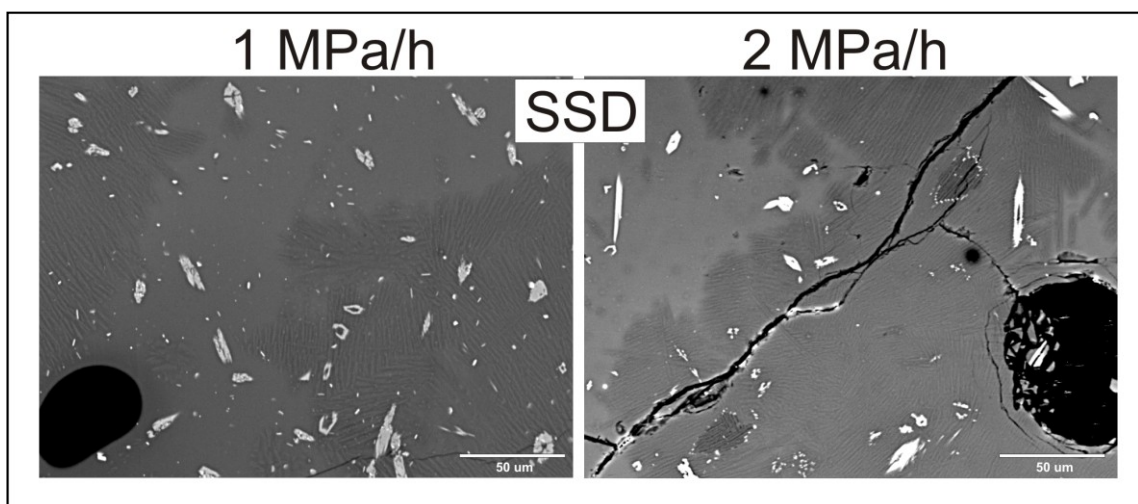


Figura 6.1. Immagini SEM dei campioni ottenuti per decompressione a step singolo a tasso di decompressione integrato di 1 e 2 MPa/h.

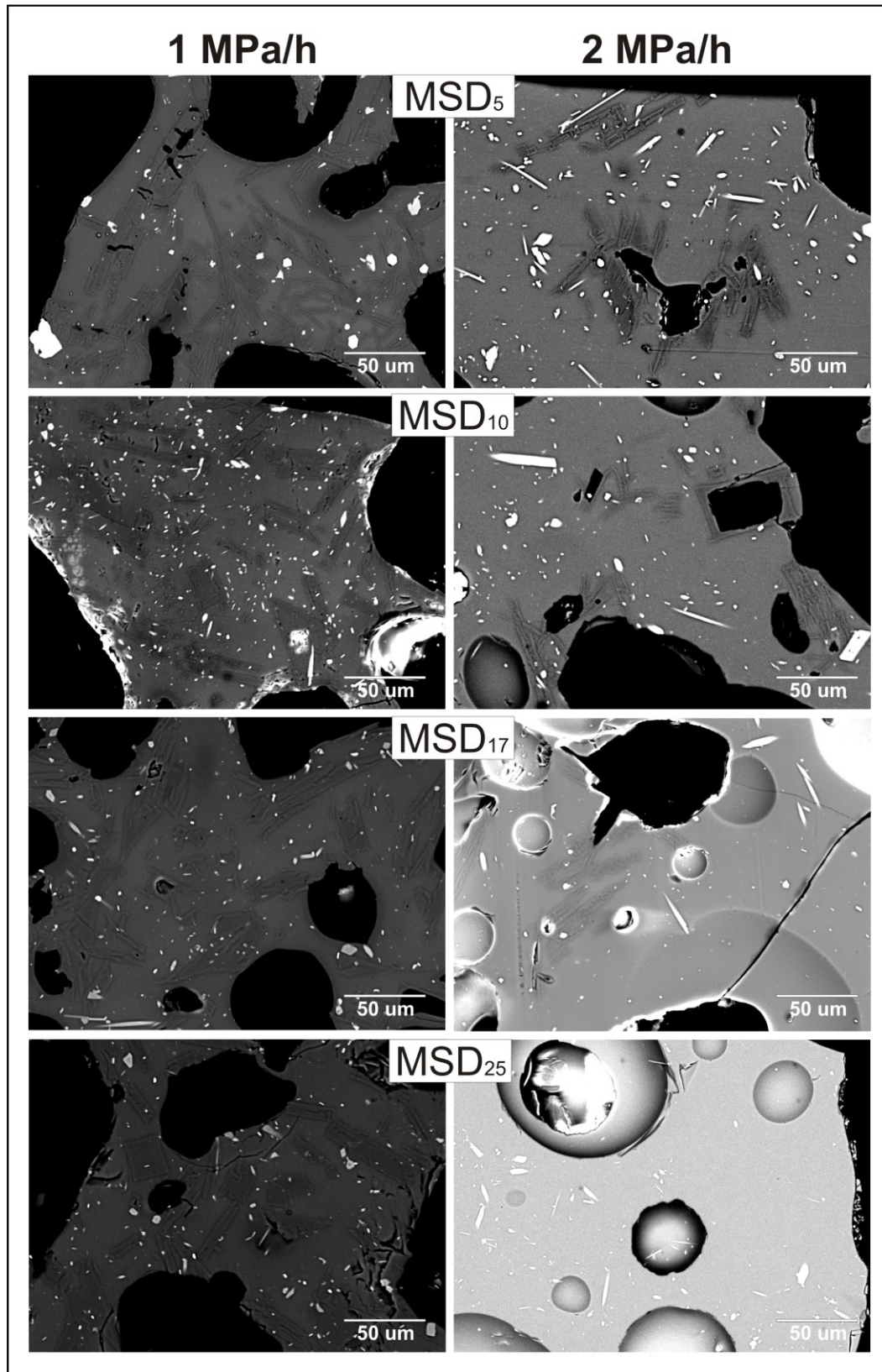


Figura 6.2. Immagini SEM dei campioni ottenuti per decompressione per step (5-10-17-25) a tassi integrati di 1 e 2 MPa/h.

I campioni MSD₅ (Fig. 6.2) mostrano una diminuzione del numero di cristalli,
108

spesso raggruppati in clusters. Nella serie a 1 MPa/h, i cristalli sono in maggioranza allungati, scheletrici e a tramoggia (fino a 50 μm in lunghezza) con la presenza di alcune piccole aree con tessiture a radiatore. Sono inoltre presenti alcuni microliti a blocchi, sempre isolati. Al contrario, gli esperimenti a tasso di decompressione più alto presentano una bassa presenza di cristalli, con plagioclasti frequentemente caratterizzati da forme scheletriche e allungate (<50 μm) in associazione con piccoli microliti a tessitura a tramoggia e a catena (<10 μm). Alte differenze tessiturali tra gli esperimenti a tassi di decompressione di 1 e 2 MPa/h sono mostrate dai campioni ottenuti mediante 10 step di decompressione (Fig. 6.2). I campioni a tasso di decompressione più lento contengono principalmente cristalli euedrali a blocchi con rara presenza di microliti scheletriche, mentre per i campioni ottenuti a $\Delta P/\Delta T = 2 \text{ MPa/h}$ le tessiture sono molto simili a quelle ottenute a MSD₅ (Fig. 6.2). Aumentando il numero di step, gli esperimenti a MSD₁₇ - 1 MPa/h sono caratterizzati da un leggero aumento del numero di cristalli rispetto agli esperimenti MSD₅ e MSD₁₀. I plagioclasti sono distribuiti uniformemente nel campione, i cristalli di dimensioni maggiori mostrano habitus a blocchi da subedrale a euedrale, mentre i microliti mostrano tessiture a tramoggia con presenza di cristalli scheletrici allungati. Al contrario, i materiali ottenuti a 2 MPa/h contengono pochissimi cristalli, generalmente allungati e raggruppati in piccole aree (Fig. 6.2). Gli esperimenti a MSD₂₅ - 1 MPa/h mostrano un'abbondante presenza di grossi plagioclasti a blocchi e tabulari da subedrali a euedrali, mentre i

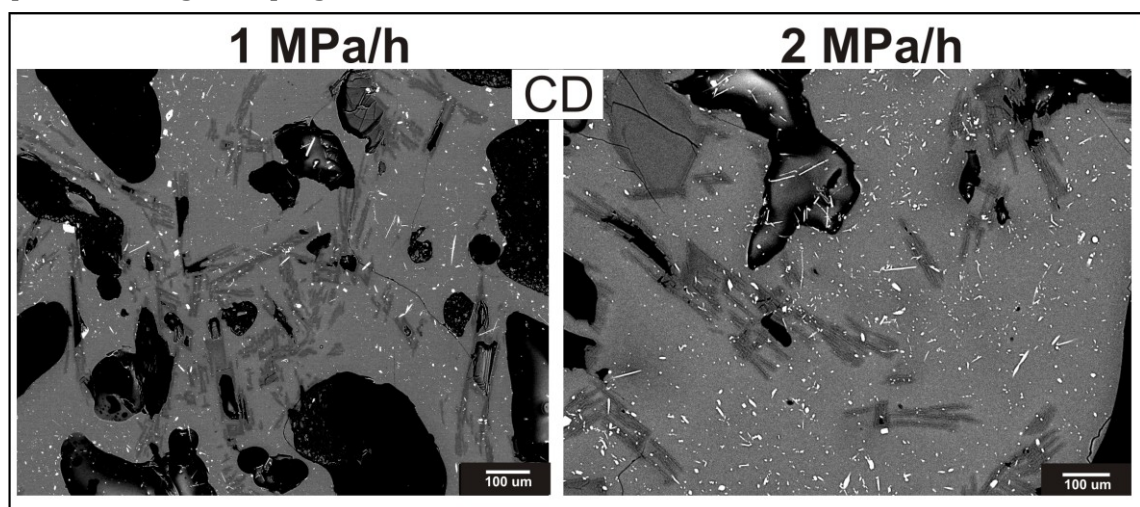


Figura 6.3. Immagini SEM dei campioni ottenuti per decompressione continua a tassi integrati di 1 e 2 MPa/h.

microliti mostrano ancora tessiture a tramoggia. Cristalli scheletrici sono rari e presenti solo come microliti. A più alti tassi di decompressione invece i plagioclasti sono rari e sempre con tessiture scheletriche. Infine, gli esperimenti a decompressione continua mostrano caratteristiche simili per $\Delta P/\Delta T = 1$ e 2 MPa/h (Fig. 6.3). I cristalli negli esperimenti a 1 MPa/h sono uniformemente distribuiti nei campioni, generalmente scheletrici e allungati fino a 0.2 mm. Alcuni cristalli subedrali e eudrali sono presenti come fenocristalli sempre isolati. Negli esperimenti a 2 MPa/h sono presenti un numero maggiore di fenocristalli, la maggior parte eudrali, zonati e isolati, mentre cristalli allungati sono spesso associati in cluster.

6.3.2 Composizione chimica dei vetri e dei cristalli

Analisi chimiche su cristalli e vetri residuali sono state effettuate sui campioni ottenuti dagli esperimenti effettuati a $\Delta P/\Delta T = 1$ MPa/h.

I risultati delle analisi chimiche mostrano importanti variazioni nella composizione di plagioclasti, clinopirosseni e vetro procedendo dai campioni ottenuti mediante singoli step di decompressione verso quelli ottenuti applicando una decompressione continua. Le composizioni dei plagioclasti (Tab. 6.2) mostrano che la composizione chimica di questi cristalli varia significativamente da SSD a CD. Ca, Al e Na aumentano, mentre Si, Fe e Mg diminuiscono procedendo verso i campioni ottenuti per decompressione continua. In Fig. 6.4 sono riportate le variazioni composizionali in funzione del numero di step; sono inoltre riportate le variazioni in termini delle componenti in anortite (An), albite (Ab) e ortoclasio (Or). Il contenuto in An cresce procedendo verso la decompressione continua, mentre quello in Or decresce. I valori di Ab mostrano invece un'ampia variabilità. E' importante evidenziare come le quantità degli elementi costituenti i cristalli, espressi in atomi per unità di formula, non mostrano grandi variazioni tra i campioni ottenuti mediante decompressione per step, mentre sono evidenti le grandi variazioni tra SSD e CD. Le analisi dei clinopirosseni, riportate in Tab. 6.3, mostrano che i cationi maggiori incorporati nei clinopirosseni variano procedendo da SSD a CD. La Fig. 6.5 mostra che i clinopirosseni cristallizzati durante la

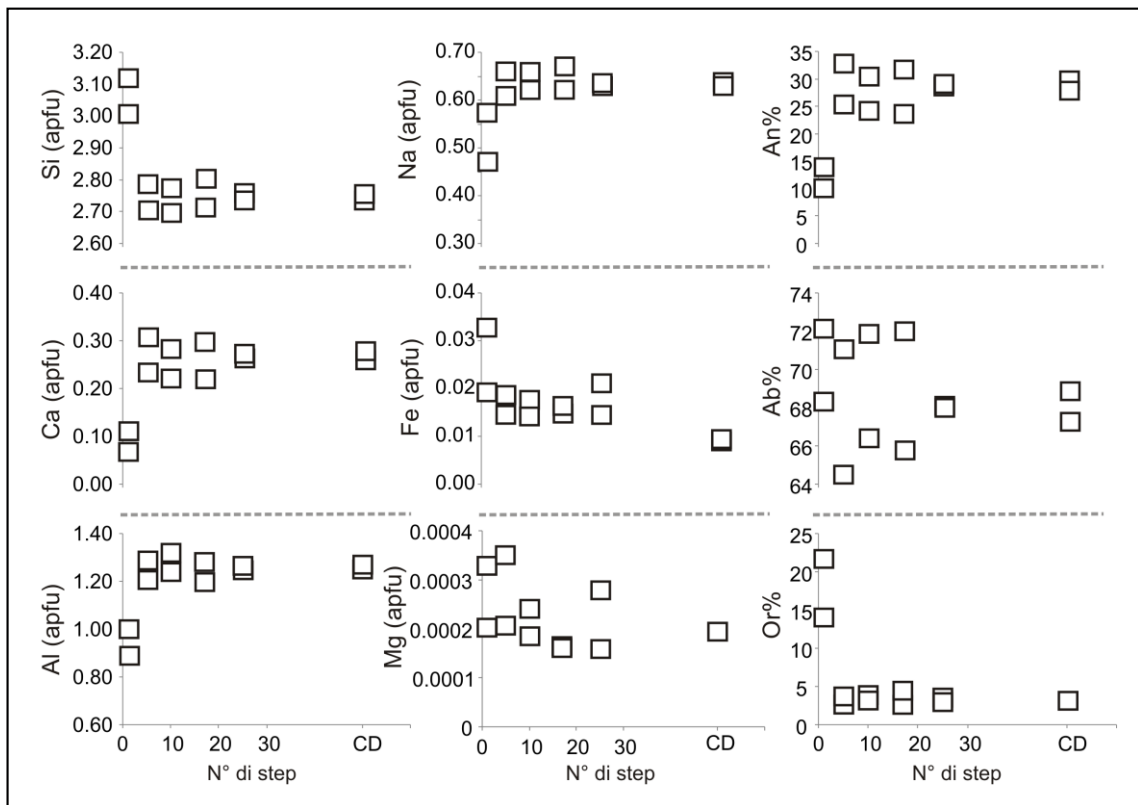


Figura 6.4. Variazioni delle medie composizionali dei plagioclasti Vs. n° di step. Ad ogni numero di step sono associati due valori corrispondenti alle medie delle due repliche ottenute per ciascun esperimento. Dove non visibile la barra d'errore ricade nel simbolo. CD: decompressione continua.

decompressione continua sono impoveriti di Ca, Al e Ti e arricchiti in Mg rispetto a quelli ottenuti in SSD. Le componenti in diopside (Di), hedembergite (Hd) e calcio tschermak (CaTs) mostrano una diminuzione procedendo verso CD, mentre quella in enstatite (En) mostra un parallelo arricchimento. Le analisi mediate dei vetri sono riportate in Tab. 6.4. Procedendo da SSD a CD è possibile notare un aumento del contenuto in Na_2O , FeO , MgO , Al_2O_3 e CaO , e un parallelo decremento di K_2O (Fig. 6.6). Gli altri ossidi maggiori (SiO_2 , TiO_2 , MnO), pur mostrando alcune variazioni all'interno dell'intervallo SSD-CD, non presentano variazioni significative tra i termini estremi (SSD e CD).

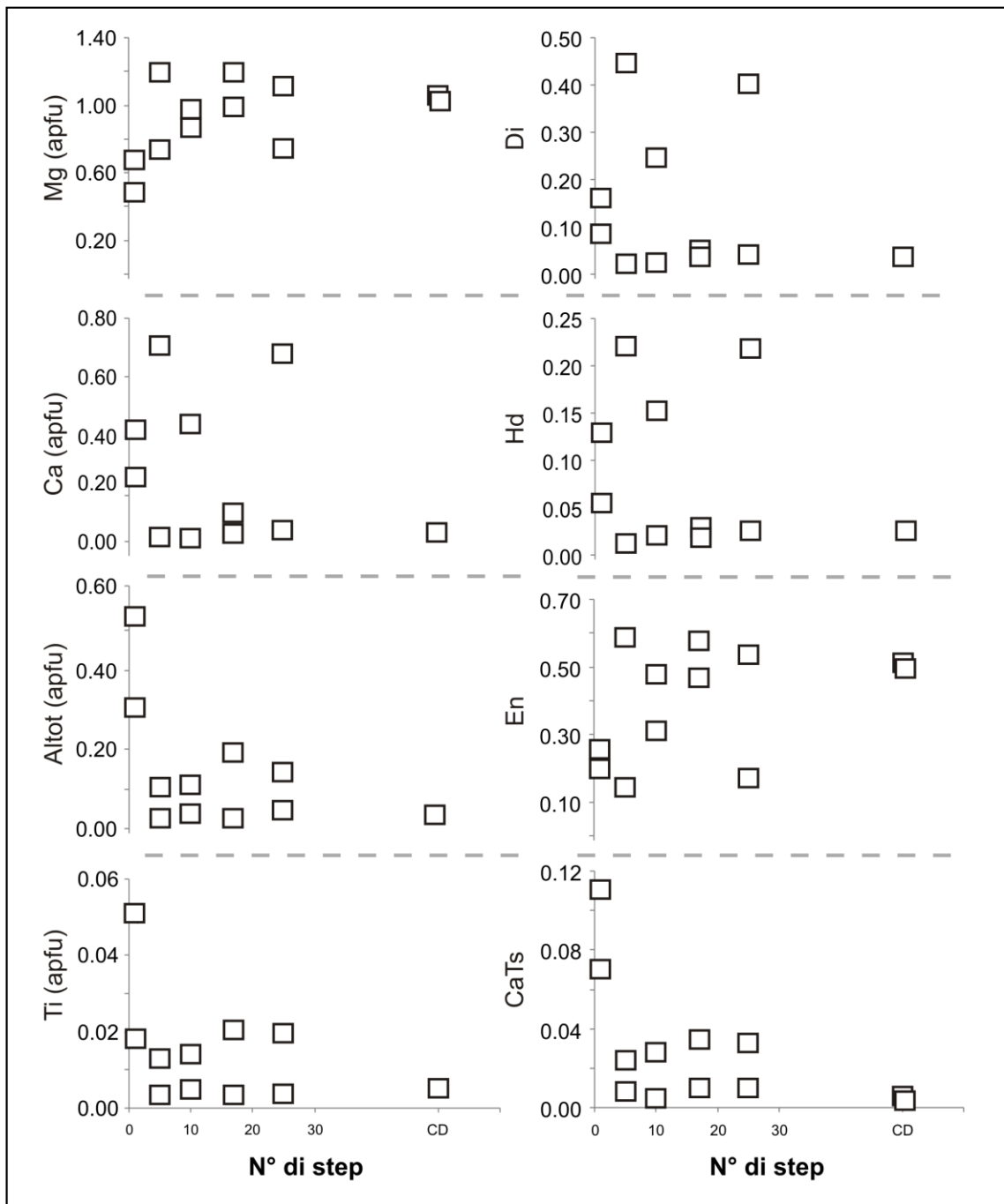


Figura 6.5. Variazioni delle medie composizionali dei clinopirosseni Vs. n° di step. Ad ogni numero di step sono associati due valori corrispondenti alle medie delle due repliche ottenute per ciascun esperimento. Dove non visibile la barra d'errore ricade nel simbolo. CD: decompressione continua.

6.4 Discussione

La stima del contenuto cristallino dei singoli campioni è stata effettuata mediante bilanci di massa. I risultati (Fig. 6.7) mostrano che il contenuto cristallino

dei campioni ottenuti per decompressione in un singolo step raggiunge valori del 60 vol.%, mentre aumentando il numero di step si osserva un brusco calo della quantità di cristalli prodotti (20-30 vol.%) che si mantiene abbastanza stabile indipendentemente dal numero di step applicato considerando l'intervallo da 5 a 25 step per esperimento. Gli esperimenti a decompressione continua presentano i valori più bassi di cristallinità (< 20 vol.%). L'andamento appena descritto è valido sia nel caso in cui si consideri il totale dei cristalli, sia per ciascuna delle due fasi cristalline presenti (plagioclasio e clinopiroseni).

Per effettuare una stima qualitativa della quantità di cristalli in termini di singoli individui, è stato utilizzato il rapporto tra numero di cristalli e area investigata, applicando un'analisi delle immagini delle sezioni sottili ottenute al microscopio elettronico. Per ciascun esperimento è stato contato il numero di intersezioni dei bordi dei cristalli di plagioclasio con due cerchi concentrici tracciati all'interno delle immagini. Il rapporto tra il numero di intersezioni e la somma delle lunghezze delle circonferenze restituisce un valore proporzionale alla quantità dei cristalli presenti in sezione. I risultati (Fig. 6.8) indicano che per entrambi i due set di esperimenti a diverso tasso di decompressione integrato (1 e 2 MPa/h) si ha una diminuzione considerevole nel numero di cristalli procedendo

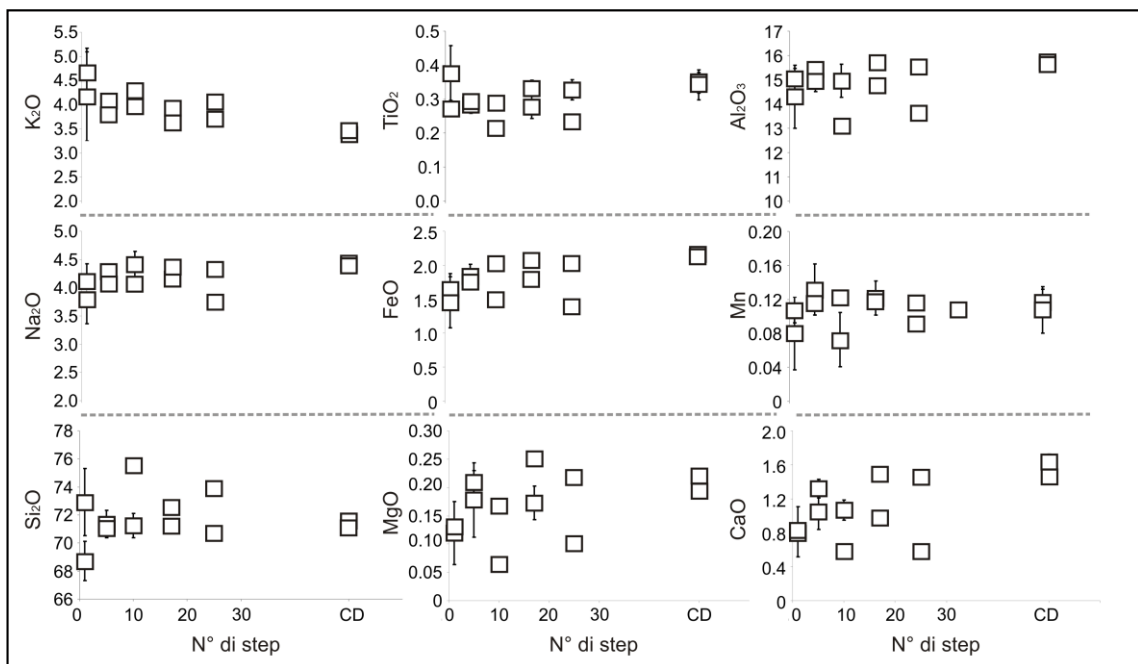


Figura 6.6. Variazioni delle medie composizionali dei vetri Vs. n° di step. Ad ogni numero di step sono associati due valori corrispondenti alle medie delle due repliche ottenute per ciascun esperimento. Dove non visibile la barra d'errore ricade nel simbolo. CD: decompressione continua.

da SSD a CD.

Dalle analisi tessiturali è stato dunque possibile osservare che i plagioclasti dei campioni ottenuti per decompressione in un singolo step sono caratterizzati da un alto numero di individui con forme irregolari e allungate, mentre quelli ottenuti per decompressione continua mostrano una quantità di cristalli inferiore, forme tabulari e regolari, con dimensioni notevolmente maggiori. Questo indica una nucleazione estremamente diffusa e una crescita dei cristalli limitata, con formazione di ampie zone occupate da singoli microcristalli associati in grossi clusters, quando il rilascio di pressione e quindi la perdita di volatili disciolti nel fuso sono estremamente rapidi; al contrario, gli esperimenti a decompressione

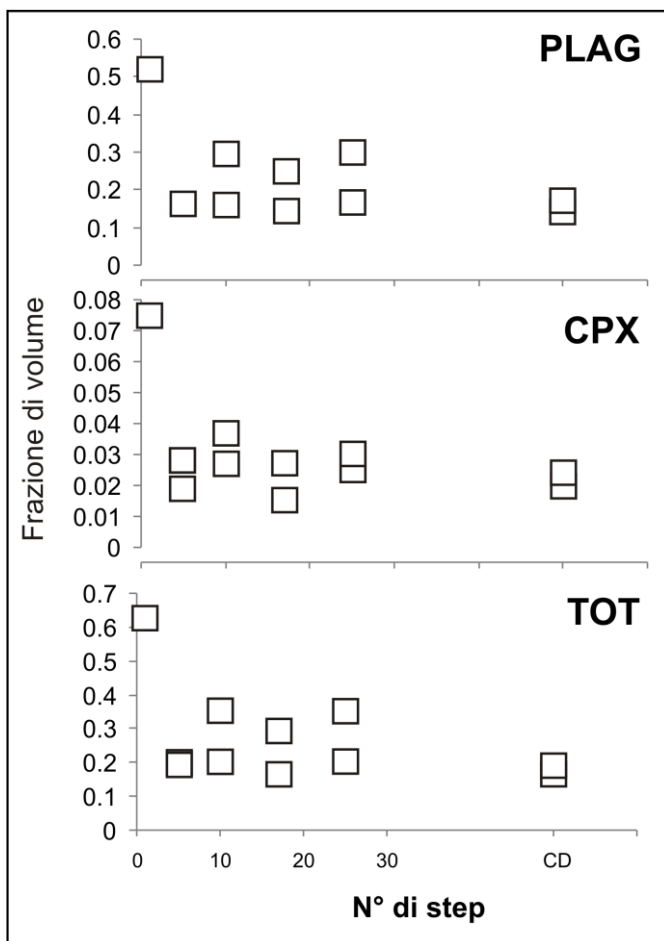


Figura 6.7. Risultati del calcolo della razione di volume occupata da ciascuna specie cristallina ottenuti mediante bilanci di massa. Dove non visibile la barra d'errore ricade nel simbolo. CD: decompressione continua.

continua hanno mostrato che una diminuzione graduale di pressione consente ai cristalli una crescita maggiore, con lo sviluppo di forme regolari. In accordo con quanto dedotto dalle analisi tessiturali, la composizione chimica dei vetri mostra un incremento degli ossidi degli elementi incompatibili come il K_2O , che testimonia un tasso di cristallizzazione crescente al diminuire degli step. La composizione chimica dei cristalli, inoltre, ha mostrato significative differenze nelle

composizioni tra i campioni ottenuti a decompressione continua e i campioni ottenuti

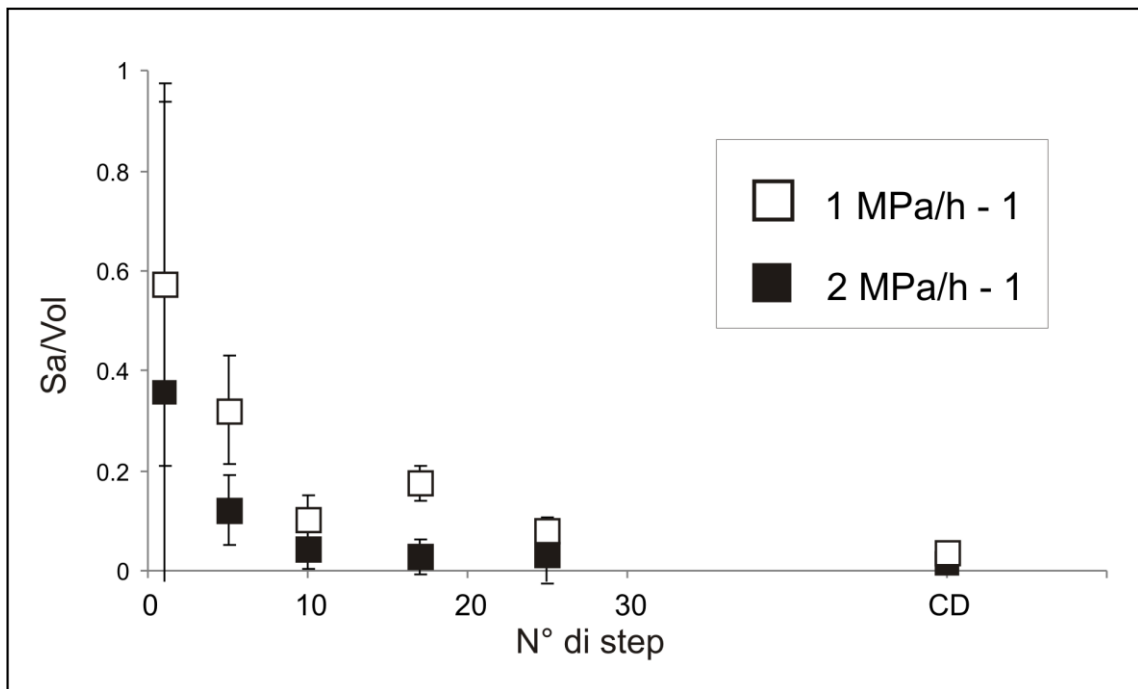


Figura 6.8. Variazioni del rapporto Sa/Vol Vs. il numero di step. Dove non visibile la barra d'errore ricade nel simbolo. CD: decompressione continua.

per singoli step di decompressione. In particolare, per i clinopiroseni è stato dimostrato da vari autori (Smith and Lindsley, 1971; Mevel and Velde, 1976; Grove and Bence, 1977, 1979; Grove and Raudsepp, 1978; Coish and Taylor, 1979; Gamble and Taylor, 1980; Lofgren et al., 2006; Mollo et al., 2010a) che un aumento delle condizioni di crescita in disequilibrio causa un incremento nella concentrazione di elementi incompatibili come Al e Ti, che a sua volta si riflette in un aumento della componente CaTs (Ujike, 1982; Baginski et al., 2009).

I risultati delle analisi sui pirosseni degli esperimenti per $\dot{P} = 1$ MPa/h confermano che al diminuire del numero di step, e dunque al crescere della quantità di pressione rilasciata ad ogni step, la crescita dei cristalli è soggetta a condizioni di disequilibrio crescenti.

6.5 Conclusioni

Gli esperimenti hanno messo in evidenza che a parità di $\Delta P/\Delta T$, ovvero ad una uguale variazione di pressione nel tempo totale, si sviluppano differenze tessiturali e chimiche significative in funzione della modalità con cui questa pressione viene rilasciata. Una brusca risalita del magma innesca condizioni di forte

sottoraffreddamento, che si traducono in un'alta formazione di piccoli microcristalli in forte disequilibrio con il fuso. Al contrario, una risalita di magma per step, intervallati da periodi di rilassamento, consente una perdita più graduale della componente volatile. Questo si traduce in una diminuzione della viscosità più graduale, che consente lo sviluppo di fasi cristalline (in particolare feldspati) sempre più grandi e regolari, e chimicamente in equilibrio con il fuso. Gli esperimenti in decompressione continua rappresentano infine il termine estremo di questo processo.

I materiali ottenuti per CD hanno dimostrato che una risalita costante, senza soste in serbatoi intracrostali, consente di mantenere un basso grado di sottoraffreddamento, il quale si traduce nella formazione di pochi individui di grosse dimensioni in equilibrio con il fuso. Questo processo sembra essere indipendente anche dal tasso di decompressione integrato. Le analisi tessiturali dei campioni CD ottenuti mediante $\Delta P/\Delta T = 1$ e 2 MPa/h mostrano caratteristiche molto simili in termini di dimensioni e numero di cristalli. Questo indica che una grande attenzione deve essere prestata non solo alle velocità di risalita del magma, ma anche alle modalità di intrusione nel sistema di alimentazione dei vulcani.

Sistemi a condotto aperto come quello Etneo, caratterizzati dalla presenza di magmi idrati (Métrich et al., 2004; Spilliaert, 2006a,b), di serbatoi intracrostali situati a differenti profondità (Sharp et al., 1980; Murru et al., 1999) e da fratture in grado di "pescare" magmi profondi e portarli rapidamente in superficie (Ferlito et al., 2009) possono infatti produrre colate laviche con caratteristiche tessiturali molto differenti a partire da magmi a composizione molto simile. La formazione precoce o tardiva di minerali in funzione della risalita può inoltre influenzare le modalità di differenziazione dei magmi: una risalita in condizioni di forte sottoraffreddamento dovuto alla stagnazione in serbatoi sarà infatti caratterizzata da una massiva formazione di cristalli e da un conseguente incremento sia di acidità del liquido che di viscosità della sospensione cristalli+liquido, mentre bassi gradi di sottoraffreddamento dovuti ad una risalita costante permettono la risalita in superficie di magmi scarsamente differenziati e dunque viscosità più bassa (vedi Cap. 3 del presente lavoro). Poiché condizioni pre-eruttive del magma sono cruciali

per stabilire lo stile eruttivo con cui quest'ultimo viene emesso (esplosivo o effusivo), la comprensione delle modalità di cristallizzazione durante la risalita risulta essenziale nello studio delle dinamiche eruttive in vulcani a condotto aperto come l'Etna.

