

## 8. Il vulcanismo effusivo acido del Monte Amiata: stima delle condizioni pre- e sin-eruttive ed implicazioni vulcanologiche

*Effusive acidic volcanism of Monte Amiata:  
estimates of pre- and syn-eruptive conditions and volcanological implications.*

Daniele Giordano <sup>1,2</sup>, Sonia La Felice<sup>2</sup>, Fabio Arzilli <sup>3</sup>, Serena Pia De Cristofaro <sup>1</sup>, Liza Polo<sup>4</sup>, Matteo Masotta<sup>5</sup>

1. Dipartimento Scienze della Terra, Università di Torino, Via Valperga Caluso 35, 10125 Torino

2. CNR-IGG Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. Moruzzi 1, 56124 Pisa

3. School of Earth and Environmental Science, University of Manchester, UK

4. Uistituto de Geociencias, Universidade de Sao Paulo, Sao Paulo, Brazil

5. Dipartimento Scienze della Terra, Università di Pisa, Via Santa Maria 53, 56100 Pisa

Corresponding author: daniele.giordano@unito.it

### *Abstract*

*Monte Amiata is a volcano characterized by acidic effusive products, emitted between 304 – 230 ka. The peculiar textural and petrographic features together with the uncommon length of the lava flows erupted at Monte Amiata have stimulated our interest and raised the following questions: “What were the temperatures and viscosities which brought to the eruption of those extraordinarily crystal-rich magmas and to the emplacement of those up to 8 km long and on average 30 m thick lava flows and exogenous lava domes at Monte Amiata?” In order to answer these questions, we, firstly, estimated, by the use of the most recent geo-thermometric tools, the temperatures representative of the storage, ascent, and emplacement of the magmatic and volcanic mixtures. Later, we used the obtained temperature values to estimate the crystal-bearing viscosity of the volcanic mixtures governing the emplacement of lava flows at Monte Amiata. Our results revealed that responsible of the emplacement of the above-mentioned lavas was, likely, a combination of the anomalously high eruptive temperature and the large volume of the erupted products. These conditions favoured the maintaining of the emplacement temperature well above the limit temperature for viscous flow, i.e. the glass transition, for a time long enough (e.g. years) to allow, also at their relatively high viscosities, to flow the observed lengths.*

### **1 Introduzione**

Il vulcano di Monte Amiata, situato nella Toscana meridionale a poche decine di chilometri dai complessi vulcanici più settentrionali del Lazio, è il più giovane vulcano (304-230 ka; Laurenzi et al. 2015) della Provincia Magmatica Toscana (Innocenti et al., 1992). La formazione di questo vulcano e l'evoluzione composizionale dei suoi prodotti all'interno della serie shoshonitica sono state attribuite in letteratura all'instaurarsi di un processo di *mixing*, determinato dall'iniezione di un magma mafico

ultra-potassico (con caratteristiche geochimiche tipiche della Provincia Magmatica Romana, PMR) all'interno di un sistema magmatico acido derivante da anatessi crostale (con caratteristiche geochimiche tipiche della Provincia Magmatica Toscana, PMT). A questo proposito, sulla base di dati geologici e geofisici Gianelli et al. (1988) hanno suggerito che il sollevamento di età pliocenica dell'area Amiata-Radicofani sia stato prodotto dalla messa in posto di un corpo magmatico di natura granitica ad una profondità di circa 5 – 6 km. I prodotti vulcanici del Monte Amiata sono stati, per la quasi totalità, emessi da

un sistema orientato NE-SO<sup>1</sup>. In base agli studi geochimici e isotopici il Monte Amiata è, ormai univocamente, considerato come un vulcano ibrido, appartenente ad entrambe le province magmatiche su menzionate (Poli et al. 1984; Van Bergen, 1983; Giraud et al. 1986; Peccerillo et al. 1987; Rombai et al. 1995; Cristiani e Mazzuoli, 2003; Cadoux e Pinti, 2009; Conticelli et al., 2015). Studi geologici sul vulcano di Monte Amiata sono stati precedentemente effettuati da Mazzuoli e Pratesi (1963), Ferrari et al. (1996), e Marroni et al. (2015).

I nuovi dati raccolti durante lo svolgimento del Progetto di ricerca sul Monte Amiata finanziato dalla Regione Toscana ci hanno permesso di ricostruire una storia eruttiva del vulcano su basi geologiche e stratigrafiche di superficie<sup>2</sup>. Sono state riconosciute due fasi eruttive principali. La prima fase ha dato origine a numerose colate di lava di composizione trachidacitica, raggruppate nel Sintema di Bagnore (SBN). Queste colate laviche rappresentano le porzioni nord-occidentale e sud-orientale più esterne dell'attuale rilievo, e raggiungono distanze fino a 6-7 km dalla zona di emissione, con larghezze fino a 1.5-2 km e spessori medi di 20-30 m. Successivamente, una seconda fase di attività, corrispondente al Sintema di Monte Amiata (SMA), ha determinato la messa in posto di colate di lava e di duomi lavici esogeni, frequentemente associati a *coulée*, di composizione generalmente da trachidacitica a trachitica. Le colate di lava di questa fase raggiungono distanze medie di 1.5-2 km e massime di circa 4 km dai probabili centri di emissione, con spessori di 10-40 m. All'interno del Sintema di Monte Amiata si distinguono due colate laviche di composizione latitica (Formazione dell'Ermeta e Formazione delle Macinaie, nella stratigrafia ricostruita per questo volume), che sono state considerate separatamente (con la sigla OLF) nei modelli

geo-termometrici elaborati in questo capitolo. Il recente studio vulcanologico sulla carota del pozzo David Lazzaretti (La Felice et al., 2014) ha messo in evidenza la presenza di unità eruttive laviche nella parte interna del vulcano, sottostanti alle unità più antiche affioranti<sup>3</sup>.

Rimandiamo al Capitolo 7 per una più ampia e dettagliata trattazione della caratterizzazione petrografica dei prodotti del Monte Amiata, di seguito ne verranno delineati solo i principali aspetti. Le lave eruttate durante la prima fase (SBN), si presentano altamente porfiriche, talvolta glomero-porfiriche, con un contenuto in fenocristalli di circa il 40 vol.% (analisi modale su n. 20 campioni fornita da Cristiani e Mazzuoli, 2003). Conticelli et al. (2015) riportano valori dell'ordine del 50-60 vol%, ma non viene specificato se ottenuti tramite analisi modale puntuale. Le principali fasi cristalline sono, per abbondanza, il plagioclasio (*Plg*), il sanidino (*Snd*) (tipicamente in cristalli rotti), l'orto-pirosseno (*Opx*), la biotite (*Bt*), e il clinopirosseno (*Cpx*). Le fasi secondarie (accessorie) sono l'apatite, l'ilmenite, lo zircone ed altri (per ulteriori dettagli si vedano Ferrari et al., 1996; Cristiani e Mazzuoli, 2003; Conticelli et al., 2015; Capitolo 7 questo volume). La pasta di fondo è vetrosa e generalmente mostra una tessitura perlitica a bande definite da variazioni di cristallinità e vescicolarità. Localmente la pasta di fondo mostra porzioni devetrificate con tessiture sferulitiche. I microliti (<100 micron), quando presenti, sono costituiti essenzialmente da plagioclasti, feldspati e pirosseni, essi frequentemente si allineano secondo andamenti fluidali<sup>4</sup>. Le colate laviche presentano strutture di flusso reomorfiche e caratteristici treni di vescicole allineate e schiacciate (si veda la Figura 5.1 di questo volume). Sono presenti xenoliti termometamorfici provenienti dalla frammentazione della aureola di contatto, prodotta dall'intrusione

<sup>1</sup> Vedi Capitolo 6

<sup>2</sup> Vedi Capitoli 4 e 5

<sup>3</sup> Vedi Capitolo 10

<sup>4</sup> Vedi Capitolo 7

del plutone granitico nel basamento, e rari inclusi magmatici mafici (Van Bergen, 1983; Rombai et al., 1995; Cristiani e Mazzuoli, 2003).

Le lave della seconda fase di attività (SMA) sono porfiriche con un contenuto in fenocristalli di circa il 30 vol.% (analisi modale su n. 21 campioni di Cristiani e Mazzuoli, 2003). Conticelli et al. (2015) riportano valori dell'ordine del 40-60 vol%, ma, anche in questo caso, non viene specificato se ottenuti tramite analisi modale puntuale. Queste lave presentano una paragenesi sostanzialmente equivalente alle lave della prima fase di attività, ad eccezione della caratteristica presenza di mega-cristalli di sanidino (dimensioni medie 3-4 cm, massime fino a 5 cm) che, al contrario di quanto osservato nelle lave del SBN, non mostrano segni di fratturazione meccanica. Si trovano anche rari fenocristalli di quarzo riassorbiti e microcristalli di cristobalite di precipitazione secondaria nei vuoli. La pasta di fondo è disomogenea, da vetrosa a microcristallina, e molto vescicolare. I microliti, costituiti essenzialmente da plagioclasio, sanidino e pirosseni, presentano talvolta tessiture scheletriche indicative di una crescita rapida causata da un rapido sotto-raffreddamento. La caratteristica peculiare di queste lave è, inoltre, la straordinaria abbondanza di inclusi magmatici mafici (ME), di composizione da latitica a trachibasaltica, e la minore presenza di xenoliti meta-sedimentarie.

Le colate laviche che costituiscono le Formazioni dell'Ermata e delle Macinaie (OLF) sono piccole colate latitiche di colore grigio scuro, con un'abbondanza in fenocristalli inferiore rispetto ai prodotti più acidi (ca. 20-25 vol.% come riportato per l'analisi modale su n.12 campioni in Cristiani e Mazzuoli, 2003). I fenocristalli sono costituiti prevalentemente da plagioclasio e clinopirosseno, subordinatamente sono presenti anche cristalli di olivina (*Ol*). Abbondanti sono gli "xenocristalli" (fenocristalli con evidenti tessiture di riassorbimento)

provenienti da un magma più acido (es. sanidini e biotiti). I microliti di questa unità sono costituiti principalmente da *Snd*, *Cpx* e rara *Ol*.

Nelle rocce appartenenti ad entrambe le fasi eruttive (SBN e SMA) sono presenti spesso aggregati cristallini di composizione variabile, provenienti dalla disgregazione delle xenoliti meta-sedimentarie e/o di cumulati (Van Bergen, 1983). In quasi tutti i prodotti emessi si riscontrano tessiture di disequilibrio nei fenocristalli ad es. bordi arrotondati, lobati e di reazione (Van Bergen, 1983).

Stime della composizione del liquido interstiziale sono disponibili solo per i campioni provenienti da SBN e SMA. Solo due lavori (Ferrari et al., 1996; Conticelli et al., 2015) forniscono analisi in microsonda della matrice vetrosa.

Il volume complessivo dei prodotti acidi emessi è stato stimato a 25-30 km<sup>3</sup> da Van Bergen (1983). In particolare per le lave appartenenti alla fase SBN è stato stimato un volume eruttato compreso tra 13.5 e 19 km<sup>3</sup> su una superficie di circa 85-90 km<sup>2</sup> e con spessori di 150-200 m (Ferrari et al., 1996; La Felice et al., 2014). Tuttavia, studi più recenti, basati sulla ricostruzione della superficie del substrato sedimentario<sup>5</sup> danno valori totali delle vulcaniti di circa 20 km<sup>3</sup> (Masetti G., comunicazione personale).

Unità laviche con volumi di materiale eruttato e lunghezza delle colate (fino circa 8 km) come quelle ricostruite al Monte Amiata non sono comuni tra i prodotti di eruzioni effusive acide. Queste ultime sono in genere condizionate dall'elevata viscosità dei magmi ricchi in silice (come le trachidaciti), che è ulteriormente aumentata dalla presenza di un importante carico solido (fenocristalli, microliti, inclusi magmatici e litici). La viscosità del magma è però influenzata, oltre che dalla composizione della fase liquida e dalla presenza di fasi solide, anche dalla temperatura e dal contenuto di

<sup>5</sup> Vedi Capitolo 13

volatili disciolti nel liquido e di quelli essolti (bolle e vescicole).

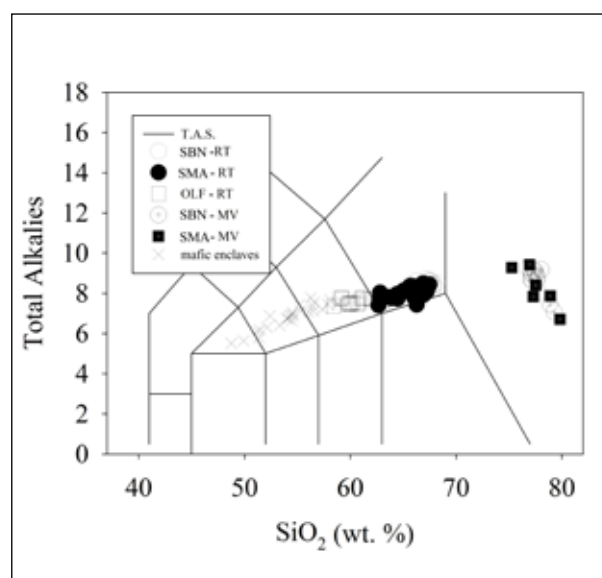
In questo capitolo presentiamo le prime stime, rispetto a contenuti variabili di  $H_2O$ , delle temperature che hanno governato le dinamiche di immagazzinamento, risalita verso la superficie, e messa in posto di colate e duomi lavici del Monte Amiata. A tale scopo sono state impiegate, sia la composizione della roccia totale (RT) delle rocce analizzate, sia quella dei loro costituenti (minerali) e della matrice vetrosa (MV). Il lavoro ha usufruito della disponibilità di un importante archivio di dati mineralogico-petrografici e chimici delle rocce laviche del Monte Amiata (vedi oltre) e dell'esistenza di modelli per il calcolo della temperatura (geo-termometri).

## 2 Approccio metodologico seguito

### 2.1 Selezione dei dati

In questo paragrafo viene descritta la procedura adottata per la stima delle condizioni  $T-H_2O$  per i prodotti effusivi acidi del Monte Amiata eruttati nelle varie fasi di attività. Data la sufficiente disponibilità in letteratura di dati composizionali dei prodotti studiati (eccezion fatta per i dati delle matrici vetrose) nessuno nuovo dato è stato prodotto in questo lavoro. I dati composizionali impiegati per i nostri calcoli sono essenzialmente quelli forniti dai precedenti lavori di Rombai et al. (1995); Ferrari et al. (1996); Cristiani e Mazzuoli (2003); Cadoux e Pinti (2009), e Conticelli et al. (2015). In particolare, Conticelli et al. (2015) forniscono, come materiale di supporto *online*, due archivi che contengono: i) i dati composizionali della roccia totale (RT), e ii) i dati delle fasi mineralogiche (soltanto per i campioni appartenenti a SBN e SMA) e le analisi della matrice vetrosa (MV). I dati di entrambi gli archivi contengono sia informazioni relative ai principali corpi lavici eruttati, sia quelle relative agli inclusi mafici o metamorfici ritrovati all'interno della roccia in questione. Per quanto riguarda le fasi minerali

viene inoltre specificato il tipo di cristallo (fenocristallo, microlito, incluso) ed il punto dove l'analisi composizionale è stata effettuata (bordo, nucleo del cristallo) (per maggiori dettagli si rimanda al testo originale). Una porzione dei dati chimici prodotti e riportati dai lavori citati (Rombai et al., 1995; Ferrari et al., 1996; Cristiani e Mazzuoli, 2003; Cadoux e Pinti, 2009; Conticelli et al., 2015) è riassunta, per comodità del lettore, nelle Tabelle 8.A, 8.B, e 8.C (materiale di supporto *online*), così come è stata utilizzata per sviluppare la nostra analisi. La Figura 8.1 riporta, in un diagramma T.A.S. (*Total Alkali Silica*), i valori composizionali della roccia totale, dei liquidi interstiziali e degli inclusi mafici.



**Figura 8.1** - Diagramma T.A.S. ("Total Alkali-Silica") per le lave, i duomi e gli inclusi mafici. I dati sono stati raccolti da Rombai et al., 1995; Ferrari et al., 1996; Cristiani e Mazzuoli, 2003; Cadoux e Pinti, 2009; Conticelli et al., 2015; Capitolo 7 (questo volume). SBN, SMA, OLF sono le sigle delle tre principali unità. MV e RT si riferiscono alle composizioni delle matrici vetrose e delle rocce totali, rispettivamente. - T.A.S. (*Total Alkali Silica*) diagram for lava flows, lava domes and mafic enclaves. Data were collected from Rombai et al., 1995; Ferrari et al., 1996; Cristiani and Mazzuoli, 2003; Cadoux e Pinti, 2009; Conticelli et al., 2015; Capitolo 7 (this volume). SBN, SMA, OLF are the acronyms for the three main units. MV and RT refer to the composition of the liquid as referred to the interstitial glass and that of the bulk rock, respectively.

## 2.2 Condizioni per la stima dei valori di T-H<sub>2</sub>O alle condizioni di immagazzinamento ed eruzione

L'analisi si è focalizzata sulla stima delle temperature (T) che regolano gli equilibri tra specifiche fasi minerali e il liquido. Nella successiva analisi considereremo che la cristallizzazione sia avvenuta in un sistema aperto, durante la risalita e messa in posto del magma, come indicato dalle condizioni di equilibrio tra liquido e minerali. Le stime di temperatura sono state effettuate prendendo in considerazione coppie minerale-liquido in equilibrio fra loro, utilizzando l'analisi di roccia totale come liquido, per i campioni dove il vetro interstiziale era assente. Le coppie minerale-liquido includono: A) liquido residuale-microlito, B) liquido residuale-bordo fenocristallo, C) roccia totale-bordo fenocristallo, e D) roccia totale – nucleo cristallino. A grandi linee abbiamo assunto che le determinazioni corrispondenti alle combinazioni C e D fossero rappresentative delle condizioni di una fase iniziale della cristallizzazione (in camera o durante la fase iniziale di risalita), mentre le determinazioni corrispondenti alle combinazioni A e B sono state assunte rappresentative di condizioni di cristallizzazione tardiva durante le ultime fasi di risalita e/o messa in posto.

Per quanto riguarda i campioni appartenenti a SBN e SMA le stime sono state eseguite per i soli campioni di cui, oltre alla analisi della roccia totale, disponevamo anche delle analisi del vetro interstiziale (Amt25, Amt78, Amt19c, Amt102; Tabella 8.A in materiale di supporto *online*). Per quanto riguarda i campioni OLF, data l'assenza di determinazioni della composizione del vetro, sono riportate le stime relative alle sole combinazioni C e D.

Al fine di minimizzare le incertezze associate alle previsioni, abbiamo confrontato tra loro e discusso le stime di T ottenute da più modelli (es. Putirka et al., 1996; Putirka, 2005, 2008; Masotta et al., 2013; Harrison e Watson, 1984; Polo et al., 2017). Tutti i modelli richiedono come dato di *input* la composizione di una fase

liquida, sia essa costituita dalla composizione della matrice vetrosa o della roccia totale. Tutti i modelli hanno una incertezza che dipende principalmente dal *dataset* utilizzato per la loro calibrazione. Al fine di valutarne l'attendibilità, alcuni modelli (es. Putirka, 2005, 2008; Masotta et al., 2013) richiedono l'esecuzione di specifici test di equilibrio basati sui coefficienti di partizione di alcuni elementi tra il minerale ed il liquido coesistente. Tuttavia l'impiego degli esistenti modelli per composizioni per cui non sono state eseguite delle opportune calibrazioni, potrebbe determinare errori, anche significativi, nelle stime ottenute. Alcuni modelli richiedono, come dato di *input* per la valutazione delle T nelle condizioni profonde, una stima di partenza per il possibile contenuto di H<sub>2</sub>O disciolta. Tali stime sono state rese possibili valutando, tramite l'impiego del modello di solubilità di Papale et al. (2006), i massimi valori di H<sub>2</sub>O disciolta attesi in condizioni di saturazione. Il tenore di H<sub>2</sub>O disciolta nel fuso durante la fase di cristallizzazione profonda è stato anche ottenuto impiegando i recenti modelli igrometrici di Putirka (2008) e Waters e Lange (2015).

Viceversa, il contenuto di H<sub>2</sub>O disciolta nelle lave (prodotti degassati) durante la messa in posto, è sempre stato considerato inferiore allo 0.5% in peso (Westrich e Eichelberg, 1984; Westrich et al., 1988). Più comunemente il contenuto di H<sub>2</sub>O è compreso tra 0.1% e 0.3% in peso (es. Castro et al., 2005; Gottsmann e Dingwell, 2001; Farquharson et al., 2015; Shields et al., 2016) (comunque sempre al di sopra del limite di solubilità a 0.1 MPa ~ 0.10% in peso).

### 2.2.1 Input e test di equilibrio

Quando si usano termometri o barometri basati su equilibrio solido-liquido è essenziale verificare la sussistenza di una condizione di equilibrio chimico tra le fasi utilizzate come *input* per il calcolo di temperatura e pressione (coppie minerale-liquido silicatico). Alcuni dei modelli recentemente pubblicati per le stime delle variabili P-T-H<sub>2</sub>O offrono la verifica

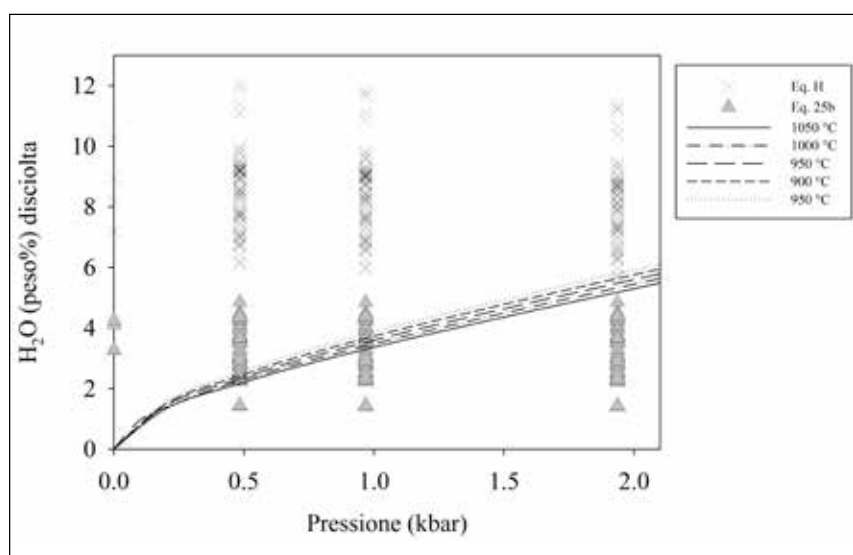
attraverso test di equilibrio basati sulla partizione di determinati elementi tra minerali e liquido silicatico. Le costanti di equilibrio determinate non dipendono dal contenuto di  $H_2O$  disciolto nel liquido considerato. Grazie alla disponibilità dei dati composizionali per le fasi minerali principali e per la roccia totale e vetro interstiziale, è stato possibile utilizzare i più recenti modelli per le coppie *Plg-liquido*, *Opx-liquido*, *Cpx-liquido* e *Cpx-Opx*. Per tutti i modelli, i calcoli sono stati eseguiti a pressioni prefissate di 0,5, 1, 2 e 4 kbar. Questo intervallo di variazione della pressione è consistente con le stime della profondità del sistema magmatico del Monte Amiata ricavate da studi petrologici (Innocenti et al., 1992) e dati geofisici (Gianelli et al., 1988), che suggeriscono la presenza di un plutone magmatico a circa 5-6 km di profondità. Non è possibile stimare temperatura e pressione di cristallizzazione per coppie minerale-liquido silicatico che risultano in disequilibrio, in quanto la condizione di disequilibrio può essere legata ad una scelta non idonea della combinazione minerale-liquido (ad esempio, il nucleo di un cristallo combinato ad un liquido interstiziale altamente evoluto, risultante dalla cristallizzazione del magma successiva alla formazione del cristallo), oppure ad un processo di cristallizzazione avvenuto durante il raffreddamento o la decompressione del magma, per cui la crescita del minerale è avvenuta più rapidamente rispetto alla velocità di diffusione di alcuni elementi nell'intorno del cristallo.

### 2.2.2 Determinazione del contenuto di $H_2O$ (geo-igrometri)

La stima del contenuto di acqua disciolta nel magma al momento dei diversi stadi di cristallizzazione delle fasi minerali è di fondamentale importanza per comprendere le dinamiche di immagazzinamento, risalita e messa in posto. L'acqua, infatti, più di qualsiasi altra componente, modifica le proprietà fisiche e termodinamiche delle miscele magmatiche e con esse tutti i processi petrochimici (e.g. diffusione, cristallizzazione, degassamento). L'aggiunta

di solo 1% in peso di  $H_2O$  ad un fuso riolitico anidro, ad esempio, produce una diminuzione della sua viscosità di circa 6 ordini di grandezza (Giordano et al., 2008, 2009) ed una diminuzione della sua temperatura di transizione vetrosa ( $T_g$ ), ovvero la temperatura che regola il rapporto tra il flusso viscoso e la frammentazione fragile per un fuso silicatico, di circa 200 °C (Giordano et al., 2005). La perdita di acqua durante la risalita di un magma produce anche una importante variazione della densità e della temperatura di *liquidus* di una miscela magmatica. Per stimare il contenuto di acqua disciolta nel magma alle condizioni di equilibrio cristallo-liquido durante la risalita in superficie abbiamo, dapprima, definito il contenuto di acqua disciolta in condizioni di saturazione utilizzando il modello di solubilità di Papale et al (2006). Successivamente a ciò e per un ulteriore confronto con le stime ottenute impiegando il modello su citato, abbiamo utilizzato i geo-igrometri disponibili in letteratura (Eq. H in Putirka, 2005; Eq. 25b in Putirka, 2008; igrometro di Waters e Lange, 2015) calibrati per composizioni ricche in  $SiO_2$ . I tre modelli sono basati sulla reazione di scambio delle componenti Albite-Anortite (Ab-An) tra plagioclasio e liquido. Poiché il contenuto di anortite è fortemente dipendente da temperatura e concentrazione dell'acqua (Waters e Lange, 2015 e riferimenti bibliografici in esso contenuti) è possibile usare l'igrometro per stimare coppie T- $H_2O$ , oppure solamente i valori di  $H_2O$  assegnando una temperatura.