TABELLE

Tabella 2.1. Composizione dei plagioclasti

	DK1																			
	nuclei										bordi									
SiO₂	50,94	51,49	50,97	51,46	51,00	51,44	51,22	51,27	51,30	51,38	52,89	53,45	52,92	53,43	52,95	53,41	53,18	53,23	53,26	53,34
TiO₂	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
Al₂O₃	30,50	29,90	30,47	29,93	30,47	29,95	30,20	30,14	30,12	30,02	29,61	29,03	29,58	29,05	29,58	29,08	29,32	29,26	29,24	29,15
Fe₂O₃	0,81	0,79	0,81	0,79	0,81	0,79	0,80	0,80	0,80	0,80	0,69	0,67	0,69	0,68	0,69	0,68	0,68	0,68	0,68	0,68
MnO	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
CaO	14,15	13,72	14,13	13,74	14,11	13,76	13,95	13,91	13,89	13,81	11,39	11,04	11,37	11,06	11,35	11,08	11,23	11,19	11,18	11,12
Na₂O	3,29	3,40	3,30	3,40	3,30	3,39	3,34	3,36	3,36	3,38	4,86	5,01	4,86	5,01	4,87	5,00	4,93	4,95	4,95	4,98
K₂O	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,36	0,37	0,36	0,37	0,36	0,37	0,37	0,37	0,37	0,37
Tot.	100,17	99,75	100,15	99,77	100,16	99,80	99,98	99,94	99,92	99,85	99,98	99,76	99,97	99,77	100,00	99,78	99,89	99,87	99,85	99,81
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>																				
Si	2,32	2,35	2,32	2,35	2,32	2,35	2,34	2,34	2,34	2,34	2,40	2,43	2,40	2,43	2,40	2,43	2,41	2,42	2,42	2,42
Al	1,64	1,61	1,64	1,61	1,64	1,61	1,62	1,62	1,62	1,62	1,58	1,55	1,58	1,56	1,58	1,56	1,57	1,57	1,56	1,56
Fe³⁺	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,69	0,67	0,69	0,67	0,69	0,67	0,68	0,68	0,68	0,68	0,55	0,54	0,55	0,54	0,55	0,54	0,55	0,54	0,54	0,54
Na	0,29	0,30	0,29	0,30	0,29	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,43	0,44	0,43	0,44	0,43	0,44	0,43	0,44	0,44	0,44
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
An	69,44	68,09	69,37	68,16	69,30	68,22	68,81	68,67	68,61	68,38	55,27	53,72	55,19	53,79	55,11	53,87	54,54	54,38	54,31	54,05
Ab	29,24	30,54	29,31	30,47	29,37	30,41	29,85	29,98	30,04	30,26	42,65	44,14	42,72	44,07	42,80	44,00	43,35	43,50	43,57	43,82
Or	1,32	1,37	1,32	1,37	1,33	1,37	1,35	1,35	1,36	1,36	2,08	2,14	2,08	2,14	2,09	2,14	2,11	2,12	2,12	2,13

Tabella 2.1. Continuo

	DK2																			
	nuclei										bordi									
SiO₂	50,77	51,06	50,79	51,04	50,80	51,03	50,92	50,95	50,96	51,00	52,80	53,10	52,82	53,09	52,84	53,08	52,96	52,99	53,00	53,04
TiO₂	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
Al₂O₃	30,49	30,16	30,47	30,17	30,47	30,19	30,33	30,29	30,28	30,23	29,57	29,25	29,55	29,26	29,55	29,28	29,41	29,38	29,37	29,32
Fe₂O₃	0,90	0,88	0,89	0,88	0,89	0,88	0,89	0,89	0,89	0,88	0,76	0,75	0,76	0,75	0,76	0,75	0,76	0,76	0,76	0,76
MnO	0,04	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
CaO	14,28	14,03	14,27	14,04	14,26	14,05	14,17	14,14	14,13	14,08	11,59	11,38	11,58	11,39	11,56	11,40	11,49	11,47	11,46	11,43
Na₂O	3,18	3,28	3,18	3,27	3,19	3,27	3,22	3,23	3,24	3,26	4,65	4,80	4,66	4,79	4,66	4,78	4,72	4,74	4,74	4,77
K₂O	0,19	0,20	0,19	0,20	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,32	0,34	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33
Tot.	100,06	99,84	100,05	99,85	100,06	99,86	99,97	99,95	99,93	99,89	99,91	99,81	99,90	99,82	99,92	99,83	99,88	99,87	99,86	99,84
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>																				
Si	2,32	2,33	2,32	2,33	2,32	2,33	2,32	2,33	2,33	2,33	2,40	2,41	2,40	2,41	2,40	2,41	2,41	2,41	2,41	2,41
Al	1,64	1,62	1,64	1,63	1,64	1,63	1,63	1,63	1,63	1,63	1,58	1,57	1,58	1,57	1,58	1,57	1,58	1,57	1,57	1,57
Fe³⁺	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,70	0,69	0,70	0,69	0,70	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69	0,56	0,55	0,56	0,55	0,56	0,55	0,56	0,56	0,56	0,56
Na	0,28	0,29	0,28	0,29	0,28	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,41	0,42	0,41	0,42	0,41	0,42	0,42	0,42	0,42	0,42
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
An	70,50	69,45	70,45	69,50	70,39	69,55	70,01	69,91	69,86	69,68	56,84	55,61	56,78	55,67	56,71	55,73	56,26	56,14	56,08	55,87
Ab	28,37	29,38	28,42	29,33	28,47	29,28	28,84	28,94	28,99	29,16	41,26	42,44	41,32	42,38	41,39	42,33	41,81	41,93	41,99	42,19
Or	1,13	1,17	1,13	1,17	1,14	1,17	1,15	1,16	1,16	1,16	1,90	1,95	1,90	1,95	1,90	1,95	1,92	1,93	1,93	1,94

Tabella 2.1. Continuo

	DK3																				
	nuclei										bordi										
SiO₂	50,42	50,79	50,44	50,77	50,46	50,76	50,60	50,64	50,65	50,71	52,53	52,92	52,55	52,90	52,57	52,88	52,72	52,76	52,77	52,84	
TiO₂	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,11	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Al₂O₃	30,57	30,33	30,56	30,34	30,56	30,35	30,46	30,44	30,43	30,38	29,62	29,38	29,61	29,40	29,61	29,41	29,51	29,49	29,48	29,44	
Fe₂O₃	0,99	0,97	0,98	0,97	0,98	0,97	0,98	0,98	0,97	0,97	0,84	0,83	0,84	0,83	0,84	0,83	0,84	0,84	0,83	0,83	
MnO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
MgO	0,16	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,10	
CaO	14,59	14,23	14,57	14,25	14,55	14,26	14,40	14,36	14,35	14,30	11,93	11,64	11,91	11,65	11,90	11,66	11,77	11,74	11,73	11,69	
Na₂O	3,06	3,14	3,07	3,14	3,07	3,13	3,11	3,11	3,12	3,13	4,44	4,56	4,45	4,56	4,46	4,55	4,51	4,52	4,53	4,54	
K₂O	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,29	0,30	0,29	0,30	0,29	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	
Tot.	100,05	99,88	100,04	99,88	100,05	99,89	99,96	99,94	99,94	99,91	99,89	99,85	99,88	99,85	99,89	99,85	99,87	99,86	99,86	99,86	
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>																					
Si	2,30	2,32	2,30	2,32	2,31	2,32	2,31	2,31	2,31	2,32	2,39	2,40	2,39	2,40	2,39	2,40	2,40	2,40	2,40	2,40	
Al	1,65	1,63	1,65	1,63	1,65	1,64	1,64	1,64	1,64	1,64	1,59	1,57	1,59	1,57	1,59	1,58	1,58	1,58	1,58	1,58	
Fe³⁺	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,71	0,70	0,71	0,70	0,71	0,70	0,71	0,70	0,70	0,70	0,58	0,57	0,58	0,57	0,58	0,57	0,57	0,57	0,57	0,57	
Na	0,27	0,28	0,27	0,28	0,27	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,39	0,40	0,39	0,40	0,39	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
An	71,82	70,76	71,75	70,81	71,69	70,85	71,25	71,14	71,10	70,95	58,72	57,47	58,64	57,52	58,57	57,57	58,04	57,91	57,86	57,69	
Ab	27,25	28,26	27,31	28,22	27,37	28,18	27,80	27,90	27,94	28,08	39,58	40,76	39,65	40,72	39,72	40,67	40,23	40,35	40,39	40,55	
Or	0,93	0,98	0,93	0,97	0,94	0,97	0,95	0,96	0,96	0,97	1,70	1,77	1,70	1,77	1,71	1,76	1,73	1,74	1,74	1,75	

Tabella 2.1. Continuo

	DK4																			
	nuclei										bordi									
SiO₂	50,33	50,55	50,34	50,54	50,36	50,53	50,45	50,47	50,48	50,51	52,48	52,71	52,50	52,71	52,51	52,70	52,61	52,63	52,64	52,67
TiO₂	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
Al₂O₃	30,64	30,40	30,63	30,41	30,63	30,42	30,53	30,51	30,50	30,45	29,67	29,44	29,66	29,45	29,66	29,46	29,57	29,54	29,53	29,49
Fe₂O₃	1,03	1,01	1,03	1,01	1,03	1,01	1,02	1,02	1,02	1,02	0,88	0,87	0,88	0,87	0,88	0,87	0,88	0,87	0,87	0,87
MnO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
MgO	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
CaO	14,62	14,36	14,61	14,37	14,59	14,39	14,50	14,48	14,46	14,42	12,00	11,78	11,99	11,79	11,98	11,80	11,90	11,88	11,87	11,83
Na₂O	3,02	3,08	3,02	3,08	3,03	3,07	3,05	3,05	3,06	3,07	4,37	4,45	4,37	4,45	4,37	4,45	4,41	4,41	4,42	4,43
K₂O	0,14	0,15	0,14	0,15	0,14	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28
Tot.	100,06	99,80	100,04	99,82	100,05	99,83	99,96	99,94	99,92	99,87	99,92	99,77	99,91	99,78	99,92	99,79	99,87	99,85	99,84	99,81
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>																				
Si	2,30	2,31	2,30	2,31	2,30	2,31	2,31	2,31	2,31	2,31	2,39	2,40	2,39	2,40	2,39	2,40	2,39	2,39	2,39	2,40
Al	1,65	1,64	1,65	1,64	1,65	1,64	1,65	1,64	1,64	1,64	1,59	1,58	1,59	1,58	1,59	1,58	1,58	1,58	1,58	1,58
Fe³⁺	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,72	0,70	0,72	0,70	0,71	0,71	0,71	0,71	0,71	0,71	0,58	0,57	0,58	0,57	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58
Na	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27	0,38	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
An	72,18	71,41	72,14	71,45	72,10	71,49	71,83	71,76	71,72	71,58	59,32	58,40	59,27	58,44	59,23	58,49	58,90	58,81	58,77	58,60
Ab	26,98	27,72	27,01	27,69	27,05	27,65	27,31	27,39	27,42	27,55	39,06	39,95	39,11	39,90	39,15	39,86	39,46	39,55	39,59	39,75
Or	0,84	0,87	0,84	0,87	0,85	0,86	0,85	0,86	0,86	0,86	1,62	1,66	1,62	1,66	1,62	1,65	1,64	1,64	1,64	1,65

Tabella 2.1. Continuo

	DK5																			
	nuclei										bordi									
SiO₂	49,62	50,85	49,69	50,79	49,75	50,74	50,23	50,36	50,41	50,60	51,79	53,07	51,86	53,01	51,93	52,96	52,43	52,56	52,62	52,81
TiO₂	0,09	0,08	0,09	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11
Al₂O₃	31,13	30,17	31,08	30,21	31,08	30,25	30,64	30,55	30,51	30,36	30,14	29,20	30,08	29,24	30,08	29,28	29,66	29,57	29,53	29,38
Fe₂O₃	1,08	1,05	1,08	1,05	1,08	1,05	1,07	1,06	1,06	1,06	0,93	0,90	0,93	0,90	0,93	0,91	0,92	0,91	0,91	0,91
MnO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
MgO	0,17	0,16	0,17	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
CaO	14,89	14,32	14,86	14,35	14,84	14,38	14,63	14,57	14,55	14,45	12,27	11,80	12,24	11,82	12,22	11,84	12,05	12,00	11,98	11,90
Na₂O	2,89	3,08	2,90	3,07	2,91	3,06	2,98	3,00	3,01	3,04	4,15	4,44	4,17	4,42	4,18	4,41	4,29	4,32	4,33	4,38
K₂O	0,12	0,13	0,12	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,25	0,27	0,25	0,27	0,25	0,27	0,26	0,26	0,26	0,27
Tot.	100,02	99,86	100,01	99,87	100,06	99,88	99,95	99,94	99,93	99,90	99,78	99,91	99,78	99,91	99,85	99,90	99,85	99,86	99,87	99,89
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>																				
Si	2,27	2,32	2,27	2,32	2,28	2,32	2,30	2,30	2,31	2,31	2,36	2,41	2,36	2,41	2,36	2,41	2,39	2,39	2,39	2,40
Al	1,68	1,63	1,68	1,63	1,68	1,63	1,65	1,65	1,64	1,64	1,62	1,56	1,62	1,57	1,61	1,57	1,59	1,59	1,58	1,57
Fe³⁺	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,73	0,70	0,73	0,70	0,73	0,70	0,72	0,71	0,71	0,71	0,60	0,57	0,60	0,58	0,60	0,58	0,59	0,58	0,58	0,58
Na	0,26	0,27	0,26	0,27	0,26	0,27	0,26	0,27	0,27	0,27	0,37	0,39	0,37	0,39	0,37	0,39	0,38	0,38	0,38	0,39
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
An	73,51	71,40	73,40	71,50	73,29	71,61	72,52	72,31	72,21	71,86	61,09	58,55	60,95	58,67	60,82	58,79	59,89	59,64	59,52	59,09
Ab	25,77	27,81	25,88	27,71	25,98	27,61	26,73	26,93	27,03	27,37	37,43	39,85	37,56	39,74	37,68	39,62	38,57	38,82	38,93	39,33
Or	0,72	0,79	0,73	0,79	0,73	0,78	0,75	0,76	0,76	0,77	1,48	1,60	1,49	1,59	1,49	1,59	1,53	1,55	1,55	1,57

Tabella 2.1. Continuo

	DK6																				
	nuclei										bordi										
SiO₂	49,29	49,97	49,33	49,94	49,37	49,91	49,63	49,70	49,73	49,83	51,87	52,58	51,91	52,55	51,95	52,52	52,23	52,30	52,33	52,44	
TiO₂	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13
Al₂O₃	31,35	30,47	31,30	30,51	31,30	30,55	30,92	30,83	30,79	30,65	30,18	29,33	30,13	29,37	30,13	29,40	29,76	29,68	29,64	29,50	
Fe₂O₃	1,26	1,23	1,25	1,23	1,25	1,23	1,24	1,24	1,24	1,23	1,01	0,98	1,00	0,98	1,00	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99
MnO	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO	0,18	0,16	0,18	0,16	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,13	0,12	0,13	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
CaO	15,35	14,76	15,32	14,79	15,29	14,82	15,08	15,02	14,99	14,89	12,54	12,06	12,52	12,09	12,49	12,11	12,32	12,27	12,25	12,17	
Na₂O	2,70	2,80	2,70	2,79	2,71	2,79	2,74	2,75	2,76	2,78	4,01	4,16	4,02	4,15	4,03	4,15	4,08	4,10	4,11	4,13	
K₂O	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,22	0,23	0,22	0,23	0,22	0,23	0,22	0,23	0,23	0,23	0,23
Tot.	100,32	99,57	100,28	99,61	100,29	99,64	99,97	99,90	99,86	99,74	100,11	99,60	100,08	99,62	100,10	99,65	99,88	99,83	99,80	99,71	
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>																					
Si	2,25	2,30	2,26	2,29	2,26	2,29	2,27	2,28	2,28	2,29	2,36	2,40	2,36	2,39	2,36	2,39	2,38	2,38	2,38	2,39	
Al	1,69	1,65	1,69	1,65	1,69	1,65	1,67	1,67	1,66	1,66	1,62	1,58	1,61	1,58	1,61	1,58	1,60	1,59	1,59	1,58	
Fe³⁺	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,75	0,73	0,75	0,73	0,75	0,73	0,74	0,74	0,74	0,73	0,61	0,59	0,61	0,59	0,61	0,59	0,60	0,60	0,60	0,59	
Na	0,24	0,25	0,24	0,25	0,24	0,25	0,24	0,24	0,25	0,25	0,35	0,37	0,35	0,37	0,36	0,37	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
An	75,61	74,20	75,54	74,27	75,47	74,34	74,96	74,82	74,75	74,51	62,50	60,73	62,41	60,81	62,31	60,90	61,67	61,49	61,41	61,11	
Ab	24,05	25,44	24,12	25,37	24,19	25,30	24,69	24,83	24,89	25,13	36,19	37,91	36,28	37,82	36,37	37,74	36,99	37,16	37,24	37,53	
Or	0,35	0,36	0,35	0,36	0,35	0,36	0,35	0,36	0,36	0,36	1,31	1,37	1,31	1,36	1,32	1,36	1,34	1,35	1,35	1,36	

Tabella 2.1. Continuo

	DK7																			
	nuclei										bordi									
SiO₂	49,69	50,22	49,72	50,19	49,75	50,17	49,96	50,01	50,03	50,11	51,72	52,27	51,75	52,25	51,78	52,22	52,00	52,05	52,08	52,16
TiO₂	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14
Al₂O₃	31,07	30,45	31,03	30,48	31,03	30,51	30,76	30,70	30,67	30,58	30,15	29,55	30,12	29,58	30,12	29,61	29,85	29,79	29,77	29,67
Fe₂O₃	1,16	1,14	1,16	1,14	1,16	1,14	1,15	1,15	1,15	1,15	1,08	1,06	1,08	1,06	1,08	1,06	1,07	1,07	1,07	1,07
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO	0,17	0,16	0,17	0,16	0,17	0,16	0,17	0,17	0,17	0,16	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13
CaO	15,06	14,60	15,04	14,63	15,02	14,65	14,85	14,80	14,78	14,70	12,77	12,38	12,75	12,40	12,73	12,42	12,59	12,55	12,53	12,47
Na₂O	2,82	2,91	2,83	2,91	2,83	2,90	2,87	2,87	2,88	2,89	3,81	3,94	3,82	3,93	3,83	3,93	3,87	3,89	3,89	3,91
K₂O	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19
Tot.	100,19	99,70	100,16	99,72	100,17	99,75	99,97	99,92	99,89	99,81	100,01	99,67	100,00	99,69	100,01	99,71	99,86	99,83	99,81	99,75
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>																				
Si	2,27	2,30	2,27	2,30	2,27	2,30	2,29	2,29	2,29	2,30	2,35	2,38	2,35	2,38	2,36	2,38	2,37	2,37	2,37	2,38
Al	1,67	1,65	1,67	1,65	1,67	1,65	1,66	1,66	1,66	1,65	1,62	1,59	1,62	1,59	1,62	1,59	1,60	1,60	1,60	1,59
Fe³⁺	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,74	0,72	0,74	0,72	0,74	0,72	0,73	0,73	0,73	0,72	0,62	0,60	0,62	0,61	0,62	0,61	0,61	0,61	0,61	0,61
Na	0,25	0,26	0,25	0,26	0,25	0,26	0,25	0,26	0,26	0,26	0,34	0,35	0,34	0,35	0,34	0,35	0,34	0,34	0,34	0,35
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
An	74,28	73,06	74,22	73,12	74,15	73,18	73,71	73,59	73,53	73,33	64,19	62,73	64,12	62,80	64,04	62,87	63,51	63,36	63,29	63,05
Ab	25,18	26,37	25,24	26,32	25,30	26,26	25,74	25,86	25,91	26,11	34,69	36,11	34,76	36,04	34,84	35,97	35,36	35,50	35,57	35,80
Or	0,54	0,57	0,54	0,56	0,55	0,56	0,55	0,56	0,56	0,56	1,12	1,16	1,12	1,16	1,12	1,15	1,14	1,14	1,14	1,15

Tabella 2.2. Composizione dei clinopirosseni

	DK1																			
	nuclei										bordi									
SiO₂	44,89	45,37	44,92	45,35	44,94	45,33	45,13	45,18	45,20	45,27	48,55	49,06	48,58	49,04	48,61	49,02	48,81	48,86	48,88	48,96
TiO₂	2,52	2,42	2,51	2,43	2,51	2,43	2,48	2,47	2,46	2,44	1,42	1,37	1,42	1,37	1,42	1,38	1,40	1,39	1,39	1,38
Al₂O₃	8,22	8,06	8,21	8,07	8,21	8,07	8,14	8,13	8,12	8,09	4,92	4,83	4,92	4,83	4,92	4,83	4,88	4,87	4,86	4,85
Fe₂O₃	9,25	9,09	9,24	9,09	9,23	9,10	9,17	9,15	9,15	9,12	8,73	8,57	8,72	8,58	8,71	8,59	8,65	8,63	8,63	8,60
MnO	0,20	0,14	0,20	0,14	0,19	0,15	0,17	0,17	0,16	0,15	0,25	0,17	0,24	0,18	0,24	0,18	0,21	0,21	0,20	0,19
MgO	13,34	12,51	13,29	12,55	13,25	12,59	12,94	12,86	12,82	12,69	13,04	12,23	13,00	12,27	12,95	12,31	12,65	12,57	12,53	12,40
CaO	21,38	20,72	21,34	20,76	21,31	20,79	21,07	21,01	20,98	20,87	22,90	22,20	22,86	22,24	22,83	22,27	22,58	22,51	22,47	22,35
Na₂O	0,39	0,41	0,39	0,41	0,39	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,47	0,49	0,47	0,49	0,47	0,49	0,48	0,48	0,48	0,48
K₂O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Tot.	100,19	98,73	100,12	98,80	100,05	98,87	99,52	99,37	99,30	99,05	100,31	98,96	100,24	99,02	100,18	99,09	99,69	99,55	99,49	99,26
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>																				
Si	1,66	1,71	1,67	1,71	1,67	1,71	1,69	1,69	1,69	1,70	1,80	1,85	1,80	1,85	1,81	1,85	1,82	1,83	1,83	1,84
Al.IV	0,34	0,29	0,33	0,29	0,33	0,29	0,31	0,31	0,31	0,30	0,20	0,15	0,20	0,15	0,19	0,15	0,18	0,17	0,17	0,16
Al.VI	0,02	0,07	0,03	0,07	0,03	0,06	0,04	0,05	0,05	0,06	0,02	0,06	0,02	0,06	0,02	0,06	0,04	0,04	0,05	0,05
Ti	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Fe³⁺	0,20	0,11	0,20	0,12	0,19	0,12	0,16	0,15	0,15	0,13	0,14	0,05	0,13	0,05	0,13	0,05	0,09	0,09	0,08	0,07
Fe²⁺	0,08	0,17	0,09	0,17	0,09	0,17	0,13	0,14	0,14	0,16	0,13	0,22	0,14	0,22	0,14	0,22	0,18	0,18	0,19	0,20
Mg	0,74	0,70	0,73	0,70	0,73	0,71	0,72	0,72	0,72	0,71	0,72	0,69	0,72	0,69	0,72	0,69	0,70	0,70	0,70	0,69
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,85	0,84	0,85	0,84	0,85	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,91	0,90	0,91	0,90	0,91	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	89,70	80,14	89,16	80,56	88,63	80,99	84,98	84,03	83,59	82,06	84,63	75,36	84,11	75,77	83,59	76,18	80,06	79,13	78,71	77,23
Di	0,52	0,49	0,52	0,50	0,52	0,50	0,51	0,51	0,51	0,50	0,63	0,59	0,63	0,59	0,62	0,60	0,61	0,61	0,61	0,60
Hd	0,06	0,12	0,06	0,12	0,07	0,12	0,09	0,10	0,10	0,11	0,11	0,19	0,12	0,19	0,12	0,19	0,15	0,16	0,16	0,18
En	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,10	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Fs	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CaTs	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
CaFeTs	0,10	0,06	0,10	0,06	0,10	0,06	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,02	0,07	0,03	0,06	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03
CaTiTs	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Jd	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04

Tabella 2.2. Continuo

	DK2																			
	nuclei										bordi									
SiO₂	44,69	44,95	44,71	44,93	44,72	44,92	44,82	44,85	44,86	44,90	48,20	48,47	48,21	48,46	48,23	48,45	48,34	48,37	48,38	48,42
TiO₂	2,64	2,58	2,64	2,59	2,63	2,59	2,60	2,60	2,60	2,59	1,56	1,53	1,56	1,53	1,56	1,53	1,54	1,54	1,54	1,53
Al₂O₃	8,44	8,35	8,44	8,35	8,44	8,36	8,40	8,39	8,38	8,37	5,33	5,27	5,32	5,27	5,32	5,27	5,30	5,29	5,29	5,28
Fe₂O₃	9,38	9,24	9,37	9,25	9,36	9,25	9,31	9,30	9,29	9,27	8,86	8,73	8,86	8,74	8,85	8,74	8,80	8,79	8,78	8,76
MnO	0,21	0,14	0,20	0,15	0,20	0,15	0,18	0,17	0,17	0,16	0,26	0,18	0,25	0,18	0,25	0,19	0,22	0,21	0,21	0,19
MgO	12,99	12,53	12,97	12,55	12,94	12,58	12,78	12,74	12,71	12,63	12,61	12,17	12,59	12,19	12,57	12,21	12,41	12,37	12,34	12,27
CaO	21,08	20,70	21,06	20,72	21,04	20,74	20,91	20,87	20,85	20,79	22,66	22,25	22,64	22,27	22,62	22,29	22,47	22,43	22,41	22,34
Na₂O	0,42	0,44	0,42	0,44	0,42	0,44	0,43	0,43	0,43	0,43	0,50	0,51	0,50	0,51	0,50	0,51	0,50	0,50	0,51	0,51
K₂O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Tot.	99,87	98,94	99,82	98,99	99,78	99,03	99,45	99,36	99,31	99,15	100,00	99,14	99,96	99,18	99,92	99,22	99,62	99,53	99,49	99,33
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>																				
Si	1,66	1,69	1,67	1,69	1,67	1,69	1,68	1,68	1,68	1,69	1,80	1,82	1,80	1,82	1,80	1,82	1,81	1,81	1,81	1,82
Al^{IV}	0,34	0,31	0,33	0,31	0,33	0,31	0,32	0,32	0,32	0,31	0,20	0,18	0,20	0,18	0,20	0,18	0,19	0,19	0,19	0,18
Al^{VI}	0,03	0,06	0,04	0,06	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,03	0,06	0,03	0,06	0,03	0,06	0,04	0,05	0,05	0,05
Ti	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Fe³⁺	0,18	0,13	0,18	0,14	0,18	0,14	0,16	0,16	0,15	0,14	0,12	0,07	0,12	0,07	0,12	0,08	0,10	0,09	0,09	0,08
Fe²⁺	0,11	0,16	0,11	0,16	0,11	0,15	0,13	0,14	0,14	0,15	0,15	0,20	0,15	0,20	0,16	0,20	0,18	0,18	0,18	0,19
Mg	0,72	0,70	0,72	0,70	0,72	0,70	0,71	0,71	0,71	0,71	0,70	0,68	0,70	0,68	0,70	0,68	0,69	0,69	0,69	0,69
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,84	0,83	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	87,00	81,68	86,72	81,94	86,45	82,20	84,55	84,02	83,75	82,84	82,15	76,96	81,88	77,21	81,61	77,46	79,74	79,22	78,97	78,09
Di	0,50	0,49	0,50	0,49	0,50	0,49	0,50	0,50	0,50	0,49	0,61	0,59	0,61	0,59	0,61	0,59	0,60	0,60	0,60	0,59
Hd	0,08	0,11	0,08	0,11	0,08	0,11	0,09	0,09	0,10	0,10	0,13	0,18	0,13	0,17	0,14	0,17	0,15	0,16	0,16	0,17
En	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Fs	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CaTs	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
CaFeTs	0,09	0,07	0,09	0,07	0,09	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,04	0,06	0,04	0,06	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04
CaTiTs	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Jd	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04

Tabella 2.2. Continuo

	nuclei										DK3									
											bordi									
SiO₂	44,34	44,67	44,36	44,65	44,37	44,64	44,50	44,53	44,55	44,60	47,68	48,03	47,70	48,01	47,71	48,00	47,85	47,88	47,90	47,96
TiO₂	2,76	2,69	2,76	2,69	2,75	2,70	2,73	2,72	2,72	2,71	1,70	1,66	1,70	1,66	1,69	1,66	1,68	1,68	1,67	1,67
Al₂O₃	8,69	8,62	8,68	8,62	8,68	8,62	8,66	8,65	8,65	8,63	5,74	5,70	5,74	5,70	5,74	5,70	5,72	5,72	5,72	5,71
Fe₂O₃	9,54	9,37	9,54	9,38	9,53	9,39	9,46	9,44	9,44	9,41	9,03	8,87	9,02	8,88	9,01	8,89	8,95	8,94	8,93	8,90
MnO	0,21	0,15	0,21	0,15	0,20	0,15	0,18	0,17	0,17	0,16	0,26	0,18	0,26	0,19	0,25	0,19	0,23	0,22	0,21	0,20
MgO	12,92	12,37	12,89	12,39	12,86	12,42	12,65	12,59	12,57	12,48	12,46	11,92	12,43	11,95	12,40	11,97	12,20	12,14	12,12	12,03
CaO	21,05	20,53	21,02	20,55	20,99	20,57	20,77	20,72	20,70	20,63	22,70	22,14	22,67	22,17	22,64	22,19	22,40	22,35	22,32	22,24
Na₂O	0,45	0,46	0,45	0,46	0,45	0,46	0,46	0,46	0,46	0,46	0,52	0,53	0,52	0,53	0,52	0,53	0,53	0,53	0,53	0,53
K₂O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Tot.	99,98	98,88	99,92	98,92	99,86	98,97	99,42	99,31	99,26	99,09	100,13	99,07	100,07	99,12	100,01	99,16	99,59	99,48	99,44	99,28
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>																				
Si	1,65	1,68	1,65	1,68	1,65	1,68	1,67	1,67	1,67	1,68	1,77	1,81	1,78	1,81	1,78	1,81	1,79	1,80	1,80	1,80
Al^{IV}	0,35	0,32	0,35	0,32	0,35	0,32	0,33	0,33	0,33	0,32	0,23	0,19	0,22	0,19	0,22	0,19	0,21	0,20	0,20	0,20
Al^{VI}	0,03	0,07	0,03	0,06	0,03	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,03	0,06	0,03	0,06	0,03	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06
Ti	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Fe³⁺	0,20	0,13	0,20	0,14	0,19	0,14	0,17	0,16	0,16	0,15	0,14	0,07	0,14	0,08	0,13	0,08	0,11	0,10	0,10	0,09
Fe²⁺	0,10	0,16	0,10	0,16	0,10	0,16	0,13	0,14	0,14	0,15	0,14	0,21	0,14	0,20	0,15	0,20	0,17	0,18	0,18	0,19
Mg	0,72	0,69	0,72	0,70	0,71	0,70	0,71	0,70	0,70	0,70	0,69	0,67	0,69	0,67	0,69	0,67	0,68	0,68	0,68	0,67
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,84	0,83	0,84	0,83	0,84	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,91	0,89	0,90	0,89	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	88,01	81,12	87,61	81,41	87,21	81,71	84,47	83,79	83,49	82,44	83,25	76,48	82,86	76,77	82,47	77,05	79,77	79,10	78,80	77,78
Di	0,50	0,48	0,50	0,48	0,50	0,48	0,49	0,48	0,48	0,48	0,60	0,57	0,60	0,58	0,60	0,58	0,59	0,59	0,58	0,58
Hd	0,07	0,11	0,07	0,11	0,07	0,11	0,09	0,09	0,10	0,10	0,12	0,18	0,12	0,17	0,13	0,17	0,15	0,15	0,16	0,17
En	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Fs	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CaTs	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
CaFeTs	0,10	0,07	0,10	0,07	0,10	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,04	0,07	0,04	0,07	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04
CaTiTs	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Jd	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04

Tabella 2.2. Continuo

	DK4																			
	nuclei										bordi									
SiO₂	44,14	44,53	44,16	44,51	44,18	44,50	44,33	44,37	44,39	44,45	47,40	47,82	47,42	47,80	47,44	47,78	47,60	47,64	47,66	47,73
TiO₂	2,81	2,77	2,81	2,78	2,80	2,78	2,79	2,79	2,79	2,78	1,76	1,74	1,76	1,74	1,76	1,74	1,75	1,75	1,75	1,74
Al₂O₃	8,82	8,75	8,81	8,75	8,81	8,75	8,79	8,78	8,78	8,76	5,96	5,91	5,95	5,91	5,95	5,91	5,93	5,93	5,93	5,92
Fe₂O₃	9,60	9,45	9,59	9,45	9,58	9,46	9,53	9,52	9,51	9,48	9,09	8,95	9,08	8,95	9,08	8,96	9,02	9,01	9,00	8,98
MnO	0,21	0,15	0,21	0,15	0,21	0,15	0,18	0,18	0,17	0,16	0,27	0,19	0,26	0,19	0,26	0,19	0,23	0,22	0,22	0,20
MgO	12,78	12,32	12,75	12,35	12,73	12,37	12,57	12,53	12,50	12,43	12,27	11,84	12,25	11,86	12,23	11,88	12,08	12,03	12,01	11,94
CaO	20,85	20,48	20,83	20,50	20,81	20,52	20,68	20,65	20,63	20,56	22,53	22,12	22,51	22,14	22,49	22,16	22,35	22,30	22,28	22,21
Na₂O	0,47	0,48	0,47	0,48	0,47	0,48	0,47	0,48	0,48	0,48	0,53	0,55	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54
K₂O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Tot.	99,69	98,95	99,66	98,99	99,63	99,03	99,38	99,30	99,26	99,13	99,84	99,14	99,80	99,17	99,77	99,21	99,54	99,47	99,43	99,30
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>																				
Si	1,65	1,68	1,65	1,68	1,65	1,67	1,66	1,66	1,67	1,67	1,77	1,80	1,77	1,80	1,77	1,80	1,78	1,79	1,79	1,79
Al^{IV}	0,35	0,32	0,35	0,32	0,35	0,33	0,34	0,34	0,33	0,33	0,23	0,20	0,23	0,20	0,23	0,20	0,22	0,21	0,21	0,21
Al^{VI}	0,04	0,07	0,04	0,06	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,03	0,06	0,03	0,06	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06
Ti	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Fe³⁺	0,19	0,14	0,19	0,14	0,19	0,14	0,17	0,16	0,16	0,15	0,14	0,08	0,14	0,08	0,13	0,08	0,11	0,10	0,10	0,09
Fe²⁺	0,11	0,16	0,11	0,16	0,11	0,16	0,13	0,14	0,14	0,15	0,15	0,20	0,15	0,20	0,15	0,20	0,17	0,18	0,18	0,19
Mg	0,71	0,69	0,71	0,69	0,71	0,69	0,70	0,70	0,70	0,70	0,68	0,66	0,68	0,67	0,68	0,67	0,67	0,67	0,67	0,67
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,90	0,89	0,90	0,89	0,90	0,89	0,90	0,90	0,90	0,89
Na	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	87,10	81,12	86,78	81,40	86,46	81,68	84,29	83,70	83,41	82,40	82,41	76,53	82,10	76,81	81,79	77,09	79,65	79,06	78,78	77,79
Di	0,49	0,47	0,49	0,47	0,49	0,47	0,48	0,48	0,48	0,48	0,59	0,57	0,59	0,57	0,59	0,57	0,58	0,58	0,58	0,57
Hd	0,07	0,11	0,07	0,11	0,08	0,11	0,09	0,09	0,10	0,10	0,13	0,17	0,13	0,17	0,13	0,17	0,15	0,15	0,16	0,16
En	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Fs	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CaTs	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
CaFeTs	0,10	0,07	0,10	0,07	0,09	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,04	0,07	0,04	0,07	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05
CaTiTs	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Jd	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04

Tabella 2.2. Continuo

	nuclei										bordi									
SiO₂	43,66	44,62	43,72	44,58	43,77	44,53	44,14	44,24	44,28	44,43	46,81	47,84	46,87	47,79	46,93	47,75	47,33	47,43	47,47	47,63
TiO₂	2,91	2,80	2,91	2,80	2,90	2,81	2,86	2,85	2,84	2,82	1,86	1,78	1,85	1,79	1,85	1,79	1,82	1,82	1,81	1,80
Al₂O₃	9,07	8,79	9,05	8,80	9,05	8,81	8,93	8,90	8,89	8,84	6,25	6,06	6,24	6,07	6,24	6,08	6,16	6,14	6,13	6,10
Fe₂O₃	9,74	9,48	9,73	9,49	9,71	9,50	9,61	9,58	9,57	9,53	9,23	8,98	9,22	8,99	9,20	9,01	9,11	9,08	9,07	9,03
MnO	0,22	0,15	0,21	0,15	0,21	0,15	0,19	0,18	0,17	0,16	0,27	0,18	0,27	0,19	0,27	0,19	0,23	0,22	0,22	0,20
MgO	12,98	12,03	12,93	12,08	12,88	12,12	12,53	12,44	12,39	12,23	12,42	11,51	12,37	11,56	12,33	11,60	11,99	11,90	11,86	11,71
CaO	21,00	20,20	20,96	20,24	20,92	20,28	20,63	20,55	20,51	20,37	22,73	21,86	22,68	21,90	22,64	21,94	22,33	22,24	22,20	22,05
Na₂O	0,47	0,51	0,47	0,50	0,48	0,50	0,49	0,49	0,49	0,50	0,53	0,57	0,53	0,57	0,54	0,57	0,55	0,55	0,56	0,56
K₂O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Tot.	100,08	98,59	100,00	98,66	99,94	98,73	99,40	99,25	99,17	98,92	100,15	98,83	100,08	98,89	100,02	98,96	99,55	99,42	99,35	99,12
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>																				
Si	1,62	1,69	1,63	1,69	1,63	1,68	1,65	1,66	1,66	1,67	1,74	1,81	1,75	1,81	1,75	1,80	1,77	1,78	1,78	1,80
Al^{IV}	0,38	0,31	0,37	0,31	0,37	0,32	0,35	0,34	0,34	0,33	0,26	0,19	0,25	0,19	0,25	0,20	0,23	0,22	0,22	0,20
Al^{VI}	0,02	0,08	0,02	0,08	0,03	0,07	0,05	0,05	0,06	0,07	0,02	0,08	0,02	0,08	0,02	0,07	0,05	0,05	0,06	0,07
Ti	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Fe³⁺	0,23	0,11	0,22	0,12	0,22	0,12	0,17	0,16	0,16	0,14	0,18	0,05	0,17	0,06	0,16	0,06	0,12	0,11	0,10	0,08
Fe²⁺	0,07	0,19	0,08	0,18	0,08	0,18	0,13	0,14	0,15	0,16	0,11	0,23	0,12	0,23	0,12	0,22	0,17	0,18	0,19	0,21
Mg	0,72	0,68	0,72	0,68	0,71	0,68	0,70	0,70	0,69	0,69	0,69	0,65	0,69	0,65	0,68	0,65	0,67	0,67	0,66	0,66
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,84	0,82	0,84	0,82	0,83	0,82	0,83	0,83	0,83	0,82	0,91	0,89	0,91	0,89	0,90	0,89	0,90	0,90	0,89	0,89
Na	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	90,89	78,15	90,17	78,71	89,45	79,27	84,56	83,30	82,71	80,69	86,24	73,66	85,52	74,21	84,80	74,76	79,97	78,72	78,14	76,15
Di	0,48	0,46	0,48	0,46	0,48	0,46	0,48	0,47	0,47	0,47	0,59	0,55	0,59	0,55	0,59	0,56	0,58	0,57	0,57	0,56
Hd	0,05	0,13	0,05	0,12	0,06	0,12	0,09	0,09	0,10	0,11	0,09	0,20	0,10	0,19	0,11	0,19	0,14	0,15	0,16	0,18
En	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Fs	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
CaTs	0,11	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,08	0,06	0,08	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
CaFeTs	0,12	0,06	0,11	0,06	0,11	0,06	0,09	0,08	0,08	0,07	0,09	0,03	0,09	0,03	0,08	0,03	0,06	0,05	0,05	0,04
CaTiTs	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Jd	0,02	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04