Assumendo che il corpo magmatico granitoide (densità di circa 2500 kg/m<sup>3</sup>) da cui provengono i prodotti effusivi acidi dell'Amiata si trovi ad una profondità minima di 5-6 km (e.g. Gianelli et al., 1988; Innocenti et al., 1992), la minima pressione determinata dal carico solido è di circa 125-150 MPa. La Figura 8.2 mostra che, in accordo al modello di solubilità di Papale et al (2006), questa pressione consente, in condizioni di saturazione e temperature nell'intervallo 850 - 1050°C, di dissolvere circa 4.4 - 4.6 % in peso di  $H_2O$  all'interno della miscela magmatica costituita dai



**Figura 8.2** - Diagramma che mostra la variazione del contenuto di H<sub>2</sub>O al variare della pressione P(kbar) per i magmi trachi-dacitici nelle fasi di cristallizzazione profonda. La figura mostra l'effetto della temperatura (nell'intervallo 850 – 1050 °C) (linee nella figura) sulla concentrazione di H<sub>2</sub>O alla saturazione utilizzando il metodo di Papale et al. (2006). A P fissata, l'effetto della T sul contenuto di H<sub>2</sub>O disciolto alla saturazione è minimo. I simboli nella figura si riferiscono al modello di Putirka (2005) (Eq. H) ed al modello di Putirka (2008) (Eq. 25b). L' Eq. H sovrastima molto la solubilità dell'H<sub>2</sub>O nei fusi studiati, mentre l'Eq. 25b ha un migliore accordo con il modello di Papale et al. (2006), seppure alle basse pressioni è evidente un importante grado di sovraturazione. - *Diagram showing the H<sub>2</sub>O content variation as a function of pressure P(kbar) for the trachydacitic magmas during deep crystallization stages. This figure shows the effect of temperature (in the interval 850 – 1050 °C) on H<sub>2</sub>O content at the saturation level (lines in the figure) as obtained by using the Papale et al. (2006) solubility model. At constant P the effect of T on the dissolved H<sub>2</sub>O content is minimal. Symbols in figure refer to estimates based on Putirka (2005) (Eq. H) and the Putirka (2008) (Eq. 25b) geothermometric models. As stated by Putirka (2008) Eq. H overestimates the H<sub>2</sub>O solubility values of investigated melts, whereas Eq. 25b commonly shows a better agreement with new calibration data and Papale et al. (2006) model. At low P an important degree of oversaturation is observed.*

fusi trachidacitici della roccia totale. La figura mostra anche che a P fissata l'effetto della T sul contenuto di H<sub>2</sub>O disciolto alla saturazione è minimo. In Figura 8.2 sono anche riportati i valori di H<sub>2</sub>O disciolti impiegando i modelli di Putirka (2005) ( Eq. H) e Putirka (2008) (Eq. 25b). Le stime dei contenuti di H<sub>2</sub>O è stata eseguita utilizzando i dati di composizione delle fasi cristalline e del liquido (vetro interstiziale o

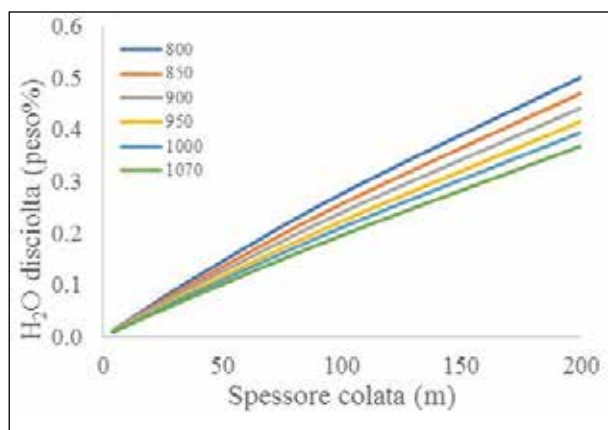
roccia totale) dei campioni di prodotti degassati raccolti durante lo svolgimento del Progetto Monte Amiata finanziato dalla Regione Toscana<sup>6</sup>. I test di equilibrio richiesti dai modelli igrometrici di Putirka (2005, 2008) sono gli stessi utilizzati successivamente per i modelli termometrici per le coppie Plg-liquido, Cpx-liquido (si vedano §3.1.1 e 3.1.2).

La Figura 8.2 mostra che il modello H di Putirka (2005) sovrastima significativamente il valore dell'acqua disciolta nel fuso (già Putirka, 2008, riferendosi al modello igrometrico di Eq. H afferma che tale modello fornisce significative sovrastime). Al contrario, il modello di Eq. 25b fornisce una stima che è in miglior accordo con le stime di H<sub>2</sub>O calcolate impiegando il modello di solubilità di Papale et al (2006). La Figura 8.2 mostra anche che i valori calcolati con i modelli di Putirka (2005, 2008) variano a P costante, ma non variano tra loro al variare di P.

Per quanto riguarda i prodotti lavici degassati, questi, in funzione dello spessore della colata lavica e del regime di flusso (la deformazione di taglio permette il riassorbimento delle fasi vescicolate; Shields et al., 2016; Farquharson et al., 2015; Ryan et al., 2015), potranno contenere fino a circa lo 0.5% in peso di H<sub>2</sub>O disciolta (Westrich e Eichelberg, 1984; Westrich et al.,

<sup>6</sup> Vedi Capitolo 7





**Figura 8.3** - Solubilità dell' $H_2O$  in funzione dello spessore delle colate laviche calcolata utilizzando il modello di Papale et al. (2006). – *Solubility of  $H_2O$  as a function of lava flows thickness as calculated by using Papale et al. (2006) solubility model.*

1988). Più comunemente, il valore di  $H_2O$  disciolta nel liquido residuale sarà dell'ordine di 0.1% e 0.3% in peso (es. Gottsmann e Dingwell, 2001; Castro et al., 2005; Farquharson et al., 2015; Shields et al., 2016). Questi valori sono comunque al di sopra del limite di solubilità a 0.1 MPa, che è di circa 0.10% peso. I valori di solubilità in equilibrio determinati utilizzando il modello Papale et al. (2006) sono riportati in Figura 8.3, in funzione dello spessore della colata.

### 3 Risultati

#### 3.1 Determinazione delle temperature (geotermometri)

##### 3.1.1 Geo-termobarometri plagioclasio-liquido

Il test di equilibrio proposto da Putirka (2005, 2008) per il geo-termometro e geo-igrometro Plg-liquido impiegato in questa analisi si basa sulla reazione di scambio Ab-An tra il cristallo ed il liquido. In condizioni di equilibrio, il valore del coefficiente di partizione  $KD(Ab-An)$  Plg-liq (definito come il rapporto  $(X_{Ab}/X_{An})_{plg/}$

$(X_{Ab}/X_{An})_{liq}$ ) deve avere, in funzione del valore di temperatura, uno specifico intervallo di valori ( $KD = 0.10 \pm 0.05$  per  $T < 1050^\circ C$ ;  $KD = 0.27 \pm 0.11$  per  $T > 1050^\circ C$ ). In alcuni casi, nel caso di rocce cristalline o con poco vetro, la composizione totale della roccia può essere impiegata al posto della composizione del vetro di pasta di fondo, purché la condizione di equilibrio sia rispettata. Nel caso presente, talvolta, la pasta di fondo risulta cristallizzata o devetrificata e il vetro è scarso e presenta una composizione decisamente più ricca in silice (riolite) della composizione totale della roccia (trachidacitica). Come di seguito mostrato, in un solo caso e per una sola coppia Plg-liquido (Plg4-MV4, Tabelle 8.A, 8.B in materiale di supporto *online*), i test (4 su 326) rivelano una condizione di equilibrio tra i plagioclasio ed il liquido interstiziale (MV) riolitico. Al contrario, il test di equilibrio tra il plagioclasio e la RT fornisce più successi (38 su 138) per le coppie di campioni: (Plg1, Plg2, Plg3, Plg5)-RT7; (Plg1, Plg2, Plg3, Plg5)-RT8; (Plg8, Plg9)-RT26; Plg36-RT37 e Plg37-RT49 (Tabella 8.1).

In entrambi i casi le condizioni di equilibrio sono soddisfatte solo per i campioni della fase SBN; nessun test di equilibrio tra il cristallo ed il liquido (né per vetro interstiziale né per roccia totale) per i campioni SMA e OLF è stato superato. Il plagioclasio (Plg4) in equilibrio con il liquido residuale riolitico si deve probabilmente essere formato durante una fase di cristallizzazione tardiva rispetto alle altre fasi mineralogiche presenti che invece risultano in equilibrio con la roccia totale. Entrambe le stime geo-termometriche che hanno superato il test di equilibrio hanno una rilevanza, ma riflettono momenti diversi della cristallizzazione. L'una (cristallo – liquido come roccia totale) è rappresentativa di una fase di immagazzinamento o di risalita dalla profondità, l'altra (cristallo - liquido come vetro interstiziale) di una fase eruttiva, di messa in posto, o successiva alla messa in posto. Questo aspetto non deve sorprendere in quanto i geo-termometri sono tipicamente calibrati utilizzando dati provenienti da esperimenti di equilibrio di fase.



P(Gpa)	input	Complesso*	Sintema <sup>o</sup>	Campione*	Matrice Vetrosa MV	Roccia Totale RT	Fase minerale plg	T(C)			K <sub>D</sub> (Fe-Mg) - test
								Valori calcolati dai modelli (Tab.A)			
								Eqn. 23	Eqn. 24a	Eqn 26	T<1050 (0.10+/-0.05) T>1050 (0.27+/-0.11)
0.05	BTC	SBN	AMT10b	MV4		gdm	Plg4	877	824	832	0.28
0.1	BTC	SBN	AMT10b					878	826	833	0.28
0.2	BTC	SBN	AMT10b					882	830	837	0.28
0.4	BTC	SBN	AMT10b					888	838	845	0.28
0.05	BTC	SBN	AMT10b		RT7	gdm	Plg1	1038	1004	976	0.08
0.1	BTC	SBN	AMT10b			gdm	Plg1	1040	1006	978	0.08
0.2	BTC	SBN	AMT10b			gdm	Plg1	1044	1011	983	0.08
0.4	BTC	SBN	AMT10b								
0.05	BTC	SBN	AMT10b			core	Plg2	1030	993	976	0.14
0.1	BTC	SBN	AMT10b			core	Plg2	1032	996	978	0.14
0.2	BTC	SBN	AMT10b			core	Plg2	1036	1001	983	0.14
0.4	BTC	SBN	AMT10b			core	Plg2	1044	1012	993	0.14
0.05	BTC	SBN	AMT10b			core	Plg3	1040	1006	976	0.05
0.1	BTC	SBN	AMT10b			core	Plg3	1042	1009	978	0.05
0.2	BTC	SBN	AMT10b			core	Plg3	1046	1014	983	0.05
0.4	BTC	SBN	AMT10b								
0.05	BTC	SBN	AMT10b			rim	Plg5	1030	994	976	0.14
0.1	BTC	SBN	AMT10b			rim	Plg5	1032	996	978	0.14
0.2	BTC	SBN	AMT10b			rim	Plg5	1036	1002	983	0.14
0.4	BTC	SBN	AMT10b			rim	Plg5	1045	1012	993	0.14
0.05	BTC	SBN	AMT10b		RT8	gdm	Plg1	1042	1003	975	0.08
0.1	BTC	SBN	AMT10b			gdm	Plg1	1044	1006	977	0.08
0.2	BTC	SBN	AMT10b			gdm	Plg1	1049	1011	982	0.08
0.4	BTC	SBN	AMT10b								
0.05	BTC	SBN	AMT10b			core	Plg2	1034	993	975	0.14
0.1	BTC	SBN	AMT10b			core	Plg2	1036	995	977	0.14
0.2	BTC	SBN	AMT10b			core	Plg2	1040	1000	982	0.14
0.4	BTC	SBN	AMT10b			core	Plg2	1048	1011	992	0.14
0.05	BTC	SBN	AMT10b			core	Plg3	1044	1005	975	0.05
0.1	BTC	SBN	AMT10b			core	Plg3	1046	1008	977	0.05
0.2	BTC	SBN	AMT10b								
0.4	BTC	SBN	AMT10b								
0.05	BTC	SBN	AMT10b			rim	Plg5	1034	993	975	0.14
0.1	BTC	SBN	AMT10b			rim	Plg5	1037	996	977	0.14
0.2	BTC	SBN	AMT10b			rim	Plg5	1041	1001	982	0.14
0.4	BTC	SBN	AMT10b			rim	Plg5	1049	1012	992	0.14
0.05	BTC	SBN	AMT 78		RT26	in->sd	Plg8	1031	996	966	0.13
0.1	BTC	SBN	AMT 78			in->sd	Plg8	1033	999	968	0.13
0.2	BTC	SBN	AMT 78			in->sd	Plg8	1038	1004	973	0.13
0.4	BTC	SBN	AMT 78			in->sd	Plg8	1046	1015	983	0.13
0.05	BTC	SBN	AMT 78			in->sd	Plg9	1038	1004	966	0.07
0.1	BTC	SBN	AMT 78			in->sd	Plg9	1040	1007	968	0.07
0.2	BTC	SBN	AMT 78			in->sd	Plg9	1044	1012	973	0.07
0.4	BTC	SBN	AMT 78								
0.05	DLC	SMA	AMT35		RT37	su cord	Plg36	1050	1018	985	0.06
0.1	DLC	SMA	AMT35								
0.2	DLC	SMA	AMT35								
0.4	DLC	SMA	AMT35								
0.05	DLC	SMA	AMT 102b		RT49	core	Plg37	1043	1001	980	0.13
0.1	DLC	SMA	AMT 102b			core	Plg37	1045	1003	982	0.13
0.2	DLC	SMA	AMT 102b			core	Plg37	1049	1009	987	0.13
0.4	DLC	SMA	AMT 102b								

\* da Conticelli et al. 2015,<sup>o</sup>stratigrafia questo volume, vedi Capitoli 4-5

**Tabella 8.1** - Temperature calcolate in accordo ai modelli di Putirka (2005, 2008) per le coppie Plg-liquido che hanno superato i test di equilibrio (§2.2.1). MV indica il liquido residuale e RT la roccia totale. Il numero del cristallo e la localizzazione di dove è stata fatta l'analisi sono forniti come da Tabelle 8.A e 8.B (materiale di supporto *online*). – Temperature calculated by using Putirka (2005, 2008) plagioclase model for only the Plg-liquid couples which passed equilibrium test (2.2.1.). MV and RT are the groundmass liquids and the total rock liquids, respectively. The crystal number as well as the area where crystal analyses were performed is also indicated as from Tables 8.A and 8.B (supplementary electronic material online).