Tabella 2.2. Continuo

	DK6																			
	nuclei										bordi									
SiO₂	43,33	44,29	43,38	44,25	43,44	44,21	43,82	43,91	43,96	44,10	46,31	47,35	46,37	47,30	46,43	47,26	46,84	46,94	46,99	47,14
TiO₂	3,04	2,92	3,04	2,93	3,03	2,94	2,99	2,98	2,97	2,95	2,00	1,92	1,99	1,92	1,99	1,93	1,96	1,96	1,95	1,94
Al₂O₃	9,31	9,05	9,30	9,06	9,30	9,08	9,19	9,16	9,15	9,11	6,67	6,48	6,66	6,49	6,66	6,50	6,58	6,56	6,55	6,52
Fe₂O₃	9,87	9,64	9,86	9,65	9,84	9,66	9,75	9,73	9,72	9,69	9,37	9,15	9,35	9,16	9,34	9,17	9,26	9,23	9,22	9,19
MnO	0,22	0,15	0,22	0,15	0,22	0,16	0,19	0,18	0,18	0,17	0,28	0,19	0,28	0,19	0,27	0,20	0,24	0,23	0,23	0,21
MgO	12,93	11,90	12,87	11,94	12,81	11,98	12,40	12,30	12,25	12,10	12,28	11,30	12,23	11,34	12,17	11,38	11,78	11,68	11,64	11,49
CaO	20,89	20,05	20,84	20,09	20,80	20,13	20,48	20,40	20,36	20,23	22,68	21,77	22,64	21,82	22,59	21,86	22,24	22,15	22,11	21,96
Na₂O	0,50	0,53	0,51	0,53	0,51	0,53	0,52	0,52	0,52	0,53	0,56	0,59	0,56	0,59	0,56	0,59	0,57	0,58	0,58	0,58
K₂O	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Tot.	100,13	98,57	100,05	98,64	99,98	98,71	99,36	99,21	99,14	98,89	100,20	98,79	100,12	98,86	100,06	98,92	99,51	99,37	99,31	99,08
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>																				
Si	1,61	1,68	1,61	1,67	1,62	1,67	1,64	1,65	1,65	1,66	1,72	1,79	1,73	1,79	1,73	1,79	1,76	1,77	1,77	1,78
Al^{IV}	0,39	0,32	0,39	0,33	0,38	0,33	0,36	0,35	0,35	0,34	0,28	0,21	0,27	0,21	0,27	0,21	0,24	0,23	0,23	0,22
Al^{VI}	0,02	0,08	0,02	0,08	0,02	0,08	0,05	0,06	0,06	0,07	0,02	0,08	0,02	0,08	0,02	0,08	0,05	0,06	0,06	0,07
Ti	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06
Fe³⁺	0,24	0,12	0,23	0,12	0,23	0,13	0,18	0,17	0,16	0,14	0,19	0,06	0,18	0,07	0,18	0,07	0,13	0,11	0,11	0,09
Fe²⁺	0,06	0,19	0,07	0,18	0,08	0,18	0,13	0,14	0,15	0,16	0,10	0,23	0,11	0,22	0,11	0,22	0,16	0,18	0,18	0,20
Mg	0,72	0,67	0,71	0,67	0,71	0,68	0,69	0,69	0,69	0,68	0,68	0,64	0,68	0,64	0,68	0,64	0,66	0,65	0,65	0,65
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,83	0,81	0,83	0,81	0,83	0,82	0,82	0,82	0,82	0,82	0,90	0,88	0,90	0,88	0,90	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89
Na	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	91,68	77,94	90,84	78,50	90,02	79,06	84,45	83,09	82,51	80,48	87,16	73,52	86,33	74,07	85,50	74,62	79,97	78,62	78,04	76,03
Di	0,47	0,45	0,47	0,45	0,47	0,45	0,46	0,46	0,46	0,45	0,58	0,54	0,58	0,54	0,58	0,54	0,57	0,56	0,56	0,55
Hd	0,04	0,13	0,05	0,12	0,05	0,12	0,09	0,09	0,10	0,11	0,09	0,19	0,09	0,19	0,10	0,18	0,14	0,15	0,16	0,17
En	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Fs	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
CaTs	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
CaFeTs	0,12	0,06	0,12	0,06	0,11	0,06	0,09	0,08	0,08	0,07	0,10	0,03	0,09	0,03	0,09	0,04	0,06	0,06	0,05	0,04
CaTiTs	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06
Jd	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,05	0,02	0,05	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04

Tabella 2.2. Continuo

	DK7																			
	nuclei										bordi									
SiO₂	43,29	43,75	43,31	43,73	43,34	43,71	43,52	43,57	43,59	43,66	46,13	46,62	46,16	46,60	46,19	46,58	46,38	46,43	46,45	46,53
TiO₂	3,17	3,05	3,16	3,06	3,16	3,06	3,12	3,11	3,10	3,08	2,14	2,06	2,13	2,06	2,13	2,07	2,10	2,10	2,09	2,08
Al₂O₃	9,54	9,35	9,52	9,35	9,52	9,36	9,44	9,42	9,41	9,38	7,07	6,93	7,06	6,94	7,06	6,94	7,00	6,99	6,98	6,96
Fe₂O₃	9,98	9,81	9,97	9,81	9,96	9,82	9,90	9,88	9,87	9,84	9,49	9,32	9,48	9,33	9,47	9,33	9,40	9,39	9,38	9,35
MnO	0,22	0,16	0,22	0,16	0,22	0,16	0,19	0,19	0,18	0,17	0,28	0,20	0,28	0,20	0,28	0,21	0,25	0,24	0,23	0,22
MgO	12,61	11,83	12,57	11,87	12,53	11,91	12,24	12,16	12,13	12,00	11,89	11,16	11,85	11,19	11,81	11,22	11,54	11,47	11,43	11,31
CaO	20,61	19,99	20,58	20,02	20,55	20,05	20,32	20,26	20,23	20,12	22,46	21,78	22,43	21,81	22,39	21,84	22,15	22,08	22,04	21,93
Na₂O	0,54	0,56	0,54	0,56	0,54	0,56	0,55	0,55	0,55	0,55	0,59	0,61	0,59	0,61	0,59	0,61	0,60	0,60	0,60	0,60
K₂O	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Tot.	100,00	98,52	99,92	98,59	99,86	98,66	99,32	99,17	99,09	98,84	100,10	98,71	100,03	98,78	99,96	98,85	99,46	99,32	99,26	99,02
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>																				
Si	1,61	1,66	1,61	1,66	1,62	1,65	1,63	1,64	1,64	1,65	1,72	1,77	1,72	1,77	1,73	1,76	1,74	1,75	1,75	1,76
Al^{IV}	0,39	0,34	0,39	0,34	0,38	0,35	0,37	0,36	0,36	0,35	0,28	0,23	0,28	0,23	0,27	0,24	0,26	0,25	0,25	0,24
Al^{VI}	0,03	0,08	0,03	0,07	0,04	0,07	0,05	0,06	0,06	0,07	0,03	0,08	0,03	0,08	0,04	0,07	0,05	0,06	0,06	0,07
Ti	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Fe³⁺	0,22	0,14	0,22	0,14	0,21	0,14	0,18	0,17	0,17	0,15	0,17	0,08	0,17	0,09	0,16	0,09	0,13	0,12	0,12	0,10
Fe²⁺	0,09	0,18	0,09	0,17	0,10	0,17	0,13	0,14	0,14	0,16	0,12	0,21	0,13	0,21	0,13	0,20	0,17	0,17	0,18	0,19
Mg	0,70	0,67	0,70	0,67	0,70	0,67	0,68	0,68	0,68	0,67	0,66	0,63	0,66	0,63	0,66	0,63	0,65	0,64	0,64	0,64
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,82	0,81	0,82	0,81	0,82	0,81	0,82	0,82	0,82	0,81	0,90	0,88	0,90	0,89	0,90	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89
Na	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	88,59	79,25	88,07	79,66	87,55	80,08	83,98	83,05	82,62	81,13	84,24	74,88	83,71	75,30	83,19	75,71	79,62	78,69	78,26	76,76
Di	0,46	0,44	0,46	0,44	0,46	0,44	0,45	0,45	0,45	0,45	0,57	0,53	0,56	0,53	0,56	0,54	0,55	0,55	0,55	0,54
Hd	0,06	0,12	0,06	0,11	0,07	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10	0,11	0,18	0,11	0,18	0,11	0,17	0,14	0,15	0,15	0,16
En	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Fs	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
CaTs	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
CaFeTs	0,11	0,07	0,11	0,07	0,11	0,07	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09	0,04	0,08	0,04	0,08	0,05	0,07	0,06	0,06	0,05
CaTiTs	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Jd	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05

Tabella 2.3. Composizione delle titanomagnetiti

	DK1																			
SiO₂	0,10	0,08	0,07	0,11	0,12	0,04	0,07	0,07	0,06	0,10	0,08	0,07	0,10	0,11	0,07	0,10	0,09	0,09	0,10	0,09
TiO₂	12,64	11,13	10,72	10,65	11,79	10,50	11,15	10,32	10,96	10,94	10,90	9,93	10,54	10,95	10,77	10,40	10,82	11,51	10,79	10,63
Al₂O₃	6,35	6,69	6,45	6,66	6,70	6,58	6,47	6,53	6,56	6,68	6,74	5,09	6,83	6,36	6,58	6,64	6,61	6,79	6,73	6,75
FeO	75,82	77,09	77,95	77,65	76,96	76,90	77,83	78,54	76,78	77,22	76,82	79,82	76,39	78,71	77,31	76,16	76,75	76,08	76,69	76,46
MnO	0,51	0,47	0,43	0,42	0,46	0,29	0,51	0,42	0,40	0,37	0,49	0,34	0,34	0,50	0,44	0,42	0,45	0,46	0,41	0,35
MgO	4,09	4,09	4,37	4,55	4,44	5,19	3,84	4,80	5,29	4,83	4,76	4,27	5,21	4,01	5,08	5,03	4,63	4,86	5,02	5,18
CaO	0,06	0,03	0,06	0,02	0,00	0,00	0,06	0,02	0,01	0,06	0,04	0,04	0,01	0,05	0,05	0,02	0,00	0,01	0,08	0,01
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,04	0,03	0,01	0,07	0,05	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,04	0,03
Tot.	99,56	99,57	100,05	100,07	100,48	99,52	99,93	100,69	100,09	100,22	99,84	99,62	99,46	100,71	100,31	98,80	99,36	99,78	99,85	99,49
<i>formula sulla base di 3 ossigeni</i>																				
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,33	0,29	0,28	0,27	0,30	0,27	0,29	0,26	0,28	0,28	0,28	0,26	0,27	0,28	0,27	0,27	0,28	0,30	0,28	0,27
Al	0,26	0,27	0,26	0,27	0,27	0,26	0,26	0,26	0,26	0,27	0,27	0,21	0,27	0,26	0,26	0,27	0,27	0,27	0,27	0,27
Fe	2,18	2,21	2,23	2,21	2,19	2,19	2,23	2,22	2,18	2,19	2,19	2,30	2,18	2,24	2,19	2,19	2,20	2,17	2,18	2,18
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,21	0,21	0,22	0,23	0,22	0,26	0,20	0,24	0,27	0,24	0,24	0,22	0,26	0,20	0,26	0,26	0,24	0,25	0,25	0,26
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Usp	38,36	33,83	31,57	31,47	35,28	30,21	33,72	29,63	31,29	32,00	32,08	27,77	30,75	32,48	30,85	30,44	32,08	34,11	31,43	30,90
FeO mol%	55,98	55,30	54,54	54,49	55,33	53,54	55,41	53,81	53,63	54,32	54,32	53,52	53,77	55,07	53,73	53,74	54,45	54,67	53,98	53,77
Fe₂O₃ mol%	27,41	29,79	31,04	31,11	29,05	32,02	29,79	32,22	31,42	30,90	30,88	33,10	31,69	30,42	31,62	31,84	30,83	29,79	31,28	31,60
TiO₂ mol%	16,61	14,91	14,42	14,40	15,62	14,44	14,81	13,98	14,95	14,79	14,80	13,39	14,54	14,51	14,65	14,42	14,72	15,54	14,75	14,63

Tabella 2.3. Continuo

	DK4																			
SiO₂	0,11	0,10	0,14	0,13	0,12	0,10	0,15	0,11	0,08	0,14	0,11	0,13	0,14	0,07	0,13	0,08	0,10	0,12	0,14	0,18
TiO₂	19,77	17,53	19,15	18,85	18,70	17,88	18,23	17,43	19,28	17,66	17,43	18,50	17,94	15,67	18,15	18,24	16,29	15,77	17,88	18,81
Al₂O₃	2,24	3,75	2,29	2,33	3,07	4,36	2,84	4,02	2,37	4,01	4,59	3,58	4,17	5,49	3,88	3,52	5,01	5,23	4,07	2,31
FeO	76,05	75,57	75,34	75,48	75,53	75,21	75,29	75,54	75,33	74,91	74,74	74,32	74,88	75,15	74,49	75,05	75,56	75,69	75,30	75,92
MnO	0,85	0,71	0,78	0,83	0,82	0,71	0,76	0,73	0,72	0,80	0,72	0,79	0,79	0,69	0,80	0,79	0,67	0,72	0,77	0,92
MgO	1,52	2,04	1,42	1,55	2,01	2,36	1,93	2,39	1,72	2,31	2,36	2,20	2,47	2,78	2,18	2,23	2,63	2,62	2,20	1,45
CaO	0,09	0,07	0,14	0,11	0,04	0,03	0,12	0,00	0,13	0,02	0,00	0,04	0,01	0,00	0,05	0,01	0,06	0,00	0,03	0,10
Cr₂O₃	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,01	0,05	0,00	0,06	0,01	0,06	0,05	0,00	0,04	0,04	0,02	0,05
Tot.	100,65	99,77	99,26	99,29	100,29	100,66	99,32	100,24	99,63	99,90	99,95	99,61	100,40	99,90	99,73	99,91	100,34	100,17	100,40	99,73
<i>formula sulla base di 3 ossigeni</i>																				
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ti	0,53	0,47	0,52	0,51	0,50	0,47	0,49	0,46	0,52	0,47	0,46	0,49	0,47	0,41	0,48	0,49	0,43	0,41	0,47	0,51
Al	0,09	0,16	0,10	0,10	0,13	0,18	0,12	0,17	0,10	0,17	0,19	0,15	0,17	0,23	0,16	0,15	0,21	0,21	0,17	0,10
Fe	2,26	2,24	2,27	2,27	2,24	2,20	2,25	2,22	2,26	2,21	2,20	2,21	2,20	2,19	2,21	2,22	2,20	2,21	2,21	2,28
Mn	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Mg	0,08	0,11	0,08	0,08	0,11	0,12	0,10	0,13	0,09	0,12	0,12	0,12	0,13	0,14	0,12	0,12	0,14	0,14	0,12	0,08
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Usp	56,55	52,55	55,78	54,73	54,62	53,99	53,37	52,09	55,62	53,19	53,48	55,35	53,85	48,82	54,77	53,97	49,89	48,78	53,86	54,55
FeO mol%	60,00	59,32	59,98	59,72	59,53	59,44	59,36	59,08	59,72	59,29	59,43	59,61	59,32	58,56	59,58	59,33	58,74	58,67	59,52	59,80
Fe₂O₃ mol%	17,70	19,97	18,05	18,53	18,83	19,51	19,31	20,26	18,17	19,76	19,80	18,68	19,50	22,15	19,03	19,28	21,53	22,07	19,46	18,60
TiO₂ mol%	22,30	20,71	21,96	21,74	21,64	21,05	21,33	20,66	22,11	20,95	20,77	21,71	21,18	19,29	21,39	21,39	19,73	19,26	21,02	21,61

Tabella 2.3. Continuo

	DK5																			
SiO₂	0,09	0,09	0,09	0,08	0,06	0,12	0,12	0,10	0,09	0,07	0,09	0,06	0,11	0,12	0,07	0,07	0,12	0,08	0,09	0,09
TiO₂	16,02	17,75	18,23	18,59	18,69	18,61	17,37	17,06	19,29	17,83	20,49	18,43	16,84	17,50	18,46	18,20	17,72	18,33	18,40	18,68
Al₂O₃	5,55	3,74	3,73	3,37	3,55	2,14	4,35	4,75	2,67	3,92	2,37	3,52	4,04	4,55	2,48	3,69	4,63	3,69	3,77	3,56
FeO	74,99	75,55	75,52	75,64	75,47	76,67	75,56	75,13	75,19	75,61	74,98	75,72	75,43	75,68	76,52	75,93	75,17	75,77	75,46	75,19
MnO	0,76	0,68	0,79	0,88	0,81	0,88	0,82	0,70	0,95	0,78	0,96	0,83	0,79	0,77	0,81	0,82	0,76	0,73	0,86	0,75
MgO	2,84	2,10	2,20	2,14	2,27	1,41	2,57	2,57	1,93	2,63	1,60	2,14	2,51	2,68	1,45	2,05	2,57	2,34	2,10	2,14
CaO	0,02	0,05	0,13	0,01	0,06	0,19	0,03	0,02	0,08	0,07	0,09	0,06	0,04	0,03	0,14	0,04	0,00	0,02	0,06	0,05
Cr₂O₃	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,05	0,01	0,04	0,01	0,07	0,00	0,03	0,00	0,04	0,05	0,04	0,03	0,02
Tot.	100,28	99,96	100,71	100,70	100,93	100,03	100,85	100,37	100,20	100,95	100,59	100,83	99,74	101,35	99,92	100,83	101,00	101,00	100,76	100,46
<i>formula sulla base di 3 ossigeni</i>																				
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,42	0,47	0,48	0,49	0,49	0,50	0,46	0,45	0,52	0,47	0,55	0,49	0,45	0,46	0,50	0,48	0,46	0,48	0,49	0,50
Al	0,23	0,16	0,15	0,14	0,15	0,09	0,18	0,20	0,11	0,16	0,10	0,15	0,17	0,19	0,10	0,15	0,19	0,15	0,16	0,15
Fe	2,18	2,24	2,22	2,23	2,21	2,30	2,20	2,20	2,24	2,21	2,23	2,22	2,23	2,19	2,29	2,23	2,19	2,22	2,22	2,22
Mn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Mg	0,15	0,11	0,12	0,11	0,12	0,08	0,13	0,13	0,10	0,14	0,08	0,11	0,13	0,14	0,08	0,11	0,13	0,12	0,11	0,11
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Usp	49,72	53,06	53,86	54,34	54,71	53,21	51,91	52,06	55,59	52,26	58,87	54,12	50,24	52,28	53,45	53,89	53,60	53,83	54,64	55,27
FeO mol%	58,64	59,36	59,32	59,39	59,36	59,49	58,94	59,08	59,55	58,80	60,24	59,36	58,65	58,98	59,57	59,46	59,30	59,28	59,54	59,61
Fe₂O₃ mol%	21,74	19,75	19,38	19,06	18,96	19,16	20,43	20,48	18,28	20,17	16,74	19,23	21,11	20,31	19,19	19,37	19,75	19,39	19,05	18,71
TiO₂ mol%	19,62	20,89	21,29	21,55	21,67	21,35	20,63	20,43	22,17	21,03	23,03	21,41	20,24	20,71	21,25	21,17	20,94	21,33	21,41	21,68

Tabella 2.3. Continuo

	DK6																			
SiO₂	0,11	0,12	0,11	0,11	0,13	0,12	0,10	0,10	0,71	0,11	0,15	0,10	0,12	0,15	0,10	0,12	0,09	0,12	0,10	0,09
TiO₂	17,06	18,57	17,30	19,39	18,29	18,83	17,92	17,10	17,27	18,24	18,08	17,41	17,82	17,44	16,96	17,12	17,11	16,99	17,75	16,82
Al₂O₃	4,48	3,76	4,25	3,67	3,74	4,17	3,77	4,39	4,52	3,51	4,65	4,33	4,14	4,54	4,37	4,50	4,39	4,42	4,29	5,06
FeO	75,33	75,50	74,86	75,21	75,19	75,22	75,08	75,21	75,25	75,77	75,12	75,95	75,36	75,71	75,90	75,88	75,59	75,94	76,08	75,53
MnO	0,77	0,78	0,68	0,86	0,79	0,87	0,81	0,74	0,80	0,84	0,66	0,76	0,72	0,69	0,67	0,67	0,74	0,75	0,76	0,69
MgO	2,24	2,20	2,44	2,01	2,16	2,27	2,31	2,49	2,58	2,16	2,34	2,44	2,26	2,41	2,48	2,59	2,38	2,56	2,27	2,63
CaO	0,06	0,05	0,03	0,00	0,02	0,03	0,09	0,05	0,04	0,00	0,05	0,02	0,05	0,06	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03
Cr₂O₃	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04	0,05	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02	0,03	0,00	0,03	0,00	0,11	0,01	0,02
Tot.	100,04	100,98	99,68	101,25	100,35	101,55	100,07	100,14	101,17	100,63	101,05	101,08	100,49	101,02	100,48	100,95	100,30	100,89	101,27	100,89
<i>formula sulla base di 3 ossigeni</i>																				
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,45	0,49	0,46	0,51	0,48	0,49	0,48	0,45	0,45	0,48	0,47	0,46	0,47	0,46	0,45	0,45	0,45	0,44	0,46	0,44
Al	0,19	0,16	0,18	0,15	0,16	0,17	0,16	0,18	0,18	0,15	0,19	0,18	0,17	0,19	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,21
Fe	2,22	2,21	2,21	2,20	2,22	2,19	2,22	2,21	2,18	2,23	2,19	2,21	2,21	2,20	2,22	2,21	2,22	2,21	2,22	2,19
Mn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,12	0,11	0,13	0,10	0,11	0,12	0,12	0,13	0,13	0,11	0,12	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13	0,12	0,14
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Usp	52,08	54,96	52,41	57,47	54,59	56,25	53,20	51,68	52,99	53,65	55,14	52,11	53,64	52,74	50,99	51,38	51,72	50,98	53,18	51,43
FeO mol%	59,24	59,58	59,13	60,06	59,58	59,78	59,16	58,97	59,86	59,35	59,76	59,09	59,43	59,31	58,92	58,94	59,08	58,87	59,38	58,99
Fe₂O₃ mol%	20,39	18,89	20,19	17,77	19,05	18,45	19,70	20,56	19,67	19,40	19,05	20,34	19,59	20,08	20,85	20,70	20,54	20,88	19,83	20,84
TiO₂ mol%	20,37	21,54	20,68	22,17	21,36	21,77	21,15	20,47	20,47	21,25	21,18	20,57	20,97	20,60	20,23	20,36	20,39	20,25	20,78	20,17

Tabella 2.4. Composizione delle olivine

	DK1																			
	nuclei										bordi									
SiO₂	36,68	36,84	36,69	36,83	36,70	36,83	36,76	36,78	36,79	36,81	35,61	35,77	35,62	35,76	35,63	35,75	35,69	35,71	35,72	35,74
TiO₂	0,05	0,07	0,05	0,07	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,09	0,06	0,08	0,06	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08
Fe₂O₃	29,86	28,80	29,80	28,85	29,75	28,91	29,38	29,27	29,22	29,04	34,92	33,68	34,86	33,75	34,80	33,81	34,36	34,24	34,18	33,96
MnO	1,05	0,73	1,04	0,75	1,02	0,76	0,91	0,87	0,86	0,80	1,44	1,00	1,41	1,02	1,39	1,04	1,24	1,20	1,17	1,10
MgO	35,28	29,96	35,08	30,29	34,88	30,62	33,49	32,95	32,62	31,45	30,28	25,71	30,11	25,99	29,94	26,28	28,74	28,28	27,99	26,99
CaO	0,46	0,45	0,46	0,45	0,46	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,86	0,84	0,86	0,84	0,86	0,84	0,85	0,85	0,85	0,85
Tot.	103,37	96,84	103,11	97,24	102,85	97,63	101,05	100,39	100,00	98,62	103,16	97,09	102,92	97,45	102,67	97,81	100,96	100,35	99,99	98,72
<i>formula sulla base di 4 ossigeni</i>																				
Si	0,96	1,03	0,97	1,02	0,97	1,02	0,99	0,99	1,00	1,01	0,96	1,02	0,97	1,02	0,97	1,02	0,99	0,99	0,99	1,01
Fe	0,66	0,67	0,66	0,67	0,66	0,67	0,66	0,66	0,66	0,67	0,79	0,81	0,79	0,80	0,79	0,80	0,79	0,79	0,80	0,80
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Mg	1,38	1,24	1,38	1,25	1,37	1,26	1,34	1,32	1,32	1,29	1,22	1,10	1,22	1,11	1,21	1,11	1,18	1,17	1,16	1,13
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fo	67,81	64,97	67,73	65,18	67,64	65,38	67,02	66,74	66,56	65,89	60,72	57,64	60,63	57,86	60,53	58,09	59,85	59,55	59,35	58,63
Fa	32,19	35,03	32,27	34,82	32,36	34,62	32,98	33,26	33,44	34,11	39,28	42,36	39,37	42,14	39,47	41,91	40,15	40,45	40,65	41,37

Tabella 2.4. Continuo

	DK2																			
	nuclei										bordi									
SiO₂	36,92	37,13	36,93	37,12	36,94	37,11	37,02	37,04	37,05	37,09	35,85	36,05	35,86	36,04	35,87	36,03	35,94	35,96	35,97	36,01
TiO₂	0,05	0,07	0,05	0,07	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06	0,08	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08
Fe₂O₃	29,38	28,46	29,33	28,50	29,28	28,54	28,91	28,82	28,78	28,64	34,37	33,29	34,30	33,33	34,24	33,38	33,82	33,71	33,66	33,50
MnO	0,73	0,51	0,72	0,52	0,71	0,53	0,63	0,61	0,60	0,56	1,00	0,69	0,98	0,71	0,97	0,72	0,86	0,83	0,82	0,76
MgO	34,03	30,18	33,84	30,37	33,65	30,57	32,30	31,92	31,72	31,05	29,21	25,90	29,04	26,07	28,88	26,23	27,72	27,39	27,22	26,65
CaO	0,45	0,44	0,45	0,44	0,45	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	0,84	0,83	0,84	0,83	0,84	0,83	0,84	0,83	0,83	0,83
Tot.	101,56	96,79	101,32	97,02	101,07	97,26	99,37	98,89	98,66	97,84	101,32	96,85	101,09	97,07	100,86	97,28	99,25	98,80	98,59	97,83
<i>formula sulla base di 4 ossigeni</i>																				
Si	0,98	1,03	0,99	1,03	0,99	1,03	1,00	1,01	1,01	1,02	0,98	1,03	0,99	1,03	0,99	1,03	1,00	1,01	1,01	1,02
Fe	0,65	0,66	0,65	0,66	0,65	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,79	0,80	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79
Mn	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	1,35	1,25	1,35	1,26	1,34	1,26	1,31	1,30	1,29	1,27	1,20	1,10	1,19	1,11	1,19	1,11	1,16	1,15	1,14	1,12
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fo	67,38	65,41	67,29	65,52	67,20	65,63	66,57	66,38	66,27	65,90	60,24	58,11	60,15	58,23	60,06	58,35	59,37	59,16	59,05	58,65
Fa	32,62	34,59	32,71	34,48	32,80	34,37	33,43	33,62	33,73	34,10	39,76	41,89	39,85	41,77	39,94	41,65	40,63	40,84	40,95	41,35

Tabella 2.4. Continuo

											DK3										
nuclei											bordi										
SiO₂	36,61	36,93	36,63	36,91	36,65	36,90	36,77	36,80	36,82	36,86		35,55	35,85	35,56	35,84	35,58	35,83	35,70	35,73	35,74	35,79
TiO₂	0,05	0,07	0,05	0,07	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06		0,06	0,09	0,06	0,09	0,06	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08
Fe₂O₃	29,89	28,72	29,83	28,78	29,77	28,84	29,36	29,25	29,19	28,98		34,96	33,59	34,89	33,66	34,82	33,73	34,34	34,21	34,14	33,90
MnO	1,04	0,72	1,02	0,74	1,00	0,75	0,89	0,86	0,85	0,79		1,41	0,98	1,39	1,00	1,37	1,03	1,22	1,18	1,16	1,08
MgO	35,22	31,23	35,02	31,43	34,82	31,63	33,43	33,03	32,83	32,13		30,23	26,80	30,05	26,97	29,88	27,15	28,69	28,34	28,17	27,57
CaO	0,46	0,45	0,46	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45		0,86	0,84	0,86	0,84	0,86	0,84	0,85	0,85	0,85	0,85
Tot.	103,26	98,12	103,00	98,37	102,75	98,63	100,96	100,45	100,19	99,28	0,00	103,06	98,16	102,82	98,41	102,58	98,65	100,87	100,38	100,13	99,27
<i>formula sulla base di 4 ossigeni</i>																					
Si	0,96	1,01	0,97	1,01	0,97	1,01	0,99	0,99	0,99	1,00		0,96	1,01	0,97	1,01	0,97	1,01	0,99	0,99	0,99	1,00
Fe	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66		0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02		0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Mg	1,38	1,28	1,38	1,29	1,37	1,29	1,34	1,33	1,32	1,30		1,22	1,13	1,22	1,13	1,21	1,14	1,18	1,17	1,17	1,15
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fo	67,75	65,97	67,67	66,07	67,59	66,17	66,99	66,81	66,73	66,40		60,65	58,72	60,56	58,83	60,47	58,93	59,83	59,63	59,54	59,19
Fa	32,25	34,03	32,33	33,93	32,41	33,83	33,01	33,19	33,27	33,60		39,35	41,28	39,44	41,17	39,53	41,07	40,17	40,37	40,46	40,81

Tabella 2.4. Continuo

DK4																				
	nuclei										bordi									
SiO₂	36,84	37,16	36,86	37,15	36,88	37,13	37,00	37,03	37,05	37,10	35,77	36,08	35,79	36,07	35,81	36,05	35,93	35,96	35,97	36,02
TiO₂	0,05	0,07	0,05	0,07	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06	0,08	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08
Fe₂O₃	29,75	28,02	29,67	28,11	29,58	28,19	28,97	28,80	28,71	28,41	34,80	32,77	34,70	32,87	34,60	32,97	33,89	33,68	33,58	33,23
MnO	0,75	0,52	0,74	0,53	0,72	0,54	0,64	0,62	0,61	0,57	1,02	0,71	1,00	0,72	0,99	0,74	0,88	0,85	0,83	0,78
MgO	35,38	28,95	35,06	29,27	34,74	29,59	32,49	31,85	31,52	30,40	30,37	24,84	30,09	25,12	29,81	25,40	27,88	27,33	27,05	26,09
CaO	0,45	0,44	0,45	0,44	0,45	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	0,84	0,83	0,84	0,83	0,84	0,83	0,84	0,84	0,83	0,83
Tot.	103,22	95,16	102,82	95,56	102,42	95,97	99,61	98,80	98,40	96,98	102,86	95,32	102,48	95,70	102,11	96,08	99,48	98,73	98,35	97,02
<i>formula sulla base di 4 ossigeni</i>																				
Si	0,97	1,05	0,97	1,04	0,97	1,04	1,00	1,01	1,01	1,03	0,97	1,05	0,97	1,04	0,98	1,04	1,00	1,01	1,01	1,03
Fe	0,65	0,66	0,65	0,66	0,65	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79	0,79
Mn	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	1,38	1,22	1,38	1,23	1,37	1,24	1,31	1,30	1,29	1,26	1,23	1,07	1,22	1,08	1,21	1,09	1,16	1,14	1,14	1,11
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fo	67,95	64,82	67,82	65,00	67,68	65,18	66,66	66,35	66,19	65,61	60,87	57,48	60,72	57,67	60,57	57,86	59,46	59,13	58,95	58,33
Fa	32,05	35,18	32,18	35,00	32,32	34,82	33,34	33,65	33,81	34,39	39,13	42,52	39,28	42,33	39,43	42,14	40,54	40,87	41,05	41,67

Tabella 2.4. Continuo

DK5																				
	nuclei										bordi									
SiO₂	36,67	36,90	36,68	36,89	36,70	36,88	36,79	36,81	36,82	36,86	35,60	35,83	35,62	35,82	35,63	35,81	35,72	35,74	35,75	35,79
TiO₂	0,05	0,07	0,05	0,07	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,09	0,06	0,08	0,06	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08
Fe₂O₃	29,81	28,87	29,76	28,91	29,70	28,95	29,33	29,24	29,20	29,06	34,86	33,77	34,80	33,82	34,74	33,86	34,31	34,20	34,15	33,98
MnO	1,02	0,71	1,00	0,72	0,99	0,74	0,88	0,85	0,83	0,78	1,39	0,97	1,37	0,99	1,35	1,01	1,20	1,16	1,14	1,06
MgO	35,16	31,18	34,96	31,38	34,76	31,58	33,37	32,97	32,77	32,07	30,17	26,76	30,00	26,93	29,83	27,10	28,63	28,29	28,12	27,52
CaO	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,86	0,84	0,85	0,84	0,85	0,84	0,85	0,85	0,85	0,85
Tot.	103,16	98,18	102,90	98,42	102,65	98,67	100,88	100,38	100,14	99,28	102,95	98,25	102,71	98,48	102,47	98,71	100,79	100,32	100,09	99,28
<i>formula sulla base di 4 ossigeni</i>																				
Si	0,96	1,01	0,97	1,01	0,97	1,01	0,99	0,99	0,99	1,00	0,97	1,01	0,97	1,01	0,97	1,01	0,99	0,99	0,99	1,00
Fe	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,79	0,80	0,79	0,80	0,79	0,80	0,79	0,79	0,79	0,80
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Mg	1,38	1,28	1,37	1,28	1,37	1,29	1,33	1,32	1,32	1,30	1,22	1,13	1,22	1,13	1,21	1,14	1,18	1,17	1,17	1,15
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fo	67,77	65,82	67,69	65,93	67,60	66,04	66,97	66,78	66,68	66,31	60,68	58,55	60,58	58,67	60,49	58,79	59,81	59,60	59,48	59,08
Fa	32,23	34,18	32,31	34,07	32,40	33,96	33,03	33,22	33,32	33,69	39,32	41,45	39,42	41,33	39,51	41,21	40,19	40,40	40,52	40,92

Tabella 2.4. Continuo

DK6																				
	nuclei										bordi									
SiO₂	36,91	37,08	36,92	37,07	36,93	37,06	37,00	37,02	37,02	37,05	35,84	36,00	35,85	35,99	35,86	35,98	35,92	35,94	35,95	35,97
TiO₂	0,05	0,07	0,05	0,07	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06	0,08	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08
Fe₂O₃	29,14	28,68	29,12	28,70	29,09	28,72	28,93	28,89	28,86	28,78	34,08	33,54	34,06	33,57	34,03	33,60	33,84	33,79	33,76	33,66
MnO	0,76	0,53	0,75	0,54	0,74	0,55	0,66	0,63	0,62	0,58	1,04	0,72	1,03	0,74	1,01	0,76	0,90	0,87	0,85	0,80
MgO	34,16	30,29	33,97	30,49	33,77	30,68	32,42	32,03	31,84	31,16	29,32	26,00	29,15	26,16	28,98	26,33	27,82	27,49	27,32	26,74
CaO	0,45	0,44	0,45	0,44	0,45	0,44	0,45	0,44	0,44	0,44	0,84	0,83	0,84	0,83	0,84	0,83	0,84	0,84	0,84	0,83
Tot.	101,47	97,08	101,25	97,30	101,04	97,53	99,51	99,07	98,85	98,08	101,18	97,17	100,98	97,38	100,78	97,58	99,39	98,99	98,79	98,08
<i>formula sulla base di 4 ossigeni</i>																				
Si	0,98	1,03	0,98	1,03	0,99	1,02	1,00	1,01	1,01	1,02	0,98	1,03	0,99	1,02	0,99	1,02	1,00	1,01	1,01	1,02
Fe	0,65	0,67	0,65	0,66	0,65	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,78	0,80	0,78	0,80	0,78	0,80	0,79	0,79	0,79	0,80
Mn	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	1,36	1,25	1,35	1,26	1,35	1,26	1,31	1,30	1,29	1,28	1,20	1,11	1,20	1,11	1,19	1,11	1,16	1,15	1,14	1,13
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fo	67,64	65,32	67,53	65,44	67,42	65,57	66,64	66,41	66,29	65,87	60,53	58,02	60,41	58,15	60,29	58,28	59,45	59,19	59,07	58,62
Fa	32,36	34,68	32,47	34,56	32,58	34,43	33,36	33,59	33,71	34,13	39,47	41,98	39,59	41,85	39,71	41,72	40,55	40,81	40,93	41,38

Tabella 2.4. Continuo

	DK7																			
	nuclei										bordi									
SiO₂	36,79	37,01	36,81	37,00	36,82	36,99	36,89	36,92	36,93	36,96	35,72	35,93	35,74	35,92	35,75	35,91	35,82	35,84	35,85	35,89
TiO₂	0,05	0,07	0,05	0,07	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,09	0,06	0,08	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08
Fe₂O₃	29,64	28,71	29,59	28,75	29,54	28,79	29,17	29,08	29,04	28,89	34,67	33,58	34,61	33,63	34,55	33,68	34,12	34,01	33,96	33,79
MnO	0,91	0,63	0,89	0,64	0,88	0,66	0,78	0,75	0,74	0,69	1,24	0,86	1,22	0,88	1,20	0,90	1,07	1,03	1,01	0,95
MgO	34,72	30,79	34,52	30,99	34,33	31,18	32,95	32,56	32,36	31,67	29,80	26,42	29,63	26,59	29,46	26,76	28,28	27,94	27,77	27,18
CaO	0,45	0,44	0,45	0,44	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,45	0,85	0,84	0,85	0,84	0,85	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84
Tot.	102,57	97,65	102,31	97,89	102,06	98,13	100,31	99,81	99,57	98,73	102,34	97,72	102,10	97,94	101,87	98,17	100,20	99,74	99,52	98,73
<i>formula sulla base di 4 ossigeni</i>																				
Si	0,97	1,02	0,97	1,02	0,98	1,02	0,99	1,00	1,00	1,01	0,97	1,02	0,98	1,02	0,98	1,01	0,99	1,00	1,00	1,01
Fe	0,65	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,79	0,80	0,79	0,80	0,79	0,80	0,79	0,79	0,79	0,79
Mn	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
Mg	1,37	1,27	1,36	1,27	1,36	1,28	1,32	1,31	1,31	1,29	1,21	1,12	1,21	1,12	1,20	1,13	1,17	1,16	1,16	1,14
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fo	67,62	65,66	67,53	65,77	67,45	65,88	66,82	66,63	66,52	66,15	60,51	58,38	60,42	58,50	60,32	58,62	59,64	59,43	59,32	58,92
Fa	32,38	34,34	32,47	34,23	32,55	34,12	33,18	33,37	33,48	33,85	39,49	41,62	39,58	41,50	39,68	41,38	40,36	40,57	40,68	41,08

Tabella 3.1. Composizione espressa in ossidi degli elementi maggiori (wt.%) delle lave cicirara. M.R.: Mongibello Recente.

Campione	COL-A	COL-B	COL-C	CIC-A	CIC-B	CIC-C	CIC-D	CIC-E	BRO-1	BRO-2	VET	SLN	SDA	RDV	CICG1
Unità	M.R.	M.R.	M.R.	M.R.	M.R.	M.R.	M.R.	M.R.	M.R.	M.R.	M.R.	M.R.	Ellittico	Ellittico	Ellittico
Età	1614-24	1614-24	1614-24	1614-24	1614-24	1614-24	1614-24	1614-24	1651	1651	1985	1610	nd	nd	nd
SiO ₂	50.18	50.15	50.04	50.68	50.4	50.38	50.97	51.14	49.42	49.81	49.76	50.43	52.5	52.4	49.99
TiO ₂	1.58	1.58	1.58	1.58	1.59	1.57	1.54	1.56	1.61	1.6	1.6	1.52	1.44	1.4	1.64
Al ₂ O ₃	18.18	18.23	18	18.18	18.21	18.57	19.12	18.87	17.38	17.44	18.28	18.3	19.48	19.94	17.61
FeO _{tot}	9.6	9.52	9.59	9.39	9.45	9.18	8.78	8.94	10.17	9.98	10.29	9.6	8.53	8.03	9.31
FeO	7.9	7.56	7.35	7.3	7.35	7.2	7.3	7	6.8	6.8	7.8	7.58	7.98	7.4	6.2
Fe ₂ O ₃	2.56	2.18	2.49	2.46	2.48	2.43	2.39	2.42	2.19	2.37	2.63	2.67	2.57	2.43	2.03
MnO	0.17	0.18	0.18	0.17	0.18	0.17	0.17	0.17	0.19	0.19	0.18	0.17	0.16	0.15	0.18
MgO	3.53	3.61	3.83	3.37	3.51	3.3	2.72	2.85	4.54	4.38	3.55	3.45	1.97	2.02	5.17
CaO	10.24	10.44	10.76	10.15	10.24	10.22	9.71	9.66	11.45	11.12	10.79	11.13	9.11	8.18	10.31
Na ₂ O	4.03	3.98	3.82	4.04	4.02	4.14	4.33	4.27	3.55	3.66	3.39	3.28	4.06	4.74	3.72
K ₂ O	1.81	1.82	1.73	1.84	1.85	1.87	1.96	1.93	1.58	1.61	1.59	1.59	1.82	2.15	1.79
P ₂ O ₅	0.55	0.5	0.47	0.56	0.53	0.53	0.57	0.57	0.41	0.44	0.55	0.45	0.61	0.69	0.56
L.O.I.	0	0	0	0	0	0	0	0.28	0	0	0.95	0.58	0.51	1.53	0
Tot.	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg#	46.25	46.84	48.16	45.5	46.18	45.69	41.75	42.84	50.55	50.47	44.24	45.5	34.82	37.09	53.26

Tabella 3.2a. Composizione dei plagioclasti

	nuclei						bordi					
SiO₂	51,51	50,41	51,91	55,41	53,40	53,21	55,66	53,74	53,68	52,40	54,09	52,44
TiO₂	0,04	0,09	0,12	0,03	0,10	0,09	0,05	0,14	0,15	0,06	0,11	0,06
Al₂O₃	28,73	28,70	28,95	27,27	28,58	28,80	26,53	28,21	28,32	28,39	27,47	28,19
FeO	0,58	0,60	0,70	0,72	0,62	0,71	0,56	1,13	1,05	0,70	0,75	0,77
MnO	0,00	0,07	0,00	0,03	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,04	0,08	0,09	0,13	0,09	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,02	0,11
CaO	12,50	13,12	12,76	10,36	12,15	12,37	10,08	11,43	11,84	12,16	11,03	11,73
Na₂O	3,93	3,49	3,78	5,05	4,12	3,95	5,22	4,50	4,37	4,05	4,62	4,20
K₂O	0,36	0,34	0,31	0,59	0,41	0,34	0,66	0,33	0,36	0,41	0,51	0,44
Tot.	97,69	96,90	98,63	99,59	99,50	99,53	98,89	99,55	99,83	98,23	99,21	97,94
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>												
Si	2,40	2,37	2,39	2,51	2,43	2,42	2,54	2,45	2,44	2,42	2,48	2,43
Al	1,57	1,59	1,57	1,46	1,54	1,55	1,43	1,51	1,52	1,55	1,49	1,54
Fe³⁺	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,62	0,66	0,63	0,50	0,59	0,60	0,49	0,56	0,58	0,60	0,54	0,58
Na	0,35	0,32	0,34	0,44	0,36	0,35	0,46	0,40	0,38	0,36	0,41	0,38
K	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
An	62,39	66,16	63,87	51,26	60,46	62,09	49,63	57,29	58,69	60,88	55,14	59,08
Ab	35,46	31,80	34,26	45,26	37,11	35,85	46,53	40,76	39,17	36,67	41,82	38,28
Or	2,15	2,03	1,87	3,48	2,43	2,06	3,84	1,95	2,14	2,45	3,04	2,64

Tabella 3.2a. Continuo

microfenocristalli																									
SiO₂	53,42	52,36	54,64	52,69	53,12	51,85	54,00	52,12	52,70	53,68	54,88	53,61	54,35	56,80	54,18	52,94	53,96	54,10	57,56	52,97	53,00	53,83	52,81	52,76	53,70
TiO₂	0,09	0,09	0,11	0,17	0,13	0,04	0,08	0,13	0,13	0,13	0,10	0,10	0,11	0,21	0,09	0,08	0,13	0,06	0,13	0,09	0,10	0,14	0,10	0,12	0,12
Al₂O₃	27,43	27,88	27,38	28,32	27,44	28,60	27,46	28,14	28,02	27,20	26,81	27,07	27,29	26,56	27,40	28,00	27,68	27,58	25,71	27,98	28,21	27,52	27,78	27,93	28,11
FeO	1,06	1,40	1,09	1,33	1,27	1,11	1,15	1,31	1,16	1,11	1,08	0,97	1,00	1,02	1,07	1,20	0,98	1,19	0,97	1,05	1,28	0,97	1,28	1,47	0,97
MnO	0,01	0,07	0,05	0,00	0,04	0,06	0,05	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,06	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03
MgO	0,03	0,10	0,07	0,05	0,04	0,05	0,10	0,07	0,03	0,02	0,08	0,08	0,05	0,02	0,04	0,08	0,07	0,04	0,04	0,03	0,07	0,09	0,14	0,04	0,09
CaO	11,09	12,23	11,11	11,96	11,41	12,23	10,98	12,16	11,68	10,68	10,50	11,09	11,03	9,56	10,90	11,82	10,92	11,49	8,32	11,44	12,05	10,71	11,61	11,68	12,01
Na₂O	4,67	4,31	4,76	4,21	4,45	3,78	4,70	4,25	4,28	4,69	5,05	4,73	4,96	5,47	4,83	4,30	4,85	4,48	5,64	4,59	4,33	5,25	4,47	4,31	4,19
K₂O	0,41	0,29	0,37	0,24	0,30	0,26	0,33	0,30	0,30	0,38	0,43	0,38	0,32	0,69	0,34	0,27	0,32	0,31	1,03	0,30	0,31	0,43	0,32	0,22	0,33
Tot.	98,86	98,59	98,41	98,41	98,41	98,41	98,49	98,52	98,52	98,52	99,32	99,14	99,06	99,04	99,06	99,06	99,06	99,09	99,09	99,08	99,09	99,08	99,08	99,09	99,09
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>																									
Si	2,46	2,42	2,48	2,42	2,45	2,40	2,47	2,41	2,43	2,48	2,51	2,48	2,48	2,55	2,48	2,43	2,47	2,47	2,60	2,44	2,42	2,47	2,43	2,43	2,45
Al	1,49	1,52	1,47	1,53	1,49	1,56	1,48	1,53	1,52	1,48	1,44	1,47	1,47	1,41	1,48	1,52	1,49	1,48	1,37	1,52	1,52	1,49	1,51	1,52	1,51
Fe³⁺	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	0,04
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,55	0,60	0,54	0,59	0,56	0,61	0,54	0,60	0,58	0,53	0,51	0,55	0,54	0,46	0,53	0,58	0,54	0,56	0,40	0,56	0,59	0,53	0,57	0,58	0,59
Na	0,42	0,39	0,42	0,38	0,40	0,34	0,42	0,38	0,38	0,42	0,45	0,42	0,44	0,48	0,43	0,38	0,43	0,40	0,49	0,41	0,38	0,47	0,40	0,38	0,37
K	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
An	55,36	60,05	55,11	60,19	57,56	63,10	55,23	60,15	59,05	54,46	52,13	55,15	54,08	47,12	54,36	59,33	54,37	57,57	42,13	56,90	59,50	51,69	57,82	59,17	60,11
Ab	42,21	38,26	42,73	38,36	40,65	35,31	42,81	38,09	39,13	43,26	45,36	42,58	44,05	48,84	43,62	39,05	43,75	40,61	51,65	41,35	38,67	45,86	40,26	39,48	37,93
Or	2,43	1,69	2,16	1,45	1,78	1,58	1,95	1,76	1,82	2,28	2,51	2,27	1,87	4,04	2,01	1,62	1,89	1,83	6,21	1,75	1,83	2,45	1,92	1,35	1,96

Tabella 3.2a. Continuo

	microliti																
SiO₂	55,96	54,58	54,23	55,69	56,50	54,37	54,75	51,13	53,51	53,69	52,57	53,65	53,83	52,85	55,18	53,98	55,22
TiO₂	0,00	0,07	0,13	0,11	0,16	0,12	0,13	0,02	0,11	0,09	0,10	0,07	0,06	0,10	0,10	0,12	0,10
Al₂O₃	26,70	27,16	27,73	26,65	25,64	27,28	26,64	28,95	27,45	27,69	28,25	27,31	27,25	27,93	26,83	27,27	27,02
FeO	0,85	0,66	0,84	0,68	0,61	0,69	0,68	0,95	0,78	0,72	0,92	0,73	0,75	1,03	0,74	0,82	0,76
MnO	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,01	0,04	0,02	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,08	0,09	0,06	0,12	0,11	0,12	0,08	0,10	0,11	0,10	0,06	0,08	0,10	0,09	0,07	0,07	0,10
CaO	10,28	10,92	11,14	9,70	9,12	10,90	10,75	12,72	11,10	11,08	12,14	10,93	11,01	11,77	10,58	10,74	10,42
Na₂O	5,14	4,65	4,63	5,37	5,51	4,65	4,95	3,61	4,55	4,56	4,07	4,74	4,62	4,23	4,83	4,83	4,94
K₂O	0,53	0,59	0,49	0,68	0,81	0,55	0,63	0,27	0,47	0,49	0,29	0,59	0,49	0,35	0,64	0,58	0,53
Tot.	99,56	100,33	99,26	99,00	99,05	99,05	98,63	97,75	99,66	98,43	98,39	98,14	98,43	98,39	98,41	98,41	98,41
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>																	
Si	2,53	2,50	2,47	2,54	2,58	2,49	2,51	2,38	2,47	2,47	2,42	2,48	2,48	2,44	2,52	2,48	2,52
Al	1,43	1,47	1,49	1,43	1,38	1,47	1,44	1,59	1,49	1,50	1,54	1,49	1,48	1,52	1,44	1,48	1,45
Fe³⁺	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,50	0,54	0,54	0,47	0,45	0,54	0,53	0,63	0,55	0,55	0,60	0,54	0,54	0,58	0,52	0,53	0,51
Na	0,45	0,41	0,41	0,47	0,49	0,41	0,44	0,33	0,41	0,41	0,36	0,42	0,41	0,38	0,43	0,43	0,44
K	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03
An	50,87	54,54	55,39	47,95	45,47	54,60	52,54	64,97	55,78	55,64	61,16	54,09	55,18	59,33	52,65	53,26	52,13
Ab	46,02	41,98	41,69	48,04	49,70	42,11	43,78	33,38	41,42	41,45	37,08	42,42	41,88	38,55	43,55	43,34	44,71
Or	3,12	3,48	2,92	4,01	4,83	3,29	3,67	1,65	2,80	2,91	1,76	3,49	2,95	2,12	3,79	3,40	3,16

Tabella 3.2b. Composizione dei clinopirosseni

	nuclei													
SiO₂	50,54	51,84	50,14	50,25	49,95	49,81	49,68	49,06	50,75	50,60	51,39	50,92	49,83	51,33
TiO₂	1,16	1,13	1,31	1,00	1,02	1,11	0,97	0,91	1,22	1,22	0,98	1,29	1,49	1,20
Al₂O₃	3,14	2,80	3,55	5,43	5,58	4,83	5,57	5,76	2,88	3,36	2,83	3,76	4,33	3,05
FeO	8,66	8,29	8,45	7,62	6,82	7,92	6,81	6,80	8,18	8,75	8,48	8,40	8,43	8,34
MnO	0,32	0,26	0,27	0,08	0,13	0,16	0,13	0,10	0,20	0,21	0,15	0,18	0,24	0,27
MgO	14,38	14,34	13,99	13,54	14,26	13,72	14,08	14,05	14,51	14,90	14,93	14,05	13,79	14,52
CaO	20,94	21,47	21,11	21,62	21,99	21,60	21,67	21,61	21,33	20,11	21,06	21,60	21,45	21,26
Na₂O	0,45	0,55	0,51	0,55	0,43	0,60	0,48	0,54	0,55	0,36	0,39	0,58	0,54	0,52
K₂O	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Tot.	99,59	100,71	99,33	100,09	100,18	99,76	99,37	98,83	99,61	99,50	100,20	100,77	100,10	100,50
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>														
Si	1,88	1,91	1,87	1,86	1,84	1,85	1,84	1,83	1,89	1,88	1,90	1,87	1,85	1,89
Al^{IV}	0,12	0,09	0,13	0,14	0,16	0,15	0,16	0,17	0,11	0,12	0,10	0,13	0,15	0,11
Al^{VI}	0,02	0,03	0,03	0,09	0,08	0,06	0,08	0,08	0,01	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03
Ti	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03
Fe³⁺	0,06	0,04	0,06	0,03	0,06	0,08	0,05	0,08	0,07	0,04	0,05	0,06	0,07	0,05
Fe²⁺	0,21	0,22	0,20	0,20	0,15	0,17	0,16	0,13	0,18	0,23	0,21	0,20	0,19	0,20
Mg	0,80	0,79	0,78	0,75	0,78	0,76	0,78	0,78	0,80	0,83	0,82	0,77	0,76	0,80
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Ca	0,84	0,85	0,85	0,86	0,87	0,86	0,86	0,86	0,85	0,80	0,83	0,85	0,85	0,84
Na	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	79,52	78,44	79,37	78,70	83,70	81,69	83,21	85,72	81,54	78,23	79,61	79,44	80,08	79,64
Di	0,59	0,61	0,60	0,58	0,61	0,60	0,61	0,61	0,62	0,56	0,60	0,60	0,59	0,61
Hd	0,15	0,17	0,15	0,16	0,12	0,13	0,12	0,10	0,14	0,16	0,15	0,16	0,15	0,15
En	0,10	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,09	0,13	0,11	0,08	0,08	0,10
Fs	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02
CaTs	0,03	0,01	0,03	0,07	0,08	0,05	0,08	0,08	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02
CaFeTs	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03
CaTiTs	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03
Jd	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,01	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03

Tabella 3.2b. Continuo

	bordi																	
SiO₂	49,48	49,53	50,89	49,62	49,94	51,14	50,48	49,77	50,04	49,52	50,72	47,49	51,09	50,13	49,12	49,18	49,60	50,47
TiO₂	1,77	1,86	1,29	1,59	1,45	1,05	1,47	1,59	1,42	1,49	1,22	2,23	1,39	1,53	1,58	1,72	1,48	1,22
Al₂O₃	4,49	4,18	3,65	4,42	4,60	4,15	3,97	4,83	3,87	4,29	3,40	6,65	3,37	4,37	5,19	4,77	4,61	4,27
FeO	8,94	9,21	8,51	9,11	9,15	8,47	8,52	9,14	9,31	9,94	8,73	8,85	8,77	8,80	8,96	9,30	8,90	8,61
MnO	0,15	0,20	0,16	0,25	0,25	0,21	0,16	0,17	0,23	0,28	0,19	0,20	0,25	0,19	0,17	0,18	0,20	0,18
MgO	13,20	12,92	13,44	13,32	13,14	13,22	13,69	12,95	13,32	13,26	13,76	12,55	13,67	13,14	12,73	12,82	13,04	13,69
CaO	21,22	21,41	21,43	20,76	20,77	20,94	20,99	20,98	21,03	20,25	21,32	21,27	20,77	21,21	21,46	21,29	21,41	20,92
Na₂O	0,57	0,56	0,55	0,66	0,58	0,67	0,57	0,48	0,55	0,66	0,50	0,47	0,62	0,57	0,53	0,51	0,51	0,51
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tot.	99,81	99,86	99,92	99,72	99,87	99,99	99,85	99,91	99,78	99,69	99,84	99,71	99,93	99,94	99,73	99,76	99,75	99,86
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>																		
Si	1,85	1,85	1,89	1,85	1,86	1,90	1,88	1,86	1,87	1,85	1,89	1,78	1,90	1,87	1,84	1,84	1,85	1,88
Al^{IV}	0,15	0,15	0,11	0,15	0,14	0,10	0,12	0,14	0,13	0,15	0,11	0,22	0,10	0,13	0,16	0,16	0,15	0,12
Al^{VI}	0,04	0,04	0,05	0,05	0,06	0,08	0,05	0,07	0,04	0,04	0,04	0,07	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06
Ti	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03
Fe³⁺	0,05	0,05	0,02	0,06	0,03	0,02	0,03	0,02	0,05	0,07	0,04	0,06	0,02	0,03	0,05	0,05	0,05	0,03
Fe²⁺	0,23	0,24	0,25	0,22	0,25	0,25	0,24	0,27	0,24	0,24	0,23	0,21	0,26	0,25	0,23	0,24	0,23	0,24
Mg	0,73	0,72	0,75	0,74	0,73	0,73	0,76	0,72	0,74	0,74	0,76	0,70	0,76	0,73	0,71	0,71	0,73	0,76
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,85	0,86	0,85	0,83	0,83	0,83	0,84	0,84	0,84	0,81	0,85	0,85	0,83	0,85	0,86	0,85	0,86	0,83
Na	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	76,41	75,03	75,23	76,95	74,37	74,77	76,32	72,89	75,63	75,60	76,81	76,77	74,70	74,83	75,56	74,79	75,82	75,98
Di	0,57	0,57	0,59	0,56	0,54	0,57	0,58	0,54	0,57	0,53	0,59	0,53	0,57	0,57	0,56	0,55	0,57	0,57
Hd	0,18	0,19	0,19	0,17	0,19	0,19	0,18	0,20	0,18	0,17	0,18	0,16	0,19	0,19	0,18	0,19	0,18	0,18
En	0,08	0,07	0,08	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09	0,09	0,10	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,10
Fs	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03
CaTs	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,07	0,01	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04
CaFeTs	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01
CaTiTs	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03
Jd	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04

Tabella 3.2b. Continuo

	microfenocristalli								microliti		
SiO₂	49,42	48,46	50,64	48,43	49,03	50,37	50,97	49,49	45,83	49,51	49,11
TiO₂	1,77	1,89	1,46	1,73	1,83	1,25	1,36	1,46	3,51	1,77	1,83
Al₂O₃	3,93	6,43	3,32	5,71	4,81	3,54	3,16	5,43	6,73	5,15	5,28
FeO	10,42	9,37	9,13	9,38	9,33	9,39	8,96	8,60	10,50	9,25	10,13
MnO	0,27	0,23	0,38	0,17	0,31	0,27	0,40	0,13	0,16	0,25	0,40
MgO	12,65	12,73	14,20	13,05	13,02	14,04	12,87	13,25	11,84	13,15	12,73
CaO	20,84	20,28	20,33	20,62	20,90	20,39	21,25	21,08	20,01	19,78	19,12
Na₂O	0,48	0,41	0,45	0,53	0,51	0,46	0,80	0,40	0,64	0,66	0,75
K₂O	0,02	0,02	0,02	0,05	0,04	0,04	0,07	0,00	0,10	0,21	0,35
Tot.	99,79	99,82	99,92	99,68	99,77	99,74	99,83	99,83	99,45	99,87	99,85
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>											
Si	1,86	1,81	1,89	1,81	1,83	1,88	1,90	1,84	1,73	1,85	1,84
Al^{IV}	0,14	0,19	0,11	0,19	0,17	0,12	0,10	0,16	0,27	0,15	0,16
Al^{VI}	0,03	0,09	0,03	0,06	0,05	0,03	0,04	0,08	0,03	0,07	0,07
Ti	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,10	0,05	0,05
Fe³⁺	0,05	0,02	0,03	0,07	0,06	0,05	0,04	0,02	0,09	0,04	0,06
Fe²⁺	0,28	0,27	0,25	0,22	0,24	0,24	0,24	0,25	0,25	0,25	0,26
Mg	0,71	0,71	0,79	0,73	0,73	0,78	0,72	0,74	0,67	0,73	0,71
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Ca	0,84	0,81	0,81	0,83	0,84	0,81	0,85	0,84	0,81	0,79	0,77
Na	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,06	0,03	0,05	0,05	0,05
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Mg#	71,79	72,09	75,94	76,89	75,49	76,53	74,84	74,94	73,06	74,41	73,38
Di	0,53	0,49	0,56	0,52	0,55	0,56	0,59	0,54	0,46	0,51	0,48
Hd	0,21	0,19	0,18	0,16	0,18	0,17	0,20	0,18	0,17	0,18	0,17
En	0,09	0,11	0,11	0,10	0,09	0,11	0,07	0,10	0,10	0,11	0,11
Fs	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04
CaTs	0,02	0,07	0,02	0,06	0,04	0,03	0,01	0,06	0,03	0,03	0,03
CaFeTs	0,02	0,01	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,04	0,02	0,03
CaTiTs	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,10	0,05	0,05
Jd	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,06	0,07

Tabella 3.2c. Composizione delle olivine

	nuclei									bordi								
SiO₂	38,78	38,75	37,86	38,58	38,53	39,02	38,33	40,02	38,69	37,51	37,04	37,36	37,87	37,61	36,77	35,55	37,65	37,79
FeO	25,49	25,09	25,35	25,55	25,19	24,75	25,30	16,25	25,47	31,51	30,88	30,63	29,97	31,76	29,54	30,02	31,42	28,68
MnO	0,62	0,52	0,49	0,64	0,57	0,60	0,54	0,26	0,52	0,89	1,01	0,78	0,82	1,00	1,01	0,95	1,02	0,73
MgO	36,72	36,92	37,07	37,10	36,96	37,41	37,06	43,65	36,80	31,90	32,38	32,68	32,78	31,15	32,52	31,01	31,75	33,49
CaO	0,35	0,40	0,37	0,34	0,40	0,42	0,37	0,24	0,37	0,37	0,42	0,33	0,31	0,40	0,34	2,00	0,34	0,33
Tot.	101,97	101,68	101,14	102,21	101,64	102,20	101,59	100,42	101,85	102,17	101,73	101,79	101,76	101,92	100,18	99,53	102,18	101,02
<i>formula sulla base di 4 ossigeni</i>																		
Si	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	0,99	1,00	1,01	1,01	0,99	0,98	1,00	1,00
Fe	0,55	0,54	0,55	0,55	0,55	0,53	0,55	0,34	0,55	0,70	0,69	0,68	0,67	0,71	0,67	0,69	0,70	0,64
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	1,42	1,43	1,44	1,43	1,43	1,44	1,44	1,64	1,42	1,27	1,29	1,30	1,30	1,24	1,31	1,27	1,26	1,33
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,01	0,01
Fo	71,98	72,40	72,28	72,14	72,34	72,94	72,31	82,73	72,04	64,35	65,15	65,54	66,10	63,62	66,25	64,81	64,31	67,55
Fa	28,02	27,60	27,72	27,86	27,66	27,06	27,69	17,27	27,96	35,65	34,85	34,46	33,90	36,38	33,75	35,19	35,69	32,45

Tabella 3.2c. Continuo

	microfenocristalli															
SiO₂	36,74	35,99	36,71	36,15	36,91	37,55	35,81	36,75	37,29	36,50	36,51	37,11	36,90	36,82	36,83	36,73
FeO	32,97	34,02	32,86	34,72	33,57	29,13	34,24	34,82	35,18	36,23	34,01	34,73	35,09	34,64	34,16	34,42
MnO	1,00	1,06	0,99	1,14	1,05	0,85	1,13	1,10	1,16	1,23	1,04	1,25	1,15	1,24	1,10	1,07
MgO	29,88	29,68	30,45	28,25	29,36	33,97	28,86	28,51	27,33	27,35	29,30	28,28	28,29	28,47	27,33	28,91
CaO	0,41	0,39	0,35	0,45	0,41	0,33	0,46	0,43	0,40	0,45	0,44	0,50	0,45	0,43	1,18	0,45
Tot.	101,00	101,15	101,36	100,71	101,31	101,83	100,50	138,36	138,65	138,26	137,81	138,97	138,78	138,41	137,44	138,31
<i>formula sulla base di 4 ossigeni</i>																
Si	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	1,00	1,02	1,00	1,00	1,01	1,01	1,00	1,01	1,00
Fe	0,75	0,78	0,75	0,80	0,76	0,64	0,79	0,79	0,81	0,83	0,78	0,79	0,80	0,79	0,79	0,78
Mn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
Mg	1,21	1,21	1,23	1,16	1,19	1,34	1,19	1,16	1,12	1,12	1,19	1,15	1,15	1,16	1,12	1,18
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01
Fo	61,77	60,87	62,29	59,19	60,93	67,52	60,04	59,35	58,07	57,37	60,57	59,21	58,97	59,44	58,79	59,96
Fa	38,23	39,13	37,71	40,81	39,07	32,48	39,96	40,65	41,93	42,63	39,43	40,79	41,03	40,56	41,21	40,04

Tabella 3.2d. Composizione delle titanomagnetiti

	nuclei											bordi				
SiO₂	0,12	0,09	0,09	0,10	0,10	0,75	0,12	0,13	0,13	0,10	0,11	0,13	0,15	0,13	0,12	0,15
TiO₂	12,53	14,00	12,34	12,09	10,76	13,35	12,21	12,42	14,77	13,74	11,99	11,92	13,08	14,34	14,31	13,37
Al₂O₃	5,17	4,17	5,15	5,05	6,32	4,21	5,40	5,36	5,35	4,76	5,40	5,48	4,58	3,87	4,04	4,50
FeO	76,30	75,40	75,81	76,09	75,40	75,39	74,90	75,45	73,64	74,14	73,02	75,20	75,51	75,18	74,01	75,16
MnO	0,57	0,66	0,76	0,62	0,42	0,64	0,54	0,46	0,68	0,68	0,52	0,53	0,62	0,76	0,69	0,64
MgO	3,81	3,38	3,94	3,94	4,39	2,64	4,15	3,61	3,30	3,36	4,52	3,68	3,17	2,79	3,02	3,70
CaO	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,06	0,08	0,05
Cr₂O₃	0,07	0,14	0,04	0,05	0,07	0,09	0,07	0,07	0,15	0,09	0,18	0,22	0,21	0,19	0,18	0,21
Tot.	98,56	97,83	98,13	97,95	97,47	97,11	97,38	97,49	98,01	96,87	95,74	97,21	97,35	97,32	96,44	97,79
<i>formula sulla base di 3 ossigeni</i>																
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Ti	0,33	0,37	0,33	0,32	0,28	0,36	0,32	0,33	0,39	0,37	0,32	0,32	0,35	0,39	0,39	0,36
Al	0,21	0,17	0,21	0,21	0,26	0,18	0,22	0,22	0,22	0,20	0,23	0,23	0,19	0,16	0,17	0,19
Fe	2,23	2,24	2,23	2,24	2,21	2,27	2,21	2,23	2,18	2,22	2,18	2,23	2,26	2,26	2,24	2,23
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,20	0,18	0,21	0,21	0,23	0,14	0,22	0,19	0,17	0,18	0,24	0,19	0,17	0,15	0,16	0,20
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Usp	37,16	41,24	36,30	35,53	32,64	41,82	36,51	37,93	46,06	41,88	36,06	36,55	39,66	43,02	43,33	39,49
FeO mol%	55,74	56,48	55,29	55,20	54,70	58,15	55,35	56,16	57,71	56,75	54,86	55,83	56,60	57,22	57,10	56,06
Fe₂O₃ mol%	27,82	25,55	28,32	28,70	30,47	24,72	28,25	27,41	23,43	25,34	28,59	28,18	26,37	24,55	24,46	26,50
TiO₂ mol%	16,45	17,96	16,38	16,10	14,83	17,14	16,40	16,42	18,86	17,90	16,54	15,99	17,03	18,24	18,44	17,44

Tabella 3.2d. Continuo

	microfenocristalli												
SiO₂	0,16	0,13	0,13	0,09	0,16	0,13	0,12	0,10	0,07	0,09	0,06	0,35	0,12
TiO₂	16,73	18,38	18,44	16,94	16,97	19,25	14,08	17,62	27,87	15,15	20,06	20,64	15,71
Al₂O₃	1,94	2,25	2,25	1,97	2,12	1,98	2,26	2,95	1,83	2,81	2,42	1,20	1,38
FeO	73,62	71,46	69,76	73,68	73,50	71,07	75,69	72,15	62,41	74,42	68,01	69,94	73,64
MnO	0,91	0,92	0,33	0,81	1,05	1,06	0,71	0,79	0,52	0,75	1,11	0,72	1,01
MgO	1,80	1,32	0,87	1,56	2,24	1,67	1,94	2,36	1,29	1,92	1,82	1,77	1,15
CaO	0,17	0,11	0,13	0,11	0,12	0,16	0,06	0,06	0,02	0,06	0,12	0,33	0,38
Cr₂O₃	0,47	0,10	0,58	0,19	0,26	0,48	0,24	0,10	0,18	1,39	0,20	0,02	0,46
Tot.	95,79	94,67	92,49	95,35	96,42	95,79	95,10	96,14	94,19	96,58	93,80	94,96	93,85
<i>formula sulla base di 3 ossigeni</i>													
Si	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ti	0,47	0,52	0,54	0,48	0,47	0,54	0,40	0,49	0,81	0,42	0,57	0,59	0,45
Al	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,13	0,08	0,12	0,11	0,05	0,06
Fe	2,29	2,26	2,27	2,31	2,26	2,22	2,36	2,22	2,01	2,29	2,16	2,21	2,35
Mn	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03
Mg	0,10	0,07	0,05	0,09	0,12	0,09	0,11	0,13	0,07	0,11	0,10	0,10	0,07
Ca	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Cr	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,01
Usp %	49,63	56,48	60,08	50,50	49,40	57,92	41,76	53,06	87,25	47,04	62,23	60,66	46,97
FeO mol%	58,63	60,08	61,26	58,93	58,21	59,92	57,35	58,91	64,32	58,50	60,37	60,40	58,38
Fe₂O₃ mol%	20,86	17,80	16,39	20,44	20,99	17,14	24,77	19,56	5,46	22,54	15,43	15,40	21,98
TiO₂ mol%	20,51	22,12	22,35	20,63	20,80	22,94	17,88	21,53	30,22	18,96	24,20	24,20	19,64

Tabella 3.3. Caratteristiche tessiturali dei due campioni analizzati. I valori a sinistra e destra sono relativi rispettivamente al campione raccolto a 0.5 e 1 m dalla base della lava CCG1. Tra parentesi le forme dei cristalli.

lunghezza (mm)	plg (vol.%)	cpx (vol.%)	ol (vol.%)	timt (vol.%)	Tot
> 10	2-3	-	-	-	2-3
> 7	6-7	-	-	-	6-9
> 3	11-14	-	-	-	11-14
> 1	19-22	2-3	-	-	21-25
> 0,3 (fenocristalli)	26-28 (1:1,9-3:3,8-3,9)	3-4 (1:1,5-1,6:2,2-3,3)	1-1 (1:1,3-1,4:1,5-2,8)	1-1 (1:1,2:1,6)	31-34
> 0,1	35-37 (1:2-2,5:3,7-4,8)	3-4 (1:1,2-1,6:3,6-4)	1-1 (1:1,3-1,4:1,5-2,8)	1-1 (1:1,1:1,8-1,9)	40-43
< 0,1 (microliti)	43-42 (1:1,5-1,8:3,2-3,7)	10-9 (1:1,4:2,7-2,8)	1-1 (1:1,6:3,3)	6- (1:1,3:1,7-1,9)	60-57
forma media dei cristalli	(1:1,8-2,0:3,6-4,0)	(1:1,3-1,4:2,8-3,3)	(1:1,7:3,3)	(1:1,3:1,7-1,9)	(1:1:1,3)

Tabella 4.1. Composizione dei minerali. Le analisi da LV1 a LV9 si riferiscono ai microliti in pasta di fondo.

	fenocristalli									plagioclasii								LV2							
										LV1															
SiO₂	46,14	46,44	46,91	47,12	47,11	47,80	47,87	48,74	52,48	53,18	52,61	52,79	53,62	53,40	53,31	52,91	51,77	52,27	52,42	52,24	52,20	52,60	52,57	52,61	
Al₂O₃	31,72	31,98	32,48	31,82	31,12	31,34	30,77	30,42	27,81	27,76	27,52	27,83	27,93	27,85	27,81	27,64	28,47	28,55	28,43	28,43	28,54	28,45	28,58	28,39	
FeO	0,68	0,64	0,77	0,70	0,68	0,65	0,68	0,63	0,55	0,52	0,52	0,51	0,55	0,53	0,53	0,53	0,57	0,60	0,59	0,55	0,51	0,57	0,52	0,57	
MgO	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,07	0,04	0,07	0,09	0,11	0,11	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,06	0,08	0,07	0,09	0,11	0,08	0,07	0,09	
CaO	16,92	16,75	16,76	16,35	16,05	15,56	15,21	15,13	11,61	11,80	11,67	11,53	11,07	11,43	11,58	11,49	12,39	12,27	12,27	11,99	12,12	11,92	11,88	11,87	
Na₂O	1,59	1,66	1,72	1,87	2,18	2,27	2,46	2,59	4,09	4,19	4,19	4,15	4,61	4,40	4,32	4,32	3,97	3,97	3,98	4,01	4,11	4,13	4,19	4,19	
K₂O	0,12	0,12	0,12	0,19	0,17	0,21	0,25	0,24	0,55	0,52	0,53	0,59	0,64	0,58	0,56	0,56	0,48	0,48	0,50	0,48	0,49	0,52	0,42	0,53	
Tot.	97,26	97,69	98,91	98,21	97,42	97,96	97,37	97,84	97,31	98,18	97,23	97,57	98,64	98,41	98,32	97,65	97,83	98,38	98,39	97,90	98,15	98,39	98,28	98,36	
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>																									
Si	2,184	2,187	2,182	2,206	2,223	2,238	2,254	2,281	2,445	2,455	2,453	2,451	2,463	2,459	2,457	2,456	2,406	2,414	2,420	2,421	2,415	2,426	2,424	2,427	
Al	1,770	1,776	1,781	1,756	1,731	1,729	1,708	1,678	1,527	1,511	1,513	1,523	1,512	1,512	1,511	1,512	1,560	1,554	1,547	1,553	1,557	1,547	1,554	1,544	
Fe³⁺	0,024	0,023	0,027	0,025	0,024	0,023	0,024	0,022	0,019	0,018	0,018	0,018	0,019	0,018	0,018	0,018	0,020	0,021	0,020	0,019	0,018	0,020	0,018	0,020	
Mg	0,003	0,001	0,002	0,002	0,003	0,005	0,003	0,005	0,006	0,008	0,008	0,007	0,006	0,007	0,007	0,007	0,004	0,005	0,005	0,006	0,007	0,005	0,005	0,006	
Ca	0,858	0,845	0,836	0,820	0,812	0,780	0,768	0,758	0,580	0,584	0,583	0,573	0,545	0,564	0,572	0,571	0,617	0,607	0,607	0,595	0,601	0,589	0,587	0,587	
Na	0,145	0,152	0,155	0,170	0,199	0,206	0,225	0,235	0,370	0,375	0,379	0,374	0,410	0,393	0,386	0,388	0,358	0,356	0,356	0,361	0,369	0,370	0,375	0,375	
K	0,007	0,007	0,007	0,011	0,010	0,013	0,015	0,014	0,033	0,031	0,031	0,035	0,038	0,034	0,033	0,033	0,028	0,028	0,029	0,029	0,029	0,031	0,025	0,031	
An	84,91	84,15	83,70	81,90	79,47	78,10	76,23	75,28	59,02	58,98	58,69	58,40	54,87	56,92	57,74	57,53	61,51	61,25	61,17	60,47	60,16	59,53	59,51	59,12	
Ab	14,40	15,11	15,57	16,97	19,52	20,62	22,30	23,30	37,65	37,92	38,14	38,04	41,33	39,63	38,95	39,11	35,66	35,88	35,87	36,63	36,93	37,35	38,00	37,75	
Or	0,69	0,74	0,73	1,13	1,00	1,28	1,48	1,42	3,33	3,10	3,17	3,56	3,80	3,45	3,31	3,36	2,83	2,86	2,96	2,90	2,90	3,12	2,49	3,13	

Tabella 4.1. Continuo

	plagioclasì																							
	LV3								LV4								LV5							
SiO₂	51,66	51,05	51,70	51,25	51,53	52,17	51,42	51,37	50,95	50,92	50,59	50,72	51,06	51,02	51,29	51,02	50,53	50,56	51,36	49,87	50,48	51,45	50,61	51,07
Al₂O₃	28,29	28,81	28,12	28,45	28,77	28,63	28,55	28,09	29,01	28,53	28,67	28,66	28,39	28,88	28,80	28,93	29,44	29,08	29,60	28,91	28,71	28,83	28,85	29,51
FeO	0,57	0,52	0,58	0,51	0,57	0,59	0,53	0,54	0,62	0,56	0,56	0,55	0,60	0,52	0,60	0,62	0,64	0,57	0,59	0,62	0,65	0,58	0,57	0,60
MgO	0,05	0,09	0,06	0,07	0,08	0,10	0,05	0,10	0,08	0,06	0,11	0,11	0,08	0,12	0,10	0,09	0,08	0,06	0,08	0,05	0,10	0,11	0,07	0,08
CaO	12,41	12,61	12,53	12,70	12,49	12,69	12,36	12,24	13,00	13,18	12,94	13,05	13,08	12,80	12,81	12,71	13,52	13,45	13,25	13,29	13,04	13,23	13,02	13,04
Na₂O	3,62	3,71	3,78	3,84	3,85	3,95	3,91	3,88	3,47	3,59	3,59	3,62	3,63	3,65	3,70	3,66	3,36	3,33	3,36	3,42	3,41	3,49	3,44	3,46
K₂O	0,48	0,53	0,40	0,47	0,47	0,47	0,48	0,48	0,42	0,44	0,35	0,36	0,37	0,39	0,40	0,43	0,36	0,38	0,39	0,37	0,37	0,39	0,38	0,40
Tot.	97,27	97,42	97,21	97,41	97,82	98,69	97,39	96,85	97,64	97,37	96,96	97,24	97,40	97,46	97,76	97,53	98,02	97,47	98,81	96,66	96,90	98,16	97,04	98,28
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>																								
Si	2,412	2,384	2,415	2,395	2,394	2,405	2,400	2,411	2,375	2,383	2,376	2,376	2,388	2,381	2,386	2,380	2,350	2,363	2,366	2,353	2,372	2,385	2,373	2,364
Al	1,557	1,587	1,549	1,567	1,576	1,555	1,571	1,554	1,594	1,574	1,587	1,583	1,565	1,589	1,580	1,591	1,614	1,602	1,607	1,608	1,591	1,576	1,595	1,611
Fe³⁺	0,020	0,018	0,020	0,018	0,020	0,020	0,019	0,019	0,022	0,020	0,020	0,019	0,021	0,018	0,021	0,022	0,022	0,020	0,020	0,022	0,023	0,020	0,020	0,021
Mg	0,004	0,006	0,004	0,005	0,006	0,007	0,003	0,007	0,005	0,004	0,008	0,008	0,005	0,008	0,007	0,006	0,005	0,004	0,005	0,004	0,007	0,007	0,005	0,005
Ca	0,621	0,631	0,627	0,636	0,622	0,627	0,618	0,616	0,649	0,661	0,651	0,655	0,655	0,640	0,639	0,635	0,674	0,673	0,654	0,672	0,657	0,657	0,654	0,647
Na	0,328	0,336	0,342	0,348	0,347	0,353	0,354	0,353	0,314	0,326	0,327	0,328	0,329	0,330	0,334	0,331	0,303	0,302	0,300	0,313	0,311	0,313	0,313	0,311
K	0,029	0,031	0,024	0,028	0,028	0,028	0,029	0,028	0,025	0,026	0,021	0,021	0,022	0,023	0,023	0,026	0,021	0,023	0,023	0,022	0,022	0,023	0,023	0,023
An	63,54	63,22	63,14	62,81	62,38	62,19	61,78	61,73	65,72	65,22	65,20	65,18	65,13	64,44	64,12	64,03	67,49	67,47	66,89	66,73	66,37	66,15	66,09	65,93
Ab	33,51	33,65	34,46	34,40	34,80	35,05	35,37	35,41	31,75	32,18	32,70	32,68	32,71	33,23	33,53	33,38	30,38	30,24	30,74	31,09	31,39	31,53	31,62	31,69
Or	2,95	3,13	2,39	2,79	2,82	2,76	2,86	2,86	2,53	2,60	2,11	2,13	2,16	2,33	2,35	2,59	2,13	2,29	2,37	2,18	2,24	2,32	2,29	2,38