### 3.1.2 Geo-termobarometri clinopirosseno-liquido

Esistono numerosi modelli geo-termobarometrici che utilizzano la composizione della coppia Cpx-liquido per le stime della temperatura, con o senza controllo della

pressione. Il geo-termometro di Masotta et al. (2013) presenta una ricalibrazione dei modelli di Putirka (2008) che è specifica per magmi alcalini. Le equazioni Talk1, Talk2, Talk3, Talk4 assieme all'espressione per il K<sub>D</sub>(Fe-Mg) (Eq 35 alk) mostrano che nessuna coppia Cpx-vetro

P(Gpa)	Complesso*	Sistema <sup>o</sup>	Campione*	Roccia totale RT	Fase minerale Cpx	T(C)								K <sub>D</sub> (Fe-Mg) test	
						Valori calcolati dai modelli (Tab. A)									
						T1	T2	T3	T4	Talk1	Talk2	Talk3	Talk4		
0.05	BTC	SBN	AMT78	RT26	gdm	Cpx6	1132	1109	1106	1114	980	998	965	1014	0.21
0.1	BTC	SBN	AMT78				1132	1111	1106	1117	980	992	965	999	0.21
0.2	BTC	SBN	AMT78				1132	1115	1106	1123	980	979	965	969	0.21
0.4	BTC	SBN	AMT78				1132	1123	1106	1135	980	955	965	914	0.21
0.05	DLC	SMA	AMT19c	RT33	core	Cpx7	1145	1119	1109	1115	985	1005	965	1014	0.25
0.1	DLC	SMA	AMT19c				1145	1120	1109	1118	985	998	965	998	0.25
0.2	DLC	SMA	AMT19c				1145	1124	1109	1124	985	986	965	969	0.25
0.4	DLC	SMA	AMT19c				1145	1132	1109	1136	985	961	965	914	0.25
0.05	DLC	SMA	AMT 102b	RT49	core	Cpx15	1143	1112	1075	1107	972	991	935	975	0.21
0.1	DLC	SMA	AMT 102b				1143	1114	1075	1109	972	984	935	961	0.21
0.2	DLC	SMA	AMT 102b				1143	1126	1075	1127	972	948	935	881	0.21
0.4															

\* da Conticelli et al. 2015,\*stratigrafia questo volume, vedi Capitoli 4-5

**Tabella 8.2** - Temperature calcolate per le coppie Cpx-liquido che hanno superato i test di equilibrio (§2.2.1). I valori T1, T2, T3, T4 corrispondono ai modelli di Putirka et al (1996) (Eq. T1, T2, T3, T4), mentre i valori Talk1, Talk2, Talk3, Talk4 corrispondono alle ricalibrazioni dei modelli di Putirka et al. (1996) eseguite da Masotta et al. (2013). I dati mettono in evidenza la necessità di calibrare i modelli ogniqualvolta si richieda di eseguire delle stime su sistemi esterni alla calibrazione originale. Le grosse differenze ottenute tra i modelli di Putirka et al. (1996) e quelli ricalibrati da Masotta et al. (2013) forniscono infatti sostanziali differenze in quanto i modelli di Putirka et al. (1996) sono stati calibrati principalmente per sistemi poveri in SiO<sub>2</sub>. Nessuna coppia Cpx-liquido, con liquido costituito da vetro interstiziale ha passato i test. Il numero del cristallo e la localizzazione di dove è stata fatta l'analisi sono forniti come da Tabelle 8.A e 8.B (in materiale di supporto *online*). – *Temperature calculated for each Cpx-liquid combination which passed the equilibrium tests. Temperature values referred to as T1, T2, T3, T4 correspond to the Putirka et al. (1996) models (Eq. T1, T2, T3, T4), whereas temperature values referred to as Talk1, Talk2, Talk3, Talk4 correspond to the re-calibration of Putirka et al. (1996) models of Masotta et al. (2013). The data put in evidence the need of recalibrating any previous model each time new data become available. The large differences observed between Putirka et al. (1996) and Masotta et al. (2013) models are substantial. No one Cpx-liquid couple, with liquid corresponding to the interstitial glass composition passed the equilibrium tests. The crystal number as well as the area where crystal analyses were performed is also indicated as from Tables 8.A and 8.B (supplementary electronic material online).*

interstiziale (n=60) supera i test di equilibrio richiesti (K<sub>D</sub>(Fe-Mg) compreso tra 0.20 e 0.36. Al contrario, quando si considera l'equilibrio tra il clinopirosseno ed il liquido con composizione della roccia totale, l'equilibrio viene confermato da 11 prove su 50 per i cristalli (cpx6, cpx7 e cpx15). Questi calcoli, assieme ad i calcoli derivanti dall'applicazione dei modelli di Putirka et al. (1996) (Eq. T1, T2, T3, T4), che per i fusi ricchi in SiO<sub>2</sub> forniscono sovrastime di T (Putirka, 2008), sono riportati in Tabella 8.2.

La Tabella 8.2 mostra il grado di sovrastima che l'utilizzo di un modello calibrato su composizioni ben lontane da quelle di interesse può determinare (in questo caso si tratta di sovrastime fino a 240 °C). Come per il modello Plg-liquido, per tutti i modelli Cpx-liquido sia la composizione del vetro interstiziale che quella della roccia totale sono state impiegate per valutare sia le condizioni di immagazzinamento in profondità e risalita che la condizione eruttiva e di messa in posto. Nessuna coppia Cpx-liquido

(con il liquido essendo la MV) ha superato i test di equilibrio.

L'analisi della Tabella 8.2 mostra anche che, al contrario di quanto avviene per i modelli di Putirka et al. (1996), le calibrazioni di Masotta et al (2013) dimostrano una progressiva diminuzione della temperatura all'aumentare della pressione (da 0.5 a 4 kbar la diminuzione di T si attesta intorno ai 100 °C). Le stime delle temperature fornite dai modelli Talk2 e Talk4 sono state preferite in quanto mettono in evidenza l'effetto della pressione sulla T di equilibrio. Queste stime saranno quelle sulla base della quale svilupperemo le discussioni.

### 3.1.3 Geo-termometro olivina-liquido

Per ottenere qualche stima delle temperature per i fusi delle lave OLF abbiamo implementato i geo-termometri di Helz e Thornber (1987) ed il più recente di Putirka (2008). Per quanto riguarda il modello di Putirka (2008), il test di equilibrio è superato quando il coefficiente di

<b>Complesso*</b>	<b>Sintema<sup>o</sup></b>	<b>Campione*</b>	<b>RT</b>	<b>H&amp;T'87</b>
DLC	SMA	<b>AMT 19</b>	RT33	1021
DLC	SMA	<b>AMT 21</b>	RT34	1021
DLC	SMA	<b>AMT 21</b>	RT35	1021
DLC	SMA	<b>AMT 21</b>	RT34	1018
DLC	SMA	<b>AMT 21</b>	RT35	1018
DLC	SMA	<b>AMT 35</b>	RT37	1024
DLC	SMA	<b>AMT 35</b>	RT37	1024
DLC	SMA	<b>AMT 44</b>	RT40	1039
DLC	SMA	<b>AMT 44</b>	RT40	1039
DLC	SMA	<b>AMT 45</b>	RT41	1040
DLC	SMA	<b>AMT 45</b>	RT41	1040
DLC	SMA	<b>AMT 45</b>	RT41	1040
DLC	SMA	<b>AMT 45</b>	RT41	1040
DLC	SMA	<b>AMT 45</b>	RT41	1040
OLF	SMA	<b>AMT 27</b>	RT65	1056
OLF	SMA	<b>AMT 27</b>	RT65	1056
OLF	SMA	<b>AMT 27</b>	RT65	1056
OLF	SMA	<b>AMT 27</b>	RT65	1056
OLF	SMA	<b>AMT 27</b>	RT65	1056
OLF	SMA	<b>AMT 27</b>	RT65	1056
OLF	SMA	<b>AMT 27</b>	RT65	1056
OLF	SMA	<b>AMT 82</b>	RT61	1067
OLF	SMA	<b>AMT 82</b>	RT61	1067
OLF	SMA	<b>AMT 105</b>	RT63	1046
OLF	SMA	<b>AMT 105</b>	RT63	1046

\* da Conticelli et al. 2015,<sup>o</sup>stratigrafia questo volume, vedi Capitoli 4-5

**Tabella 8.3** - Temperature per il geo-termometro a olivina di Helz e Thornber (1987) (H&T'87). - *Temperature as obtained by using the olivine geo-thermometer of Helz e Thornber (1987) (H&T'87).*

ripartizione  $K_D$  (Fe-Mg)<sup>Ol-liquido</sup> assume valori nell'intervallo  $0.30 \pm 0.03$ . Sebbene varie coppie Ol-liquido (dove il liquido considerato è quello della roccia totale) siano disponibili (Tabelle 8.A, 8.B, 8.C materiale di supporto *online*) per i campioni dei complessi SMA e OLF, nessuna delle coppie ha superato il test. Abbiamo pertanto impiegato il geo-termometro di Helz

e Thornber (1987) che stima la temperatura del magma solo sulla base della composizione del liquido (come roccia totale). Le stime non sono influenzate dalla pressione. La Tabella 8.3 mostra i risultati per i campioni SMA e OLF. Le stime in temperatura medie sono leggermente più alte di quelle ottenute utilizzando gli altri geo-termobarometri.

### 3.1.4 Geo-termometro ad apatite

La presenza di piccoli cristalli di apatite in tutti i gruppi magmatici considerati (SBN, SMA, OLF) evidenzia la saturazione precoce di questa fase mineralogica nel fuso e permette il calcolo della temperatura di saturazione dell'apatite ( $T_{\text{sat}}^{\text{ap}}$ ) attraverso il modello di Harrison e Watson (1984). Tale modello è indipendente da P,  $H_2O$  e  $fO_2$  e non richiede un test di equilibrio. I valori ottenuti utilizzando la composizione della matrice vetrosa per i campioni Amt25 (SBN) e Amt102b (SMA) (un solo dato disponibile per ciascun campione; Conticelli et al. 2015) forniscono valori di partenza della  $T_{\text{sat}}^{\text{ap}}$  di 883 e 879 °C, rispettivamente (Tabelle 8.A ed 8.B in materiale di supporto *online*). Soltanto due valori di percentuale in peso di  $P_2O_5$  sono disponibili per i vetri analizzati (Conticelli et al., 2015; Ferrari et al., 1996), per il resto dei vetri di cui è disponibile l'analisi composizionale, la concentrazione di  $P_2O_5$  è al di sotto del limite di sensibilità della tecnica. Diverso è per la roccia totale, dove l'applicazione di questo geo-termometro indica temperature di saturazione ( $T_{\text{sat}}^{\text{ap}}$ ) da 905 a 940 °C (valore medio  $926 \pm 8$  °C,  $n = 30$ ) per i fusi SBN, e da 890 a 938 °C (valore medio di  $915 \pm 12$  °C,  $n = 26$ ) per i fusi SMA. Infine per le lave OLF i valori di  $T_{\text{sat}}^{\text{ap}}$  variano tra 862 e 908 °C (valore medio di  $883 \pm 15$  °C,  $n = 6$ ). La più alta  $T_{\text{sat}}^{\text{ap}}$  della roccia totale rispetto al vetro è consistente con l'ordine di cristallizzazione atteso. Anche se basata su una singola determinazione per entrambi i gruppi SBN e SMA, la differenza di  $T_{\text{sat}}^{\text{ap}}$  è di 43 °C per il campione SBN e di 36 °C per il campione SMA.

### 3.1.5 Sommario dei risultati ottenuti tramite l'impiego combinato dei vari geo-termometri

Sulla base delle stime di temperatura ottenute tramite l'impiego dei geo-termometri sopra descritti, abbiamo ritenuto di poter differenziare le stime di temperatura in due gruppi. Il primo gruppo (FIF, acronimo per "Fase Iniziale di Flusso") è caratterizzato dagli equilibri cristallo-

liquido, dove il liquido considerato è la roccia totale. Tale gruppo, associato ad una fase di cristallizzazione iniziale, è stato correlato ad una fase pre-eruttiva od iniziale di risalita. Il secondo gruppo (FTF, acronimo per "Fase Tardiva di Flusso") è quello per cui la fase liquida in equilibrio con una specifica fase cristallina è il liquido interstiziale (MV). Esso è stato correlato ad una fase tardiva della cristallizzazione avvenuta durante la risalita del magma e/o durante la messa in posto delle lave. Le stime geo-termometriche riportate nei precedenti paragrafi (Tabella 8.4 ne rappresenta un sommario) permettono di attribuire al gruppo FIF un intervallo di temperatura tra 900°C – 1070°C ed al gruppo FTF un intervallo di temperatura compreso tra 800°C e 900°C. Questi intervalli di temperatura includono al loro interno i valori di temperatura minimi e massimi ottenuti dall'impiego di tutti i geo-termometri analizzati e costituiscono pertanto una stima allargata dei reali intervalli di temperatura attesi. I risultati ottenuti utilizzando tutti i geo-termometri a disposizione evidenziano che nell'intervallo FIF non esistono sostanziali differenze di temperatura tra i valori ottenuti per le unità SBN e SMA.