Tabella 4.1. Continuo

	LV6								plagioclasì								LV8							
									LV7															
SiO₂	48,57	48,54	49,37	48,79	49,22	49,08	48,55	48,95	48,47	48,27	48,06	47,68	48,22	48,30	49,17	48,59	46,93	47,44	47,29	47,63	47,51	47,89	47,72	48,08
Al₂O₃	30,94	30,53	29,87	29,92	29,36	29,88	30,73	30,20	31,32	30,98	30,67	30,86	30,67	30,25	30,58	30,23	31,22	31,73	31,01	31,32	31,42	31,32	31,36	31,29
FeO	0,68	0,62	0,59	0,61	0,66	0,60	0,65	0,60	0,66	0,64	0,66	0,70	0,60	0,62	0,65	0,69	0,68	0,66	0,68	0,68	0,61	0,62	0,67	0,70
MgO	0,06	0,08	0,04	0,09	0,08	0,09	0,07	0,06	0,05	0,05	0,03	0,06	0,08	0,05	0,08	0,04	0,05	0,06	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,04
CaO	14,80	14,59	14,29	14,03	13,94	13,74	14,70	14,44	14,99	15,11	15,22	15,20	15,03	15,24	15,01	14,84	16,18	15,82	15,93	15,77	15,67	15,61	15,50	15,51
Na₂O	2,75	2,86	2,90	2,97	3,10	3,03	2,80	2,88	2,35	2,41	2,45	2,47	2,51	2,55	2,62	2,60	2,14	2,08	2,22	2,23	2,20	2,27	2,27	2,41
K₂O	0,24	0,26	0,26	0,27	0,30	0,36	0,25	0,26	0,22	0,23	0,25	0,24	0,22	0,24	0,24	0,27	0,17	0,20	0,17	0,15	0,19	0,20	0,23	0,24
Tot.	98,09	97,56	97,33	96,75	96,77	96,90	97,82	97,44	98,11	97,75	97,45	97,30	97,43	97,31	98,37	97,29	97,45	98,15	97,38	97,85	97,73	98,04	97,88	98,30
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>																								
Si	2,267	2,277	2,315	2,303	2,324	2,313	2,272	2,296	2,259	2,260	2,261	2,247	2,266	2,275	2,286	2,285	2,215	2,219	2,231	2,233	2,230	2,239	2,236	2,243
Al	1,702	1,689	1,652	1,666	1,634	1,659	1,695	1,670	1,721	1,710	1,701	1,715	1,699	1,680	1,676	1,676	1,737	1,749	1,725	1,731	1,739	1,727	1,732	1,721
Fe³⁺	0,024	0,022	0,021	0,021	0,024	0,021	0,023	0,021	0,023	0,023	0,023	0,025	0,021	0,022	0,023	0,024	0,024	0,023	0,024	0,024	0,022	0,022	0,023	0,025
Mg	0,004	0,005	0,003	0,006	0,005	0,007	0,005	0,004	0,004	0,003	0,002	0,004	0,006	0,004	0,005	0,003	0,003	0,004	0,002	0,002	0,004	0,004	0,005	0,003
Ca	0,740	0,733	0,718	0,710	0,705	0,694	0,737	0,726	0,749	0,758	0,767	0,768	0,757	0,769	0,748	0,748	0,818	0,793	0,805	0,792	0,788	0,782	0,778	0,775
Na	0,248	0,260	0,264	0,272	0,284	0,277	0,254	0,262	0,212	0,219	0,224	0,225	0,228	0,233	0,236	0,237	0,196	0,189	0,203	0,202	0,200	0,206	0,206	0,218
K	0,014	0,016	0,016	0,016	0,018	0,022	0,015	0,016	0,013	0,014	0,015	0,015	0,013	0,014	0,014	0,016	0,010	0,012	0,010	0,009	0,011	0,012	0,014	0,014
An	73,81	72,67	72,01	71,11	70,04	69,91	73,24	72,34	76,89	76,49	76,27	76,18	75,81	75,67	74,89	74,74	79,88	79,78	79,07	78,94	78,84	78,22	77,99	76,95
Ab	24,77	25,79	26,43	27,26	28,20	27,92	25,28	26,11	21,78	22,10	22,22	22,37	22,86	22,92	23,69	23,65	19,14	19,01	19,90	20,17	20,05	20,60	20,64	21,61
Or	1,42	1,54	1,56	1,62	1,76	2,17	1,48	1,55	1,33	1,40	1,51	1,44	1,33	1,41	1,42	1,61	0,98	1,20	1,03	0,89	1,11	1,19	1,37	1,44

Tabella 4.1. Continuo

	plagioclasì							
	LV9							
SiO₂	45,77	46,45	46,58	47,13	47,11	46,67	46,31	46,80
Al₂O₃	31,92	31,89	31,75	31,93	31,71	31,02	31,59	31,37
FeO	0,68	0,66	0,72	0,69	0,71	0,70	0,72	0,69
MgO	0,03	0,06	0,07	0,05	0,01	0,02	0,05	0,06
CaO	16,33	16,27	16,48	16,39	16,31	15,99	16,10	15,95
Na₂O	1,82	1,84	1,84	1,84	1,91	1,92	1,98	2,01
K₂O	0,11	0,14	0,18	0,20	0,18	0,14	0,18	0,16
Tot.	96,73	97,34	97,64	98,34	98,08	96,58	97,01	97,12
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>								
Si	2,177	2,193	2,195	2,203	2,208	2,220	2,196	2,214
Al	1,790	1,775	1,763	1,760	1,752	1,740	1,766	1,749
Fe³⁺	0,024	0,023	0,026	0,024	0,025	0,025	0,026	0,024
Mg	0,002	0,004	0,005	0,003	0,001	0,001	0,003	0,004
Ca	0,832	0,823	0,832	0,821	0,819	0,815	0,818	0,809
Na	0,168	0,168	0,168	0,166	0,174	0,177	0,182	0,185
K	0,007	0,008	0,011	0,012	0,011	0,008	0,011	0,009
An	82,69	82,36	82,33	82,16	81,65	81,49	80,88	80,65
Ab	16,65	16,80	16,62	16,64	17,29	17,68	18,03	18,42
Or	0,66	0,84	1,06	1,20	1,06	0,83	1,09	0,93

Tabella 4.1. Continuo

	fenocristalli								clinopirosseni															
									LV1				LV2											
	49,26	49,15	49,16	49,14	49,26	48,45	48,60	48,64	46,81	46,98	46,89	46,80	46,89	46,93	46,85	46,85	47,21	47,08	47,35	47,31	47,41	47,20	47,31	47,31
SiO₂	49,26	49,15	49,16	49,14	49,26	48,45	48,60	48,64	46,81	46,98	46,89	46,80	46,89	46,93	46,85	46,85	47,21	47,08	47,35	47,31	47,41	47,20	47,31	47,31
TiO₂	1,20	1,19	1,19	1,18	1,20	1,37	1,31	1,32	2,28	1,68	1,98	1,90	1,98	1,83	1,94	1,94	1,96	2,13	1,87	2,04	1,95	2,08	2,12	1,87
Al₂O₃	3,60	3,64	3,68	3,60	3,94	4,20	4,00	4,14	5,64	5,70	5,67	5,57	5,67	5,68	5,62	5,62	5,30	5,55	5,05	5,28	5,12	5,41	5,44	5,10
FeO	7,30	7,54	7,43	7,65	7,68	7,64	8,04	8,06	8,68	8,52	8,60	8,53	8,60	8,56	8,56	8,56	8,48	8,59	8,39	8,44	8,34	8,52	8,54	8,41
MnO	0,24	0,21	0,23	0,19	0,18	0,19	0,12	0,12	0,22	0,16	0,19	0,16	0,19	0,17	0,17	0,17	0,16	0,18	0,16	0,16	0,16	0,17	0,16	0,17
MgO	14,04	14,07	14,25	14,13	14,00	13,69	13,51	13,45	12,09	11,98	11,98	11,88	12,04	11,98	11,93	11,96	12,26	12,16	12,29	12,32	12,33	12,24	12,34	12,28
CaO	22,06	21,83	21,91	21,76	21,86	21,87	21,61	21,65	22,34	22,48	22,51	22,31	22,41	22,50	22,41	22,36	22,34	22,29	22,27	22,19	22,08	22,24	22,20	22,42
Na₂O	0,40	0,49	0,41	0,46	0,48	0,40	0,54	0,55	0,24	0,20	0,24	0,30	0,22	0,22	0,27	0,26	0,33	0,36	0,33	0,35	0,38	0,36	0,36	0,31
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01
Tot.	98,12	98,14	98,28	98,13	98,65	97,84	97,76	97,97	98,31	97,72	98,07	97,46	98,02	97,90	97,77	97,74	98,06	98,34	97,71	98,10	97,80	98,22	98,47	97,89
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>																								
Si	1,858	1,852	1,849	1,852	1,847	1,835	1,843	1,841	1,782	1,797	1,789	1,795	1,790	1,793	1,792	1,793	1,798	1,789	1,809	1,801	1,809	1,795	1,794	1,805
Ti	0,034	0,034	0,034	0,034	0,034	0,039	0,037	0,037	0,065	0,048	0,057	0,055	0,057	0,053	0,056	0,056	0,056	0,061	0,054	0,058	0,056	0,060	0,061	0,054
Al^{IV}	0,142	0,148	0,151	0,148	0,153	0,165	0,157	0,159	0,218	0,203	0,211	0,205	0,210	0,207	0,208	0,207	0,202	0,211	0,191	0,199	0,191	0,205	0,206	0,195
Al^{VI}	0,018	0,014	0,013	0,012	0,022	0,022	0,022	0,026	0,036	0,054	0,044	0,047	0,045	0,049	0,045	0,046	0,036	0,037	0,037	0,037	0,039	0,037	0,037	0,034
Fe³⁺	0,085	0,102	0,101	0,102	0,098	0,094	0,100	0,098	0,070	0,066	0,072	0,070	0,068	0,069	0,071	0,069	0,078	0,079	0,071	0,072	0,069	0,076	0,075	0,077
Fe²⁺	0,145	0,136	0,133	0,140	0,143	0,148	0,155	0,157	0,206	0,206	0,202	0,204	0,206	0,204	0,203	0,205	0,192	0,194	0,197	0,197	0,197	0,195	0,196	0,192
Mn	0,008	0,007	0,007	0,006	0,006	0,006	0,004	0,004	0,007	0,005	0,006	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Mg	0,789	0,790	0,799	0,794	0,783	0,773	0,763	0,759	0,686	0,683	0,681	0,679	0,685	0,682	0,680	0,682	0,696	0,689	0,700	0,699	0,701	0,694	0,697	0,698
Ca	0,891	0,882	0,883	0,879	0,879	0,888	0,878	0,878	0,911	0,922	0,920	0,917	0,916	0,921	0,919	0,917	0,912	0,908	0,912	0,905	0,903	0,906	0,902	0,916
Na	0,029	0,036	0,030	0,034	0,035	0,029	0,040	0,040	0,018	0,015	0,018	0,022	0,016	0,016	0,020	0,019	0,024	0,027	0,024	0,026	0,028	0,026	0,026	0,023
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Di	65,65	64,55	64,88	64,12	63,65	63,59	62,27	62,08	58,35	58,91	59,01	59,02	58,63	58,96	59,01	58,82	60,03	59,08	60,49	59,62	59,96	59,35	59,04	60,81
Hd	12,09	11,08	10,83	11,27	11,63	12,16	12,67	12,82	17,55	17,78	17,53	17,72	17,66	17,66	17,62	17,69	16,56	16,63	16,98	16,77	16,82	16,70	16,63	16,70
En	6,63	7,22	7,51	7,62	7,30	6,83	7,03	6,90	5,13	4,69	4,54	4,45	4,91	4,61	4,49	4,68	4,78	4,89	4,75	5,13	5,08	5,01	5,35	4,50
Fs	1,22	1,24	1,25	1,34	1,33	1,31	1,43	1,43	1,54	1,42	1,35	1,34	1,48	1,38	1,34	1,41	1,32	1,38	1,33	1,44	1,42	1,41	1,51	1,24
CaTs	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05
CaFeTs	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04
CaTiTs	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,07	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05
Jd	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02

Tabella 4.1. Continuo

	clinopirosseni																							
	LV3								LV4								LV5							
	47,21	47,68	47,54	47,63	47,45	47,61	47,58	47,54	47,48	47,62	47,45	47,52	47,44	47,39	47,35	47,54	47,23	48,34	47,50	48,67	47,91	47,49	48,25	47,91
SiO₂	1,98	1,90	1,81	2,04	1,94	1,85	1,93	1,99	1,72	1,59	1,59	1,77	1,67	1,51	1,67	1,85	1,72	1,72	1,82	1,52	1,72	1,77	1,62	1,77
TiO₂	5,63	5,10	5,14	5,76	5,36	5,12	5,45	5,56	5,55	5,08	4,68	5,47	5,63	4,53	4,84	5,07	5,80	4,08	4,74	4,18	5,04	5,27	4,23	4,89
FeO	8,66	8,30	8,27	8,24	8,48	8,29	8,26	8,36	7,80	7,86	8,24	8,05	7,55	8,17	8,31	8,27	7,82	8,38	8,33	8,13	8,10	8,08	8,26	8,22
MnO	0,20	0,20	0,20	0,15	0,20	0,20	0,17	0,17	0,17	0,16	0,13	0,18	0,16	0,15	0,12	0,23	0,16	0,22	0,15	0,19	0,19	0,15	0,20	0,17
MgO	12,19	12,19	12,39	12,25	12,19	12,29	12,32	12,22	12,45	12,45	12,48	12,49	12,42	12,29	12,36	12,50	12,46	12,87	12,65	12,87	12,71	12,65	12,67	12,73
CaO	21,99	22,00	22,33	22,26	22,00	22,16	22,29	22,13	22,10	21,99	21,74	21,99	22,20	21,79	21,70	21,78	21,96	21,77	21,44	22,01	21,86	21,80	21,89	21,75
Na₂O	0,45	0,55	0,35	0,49	0,50	0,45	0,42	0,49	0,40	0,43	0,51	0,43	0,37	0,49	0,52	0,52	0,45	0,55	0,56	0,51	0,50	0,45	0,56	0,51
K₂O	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Tot.	98,33	97,94	98,05	98,83	98,13	97,99	98,43	98,49	97,71	97,22	96,85	97,93	97,50	96,34	96,89	97,79	97,64	97,95	97,20	98,13	98,07	97,69	97,72	97,96
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>																								
Si	1,792	1,815	1,809	1,797	1,804	1,812	1,803	1,800	1,808	1,823	1,824	1,807	1,810	1,832	1,820	1,811	1,798	1,838	1,819	1,845	1,817	1,809	1,838	1,820
Ti	0,056	0,054	0,052	0,058	0,055	0,053	0,055	0,057	0,049	0,046	0,046	0,051	0,048	0,044	0,048	0,053	0,049	0,049	0,052	0,043	0,049	0,051	0,046	0,051
Al^{IV}	0,208	0,185	0,191	0,203	0,196	0,188	0,197	0,200	0,192	0,177	0,176	0,193	0,190	0,168	0,180	0,189	0,202	0,162	0,181	0,155	0,183	0,191	0,162	0,180
Al^{VI}	0,044	0,044	0,039	0,053	0,044	0,041	0,046	0,048	0,057	0,052	0,036	0,052	0,063	0,038	0,039	0,038	0,059	0,021	0,033	0,032	0,043	0,045	0,029	0,039
Fe³⁺	0,085	0,074	0,074	0,069	0,079	0,074	0,072	0,074	0,065	0,065	0,085	0,072	0,058	0,078	0,082	0,083	0,077	0,084	0,086	0,074	0,078	0,079	0,081	0,078
Fe²⁺	0,190	0,191	0,190	0,191	0,190	0,190	0,190	0,190	0,183	0,186	0,179	0,184	0,183	0,186	0,185	0,180	0,172	0,183	0,181	0,184	0,179	0,179	0,182	0,183
Mn	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,004	0,006	0,005	0,005	0,004	0,007	0,005	0,007	0,005	0,006	0,006	0,005	0,007	0,005
Mg	0,690	0,692	0,703	0,689	0,691	0,697	0,696	0,690	0,707	0,710	0,715	0,708	0,706	0,708	0,708	0,710	0,707	0,729	0,722	0,727	0,719	0,718	0,719	0,721
Ca	0,894	0,897	0,910	0,900	0,896	0,904	0,905	0,898	0,902	0,902	0,895	0,896	0,907	0,903	0,894	0,889	0,896	0,887	0,879	0,894	0,889	0,889	0,894	0,885
Na	0,033	0,041	0,026	0,036	0,037	0,033	0,031	0,036	0,029	0,032	0,038	0,031	0,027	0,037	0,039	0,038	0,033	0,041	0,042	0,038	0,037	0,033	0,041	0,037
K	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Di	58,26	60,13	60,70	59,09	59,20	60,42	59,91	59,13	60,26	61,04	61,10	59,75	60,77	61,65	60,42	60,01	59,82	61,04	59,63	62,20	60,45	59,94	61,62	60,23
Hd	16,03	16,57	16,37	16,36	16,30	16,47	16,37	16,32	15,64	16,02	15,33	15,54	15,77	16,22	15,79	15,21	14,54	15,29	14,93	15,72	15,06	14,92	15,56	15,33
En	5,35	4,52	4,78	4,89	4,93	4,65	4,83	4,92	5,21	4,99	5,19	5,52	4,91	4,58	5,19	5,47	5,43	5,93	6,26	5,26	5,71	5,93	5,16	5,92
Fs	1,47	1,24	1,29	1,35	1,36	1,27	1,32	1,36	1,35	1,31	1,30	1,43	1,27	1,21	1,36	1,39	1,32	1,49	1,57	1,33	1,42	1,48	1,30	1,51
CaTs	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,06	0,06	0,04	0,04	0,04	0,06	0,03	0,04	0,03	0,05	0,05	0,03	0,04
CaFeTs	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
CaTiTs	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05
Jd	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04

Tabella 4.1. Continuo

	LV6								clinopirosseni								LV8							
	LV6								LV7								LV8							
SiO₂	47,68	47,61	48,51	48,06	47,76	47,61	47,61	47,74	47,98	48,55	48,23	48,37	48,26	48,39	48,30	48,32	48,44	48,57	48,91	48,58	48,54	48,49	48,72	48,65
TiO₂	1,48	1,54	1,37	1,48	1,47	1,49	1,59	1,48	1,49	1,41	1,39	1,50	1,45	1,40	1,45	1,47	1,34	1,29	1,25	1,30	1,37	1,28	1,27	1,41
Al₂O₃	4,20	4,63	3,95	4,40	4,01	4,39	4,86	4,46	4,54	3,71	4,27	4,10	4,12	3,99	4,19	4,11	3,54	3,51	3,57	3,61	3,42	3,11	3,69	3,30
FeO	8,13	7,92	7,87	7,83	8,22	8,03	7,80	7,71	7,77	8,03	8,31	8,06	7,90	8,17	8,18	7,98	7,60	7,69	8,45	7,77	7,81	8,26	7,94	8,02
MnO	0,21	0,21	0,19	0,19	0,19	0,23	0,19	0,16	0,16	0,23	0,08	0,21	0,20	0,16	0,15	0,20	0,14	0,18	0,15	0,13	0,15	0,27	0,11	0,17
MgO	12,99	13,03	13,27	13,12	13,00	12,99	12,97	13,05	13,31	13,55	13,09	13,21	13,38	13,42	13,25	13,30	13,80	13,71	13,76	13,76	13,78	13,87	13,72	13,87
CaO	21,57	21,81	21,84	21,92	21,53	21,61	22,00	21,99	21,85	21,67	21,52	21,81	21,76	21,59	21,66	21,78	21,37	21,90	21,71	21,56	21,57	21,49	21,74	21,76
Na₂O	0,40	0,30	0,40	0,34	0,40	0,41	0,28	0,25	0,39	0,38	0,59	0,46	0,40	0,46	0,51	0,46	0,50	0,35	0,50	0,44	0,48	0,39	0,48	0,40
K₂O	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Tot.	96,68	97,07	97,43	97,39	96,59	96,78	97,35	96,86	97,55	97,60	97,51	97,77	97,54	97,63	97,72	97,68	96,73	97,24	98,31	97,16	97,14	97,16	97,68	97,59
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>																								
Si	1,834	1,824	1,849	1,834	1,839	1,829	1,819	1,832	1,825	1,848	1,836	1,838	1,837	1,840	1,835	1,837	1,854	1,852	1,846	1,852	1,852	1,852	1,848	1,849
Ti	0,043	0,044	0,039	0,042	0,042	0,043	0,046	0,043	0,043	0,040	0,040	0,043	0,041	0,040	0,041	0,042	0,039	0,037	0,035	0,037	0,039	0,037	0,036	0,040
Al^{IV}	0,166	0,176	0,151	0,166	0,161	0,171	0,181	0,168	0,175	0,152	0,164	0,162	0,163	0,160	0,165	0,163	0,146	0,148	0,154	0,148	0,148	0,140	0,152	0,148
Al^{VI}	0,025	0,033	0,027	0,032	0,021	0,028	0,038	0,034	0,029	0,014	0,028	0,022	0,022	0,019	0,023	0,021	0,013	0,010	0,005	0,015	0,005	0,000	0,013	0,000
Fe³⁺	0,086	0,077	0,074	0,073	0,085	0,088	0,073	0,067	0,090	0,085	0,099	0,088	0,087	0,094	0,097	0,092	0,093	0,089	0,116	0,091	0,099	0,111	0,102	0,102
Fe²⁺	0,175	0,177	0,177	0,177	0,180	0,170	0,177	0,180	0,158	0,171	0,166	0,168	0,165	0,166	0,164	0,162	0,150	0,156	0,151	0,157	0,150	0,153	0,150	0,153
Mn	0,007	0,007	0,006	0,006	0,006	0,008	0,006	0,005	0,005	0,007	0,003	0,007	0,006	0,005	0,005	0,007	0,005	0,006	0,005	0,004	0,005	0,009	0,004	0,005
Mg	0,745	0,744	0,754	0,746	0,746	0,744	0,738	0,747	0,755	0,768	0,743	0,748	0,759	0,761	0,750	0,753	0,787	0,779	0,774	0,782	0,784	0,789	0,776	0,786
Ca	0,889	0,895	0,892	0,897	0,889	0,889	0,901	0,904	0,891	0,884	0,878	0,888	0,887	0,880	0,882	0,887	0,876	0,895	0,878	0,881	0,881	0,880	0,884	0,886
Na	0,030	0,022	0,030	0,025	0,030	0,031	0,021	0,019	0,029	0,028	0,044	0,034	0,030	0,034	0,038	0,034	0,037	0,026	0,037	0,033	0,036	0,029	0,035	0,029
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Di	61,77	61,66	63,16	62,50	61,70	61,85	61,72	62,78	62,69	62,52	61,00	62,27	62,60	61,76	61,65	62,48	63,53	64,66	62,16	63,42	63,58	63,19	63,42	63,70
Hd	14,55	14,68	14,82	14,80	14,85	14,13	14,76	15,16	13,09	13,87	13,63	14,00	13,60	13,49	13,43	13,44	12,12	12,96	12,09	12,74	12,16	12,21	12,25	12,39
En	6,36	6,36	6,13	6,06	6,44	6,26	6,05	5,94	6,39	7,16	6,64	6,29	6,65	7,15	6,70	6,43	7,57	6,63	7,62	7,39	7,39	7,87	7,08	7,44
Fs	1,50	1,52	1,44	1,43	1,55	1,43	1,45	1,43	1,33	1,59	1,48	1,41	1,45	1,56	1,46	1,38	1,44	1,33	1,48	1,48	1,41	1,52	1,37	1,45
CaTs	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03
CaFeTs	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05
CaTiTs	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Jd	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00

Tabella 4.1. Continuo

	clinopirosseni							
	LV9							
SiO₂	48,63	48,58	48,00	49,00	49,37	48,41	48,81	48,97
TiO₂	1,24	1,30	1,28	1,23	1,22	1,27	1,28	1,26
Al₂O₃	4,02	3,60	4,43	4,15	4,29	4,39	3,80	3,94
FeO	7,20	7,48	7,10	7,45	7,70	7,28	7,55	7,59
MnO	0,18	0,23	0,12	0,18	0,18	0,14	0,21	0,20
MgO	13,75	13,72	13,60	13,81	13,87	13,68	13,77	13,80
CaO	22,15	22,05	22,25	22,06	21,96	22,17	22,02	22,00
Na₂O	0,30	0,33	0,23	0,40	0,50	0,31	0,38	0,42
K₂O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02
Tot.	97,50	97,30	97,05	98,33	99,17	97,46	97,86	98,23
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>								
Si	1,847	1,851	1,832	1,845	1,842	1,835	1,848	1,847
Ti	0,035	0,037	0,037	0,035	0,034	0,036	0,036	0,036
Al^{IV}	0,153	0,149	0,168	0,155	0,158	0,165	0,152	0,153
Al^{VI}	0,027	0,013	0,031	0,029	0,031	0,031	0,018	0,022
Fe³⁺	0,076	0,086	0,079	0,085	0,094	0,084	0,089	0,090
Fe²⁺	0,153	0,152	0,147	0,149	0,146	0,147	0,150	0,149
Mn	0,006	0,007	0,004	0,006	0,006	0,004	0,007	0,006
Mg	0,778	0,779	0,773	0,775	0,772	0,773	0,777	0,775
Ca	0,902	0,900	0,910	0,890	0,878	0,900	0,893	0,889
Na	0,022	0,024	0,017	0,029	0,036	0,023	0,028	0,030
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001
Di	65,58	65,45	65,41	64,48	63,18	64,81	64,76	64,31
Hd	12,85	12,78	12,45	12,43	11,98	12,32	12,54	12,38
En	6,13	6,23	5,97	6,51	6,99	6,24	6,46	6,61
Fs	1,20	1,22	1,14	1,26	1,33	1,19	1,25	1,27
CaTs	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04
CaFeTs	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05
CaTiTs	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04
Jd	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02

Tabella 4.1. Continuo

	fenocristalli									olivine										
										LV1										
SiO₂	40,03	38,03	40,00	40,41	39,66	39,20	38,77	38,71	38,35	37,74	37,77	36,94	37,71	37,76	37,35	37,32	37,74	37,55	37,34	37,53
FeO	16,37	16,16	16,97	16,73	17,54	19,55	21,09	21,98	22,18	27,59	28,54	28,86	27,67	28,07	28,70	28,26	27,87	28,38	28,48	28,06
MnO	0,25	0,25	0,33	0,25	0,31	0,39	0,41	0,46	0,49	0,56	0,67	0,58	0,59	0,61	0,63	0,59	0,60	0,62	0,61	0,59
MgO	42,78	41,29	43,09	42,15	41,81	40,03	38,76	37,98	37,94	33,38	33,23	32,63	33,48	33,30	32,93	33,06	33,39	33,12	32,99	33,22
CaO	0,20	0,26	0,21	0,22	0,22	0,24	0,25	0,28	0,27	0,56	0,57	0,58	0,55	0,57	0,57	0,56	0,56	0,57	0,57	0,56
Tot.	99,69	96,01	100,66	99,82	99,60	99,48	99,33	99,45	99,29	99,87	100,84	99,64	100,02	100,36	100,24	99,83	100,19	100,30	100,04	100,01
<i>formula sulla base di 4 ossigeni</i>																				
Si	1,014	1,003	1,007	1,022	1,012	1,011	1,010	1,011	1,006	1,011	1,006	1,000	1,009	1,008	1,003	1,004	1,008	1,006	1,004	1,006
Fe²⁺	0,347	0,357	0,357	0,354	0,374	0,422	0,459	0,480	0,486	0,618	0,636	0,653	0,619	0,627	0,645	0,636	0,623	0,636	0,640	0,629
Mn	0,005	0,006	0,007	0,005	0,007	0,009	0,009	0,010	0,011	0,013	0,015	0,013	0,013	0,014	0,014	0,013	0,014	0,014	0,014	0,013
Mg	1,615	1,624	1,617	1,590	1,590	1,540	1,505	1,479	1,484	1,332	1,320	1,317	1,335	1,326	1,319	1,326	1,331	1,322	1,322	1,328
Ca	0,005	0,007	0,006	0,006	0,006	0,007	0,007	0,008	0,008	0,016	0,016	0,017	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016	0,016
Fo	82,33	82,00	81,91	81,79	80,95	78,50	76,61	75,49	75,31	68,32	67,49	66,84	68,33	67,90	67,17	67,59	68,12	67,53	67,38	67,85
Fa	17,67	18,00	18,09	18,21	19,05	21,50	23,39	24,51	24,69	31,68	32,51	33,16	31,67	32,10	32,83	32,41	31,88	32,47	32,62	32,15

Tabella 4.1. Continuo

	olivine																			
	LV2										LV3									
SiO₂	37,90	37,65	37,92	38,39	37,54	37,43	37,33	38,12	37,60	37,69	37,93	37,73	37,55	38,40	37,84	38,67	36,64	36,77	38,10	37,11
FeO	26,64	26,64	27,06	26,86	26,36	26,77	27,27	27,79	27,46	27,74	26,05	26,18	25,98	26,01	26,24	26,05	25,92	25,61	26,60	25,66
MnO	0,60	0,51	0,56	0,58	0,54	0,66	0,57	0,62	0,59	0,62	0,55	0,53	0,57	0,59	0,58	0,66	0,56	0,54	0,55	0,61
MgO	34,89	34,29	34,25	33,93	33,24	33,23	33,67	34,14	33,49	33,59	34,97	35,13	34,78	34,75	35,00	34,72	34,54	34,03	35,03	33,80
CaO	0,51	0,56	0,56	0,55	0,56	0,58	0,55	0,58	0,58	0,53	0,48	0,51	0,51	0,48	0,48	0,48	50,00	0,50	0,52	0,53
Tot.	100,58	99,71	100,42	100,44	98,26	98,69	99,39	101,24	99,84	100,18	100,04	100,10	99,42	100,23	100,17	100,61	147,69	97,51	100,89	97,73
<i>formula sulla base di 4 ossigeni</i>																				
Si	1,003	1,006	1,007	1,017	1,016	1,012	1,004	1,006	1,008	1,007	1,006	1,001	1,003	1,015	1,004	1,018	0,731	1,003	1,005	1,009
Fe²⁺	0,590	0,595	0,601	0,595	0,597	0,605	0,613	0,614	0,615	0,620	0,578	0,581	0,581	0,575	0,582	0,573	0,432	0,584	0,586	0,583
Mn	0,013	0,011	0,013	0,013	0,012	0,015	0,013	0,014	0,013	0,014	0,012	0,012	0,013	0,013	0,013	0,015	0,010	0,013	0,012	0,014
Mg	1,377	1,366	1,356	1,341	1,342	1,339	1,350	1,344	1,339	1,338	1,383	1,390	1,386	1,369	1,384	1,363	1,027	1,384	1,377	1,370
Ca	0,014	0,016	0,016	0,016	0,016	0,017	0,016	0,016	0,017	0,015	0,014	0,015	0,015	0,014	0,014	0,013	1,069	0,015	0,015	0,015
Fo	70,01	69,64	69,29	69,26	69,21	68,88	68,77	68,65	68,50	68,34	70,53	70,52	70,47	70,43	70,40	70,38	70,38	70,32	70,14	70,13
Fa	29,99	30,36	30,71	30,74	30,79	31,12	31,23	31,35	31,50	31,66	29,47	29,48	29,53	29,57	29,60	29,62	29,62	29,68	29,86	29,87

Tabella 4.1. Continuo

	olivine																			
	LV4										LV5									
SiO₂	38,03	38,61	38,61	37,95	36,72	38,13	37,42	37,83	38,02	37,93	38,50	37,90	38,40	38,28	37,67	36,75	37,56	38,19	38,02	37,21
FeO	25,82	25,38	26,07	26,13	25,00	25,68	26,08	25,70	25,89	25,99	25,37	25,21	25,18	25,45	25,40	24,83	25,72	25,58	25,43	25,04
MnO	0,58	0,52	0,58	0,64	0,53	0,60	0,62	0,58	0,58	0,65	0,53	0,54	0,53	0,56	0,49	0,57	0,62	0,45	0,52	0,64
MgO	35,65	34,89	35,80	35,88	34,23	35,05	35,52	34,96	35,17	35,20	35,80	35,45	35,29	35,65	35,46	34,58	35,72	35,48	35,27	34,63
CaO	0,46	0,46	0,47	0,44	0,48	0,49	0,48	0,48	0,49	0,48	0,39	0,40	0,39	0,40	0,40	0,46	0,45	0,42	0,45	0,43
Tot.	100,57	99,92	101,54	101,03	96,97	100,06	100,17	99,56	100,16	100,30	100,59	99,50	99,85	100,35	99,51	97,21	100,07	100,17	99,77	98,01
<i>formula sulla base di 4 ossigeni</i>																				
Si	1,002	1,020	1,007	0,997	1,004	1,010	0,993	1,007	1,006	1,004	1,010	1,006	1,015	1,008	1,003	1,001	0,996	1,008	1,008	1,006
Fe²⁺	0,569	0,561	0,568	0,574	0,571	0,569	0,579	0,572	0,573	0,575	0,557	0,560	0,556	0,560	0,565	0,566	0,570	0,565	0,564	0,566
Mn	0,013	0,012	0,013	0,014	0,012	0,013	0,014	0,013	0,013	0,014	0,012	0,012	0,012	0,013	0,011	0,013	0,014	0,010	0,012	0,015
Mg	1,401	1,374	1,392	1,405	1,395	1,384	1,406	1,388	1,388	1,389	1,400	1,404	1,391	1,400	1,407	1,405	1,412	1,397	1,395	1,396
Ca	0,013	0,013	0,013	0,012	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,014	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,014	0,013	0,012	0,013	0,012
Fo	71,11	71,02	71,00	70,99	70,94	70,87	70,83	70,81	70,77	70,71	71,56	71,49	71,42	71,41	71,34	71,29	71,23	71,20	71,20	71,15
Fa	28,89	28,98	29,00	29,01	29,06	29,13	29,17	29,19	29,23	29,29	28,44	28,51	28,58	28,59	28,66	28,71	28,77	28,80	28,80	28,85

Tabella 4.1. Continuo

	olivine																			
	LV6										LV7									
SiO₂	37,84	38,48	38,65	37,83	37,95	38,05	37,94	38,24	38,52	37,44	38,33	38,70	38,42	39,12	38,25	38,27	38,59	38,55	37,99	38,49
FeO	24,68	24,46	24,94	24,92	24,91	24,56	24,63	25,27	25,15	25,04	23,75	23,86	23,88	23,65	23,62	24,07	24,15	24,18	24,52	24,54
MnO	0,47	0,50	0,52	0,59	0,51	0,54	0,52	0,53	0,51	0,54	0,46	0,51	0,49	0,49	0,43	0,53	0,54	0,56	0,50	0,50
MgO	36,63	36,23	36,70	36,40	36,36	35,77	35,58	35,87	35,68	35,46	36,52	36,94	36,48	37,16	36,56	36,71	36,41	36,20	36,62	36,49
CaO	0,36	0,35	0,36	0,37	0,37	0,38	0,39	0,39	0,38	0,39	0,32	0,31	0,33	0,33	0,31	0,30	0,34	0,39	0,33	0,33
Tot.	100,05	100,07	101,19	100,14	100,13	99,33	99,08	100,39	100,34	98,89	99,42	100,34	99,64	100,75	99,21	99,93	100,08	99,89	99,98	100,36
<i>formula sulla base di 4 ossigeni</i>																				
Si	0,998	1,011	1,006	0,998	1,000	1,009	1,009	1,007	1,013	1,001	1,011	1,010	1,011	1,015	1,010	1,006	1,012	1,013	1,001	1,008
Fe²⁺	0,544	0,538	0,543	0,550	0,549	0,545	0,548	0,556	0,553	0,560	0,524	0,521	0,526	0,513	0,522	0,529	0,530	0,531	0,540	0,538
Mn	0,010	0,011	0,012	0,013	0,011	0,012	0,012	0,012	0,011	0,012	0,010	0,011	0,011	0,011	0,010	0,012	0,012	0,013	0,011	0,011
Mg	1,440	1,419	1,424	1,431	1,429	1,414	1,411	1,408	1,399	1,414	1,436	1,438	1,432	1,437	1,440	1,439	1,424	1,419	1,438	1,426
Ca	0,010	0,010	0,010	0,010	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009	0,008	0,010	0,011	0,009	0,009
Fo	72,57	72,53	72,40	72,25	72,24	72,19	72,04	71,68	71,66	71,63	73,27	73,40	73,14	73,69	73,40	73,11	72,88	72,75	72,69	72,62
Fa	27,43	27,47	27,60	27,75	27,76	27,81	27,96	28,32	28,34	28,37	26,73	26,60	26,86	26,31	26,60	26,89	27,12	27,25	27,31	27,38

Tabella 4.1. Continuo

																				olivine									
LV8										LV9																			
SiO₂	38,81	37,95	38,73	38,56	39,09	38,78	38,36	39,12	38,21	38,22	37,99	38,33	38,66	38,38	38,34	38,60	37,84	38,15	38,52										
FeO	22,98	23,56	23,77	24,15	24,91	24,62	25,21	25,29	25,17	22,24	22,38	22,64	22,87	23,27	23,66	22,23	22,24	22,51	22,77										
MnO	0,57	0,54	0,50	0,48	0,55	0,56	0,57	0,58	0,52	0,52	0,53	0,43	0,50	0,55	0,52	0,41	0,63	0,43	0,44										
MgO	37,37	37,19	36,86	35,88	36,37	35,36	35,48	35,45	35,30	37,94	37,91	37,48	37,20	37,28	37,03	38,01	37,88	37,94	37,03										
CaO	0,34	0,33	0,33	0,31	0,30	0,33	0,34	0,32	0,32	0,29	0,27	0,26	0,31	0,34	0,33	0,29	0,28	0,25	0,27										
Tot.	100,11	99,56	100,19	99,40	101,26	99,67	100,00	100,76	99,55	99,24	99,13	99,17	99,57	99,83	99,87	99,55	98,94	99,33	99,02										
<i>formula sulla base di 4 ossigeni</i>																													
Si	1,012	1,000	1,012	1,018	1,015	1,023	1,013	1,022	1,013	1,003	1,000	1,008	1,013	1,006	1,006	1,008	0,998	1,002	1,014										
Fe²⁺	0,501	0,519	0,519	0,533	0,541	0,543	0,556	0,553	0,558	0,488	0,493	0,498	0,501	0,510	0,519	0,486	0,491	0,494	0,501										
Mn	0,013	0,012	0,011	0,011	0,012	0,013	0,013	0,013	0,012	0,012	0,012	0,010	0,011	0,012	0,011	0,009	0,014	0,009	0,010										
Mg	1,453	1,461	1,436	1,412	1,408	1,390	1,396	1,381	1,395	1,485	1,488	1,470	1,453	1,457	1,448	1,480	1,490	1,486	1,453										
Ca	0,009	0,009	0,009	0,009	0,008	0,009	0,010	0,009	0,009	0,008	0,008	0,007	0,009	0,009	0,009	0,008	0,008	0,007	0,008										
Fo	74,36	73,79	73,44	72,59	72,24	71,91	71,50	71,43	71,43	75,26	75,13	74,70	74,36	74,07	73,61	75,30	75,22	75,03	74,36										
Fa	25,64	26,21	26,56	27,41	27,76	28,09	28,50	28,57	28,57	24,74	24,87	25,30	25,64	25,93	26,39	24,70	24,78	24,97	25,64										

Tabella 4.1. Continuo

	titanomagnetiti																						
	fenocristalli							LV1							LV2								
TiO₂	9,29	9,57	9,12	10,53	11,28	9,43	9,34	17,13	17,83	16,23	17,08	16,68	17,48	17,03	16,65	15,39	15,54	15,20	15,19	15,46	15,33	16,32	15,19
Al₂O₃	6,09	6,24	6,36	6,27	6,23	6,17	6,30	4,46	4,30	4,93	4,49	4,70	4,38	4,61	4,71	5,31	5,53	5,36	4,91	5,21	5,40	4,69	5,13
FeO	75,38	74,69	75,51	75,16	76,39	75,03	75,10	73,42	73,91	73,03	73,84	73,22	73,66	73,47	73,43	73,65	74,06	73,11	72,89	73,53	72,64	73,77	73,00
MnO	0,63	0,68	0,66	1,01	0,84	0,65	0,67	0,57	0,73	0,57	0,66	0,57	0,65	0,65	0,62	0,64	0,55	0,63	0,60	0,58	0,57	0,58	0,61
MgO	4,76	6,10	5,82	5,03	5,39	5,43	5,96	2,49	2,52	2,66	2,70	2,57	2,50	2,59	2,68	3,01	3,23	2,93	2,58	2,82	2,82	2,88	2,76
CaO	0,01	0,12	0,03	0,12	0,02	0,06	0,07	0,03	0,07	0,03	0,05	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,00	0,05	0,08	0,00	0,02	0,03	0,07
Cr₂O₃	0,17	0,02	0,07	0,12	0,18	0,09	0,04	0,39	0,23	0,26	0,21	0,33	0,31	0,24	0,23	0,21	0,13	0,30	0,25	0,11	0,13	0,18	0,28
Tot.	96,33	97,41	97,56	98,24	100,33	96,87	97,48	98,49	99,58	97,70	99,02	98,10	99,04	98,64	98,36	98,24	99,03	97,58	96,49	97,70	96,91	98,46	97,04
<i>formula sulla base di 3 ossigeni</i>																							
Ti	0,247	0,249	0,237	0,274	0,287	0,248	0,243	0,460	0,474	0,437	0,455	0,448	0,467	0,455	0,446	0,410	0,410	0,408	0,414	0,415	0,414	0,436	0,411
Al	0,254	0,254	0,259	0,256	0,249	0,254	0,257	0,188	0,179	0,208	0,188	0,198	0,183	0,193	0,198	0,222	0,228	0,225	0,210	0,219	0,229	0,196	0,217
Fe³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Fe²⁺	2,226	2,158	2,182	2,174	2,163	2,192	2,170	2,191	2,184	2,187	2,188	2,189	2,187	2,186	2,187	2,183	2,173	2,181	2,209	2,195	2,184	2,191	2,195
Mn	0,019	0,020	0,019	0,030	0,024	0,019	0,020	0,017	0,022	0,017	0,020	0,017	0,020	0,020	0,019	0,019	0,016	0,019	0,018	0,018	0,017	0,017	0,019
Mg	0,251	0,314	0,300	0,259	0,272	0,283	0,307	0,132	0,133	0,142	0,143	0,137	0,133	0,137	0,142	0,159	0,169	0,156	0,139	0,150	0,151	0,153	0,148
Ca	0,000	0,004	0,001	0,004	0,001	0,002	0,003	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,003	0,000	0,001	0,001	0,003
Cr	0,005	0,001	0,002	0,003	0,005	0,003	0,001	0,011	0,006	0,007	0,006	0,009	0,009	0,007	0,007	0,006	0,003	0,009	0,007	0,003	0,004	0,005	0,008
Fe₂O₃/FeO	0,64	0,69	0,69	0,61	0,59	0,66	0,69	0,34	0,33	0,36	0,35	0,35	0,33	0,34	0,35	0,39	0,39	0,39	0,38	0,38	0,38	0,37	0,38
FeO mol%	52,87	51,06	51,33	52,98	53,15	51,97	51,20	59,23	59,20	58,87	58,83	59,05	59,21	59,03	58,85	58,13	58,07	58,22	58,43	58,39	58,48	58,45	58,33
Fe₂O₃ mol%	33,78	34,99	35,41	32,22	31,44	34,38	35,20	19,96	19,50	20,98	20,44	20,47	19,73	20,23	20,71	22,49	22,49	22,48	22,28	22,19	22,05	21,40	22,38
TiO₂ mol%	13,35	13,95	13,26	14,80	15,41	13,65	13,60	20,80	21,30	20,15	20,73	20,48	21,06	20,74	20,45	19,37	19,44	19,29	19,29	19,42	19,46	20,15	19,29
Usp	27,20	25,92	25,09	30,08	31,45	26,56	25,51	53,37	54,21	51,34	52,25	52,37	53,80	52,81	51,80	48,22	48,30	48,31	48,50	48,79	49,22	50,24	48,41

Tabella 4.1. Continuo

	titanomagnetiti																							
	LV3								LV4								LV5							
TiO₂	15,36	15,12	14,75	15,22	15,08	15,24	14,94	14,99	13,96	14,39	14,27	14,97	15,21	14,18	14,33	14,62	15,64	13,50	16,02	14,08	14,21	14,57	14,76	15,05
Al₂O₃	5,21	5,40	5,74	4,88	5,31	5,30	5,57	5,31	4,95	5,64	5,77	5,27	5,27	5,30	5,70	5,52	1,23	5,93	1,10	5,58	5,38	3,58	3,52	3,34
FeO	74,46	73,47	73,80	73,55	73,52	73,97	73,63	73,67	72,99	74,08	74,01	73,87	73,56	73,53	74,05	73,94	71,59	74,48	69,64	73,80	74,52	73,03	72,06	71,72
MnO	0,56	0,54	0,57	0,60	0,55	0,55	0,56	0,58	0,53	0,48	0,50	0,50	0,68	0,50	0,49	0,50	0,51	0,46	0,43	0,49	0,47	0,48	0,44	0,46
MgO	3,23	3,27	2,86	2,90	2,87	3,25	3,06	2,88	3,00	3,55	3,07	3,22	3,38	3,27	3,31	3,14	3,65	3,24	4,08	3,70	3,56	3,44	3,66	3,89
CaO	0,08	0,04	0,05	0,05	0,02	0,06	0,05	0,05	0,06	0,00	0,06	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,23	0,05	0,13	0,03	0,02	0,14	0,09	0,08
Cr₂O₃	0,22	0,12	0,11	0,27	0,09	0,17	0,12	0,19	0,05	0,11	0,13	0,14	0,13	0,08	0,12	0,13	0,09	0,17	0,11	0,16	0,08	0,13	0,14	0,13
Tot.	99,12	97,97	97,87	97,48	97,44	98,54	97,92	97,67	95,53	98,26	97,79	97,99	98,27	96,89	98,02	97,89	92,94	97,82	91,50	97,84	98,24	95,38	94,66	94,67
<i>formula sulla base di 3 ossigeni</i>																								
Ti	0,405	0,403	0,394	0,410	0,405	0,404	0,399	0,402	0,382	0,381	0,381	0,399	0,404	0,382	0,381	0,390	0,445	0,359	0,462	0,374	0,376	0,401	0,408	0,416
Al	0,215	0,226	0,240	0,206	0,224	0,220	0,233	0,223	0,212	0,234	0,241	0,220	0,220	0,223	0,238	0,231	0,055	0,247	0,050	0,232	0,223	0,154	0,152	0,145
Fe³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe²⁺	2,185	2,177	2,192	2,202	2,198	2,181	2,185	2,197	2,222	2,181	2,195	2,191	2,173	2,202	2,188	2,193	2,266	2,203	2,233	2,179	2,196	2,233	2,217	2,205
Mn	0,017	0,016	0,017	0,018	0,017	0,016	0,017	0,018	0,016	0,014	0,015	0,015	0,020	0,015	0,015	0,015	0,016	0,014	0,014	0,015	0,014	0,015	0,014	0,014
Mg	0,169	0,173	0,151	0,155	0,153	0,171	0,162	0,153	0,163	0,186	0,162	0,170	0,178	0,175	0,174	0,166	0,206	0,171	0,233	0,195	0,187	0,188	0,201	0,213
Ca	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,009	0,002	0,005	0,001	0,001	0,005	0,004	0,003
Cr	0,006	0,003	0,003	0,008	0,002	0,005	0,003	0,005	0,001	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0,003	0,003	0,005	0,003	0,004	0,002	0,004	0,004	0,004
Fe₂O₃/FeO	0,40	0,40	0,40	0,39	0,39	0,40	0,40	0,39	0,43	0,42	0,41	0,40	0,40	0,42	0,42	0,41	0,43	0,44	0,42	0,44	0,43	0,44	0,43	0,43
FeO mol%	57,77	57,79	58,22	58,02	58,20	57,78	58,00	58,12	57,35	57,25	57,78	57,74	57,55	57,30	57,52	57,76	55,55	57,30	55,41	56,89	56,97	56,43	56,36	56,15
Fe₂O₃ mol%	22,99	23,00	23,04	22,73	22,70	22,99	23,02	22,88	24,40	24,27	23,92	23,26	23,14	24,33	24,09	23,59	24,07	25,17	23,44	24,83	24,77	24,62	24,31	24,14
TiO₂ mol%	19,25	19,21	18,74	19,26	19,11	19,23	18,98	19,00	18,26	18,48	18,31	19,00	19,31	18,37	18,39	18,66	20,38	17,54	21,16	18,28	18,26	18,96	19,33	19,71
Usp	47,10	47,18	47,19	47,53	47,73	47,14	47,19	47,37	44,01	44,60	45,35	46,54	46,83	44,31	44,97	45,95	42,86	42,80	44,00	43,46	43,43	43,03	43,65	43,92

Tabella 4.1. Continuo

	titanomagnetiti																							
	LV6								LV7								LV8							
TiO₂	13,32	13,81	13,57	13,37	14,08	13,56	13,69	13,47	13,20	12,39	13,56	13,71	13,31	12,80	12,98	13,63	13,14	12,81	12,65	13,67	12,79	12,97	12,73	13,16
Al₂O₃	5,82	5,50	5,47	5,83	5,42	5,66	5,49	5,65	5,81	5,75	5,89	5,53	5,59	5,78	5,82	5,71	5,73	5,72	5,82	1,87	6,01	5,72	5,77	3,84
FeO	73,85	72,12	74,32	72,10	72,51	72,98	73,22	73,21	74,35	72,62	73,73	72,90	73,49	73,48	73,18	73,32	73,21	73,76	73,94	73,14	74,02	73,49	73,85	73,54
MnO	0,54	0,44	0,47	0,46	0,49	0,49	0,46	0,46	0,45	0,43	0,43	0,59	0,45	0,44	0,43	0,51	0,45	0,52	0,40	0,52	0,41	0,48	0,46	0,46
MgO	3,97	4,90	4,00	4,41	4,77	4,44	4,45	4,20	4,69	4,75	4,89	4,62	4,26	4,72	4,82	4,75	5,24	4,74	4,35	3,75	4,41	4,99	4,54	4,05
CaO	0,05	0,03	0,00	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,00	0,08	0,03	0,04	0,01	0,04	0,05	0,03	0,05	0,01	0,04	0,21	0,04	0,03	0,02	0,12
Cr₂O₃	0,09	0,09	0,12	0,12	0,07	0,09	0,11	0,12	0,11	0,16	0,06	0,08	0,15	0,14	0,11	0,07	0,14	0,18	0,15	0,00	0,07	0,16	0,17	0,07
Tot.	97,64	96,88	97,95	96,30	97,36	97,26	97,42	97,12	98,61	96,18	98,59	97,47	97,27	97,39	97,39	98,03	97,96	97,73	97,35	93,15	97,75	97,84	97,54	95,25
<i>formula sulla base di 3 ossigeni</i>																								
Ti	0,353	0,367	0,359	0,358	0,373	0,360	0,363	0,358	0,345	0,331	0,354	0,363	0,354	0,338	0,342	0,358	0,344	0,337	0,335	0,386	0,337	0,340	0,336	0,360
Al	0,242	0,229	0,227	0,245	0,225	0,235	0,228	0,236	0,238	0,241	0,241	0,229	0,233	0,239	0,241	0,235	0,235	0,236	0,242	0,083	0,248	0,235	0,239	0,165
Fe³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe²⁺	2,176	2,130	2,187	2,146	2,135	2,153	2,158	2,167	2,159	2,156	2,138	2,145	2,171	2,158	2,147	2,141	2,131	2,159	2,177	2,297	2,169	2,145	2,168	2,235
Mn	0,016	0,013	0,014	0,014	0,015	0,015	0,014	0,014	0,013	0,013	0,013	0,018	0,013	0,013	0,013	0,015	0,013	0,015	0,012	0,016	0,012	0,014	0,014	0,014
Mg	0,209	0,258	0,210	0,234	0,250	0,233	0,234	0,222	0,243	0,252	0,253	0,242	0,224	0,247	0,252	0,247	0,272	0,247	0,228	0,210	0,230	0,259	0,238	0,219
Ca	0,002	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,008	0,002	0,001	0,001	0,005
Cr	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,002	0,002	0,004	0,004	0,003	0,002	0,004	0,005	0,004	0,000	0,002	0,004	0,005	0,002
Fe₂O₃/FeO	0,47	0,47	0,46	0,47	0,46	0,47	0,47	0,47	0,49	0,51	0,48	0,47	0,47	0,50	0,50	0,48	0,51	0,50	0,50	0,50	0,49	0,51	0,50	0,50
FeO mol%	56,20	55,30	56,20	55,88	55,53	55,76	55,76	56,04	55,31	54,79	55,30	55,47	55,86	55,06	55,05	55,38	54,55	54,98	55,49	54,56	55,53	54,76	55,23	55,02
Fe₂O₃ mol%	26,19	26,16	26,03	26,10	25,78	26,18	26,09	26,06	27,17	28,17	26,71	26,27	26,43	27,66	27,43	26,49	27,71	27,76	27,51	27,14	27,34	27,74	27,64	27,33
TiO₂ mol%	17,61	18,53	17,77	18,02	18,70	18,07	18,15	17,90	17,51	17,05	17,99	18,26	17,71	17,28	17,52	18,12	17,74	17,25	17,01	18,29	17,13	17,50	17,13	17,65
Usp	40,84	40,96	41,02	41,14	41,65	40,91	40,99	41,08	39,00	37,18	39,96	40,70	40,34	38,10	38,59	40,33	38,10	37,89	38,31	37,51	38,69	38,00	38,10	37,98

Tabella 4.1. Continuo

	titanomagnetiti							
	LV9							
TiO₂	12,73	11,73	11,57	12,21	13,25	12,19	11,65	11,89
Al₂O₃	5,91	5,70	6,13	6,12	5,70	5,91	5,92	6,13
FeO	74,39	71,84	74,33	74,77	74,00	73,73	73,08	74,55
MnO	0,57	0,59	0,41	0,43	0,70	0,53	0,50	0,42
MgO	4,70	5,30	4,44	4,63	4,78	4,79	4,87	4,54
CaO	0,03	0,04	0,03	0,01	0,05	0,03	0,03	0,02
Cr₂O₃	0,14	0,21	0,09	0,16	0,12	0,14	0,15	0,12
Tot.	98,46	95,41	96,99	98,33	98,59	97,33	96,20	97,66
<i>formula sulla base di 3 ossigeni</i>								
Ti	0,332	0,314	0,306	0,319	0,346	0,321	0,310	0,313
Al	0,242	0,239	0,255	0,251	0,233	0,244	0,247	0,253
Fe³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe²⁺	2,161	2,140	2,190	2,173	2,148	2,163	2,165	2,182
Mn	0,017	0,018	0,012	0,013	0,021	0,016	0,015	0,012
Mg	0,244	0,282	0,233	0,240	0,247	0,250	0,257	0,237
Ca	0,001	0,002	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001
Cr	0,004	0,006	0,002	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003
Fe₂O₃/FeO	0,51	0,56	0,53	0,52	0,50	0,53	0,54	0,53
FeO mol%	54,98	53,58	54,88	54,99	54,97	54,62	54,24	54,94
Fe₂O₃ mol%	27,95	29,80	29,25	28,55	27,37	28,72	29,52	28,90
TiO₂ mol%	17,06	16,61	15,87	16,46	17,66	16,66	16,23	16,16
Usp	37,56	34,35	35,07	36,44	38,65	36,15	34,72	35,76

Tabella 4.2. Composizione dei campioni espressa in ossidi (wt.%) degli elementi maggiori e in ppm delle tracce

	LV1	LV2	LV3	LV4	LV5	LV6	LV7	LV8	LV9
SiO ₂	49.94	49.60	49.50	49.27	48.99	48.85	48.66	48.46	48.04
TiO ₂	1.54	1.56	1.58	1.61	1.66	1.70	1.75	1.80	1.87
Al ₂ O ₃	17.76	17.49	17.40	17.18	17.16	17.11	16.99	16.88	16.82
FeO _{tot}	9.60	10.09	10.19	10.63	10.96	11.06	11.39	11.73	12.26
MnO	0.17	0.18	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19	0.20	0.20
MgO	3.70	3.87	4.01	4.16	4.17	4.31	4.32	4.33	4.34
CaO	10.73	10.69	10.64	10.54	10.48	10.43	10.38	10.33	10.24
Na ₂ O	3.88	3.86	3.84	3.80	3.78	3.76	3.74	3.72	3.69
K ₂ O	2.13	2.12	2.11	2.09	2.08	2.07	2.06	2.05	2.03
P ₂ O ₅	0.54	0.54	0.54	0.53	0.53	0.52	0.51	0.51	0.50
Tot.	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.50	0.64	0.63	0.73	0.82	0.90	1.10	1.43	1.60
Fe ₂ O ₃	3.32	4.08	4.09	4.68	5.15	5.48	6.29	7.31	8.00
FeO	6.60	6.40	6.50	6.40	6.30	6.10	5.70	5.10	5.00
Mg#	35.95	37.71	38.18	39.41	39.84	41.41	43.12	45.92	46.49
Cl	0.11	0.11	0.10	0.10	0.09	0.08	0.07	0.06	0.04
F	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
S	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
H ₂ O ⁺	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
H ₂ O ⁻	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20
δO ¹⁸	6.10	-	5.80	-	5.50	-	5.30	-	5.10
Rb	38.40	38.03	37.66	37.30	36.95	36.78	36.61	36.44	36.27
Sr	1101.23	1090.36	1079.71	1069.27	1059.03	1053.99	1049.00	1044.06	1039.16
Ba	671.71	635.87	610.14	603.52	600.01	590.30	584.61	586.94	570.30
Cs	1.00	1.00	0.90	0.80	0.80	0.60	0.50	0.40	0.40
Sc	26.47	26.63	26.98	27.14	27.59	27.62	27.85	27.98	28.10
V	187.43	189.94	191.85	192.05	194.92	195.80	196.11	197.80	198.25
Cr	4.87	5.49	8.61	11.93	15.10	17.06	20.13	24.97	28.86
Mn	1322.39	1371.80	1391.34	1432.92	1454.97	1474.51	1496.56	1518.62	1553.92
Co	55.80	57.24	57.96	59.88	60.07	61.38	61.99	62.30	62.98
Ni	5.83	6.14	9.97	12.91	16.05	19.83	22.12	26.87	30.07
Cu	145.17	144.04	143.91	142.01	141.92	141.94	140.15	140.47	140.55
Zn	60.84	62.07	63.64	64.81	64.80	65.93	66.61	66.91	67.76
Th	8.26	8.17	8.09	8.02	7.94	7.90	7.86	7.83	7.79
Ta	3.55	3.54	3.53	3.53	3.52	3.51	3.51	3.50	3.50
Nb	50.52	49.09	48.90	48.64	48.43	48.22	48.01	47.81	47.56
Zr	204.23	203.33	202.44	201.57	200.71	200.29	199.87	199.45	199.03
Hf	5.17	5.12	5.08	5.03	4.99	4.96	4.94	4.92	4.90
Y	25.16	24.91	24.66	24.42	24.19	24.07	23.96	23.84	23.73
La	53.23	53.71	52.47	52.80	51.50	51.30	51.65	51.40	50.55
Ce	106.14	105.81	103.80	101.64	100.91	100.49	100.09	99.89	99.39
Pr	11.31	11.19	11.07	10.96	10.85	10.80	10.74	10.69	10.63
Nd	43.11	42.67	42.23	41.81	41.39	41.18	40.98	40.78	40.58
Sm	8.51	8.42	8.34	8.25	8.17	8.13	8.09	8.05	8.01
Eu	2.47	2.44	2.42	2.39	2.37	2.36	2.35	2.33	2.32
Gd	6.15	6.08	6.02	5.96	5.90	5.87	5.84	5.81	5.78
Tb	1.00	0.99	0.98	0.97	0.96	0.95	0.95	0.94	0.94
Dy	5.08	5.03	4.98	4.93	4.88	4.85	4.83	4.81	4.78
Ho	0.93	0.92	0.91	0.90	0.89	0.89	0.88	0.88	0.87
Er	2.40	2.37	2.35	2.33	2.30	2.29	2.28	2.27	2.26
Tm	0.34	0.34	0.33	0.33	0.33	0.33	0.32	0.32	0.32
Yb	2.05	2.03	2.01	1.99	1.97	1.96	1.95	1.94	1.93
Lu	0.35	0.35	0.34	0.34	0.34	0.34	0.33	0.33	0.33

Tabella 5.1. Composizione espressa in ossidi degli elementi maggiori (wt.%) e in tracce (ppm) delle stalattiti e delle lave associate.

	Grotta Cassone			Grotta delle Palombe				Grotta del Santo	
	Stalattite	Stalattite	Lava	Stalattite	Stalattite	Stalattite	Lava	Stalattite	Lava
	C2	C4	C5	P1	P3	P4	P5	S3	S5
SiO₂	50,20	49,99	49,84	53,93	55,15	51,76	51,43	52,22	51,08
TiO₂	1,54	1,66	1,59	1,23	1,19	1,33	1,35	1,53	1,54
Al₂O₃	18,01	17,45	17,09	18,63	18,83	19,55	19,55	16,78	16,90
FeO	9,44	10,16	9,89	7,18	6,97	7,65	8,10	9,26	9,45
MnO	0,22	0,19	0,18	0,14	0,13	0,16	0,16	0,16	0,16
MgO	3,05	2,98	4,00	1,53	1,31	1,99	2,39	2,48	3,07
CaO	9,45	9,34	10,22	8,31	8,61	8,71	9,16	9,07	9,53
Na₂O	4,13	4,06	3,66	4,11	4,10	4,42	4,27	3,43	3,54
K₂O	1,71	1,87	1,51	1,51	1,50	1,70	1,59	1,96	1,87
P₂O₅	0,67	0,69	0,54	0,65	0,69	0,62	0,63	0,77	0,68
L.O.I.	0,58	0,55	0,44	2,02	0,78	1,31	0,52	1,36	1,19
Tot.	99,00	98,92	98,95	99,23	99,26	99,19	99,14	99,01	99,00
Rb	17,95	28,35	25,73	13,22	16,34	12,20	21,26	37,83	39,91
Ba	592,90	646,00	760,21	679,30	808,31	690,34	897,40	655,30	777,75
Th	2,91	3,59	1,81	0,22	1,34	0,65	0,19	4,68	6,76
Nb	32,32	53,12	51,45	42,04	41,60	48,28	52,74	53,89	56,38
La	57,86	66,66	71,52	50,64	47,54	41,82	71,74	57,12	74,61
Ce	124,70	119,57	138,77	108,30	106,81	116,10	153,56	121,87	134,73
Sr	837,51	987,98	1153,00	1288,13	1325,96	1329,98	1628,09	947,40	1084,94
Zr	152,10	209,96	225,43	177,82	174,41	191,05	225,91	200,17	223,55
Y	21,62	24,01	26,33	19,07	22,88	17,01	27,51	24,66	24,91
V	123,55	126,30	272,11	31,44	46,84	16,89	165,72	120,83	245,25
Pb	5,66	6,67	15,62	64,37	51,62	54,21	8,12	26,15	13,19
Cr	9,74	7,48	19,05	-	1,14	-	5,27	19,43	46,07
Ni	21,35	16,97	26,15	4,81	7,69	6,73	12,86	14,61	23,25
Zn	76,25	56,03	102,17	46,82	43,59	51,17	89,64	45,84	82,58
Co	45,55	45,52	39,49	29,51	25,74	30,94	26,52	39,89	35,03

Tabella 5.2. Indici di porfiricità e contenuto di bolle delle stalattiti e delle lave associate.

	Grotta Cassone		Grotta delle Palombe		Grotta del Santo		Grotta dei Lamponi	
	<i>Stalattite</i>	<i>Lava</i>	<i>Stalattite</i>	<i>Lava</i>	<i>Stalattite</i>	<i>Lava</i>	<i>Stalattite</i>	<i>Lava</i>
	C4	C5	P4	P5	S4	S5	L4	L5
Plagioclasti	29,13	24,31	44,58	31,05	28,22	36,21	23,60	32,80
Clinopiroseni	4,13	6,77	0,90	1,06	1,13	1,99	6,82	3,63
Olivine	0,00	2,00	0,00	0,35	0,82	1,33	1,09	1,82
Magnetiti	1,52	1,66	1,99	0,71	0,21	1,59	1,09	1,50
Microliti	65,22	65,26	52,53	66,82	69,62	58,89	67,39	60,26
Bolle	53,2	8,9	29,1	15	2,7	24,2	26,4	6

Tabella 5.3a. Composizione dei plagioclasti nelle stalattiti di Grotta Cassone.

	nuclei				bordi				microliti						
	pl1	pl2	pl3	pl4	pl1	pl2	pl3	pl4	pl5	pl6	pl7	pl8	pl9	pl10	pl11
SiO₂	48,28	48,16	51,52	51,74	55,00	51,99	56,35	52,58	56,23	56,00	55,54	55,39	54,66	57,40	54,50
TiO₂	0,15	0,18	0,19	0,00	0,27	0,20	0,22	0,24	0,21	0,33	0,25	0,31	0,25	0,28	0,11
Al₂O₃	32,73	32,09	30,42	30,85	27,51	29,89	26,81	29,09	27,10	26,82	27,02	27,54	27,73	25,93	28,08
FeO	0,84	1,00	0,71	0,62	0,82	0,89	0,82	0,91	0,92	0,92	1,02	0,86	0,99	0,89	0,98
MnO	0,07	0,11	0,06	0,00	0,06	0,00	0,10	0,16	0,00	0,09	0,20	0,04	0,08	0,00	0,00
MgO	0,16	0,39	0,44	0,33	0,35	0,26	0,25	0,24	0,14	0,30	0,29	0,30	0,28	0,30	0,33
CaO	15,17	15,08	12,57	12,73	9,82	12,32	8,85	11,80	9,26	9,10	9,53	9,48	10,15	8,21	10,77
Na₂O	2,13	2,33	3,61	3,46	5,24	3,85	5,47	4,01	5,31	5,38	5,07	5,05	4,83	5,73	4,61
K₂O	0,19	0,31	0,36	0,28	0,62	0,38	0,74	0,50	0,70	0,77	0,78	0,71	0,61	1,00	0,64
Tot.	99,72	99,65	99,88	100,01	99,69	99,78	99,61	99,53	99,87	99,71	99,70	99,68	99,58	99,74	100,02
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>															
Si	2,22	2,22	2,35	2,35	2,50	2,37	2,55	2,40	2,54	2,54	2,52	2,51	2,49	2,59	2,47
Al	1,77	1,74	1,63	1,65	1,47	1,61	1,43	1,57	1,44	1,43	1,45	1,47	1,49	1,38	1,50
Fe³⁺	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,75	0,74	0,61	0,62	0,48	0,60	0,43	0,58	0,45	0,44	0,46	0,46	0,49	0,40	0,52
Na	0,19	0,21	0,32	0,30	0,46	0,34	0,48	0,36	0,46	0,47	0,45	0,44	0,43	0,50	0,40
K	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,06	0,04
An	78,80	76,68	64,36	65,87	49,00	62,41	45,08	60,05	47,00	46,07	48,54	48,71	51,74	41,53	54,19
Ab	20,02	21,44	33,45	32,40	47,32	35,29	50,43	36,93	48,77	49,29	46,73	46,95	44,56	52,45	41,98
Or	1,18	1,88	2,19	1,73	3,68	2,29	4,49	3,03	4,23	4,64	4,73	4,34	3,70	6,02	3,83

Tabella 5.3b. Composizione dei plagioclasti nella lava di Grotta Cassone.

	nuclei															
SiO₂	55,33	54,75	52,64	50,24	51,69	50,06	53,87	55,13	53,74	53,33	51,27	49,32	52,81	54,35	51,16	53,38
TiO₂	0,24	0,20	0,17	0,13	0,16	0,00	0,24	0,20	0,12	0,26	0,18	0,64	0,29	0,25	0,18	0,39
Al₂O₃	29,52	29,83	31,74	33,32	31,83	32,95	29,43	28,42	29,68	29,69	31,66	31,13	30,61	29,49	30,62	29,71
FeO	0,42	0,43	0,47	0,52	0,67	0,66	0,66	0,58	0,69	0,64	0,63	2,07	0,82	0,61	0,82	0,79
MnO	0,09	0,06	0,07	0,09	0,14	0,12	0,08	0,07	0,13	0,14	0,07	0,17	0,13	0,15	0,10	0,19
MgO	0,24	0,27	0,35	0,20	0,22	0,31	0,28	0,20	0,34	0,34	0,29	0,73	0,27	0,23	0,25	0,29
CaO	7,60	8,32	9,76	12,30	11,20	13,02	10,40	9,35	9,91	10,48	11,97	12,48	10,23	9,07	10,89	10,36
Na₂O	6,19	5,71	4,34	2,83	3,72	2,52	4,44	5,26	4,92	4,45	3,31	2,59	4,37	5,18	5,24	4,42
K₂O	0,36	0,42	0,25	0,27	0,26	0,21	0,45	0,50	0,37	0,45	0,31	0,51	0,34	0,40	0,52	0,47
0,00	99,99	99,99	99,79	99,90	99,89	99,85	99,85	99,71	99,90	99,78	99,69	99,64	99,87	99,73	99,78	100,00
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>																
Si	2,49	2,46	2,37	2,28	2,34	2,27	2,44	2,49	2,43	2,42	2,33	2,27	2,39	2,46	2,34	2,42
Al	1,56	1,58	1,69	1,78	1,70	1,76	1,57	1,51	1,58	1,59	1,70	1,69	1,63	1,57	1,65	1,59
Fe³⁺	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,08	0,03	0,02	0,03	0,03
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,37	0,40	0,47	0,60	0,54	0,63	0,50	0,45	0,48	0,51	0,58	0,62	0,50	0,44	0,53	0,50
Na	0,54	0,50	0,38	0,25	0,33	0,22	0,39	0,46	0,43	0,39	0,29	0,23	0,38	0,45	0,46	0,39
K	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
An	39,52	43,44	54,49	69,32	61,40	73,02	54,82	48,04	51,47	54,96	65,31	70,21	55,17	47,94	51,88	54,76
Ab	58,25	53,95	43,85	28,86	36,90	25,58	42,35	48,90	46,24	42,23	32,68	26,37	42,65	49,54	45,17	42,28
Or	2,23	2,61	1,66	1,81	1,70	1,40	2,82	3,06	2,29	2,81	2,01	3,42	2,18	2,52	2,95	2,96

Tab. 5.4a. Composizione dei clinopirosseni nelle stalattiti di Grotta Cassone

	nuclei				bordi				microliti				
SiO₂	51,99	50,19	52,33	51,50	49,37	47,12	49,29	50,26	50,73	51,02	52,30	49,76	49,98
TiO₂	0,99	1,43	0,90	1,11	1,72	2,37	1,79	1,47	1,50	1,51	0,96	1,66	1,59
Al₂O₃	3,25	4,34	2,85	3,48	5,43	7,35	4,91	4,52	3,95	2,78	2,18	4,76	4,33
FeO	7,61	7,75	7,42	7,59	8,45	8,71	9,02	8,08	8,72	8,70	8,77	8,60	8,66
MnO	0,08	0,29	0,27	0,21	0,27	0,31	0,27	0,24	0,25	0,37	0,31	0,24	0,11
MgO	15,31	14,51	15,38	15,07	13,61	12,75	13,36	14,28	14,12	14,14	14,16	13,88	14,07
CaO	20,10	20,37	20,27	20,25	19,95	20,65	20,16	20,25	19,92	20,50	20,46	20,44	20,51
Na₂O	0,57	0,75	0,55	0,62	0,70	0,42	0,66	0,61	0,48	0,58	0,61	0,60	0,64
K₂O	0,00	0,13	0,03	0,05	0,11	0,12	0,15	0,08	0,09	0,14	0,08	0,06	0,11
Tot.	99,90	99,76	100,00	99,89	99,61	99,80	99,61	99,80	99,76	99,74	99,83	100,00	100,00
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>													
Si	1,92	1,86	1,93	1,90	1,84	1,76	1,84	1,86	1,89	1,90	1,95	1,85	1,85
Ti	0,03	0,04	0,02	0,03	0,05	0,07	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04
Al^{IV}	0,08	0,14	0,07	0,10	0,16	0,24	0,16	0,14	0,11	0,10	0,05	0,15	0,15
Al^{VI}	0,06	0,04	0,05	0,05	0,07	0,08	0,06	0,06	0,06	0,02	0,04	0,05	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe³⁺	0,01	0,08	0,01	0,03	0,05	0,06	0,06	0,04	0,00	0,04	0,01	0,05	0,07
Fe²⁺	0,23	0,16	0,22	0,20	0,22	0,21	0,22	0,21	0,27	0,23	0,27	0,21	0,20
Mg	0,84	0,80	0,84	0,83	0,75	0,71	0,74	0,79	0,78	0,79	0,79	0,77	0,78
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	0,79	0,81	0,80	0,80	0,80	0,83	0,81	0,80	0,79	0,82	0,82	0,81	0,81
Na	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,03	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05
Mg#	78,91	83,33	79,46	80,47	77,83	77,32	76,99	79,21	74,60	77,29	74,67	78,29	79,61
Di	0,58	0,58	0,60	0,59	0,53	0,50	0,54	0,56	0,54	0,59	0,59	0,55	0,56
Hd	0,16	0,12	0,15	0,14	0,15	0,15	0,16	0,15	0,18	0,17	0,20	0,15	0,14
En	0,13	0,11	0,12	0,12	0,11	0,10	0,10	0,11	0,12	0,10	0,10	0,11	0,11
Fs	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
CaTs	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,08	0,03	0,03	0,03	0,01	0,00	0,03	0,03
CaFeTs	0,00	0,04	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03
CaTiTs	0,03	0,04	0,02	0,03	0,05	0,07	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04
Jd	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,02	0,04	0,05	0,04