Utilizzando il solo geo-termometro ad apatite sembrerebbe anche che il magma che ha portato alla messa in posto delle lave OLF potesse avere una temperatura 30-40°C inferiore a quella stimata per le unità appartenente ai complessi SBN e SMA. È sulla base di queste considerazioni che abbiamo sviluppato la successiva stima della viscosità delle miscele magmatiche e delle lave.

### 3.2 Determinazione delle viscosità (modelli reologici)

I dati geo-termometrici ottenuti sono stati utilizzati, assieme alle stime del contenuto di  $H_2O$  disciolta nel liquido residuale, per calcolare la viscosità dei magmi durante le fasi di immagazzinamento e la risalita e durante la messa in posto dei prodotti effusivi degassati. Questo ci ha permesso di avere una idea della capacità di flusso delle lave emesse al Monte Amiata e

Modelli	Plg-liquido		Cpx-liquido				Ol	Apatite
	Eq. 23	Eq. 24a	Eq. 26	Talk1	Talk2	Talk3	Talk4	
Unità	valori minimi e massimi delle temperature stimate usando i geotermometri selezionati							
	<i>Roccia totale (RT)</i>							
SBN	(1030 - 1050);	(993 - 1015);	(965 - 993);	980;	(955 - 998);	965;	(914 - 1014);	(905 - 940)
SMA	(1042 - 1049);	(1001 - 1018);	(980 - 987);	(972 - 985);	(948 - 1005);	(935 - 965);	(914 - 1014);	(1018 - 1040); (890 - 938)
OLF								(1046 - 1067); (862 - 908)
	<i>Matrice retrorsa (MV)</i>							
SBN	(877 - 888);	(824 - 838);	(832 - 845);	-	-	-	-	(879 - 883)
SMA	-	-	-	-	-	-	-	-
OLF	-	-	-	-	-	-	-	-

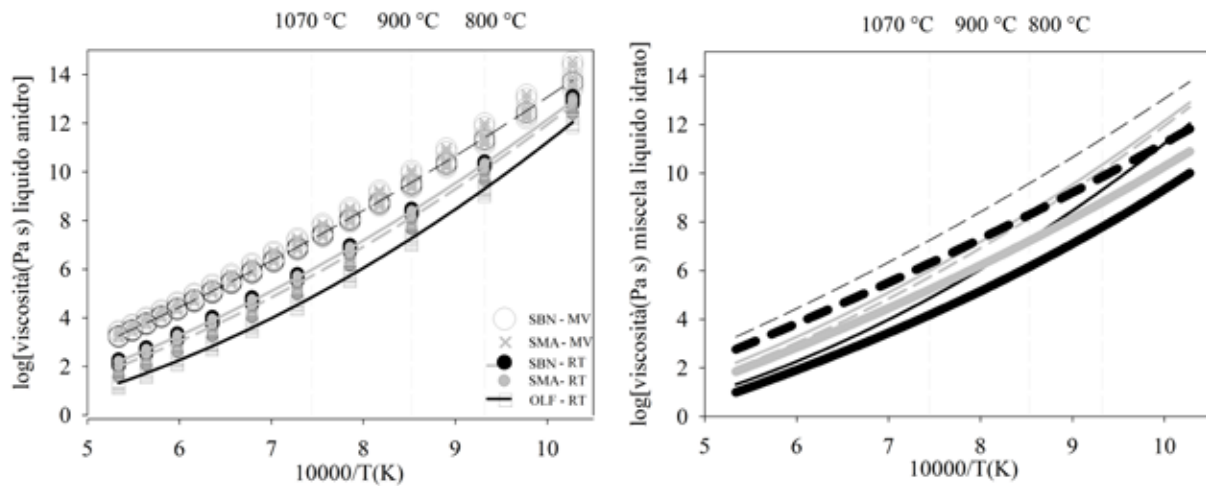
**Tabella 8.4** - Sommario dei valori massimi e minimi di temperatura stimati utilizzando i principali geotermometri. Per la cristallizzazione profonda si identifica un intervallo di temperatura compreso tra 900°C e 1070 °C; mentre un intervallo di più bassa temperatura (800 – 900 °C) potrebbe essere più tipico di una cristallizzazione tardiva avvenuta durante gli stadi finali della risalita, della messa in posto, o post-deposizionali. Le stime delle temperature di equilibrio per le lave OLF, ottenute tramite il geo-termometro di Holz e Thornber (1987) (H&T '87) danno valori che superano leggermente quelli dei duomi e lave dei complessi SBN e SMA. – *Summary of the minimum and maximum temperature values estimated by using the above reported geo-thermometers. A temperature interval between 900°C and 1070 °C is assumed to be ideal for the initial crystallization at depth; whereas a lower temperature interval (800 °C and 900 °C) is likely characteristic of the late crystallization condition at the shallow levels, emplacement, or post-emplacement. Estimated equilibrium temperatures for the OLF lavas, as obtained by using the H&T '87 geo-thermometer (Holz e Thornber, 1987), give values that are slightly higher than those of the lavas of the SBN and SMA units.*

valutare i possibili meccanismi di messa in posto dei prodotti effusivi.

La viscosità dei magmi è funzione della viscosità del liquido residuale, del contenuto in cristalli e di quello delle bolle. La pressione P ha solo un ruolo secondario (Ardia et al., 2008), ancora non ben caratterizzato, e non è stata valutata. Per il calcolo della miscela multifase abbiamo utilizzato due modelli. Il primo modello (GRD) (Giordano et al., 2008) permette il calcolo della viscosità dei liquidi Newtoniani nello spazio “composizione-T-H<sub>2</sub>O” a partire dalla conoscenza dei 10 principali ossidi e del contenuto di volatili (H<sub>2</sub>O e F). Il secondo modello (MC) (Costa et al., 2009) permette di stimare, al variare del tasso di deformazione e del contenuto in cristalli di una sospensione, gli effetti non-Newtoniani della viscosità, attraverso il calcolo della viscosità relativa (i.e. il rapporto tra la viscosità della sospensione e quella del liquido). La composizione degli elementi maggiori e delle fasi volatili disciolte nel liquido residuale, la temperatura ed il contenuto in cristalli delle miscele magmatiche sono state implementate nei su citati modelli reologici per determinarne la viscosità.

### 3.2.1 La viscosità dei magmi e dei prodotti effusivi del Monte Amiata

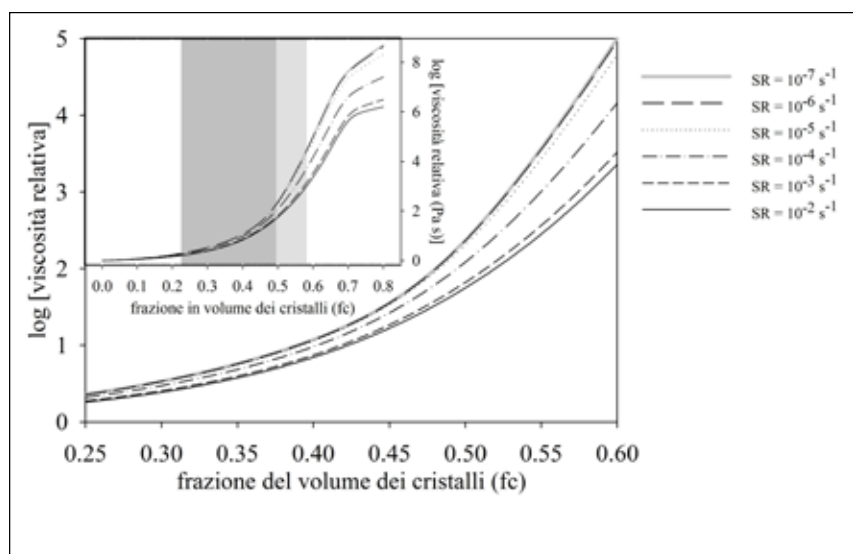
Dato il gran numero di campioni a disposizione, per una trattazione semplificata, è stato necessario identificare una strategia per il calcolo di una curva di viscosità di riferimento per ciascuno dei tre gruppi di lave considerati (SBN, SMA, OLF). La Figura 8.4 riporta, nell'intervallo 700-1600 °C, il calcolo della viscosità anidra dei vetri interstiziali dei campioni SBN-MV e SMA-MV (le uniche per cui le analisi della MV sono disponibili, n. 20 composizioni), assieme ai dati di viscosità anidra calcolata per tutte le composizioni di roccia totale per SBN-RT (n. 30 composizioni), SMA-RT (n. 26 composizioni), e OLF-RT (n. 7 composizioni). I valori di viscosità calcolati con il modello GRD nell'intervallo di temperatura stimato sono messi in relazione agli intervalli di temperature rappresentativi di una cristallizzazione iniziale (900-1070 °C) e di una cristallizzazione tardiva (800 – 900 °C), evidenziati dalle linee tratteggiate verticali. La Figura 8.4a mostra, a grandi linee, che i vetri interstiziali anidri e privi di cristalli, nell'intervallo FIR hanno



**Figura 8.4** - Diagramma di Arrhenius della viscosità anidra nell'intervallo di temperatura (1600-700°C; 10000/T(K) ~ 10.28-5.34) per tutte le composizioni di Tabelle 8.A e 8.B. Nella legenda MV e RT sono da considerarsi le composizioni rispettivamente della matrice vetrosa e della roccia totale. Le curve in figura rappresentano valori medi delle viscosità calcolate con il modello GRD. (a) Le viscosità di SBN-MV (cerchio aperto) e SMA-MV (croce) sono sostanzialmente sovrapposte e saranno rappresentate dalla linea tratteggiata sottile. Analogamente solo una piccola differenza esiste tra le viscosità delle composizioni SBN-RT e SMA-RT, che sono ben riprodotte dalle linee di colore grigio chiaro. Le viscosità dei vari campioni OLF-RT sono anch'esse sovrapposte e sono ben riprodotte dalla curva continua nera. (b) Confronto tra la viscosità anidra (curve come in a) e la viscosità degli stessi liquidi in cui si assume sia stata disciolta una quantità di H<sub>2</sub>O dello 0.3% in peso (curve in grassetto), rappresentativa dell'acqua disciolta in una colata di spessore di circa 130 m a T=900°C. La curva tratteggiata in grassetto rappresenta la variazione della viscosità con la temperatura per liquidi ottenuti dalla media dei valori di SBN-MV e SMA-MV. La curva grigia in grassetto rappresenta la variazione della viscosità idrata (H<sub>2</sub>O=0.3% peso) con la temperatura per un liquido ottenuto dalla media dei valori di SBN-RT e SMA-RT. Infine la viscosità idrata (H<sub>2</sub>O=0.3% peso) per i fusi della suite OLF-RT è rappresentata dalla curva nera in grassetto. - Arrhenius plot reporting the anhydrous melt viscosity variation as a function of temperature in the interval 1600-700°C (10000/T(K) ~ 10.28-5.34) for all the composition of Tables 8.A and 8.B. MV and RT in the legend refer to the glass matrix and bulk rock liquid composition. The curves represent the average viscosity values as calculated by using the GRD model. (a) SBN-MV viscosity (open circles) e SMA-MV (crosses) are substantially overlapping and are reported (in panel b) as the thin dashed line. Analogously, only a little difference exists between the viscosity of the SBN-RT and SMA-RT anhydrous liquid compositions which are instead well reproduced by the light grey curves. The anhydrous viscosities of the OLF-RT are also overlapping and they are well reproduced by the black line in the figure. (b) Comparison between the calculated anhydrous viscosities (curves as in panel a) and the viscosity of the same liquids where a dissolved H<sub>2</sub>O content of 0.3 wt % (curves in bold). This H<sub>2</sub>O content value is taken as representative of the water content potentially dissolved in an about 130m thick lava flow at T=900°C. The bold dashed black curve represents the viscosity variation as a function of temperature for an average liquid composition obtained by averaging the composition of samples SBN-MV and SMA-MV. The grey bold continuous curve represents the hydrous viscosity variation (H<sub>2</sub>O = 0.3wt. %) as a function of temperature for a liquid whose chemistry is an average of the chemistry values measured for the SBN-RT and SMA-RT. Finally, the hydrous viscosity (H<sub>2</sub>O=0.3 wt.%) for the OLF-RT is represented by the bold continuous curve.

valori di viscosità compresi tra 10<sup>8</sup> e 10<sup>10</sup> Pa·s mentre valori di viscosità compresi tra circa 10<sup>10</sup> e 10<sup>12</sup> Pa·s sono caratteristici dei liquidi residuali (MV) corrispondenti alle fasi di cristallizzazione tardiva. Per la composizione della roccia totale valori di viscosità di 2 e 4 ordini di grandezza più bassi (es. 10<sup>6</sup> e 10<sup>4</sup> Pa·s), sono caratteristici dei

magmi delle unità dei complessi SBN+SMA e OLF, rispettivamente. La Figura 8.4b riporta (in grassetto) le curve delle viscosità medie calcolate dalla media delle composizioni SBN-MV e SMA-MV (di seguito nominate SBN+SMA-MV\_0.3) e delle composizioni SBN-RT e SMA-RT (di seguito riportate come SBN+SMA-RT\_0.3) in cui sia