Tabella 5.4b. Composizione dei clinopirosseni nella lava di Grotta Cassone

	nuclei							bordi							microliti			
SiO₂	53,50	50,65	51,00	52,98	53,16	53,21	52,32	53,59	51,42	50,65	52,13	49,69	50,79	51,38	52,36	51,96	53,52	52,61
TiO₂	1,11	1,44	1,38	1,00	0,69	0,89	1,19	1,28	1,88	1,65	1,20	1,99	1,54	1,59	1,33	1,53	1,01	1,29
Al₂O₃	4,04	6,24	5,91	3,74	3,46	3,73	4,15	10,83	5,75	5,96	4,90	6,61	5,99	6,67	3,72	4,53	2,77	3,67
FeO	6,12	6,11	6,47	6,48	6,60	6,03	6,20	9,41	6,68	6,47	6,45	6,96	6,32	7,05	8,31	7,74	6,80	7,62
MnO	0,19	0,23	0,20	0,22	0,22	0,21	0,24	0,65	0,26	0,36	0,25	0,27	0,15	0,32	0,32	0,23	0,40	0,32
MgO	16,13	15,34	15,23	16,02	16,30	16,60	16,40	10,73	15,34	15,37	15,18	14,62	15,06	14,38	14,43	14,63	15,95	15,00
CaO	18,05	19,07	18,86	18,65	18,78	18,43	18,37	6,26	17,54	18,76	18,97	18,67	19,00	16,53	18,46	18,10	18,20	18,25
Na₂O	0,82	0,71	0,72	0,54	0,68	0,79	0,69	3,76	0,80	0,70	0,85	0,84	0,78	1,29	0,68	0,97	0,87	0,84
K₂O	0,04	0,11	0,07	0,17	0,00	0,03	0,18	2,60	0,10	0,10	0,07	0,18	0,12	0,53	0,14	0,21	0,26	0,20
Tot.	100,00	100,01	99,99	100,00	100,00	99,99	100,00	99,99	100,00	100,02	100,00	100,02	100,01	100,01	100,01	100,00	99,99	100,00
<i>formula sulla base di 6 ossigeni</i>																		
Si	1,96	1,85	1,87	1,94	1,95	1,94	1,91	1,95	1,89	1,86	1,91	1,83	1,86	1,88	1,94	1,91	1,96	1,94
Ti	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05	0,03	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
Al^{IV}	0,04	0,15	0,13	0,06	0,05	0,06	0,09	0,05	0,11	0,14	0,09	0,17	0,14	0,12	0,06	0,09	0,04	0,06
Al^{VI}	0,13	0,12	0,13	0,11	0,10	0,10	0,09	0,42	0,14	0,11	0,12	0,11	0,12	0,17	0,10	0,11	0,08	0,10
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Fe³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,19	0,19	0,20	0,20	0,20	0,18	0,19	0,29	0,21	0,20	0,20	0,20	0,19	0,22	0,26	0,24	0,21	0,23
Mg	0,88	0,84	0,83	0,88	0,89	0,90	0,89	0,58	0,84	0,84	0,83	0,80	0,82	0,79	0,80	0,80	0,87	0,82
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,71	0,75	0,74	0,73	0,74	0,72	0,72	0,24	0,69	0,74	0,75	0,74	0,75	0,65	0,73	0,71	0,72	0,72
Na	0,06	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,27	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,09	0,05	0,07	0,06	0,06
Mg#	82,45	81,74	80,76	81,51	81,49	83,07	82,51	67,03	80,37	80,90	80,75	80,01	80,95	78,44	75,59	77,12	80,70	77,84
Di	0,54	0,52	0,52	0,55	0,56	0,55	0,54	0,13	0,48	0,51	0,54	0,49	0,52	0,44	0,51	0,50	0,56	0,52
Hd	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	0,11	0,11	0,06	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,17	0,15	0,13	0,15
En	0,17	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17	0,18	0,23	0,18	0,16	0,14	0,15	0,15	0,17	0,14	0,15	0,16	0,15
Fs	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,11	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04
CaTs	0,03	0,07	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,04	0,06	0,04	0,05	0,06	0,04	0,02	0,02	0,00	0,01
CaFeTs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaTiTs	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05	0,03	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
Jd	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,39	0,06	0,05	0,06	0,07	0,06	0,12	0,06	0,08	0,07	0,07

Tabella 6.1. Lista degli esperimenti

Campione	t a Ci (h)	n° di step	MPa per step	tempo tra step (h)	$\Delta P/\Delta T$ (Mpa/h)
<i>step singolo</i>					
ANK_SSD_B1	48	1	125	125	2
ANK_SSD_B2	48	1	125	125	2
ANK_SSD_C1	48	1	125	125	1
ANK_SSD_C2	48	1	125	125	1
<i>multi-step</i>					
ANK_MSD_A3	48	5	25	12,5	2
ANK_MSD_A4	48	5	25	12,5	2
ANK_MSD_B3	48	10	12,5	6,25	2
ANK_MSD_B4	48	10	12,5	6,25	2
ANK_MSD_C3	48	25	5	2,5	2
ANK_MSD_C4	48	25	5	2,5	2
ANK_MSD_D3	48	17	7,35	3,675	2
ANK_MSD_D4	48	17	7,35	3,675	2
ANK_MSD_F1	48	5	25	25	1
ANK_MSD_F2	48	5	25	25	1
ANK_MSD_G1	48	10	12,5	12,5	1
ANK_MSD_G2	48	10	12,5	12,5	1
ANK_MSD_H1	48	17	7,35	7,35	1
ANK_MSD_H2	48	17	7,35	7,35	1
ANK_MSD_I1	48	25	5	5	1
ANK_MSD_I2	48	25	5	5	1
<i>decompressione continua</i>					
ANK_CD_A1	48	-	-	-	2
ANK_CD_A2	48	-	-	-	2
ANK_CD_B1	48	-	-	-	1
ANK_CD_B2	48	-	-	-	1

Tabella 6.2. Composizione dei plagioclasti

	ANK_SSD_C1		ANK_SSD_C2		ANK_MSD_F1		ANK_MSD_F2		ANK_MSD_G1			ANK_MSD_G2		ANK_MSD_H1	
SiO₂	70,54	67,69	71,98	70,07	62,95	60,79	62,97	63,15	63,05	62,51	59,80	62,19	60,41		
TiO₂	0,09	0,07	0,29	0,23	0,05	0,01	0,04	0,08	0,06	0,00	0,02	0,01	0,01		
Al₂O₃	18,38	20,68	16,32	17,99	23,14	24,63	24,29	23,82	23,70	24,34	26,51	23,91	25,04		
FeO	0,62	0,43	0,95	0,84	0,51	0,39	0,50	0,45	0,48	0,36	0,41	0,37	0,42		
MnO	0,00	0,03	0,02	0,05	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00		
MgO	0,03	0,01	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02		
CaO	2,21	2,54	1,40	1,52	4,96	6,47	5,04	4,53	4,63	4,95	7,08	5,74	6,83		
Na₂O	6,19	7,45	5,06	6,02	7,69	7,05	7,69	7,72	7,84	7,63	6,91	7,47	6,98		
K₂O	2,07	1,96	2,73	2,62	0,60	0,46	0,56	0,63	0,70	0,66	0,42	0,46	0,40		
P₂O₅	0,04	0,00	0,06	0,05	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02		
Tot.	100,18	100,86	98,87	99,42	99,95	99,82	101,16	100,44	100,48	100,49	101,20	100,17	100,13		
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>															
Si	3,07	2,95	3,16	3,08	2,79	2,71	2,76	2,78	2,78	2,75	2,63	2,75	2,68		
Al	0,94	1,06	0,84	0,93	1,21	1,29	1,25	1,24	1,23	1,26	1,38	1,25	1,31		
Fe³⁺	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02		
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Ca	0,10	0,12	0,07	0,07	0,24	0,31	0,24	0,21	0,22	0,23	0,33	0,27	0,33		
Na	0,52	0,63	0,43	0,51	0,66	0,61	0,65	0,66	0,67	0,65	0,59	0,64	0,60		
K	0,11	0,11	0,15	0,15	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02		
An	13,89	13,85	10,13	9,80	25,32	32,74	25,67	23,52	23,54	25,34	35,26	28,98	34,26		
Ab	70,58	73,45	66,31	70,14	71,03	64,52	70,91	72,60	72,24	70,66	62,25	68,24	63,34		
Or	15,53	12,70	23,56	20,06	3,66	2,74	3,42	3,89	4,23	4,01	2,49	2,77	2,40		

Tabella 6.2. Continuo

	ANK_MSD_H2				ANK_MSD_I1				ANK_MSD_I2				ANK_CD_B1		ANK_CD_B2		
SiO₂	63,22	65,91	62,11	63,11	62,09	61,26	62,29	63,14	62,59	63,22	61,96	62,17	60,76	63,11	60,60	62,66	62,27
TiO₂	0,02	0,05	0,05	0,03	0,03	0,00	0,88	0,06	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02	0,06	0,04
Al₂O₃	23,11	21,43	23,73	23,66	24,55	25,07	23,21	24,02	23,65	23,58	24,12	23,46	24,11	23,61	25,14	23,77	24,35
FeO	0,40	0,50	0,43	0,42	0,46	0,42	0,96	0,45	0,40	0,39	0,39	0,41	0,37	0,28	0,22	0,27	0,21
MnO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01
MgO	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,05	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02
CaO	4,45	3,80	5,35	4,97	5,98	6,55	4,97	5,35	5,16	5,15	5,81	5,30	6,24	5,10	6,62	5,29	5,70
Na₂O	8,11	7,72	7,68	7,89	7,24	7,16	7,74	7,50	7,49	7,55	7,19	7,21	7,13	7,70	6,98	7,54	7,42
K₂O	0,70	1,06	0,57	0,62	0,47	0,42	0,60	0,57	0,59	0,61	0,55	0,61	0,48	0,56	0,46	0,54	0,51
P₂O₅	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,01	0,02	0,04	0,10	0,00	0,00	0,04	0,00
Tot.	100,07	100,49	99,95	100,73	100,84	100,92	100,76	101,17	99,95	100,56	100,10	99,22	99,23	100,39	100,05	100,20	100,53
<i>formula sulla base di 8 ossigeni</i>																	
Si	2,80	2,89	2,76	2,77	2,73	2,70	2,77	2,76	2,77	2,78	2,74	2,77	2,72	2,78	2,69	2,77	2,74
Al	1,21	1,11	1,24	1,23	1,27	1,30	1,22	1,24	1,23	1,22	1,26	1,23	1,27	1,23	1,32	1,24	1,27
Fe³⁺	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,21	0,18	0,25	0,23	0,28	0,31	0,24	0,25	0,24	0,24	0,28	0,25	0,30	0,24	0,32	0,25	0,27
Na	0,70	0,66	0,66	0,67	0,62	0,61	0,67	0,64	0,64	0,64	0,62	0,62	0,62	0,66	0,60	0,65	0,63
K	0,04	0,06	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
An	22,29	19,98	26,83	24,86	30,45	32,73	25,23	27,29	26,58	26,35	29,83	27,78	31,62	25,90	33,48	27,01	28,87
Ab	73,52	73,41	69,75	71,47	66,72	64,74	71,12	69,23	69,79	69,91	66,83	68,42	65,46	70,74	63,79	69,68	68,05
Or	4,19	6,61	3,42	3,67	2,84	2,53	3,64	3,48	3,63	3,74	3,34	3,80	2,92	3,36	2,74	3,31	3,08

Tabella 6.3. Composizione dei clinopirosseni

	<u>ANK_SSD_C1</u>	<u>ANK_SSD_C2</u>	<u>ANK_CD_B2</u>		<u>ANK_MSD_F1</u>		<u>ANK_MSD_F2</u>		<u>ANK_MSD_G1</u>		<u>ANK_MSD_G2</u>	
SiO₂	51,89	55,68	52,67	53,04	51,19	51,01	52,58	51,50	51,04	52,15	52,15	
TiO₂	0,65	1,83	0,19	0,18	0,44	0,44	0,13	0,46	0,54	0,17	0,17	
Al₂O₃	6,94	12,38	0,70	0,89	2,22	2,34	0,61	2,14	2,81	0,80	0,80	
FeO	17,42	10,02	24,20	23,61	11,26	10,93	21,20	16,02	17,75	24,80	24,80	
MnO	1,64	0,53	1,71	1,74	1,39	1,29	1,82	1,49	1,53	2,20	2,20	
MgO	12,14	8,81	18,30	19,21	13,09	12,11	21,38	15,19	15,48	16,91	16,91	
CaO	10,49	6,60	1,91	1,67	16,07	17,55	1,44	11,17	10,56	1,31	1,31	
Na₂O	0,58	3,43	0,12	0,12	0,36	0,36	0,11	0,32	0,24	0,16	0,16	
K₂O	0,12	1,09	0,08	0,10	0,09	0,09	0,10	0,08	0,14	0,10	0,10	
Total	101,92	100,41	99,91	100,55	96,12	96,15	99,41	98,37	100,08	98,61	98,61	
<i>formule sulla base di 6 ossigeni</i>												
Si	1,94	2,05	2,01	2,00	2,00	2,00	1,98	1,97	1,93	2,03	2,03	
Al^{IV}	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,07	0,00	0,00	
Al^{VI}	0,24	0,54	0,03	0,04	0,10	0,11	0,00	0,07	0,05	0,04	0,04	
Ti	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	
Fe³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	
Fe²⁺	0,54	0,31	0,77	0,74	0,37	0,36	0,64	0,51	0,55	0,81	0,81	
Mg	0,68	0,48	1,04	1,08	0,76	0,71	1,20	0,87	0,87	0,98	0,98	
Mn	0,05	0,02	0,06	0,06	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05	0,07	0,07	
Ca	0,42	0,26	0,08	0,07	0,67	0,74	0,06	0,46	0,43	0,05	0,05	
Na	0,04	0,24	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	
K	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	
Mg#	55,40	61,05	57,42	59,20	67,46	66,38	65,14	62,83	61,41	54,87	54,87	
Di	0,16	0,09	0,04	0,03	0,43	0,46	0,02	0,27	0,23	0,02	0,02	
Hd	0,13	0,05	0,03	0,02	0,21	0,24	0,01	0,16	0,14	0,02	0,02	
En	0,26	0,20	0,50	0,52	0,17	0,12	0,59	0,30	0,32	0,48	0,48	
Fs	0,21	0,13	0,37	0,36	0,08	0,06	0,31	0,18	0,20	0,39	0,39	
CaTs	0,11	0,07	0,00	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,04	0,00	0,00	
CaFeTs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	
CaTiTs	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	
Jd	0,05	0,30	0,01	0,01	0,03	0,03	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02	

Tabella 6.3. Continuo

	ANK_MSD_H1	ANK_MSD_H2			ANK_MSD_I1	ANK_MSD_I2	ANK_CD_B1	
SiO ₂	52,32	53,76	56,61	48,12	50,89	52,41	52,52	52,87
TiO ₂	0,12	0,22	0,25	1,73	0,69	0,13	0,19	0,19
Al ₂ O ₃	0,62	1,06	5,01	7,00	3,19	1,01	0,75	0,78
FeO	20,30	20,10	18,23	15,35	12,93	21,78	24,78	24,44
MnO	1,80	1,79	1,73	0,98	1,24	2,12	1,75	1,71
MgO	21,26	23,02	13,82	16,42	13,24	19,77	17,96	18,78
CaO	1,73	1,51	1,52	7,39	16,72	2,01	1,70	1,88
Na ₂ O	0,44	0,11	0,75	1,72	0,42	0,19	0,14	0,12
K ₂ O	0,06	0,06	0,84	0,33	0,13	0,08	0,09	0,08
Total	98,86	101,62	98,78	99,05	99,46	99,54	99,94	100,87
<i>formule sulla base di 6 ossigeni</i>								
Si	1,97	1,96	2,17	1,79	1,92	1,97	2,01	1,99
Al ^{IV}	0,03	0,04	0,00	0,21	0,08	0,03	0,00	0,01
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,23	0,10	0,07	0,01	0,03	0,03
Ti	0,00	0,01	0,01	0,05	0,02	0,00	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,06	0,03	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,58	0,58	0,58	0,32	0,41	0,68	0,79	0,77
Mg	1,19	1,25	0,79	0,91	0,75	1,11	1,02	1,05
Mn	0,06	0,06	0,06	0,03	0,04	0,07	0,06	0,05
Ca	0,07	0,06	0,06	0,29	0,68	0,08	0,07	0,08
Na	0,03	0,01	0,06	0,12	0,03	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg#	67,15	68,33	57,48	73,82	64,76	61,87	56,37	57,81
Di	0,04	0,01	0,00	0,08	0,40	0,03	0,03	0,04
Hd	0,02	0,01	0,00	0,03	0,22	0,02	0,03	0,03
En	0,58	0,62	0,40	0,41	0,17	0,54	0,49	0,51
Fs	0,28	0,29	0,29	0,15	0,09	0,33	0,38	0,37
CaTs	0,01	0,02	0,06	0,06	0,03	0,01	0,00	0,01
CaFeTs	0,00	0,02	0,00	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00
CaTiTs	0,00	0,01	0,01	0,05	0,02	0,00	0,01	0,01
Jd	0,00	0,00	0,10	0,10	0,04	0,01	0,01	0,01

Tabella 6.4. Composizione dei vetri

	ANK_SSD_C1			ANK_SSD_C2			ANK_MSD_F1			ANK_MSD_F2			ANK_MSD_G1			ANK_MSD_G2	
SiO ₂	74,54	74,03	70,17	68,19	67,69	70,32	71,12	71,56	70,41	71,52	70,29	72,25	72,07	70,37	71,30	75,80	75,30
TiO ₂	0,47	0,34	0,32	0,28	0,26	0,28	0,31	0,27	0,29	0,30	0,29	0,26	0,29	0,27	0,31	0,20	0,23
Al ₂ O ₃	12,97	14,33	15,58	14,95	14,68	15,51	15,60	15,18	15,51	15,10	15,35	14,45	14,18	15,41	15,30	13,08	13,08
FeO	1,17	1,31	1,88	1,54	1,51	1,91	1,74	1,63	1,85	2,03	1,82	1,67	2,01	2,07	2,01	1,42	1,57
MnO	0,04	0,07	0,13	0,11	0,09	0,12	0,10	0,12	0,12	0,17	0,11	0,12	0,13	0,12	0,12	0,10	0,05
MgO	0,07	0,11	0,18	0,14	0,11	0,14	0,21	0,19	0,23	0,25	0,15	0,13	0,18	0,15	0,17	0,06	0,07
CaO	1,00	0,47	0,97	0,89	0,78	0,71	1,36	1,20	1,40	1,02	1,27	0,86	0,95	1,07	1,18	0,54	0,63
Na ₂ O	3,77	4,18	4,39	3,81	3,35	4,21	4,41	4,27	4,22	4,21	4,12	3,92	4,15	4,53	4,56	4,10	4,03
K ₂ O	3,16	4,40	4,97	4,43	4,34	5,24	3,67	3,80	3,91	3,96	4,10	4,17	3,84	3,92	4,11	4,29	4,30
P ₂ O ₅	0,13	0,09	0,09	0,08	0,07	0,08	0,07	0,09	0,06	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,11
Tot.	97,31	99,33	98,67	94,41	92,88	98,51	98,59	98,31	98,01	98,61	97,54	97,86	97,83	97,95	99,09	99,62	99,36

Tabella 6.4. Continuo

	ANK_MSD_H1			ANK_MSD_H2						ANK_MSD_I1			
SiO ₂	71,10	71,22	71,41	71,75	72,21	73,19	72,53	73,20	72,45	70,60	70,46	70,50	71,25
TiO ₂	0,34	0,30	0,35	0,26	0,22	0,31	0,27	0,29	0,30	0,36	0,30	0,34	0,31
Al ₂ O ₃	15,64	15,74	15,72	14,71	14,49	14,74	14,89	14,95	14,81	15,59	15,63	15,54	15,38
FeO	2,07	2,14	2,02	1,84	1,73	1,85	1,77	1,78	1,77	2,01	2,02	2,13	1,96
MnO	0,12	0,12	0,12	0,15	0,12	0,14	0,11	0,10	0,12	0,11	0,11	0,11	0,13
MgO	0,26	0,23	0,26	0,15	0,14	0,23	0,17	0,18	0,17	0,23	0,23	0,22	0,20
CaO	1,59	1,44	1,47	1,04	0,92	0,92	0,96	1,00	1,01	1,51	1,52	1,42	1,35
Na ₂ O	4,31	4,41	4,39	4,06	4,10	4,19	4,23	4,20	4,21	4,26	4,47	4,24	4,31
K ₂ O	3,57	3,65	3,71	3,88	3,87	3,90	3,95	4,05	3,90	3,70	3,65	3,67	3,80
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,12	0,11	0,06	0,08	0,01	0,08	0,07	0,07	0,05	0,05	0,03
Tot.	99,07	99,32	99,57	97,94	97,88	99,55	98,89	99,83	98,80	98,44	98,44	98,21	98,72

Tabella 6.4. Continuo

	ANK_MSD_I2				ANK_CD_B1				ANK_CD_B2			
SiO₂	74,31	73,61	73,95	73,62	72,24	71,59	71,40	71,04	71,00	71,10	70,93	71,16
TiO₂	0,23	0,22	0,26	0,24	0,36	0,31	0,39	0,36	0,40	0,32	0,32	0,31
Al₂O₃	13,64	13,69	13,58	13,60	15,42	15,71	15,65	15,65	15,75	15,68	15,77	15,72
FeO	1,38	1,43	1,36	1,38	2,09	2,10	2,25	2,12	2,12	2,20	2,08	2,26
MnO	0,09	0,10	0,09	0,08	0,07	0,10	0,14	0,12	0,11	0,11	0,11	0,14
MgO	0,10	0,10	0,09	0,12	0,20	0,20	0,18	0,20	0,21	0,23	0,21	0,23
CaO	0,56	0,59	0,59	0,60	1,47	1,45	1,47	1,48	1,65	1,72	1,67	1,49
Na₂O	3,77	3,75	3,75	3,71	4,48	4,38	4,41	4,46	4,39	4,32	4,38	4,34
K₂O	4,08	4,05	4,03	4,12	3,47	3,47	3,51	3,46	3,36	3,34	3,39	3,44
P₂O₅	0,03	0,04	0,02	0,07	0,07	0,04	0,06	0,06	0,07	0,10	0,06	0,15
Tot.	98,18	97,56	97,71	97,54	99,87	99,34	99,45	98,94	99,05	99,12	98,93	99,24

BIBLIOGRAFIA

Aigner-Torres M, Blundy J, Ulmer P, Pettke T (2007) Laser ablation ICPMS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic melts: an experimental approach. *Contrib Mineral Petrol* 153:647-667.

Allard P, Jean-Baptiste P, D'Alessandro W, Parello F, Parisi B, Flehoc C (1997) Mantle-derived helium and carbon in groundwaters and gases of Mount Etna, Italy. *Earth Plan Sci Lett* 148(3-4):501-516.

Allard P, Behncke B, D'Amico S, Neri M, Gambino S (2006) Mount Etna 1993-2005: anatomy of an evolving eruptive cycle. *Earth Sci Rev* 78:85-114.

Allred K (1998) Lava tube remelt by radiant heat and burning gasses. *Int J Spel* 27(1-4):125-134.

Allred K, Allred C (1998) Tabular lava stalactites and other related segregations. *J Cave Karst Stud* 60(3):131-140.

Anderson AT (1984) Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala. *Am Mineral* 69:660-676

Appora I, Eiler JM, Matthews A, Stolper EM (2003) Experimental determination of oxygen isotope fractionations between CO₂ vapor and sodamelilite melt. *Geochim Cosmochim Acta* 67:459-471.

Armienti P (2008) Decryption of igneous rock textures: crystal size distributions tools. In: Putirka KD, Tepley FJ (eds), *Reviews in Mineralogy*, vol. 69, pp 623-649.

Armienti P, Barberi F, Innocenti F, Pompilio M, Romano R, Villari L (1984) Compositional variation in the 1983 and other recent Etnean lavas: insights on the shallow feeding system. *Bull Volcanol* 47:995-1007.

Armienti P, Pareschi MT, Pompilio M, Innocenti F (1994a) Effects of magma storage and ascent on the kinetics of crystal growth: the case of the 1991-1993 Mt. Etna eruption. *Contrib Mineral Petrol* 115:402-414.

Armienti P, Clocchiatti R, D'Orazio M, Innocenti F, Petrini R, Pompilio M, Tonarini S, Villari L (1994b) The long-standing 1991-1993 Mount Etna eruption: petrography and geochemistry of lavas. *Acta Vulcanol* 4:15-28.

Armienti P, Pareschi MT, Pompilio M (1997) Lava textures and time scales of magma storage at Mt. Etna. *Acta Vulcanol* 9:1-5.

- Bachmann O, Bergantz GW (2006) Gas percolation in upper-crustal silicic crystal mushes as a mechanism for upward heat advection and rejuvenation of near-solidus magma bodies. *J Volcanol Geotherm Res* 149(1-2):85-102.
- Bagdassarov N, Pinkerton H (2004) Transient phenomena in vesicular lava flows based on laboratory experiments with analogue materials. *J Volcanol Geotherm Res* 132:115-136.
- Baginski B, Dzierzanowski P, Macdonald R, Upton BGJ (2009) Complex relationships among coexisting pyroxenes: the Paleogene Eskdalemuir dyke, Scotland. *Mineral Mag* 73:929-942.
- Behncke B, Neri M (2003) Cycles and trends in the recent eruptive behaviour of Mount Etna (Italy). *Can J Earth Sci* 40:1405-1411
- Berndt J, Koepke J, Holtz F (2005) An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa. *J Petrol* 46:135-167.
- Blundy J, Cashman, K. (2005) Rapid decompression-driven crystallization recorded by melt inclusions from Mount St. Helens volcano. *Geology* 33:793-796.
- Blundy J, Cashman K, Humphreys M (2006) Magma heating by decompression driven crystallization beneath andesite volcanoes. *Nature* 443:76-80.
- Bonaccorso A, Currenti G, Del Negro C, Boschi E (2010) Dike deflection modelling for inferring magma pressure and withdrawal, with application to Etna 2001 case. *Earth Plan Sci Lett* 293(1-2):121-129
- Bottinga Y, Javoy M (1990) MORB degassing; bubble growth and ascent. *Chem Geol* 81:255-270.
- Branca S, Coltelli M, Groppelli G (2004) Geological evolution of Etna volcano. *Geophys Mon* 143:49-63
- Branca S, Coltelli M, Groppelli G, Lentini F (2011) Geological map of Etna volcano, 1:50000 scale. *Ital J Geosci* 130:265-291
- Brugger CR, Hammer JE (2010) Crystallization kinetics in continuous decompression experiments; implications for interpreting natural magma ascent processes. *J Petrol* 51:1941-1965.
- Bureau H, Keppler H, Metrich N (2000) Volcanic degassing of bromine and iodine: experimental fluid/melt partitioning data and applications to stratospheric chemistry. *Earth Plan Sci Lett* 183:51-60.

Burgisser A, Scaillet B (2007): Redox evolution of a degassing magma rising to the surface. *Nature*, 445:194-197.

Burnham CW, Davis NF (1971) The role of H₂O in silicate melts: I. P-V-T relations in the system NaAlSi₃O₈-H₂O to 10 kilobars and 1000 °C. *Am J Sci* 270:54-79.

Carroll MC, Webster JD (1994) Solubilities of sulfur, noble gases, nitrogen, chlorine, and fluorine in magmas. In: Carroll, M.R., Holloway, J.R., (eds), *Volatiles in Magmas*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy* 30, 231-279.

Calvari S, Pinkerton H (1998) Formation of lava tubes and extensive flow field during the 1991-1993 eruption of Mount Etna. *J Geoph Res* 103(B11):27291-27301.

Calvari S, Pinkerton H (1999) Lava tube morphology on Etna and evidence for lava flow emplacement mechanisms. *J Volcanol Geotherm Res* 90:263-280.

Carmichael ISE, Turner FJ, Verhoogen J (1974) *Igneous Petrology*. NewYork: McGraw-Hill Book, 739 pp.

Cashman KV (1988) Crystallization of Mount St. Helens 1980-1986 dacite: a quantitative textural approach. *Bull Volcanol* 50:194-209.

Cashman, KV (1991) Textural constraints on the kinetics of crystallization of igneous rocks. In: Nicholls, J, Russell JK (eds) *Modern Methods of Igneous Petrology: Understanding Magmatic Processes*. *Reviews in Mineralogy* 24, pp. 259-309.

Cashman KV (1992) Groundmass crystallization of Mount St Helens dacite, 1980-1986: a tool for interpreting shallow magmatic processes. *Contrib Mineral Petrol* 109:431-449.

Cashman KV (1993) Relationship between plagioclase crystallization and cooling rate in basaltic melts. *Contrib Mineral Petrol* 113:126-142

Cashman KV, Marsh BD (1988) Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization-II. Makaopuhi lava lake. *Contrib Mineral Petrol* 99:292-305.

Cashman K, Blundy J (2000) Degassing and crystallization of ascending andesite and dacite. *Philos Trans Royal Soc London A* 358:1487-1513.

Cashman KV, Mangan MT, Newman S (1994) Surface degassing and modifications to vesicle size distributions in active basalt flows. *J Volcanol Geotherm Res* 61(1-2):45-68.

- Cashman KV, Kauahikaua JP, Thornber C (1999) Cooling and crystallization of lava in open channels, and the transition of pahoehoe lava to a'a. *Bull Volcanol* 61:306-323.
- Castruccio A, Rust AC, Sparks RSJ (2010) Rheology and flow of crystal-bearing lavas: insights from analogue gravity currents. *Earth Plan Sci Lett* 297:471-480.
- Catalano S, Torrisi S, Ferlito C (2004) The relationship between Late Quaternary deformation and volcanism of Mt. Etna (eastern Sicily): new evidence from the sedimentary substratum in the Catania region. *J Volcanol Geotherm Res* 132:311-334.
- Chadwick WW (2003) Quantitative constraints on the growth of submarine lava pillars from a monitoring instrument that was caught in a lava flow. *J Geoph Res* 108:2534-2548.
- Chase MW (1998) NIST-JANAF Thermochemical Tables. 4th edition. *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, Monograph No. 9, Parts I and II. ISBN 1-56396-831-2.
- Chester DK, Duncan AM, Guest JE, Kilburn CJR (1985) *Mount Etna: the anatomy of a volcano*. Chapman and Hall, London, pp 65-123.
- Chiba H, Chacko T, Clayton RN, Goldsmith JR (1989) Oxygen isotope fractionations involving diopside, forsterite, magnetite, and calcite; application to geothermometry. *Geochim Cosmochim Acta* 53:2985-2995.
- Chiodini G, Caliro S, Aiuppa A, Avino R, Granieri D, Moretti R, Parello F (2011) First $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ isotopic characterisation of volcanic plume CO_2 . *Bull Volcanol* 73(5):531-542. doi: 10.1007/s00445-010-0423-2.
- Chistyakova S, Latypov R (2009) On the development of internal chemical zonation in small mafic dykes. *Geol Mag* 147:1-12.
- Christie DM, Carmichael ISE, Langmuir CH (1986) Oxidation states of mid-ocean ridge basalt glasses. *Earth Plan Sci Lett* 79:397-411.
- Chichy SB, Botcharnikov RE, Holz F, Brhrtrnd H (2011) Vesiculation and microlite crystallization induced by decompression: a case study of the 1991-1995 Mt Unzen eruption (Japan). *J Petrol* 52(7-8):1469-1492.
- Clocchiatti R, Métrich N (1984) Témoignages de la contamination dans les produits des éruptions explosives des M. Silvestri (1892) et M. Rossi (1669) (M. Etna). *Bull Volcanol* 47:909-928.

- Clocchiatti R, Weisz J, Mosbah M, Tanguy JC (1992) Coexistence de verre alcalins et tholeitiques saturés en CO₂ dans les olivines d'Ici Castello (Etna, Sicile, Italie). Arguments en faveur d'un manteau anormal et d'un réservoir profond. *Acta Vulcanol* 2:161-173.
- Clocchiatti R, Condomines M, Guénot N, Tanguy JC (2004) Magma changes at Mount Etna: the 2001 and 2002-2003 eruptions. *Earth Plan Sci Lett* 226:397-414.
- Cluzel N, Laporte D, Provost A, Kannevischer I (2008) Kinetics of heterogeneous bubble nucleation in rhyolitic melts: implications for the number density of bubbles in volcanic conduits and for pumice textures. *Contrib Mineral Petrol* 156:745-763.
- Coish RA, Taylor LA (1979) The effect of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP Leg 34 basalt: a microprobe study. *Earth Plan Sci Lett* 42:389-398.
- Collins SJ, Pyle DM, Maclennan J (2009) Melt inclusions track pre-eruption storage and dehydration of magmas at Etna. *Geology* 6:571-574.
- Conte AM, Perinelli C, Trigila R (2006) Cooling kinetics experiments on different Stromboli lavas: effects on crystal morphologies and phases composition. *J Volcanol Geotherm Res* 155:179-200.
- Corsaro RA, Cristofolini R (1996) Origin and differentiation of recent basaltic magmas from Mount Etna. *Mineral Petrol* 57:1-21.
- Corsaro RA, Pompilio M (2004a) Buoyancy-controlled eruption of magmas at Mt Etna. *Terra Nova* 16(1):16-22.
- Corsaro RA, Pompilio M (2004b) Dynamics of magmas at Mount Etna. In: Bonaccorso A, Calvari S, Coltelli M, Del Negro C, Falsaperla S (eds) *Mt. Etna volcano laboratory*, vol 143. AGU Geophysical Monograph Series, Washington, pp 91-110.
- Corsaro RA, Pompilio M (2004c) Magma dynamics in the shallow plumbing system of Mt. Etna as recorded by compositional variations in volcanics of recent summit activity (1995-1999). *J Volcanol Geotherm Res* 137:53-71.
- Corsaro RA, Calvari S, Pompilio M (2005) Formation of lava stalactites in the master tube of the 1792-1793 flow field, Mt. Etna. *Am Mineral* 90:1413-1421.
- Corsaro RA, Civetta L, Di Renzo V, Miraglia L (2009a) Petrology of lavas from the 2004-2005 flank eruption of Mt. Etna, Italy: inferences on the dynamics of magma in the shallow plumbing system. *Bull Volcanol* 71:781-793.

- Corsaro RA, Metrich N, Allard P, Andronico D, Miraglia L, Fourmentraux C (2009b) The 1974 flank eruption of Mount Etna: an archetype for deep dike-fed eruptions at basaltic Volcanoes and a milestones in Etna's recent history. *J Geophys Res* B07204.
- Costa A, Blake S, Self S (2006) Segregation processes in vesiculating crystallizing magmas. *J Volcanol Geotherm Res* 153:287-300.
- Couch S, Sparks RSJ, Carroll MR (2003a) The kinetics of degassing-induced crystallisation at Soufriere Hills volcano, Montserrat. *J Petrol* 44:1477-1502.
- Couch S, Harford CL, Sparks RSJ, Carroll MR (2003b) Experimental constraints on the conditions of formation of highly calcic plagioclase microlites at the soufrière Hills volcano, Montserrat. *J Petrol* 44(8):1455-1475.
- Crisp J, Cashman CK, Bonini JA, Hougén SB, Pieri DC (1994) Crystallization history of the 1984 Mauna Loa lava flow. *J Geophys Res* 99:7177-7198.
- Cristofolini R, Albinì A, Di Girolamo P, Stanzione D (1981) Geochemistry of some volcanic rocks from south eastern Sicily: rare earth and other trace element distribution. *Bull Volcanol* 44:95-107.
- Cristofolini R, Gresta S, Imposà S, Patane G (1988) Feeding mechanism of eruptive activity at Mt. Etna based on seismological and petrological data, in: King, C.Y., Scarpa, R., (Eds.), *Modelling of Volcanic Processes*, Springer, Berlin, pp. 73- 93.
- Danyushevsky LV (2001) The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of midocean ridge and backarc basin magmas. *J Volcanol Geotherm Res* 110:265-280.
- Davis MJ, Ihinger PD, Lasaga AC (1997) Influence of water on nucleation kinetics in silicate melt. *J Non Cryst Solids* 219:62- 69.
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (2001) *Framework Silicates: Feldspars*, second edition. The Geological Society, London.
- Del Gaudio P, Mollo S, Ventura G, Iezzi G, Taddeucci J, Cavallo A (2010) Cooling rate-induced differentiation in anhydrous and hydrous basalts at 500 MPa: implications for the storage and transport of magmas in dikes. *Chem Geol* 270:164-178.
- Del Negro C, Currenti G, Scandura D (2009) Temperature-dependent viscoelastic modeling of ground deformation: application to Etna volcano during the 1993-1997 inflation period. *Phys Earth Plan Inter* 172(3-4):299-309.