**Figura 8.5** - Dipendenza della viscosità relativa dal tasso di deformazione al variare della frazione in volume dei cristalli. Questa figura mostra l'aumento della viscosità relativa all'aumentare del contenuto in cristalli come calcolato dal MC per un magma soggetto a tassi di deformazioni variabili da  $10^{-2}$  a  $10^{-7} \text{ s}^{-1}$  per frazioni in volume dei cristalli da 0 a 0.8 (inserto). La variazione del contenuto in cristalli può determinare variazioni di ordini di grandezza della viscosità. L'aumento della viscosità diventa esponenziale all'avvicinarsi di una frazione in volume critica ( $fc^{\text{critico}}$ ) del contenuto in cristalli.  $fc^{\text{critico}}$  dipende dal contenuto e dalla distribuzione di taglie e forme dei cristalli sospesi nella miscela (per ulteriori dettagli si vedano, es. Chong, 1971; Lejeune and Richet, 1995; Saar, 2001; Caricchi et al., 2007, 2008; Costa et al., 2009; Vona et al., 2011). La figura principale rappresenta un dettaglio dell'inserto a valori di  $fc$  nell'intervallo 0.25-0.50 di nostro interesse. - *Strain-rate and crystal volume fraction dependence of the relative viscosity. The figure shows that, as calculated by the MC, for a magma (or volcanic mixture) undergoing strain-rate in the interval  $10^{-2}$  to  $10^{-7} \text{ s}^{-1}$ , the relative viscosity increases. The increase is non-linear and becomes exponential close to a critical crystal volume fraction ( $fc^{\text{critic}}$ ).  $fc^{\text{critic}}$  depends from the crystal content and the crystal shape and size distribution of the crystal suspended in the mixture (for further details refer to e.g. Chong, 1971; Lejeune and Richet, 1995; Saar, 2001; Caricchi et al., 2007, 2008; Costa et al., 2009; Vona et al., 2011). The main figure reports a detail of insert at  $fc$  values in the interval 0.25-0.50 where we performed our calculations.*

stata disciolto un contenuto di  $\text{H}_2\text{O}$  dello 0.3% in peso. Le curve in grassetto sono confrontate con le curve della viscosità anidra di Figura 8.4a. Il confronto mostra che SBN+SMA-MV\_0.3 e SBN+SMA-RT\_0.3 sono a bassa T, fino a 2 ordini di grandezza inferiore rispetto alle viscosità anidre. Tale differenza è inferiore per i campioni OLF anidri (OLF-RT) e idrati (OLF-RT\_0.3), e si riduce alle più basse T. Alle temperature eruttive log [viscosità idrata] risulta inferiore a

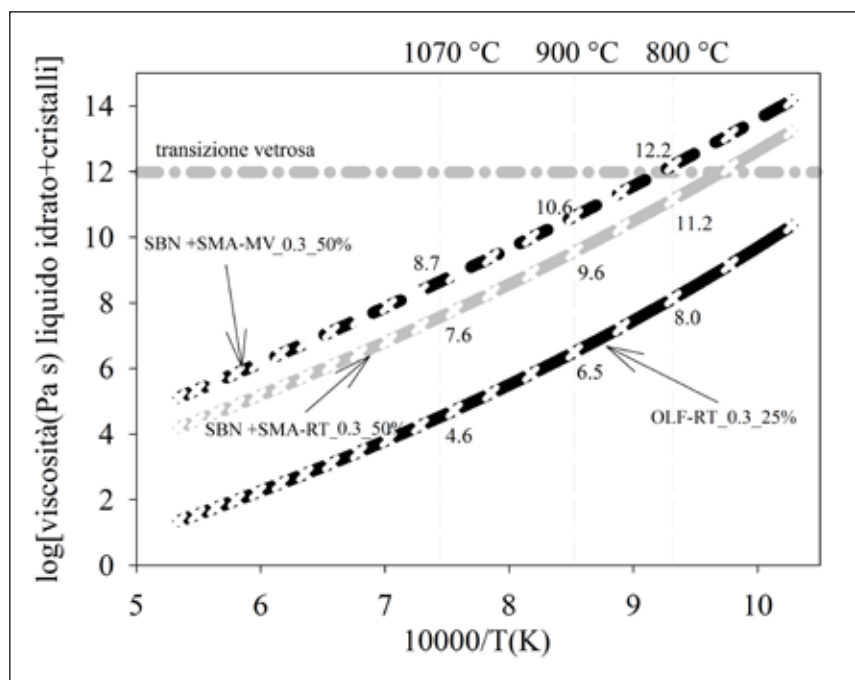
9.5. Alla stessa T la viscosità di SBN+SMA-RT è sempre più bassa della viscosità di SBN+SMA-MV e più alta della viscosità dei magmi latitici (Figura 8.4a, b).

La Figura 8.5 mostra la dipendenza della viscosità relativa (rapporto tra la viscosità della miscela magmatica bifase e quella del liquido residuale) al variare della frazione in volume dei cristalli ( $fc$ ), a tassi di deformazione di taglio (SR in figura) variabili. Assumendo, sulla base dei dati ottenuti da Cristiani e Mazzuoli (2003) (che hanno condotto una analisi modale dei cristalli) e quelli dichiarati da Conticelli et al (2015) (per cui una analisi di dettaglio non è fornita), una frazione solida di 0.5 per le miscele magmatiche SBN+SMA-MV e SBN+SMA-RT e di 0.25 per l'unità OLF-RT (per contenuti di  $\text{H}_2\text{O}$  disciolta dello 0.3% in peso; Figura 8.4b), la viscosità calcolata dall'unione dei modelli GRD e MC è quella mostrata in Figura 8.6 ( $\text{SR}=10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ).

#### 8.4 La temperatura di transizione vetrosa

La temperatura di transizione vetrosa ( $T_g$ ) è un importante fattore limite per le condizioni di temperature a cui si verificano molti processi vulcanici. Al di sopra della  $T_g$ , i tassi di nucleazione, cristallizzazione, vescicolazione, e flusso sono sufficientemente rapidi da influenzare in modo significativo i processi magmatici. In particolare, dove il percorso di diminuzione





della temperatura del fuso interseca la  $T_g$  del fuso, si forma un vetro e molti dei processi magmatici e vulcanici effettivamente cessano. Tuttavia ci sono diversi modi in cui i sistemi vulcanici si avvicinano e/o intersecano la loro transizione vetrosa (Ryan et al., 2015). In specifiche condizioni, le miscele magmatiche possono subire una cinetica di raffreddamento più rapida rispetto a quella di vescicolazione e di

**Figura 8.6** - Questa figura riporta i valori di viscosità della sospensione liquido+cristalli per i magmi analizzati. In questo caso il liquido è quello idrato di Figura 8.4b mentre il contenuto in cristalli utilizzato è una media di quello stimato da Cristiani e Mazzuoli (2003) e quello dichiarato da Conticelli et al. (2015). In questa figura non viene considerato l'effetto delle vescicole presenti nella sospensione magmatica. Per tale ragione potremo considerare che i valori di viscosità ottenuti (numeri in figura) costituiscono un limite superiore per le viscosità delle miscele magmatiche e vulcaniche studiate (le vescicole hanno infatti un importante effetto nel ridurre la viscosità delle miscele magmatiche e vulcaniche) e, al contempo, possono essere considerate rappresentative delle viscosità di liquidi ossidianacei ricchi in cristalli (e privi di bolle), come quelli che affiorano al Monte Amiata. La figura riporta anche (a  $10^{12}$  Pa s) la linea (punto e tratto) che individua la transizione vetrosa, rappresentativa, in prima approssimazione, del limite di capacità di flusso di una colata (e.g. Giordano et al., 2005). In tutti i casi i valori di viscosità delle miscele liquidi idrati + cristalli nell'intervallo (900-1070°C) sono ben al di sotto dei limiti di flusso. Anche per i campioni SBN+SMA-MV\_0.3\_50% i valori di viscosità nell'intervallo di temperatura (800-900°C) cadono, per lo più, al di sotto della  $T_g$  ( $\log[\text{viscosità}]$ ) e, solo alle più basse T, lo superano.

Questo fatto conferma ancora una volta, ed in accordo con le stime geo-termometriche, che l'intervallo di temperature eruttive più probabile che possa garantire il flusso è quello tra 900 e 1070°C. È necessario menzionare che un contenuto in cristalli anche soltanto di poco maggiore rispetto a quello usato per fare i nostri calcoli aumenterà drasticamente la viscosità delle colate laviche (vedi Figura 8.5), richiedendo pertanto di spostare il valore della temperatura delle lave verso valori più alti (nella finestra 900-1070°C) affinché il flusso di queste lave possa essere garantito. – *This figure reports the liquid+crystal suspension viscosity values for the investigated melts. Here liquid is as that of Figure 8.4b whereas crystal content is constituted by an average value of that estimated by Cristiani and Mazzuoli (2003) and that declared by Conticelli et al. (2015). The calculations provided here do not account for the effect of suspended vesicles in the multiphase magmatic and volcanic mixture. For that reason, we could assume that the calculated values are a upper limit of the real volcanic mixture viscosity (vesicles in fact have an important effect in reducing magmatic and volcanic mixture viscosity) which may be representative of the most obsidianaceous crystal rich (vesicle free) lavas as those found at Monte Amiata. The figure also reports (at  $10^{12}$  Pa s, in dash and dot thick gray) the line which marks the glass transition, that is, at first approximation, representative of the limit of viscous flow of lava flows (e.g. Giordano et al., 2005). In all cases the calculated volcanic mixture viscosities estimated in the temperature interval (900-1070°C) are well below the flow limit as above defined. For the SBN+SMA-MV\_0.3\_50% as well the lava flow viscosity, in the (800-900°C) temperature interval, mostly fall below  $T_g$  and, only at the very lowest T, they overpass it. This confirms, once more, that, in agreement with the geo-thermometric estimates, the most likely interval of viscous flow is that comprised between 900 and 1070°C. We should mention here that any slightly higher crystal content than those used for the present calculations will drastically change the lava flow mixture viscosity (see Figure 8.5) and will require to shift the volcanic mixture temperature toward the highest estimated values in order to maintain those lavas to flow.*

crystallizzazione ad un punto tale in cui il fuso, senza variare la sua chimica, forma un vetro (raffreddamento termico). I vari sistemi vulcanici durante la risalita verso la superficie liberano le fasi volatili producendo un innalzamento della  $T_g$  del liquido e riducendo la finestra di transizione vetrosa (e.g. Giordano et al., 2005; Robert et al., 2008a, b; Ryan et al., 2015). Questo è dimostrato molto chiaramente dagli studi sperimentali di Ryan et al. (2015). Laddove l'innalzamento della  $T_g$  indotto dal degassamento interseca la temperatura di fusione  $T_f$  ( $T_g = T_f$ ), il liquido magmatico o vulcanico si trasforma in un vetro (raffreddamento per degassamento). La solubilità retrograda di  $H_2O$  è quel processo che permette di espandere la finestra del liquido a dispetto del vetro. In una vasta gamma di sistemi vulcanici in cui i tempi di raffreddamento sono abbastanza lenti per facilitare la diffusione di  $H_2O$  nei fusi silicatici, tali fusi hanno l'opportunità di riassorbire l' $H_2O$  durante il raffreddamento. La conseguenza di ciò è quella di ridurre la  $T_g$  del fuso e la sua viscosità e quindi di favorire un ulteriore arricchimento in  $H_2O$  durante il raffreddamento. Può inoltre accadere che la riduzione di  $T_g$  dovuta alla dissoluzione di un contenuto di  $H_2O$  crescente sia insufficiente ad evitare l'intersezione con la curva di solubilità isobarica dove avviene il raffreddamento termico. In sostanza i tre potenziali andamenti che una miscela magmatica o vulcanica può seguire, sono: i) raffreddamento termico convenzionale; ii) raffreddamento lungo una curva di solubilità retrograda (detto raffreddamento per reidratazione), fino a quando  $T_g$  non eguaglia  $T_f$ ; e iii) innalzamento efficace della  $T_g$  a causa del degassamento (raffreddamento per degassamento). Le differenze del contenuto finale di  $H_2O$  e del valore finale di  $T_g$  per questi meccanismi di raffreddamento sono funzione crescente della pressione, ed il meccanismo di solubilità retrograda è più efficiente in quei sistemi in cui il raffreddamento è sufficientemente lento da sostenere l'equilibrio tra il vapore ed il liquido. Inoltre, al fine di avere una reidratazione

importante il sistema deve poter disporre di fluidi ricchi in  $H_2O$  disponibili per il riassorbimento. Ryan et al. (2015) individuano tre situazioni in cui la solubilità retrograda può svolgere un ruolo importante: la saldatura dei depositi vulcanici piroclastici; la messa in posto delle colate laviche ricche in  $SiO_2$ , e la determinazione delle profondità di frammentazione. Il nostro obiettivo in questo contributo è, alla luce delle considerazioni sopra evidenziate, quello di comprendere come i vari meccanismi sopra menzionati possano agire e quindi possano aver agito durante la messa in posto delle lunghe colate laviche al Monte Amiata.

## 8.5 Considerazioni petrologiche

Per la stima del contenuto di  $H_2O$  disciolto nel magma è stato utilizzato l'igrometro plagioclasio-liquido di Waters e Lange (2015), fissando un intervallo di possibili temperature pre-eruttive tra 850 e 1050 °C. L'intervallo dei contenuti di  $H_2O$  ottenuti varia tra 0 e 5 % in peso. I dati geofisici vincolano la camera magmatica ad una profondità di 5-6 km (~150 MPa) (Gianelli et al., 1988). La saturazione in  $H_2O$  di questi magmi a 150 MPa è circa il 4 % in peso ed indica che le temperature al di sotto di 900 °C potrebbero essere troppo basse per formare i nuclei più ricchi in anortite (An75-81) che caratterizzano i campioni del Monte Amiata (Waters e Lange, 2015). Contenuti di  $H_2O$  tra 1 e 4 % in peso sono stati considerati per stimare le temperature di formazione di plagioclasio, clinopirosseno e ortopirosseno, utilizzando i diversi geotermometri attualmente disponibili. I risultati mostrano che, a 150 MPa (~6 km di profondità), gli intervalli di temperatura per la formazione del plagioclasio variano tra 910 e 1070 °C, del clinopirosseno variano tra 914 e 1014 °C (Tabella 8.4). Il contenuto dei fenocristalli nei magmi trachidacitici è compreso tra 30 e 40 vol%, mentre i microliti sono dell'ordine del 5 vol%. Inoltre, la matrice vetrosa è caratterizzata dalla presenza di

Complesso*	Sistema°	Campione*	Roccia totale	Fase minerale	P (Mpa)	H <sub>2</sub> O (wt.%)	Eqn. 23 (°C)	Eqn. 24a (°C)
BTC	SBN	AMT10b	RT	Plg1, 2, 3, 5	150	1	1034-1073	993-1034
BTC	SBN	AMT10b	RT	Plg1, 2, 3, 5	150	2	998-1035	965-1004
BTC	SBN	AMT10b	RT	Plg1, 2, 3, 5	150	3	964-999	938-976
BTC	SBN	AMT10b	RT	Plg1, 2, 3, 5	150	4	932-964	912-948

\* da Conticelli et al. 2015, °stratigrafia questo volume, vedi Capitoli 4-5

**Tabella 8.5** - Temperature calcolate in accordo ai modelli di Putirka (2005, 2008) per le coppie Plg-liquido che hanno superato i test di equilibrio (§2.2.1.). RT indica la roccia totale. Le temperature sono state calcolate fissando la pressione a 150 MPa e investigando quattro tenori in H<sub>2</sub>O disciolti nel fuso (1 – 2 – 3 – 4 % in peso di H<sub>2</sub>O). Il numero del cristallo è indicato in tabella, mentre la localizzazione della zona analizzata (bordo, centro) è fornita nella Tabelle 8.A (materiale di supporto *online*). – *Temperatures calculated by using Putirka (2005, 2008) plagioclase models for only the Plg-liquid couples which passed equilibrium test (2.2.1). RT is the bulk rock composition. Temperature were calculated taking into account four dissolved H<sub>2</sub>O contents (1 – 2 – 3 – 4 wt % of H<sub>2</sub>O) in the melt, at fixed pressure of 150 MPa. The crystal number is reported in the Table, whereas the location where crystals analyses were taken are reported in Tables 8.A (supplementary electronic material online).*

sferuliti. Queste evidenze tessiturali mostrano che la maggior parte del processo di cristallizzazione dovrebbe essere avvenuto nella camera magmatica o nel condotto. Basandoci sugli equilibri di fase di una dacite ottenuti sperimentalmente da Waters et al. (2015), per formare plagioclasio, clinopirosseno, ortopirosseno e biotite, a 150 MPa e a temperature comprese tra 914 e 1014 °C, dobbiamo avere un magma sottosaturo in H<sub>2</sub>O o vicino alla saturazione (tra 2 e 4 % in peso). Quantità di H<sub>2</sub>O inferiori all'1 % in peso potrebbero richiedere temperature molto più alte di 1000 °C (Tabella 8.5), le quali sarebbero al di sopra della curva del *liquidus* del plagioclasio e clinopirosseno (Waters et al., 2015). In conclusione quindi, questi magmi trachidacitici potrebbero aver cristallizzato tra i 5 e 6 km di profondità in condizioni sottosature di H<sub>2</sub>O a temperature tra 920 e circa 1000 °C (Figura 8.7).

Mantenendo temperature intorno a circa ~920-1000 °C durante la messa in posto di una colata riolitica, le cinetiche di cristallizzazione saranno controllate da processi di disequilibrio, quindi i tempi di innesco della nucleazione di nuove fasi cristalline potrebbero essere molto lunghi (Swanson et al., 1989). Le barriere energetiche potrebbero essere superate in tempi molto più brevi solo a temperature al di sotto di 900 °C (tra ~820 e 900 °C), dove il grado di sotto-raffreddamento (Fenn, 1977; Swanson, 1977)

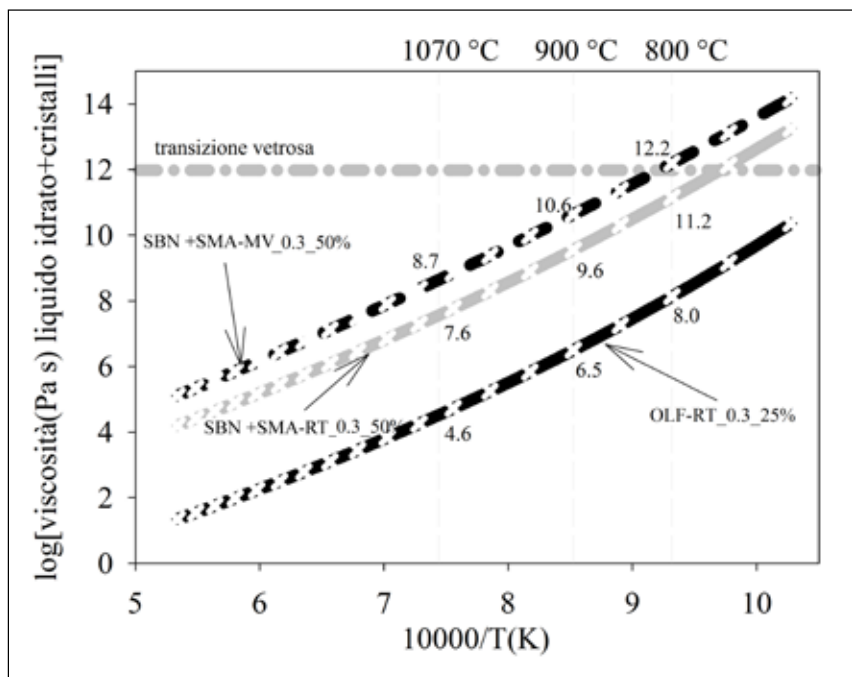
è molto alto e l'energia libera all'interfaccia cristallo-liquido è ridotta (Hammer, 2004; Arzilli et al., 2015). In queste condizioni le cinetiche di nucleazione potrebbero essere molto veloci, favorendo la cristallizzazione di microliti e sferuliti durante la fase finale della messa in posto della colata (fase di cristallizzazione tardiva). Questo evento di cristallizzazione potrebbe aver contribuito all'aumento della viscosità totale della colata, modificando drasticamente le proprietà reologiche della lava.

## 8.6 Implicazioni vulcanologiche

La messa in posto di colate laviche ricche in SiO<sub>2</sub>, e talvolta ricche in cristalli, che percorrono lunghe distanze è un fenomeno che si incontra con una relativa frequenza in natura (Polo et al., 2017a,b; Castro et al., 2005; Tuffen et al., 2013 tra gli altri). Il fenomeno è controverso in quanto, data l'elevata viscosità dei fusi acidi, ci si aspetta una temperatura eruttiva piuttosto alta, ben più alta delle temperature tipiche (750 – 900 °C; e.g. Martel, 2012; Waters et al., 2015) delle eruzioni esplosive riolitiche o dacitiche, ed un contenuto di volatili sufficientemente basso tale da prevenire lo svilupparsi di eruzioni a carattere esplosivo. I calcoli di solubilità mostrano infatti che se il magma contenesse le percentuali

di H<sub>2</sub>O disciolta tipiche delle lave ossidiane (0.1 – 0.5% in peso) la decompressione durante la risalita dovrebbe produrre valori di vescicolarità tali da portare ad una risalita rapida del magma ed alla sua frammentazione (es. Shields et al., 2016; Gonnermann, 2015).

Inoltre, al contrario delle colate prodotte da magmi basici, l'evento di messa in posto di una colata lavica acida di grande volume è stato soltanto recentemente (es. Tuffen et al., 2013; Farquharson et al., 2015) osservato in natura. Le eruzioni del vulcano Chaitén (Cile) nel 2008–2009 e del Cordon Caulle (Cile) nel 2011-2012 sono state le uniche opportunità di osservare direttamente la messa in posto di colate laviche riolitiche. Grazie alla osservazione dettagliata di questi eventi, si è capito che la messa in posto di colate acide di grande volume, lunghezza, spessore (Ferrari et al., 1996; La Felice et al., 2014), e alto contenuto in cristalli (Cristiani e Mazzuoli, 2003), come quelle studiate al Monte Amiata, non deve sorprendere. Come infatti dimostrato dai recenti studi di Tuffen et al. (2013) e Farquharson et al. (2015), ad esempio, il grande spessore di una colata rappresenta una efficiente barriera termica capace di garantire una minima dispersione di calore e permettere alle colate di restare a temperature ben più alte della T<sub>g</sub>, e pertanto in flusso, anche per durate di svariati anni successivamente alla cessazione della emissione del



**Figura 8.7** - Il diagramma mostra l'intervallo di temperature pre-eruttive e della messa in posto delle colate laviche ottenute con il geotermometro clinopirosseno-liquido (Neave and Putirka, 2017) e quello plagioclasio-liquido (Putirka, 2008), nella misura sono stati presi in considerazione rispettivamente i fenocristalli di clinopirosseno e plagioclasio. Le temperature finali di messa in posto della colata lavica sono state ottenute usando i microliti di plagioclasio cresciuti nella matrice, attraverso il geotermometro plagioclasio-liquido (Putirka, 2008).  
 - The diagram shows the range of pre-eruptive temperatures obtained with the clinopyroxene-liquid thermometer (Neave and Putirka, 2017) and plagioclase-liquid thermometer (Putirka, 2008), considering phenocrysts of clinopyroxene and plagioclase respectively. Temperatures at the end of the lava emplacement were obtained using plagioclase-liquid thermometer (Putirka, 2008), considering plagioclase microlites.

magma alla bocca eruttiva. L'esempio dell'eruzione del 2011-2012 al Cordon Caulle, che ha prodotto un campo lavico con uno spessore di circa 30 m ed un volume di materiale effusivo di circa 0.5 km<sup>3</sup>, è ben documentato. Il campo lavico in questione è infatti rimasto a temperatura superiore alla T<sub>g</sub> per oltre tre anni dopo l'inizio dell'eruzione.

A garantire il flusso e la propagazione delle colate contribuiscono anche altri processi importanti, quali quello della cristallizzazione delle sferuliti, che si trovano con grande frequenza nelle lave del Monte Amiata<sup>7</sup>, quello della solubilità retrograda (o riassorbimento

<sup>7</sup> Vedi Capitolo 7

dei volatili), e quello della localizzazione dello sforzo di taglio conseguente alla formazione di veri e propri piani di bolle su cui il flusso scorre (es Figura 5.1, questo volume). Questa localizzazione dello sforzo di taglio favorisce la messa in posto di flussi lavici, anche con significative proporzioni di cristalli, di velocità anche sostenuta. Inoltre, la cristallizzazione delle sferuliti è un fenomeno esotermo e determina un trasferimento di calore al flusso ed un aumento della sua temperatura. Infine, il meccanismo della solubilità retrograda (Ryan et al., 2015 ne forniscono un esauriente sommario) permette al magma in flusso di riassorbire i volatili ( $H_2O$  in particolare) e di abbassare la  $T_g$  effettiva del magma, modificando inoltre le condizioni di *subliquidus* dove la nucleazione e crescita delle fasi cristalline sono energeticamente attive. Questo processo di riassorbimento dei volatili, che potrebbe anche contribuire a far collassare le strutture espanse a causa della diminuzione della viscosità per dissoluzione dell' $H_2O$ , avrebbe potuto anch'esso determinare l'ampliamento della finestra temporale di scorrimento dei flussi al Monte Amiata. Un altro effetto che il riassorbimento potrebbe determinare è una essoluzione secondaria dei volatili, secondo un meccanismo di continua ri-alimentazione, che favorirebbe il processo di localizzazione dello sforzo di taglio ad opera della formazione ciclica di letti di bolle. La solubilità retrograda potrebbe infatti essere alla base di alcune particolari strutture e tessiture (letti di bolle stirate) che si trovano con una certa frequenza negli affioramenti acidi del Monte Amiata<sup>8</sup>.

## 8.7 Conclusioni

In questo lavoro abbiamo valutato le condizioni pre- e sin-eruttive dei magmi e delle lave eruttati dal Monte Amiata nelle fasi effusive note in superficie (ca. 304-230 ka).

Le temperature stimate del magma nelle fasi iniziali della cristallizzazione (pirosseni, olivine, ossidi) hanno, indipendentemente dalla composizione della lava in studio, valori fino a 1070°C e valori medi compresi tra i 950 ed i 1000 °C. Queste temperature sono alte rispetto alle temperature eruttive tipiche dei prodotti riolitici e sono consistenti con lo scenario magmatologico proposto da numerosi autori precedenti (Van Bergen, 1983; Ferrari et al., 1996; Conticelli et al., 2015), secondo cui l'eruzione dei magmi acidi del Monte Amiata è stata innescata da un processo di *mixing* scaturito dall'intrusione di un magma basico più caldo. L'impiego dei modelli geo-termometrici, che richiedono il rispetto di determinate condizioni di equilibrio, rivelano anche che il magma in equilibrio con i fenocristalli è quello della RT e che questo magma ha temperature comprese nell'intervallo citato sopra (900-1070°C).

Inoltre, dato l'equilibrio tra i fenocristalli ed il liquido costituito dalla RT, l'elevato contenuto in fenocristalli (sempre maggiore del 25% in volume, con valori fino al 60% in volume secondo Conticelli et al., 2015), e l'elevata viscosità dei prodotti degassati, si assume che il contenuto di fenocristalli e micro-fenocristalli presenti nelle miscele magmatiche durante la risalita e la messa in posto delle colate, sia rimasto sostanzialmente invariato dal momento dell'inizio dell'eruzione ed in particolare durante la fase di messa in posto delle colate stesse. Questa affermazione è consistente con quanto tipicamente riscontrato in altri ambienti geodinamici in cui siano noti duomi e colate laviche acide come quelle investigate nel presente studio (Cordón Caulle, Cile; St. Helens, USA) (Tuffen et al., 2013; Farquharson et al., 2015). Una ulteriore possibile conferma di quanto sopra assunto, sembra essere fornita dal costante disequilibrio tra la matrice vetrosa, i cristalli e i microliti (sono pochissimi i cristalliti in equilibrio con la MV). Questo porta anche a non potere escludere l'ipotesi che una

<sup>8</sup> Vedi Capitolo 5

componente della cristallizzazione dei microliti sia avvenuta in una fase molto tardiva della messa in posto delle colate o successivamente all'arresto.