- Dreher ST, Eichelberger JC, Larsen JF (2005) The petrology and geochemistry of the Aniakchak caldera-forming ignimbrite, Aleutian Arc, Alaska. *J Petrol* 46:1747-1768.
- Eichelberger JC (1995) Silicic volcanism: ascent of viscous magmas from crustal reservoirs. *Ann Rev Earth Plan Sci* 23:41-63.
- Etzel K, Benisek A, Dachs E, Cemic L (2007) Thermodynamic mixing behavior of synthetic Ca-Tschermak-diopside pyroxene solid solutions: I. Volume and heat capacity of mixing. *Phys Chem Miner* 34:733-746.
- Fazzetta G, Romano R (1984) The 1983 Etna eruption: event chronology and morphological evolution of the lava flow. *Bull Volcanol* 47:1079-1096.
- Fink RW (2000) The dynamics of lava flows. *Ann Rev Fluid Mechanic* 32:477-518.
- Fenn PM (1977) The nucleation and growth of alkali feldspar from hydrous melts. *Can Mineral* 15:135-161.
- Ferlito C, Lanzafame G (2010) The role of supercritical fluids in the potassium enrichment of magmas at Mount Etna volcano (Italy). *Lithos* 119:642-650.
- Ferlito C, Nicotra E (2010) The dyke swarm of Mount Calanna (Etna, Italy): an example of the uppermost portion of a volcanic plumbing system. *Bull Volcanol* 72(10):1191-1207.
- Ferlito C, Viccaro M, Cristofolini R (2008) Volatile induced differentiation in the plumbing system of Mt. Etna volcano (Italy): evidence from glass tephra of the 2001 eruption. *Bull Volcanol* 70(4):455-473.
- Ferlito C, Coltorti M, Cristofolini R, Giacomoni PP (2009) The contemporaneous emission of low-K and high-K trachybasalts and the role of the NE rift during the 2002 eruptive event, Mt. Etna, Italy. *Bull Volcanol* 71(5):575-587.
- Ferlito C, Viccaro M, Nicotra E, Cristofolini R (2011). Regimes of magma recharge on the eruptive behaviour during the period 2001-2005 at Mt. Etna volcano. *Bull Volcanol* 74(2):533-543.
- France L, Ildefonse B, Koepke J, Bech F (2010a) A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. *J Volcanol Geotherm Res* 189:340-346.
- France L, Koepke J, Ildefonse B, Cichy SB, Deschamps F (2010b) Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast spreading ridges: experimental and natural observations. *Contrib Mineral Petrol* 5:683-704

- Frank MR, Candela PA, Piccoli PM (2003) Alkali exchange equilibria between a silicate melt and coexisting magmatic volatile phase: an experimental study at 800 °C and 100 MPa. *Geochim Cosmochim Acta* 67:1415-1427.
- Franzini M, Leoni L (1972) A full matrix correction in X-ray fluorescence analysis of rock samples. *Atti Soc Tosc Sci Nat, Mem. A* 79:7-22.
- Furukawa K, Uno K, Miyagi I (2010) Mechanisms of oxidation and degassing in the Takanoobane rhyolite lava of Aso Volcano, Japan. *J Volcanol Geoth Res* 198(3-4):348-354.
- Gadányi P (2008) Formation and locations of stalactites and lava stalagmites in the Vidgelmir lava tube (Iceland). *Carp J Earth Env Sci* 3(1):65-73.
- Gamble RP, Taylor LA (1980) Crystal/liquid partitioning in augite: effects of cooling rate. *Earth Plan Sci Lett* 47:21-33.
- Gardner JE (2007) Bubble coalescence in rhyolitic melts during decompression from high pressure. *J Volcanol Geotherm Res* 166:161-176.
- Gardner JE (2009) The impact of pre-existing gas on the ascent of explosively erupted magma. *Bull Volcanol* 71:835-844.
- Gardner JE, Hilton M, Carroll MR (1999) Experimental constraints on degassing of magma; isothermal bubble growth during continuous decompression from high pressure. *Earth Plan Sci Lett* 168:201-218.
- Gardner JE, Hilton M, Carroll MR (2000) Bubble growth in highly viscous silicate melts during continuous decompression from high pressure. *Geochim Cosmochim Acta* 64(8):1473-1483.
- Gardner E, Burgisser A, Hort M, Rutherford M (2006) Experimental and model constraints on degassing of magma during ascent and eruption. *GSA Special Papers* 402:99-113. doi:10.1130/2006.2402(04).
- Genareau K, Hervig R, Clarke A (2007). Geochemical variations in late-stage growth of volcanic phenocrysts revealed by SIMS depth-profiling. *Am Mineral* 92:1374-1382.
- Gerlach TM (1980) Evolution of volcanic gas analyses from Kilauea volcano. *J Volcanol Geotherm Res* 7:295-317.
- Gerlach TM (1993) Oxygen buffering of Kilauea volcanic gases and the oxygen fugacity of Kilauea basalt. *Geochim Cosmochim Acta* 57:795-814.

Geschwind CH, Rutherford MJ (1995) Crystallization of microlites during magma ascent: the fluid mechanics of 1980-1986 eruptions at Mount St Helens. *Bull Volcanol* 57:356-370.

Ghiorso MS, Sack RO (1995) Chemical mass-transfer in magmatic processes 4. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquidus-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib Mineral Petrol* 119:197-212.

Gibb FGF (1971) Crystal-liquid relationships in some ultrabasic dykes and their petrological significance. *Contrib Mineral Petrol* 30:103-118.

Gillot PY, Kieffer, G, Romano (1994) The evolution of Mount Etna in the light of potassium-argon dating. *Acta Vulcanol* 5:81-87.

Giordano D, Russell JK, Dingwell DB (2008) Viscosity of magmatic liquids: a model. *Earth Plan Sci Lett* 271:123-134.

Gottsmann J, Harris AJL, Dingwell DB (2004) Thermal history of Hawaiian pahoehoe lava crusts at the glass transition: implications for flow rheology and emplacement. *Earth Plan Sci Lett* 228:343-353.

Greeley R (1971) Observations of actively forming lava tubes and associated structures, Hawaii. *Modern Geol* 2:207-223.

Greeley R (1987) The role of lava tubes in Hawaiian volcanoes. *U.S. Geol Surv Prof Pap* 1350:1589-1602.

Grove TL, Bence AE (1977) Experimental study of pyroxene-liquid interaction in quartz normative basalt 15597. *Proceedings of Lunar and Planetary Science Conference, 8th*, pp. 1549-1579.

Grove TL, Raudsepp M (1978) Effects of kinetics on the crystallization of quartz normative basalt 15597: an experimental study. *Proceedings of Lunar and Planetary Science Conference, 9th*, pp. 585-599.

Grove TL, Bence AE (1979) Crystallization kinetics in a multiply saturated basalt magma: an experimental study of Luna 24 ferrobasalt. *Proceedings of Lunar and Planetary Science Conference, 10th*, pp. 439-478.

Grove TL, Gerlach DC, Sando TW (1982) Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake Volcano by fractionation, assimilation and mixing. *Contrib Mineral Petrol* 80:160-182.

Guest JE, Underwood JR, Greeley R (1980) Role of lava tubes in flows from the Observatory Vent, 1971 Eruption on Mount Etna. *Geol Mag* 117:601-606.

Guest JE, Wood C, Greeley R (1984) Lava tubes, terraces and megatumuli on the 1614-24 pahoehoe lava flowfield, Mount Etna, Sicily. *Bull Volcanol* 47:635-648.

Guest JE, Duncan AM, Stofan ER, Anderson SW (2012) Effect of slope on the development of pahoehoe flow fields: evidence from Mount Etna. *J Volcanol Geotherm Res* 219-220:52-62.

Hallworth MA, Huppert HE, Sparks RSJ (1987) A laboratory simulation of basaltic lava flows. *Modern Geol* 11:93-107.

Hammer JE (2006) Influence of fO_2 and cooling rate on the kinetics and energetics of Fe-rich basalt crystallization. *Earth Plan Sci Lett* 248:618-637.

Hammer JE (2008) Experimental studies of the kinetics and energetics of magma crystallization. In: Putirka, K.D., Tepley, F.J. (eds.), *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, pp. 9-59.

Hammer JE, Rutherford MJ (2002) An experimental study of the kinetics of decompression-induced crystallization in silicic melts. *J Geoph Res* 197:1-23.

Hardee HC, Dunn JC (1981) Convective heat transfer in magmas near the liquidus. *J Volcanol Geotherm Res* 10(1-3):195-207.

Harris A, Bailey J, Calvari S, Dehn J (2005) Heat loss measured at a lava channel and its implications for down-channel cooling history. In: Manga M, Ventura G (eds), *Kinematics and dynamics of lava flows. GSA Special Papers* 396:125-146. doi:10.1130/0-8137-2396-5.125.

Heap MJ, Vinciguerra S, Meredith PG (2009) The evolution of elastic moduli with increasing crack damage during cyclic stressing of a basalt from Mt. Etna volcano. *Tectonophysics* 471:153-160.

Heap MJ, Baud P, Meredith G, Vinciguerra S, Bell AF, Main IG (2011) Brittle creep in basalt and its application to time-dependent volcano deformation. *Earth Plan Sci Lett* 307:71-82. doi:10.1016/j.epsl.2011.04.035.

Heap MJ, Mollo S, Vinciguerra S, Lavallée Y, Hess KU, Dingwell DB, Baud P, Iezzi G (2012) Calcination-driven weakening of the carbonate basement under Mt. Etna volcano (Italy): implications for volcano instability. *J Volcanol Geotherm Res*, submitted.

Helz RT, Thornber CR (1987) Geothermometry of Kilauea Iki lava lake, Hawaii. *bull Volcanol* 49:651-668.

- Higgins MD (1996) Crystal size distributions and other quantitative textural measurements in lavas and tuff from Egmont Volcano (Mt. Taranaki), New Zealand. *Bull Volcanol* 58:194-204.
- Higgins MD (2000) Measurement of crystal size distributions. *Am Mineral* 85:1105-1116.
- Higgins MD (2006) Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic Petrology. Cambridge University Press, Cambridge, 276 pp.
- Hoefs J (2005) *Stable Isotope Geochemistry*, Springer Verlag, 5th edition, 244 pp.
- Hoefs J (2009) *Stable Isotope Geochemistry*, Springer, Berlin, 19-181.
- Holloway JR, Blank JG (1994) Application of experimental results to C-O-H species in natural melts. In: Carroll, M.R., Holloway, J.R. (eds.), *Volatiles in magma. Reviews in mineralogy*, vol. 30. Mineralogical Society of America, Washington, DC, pp. 187-230.
- Hammond PA, Taylor LA (1982) The ilmenite-titanomagnetite assemblage: kinetics of re-equilibration. *Earth Plan Sci Lett* 61:143-150.
- Hon K, Gansecki C, Kauahikaua J (2003) The transition from a'a' to pahoehoe crust on flows emplaced during the Pu'u ,O'o-Kupaianaha eruption. *Geol Surv Prof Paper* 1676:89-104.
- Hoover SR, Cashman KV, Manga M, (2001) The yield strength of subliquidus basalts: Experimental results. *J Volcanol Geotherm Res* 107:1-18.
- Hughes JW, Guest JE, Duncan AM (1990) Changing styles of effusive eruption on Mount Etna since AD 1600. In: Ryan MP (ed). *Magma transport and storage*, Wiley, London, pp. 385-405.
- Iezzi G, Mollo S, Ventura G, Cavallo A, Romano C (2008) Experimental solidification of anhydrous latitic and trachytic melts at different cooling rates: the role of nucleation kinetics. *Chem Geol* 253:91-101.
- Iezzi G, Mollo S, Ventura G (2009) Solidification behaviour of natural silicate melts and volcanological implications. In: Lewis N, Moretti A (eds) *Volcanoes: formation, eruptions and modeling*. Nova publishers, New York, pp 127-151
- Iezzi G, Mollo S, Torresi G, Ventura G, Cavallo A, Scarlato P (2011) Experimental solidification of an andesitic melt by cooling. *Chem Geol* 283(3-4):261-273. doi:[10.1016/j.chemgeo.2011.01.024](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.01.024).

Jaggard TA (1931) Lava stalactites, stalagmites, toes, and “squeeze-ups”. *Volc Lett* 345:1-4.

Johnson DJ, Eggers AA, Bagnardi M, Battaglia M, Poland MP, Miklius A (2010) Shallow magma accumulation at Kilauea Volcano, Hawai'i, revealed by microgravity surveys. *Geology* 38:1139-1142. doi:10.1130/G31323.1.

Kauahikaua J, Cashman KV (1998) Observations on basaltic lava streams in tubes from Kilauea Volcano, island on Hawai'i. *J Geoph Res* 103(B11):27303-27323.

Kilburn CRJ (1990) Surfaces of Aa flow-fields on Mount Etna, Sicily: morphology, rheology, crystallization and scaling phenomena. In: Fink JH (ed) *Lava Flows and Domes*. IAVCEI Proc Volcanol 2, pp. 129-156.

Kilburn CRJ (2004) Fracturing as a quantitative indicator of lava flow dynamics. *J Volcanol Geotherm Res* 132: 209-224.

Kilburn CRJ, Guest JE (1993) Aa lavas of Mount Etna, Sicily. In: Kilburn CRJ (ed) *Active lavas*, UCL press, London, pp. 73-106.

Kirkpatrick RJ (1975) Crystal growth from the melt: a review. *Am Mineral* 60:798-814.

Kress VC, Carmichael ISE (1991) The compressibility of silicate liquids containing Fe₂O₃ and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contrib Mineral Petrol* 108:82-92.

Kuritani T (1999) Phenocryst crystallization during ascent of alkali basalt magma at Rishiri Volcano, northern Japan. *J Volcanol and Geotherm Res* 88:77-97.

Kuritani T, Yoshida T, Nagahashi Y (2010) Internal differentiation of Kutsugata lava flow from Rishiri Volcano, Japan: Processes and timescales of segregation structures' formation. *J Volcanol and Geotherm Res* 195:57-68. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.06.003.

Lange RA, Carmichael ISE (1987) Densities of Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂, liquids: new measurements and derived partial molar properties. *Geochim Cosmochim Acta* 53:2195-2204.

Lange RA, Carmichael ISE (1996) The Aurora volcanic field, California-Nevada: oxygen fugacity constraints on the development of andesitic magma. *Contrib Mineral Petrol* 125:167-185.

Lange RA, Frey HM, Hector J (2009) A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *Am Mineral* 94:494-506.

- Larsen JF (2008) Heterogeneous bubble nucleation and disequilibrium H₂O exsolution in Vesuvius K-phonolite melts. *J Volcanol Geotherm Res* 175(3):278-288
- Larsen JF, Gardner JE (2000) Experimental constraints on bubble interactions in rhyolite melts: implications for vesicle size distributions. *Earth Plan Sci Lett* 180:201-214
- Larsen JF, Gardner JE (2004) Experimental study of water degassing from phonolite melts: implications for volatile oversaturation during magmatic ascent. *J Volcanol Geotherm Res* 134:109-124
- Larson CV (1993) An illustrated glossary of lava tube features. *West Speleo. Surv Bull* 87, 56 pp.
- Latypov R, Hanski E, Lavrenchuk A, Huhma H, Havela T (2011) A 'three-increase model' for the origin of the marginal reversal of the Koitelainen layered intrusion, Finland. *J Petrol* 52: 733-764.
- Le Maitre RW (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS Subcommittee of Systematic of Igneous rocks. Blackwell Scientific, London, 193 pp.
- Lipman P, Norton D, Taggart JJ, Brandt E, Engleman E (1981) Compositional variations in 1980 magmatic deposits, in the 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. Ed. Lipman P, Mullineaux D, U.S. Geol Surv Prof Pap 1250:631-640.
- Lofgren GE, Huss GR, Wasserburg GJ (2006) An experimental study of trace element partitioning between Ti-Al-clinopyroxene and melt: equilibrium and kinetic effects including sector zoning. *Am Mineral* 91:1596-1606.
- Longhi J, Walker D, Hays JF (1976) Fe and Mg in plagioclase. *Proceedings of the Lunar Science Conference, 7th*, pp. 1281-1300.
- Loomis TP, Welber PW (1982) Crystallization processes in the Rocky Hill Sanodiorite pluton, California: an interpretation based on compositional zoning of plagioclase. *Contrib Mineral Petrol* 81:230-239.
- Mahood GA, Baker DR (1986) Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, Strait of Sicily. *Contrib Mineral Petrol* 93:251-264.
- Martel C, Schmidt BC (2003) Decompression experiments as an insight into ascent rates of silicic magmas. *Contrib Mineral Petrol* 144: 397-415.

- Mathews WH, Thorarinnsson S, Church NB (1964) Gravitational settling of olivine in pillows of an Icelandic basalt. *Am J Sci* 262:1036-1040.
- Mathez EA (1984) Influence of degassing on oxidation states of basaltic magmas. *Nature* 310:371-375.
- McCanta MC, Rutherford MJ, Hammer JE (2007). Pre-eruptive and syn-eruptive conditions in the Black Butte, California dacite: insight into crystallization kinetics in a silicic magma system. *J Volcanol Geotherm Res* 160:263-284.
- McCoy TJ, Lofgren GE (1999) Crystallization of the Zagami shergottite: An experimental study. *Earth Planet Sci Lett* 173:397-411.
- Metrich N (1990) Chlorine and fluorine in tholeiitic and alkaline lavas of Etna (Sicily). *J Volcanol Geotherm Res* 40, 133-148.
- Metrich N, Clocchiatti R (1989) Melt inclusion investigations of the volatile behaviour in historic alkali basaltic magmas of Etna. *Bull Volcanol* 51:185-198.
- Metrich N, Clocchiatti R (1996) Sulfur abundance and its speciation in oxidized alkaninemelts. *Geochim Cosmochim Acta* 60:4151-4160.
- Métrich N, Rutherford MJ (1998) Low pressure crystallization paths of H₂O-saturated basaltic-hawaiitic melts from Mt Etna: implications for open-system degassing of basaltic volcanoes. *Geochim Cosmochim Acta* 62:1195-1205.
- Métrich N, Clocchiatti R, Mosbah M, Chaussidon M (1993) The 1989-1990 activity of Etna magma mingling and ascent of H₂O-Cl-S-rich basaltic magma. Evidence from melt inclusions. *J Volcanol Geotherm Res* 59:131-144.
- Métrich N, Allard P, Spilliaert N, Andronico D, Burton M (2004) 2001 flank eruption of the alkali- and volatile-rich primitive basalt responsible for Mount Etna's evolution in the last three decades. *Earth Planet Sci Lett* 228:1-17.
- Mével C, Velde D (1976) Clinopyroxenes in Mesozoic pillow lavas from the French Alps: influence of cooling rate on compositional trends. *Earth Plan Sci Lett* 32:158-164.
- Mollard E, Martel C, Bourdier JL (2012) Decompression-induced crystallization in hydrated silica-rich melts: empirical models of experimental plagioclase nucleation and growth kinetics. *J Petrol* 53(8):1743-1766. doi:10.1093/petrology/egs031
- Mollo S, Del Gaudio P, Ventura G, Iezzi G, Scarlato P (2010a) Dependence of clinopyroxene composition on cooling rate in basaltic magmas: implications for thermobarometry. *Lithos* 118:302-312.

Mollo S, Gaeta M, Freda C, Di Rocco T, Misiti V, Scarlato P (2010b) Carbonate assimilation in magmas: a reappraisal based on experimental petrology. *Lithos* 114:503-514.

Mollo S, Putirka K, Iezzi G, Del Gaudio P, Scarlato P (2011a) Plagioclase-melt (dis)equilibrium due to cooling dynamics: implications for thermometry, barometry and hygrometry. *Lithos* 125:221-235.

Mollo S, Lanzafame G, Masotta M, Iezzi G, Ferlito C, Scarlato P (2011b) Cooling history of a dike as revealed by mineral chemistry: a case study from Mt. Etna volcano. *Chem Geol* 288:39-52.

Mollo S, Vinciguerra S, Iezzi G, Iarocci A, Scarlato P, Heap MJ, Dingwell DB (2011c) Volcanic edifice weakening via devolatilization reactions. *Geophys J Internat* 186:1073-1077. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05097.x.

Mollo S, Heap MJ, Iezzi G, Hess KU, Scarlato P, Dingwell DB (2012a) Volcanic edifice weakening via decarbonation: a self-limiting process?. *Geoph Res Lett* 39:L15307. doi:10.1029/2012GL052613

Mollo S, Iezzi G, Ventura G, Cavallo A, Scarlato P (2012b) Heterogeneous nucleation mechanisms and formation of metastable phase assemblages induced by different crystalline seeds in a rapidly cooled andesitic melt. *J Non-Crystall Solids* 358:1624-1628.

Mollo S, Misiti V, Scarlato P, Soligo M (2012c) The role of cooling rate in the origin of high temperature phases at the chilled margin of magmatic intrusions. *Chem Geol* in press. doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.05.029.

Mollo S, Putirka K, Iezzi G, Scarlato P (2012d) The control of cooling rate on titanomagnetite composition: Implications for a geospeedometry model applicable to alkaline rocks from Mt. Etna volcano. *Contrib Mineral Petrol* in press. DOI: 10.1007/s00410-012-0817-6.

Moore JG, Ault WU (1965) Historic littoral cones in Hawaii. *Pacific Science* 19:3-11.

Moore G, Carmichael ISE (1998) The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contrib Mineral Petrol* 130:304-319.

Moore G, Vennemann T, Carmichael ISE (1998) An empirical model for the solubility of H₂O in magmas to 3 kilobars. *Am Mineral* 83:36-42.

Moretti R, Papale P, Ottonello G (2003) A model for the saturation of C-O-H-S fluids in silicate melts. In: *Volcanic Degassing*, C. Oppenheimer, D.M. Pyle and J. Barclay, (eds) *Geol Soc Lon Special Publications* 213:81-101.

Morgan DJ, Jerram DA (2006) On estimating crystal shape of crystal size distribution analysis. *J Volcanol Geotherm Res* 154:1-7.

Morimoto N (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineral Mag* 52:535-550.

Mourtada-Bonnefoi CC, Provost A, Albarede F (1999) Thermochemical dynamics of magma chambers: A simple model. *J Geophys Res* 104:7103-7115.

Muncill GE, Lasaga AC (1987) Crystal-growth kinetics of plagioclase in igneous systems: One atmosphere experiments and application of a simplified growth model. *Am Mineral* 72:299-311

Muncill GE, Lasaga AC (1988) Crystal-growth kinetics of plagioclase in igneous systems: Isothermal H₂O-saturated experiments and extension of a growth model to complex silicate melts, *Am Mineral* 73:982-992.

Muñoz M, Sagredo (1974) Clinopyroxenes as geobarometric indicators in mafic and ultramafic rocks from Canary Islands. *Contrib Mineral Petrol* 44:139-147.

Murphy MD, Sparks RSJ, Barclay J, Carroll MR, Brewer TS (2000) Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *J Petrol* 41:21-42

Murru M, Montuori C, Wyss M, Privitera E (1999) The locations of magma chambers at Mt. Etna, Italy, mapped by b-values. *Geoph Res Lett* 26:2553-2556.

Mysen BO, Richet P (2005) *Silicate Glasses and Melts: Properties and Structure*. Elsevier, Amsterdam, 544 pp.

Nabelek PI (1986) Trace-element modeling of the petrogenesis of granophyres and aplites in the Notch Peak granitic stock, Utah. *Am Mineral* 71:460-471.

Nakada S, Motomura Y (1999) Petrology of the 1991-1995 eruption at Unzen: effusion pulsation and groundmass crystallization. *J Volcanol Geotherm Res* 89:173-196.

Nakamura M (1995) Continuous mixing of crystal mush and replenished magma in the ongoing Unzen eruption. *Geology* 23:807-810.

Neri A (1998) A local heat transfer analysis of lava cooling in the atmosphere: application to thermal diffusion-dominated lava flows. *J Volcanol Geotherm Res* 81:215-243.

Nicotra E, Viccaro M (2012) Unusual magma storage conditions at Mt. Etna (Southern Italy) as evidenced by plagioclase megacryst-bearing lavas: implications

for the plumbing system geometry and summit caldera collapse. *Bull Volcanol* 74:795-825. doi:10.1007/s00445-011-0566-9

Ogilvie-Harris R, Field M, Sparks R, Walter M (2010) Perovskite from the Dutoitspankimberlite, Kimberley, South Africa: implications for magmatic processes. *Mineral Mag* 73:915-928.

Papale P (1999) Modeling of the solubility of a two-component H₂O+CO₂ fluid in silicate liquids. *Am Mineral* 84:477-492.

Papale P, Moretti R, Barbato D (2006) The compositional dependence of the saturation surface of H₂O-CO₂ fluids in silicate melts. *Chem Geol* 229:78-95.

Peterson DW, Swanson DA (1974) Observed formation of lava tubes. *Stud Speleol.* 2:209-222.

Philpotts AR, Carroll M (1996) Physical properties of partly melted tholeiitic basalt. *Geology* 24(11):1029-1032.

Philpotts AR, Brustman C, Shi J, Carlson WD, Denison C (1999) Plagioclase-chain networks in slowly cooled basaltic magma. *Am Mineral* 84:1819-1829.

Phinney WC (1992) Partitioning coefficients for iron between plagioclase and basalt as a function of oxygen fugacity: implications for Archean and lunar anorthosites. *Geochim Cosmochim Acta* 56:1885-1895.

Pietranik A, Koepke J, Puziewicz J (2006) The study of crystallization and resorption in plutonic plagioclase: implications on evolution of granodiorite magma (Gęsiniec Granodiorite, Strzelin Crystalline Massif, SW Poland). *Lithos* 86:260-280.

Pinkerton H, Sparks RSJ (1978) Field measurements of the rheology of lava. *Nature* 276:383-385.

Pinkerton H, Norton G (1995) Rheological properties of basaltic lavas at sub-liquidus temperatures: laboratory and field measurements on lavas from Mount Etna. *J Volcanol Geotherm Res* 68:307-323.

Poli E (1959) Sulla genesi di alcune grotte dell'Etna. *Boll Sed Acc Gioenia Sc Nat Catania* IV 5(1):1-17.

Polacci M, Papale P (1997) The evolution of lava flows from ephemeral vents at mount Etna: insights from vesicle distribution and morphological studies. *J Volcanol Geotherm Res* 76:1-17.

- Pupier E, Duchene S, Toplis MJ (2008) Experimental quantification of plagioclase crystal size distribution during cooling of a basaltic liquid. *Contrib Mineral Petrol* 155:555-570.
- Putirka K (1999) Clinopyroxene+liquid equilibria. *Contrib Mineral Petrol* 135:151-163.
- Putirka K (2005) Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: test of some existing models and new calibrations. *Am Mineral* 90:336-346.
- Putirka K (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka KD, Tepley F (eds) *Minerals, Inclusions, and Volcanic Processes: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 69, pp. 61-120.
- Putirka K, Johnson M, Kinzler R, Walker D (1996) Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contrib Mineral Petrol* 123:92-108.
- Putirka K, Ryerson FJ, Mikaelian H (2003) New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene+liquid equilibria. *Am Mineral* 88:1542-1554.
- Potuzak M, Dingwell DB (2001) Temperature-dependent thermal expansivities of multicomponent natural melts between 993 and 1803 K. *Chem Geol* 229:10-27.
- Rittman A (1973) Structure and Evolution of Mount Etna. *Philos Trans Royal Soc London* 274:5-16.
- Roeder PL, Emslie RF (1970) Olivine-liquid equilibrium. *Contrib Mineral Petrol* 29:275-289.
- Romano R (1982) Succession of the volcanic activity in the etnean area. *Mem Soc Geol It* 23:27-48.
- Romano R, Guest J (1979) Volcanic geology of the summit and northern flank of Mount Etna, Sicily. *Boll Soc Geol It* 98(2):189-215.
- Rowland SK, Walker GPL (1988) Mafic-crystal distributions, viscosities, and lava structures of some Hawaiian lava flows. *J Volcanol Geotherm Res* 35:55-66.
- Rowland SK, Walker GPL (1990) Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. *Bull Volcanol* 52:615-628.

- Rhodes JM, Vollinger MJ (2005) Ferrous/ferric ratios in 1984 Mauna Loa Lavas: A contribution to understanding the oxidation state of Hawaiian magma. *Contrib Mineral Petrol* 149:666-674. doi: 10.1007/s00410-005-0662-y.
- Ryabchikov ID, Kogarko LN (2006) Magnetite compositions and oxygen fugacities of the Khibina magmatic system. *Lithos* 91:35-45.
- Saar MO, Manga M, Cashman KV, Fremouw S (2001) Numerical models of the onset of yield strain in crystal-melt suspensions. *Earth Plan Sci Lett* 187:367-379.
- Sahama THG (1960) Kalsilite in the lavas of Mt. Nyiragongo. (Belgian Congo). *J Petrol* 1:146-171.
- Sakuyama M, Kushiro I (1979) Vesiculation of hydrous andesitic melt transport of alkalis by separated vapor phase. *Contrib Mineral Petrol* 71:61-66.
- Sarkar C, Storey CD, Hawkesworth CJ, Stephen R, Sparks J (2011) Degassing in kimberlite: Oxygen isotope ratios in perovskites from explosive and hypabyssal kimberlites. *Earth Plan Sci Lett* 312:291-299.
- Sato H (1995) Textural difference between pahoehoe and aa lavas of Izu-Oshima volcano, Japan: an experimental study on population density of plagioclase. *J Volcanol Geotherm Res* 66:101-113.
- Scaillet B, Clemente B, Evans BW, Pichavant M (1998) Redox control of sulfur degassing in silicic magmas. *J Geoph Res* 103 (B10):23937-23949.
- Schiano P, Clocchiatti R, Ottolini L, Busà T (2001) Transition of Mount Etna lavas from a mantle-plume to an island-arc magmatic source. *Nature* 412:900-904.
- Schilling JG, Bergeron MB, Evans R (1980) Halogens in the mantle beneath the North Atlantic. *Philos Trans Royal Soc London A* 297:147-178.
- Sharp ADL, Davis PM, Gray F (1980) A low velocity zone beneath Mount Etna and magma storage. *Nature* 287:587-591
- Shea T, Gurioli L, Larsen JF, Houghton BF, Hammer JE, Cashman KV (2010) Linking experimental and natural vesicle textures in Vesuvius 79AD white pumice. *J Volcanol Geotherm Res* 192:69-84
- Sheppard SMF, Harris C (1985) Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of Ascension Island lavas and granites: variation with fractional crystallization and interaction with seawater. *Contrib Mineral Petrol* 91:74-81.

Sisson TW, Grove TL (1993) Experimental investigations of the role of H₂O in calcalkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contrib Mineral Petrol* 113:143-166.

Smith CB (1983) Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of Southern African Cretaceous kimberlites. *Nature* 30:51-54.

Smith D, Lindsley DH (1971) Stable and metastable augite crystallization trends in a single basalt flow. *Am Mineral* 56:225-233.

Smith JV, Brown WL (1988) *Feldspar Minerals: 1. Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microtextural Properties*, 2nd edition. Springer-Verlag, New York. 828 pp.

Soule SA, Cashman KV, Kauahikaua JP (2004) Examining flow emplacement through the surface morphology of three rapidly emplaced, solidified lava flows, Kilauea volcano, Hawaii. *Bull Volcanol* 66:1-14.

Soule SA, Cashman KV (2005) Shear rate dependence of the pāhoehoe-to-‘a‘ā transition: Analog experiments. *Geology* 33:361-364.

Soule SA, Nakata DS, Fornari DJ, Fundis AT, Perfit MR, Kurz MD (2012) CO₂ variability in mid-ocean ridge basalts from syn-emplacement degassing: Constraints on eruption dynamics. *Earth Plan Sci Lett* 327:39-49.

Sparks RSJ (1978) The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis. *J Volcanol Geotherm Res* 3:1-37, doi:10.1016/0377-0273(78)90002-1.

Sparks RSJ, Murphy MD, Lejeune AM, Watts RB, Barclay J, Young SR (2000) Control on the emplacement of the andesite lava dome of the Soufriere Hills volcano, Montserrat by degassing-induced crystallization. *Terra Nova* 12:14-20.

Spilliaert N, Allard P, Métrich N, Sobolev AV (2006a) Melt inclusion record of the conditions of ascent, degassing, and extrusion of volatile-rich alkali basalt during the powerful 2002 flank eruption of Mount Etna (Italy). *J Geophys Res* 111:B04203.

Spilliaert N, Métrich N, Allard P (2006b) S-Cl-F degassing pattern of water rich alkali basalt: Modelling and relationship with eruption styles on Mount Etna volcano. *Earth Plan Sci Lett* 248:772-786.

Stimac J, Hickmott D, Abell R, Larocque ACL, Broxton D, Gardner J, Chipera S, Wolff J, Gauerke E (1996) Redistribution of Pb and other volatile trace metals during eruption, devitrification, and vapour-phase crystallization of the Bandelier Tuff, New Mexico. *J Volcanol Geotherm Res* 73:245-266.

Stix J, Zapata JA, Calvache M, Cortés GP, Fischer TP, Gomez D, Narvaez L, Ordoñez M, Ortega A, Torres R, Williams SN (1993) A model of degassing at Galeras Volcano, Colombia, 1988- 1993. *Geology* 21:963-967.

Stormer JC (1983) The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *Am Mineral* 68:586-594.

Sugawara T (2001) Ferric iron partitioning between plagioclase and silicate liquid: thermodynamics and petrological applications. *Contrib Mineral Petrol* 141:659-686.

Sun S, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D., Norry, M.J., (eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Special publications volume of the Geological Society of London 42:313-345.

Suzuki Y, Gardner JE, Larsen JF (2007) Experimental constraints on syneruptive magma ascent related to the phreatomagmatic phase of the 2000AD eruption of Usu volcano, Japan. *Bull Volcanol* 69:423-444, doi:10.1007/s00445-006-0084-3.

Swanson SE (1977) Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *Am Mineral* 62:966-978.

Symonds RB, Rose WI, Bluth GJS, Gerlach TM (1994) Volcanic gas studies: methods, results and applications. In: *Volatiles in Magmas*, M R. Carroll and J. R. Hollaway, (eds) *Reviews in Mineralogy*, vol. 30, pp. 1-66.

Szramek L, Gardner JE, Larsen JF (2006) Degassing and microlite crystallization of basaltic andesite magma erupting at Arenal Volcano, Costa Rica. *J Volcanol Geotherm Res* 157:182-201.

Tanguy JC (1973) The 1971 Etna eruption: petrography of the lavas. *Philos Trans R Soc London* 274:45-53.

Tanguy JC, Clocchiati R (1984) The Etnean lavas, 1977-1983: petrology and mineralogy. *Bull Volcanol* 47:879-894.

Tanguy JC, Condomines M, Kieffer G (1997) Evolution of the Mount Etna magma: constraints on the present feeding system and eruptive mechanism. *J Volcanol Geotherm Res* 75:221-250.

- Tanguy JC, Condomines M, Le Goff M, Chillemi V, La Delfa S, Patanè G (2007) Mount Etna Eruption of the last 2, 750 years: revised chronology and location through archeomagnetic and ^{226}Ra - ^{230}Th dating. *Bull Volcanol* 70:55-83.
- Tegner C (1997) Iron in plagioclase as a monitor of the differentiation of the Skaergaard intrusion. *Contrib Mineral Petrol* 128:45-51.
- Thordarson T, Self S, Oskarsson N, Hulsebosch T (1996) Sulfur, chlorine and fluorine degassing and atmospheric loading by the 1783-1784 AD (Skaftar Fires) eruption in Iceland. *Bull Volcanol* 58:205-225.
- Tonarini S, Armenti P, D'Orazio M, Innocenti F (2001) Subduction-like fluids in the genesis of Mt. Etna magmas: evidence from boron isotopes and fluid mobile elements. *Earth Plan Sci Lett* 192:471-48.
- Toplis MJ (2005) The thermodynamics of iron and magnesium partitioning between olivine and liquid: criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems. *Contrib Mineral Petrol* 149:22-39.
- Toramaru A (1995) Numerical study of nucleation and growth of bubbles in viscous magmas. *J Geophys Res* 100:1913-1931. doi:10.1029/94JB02775.
- Toutain JP, Aloupogiannis P, Delorme H, Person A, Blanc P, Robaye G (1990) Vapor deposition of trace elements from degassed basaltic lava, Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. *J Volcanol Geotherm Res* 40(3):257-268.
- Ujike O (1982) Microprobe mineralogy of plagioclase, clinopyroxene and amphibole as records of cooling rate in the Shirotori-Hiketa dike swarm, northeastern Shikoku, Japan. *Lithos* 15:281-293.
- Ussler III W, Glazner AF (1989) Phase equilibria along a basalt-rhyolite mixing line: implications for the origin of calc-alkaline intermediate rocks. *Contrib Mineral Petrol* 101:232-244.
- Venezky DY, Rutherford MJ (1997) Preeruption conditions and timing of dacite-andesite magma mixing in the 2.2 ka eruption at Mount Rainier. *J Geophys Res* 102:20069-20086.
- Viccaro M, Cristofolini R (2008) Nature of mantle heterogeneity and its role in the short-term geochemical and volcanological evolution of Mt. Etna (Italy). *Lithos* 105(3-4):272-288.
- Viccaro M, Ferlito C, Cortesogno L, Cristofolini R, Gaggero L (2006) Magma mixing during the 2001 event at Mount Etna (Italy): effect on the eruptive dynamics. *J Volcanol Geotherm Res* 149:139-159.

- Vona A, Romano C, Dingwell DB, Giordano D (2011) The rheology of crystal-bearing basaltic magmas from Stromboli and Etna. *Geochim Cosmochim Acta* 75:3214-3236.
- Wadge G (1977) The storage and release of magma on Mount Etna. *J Volcanol Geotherm Res* 2:361-384.
- Walker GPL (1989) Spongy pahoehoe in Hawaii: a study of vesicle-distribution patterns in basalt and their significance. *Bull Volcanol* 51:199-209.
- Westrich HR, Stockman HW, Eichelberger JC (1988) Degassing of rhyolitic magma during ascent and emplacement. *J Geoph Res* 93:6503-6511.
- Whittington AG, Hofmeister AM, Nabelek PI (2009) Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism. *Nature* 458:319-321. doi:10.1038/nature07818.
- Wilding MC, Webb SL, Dingwell DB (1995) Evaluation of a relaxation geospeedometer for volcanic glasses. *Chem Geol* 125:137-148.
- Wilke M, Behrens H (1999) The dependence of the partitioning of iron and europium between plagioclase and hydrous tonalitic melt on oxygen fugacity. *Contrib Mineral Petrol* 137:102-114.
- Wilson L, Sparks RSJ, Walker GPL (1980) Explosive volcanic eruptions, IV, The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. *Geophys J R Astron Soc* 63:117-148.
- Witham F, Blundy J, Kohn SC, Lesne P, Dixon J, Churakov SV, Botcharnikov R (2012) SolEx: a model for mixed COHSCL-volatile solubilities and exsolved gas compositions in basalt. *Comp Geosci* 45:87-97.
- Wohletz KH, Orsi G, Civetta L (1999) Thermal evolution of the Phlegraean magmatic system. *J Volcanol Geotherm Res* 91:381-414.
- Wood C (1974) The genesis and classification of lava tube caves. *Trans British Cave Res Assoc*, 1:15-28.
- You CF, Castillo PR, Chan LH, Gieskes JM, Spivack AJ (1996) Trace element behavior in hydrothermal experiments: implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones. *Earth Plan Sci Lett* 140:41-52.
- Zhao ZF, Zheng YF (2002) Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks. *Chem Geol* 193:59-80.

Zhou W, Van der Voo R, Peacor DR, Zhang Y (2000) Variable Ti-content and grain size of titanomagnetite as a function of cooling rate in very young MORB. *Earth Plan Sci Lett* 179:9-20.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano il Dott. Carmelo Ferlito del Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali dell'Università di Catania per il contributo e la supervisione nella realizzazione di questo lavoro; i Dott. Silvio Mollo, Gianluca Iezzi, Guido Ventura, Matteo Masotta e Piergiorgio Scarlato della sezione di Roma dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia per la supervisione e l'indispensabile collaborazione durante il lavoro di analisi ed interpretazione dei dati dei campioni Etnei; La Prof. Julia Hammer e il Dott. Tom Shea del dipartimento di Geologia e Geofisica dell'Università delle Hawaii per la collaborazione e i preziosi consigli durante l'esecuzione della fase sperimentale.

Si ringrazia infine il personale dei laboratori dei dipartimenti di Geologia dell'Università di Catania, dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia e dell'Università delle Hawaii per l'aiuto offerto durante tutte le fasi della realizzazione del presente lavoro.