Abbiamo anche mostrato come, alle condizioni termodinamiche determinate in questo studio, non ci debba sorprendere l'evento di messa in posto di colate acide di grande volume, lunghezza, spessore, e alto contenuto in cristalli, come quelle studiate al Monte Amiata. Questo processo è infatti facilmente comprensibile date le condizioni termodinamiche con cui il magma è risalito lungo il condotto e l'efficiente isolamento termico fornito dalla crosta formata sulle colate del Monte Amiata (Coppola et al., 2017; Tuffen et al., 2013; Farquharson et al., 2015), e altri potenziali processi tipicamente associati alle eruzioni effusive acide (solubilità retrograda, cristallizzazione delle sferuliti, localizzazione dello sforzo di taglio).

Analogamente a quanto discusso per le colate, anche la messa in posto dei duomi lavici è stata resa possibile dall'elevata temperatura delle lave che, seppur più degassate, si sono trovate per un tempo sufficientemente lungo al di

sopra della transizione vetrosa. L'innalzamento della temperatura, causato dal mescolamento con un magma più basico (testimoniato dalla presenza di numerosi inclusi mafici), è il fattore che ha probabilmente innescato l'eruzione. La viscosità nei duomi è più alta di quella delle colate, tuttavia essa è stata modificata dal basso contenuto di cristalli misurato nei duomi. Per migliorare e meglio dettagliare questo modello, sarà sicuramente necessario approfondire il ruolo del magma mafico degli inclusi nei duomi con studi specifici.

La presenza dei cristalli di sanidino rotti all'interno delle colate e di cristalli di sanidino perfettamente integri nei duomi si può attribuire a due principali fattori: i) al più alto tasso di alimentazione/deformazione che il sistema vulcanico ha manifestato durante l'eruzione dei flussi lavici (peraltro confermato dai grandi volumi emessi durante le fasi che hanno messo in posto le lave SBN), rispetto a quello che si è avuto durante la messa in posto dei duomi; ii) dal maggiore contenuto solido, che ha reso l'elevato tasso di alimentazione efficiente per la frammentazione dei cristalli.

**Opere citate**

Ardia P., Giordano D. e Schmidt M.W. (2008) A model for the viscosity of rhyolite as a function of H<sub>2</sub>O-content and pressure: A calibration based on centrifuge piston cylinder experiments. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 72, 6103-6123.

Arzilli F., Agostini C., Landi P., Fortunati A., Mancini L., Carroll M.R. (2015) Plagioclase nucleation and growth kinetics in a hydrous basaltic melt by decompression experiments. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 170, 55.

Cadoux A. e Pinti D.L. (2009) Hybrid character and pre-eruptive events of Mt Amiata volcano (Italy) inferred from geochronological, petro-geochemical and isotopic data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 179, 169-190.

Caricchi L., Burlini L., Ulmer P., Gerya T., Vassalli M. and Papale P. (2007) Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 264, 402–419.

Caricchi L., Giordano D., Burlini L., Ulmer P. and Romano C. (2008) Rheological properties of magma from the 1538 eruption of Monte Nuovo (Phlegrean Fields, Italy): an experimental study. *Chem. Geol.* 256, 158–171.

Castro J.M., Dingwell D., Nichils A.R.L. e Gardner J.E. (2005) New insights on the origin of flow bands in obsidian. *GeoScienceWorld, Geol. Soc. America*, pp. 396.

Chong J. S., Christiansen E. B. and Baer A. D. (1971) Rheology of concentrated suspensions. *J. Appl. Polym. Sci.* 15, 2007– 2021.

Conticelli S., Boari E., Burlamacchi L., Cifelli F., Moscardi F., Laurenzi M., Ferrari P. L., Francalanci L., Benvenuti M.G., Braschi E. e Manetti P. (2015) Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of Monte Amiata Volcano, Central Italy: evidence for magma mixing between high-K calc-alkaline and leucititic mantle-derived magmas. *Ital. J. Geosci.*, 134, 266-290.

Cristiani C. e Mazzuoli R. (2003) Monte Amiata volcanic products and their inclusions. *Periodico di Mineralogia*, 72, 169-181.

Coppola D., Laiolo M., Franchi A., Massimetti F., Cigolini C. (2017). Measuring effusion rates of obsidian lava flows by means of satellite thermal data. *J. Volcanol. Geoth. Res.* (in press) doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.003

Costa A., Caricchi L. and Bagdassarov N. (2009) A model for the rheology of particle-bearing suspensions and partially molten rocks. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10.

Farquharson, J., James, M.R., Tuffen, H., 2015. Examining rhyolite lava flow dynamics through photo-based 3D reconstructions of the 2011–2012 lava flowfield at Cordón-Caulle, Chile. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 304, 336–348.

Fenn P.M. (1977) The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melts. *Can. Mineral.*, 15, 135–161.

Ferrari L., Conticelli S., Burlamacchi L. e Manetti P. (1996) Volcanological Evolution of the Monte Amiata Volcanic Center, Southern Tuscany, Central Italy: New Geological and Petrochemical data. *Acta Vulcanol.*, 8, 41-56.



Gianelli G., Puxeddu M., Batini F., Bertini G., Dini I., Pandeli E. e Nicolich R. (1988) Geological model of a young volcanoplutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy). *Geothermics*, 17, 719-734.

Giordano D., Nichols A.R. e Dingwell D.B. (2005) Glass transition temperatures of natural hydrous melts: a relationship with shear viscosity and implications for the welding process. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 142, 105–118.

Giordano D., Russell J.K. e Dingwell D.B. (2008) Viscosity of magmatic liquids: a model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 271, 123–134.

Giordano D., Ardia P., Romano C., Dingwell D.B., Di Muro A., Schmidt M.W., Mangiacapra A. e Hess K-U. (2009) The rheological evolution of alkaline Vesuvius magmas and comparison with alkaline series from the Phlegrean Fields, Etna, Stromboli and Teide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73, 6613–6630.

Giraud, A., Dupuy C. and Dostal J. (1986) Behaviour of Trace elements during magmatic processes in the crust: application to acidic volcanic rocks of Tuscany (Italy). *Chemical Geology*, 57 269--288

Gonnermann, H., 2015. Magma fragmentation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 43, 431–458.

Gottsmann J. e Dingwell D.B. (2001) The cooling of frontal flow ramps: a calorimetric study on the Rocche Rosse rhyolite flow, Lipari, Aeolian Islands, Italy. *Terra Nova*, 13, 157–164.

Hammer J.E. (2004) Crystal nucleation in hydrous rhyolite: Experimental data applied to classical theory. *Am. Mineral.*, 89, 1673–1679

Harrison T.M. e Watson E.B. (1984) The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1467–1477.

Helz R.T. e Thornber C.R. (1987) Geothermometry of Kilauea Iki lava lake, Hawaii, *Bull. Volcanol.*, 49, 651–668.

Innocenti F., Serri G., Manetti P., Ferrara G. e Tonarini S. (1992) Genesis and classification of the rocks of the Tuscan Magmatic Province: Thirty years after Marinelli's model. *Acta Vulcanol.*, 2, 247-265.

La Felice S., Montanari D., Battaglia S., Bertini G. e Gianelli G. (2014) Fracture permeability and water-rock interaction in a shallow volcanic groundwater reservoir and the concern of its interaction with the deep geothermal reservoir of Mt. Amiata, Italy. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 284, 95-105.

Laurenzi M.A., Braschi E., Casalini M. e Conticelli S. (2015) New  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating and revision of the geochronology of the Monte Amiata Volcano, Central Italy. *Ital. J. Geosci.*, 134, 255-265.

Lejeune A. M. and Richet P. (1995) Rheology of crystal-bearing silicate melts – an experimental study at high viscosities. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 100, 4215–4229.

Marroni M., Moratti G., Costantini A., Conticelli S., Benvenuti M.G., Pandolfi L., Bonini M., Cornamusini G. e Laurenzi M.A. (2015). Geology of the Monte Amiata region, Southern Tuscany, Central Italy. *Ital. J. Geosc.*, 134, 171-199.

Martel C. (2012). Eruption dynamics inferred from microlite crystallization experiments: Application to Plinian and dome-forming eruptions of Mt Pelée (Martinique, Lesser Antilles), *Journal of Petrology*, vol. 53, 699-725

Masotta M., Mollo M., Freda C., Gaeta M. e Moore G. (2013) Clinopyroxene–liquid thermometers

and barometers specific to alkaline differentiated magmas, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166 (6), 1545-1561. Neave, D.A. & Putirka, K.D. 2017. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *American Mineralogist* 102.

Papale P., Moretti R. e Barbato D. (2006) The compositional dependence of the saturation surface of H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub> fluids in silicate melts. *Chem. Geol.*, 229, 78-95.

Peccerillo A., Conticelli S. and Manetti P. (1987) Petrological characteristics and the genesis of the recent magmatism of Southern Tuscany and Northern Latium. *Per. Miner.*, 56, 157-172. Poli G., Frey F.A. e Ferrara G. (1984) Geochemical characteristics of the South Tuscany (Italy) magmatic province: constraints on lava petrogenesis. *Chem. Geol.*, 43, 203-221.

Polo, L.A.; Giordano, D.; Janasi, V.A.; Guimarães, L.F. (2017a). Effusive silicic volcanism in the Paraná Magmatic Province, South Brazil: physico-chemical conditions of storage and eruption and considerations on the rheological behavior during emplacement. *J. Volcanol. Geoth. Res.* doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.05.027

Polo, L.A., Janasi, V.A., Giordano, D., Cañón-Tapia, E., Lima, E.F., Roverato, M., 2017b. Effusive silicic volcanism in the Paraná Magmatic Province, South Brazil: evidence for locally fed lava flows and domes from detailed field work. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (in review).

Putirka, K.D. (2005) Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90:336-346.

Putirka K. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka K. & Tepley F. (eds), *Minerals, inclusions and volcanic processes, Reviews in mineralogy and geochemistry*, vol 69, Mineral. Soc. of America, Chantilly, VA, USA, pp. 61–120.

Putirka K., Johnson M., Kinzler R. e 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 F.J. e Mikaelian H. (2003) New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene liquid equilibria. *Am. Min.*, 88, 1542–1554.

Ryan A.G., Russell J.K., Hess K.U., Phillion A.B. e Dingwell D.B. (2015) Vesiculation in rhyolite at low H<sub>2</sub>O contents: A thermodynamic model. AGU Publications, doi:10.1002/2015GC006024.

Robert G, Russell J.K.; Giordano D. (2008a). Rheology of porous volcanic materials: High-temperature experimentation under controlled water pressure. *Chem. Geol.*, 256, 215-229;

Robert G, Russell J.K.; Giordano D., Romano C. (2008b). High-T deformation of volcanic materials in the presence of water. *American Mineralogist* 93, 74-80;

Rombai C., Trua T. e Matteini M. (1995) Metamorphic xenoliths and magmatic inclusions in the Quaternary lavas of Mt. Amiata (Tuscany, Central Italy): Inferences for P-T conditions of Magma Chamber. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Series A*, 102, 21-38.

Saar M. O., Manga M., Cashman K. V. and Fremouw S. (2001). Numerical models of the onset of yield strength in crystal–melt suspensions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 187, 367–379.

Shields J.K., Mader H., Pistone M., Caricchi L., Floess D. e Putlitz B. (2016) Strain-induced outgassing of three-phase magmas during simple shear. *JFR*, doi:10.1002/2014JB011111.

Swanson S.E. (1977) Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *Am. Miner.*, 62, 966–978

Swanson S.E., Naney M.T., Westrich, H.R. e Eichelberger J.C. (1989) Crystallization history of Obsidian dome, Inyo domes, California. *Bull. Volcanol.*, 51, 161-176.

Tuffen H, James M.R., Castro J.M. Schipper C.I. (2013). Exceptional mobility of an advancing rhyolitic obsidian flow at Cordón Caulle volcano in Chile. *Nature Communication*. DOI: 10.1038/ncomms3709

Van Bergen M.J. (1983) Polyphase metamorphic sedimentary xenoliths from Monte Amiata volcanics (central Italy); evidence for a partially disrupted contact aureole. *Geol. Rundschau*, 72, 637-662.

Vona A., Romano C., Dingwell D.B, Giordano D. (2011). The rheology of crystal-bearing basaltic magmas from Stromboli and Etna. *Geoch. Cosmoch. Acta*. 75, 3214–3236;

Waters L.E. e Lange R.A. (2015) An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites. *Am. Mineral*, 100, 2172–2184.

Waters L.E., Andrews B.J. e Lange R.A. (2015) Rapid crystallization of plagioclase phenocrysts in silicic melts during fluid-saturated ascent: Phase equilibrium and decompression experiments. *J. Petrol.*, 56, 981-1006.

Westrich, H., Eichelberger, J. (1994). Gas transport and bubble collapse in rhyolitic magma: an experimental approach. *Bull. Volcanol.* 56, 447–458.

Westrich H.R., Stockmanh W. e Eichelberger J.C. (1988) Degassing of rhyolitic magma during ascent and emplacement. *J. Geophys. Res.*, 93, 6503-6511.